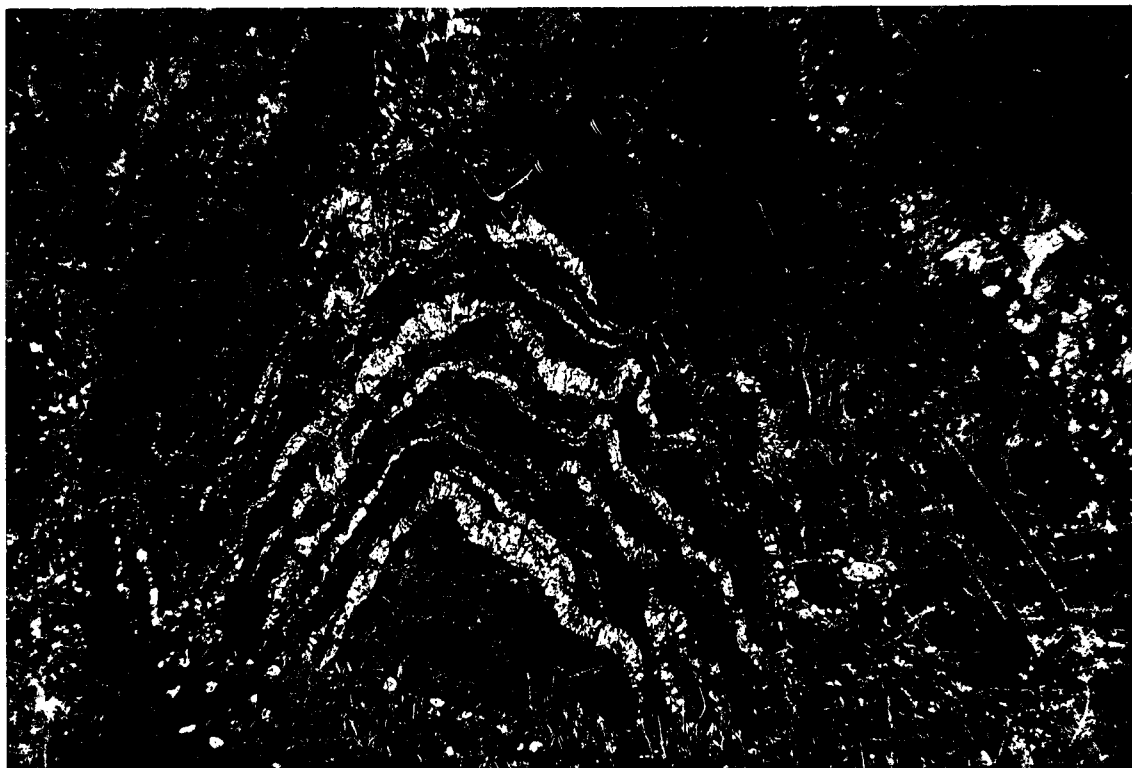


**Estrutura de uma Geotransversal Entre
Brinches e Mourão (Zona de Ossa-Morena):
Implicações na Evolução Geodinâmica da
Margem Sudoeste do Terreno
Autóctone Ibérico.**



António Alexandre Ventura Araújo

Departamento de Geociências da Universidade de Évora

Évora, 1995

Estrutura de uma Geotransversal Entre Brinches e Mourão (Zona de Ossa-Morena): Implicações na Evolução Geodinâmica da Margem Sudoeste do Terreno Autóctone Ibérico.

António Alexandre Ventura Araújo



74941

Departamento de Geociências da Universidade de Évora

Dissertação apresentada à Universidade de Évora
para a obtenção do grau de Doutor em Geologia,
na especialidade de Geologia Estrutural

Évora, 1995

Fotografia da capa - EN 258, estrada Santo Aleixo da Restauração-Barrancos. Formação de Barrancos - veios de quartzo dobrados pela terceira fase de deformação varisca.

" A Classificação dos constituintes dum caos, nada menos do que isso é aqui tentado"

Herman Melville, Moby Dick

*" There are more things in heaven and Earth, ...
than are dreamt of in your philosophy"*

Shakespeare



No limiar do Caos... Eixos cruzados de segunda fase (regime constritivo) a que se sobrepôs um dobramento de terceira fase (Vale do Rio Guadiana, Formação da Ribeira da Rocha Fria).

"Água mole em pedra dura tanto bate até que fura" - Ditado popular.

À Rita e à Joana

ÍNDICE

	Pag.
PREFÁCIO	V
AGRADECIMENTOS	VII
Principais abreviaturas usadas neste trabalho	X
RESUMO	XI
ABSTRACT	XII
1 - INTRODUÇÃO	1
1.1 - LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA DO SECTOR ESTUDADO	4
1.2 - ASPECTOS GERAIS DA ZONA DE OSSA MORENA	6
1.2.1 - DOMÍNIO DA FAIXA BLASTOMILONÍTICA	9
1.2.2 - DOMÍNIO DE ALTER DO CHÃO-ELVAS	11
1.2.3 - DOMÍNIO DE ESTREMOZ-BARRANCOS	12
1.2.4 - DOMÍNIO DE ÉVORA-BEJA	14
1.3 - COMPLEXO OFIOLÍTICO DE BEJA-ACEBUCHES	15
2 - CARACTERIZAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA E TECTÓNICA DAS UNIDADES ESTUDADAS	18
2.1 - DOMÍNIO DE ESTREMOZ-BARRANCOS	19
2.1.1 - FORMAÇÃO DE OSSA	19
2.1.2 - FORMAÇÃO DE BARRANCOS	22
2.1.3 - FORMAÇÕES SILÚRICAS E DEVÓNICAS	24
a) Formação de Colorada	24
b) Formação dos Xistos com Nódulos	24
c) Formação dos Xistos Raiados	24
d) Formação de Russianas	25
e) Formação de Terena	25
2.1.4 - SECTOR DO ANTICLINAL DE ESTREMOZ	26
2.2 - DOMÍNIO DE ÉVORA-BEJA	27
2.2.1 - SECTOR DO "ANTICLINAL" DE MOURA-FICALHO	30
a) Proterozóico Superior (Série Negra)	30
b) Formação Dolomítica	30

c) Horizonte Sílico-Ferruginoso	31
d) Complexo Vulcano-Sedimentar de Moura-Ficalho	31
e) Complexo Filonítico de Moura	33
2.2.2 - SECTOR DE MARMELAR VERA-CRUZ	34
a) Unidade de Monte Sampaio	34
b) Unidade do Moinho de Vilares	36
c) Complexo de Monte Ínsua	38
d) Unidade da Azenha da Rabadoa	39
e) Unidade da Mina do Pequito	39
2.2.3 - SECTOR DE PEDRÓGÃO-BRINCHES	40
a) Granito de Pedrógão	41
b) Complexo de Pedrógão-São Lourenço	42
c) Unidades do Barranco do Vale Corvo e do Monte da Boleja	45
d) Unidades da Ribeira de Odearce e do Barranco dos Castelos	45
e) Unidades dos Monteses e da Serrinha	46
2.2.4 - REGIÃO DE PORTEL-VIANA DO ALENTEJO-ALVITO	47
2.2.5 - REGIÃO DE MONTEMOR-SANTIAGO DO ESCOURAL-ÉVORA	50
3 - TECTÓNICA	54
3.1 - METODOLOGIA	54
3.2 - DOMÍNIO DE ESTREMOZ-BARRANCOS	56
3.2.1 - PRIMEIRA FASE DE DEFORMAÇÃO	56
3.2.2 - SEGUNDA FASE DE DEFORMAÇÃO	57
3.2.2.1 - ANÁLISE GEOMÉTRICA	57
a) Clivagem	57
b) lineação de intersecção	58
c) Lineação de estiramento	59
d) Dobras	61
3.2.2.2 - INTERPRETAÇÃO CINEMÁTICA DAS ESTRUTURAS DE SEGUNDA FASE	63
3.2.3 - TERCEIRA FASE DE DEFORMAÇÃO	68
3.2.3.1 - ANÁLISE GEOMÉTRICA	68
a) Clivagem	68
b) Lineações	69
c) Dobras	70
d) Fracturas	72
3.2.3.2 - INTERPRETAÇÃO CINEMÁTICA DAS ESTRUTURAS DE TERCEIRA FASE	74

3.2.4 - DEFORMAÇÃO TARDI-VARISCA	76
3.3 - DOMÍNIO DE ÉVORA-BEJA	78
3.3.1 - PRIMEIRA FASE DE DEFORMAÇÃO	80
3.3.1.1 - ANÁLISE GEOMÉTRICA	82
a) Clivagem	82
b) Lineação de intersecção	83
c) Lineação de estiramento	85
d) Dobras	85
e) Fendas de tracção tardi-F1	86
3.3.1.2 - INTERPRETAÇÃO CINEMÁTICA DAS ESTRUTURAS DE PRIMEIRA FASE	87
3.3.2 - SEGUNDA FASE DE DEFORMAÇÃO	89
3.3.2.1 - ANÁLISE GEOMÉTRICA	90
a) Clivagem	90
b) Lineação de intersecção	92
c) Lineação de estiramento	93
d) Dobras	95
e) Carreamentos tardi-F2	97
3.3.2.2 - INTERPRETAÇÃO CINEMÁTICA DAS ESTRUTURAS DE SEGUNDA FASE	98
3.3.3 - TERCEIRA FASE DE DEFORMAÇÃO	105
3.3.3.1 - ANÁLISE GEOMÉTRICA	105
a) Clivagem	105
b) Lineações	106
c) Dobras	107
d) Fracturas	108
3.3.3.2 - INTERPRETAÇÃO CINEMÁTICA DAS ESTRUTURAS DE TERCEIRA FASE	111
3.3.4 - DEFORMAÇÃO TARDI-VARISCA	112
3.4 - DEFORMAÇÃO ALPINA	114
4 - DATAÇÃO DAS FASES DE DEFORMAÇÃO	117
a) Primeira e segunda fases de deformação	117
b) Terceira fase de deformação	119
5 - SÍNTESE DA EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DO RAMO SUL DA CADEIA VARISCA IBÉRICA	121
5.1 - O PERÍODO PRÉ-TECTÓNICO: ASPECTOS RELEVANTES DA EVOLUÇÃO DA ZOM DURANTE O PALEOZÓICO INFERIOR	122

5.2 - O PERÍODO DE TECTOGENESE: A EVOLUÇÃO TECTÓNICA DOS DOMÍNIOS DE ESTREMOZ-BARRANCOS E DO MACIÇO DE ÉVORA-BEJA NO CONTEXTO REGIONAL.	134
6 - CONCLUSÕES	170
BIBLIOGRAFIA	180
ANEXO 1 - Mapa de Enquadramento: Principais Divisões Tectonoestratigráficas	
ANEXO 2 - Folha 1: Carta Geológica Esquemática e de Estruturas Macroscópicas	
ANEXO 3 -Folha 2: Carta Geológica Esquemática e de Estruturas Macroscópicas	
ANEXO 4 -Folha 3: Carta Geológica Esquemática e de Estruturas Macroscópicas	
ANEXO 5 - Folha 1: Clivagem S2	
ANEXO 6 - Folha 1: Intersecção e Eixos de F2	
ANEXO 7 - Folha 1 : Estiramento de F2	
ANEXO 8 - Folha 1: Clivagem S3	
ANEXO 9 - Folha 1: Intersecção e Eixos de F3	
ANEXO 10 - Folha 2: Foliação (S1 e S2)	
ANEXO 11 - Folha 2: Intersecção e Eixos de F2	
ANEXO 12 - Folha 2: Estiramentos de F1 e de F2	
ANEXO 13 - Folha 2: Clivagem S3	
ANEXO 14 - Folha 2: Intersecção e Eixos de F3	
ANEXO 15 - Folha 3: Foliação (S1 e S2)	
ANEXO 16 - Folha 3: Intersecção e Eixos de F2	
ANEXO 17 - Folha 3: Estiramento de F1	
ANEXO 18 - Folha 3: Estiramento de F2	
ANEXO 19 - Programas informáticos desenvolvidos para gestão de dados de Geologia de Campo e Cartografia Automática	
ANEXO 20 - Principais características petrográficas das unidades estudadas	

PREFÁCIO

O presente trabalho, realizado sob a orientação do Professor António Ribeiro, tem por objectivo esclarecer a estrutura, tectónica e evolução geodinâmica do ramo sul do soco varisco peninsular durante o Paleozóico.

A investigação iniciou-se em 1985 e dela resultaram, à medida do avanço dos conhecimentos, diversas publicações, entre as quais se salienta o trabalho apresentado no âmbito das Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, em 1989, subordinado ao tema "Estrutura de uma Geotransversal no Rio Guadiana entre Moura e Mourão".

Seguindo a mesma metodologia deste trabalho, completou-se a cartografia estrutural, à escala 1/5000, do vale do Rio Guadiana entre Luz (Mourão) e Brinches. Com vista à correcta extrapolação a todo o Domínio de Évora-Beja, do modelo tectono-estrutural estabelecido na geotransversal do Rio Guadiana, foram igualmente realizados cortes e levantamentos pontuais noutros sectores da Zona de Ossa Morena.

Este trabalho não é uma obra definitiva, pretendendo ser apenas uma contribuição para o esclarecimento da geologia e tectónica da região. A esmagadora maioria da informação apresentada ao longo deste volume foi obtida tendo como "ferramentas" uma viatura de todo-o-terreno, um martelo, uma bússola de geólogo e um computador pessoal. Recorremos com alguma regularidade à execução de lâminas delgadas e só muito pontualmente é que dispusemos de informação mais detalhada, no domínio da Petrologia e Geoquímica, graças à colaboração do Prof. José Manuel Munhá.

Nas páginas que se seguem, deixam-se em aberto numerosos problemas, lançando-se às vezes várias hipóteses alternativas, que só poderão ser testadas com recurso a métodos de estudo mais específicos, particularmente nas áreas da Geocronologia, da Geoquímica e da Petrologia.

O trabalho agora apresentado, fundamentalmente de Cartografia Estrutural, permite contudo corroborar alguns modelos já apresentados em publicações anteriores, contestar outros, e lançar alguns dados novos sobre a evolução geodinâmica do ramo sul da Cadeia Varisca.

O presente volume é acompanhado por um conjunto de cartas geológicas e de estruturas, uma de enquadramento à escala 1/50000 (anexo 1) e as outras à escala 1/20000

(anexos 2 a 18), cobrindo toda a região cartografada ao longo do Vale do Guadiana. A redução da escala efectuada das minutas de campo para a versão agora apresentada, acarretou pontualmente alguma perda de informação de pormenor, justificando-se no entanto por questões práticas, uma vez que mesmo à escala 1/20000, a geotransversal levantada tem cerca de 3 metros de comprimento. A esta escala, a área cartografada encontra-se dividida em três folhas, que incluem, além de um mapa geológico de base (anexos 2, 3 e 4), uma série de cartas de estruturas mesoscópicas, planares e lineares das três fases de deformação dúcteis, presentes na região (anexos 5 a 18). Como a deformação é heterogénea ao longo da geotransversal levantada, nuns sectores dá-se maior destaque às fases precoces (Domínio de Évora-Beja), enquanto noutros se apresenta detalhadamente as estruturas mesoscópicas mais tardias (Domínio de Estremoz-Barrancos). Assim, para as três folhas que cobrem a cartografia do Vale do Guadiana, as estruturas mesoscópicas apresentadas não são sempre as mesmas.

É importante salientar que nos anexos 5 a 18, ao decidirmos apresentar uns dados em conjunto, outros separados, numas regiões apresentar mais informação sobre a primeira fase e noutras apresentar informação sobre a segunda ou a terceira fase, pesou, para além da heterogeneidade da deformação, factores de ordem prática e económica:

- O número de mapas incluído neste trabalho já é bastante elevado e quanto maior fosse esse número, mais difícil seria a sua consulta e o acompanhamento dos raciocínios expostos ao longo deste trabalho.

- Um elevado número de mapas tornaria também o trabalho extremamente dispendioso (cada folha em papel transparente tem um preço superior ao de 50 páginas de texto).

Pontualmente, em sectores considerados importantes para a interpretação da estrutura, apresenta-se cartografia a escalas mais detalhadas, na forma de figuras intercaladas no texto.

Em anexo apresenta-se ainda o "software" utilizado na gestão e organização dos dados estruturais recolhidos no campo (base de dados GEODB) e na preparação das cartas que acompanham o trabalho (programa MAPA), bem como um pequeno manual de utilização deste "software"(anexo 19).

O anexo 20 corresponde a uma descrição petrográfica sumária das lâminas delgadas colhidas durante os trabalhos de campo, fundamentalmente para estudos microestruturais.

AGRADECIMENTOS

É norma num trabalho desta natureza agradecer-se em primeiro lugar ao orientador científico. Para cumprir a praxe, começo pelo Professor António Ribeiro, que considero em primeiro lugar Amigo e só depois orientador. O título de Professor só surge para cumprir essa mesma praxe, porque na realidade nestas linhas preferiria chamar-lhe António na segunda pessoa do singular, como fez questão que eu o tratasse desde o primeiro momento em que comecei a trabalhar com ele. Como não me sentiria satisfeito se aqui escrevesse as frases habituais, prefiro apenas dizer-te obrigado pela amizade e por tudo o que te devo em termos profissionais. Com a minha mudança para Évora tenho por vezes saudades das nossas frequentes "calorosas discussões científicas". Terminada a "hibernação" a que me votei para acabar este trabalho, espero que os nossos encontros voltem a ser mais regulares.

As entidades que contribuíram para a realização deste estudo foram, em primeiro lugar, o Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, que forneceu os meios logísticos essenciais à realização do trabalho, viaturas para os levantamentos de campo, execução de lâminas delgadas, microscópio petrográfico para o seu estudo, pontualmente o uso de microssonda electrónica, etc. À Universidade de Évora deve-se os meios logísticos usados no campo durante a fase de ultimateção do trabalho e a edição deste volume.

Aos SGP e SFM, actualmente reunidos numa mesma instituição (IGM), devemos uma estreita colaboração científica e algum apoio logístico no início deste trabalho: o Sr. Mendes deu-nos apoio no campo com uma viatura todo-o-terreno durante uma semana e a grande maioria das pranchetas topográficas, à escala 1/5000, usadas nos levantamentos, foram obtidas e duplicadas nas instalações do SFM de Beja.

As instituições que contribuíram para o financiamento desta tese foram o INIC, através do projecto "Modelos Geodinâmicos", a Direcção Geral de Qualidade do Ambiente pelo projecto "Modelo Sismotectonofísico de Portugal", a JNICT pelo projecto "Estudos Tectónicos e Sismotectónicos para a Modelização da Estrutura Profunda em Portugal" e o PRODEP, através de uma bolsa de doutoramento, obtida no âmbito do subprograma para o ensino superior - formação de docentes.

O projecto Erasmus financiou-nos uma estadia em Barcelona, durante um workshop subordinado ao tema "A informática e a Geologia Estrutural" que foi de extrema importância para a nossa formação neste domínio. Ao INIC, Conselho de Reitores, JNICT, CSIC

(Espanha) e British Council devemos ainda o financiamento de pequenos projectos de cooperação com as Universidades de Southampton e Salamanca, que muito contribuíram para a nossa formação e, portanto, embora indirectamente, também foram importantes para a realização da presente tese.

São muitos os colegas e amigos que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho e que aqui merecem uma referência particular. Se me esquecer de referir alguém, que me perdoem o lapso.

Num trabalho desta natureza, é fundamental a troca de impressões no campo e a discussão de modelos frente aos afloramentos. Este confronto de ideias é provavelmente mais proveitoso e esclarecedor que todas as análises ou estudos petrográficos possíveis de fazer em laboratório. Nesta perspectiva, não é exagero afirmar que o fundamental dos modelos apresentados nesta tese resultam da colaboração no campo, para além do Prof. António Ribeiro, dos colegas Paulo Fonseca, José Piçarra, José Manuel Munhá, José Brandão, Victor Oliveira, Manuel Francisco, António Pedro Brum, Tomás de Oliveira, Nuno Leal, Nuno Lourenço e José António Sousa.

Ao Paulo Fonseca devo igualmente uma estreita colaboração, que não se restringiu ao trabalho de campo, mas que passou por muitas horas de discussão de modelos, em gabinete, em frente de mapas ou de um microscópio e que se saldaram pela apresentação de vários trabalhos, de que somos co-autores, extremamente importantes para os modelos desenvolvidos nesta tese.

Ao colega José Manuel Munhá devo também a colaboração prestada no estudo petrográfico de numerosas lâminas delgadas, a realização de várias análises em microsonda electrónica e estudos petrográficos e geoquímicos mais detalhados, de onde também resultaram vários trabalhos em co-autoria, fundamentais para as conclusões apresentadas nesta tese.

Relativamente ao estudo de lâminas delgadas, não posso esquecer o colega António Mateus e o seu incansável espírito de colaboração, dando-se ao trabalho de estudar dezenas de lâminas com a minúcia que lhe é peculiar. Ainda nesta área, merecem também referência, a contribuições prestadas pelos colegas Fernando Barriga e João Mata. Para o Fernando vão também os meus agradecimentos, pela revisão do resumo em inglês.

No que se refere à preparação dos programas desenvolvidos para cartografia automática, foi imprescindível a colaboração do colega Rui Dias. Ao Rui agradeço igualmente, para além de todos os incentivos que me deu como amigo, as variadas trocas de ideias, extremamente importantes, sobre os modelos gerais para a evolução do Maciço Ibérico.

Vários colegas do Departamento de Geociências da Universidade de Évora contribuíram para uma visão mais ampla da Zona de Ossa-Morena, a qual se reflecte nos modelos apresentados neste trabalho. Destes colegas tenho que destacar o Prof. Francisco Gonçalves,

com o seu vasto conhecimento da Geologia do nordeste alentejano, o Manuel Francisco, o Luís Lopes, o Jorge Pedro e o Carlos Ribeiro.

O Manuel Francisco merece uma outra referência, pela colaboração na revisão do texto e pelo apoio prestado nos últimos meses, aliviando-me de tarefas de gestão relacionadas com projectos de investigação em que estamos integrados.

No que se refere à revisão do texto, tenho igualmente que agradecer o trabalho minucioso da Rita Fonseca e do Prof. Francisco Gonçalves. A este último e ao Prof. António Ribeiro, devo importantes sugestões para alguns melhoramentos, introduzidos no texto.

Não esqueço o auxílio que o Luís Lopes me deu neste último período, nas várias tarefas docentes e a preciosa ajuda da Ausenda Balbino, aliviando-me das obrigações na gestão do Departamento.

Fica também aqui um agradecimento especial ao Prof. Galopim de Carvalho, pelas facilidades concedidas na execução de lâminas delgadas no Museu, e ao cuidado posto nessa execução, pelo Sr. Santos. No que se refere à preparação das lâminas, devo igualmente referenciar a qualidade do trabalho dos funcionários do Departamento de Geologia da FCUL, Francisco Bernardino, Miguel Barriga e Sr. Borges Pereira.

A Idalinda e a Teresa não podem ser esquecidas porque, desde que entrei para a Universidade de Évora em 1993, sempre que me vi em algum "aperto" em assuntos relacionados com projectos, gestão, burocracia, ou a secretariar a reunião do Europrobe, elas foram a minha "tábua de salvação".

Na pintura dos mapas que acompanham esta tese, foi imprescindível a colaboração do meu irmão Quim Zé, da minha mãe e da Sandra Cruz, que chefiou a equipa de "pintores" do Departamento de Geociências, composta pela Celeste Travessa e pelo Manuel Gonçalves.

Falta fazer um último agradecimento muito especial, o mais difícil de expressar, à minha família. A Rita, minha mulher, para além de rever o texto, de fazer uma boa parte das figuras intercaladas neste trabalho, foi, como ela diz, "mãe solteira" pelo menos durante os três últimos meses. A Joana, minha filha, foi praticamente órfã do pai durante esse mesmo período. Durante o ano de 1995 não tiveram um dia de férias na minha companhia ou um passeio de fim de semana, a não ser, ir por duas vezes para o vale do Guadiana, para eu rever alguns locais de estrutura mais complexa e para fazer fotografias. À Rita, tenho que agradecer, como colega, a colaboração directa, prestada na fase final deste trabalho e, como marido, o suportar sozinha as obrigações familiares, nestes últimos meses. À Joana tenho que agradecer os sorrisos, a boa disposição, a constante alegria com que sempre me premiou, apesar de muitas vezes não ser correspondida. Às duas devo, mais que agradecimentos, devo um pedido de desculpas que terá que ir além das palavras aqui escritas.

Principais abreviaturas usadas neste trabalho

COBA - Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches

F1 - Primeira fase

F2 - Segunda fase

F3 - Terceira fase

FBM - Faixa Blastomilonítica

L1 - Lineação de inteseccção de primeira fase

L2 - Lineação de inteseccção de segunda fase

L3 - Lineação de inteseccção de terceira fase

MORB - "Midle ocean ridge basalts"

S0 - Estratificação

S1 - Clivagem de primeira fase

S2 - Clivagem de segunda fase

S3 - Clivagem de terceira fase

X1 - Estiramento de primeira fase

X2 - Estiramento de segunda fase

ZCI - Zona Centro-Ibérica

ZOM - Zona de Ossa-Morena

ZSP - Zona Sul-Portuguesa

RESUMO

Neste trabalho apresenta-se um modelo para a evolução geodinâmica, durante o ciclo varisco, do sector sul da Zona de Ossa-Morena (domínios de Évora-Beja e de Estremoz-Barrancos), baseado fundamentalmente na cartografia estrutural de pormenor, realizada ao longo de uma geotransversal no Vale do Rio Guadiana.

Este sector corresponde à margem do Terreno Autóctone Ibérico e a sua evolução durante o período orogénico, encontra-se intimamente relacionada com os mecanismos de fecho do oceano varisco, actualmente materializado pela linha de sutura associada ao Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches e à Unidade do Pulo do Lobo.

O Domínio de Estremoz-Barrancos, mais afastado da sutura, corresponde ao andar estrutural superior. Apresenta uma deformação menos acentuada, mais tardia, metamorfismo de baixo ou muito baixo grau e sequências sedimentares mais completas, culminando com o "flysch" da Formação de Terena, depositado já durante a fase orogénica.

O Domínio de Évora-Beja, situado junto à sutura, foi deformado em andar estrutural inferior. Apresenta mais fases de deformação, a tectónica é mais precoce, o metamorfismo atingiu a fácies dos xistos azuis, mesmo a eclogítica no sector oeste deste domínio. As sequências presentes em vastas regiões, correspondem a uma imbricação tectónica de unidades parautóctones com mantos alóctones, em parte correspondentes a terrenos exóticos, interpretados como fragmentos ofiolíticos obductados sobre a Zona de Ossa-Morena. Esta zona de imbricação coincide aproximadamente com o conjunto que, em trabalhos anteriores, é designado por "Formação dos Xistos de Moura". De acordo com o modelo que defendemos, este conjunto representa um "melange" tectónico, separando as formações autóctones ou parautóctones dos mantos ofiolíticos que, durante o processo de obducção, terão coberto praticamente todo o Domínio de Évora-Beja.

As fases de deformação presentes na região estudada são directamente relacionáveis com os mecanismos de obducção e subducção nesta fronteira de placas e com o escape lateral da Zona de Ossa-Morena, de uma posição frontal no arco Ibero-Armoricano, para a região meridional que actualmente ocupa. Caracterizou-se a geometria e cinemática das várias fases de deformação e estabeleceu-se a sua cronologia relativa.

Os mecanismos de subducção e obducção, ao actuarem sincronicamente, indicam a existência de uma geometria do tipo "flake" tectónica no bordo sul da Zona de Ossa-Morena. Não é claro o prolongamento desta estrutura para noroeste. Existem contudo evidências para que no bordo oeste, a subducção tenha actuado desde uma fase bastante precoce, com importante componente transcurrente esquerda associada. A Tectónica oblíqua associada a esta fronteira é responsável por um estilo de deformação com características particulares, que designámos por transpressão tangencial.

No modelo apresentado neste trabalho, associamos ainda o metamorfismo de alta pressão a fenómenos de sobrepressão tectónica, relacionados com a geometria geral da fronteira de placas e com os mecanismos de deformação particulares, associados, que actuaram sobre todo este sector.

ABSTRACT

In this work, we present a model for the geodynamic evolution of the Ossa Morena Zone south branch (Évora-Beja and Estremoz-Barrancos domains), supported by detailed structural mapping, along a geotraverse in the Guadiana Valley.

This sector corresponds to the boundary of the Iberian Autochthonous Terrane and shows a tectonic evolution directly related with closure of the variscan ocean, corresponding to the suture associated to the Beja-Acebuches Ophiolitic Complex and Pulo do Lobo Unit.

The Estremoz-Barrancos domain, far from the suture, represents the upper structural level. In this domain, the deformation is less intense and younger, the metamorphic grade is lower (low or very low-grade) and the sedimentary sequences are complete, ending with the Terena flysch, which represents a sin-orogenic deposit.

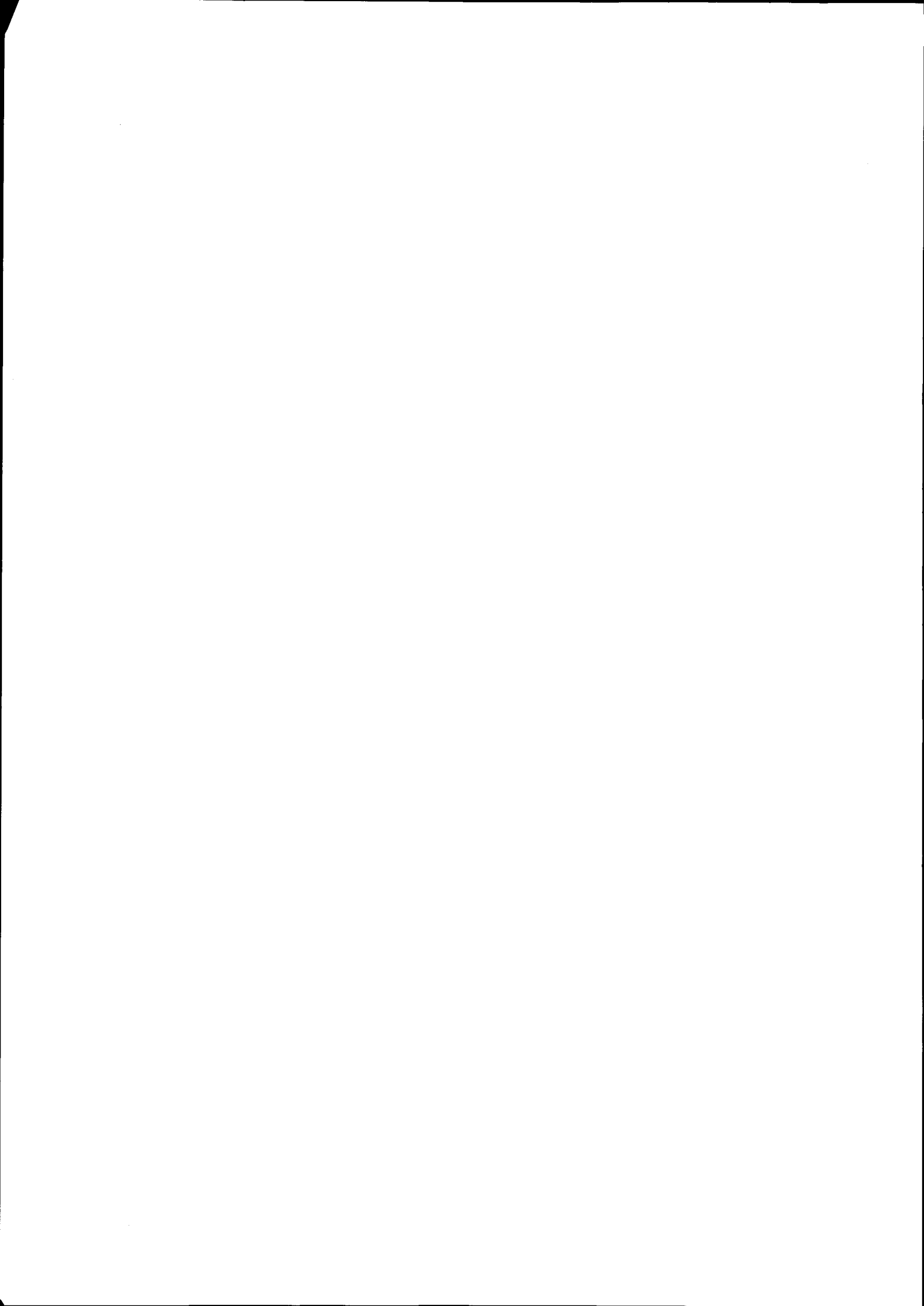
The Évora-Beja domain, near the suture, was deformed in lower structural level. This domain is affected by more deformation phases, the overall tectonics are earlier, the metamorphic peak reaches the blueschist facies, regionally and the eclogitic facies in the western boundary. In vast regions, the tectonostratigraphic sequences are consistent with a tectonic imbrication of units with Ossa-Morena affinities and exotic terranes, interpreted as ophiolitic fragments. This imbrication zone corresponds to the "Xistos de Moura" Formation, described and mapped in previous works. According to the present model, the "Xistos de Moura"

Formation is a tectonic "mélange", separating autochthonous and parautochthonous formations from an ophiolitic nappe which probably once covered the whole Évora-Beja domain.

In the studied sector, the deformation events are directly related with obduction/subduction mechanisms, along this destructive plate margin, and also, with the lateral escape of Ossa-Morena Zone from a frontal region in the Ibero-Armorican arc, to the present position. We describe the geometry and kinematics of all deformation events and also they relative chronology.

The synchronic obduction/subduction processes, suggest a flake-type geometry that has not been confirmed in the west boundary of the Ossa-Morena Zone. Nevertheless, in this boundary, there is some evidence of an earlier subduction process, with an important sinistral transcurrent component. This oblique tectonics is responsible for a peculiar deformation regime, that we call "tangential transpression".

According to the model presented herein, the high pressure metamorphism in the Évora-Beja domain denotes a tectonic overpressure, related with the general geometry of the plate boundary and the specified associated tectonic regime.



1 - INTRODUÇÃO

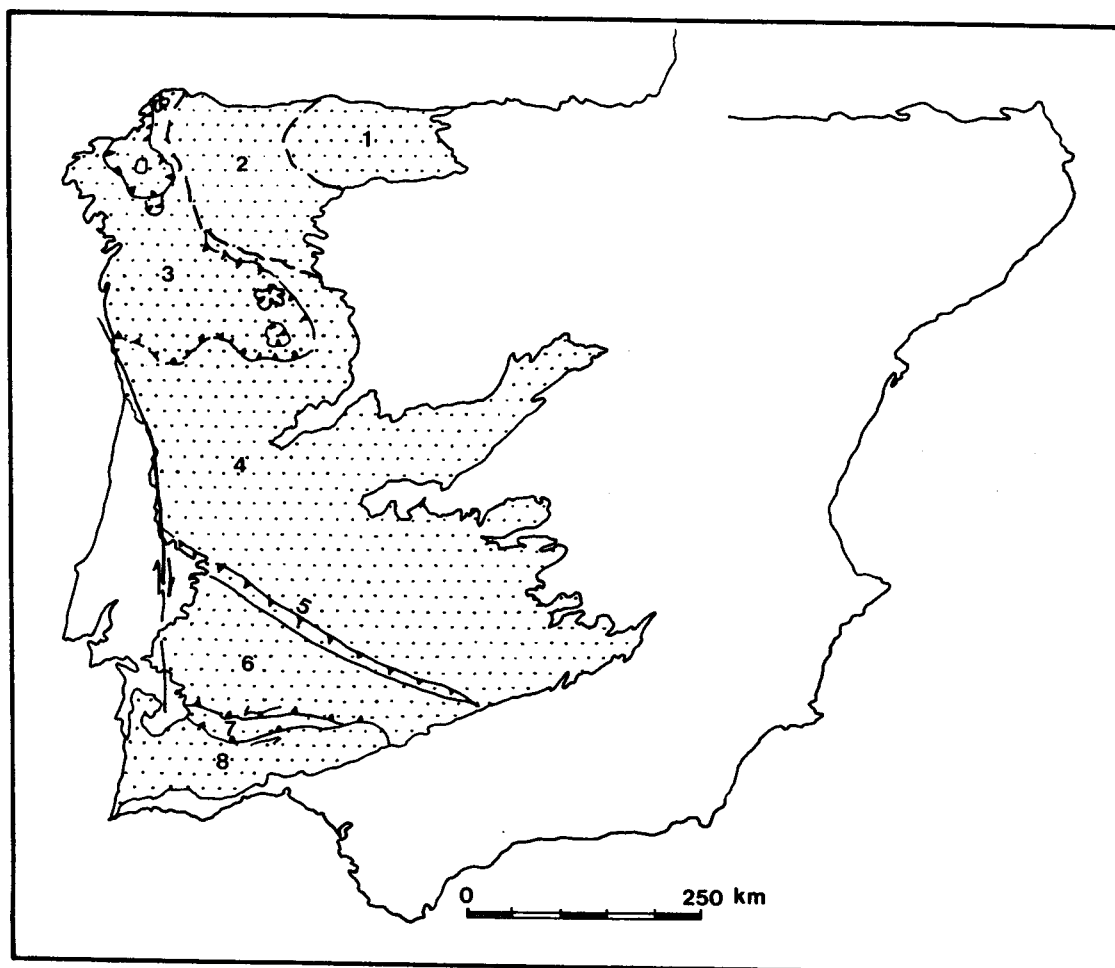


Fig. 1 - Principais divisões do Maciço Ibérico (adaptado de Quesada, 1992). 1 - Zona Cantábrica; 2 - Zona Oeste-Astúrico-Leonesa; 3 - Zona da Galiza Média-Trás-os-Montes; 4 - Zona Centro-Ibérica; 5 - Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdova; 6 - Zona de Ossa-Morena; 7 - Zona do Pulo do Lobo; 8 - Zona Sul Portuguesa.

O Maciço Ibérico ou Maciço Hespérico (fig. 1) representa o segmento mais contínuo do soco varisco europeu e corresponde a um domínio hercínico onde não se verificaram reactivações importantes durante os eventos tectonometamórficos alpinos (Dallmeyer & Martinez Garcia, 1990). Subdividido por Lotze (1945) em seis zonas com base em contrastes paleogeográficos, estruturais e metamórficos, foi posteriormente reinterpretado e subdividido por outros autores, mas respeitando basicamente os limites inicialmente

estabelecidos por **Lotze** (fig. 2).

Em termos gerais, os modelos propostos para a interpretação do Maciço Ibérico, têm evoluído nos últimos anos no sentido de uma abordagem inicial relativamente fixista, para uma abordagem progressivamente mais dinâmica, acompanhando o que tem sido a evolução do pensamento geológico, reflexo de uma revolução ainda recente, introduzida com a teoria da tectónica de placas. Com o desenvolvimento dos novos conceitos relacionados com esta teoria, foram propostos variados modelos para a evolução geodinâmica de parte ou de todo o Maciço Ibérico, às vezes parcial ou totalmente contraditórios. Um marco importante foi o trabalho publicado por **Robardet** em 1976, que apela pela primeira vez para o conceito de província faunística. Anteriormente a este trabalho, a grande maioria dos modelos propostos considerava o Maciço Ibérico uma única unidade continental durante o Paleozóico, a qual teria estado sujeita a um período de tectogénese hercínica, durante o Carbónico (por exemplo **Bard**, 1971; **Carvalho**, 1972 e **Schermerhorn**, 1975). Neste trabalho, **Robardet**, com base nas características faunísticas, sugeriu que as Zonas de Ossa Morena e Centro Ibérica corresponderiam a diferentes domínios paleogeográficos durante o Paleozóico Inferior. Esta nova perspectiva, aliada ao reconhecimento da zona de cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdova como uma estrutura varisca de primeira ordem e à natureza alóctone dos maciços da subzona da Galiza Média-Trás-os-Montes, levou ao aparecimento de uma série de novos modelos para o Maciço Ibérico os quais consideravam a existência de dois blocos continentais: um bloco norte com afinidades armoricanas unido ao resto da Europa hercínica e um bloco sul com afinidades gondwânicas (por exemplo **Brun & Burg**, 1982; **Ribeiro et al**, 1983; **Matte**, 1986). Estes dois blocos teriam sido soldados durante o Carbónico ao longo da zona de cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdova que corresponderia a uma sutura críptica.

Simultaneamente, desde o fim da década de sessenta (**Bard**, 1969), o limite sul da ZOM, foi alvo de sucessivos estudos, fundamentalmente na área da Petrologia e Metamorfismo, sendo progressivamente cartografadas uma série de rochas ígneas, que pelo seu quimismo indicavam uma relação genética directa com uma zona de subducção, e outras, que igualmente pela geoquímica e pela sua sucessão no terreno, lembravam uma sequência ofiolítica (**Andrade**, 1977,1979,1983; **Bard**, 1971,1977). Outro marco importante na evolução dos modelos propostos para o Maciço Ibérico foi, no seguimento destes estudos, o trabalho de **Munhá et al.** (1986) o qual interpreta o limite entre a ZOM e ZSP como uma zona de sutura e faz a primeira referência clara ao Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches. Esta nova interpretação, associada à aplicação do conceito recente de "Terreno Tectonoestratigráfico" (**Coney et al.**, 1980), levou a uma outra abordagem da Geologia do Maciço Ibérico, actualmente considerado como o testemunho de um processo de acreção sucessiva durante o Proterozóico Superior e o Paleozóico (**Ribeiro et al**, 1988a,b; **Ribeiro et al.**, 1990a,b; **Quesada et al.**, 1991; **Quesada**, 1992).

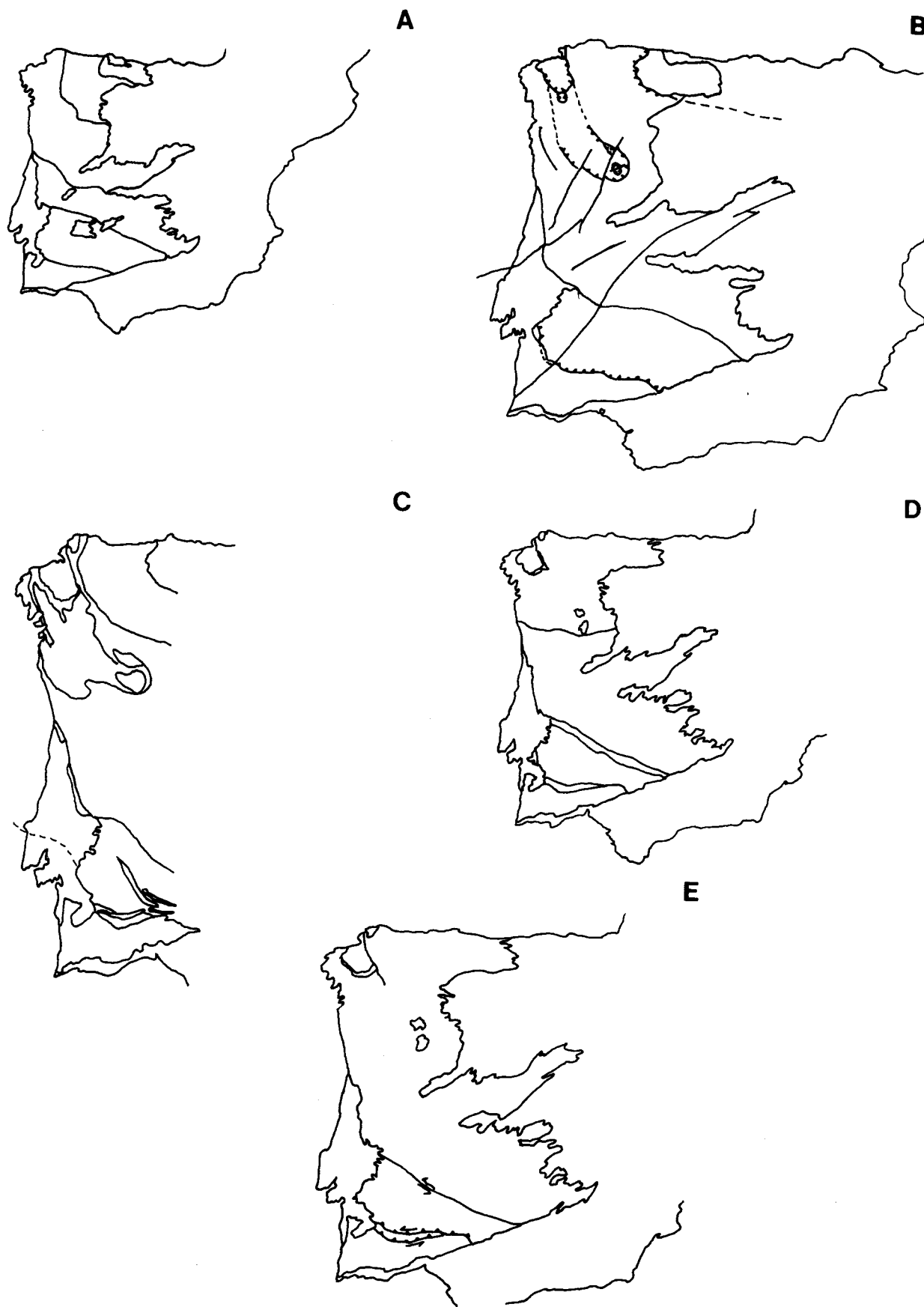


Fig. 2 - Limites entre as grandes unidades do Maciço Ibérico, segundo: A - Lotze (1945); B - Ribeiro et al. (1979); C - Ribeiro et al. (1988b); D - Ribeiro et al. (1990b); E - Quesada et al. (1994).

Apesar de se dispor de maior informação e de um conhecimento mais aprofundado do Maciço Ibérico no domínio da Geologia Estrutural, Estratigrafia, Petrologia, Geoquímica, Geocronologia, Geofísica, etc., continuam a subsistir dúvidas, especialmente em sectores de maior complexidade, persistindo actualmente modelos parcialmente contraditórios para a sua evolução geodinâmica (por exemplo os modelos de **Abalos et al.**, 1991 e de **Azor et al.**, 1992, 1993, para a zona de cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdova).

Não se enquadra no âmbito do presente trabalho estabelecer um novo modelo global para a evolução do soco varisco peninsular. O sector agora estudado fornece contudo algumas informações importantes relativamente à geometria associada à sutura Sul-Ibérica, com implicações nos modelos globais para a Cadeia Varisca, que serão discutidas nos capítulos posteriores.

1.1 - LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA DO SECTOR ESTUDADO

O presente trabalho teve como objectivo o sector sul da Zona de Ossa Morena e centrou-se no levantamento, à escala 1/5000, de um corredor com 65 Km de comprimento, ao longo do Vale do Rio Guadiana, entre as povoações de Luz (Mourão) e Brinches (Serpa), tendo sido levantados cerca de 55 Km². Com vista à correcta extrapolação a todo o sector do Maciço de Évora-Beja e mesmo a toda a ZOM, do modelo tectono-estrutural definido na geotransversal do Rio Guadiana, foram igualmente realizados cortes e levantamentos pontuais nas seguintes regiões (fig. 3):

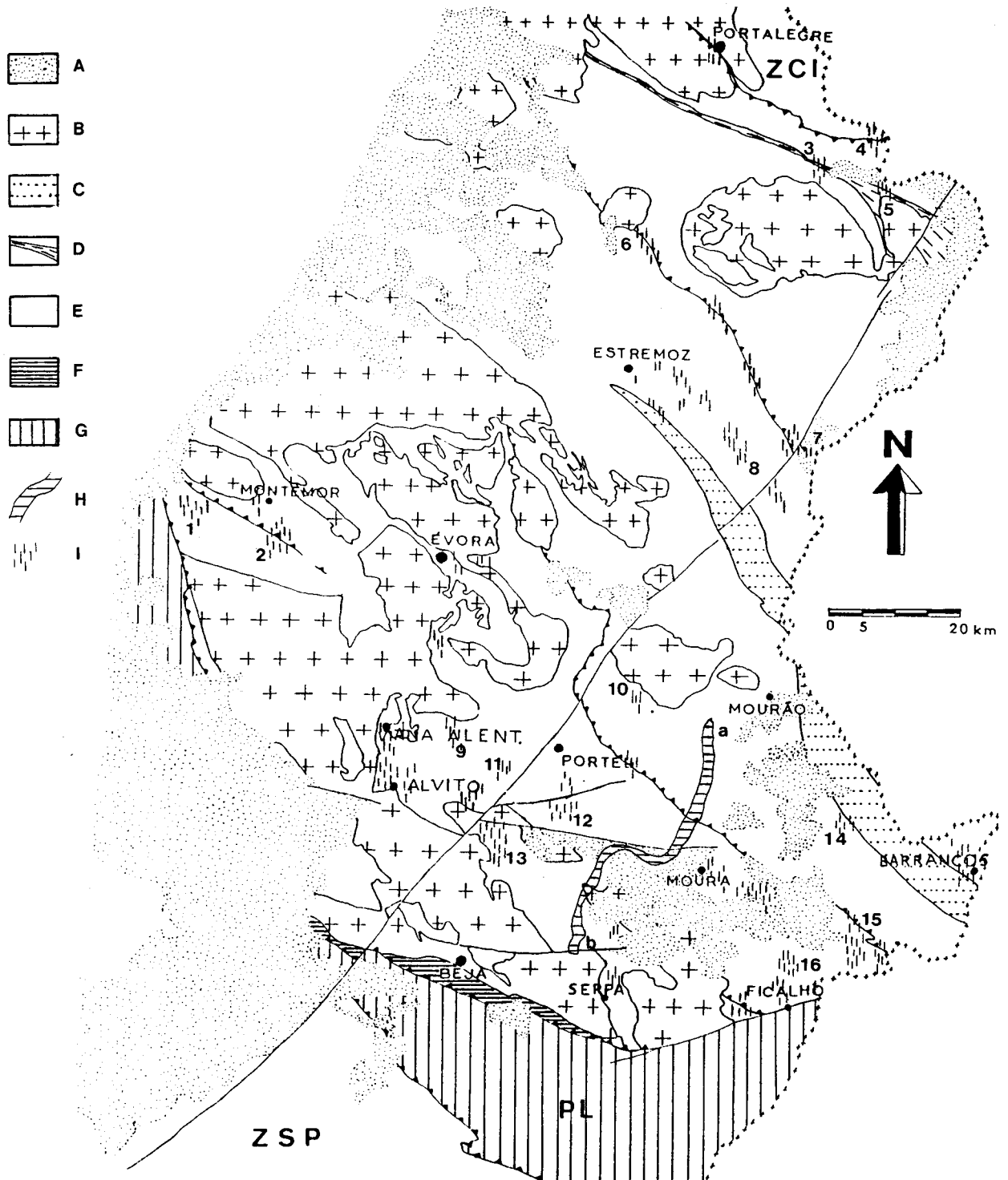
- No Domínio de Évora-Beja realizaram-se trabalhos de campo, de reconhecimento, nas regiões de Moura, Santo Aleixo da Restauração, Vila Verde de Ficalho, Sobral da Adiça, Évora, Portel, Vera Cruz, Amieira, Santana, Vidigueira, Viana do Alentejo, Alvito, Oriola, Serpa, Santiago do Escoural, Montemor e Safira;

- No Domínio de Estremoz-Barrancos foram realizados estudos pontuais nas regiões de Reguengos de Monsaraz, Amareleja, Barrancos e observações dispersas entre Estremoz e Alandroal;

- Foram ainda realizados estudos pontuais ao longo do limite entre os domínios de Estremoz-Barrancos e de Alter do Chão-Elvas, entre Juromenha e São Saturnino e na região setentrional da ZOM, em Portalegre, Esperança, Arronches e Campo Maior.

Fig. 3 (página seguinte) - Mapa esquemático da ZOM, com indicação das zonas onde se realizaram trabalhos de campo: A - Terciário; B - Maciços intrusivos indiferenciados; C - Formação de Terena; D - Faixa Blastomilonítica; E - Sequências sedimentares e vulcano-sedimentares indiferenciadas; F - Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches; G - Unidade do Pulo do Lobo

(incluindo o Grupo de Ferreira-ficalho); H - Sector onde se realizou cartografia de pormenor sistemática - geotransversal do Rio Guadiana (a - Luz; b - Brinches); I - Zonas onde se realizaram trabalhos de campo pontuais, cortes e levantamentos dispersos; 1 - Região de Safira; 2 - Região de Santiago do Escoural; 3 - Região de Arronches; 4 - Região de Esperança; 5 - Região de Campo Maior; 6 - Região de São Saturnino; 7 - Região de Juromenha; 8 - Região de Alandroal; 9 - Região de Oriola; 10 - Região de Reguengos de Monsaraz; 11 - Região de Santana; 12 - Região de Vera Cruz; 13 - Região da Vidigueira; 14 - Região da Amareleja; 15 - Região de Santo Aleixo da Restauração; 16 - Região de Sobral da Adiça.



1.2 - ASPECTOS GERAIS DA ZONA DE OSSA MORENA

A Zona de Ossa Morena (ZOM) corresponde a uma das zonas internas do soco varisco peninsular, cavalgando a Norte a Zona Centro Ibérica (ZCI) através dos cavalgamentos de Portalegre e de Sardoal e a Sul o Terreno do Pulo do Lobo, através do cavalgamento de Ferreira-Ficalho. Caracteriza-se por uma acentuada heterogeneidade paleogeográfica, metamórfica e tectónica, sendo possível estabelecer vários domínios e sub-domínios com base nestas características (fig. 4, **Chacón et al.**, 1983; **Araújo**, 1989; **Apalategui et al.**, 1990; **Oliveira et al.**, 1991; **Oliveira et al.**, 1992; **Araújo & Ribeiro**, 1995).

A forte deformação, inerente ao facto de estarmos em presença de uma zona interna do orógeno varisco é, em grande parte, responsável por neste sector se encontrarem unidades tectonoestratigráficas actualmente justapostas, com características muito diferentes. Tal como referimos a propósito do Maciço Ibérico no seu conjunto, as interpretações iniciais da ZOM, relativamente fixistas têm vindo gradualmente a ser substituídas por abordagens sucessivamente mais dinâmicas, como são exemplo os trabalhos de **Munhá et al.** (1986), **Ribeiro et al.** (1988), **Araújo** (1989), **Fonseca**, (1989), **Silva** (1989), **Apalategui et al.** (1990), **Araújo & Ribeiro** (1990), **Abalos et al.** (1991), **Crespo-Blanc** (1991), **Araújo** (1992a), **Araújo et al.** (1993b,c), **Fonseca & Ribeiro** (1993a). Esta nova perspectiva, tem vindo a demonstrar que os modelos baseados fundamentalmente em correlações litoestratigráficas entre os vários domínios e subdomínios da ZOM, apresentam frequentes deficiências e incorrecções.

Em termos gerais, na ZOM, é inequívoca a existência de um ciclo orogénico fini-precâmbrico, provavelmente polifásico. Embora aceite pela generalidade dos autores, este evento é relativamente mal conhecido devido a reactivação e dispersão durante o ciclo posterior, de idade paleozóica. A presença de um soco precâmbrico ante-varisco constitui uma das características particulares da ZOM (**Quesada**, 1990). O ciclo varisco é responsável pela génese das estruturas a grande escala, pela orientação geral sensivelmente NW-SE e, regra geral, pelas estruturas penetrativas na ZOM, estando presentes uma, duas ou três fases de deformação variscas, consoante o andar estrutural e a idade das formações observadas, ou seja, consoante o domínio ou subdomínio da ZOM. As características gerais de cada um destes domínios serão abordadas nos subcapítulos seguintes. A figura 5 resume os principais acontecimentos da evolução geodinâmica da ZOM, segundo **Quesada**, (1990).

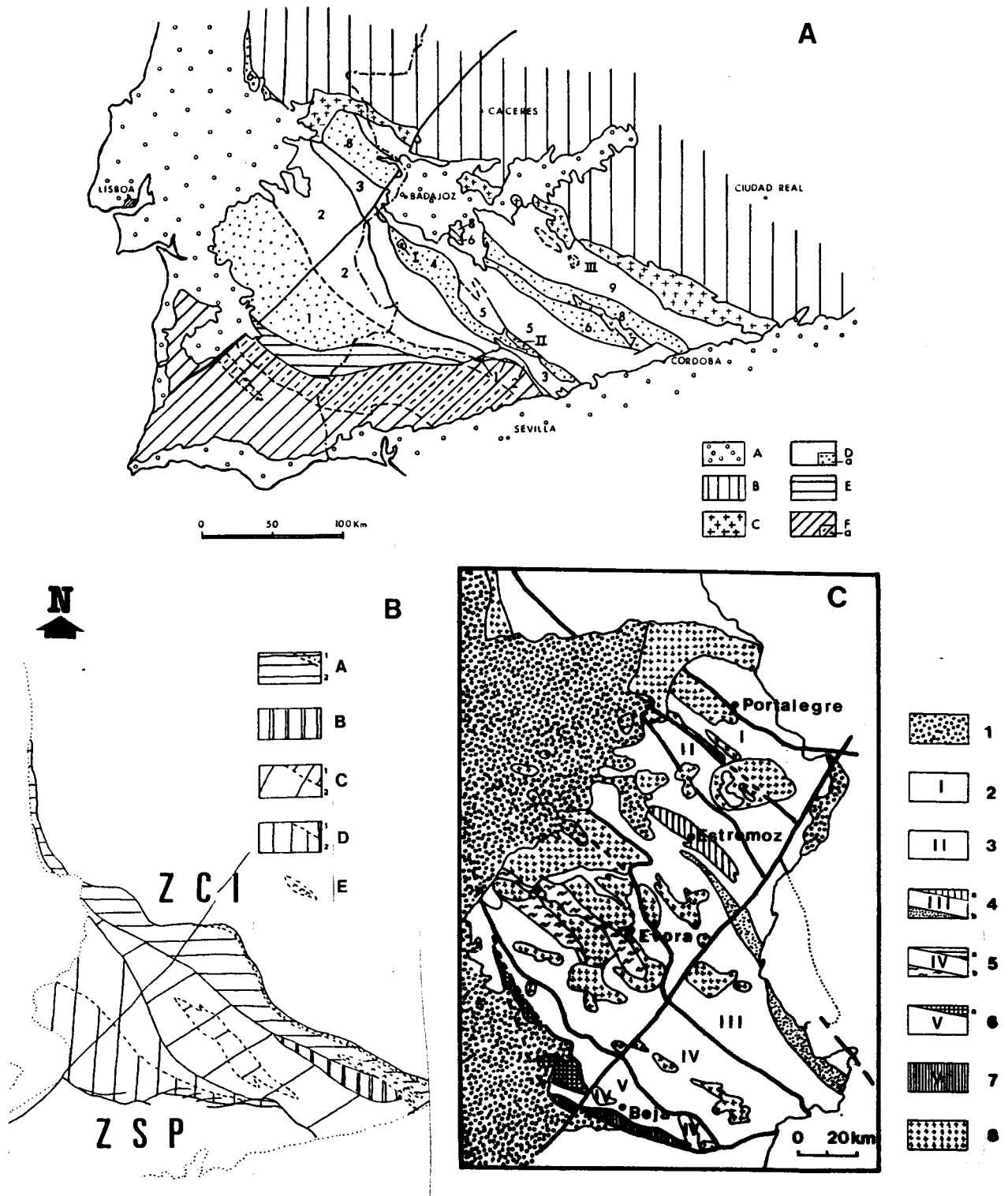


Fig. 4 - Principais domínios ou subzonas da Zona de Ossa-Morena.

A - Segundo Apalategui et al. (1990): A - cobertura Meso-Cenozóica; B - Zona Centro-Ibérica; C - Batólito de Los Pedroches; D - Zona de Ossa-Morena (a - cinturas metamórficas); 1 - Domínio de Beja-Aracena; 2 - Domínio de Barrancos-Hinojales; 3 - Domínio de Elvas-Cumbres Mayores; Domínio de Arroyomolinos; 5 - Domínio de Zafra-Monesterio; 6 - Domínio da Sierra Albarrana; 7 - Cintura ígnea de Villaviciosa-La Coronada; 8 - Domínio de Valencia de las Torres-Cerro Muriano; Domínio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina; E - Unidade do Pulo do Lobo

(ofiolito de Beja-Acebuches incluído); F - Zona Sul Portuguesa (a - Faixa Piritosa); I - Plutão de Barcarrota; II - Plutão de Pallares; III - Antiforma de Peraleda del Saucejo.

B - Segundo Chacón et al. (1983): A - Domínio de Coimbra-Portalegre-Badajoz-Cerro Muriano (1 - Subdomínio do Vale do Rio Matachel-Villafranca de Córdoba; 2 - Subdomínio de Portalegre-Villafranca de los Barros-Azuaga); B - Domínio da Sierra Albarrana; C - Domínio de Córdoba-Elvas (1 - Anticlínório de Olivenza-Monesterio, 2 - Sinclínórios de Zafra-Alanis e Jerez de los Cabaleros-Fregenal de la Sierra); D - Domínio de Évora-Aracena (1 - Subdomínio de Estremoz-Barrancos; 2 - Subdomínio de Évora-Beja-Aracena); E - Eixo magmático de Coronada-Villaviciosa de Córdoba.

C - Segundo Oliveira et al. (1991): 1 - Cobertura sedimentar (Terciário); 2 - Faixa Blastomilonítica; 3 - Sector de Alter do Chão-Elvas; 4 - Sector de Estremoz-Barrancos (a - Anticlinal de Estremoz; b - Sinclinal de Terena); 5 - Sector de Montemor-Ficalho (a - Sinclinal de Cabrela; b - Séries proterozóicas migmatizadas); 6 - Maciço de Beja (a - Subsector de Santa Susana-Odivelas); 7 - Ofiolito de Beja-Acebuches; 8 - Granitóides indiferenciados.

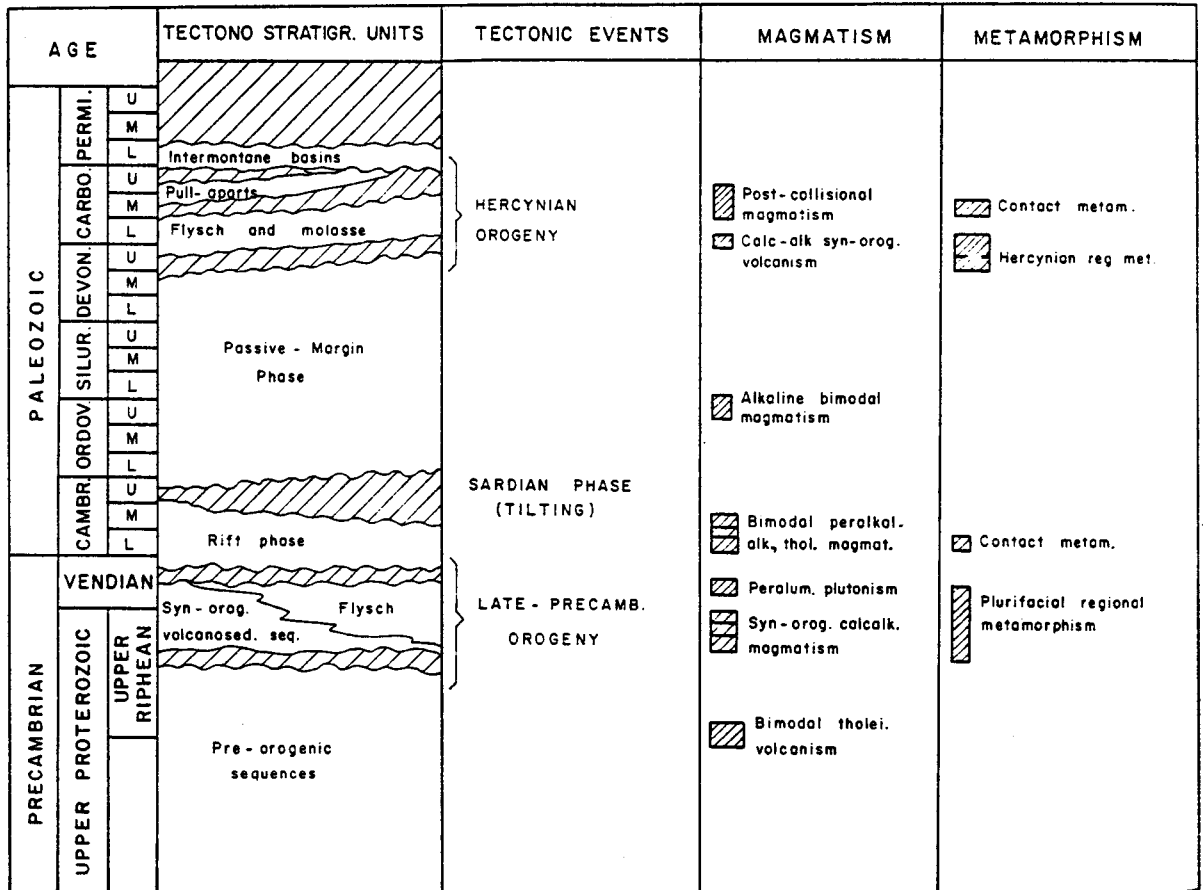


Fig. 5 - Quadro dos principais eventos tectonoestratigráficos na Zona de Ossa-Morena, segundo Quesada (1990).

1.2.1 - DOMÍNIO DA FAIXA BLASTOMILONÍTICA

Este domínio, assim designado por **Oliveira et al. (1991)** é equivalente ao domínio Coimbra-Portalegre-Badajoz-Cerro Muriano referido por **Chacón et al. (1983)**. No sector espanhol encontra-se subdividido nos subdomínios do Vale do Rio Matachel-Villafranca de Córdoba e de Portalegre-Villafranca de los Barros-Azuaga, segundo **Chacón et al. (1983)** ou, de acordo com **Apalategui et al. (1991)**, nos domínios da zona de cisalhamento Badajoz-Córdoba (ou de Valência de las Torres-Cerro Muriano) e de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina (ver fig. 4).

No sector português, o domínio da Faixa Blastomilonítica (FBM) caracteriza-se por uma geometria em leque (flower structure), observando-se um sector central, com estruturas subverticais e com importante cisalhamento esquerdo associado (no mínimo de 200-300 Kms, segundo **Abalos & Eguiluz, 1991**), limitando regiões com vergências opostas: um sector estreito a NE, até ao limite com a ZCI, vergente para NE e um sector a SW, com vergência oposta (fig. 6). Este domínio é sobretudo caracterizado pela presença de rochas metamórficas de grau elevado a baixo, atribuídas ao Proterozóico, por vezes acompanhadas de rochas hipercalinas e maciços granitóides. A intensa deformação, associada à natureza mecânica da generalidade dos contactos, torna difícil o estabelecimento de uma estratigrafia interna, que num sector como este, não pode ser apoiada apenas em correlações litoestratigráficas. Trabalhos recentes, desenvolvidos no sector espanhol, apoiados numa definição tectonoestratigráfica das unidades presentes, nas suas relações geométricas e em considerável número de dados de geocronologia isotópica, apontam para que a forte deformação de idade varisca, observada ao longo da FBM, se tenha concentrado numa zona de fraqueza crustal, relacionada com uma sutura orogénica anterior, de idade cadomiana (**Abalos & Eguiluz, 1991; Abalos et al., 1991; Quesada et al. 1991; Abalos & Eguiluz, 1992; Abalos, 1992; Quesada, 1992; Ribeiro, 1993**). Esta interpretação não é contudo unanimemente aceite, havendo autores que defendem uma idade Varisca para a referida sutura (**Azor et al., 1992, 1993**). A intensa deformação cisalhante esquerda, de idade indiscutivelmente varisca, associada ao núcleo da FBM estará relacionada com a indentação de um promontório a Norte, durante a fase de colisão, responsável pelo escape da ZOM de uma zona frontal, para a sua posição actual (**Brun & Burg, 1982; Ribeiro et al, 1990; Quesada, 1992; Dias et al., in prep.**).

A vergência para SW da principal fase de deformação varisca, observável no ramo sul da FBM, vai predominar a SW, ao longo de toda a ZOM, com excepção do sector meridional, onde, em certas regiões, a geometria das estruturas é fundamentalmente controlada pelo

mecanismo de obducção do Terreno Ofolítico Sul Português, assunto que será analisado em capítulos posteriores.

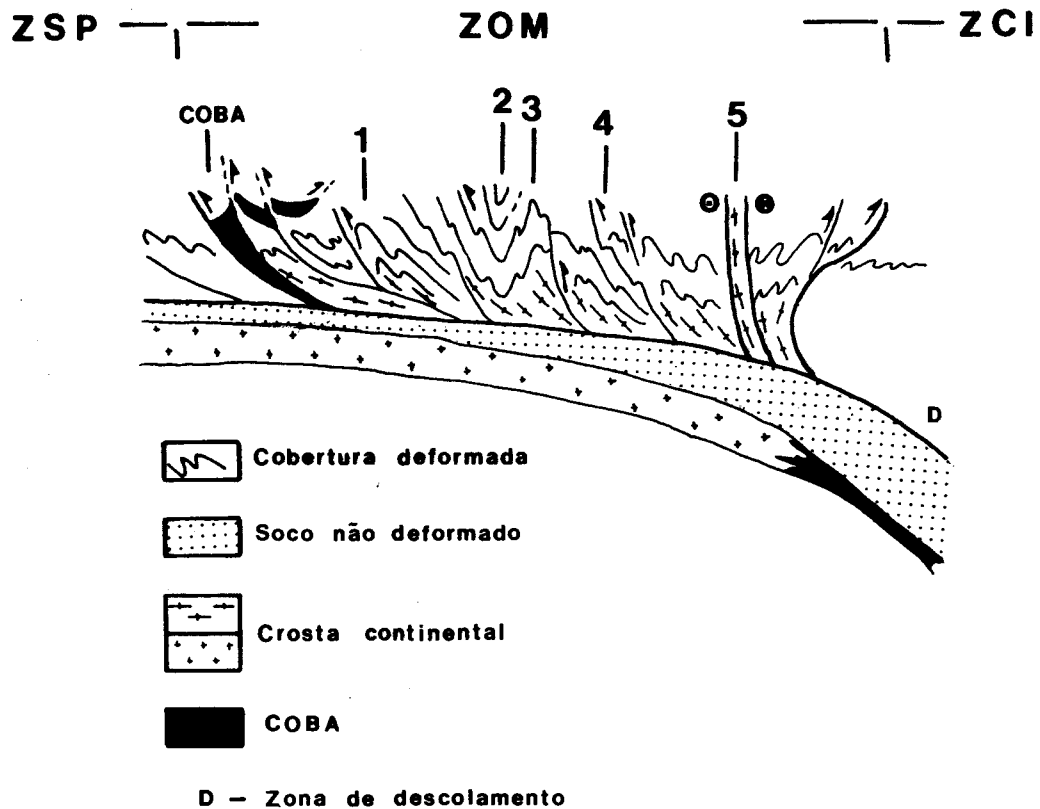


Fig. 6 - Modelo interpretativo da crosta profunda na ZOM (adaptado de Ribeiro et al., 1988): 1 - Antiforma de Moura-Ficalho; 2 - Formação de Terena; 3 - Anticlinal de Estremoz; 4 - Carreamento da Juromenha; 5 - Faixa Blastomilonítica.

No ramo norte, em território português, a vergência para NE está presente até ao cavalgamento de Portalegre, que faz o limite mecânico com a ZCI. Na região de Esperança, ocorrem quartzitos armoricanos, do Ordovícico, com afinidades com a ZCI, discordantes sobre sequências da ZOM, atribuídas ao Precâmbrico Superior (Silva et al., 1993; Pereira & Silva, 1995; Pereira, 1995). Este facto parece apontar para que o limite entre a ZOM e a ZCI seja fundamentalmente um limite paleogeográfico afectado por cavalgamentos vergentes para NE, ao longo de uma estreita zona de cisalhamento com intensa movimentação sinistrógrica (zona de transição entre a ZOM e a ZCI, Pereira, 1995; Pereira & Silva, 1995).

Em território espanhol, o subdomínio de Vale do Rio Matachel-Villafranca de Cordoba considerado por Chacón et al. (1983), corresponde ao prolongamento do ramo norte da

FBM e caracteriza-se pela presença de sequências sinorogénicas, de idade carbónica, discordantes sobre as unidades precâmblicas. Segundo estes autores, o limite com a ZCI faz-se pela falha de Hornachos-Villaharta. Segundo **Apalategui et al. (1990)** este limite situa-se mais a Norte, no batólito de Los Pedroches e estes autores propõem outro domínio, entre a FBM e o contacto com a ZCI: o domínio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina, que é basicamente caracterizado por uma geometria semelhante à descrita para o ramo norte da FBM.

1.2.2 - DOMÍNIO DE ALTER DO CHÃO-ELVAS

Esta designação, proposta também por **Oliveira et al. em 1991**, corresponde ao prolongamento em Portugal do domínio de Córdova-Elvas, segundo **Chacón et al. (1983)** e ao domínio de Elvas-Cumbres Mayores, ou Central-Norte de **Apalategui et al. (1990)**. O domínio de Córdova-Elvas é subdividido pelos seus autores nos sinclínórios de Zafra-Alanis e de Jerez de los Caballeros-Fregenal de la Sierra e no anticlinório de Olivenza-Monesterio. Outras divisões estabelecidas neste sector, em território espanhol são o domínio de Arroyomolinos e de Zafra Monesterio (vide fig. 4). No limite com a FBM, os autores espanhóis são unânimes em considerarem um domínio que não tem equivalente no território português, o domínio da Serra Albarrana.

No território português, o limite com o domínio da FBM faz-se pelo cavalcamento de Alter do Chão, vergente para SW, enquanto o seu limite sul corresponde ao carreamento da Juromenha, recentemente interpretado como uma discordância Câmbrico-Ordovícica (**Oliveira, 1984; Oliveira et al., 1991; Oliveira et al., 1992**). A interpretação clássica considera que as unidades do domínio de Alter do Chão-Elvas se encontram tectonicamente sobrepostas, através do carreamento da Juromenha, às unidades do domínio SW, de Estremoz-Barrancos (**Gonçalves, 1971, Ribeiro et al., 1979, Ribeiro, 1981, Chacón et al., 1983**). A nova interpretação, apoiada fundamentalmente em correlações litoestratigráficas, admite uma passagem, através de uma discordância, de formações do Câmbrico Médio, deste domínio, a formações do Ordovícico Inferior, do domínio de Estremoz-Barrancos. Este modelo colide com várias evidências de campo favoráveis a existência do carreamento da Juromenha (**Araújo et al., 1994a**), nomeadamente:

- a existência de um gradiente da deformação, indicando um aumento em direcção a este contacto, observável por exemplo num "knap" do carreamento, próximo de Monte do Ratinho, na estrada de Vila Viçosa para S. Romão;

- a ocorrência de duas fases de deformação no alóctone, a primeira caracterizada por dobras deitadas, demonstrando uma forte deformação tangencial e a segunda gerando estruturas subverticais; Esta primeira fase não gerou xistosidade no autóctone, como se pode observar na

estrada Alandroal-Juromenha;

- a série alóctone encontra-se invertida nas proximidades do carreamento (por exemplo em Horta da Capela, estrada de Vila Viçosa para S. Romão);

- um conglomerado, interpretado como testemunho da referida discordância, apresenta clastos de várias naturezas nomeadamente, fragmentos de líditos semelhantes aos das formações silúricas que afloram na região, alguns previamente foliados. As características deste conglomerado e a sua posição cartográfica parecem apontar para que represente um "wild flysch" associado à instalação do carreamento da Juromenha (A. Ribeiro, com. oral, 1993).

- por último, a descoberta recente de crinóides em calcários autóctones, junto a este acidente, na região de S. Saturnino, de idade seguramente pós-arenigiana (J. M. Piçarra, com. oral, 1994), compromete definitivamente a sua interpretação como discordância Câmbrico-Ordovícica.

Este domínio apresenta um grau metamórfico baixo e duas fases de deformação variscas principais, sendo a primeira responsável por dobras deitadas, observáveis às escalas meso e macroscópica, de orientação NNW-SSE, vergentes para W, com uma clivagem xistenta associada. A segunda fase sobrepõe às estruturas anteriores e gera dobramentos com uma crenulação de plano axial subvertical, NW-SE, pós-metamórfica (Ribeiro et al., 1979, Chacón et al., 1983; Martínez & Ibarguchi., 1983; Apalategui et al., 1990).

1.2.3 - DOMÍNIO DE ESTREMOZ-BARRANCOS

A designação deste domínio e os seus limites têm-se mantido relativamente constantes nos últimos anos (Chacón et al., 1983; Araújo, 1986, 1987, 1989; Oliveira et al., 1991, 1992), correspondendo sensivelmente ao domínio de Barrancos-Hinojoles e ao sector Central-Sul de Apalategui et al, 1990 (vide fig. 4). Chacón et al. em 1983, consideram este sector um subdomínio de um sector mais vasto, o domínio de Évora-Aracena, que inclui também o domínio de Évora-Beja, descrito no ponto seguinte. Como veremos ao longo deste trabalho, estes dois sectores apresentam características muito diferentes, justificando-se perfeitamente a presente divisão.

Limitado a Norte pelo carreamento da Juromenha e a Sul pelo Carreamento de Santo Aleixo da Restauração (Araújo, 1986, 1987, 1989), neste domínio justifica-se a individualização de um subdomínio, correspondente ao Anticlinal de Estremoz, com base em critérios fundamentalmente paleogeográficos (Araújo, 1989; Oliveira et al., 1991). Com efeito, o Anticlinal de Estremoz apresenta uma sequência litoestratigráfica particular, com grandes semelhanças com a sequência de Moura-Ficalho (do domínio de Évora-Beja), o que

permite levantar a hipótese desta estrutura corresponder a uma janela do um importante carreamento. Dada esta semelhança de fácies, Araújo (1989) colocou a hipótese de tratar-se de uma janela do mesmo carreamento que limita a sul este domínio, o carreamento de Santo Aleixo da Restauração (fig. 7). Esta interpretação necessita, no entanto, de ser apoiada em evidências estruturais, as quais se encontram actualmente em fase de estudo (L. Lopes, 1995; L. Lopes, in prep.) e será mais detalhadamente analisada em capítulos posteriores.

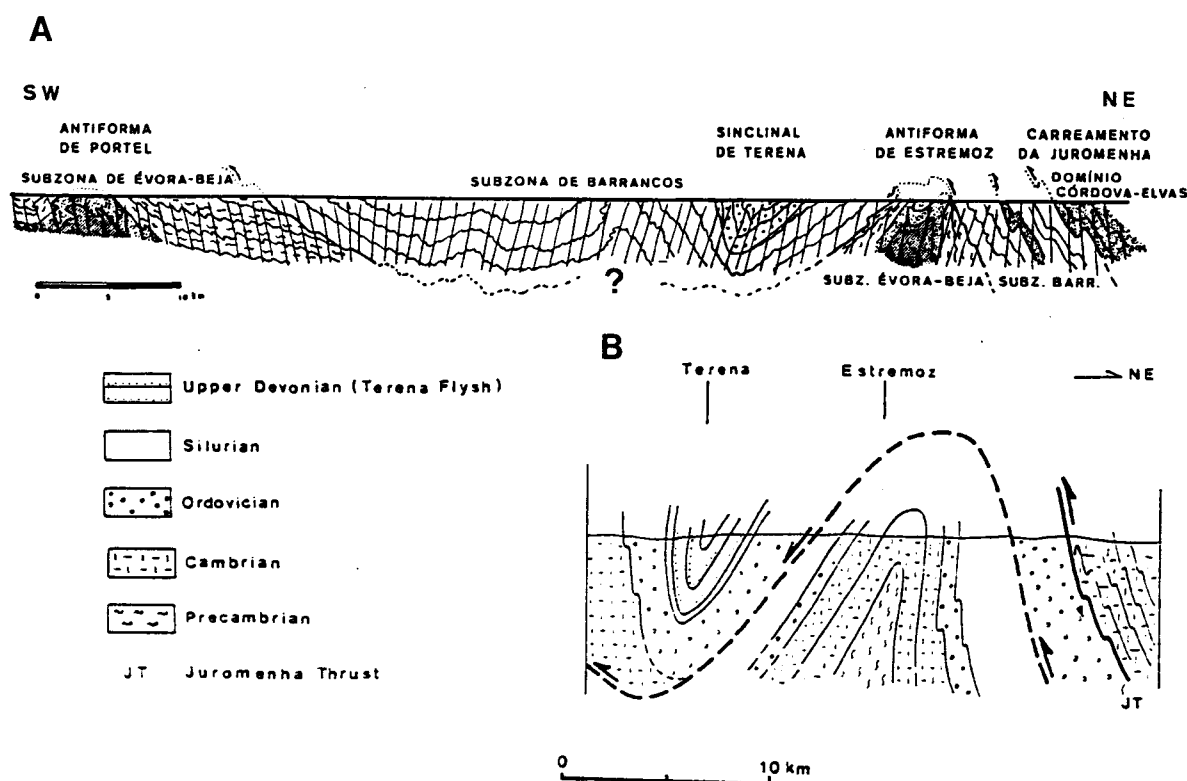


Fig. 7 - Interpretação da estrutura de Estremoz como uma janela de um carreamento maior, proposta por: A - Araújo (1989); B - Silva et al. (1994).

Neste domínio, o estilo da deformação e o metamorfismo, são semelhantes aos descritos para o domínio anterior, no entanto, a primeira fase apresenta características de andar estrutural superior (Ribeiro et al., 1979; Ribeiro, 1981), excepto no sector sul, próximo do carreamento de Santo Aleixo (Araújo, 1989; Araújo & Ribeiro, 1990, 1991a,b, Araújo & Ribeiro, 1995) e no núcleo do Anticlinal de Estremoz (L. Lopes, 1995).

A Formação de Terena, atribuída ao Devónico Superior (Ribeiro et al., 1979, Chacón et al., 1983; Oliveira et al., 1991) apresenta características particulares, correspondendo a uma sequência do tipo "flysch", sinorogénica, discordante sobre as formações anteriores. Esta formação apresenta níveis conglomeráticos com clastos previamente xistificados e encontra-se deformada apenas pela segunda fase de deformação,

pelo que a discordância da sua base é correlativa da primeira fase de deformação varisca, presente neste domínio (Ribeiro et al., 1979; Ribeiro, 1981; Chacón et al., 1983, Quesada et al., 1990).

1.2.4 - DOMÍNIO DE ÉVORA-BEJA

Inclui o sector de Montemor-Ficalho e do Maciço de Beja segundo Oliveira et al. (1991), e corresponde ao subdomínio de Évora-Beja-Aracena, de Chacón et al. (1983), que se prolonga para Espanha pela faixa metamórfica de Aracena. Toma ainda as designações de domínio de Beja-Aracena e de sector dos maciços cristalinos do Sul (Apalategui et al. 1990).

Este domínio apresenta grande abundância de maciços intrusivos hercínicos, predominantemente ácidos, no Maciço de Évora e básicos no Complexo de Beja (Gonçalves & Antunes, 1992), considerados globalmente de idade carbónica por Sanchez Carretero et al. (1990). As rochas intrusivas abrangidas pela folha 8 da Carta Geológica de Portugal à escala 1/200000 encontram-se, contudo, escalonadas nesse trabalho, desde o Devónico Médio até ao Carbónico Médio. Estes maciços apresentam assinaturas geoquímicas muito variadas sendo, no entanto, as intrusões de natureza calco-alcalina relativamente predominantes (Ribeiro et al., 1979; Martinez & Ibarguchi, 1983; Santos et al., 1987).

No âmbito do presente trabalho importa prestar especial atenção às sequências sedimentares e vulcano-sedimentares encaixantes, do Paleozóico Inferior e Proterozóico, que registaram a história completa da deformação varisca neste domínio, facto que não acontece com as rochas intrusivas, sinorogénicas, que geralmente sofreram apenas a última fase de deformação. É justamente no sector agora estudado que surgem os afloramentos mais contínuos destas sequências (vide fig. 3). A quase total ausência de informação sobre as idades destas formações tem levado muitos autores a proporem diversas colunas estratigráficas para esta região, baseadas em correlações litoestratigráficas com outros sectores onde existe alguma informação paleontológica, nomeadamente com o sector de Estremoz, de Barrancos e com várias regiões de Espanha (Carvalhosa, 1965, 1967, 1983, Carvalho & Carvalhosa, 1970, Carvalho et al., 1971; Teixeira & Gonçalves, 1980, Oliveira & Piçarra, 1986; Apalategui & Quesada, 1987; Araújo 1989; Oliveira et al., 1991; Piçarra, 1991; Oliveira et al., 1992; Piçarra et al., 1992a,). Este tipo de abordagem tem-se contudo mostrado insuficiente num sector em que a grande maioria dos contactos entre unidades é de natureza tectónica, como o prova o elevado número de colunas litoestratigráficas propostas para a região, durante os últimos anos.

Do ponto de vista tectónico estas sequências apresentam uma deformação característica de andar estrutural inferior, sendo progressivamente evidente, em direcção a SW,

uma fase de deformação precoce relacionada com a instalação do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (COBA), à qual se associa um evento metamórfico de alta pressão (Araújo 1992a, Araújo et al., 1993a,b,c; Fonseca et al., 1993; Sousa et al., 1993). Esta fase precoce é responsável pela instalação sobre a ZOM e posterior imbricação, de unidades alóctones pertencentes ao Terreno Ofiolítico. Este assunto será um dos temas principais do presente trabalho, pelo que não nos iremos alongar sobre ele, neste capítulo.

Oliveira et al. em 1991 distinguem neste domínio os sub-setores de Santa Susana-Odivelas e do sinclinal de Cabrela pelas suas características estratigráficas e paleogeográficas particulares. Nestas regiões ocorrem formações vulcânicas, vulcano-sedimentares e sedimentares, com idades compreendidas entre o Devónico Médio e o Vestefaliano, que nos permitem datar o período de tectogénese hercínica, quer através da ocorrência de vulcanismo calco-alcalino e de sedimentos continentais depositados em bacias intramontanhosas (sub-setor de Santa Susana-Odivelas), quer através de discordâncias correlativas da primeira fase orogénica da região (sub-setor de Cabrela). Com efeito, na região de Odivelas ocorre uma sequência intermédio-básica, com características calco-alcalinas que no topo apresenta restos de bancadas com faunas do Devónico Médio a Superior (Conde & Andrade, 1974). As sequências vulcano-sedimentares que afloram entre Santa Susana, São Cristovão e Torrão apresentam a mesma assinatura orogénica (Santos et al. 1987) e os seus níveis sedimentares apresentam estruturas relacionadas com uma sedimentação em regime de instabilidade. A esta sequência sobrepõe-se em discordância uma formação continental, datada do Vestefaliano (Teixeira, 1981). Na região de Cabrela aflora uma sequência vulcano-sedimentar, datada do Frasniano, deformada apenas por uma fase orogénica, pós-metamórfica, discordante sobre uma série previamente deformada e xistificada, no topo da qual ocorrem calcários datados do Eifeliano (Van Den Boogaard, 1972). Associado à discordância ocorre um conglomerado que apresenta clastos previamente xistificados e metamorfizados, provenientes das formações do Paleozóico Inferior do Maciço de Évora. Estes factos permitem datar do Givetiano o início da orogenia varisca na região (Ribeiro 1983).

1.3 - COMPLEXO OFIOLÍTICO DE BEJA-ACEBUCHES

Este Complexo não faz parte da Zona de Ossa Morena e como já anteriormente referimos, corresponde a um terreno tectonoestratigráfico diferente. É contudo importante apresentarmos aqui as principais características deste sector, dada a sua relação geométrica e estreita dependência com a evolução geodinâmica do Domínio de Évora-Beja.

Reconhecido inicialmente no sector espanhol como "Anfibolitos de Acebuches" (Bard, 1969) e, posteriormente, no sector português, sendo separado das restantes litologias do

Maciço de Beja sob a designação de "Subgrupo de Mombeja" (Andrade, 1983), este conjunto foi claramente interpretado como testemunho de uma sequência ofiolítica, pela primeira vez por **Munhá et al.** em 1986. Salvo raras excepções (por ex. **Bard**, 1991), esta interpretação é actualmente aceite pela generalidade dos autores. Este sector foi, primeiro, considerado parte integrante do designado Terreno Ofiolítico do Pulo do Lobo ou Terreno Ofiolítico Sul Ibérico (**Munhá et al.**, 1989; **Ribeiro et al.**, 1988a,b; **Ribeiro et al.**, 1990a,b) e, mais recentemente, foi interpretado como um terreno exótico independente (**Quesada**, 1992; **Fonseca & Ribeiro**, 1993a; **Quesada et al.**, 1994). Dada a sua importância ao nível da Cadeia Varisca Ibérica, o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (COBA) e as sequências do Pulo do Lobo, nos últimos anos, tem sido objecto de várias teses na área da Geologia Estrutural (**Fonseca**, 1989; **Crespo-Blanc**, 1991; **Eden**, 1991; **Fonseca**, 1995).

As unidades do COBA apresentam grau metamórfico elevado e uma geometria complexa, resultante da sobreposição de várias fases de deformação sendo, no entanto, possível reconhecer, da base para o topo, serpentinitos derivados maioritariamente de cumulos duníticos, flaser gabros com algumas intercalações de metatrandjemitos, anfíbolitos (s.l.), localmente correspondentes ao complexo de dique em dique ou a intrusões múltiplas em metagabros e, por fim, anfíbolitos derivados de basaltos, esporadicamente com estruturas de lavas em almofada e níveis de cherte intercalados (**Munhá et al.**, 1986; **Fonseca**, 1989; **Munhá et al.**, 1989; **Andrade et al.**, 1992; **Fonseca**, 1992; **Fonseca & Ribeiro**, 1993a; **Araújo et al.**, 1994b; **Fonseca**, 1995). Atendendo a que estas unidades apresentam uma assinatura geoquímica orogénica e que por vezes surgem imbricadas com rochas calcálcas, o COBA tem sido recentemente interpretado como originado numa bacia marginal, aberta por extensão atrás de um arco, que se teria desenvolvido na margem do Maciço Ibérico durante um processo de subducção anterior à colisão varisca (**Quesada**, 1992; **Araújo et al.**, 1993a; **Fonseca & Ribeiro**, 1993a,b; **Quesada et al.**, 1994; **Fonseca**, 1995). Contrariamente, as sequências do Pulo do Lobo apresentam rochas básicas com um quimismo do tipo N-MORB, facto que associado à sua estrutura intensamente imbricada e à ocorrência de "melanges" sedimentares com fragmentos ofiolíticos (**Eden**, 1991), levou a interpretar este conjunto como um prisma acrecionário (**Silva et al.**, 1990; **Quesada**, 1992; **Quesada et al.**, 1994; **Fonseca & Ribeiro**, 1993a,b).

Do ponto de vista tectónico, estão presentes três fases de deformação, sendo a primeira a mais importante em termos da evolução geodinâmica da sutura orogénica materializada pelo COBA. Com efeito, a primeira fase é responsável pelo desenvolvimento de uma foliação milonítica sub-horizontal a que se associa uma lineação de estiramento sensivelmente NNE-SSW no sector este do território nacional e NE-SW no sector oeste (**Fonseca & Ribeiro**, 1993a,b). Este estiramento apresenta numerosos critérios cinemáticos que indicam movimento cavalgante para o quadrante norte ou nordeste, sendo esta fase de

deformação considerada responsável pela obducção do COBA sobre a ZOM. As fases de deformação posteriores são responsáveis pelo dobramento destas estruturas, com vergência para W ou SW e pelo aparecimento de numerosos acidentes do tipo cavalgamento e desligamento, com características progressivamente mais frágeis, tornando por vezes difícil a reconstituição das estruturas precoces (Fonseca, 1989, 1992; Fonseca & Ribeiro, 1993a,b; Fonseca, 1995).

2 - CARACTERIZAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA E TECTÓNICA DAS UNIDADES ESTUDADAS

A região estudada neste trabalho insere-se nos domínios de Estremoz-Barrancos e de Évora-Beja (ver fig. 3) e assim, iremos abordar separadamente as sequências destes dois sectores. Enquanto no Domínio de Estremoz-Barrancos as divisões correspondem a unidades litoestratigráficas, no Domínio de Évora e Beja as separações regem-se fundamentalmente por critérios tectónicos tratando-se, por isso, de unidades tectonoestratigráficas. Esta situação resulta de uma maior deformação e metamorfismo neste domínio, facto que impede o estabelecimento de divisões apenas com base em características litológicas. Interpretações de carácter paleogeográfico e possíveis correlações entre as sequências destes dois domínios, entre si e com o domínio do COBA, serão abordadas em capítulos posteriores. É de salientar que ao longo de toda a geotransversal agora levantada, não há um único afloramento onde tenham sido encontrados fósseis com interesse estratigráfico, ou feita qualquer datação absoluta, pelo que neste capítulo nos vamos em parte apoiar nas correlações litoestratigráficas propostas na bibliografia. Correndo o risco de tomarmos uma atitude algo destrutiva, vamos contudo criticar, sempre que considerarmos necessário, os argumentos que presidiram a essas correlações.

Nesta região foram cartografadas numerosas manchas englobadas genericamente na designação de "depósitos de cobertura" na cartografia em anexo, as quais fogem ao tema do presente trabalho. Estas formações foram objecto de um estudo detalhado no âmbito da Neotectónica da região de Moura-Vidigueira e encontram-se actualmente em estudo numa área mais vasta do Baixo Alentejo (Silveira, 1990; Silveira, in prep.). No sector cartografado, incluem depósitos aluvionares actuais e terraços do Rio Guadiana existentes a diversas cotas. A Oeste de Moura, na região da Bacia de Marmelar, ocorrem esporadicamente crostas carbonatadas na base dos terraços, cartografadas como calcários Paleogénicos, na Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000 (Folha 43-B Moura). Estes testemunhos da história geológica recente não serão abordados nos subcapítulos seguintes, uma vez que não se enquadram no contexto de um trabalho que pretende estudar a evolução varisca da região.

2.1 - DOMÍNIO DE ESTREMOZ-BARRANCOS

O Domínio de Estremoz-Barrancos apresenta um subdomínio com características muito particulares, o Sector do Anticlinal de Estremoz, que será abordado à parte, no ponto 2.1.4. A litoestratigrafia deste domínio não tem sofrido modificações acentuadas nos últimos anos, podendo mesmo afirmar-se que não se fizeram modificações drásticas na primeira coluna estratigráfica definida para a região de Barrancos por **Nery Delgado** em 1908 (**Perdigão et al.**, 1982). Na figura 8 encontra-se representada a sequência estratigráfica geral deste domínio, proposta por **Perdigão et al.** (1982) e por **Oliveira et al.** (1991), sendo quase nulas as diferenças existentes entre as duas. Se por um lado, no flanco oriental do sinclinal de Terena estas sequências apresentam uma considerável riqueza fossilífera, o mesmo não se verifica no flanco ocidental. Com efeito, excepto os níveis silúricos, datados com graptólitos, ao longo do limite sudoeste da Formação de Terena e a Formação de Xistos com *Phyllocytes* (fig. 9), datada com acritarcos do Arenigiano Superior, próximo do seu topo, por **Cunha & Vanguetaine** (1988), toda a região até ao carreamento de Santo Aleixo da Restauração, onde se situa o sector agora estudado, encontra-se datada com base em correlações litoestratigráficas feitas com o sector de Barrancos (**Teixeira**, 1981; **Carvalhosa et al.**, 1987; **Araújo**, 1989; **Carvalhosa & Zbyszewski**, 1991; **Oliveira et al.**, 1991; **Piçarra et al.** 1992a).

2.1.1 - FORMAÇÃO DE OSSA

A Formação de Ossa, considerada a mais antiga deste sector, é constituída por xistos e psamitos, tornando-se mais rica em grauvaques para NW (**Carvalhosa et al.**, 1987; **Oliveira et al.** 1991). É paralelizada à Formação de Fatuquedo pelas suas semelhanças de fácies e por passar superiormente a Formação de Barrancos, aparentemente em concordância. A Formação de Fatuquedo não apresenta fósseis em território português, mas a Norte de Aracena em litologias semelhantes, foram encontrados acritarcos do Câmbrico Médio (**Mette**, 1989), pelo que se admite actualmente que a Formação de Ossa possa ser também do Câmbrico Médio, atingindo eventualmente o Câmbrico Superior (**Piçarra et al.**, 1992a). A base desta formação encontra-se marcada por uma extensa faixa de vulcanitos básicos que ocorrem desde a fronteira até à falha da Messejana, perto de Monte do Trigo, passando por Santo Aleixo da Restauração, Safara e Amieira (Formação de Monte Barbosa, **Araújo**, 1989, vide fig. 10 e anexo 1). Ocorrem predominantemente

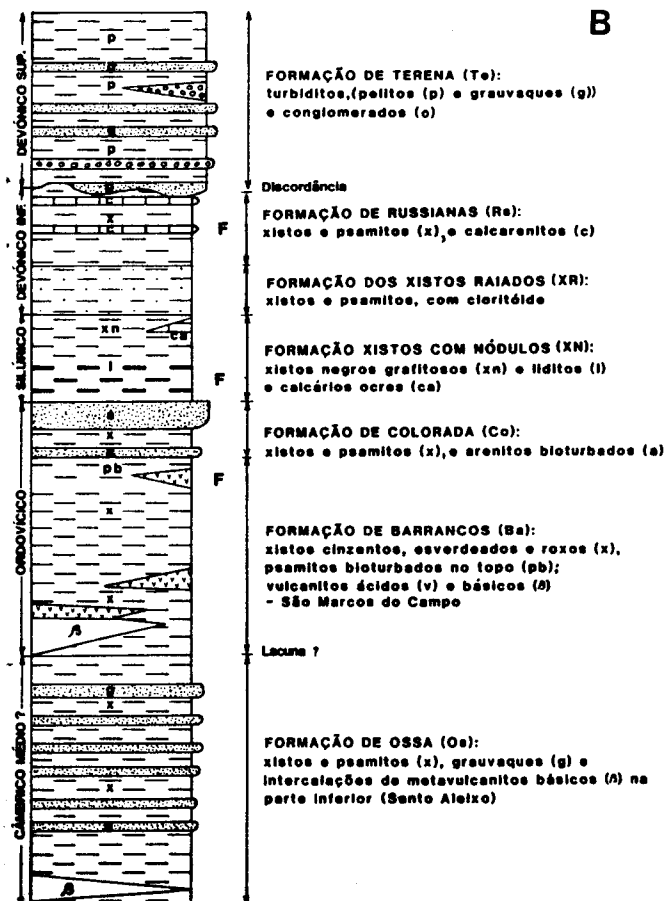
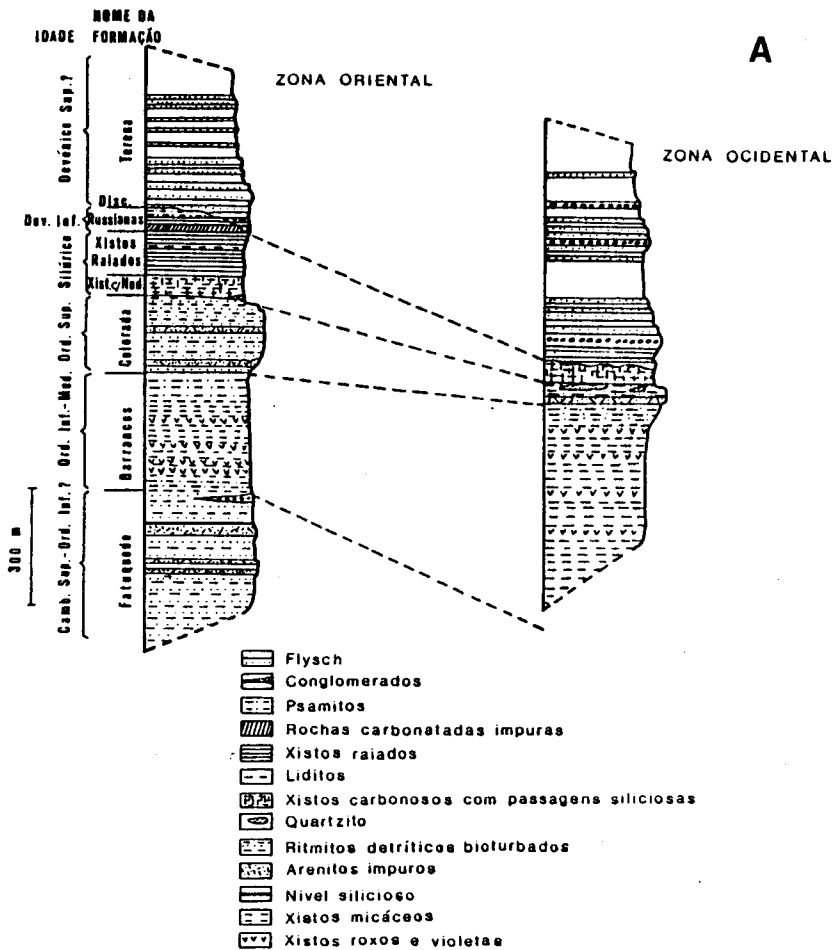


Fig. 8 - Litoestratigrafia do Domínio de Estremoz-Barrancos: A - Colunas litoestratigráficas da região de Barrancos (adaptado de Perdígão et al. 1982); B - Litoestratigrafia de todo o domínio, proposta por Oliveira et al. (1991).

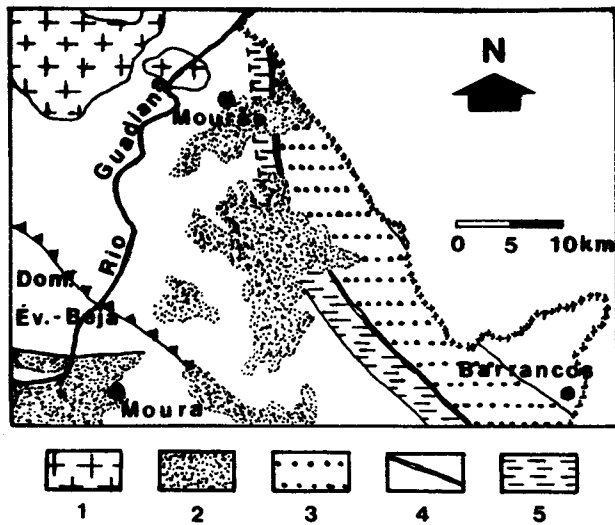


Fig. 9 - Esquema geológico simplificado do sector sudoeste do Domínio de Estremoz-Barrancos, com a localização das formações referidas no texto, não cobertas pela geotransversal do Rio Guadiana: 1 - Granodiorito de Reguengos de Monsaraz; 2 - Terciário; 3 - Formação de Terena (Devónico Sup.?); 4 - Formação dos Xistos com Nódulos (Silúrico); 5 - Formação dos Xistos com Phyllococites (Ordovício Inf.).

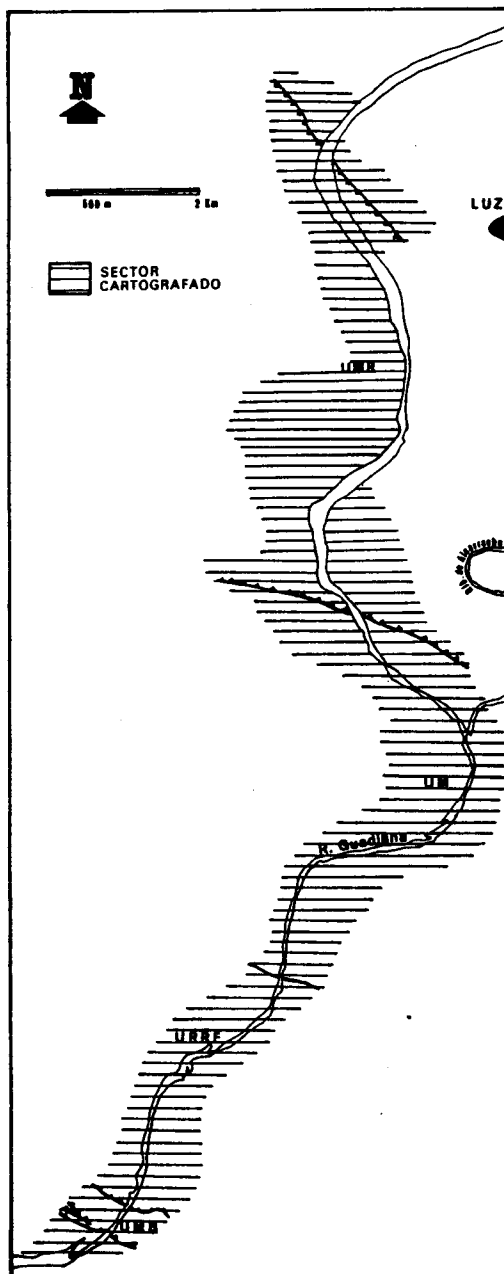


Fig. 10 - Unidades definidas no troço do Domínio de Estremoz-Barrancos, coberto pela geotransversal do Rio Guadiana (adaptado de Araújo, 1989): UMR - Unidade de Monte Ronção; UM - Unidade do Meirinho; URRF - Unidade da Ribeira da Rocha Fria; UMB - Unidade de Monte Barbosa.

tufos finos a grosseiros e rochas espilíticas (Piçarra et al., 1992a), sendo de referir a ocorrência de lavas em almofada no Vale do Guadiana (Araújo, 1989). Alguns estudos petrográficos e geoquímicos preliminares apontam para que estas rochas sejam de natureza alcalina, sugerindo vulcanismo intraplaca (Carvalho 1987, M. L. Ribeiro et al. 1992). Embora no Vale do Guadiana o contacto destes metavulcanitos com os xistos a NE se faça por falha, noutros locais (estrada Moura-Póvoa de S. Miguel, Vale do Rio Ardila e região de Santo Aleixo da Restauração) observam-se xistos borra de vinho e níveis de cherte na passagem à Formação de Ossa, apontando para um contacto estratigráfico entre estas formações (Araújo, 1989). A polaridade normal, à escala regional, admitida nestas correlações (base para SW) é extremamente difícil de comprovar na região estudada. A Formação de Ossa corresponde à Formação da Ribeira de Rocha Fria descrita por Araújo em 1989 (vide fig. 10 e anexo 1), a qual apresenta aumento gradual da deformação para SW, responsável por uma intensa interferência de dobramentos. No sector sudoeste desta formação, no Vale do Guadiana, predominam níveis psamíticos, com frequentes estruturas sedimentares indicadoras da polaridade, mas a forte deformação e o dobramento apertado que se verifica, leva a uma alternância de polaridades pouco esclarecedora da estrutura geral. No sector nordeste, próximo do contacto com a Formação de Barrancos (Formação do Meirinho, fig. 10), a deformação diminui mas as figuras indicadoras da polaridade sedimentar tornam-se muito raras, estando esta formação representada fundamentalmente por espessos níveis de xistos, muito monótonos, com raras alternâncias de psamitos finos. Contudo, algumas observações à escala mesoscópica e à escala microscópica, em níveis siltíticos, parecem indicar que a Formação de Ossa apresenta polaridade normal próximo do contacto com a Formação do Meirinho, considerada equivalente da Formação de Barrancos (Araújo 1989, vide fig. 10 e anexo 1).

2.1.2 - FORMAÇÃO DE BARRANCOS

Sob esta designação incluem-se os membros dos "Xistos de Barrancos" e dos "Xistos com Phyllocytes" definidos por Nery Delgado em 1908. Na Carta Geológica de Portugal à escala 1/200000, folha 8 e respectiva notícia explicativa, estes dois membros são, contudo, tratados como formações independentes. Na região estudada, a Formação do Meirinho (fig. 10, anexo 1) definida por Araújo (1989), é considerada equivalente dos "Xistos de Barrancos". Constituída por xistos de tonalidade roxa-violeta, finos, micáceos, com intercalações de xistos cinzento-esverdeados e raras passagens de psamitos finamente laminados, esta formação não forneceu até ao momento fósseis com interesse estratigráfico

(Araújo, 1989 refere a ocorrência do género *Lingulella*), sendo considerada do Ordovícico Inferior ou Câmbrio Superior por passar gradualmente, na região de Barrancos, aos "Xistos com Phyllocytes", suprajacentes (Perdigão et al., 1982; Piçarra et al. 1992a). Esta última formação caracteriza-se por um aumento dos níveis detríticos, relativamente aos "Xistos de Barrancos", ocorrendo frequentes figuras sedimentares e pistas orgânicas (Perdigão et al., 1982). Nos "Xistos com Phyllocytes" foram encontrados graptólitos (Delgado, 1908) e acritarcos (Cunha & Vanguetaine, 1988) que lhe conferem uma idade compatível com o intervalo Arenigiano-Lanviriano. A Formação de Barrancos foi cartografada ao longo de vastas áreas deste domínio (Carta Geológica de Portugal à escala 1/500000, in prep.), observando-se por vezes variações de fácies que, embora possam corresponder a passagens laterais, fazem frequentemente lembrar litologias de outras formações deste domínio e mesmo do Domínio de Alter do Chão-Elvas (caso de certas fácies que lembram a Formação de Terrugem, entre o Anticlinal de Estremoz e o Carreamento da Juromenha). O exemplo mais flagrante destas variações dentro da Formação de Barrancos, ocorre na área agora estudada e corresponde aos vulcanitos de São Marcos do Campo (Formação de São Marcos do Campo, Carvalhosa, 1965, Unidade de Monte Roncão, Araújo, 1989, ver fig. 10 e anexo 1). Esta formação, essencialmente vulcânica, no Vale do Guadiana cavalga a NE e SW as formações xistentas que a enquadram. A semelhança entre os níveis sedimentares desta formação e da Formação do Meirinho, o facto de nesta última se verificar um aumento gradual dos níveis de xisto borra de vinho em direcção ao contacto com os vulcanitos da Unidade de Monte Roncão e, de apresentar algumas intercalações vulcânicas nos xistos (por ex. na estrada Mourão-Póvoa de São Miguel, junto à ponte sobre a Ribeira de Alcarrache), levou a considerá-las equivalentes laterais (Araújo, 1989). Esta interpretação foi, de resto, já apresentada por Carvalhosa em 1965, o qual incluía na Formação de São Marcos do Campo, a Unidade de Monte Roncão (Vulcanitos de São Marcos do Campo) e a Formação do Meirinho (Xistos de São Marcos do Campo). Trabalhos recentes indicam uma assinatura geoquímica do tipo orogénico para estes vulcanitos, sugerindo-se que "o Complexo Vulcânico de São Marcos do Campo corresponde a fragmentos de um arco vulcânico" (Mata et al., 1993). Embora estes estudos sejam ainda preliminares e necessitem de trabalhos complementares para confirmação dos resultados obtidos, um regime orogénico no Ordovícico Inferior colide com todos os modelos propostos para a evolução geodinâmica do ramo sul do soco varisco da Península Ibérica. No caso de se confirmar o carácter orogénico dos vulcanitos de São Marcos do Campo, a litoestratigrafia deste sector terá que ser revista, sendo de admitir que, pelo menos em parte, as formações actualmente atribuídas ao Ordovícico sejam mais recentes, de idade silúrica, como foram consideradas no passado (Carvalhosa 1965, 1967, Teixeira & Gonçalves 1980, Teixeira 1981), ou mesmo, do

Devónico Inferior. A verificar-se esta hipótese, a idade actualmente admitida para a Formação de Ossa também seria posta em causa, podendo esta formação ser posterior ao Câmbrico.

2.1.3 - FORMAÇÕES SILÚRICAS E DEVÓNICAS

Abordamos neste subcapítulo as formações do topo da coluna da região de Barrancos no seu conjunto (fig. 8), por um lado por serem menos importantes para este trabalho, dado que se situam fora da área estudada e, por outro, porque são menos problemáticas, uma vez que apresentam uma razoável riqueza paleontológica que permite controlá-las com maior rigor, do ponto de vista estratigráfico.

a) **Formação de Colorada** - Designada por "Grauvaques da Serra Colorada" por **Nery Delgado** em 1908, esta formação é constituída por quartzitos, psamitos micáceos, siltitos e pelitos, sendo os quartzitos, na região de Barrancos, ricos em figuras sedimentares e icnofósseis (**Perdigão et al.**, 1982). Considerada em continuidade com a Formação "dos Xistos com Phyllococites", a Formação de Colorada poderá marcar o culminar de um ciclo regressivo que na região envolvente do Anticlinal de Estremoz estaria representado por conglomerados poligénicos de espessura métrica, interpretados como testemunho de uma sedimentação glaciogénica (**Oliveira et al.** 1992). Como nunca forneceu fósseis, esta formação encontra-se datada por enquadramento. Foi inicialmente atribuída ao Ordovícico Inferior a Médio por **Nery Delgado** em 1908 mas, mais recentemente, vários autores têm proposto idades mais altas, no intervalo Ordovícico Médio-Silúrico Inferior (**Perdigão et al.**, 1982; **Carvalhosa et al.**, 1987; **Oliveira et al.**, 1991, 1992; **Piçarra et al.**, 1992a).

b) **Formação dos Xistos com Nódulos** - É constituída por uma alternância com 50 a 80 m de espessura de xistos negros carbonosos e líditos, localmente com nódulos siliciosos. Devido à sua riqueza em espécies de graptólitos, corresponde à formação melhor conhecida do ponto de vista cronoestratigráfico, em toda a ZOM. Esta formação corresponde a uma série condensada, onde já foram reconhecidas biozonas de graptólitos que cobrem quase todo o Silúrico, desde o Landoveriano inferior até ao Ludloviano inferior (**Piçarra et al.**, 1992a,b).

c) **Formação dos Xistos Raiados** - A formação anterior passa gradualmente à Formação dos Xistos Raiados, caracterizada por alternâncias milimétricas de xistos escuros

e psamitos com passagens centimétricas de quartzitos finos, frequentemente com estratificação cruzada e bioturbação. Esta formação aflora apenas no flanco oriental do Sinclinal de Terena, na região de Barrancos, confundindo-se facilmente com as litologias da formação suprajacente, à qual passa gradualmente (Perdigão et al., 1982; Oliveira et al., 1991, 1992; Piçarra et al., 1992a). A esta formação foram atribuídas as idades de Silúrico Médio a Superior (Delgado, 1908; Perdigão et al., 1982) e mais recentemente de Silúrico Superior ou mesmo Devónico inferior (Guindos et al., 1990; Oliveira et al., 1991, 1992; Piçarra et al., 1992a; Oliveira et al., 1993).

d) Formação de Russianas - Tal como a Formação de Xistos Raiados, esta formação só é conhecida na região de Barrancos e a principal distinção entre as duas reside na presença de bancadas centimétricas de calcarenitos intercaladas nos xistos. Dada a grande semelhança de fácies, Nery Delgado (1908) incluiu estas duas formações na mesma unidade. Segundo Piçarra et al. (1992a) os calcarenitos típicos desta formação ocorrem por vezes imediatamente suprajacentes a lidos da Formação dos Xistos com Nódulos. Este facto permite colocar a hipótese das Formações de Russianas e dos Xistos Raiados serem equivalentes laterais, sugerida por Oliveira et al. (1991). Tanto as bancadas de calcarenitos como os níveis xistentos forneceram abundante fauna de Braquiópodes, Trilobites, Lamelibrânquios, Polipeiros, Briozóários e Crinóides, que não deixam dúvidas quanto a uma idade Devónica Inferior para esta formação (Perdigão et al., 1982).

e) Formação de Terena - Corresponde a uma sequência turbidítica, constituída por xistos e grauvaques com alguns níveis conglomeráticos intercalados e ocupa o núcleo de uma macroestrutura sinclinal de terceira fase, estendendo-se desde a região de Estremoz até próximo de Aracena. Na Formação de Terena observam-se clastos das formações anteriores previamente xistificados e metamorfizados e S3, que nas formações mais antigas se apresenta como uma crenulação sobreposta às estruturas anteriores, nesta formação comporta-se como uma clivagem xistenta. Estes factos apontam para que a discordância da sua base seja correlativa dos primeiros levantamentos da região, correspondendo os turbiditos da Formação de Terena à sedimentação sinorogénica relacionada com o início da tectogénese (Ribeiro et al., 1979; Ribeiro, 1981; Perdigão et al., 1982; Chacón et al., 1983, Piçarra & Oliveira, 1993). Estes aspectos são de extrema importância para datar a deformação varisca na região mas, infelizmente, não existem dados seguros sobre a idade desta formação, tendo-lhe sido atribuídas idades entre o Silúrico Superior/Devónico Inferior (Delgado, 1908; Teixeira, 1951; Perdigão, 1967) e o Carbónico Inferior (Pfefferkorn, 1968; Schermerhorn, 1971). Nos trabalhos mais recentes a Formação de Terena tem, contudo, sido considerada de forma mais ou menos unânime, do Devónico

Superior (**Ribeiro et al.**, 1979; **Perdigão et al.**, 1982; **Chacón et al.**, 1983; **Oliveira et al.**, 1991; **Piçarra et al.**, 1992a). Esta idade está de acordo com a idade determinada para a Formação de Cabrela, a qual apresenta igualmente uma discordância basal e idêntica relação com as fases de deformação variscas (**Ribeiro**, 1983).

2.1.4 - SECTOR DO ANTICLINAL DE ESTREMOZ

Na figura 11 está representada a litoestratigrafia deste sector segundo **Oliveira et al.**, 1991. A sequência inicia-se pela Formação de Mares, atribuída ao Proterozóico Superior e constituída por xistos de várias naturezas, quartzitos negros, rochas porfíricas félsicas, etc. (**Carvalhosa et al.**, 1987). Sobre este conjunto assenta em discordância a Formação Dolomítica, com mais de 300 m de espessura (**Oliveira et al.**, 1991). Atribuída ao Câmbrico Inferior por correlação com a região de Elvas, esta formação apresenta na sua base níveis de metapsamitos, vulcanitos ácidos e conglomerados lenticulares, correlativos da discordância entre as formações do Proterozóico Superior e da base do Paleozóico (**Carvalhosa et al.**, 1987; **Oliveira et al.**, 1991). A Formação Dolomítica é limitada a topo por um horizonte sílico-ferruginoso, descontínuo, por vezes com mineralizações de sulfuretos, considerado como testemunho de uma lacuna estratigráfica resultante da exposição em meio sub-aéreo e consequente carsificação das rochas carbonatadas durante o Câmbrico Médio e Superior (**Ribeiro et al.**, 1989; **Oliveira**, 1984; **Carvalhosa et al.**, 1987; **Oliveira et al.**, 1991). Sobre o nível sílico-ferruginoso desenvolve-se o Complexo Vulcano-Sedimentar de Estremoz, constituído por mármore, calcoxistos, metavulcanitos ácidos, básicos e tufitos (**Oliveira**, 1984; **Oliveira et al.**, 1991). Dada a ausência de fósseis, este complexo foi inicialmente atribuído ao Câmbrico inferior (**Delgado**, 1905; **Carvalho et al.**, 1971), e mais recentemente atribuído ao Ordovícico (**Oliveira**, 1984). No topo desta sequência, no anticlinal de Ferrarias (prolongamento para SE da estrutura de Estremoz), foram recentemente encontrados crinóides mal conservados mas cuja forma implica seguramente uma idade arenigiana, ou posterior, para os níveis carbonatados mais altos do Complexo Vulcano-Sedimentar de Estremoz (**Piçarra & Le Menn**, 1993). Encontram-se em curso estudos relacionados com esta descoberta (**Piçarra**, in prep.), que num futuro próximo poderão permitir estabelecer uma estratigrafia mais fina para este complexo. Sobre os mármore e metavulcanitos anteriores depositou-se um conglomerado lenticular poligénico, com calhaus de várias naturezas, interpretado como um depósito glaciogénico correlativo da glaciação do final do Ordovícico (**Oliveira et al.**, 1991). A sequência deste sector culmina com uma formação, considerada equivalente da Formação dos Xistos com Nódulos da região de Barrancos, constituída por

liditos e xistos negros com espessura que pode ir até 50 m, onde foram encontradas biozonas de graptólitos situadas entre o Landoveriano Inferior e o Venloquiano Superior (Oliveira et al., 1991, Piçarra & Oliveira, 1993).

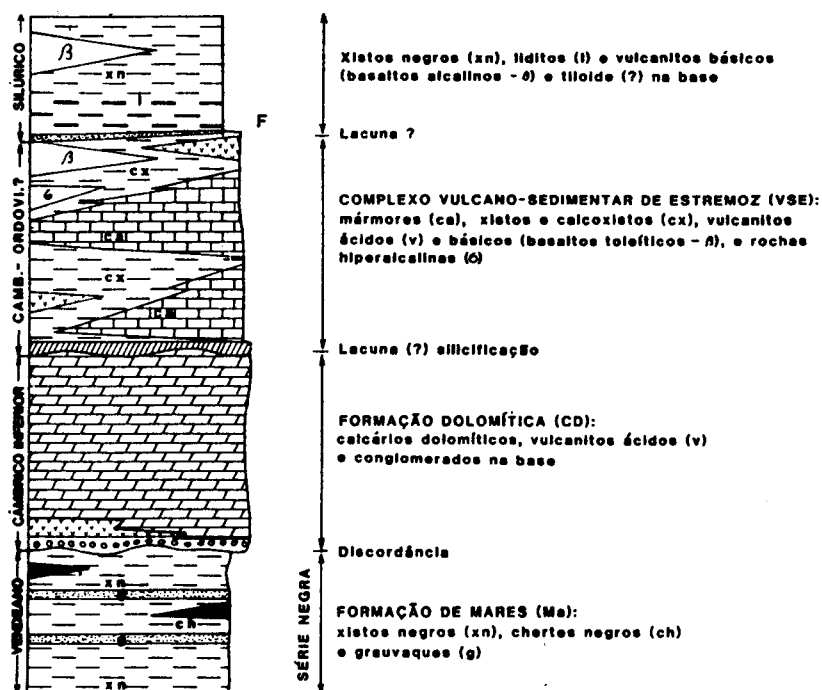


Fig. 11 - Coluna Litoestratigráfica do Anticlinal de Estremoz (segundo Oliveira et al., 1991).

Geometricamente sobreposta a este conjunto, ocorre uma sequência xistenta atribuída anteriormente ao Silúrico, que recentemente foi subdividida nas Formações de Fatuquedo, Barrancos, Colorada e Xistos com Nódulos, por comparação com a região de Barrancos (Oliveira et al., 1991; Piçarra & Oliveira, 1993, Piçarra, in prep.). Esta nova interpretação para a região envolvente de Estremoz levanta problemas paleogeográficos e tectónicos que não se encontram esclarecidos, sendo de admitir que a sequência do Anticlinal de Estremoz aflore numa janela de um carreamento maior, ao nível da ZOM (Araújo, 1989, vide fig. 7).

2.2 - DOMÍNIO DE ÉVORA-BEJA

A sequência litoestratigráfica deste sector é muito mais complexa que a do Domínio de Estremoz-Barrancos, sendo condicionada por uma forte deformação tangencial polifásica e por uma evolução metamórfica complexa, que muitas vezes torna difícil, ou

mesmo impossível, reconhecer os litótipos originais. Extensos sectores do Domínio de Évora-Beja apresentam evidências de um metamorfismo precoce de alta pressão, que atingiu a fácies dos xistos azuis e eclogítica, seguido de uma retrogradação geral na fácies dos xistos verdes (Araújo, 1992a). Por outro lado, como já referimos no capítulo de introdução, neste domínio da ZOM a informação bioestratigráfica é praticamente inexistente: estes dois factos contribuem para que haja grandes incertezas quanto à idade de numerosas formações. Na figura 12 apresenta-se a coluna litoestratigráfica geral proposta para este domínio, por Oliveira et al. (1991). Embora esta coluna se ajuste razoavelmente à sequência observada no antiforma de Moura-Ficalho, surgem numerosos problemas quando a pretendemos estender para outras regiões (Serpa, Portel, Viana-Alvito, Escoural, etc.).

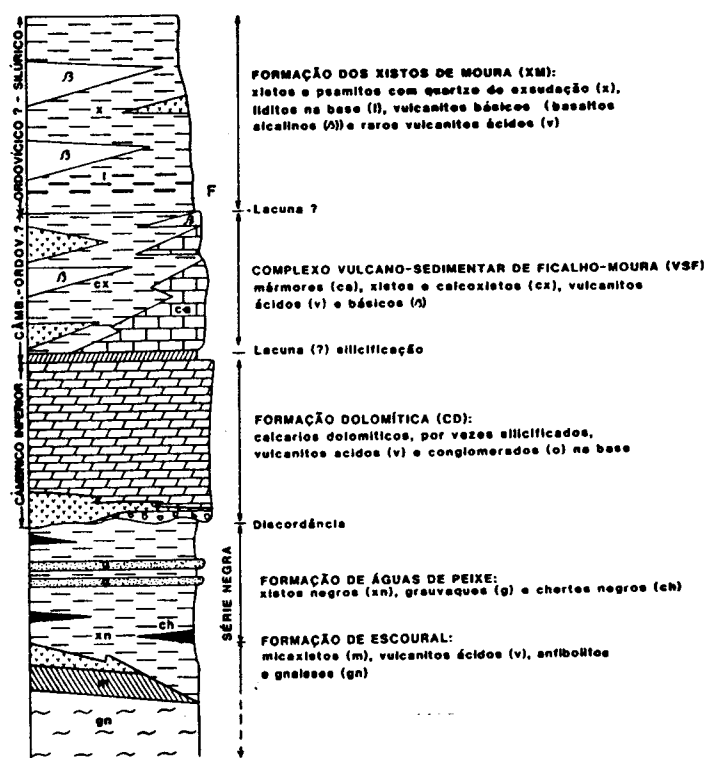


Fig. 12 - Coluna litoestratigráfica do Sector de Montemor-Ficalho (segundo Oliveira et al., 1991).

Nos subcapítulos seguintes vamos abordar a litoestratigrafia de alguns sectores do Domínio de Évora e Beja, de acordo com a subdivisão apresentada na fig. 13 e analisar a validade desta sequência, com a mesma perspectiva crítica com que abordámos a litoestratigrafia do Domínio de Estremoz-Barrancos. Encontram-se excluídos desta análise quatro subdomínios pelas razões que passamos a apresentar:

- O sub-sector de Santa Susana-Odivelas e o sinclinal de Cabrela, referidos por Oliveira et al. (1991), foram já abordados no capítulo de introdução. Estes sub-

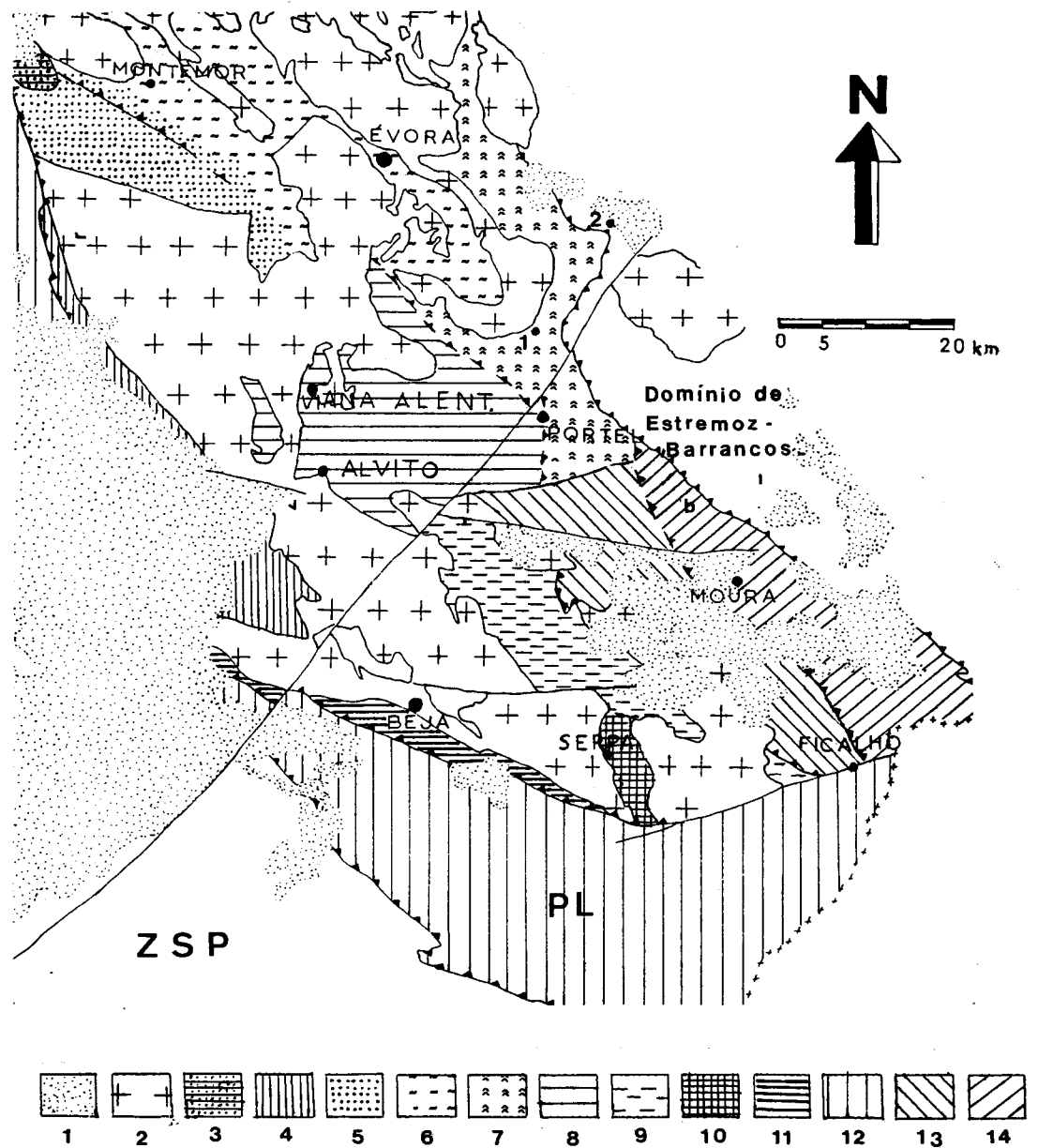


Fig. 13 - Mapa esquemático do Domínio de Évora-Beja, subdividido por sectores e regiões, segundo a sistemática usada neste trabalho: 1 - Terciário; 2 - Maciços intrusivos indiferenciados; 3 - Sinclinal de Cabrela; 4 - Sub-sector de Santa Susana-Odivelas; 5 - Região de Montemor-Escoural; 6 - Migmatitos; 7 - Região de Évora-Monte do Trigo (1)-Monteito (2); 8 - Região de Portel-Viana do Alentejo-Alvito; 9 - Sector de Pedrógão-Brinches; 10 - Antiforma de Serpa; 11 - Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches; 12 - Unidade do Pulo do Lobo (incluindo o Grupo de Ferreira-ficalho); 13 - Sector de Marmelar-vera Cruz; 14 - Sector do "Anticlinal" de Moura-Ficalho.

domínios, pela sua situação geográfica, características estratigráficas e paleogeográficas particulares, caem fora do âmbito do presente trabalho, pelo que não serão referidos.

- A região de Monte do Trigo-Monteito-Évora encontra-se também fora da área

cartografada neste trabalho. De acordo com outros trabalhos (Carvalhosa et al., 1987; Carvalhosa & Zbyszewski, 1991; Oliveira et al. 1991), esta região corresponde ao prolongamento para NW do sector de Moura-Ficalho. Atendendo, no entanto, ao desconhecimento que temos da região e às grandes heterogeneidades existentes na litoestratigrafia e características estruturais entre outros sectores supostamente idênticos, preferimos não generalizar as características do sector do "Anticlinal" de Moura-Ficalho e não nos pronunciarmos sobre esta região.

- O anticlinal de Serpa insere-se no tema de outra tese de doutoramento da mesma especialidade (Fonseca 1995), razão pela qual nos abstermos de fazer aqui qualquer referência à sequência deste sector.

- Os maciços intrusivos, muito frequentes neste domínio, situam-se também fora do âmbito do presente trabalho uma vez que, como já referimos, correspondem a intrusões sinorogénicas que regra geral só registaram as fases mais tardias da deformação varisca. Apenas o granito de Pias-Pedrógão foi abrangido pela geotransversal do Rio Guadiana e a ele faremos uma curta referência a propósito do sector de Pedrógão-Brinches.

Nos pontos 2.2.4 e 2.2.5 preferimos adoptar a designação "região" em vez de "sector". Optamos por uma subdivisão geográfica, retirando a conotação tectonoestratigráfica do termo "sector" porque as áreas abordadas nestes subcapítulos foram alvo apenas de estudos pontuais, os seus limites são imprecisos e, em parte, as unidades presentes podem correlacionar-se com as descritas a propósito dos sectores anteriores.

2.2.1. - SECTOR DO "ANTICLINAL" DE MOURA-FICALHO

a) Proterozóico Superior (Série Negra) - Os níveis estratigraficamente mais baixos afloram na região de Ficalho, no núcleo dos antiformas de Ficalho e Sobral da Adiça. Representada por xistos negros, chertes e grauvaques, a unidade basal é designada por Formação de Águas de Peixe (Oliveira et al., 1991), por correlação com a região de Alvito ou, simplesmente, por Série Negra (Piçarra et al., 1992), sendo atribuída ao Proterozóico Superior por comparação com unidades litologicamente idênticas em Estremoz e em Espanha (Carvalhosa, 1983; Oliveira & Piçarra, 1986). Na região de Moura esta unidade não aflora, tendo no entanto sido reconhecida em sondagem (Oliveira & Matos, 1992).

b) Formação Dolomítica - A base desta formação aflora também apenas na região de Ficalho, estando representada por vulcanitos ácidos com espessura da ordem dos 200

m, directamente sobrepostos à Série Negra (Piçarra et al., 1992). Estes níveis vulcânicos são apenas conhecidos em sondagem na região de Moura (Oliveira & Matos, 1992). A este episódio vulcânico sucedem-se calcários dolomíticos com 400 m de espessura, com intercalações siliciosas chérticas e níveis brechóides interpretados como acidentes tectónicos ou preenchimentos cársicos (Piçarra et al., 1992). Esta formação é atribuída ao Câmbrio Inferior por correlação com a região de Elvas (Oliveira & Piçarra, 1986). Na geotransversal levantada ao longo do rio Guadiana esta formação aflora apenas numa pequena área (Formação de Monte Entre Águas), limitada a Norte pela falha da Vidigueira-Moura e a Sul pelas aluviões do Guadiana e Ardila (vide anexo 1).

c) Horizonte Sílico-Ferruginoso - Com espessura entre 0-10 m este horizonte é interpretado, tal como em Estremoz, como testemunho de uma lacuna erosiva, responsável pela ausência de Câmbrio Médio e Superior na região e pela carsificação do topo da Formação Dolomítica (Ribeiro et al., 1989; Oliveira & Piçarra, 1986). Embora apresente grande continuidade cartográfica na região de Ficalho, não é conhecido em Moura nem foi identificado na geotransversal levantada. Nesta região poderá ser equivalente a um nível conglomerático-brechóide, com rara sílica associada, intersectado em sondagem (Piçarra et al., 1992).

d) Complexo Vulcano-Sedimentar de Moura-Ficalho - Corresponde a uma sequência bimodal, depositada em meio marinho como o testemunha a ocorrência de lavas em almofada, observáveis na margem direita do Guadiana, no local da Barragem de Alqueva. Este Complexo encontra-se representado por metavulcanitos ácidos e básicos, aos quais se associam sedimentos carbonatados. Apresenta todo um conjunto de litologias desde os termos vulcânicos proximais até às rochas sedimentares, representadas maioritariamente por mármore, passando por termos vulcânicos distais: ocorrem níveis de tufos (desde tufos brecha até tufos finos), tufitos por vezes borra de vinho, xistos, calcoxistos, metachertes e esporadicamente liditos. Estes vulcanitos são mal conhecidos, no entanto, segundo L. Ribeiro et al. (1991) os dados petrográficos e geoquímicos deste complexo apontam para uma sequência do tipo intraplaca, com toleítos continentais. Sem qualquer informação bioestratigráfica ou geocronológica, torna-se difícil atribuir uma idade a este complexo. Os trabalhos mais recentes consideram que o Complexo vulcano-sedimentar de Moura-Ficalho terá uma idade compreendida entre o Câmbrio Superior e o Ordovícico (Oliveira, 1984; Oliveira et al., 1991; Oliveira & Matos, 1992; Piçarra et al., 1992). Todas tentativas para estabelecer uma estratigrafia interna neste complexo, ou para fazer correlações litoestratigráficas mais finas, entre as regiões de Moura e de Ficalho (Carvalhosa, 1983; Araújo, 1989; Oliveira et al., 1991; Oliveira & Matos, 1992;

Piçarra et al., 1992), parecem-nos bastante arriscadas e falíveis à luz dos novos dados, recolhidos no âmbito deste trabalho. Com efeito, no sector estudado, os contactos entre os vários litótipos deste complexo, são regra geral mecânicos e a estrutura Moura-Ficalho não corresponde a um anticlinal simples mas sim a uma estrutura do tipo "antiformal stack", gerada em regime de deformação tangencial progressiva. A este propósito refira-se o trabalho de Oliveira & Matos (1992), que embora não seja no âmbito da Geologia Estrutural, refere a existência de seis carreamentos intersectados em menos de 300 m de sondagem, na região de Enfermarias-Santo André, situada no flanco nordeste da estrutura de Moura. A própria idade globalmente atribuída ao complexo, Câmbrico Superior a Ordovícico parece-nos incorrecta, uma vez que o estilo tectónico presente permite a imbricação de unidades com idades muito diferentes. A comprovar este facto ocorrem no sector cartografado, na Unidade do Moinho do Carneiro (Araújo, 1989, fig. 14, anexo 1), numa posição geometricamente baixa deste complexo, níveis de líditos semelhantes aos atribuídos ao Silúrico, presentes no Complexo de Moura, geometricamente suprajacente.

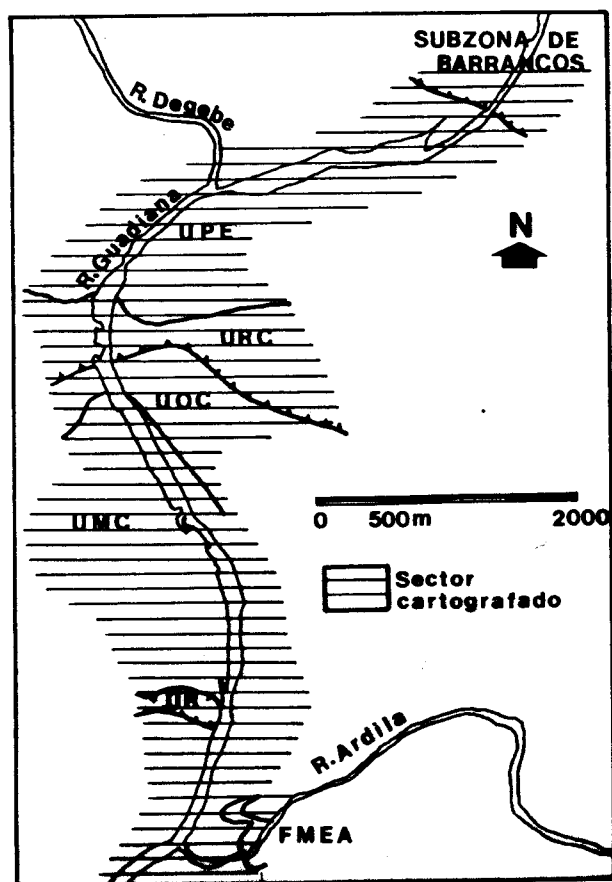


Fig. 14 - Unidades definidas no troço do Sector do Anticlinal de Moura-Ficalho, coberto pela geotransversal do Rio Guadiana (adaptado de Araújo, 1989): UPE - Unidade de Porto de Évora; URC - Unidade da Ribeira de Codes; UOC - Unidade do Outeiro dos Castelos; UMC - Unidade de Moinho do Carneiro; UR - Unidade da Ramada; FMEA - Formação de Monte Entre Águas.

Por outro lado, os níveis mais altos da Unidade da Ribeira de Codes (fig. 14, anexo 1), imbricada nos "Xistos de Moura" e correlacionável com o Complexo Vulcano-Sedimentar, correspondem também a liditos. Não arriscamos aqui qualquer idade para o Complexo Vulcano-Sedimentar no seu conjunto, justamente por nos parecer que podem ocorrer, tectonicamente justapostas, unidades de várias idades e naturezas. Este tema voltará a ser abordado nos capítulos seguintes.

e) Complexo Filonítico de Moura - Esta designação (Araújo et al., 1993a) parece-nos mais correcta que a de "Complexo Vulcano-Sedimentar de Moura-Santo Aleixo" (Piçarra et al. 1992), ou a de "Formação de Xistos de Moura", como é geralmente conhecida esta unidade na bibliografia (por ex. Oliveira & Piçarra, 1986; Carvalhosa et al., 1987; Carvalhosa & Zbyszewski, 1991; Oliveira et al., 1991; Oliveira et al., 1992; etc.). A idade deste complexo tem-se mostrado bastante polémica dada a ausência de informação bioestratigráfica e nos últimos anos foi atribuído sobretudo ao Câmbrico (Carvalhosa, 1983) e ao Silúrico (Carvalho et al., 1971; Oliveira & Piçarra, 1986). O Complexo Filonítico de Moura é constituído maioritariamente por xistos luzentes, siliciosos a sericito-cloríticos, com abundante quartzo de exsudação. Nos níveis geometricamente mais baixos, próximo do contacto com o Complexo Vulcano-Sedimentar, ocorre um nível de liditos e xistos negros com poucos metros de espessura, com razoável continuidade nas estruturas de Ficalho e Adiça e muito descontínuo na região de Moura. Em posições geometricamente mais elevadas, intercalados nos xistos, ocorrem outros níveis de liditos e xistos negros, metavulcanitos ácidos e básicos e mesmo calcoxistos e mármore correspondentes a repetições tectónicas de litologias do Complexo Vulcano-Sedimentar subjacente. Na região NE, próximo de Santo Aleixo da Restauração a deformação é menor, o quartzo de exsudação é menos abundante, sendo possível reconhecer passagens psamítico-grauvacóides nos xistos. Neste sector, numa intercalação de liditos e xistos negros, foram encontrados graptólitos do Landoveriano Superior, que representam a única referência cronoestratigráfica segura para Paleozóico Inferior do Domínio de Évora e Beja (Piçarra & Gutierrez-Marco, 1992). No seguimento desta descoberta, Piçarra et al. (1992) propõem um paralelismo entre este complexo e a região envolvente de Estremoz, tendo desenvolvido esforços para identificar a presença da Formação de Colorada associada a base dos níveis de liditos e para correlacionar os níveis xistentos do Complexo Filonítico de Moura com a Formação de Barrancos e eventualmente com a Formação de Ossa. Contudo, a deformação aumenta para W e a N de Moura, nas unidades de Outeiro dos Castelos e especialmente na de Porto de Évora (Araújo 1989, fig. 14, anexo 1), os xistos apresentam passagens siliciosas com texturas miloníticas muito frequentes. Neste sector não se reconhecem os termos detríticos

intercalados nos xistos, observáveis na região de Santo Aleixo, sendo frequentes as intercalações de tufos e metavulcanitos, geralmente de composição básica, com espessuras variáveis desde a escala decimétrica até alguns metros, regra geral separados dos xistos por acidentes tectónicos. O facto de ocorrerem imbricados neste complexo litótipos de várias naturezas, pertencentes a unidades enquadrantes, torna desprovida de sentido a atribuição de qualquer idade ao conjunto. Um aspecto relevante para a interpretação deste complexo como um empilhamento de mantos é a ocorrência de crossite em metavulcanitos básicos de Unidade da Ribeira de Codes (fig. 14), imbricada no conjunto e referida anteriormente, a propósito do Complexo Vulcano-Sedimentar de Moura-Ficalho.

2.2.2 - SECTOR DE MARMELAR-VERA CRUZ

Na subdivisão do Domínio de Évora-Beja propomos o estabelecimento deste sector como a transição entre o Sector do Anticlinal de Moura-Ficalho e o Sector de Pedrógão-Brinches (fig. 13). Do ponto de vista cartográfico corresponde à região estudada com piores condições de afloramento, uma vez que coincide com a depressão da Vidigueira-Moura, preenchida durante o Cenozóico por depósitos fluviais e lacustres. Em termos estritamente litológicos afloram unidades por vezes semelhantes às descritas para o sector anterior. Nesta região, na folha 43-B Moura, da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000 e na folha 8 da mesma carta à escala 1/200000, foram individualizados o Complexo Vulcano-Sedimentar de Moura-Ficalho, representado por metavulcanitos ácidos, básicos e raros calcários e a Formação de Xistos de Moura.

Apoiando-nos na Carta Geológica de Portugal a escala 1/500000, este sector parece prolongar-se para NW para a estrutura de Portel, mas dado o conhecimento apenas pontual dessa região e as características particulares dos subdomínios a Oeste, vamos neste capítulo caracterizar o sector de Marmelar-Vera Cruz apenas com base na região do Vale do Guadiana, da qual temos um conhecimento directo (vide fig. 15 e anexo 1). Uma vez que as divisões que estabelecemos correspondem a unidades tectonoestratigráficas e que as suas relações em termos de idade são imprecisas, vamos apresentá-las pela sequência geográfica em que actualmente se encontram, começando pela unidade mais a NE, não se pretendendo dar qualquer significado estratigráfico a essa ordem.

a) Unidade de Monte Sampaio - Os xistos desta unidade, sericito-cloríticos, são muito semelhantes aos das unidades de Porto de Évora e do Outeiro dos Castelos, observando-se igualmente abundante quartzo de exsudação, de várias gerações, níveis de milonitos e intercalações tectónicas de metavulcanitos fundamentalmente de composição

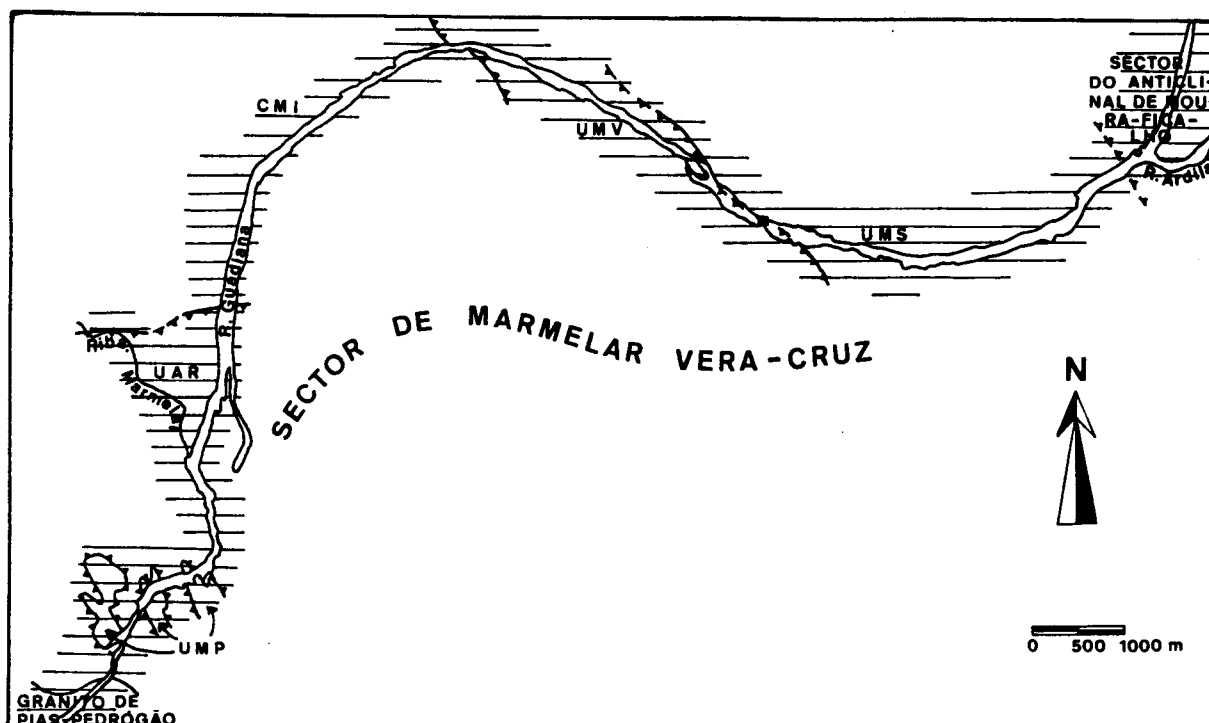


Fig 15 - Unidades definidas no troço do Sector de Marmelar-Vera-Cruz, coberto pela geotransversal do Rio Guadiana: UMS - Unidade de Monte Sampaio; UMV - Unidade de Moínho de Vilares; CMI - Complexo de Monte Ínsua; UAR - Unidade da Azenha da Rabadoa; UMP - Unidade da Mina do Pequito.

básica. Nalguns sectores os xistos tornam-se muito cloríticos, por vezes acompanhados por nódulos e veios de epidoto, podendo eventualmente corresponder a tufos básicos finos deformados ou mesmo a filonitos derivados de rochas básicas. O contacto Leste desta unidade com o sector do Anticlinal de Moura-Ficalho infelizmente encontra-se coberto por aluviões do Guadiana e Ardila (anexo 1) o que representa uma dificuldade acrescida nas tentativas de correlação entre as várias unidades presentes. Próximo desse contacto individualizámos a Formação do Moínho da Barca (anexo 1) constituída por liditos e xistos negros, a qual, numa primeira análise parece indicar que a sequência nesta zona não será muito diferente da observada no flanco normal da estrutura de Ficalho. No entanto estas litologias surgem associadas a níveis de metavulcanitos básicos e o conjunto está limitado a Oeste por um nível métrico de milonitos a que se associam dobras em bainha, pondo em evidência o carácter alóctone dos xistos da Unidade de Monte Sampaio. Estes factos põem de parte qualquer interpretação simples da sequência. Como veremos nos capítulos reservados à tectónica, a imbricação observada no Complexo Filonítico de Moura dá-se fundamentalmente durante a primeira fase e nos estádios mais precoces da segunda

fase de deformação. A estrutura Moura-Ficalho resulta de um processo de deformação progressiva durante a segunda fase: assim a Unidade de Monte Sampaio pode corresponder a repetição no flanco oeste do antiforma de Moura, do Complexo Filonítico e ser equivalente às unidades do Outeiro dos Castelos e de Porto de Évora. Esta é uma correlação entre unidades tectonoestratigráficas, como já referimos a propósito do Complexo Filonítico de Moura, estamos em presença de uma sequência imbricada envolvendo litótipos com idades e proveniências diversas, pelo que do ponto de vista estritamente estratigráfico podemos apenas afirmar com alguma segurança que a Formação do Moinho da Barca será de idade silúrica. Os metavulcanitos que ocorrem nesta unidade podem ser equivalentes do Complexo Vulcano-Sedimentar, ou ter outra proveniência, já que como veremos mais adiante, nas unidades suprajacentes tornam-se progressivamente mais importantes as estruturas de primeira fase relacionadas com a obducção do Ofiolito de Beja-Acebuches e de outros terrenos exóticos sobre a ZOM (vide pontos 1.2.4 e 3.3.1).

b) Unidade do Moinho de Vilares - É constituída fundamentalmente por metavulcanitos básicos semelhantes aos do Complexo Vulcano-Sedimentar de Moura-Ficalho, incluindo raros níveis de calcários muito deformados e passagens de xistos semelhantes aos da unidade anterior. Esta semelhança levou a que em trabalhos de cartografia anteriores a Unidade do Moinho de Vilares fosse paralelizada a esse complexo vulcano-sedimentar (Carvalhosa, 1965; Carvalho & Carvalhosa, 1970; Oliveira, coord., 1988). Tal como no caso da unidade anterior esta correlação pode ser lícita, mas dado que não dispomos de informações sobre a quantidade de movimento ao longo das principais zonas de cisalhamento, que esta unidade se encontra carregada sobre a Unidade de Monte Sampaio através de um acidente de primeira fase (vide cortes geológicos dos anexos 1 e 3) e que apresenta evidências de um metamorfismo precoce que atingiu a fácies dos xistos azuis (De Jong et al., 1991a,b; Araújo, 1992a; Fonseca et al., 1993), coloca-se também a hipótese de estes metavulcanitos fazerem parte um conjunto de mantos vindos de Sul, carregados sobre a ZOM e, juntamente com outras unidades que descreveremos em seguida, representarem um outro terreno tectonoestratigráfico. Foram realizadas três análises preliminares de elementos maiores e menores nestes metavulcanitos e embora qualquer interpretação geoquímica com base em tão poucos dados seja extremamente arriscada, os resultados obtidos encontram-se resumidos nos quadros da fig. 16. Os elementos menores parecem apontar claramente para uma assinatura geoquímica do tipo MORB, contrastando com a natureza toleítica continental do Complexo Vulcano-Sedimentar de Ficalho (L. Ribeiro et al., 1991). Estes dados levantam a hipótese da Unidade de Moinho de Vilares corresponder a uma escama de um nível superior de uma sequência ofiolítica, obductada sobre a ZOM e imbricada posteriormente com unidades de várias naturezas. Como

referimos esta é uma dedução arriscada dada a pouca informação disponível. Os metavulcanitos da Unidade de Moinho de Vilares apresentam fundamentalmente texturas finas, provavelmente correspondentes a escoadas lávicas, mas ocorrem esporadicamente níveis grosseiros, correspondentes a diques ou soleiras. Os níveis mais finos passam às vezes a xistos que poderiam ter uma origem sedimentar. Esta associação de litologias, aliada a sua assinatura geoquímica, pode por outro lado indicar que a Unidade de Moinho de Vilares representa um testemunho do bordo SW da ZOM que sofreu um processo de "rifting," adelgaçamento e posterior abertura oceânica, durante o Paleozóico Inferior.

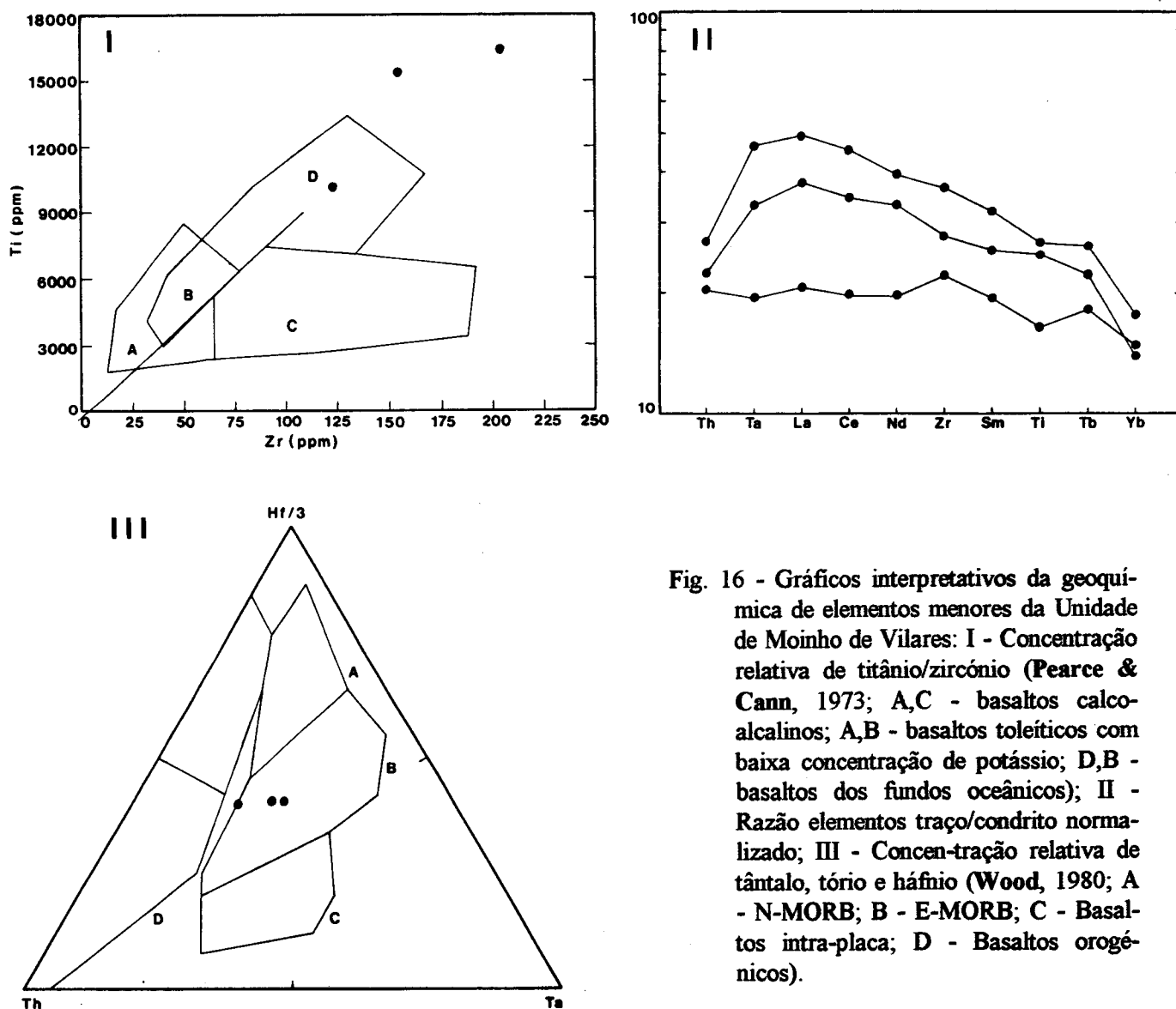


Fig. 16 - Gráficos interpretativos da geoquímica de elementos menores da Unidade de Moinho de Vilares: I - Concentração relativa de titânio/zircônio (Pearce & Cann, 1973; A,C - basaltos calcálicos; A,B - basaltos toleíticos com baixa concentração de potássio; D,B - basaltos dos fundos oceânicos); II - Razão elementos traço/condrito normalizado; III - Concentração relativa de tântalo, tório e háfnio (Wood, 1980; A - N-MORB; B - E-MORB; C - Basaltos intra-placa; D - Basaltos orogênicos).

c) **Complexo de Monte Ínsua** - Este complexo corresponde a um vasto conjunto de litologias, fortemente deformadas e imbricadas durante a primeira e segunda fase de deformação. Em termos estritamente geométricos, o Complexo de Monte Ínsua representa os níveis mais baixos do Sector de Marmelar-Vera Cruz, aflorando no núcleo de um antifforma suave, de terceira fase. Na cartografia realizada ao longo do Vale do Guadiana individualizamos: (1) rochas básicas, localmente evidenciando um grau metamórfico que terá atingido pelo menos a fácies anfibolítica; (2) rochas félsicas com um grau de deformação variável desde os termos pouco deformados (onde se identificam prováveis tufos ácidos afaníticos e tufos granulares grosseiros) até aos termos muito deformados, com texturas leptiníticas e gnáissicas; (3) xistos sericito-cloríticos com intercalações miloníticas, semelhantes aos do Complexo Filonítico da Moura; (4) xistos francamente cloríticos, representando provavelmente rochas básicas muito deformadas; (5) calcários e calcoxistos e (6) uma formação constituída por micaxistos, às vezes com tendência grauvacóide e raras passagens de quartzitos negros. A complexidade tectónica que atingiu este conjunto inviabiliza qualquer tentativa para estabelecer uma sucessão estratigráfica minimamente credível. Sobre este assunto apenas nos arriscamos a levantar a hipótese da formação constituída por micaxistos com intercalações de quartzitos negros ser correlativa das formações atribuídas ao Proterozóico Superior noutros pontos da ZOM (Série Negra - Formação de Águas de Peixe). Saliente-se que em termos regionais o Complexo de Monte Ínsua prolonga-se para NW, para o núcleo da Estrutura de Portel onde o Proterozóico está representado (Carvalhosa 1965, 1967). Os calcários e calcoxistos, embora se encontrem regra geral limitados das manchas de anfibolitos por acidentes, apresentam eles próprios passagens anfibolíticas à escala do afloramento. Este facto permite-nos colocar a hipótese do conjunto destas litologias representar originalmente uma sequência vulcano-sedimentar, eventualmente equivalente lateral da Unidade de Moinho de Vilares ou mesmo do Complexo Vulcano-Sedimentar de Moura-Ficalho. Se retirarmos o efeito da segunda fase de deformação, as rochas félsicas parecem corresponder a um manto de primeira fase, carregado de Sul, que se sobrepõe ao conjunto anterior. De qualquer forma, dada a intensidade da deformação e o grau metamórfico que atingiu este sector, é impossível, com base nos conhecimentos actuais estabelecer correlações seguras entre o Complexo de Monte Ínsua e outras unidades do Domínio de Évora-Beja. A presença de unidades carregadas de Sul, durante a primeira fase, fortemente deformadas e com evidências de grau metamórfico alto, torna muito arriscadas as interpretações simples, que correlacionam estas litologias com o Complexo Vulcano-Sedimentar de Moura-Ficalho, com idades compreendidas entre o Câmbrio Superior e o Ordovícico (Oliveira, coord. 1988; Oliveira et al., 1991; Piçarra et al., 1992).

d) Unidade da Azenha da Rabadoa - Esta unidade corresponde a um manto alóctone de primeira fase, proveniente de Sul, constituída por uma sequência monótona de rochas félsicas com texturas leptínicas, por vezes gnáissicas, com raras passagens anfibolíticas, não diferenciadas na cartografia dada a sua reduzida expressão. Apresenta grande semelhança com os termos félsicos do Complexo de Monte Ínsua, seus prováveis equivalentes. Dada a forte deformação, grau metamórfico elevado e proveniência de Sul, não nos parece correcta a correlação desta unidade com os termos félsicos do Complexo Vulcano-Sedimentar de Moura-Ficalho (Oliveira, coord., 1988; Oliveira et al., 1991; Piçarra et al., 1992). Unidades com características muito semelhantes têm grande expressão noutros sectores da ZOM, a Sul e Oeste desta região e são interpretadas como o provável testemunho de um arco vulcânico carregado sobre as sequências da ZOM, durante a primeira fase de deformação, responsável também pela obducção do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (Araújo, 1992a; Araújo et al., 1993b,c; Fonseca, 1993a; Rosas et al., 1993). Esta interpretação necessita, no entanto, de ser confirmada por estudos geoquímicos, uma vez que estas sequências podem por outro lado representar rochas carregadas do bordo Sul da ZOM, pelo mesmo mecanismo de deformação, sem corresponderem forçosamente a outro terreno tectonoestratigráfico.

e) Unidade da Mina do Pequito - Subjacente à unidade anterior, aflora apenas em alguns núcleos anticlinais de segunda fase de deformação. A Unidade da Mina do Pequito corresponde a um autóctone relativo e é constituída por anfibolitos, calcários e calcoxistos. Junto ao acidente que a limita da Unidade da Azenha da Rabadoa, nos anfibolitos desenvolve-se esporadicamente asbesto, uma alteração clorito-talcosa, e pseudomorfoses de serpentina em porfiroblastos cujos contornos fazem lembrar granadas. Estas rochas apresentam-se também frequentemente mineralizadas em magnetite e alguma pirite e pirrotite. A magnetite surge por vezes em concentrações elevadas o que justificou o aparecimento de uma série de pequenas explorações mineiras na região, actualmente todas encerradas, das quais a mais importante foi a Mina da Orada, situada já fora do sector estudado. Estes jazigos de ferro parecem ocorrer sempre a muro de acidentes importantes de primeira fase, nomeadamente do carreamento que separa esta formação da Formação da Azenha da Rabadoa, o que aponta para a existência de um certo controle estrutural das mineralizações. No entanto, em trabalhos anteriores estes jazigos foram considerados singenéticos (Carvalho et al., 1971), e o minério apresenta-se deformado pela primeira fase, o que apoia a hipótese da mineralização ser primária. Este é um assunto que foge ao tema da presente tese, não tendo sido suficientemente aprofundado de modo a

apresentarmos um modelo definitivo para a génese dos jazigos de ferro desta região.

As litologias presentes e a estrutura geral do sector permite-nos colocar a hipótese da Unidade da Mina do Pequito ser equivalente à Unidade do Moinho de Vilares mas esta correlação, por razões já amplamente expostas, carece de ser confirmada por outros métodos.

2.2.3 - SECTOR DE PEDRÓGÃO-BRINCHES

Este sector encontra-se limitado a Este pelo granito de Pias-Pedrógão e a Sul e Oeste pelos gabros do Complexo de Beja, correspondendo em termos macroscópicos a um sinforma bastante suave de terceira fase. Foram individualizadas, várias unidades tectonoestratigráficas, representadas esquematicamente na fig. 17 (vide anexo 1). O metamorfismo de contacto associado aos corpos intrusivos que limitam o sector,

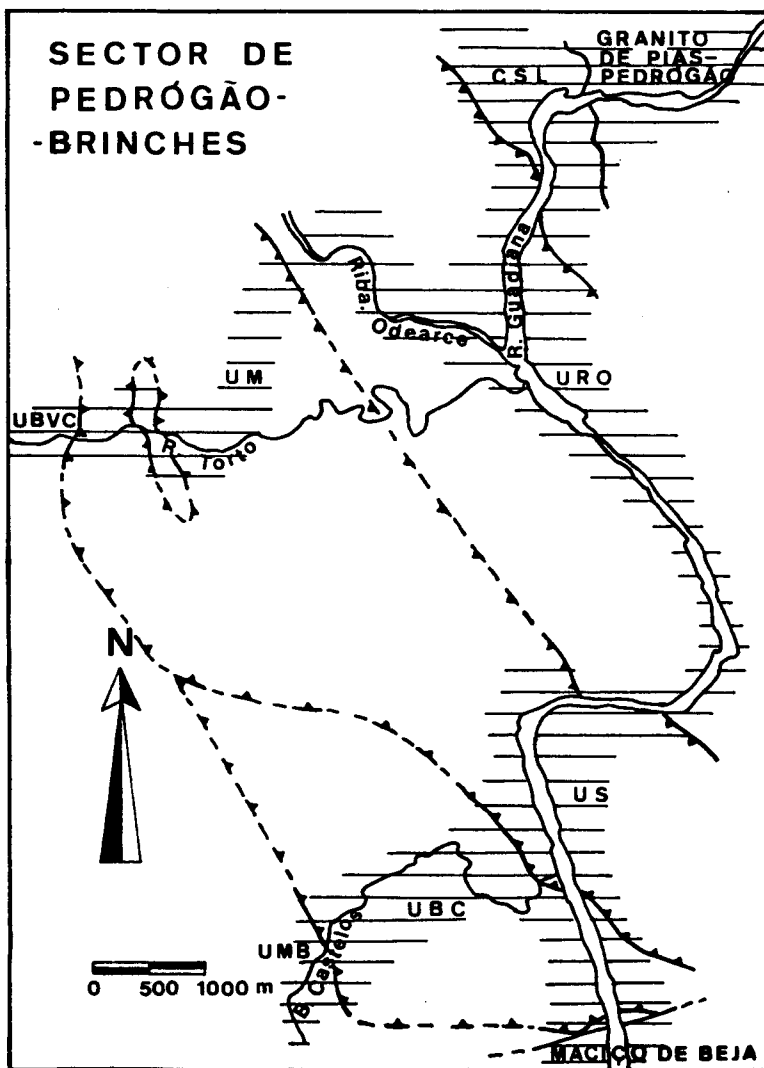


Fig 17 - Unidades definidas no troço do Sector de Pedrógão-Brinches, coberto pela geotransversal do Rio Guadiana: CSL - Complexo de São Lourenço; URO - Unidade da Ribeira de Odearce; UM- Unidade dos Montes; UBVC - Unidade do Barranco do Vale Corvo; US - Unidade da Serrinha; UBC - Unidade do Barranco dos Castelos; UMB - Unidade do Monte da Boleja.

sobreposto a um metamorfismo regional polifásico, tornam por vezes impossível a identificação dos litótipos originais.

Nesta região, o traçado do Rio Guadiana, que ao longo da geotransversal é geralmente subperpendicular às estruturas, torna-se praticamente paralelo. Por outro lado, o rio não intersecta a faixa de rochas básicas que bordeja o Complexo de Beja desde a região de Vidigueira até Brinches, cortando o contacto com este maciço intrusivo numa zona de falha tardia, que elimina parte da sequência. Por último, corre durante alguns quilómetros numa zona deprimida onde a cobertura quaternária esconde a sequência paleozóica (região de Monte da Varginha, a NW de Brinches). Estes condicionalismos levaram-nos a levantar, além do Vale do Guadiana, dois outros cortes complementares: um inicialmente ao longo da Ribeira de Odearce, inflectindo depois para SW, para intersectar todas as unidades e aproveitar uma zona com melhor exposição ao longo do vale do Rio Torto e outro, mais a Sul, ao longo do Barranco dos Castelos (fig. 17, anexo 1). Esta metodologia obrigou-nos ao estabelecimento de diferentes unidades para cada um dos cortes, não havendo continuidade cartográfica entre o corte da Ribeira de Odearce-Rio Torto e sector Sul da geotransversal. As associações litológicas e o estilo tectónico das várias unidades permitem-nos no entanto estabelecer um paralelismo entre estes dois cortes. Assim, vamos agrupar as unidades directamente correlacionáveis, apresentando as descrições de algumas conjuntamente, numa única alínea.

a) Granito de Pedrógão - Trata-se de um granito biotítico de quimismo calco-alcalino, de grão médio (Carvalhosa, 1992) que aflora no núcleo de um antiforma de terceira fase. Embora na área cartografada o granito se apresente em termos gerais bastante homogéneo, de grão médio a fino, observam-se algumas zonas em que a textura se torna mais grosseira, com os cristais de plagioclase a atingirem dimensões da ordem dos dois a três centímetros. Ocorrem também alguns encraves, geralmente de dimensões decimétricas, de natureza diorítica e quartzodiorítica e textura muito fina que interrompem ocasionalmente a regularidade do maciço. Relativamente à idade da sua instalação, o granito apresenta zonas de cisalhamento conjugadas, relacionadas com a terceira fase de deformação, algumas com características dúcteis ou semi-dúcteis, o que indica que esta deformação se deu, pelo menos em parte, ainda a quente. Por outro lado, dados de geocronologia absoluta apontam para uma idade de 305 M.A. para o maciço granítico de Pias-Pedrógão (Mendes, 1967-68; Pinto, 1985), o que nos parece ser perfeitamente compatível com as estruturas observadas. Este é um dado importante para a datação da terceira fase e será retomado no ponto 3.4.

b) **Complexo de Pedrógão-São Lourenço** - Este complexo foi subdividido nas unidades de (1) Xistos da Horta do Zambujal, (2) Gnaisses da Horta do Zambujal e (3) na Unidade de São Lourenço, constituída fundamentalmente por anfibolitos (s.l.).

A **Unidade dos Xistos da Horta do Zambujal** é constituída por micaxistos cloríticos semelhantes aos de outras unidades incluídas no Complexo Filonítico de Moura, embora apresentem uma intensa alteração hidrotermal, com desenvolvimento de veios de feldspato e quartzo, mais frequentes em direcção ao maciço granítico de Pias-Pedrógão, passando gradualmente estes micaxistos a corneanas pelíticas. Em termos geométricos esta unidade que representa o nível basal do Complexo de Pedrógão-São Lourenço, está separada das unidades suprajacentes por carreamentos de primeira fase, constituindo assim um autóctone relativo deste conjunto.

A **Unidade de São Lourenço**, é como referimos constituída fundamentalmente por anfibolitos (s.l.), mas com características muito particulares (fig 18). No seu conjunto estes anfibolitos apresentam um gradiente da deformação, progressivamente mais intensa para a base, testemunhada por numerosos critérios que serão pormenorizadamente descritos nos capítulos reservados à tectónica. Este aumento da deformação em direcção aos micaxistos da unidade anterior leva ao desenvolvimento de um bandado milonítico sin-metamórfico

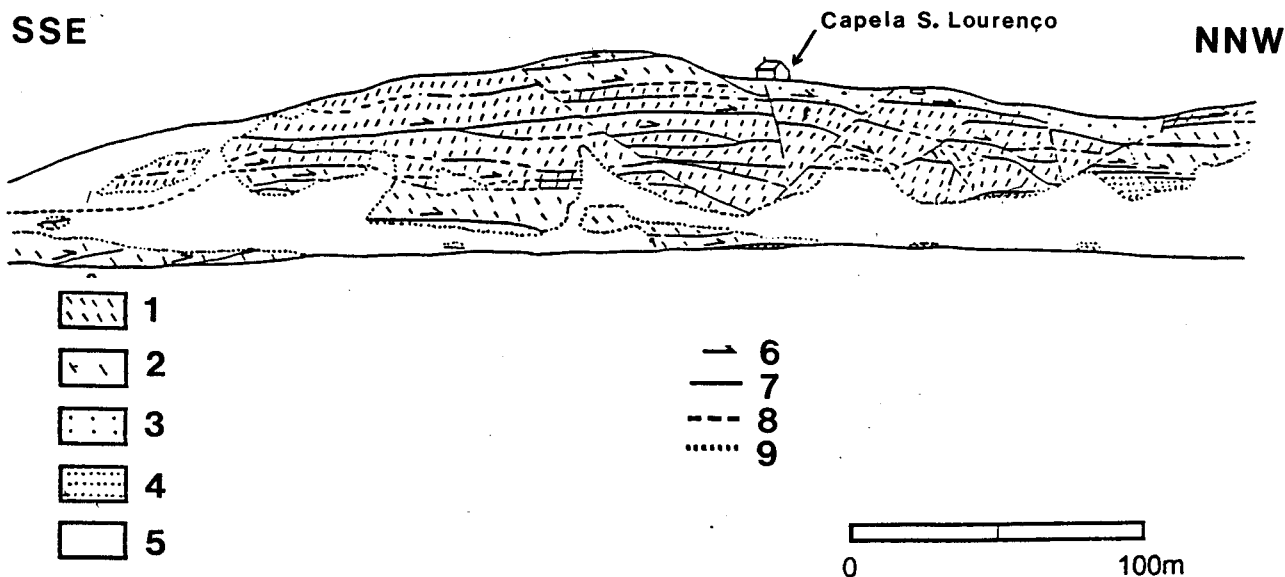


Fig. 18 - Estrutura interna da Unidade de São Lourenço (Adaptado de Sousa et al., 1993): 1 - Anfibolitos com textura fina; 2 - Anfibolitos com textura grosseira; 3 - Xistos pelíticos com afinidades oceânicas; 4 - Xistos paraúctones; 5 - Depósito de vertente; 6 - Sentido do cisalhamento; 7 - Zona de cisalhamento; 8 - Zona de cisalhamento interpretada; 9 - Limite do depósito de vertente.

que apaga totalmente as paragénese originais da rocha. Por outro lado, este gradiente da deformação indica-nos que o limite inferior da unidade corresponde a um acidente maior de primeira fase. Nos níveis superiores a deformação é menor, sendo possível identificar localmente algumas texturas originais, nomeadamente, metabasaltos, às vezes com texturas porfíricas, níveis grosseiros com texturas do tipo flaser-gabro e localmente uma diferenciação trongemítica nos metagabros. Nestes últimos ocorrem esporadicamente estruturas que fazem lembrar injeções de diques em metagabros. Fizemos várias lâminas delgadas destas estruturas para tentarmos certificar-nos da sua natureza filoneana, as quais se revelaram no entanto inconclusivas, dado que mesmo nestas zonas a deformação continua a ser bastante importante e a recristalização metamórfica acentuada. Eventuais anisotropias iniciais em termos de granularidade e composição, correspondentes a diques, seriam zonas preferenciais para acomodar a deformação e, em lâmina delgada, estas estruturas correspondem sempre a zonas de cisalhamento onde se concentram óxidos e filossilicatos (biotite e sericite). De qualquer forma, a presença de metabasaltos e flaser-gabros levou-nos a colocar a hipótese desta unidade corresponder a uma escama ofiolítica, relacionada com a obducção do COBA. Foram realizados estudos geoquímicos preliminares (Araújo et al., 1993a) cujos resultados se podem sintetizar nos quadros da figura 19. Com efeito, estes estudos revelaram que os anfibolitos da Unidade de São Lourenço tem afinidades toleíticas ($1.2 < Y/Nb < 14.7$) e os elementos menores mostram uma assinatura geoquímica variando entre o tipo N-MORB e o tipo T/P-MORB (Araújo et al., 1993). Estudos mais detalhados, no seguimento do levantamento da Geotransversal do Guadiana (Sousa et al., 1993) mostram que os anfibolitos se encontram localmente limitados a topo por xistos grafitosos diferentes dos xistos da Unidade da Ribeira de Odearce que se sobrepõe ao conjunto (vide anexo 4). Embora o contacto entre os xistos grafitosos e os anfibolitos seja claramente mecânico, observando-se à escala do afloramento escamas responsáveis por repetições tectónicas das duas litologias, estes xistos poderiam representar sedimentos oceânicos obductados sobre a ZOM, juntamente com uma escama de crosta oceânica superior representada pelos anfibolitos. A apoiar este modelo os metabasaltos, próximo do topo, apresentam sulfuretos disseminados e esporadicamente intercalações de chertes (Araújo et al., 1993a; Sousa et al., 1993).

A **Unidade dos Gnaisses da Horta do Zambujal** encontra-se tectonicamente sobreposta a unidade anterior e tem pouca expressão no Vale do Guadiana mas é provavelmente equivalente a um afloramento bastante mais extenso, que ocorre imediatamente a NE de Brinches, representado na Carta Geológica de Portugal à escala 1/200000, folha 8, como vulcanitos ácidos do Complexo Vulcano-Sedimentar de Ficalho. Em termos litológicos é muito semelhante a Unidade da Azenha da Rabadoa e nesta mesma carta geológica observa-se que a Unidade dos Gnaisses da Horta do Zambujal, se prolonga

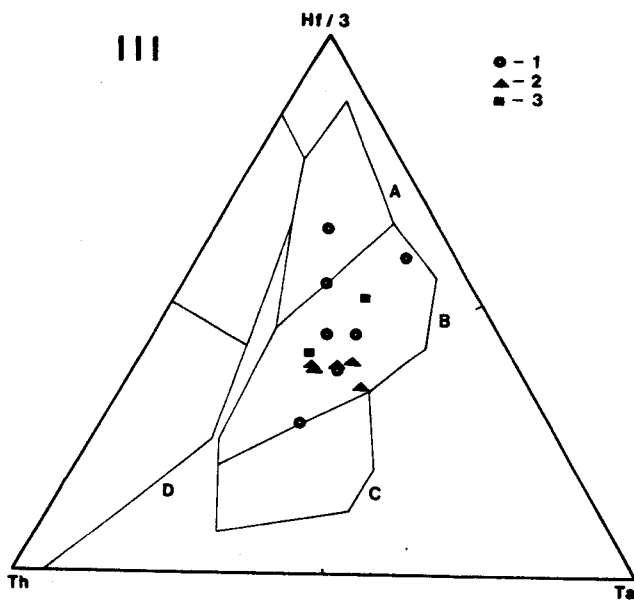
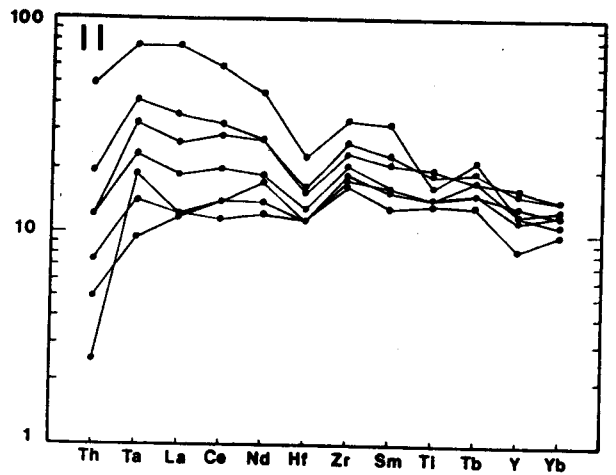
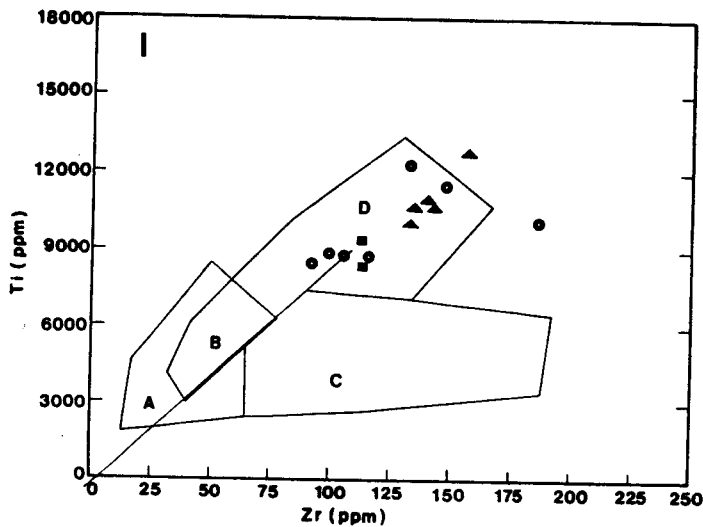


Fig. 19 - Gráficos interpretativos da geoquímica de elementos menores da Unidade de São Lourenço: I - Concentração relativa de titânio/zircónio (Pearce & Cann, 1973; A,C - basaltos calco-alcalinos; A,B - basaltos toleíticos com baixa concentração de potássio; D,B - basaltos dos fundos oceânicos); II - Razão elementos traço/condrito normalizado; III - Concentração relativa de tântalo, tório e háfnio (Wood, 1980; A - N-MORB; B - E-MORB; C - Basaltos intra-placa; D - Basaltos orogénicos). Os triângulos correspondem a amostras de basaltos porfíricos, os quadrados a "flaser-gabbros" e os círculos a anfibólitos.

para Norte, contorna o maciço granítico de Pedrógão e está em continuidade com a Unidade da Azenha da Rabadoa, sendo essa continuidade apenas interrompida por uma estreita mancha de Cenozóico imediatamente a Norte de Pedrógão. Este facto, é um elemento importante para o estabelecimento das relações tectonoestratigráficas entre as unidades de um e outro lado do Granito de Pias-Pedrógão. Esta unidade apresenta evidências claras de deformação de primeira fase mas o carreamento que a separa das subjacentes poderá ser já de segunda fase, ou corresponder a uma reactivação tardia de um acidente de F1. Infelizmente as condições de afloramento não permitem uma observação directa do contacto com a Unidade de São Lourenço. Este modelo explica contudo o facto de os mantos de rochas félsicas contactarem a nível regional com unidades de naturezas muito diferentes.

c) Unidades do Barranco do Vale Corvo e do Monte da Boleja - Estas unidades, definidas respectivamente ao longo dos cortes do Rio Torto e do Barranco dos Castelos, são claramente equivalentes entre si e provavelmente também equivalentes da Unidade de São Lourenço. Constituídas quase exclusivamente por anfíbolitos, inserem-se na extensa faixa de rochas básicas que se prolonga desde a região da Vidigueira até Brinches, representadas na Carta Geológica de Portugal à escala 1/200000, folha 8 dos SGP, sob a designação V β 3 (metavulcanitos básicos do Complexo Vulcano-Sedimentar de Moura-Ficalho). À escala do afloramento estas rochas apresentam um tom verde escuro, testemunho de um importante desenvolvimento das anfífolas e frequentemente observa-se um bandado, correspondente a zonas de cisalhamento de primeira fase. A segunda fase de deformação é frequentemente intensa e responsável por dobras apertadas do bandado anterior. Genericamente de granularidade fina, estes anfíbolitos apresentam contudo alguns afloramentos mais grosseiros, com texturas "flaser", na Unidade do Monte da Boleja.

d) Unidades da Ribeira de Odearce e do Barranco dos Castelos - Consideramos estas duas unidades equivalentes do ponto de vista tectonoestratigráfico. Com efeito, litologicamente são extremamente semelhantes, apresentam o mesmo estilo de deformação e o facto de surgirem separadas geograficamente (fig. 17, anexo 1) pode explicar-se como o efeito do dobramento em sinforma de grande raio de curvatura, de terceira fase varisca, que condiciona a estrutura geral do sector. Assim, as unidades da Ribeira de Odearce e do Barranco dos Castelos correspondem respectivamente aos afloramentos no flanco nordeste e no flanco sudoeste desse sinforma, do conjunto de litologias, com as características que passamos a descrever.

Estas unidades, essencialmente xistentas, sobrepõem-se tectonicamente às unidades de São Lourenço e do Monte da Boleja. Excepto uma estreita faixa de xistos grafitosos (alguns metros), reconhecida apenas no local da Capela de São Lourenço, que associamos à unidade de mesmo nome, os xistos das unidades da Ribeira de Odearce e do Barranco dos Castelos apresentam-se extremamente deformados, exibindo zonas de cisalhamento de segunda fase, às vezes materializadas por milonitos com alguns centímetros de espessura, penetrativas à escala da carta geológica. Estas estruturas tendem a apagar a primeira fase de deformação que pontualmente se consegue observar, quando os xistos são mais siliciosos e, portanto, preservam melhor as estruturas precoces. Este estilo de deformação faz com que estas unidades, especialmente nos níveis mais xistentos, se comportem como espessas zonas de cisalhamento dúctil. Em termos litológicos estes xistos são muito semelhantes aos de várias unidades já descritas e nos trabalhos de cartografia geológica realizados anteriormente foram atribuídos ao Complexo Filonítico de Moura (Carvalho & Carvalhosa, 1970; Oliveira, coord., 1988). A única diferença relativamente a outras

unidades, reside eventualmente no facto destes xistos serem bastante cloríticos e um pouco menos siliciosos, o que se traduz também por menor quantidade de quartzo de exsudação. Estes aspectos, embora válidos em termos gerais, não servem como critério cartográfico, uma vez que localmente os xistos destas duas unidades podem surgir bastante enriquecidos em sílica. Como critério distintivo das outras unidades ocorrem no entanto com bastante frequência, rochas intrusivas, filoneanas, com as mesmas fases de deformação dos xistos encaixantes. Estes corpos intrusivos durante os levantamentos cartográficos foram divididos em rochas ácidas e rochas intermédio-básicas, sendo os termos intermédios largamente preponderantes relativamente aos básicos. Este cortejo de rochas hipabissais apresenta à escala do afloramento frequentes diferenciações e passagens graduais entre os termos básicos, intermédios e ácidos, testemunhando uma origem ígnea comum para os mesmos. Até ao momento não foram feitos estudos geoquímicos destas rochas mas as evidências de campo apontam para que este conjunto represente uma sequência calco-alcalina, o que leva a colocar a hipótese das unidades da Ribeira de Odearce e do Barranco dos Castelos terem afinidades com um arco vulcânico, obductado juntamente com as escamas ofiolíticas, durante a primeira fase, sobre as sequências da ZOM. A apoiar este modelo surgem numerosos critérios de cisalhamento para Norte. Estas estruturas de primeira fase estão bem preservadas nas rochas intrusivas, contrariamente ao que se passa nos xistos encaixantes, graças à sua maior competência, o que evitou que fossem apagadas pelas fases posteriores. A distribuição destas rochas intrusivas não é homogénea, apresentam a sua máxima concentração nas proximidades da foz da Ribeira de Odearce, existindo outros sectores onde só muito esporadicamente ocorrem, frequentemente sem expressão cartográfica. O limite com as unidades descritas em seguida, suprajacentes, igualmente com características xistentas, foi em vários sectores de difícil marcação, dada a escassez destas rochas e as más condições de afloramento, que dificultavam o uso de critérios estruturais. Nestas unidades, ocorrem ainda alguns filões de natureza intermédia (andesitos ou dacitos), tardios, apenas com evidências de deformação de terceira fase. Relacionamos estes filões com o cortejo de rochas intrusivas do Complexo de Beja, que limitam o Sector a Sul e Oeste.

e) Unidades dos Montes e da Serrinha - Estas duas unidades ocupam o núcleo do sinforma de grande raio de curvatura anteriormente referido, sobrepondo-se tectonicamente ao conjunto abordado na alínea anterior, truncando-o totalmente no corte da Ribeira de Odearce-Rio Torto, onde a Unidade dos Montes contacta directamente com a Unidade do Barranco do Vale Corvo (fig. 17, anexo 1). Embora as consideremos equivalentes laterais, preferimos definir duas unidades porque se situam em dois cortes geograficamente afastados, entre os quais não dispomos de cartografia de pormenor e

porque litologicamente apresentam ligeiras diferenças. São duas unidades essencialmente xistentas, constituídas por xistos sericíticos geralmente com intercalações centimétricas siliciosas miloníticas, exibindo forte deformação de segunda fase. A Unidade dos Montes é extremamente monótona sendo de referenciar apenas a ocorrência de raros níveis decimétricos de metachertes negros, fortemente recristalizados, sem continuidade lateral devido à tectónica. A Unidade da Serrinha, embora também muito monótona, apresenta passagens de calcoxistos, geralmente de dimensões métricas, também muito descontínuas, bastante frequentes na margem direita do Guadiana, a SW da Azenha do Laço. Estas litologias, que interrompem esporadicamente a sequência xistenta, estão regra geral limitadas por zonas de cisalhamento de segunda fase, nas quais é impossível determinar a quantidade de movimento associada. O facto destas unidades apresentarem uma intensa deformação de segunda fase, concentrada especialmente nos xistos, que apaga praticamente todas as estruturas anteriores, põe em evidência que estão separadas do conjunto subjacente por uma importante zona de cisalhamento de segunda fase. Este conjunto foi também englobado no Complexo Filonítico de Moura, em trabalhos de cartografia anteriores (Carvalho & Carvalhosa, 1970; Oliveira, coord., 1988). Tanto os metachertes negros como os calcoxistos podem estar relacionados com as sequências da ZOM, mas dada a escassez de argumentos não arriscamos qualquer correlação entre estas unidades e outras anteriormente descritas. Tal como nas unidades referidas na alínea anterior, ocorrem esporadicamente alguns filões tardios, de composição intermédia e ácida, que consideramos geneticamente associados ao Complexo de Beja.

2.2.4 - REGIÃO DE PORTEL-VIANA DO ALENTEJO-ALVITO

Nesta região realizámos apenas alguns cortes tendo por objectivo o enquadramento regional das unidades estudadas detalhadamente ao longo do Vale do Rio Guadiana, pelo que a visão que temos de tão vasto sector é certamente parcial e incompleta. A maioria destes cortes foram realizados em colaboração com o Dr. Paulo Fonseca que, estando a estudar uma geotransversal situada mais a Sul (Fonseca, 1995), na continuidade da agora apresentada, tinha igualmente a necessidade de a enquadrar num âmbito regional. Desta forma, as linhas que se seguem são o resultado de muitas horas de trabalho de equipa no campo, de troca de impressões em frente de um microscópio a observar lâminas delgadas e de discussões acaloradas em frente de mapas.

Do ponto de vista estrutural o sector central desta região é genericamente dominado por um largo sinforma, com uma depressão axial acentuada no meio (fig. 20), conferindo-lhe uma geometria próxima da de uma bacia tectónica. Esta forma resulta provavelmente,

por um lado, de uma dobra de grande amplitude, de terceira fase, em sinforma, com eixo NW-SE, por outro, da interferência deste dobramento com as dobras anteriores e com os domos gerados pelos corpos intrusivos que limitam a região a Norte (Granito de São Bartolomeu do Outeiro) e a Sul (quartzodioritos, granodioritos e granitos da região da Vidigueira). A oeste e a nordeste a estrutura é dominada por antiformas, de Viana-Alvito e Portel, respectivamente. Esta região encontra-se limitada por corpos intrusivos do Maciço de Évora e do Complexo Beja, excepto a NE, onde o seu limite se encontra mal definido, situando-se eventualmente no flanco nordeste do antiforma de Portel, na passagem das rochas básicas aos micaxistos atribuídos ao complexo Filonítico de Moura (fig. 20). A sequência dobrada corresponde a um empilhamento de mantos de primeira e segunda fases variscas, envolvendo Proterozóico e Paleozóico parautoctones, com afinidades com a ZOM, terrenos alóctones, com afinidades oceânicas e mantos constituídos fundamentalmente por gnaisses finos, de proveniência incerta (soco da ZOM? Arco vulcânico? Crosta continental alóctone?). As unidades parautoctones apresentam frequentes evidências de um episódio metamórfico que atingiu a fácies eclogítica (Fonseca et al., 1993), tanto as sequências consideradas de idade proterozóica (Formação de Águas de Peixe) como as paleozóicas (Mármore de Viana do Alentejo, atribuídos ao Câmbrio Inferior, segundo Teixeira, coord., 1972; Carvalhosa, 1983; Oliveira et al., 1991). Correndo o risco de apresentarmos uma sequência incompleta, nesta região podemos numa primeira análise considerar quatro grandes unidades, todas separadas por acidentes tectónicos e, localmente, fortemente imbricadas pelas duas primeiras fases de deformação variscas (fig. 20):

- Unidade de proveniência incerta, constituída por gnaisses finos, referida na Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000, folha 40-C Viana do Alentejo por "rochas quartzo-feldspáticas" (foto 1).

- Unidade parautoctone englobando a Série Negra (Formação de Águas de Peixe) e a série carbonatada atribuída ao Câmbrio Inferior, representada nos antiformas de Viana-Alvito e Portel.

- Unidade parautoctone constituída fundamentalmente por micaxistos semelhantes aos do Complexo Filonítico de Moura.

- Unidade alóctone, com provável afinidade oceânica, englobada na designação de "rochas verdes" na mesma carta, onde se distinguem níveis relativamente inferiores de um ofiolito constituídos por cumulos ultramáficos (metadunitos e metapiroxenitos, próximo de Santana, foto 2, e de V.G. Antas), esporadicamente acompanhados por metarodíngitos (Santana e estrada Oriola-Viana), aos quais se sobrepõem flaser-gabros (V.G. Antas), que para o topo apresentam gradualmente diques anastomosados centimétricos, dando em seguida lugar a diques mais espessos e melhor definidos (V.G. Antas, foto 3), ocorrendo

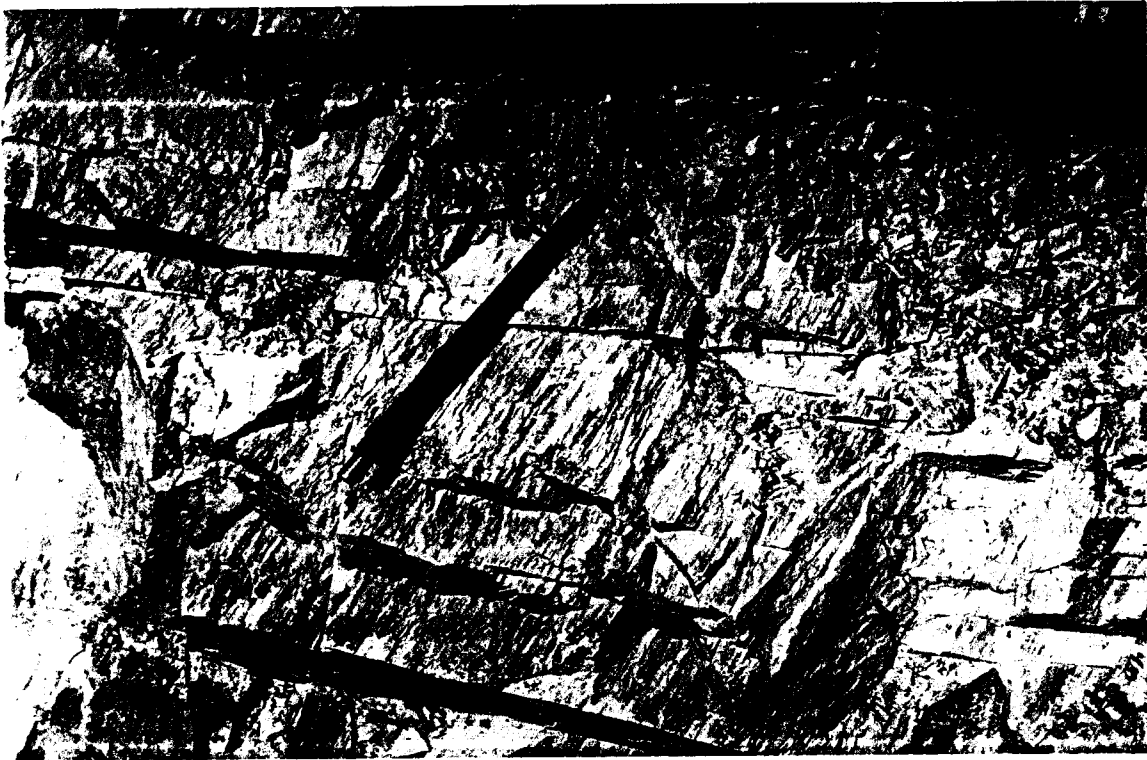
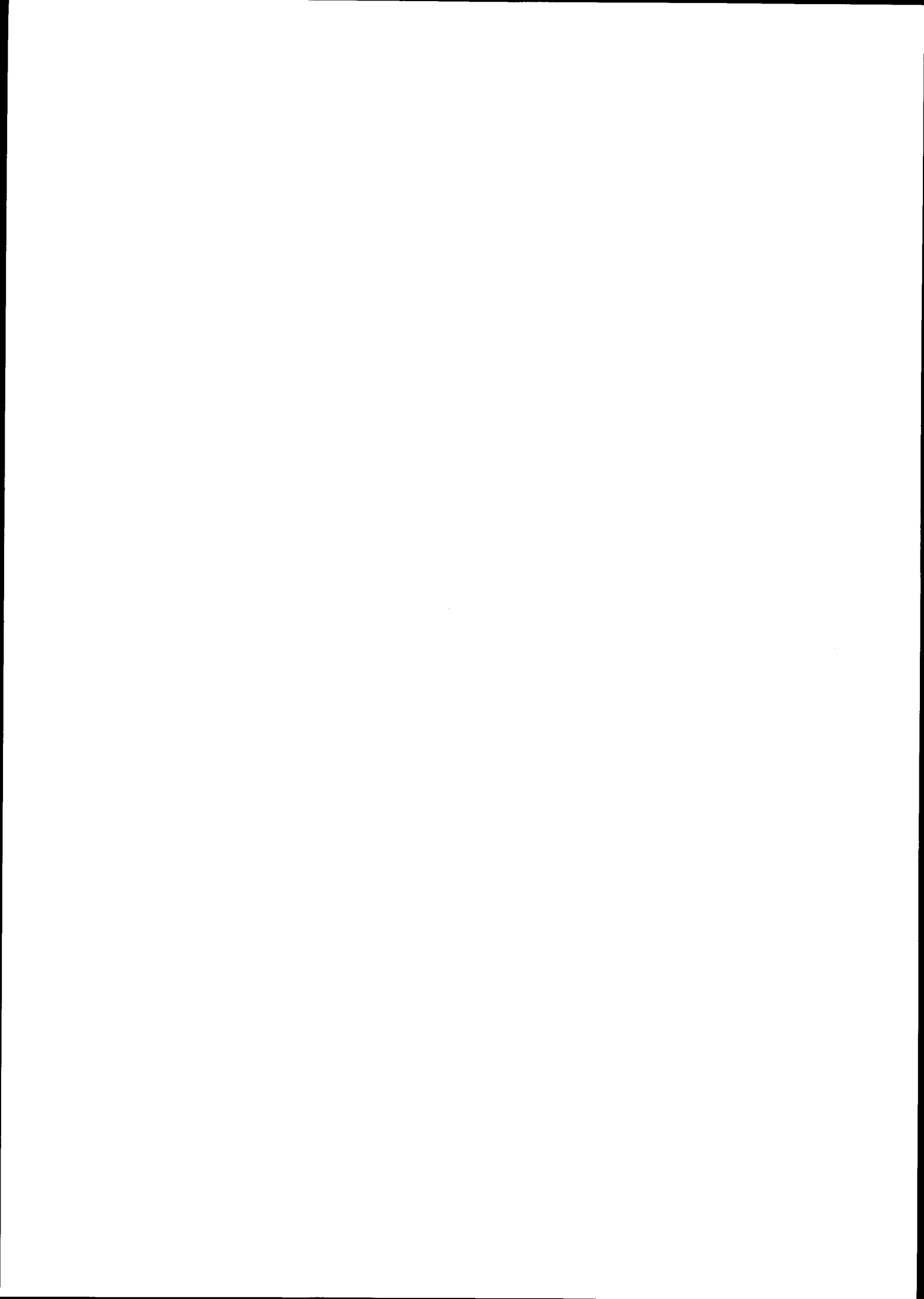


Foto 1 - Gnaisses finos da região de Alvito, referidos na Carta Geológica de Portugal, folha 40-C, Viana do Alentejo, por "rochas quartzo-feldespáticas".



Foto 2 - Serpentinitos derivados de metadunitos e metapiroxenitos, correspondentes provavelmente a níveis inferiores de uma escama ofiolítica (antiga mina de amianto junto à povoação de Santana).



mesmo algumas estruturas possivelmente correlacionáveis com um complexo de dique em dique (região de Santana, **Araújo et al.**, 1993a). Ainda incluídos nesta unidade podem estar presentes níveis mais superficiais de um ofiolito, nomeadamente metabasaltos (estrada de acesso à barragem de Alvito).

A complexa geometria desta região carece de estudos mais detalhados e será novamente abordada no capítulo quatro. Nos eclogitos da região de Viana e Alvito executou-se um número considerável de lâminas delgadas (foto 4) e de análises em microsonda electrónica, as quais puseram em evidência dois eventos de alta pressão (**Fonseca et al.**, 1993). O primeiro, correspondente a associação granada-onfacite (40-50% de jadeite), glaucófano-paragonite, indicando temperaturas entre os 550^o e 650^o C e pressões entre os 12 e 15 Kb. A este evento sucedeu-se uma retrogradação caracterizada pela cristalização de barroisite, actinolite, albite, clinzoisite e paragonite. Ao conjunto sobrepôs-se novo evento metamórfico na transição da fácies dos xistos verdes para a fácies dos xistos azuis, testemunhado pela recristalização de crossite, anfíbola cálcica e albite (**Fonseca et al.**, 1993). Encontram-se actualmente em curso estudos mais detalhados do metamorfismo desta região (**Leal**, in prep.) e reservamos para o capítulo quatro os possíveis modelos justificativos destes dois episódios metamórficos de alta pressão. Nos gnaisses deste sector não foram ainda realizados quaisquer estudos detalhados na área da petrologia e geoquímica e estas rochas podem ser equivalentes de algumas unidades cartografadas na geotransversal do Rio Guadiana (Unidade da Azenha da Rabadoa, Gnaisses da Horta do Zambujal). Nos capítulos seguintes serão apresentados alguns argumentos relacionados com o estilo da deformação e com a sua posição estrutural, favoráveis a que estes gnaisses representem fragmentos do soco da ZOM, adelgado durante a abertura e o período de margem passiva do oceano varisco, reactivados posteriormente, durante o processo de obducção do COBA. No entanto, dada a escassez de informação sobre estas litologias, outras interpretações apresentadas em trabalhos anteriores, nomeadamente as que as relacionam com um arco vulcânico e/ou com crosta continental alóctone (**Araújo**, 1992a; **Fonseca & Ribeiro**, 1993a,b; **Rosas et al.**, 1993; **Fonseca**, 1995), não são de excluir.

2.2.5 - REGIÃO DE MONTEMOR-SANTIAGO DO ESCOURAL-ÉVORA

O conhecimento que temos desta região é bastante pontual e deve-se fundamentalmente à orientação de trabalhos de campo de alunos da Faculdade de Ciências de Lisboa e da Universidade de Évora, em áreas muito restritas. A maior diferença relativamente à região anterior resulta de uma migmatização pronunciada das sequências precâmblicas e paleozóicas. Estas séries migmatizadas, que se estendem desde a região de



Foto 3 - Dique em gabro
- Escama ofiolítica de VG
Antas (aproximadamente
a 4 km a NW de
Vidigueira).

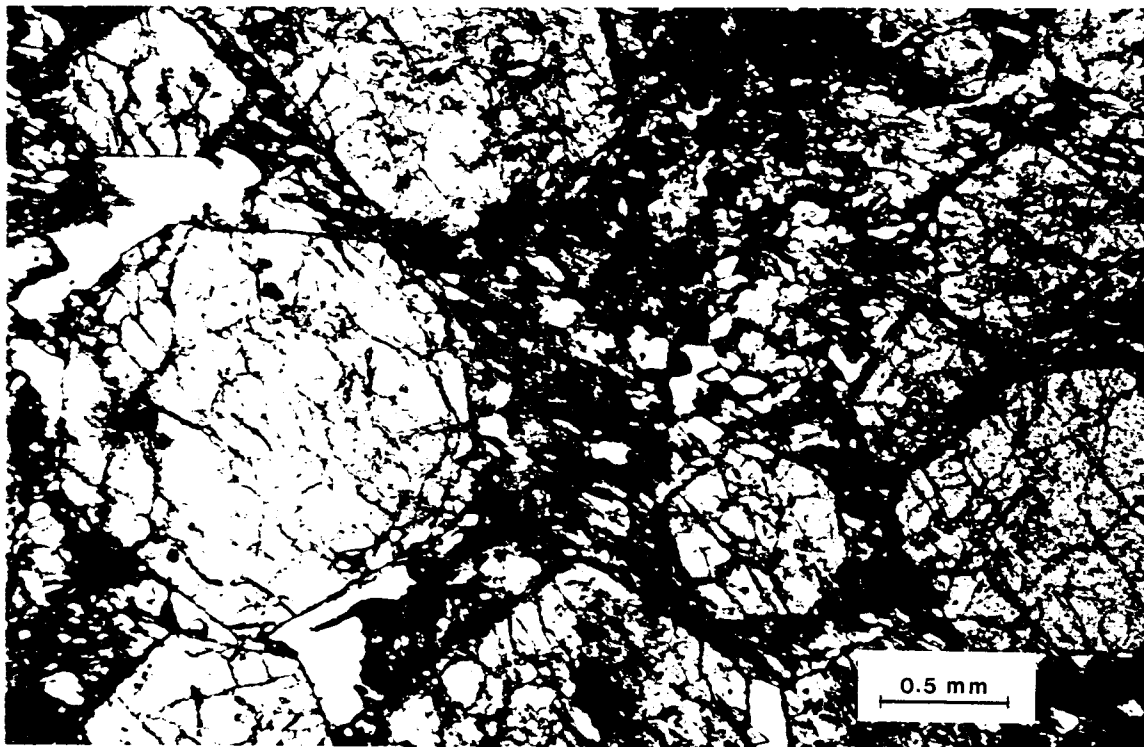
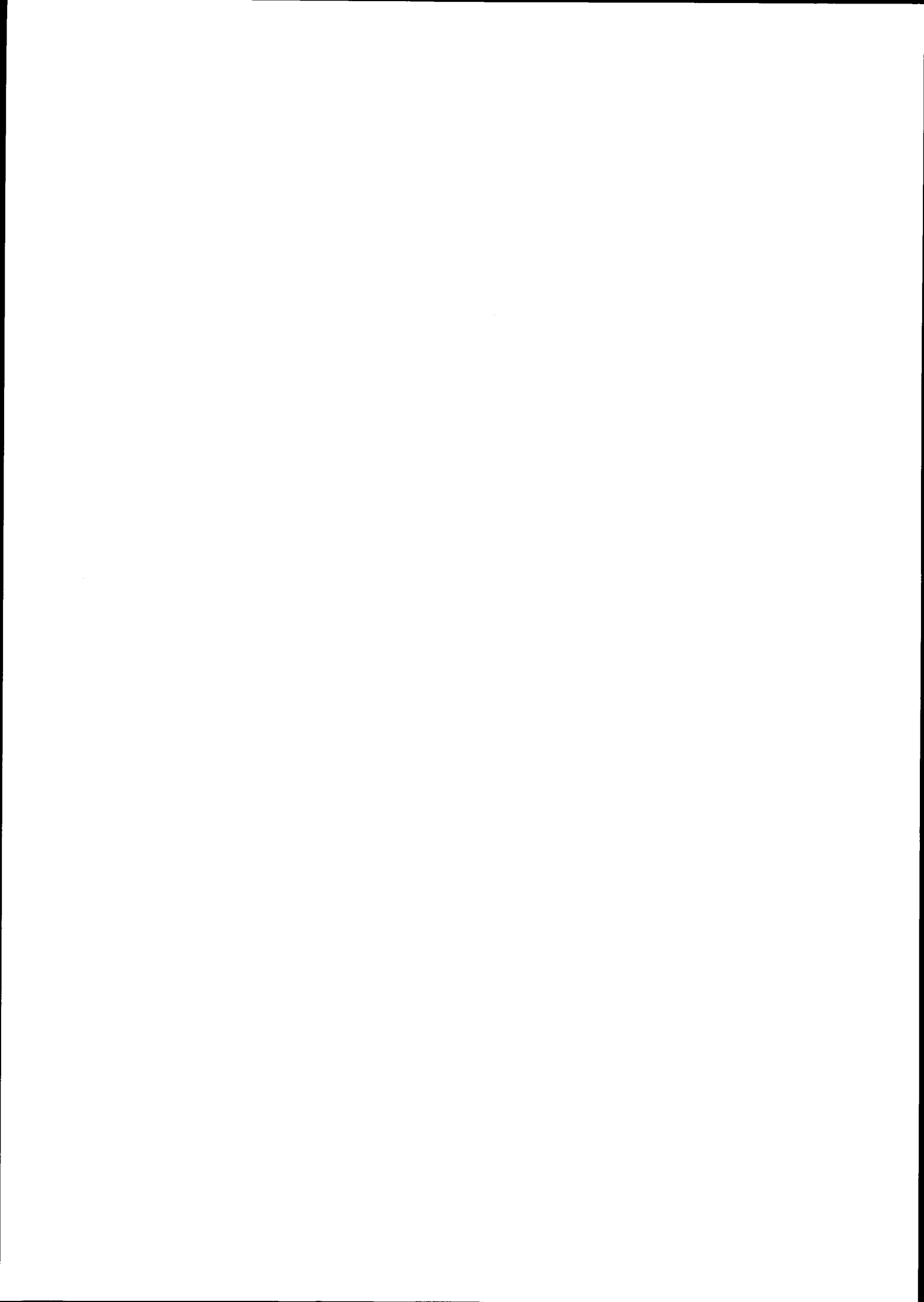


Foto 4 - Microfoto de uma amostra de eclogito colhida entre Alvito e Águas de Peixe.



Évora, até Montemor-o-Novo, são mal conhecidas devido às más condições de afloramento e à própria migmatização, que torna a sua estrutura interna por vezes indecifrável. Esta situação traduz-se pela ocorrência, dentro dos migmatitos, de bandas de quartzitos negros semelhantes aos da Série Negra e de rochas carbonatadas possivelmente correlacionáveis com rochas da mesma natureza de idade paleozóica, cartografados nas folhas 40-A Évora, 40-B Reguengos de Monsaraz e 40-C Viana do Alentejo da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000, dos SGP. Este evento térmico, pelo menos junto à povoação de Montemor-o-Novo, é relativamente tardio, observando-se numerosas estruturas relacionadas com o campo de tensões da terceira fase de deformação, contemporâneas ou ligeiramente posteriores ao episódio de migmatização (zonas de cisalhamento dúctil, neossoma a envolver restitos que definem estruturas σ e δ , dobras de fluência, etc.). Desta forma a migmatização sobrepõe-se às estruturas resultantes das fases de deformação anteriores, tornando-as geralmente indecifráveis.

A área que melhor conhecemos situa-se poucos quilómetros a Norte da povoação de Santiago do Escoural, reconhecendo-se formações de idade proterozóica e câmbrica. Na figura 21 encontra-se sintetizada a estrutura observada ao longo da estrada N. 370, entre Santiago do Escoural e o cruzamento para Senhora da Boa Fé. Esta é uma região onde a migmatização se faz sentir apenas na parte norte, sobrepondo-se a estruturas variscas anteriores. No corte da referida estrada observa-se de SW para NE, um conjunto constituído por micaxistos com intercalações de quartzitos negros considerados de idade proterozóica superior. A esta formação sobrepõe uma série vulcano-sedimentar essencialmente félsica, que se inicia por tufos ácidos granulares. Intercalados no conjunto ocorrem calcários impuros, localmente mineralizados em ferro e cobre, onde se situam as antigas minas da Nogueirinha. Sobre esta série vulcano-sedimentar desenvolve-se uma formação carbonatada que pode atingir mais de duas dezenas de metros de espessura, constituída por mármore de textura granular grosseira, localmente explorados para britas e onde se situam as grutas pré-históricas do Escoural. Todo este conjunto parece ser correlacionável com as sequências do Câmbrico Inferior de outros sectores da ZOM. Superiormente os mármore encontram-se limitados por um carreamento de segunda fase e no alóctone distinguem-se basicamente três unidades: a unidade geometricamente mais baixa apresenta uma alternância de micaxistos e quartzitos negros, atribuídos ao Proterozóico Superior; a unidade seguinte é constituída maioritariamente por gnaisses finos, com passagens de micaxistos; A unidade geometricamente superior é constituída por anfibolitos que afloram no núcleo de um sinforma de terceira fase, os quais são responsáveis pelo alinhamento de relevos que passa por Serra do Conde e Foros da Carvalha. Neste manto alóctone o contacto entre os micaxistos e quartzitos negros e os gnaisses que se lhe sobrepõem pode ser estratigráfico, mas o limite deste conjunto com os

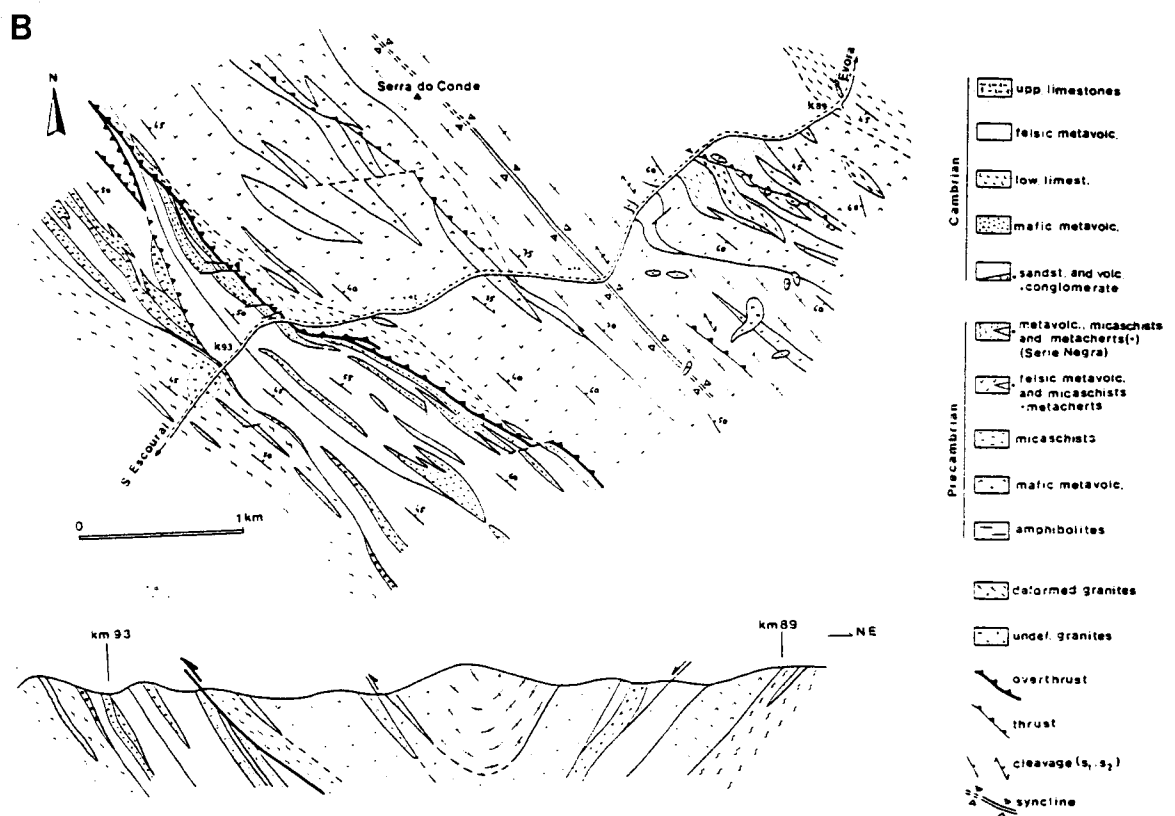
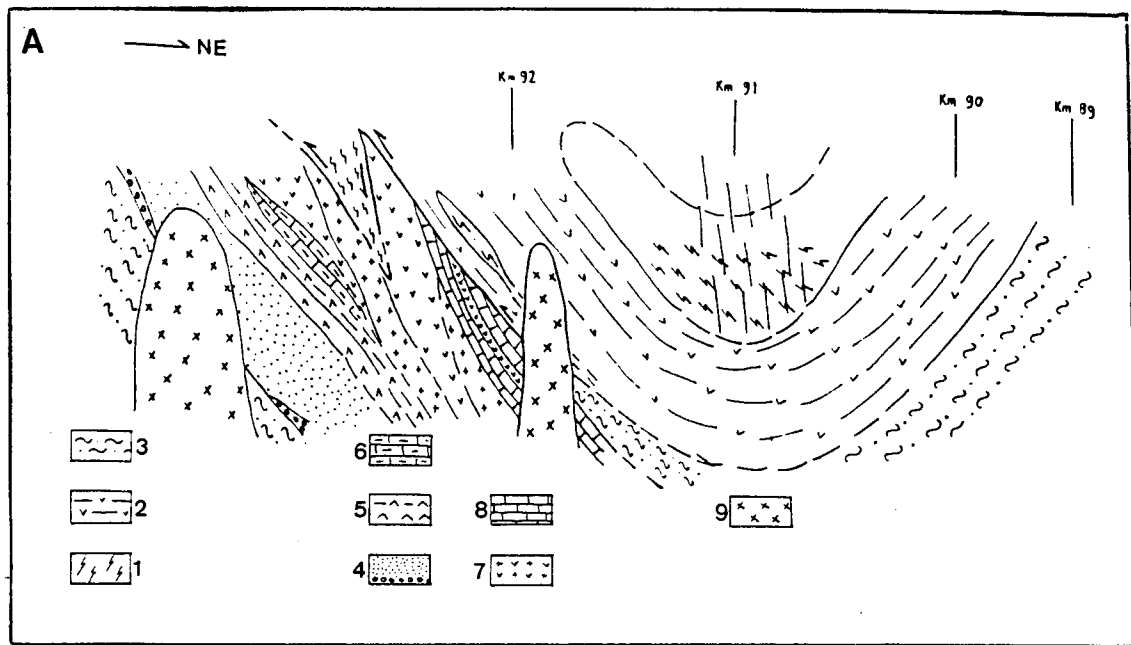


Fig. 21 - Estrutura da região do Escoural: A - Corte esquemático, segundo Silva et al. (1988): 1 - anfíbolitos; 2 - gnaiesses e micaxistos; 3 - micaxistos com intercalações de quartzitos negros (Série Negra); 4 - série vulcano-sedimentar ácida com níveis arcósicos e conglomerado de base (base de Câmbrio); 5 - série vulcânica bimodal; 6 - calcários impuros; 7 - rochas ácidas granulares; 8 - mármore; 9 - granitóides tardios. B - Esboço geológico da mesma região, segundo Silva et al. (1994).

anfíbolitos é muito provavelmente tectónico e encontra-se marcado por uma faixa de quartzo deformado que chega a apresentar espessuras métricas (fig 21-B). Este conjunto corresponde à Formação do Escoural, definida por **Oliveira et al.** (1991), sendo considerado correlativo da Formação de Campo Maior pelos seus autores. A passagem aparentemente gradual de quartzitos negros e micaxistos do Proterozóico Superior aos gnaisses, torna desprovida de sentido esta correlação, e a existência de um carreamento a separar estes últimos dos anfíbolitos retira o significado de formação ao conjunto.

Tal como na região referida no ponto anterior, encontram-se descritas algumas ocorrências de rochas de alta pressão na região do Escoural (**Ribeiro, C.** 1994) e foram encontradas recentemente numerosas evidências de rochas na fácies eclogítica, mais a Oeste, na região de Safira (**Fonseca, 1995; Pedro et al., 1995**). A relação do metamorfismo de alta pressão com as sequências que descrevemos não é clara, estando actualmente em curso estudos detalhados sobre a evolução metamórfica desta última região (**Pedro, in prep.**).

3 - TECTÓNICA

Nos capítulos anteriores já deixámos subentendido que o estilo da deformação na ZOM varia drasticamente de sector para sector. A heterogeneidade da deformação relaciona-se com o facto destes sectores estarem limitados por acidentes, geralmente com importantes componentes de cavalgamento e desligamento esquerdo. Assim, a ZOM corresponde a uma espécie de "puzzle" a três dimensões, com as peças misturadas, ou seja, actualmente estão justapostos blocos correspondentes a andares estruturais muito diferentes. Neste capítulo vamos restringir-nos à geotransversal levantada ao longo do Rio Guadiana, região onde dispomos de informação estrutural bastante detalhada. Como esta geotransversal cobre duas grandes peças do "puzzle", os domínios de Estremoz-Barrancos e de Évora-Beja, vamos abordá-las separadamente, começando por aquela que se caracteriza por uma estrutura mais simples, ou seja, o Domínio de Estremoz-Barrancos.

3.1 - METODOLOGIA

A abordagem adoptada é a normal num trabalho de Geologia Estrutural: Vamos analisar as estruturas cartografadas, sistematizando-as por fases de deformação. Para cada fase faremos inicialmente uma análise geométrica a que se seguirá uma análise cinemática. A interpretação dinâmica reservamo-la para o capítulo 5, onde integraremos a informação estrutural com dados da litoestratigrafia, geoquímica e metamorfismo à escala regional.

Relativamente à divisão das estruturas dúcteis por diferentes fases de deformação, somos obrigados a usar uma sistemática diferente da apresentada pelo autor em trabalhos anteriores (Araújo, 1986, 1987, 1989, Araújo & Ribeiro 1990, 1991a, b), uma vez que a continuação do levantamento da geotransversal do Rio Guadiana para SW, pôs em evidência uma fase de deformação precoce, relacionada com a obducção do COBA, anteriormente desconhecida na ZOM (Araújo, 1992a, Araújo et al. 1993a, b, c, 1994, Fonseca et al. 1993). A sistematização das estruturas por fases de deformação é muito prática do ponto de vista descritivo mas, dá uma falsa visão da tectónica presente nesta região. Com efeito, para uma correcta compreensão da tectónica é necessário ter presente o seguinte: (1) as estruturas

observadas no campo resultam da actuação de vários mecanismos de deformação, que afectaram a área estudada ao longo de prolongados períodos de tempo, com intensidades muito variáveis de sector para sector. Assim, (2) as fases de deformação são muito heterogêneas a nível regional e correspondem a episódios de deformação progressiva, não coaxial, diacrónicos ao longo da geotransversal estudada. Desta forma (3) é possível observar estruturas geradas por diferentes mecanismos, claramente diacrónicas numas regiões e sincrónicas noutras.

Atendendo a estas circunstâncias colocam-se duas metodologias possíveis para a hierarquização das fases de deformação.

a) Subdividir a região em pequenas áreas com deformação sensivelmente constante e em cada uma dessas áreas definir fases de deformação com significado apenas local, baseadas nas relações geométricas entre as estruturas presentes. No final correlacionar regionalmente todas as fases de âmbito local. Esta opção apresenta o inconveniente de obrigar-nos a uma subdivisão excessiva das estruturas, tornando-se a sistemática confusa.

b) Usar uma sistemática que se adapte razoavelmente a todo o conjunto, tendo em conta uma análise dinâmica que só será discutida em capítulos posteriores. Esta opção implica o uso de uma nomenclatura que em situações pontuais se pode tornar também confusa ou mesmo absurda, por exemplo, quando estruturas consideradas regionalmente de primeira fase, interferem ou se sobrepõem, num sector restrito, a estruturas de segunda fase.

Apesar dos inconvenientes referidos, optámos por esta segunda metodologia uma vez que permite uma correlação imediata entre estruturas dos diferentes sectores e a que se aproxima mais da nomenclatura usada em trabalhos anteriores (Araújo, 1986, 1987, 1989; Araújo & Ribeiro, 1990, 1991a,b; Araújo, 1992a; Araújo et al., 1993a,b,c; Araújo et al., 1994; Fonseca, 1989, 1992; Fonseca et al., 1993; Fonseca & Ribeiro, 1993a,b; Fonseca, 1995). Assim, consideramos a existência de três fases de deformação dúcteis, de idade varisca, a segunda correspondente a um episódio de deformação prolongado no tempo, dividida em dois eventos, F2a e F2b. A estas fases dúcteis sobrepôs-se uma fase tardi-varisca, com características frágeis. O sector estudado apresenta ainda algumas evidências de deformação alpina que abordaremos no final, de forma muito superficial, por não se enquadrarem nos objectivos do trabalho. Na figura 22 pretende-se representar o diacronismo destas fases de deformação, tendo por base uma interpretação geral de todo o ramo sul da ZOM que, como já referimos, só será discutida em capítulo posterior.

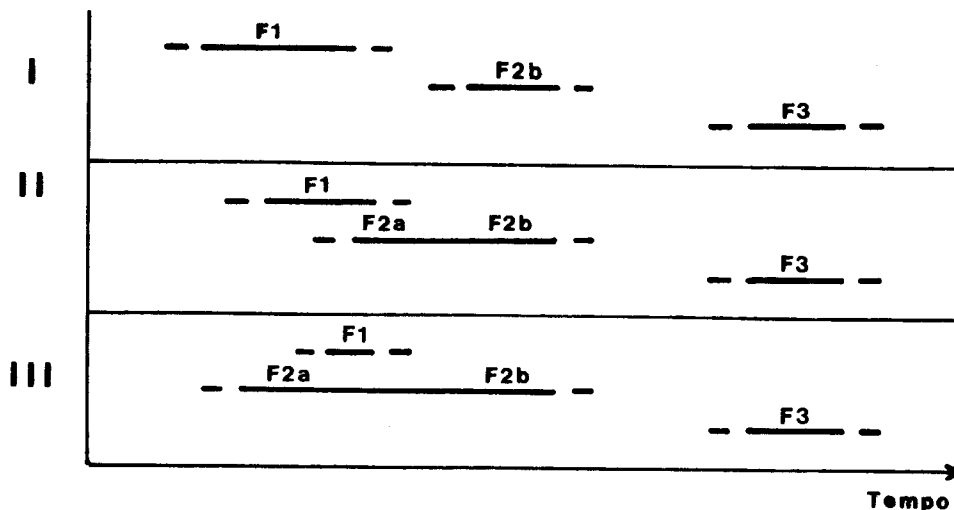


Fig. 22 - Representação esquemática da idade relativa das três fases de deformação dúcteis, presentes na região estudada (I - Unidades alóctones com afinidades oceânicas; II - zona de imbricação entre o alóctone e o autóctone da ZOM; III - Autóctone da ZOM).

3.2 - DOMÍNIO DE ESTREMOZ-BARRANCOS

A informação estrutural disponível sobre este domínio resulta principalmente da investigação desenvolvida pelo autor no âmbito da preparação de Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica (Araújo, 1989) e de trabalhos de campo complementares, realizados posteriormente. Neste subcapítulo vamos fazer uma revisão desses dados, anteriormente publicados, à luz dos novos conhecimentos, completando-os com a informação recolhida posteriormente. A primeira e segunda fases referidas nesse trabalho são, de acordo com a presente nomenclatura, F2a e F2b respectivamente.

3.2.1 - PRIMEIRA FASE DE DEFORMAÇÃO

Neste domínio não foram detectadas estruturas directamente relacionáveis com a primeira fase de deformação. Mesmo no sector sudoeste, nas unidades de Monte Barbosa e da Ribeira da Rocha Fria, onde a deformação é mais intensa, a estrutura mais precoce corresponde a uma clivagem xistenta, fortemente dobrada e crenulada, que considerámos de F2a. Embora esta clivagem muitas vezes só se observe em lâmina delgada e nestes casos seja impossível estudá-la do ponto de vista geométrico, parece existir um claro equilíbrio metamórfico entre os filossilicatos cristalizados ao longo destes planos de clivagem e os que se desenvolvem nos planos de crenulação, que à escala mesoscópica correspondem claramente

a estruturas de segunda fase. Assim, apesar de não se eliminar totalmente a hipótese de esta primeira clivagem estar relacionada com F1, como não se encontraram outras estruturas de primeira fase ou critérios cinemáticos indicadores de transporte de material para N ou NNE, típicos deste evento e, dado o já referido equilíbrio metamórfico entre os filossilicatos cristalizados ao longo dos dois planos de clivagem, considerámos estas estruturas, no seu conjunto, resultantes do mesmo episódio de deformação progressiva, abordado detalhadamente no ponto seguinte.

3.2.2 - SEGUNDA FASE DE DEFORMAÇÃO

Este evento tectónico representa o principal acontecimento em termos de deformação varisca à escala de toda a ZOM. No entanto, a deformação de segunda fase no troço da geotransversal do Rio Guadiana que se insere no Domínio de Estremoz-Barrancos apresenta-se bastante heterogénea, sendo praticamente inexistente na região entre os Moinhos do Meirinho e da Espada (foto 5) e bastante forte por exemplo nas proximidades do contacto com o Domínio dos Maciços de Évora e Beja (fotos 6 e 7). Esta heterogeneidade regional resulta de um dobramento posterior, de 3ª fase, que originou um sinforma de 1ª ordem cujo eixo passa sensivelmente na Ribª. de Zebro (Anexo 2). O núcleo desta estrutura apresenta características de andar estrutural superior, durante F2, aumentando a deformação rapidamente em direcção a SW e gradualmente em direcção a NE.

3.2.2.1 - ANÁLISE GEOMÉTRICA

a) Clivagem

Nos sectores mais deformados, à escala mesoscópica, a segunda fase é responsável aparentemente por uma clivagem xistenta muito penetrativa. Contudo, localmente observa-se que esta estrutura planar resulta de quase total transposição de duas clivagens. À escala microscópica a existência destas duas clivagens é bastante mais óbvia, observando-se frequentemente "microlithons" resultantes de uma crenulação forte, com uma clivagem prévia conservada no seu interior, definida por filossilicatos. No ponto 3.2.1 já referimos que não é de excluir totalmente a hipótese da clivagem mais precoce estar relacionada com F1, mas pelos argumentos já referidos e atendendo a uma série de evidências, descritas nos pontos seguintes, de que a segunda fase corresponde a um episódio de deformação progressiva não coaxial prolongado no tempo, preferimos considerá-la como S2a, geralmente transposta pela crenulação S2b.

Esta subdivisão em S2a e S2b, só se justifica no sector mais SW do Domínio de Estremoz-Barrancos, coincidindo sensivelmente com a região onde afloram as formações de

Monte Barbosa e da Ribeira da Rocha Fria. Para NE a segunda fase torna-se bastante mais fraca, sendo S2 muito incipiente na Formação do Meirinho, apesar de esta ser de natureza pelítica (andar estrutural superior) e na Unidade de Monte Roncão, onde geralmente só ocorre bem desenvolvida nos níveis vulcânicos mais finos.

Do ponto de vista geométrico, a análise estatística da clivagem S2 fornece mais indicações sobre os dobramentos de terceira fase do que sobre a segunda fase de deformação. Na figura 23 apresentamos um diagrama de densidades dos pólos de S2, com base nas medições realizadas no troço cartografado do Domínio de Estremoz-Barrancos. A distribuição dos pólos reflecte o referido dobramento posterior (diagrama π), sendo inconclusiva relativamente à sua atitude original. O mesmo se verifica na análise do mapa da clivagem S2 (anexo 5). A interpretação geométrica desta estrutura planar passa pelo estudo de afloramentos chave, onde a deformação posterior seja mais fraca e é indissociável da observação conjunta de outras estruturas, nomeadamente da geometria das dobras de segunda fase. Esta abordagem permite-nos concluir que a clivagem S2 teria uma orientação sensivelmente NNW-SSE, inclinando poucos graus (10-20) para o quadrante Este (vide alínea d).



Fig. 23 - Diagrama de densidades dos pólos da clivagem S2 no Domínio de Estremoz-Barrancos, com base em 1042 medições. Máxima concentração em torno do polo do plano N44W;36NE. As linhas de contorno correspondem a concentrações de 1, 2, 3, e 5%.

b) Lineação de intersecção

A lineação de intersecção de segunda fase é uma estrutura que se apresenta bastante heterogénea ao longo do sector estudado; bem marcada e muito evidente numas litologias e, mal definida, ou inexistente noutras. Na Formação do Meirinho L2 observa-se geralmente com dificuldade ou não está mesmo presente, dada a fraca intensidade da segunda fase e a inexistência, por vezes ao longo de várias centenas de metros, de referências sedimentares. Na Unidade de Monte Roncão e especialmente na Formação da Ribeira da Rocha Fria, esta estrutura torna-se bastante mais frequente, sendo a sua ocorrência facilitada pela maior

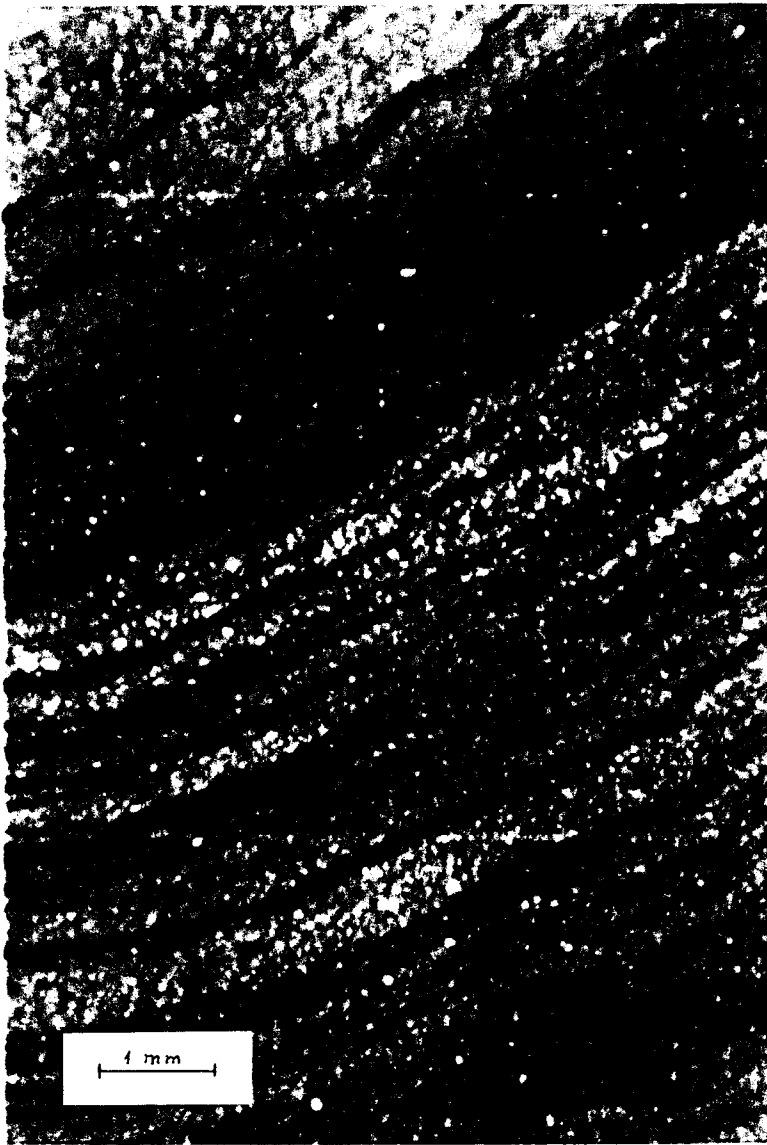
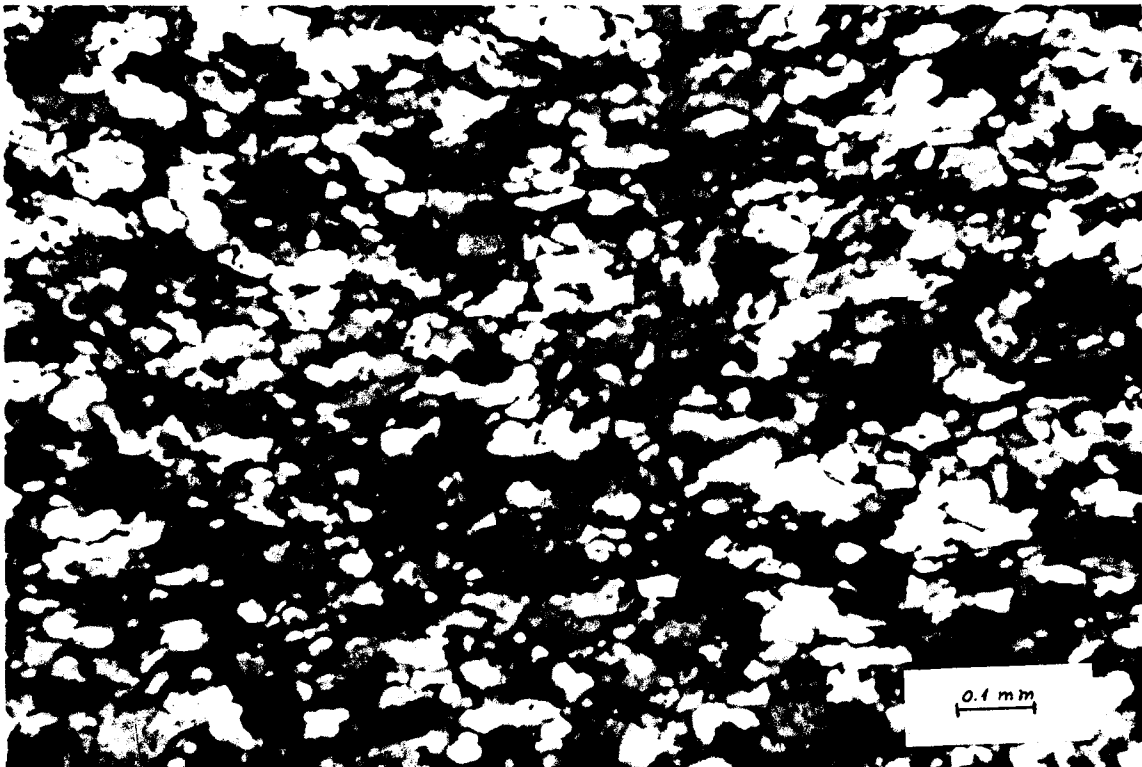
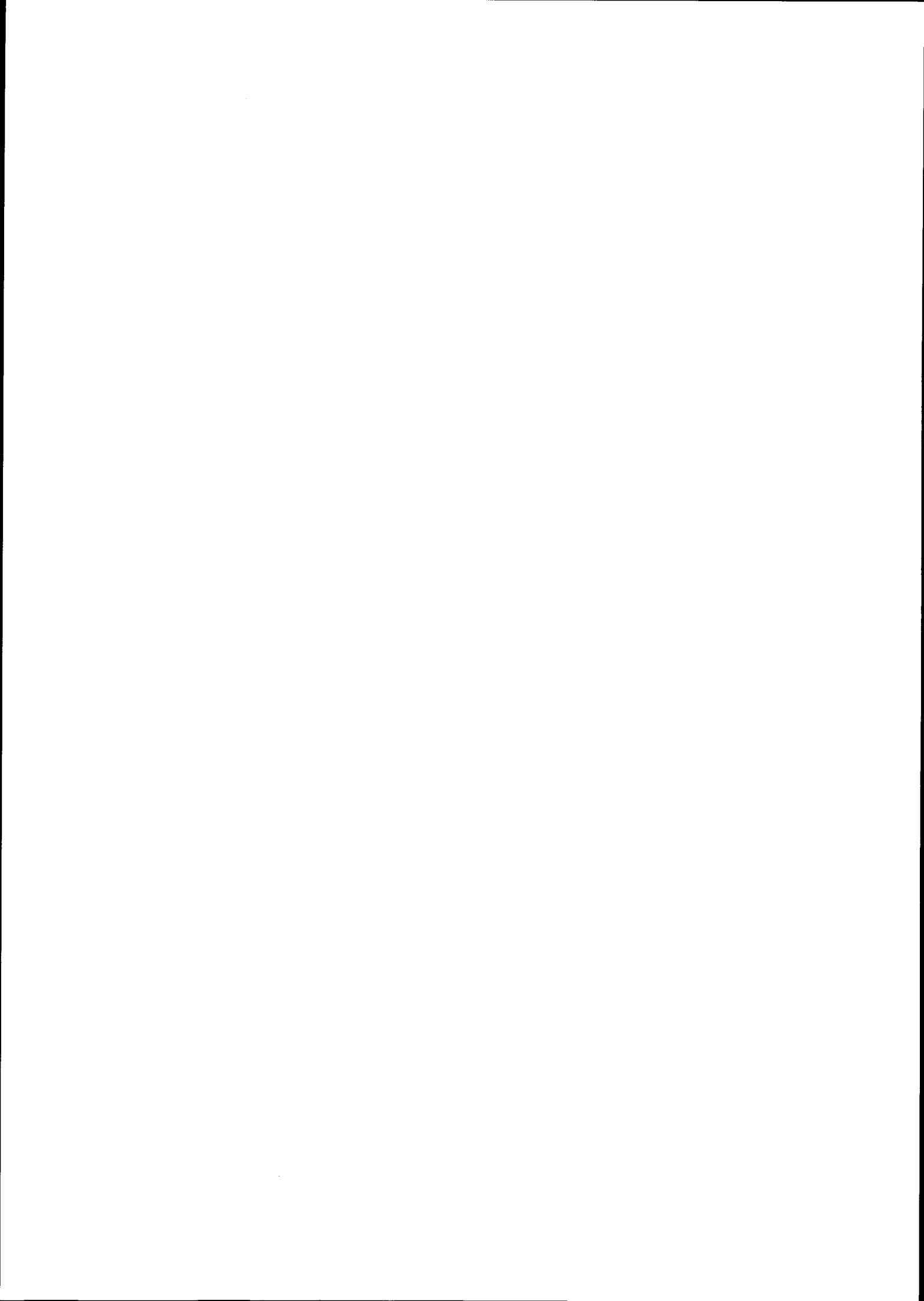


Foto 5 - Microfoto de uma amostra dos níveis pelíticos da Formação do Meirinho, observando-se uma laminação sedimentar deformada apenas pela terceira fase, responsável por dobramentos suaves e por uma clivagem fraca (Vale do Guadiana, região de Moinhos da Espada).

Foto 6 (em baixo) - Microfoto de uma amostra dos níveis inferiores da Formação de Monte Barbosa, com textura milonítica, colhida a poucos metros do carreamento que separa os domínios de Estremoz-Barrancos e de Évora-Beja (Vale do Guadiana).





deformação e acentuada alternância de níveis sedimentares. Mas a lineação L2 não é só heterogénea em termos de distribuição espacial; apresenta grande dispersão de orientações e recorrendo a uma abordagem estatística, a sua análise geométrica é pouco conclusiva. O diagrama da figura 24 mostra contudo que na região estudada, apesar da dispersão, existe uma certa tendência para L2 apresentar atitudes próximas da horizontal, com direcção NNW-SSE, já referida como a correspondente à direcção original de S2. Há também um considerável número de dados que apontam para L2 com inclinações variáveis, para N, NNE e NE. Os dados mais dispersos no quadrante sudoeste resultam fundamentalmente do dobramento pela terceira fase, deste último grupo de lineações.

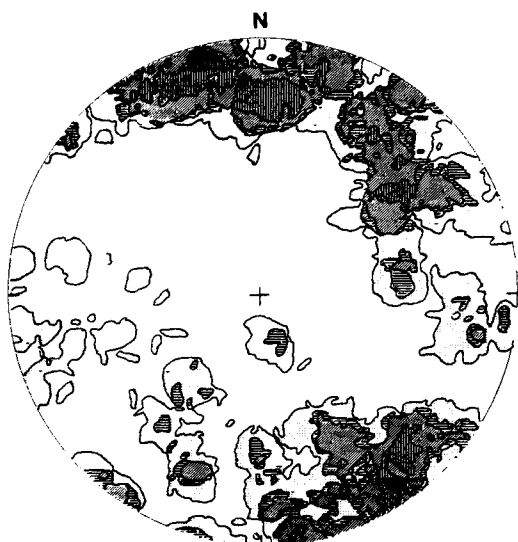


Fig. 24 - Diagrama de densidades da lineação de intersecção L2 no Domínio de Estremoz-Barrancos, com base em 288 medições. Máxima concentração em torno da linha de atitude 22; N2W. As linhas de contorno correspondem a concentrações de 2, 3, 4, e 6%.

As lineações mergulhantes para o quadrante nordeste foram observadas fundamentalmente no sector sudoeste, com deformação mais intensa (vide anexo 6). Nesta região, à escala mesoscópica, observa-se por vezes a clivagem S2 não deformada por fases posteriores, contendo uma lineação L2 curva (fig. 25 e foto 8). Nestas situações L2 roda geralmente de forma gradual de sub-horizontal, NNW-SSE, até mergulhante 20/30 graus para N40/50E. Como neste sector a clivagem observada em afloramento corresponde já a S2b, as curvaturas exibidas por L2 poderiam ser o testemunho de um dobramento precoce, de F2a. Reservamos para o ponto seguinte a discussão e interpretação da génese destas estruturas.

c) Lineação de estiramento

A lineação de estiramento (X2), tal como as estruturas anteriores, e pelas mesmas razões, não se distribui regularmente ao longo da região estudada. Esta estrutura é facilmente observável no sector sudoeste do Domínio de Estremoz-Barrancos, tornando-se muito fraca, por vezes inexistente para NE, nos sectores menos deformados (anexo 7). Enquanto na

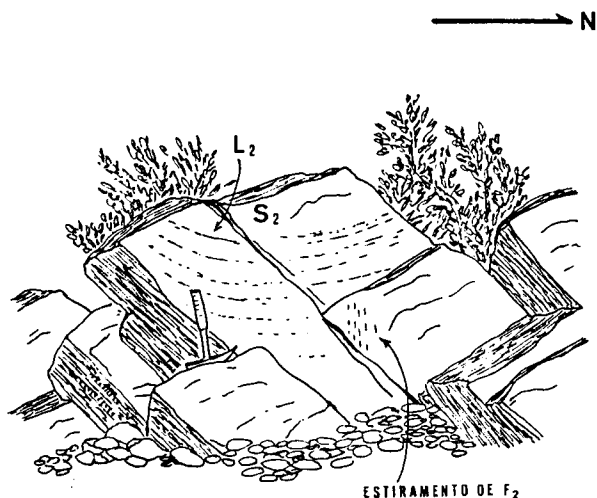


Fig. 25 - Lineação de intersecção de segunda fase curva, contida no plano de clivagem S2, não deformado por estruturas posteriores (adaptado de Araújo, 1989). A lineação é interpretada como um testemunho de dobramentos precoces, de F2a, ao qual se sobrepôs uma clivagem S2b (vide também foto 8).

Formação de Monte Barbosa se observa com grande frequência um alinhamento preferencial de vários tipos minerais sobre os planos de S2 e na Formação da Ribeira da Rocha Fria, dada a sua natureza siliciosa, se observa também muito frequentemente planos preenchidos por quartzo, sub-paralelos a S2, com cristais aciculares ou mesmo estrias de fricção materializando o estiramento, para NE, na Formação do Meirinho e na Unidade de Monte Roncão só raramente se desenvolve esta lineação.

Em termos geométricos a lineação de estiramento apresenta-se preferencialmente orientada em torno da atitude 12,127, existindo também uma concentração considerável de medições com atitudes próximas de 20° para Este (fig. 26). Esta distribuição bimodal das atitudes do estiramento está relacionada com o facto de F2 corresponder a uma fase de deformação progressiva não coaxial, observando-se em afloramento que as lineações com

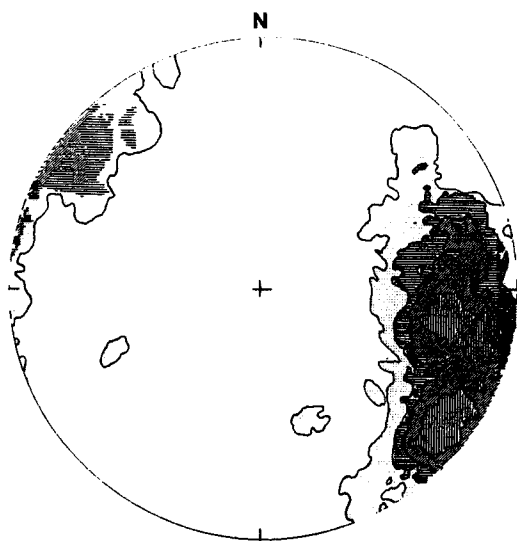


Fig. 26 - Diagrama de densidades da lineação de estiramento X2 no Domínio de Estremoz-Barrancos, com base em 212 medições. Máxima concentração em torno da linha de atitude 12; 127. As linhas de contorno correspondem a concentrações de 1, 4, 8, e 15%.



Foto 7 - Milonitos na zona do carreamento que limita os dois domínios cobertos pela geotransversal (Vale do Guadiana).

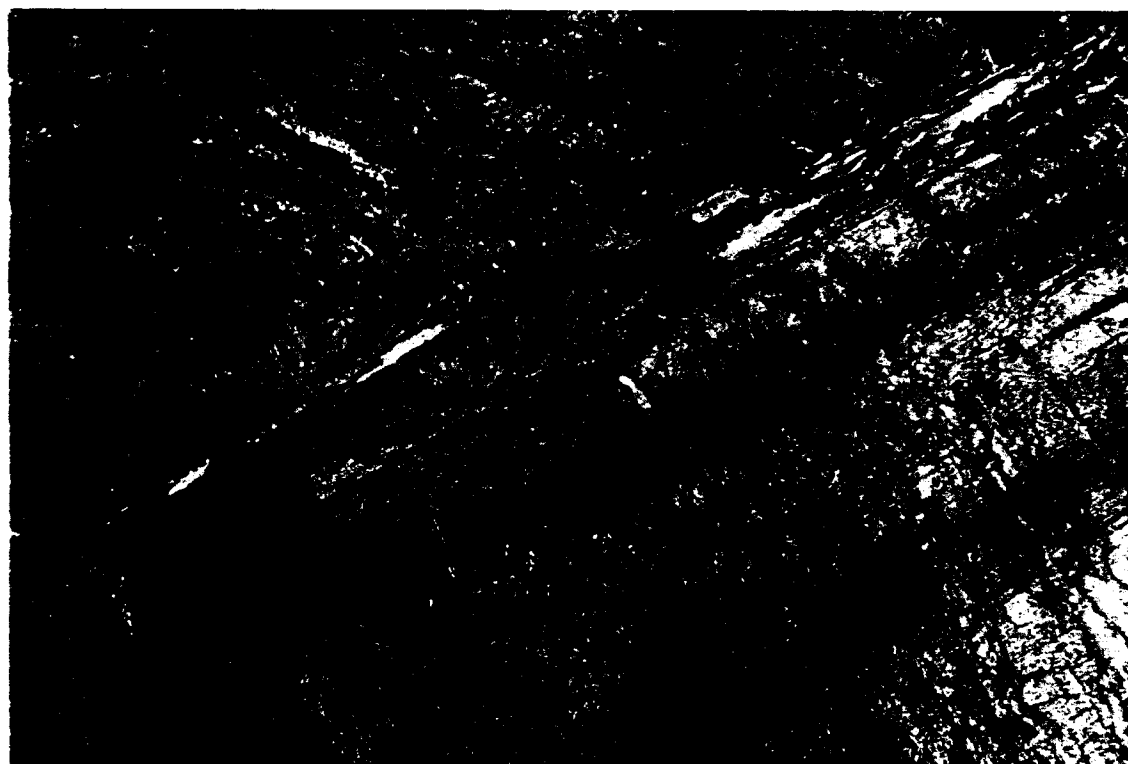
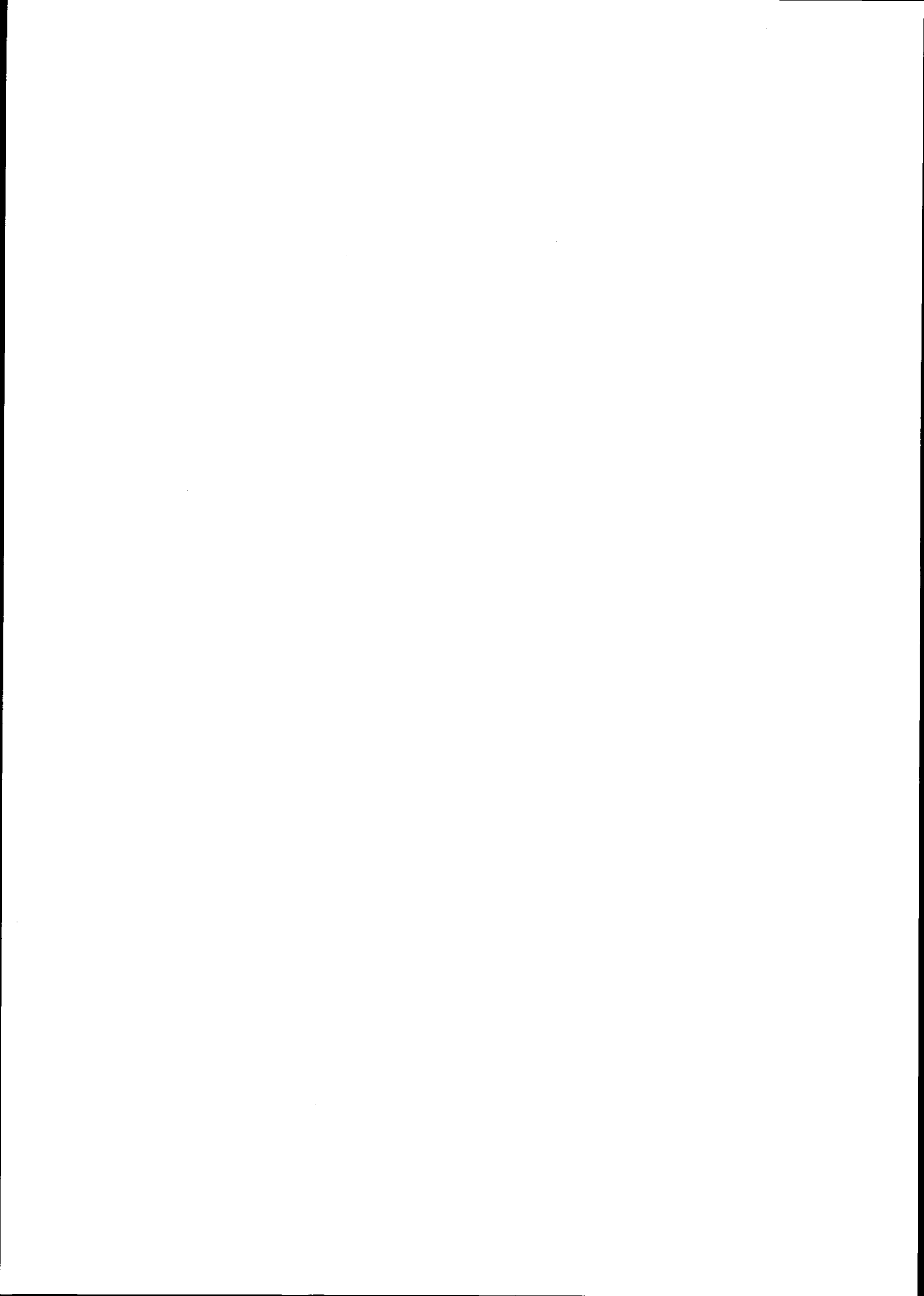


Foto 8 - Plano de clivagem S2 contendo uma lineação de intersecção L2 curva , apenas ligeiramente ondulado por dobras suaves de terceira fase (Vale do Guadiana, limite SW da Formação do Meirinho).



direcção próxima de E-W são, por vezes tardias relativamente às de direcção mais NW-SE (fig. 27). Desta forma, o estiramento de F2 pode ser subdividido em X2a, de direcção NW-SE, e X2b, mais próximo de E-W e mergulhante para Este. Este diacronismo entre as duas modas de X2 não é, contudo, sempre observável. Às vezes observa-se uma variação gradual, no terreno, da atitude do estiramento, sem qualquer evidência de diacronismo das estruturas presentes. O melhor exemplo desta situação verifica-se no limite sudoeste do Domínio de Estremoz-Barrancos, na Formação de Monte Barbosa. Neste sector, o estiramento apresenta-se mergulhante para Este, ou mesmo para NE nas proximidades de um acidente maior de segunda fase, que faz o contacto com o Domínio de Évora-Beja (carreamento de Santo Aleixo da Restauração, Araújo, 1986, 1987, 1989), roda gradualmente para ESE no interior da Formação de Monte Barbosa, voltando a apresentar uma tendência para tomar uma atitude mergulhante para Este junto ao contacto com a Formação da Ribeira da Rocha Fria, que corresponde provavelmente a um acidente secundário de F2, reactivado na terceira fase (fig. 28). Estes factos impedem a classificação do estiramento em precoce (X2a) ou tardio (X2b), só com recurso à sua geometria, estando essa classificação dependente da observação de estruturas diacrónicas de segunda fase.

As variações da atitude do estiramento, quer no espaço, quer ao longo do tempo, são extremamente importantes para a análise cinemática da segunda fase de deformação e serão novamente abordadas no ponto seguinte.

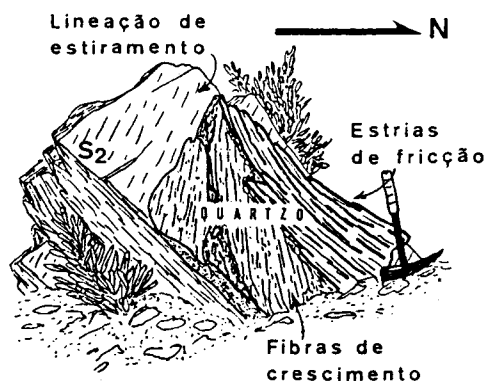
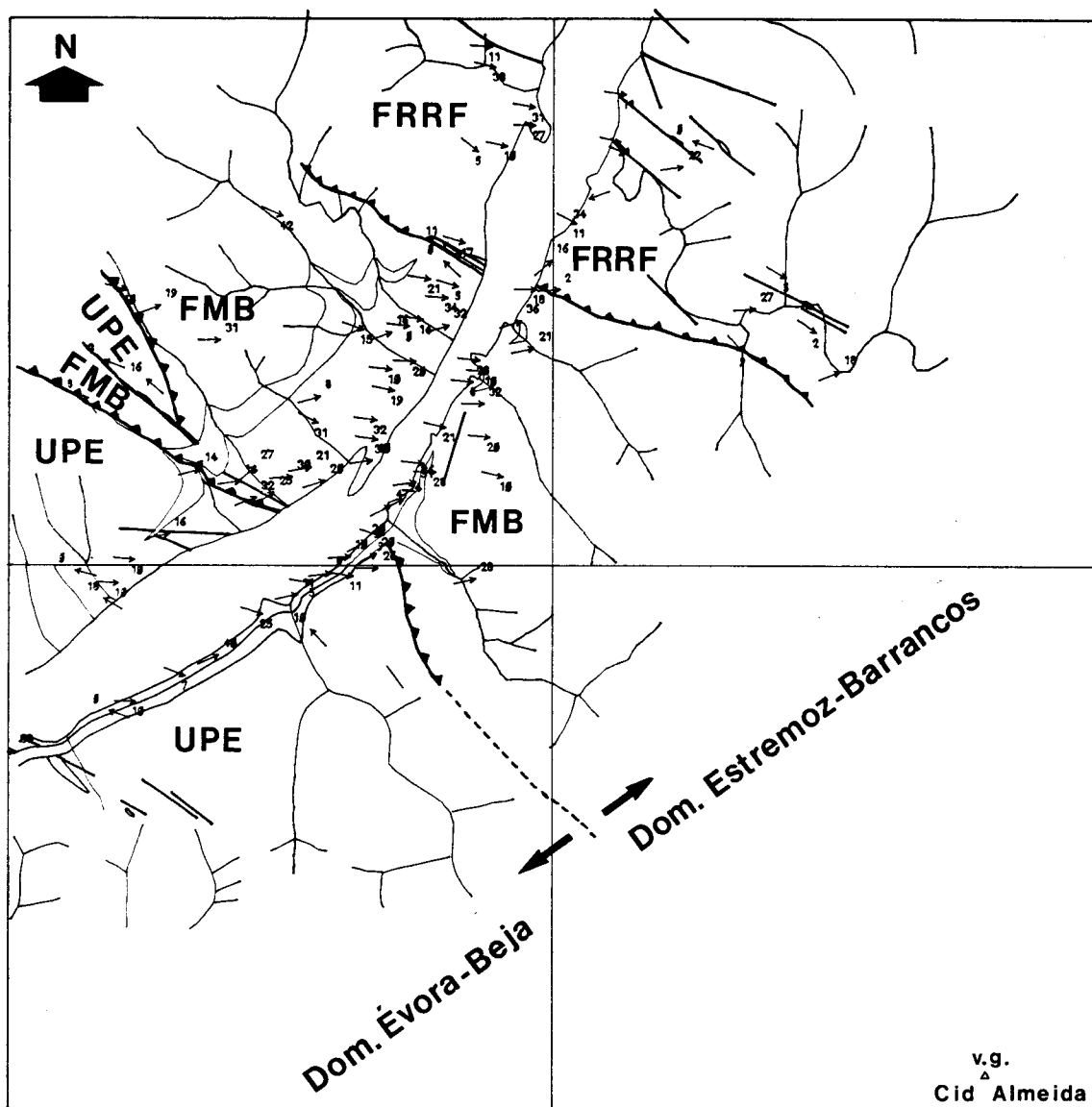


Fig. 27 - Indicadores do estiramento paralelos à clivagem S2, diacrónicos, mostrando uma rotação no sentido anti-horário ao longo do tempo, de uma direcção NW-SE (X2a) para uma direcção próxima de E-W (X2b), segundo Araújo (1989).

d) Dobras

No segmento estudado do Domínio de Estremoz-Barrancos, as dobras de segunda fase são relativamente raras, não tendo sido cartografada qualquer estrutura macroscópica deste tipo, contrariamente ao que se verifica no domínio a Sul. Observaram-se no entanto vários exemplos de dobramentos de segunda fase à escala mesoscópica, com amplitudes variáveis desde alguns metros até amplitudes centimétricas (fotos 9 e 10) e à escala microscópica, com



ESCALA 1/15 000

Fig. 28 - Pormenor da cartografia realizada no vale do Guadiana, junto ao Carreamento de Santo Aleixo da Restauração, que separa os Domínios de Estremoz-Barrancos e de Évora-Beja. UPE - Unidade de Porto de Évora; FMB - Formação de Monte Barbosa; FRRF - Formação da Ribeira da Rocha Fria. As setas representam a atitude da lineação de estiramento de segunda fase, a qual toma uma direcção sub-perpendicular aos acidentes, nas suas proximidades (vide também fig. 32).

características mais ou menos constantes no que se refere ao seu estilo. Retirando o efeito da terceira fase, estas dobras apresentam-se com plano axial paralelo a S2, pouco inclinado, quase deitadas, com ângulo entre os flancos muito fechado, sendo por vezes mesmo isoclinais, com vergência para W ou NW, confirmada frequentemente com critérios sedimentares, fundamentalmente na Unidade de Monte Roncão.

Relativamente à sua orientação, os eixos das dobras de segunda fase têm um

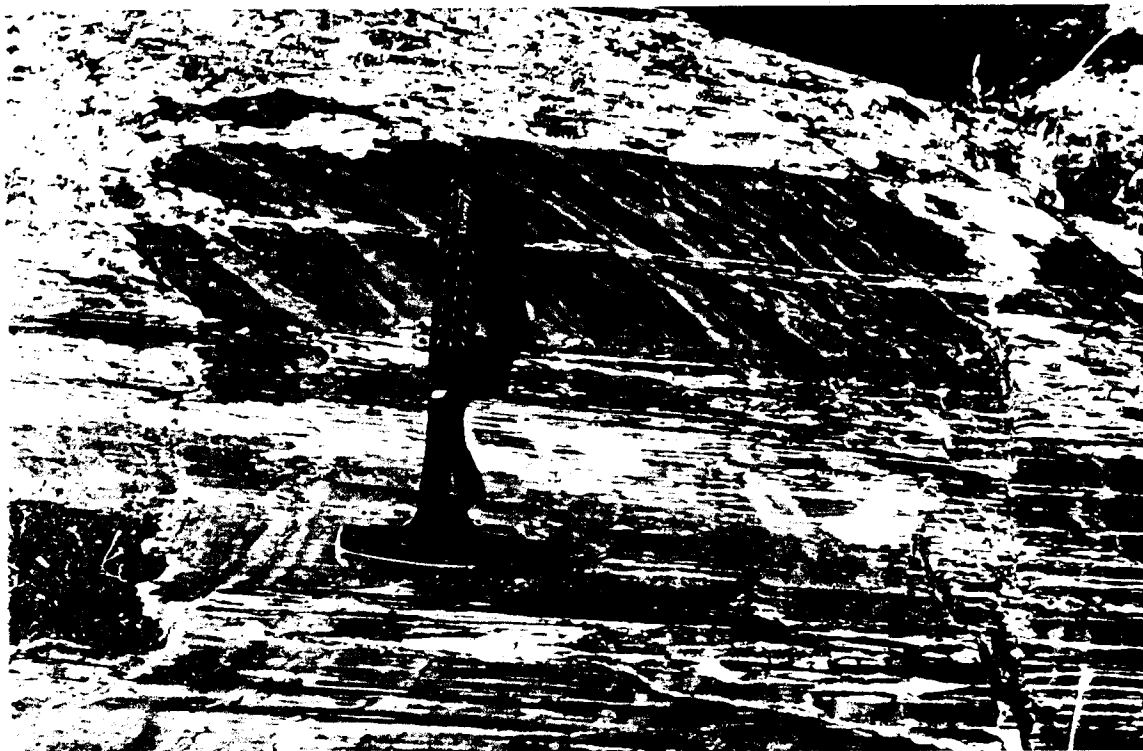
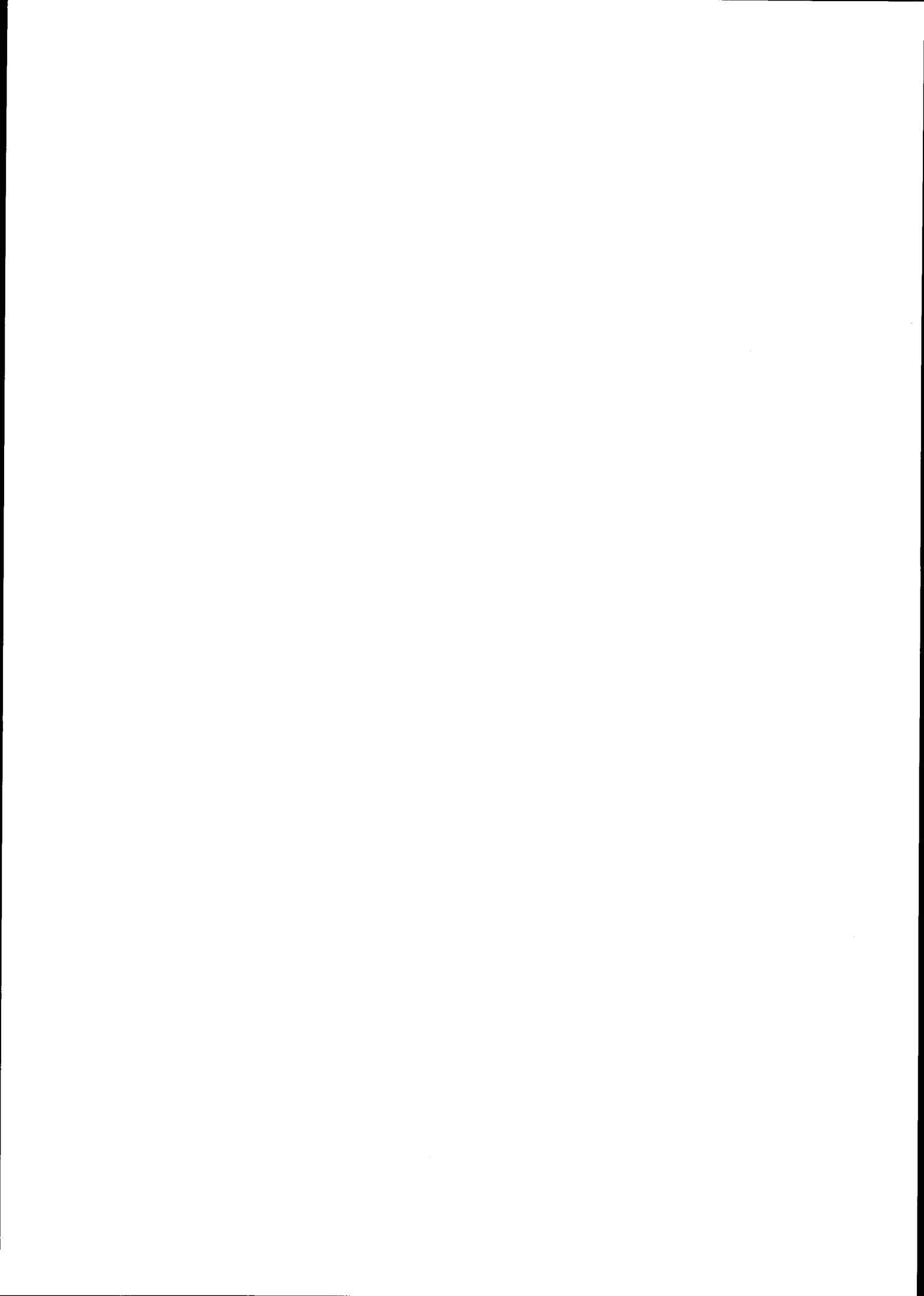


Foto 9 - Dobra deitada de segunda fase, de amplitude métrica, com clivagem de plano axial bem desenvolvida, em tufos vulcânicos da Unidade de Monte Roncão (Vale do Guadiana, limite NE da geotransversal).



Foto 10 - Clivagem de segunda fase com forte recristalização de quartzo associada. Na zona central observam-se dobras centimétricas, intrafoliais, vergentes para oeste (lado esquerdo da foto), com plano axial paralelo à clivagem (Vale do Guadiana, Formação da Ribeira da Rocha Fria, próximo do seu limite sudoeste).



comportamento muito semelhante ao descrito a propósito da lineação de intersecção L2, apresentando-se preferencialmente inclinados cerca de uma dezena de graus para NNW ou concentrando-se em torno de uma linha com inclinação sensivelmente de 20° para NE (fig. 29). Não se observaram critérios no campo que permitissem estabelecer qualquer hierarquia temporal entre os eixos com estas duas orientações, existindo alguns exemplos de eixos ligeiramente curvos sem qualquer influência das fases mais tardias. Este facto parece apontar para que a dispersão nas atitudes dos eixos das dobras de segunda fase resulte, pelo menos em parte, do próprio mecanismo de deformação associado a este evento tectónico.

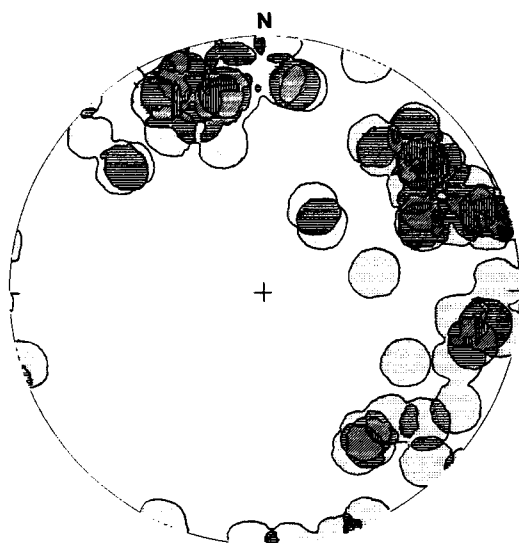


Fig. 29 - Diagrama de densidades dos eixos de dobras de segunda fase no Domínio de Estremoz-Barrancos, com base em 57 medições. Máxima concentração em torno da linha de atitude 19;50. As linhas de contorno correspondem a concentrações de 2, 4, 8, e 12%.

3.2.2.2 INTERPRETAÇÃO CINEMÁTICA DAS ESTRUTURAS DE SEGUNDA FASE

À escala mesoscópica e especialmente à escala microscópica, observam-se com relativa frequência indicadores cinemáticos associados às estruturas de segunda fase: clivagem sigmoidal próximo de zonas de cisalhamento, vergência geométrica em dobras intrafoliais (foto 10), blocos rodados (em afloramento, foto 11) ou cristais assimétricos (em lâmina delgada, foto 12), etc. Apesar da direcção do transporte de massa poder não ser exactamente coincidente com a direcção da lineação de estiramento (Lin & Williams, 1992a), estes critérios são particularmente evidentes em superfícies perpendiculares à clivagem e que contêm o estiramento; mostram um sentido de transporte para W ou NW, concordante com a vergência geral das estruturas, referida no ponto anterior.

Relacionando o sentido do transporte paralelo ao estiramento, deduzido por estes critérios, com a orientação das outras estruturas de segunda fase, quer pontualmente, à escala do afloramento, quer em termos gerais, com recurso à distribuição estatística dessas estruturas, (figs. 24, 26 e 29), verifica-se uma acentuada obliquidade do transporte relativamente aos eixos

das dobras. Esta geometria permite decompor a deformação de segunda fase numa componente de cavalgamento e noutra de cisalhamento esquerdo, ambas subparalelas às estruturas (fig. 30).

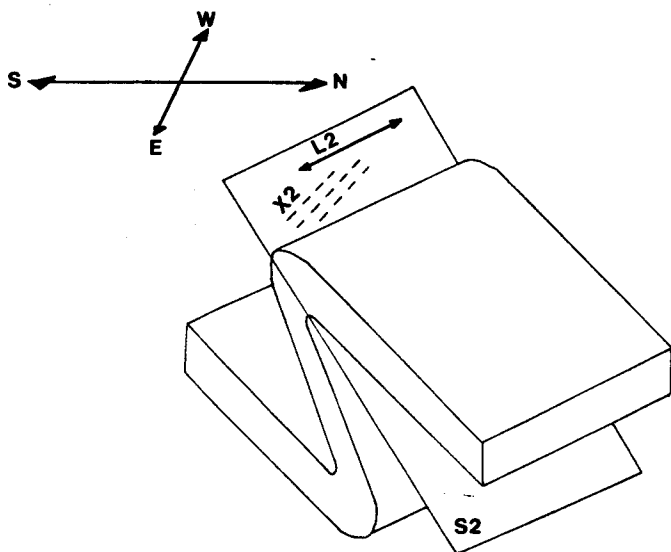


Fig. 30 - Representação esquemática da relação geométrica típica entre as várias estruturas de segunda fase (adaptado de Araújo & Ribeiro, 1995). O sentido de cisalhamento para NW, paralelo à lineação de estiramento, indica a existência de uma componente de cavalgamento combinada com cisalhamento esquerdo, segundo os planos de clivagem.

Isto não representa qualquer novidade uma vez que a existência de uma componente esquerda, paralela às estruturas, concomitante com o achatamento regional a afectar o soco varisco peninsular, encontra-se amplamente descrita nos trabalhos da especialidade publicados nas últimas duas décadas, (por exemplo **Matte & Ribeiro, 1975; Ries & Shackleton, 1976; Iglesias & Choukroune, 1980; Brun & Burg, 1982; Silva, 1985; Silva, 1989; Burg et al., 1987; Araújo, 1989; Ribeiro et al., 1990b, etc.**). Se levarmos em conta o diacronismo das estruturas descritas, podemos no entanto detalhar um pouco mais a cinemática associada à segunda fase e afirmar que durante o evento F2a, a componente de cisalhamento esquerda terá sido bastante importante, atenuando-se para o final deste episódio de deformação, quando se geraram as estruturas atribuídas a F2b, que apontam para uma situação de estiramento praticamente em a (fig. 27). Existem contudo várias evidências para considerarmos o evento F2a um episódio de deformação heterogéneo, destacando-se nesta perspectiva, o comportamento da lineação de estiramento próximo do carreamento de Santo Aleixo da Restauração (fig. 28). Se associarmos esta variação no espaço da lineação de estiramento, ao comportamento da lineação de intersecção (fig. 24, anexo 6) e dos eixos das dobras (fig. 29), conclui-se que pelo menos durante os estádios mais precoces desta fase tectónica houve uma certa partição da deformação (**Cobbold et al., 1991**), com sectores onde se desenvolveram preferencialmente estruturas associadas a uma componente de cavalgamento com transporte para WSW, ou mesmo SW (carreamento de Santo Aleixo da Restauração) e sectores em que a componente de cisalhamento esquerda foi preponderante, gerando-se dobras de direcção NE-

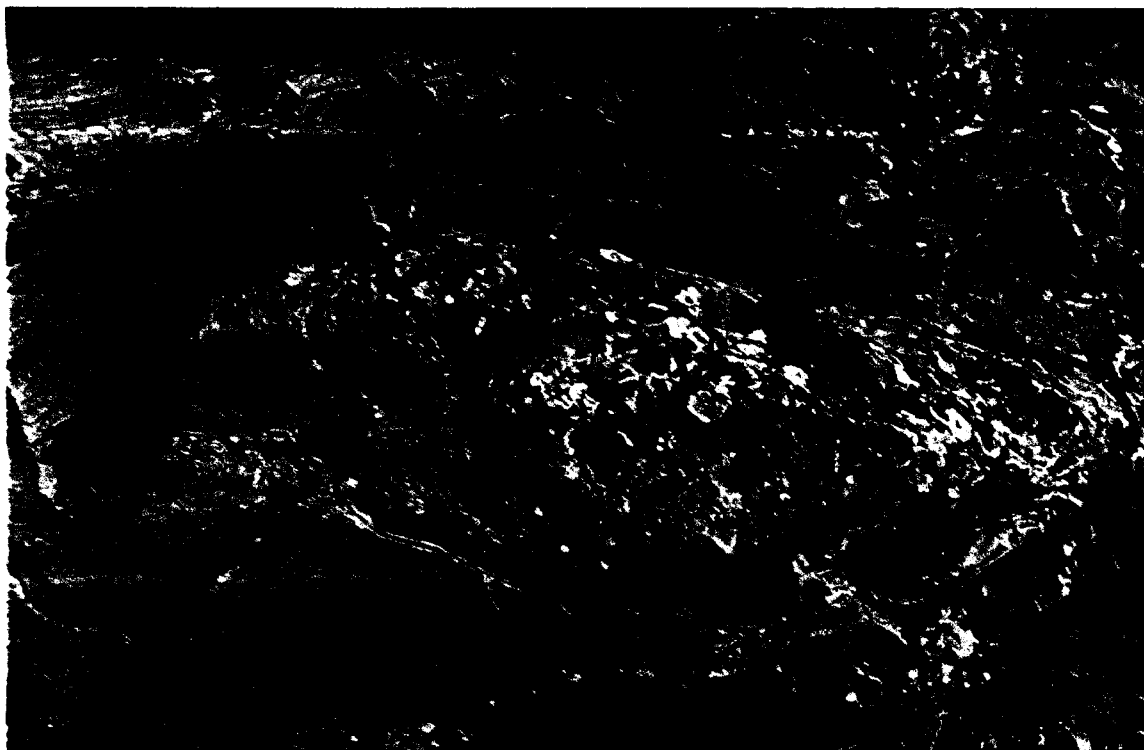


Foto 11 - Bloco rígido de dimensões decimétricas em metavulcanitos básicos da Formação de Monte Barbosa (Vale do Guadiana), definindo uma estrutura σ , coerente com o sentido de cisalhamento de segunda fase, para WSW (lado esquerdo da foto).

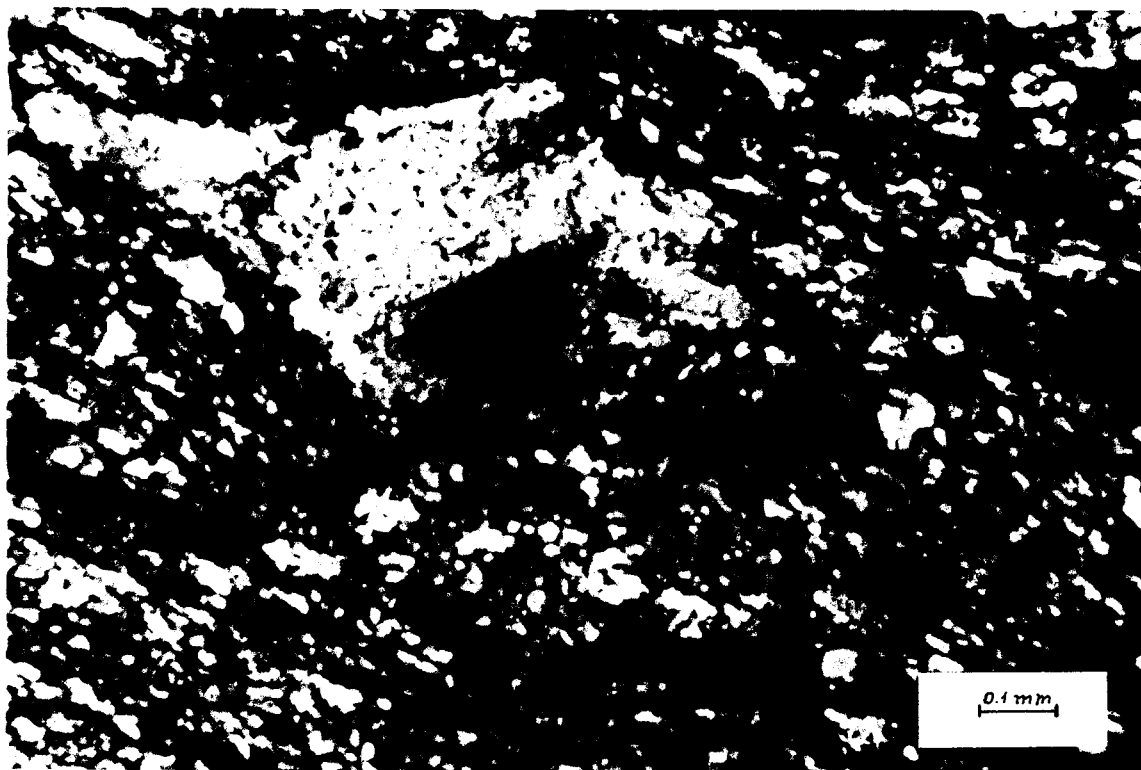
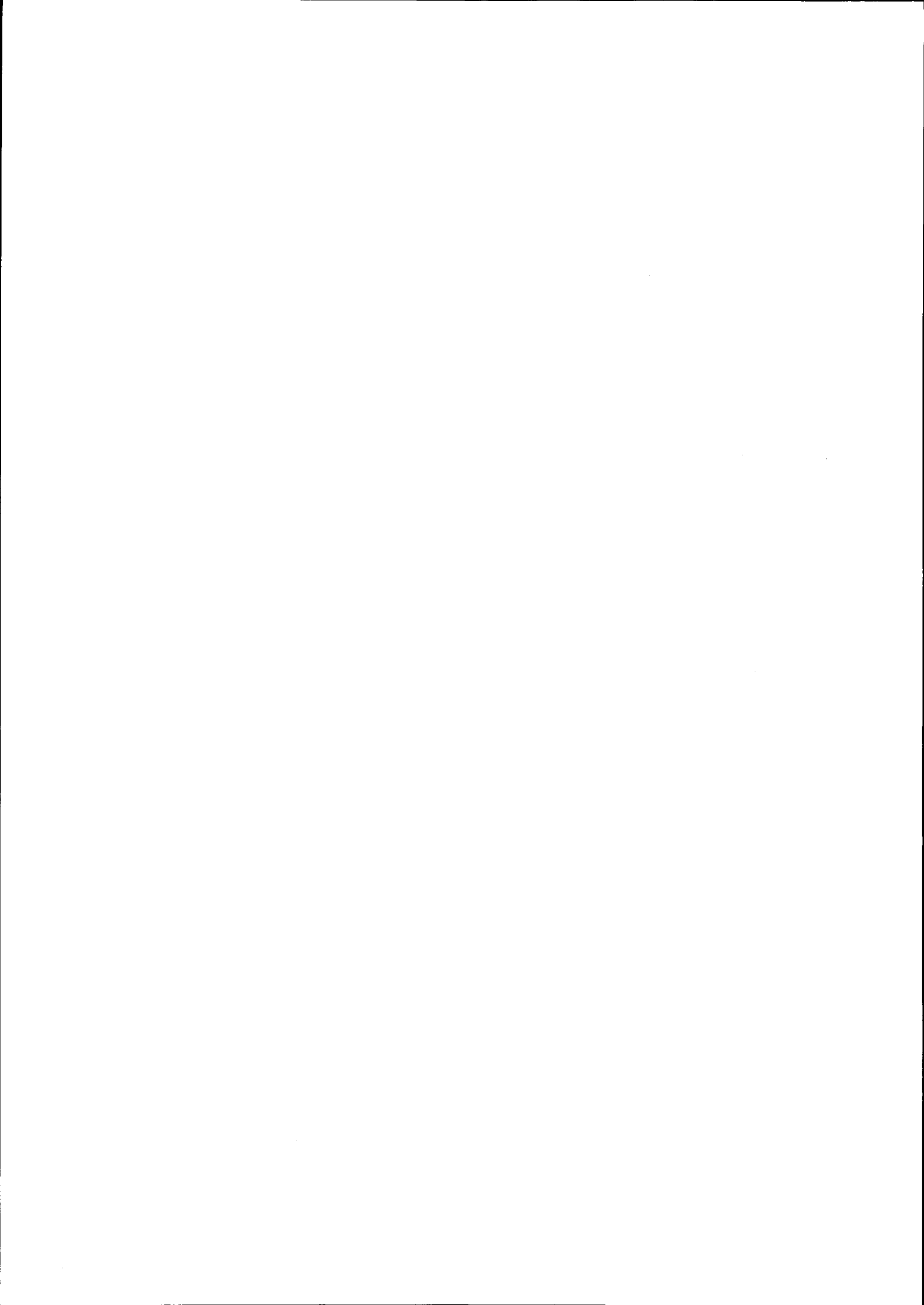


Foto 12 - Microfoto de uma amostra de metavulcanitos básicos da Formação de Monte Barbosa (Vale do Guadiana), observando-se um porfiroclasto de plagioclase com estrutura em δ , indicadora do sentido de cisalhamento de segunda fase (critério de cisalhamento esquerdo na foto).



SW, com eixos mergulhantes para NE (situação frequente na Formação da Ribeira da Rocha Fria, anexo 6). Em certas zonas observa-se uma situação mista, e esta partição da deformação pode dar-se à escala do afloramento, quando os eixos das dobras e/ou a lineação de intersecção surgem encurvados (vide fig. 25 e foto 8). Neste caso a curvatura dos eixos das dobras de segunda fase pode também ser explicada pelo mecanismo representado na figura 31, o qual está de acordo com o modelo proposto por **Ghosh & Sengupta** (1987). Segundo este modelo, os troços dos eixos de dobra inclinados para NE seriam ligeiramente mais precoces que os segmentos sub-horizontais NNW-SSE, o que se ajusta às observações de campo. Todas estas evidências apontam para que a segunda fase de deformação corresponda a um regime transpressivo (**Sanderson & Marchini**, 1984), mas com a particularidade de se desenvolver, associado a uma tectónica tangencial importante, razão pela qual propomos a designação de *transpressão tangencial*, para caracterizar o regime da deformação de segunda fase (**Araújo & Ribeiro** 1990, 1991a,b, Araújo & Ribeiro in press).

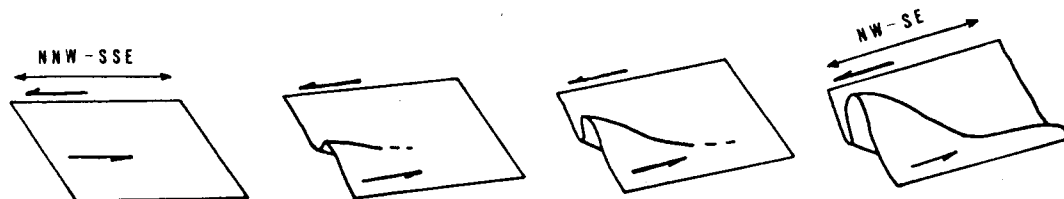


Fig. 31 - Esquema representativo da gênese de dobras de segunda fase com eixos curvos, resultantes da propagação lateral da dobra, concomitante com a actuação de uma componente de cisalhamento esquerdo (retirado de Araújo, 1989).

Vamos detalhar um pouco mais o estilo da deformação associado a este evento, com o objectivo de precisar o referido conceito de transpressão tangencial. À escala macroscópica, a cartografia das lineações de estiramento no limite sudoeste do Domínio de Estremoz-Barrancos (fig. 28), permite definir sectores com predomínio da componente de cavalgamento e sectores onde predomina a componente esquerda paralela às estruturas (fig. 32). Analisando em primeiro lugar as situações em que a componente de cavalgamento domina claramente e tomando como exemplo o carreamento de Santo Aleixo da Restauração, o diagrama da figura 33 resume as relações geométricas entre todas as estruturas cartografadas neste sector. Na figura 34 apresenta-se as relações angulares observáveis segundo o plano *a-c*, definido no diagrama da figura anterior. Por outro lado, considerando a Formação da Ribeira da Rocha Fria representativa de um sector com a componente de cisalhamento esquerda bem desenvolvida, o padrão das dobras torna-se mais heterogéneo, sendo a lineação de estiramento bastante mais regular (Figs. 35 e 36). Neste caso a geometria das estruturas de segunda fase pode resumir-se no esquema da figura 37.

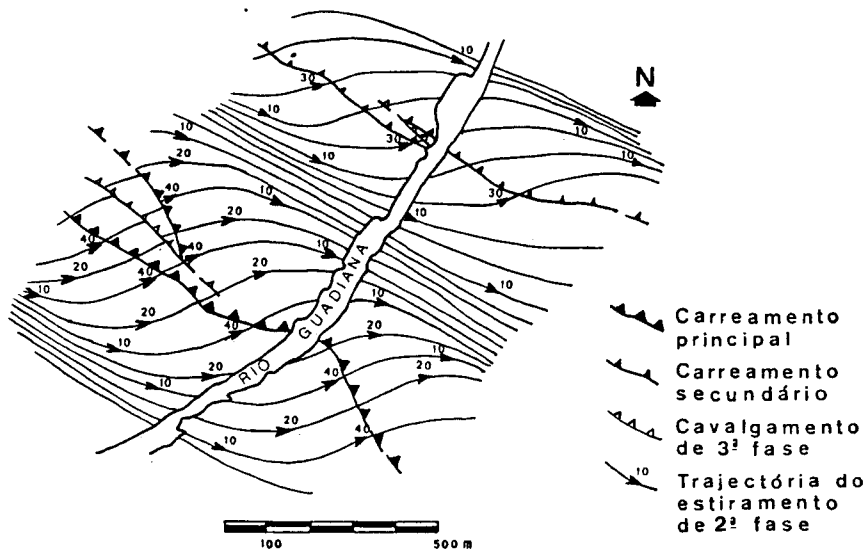


Fig. 32 - Representação esquemática do comportamento da lineação de estiramento de segunda fase nas proximidades do Carreamento de Santo Aleixo da Restauração, com base o dados apresentados na figura 28 (adaptado de Araújo, 1989).

Fig. 33 - Projecção estereográfica das atitudes médias das estruturas de F2, nas proximidades do Carreamento de Santo Aleixo da Restauração (adaptado de Araújo & Ribeiro, 1995). S2 - Clivagem S2 média na região enquadrante, com base em 940 medições (N40W;40NE); CSA - Atitude média do Carreamento de Santo Aleixo (plano a ponteadado), com base em 14 medições (N64W;32NE); CIE - Atitude Média de cisalhamentos inversos esquerdos, com base em 24 medições (N68W;30NE); CND - Atitude média de cisalhamentos normais direitos, com base em 12 medições (N24W, 68NE); L2 - Lineação de intersecção média (24;N14W); XC - Estiramento médio nas proximidades do carreamento (28;91); X2 - Estiramento médio em sectores afastados do carreamento (2;140). O círculo máximo a ponteadado fino, perpendicular às estruturas planares e que contém o estiramento local, representa o plano a-c, de máximo movimento (N78E;66SE).

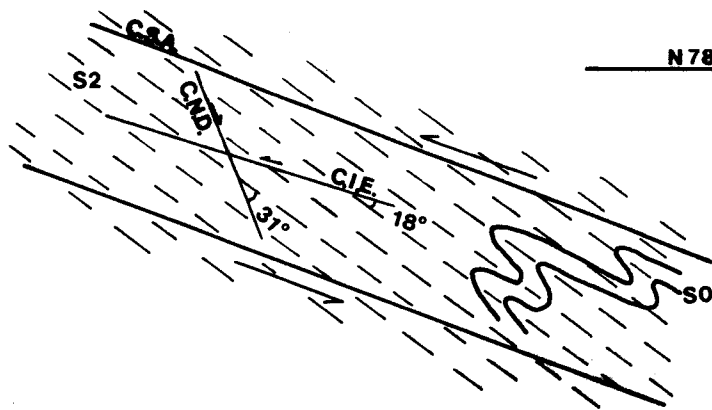


Fig. 34 - Representação esquemática das relações angulares entre as várias estruturas planares representadas na figura anterior, observadas segundo o plano a-c (adaptado de Araújo & Ribeiro, 1995). CSA - Carreamento de Santo Aleixo; S2 - Clivagem de seg. fase; CND - Cisalhamentos normais direitos; CIE - Cisalhamentos inversos esquerdos.

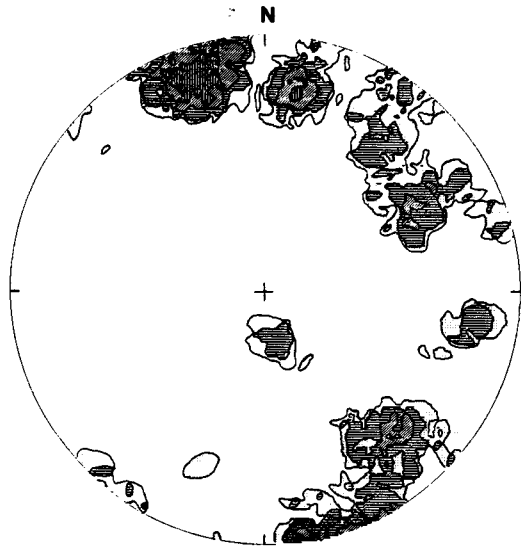


Fig. 35 - Diagrama de densidades da lineação de intersecção e dos eixos de dobras de segunda fase na Formação da Ribeira da Rocha Fria, com base em 153 medições. Máxima concentração em torno da linha de atitude 14;N16W. As linhas de contorno correspondem a concentrações de 3, 4, 7, e 10%.

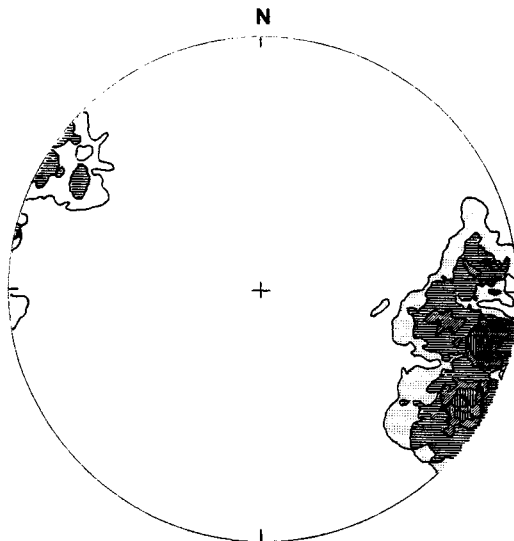


Fig. 36 - Diagrama de densidades da lineação de estiramento de segunda fase na Formação da Ribeira da Rocha Fria, com base em 68 medições. Máxima concentração em torno da linha de atitude 11;105. As linhas de contorno correspondem a concentrações de 5, 10, 20, e 25%.

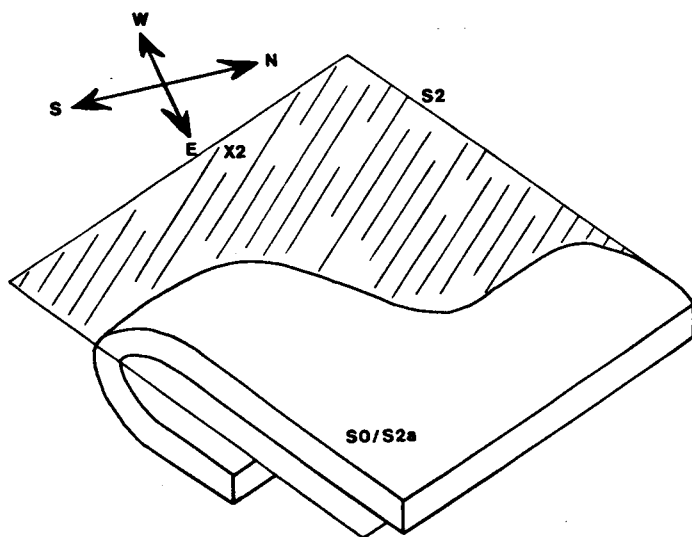


Fig 37 - Representação esquemática da geometria das dobras de segunda fase e sua relação com a clivagem e o estiramento na Formação da Ribeira da Rocha Fria, onde a componente de cisalhamento esquerdo predomina, relativamente à componente cavalgante.

Sintetizando, a segunda fase de deformação no Domínio de Estremoz-Barrancos corresponde a um episódio de deformação prolongado no tempo, heterogéneo, com partição da deformação nos estádios mais precoces (F2a) e dominada por um regime transpressivo tangencial, resultante da combinação do achatamento regional com uma importante componente de cisalhamento esquerda. Assim, desenvolvem-se dobras e carreamentos nuns sectores, com transporte para WSW ou mesmo SW e estruturas oblíquas, por vezes com dobramentos desarmónicos, associadas a transporte para NW noutros sectores. As primeiras estruturas, relacionadas com este regime só se observam na região sudoeste (andar estrutural inferior). As estruturas mais tardias (de F2b), apontam para uma drástica diminuição da componente esquerda, testemunhada por um estiramento orientado praticamente segundo o eixo cinemático α . As estruturas de F2 geradas em andar estrutural superior (Formação do Meirinho e Unidade de Monte Roncão) também praticamente não apresentam evidências da referida componente esquerda, mostrando que a deformação se torna provavelmente mais tardia em direcção a NE.

3.2.3 - TERCEIRA FASE DE DEFORMAÇÃO

A terceira fase de deformação encontra-se bem marcada no Domínio de Estremoz-Barrancos, contrariamente ao que sucede no domínio a Sul, de Évora e Beja. Esta diferença relaciona-se provavelmente com a maior deformação de F1 e F2, ocorrida a Sul e com a consequente maior recristalização metamórfica sofrida por esses terrenos. No Domínio de Estremoz-Barrancos a terceira fase atingiu de uma maneira geral formações previamente pouco deformadas, possivelmente em certos casos, constituídas por sedimentos ricos em água, com uma diagénese ainda incompleta, facto que permitiu um bom registo deste evento tectónico.

3.2.3.1 - ANÁLISE GEOMÉTRICA

a) Clivagem

A clivagem de terceira fase apresenta-se em geral como uma crenulação pós-metamórfica, mais ou menos penetrativa, consoante a natureza das litologias afectadas e a intensidade da deformação anterior. Em alguns níveis essencialmente pelíticos da Formação do Meirinho, onde a deformação de segunda fase é quase inexistente, S3 chega a apresentar-se como uma clivagem xistenta de muito baixo grau metamórfico (vide foto 5). Em níveis siliciosos da Formação da Ribeira da Rocha Fria e em metavulcanitos maciços (Formação de Monte Barbosa e Unidade de Monte Roncão) corresponde a uma clivagem de fractura (fig. 38) ou desaparece totalmente.

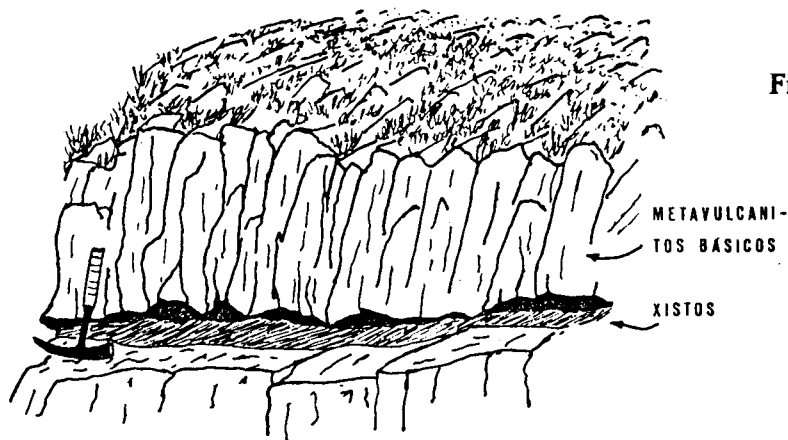


Fig. 38 - Clivagem de fractura de terceira fase em metavulcanitos básicos da Unidade de Monte Roncão (retirado de Araújo, 1989).

Em termos geométricos a clivagem S3 apresenta-se bastante regular, de direcção NW-SE, sub-vertical, inclinando no entanto preferencialmente para NE (fig. 39). Ao longo da geotransversal do Guadiana observa-se que no sector sul deste domínio S3 inclina sistematicamente para NE e para Norte do sinforma de primeira ordem com eixo nas proximidades da ribeira de Zebro, torna-se mais vertical, passando por vezes a inclinar para SW (anexos 2 e 8). A clivagem de terceira fase nem sempre se apresenta de plano axial das dobras mesoscópicas observadas no campo, transectando às vezes estas estruturas. Deixamos para o ponto 3.2.3.2 a discussão das implicações deste facto.

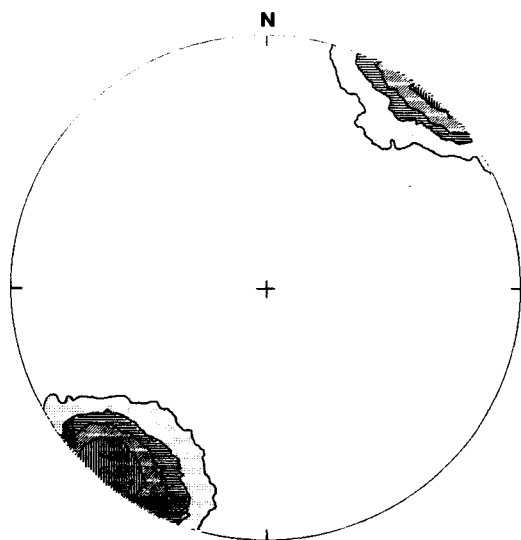


Fig. 39 - Diagrama de densidades dos pólos da clivagem S3, no Domínio de Estremoz-Barrancos, com base em 629 medições. Máxima concentração em torno do polo do plano de atitude N50W;83NE. As linhas de contorno correspondem a concentrações de 1, 5, 10, e 20%.

b) lineações

A lineação de intersecção tem uma distribuição bastante regular ao longo do Vale do Rio Guadiana, sendo apenas menos marcada nas litologias mais maciças da Unidade de Monte Roncão (anexo 9). A lineação L3 corresponde à intersecção S0/S3 a NE, na região em que a

deformação de segunda fase é incipiente e, geralmente, à intersecção S2/S3 no sector sudoeste do Domínio de Estremoz-Barrancos. Apesar de apresentarmos em conjunto estes dois tipos de lineação, a sua geometria é muito constante, tanto na cartografia (anexo 9) como na sua análise estatística (fig. 40). Esta situação resulta do dobramento de segunda fase ser praticamente isoclinal e de a clivagem S2 se apresentar quase sempre a transpôr S0. A ligeira dispersão das lineações mergulhantes para SE será discutida na alínea c (dobras) e no ponto 3.2.3.2.

A intensidade moderada da deformação associada à terceira fase, as características de andar estrutural menos profundo relativamente aos eventos anteriores e a sua natureza pós-metamórfica justificam o facto de não se observar lineação de estiramento nos planos da clivagem S3. A falta deste indicador cinemático é no entanto compensada pela ocorrência de um número considerável de fracturas, entre as quais fendas de tracção, analisadas na alínea d, que no conjunto fornecem informação bastante completa sobre a cinemática desta fase.

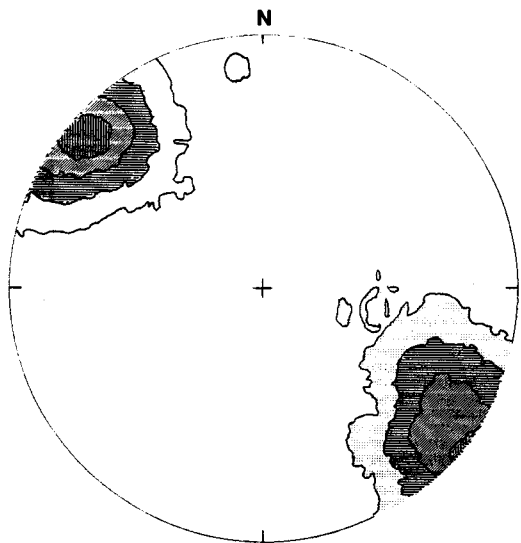


Fig. 40 - Diagrama de densidades da lineação de intersecção e dos eixos de dobras de terceira fase no Domínio de Estremoz-Barrancos, com base em 734 medições. Máxima concentração em torno da linha de atitude 6;N51W. As linhas de contorno correspondem a concentrações de 1, 5, 15, e 30%.

c) Dobras

As dobras de terceira fase ocorrem praticamente a todas as escalas, variando a sua amplitude com o comportamento reológico das litologias deformadas. A primeira ordem de dobramento observada na cartografia corresponde ao sinforma já referido, cujo eixo passa próximo da foz da Ribeira de Zebro (anexo 2). Com o flanco nordeste prolongando-se sensivelmente até ao limite da área cartografada, esta estrutura corresponde provavelmente à mesma ordem de dobramento do sinclinal de Terena ou do anticlinal de Estremoz, estruturas de primeira ordem à escala de toda a ZOM. Ainda à escala macroscópica observam-se dobramentos de ordem menor (anexo 2), passando-se em seguida à escala do afloramento, com dobras de amplitude decamétrica, métrica e decimétrica (foto 13), sendo as últimas ordens de

dobramento observáveis apenas à escala microscópica.

Estas dobras são geralmente cilíndricas, com simetria monoclinica, mais raramente ortorrômbicas, de plano axial vertical. À escala do afloramento o ângulo entre os flancos é geralmente superior a 90° nas dobras maiores, podendo tornar-se agudo em dobras de amplitude decimétrica ou menor, exibindo estas por vezes um estilo em "chevron", dada a existência de uma anisotropia anterior (foto 13). Evidentemente que este estilo do dobramento varia com o comportamento reológico do material. Em rochas mais competentes o dobramento é mais suave como se pode observar comparando as dobras da Formação do Meirinho, essencialmente pelítica, com as da Unidade de Monte Roncão, que apresenta frequentemente bancadas espessas de rochas vulcânicas (anexo 2 - cortes geológicos).

Em termos gerais a geometria das dobras de terceira fase apresenta grande regularidade, com a clivagem S3 de plano axial e os eixos paralelos à lineação de intersecção (fig. 40). Esta regularidade e paralelismo entre as várias estruturas de terceira fase só se verifica no entanto quando os dados são tratados estatisticamente, diluindo-se pequenas diferenças angulares por vezes observáveis à escala do afloramento. Na realidade, em certos casos observa-se em dobras mesoscópicas de amplitude métrica, uma ligeira diferença entre a clivagem e o plano axial, surgindo este último menos inclinado e com uma direcção ligeiramente mais próxima de E-W que a clivagem (fig. 41). Estes afloramentos indicam a existência de transecção provocada por uma componente de cisalhamento esquerda que será discutida no ponto seguinte.

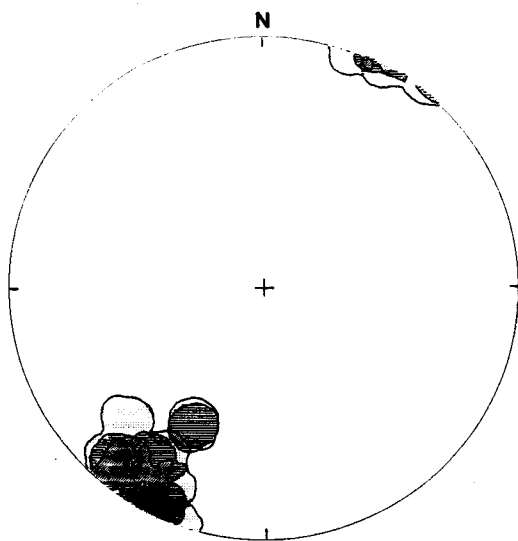


Fig. 41 - Diagrama de densidades de pólos de planos axiais de dobras de terceira fase, no Domínio de Estremoz-Barrancos, com base em 14 medições. Máxima concentração em torno do polo do plano de atitude N56W;79NE. As linhas de contorno correspondem a concentrações de 5, 10, 20 e 30%.

Paradoxalmente noutros afloramentos observam-se dobras com a mesma amplitude, transectadas por dobras menores, com amplitude decimétrica, estas últimas mais próximas de E-W que as primeiras (fig. 42). Estes afloramentos exibem uma transecção contrária, que será discutida tanto no ponto seguinte como no capítulo quatro, a propósito da evolução geodinâmica do sector. Resta referir que os dois tipos de transecção observados apresentam

sempre ângulos pequenos em afloramento, no máximo de 15°.

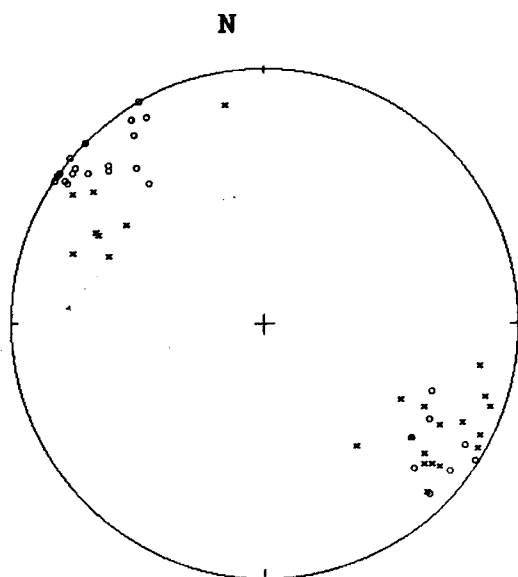


Fig. 42 - Projecção estereográfica de eixos de dobras de terceira fase com amplitude métrica (círculos), com concentração máxima em torno da atitude 2;N50W e de dobras de flanco, de amplitude decimétrica (cruzes), com concentração máxima em torno da atitude 21;126, mostrando a existência de transecção direita (total de 51 dados).

d) Fracturas

Associadas à terceira fase de deformação surgem frequentemente fracturas, geralmente posteriores às dobras e à clivagem, representando os últimos impulsos deste evento tectónico. Embora tenhamos medido várias centenas de fracturas vamos apenas analisar aquelas em que no campo foi possível determinar a sua natureza. Desta forma, as fracturas foram agrupadas em falhas inversas, fendas de tracção, desligamentos esquerdos e direitos. Estas estruturas podem não ser exactamente contemporâneas, sendo de destacar que as falhas inversas apresentam uma relação bastante directa com o dobramento, contrariamente às outras estruturas que geralmente são claramente mais tardias. No diagrama da figura 43 apresentam-se as atitudes das falhas claramente inversas observadas e na fig. 44 resume-se a relação geométrica entre os desligamentos e a clivagem, com base nas suas atitudes médias. A relação entre a clivagem S3 e os desligamentos aponta para uma deformação coaxial associada aos dois tipos de estruturas. Por outro lado, o facto da compressão se situar na bissectriz obtusa às falhas, mostra que estas se geraram ainda em regime dúctil sendo por isso, provavelmente, quase contemporâneas da clivagem. As fendas de tracção apresentam uma dispersão elevada (fig. 45) e podem, em parte, ser um pouco mais tardias, estando parcialmente relacionadas com a deformação tardi-varisca, que neste sector tem por vezes alguma expressão. Na realidade, apesar de terem uma concentração máxima em torno de um plano vertical quase N-S, apresentam uma certa dispersão, com considerável número de planos de direcção NE-SW (fig. 45), mais compatíveis com a geometria exibida pelas outras fracturas de terceira fase (figs. 43 e 44).

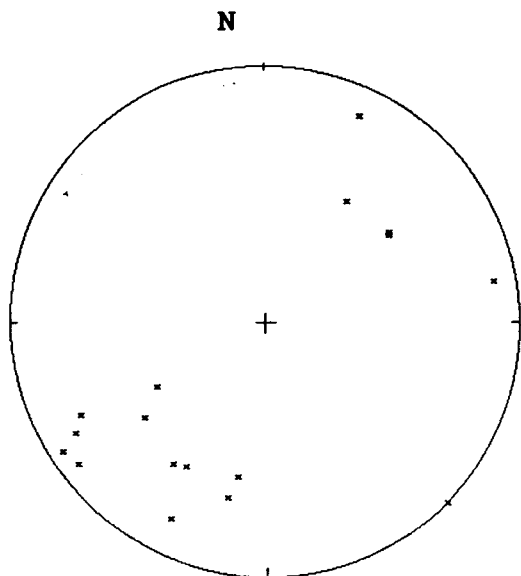


Fig. 43 - Projecção estereográfica do pólos de falhas inversas de terceira fase, mostrando uma concentração máxima em torno do polo do plano N32W,78NE (17 dados).

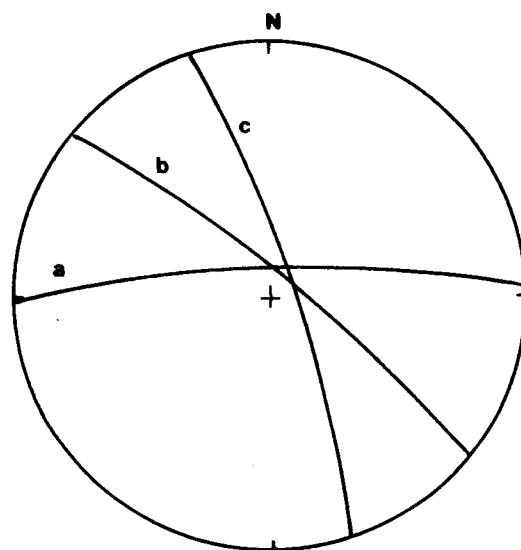


Fig. 44 - Projecção estereográfica do plano de clivagem médio (N50W;83NE, obtido com base no diagrama da figura 39) e da atitude média das falhas esquerdas (N89E;83N, com base em 29 dados) e direitas (N18W;82E, com base em 25 dados).

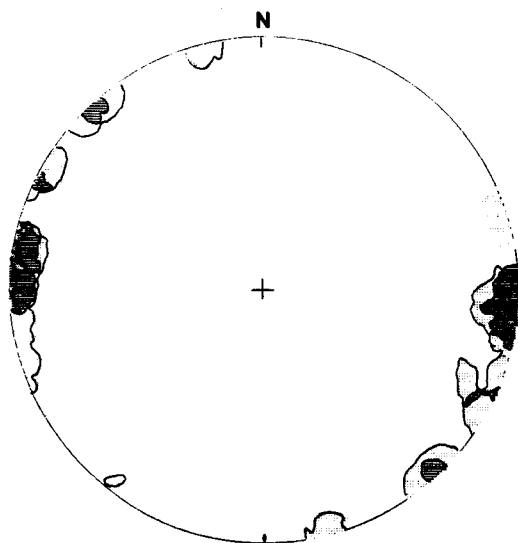


Fig. 45 - Diagrama de densidades de pólos das fendas de tracção de terceira fase, no Domínio de Estremoz-Barrancos, com base em 61 medições. Máxima concentração em torno do polo do plano de atitude N5E;87W. As linhas de contorno correspondem a concentrações de 4, 8 e 15%. Existe uma concentração menor de pontos em torno do polo de um plano NE-SW, subvertical.

3.2.3.2. - INTERPRETAÇÃO CINEMÁTICA DAS ESTRUTURAS DE TERCEIRA FASE

Como referimos, esta fase de deformação não chegou a desenvolver lineação de estiramento, faltando-nos assim um elemento que é normalmente muito útil na análise cinemática.

Nos sectores menos deformados pela segunda fase este episódio de deformação é responsável por estruturas típicas das faixas xistentas ("slate belts", **Hobbs et al.**, 1976), geradas por um encurtamento importante segundo a direcção NE-SW, perpendicular à clivagem.

A geometria das dobras, clivagem e falhas inversas desta fase (figs. 39 a 43) mostram uma disposição em leque ao longo do sector estudado do Domínio de Estremoz-Barrancos. Efectivamente, embora as estruturas de terceira fase sejam quase verticais, quando caminhamos de SW para NE ao longo da geotransversal, as estruturas apresentam inicialmente vergência para SW, passando a uma zona com estrutura vertical (sensivelmente coincidente com a Formação do Meirinho), e em seguida a um sector preferencialmente vergente para NE (ver cortes geológicos do anexo 2). Esta disposição em leque da clivagem e da vergência das dobras mesoscópicas parece ser controlada pelo sinforma de primeira ordem com eixo próximo da Ribeira de Zebro. As falhas inversas, associadas à rotura dos flancos curtos de algumas dobras, também com a mesma disposição geral em leque e alguns exemplos raros de "boudins" alongados paralelamente aos eixos das dobras apontam para que nos estádios iniciais a terceira fase de deformação tenha sido dominada por um achatamento de direcção NE-SW, com estiramento em a. Dito de outra forma, estas estruturas apontam fundamentalmente para um escape vertical do material. Nos estádios mais tardios a situação alterou-se, passando-se a um regime de estiramento em b, como o indica as fendas de tracção NE-SW (fig. 45) e a geometria das falhas de desligamento (fig. 44).

Uma análise mais detalhada desta fase de deformação obriga-nos a prestar particular atenção aos fenómenos de transecção das dobras, referidos no ponto anterior. A ocorrência de dobras transectadas é uma situação frequente no soco varisco peninsular (**Ribeiro et al.**, 1979; **Dias**, 1986, **Araújo**, 1989; **Silva**, 1989; **Dias & Ribeiro**, in prep.) e a génese destas estruturas tem sido frequentemente associada a regimes de deformação transpressivos (**Sanderson & Marchini**, 1984; **Soper**, 1986, **Silva**, 1989; **S. Treagus & J. Treagus**, 1992; **Dias & Ribeiro**, in prep.). A transpressão não é contudo a única causa possível para o desenvolvimento de dobras transectadas, podendo este fenómeno ser explicado por três mecanismos básicos:

- 1- Desenvolvimento da clivagem e dobramento sincrónicos, em zonas de cisalhamento

dúcteis, em regime transpressivo. A combinação de cisalhamento puro e simples leva à formação de dobras "en échelon" (Sanderson et al., 1980).

2 - Deformação progressiva não coaxial - Este mecanismo, que inclui também situações de transpressão, admite que num regime de deformação progressiva, as dobras se iniciam num estágio precoce, antes da formação da clivagem e a rotação incremental do elipsóide de deformação justifica a diferença angular entre estas estruturas e a clivagem, mais tardia (Borradaile, 1978; Soper, 1986; S. Treagus & J. Treagus, 1992).

3 - Leitos obliquamente orientados relativamente ao elipsóide de deformação, independentemente do regime de deformação ser ou não coaxial (Borradaile, 1978, S. Treagus & J. Treagus, 1992).

A existência de uma componente esquerda contemporânea do achatamento, associada também a esta fase de deformação, ou seja a existência de um regime transpressivo esquerdo durante a terceira fase tem sido referida em vários trabalhos (Araújo, 1989; Silva, 1989; Sanderson et al., 1991), podendo ser responsável pela geração das dobras com transecção esquerda. Esta componente esquerda está bem documentada à escala macroscópica pela Faixa Blastomilonítica e pelo padrão "en échelon" das dobras de primeira ordem (por exemplo o Anticlinal de Estremoz ou o Sinclinal de Terena). A sua principal evidência à escala mesoscópica, no sector estudado, é provavelmente a existência de transecção esquerda associada a esta fase (ver alínea c do ponto 3.2.3.1.). Por outro lado, as falhas inversas associadas a este evento (fig. 43) geralmente apresentam estrias oblíquas, indicando alguma movimentação esquerda associada.

Nesta análise há contudo um problema de causa-efeito, ou seja, como existem várias evidências de transpressão esquerda na ZOM, durante a terceira fase, a referida transecção é também uma evidência desse regime transpressivo esquerdo. Este foi um raciocínio que já desenvolvemos (Araújo, 1989), mas que pode não estar correcto, tanto mais que no mesmo sector existem também algumas evidências de transecção direita. Numa situação semelhante, na Faixa Piritosa Ibérica, J. B. Silva (1989) justifica a existência de transecção direita de acordo com o esquema da figura 46. Este é um modelo que provavelmente é perfeitamente válido para a Faixa Piritosa, onde ocorrem massas mineralizadas de grandes dimensões que poderão justificar o desenvolvimento local de transecção direita, mas que dificilmente se aplica à região agora estudada, uma vez que nesta zona não são conhecidas litologias com grandes contrastes, do ponto de vista reológico. A explicação para a transecção direita assenta provavelmente no terceiro mecanismo potencialmente responsável por transecção, anteriormente referido, a génese de dobras a partir de leitos obliquamente orientados relativamente ao elipsóide de deformação. Sendo evidente nesta região a existência de uma fase anterior de deformação com eixos mais próximos de N-S, é natural que essas estruturas pré-existentes tenham controlado inicialmente a geometria das dobras de terceira fase, dando assim origem à transecção direita

observada. O melhor exemplo deste tipo de transecção situa-se fora do sector estudado, correspondendo ao Sinclinal de Terena. Esta macroestrutura, embora apresente o referido padrão "en échelon", tem um troço junto à fronteira com Espanha próximo de N-S. Esta orientação anómala numa dobra de terceira fase pode resultar da existência de uma região topograficamente deprimida, anterior à deposição do "flysch" de Terena, condicionada pela orientação dos dobramentos anteriores. O sinforma de primeira ordem, de F3, gera-se assim com uma orientação próxima de N-S e quando se dá o desenvolvimento da clivagem, esta toma uma orientação sensivelmente NW-SE, perpendicular ao eixo \underline{z} do elipsóide de deformação. A transecção esquerda das dobras de terceira fase pode, portanto, resultar de um regime transpressivo esquerdo, como é frequentemente referido na bibliografia, mas, quando se observa transecção direita, esta é provavelmente o reflexo da adaptação das dobras de terceira fase à orientação das estruturas anteriores.

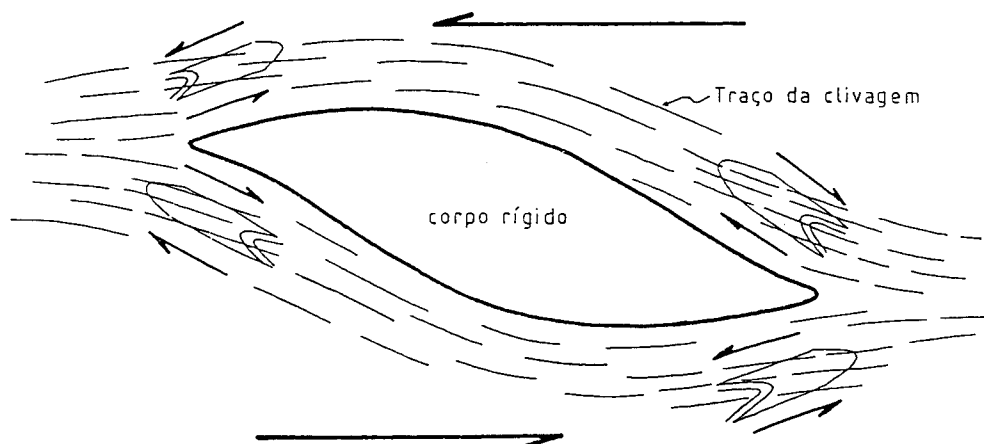


Fig. 46 - Modelo justificativo da gênese de transecção esquerda e direita na Faixa Piritosa Ibérica, baseado no contraste de ductilidade dos materiais deformados (extraído de Silva, 1989).

3.2.4 - DEFORMAÇÃO TARDI-VARISCA

Neste ponto vamos abordar todas as estruturas que deformam a clivagem ou as dobras de terceira fase e que não apresentam uma relação directa com o seu campo de tensões. Correspondem de uma forma geral a estruturas muito pouco penetrativas, não tendo sido observadas interferências entre si, razão pela qual não conseguimos estabelecer a sua cronologia relativa.

Como referimos na alínea d do ponto 3.2.3.1, existem alguns exemplos de acidentes esquerdos de direcção NE-SW, provavelmente relacionados com o mesmo episódio de deformação que originou a falha da Messejana. As fendas de tracção com direcção próxima de N-S (fig. 45) estão eventualmente relacionadas com esta fase de deformação tardia.

Durante os levantamentos de campo assinalámos ainda duas direcções de fracturação aparentemente sem movimento associado, que lembram por vezes uma clivagem de fractura: uma NNW-SSE e outra NE-SW, ambas sub-verticais (fig. 47). Estas direcções podem em parte estar ainda relacionadas com a fracturação de terceira fase anteriormente referida. Assim direcção NNW-SSE poderia corresponder a um desenvolvimento incipiente de acidentes do tipo desligamento direito (vide fig. 44). Contudo, a direcção NE-SW, embora paralela a fendas de tracção de terceira fase (vide fig. 45), não nos parece geneticamente associada a estas estruturas dado não apresentar evidências de abertura e pelo contrário se assemelhar justamente a uma clivagem de fractura. Uma interpretação possível para o desenvolvimento de uma clivagem de fractura incipiente de direcção NE-SW pode encontrar-se em **Tobisch & Fiske (1976)**. Segundo este modelo, esta estrutura planar poderá ser o reflexo de uma recuperação elástica da cadeia, associada ao final da orogenia.

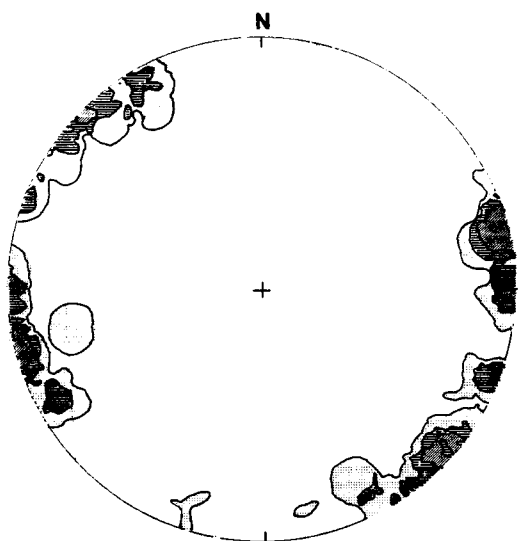


Fig. 47 - Diagrama de densidades de pólos de clivagens de fractura tardias, no Domínio de Estremoz-Barrancos, com base em 66 medições. Máxima concentração em torno do polo do plano de atitude N13W;87W. A distribuição é bimodal e existe também uma concentração elevada de pontos em torno do polo do plano N48E;86NW. As linhas de contorno correspondem a concentrações de 2, 5 e 8%.

Existe ainda um outro tipo de estrutura tardia, muito frequente no sector nordeste deste domínio. Quando a anisotropia das rochas é elevada, desenvolvem-se faixas de bandas "kink" direitas, frequentemente bastante penetrativas para este tipo de estrutura (foto 14). Quando a anisotropia diminui, as bandas "kink", dão por vezes lugar a fendas de tracção escalonadas, também com movimento direito associado (foto 15). Estas estruturas apresentam uma orientação relativamente constante, com uma concentração máxima em torno da atitude

N45E,85SE (fig. 48). Tendo movimentação direita, estas estruturas não são em princípio compatíveis com nenhuma das descritas anteriormente. Com efeito, implicam uma direcção de compressão ENE-WSW a E-W, podendo apenas relacionar-se com a fracturação NNW-SSE (fig. 47), caso esta represente uma clivagem de fractura. Esta foi uma interpretação que já apresentamos (Araújo, 1989), baseados na teoria da deformação tridimensional de Reches (Reches, 1983; Reches & Dieterich, 1983). De acordo com este modelo, as fracturas correspondem a eventos de cedência após um estágio de deformação elástica, podendo dar-se a permuta do tensor máximo com o intermédio entre dois eventos. Desta forma podemos admitir uma compressão máxima próxima de N-S, responsável pelos desligamentos esquerdos NE-SW, paralelos à falha da Messejana alternando com uma compressão máxima próxima de E-W que originaria as bandas "kink" direitas (fig. 48) e eventualmente a clivagem NNW-SSE. Estas últimas estruturas podem no entanto testemunhar um campo de tensões tardio, independente dos anteriores, com compressão E-W, referido em trabalhos anteriores (Lefort & Ribeiro, 1980; Ribeiro et al., 1990b)

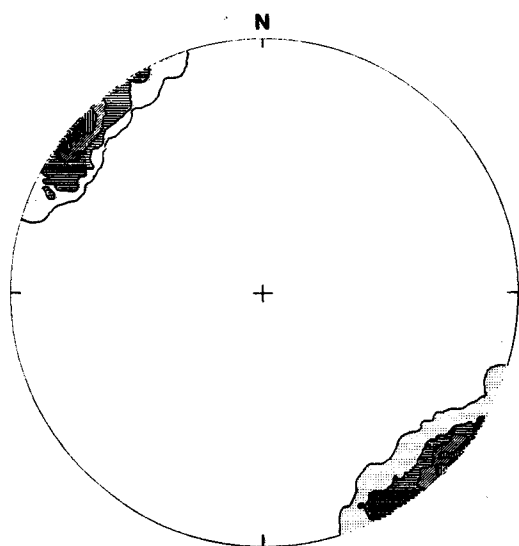


Fig. 48 - Diagrama de densidades de pólos de bandas "kink" direitas, tardias, no Domínio de Estremoz-Barrancos, com base em 66 medições. Máxima concentração em torno do polo do plano de atitude N45E;85SE. As linhas de contorno correspondem a concentrações de 2, 10, 20 e 30%.

3.3 - DOMÍNIO DE ÉVORA E BEJA

A tectónica deste domínio é bastante mais complexa que a existente no domínio anterior, dada a sua maior proximidade à zona de sutura da Cadeia Varisca Ibérica, materializada pelo COBA.

A estrutura planar mais antiga, susceptível de ser analisada do ponto de vista geométrico, corresponde nas rochas mais competentes a uma foliação (foto 16), frequentemente com estruturas miloníticas associadas (deformação plástica em quartzo e feldspatos,



Foto 13 - Dobras de terceira fase em níveis pelíticos da Formação do Meirinho (Vale do Guadiana, próximo da foz da Ribeira de Zebro). Observa-se um dobramento de amplitude métrica, muito suave e dobras mais apertadas, de amplitude decimétrica, com estilo em "chevron", deformando a clivagem anterior, S2.

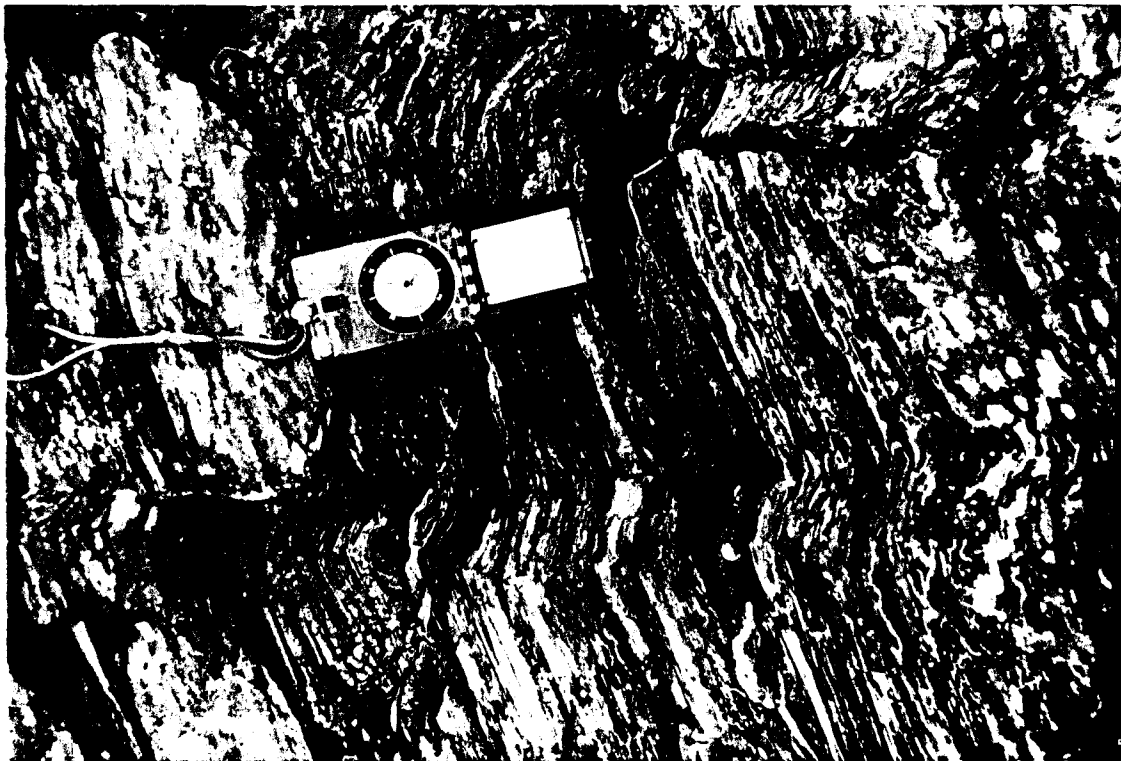


Foto 14 - Bandas "kink" direitas, NE-SW, em níveis pelíticos da Unidade de Monte Roncão (Vale do Guadiana, próximo do Moínho do Pisão).

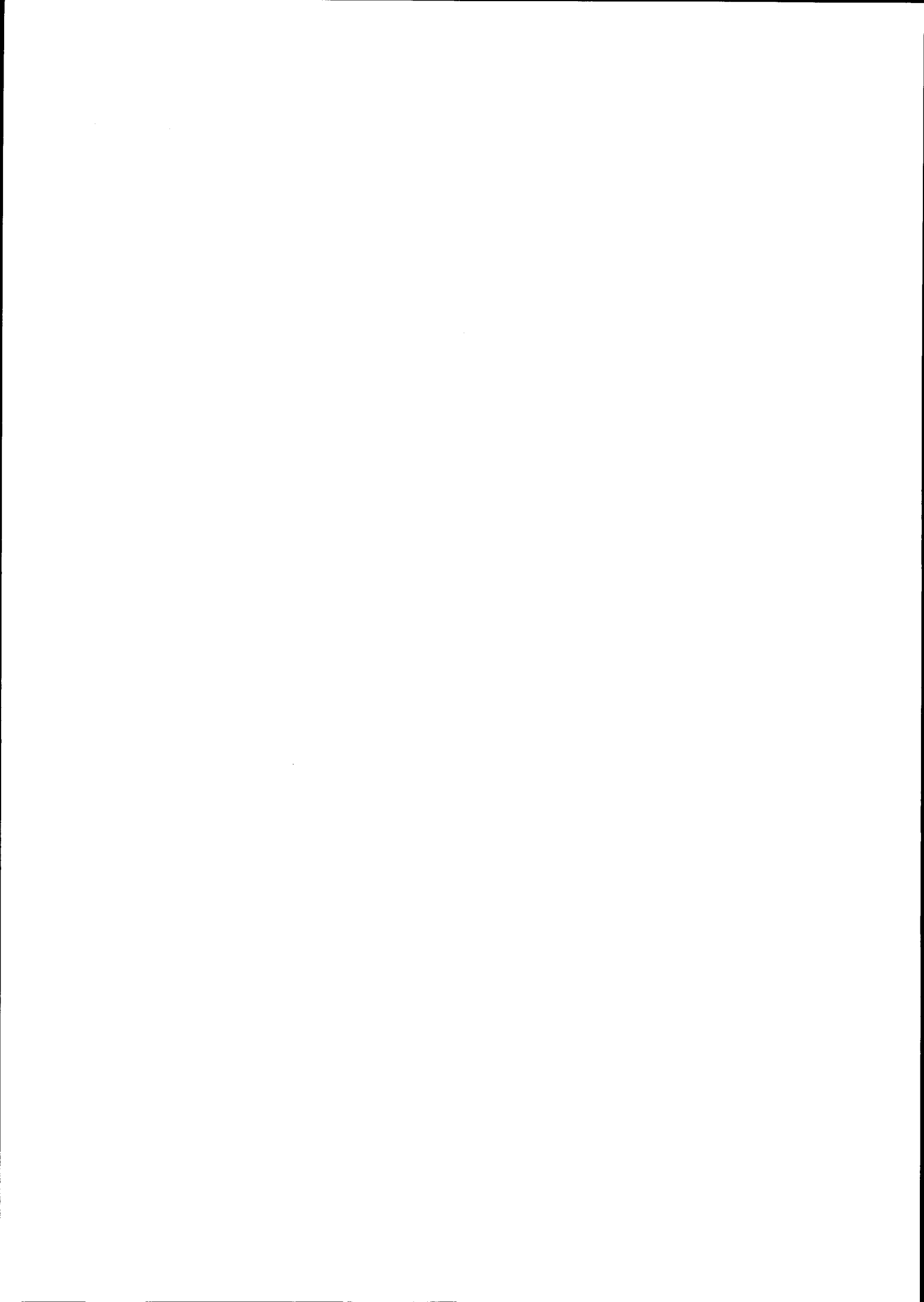
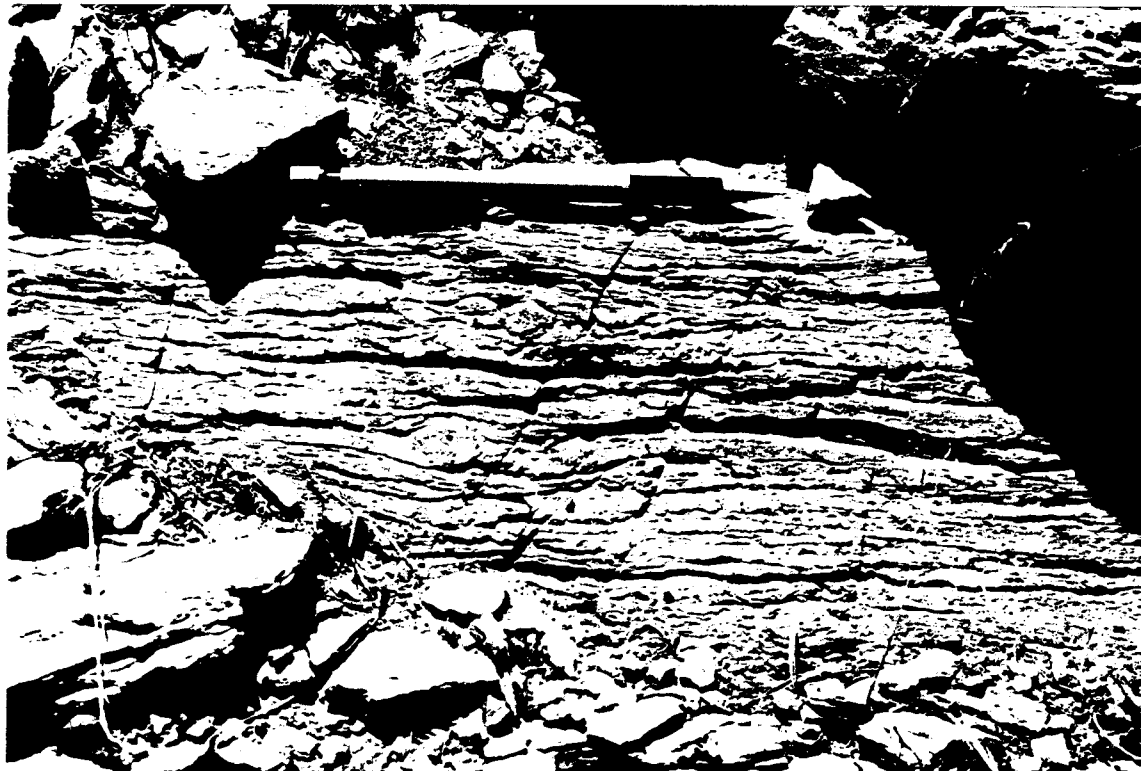




Foto 15 - Zonas de cisalhamento tardias, NE-SW (direcção do cabo do martelo), direitas, materializadas por alinhamentos de fendas de tracção "en echelon" (Vale do Guadiana, Formação do Meirinho, junto ao Moinho do Cú de Pato).

Foto 16 (em Baixo) - Foliação milonítica em gnaisses finos da Unidade da Azenha da Rabadoa (Vale do Guadiana, próximo de Monte da Ramada). Observam-se, na zona central, núcleos rígidos assimétricos (estruturas σ) indicando sentido de transporte para norte (lado direito da foto), coerente com a cinemática de primeira fase.





porfiroclastos assimétricos, dobras intrafoliais, estruturas c-s, etc.). Nos níveis incompetentes corresponde a uma xistosidade forte (foto 17). Associada a esta estrutura planar surgem com frequência evidências de estruturas anteriores, por vezes só observáveis à escala microscópica, impossíveis de estudar do ponto de vista geométrico (por exemplo uma clivagem anterior conservada em "microlithons", ver foto 18). Geralmente não é possível determinar se essas primeiras estruturas representam uma fase de deformação anterior à primeira xistosidade observada à escala do afloramento, ou se são o testemunho dos estádios mais precoces da mesma fase de deformação progressiva, responsável pelo conjunto das estruturas (foto 19 e fig. 49).

À escala macroscópica, a primeira fase encontra-se bem desenvolvida no troço sul da geotransversal do Guadiana, mas atenua-se gradualmente para Norte (em parte devido a um maior desenvolvimento de segunda fase), não tendo praticamente expressão para NE de Monte Ínsua. Por outro lado há evidências claras de que a primeira e segunda fases terão sido em parte sincrónicas (vide fig. 22) e que, pelo menos em parte, houve reactivação das estruturas pré-existentes durante a segunda fase. Em termos geométricos não existem portanto diferenças significativas entre as clivagens S1 e S2 e à escala macroscópica não será muito errado considerar a existência de uma foliação resultante da transposição destas duas estruturas planares. Este facto, aliado ao elevado número de cartas que acompanha o presente trabalho, levou-nos a optar por apresentar S1 e S2 em conjunto, nos anexos 10 e 15 (que se sobrepõem às folhas 2 e 3 da cartografia geológica, ou seja, aos anexos 3 e 4 respectivamente).

Relativamente às lineações, estas já apresentam diferenças acentuadas, mas dada a variação ao longo da geotransversal, da importância da primeira fase, só apresentamos mapas de estiramentos separados para a primeira e segunda fases na folha 3 (anexos 17 e 18), apresentando-se este tipo de estrutura linear em conjunto, na região abrangida pela folha 2 (anexo 12), uma vez que o estiramento de primeira fase deixa praticamente de existir a NE de Monte Ínsua. Ainda relativamente às lineações, foram cartografados um número bastante reduzido de eixos de dobras e de lineações de intersecção de primeira fase, pelo que estas estruturas não são apresentadas na forma de mapa. As lineações de intersecção e eixos de dobras de segunda fase já são muito mais frequentes e têm uma distribuição bastante regular ao longo de toda a região, tendo sido incluídas na cartografia anexa (anexos 11 e 16).

Finalmente, no que se refere à terceira fase, este episódio de deformação tem maior expressão no Domínio de Estremoz-Barrancos, como já referimos. A terceira fase está também relativamente bem marcada nas unidades mais xistentas do sector NE do Domínio de Évora-Beja, mas perde gradualmente importância para SW. Assim, optámos por apresentar a cartografia das estruturas planares e lineares de F3 no sector coberto pela folha 2 (anexos 13 e 14), mas não apresentamos cartografia das estruturas mesoscópicas desta fase relativamente ao sector coberto pela folha 3.

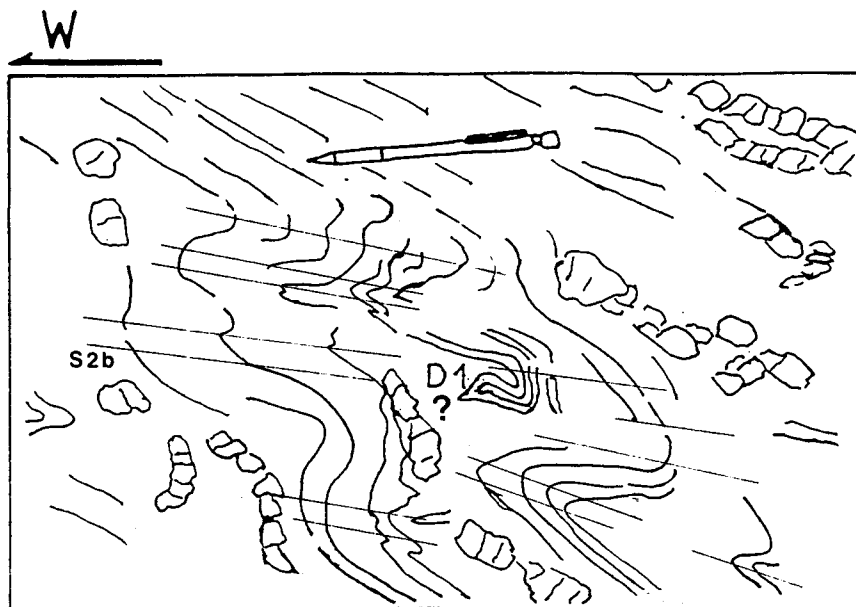


Fig. 49 - Esquema baseado no afloramento representado na foto 19, realçando um padrão de interferência entre dobras de F2b e dobras anteriores, de F1 ou F2a (adaptado de Araújo et al., 1994b).

3.3.1 - PRIMEIRA FASE DE DEFORMAÇÃO

As estruturas que vamos descrever neste ponto foram atribuídas à primeira fase, tendo por base em primeiro lugar, padrões de interferência com estruturas de outras fases de deformação observadas em afloramentos chave (foto 20 e fig. 50). Por outro lado, tendo um

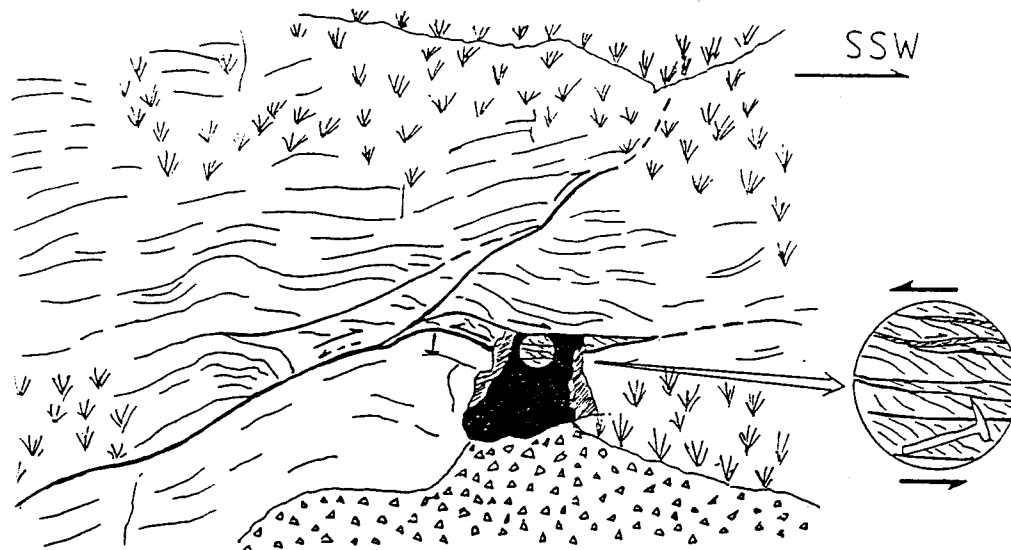


Fig. 50 - Esquema baseado no afloramento representado na foto 20. Contacto entre as Unidades da Azenha da Rabadoa (situada acima da zona de cisalhamento) e da Mina do Pequito (autóctone relativo). O acidente que separa as duas unidades apresenta estruturas c-s indicadoras de uma cinemática compatível com a primeira fase, reactivadas pela segunda (retirado de Araújo et al., 1994b).



Foto 17 - Clivagem forte de segunda fase em tufos vulcânicos finos da Unidade do Moinho do Carneiro (Vale do Guadiana, próximo do moinho de mesmo nome). A clivagem S2 é de plano axial de dobras de flancos paralelos, vergentes para oeste (lado esquerdo da foto), evidenciadas por veios de quartzo dobrados.



Foto 18 - Microfoto de uma amostra dos níveis pelíticos da Unidade do Moinho do Carneiro, colhida próximo do local da barragem de Alqueva. A clivagem principal, que em afloramento se apresenta como uma clivagem xistenta (ver foto anterior), corresponde a uma crenulação forte que deforma veios de quartzo e uma clivagem anterior, conservada em "microlithons".

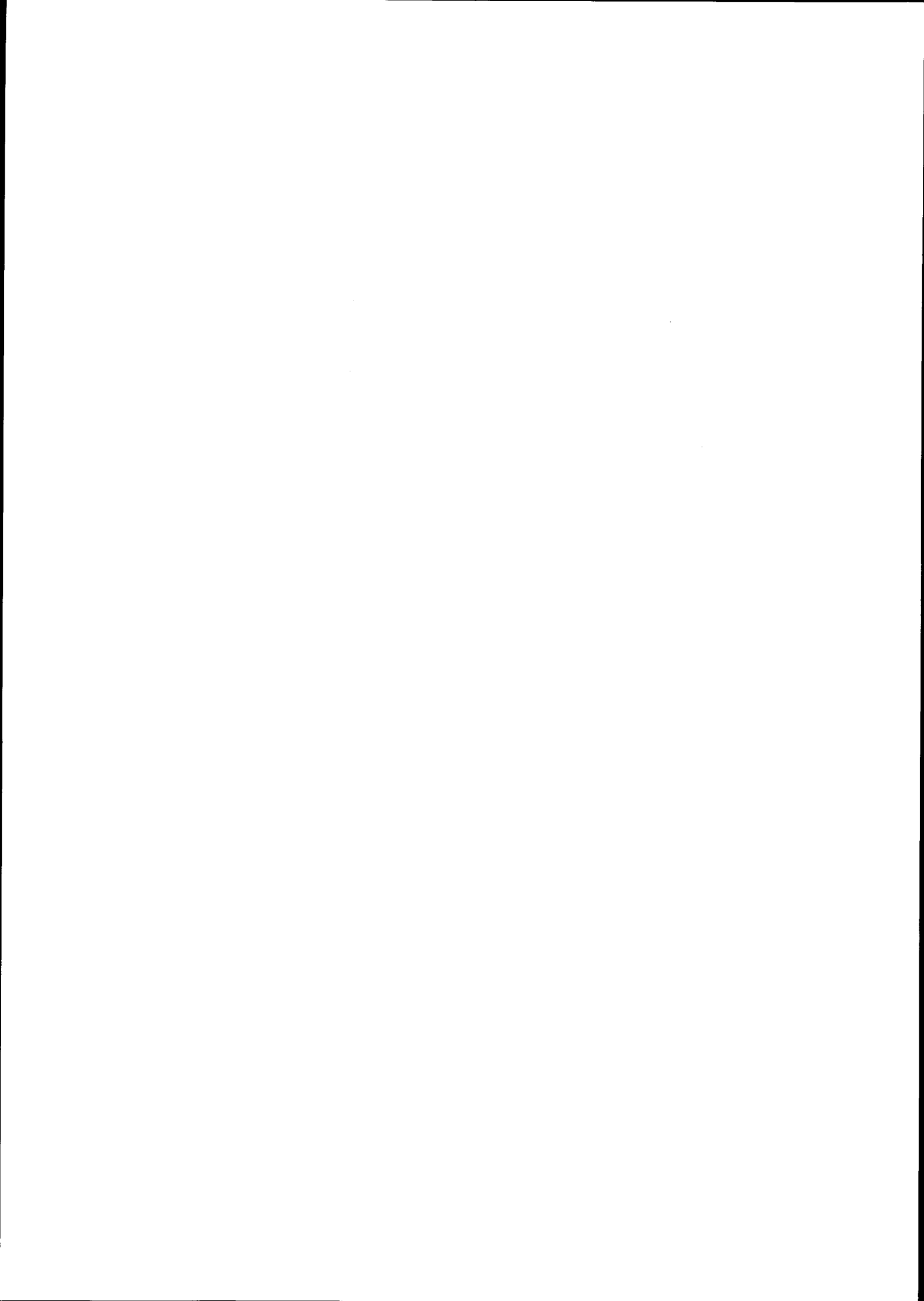




Foto 19 - Metavulcanitos ácidos observados num talude da estrada Marmelar-Alqueva (prolongamento para norte do Complexo de Monte Ínsua). O dobramento principal, de F2b, sobrepõe-se a uma dobra anterior, de F1 ou F2a (ver figura 49).

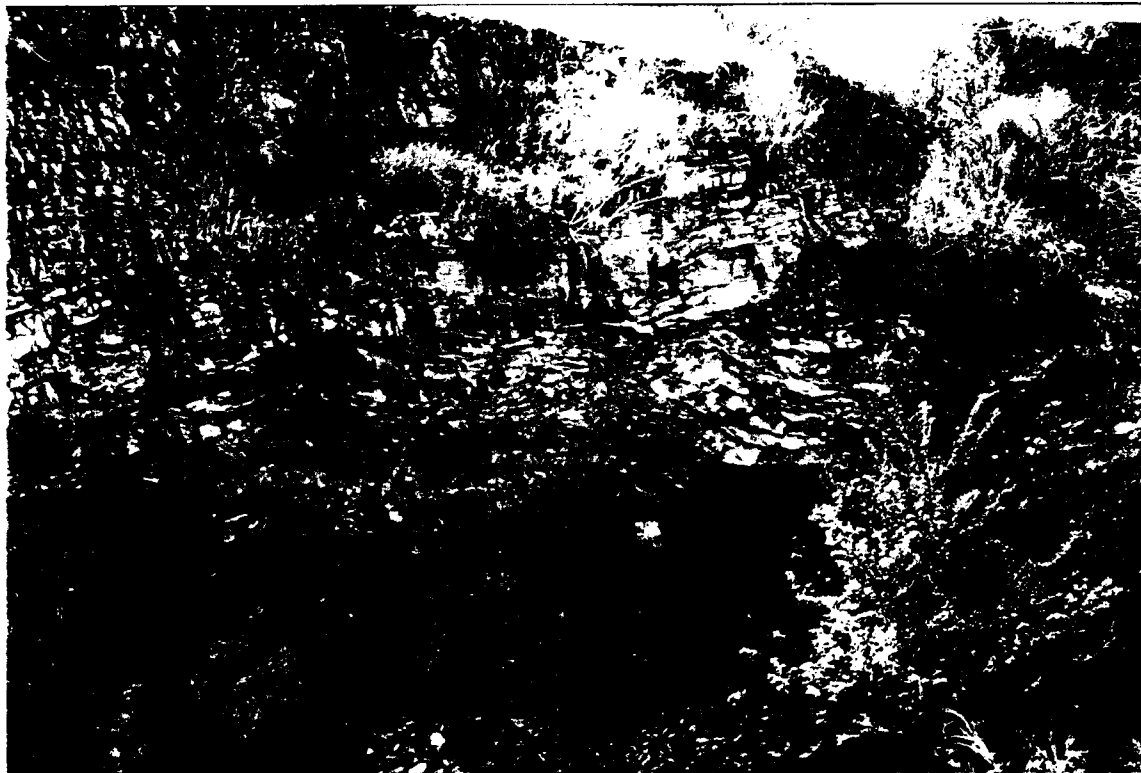
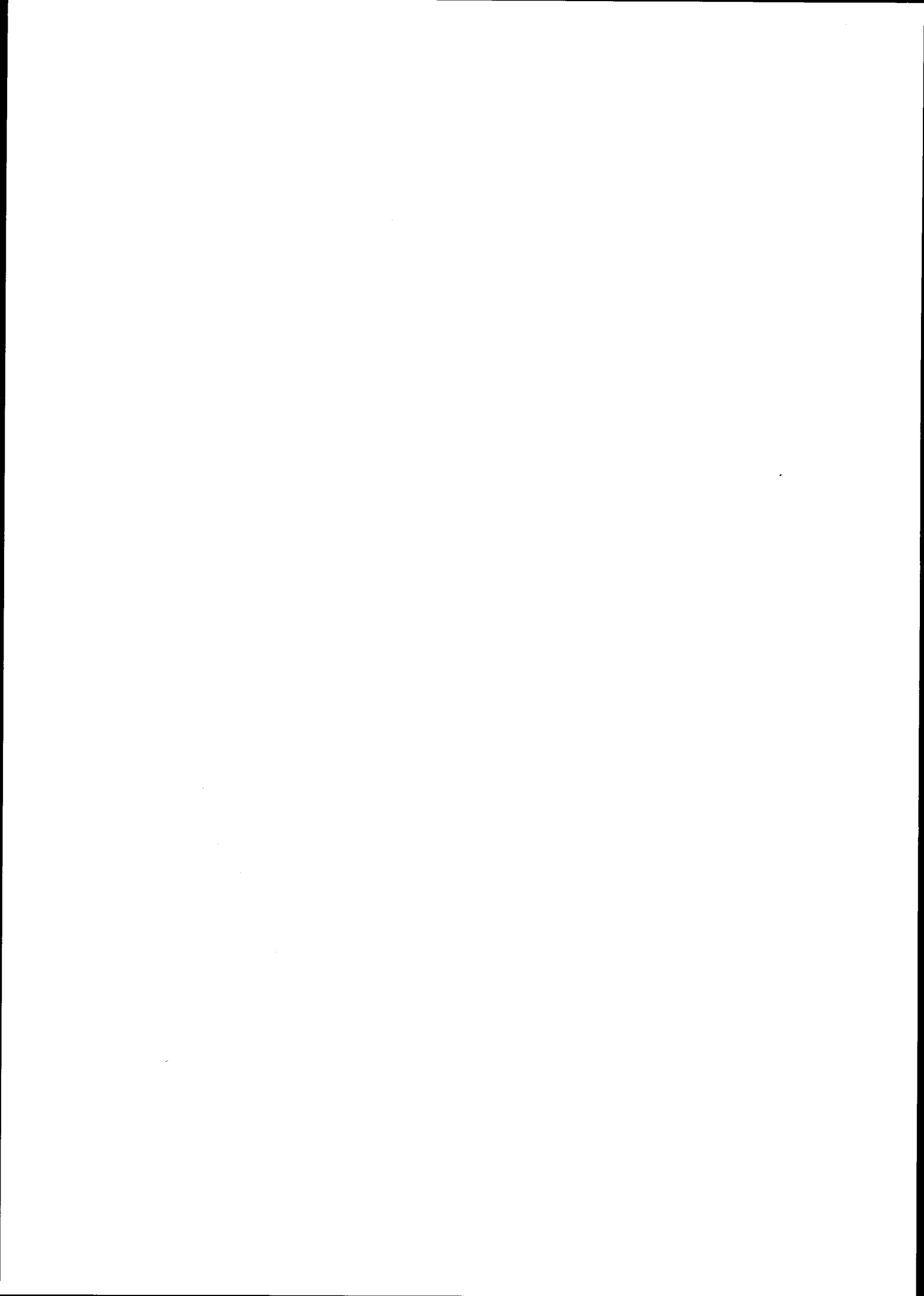


Foto 20 - Contacto entre gnaisses da Unidade da Azenha da Rabadoa, alóctones e anfibolitos e calcários da Unidade da Mina do Pequito, autóctones (Vale do Guadiana, região de Pedrógão). A zona de cisalhamento que separa estas duas unidades apresenta estruturas c-s indicadoras de transporte para norte (primeira fase) a que se sobrepõe uma reactivação de segunda fase, com movimentação para WSW (ver figura 50).



conhecimento prévio da geometria e cinemática deste evento tectónico (Fonseca, 1989; Araújo et al., 1993a; Fonseca & Ribeiro, 1993a,b; Sousa et al., 1993) em afloramentos onde não se observavam essas interferências de fases, a geometria e cinemática apresentadas pelas estruturas, foram usadas como critério para as atribuir ou não à primeira fase. Na Unidade de São Lourenço, estudada com grande detalhe, pusémos em evidência que esta fase de deformação apresenta estruturas diacrónicas (fotos 21 e 22), resultantes de um episódio de deformação progressiva, provavelmente prolongado no tempo (Sousa et al., 1993). Assim, em certas situações, considerámos de F1 algumas estruturas, com geometria e cinemática compatíveis com esta fase, que se sobrepunham a vestígios de estruturas mais precoces de geometria indecifrável, atribuídas a F1a (por exemplo clivagens conservadas em "microlithons"). Esta foi a metodologia que nos pareceu mais correcta, uma vez que as situações de interferência clara entre os mecanismos de deformação associados às várias fases, são situações de excepção e o comum é observar-se em cada afloramento evidências apenas de um dos três eventos tectónicos que afectaram a região. Esta metodologia implica no entanto um risco de erro, uma vez que durante os trabalhos de campo foram encontrados dois ou três exemplos de situações em que as estruturas F1 se sobrepunham a F2. Este paradoxo poderá ser explicado pela penecontemporaneidade destas duas fases e pelo seu diacronismo no espaço. A discussão detalhada deste assunto será feita no capítulo 5.

Um outro facto que dificulta pontualmente a atribuição das estruturas a F1 ou a F2, é a ocorrência, embora muito localizada, de dobras antitéticas de segunda fase (Ribeiro et al., 1991), cuja geometria se pode confundir com a das dobras de primeira fase (foto 23). Por outro lado, a segunda fase também mostra frequentes evidências de diacronismo nas suas estruturas, correspondendo igualmente a uma fase de deformação progressiva (foto 24). Nos sectores em que este episódio de deformação é mais intenso, as estruturas mais precoces podem representar F2a ou F1, quando a sua geometria é indecifrável.

Sintetizando, quando as primeiras estruturas observadas não apresentam evidências geométricas ou cinemáticas que as permitam atribuir a F1 ou F2, colocam-se as seguintes hipóteses:

- Se as estruturas posteriores são claramente de F1, as estruturas mais precoces podem corresponder aos estádios iniciais desta fase de deformação (F1a), ou estarmos numa situação de excepção e localmente F1 sobrepõe-se a F2;

- Se as estruturas posteriores são claramente de F2, as mais precoces podem ser uma evidência de F1 ou dos primeiros estádios da segunda fase (F2a).

As situações de excepção foram, como referimos, observadas apenas em casos muito pontuais. Temos no entanto que ter presente que, uma vez que existem essas situações pontuais de sobreposição de F1 a F2, esta relação de idade pode ser mais generalizada e que parte das estruturas consideradas de F1a se relacionem na realidade já com F2.

3.3.1.1 - ANÁLISE GEOMÉTRICA

a) Clivagem

Já referimos que a clivagem de primeira fase se encontra frequentemente mascarada pelas estruturas posteriores, principalmente pela clivagem S2, que transpõe S1, a qual se torna muito forte para NE da Unidade da Azenha da Rabadoa. No sector sudoeste, nas unidades em que está melhor preservada, S1 apresenta normalmente uma forte recristalização dinâmica associada à sua génese, com paragénese mineral que, embora geralmente se apresentem muito retrogradadas pelos eventos posteriores, apontam para uma fácies metamórfica que terá atingido pelo menos a transição xistos verdes/anfibolítica. Independentemente das litologias envolvidas, é frequente observar-se a recristalização sin-tectónica de quartzo, albite, sericite, biotite, clorite, epidoto, actinolite, hornblenda verde e diópsido. A Unidade de São Lourenço, estudada com mais detalhe do ponto de vista metamórfico, parece indicar que pelo menos as primeiras estruturas de F1 (F1a) se geraram em fácies metamórficas de grau mais elevado (anfibolítica?), enquanto as estruturas mais tardias podem já ser contemporâneas de uma retrogradação acentuada, na fácies dos xistos verdes, observando-se por exemplo pseudomorfoses de epidoto a substituir granada, que parecem estar deformadas pelos últimos impulsos de F1. A melhor prova da retrogradação, associada ao final da primeira fase, é provavelmente a ocorrência de fendas de tracção tardi-F1, preenchidas por diópsido, a cortarem a clivagem S1, materializada já por associações mineralógicas típicas da fácies dos xistos verdes (foto 25).

O pico metamórfico atingido durante o evento F1a é difícil de definir com rigor. Na região coberta pela cartografia do Vale do Guadiana há, como já referimos, evidências de um episódio metamórfico que atingiu a fácies dos xistos azuis, com o desenvolvimento de glaucófano-crossite, anterior a F2 (foto 26). Infelizmente estes minerais de alta pressão só são conhecidos em sectores com forte deformação de segunda fase (unidades do Moinho de Vilares e da Ribeira de Codes) e a sua relação temporal com a primeira fase não é clara. Mesmo noutros sectores, nomeadamente na região de Viana do Alentejo-Alvito, onde foram recentemente descritas rochas de alta pressão, na fácies eclogítica (Araújo, 1992a; Araújo et al., 1993c; Fonseca et al., 1993), as evidências para se associar este episódio metamórfico à primeira fase são bastante ténues, sendo contudo claro que estas paragénese se encontram deformadas pela segunda fase (foto 27). Citando Fonseca (1995), a propósito desta região, "As informações litoestratigráficas, cartográficas, estruturais, petrográficas e geoquímicas neste sector, são, no entanto, ainda muito escassas. As relações espaciais entre as várias unidades não estão ainda bem compreendidas. Trabalhos futuros poderão vir a alterar, significativamente, as

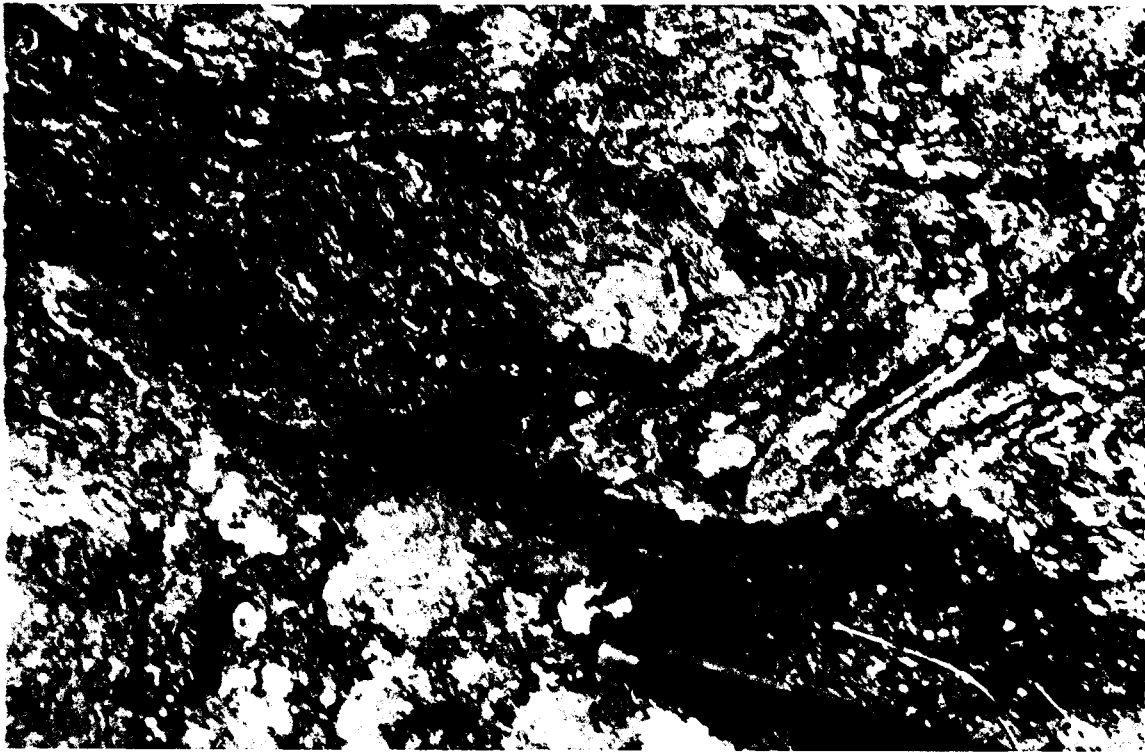


Foto 21 - Anfibolitos da Unidade de São Lourenço (Vale do Guadiana). A foliação de primeira fase apresenta-se deformada por dobras F1 mais tardias, com vergência geométrica para norte (lado direito da foto), coerente com a cinemática geral deste evento tectónico.

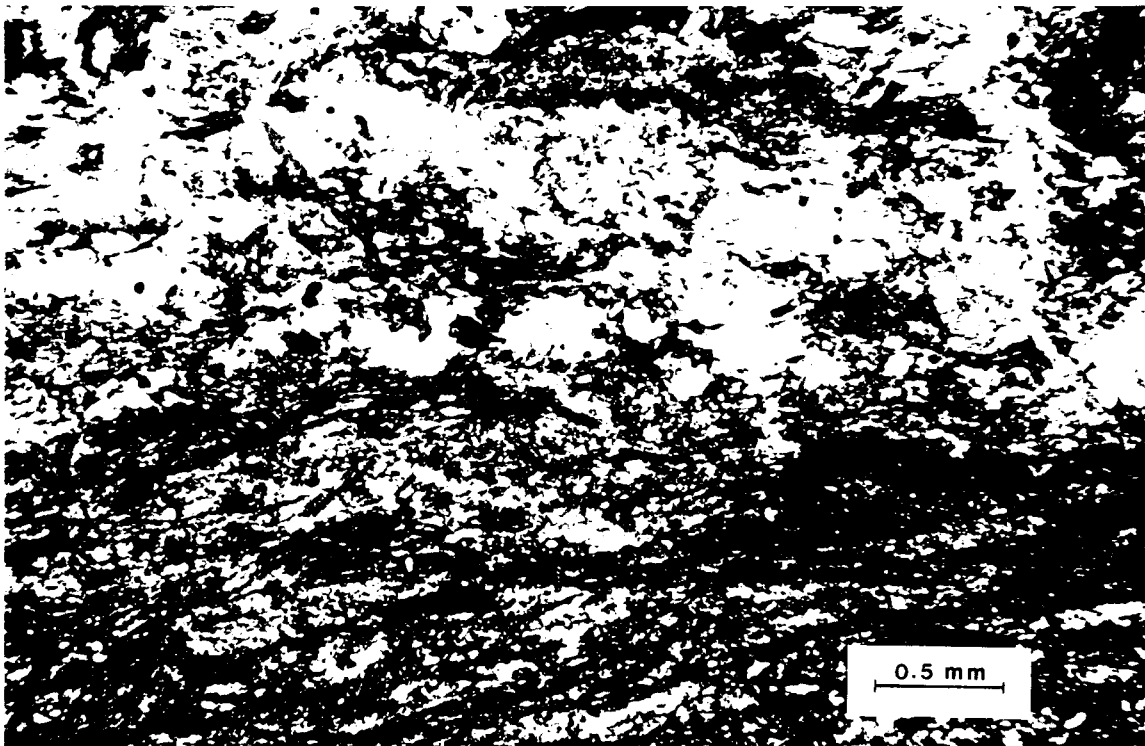
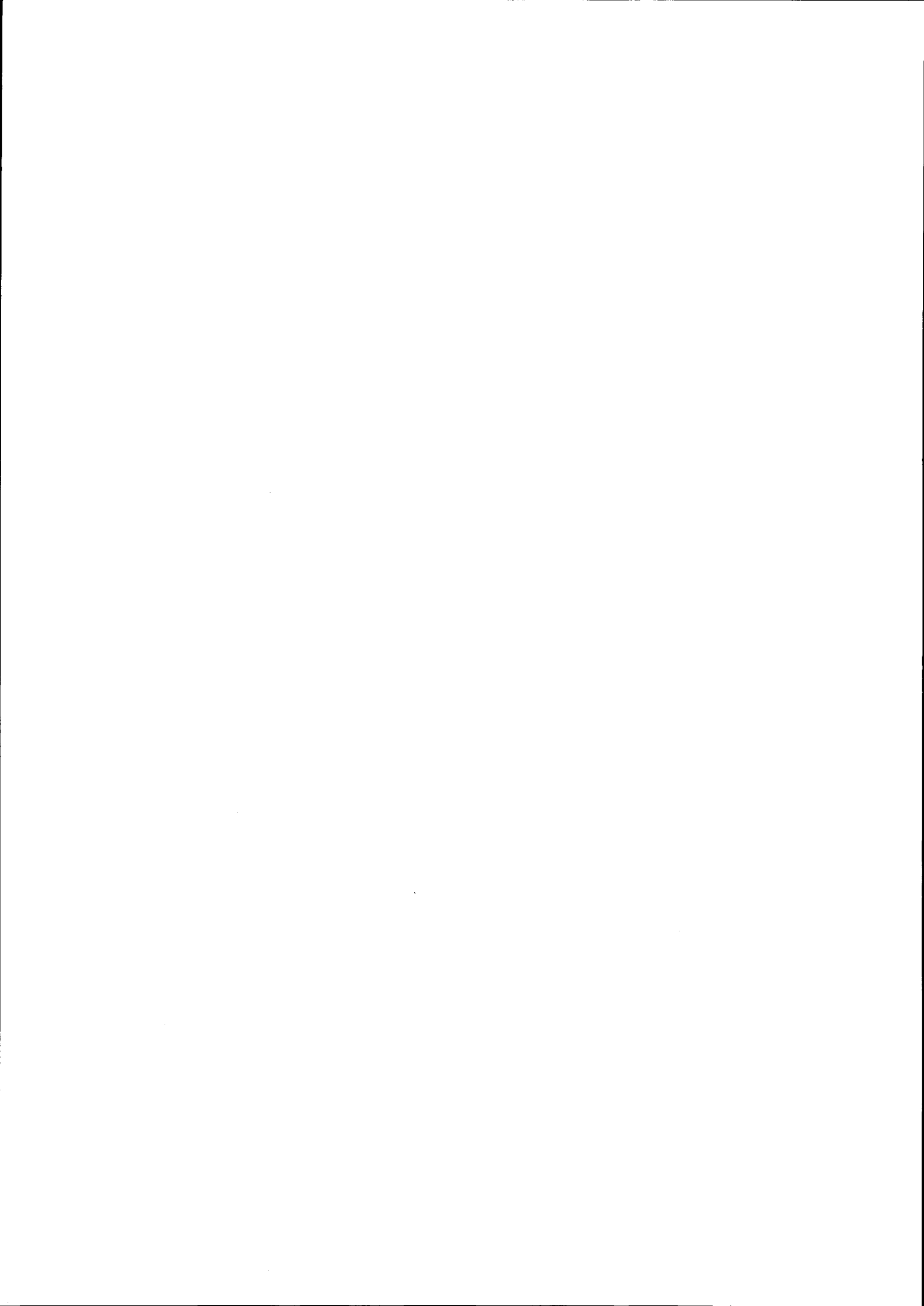


Foto 22 - Microfoto de uma amostra de anfibolito da mesma unidade. As faixas com textura grosseira (em cima) e fina (em baixo) correspondem ao bandado observável em afloramento (ver foto anterior). O nível inferior, mais fino, conserva estruturas c-s indicadoras de transporte para norte durante a génese da foliação, nos estádios mais precoces de F1 (critérios de cisalhamento direitos na foto).



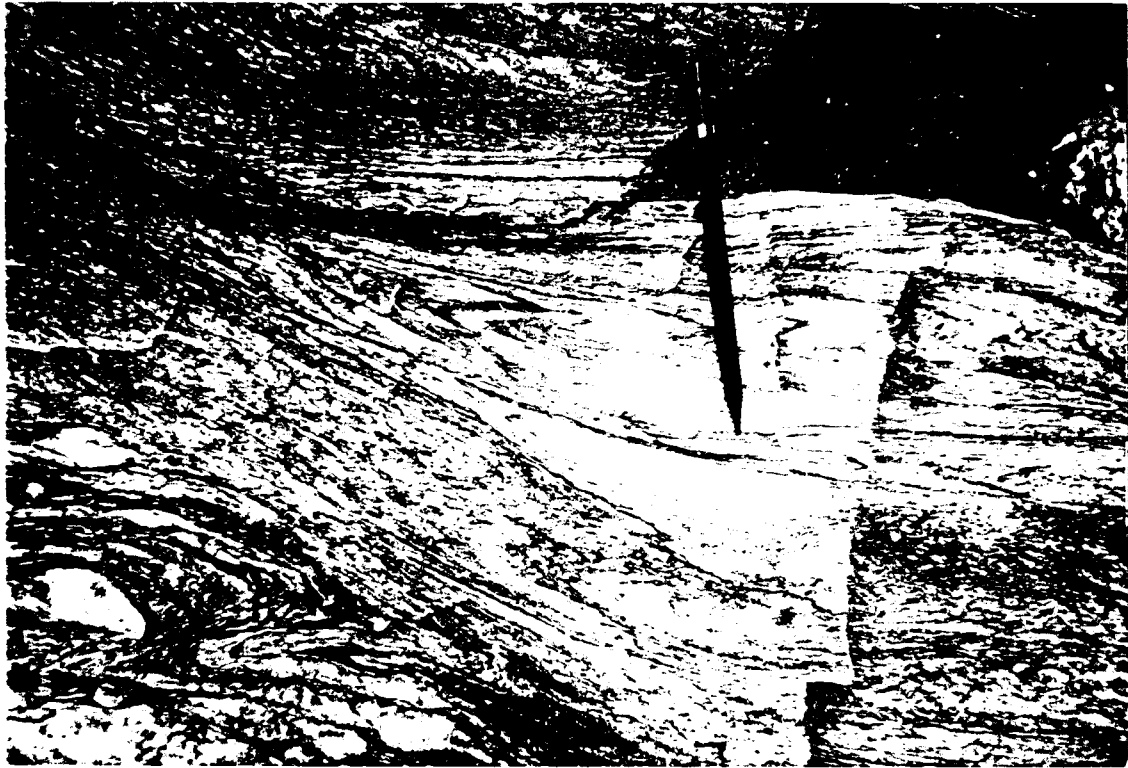
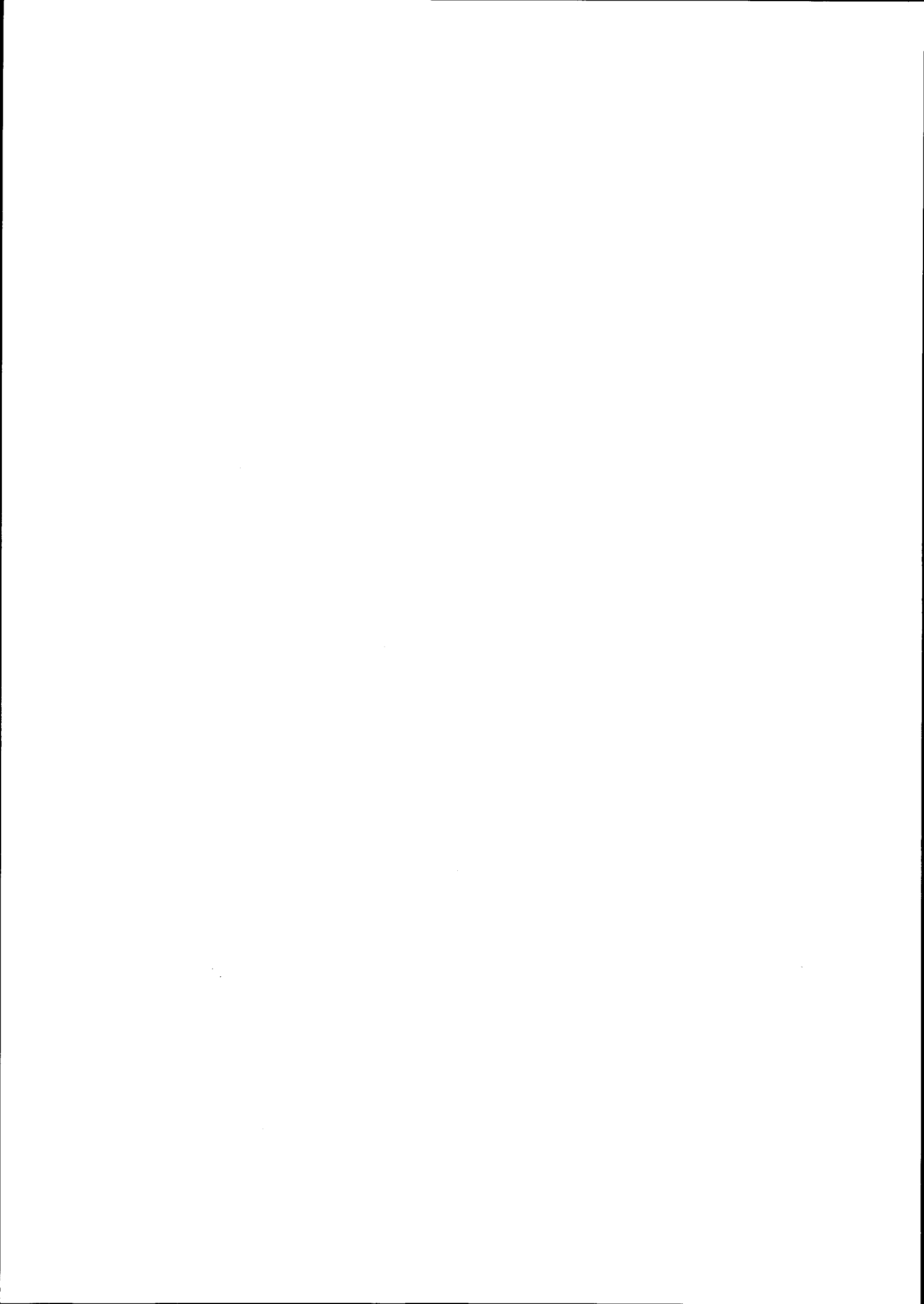


Foto 23 - Dobras antitéticas com vergência geométrica para nordeste (lado direito da foto), em tufos ácidos da Unidade do Moinho do Carneiro (Vale do Guadiana, junto ao Moinho de mesmo nome).



Foto 24 - Milonitos próximo do limite nordeste do Complexo de Monte Ínsua (Vale do Guadiana). Na foliação milonítica desenvolvem-se dobras intrafoliais, com eixos curvos, dobrando a lineação de estiramento de F2a.



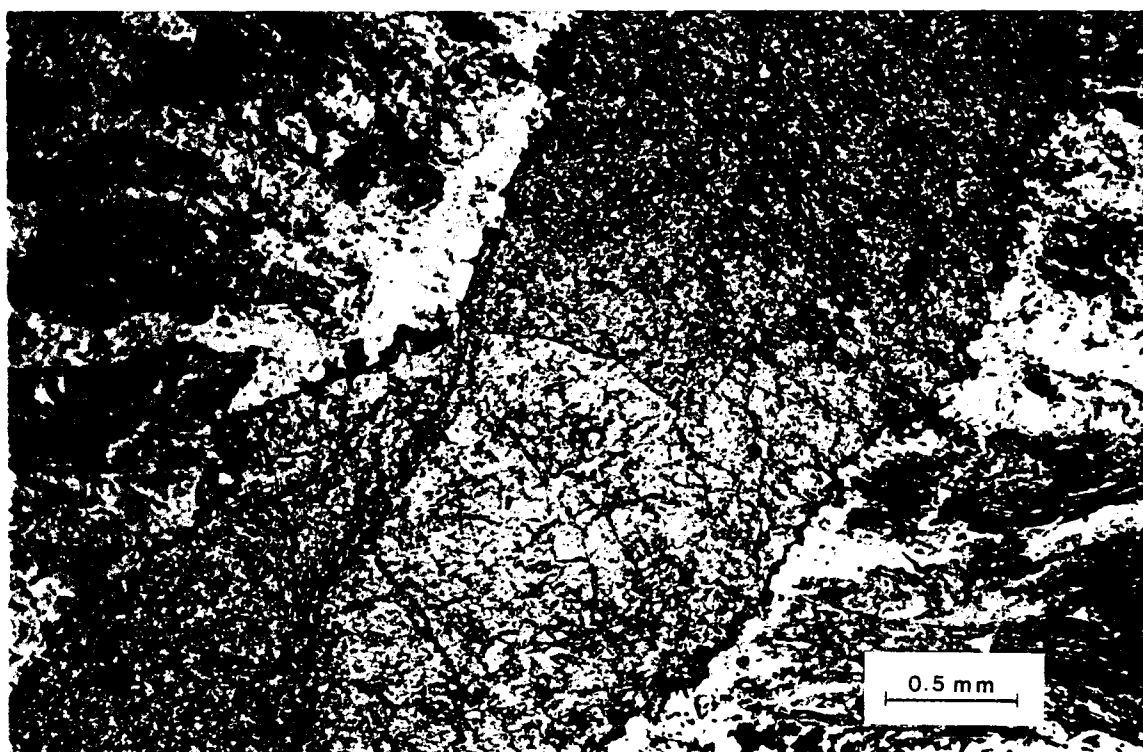
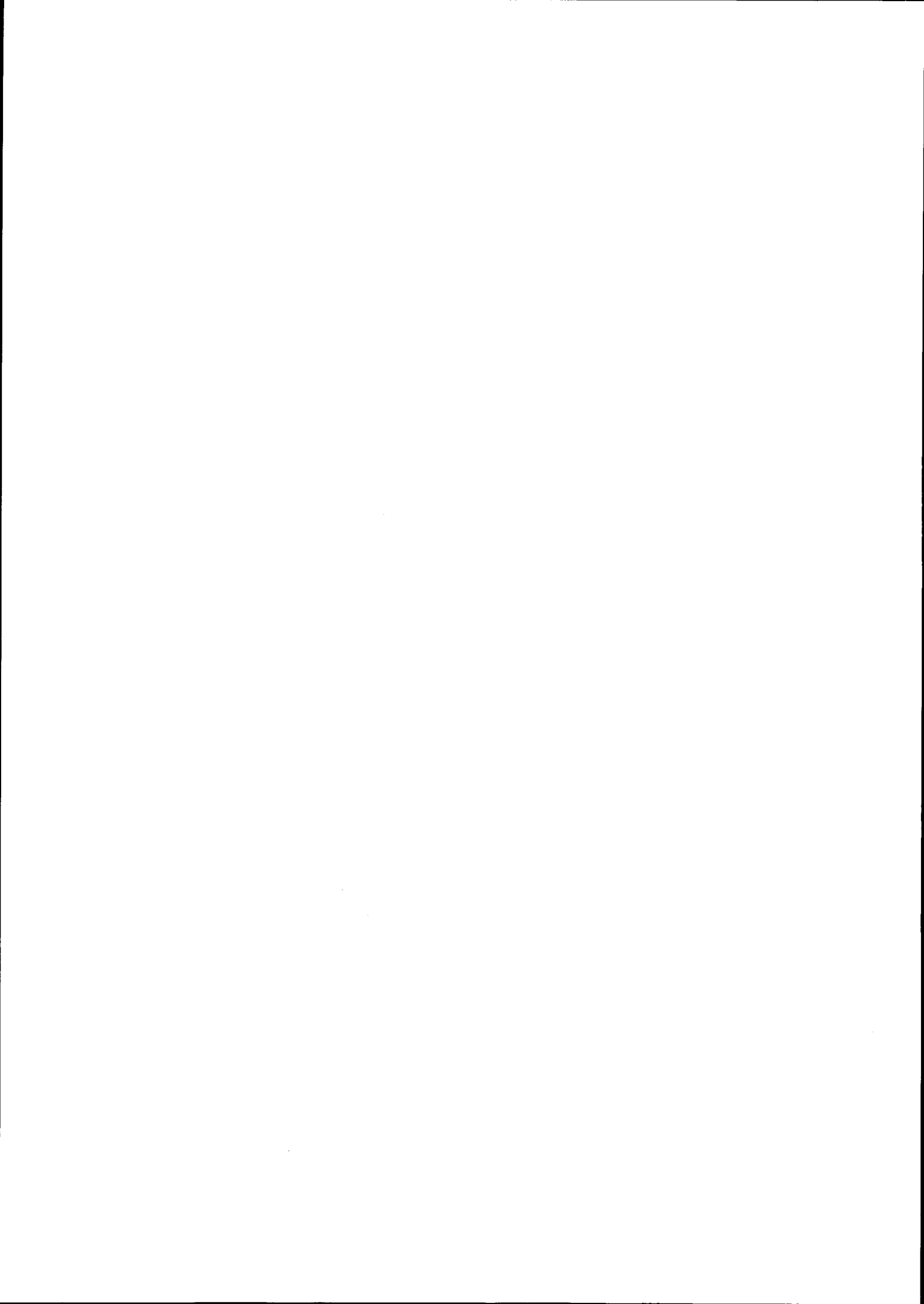


Foto 25 - Microfoto de uma amostra de anfibolito da Unidade de São Lourenço (Vale do Guadiana). Fenda de tracção tardi-F1, preenchida por diópsido, a cortar a foliação, materializada por uma associação mineralógica típica da fácies dos xistos verdes (albite, sericite, epidoto, actinolite, óxidos).



Foto 26 - Microfoto de uma amostra dos metavulcanitos básicos da Unidade de Moinho de Vilares (Vale do Guadiana). Núcleo de crossite quase completamente retrogradada para anfíbola verde.



informações que passam a descrever-se". Assim, dado o estado actual dos conhecimentos, preferimos não associar este, ou estes eventos de alta pressão (Fonseca et al., 1993) directamente à primeira fase e restringir-nos às evidências de campo do sector onde temos a estrutura bem controlada, afirmando apenas que o evento de alta pressão é anterior à segunda fase de deformação.

Passando agora concretamente a uma análise puramente geométrica, a clivagem S1, abordada isoladamente, não dá praticamente qualquer informação sobre a geometria da primeira fase de deformação. Na figura 51 apresentamos um diagrama de densidades dos polos desta estrutura planar. Como se pode concluir desta figura, de uma maneira geral S1 inclina preferencialmente para NE. No entanto, esta geometria resulta fundamentalmente dos dobramentos posteriores, de F2 e F3, e a pequena concentração de polos que indica uma inclinação moderada para SW é mais representativa da atitude original desta estrutura. Esta afirmação baseia-se na interpretação conjunta de S1, da geometria das dobras de primeira fase (vide foto 21) e dos critérios de cisalhamento associados a estas estruturas e ao estiramento de primeira fase (vide foto 22). Nas alíneas seguintes iremos apresentar detalhadamente vários argumentos que apontam para que originalmente S1 corresponderia a uma xistosidade sub-horizontal a levemente inclinada para Sul, associada a uma importante fase de deformação tangencial com transporte para N, ou NNE.

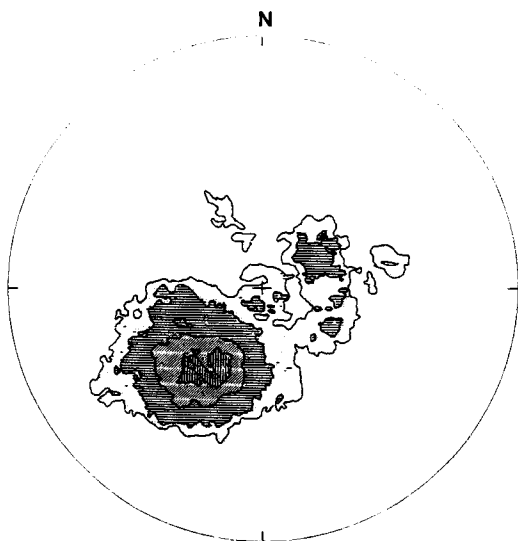


Fig. 51 - Diagrama de densidades de pólos da clivagem S1 no Domínio de Évora-Beja, com base em 494 medições. Máxima concentração em torno do polo do plano de atitude N61W;56NE. As linhas de contorno correspondem a concentrações de 2, 3, 6 e 9%.

b) Lineação de intersecção

Esta é uma estrutura muito pouco frequente na região estudada, uma vez que presuppõe a existência de uma estrutura planar anterior a S1, para a sua génese. Dada a forte recristalização metamórfica observada neste domínio, não detectámos ao longo da

geotransversal levantada, estruturas que pudessem corresponder indubitavelmente a S0. No entanto, como a primeira fase corresponde a um episódio de deformação progressiva, existem alguns exemplos de lineações de intersecção entre estruturas S1a e S1b, e alguns eixos de dobras de S1b paralelos a essas lineações que vamos analisar nesta alínea. Estas estruturas apresentam uma orientação próxima de E-W, como se encontra documentado na figura 52. A influência das fases posteriores neste tipo de estrutura é relativamente fraca, uma vez que, na grande maioria dos casos, foram determinadas em locais pouco deformados por F2 ou F3. Mesmo quando as fases posteriores se tornam mais importantes, estas geralmente só provocam um aumento da inclinação das lineações de primeira fase, para Este ou Oeste, consoante se esteja em flanco curto ou longo de uma fase posterior.

No contacto basal da Unidade de São Lourenço ocorrem algumas lineações, com geometria particular, não incluídas no diagrama da figura 52. Com efeito, nesta zona, e muito pontualmente noutros locais, ocorre uma lineação de intersecção NNE-SSW, sub-paralela à lineação de estiramento de primeira fase, que pode constituir um testemunho da existência de dobras em bainha, associadas a esta fase de deformação. Um facto a favor desta interpretação é que este contacto, assim como os outros pontos onde se observa L1 com esta geometria, correspondem a zonas de cisalhamento importantes de primeira fase, confirmadas por outros critérios.

Da presente análise foram excluídas todas as lineações, que embora deformadas por F2, não mostravam uma relação directa com a primeira fase.

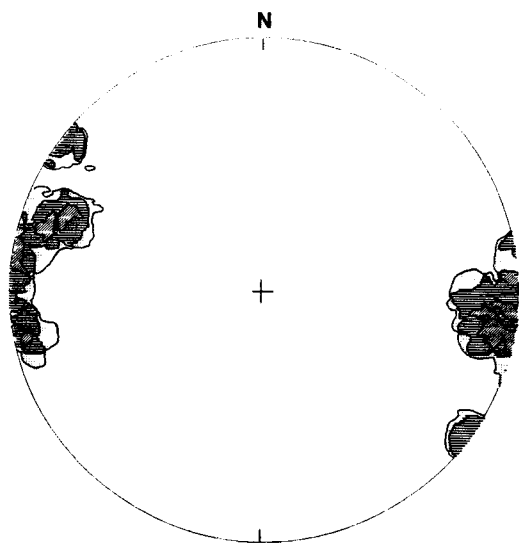


Fig. 52 - Diagrama de densidades da lineação de intersecção e dos eixos de dobras de primeira fase no Domínio de Évora-Beja com base em 36 medições. Máxima concentração em torno da linha de atitude 6,100. As linhas de contorno correspondem a concentrações de 10, 15 e 25%.

c) Lineação de estiramento

A lineação de estiramento de primeira fase só se observa com alguma facilidade na parte sul da geotransversal, particularmente em litologias mais maciças, onde esta estrutura ficou preservada. É particularmente evidente nas rochas félsicas da Unidade do Moinho da Rabadoa, nos Gnaisses da Horta do Zambujal (foto 28), mas também se encontra bem expressa nos anfibolitos de Unidade de São Lourenço e nas rochas intrusivas das unidades da Ribeira de Odearce e do Barranco dos Castelos. Mesmo no sector sul, onde a primeira fase foi bastante intensa, nas formações mais xistentas é geralmente difícil observarmos o estiramento de F1, encontrando-se apagado, ou mascarado por estruturas posteriores, principalmente de segunda fase.

Esta lineação é materializada pela orientação de variados minerais, consoante a litologia presente. Nas rochas ácidas corresponde frequentemente a fitas de quartzo contidas nos planos de S1, às vezes também de feldspatos e à recristalização de filossilicatos, paralelamente a essas fitas. Nas rochas mais básicas a lineação pode estar marcada por plagioclases deformadas, ou pela orientação das anfíbolos e outros minerais. Nestas rochas, os melhores exemplos do estiramento de primeira fase foram observados nos anfibolitos mais grosseiros da Unidade de São Lourenço, que apresentam texturas "flaser" típicas, onde as plagioclases deformadas desenvolvem caudas segundo a direcção do estiramento (foto 29). É muito comum observarem-se indicadores cinemáticos associados a este estiramento, tanto à escala microscópica como mesoscópica. Nas fotos 16 e 29 observam-se exemplos, à escala mesoscópica de estruturas σ (Passchier & Simpson, 1986). À escala microscópica os critérios de cisalhamento são muito mais frequentes (fotos 22 e 30), estando representados por pofiroclastos do tipo σ e δ , por estruturas c-s, dobras intrafoliais e "bookshelf sliding" (Simpson & Schmid, 1983; Passchier & Simpson, 1986; Ramsay & Huber, 1987). Reservamos para o ponto 3.3.1.2, a discussão detalhada do significado destas estruturas.

Quanto à geometria desta estrutura, ela é bastante regular, apresentando uma concentração máxima em torno de uma linha sub-horizontal, de direcção N10E (fig. 53). Observa-se alguma dispersão de atitudes, mais deslocadas para uma direcção NE-SW e com inclinações variáveis, mas predominantemente para o quadrante noedeste, resultantes dos dobramentos de segunda e terceira fases, que afectaram esta estrutura (vide anexos 4 e 17).

d) Dobras

Foram identificadas poucas dobras de primeira fase em toda a região estudada. Os melhores exemplos concentram-se na Unidade de São Lourenço, onde a primeira fase terá provavelmente actuado durante um período mais prolongado, gerando estruturas típicas de um regime de deformação progressivo e onde se pode subdividir em F1a e F1b. Todas as dobras

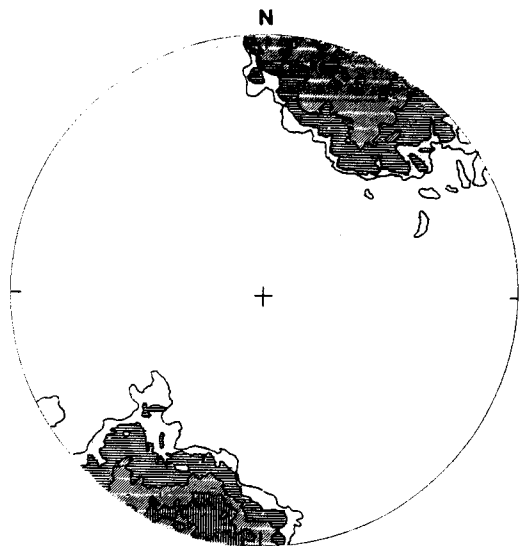


Fig. 53 - Diagrama de densidades da lineação de estiramento de primeira fase no Domínio de Évora-Beja com base em 218 medições. Máxima concentração em torno da linha de atitude 5,191. As linhas de contorno correspondem a concentrações de 3, 5, 10 e 15%.

observadas estão relacionadas com o impulso F1b e afectam uma foliação anterior, S1a, que pontualmente exhibe critérios cinemáticos compatíveis com os mecanismos de deformação desta fase. Correspondem a dobras de eixos quase horizontais, próximos de E-W (vide fig. 52), vergentes para Norte, geralmente com um ângulo bastante fechado entre os flancos (foto 31). A foliação anterior dobrada, S1a, apresenta-se por vezes interrompida, observando-se charneiras isoladas, sendo este padrão resultante de uma forte componente de cisalhamento, paralela ao plano axial das dobras (foto 32). Nestes sectores ocorrem pontualmente lineações de intersecção e charneiras curvas, aproximando-se de uma direcção mais N-S, paralela ao estiramento, denotando a existência de dobras em bainha e o referido forte cisalhamento segundo os planos axiais das dobras. Dobras ligeiramente mais tardias (testemunho da deformação progressiva), e/ou mais afastadas destas zonas de cisalhamento, têm um padrão mais regular, um ângulo mais aberto entre os flancos e a vergência geométrica bem definida, para Norte (foto 33).

A acentuada tectónica tangencial associada a esta fase, com o frequente desenvolvimento de zonas de cisalhamento paralelas a S1 e aos planos axiais das dobras, é a principal responsável por não se terem identificado dobras macroscópicas de primeira fase. Pontualmente surgem algumas evidências de dobras maiores de F1, mas a sua geometria geral revelou-se sempre indecifrável.

e) Fendas de tracção tardi-F1.

Uma estrutura, já com características semi-frágeis mas ainda associada à deformação de primeira fase, é a ocorrência, na Unidade de São Lourenço, de fendas de tracção, de direcção E-W, sub-verticais e perpendiculares ao estiramento (foto 34). Quando a retrogradação é acentuada, estas fendas apresentam-se preenchidas por clorite; no entanto, foram encontrados alguns exemplos, menos alterados, que mostram que originalmente estas estruturas estavam



Foto 27 - Mármore da região de Viana do Alentejo-Alvito (pedreira de Berruchos, junto à EN 257, entre as duas referidas povoações). Nesta unidade os eclogitos correspondem a filões básicos que cortam os mármore, geralmente muito deformados pela segunda fase. Na fotografia observa-se um desses filões fortemente boudinado, mostrando localmente estruturas em "bookshelf", coerentes com a vergência das dobras de segunda fase.



Foto 28 - Gnaisses finos da Unidade da Azenha da Rabadoa (Vale do Guadiana, junto à Azenha do Correia). Observa-se a lineação de estiramento de primeira fase, NNE-SSW (paralela ao cabo do martelo), bem desenvolvida nesta unidade.

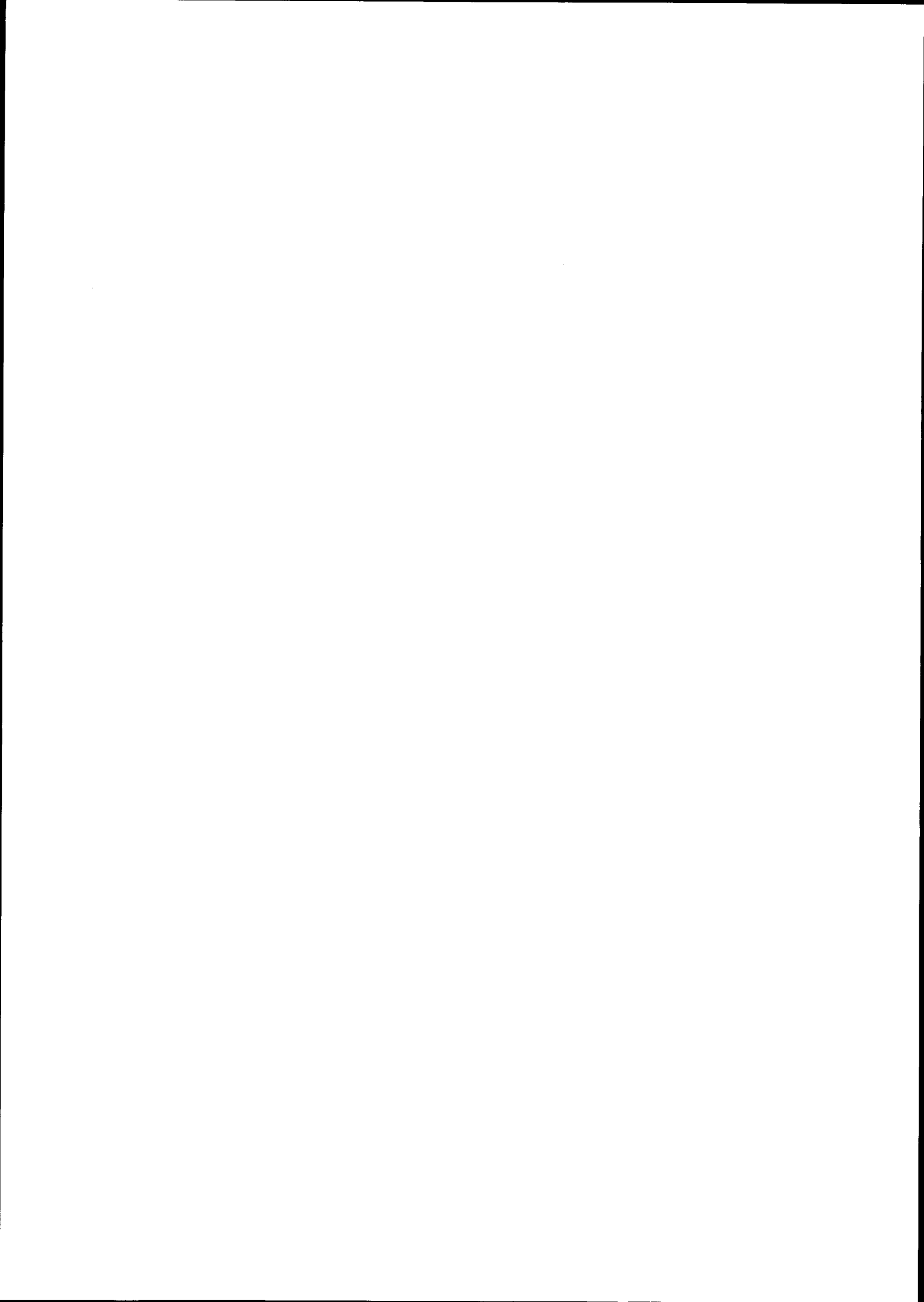




Foto 29 - "Flaser gabbro" da Unidade de São Lourenço (Vale do Guadiana). Observam-se alguns porfiroclastos de plagioclase definindo estruturas σ , indicadoras de transporte para norte (lado esquerdo da foto).

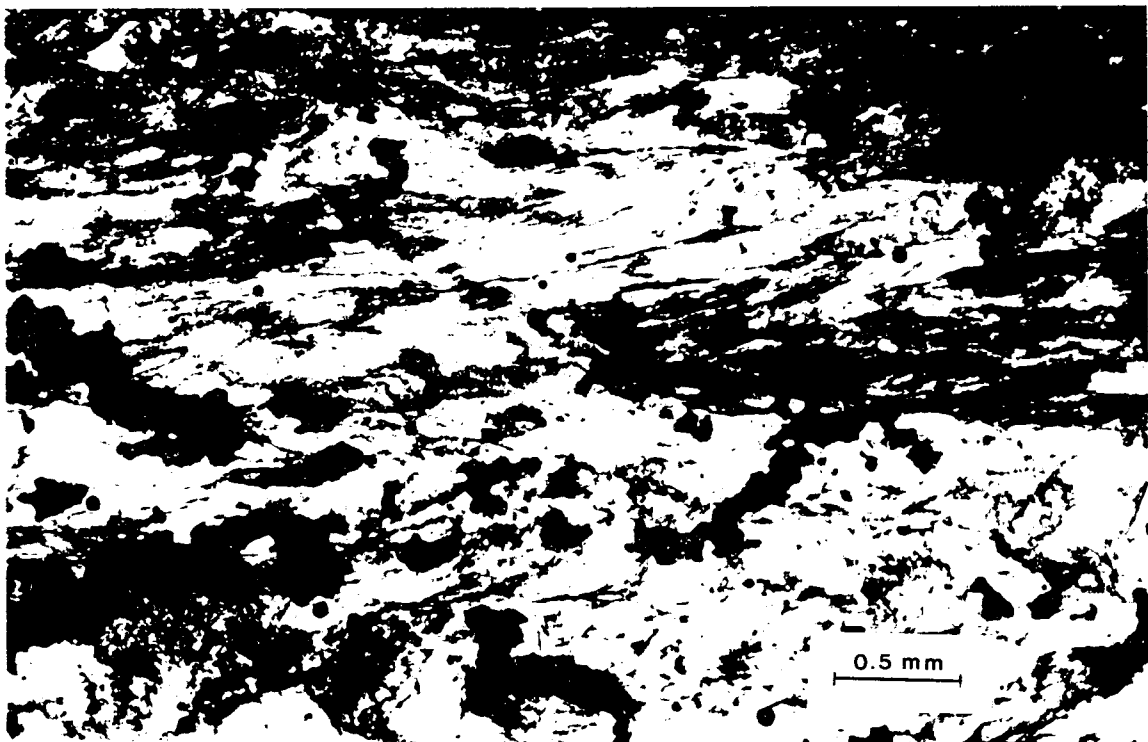
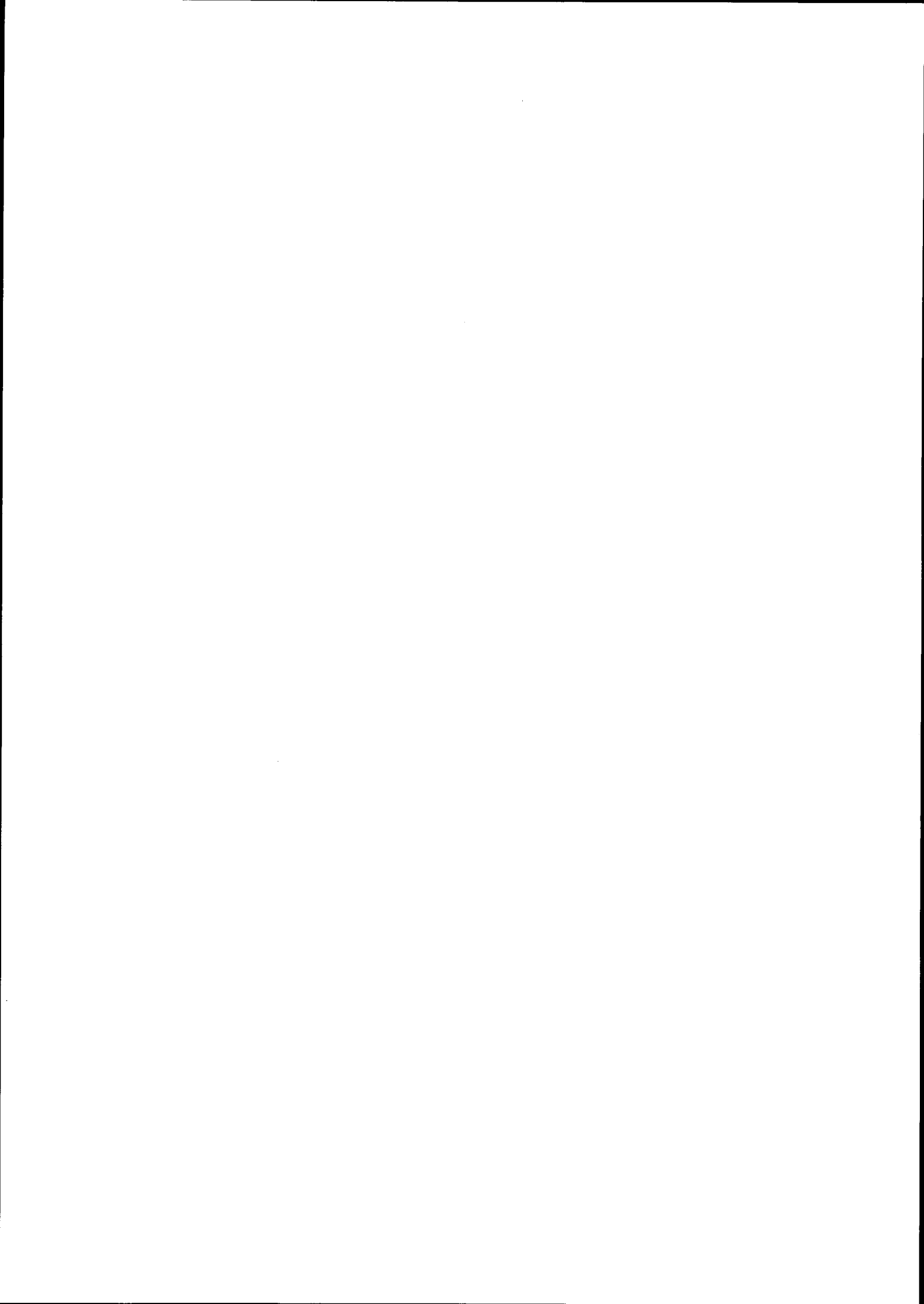


Foto 30 - Microfoto de uma amostra de anfibolitos da Unidade de São Lourenço (Vale do Guadiana). Estruturas c-s indicadoras do sentido de cisalhamento de primeira fase (critérios de cisalhamento direitos na foto)



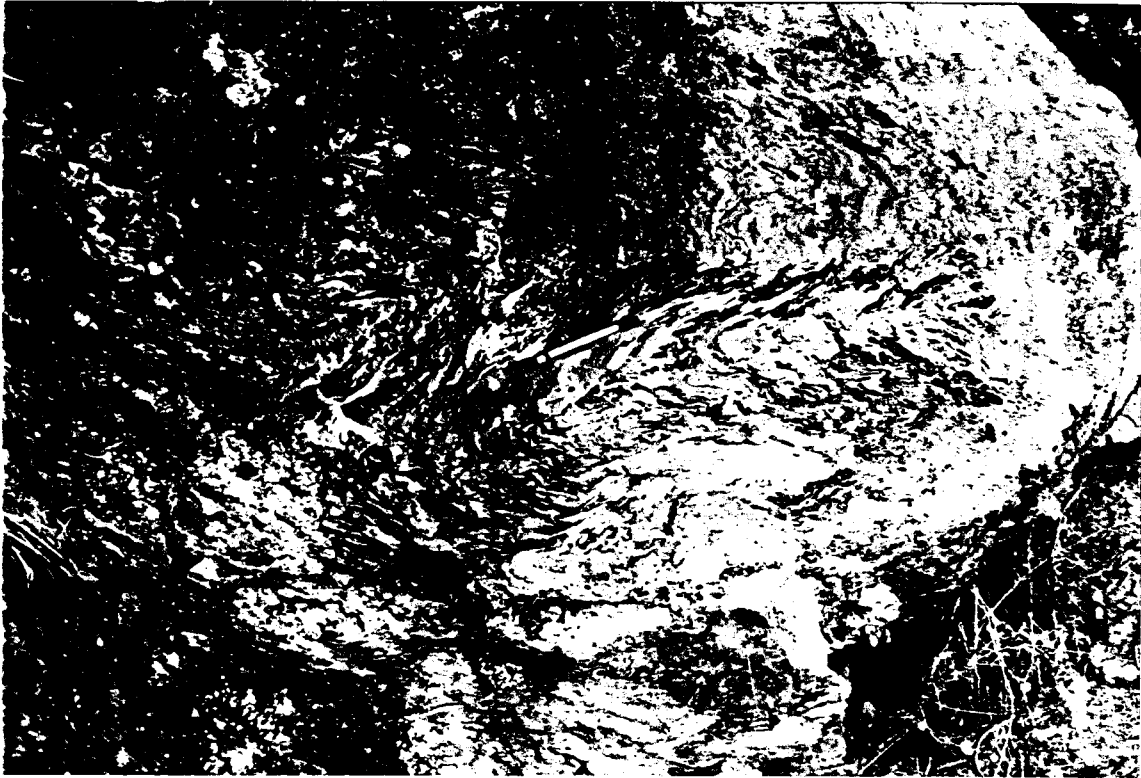
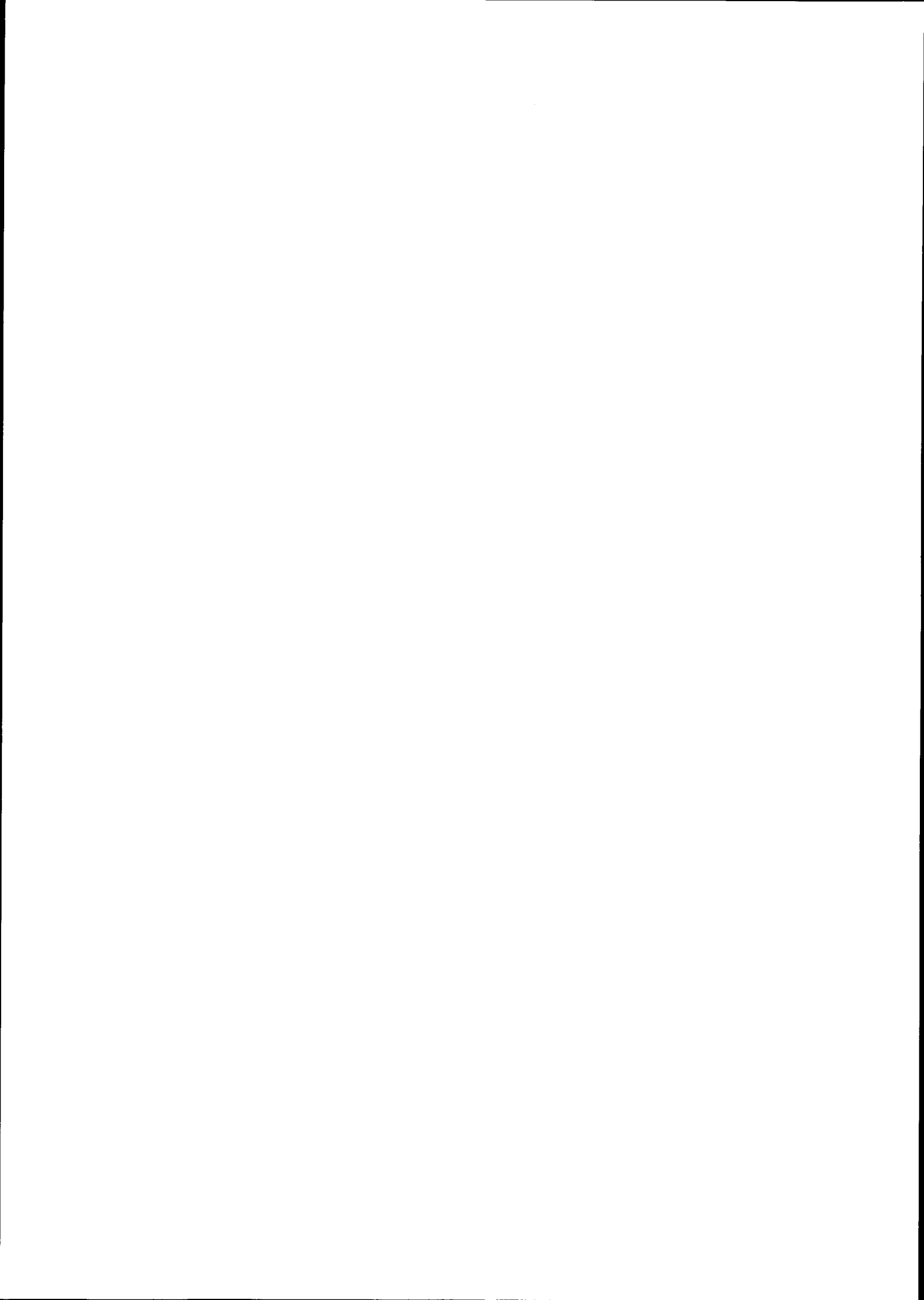


Foto 31 - Anfibolitos da Unidade de São Lourenço (Vale do Guadiana) com dobras de primeira fase vergentes para norte (lado direito da foto).



Foto 32 - Anfibolitos da Unidade de São Lourenço (Vale do Guadiana). Dobras de primeira fase com acentuado estiramento dos flancos, resultante do cisalhamento para norte (lado direito da foto), paralelo ao plano axial das dobras.



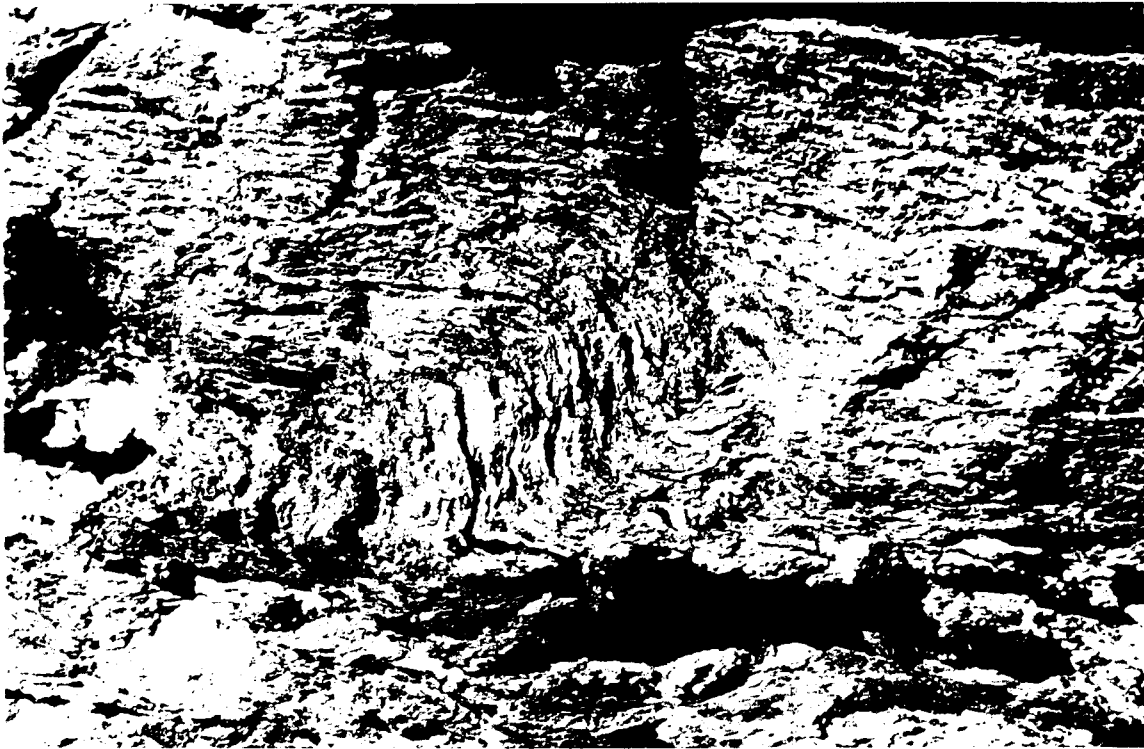
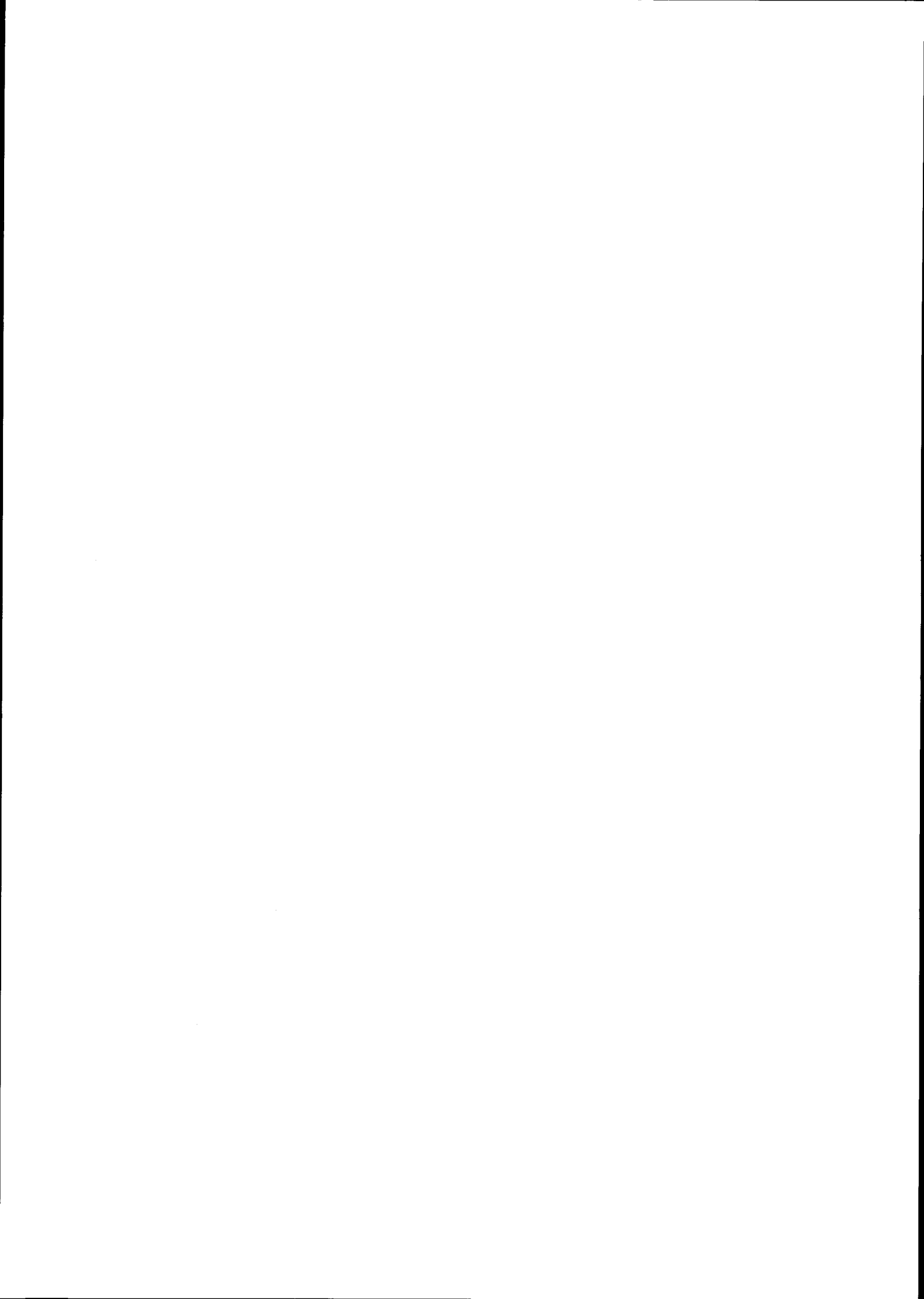


Foto 33 - (em cima)
Mesma unidade
das fotografias an-
teriores. Dobra-
mento de primeira
fase mais tardio,
com um ângulo
entre os flancos su-
perior a 90° e com
vergência para nor-
te (lado direito da
foto).

Foto 34 - Mesma unidade
das fotografias an-
teriores. Lineação
de estiramento
de primeira fase, de
d direcção NNE-
SSW (paralela à
lapiseira). Obser-
va-se também o
traço das fendas de
tracção desta fase,
sub-perpendicula-
res ao estiramento.



preenchidas com diópsido (vide foto 25). Na figura 54 apresentamos um diagrama com a projecção estereográfica dos polos de algumas destas fendas medidas no campo, onde se observa uma coincidência quase perfeita com a concentração máxima das lineações de estiramento representadas no diagrama da figura 53, mostrando a referida perpendicularidade entre as duas estruturas.

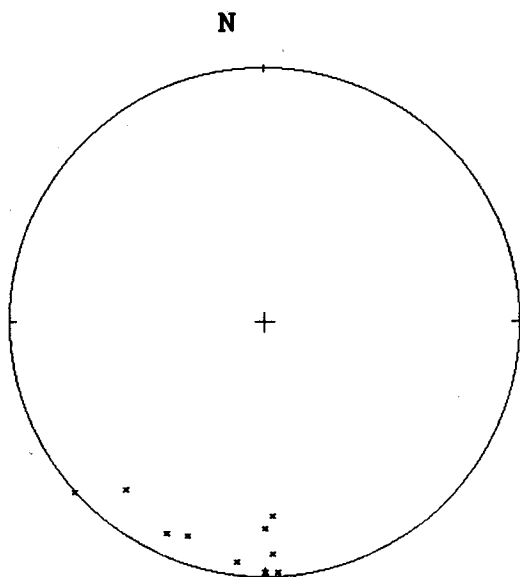


Fig. 54 - Diagrama de densidades de pólos das fendas de tracção tardi-F1, no Domínio de Évora-Beja, com base em 12 medições. Máxima concentração em torno do polo do plano de atitude N88W,84N.

3.3.1.2 - INTERPRETAÇÃO CINEMÁTICA DAS ESTRUTURAS DE PRIMEIRA FASE

No diagrama da figura 55 estão representadas as várias estruturas de primeira fase, descritas no ponto anterior. A relação entre estas estruturas parece ser bastante coerente e se lhes associarmos a informação obtida a partir da vergência das dobras e de outros indicadores cinemáticos já referidos, podemos concluir que a primeira fase correspondeu a um episódio de deformação tangencial muito importante, com transporte para Norte. Com efeito, os indicadores cinemáticos referidos na alínea c do ponto anterior, testemunham uma deformação cisalhante generalizada, com transporte cavalgante para Norte, sub-paralelo à foliação S1 e segundo o estiramento. Existem alguns exemplos de zonas em que esta deformação se terá concentrado de forma mais significativa, gerando por exemplo dobras com eixos sub-paralelos ao estiramento, como é o caso do contacto basal da Unidade de São Lourenço. Nestas zonas dá-se frequentemente a milonitização das rochas, com sub-granulação dos minerais e uma transposição mais acentuada das estruturas, tornando-se nestes casos os indicadores cinemáticos menos evidentes. No entanto, mesmo nestas situações é sempre possível encontrar em lâmina delgada porfiroclastos assimétricos, estruturas c-s, ou outros indicadores que

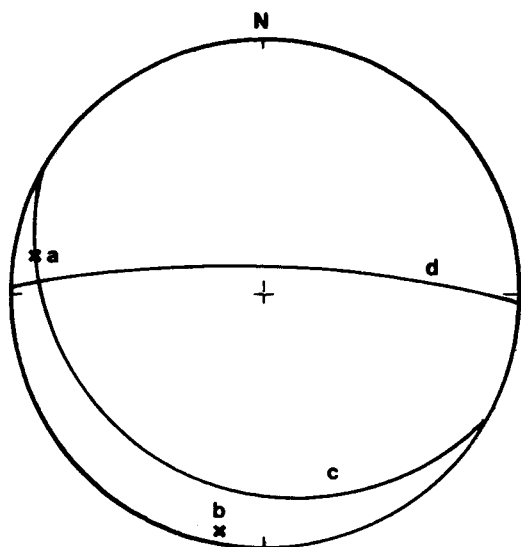


Fig. 55 - Projecção estereográfica das estruturas médias de primeira fase, determinadas com base nos dados representados nas figuras 51 a 54: a - Lineação de intersecção e eixos de dobras; b - Lineação de estiramento; c - Clivagem S1; d - Fendas de tracção tardi-F1.

confirmam o referido sentido de transporte. Como dissemos, esta deformação cisalhante para Norte é mais ou menos generalizada em todas as formações afectadas por F1, não se restringindo às faixas discretas de máxima deformação (vide fotos 29 a 34). Existem, contudo, na Unidade da Ribeira de Odearce, algumas áreas restritas onde apesar das estruturas de primeira fase manterem a sua geometria típica, os indicadores cinemáticos mostram um sentido de cisalhamento exactamente oposto ao normal, ou seja, indicam transporte para Sul, paralelamente à lineação de estiramento (foto 35). Estas situações anómalas e relativamente raras, poderão explicar-se pelo raciocínio que passamos a apresentar:

- Embora esta unidade se encontre claramente deformada por F1, esta fase não atingiu a intensidade de outros locais, podendo mesmo afirmar-se que se S1 é cinematicamente activa, o movimento associado é desprezável à escala do afloramento. Na foto 36 observa-se uma rocha ácida, intrusiva em xistos, com uma foliação S1 nítida, deformada por dobras de F2. Este afloramento situa-se a poucas dezenas de metros do representado na foto 35. Nesta região é fácil identificar a natureza intrusiva destes contactos, sendo mesmo possível observar contactos graduais entre rochas intrusivas de várias naturezas, relacionados com fenómenos de diferenciação magmática, o que prova a fraca ou nula reactivação tectónica que estes sofreram. Assim, a forte componente de cisalhamento com movimentação para Norte é, neste sector, mais ténue que na maioria dos casos. Se admitirmos que os referidos afloramentos anómalos, onde ocorrem os indicadores cinemáticos de cisalhamento para Sul, correspondem a flancos inversos de dobras geradas em regime de cisalhamento simples, estas estruturas indicam um mecanismo de dobramento do tipo "flexural flow" (Ramsay & Huber, 1987) em que nos flancos curtos o sentido do cisalhamento é oposto ao sentido do cisalhamento geral.

No sector sul da geotransversal do Rio Guadiana, a primeira fase parece ser responsável pela maioria dos contactos entre as unidades cartografadas. Como já referimos nos capítulos

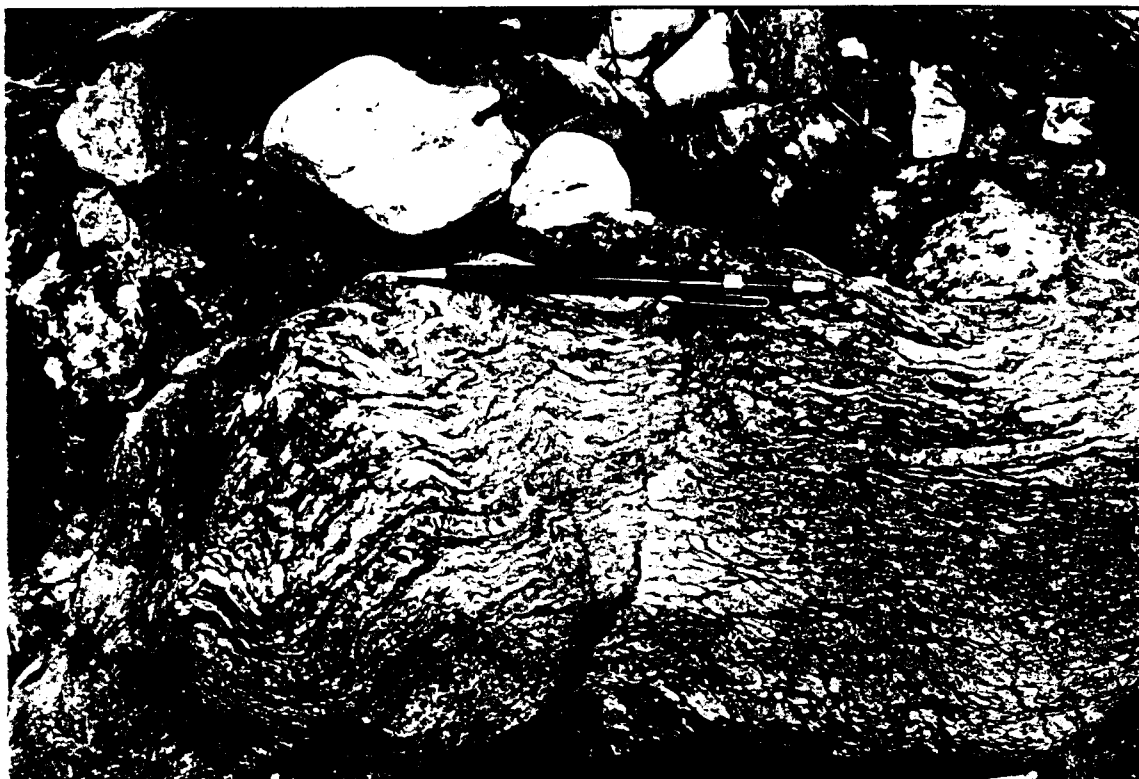
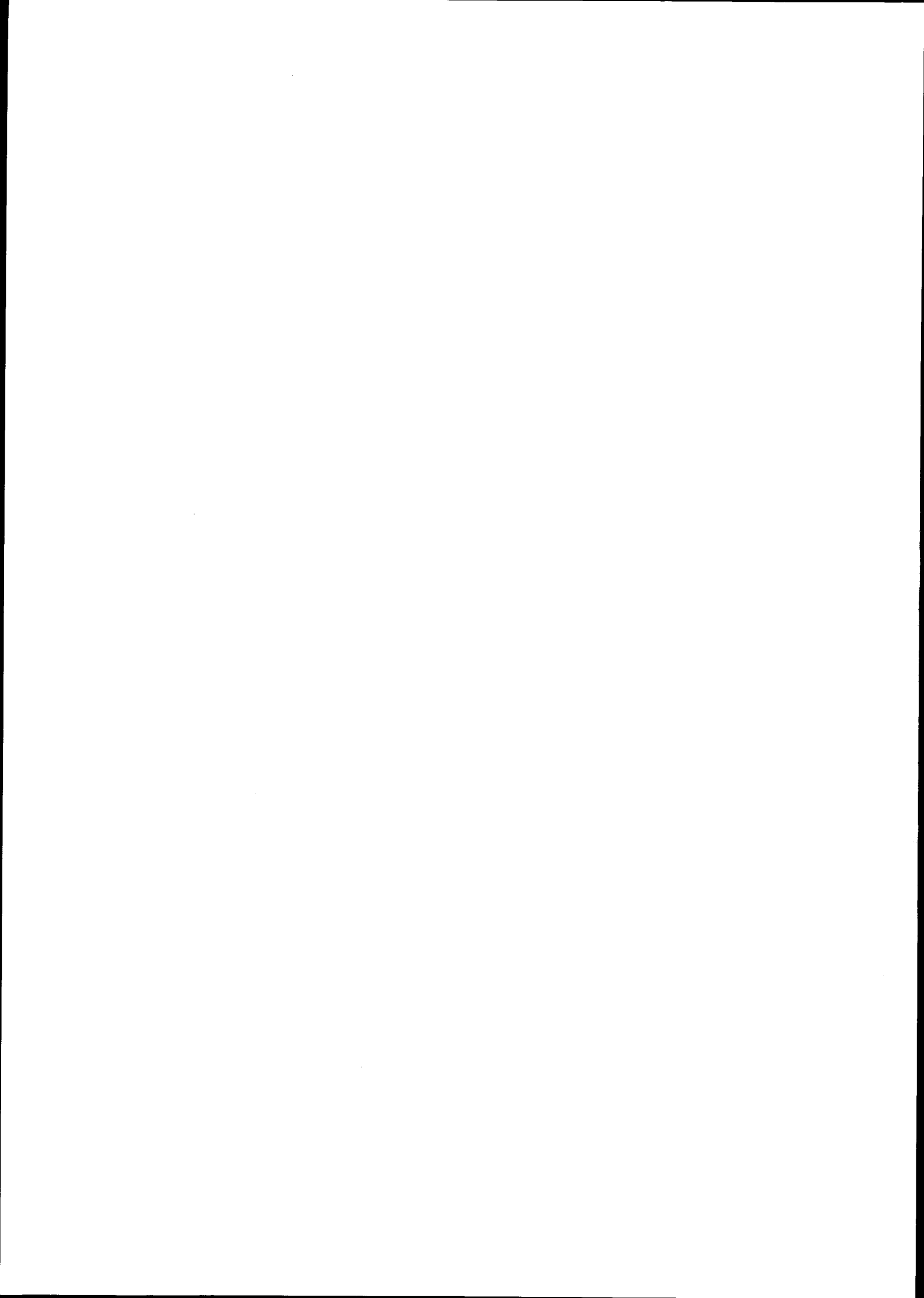


Foto 35 - Rocha intrusiva, intermédio-básica, da Unidade da Ribeira de Odearce (Vale do Guadiana, Moínho dos Besteiros), exibindo estruturas c-s na foliação de primeira fase, indicadoras de cisalhamento para sul (lado esquerdo da foto).



Foto 36 - Rochas ácidas intrusivas da Unidade da Ribeira de Odearce (Vale do Guadiana, Moínho dos Besteiros) com foliação S1, dobradas pela segunda fase, com vergência geométrica para oeste (lado direito da foto).



introdutórios, esta fase de deformação está directamente relacionada com a obducção do COBA e com a génese de uma estrutura imbricada na margem do Terreno Autóctone Ibérico envolvendo, por vezes, fragmentos de outros terrenos tectonoestratigráficos nesta zona de imbricação. Não vamos antecipar neste ponto uma análise dinâmica reservada para capítulos posteriores, mas podemos adiantar que se o "motor" desta deformação se situa na sutura materializada pelo COBA, é lógico esperar que as unidades que foram carreadas até maiores distâncias, por esse motor, independentemente do seu significado em termos de terrenos tectonoestratigráficos, sejam as que apresentem uma maior deformação de primeira fase (é o caso das unidades da Azenha da Rabadoa, de São Lourenço e dos Gnaisses da Horta do Zambujal). No Complexo de Monte Ínsua e na Unidade de Moinho de Vilares surgem ainda algumas evidências de F1, mas nestes casos, já muito apagadas pela segunda fase. Estas estruturas representam, provavelmente, apenas uma deformação moderada induzida pelos mantos alóctones suprajacentes. Por último, na Formação do Moinho da Barca e nas proximidades de Moura, conhecem-se exemplos de estruturas com geometria e cinemática compatível com a primeira fase, mas sobrepostas a estruturas de segunda fase. Esta situação, para além de evidenciar um claro diacronismo das estruturas de F1 e/ou de F2, mostra que a deformação dominante no sector nordeste do Domínio de Évora-Beja foi causada por um "motor" diferente, não existindo evidências de carreamentos importantes de F1. O limite entre os sectores de Marmelar-Vera Cruz e do Anticlinal de Moura-Ficalho, poderá corresponder ao limite norte da influência da primeira fase, considerando mesmo as suas evidências mais ténues. É, no entanto, conveniente ter presente que nas unidades mais xistentas a segunda fase surge geralmente muito forte, deformando uma clivagem anterior conservada em "microlithons", impossível de analisar do ponto de vista cinemático e, como afirmámos no início do ponto 3.3.1, esta primeira clivagem pode ser interpretada como uma evidência de deformação progressiva durante F2 (representar S2a), ou ser um testemunho da primeira fase, quase totalmente transposto por S2. Esta situação verifica-se sistematicamente em lâminas delgadas de amostras colhidas no Complexo Filonítico de Moura, a Norte do referido limite (vide anexo 1).

3.3.2 - SEGUNDA FASE DE DEFORMAÇÃO

Este evento tectónico é o que se encontra mais generalizado no Domínio de Évora-Beja, estando igualmente bem marcado no Domínio de Estremoz-Barrancos, como referimos em capítulo anterior. A segunda fase está presente praticamente ao longo de toda a ZOM, não afectando apenas formações de idade posterior ao Devónico Médio (Ribeiro, 1983). No domínio agora em análise, esta fase de deformação só não se encontra bem marcada nas litologias mais maciças intensamente deformadas por F1, que terão assim sofrido uma

recristalização prévia importante, comportando-se durante F2 como corpos rígidos. Nestes casos, a maioria da deformação foi absorvida por níveis existentes encaixantes dessas rochas. Tal como F1, a segunda fase também corresponde a um episódio de deformação tangencial importante. A continuação desta fase durante um período prolongado, leva à deformação das estruturas geradas nas fases iniciais, com a formação de estruturas do tipo "antiformal stack", à escala macroscópica (vide cortes geológicos do anexo 3). Esta deformação progressiva, associada a uma transpressão tangencial e a fenômenos de partição da deformação, já referidos a propósito da segunda fase no Domínio de Estremoz-Barrancos (vide ponto 3.2.2.2), justifica plenamente a subdivisão deste evento tectónico maior, em duas sub-fases, designadas por F2a e F2b.

3.3.2.1 - ANÁLISE GEOMÉTRICA

a) Clivagem

A clivagem S2, nos estádios mais precoces não é muito diferente de S1, apresentando igualmente forte recristalização dinâmica associada, especialmente de quartzo e, nalguns casos, também de feldspatos. É bastante frequente observarem-se faixas de rochas milonitizadas, sub-paralelas a esta estrutura planar, com recristalização praticamente total da sua mineralogia original (fotos 37 e 38). As paragéneses minerais contemporâneas desta fase de deformação correspondem à fácies dos xistos verdes, testemunhada pela recristalização sintectónica de quartzo, albite, clorite, sericite, epidoto e actinolite (entre os mais frequentes, vide anexo 20). À escala mesoscópica, nos xistos é geralmente difícil separar S2a de S2b, dada a forte transposição que estas duas estruturas apresentam, mas em litologias mais maciças normalmente S2a está bem marcada, encontrando-se deformada por dobras de F2b, sem clivagem, ou com uma crenulação de plano axial relativamente incipiente.

Na figura 56 apresentamos um diagrama de densidades, obtido a partir da projecção estereográfica dos polos de S2, independentemente de se tratar de S2a, S2b ou de situações de transposição das duas estruturas. A distribuição de pontos é relativamente regular, embora se note ainda algum efeito dos dobramentos posteriores, de terceira fase, tal como acontecia no Domínio de Estremoz-Barrancos (vide fig. 23). Se desprezarmos o alongamento das manchas de igual densidade de pontos segundo a direcção NE-SW (efeito das dobras de terceira fase), a clivagem distribui-se de uma forma quase simétrica em torno de um ponto de máxima concentração, polo de um plano com atitude N15W,25E. Apesar das atitudes de S2 estarem influenciadas pelas referidas dobras de F3, a estrutura geral desta região é, sem dúvida, fundamentalmente dominada por uma geometria associada à segunda fase. Os dobramentos de terceira fase geralmente amplos, correspondem a dobras de plano axial subvertical, quase

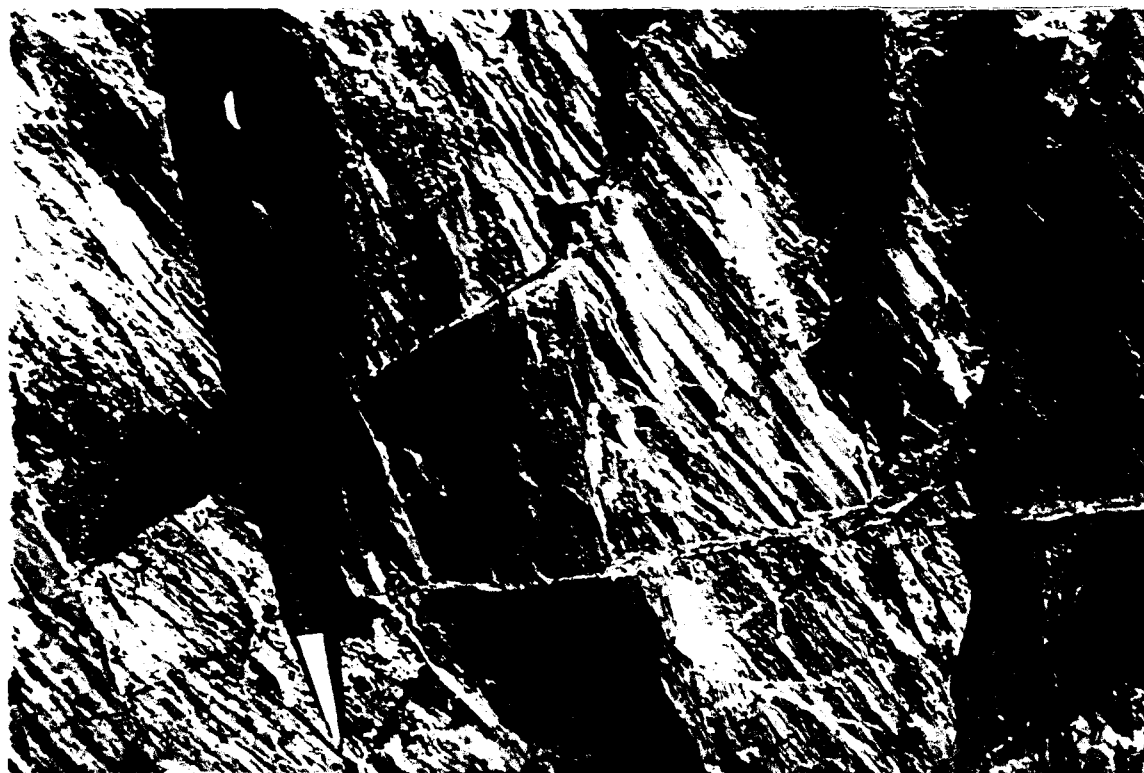
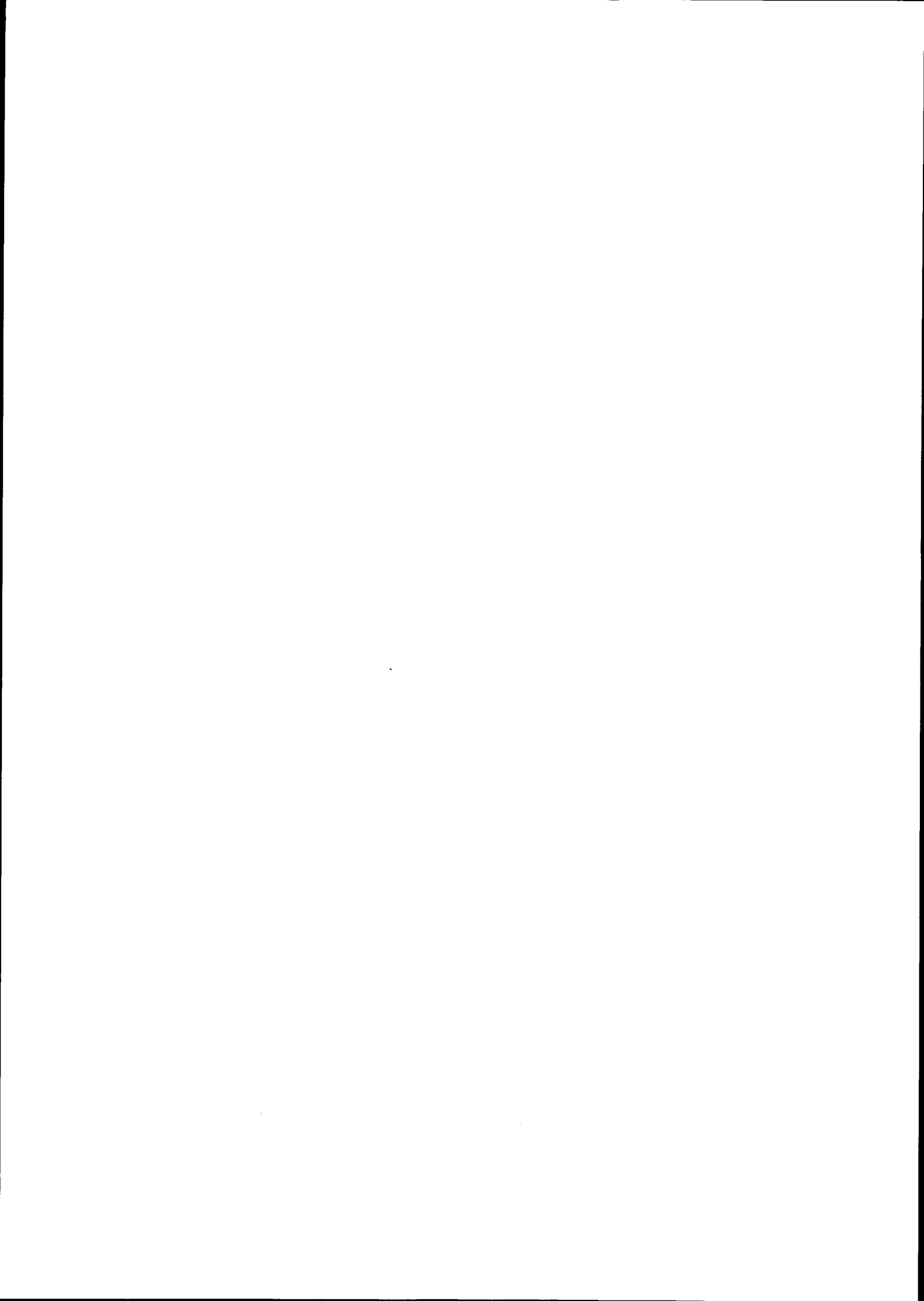


Foto 37 - Milonitos na Formação do Moinho da Barca (Vale do Guadiana). Foliação S2a, com uma lineação de estiramento forte, deformada por dobras suaves de F2b, com eixos próximos de N-S (direção da lapiseira).



Foto 38 - Microfoto de uma amostra da Unidade de Porto de Évora (Vale do Guadiana, próximo da foz do Rio Dejebe). Clivagem S2 exibindo estruturas σ e c-s indicadoras de cisalhamento para oeste (critérios esquerdos na foto).



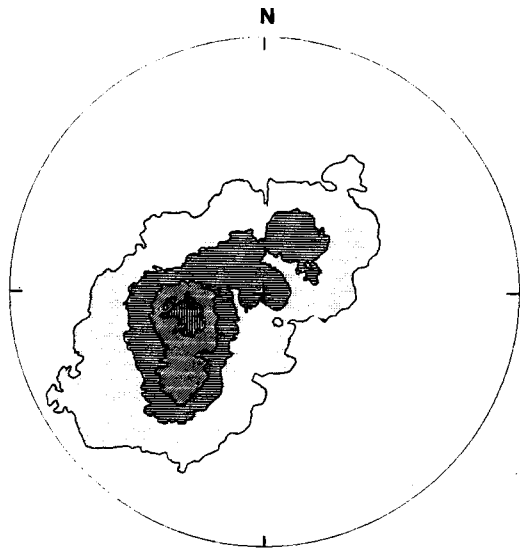


Fig. 56 - Diagrama de densidades de pólos da clivagem S2 no Domínio de Évora-Beja, com base em 1207 medições. Máxima concentração em torno do polo do plano de atitude N15W;25E. As linhas de contorno correspondem a concentrações de 1, 3, 5 e 7%.

simétricas (excepto nas proximidades do limite nordeste deste domínio). Desta forma, podemos considerar que a aplicação deste método estatístico simples é válido para estimarmos a atitude média original de S2.

As figuras 57 e 58 representam as distribuições das atitudes dos polos, respectivamente das clivagens S2a e S2b, medidas ao longo de todo este sector da geotransversal do Rio Guadiana. Enquanto S2a mostra uma concentração máxima em torno de uma atitude muito semelhante à obtida no diagrama da figura 50 (N13W,23E), o diagrama da figura 58, já aponta para valores relativamente diferentes. A clivagem S2b, embora apresente uma certa dispersão, resultante em boa parte do baixo número de observações efectuadas, tem uma clara tendência para se desenvolver segundo planos mais inclinados que S2a. Neste diagrama, a concentração

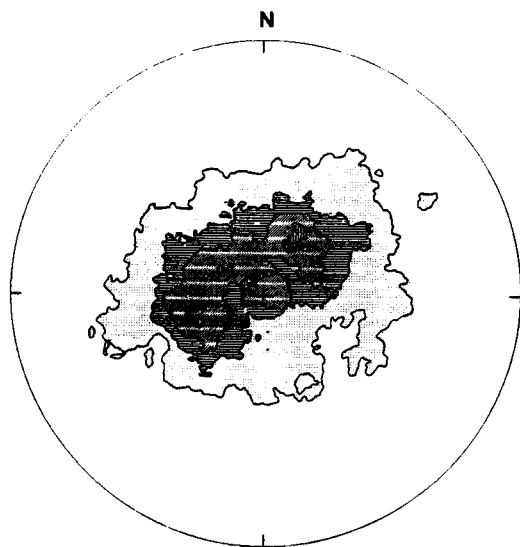


Fig. 57 - Diagrama de densidades de pólos da clivagem S2a no Domínio de Évora-Beja, com base em 676 medições. Máxima concentração em torno do polo do plano de atitude N13W;23E. As linhas de contorno correspondem a concentrações de 1, 3, 5 e 7%.

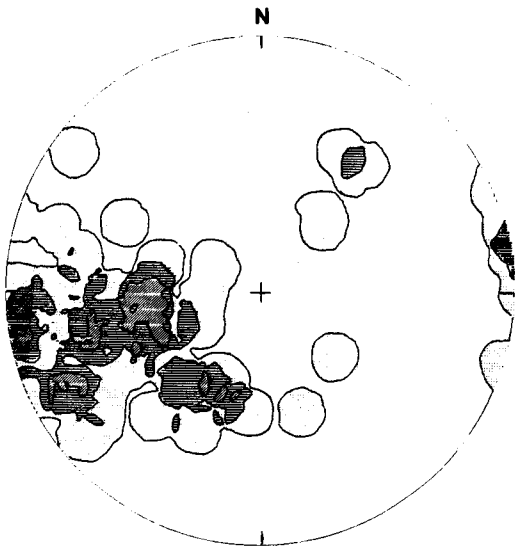


Fig. 58 - Diagrama de densidades de pólos da clivagem S2b no Domínio de Évora-Beja, com base em 67 medições. Máxima concentração em torno do polo do plano de atitude N10W,35E. As linhas de contorno correspondem a concentrações de 1, 3 e 7%.

máxima faz-se em torno do polo de um plano de atitude N10W,35E. Por outro lado, o diagrama mostra também que a maior parte das atitudes medidas se dispersam entre este valor e atitudes sensivelmente com a mesma direcção, mas com inclinações sucessivamente superiores, para o quadrante nordeste, até à vertical. Esta variação da inclinação de S2b, desde o valor médio obtido no diagrama da figura 58 até à vertical está relacionada, em parte, com a idade relativa desta estrutura. Com efeito, S2b surge, regra geral, como uma clivagem de plano axial das dobras que deformam S2a. Na alínea d veremos que as dobras mais tardias são as que apresentam plano axial mais próximo da vertical.

b) Lineação de intersecção

A lineação de intersecção L2, está presente de uma forma mais ou menos regular ao longo de todo o sector estudado do Domínio de Évora-Beja (vide anexos 11 e 16). Já referimos as dificuldades que muitas vezes surgem na identificação de S1 e S2a. Por outro lado, devemos ter sempre presente que a separação entre F2a e F2b é, em termos rigorosos fictícia, uma vez que as estruturas que se observam no campo representam frequentemente exemplos dos diferentes estados incrementais da mesma fase de deformação progressiva (porque o comportamento reológico das várias unidades é diferente, e a deformação é heterogénea), não sendo na realidade geradas por dois impulsos, a e b (vide texto introdutório ao capítulo 3). Assim, optámos por apresentar na figura 59 esta estrutura linear para toda a área do Domínio de Évora-Beja coberta pela geotransversal, independentemente de resultar da intersecção de S2a com S1, de S2b com S2a, de ser mais precoce ou mais tardia. Neste diagrama observa-se que L2 se apresenta sempre próximo da horizontal, mas com direcções muito variáveis, desde NW-SE, até NNE-SSW. Existe inclusivamente um pequeno número de lineações orientadas segundo a direcção NE-SW. Na realidade, as lineações mais tardias são as que mais facilmente se

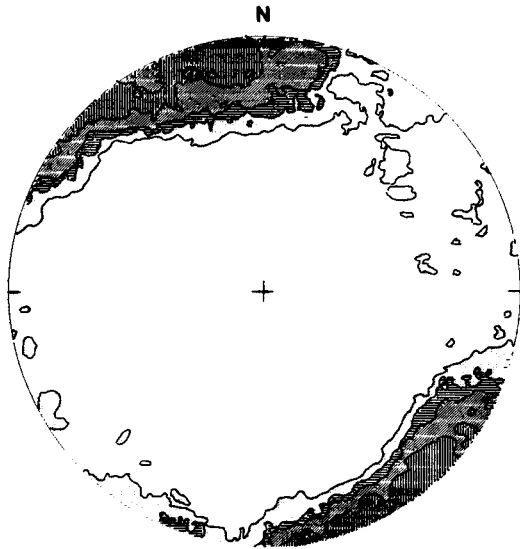


Fig. 59 - Diagrama de densidades da lineação de intersecção de segunda fase no Domínio de Évora-Beja, com base em 513 medições. Máxima concentração em torno da linha de atitude 6,350. As linhas de contorno correspondem a concentrações de 2, 4, 6 e 9%.

observam, foram estas as medidas com maior frequência e correspondem à mancha de maior densidade de pontos, com direcção variável entre N-S e NW-SE. Neste grupo que se pode atribuir a F2b, podemos ainda afirmar que normalmente a lineação L2, à medida que apresenta evidências de ser mais tardia, roda gradualmente de N-S para NW-SE. A lineação L2a é mais aleatória, podendo apresentar orientações entre NNW-SSE e NE-SW. Esta maior dispersão das lineações precoces não é apenas o resultado da deformação que se lhes sobrepôs, mas também o testemunho de uma certa heterogeneidade no estilo da deformação de F2a, relacionada com o já referido regime de transpressão tangencial. No ponto 3.3.2.2 abordaremos detalhadamente as causas desta dispersão.

c) Lineação de estiramento

A lineação e estiramento de F2a é contemporânea de uma tectónica tangencial importante, encontrando-se geralmente bem marcada nos planos de foliação milonítica que se desenvolveram nos estádios mais precoces da segunda fase (vide fotos 37 e 39). É muito frequente esta lineação encontrar-se deformada por estruturas mais tardias de F2, ou mesmo por dobras intrafoliais, penecontemporâneas da génese da foliação milonítica (foto 40). Regra geral, as lâminas delgadas executadas segundo secções paralelas a X2a e perpendiculares à clivagem, mostram excelentes critérios para deduzir o sentido do cisalhamento associado à génese desta lineação (fotos 41 e 42).

A lineação X2b é bastante mais fraca e observa-se com mais dificuldade, estando às vezes materializada por estrias de fricção nos planos S2a dobrados por F2b ("slickensides").

Em termos geométricos X2 apresenta uma distribuição que numa primeira análise se pode considerar algo caótica (fig. 60). Tem uma concentração máxima em torno da atitude $60^{\circ}, 140^{\circ}$ mas com uma grande dispersão, variando as atitudes, sempre com inclinações

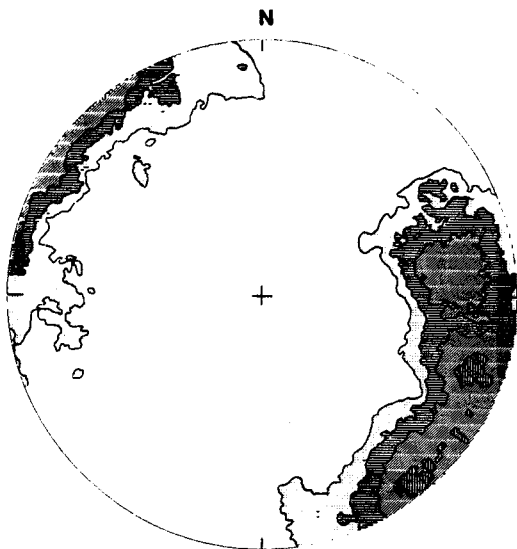


Fig. 60 - Diagrama de densidades da lineação de estiramento de segunda fase no Domínio de Évora-Beja, com base em 812 medições. Máxima concentração em torno da linha de atitude 6,140. As linhas de contorno correspondem a concentrações de 2, 4, 7 e 12%.

predominantes para o quadrante Este, mas com direcções que rodam desse máximo (NW-SE) até quase NE-SW. Apresenta ainda mais dois picos, em torno de atitudes sensivelmente 10° para 100° e $15-20^{\circ}$ para 70° , este último menos definido. Nos diagramas das figuras 61 e 62 apresentamos separadamente as lineações de estiramento possíveis de atribuir a F2a e F2b, respectivamente. Destes diagramas pode concluir-se que o estiramento tardio de F2 se apresenta claramente orientado segundo uma direcção ENE-WSW (com atitudes concentradas em torno de um valor máximo $31^{\circ},77^{\circ}$) e que o estiramento mais precoce apresenta uma maior dispersão nas direcções, variando entre NW-SE e ENE-WSW. Estes factos vêm corroborar o que já referimos no ponto 3.2.2.2, a propósito do comportamento de estiramento de segunda fase no Domínio de Estremoz-Barrancos e na alínea anterior a propósito da lineação de intersecção. Este assunto será novamente abordado, com mais detalhe no ponto seguinte.

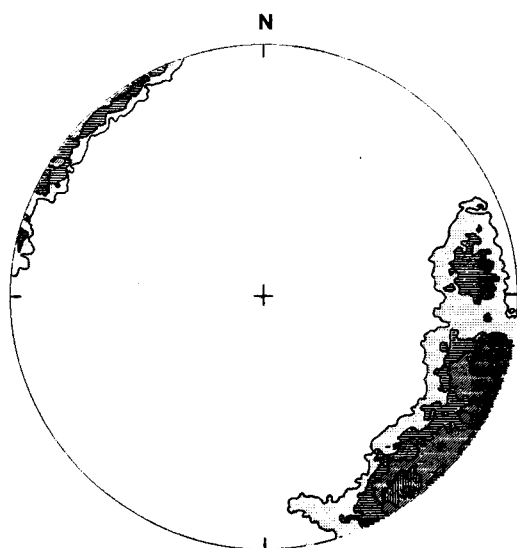


Fig. 61 - Diagrama de densidades da lineação de estiramento X2a no Domínio de Évora-Beja, com base em 382 medições. Máxima concentração em torno da linha de atitude 9,145. As linhas de contorno correspondem a concentrações de 5, 8, 12 e 16%.

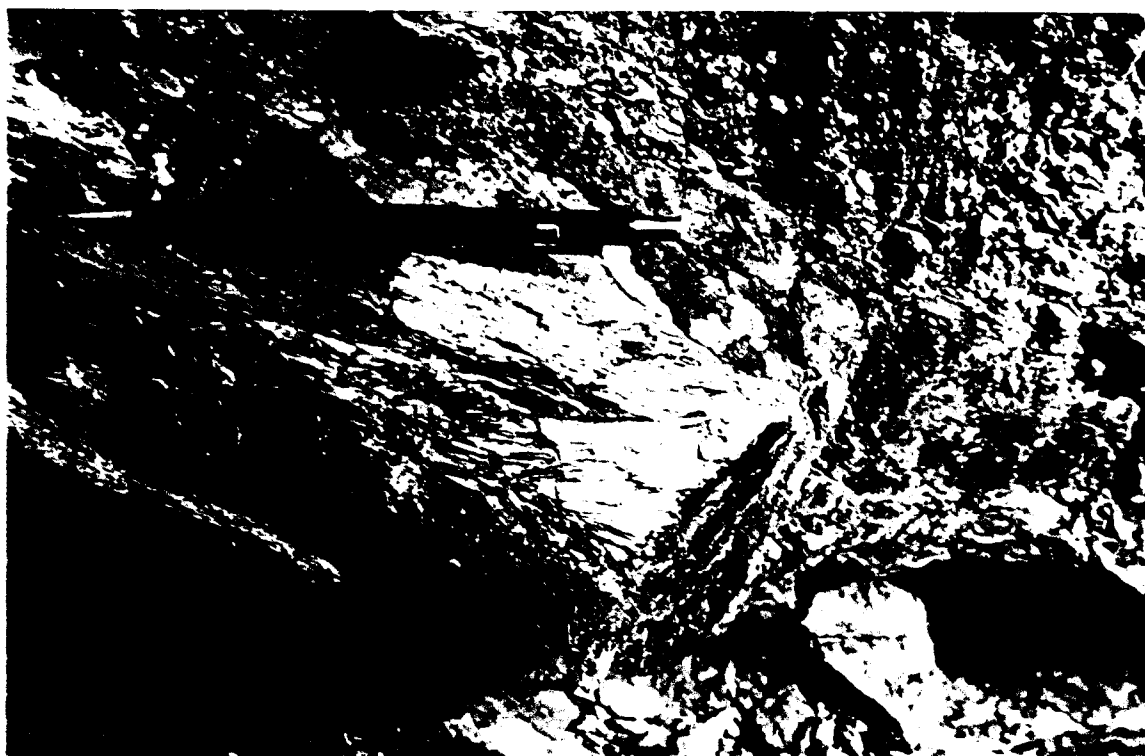
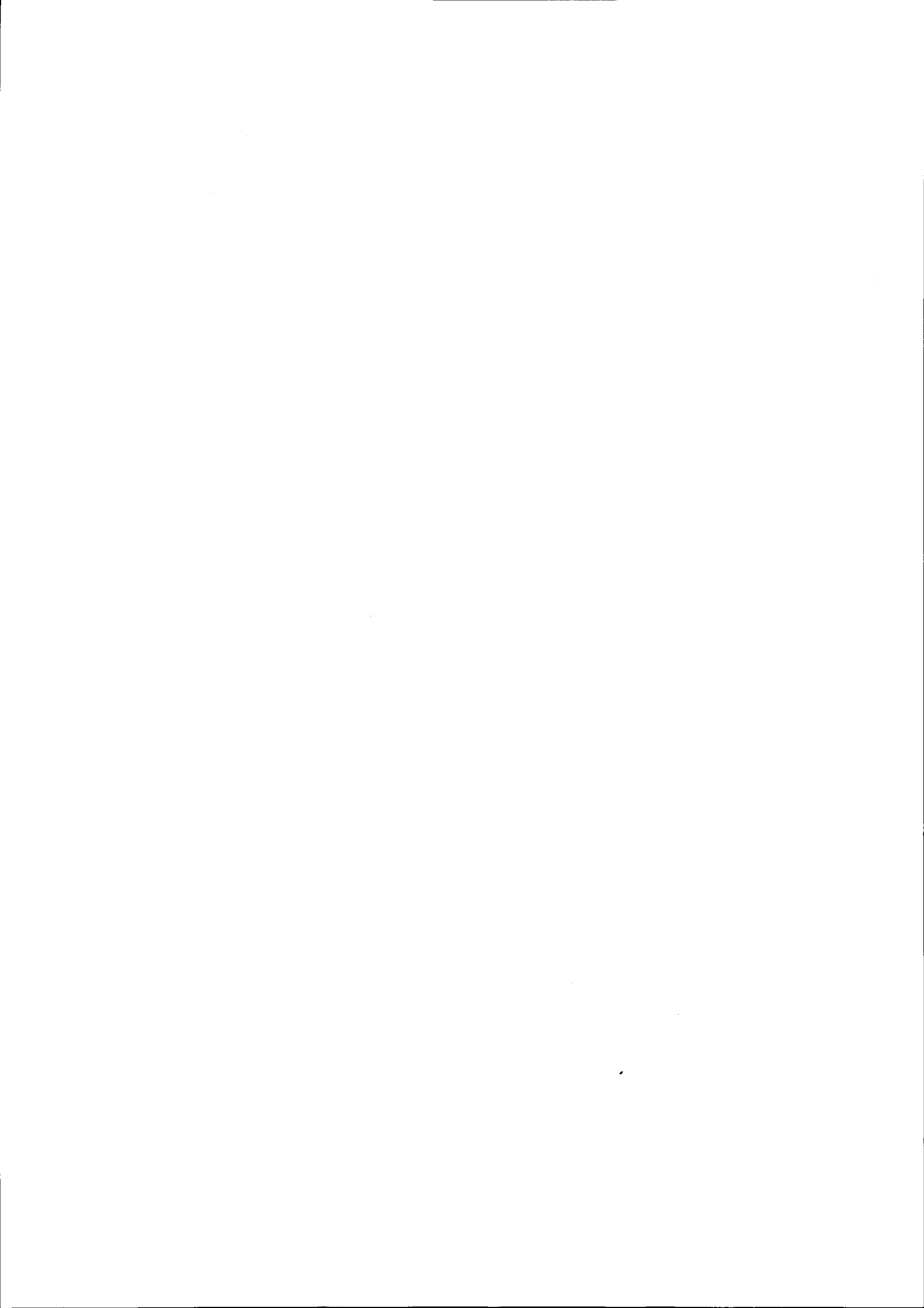


Foto 39 - Zona de cisalhamento no limite entre as unidades da Azenha da Rabadoa e da Mina do Pequito (Vale do Guadiana, Pequito). Fibras de asbesto paralelas ao estiramento de segunda fase, NW-SE (direcção da lapiseira).



Foto 40 - Xistos siliciosos da Unidade de Monte Sampaio, próximo do contacto com a Unidade de Moimho de Vilares (Vale do Guadiana). Lineação de estiramento de F2a deformada por dobras da mesma fase, ligeiramente mais tardias.



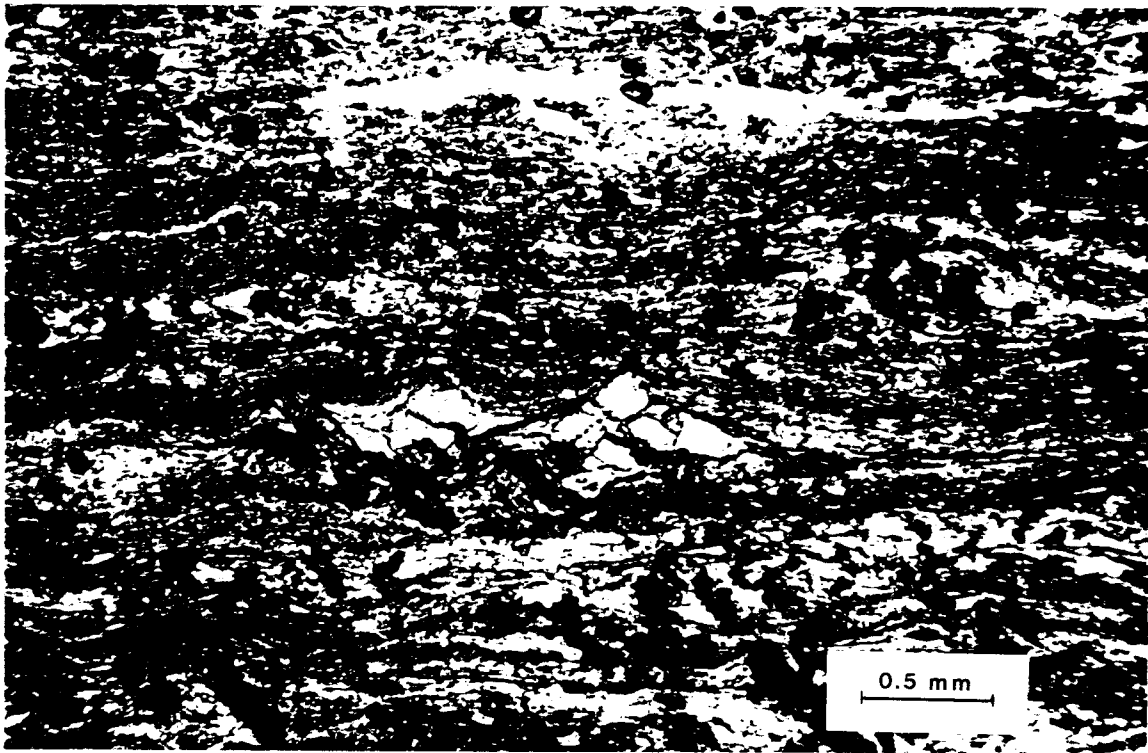


Foto 41 - Microfoto de uma amostra da "Formação dos Xistos de Moura", colhida na região de Amieira, próximo do carreamento de Santo Aleixo da Restauração. Observam-se estruturas c-s e um porfiroclasto de feldspato definindo uma estrutura σ , cortado por uma fractura com geometria e cinemática compatível com a de um plano C'. O conjunto destas estruturas indica cisalhamento de segunda fase para oeste (critérios de cisalhamento esquerdos na foto).

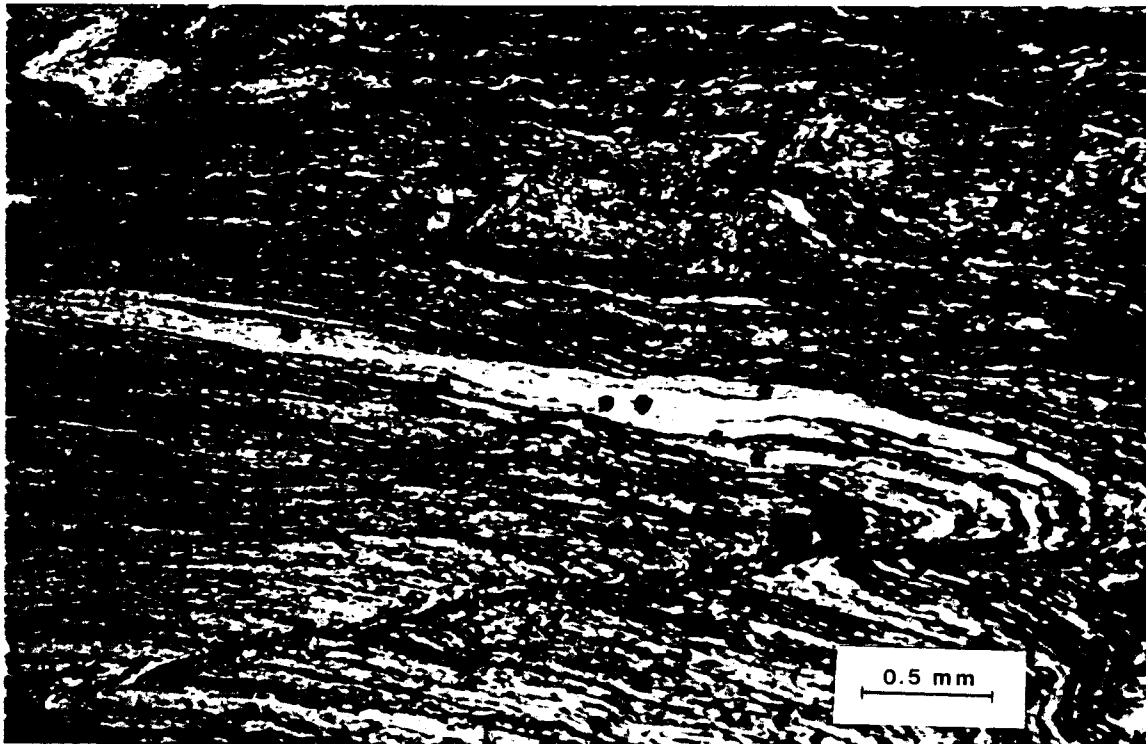
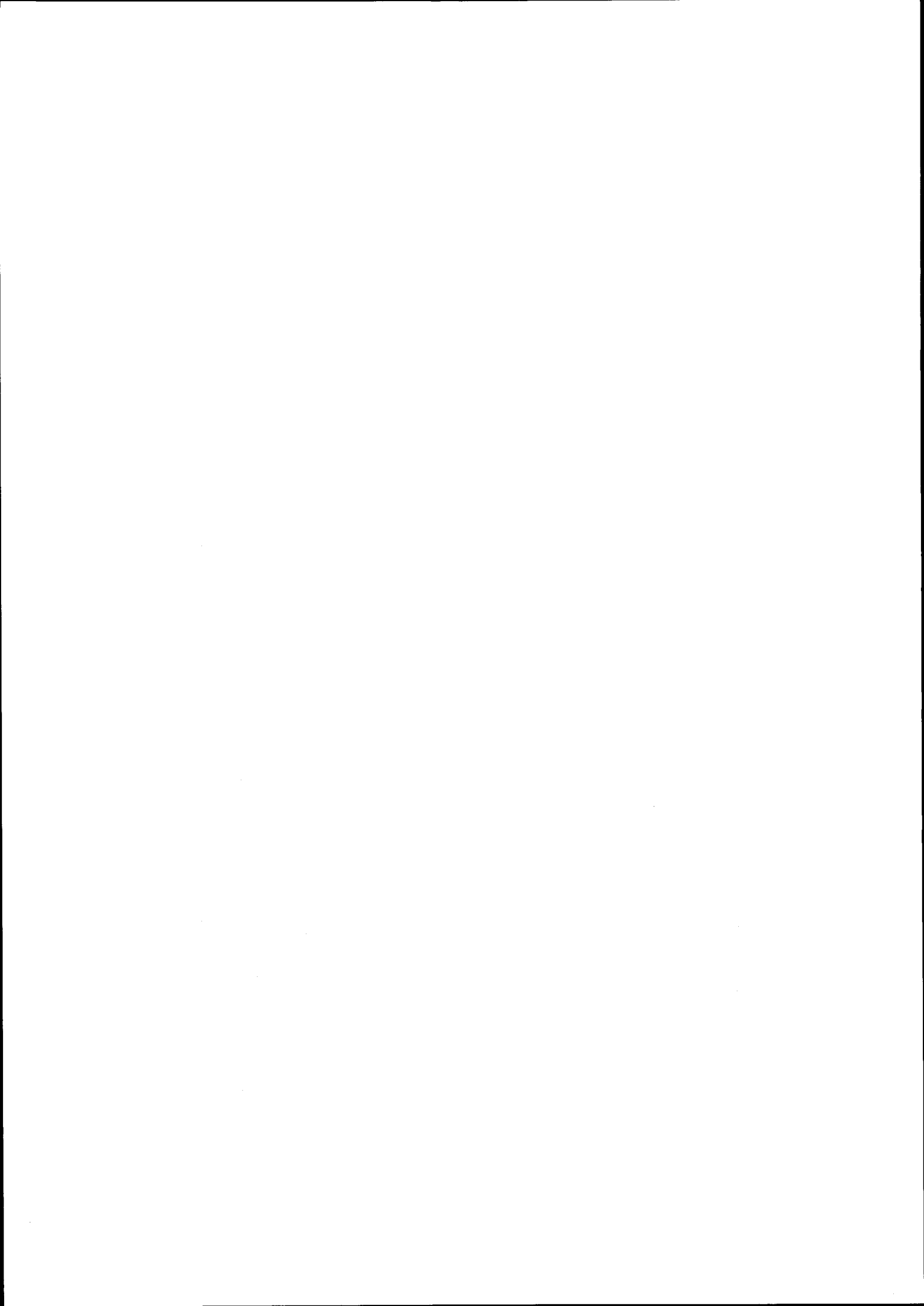


Foto 42 - Microfoto de uma amostra dos xistos superiores da Unidade de São Lourenço (Vale do Guadiana). Dobra de segunda fase associada a uma micro-zona de cisalhamento, indicadora do sentido de transporte par WNW (critério de cisalhamento direito na foto).



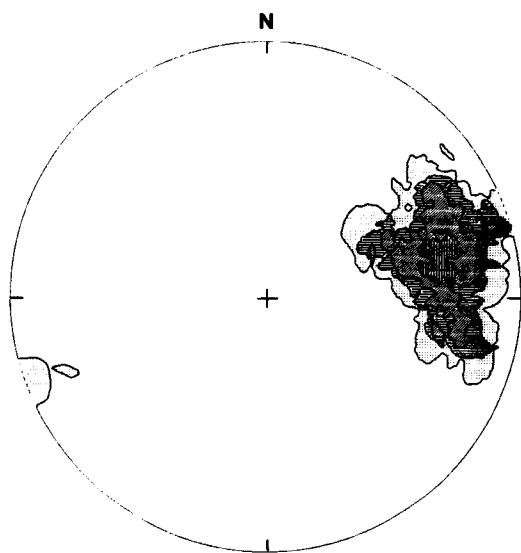


Fig. 62 - Diagrama de densidades da lineação de estiramento X2b no Domínio de Évora-Beja, com base em 64 medições. Máxima concentração em torno da linha de atitude $31^{\circ}\text{N}77^{\circ}\text{E}$. As linhas de contorno correspondem a concentrações de 5, 10, 18 e 30%.

d) Dobras

A dobras de segunda fase estão presentes ao longo de toda a área estudada (anexos 11 e 16) e normalmente observam-se com grande facilidade à escala mesoscópica, com estilos bastante variáveis, conforme o comportamento reológico das unidades e a intensidade da própria segunda fase no local (fotos 17, 23, 36, 40, 43, 44 e 45). Apresentam normalmente forte assimetria, com vergência para W ou NW. As dobras mais precoces, de F2a, são regra geral de plano axial muito deitado, fechadas, de flancos praticamente isoclinais (fotos 17 e 43), enquanto as dobras de F2b são mais abertas, com planos axiais inclinados, geralmente claramente assimétricas (fotos 36, 44 e 45). Uma vez que há este diacronismo nos dobramentos de segunda fase ocorrem por vezes interferências de dobramentos, que nuns casos podem deixar dúvidas, se a dobra precoce é de F1 ou F2a (vide foto 19 e fig. 49), mas noutros, sendo possível estudar a geometria do primeiro dobramento, conclui-se que se trata de interferências entre estruturas precoces e tardias desta fase de deformação (foto 46). As dobras de segunda fase ocorrem também com grande frequência à escala microscópica (vide foto 18), representando nestes casos normalmente um óptimo indicador cinemático (foto 42).

A análise geométrica dos eixos das dobras de segunda fase mostra uma acentuada dispersão de atitudes (fig. 63), tal como acontece com as lineações de intersecção, referidas na alínea b deste ponto. Embora mostrem uma concentração máxima, bem definida em torno da atitude $24^{\circ}\text{N}38^{\circ}\text{W}$, nesta figura observa-se que existe uma pequena percentagem de dobras com eixos sempre pouco inclinados, mas com orientações muito variadas. Como já referimos a propósito das estruturas anteriores, parte desta dispersão é causada pelas dobras de terceira fase (nomeadamente a variação na inclinação dos eixos). No entanto, analisando a projecção estereográfica representada na figura 64, podemos tirar conclusões semelhantes às obtidas a propósito da lineação L2 (vide alínea b deste ponto). Detalhando, as dobras de F2b apresentam-

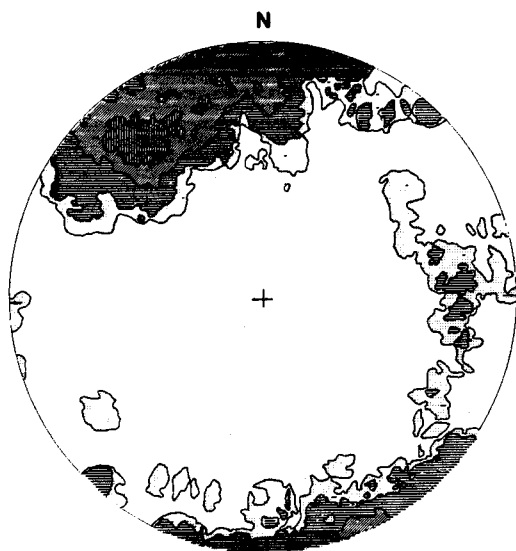


Fig. 63 - Diagrama de densidades dos eixos de dobra de segunda fase no Domínio de Évora-Beja, com base em 383 medições. Máxima concentração em torno da linha de atitude 22;N38W. As linhas de contorno correspondem a concentrações de 2, 3, 7 e 12%.

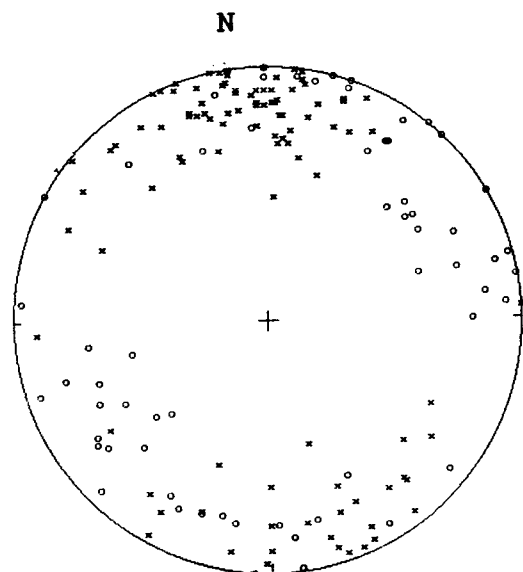


Fig. 64 - Projecção estereográfica de eixos de dobra de F2a (círculos) e de F2b (cruzes), com base em 171 medições. As dobras mais precoces apresentam uma acentuada dispersão de atitudes mas as mais tardias concentram-se em torno de uma direcção próxima de N-S, sempre com inclinações moderadas, preferencialmente para o quadrante norte.

-se com uma orientação mais regular, entre N-S e NW-SE e as dobras de F2a apresentam dispersão acentuada, desde estas orientações até praticamente E-W. Podemos colocar a hipótese das dobras mais precoces terem originalmente uma geometria diferente das dobras de F2b e a dispersão destas primeiras estruturas ser provocada fundamentalmente pela deformação sofrida durante o evento F2b. Esta explicação é, em parte, válida. De facto pensamos que as dobras de F2a, em certos casos, se formaram muito oblíquas à direcção dos dobramentos mais tardios. No entanto, a principal razão da dispersão das dobras precoces está provavelmente na sua própria génese. Existem vários exemplos de afloramentos, onde não havendo influência das fases posteriores, as dobras de F2a apresentam clivagem de plano axial planar, não deformada, e eixos curvos, com atitudes variáveis no espectro representado na figura 64. Estas curvaturas dos eixos de F2a são geralmente pouco pronunciadas em rochas competentes (fotos 24 e 47), mas acentuadas nos níveis xistentos (fotos 48 e 49), onde é possível observar eixos que rodam



Foto 43 - Dobras quase isoclinais, com amplitude decimétrica, de segunda fase, em metavulcanitos básicos intercalados nos xistos da Unidade de Monte Sampaio (Vale do Guadiana).

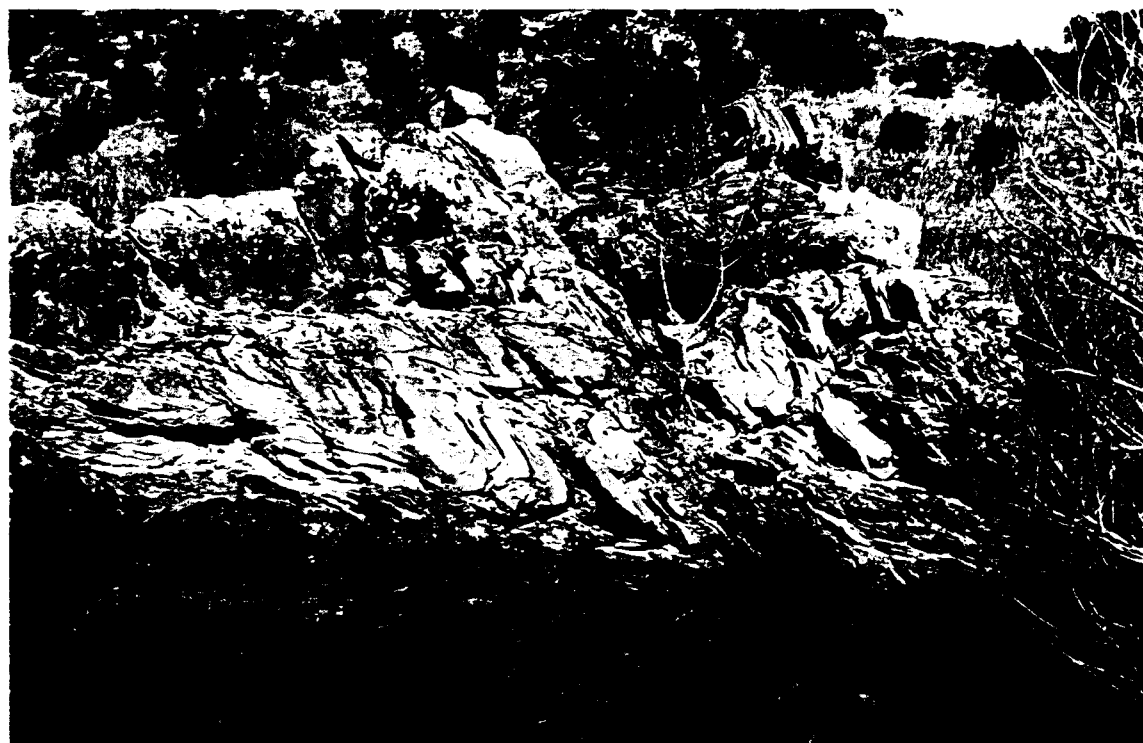
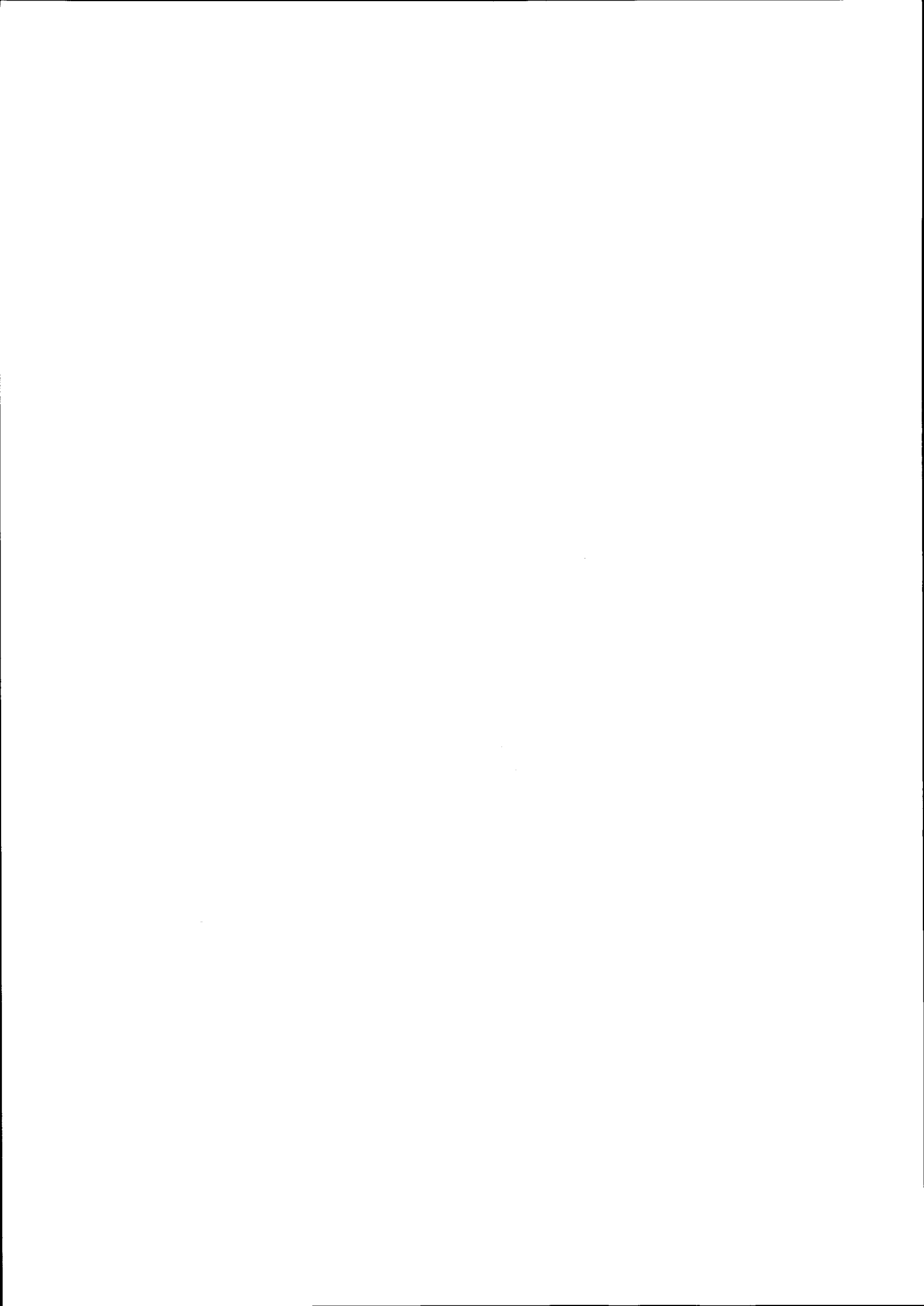


Foto 44 - Dobras de F2b, com vergência geométrica para oeste (lado esquerdo da foto), em metavulcanitos básicos da Unidade de Moinho de Vilares (Vale do Guadiana, próximo do moinho de mesmo nome).



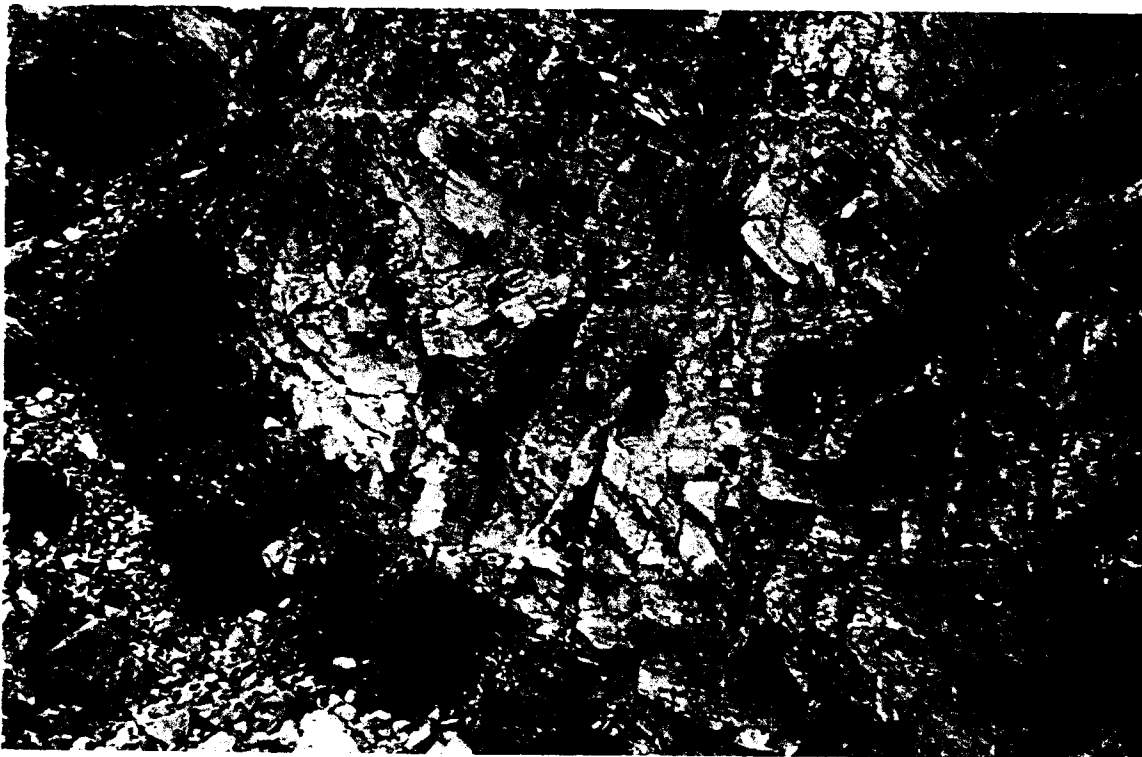


Foto 45 - Dobras de F2b, com vergência geométrica para oeste (lado esquerdo da foto), em metavulcanitos ácidos da Unidade da Azenha da Rabadoa, junto ao contacto com a Unidade da Mina do Pequito (Vale do Guadiana, Pequito).



Foto 46 - Dobra de segunda fase, tardia (F2b), redobrando uma dobra da mesma fase, mais precoce (F2a), em metavulcanitos básicos da Unidade do Moínho do Carneiro (Vale do Guadiana).

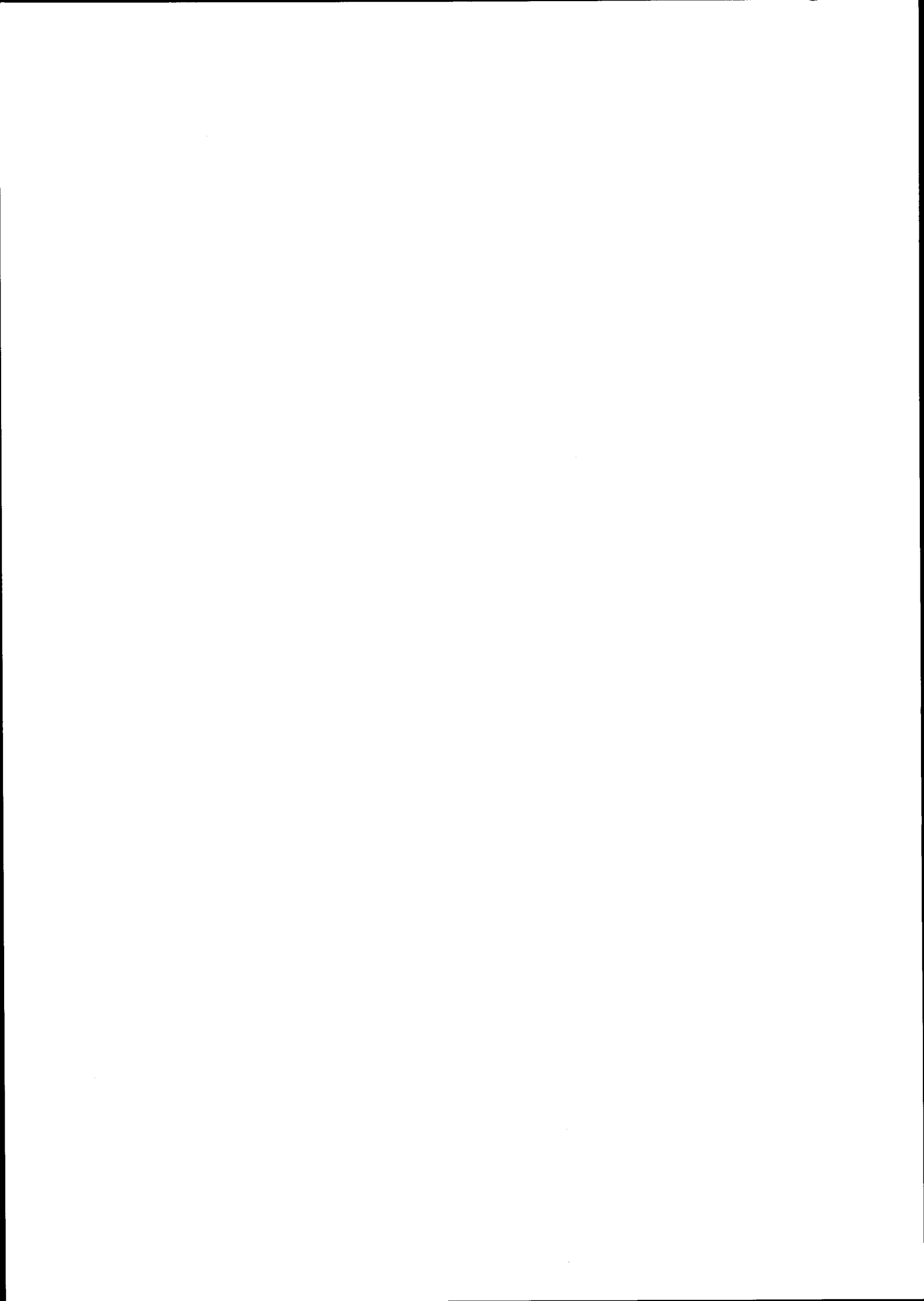
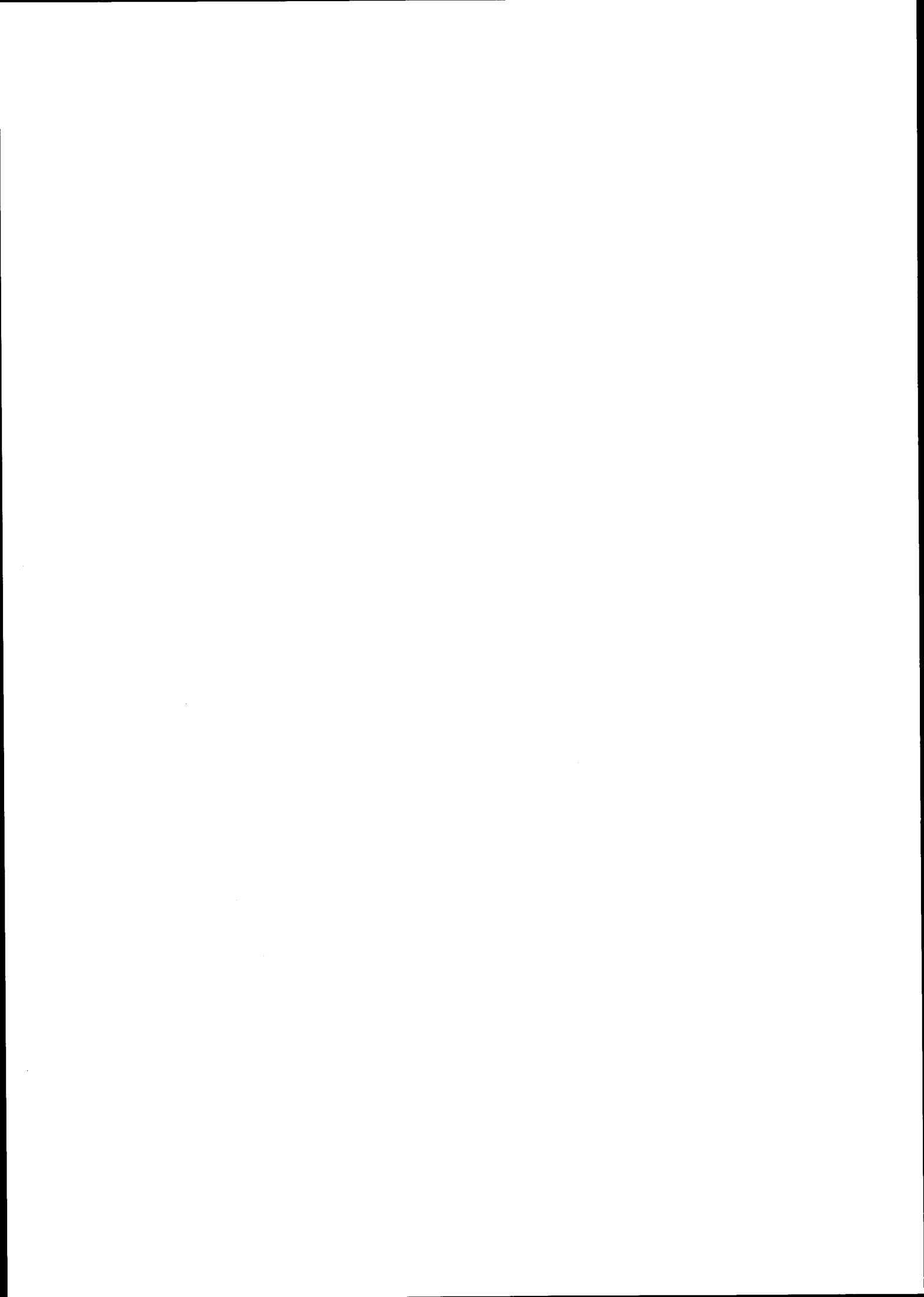




Foto 47 - Dobras intrafoliais, com eixos curvos, associadas à génese foliação milonítica de F2a (Vale do Guadiana, Unidade de Moinho de Vilares, próximo de Moinho do Catalão).



Foto 48 - Lineação L2a curva, paralela a eixos de dobra, em xistos da Unidade de Monte Sampaio, próximo do contacto com a Unidade de Moinho de Vilares (Vale do Guadiana).



de direcções NNW-SSE até NE-SW, ou rodam mesmo 180°, sendo nestes casos verdadeiras dobras em bainha, com as charneiras paralelas ao estiramento. Resta acrescentar que os eixos de F2a com orientações NE-SW, parecem ocorrer preferencialmente em faixas onde a deformação precoce desta fase foi mais acentuada; é o caso, por exemplo, de praticamente toda a Unidade da Serrinha, fundamentalmente xistenta (vide anexo 16).

Não podemos terminar esta alínea sem referir a existência, de casos pontuais de dobras antitéticas, geralmente tardias, atribuídas a F2b (fotos 23 e 50). Estas estruturas ocorrem com alguma frequência próximo do limite Sul da Unidade do Moínho do Carneiro e poderão estar relacionadas com situações particulares da cinemática da segunda fase, analisadas no ponto seguinte.

e) Carreamentos tardi-F2

Nesta alínea vamos referir algumas estruturas tardias, por vezes com características semi-frágeis, que ocorrem no Sector do Anticlinal de Moura-Ficalho e que são provavelmente as melhores evidências para demonstrar que esta macroestrutura é um "antiformal stack" e não um anticlinal.

Na unidade da Ribeira de Codes, num talude da estrada Moura-Alqueva, observa-se um carreamento, separando litologias ácidas e básicas desta unidade, claramente posterior à foliação, dobras e outras estruturas de F2, com um plano de movimento bem marcado por uma estreita zona de esmagamento com características semi-frágeis (foto 51). Este acidente encontra-se claramente dobrado pela terceira fase, como se pode observar nesta fotografia. Associadas ao plano de carreamento observam-se dois exemplos de rampas laterais a afectarem apenas o alóctone (terminam no plano de carreamento), com atitudes N42E,90 e N52E,88NW. Podemos concluir destas estruturas secundárias, que elas se relacionam com deslocações diferenciais no alóctone, segundo uma direcção NE-SW, semelhante à direcção de transporte deduzida do estiramento mais tardio de segunda fase (vide fig. 62).

O contacto basal da Unidade da Ramada, corresponde a um acidente semelhante, embora provavelmente um pouco mais precoce (vide anexo 3, corte geológico E-F). De facto, à escala macroscópica, este acidente trunca as estruturas anteriores, de F2 e é deformado por F3. À escala do afloramento apresenta também uma estreita zona de esmagamento, mas no parautóctone ocorrem dobras que apontam para uma deformação mais dúctil associada a este acidente (fig. 65)

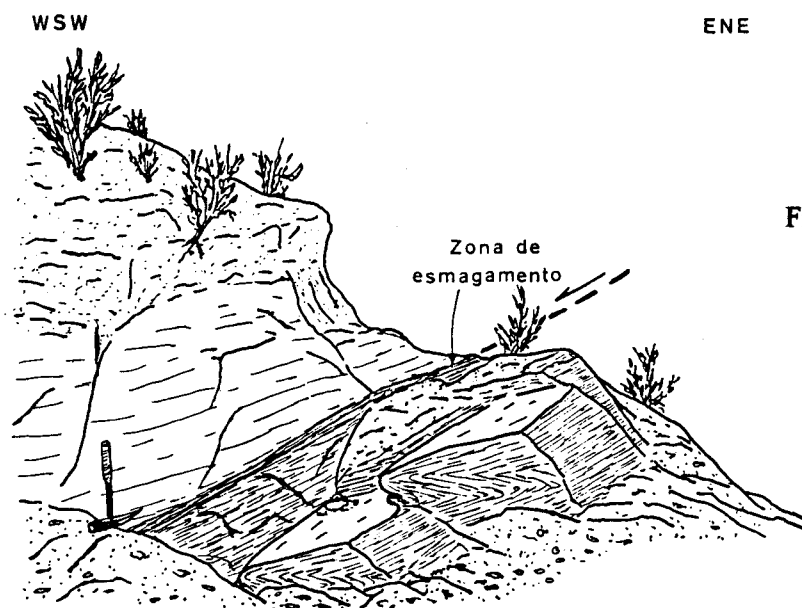


Fig. 65 - Carreamento tardio de segunda fase que limita inferiormente a Unidade da Ramada. A Zona de esmagamento representada apresenta características semi-frágeis e os eixos das dobras no autóctone têm atitude 30;170 (retirado de Araújo, 1989).

3.3.2.2 - INTERPRETAÇÃO CINEMÁTICA DAS ESTRUTURAS DE SEGUNDA FASE

Os indicadores cinemáticos associados à lineação X2 (vide ponto 3.3.2.1 e fotos 40 e 41) indicam claramente um transporte de massa, subparalelo à clivagem e segundo o

estiramento, para NW ou W e, mesmo para SW, no caso das estruturas mais tardias, tal como acontecia no Domínio de Estremoz-Barrancos (vide ponto 3.2.2.2). A obliquidade entre X2 por um lado, e os eixos das dobras e a lineação L2 por outro, referida nesse ponto, continua a verificar-se, sendo nesta região igualmente válido admitir a existência de uma componente esquerda que terá actuado concomitantemente com o achatamento regional (vide fig. 30). As evidências referidas para a existência de uma certa partição da deformação durante o evento F2a no Domínio de Estremoz-Barrancos, também continuam a existir neste domínio, como se pode concluir das variações das atitudes do estiramento (vide fig. 61), e dos eixos das dobras mais precoces (fig. 64). Baseando-nos no modelo da figura 31, inspirado no trabalho de Ghosh & Sengupta (1987), para a propagação lateral de dobras geradas por deformação progressiva não coaxial, se admitirmos a existência de situações de deformação heterogénea, as dobras poderão adquirir a geometria representada na figura 66, justificando-se assim as dobras em bainha referidas na alínea d do ponto anterior. Esta geometria é semelhante à descrita por Ellis (1986) e Ellis & Watkinson (1987), para a deformação precoce em orógenos resultantes de colisões oblíquas (fig. 67). Note-se que estes autores descrevem, para estes casos, a existência de lineações de estiramento, subparalelas à orientação geral das estruturas, ou seja, às dobras



Foto 49 - Eixos de dobra de F2a curvos, em xistos da Unidade dos Monteses (geotransversal do Guadiana - Rio Torto).

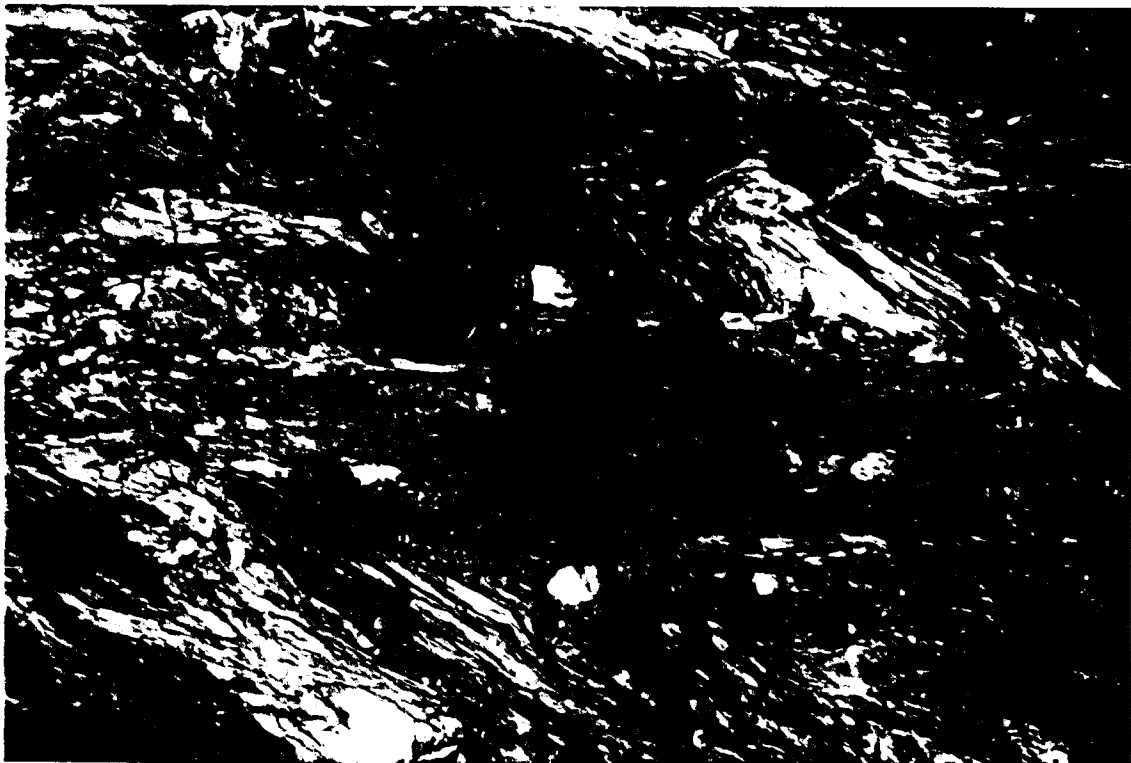
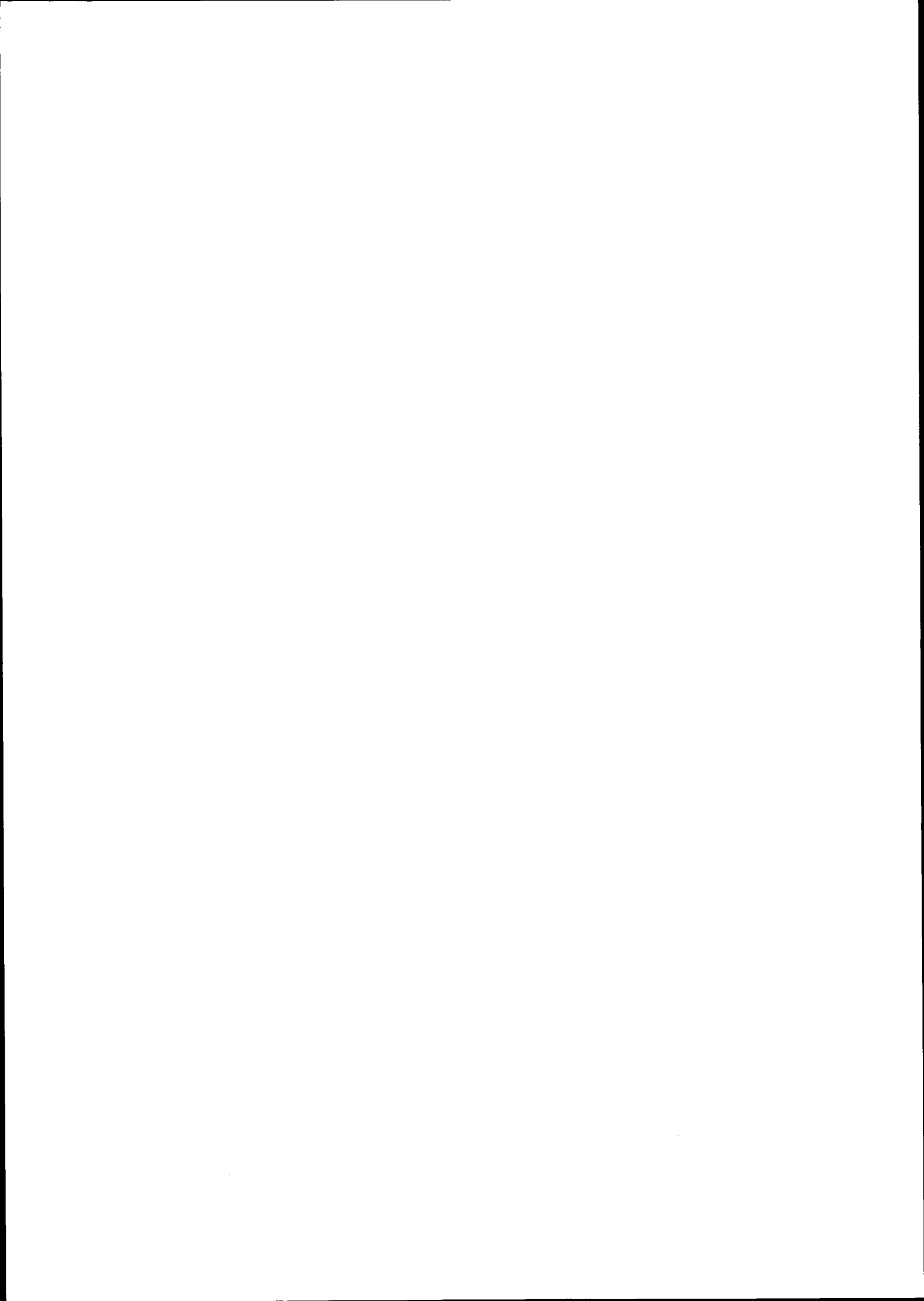


Foto 50 - Dobras de segunda fase, antitéticas, em xistos da Unidade do Outeiro dos Castelos (Vale do Guadiana, local da barragem de Alqueva).



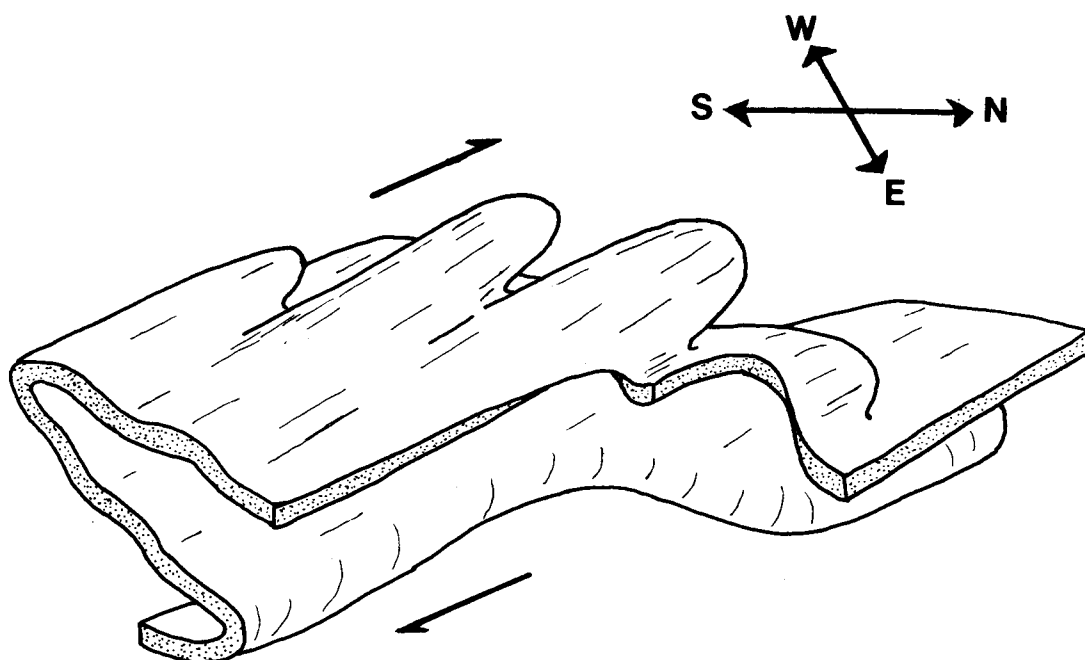


Fig. 66 - Representação esquemática do padrão das dobras de segunda fase nas zonas mais deformadas em regime de transpressão tangencial. O cisalhamento simples paralelo às estruturas gera dobras em bainha, subparalelas ao dobramento cilíndrico regional, quando a componente esquerda representa o mecanismo de deformação dominante.

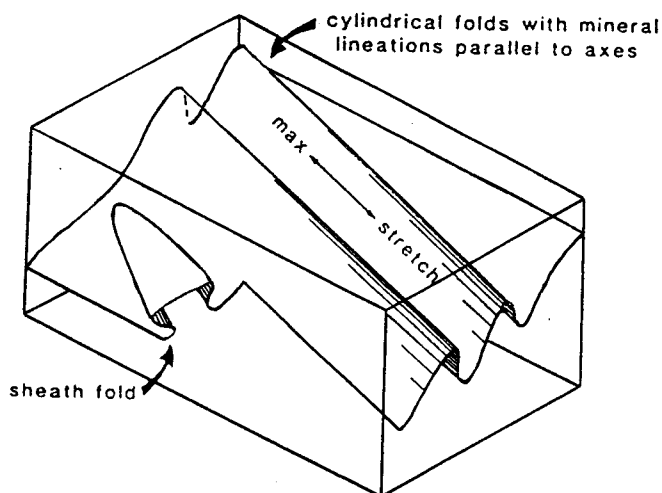


Fig. 67 - Geometria das estruturas precoces proposta por Ellis (1986) em orógenos resultantes de colisões oblíquas.

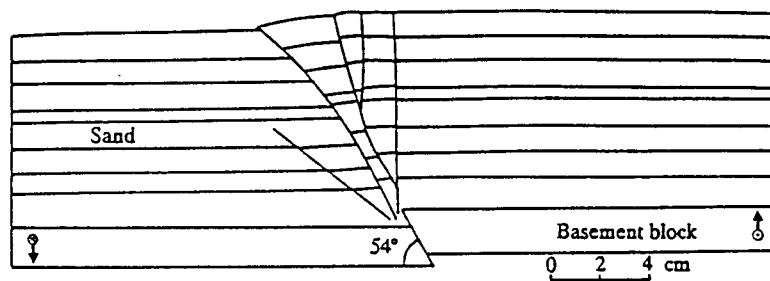
cilíndricas isoclinais, que no Domínio de Évora-Beja são sensivelmente NNW-SSE (vide fig. 63), enquanto o estiramento se concentra em torno de uma direção NW-SE (vide fig. 60). Ainda nos trabalhos supracitados, baseados em exemplos de faixas orogénicas no Canadá, Alpes Ocidentais, soco varisco na Irlanda e França e cadeia dos Himalaias, estes autores referem que nos estádios mais tardios se desenvolvem estruturas, a que se associa um estiramento

perpendicular à orientação da cadeia. Estas estruturas mais tardias estarão relacionadas com reequilíbrios isostáticos do orógeno. Estas últimas estruturas podem corresponder, na região estudada, ao que designámos por F2b e aos carreamentos tardi-F2. Outros autores analisando situações semelhantes, admitem a hipótese de, pelo menos em parte, as lineações de estiramento transversais e longitudinais serem penecontemporâneas, como é o caso de **Burg et al.** (1987). Outro exemplo é **Ridley** (1986), que explica estas situações com base em variações espaciais de taxa de deformação, o que no fundo se ajusta ao modelo apresentado na figura 66. **Cobbold et al.** (1991) mostram, com base numa situação real, nas Sierras Australes (Argentina) e recorrendo à tectónica experimental, que a combinação de estruturas do tipo das que atribuímos ao evento F2a, podem resultar de partição da deformação, em situações de movimentos transpressivos de placas (fig. 68). Falta-nos um exemplo na bibliografia de uma experiência deste tipo, mas com o ângulo de inclinação entre as placas basais bastante inferior aos 54 graus apresentados nesta figura. De facto, este modelo aplica-se a regiões com estruturas bastante mais inclinadas do que as existentes na região estudada.

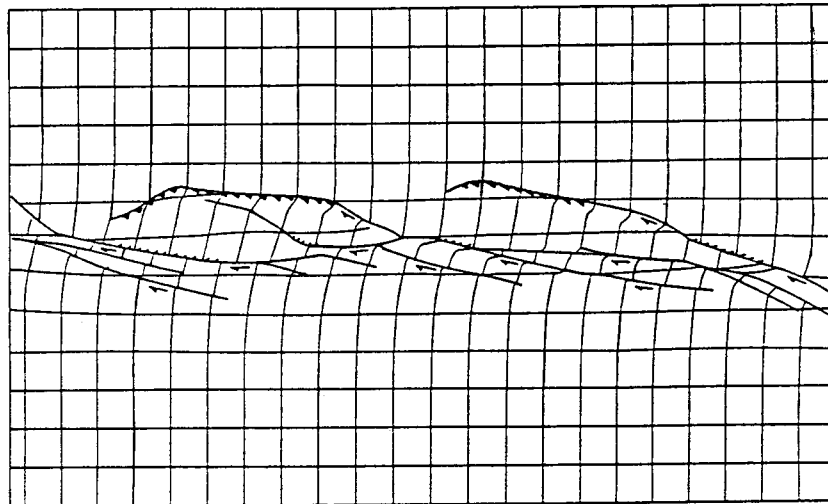
A tectónica tangencial evidenciada pelas estruturas descritas no ponto anterior, é confirmada também pela informação geofísica disponível para este sector. Na figura 69 apresentamos o modelo proposto por **Baptista e Contreiras** (1984), com base numa campanha de sísmica profunda, realizada no âmbito do projecto Alqueva. Este modelo mostra que, mesmo as estruturas que à superfície são mais verticais (falha da Vidigueira-Moura e cavalgamento de Ferreira-Ficalho), se comportam em profundidade como falhas lítricas e estão associadas a uma tectónica tangencial de grande amplitude à escala da crosta superior. As referidas falhas, que à superfície mostram evidências de movimentação muito posterior à segunda fase, sendo-lhes mesmo atribuída actividade neotectónica (**Silveira** 1990), poderão assim, em profundidade estar a aproveitar discontinuidades preexistentes, relacionadas com acidentes de segunda fase.

Por estas razões, o ângulo usado nas placas basais na experiência de **Cobbold et al.** em 1991 (fig. 68), não é o mais adequado para representar a situação existente no Domínio dos Maciços de Évora e Beja, que nós designámos por transpressão tangencial (vide ponto 3.2.2.2). De facto, se nesta experiência as discontinuidades planares se apresentassem menos inclinadas e a cinemática envolvida fosse semelhante (desenvolvimento de sectores com predomínio de estruturas cavalgantes, de sectores em que dominam os movimentos horizontais e de outros com uma cinemática mista), estaria perfeitamente simulada a transpressão tangencial. Esperamos num futuro próximo ter oportunidade de simular, no recém-criado Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental, na Faculdade de Ciências de Lisboa, a génese de estruturas, num regime com estas características.

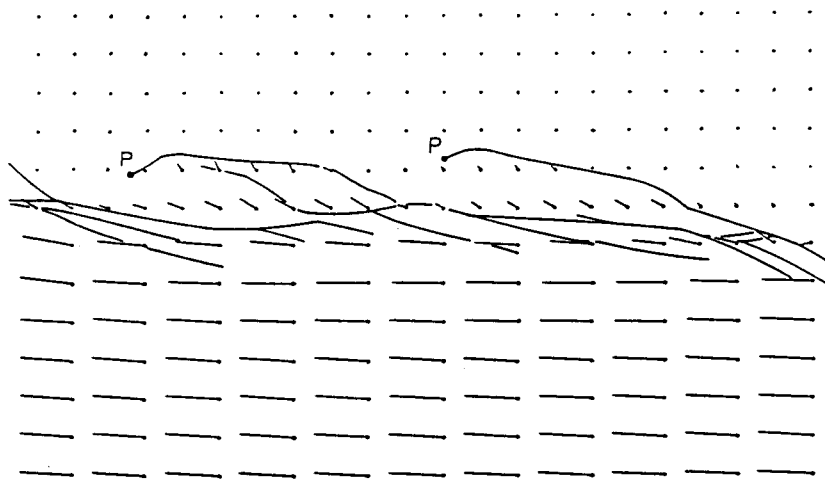
Embora nesta exposição já estejam implícitas as possíveis causas deste tipo de deformação: subducção oblíqua (**Ellis**, 1986; **Ellis & Watkinson**, 1987), tectónica transpressiva (**Cobbold et al.**, 1991), génese de cadeias arqueadas (**Burg et al.**, 1987),



(a)



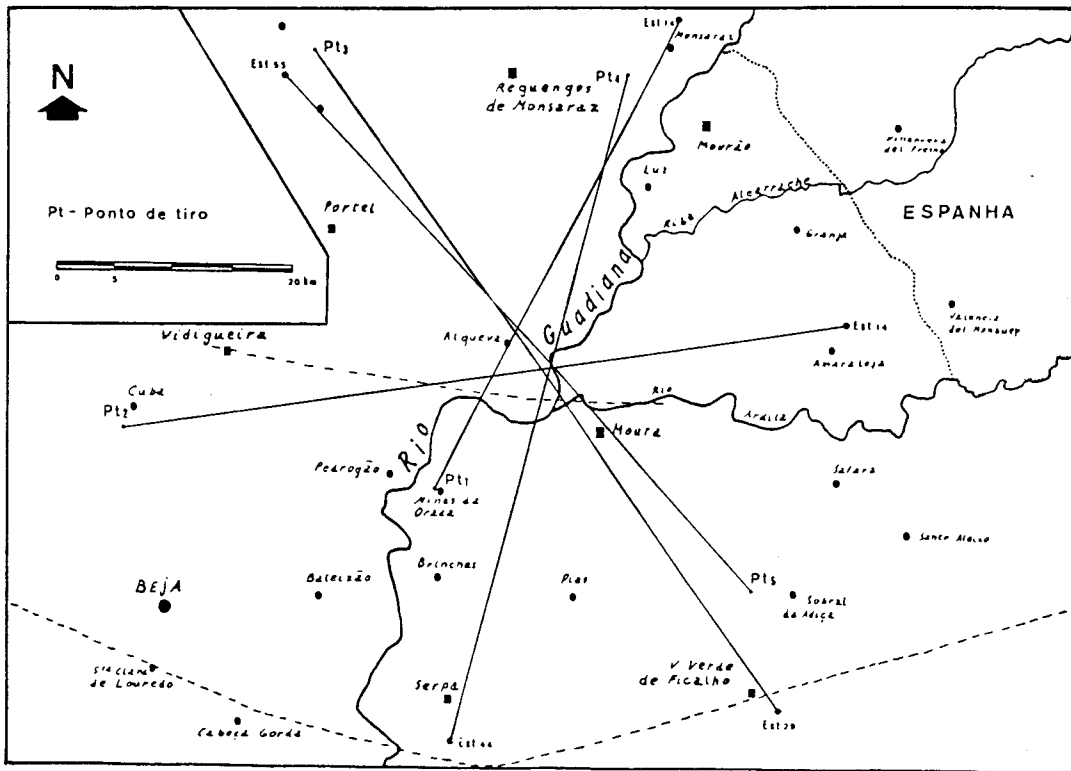
(b)



(c)

Fig. 68 - Esquema sintetizando a experiência de **Cobbold et al. (1991)**. Uma amostra constituída por leitos de areia foi deformada simulando-se um regime transpressivo por deslocamento relativo de duas placas basais, segundo um plano com inclinação de 54° , com componente esquerda e inversa. (a) - Vista em corte da amostra depois da deformação. As fracturas geradas delimitam uma "flower structure" assimétrica, onde as falhas sub-verticais têm praticamente só componente de desligamento; (b) - Vista em planta, mostrando a partição da deformação segundo faixas onde predomina a componente de cavalgamento e faixas onde se concentra a deformação cisalhante esquerda. A malha representada correspondia a uma rede regular, quadrada, no estado não deformado; (c) - Vista em planta mostrando o deslocamento sofrido pólos nós da referida rede inicialmente quadrada. Os pontos representam a posição inicial dos nós e a extremidade oposta dos traços, a sua posição final.

A



B

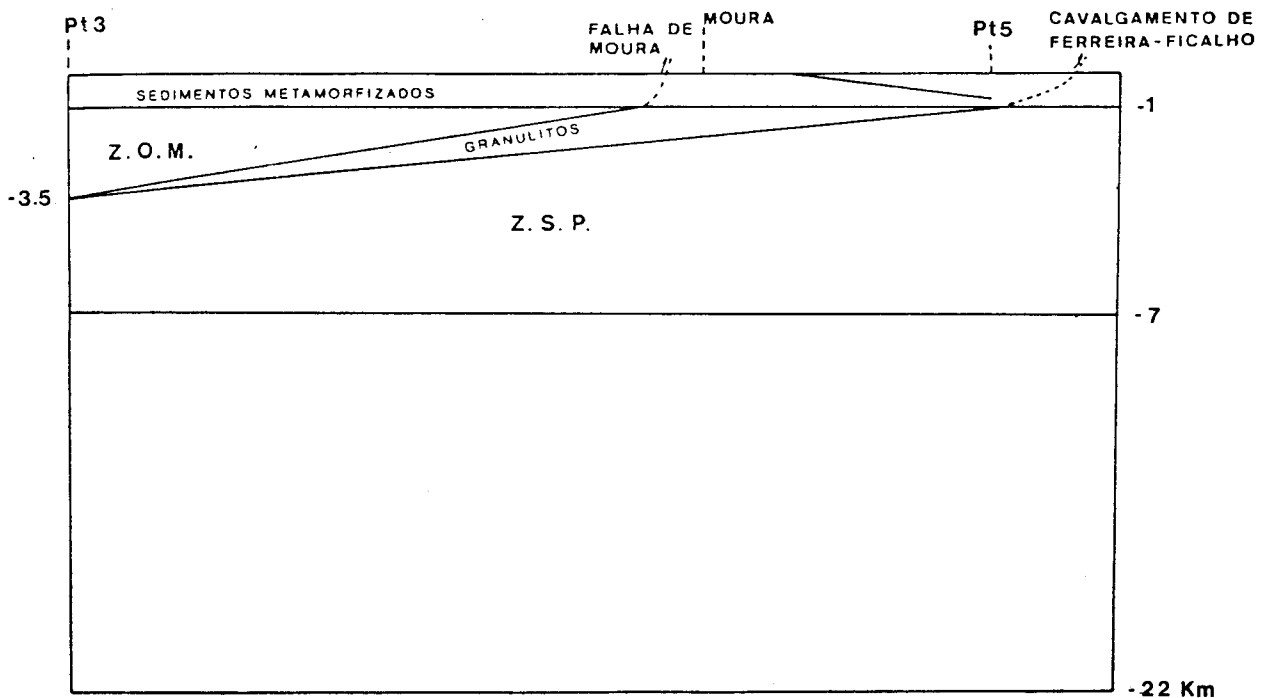


Fig. 69 - Síntese da informação geofísica profunda para região coberta pela geotransversal do Guadiana (adaptado de Baptista & Contreiras, 1984): A - Localização dos perfis sísmicos profundos, realizados no âmbito do projecto Alqueva; B - Modelo geológico para a crosta, estabelecido com base na sísmica profunda. A falha da Vidigueira-Moura e o Cavalcamento de Ferreira-Ficalho que à superfície apresentam características tardias, de terceira fase, em profundidade, comportam-se com falhas lísticas aproveitando provavelmente acidentes de segunda fase, entre Moura e o

Cavalgamento de Ferreira Ficalho existe uma discontinuidade inclinada para o quadrante sul que poderá coincidir com o limite entre o sector meridional, onde a primeira fase se encontra bem desenvolvida e o sector norte do Domínio de Évora-Beja onde esta fase tem pouca expressão ou não está mesmo presente.

deformação heterogénea (Ridley, 1986), no capítulo seguinte voltaremos a este tema para nos referirmos aos mecanismos responsáveis pelas estruturas de segunda fase, precoces e tardias, com base em modelos globais para a evolução geodinâmica de toda a região estudada.

Por último falta-nos abordar a problemática das dobras antitéticas. É frequentemente referida a existência de dobras antitéticas em regiões com uma anisotropia planar acentuada, anterior à deformação e, no território nacional, estas estruturas parecem ocorrer frequentemente associadas ao final desta fase da deformação (Ribeiro, 1974; Dias, 1986; Araújo, 1989; Ribeiro et al., 1991; Coke, 1992) Este tipo de estruturas é normalmente explicado pela relação angular entre a anisotropia anterior e os planos de cisalhamento (Berthé & Brun, 1980), como está exemplificado na figura 70. Uma explicação alternativa para a génese destas

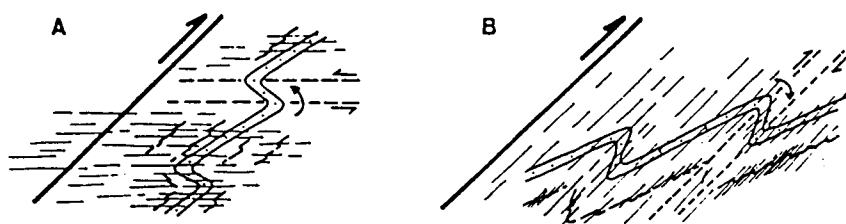


Fig. 70 - Geração de dobras antitéticas (A) ou sintéticas (B), consoante a orientação da anisotropia anterior (Berthé & Brun, 1980).

dobras é a proposta por Ribeiro et al. (1991). Segundo estes autores, estas estruturas poderão estar relacionadas com uma taxa de movimentação diferencial, entre zonas de cisalhamento que limitam o bloco onde se vão gerar as dobras antitéticas, tal como se representa na figura 71. Este é um modelo que nos parece válido para explicar as dobras antitéticas observadas no Sector do Anticlinal de Moura Ficalho. As zonas de cisalhamento com taxas de movimento diferentes, referidas neste modelo, podem ser, à escala da centena de metros, os numerosos acidentes que fazem os contactos entre a maioria dos litótipos da Unidade do Moínho do Carneiro ou, à escala quilométrica, por exemplo o carreamento de Santo Aleixo e o acidente profundo, aproveitado posteriormente pela falha de Moura (vide fig. 69). Infelizmente, para comprovar este modelo, seria necessário estimar as taxas de actividade relativas nestes acidentes quando se deu a formação das dobras antitéticas, o que não é de forma alguma possível. Podemos fazer no entanto o seguinte raciocínio:

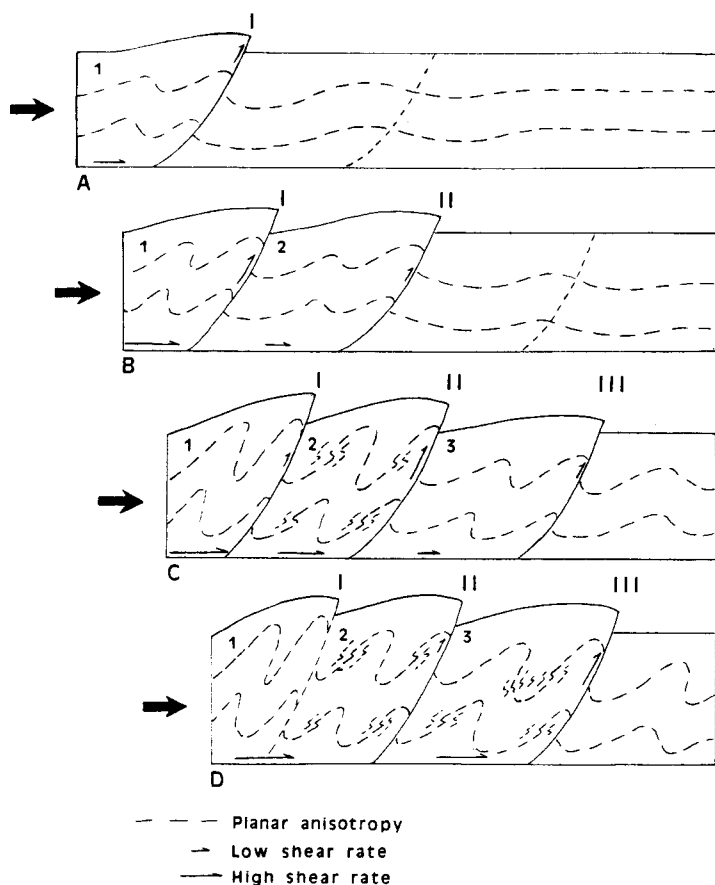


Fig. 71 - Geração de dobras antitéticas de segunda fase, causadas por diferenças na taxa de movimentação ao longo dos acidentes que limitam o bloco onde se observam estas estruturas (segundo Ribeiro et al. 1991, figura não publicada): A - Início da deformação de segunda fase, com propagação dos acidentes em "piggy back". Forma-se o acidente I; B - Propagação da deformação, gera-se o acidente II, inicialmente com uma taxa de deslocamento inferior ao acidente I; C - Gera-se o acidente III nos estádios iniciais com uma taxa de actividade baixa. Simultaneamente aumenta o deslocamento em II e em I a actividade diminui drasticamente. O deslocamento diferencial entre I e II induz, no bloco limitado por estes dois acidentes, a geração de dobras antitéticas; D - A taxa de deslocação concentra-se no acidente III, diminui no acidente II e cessa em I. As dobras antitéticas passam a gerar-se no bloco limitado pelos acidentes II e III.

-A falha da Vidigueira-Moura é uma falha esquerda de terceira fase (vide ponto 3.3.3), que de acordo com o modelo da figura 69, aproveitou um acidente anterior, de segunda fase.

- A reactivação de um acidente de F2 durante a terceira fase, acontece com mais probabilidade se este tiver uma actividade tardia, já com cataclase e geração de "fault gouge", do que se fôr um acidente precoce, contemporâneo de uma recristalização dinâmica, e do pico metamórfico, sin-F2.

- O carreamento de Santo Aleixo, de acordo com esta perspectiva, apresenta evidências de ser mais antigo (o comportamento das lineações de estiramento representado na figura 32 e o facto de estar materializado por milonitos, vide fotos 6 e 7, apontam para uma deformação muito dúctil) que o acidente reactivado pela falha da Vidigueira-Moura.

Desta forma, as relações de idade entre os dois acidentes parecem indicar uma propagação do tipo "piggy back", durante a segunda fase, ou pelo menos nos seus estádios

finais, o que está de acordo com o modelo de **Ribeiro et al.** (1991), sintetizado na figura 71. Pelas mesmas razões é lícito admitir que a taxa de actividade no carreamento de Santo Aleixo seria já bastante baixa, quando o acidente a SW começou a actuar. Esta situação está também de acordo com o referido modelo.

Resta referir que, tal como o modelo de transpressão tangencial, esta interpretação teórica necessita de ser comprovada por métodos experimentais, o que passará, num futuro próximo, por ensaios no já referido Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental.

3.3.3. TERCEIRA FASE DE DEFORMAÇÃO

Como referimos anteriormente, a terceira fase de deformação é muito mais incipiente neste domínio do que no Domínio de Estremoz-Barrancos. Desta forma, a exposição que se segue permite confirmar os dados apresentados no ponto 3.2.3, pouco acrescentando ao que referimos anteriormente, em termos de cinemática da deformação de terceira fase. Contudo, este capítulo justifica-se porque, embora de uma forma moderada, a terceira fase tem influência na geometria das estruturas anteriormente descritas, constituindo assim, um complemento para a análise geométrica da primeira e segunda fases de deformação. Por outro lado, independentemente da sua intensidade, a terceira fase apresenta, no troço estudado do Domínio de Évora e Beja, relações de idade com os maciços intrusivos cartografados, importantes para a compreensão da evolução geral de toda a região, apresentada nos pontos 4 e 5. Desta forma, apesar de correremos o risco de nos tornarmos repetitivos, vamos respeitar a metodologia seguida até aqui, e descrever detalhadamente as várias estruturas de F3, do ponto de vista geométrico, e posteriormente, do ponto de vista cinemático.

3.3.3.1 - ANÁLISE GEOMÉTRICA

a) Clivagem

Neste domínio a clivagem de terceira fase é muito mais incipiente que no Domínio de Estremoz-Barrancos, correspondendo geralmente a uma crenulação fraca nos xistos, enquanto que em litologias mais maciças, ou não se manifesta, ou corresponde a uma clivagem de fractura muito pouco penetrativa. No anexo 13, a relativa escassez de observações de S3, à escala mesoscópica, traduz a fraca intensidade desta fase, neste domínio. No início de ponto 3.3, já referimos que, exactamente por estas observações se tornarem gradualmente mais raras em direcção a SW, optámos por não apresentar mapas de estruturas mesoscópicas de terceira fase, para a área coberta pela folha 3.

Do ponto de vista geométrico S3 é bastante regular, apresentando uma direcção NW-SE e inclinações próximas da vertical, mas sistematicamente para o quadrante nordeste (fig. 72), contrariamente ao que sucede no domínio a Norte onde apresenta uma geometria em leque à escala macroscópica (vide ponto 3.2.3.1, alínea a e 3.2.3.2).

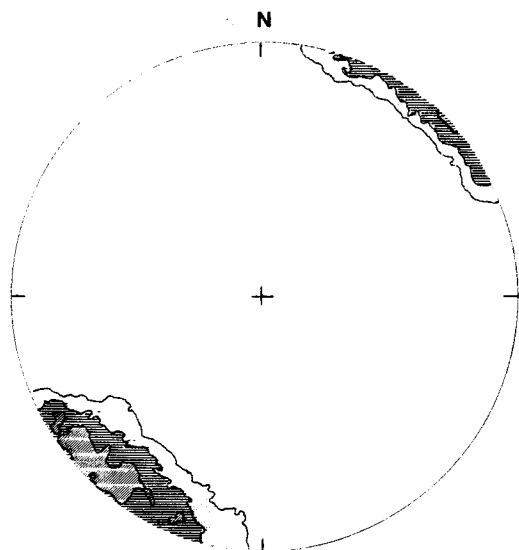


Fig. 72 - Diagrama de densidades de pólos da clivagem S3 no Domínio de Évora-Beja, com base em 248 medições. Máxima concentração em torno do polo do plano de atitude N52W;80NE. As linhas de contorno correspondem a concentrações de 3, 7 e 12%.

A clivagem S3 corresponde a uma estrutura claramente pós-metamórfica, nunca exibindo qualquer evidência de recristalização associada e, em lâmina delgada, traduz-se normalmente por microdobramentos muito ligeiros da anisotropia anterior em rochas competentes (foto 52) ou um pouco mais acentuados em níveis xistentos (foto 53).

b) Lineações

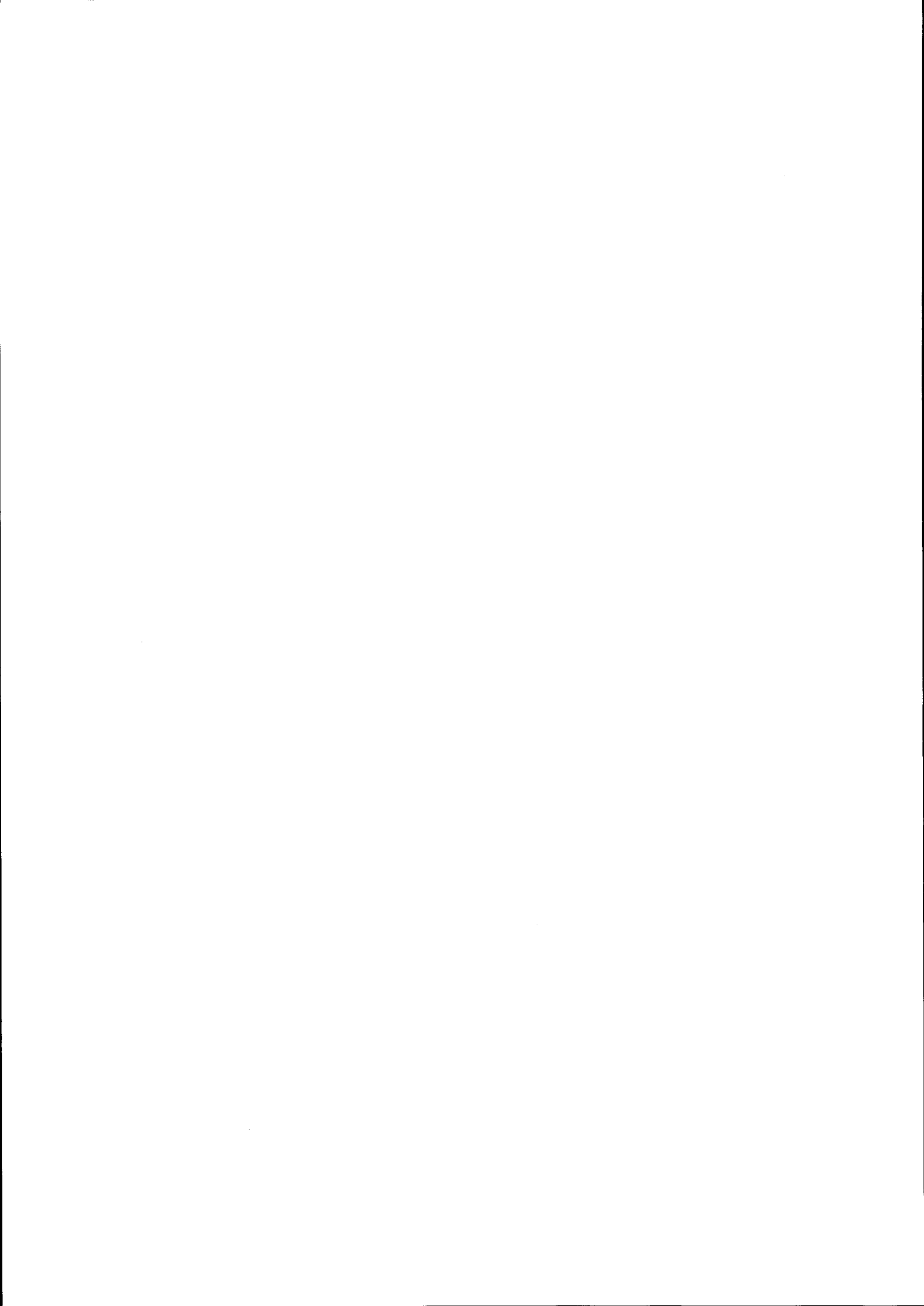
Se no Domínio de Estremoz-Barrancos, a terceira fase não foi suficientemente forte para gerar lineações de estiramento (vide alínea b do ponto 3.2.3.1), neste sector, dada a ainda menor intensidade desta fase, o estiramento de F3 volta a não estar presente.

Quanto à lineação de intersecção, esta observa-se com alguma regularidade ao longo da área estudada (anexo 14), sendo sempre subparalela aos eixos de dobras, razão porque a apresentamos em conjunto com esta estrutura (anexo 14 e fig. 73). Com efeito, embora na figura 73 se observe uma certa dispersão destas duas estruturas, ela é causada fundamentalmente porque as superfícies de referência deformadas por F3 já se encontravam previamente dobradas e não por qualquer mecanismo de deformação particular deste evento tectónico. Não foram portanto detectadas quaisquer evidências de transecção, como acontecia no domínio a Norte (vide alínea c do ponto 3.2.3.1 e ponto 3.2.3.2). Na alínea seguinte abordaremos as possíveis razões para não ocorrer transecção neste domínio.



Foto 51 (em cima) - Carreamento tardi-F2, dobrado pela terceira fase, separando metavulcanitos ácidos (alóctone) e básicos (autóctone relativo) da Unidade da Ribeira de Codes (EN 384, Entre Moura e Alqueva).

Foto 52 - Microfoto de uma amostra de xisto silicioso da Unidade do Outeiro dos Castelos (Vale do Guadiana). Observa-se a clivagem S2a, dobrada por F2b e ao conjunto sobrepõe-se uma crenulação fraca de terceira fase (diagonal NW-SE da foto).



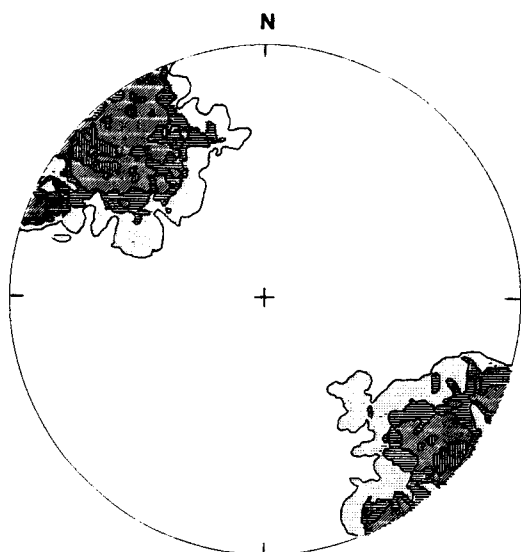


Fig. 73 - Diagrama de densidades da lineação de intersecção e dos eixos de dobra de terceira fase no Domínio de Évora-Beja, com base em 106 medições. Máxima concentração em torno da linha de atitude $10^{\circ}N51^{\circ}W$. As linhas de contorno correspondem a concentrações de 3, 6, 11 e 18%.

c) Dobras

Os dobramentos desta fase são geralmente pouco pronunciados, provocando ondulações suaves nas estruturas anteriores (vide foto 51). Dado o ângulo muito aberto entre os flancos, a vergência para SW, deduzida da atitude da clivagem (fig. 72), muitas vezes não tem expressão, à escala do afloramento, sendo frequente as dobras apresentarem simetria praticamente ortorrômbica (foto 54).

Enquanto no Domínio de Estremoz-Barrancos, as dobras de terceira fase são frequentemente bastante penetrativas à escala do afloramento (vide foto 13), neste sector não é comum observarem-se dobras com pequeno comprimento de onda, excepto em faixas restritas, onde a deformação de terceira fase se concentrou, normalmente em litologias xistentas. Assim, à escala mesoscópica, as dobras mais comuns têm amplitude métrica ou superior (fotos 51 e 54), existindo igualmente dobramentos maiores, sendo os de primeira ordem de amplitude quilométrica (vide anexos 3 e 4).

Relativamente à geometria dos eixos das dobras, estes apresentam direcção média $N45^{\circ}-50^{\circ}W$, sub-horizontais ou preferencialmente mergulhantes para NW (fig. 73). Na alínea b, a propósito da lineação de intersecção, referimos que neste domínio não foram encontradas evidências da transecção, a qual está bem patente no domínio a Norte. A terceira fase fez-se sentir ao longo de todo o território nacional e o seu regime de deformação com certeza não mudou significativamente em poucos quilómetros. Na alínea seguinte e no ponto 3.3.3.2, veremos que os acidentes frágeis apontam para a existência de uma componente de cisalhamento esquerda, durante a terceira fase, também neste sector. A não existência de dobras transectadas, relaciona-se provavelmente com o diferente comportamento reológico de todo este domínio no seu conjunto, comparativamente com o Domínio de Estremoz-Barrancos. O

Domínio de Évora-Beja reagiu à deformação predominantemente de forma elástica, como um corpo rígido. A deformação progressiva de terceira fase e, conseqüentemente, as dobras transectadas vão ficar apenas registadas nas regiões em que os materiais apresentam um comportamento mais plástico. Neste domínio as dobras são suaves, não vão registar uma deformação prolongada e, aparecem associadas a um elevado número de estruturas frágeis (vide próxima alínea). Retomaremos este assunto no ponto 3.3.3.2 e no capítulo 5.

d) - Fracturas

Neste domínio foi observado um elevado número de fracturas das quais vamos apenas referir as que foram possíveis de classificar, quanto à sua natureza.

O sistema de fracturas mais frequente corresponde a falhas com movimentação mista, predominantemente esquerda, mas também com alguma componente inversa, de atitude sensivelmente E-W, subverticais, preferencialmente inclinadas para Norte (fig. 74). O sistema conjugado direito é menos frequente e apresenta concentração máxima em torno da atitude N5W,88E (fig. 75). Estas falhas deformam frequentemente as dobras e a clivagem de F3, mostrando por exemplo estruturas de arraste, indicadoras do seu sentido de movimento. No entanto, como apresentam uma geometria perfeitamente compatível com o campo de tensões que originou a clivagem e as dobras, consideramos que estas estruturas mais frágeis representam os estádios finais desta fase de deformação.

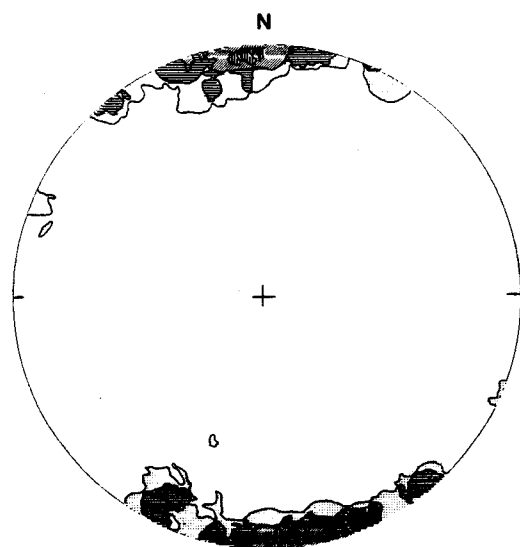


Fig. 74 - Diagrama de densidades dos pólos de desligamentos esquerdos de F3 no Domínio de Évora-Beja, com base em 88 medições. Máxima concentração em torno do polo do plano de atitude N85W;85NE. As linhas de contorno correspondem a concentrações de 3, 5, 10 e 17%.

O sistema de falhas da Vidigueira-Moura, que se inclui no referido conjunto com movimento esquerdo e inverso, apresenta uma dobra macroscópica associada, em sinforma, interpretada como dobra de arraste gerada pela componente inversa, onde a clivagem de plano axial é S3. É no núcleo desta dobra que está conservada a Unidade da Ramada (vide anexo 3,

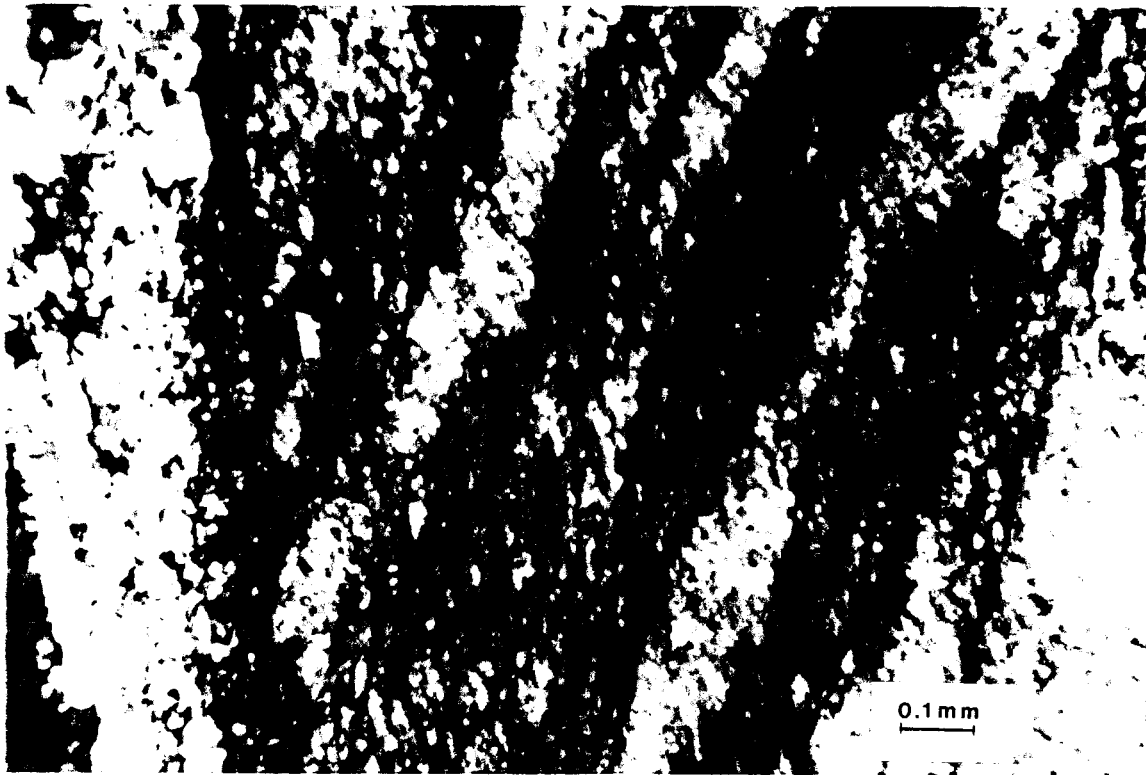
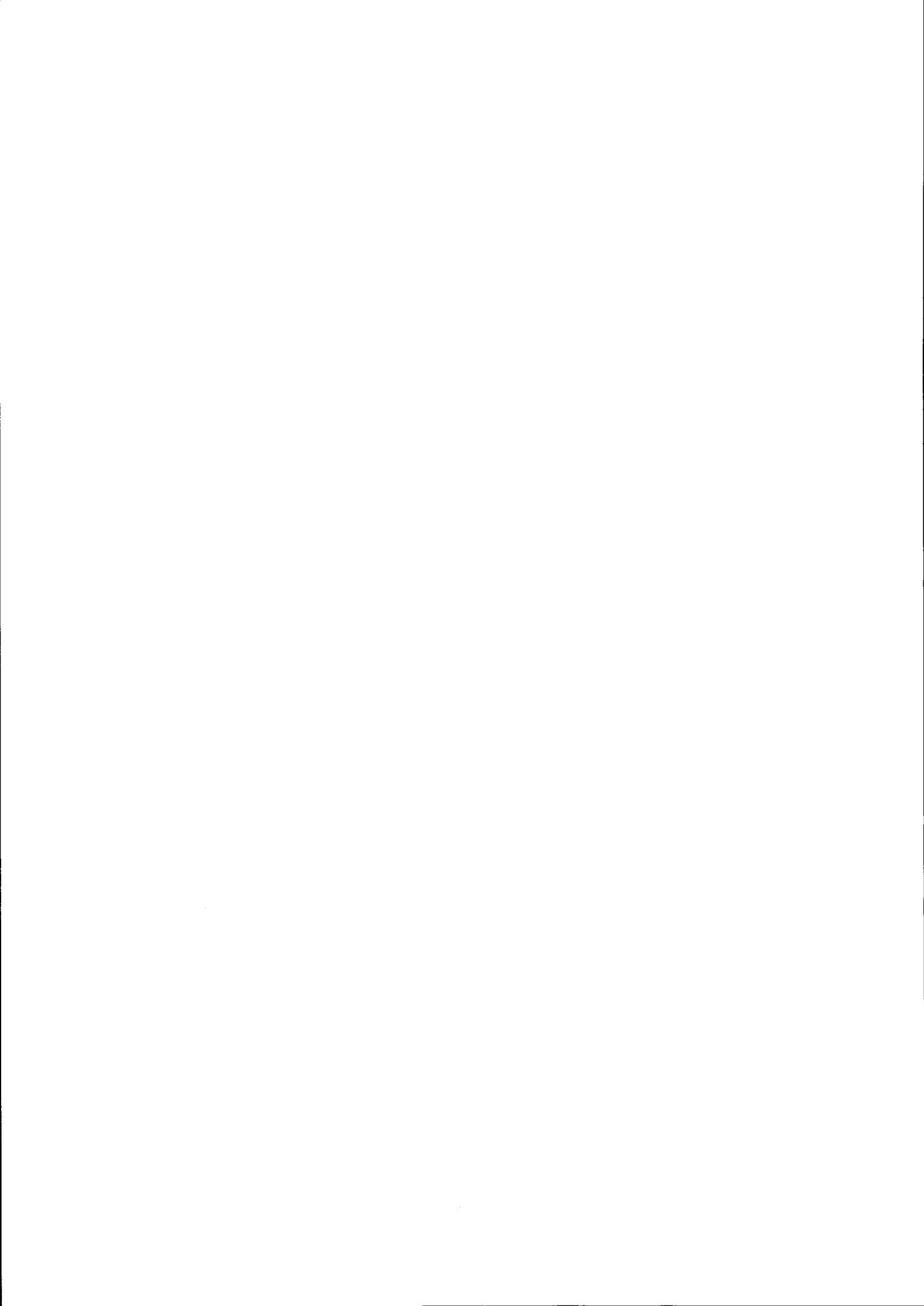


Foto 53 - Microfoto de uma amostra dos xistos da Unidade de Porto de Évora (Vale do Guadiana). Observa-se uma crenulação de terceira fase sobreposta à clivagem S2.



Foto 54 - Dobra de terceira fase, com simetria ortorrômbica, sobreposta a uma dobra isoclinal de segunda fase, em metavulcanitos básicos da Unidade de Moinho de Vilares, próximo do contacto com o Complexo de Monte Ínsua (Vale do Guadiana).



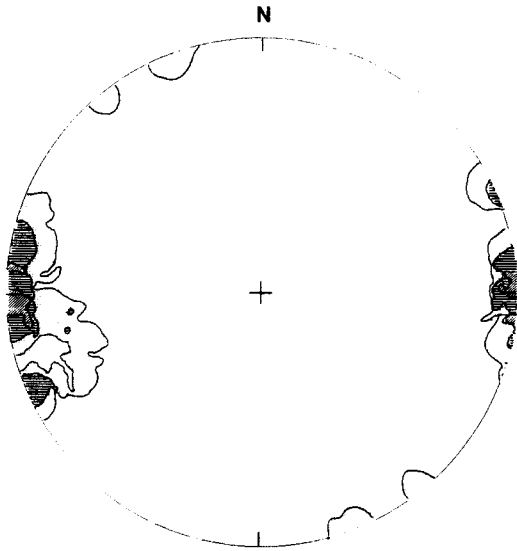


Fig. 75 - Diagrama de densidades dos pólos de desligamentos direitos de F3 no Domínio de Évora-Beja, com base em 37 medições. Máxima concentração em torno do polo de atitude N5W;88E. As linhas de contorno correspondem a concentrações de 5, 10 e 15%.

corte geológico E-F). Na Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000, 43-B Moura, esta estrutura parece prolongar-se para W, durante vários quilómetros. Assim, a existência de dobras macroscópicas com a clivagem S3 de plano axial, com uma geometria na dependência deste sistema de falhas, parece indicar que, pelo menos em certos casos, não haverá praticamente diacronismo entre as estruturas frágeis e as dobras e clivagem de terceira fase.

Um outro elemento importante na cronologia relativa destas estruturas é fornecido pelas relações entre o granito de Pias-Pedrógão e a deformação. Este pequeno batólito encontra-se no núcleo de uma estrutura antiforma, muito suave, de terceira fase (vide anexo 4). No granito observam-se com alguma frequência zonas de cisalhamento dúcteis, a quente, com geometria e cinemática semelhante à dos cisalhamentos representados nas figuras 74 e 75. Este granito apresenta uma fracturação persistente, segundo estas direcções, responsável pela morfologia típica destas rochas (foto 55). No encaixante, no Sector de Pedrógão-Brinches (portanto entre este granito e o Complexo de Beja) ocorrem alguns exemplos de acidentes pertencentes a estes dois sistemas, com evidências de deformação a quente, por vezes com materiais de composição ácida injectados no plano de movimento, com deformação plástica dos feldspatos, à escala microscópica (fotos 56 e 57). Associamos esta deformação a quente à contemporaneidade entre estas estruturas e a instalação do granito de Pias-Pedrógão e/ou do Complexo de Beja. No extremo sul da geotransversal, o Rio Guadiana toma uma direcção NNW-SSE, ao longo de cerca de 3 quilómetros. Neste local, o traçado do rio é condicionado por um conjunto de falhas com movimento direito (vide anexo 4), pertencentes ao sistema representado na figura 75. Nesta zona existem várias escavações, relacionadas com antigas explorações de ouro, situadas sobre este conjunto de acidentes. Estas explorações prospectaram provavelmente o ouro em veios hidrotermais, associados a fenómenos de diferenciação do Complexo de Beja, geograficamente muito próximo, injectados ao longo destas fracturas.

Um outro tipo de acidentes frágeis cartografado neste sector, foram falhas com movimentação predominantemente inversa (por vezes também com alguma componente esquerda), que se concentram em torno da atitude N42W,65NE, apresentando-se contudo, alguns destes acidentes, rodados para direcções mais próximas de E-W (fig.76). Estes últimos apresentam normalmente estrias mais inclinadas, denotando um aumento da componente esquerda, sendo por vezes difícil definir a fronteira entre este sistema (fig. 76) e o sistema representado na figura 74.

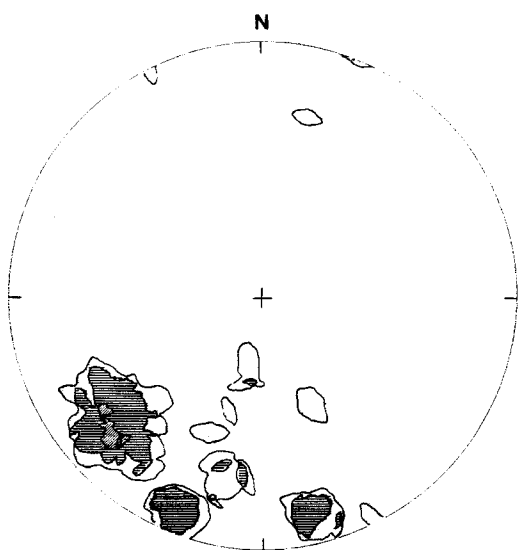


Fig. 76 - Diagrama de densidades dos pólos das falhas inversas de F3 no Domínio de Évora-Beja, com base em 42 medições. Máxima concentração em torno do polo do plano de atitude N42W,65E. As linhas de contorno correspondem a concentrações de 3, 7 e 12%.

A relação de contemporaneidade entre as falhas inversas e as dobras e a clivagem de terceira fase é geralmente mais óbvia que nos outros tipos de estruturas frágeis. É frequente estes acidentes surgirem associados a flancos curtos das dobras, ou notar-se por exemplo que S3 se torna gradualmente mais penetrativa com a aproximação a estas falhas, ou que roda gradualmente até se paralelizar ao plano de movimento.

Um último tipo de fracturas observadas, estas mais raras, são as fendas de tracção, que ocorrem com alguma frequência apenas no sector do Anticlinal de Moura Ficalho. Constituídas normalmente por veios de quartzo, também podem apresentar preenchimentos de clorite ou veios hidrotermais, com feldspatos, quartzo, moscovite, turmalina, granadas, etc. Este tipo de preenchimentos leva-nos a associar a génese destas estruturas aos fenómenos de diferenciação das rochas intrusivas da região e a considerá-las contemporâneas das estruturas descritas anteriormente. Do ponto de vista geométrico, as fendas de tracção apresentam alguma dispersão mas concentram-se preferencialmente em torno da atitude N47E,88NW (fig. 77), perpendicular à clivagem e aos eixos das dobras.



Foto 55 - Granito de Pias-Pedrógão (Vale do Guadiana). Os blocos encontram-se limitados por fracturas sub-horizontais, provavelmente relacionadas com mecanismos de descompressão do maciço e por fracturas N-S, preferencialmente inclinadas para Este (lado direito da foto), coincidentes com zonas de cisalhamento direitas, de terceira fase.

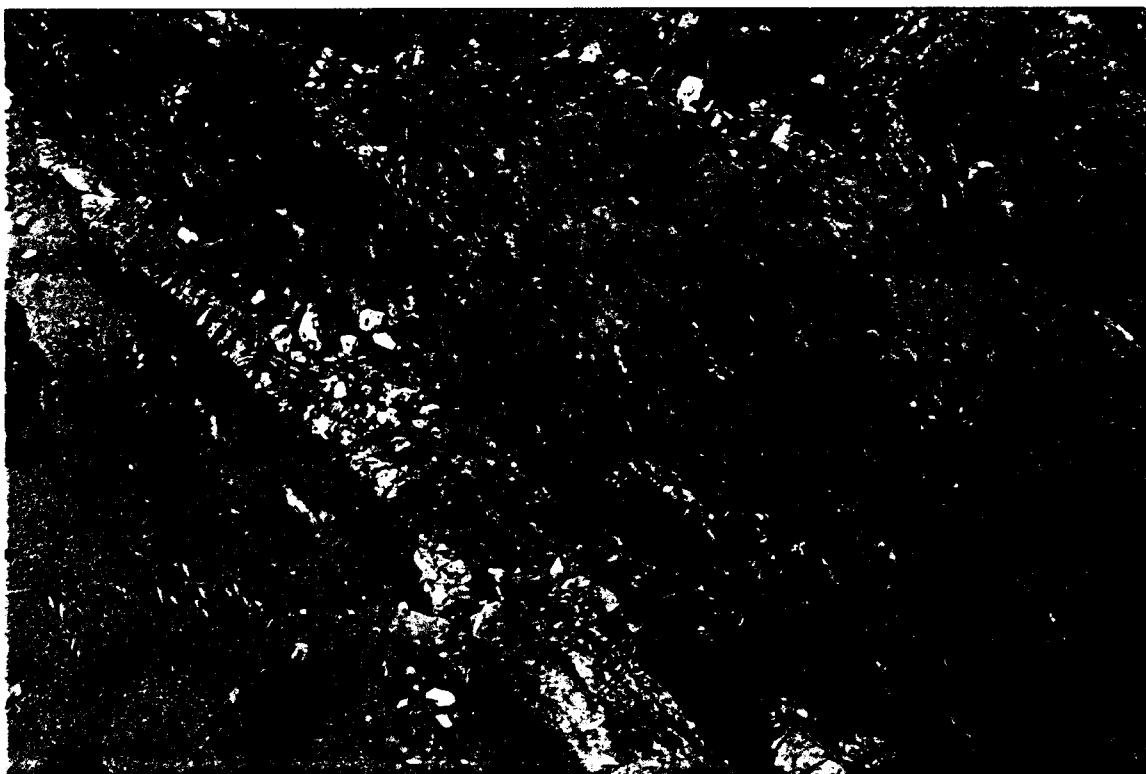


Foto 56 - Cisalhamento esquerdo, afectando rochas intermédio-básicas da Unidade da Ribeira de Odearce (Vale do Guadiana, Moinho das Fazendas Novas), com material de composição ácida injectado no plano de movimentação.

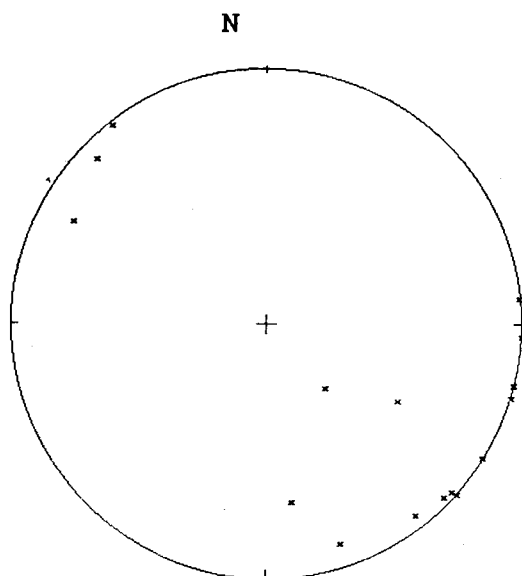


Fig. 77 - Projecção estereográfica de pólos de fendas de tracção de terceira fase no Domínio de Évora-Beja (17 dados). Máxima concentração em torno do polo do plano de atitude N47E;88NW.

3.3.3.2 INTERPRETAÇÃO CINEMÁTICA DAS ESTRUTURAS DE TERCEIRA FASE

Neste capítulo, pouco há a acrescentar ao que foi referido no ponto 3.2.3.2. Atendendo à anterior recristalização das rochas e ao seu comportamento reológico particular, face à deformação de terceira fase (vide alínea c do ponto anterior), a componente esquerda contemporânea do achatamento, deduzida pela transecção esquerda no Domínio de Estremoz-Barrancos, torna-se menos evidente nesta região traduzindo-se, no entanto, por uma maior predominância do sistema de falhas E-W, esquerdas (fig. 74), sintéticas com esta componente, relativamente ao sistema conjugado direito (fig. 75).

No diagrama da figura 78 projectaram-se as atitudes médias de todas as estruturas referidas no ponto anterior (com base nas figs. 72 a 77). As relações geométricas entre estas estruturas são particularmente coerentes. Com base neste diagrama podemos no entanto inferir, que a partir de um certo momento, o regime de deformação da terceira fase se poderá ter modificado, isto é: admitindo que a clivagem, dobras e cavalgamentos correspondem às estruturas mais precoces, no início desta fase o estiramento fez-se segundo o eixo cinemático a, com escape do material na vertical, ao longo de planos discretos, correspondentes aos cavalgamentos cartografados (fig. 76); Para o fim da terceira fase, o estiramento passou a ser em b, como se pode concluir da geometria dos desligamentos e das fendas de tracção, dando-se o escape do material paralelamente ao orógeno. Esta evolução do regime da deformação da terceira fase coincide com a observada no Domínio de Estremoz-Barrancos (vide ponto 3.2.3.2).

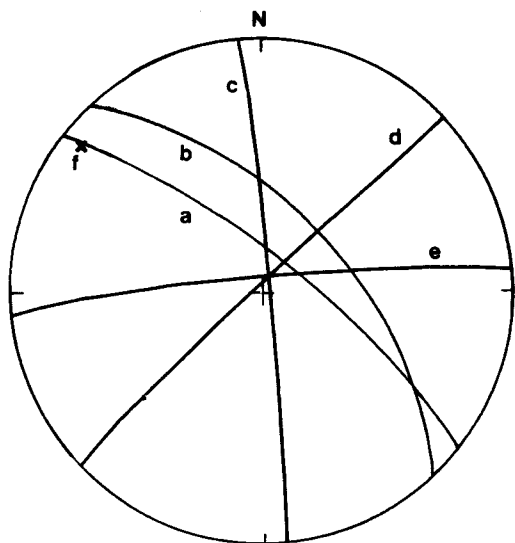


Fig. 78 - Projecção estereográfica das estruturas médias de terceira fase no Domínio de Évora-Beja, determinadas com base nos dados representados nas figuras 72 a 77: a - S3 (N52W;80N); b - Falhas inversas (N42W;65NE); c - Desligamentos direitos (N5W;88E); d - Fendas de tracção (N47E;88NW); e - Desligamentos esquerdos (N85E;85N); f - Eixos de dobra e lineação de intersecção L3 (10;N51W).

3.3.4 - DEFORMAÇÃO TARDI-VARISCA

Contrariamente ao domínio de Estremoz-Barrancos, onde se observam estruturas tardias, relacionadas com vários eventos e/ou mecanismos de deformação (vide ponto 3.2.4) neste domínio a deformação tardi-varisca é mais regular e parecem só existir estruturas tardias relacionadas com dois dos mecanismos de deformação referidos para o domínio anterior. Existem no entanto frequentes exemplos de reactivação alpina dos acidentes anteriores, assunto que será abordado de forma sumária no ponto 3.5.

Um primeiro tipo de estrutura que associamos a esta deformação tardia são fendas de tracção preenchidas por quartzo, raramente por calcite, sem qualquer deformação (fig. 79). Apenas incluímos neste grupo as estruturas que em afloramento se apresentavam muito regulares, não deformadas e claramente sobrepostas a estruturas de terceira fase. No diagrama da figura 79 existe um grupo de fendas de tracção que apresenta uma atitude semelhante às incluídas na figura 77, atribuídas à terceira fase. A separação entre estes dois grupos, baseou-se no tipo de preenchimento das fendas (quando estavam preenchidas por material hidrotermal, eram consideradas de terceira fase) e na existência ou não de vestígios de deformação do material que preenchia a fenda. Na referida figura, a máxima concentração faz-se em torno do polo de um plano de atitude N51W, 81NE.

Outro tipo de estrutura tardia, que se observa com maior frequência que a anterior, é uma fracturação de direcção NE-SW, subvertical, que frequentemente se assemelha a uma clivagem de fractura (fig. 80). Localmente esta fracturação surge associada a dobras muito

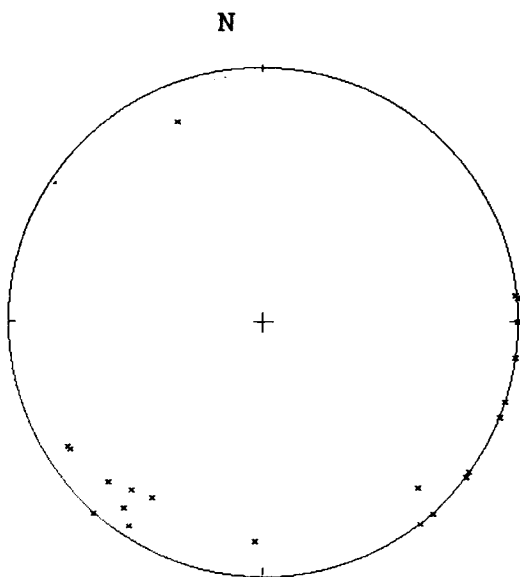


Fig. 79 - Projecção estereográfica de pólos de fendas de tracção pós-terceira fase no Domínio de Évora-Beja (22 dados). Máxima concentração em torno do polo do plano de atitude N51W;81NE.

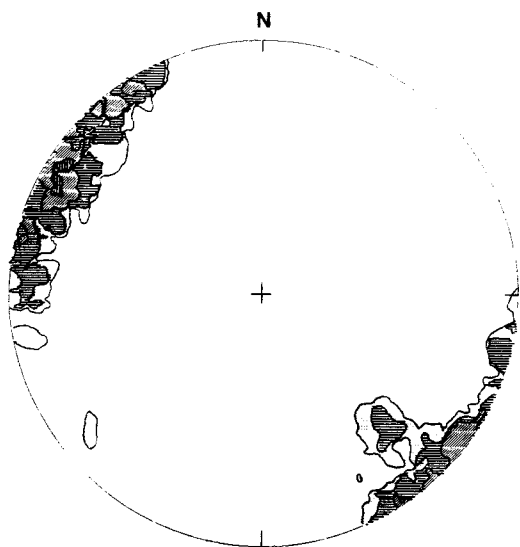


Fig. 80 - Diagrama de densidades dos pólos da clivagem de fractura tardia no Domínio de Évora-Beja, com base em 51 medições. Máxima concentração em torno do polo do plano de atitude N33E;84E. As linhas de contorno correspondem a concentrações de 2, 4, 8 e 15%.

suaves com eixos NE-SW, com inclinações variáveis em função da geometria das estruturas anteriores (fig. 81).

Interpretamos estas estruturas, tal como no Domínio de Estremoz-Barrancos (ponto 3.2.4), como o resultado da recuperação elástica do maciço imediatamente posterior ao final da terceira fase (Tobisch & Fiske, 1976).

Ao longo da geotransversal do Rio Guadiana, no Domínio dos Maciços de Évora e Beja, foram detectadas muito poucas estruturas tardias, directamente relacionáveis com o campo de tensões responsável pela falha da Messejana. Um exemplo de uma falha atribuída a

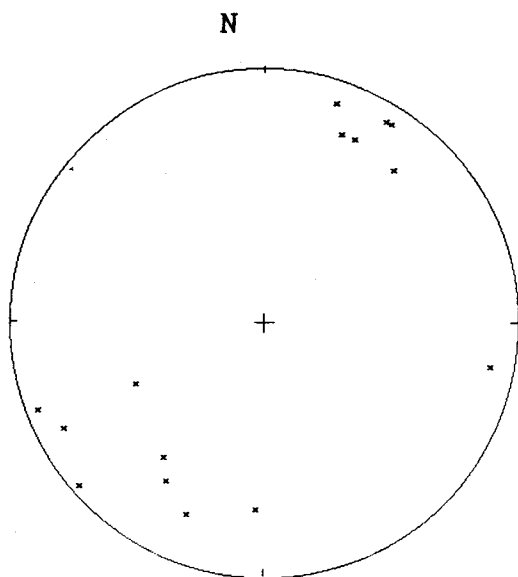


Fig. 81 - Projecção estereográfica de eixos de dobra pós-terceira fase no Domínio de Évora-Beja (15 dados). Máxima concentração em torno da linha de atitude 15;N26E.

este conjunto, é o acidente de direcção NE-SW que ocorre no leito do Guadiana junto à povoação de Pedrógão, o qual rejeita o limite do granito com componente esquerda (vide anexo 4). Na figura 74 observa-se que os desligamentos esquerdos tardi-F3 se dispersam desde um máximo de direcção E-W, atitude típica deste grupo de fracturas, até atitudes NE-SW, com certeza já pertencentes ao referido sistema tardi-varisco. Para além de sua orientação, normalmente não há outros critérios que permitam atribuir estes acidentes aos impulsos finais de F3 ou a uma fase tardi-varisca, surgindo situações ambíguas quando as falhas apresentam direcções intermédias, entre E-W e NE-SW. Pensamos que esta variação de atitudes praticamente contínua, entre estes dois extremos, resulta de uma rotação gradual do campo de tensões do final da terceira fase, com compressão NE-SW, para uma posição próxima de N-S, responsável por estes acidentes, com direcção semelhante à da falha da Messejana.

Estes desligamentos esquerdos NE-SW são muito frequentes fora do sector coberto pela cartografia da geotransversal que levantámos, nas proximidades da povoação da Vidigueira, junto à qual passa a referida falha da Messejana.

3.4 - DEFORMAÇÃO ALPINA

No sector do Domínio dos Maciços de Évora e Beja, coberto pela geotransversal do Rio Guadiana surgem frequentemente evidências de reactivação recente, em acidentes variscos, de terceira fase, ou atribuídos às fases tardi-variscas. Estando em curso trabalhos nesta região, na área da Neotectónica (Silveira, in prep.), não nos vamos alongar sobre este assunto, que foge ao tema do presente trabalho, contudo, vamos enumerar alguns acidentes nestas condições, que

merecem particular destaque, pela sua importância ou pelas evidências claras de actividade recente.

O acidente mais importante com evidências de reactivação recente e com sismicidade instrumental associada é, sem dúvida, a falha da Vidigueira-Moura (Silveira & Araújo, 1989; Silveira, 1990; Cabral, 1993). Corresponde a uma falha E-W, fortemente inclinada para Norte, esquerda, do final da terceira fase, reactivada como cavalgamento para Sul, no ciclo alpino. Este acidente mostra evidências desta movimentação desde o Paleogénico até à actualidade e é responsável pela génese da bacia endorreica de Marmelar (Carvalho & Carvalhosa, 1970). No local em que a Geotransversal levantada intersecta este acidente, ocorrem uma série de falhas sub-paralelas (vide anexo 3), com caixas de falha variáveis entre alguns centímetros de espessura e dimensões métricas, normalmente preenchidas por brechas de falha e "fault gouge", às vezes com impregnações carbonatadas, que associamos à alteração de rochas básicas e à circulação de fluídos nestes planos (foto 58).

Um outro acidente, igualmente importante, não pela sua actividade ou extensão, mas pelos riscos que pode acarretar no futuro, é a falha de Alqueva, que faz localmente o contacto entre as Unidades dos Castelos e do Moínho do Carneiro e que cruza o Rio Guadiana exactamente no local projectado para a construção da barragem de Alqueva (vide anexo 3). Esta falha, sub-paralela à da Vidigueira-Moura e inclinada igualmente para Norte, apresenta evidências de movimentação recente do tipo normal, tem expressão geomorfológica e é considerada um acidente secundário associado ao bloco levantado da falha de Moura (Silveira & Araújo, 1989; Silveira, 1990). À escala do afloramento, na margem esquerda, esta falha parece corresponder a um único plano de movimento, com uma caixa de falha com um a dois metros de espessura, preenchida por material esmagado e "fault gouge" (foto 59). Na margem direita parece ramificar-se e corresponder a três acidentes, com caixas de falha mais estreitas (com larguras de meio metro ou inferiores).

Um terceiro acidente que poderá também ter actividade recente, é a falha interpretada no leito do Rio, de direcção NE-SW, junto à povoação de Pedrógão (anexo 4). Não existem evidências directas de actividade neotectónica associadas a esta falha mas, na margem esquerda, nas proximidades deste acidente, parecem ocorrer terraços basculados par Sul ou SW, o que é um indício de actividade tectónica recente. Esta é apenas uma evidência indirecta e o basculamento dos terraços pode até não ter relação com esta falha. No entanto, o facto do projecto Alqueva prever também a construção de um açude neste local, é razão suficiente para aqui deixarmos expressas as nossas suspeitas e para neste local se fazerem estudos complementares, no domínio da Neotectónica.

No extremo Sul da Geotransversal, a falha E-W que limita os dioritos do Maciço de Beja (anexo 4), apresenta também uma marcada expressão geomorfológica, com o bloco Norte mais elevado. Este aspecto geomorfológico faz, numa primeira análise, colocar a possibilidade

deste acidente ter uma movimentação semelhante à da falha da Vidigueira-Moura. No entanto, não foram detectadas outras evidências que permitam atribuir-lhe actividade neotectónica. Por outro lado, como este acidente separa litologias com diferente susceptibilidade aos agentes erosivos, a sua expressão geomorfológica pode relacionar-se apenas com fenómenos de erosão diferencial.

Outro acidente, também nesta região, que levanta maiores suspeitas de actividade recente, é a falha interpretada no leito do Rio, de direcção NNW-SSE, imediatamente a Norte da anterior (vide anexo 4). Neste caso, as formações de um e outro lado da falha são semelhantes e o levantamento relativo da margem direita neste local não pode ser explicado por erosão diferencial. A favor de uma tectónica recente ligada a esta falha, está também o facto de não existirem terraços do Guadiana na margem direita e de estes serem abundantes na margem esquerda. Note-se que a expressão geomorfológica deste acidente se atenua para Sul e que a falha já referida, que faz o contacto com o Maciço de Beja, não se apresenta afectada por este acidente. Este facto poderá indicar que o limite do Maciço de Beja é efectivamente uma falha activa, com movimentação mais recente que o acidente de direcção NNW-SSE.

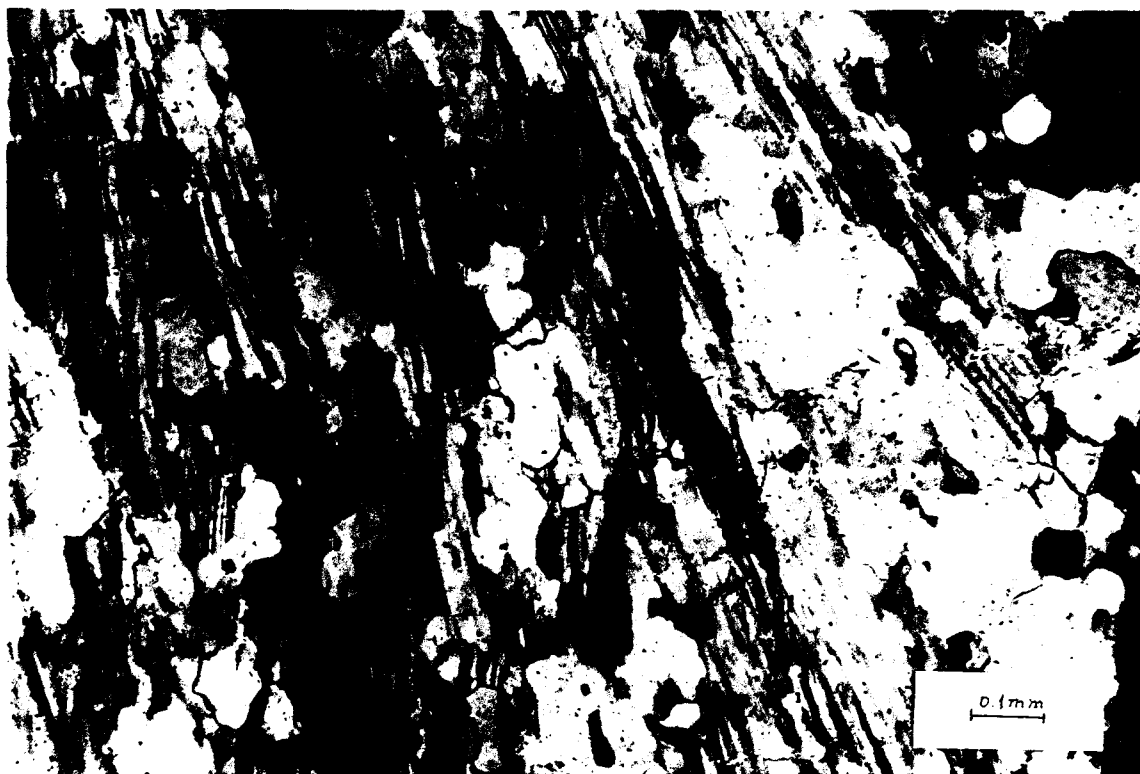
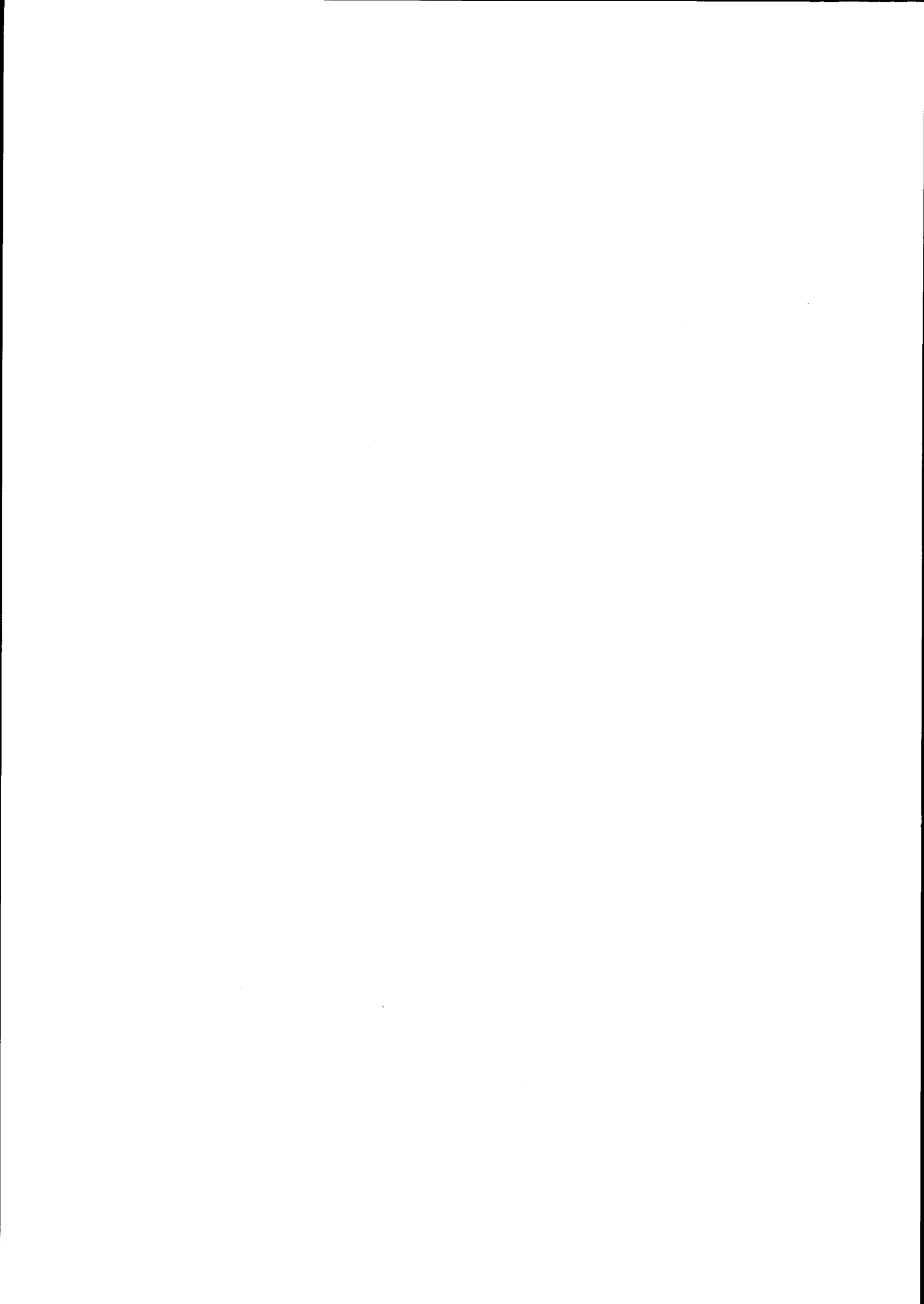


Foto 57 - Microfoto da zona de cisalhamento representada na fotografia anterior, mostrando deformação plástica em feldspatos.



Foto 58 - Limite sul da Formação da Ramada (Vale do Guadiana). Os metavulcanitos básicos desta formação (lado direito da foto) encontram-se cortados por uma falha, paralela ao acidente Vidigueira-Moura, materializada por uma zona de esmagamento com 4-5 metros de espessura, impregnada com carbonatos (lado esquerdo da foto).



4 - DATAÇÃO DAS FASES DE DEFORMAÇÃO

Este é um assunto algo polémico e durante os trabalhos de campo a informação que recolhemos pouco permite acrescentar aos modelos já apresentados por outros autores em trabalhos anteriores.

a) - Primeira e segunda fases de deformação

A primeira fase é o evento tectónico que maiores dúvidas levanta, quanto à sua idade. As datações obtidas a partir do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, em anfibolitos do COBA, em anfibolitos das sequências da ZOM e em metagabros do Maciço de Beja, são todas muito próximas e variam entre aproximadamente os 337 e os 347 M.A. (Dallmeyer et al., 1993). Segundo Fonseca (1995), estas idades refletem apenas o arrefecimento do maciço e serão correlacionáveis com a terceira fase, que nesta região teria assim actuado no intervalo Devónico Superior (Fameniano)-Carbónico Inferior (Tornesiano-Viseano). Fonseca (1995) correlaciona a discordância da base da formação de Cabrela, datada do Givetiano (Ribeiro, 1983), com a obducção do COBA e, conseqüentemente, com a primeira fase. Independentemente da primeira fase ser diacrónica e chegar localmente a sobrepor-se a F2 (vide ponto 3.3.1), o estilo da deformação das unidades subjacentes à discordância da base da Formação de Cabrela parece-nos claramente relacionado com a principal fase de deformação ao nível de toda a ZOM, ou seja, com a segunda fase, tal como tem sido referido em trabalhos anteriores (Chacón et al., 1983; Ribeiro, 1983; Ribeiro et al., 1990b). A idade frasniana dos sedimentos acima da referida discordância constitui, no entanto, um limite superior para estas duas fases de deformação, mas o início da primeira fase poderá ser bastante anterior.

É lícito admitirmos que os líditos e xistos negros intercalados no Complexo Filonítico de Moura representam escamas de formações de idade silúrica, como acontece no Domínio de Estremoz-Barrancos (Delgado, 1908; Perdigoão et al., 1982; Oliveira et al., 1991; Piçarra et al., 1992a), e neste domínio, no único horizonte onde foram encontrados fósseis (Piçarra & Gutierrez-Marco, 1992) Na região estudada são conhecidos dois locais em que estas litologias

apresentam lineações de estiramento, com geometria e cinemática compatível com a primeira fase de deformação (Formação do Moinho da Barca e próximo de Montalvo, na estrada Moura-Sobral da Adiça). Por coincidência, estes são dois dos raros pontos em que a primeira fase apresenta características tardias, sobrepondo-se a estruturas de segunda fase. Como desconhecemos a posição rigorosa destes níveis de liditos dentro do Silúrico, a única ilação que daqui podemos retirar é que, tanto os últimos impulsos da primeira fase como a segunda, são posteriores a estes níveis de idade silúrica, e assim, é possível limita-los ao intervalo Devónico Inferior-Givetiano.

Por outro lado, fora da região coberta pela geotransversal, na estrada Amareleja-Barrancos, junto ao limite SW da Formação de Terena, o Silúrico apresenta "slumps" e outras estruturas sin-sedimentares, que indicam escorregamentos para NE (foto 60), eventualmente relacionados com um levantamento a Sul (início da subducção/obducção?). Esta evidência pode não significar forçosamente o início da tectogénese na ZOM, mas apenas um empolamento da margem associada já à subducção, anterior ao aparecimento de uma fase tectónica maior na ZOM. Na figura 82, inspirada em Dewey & Bird (1970), representamos a hipotética situação

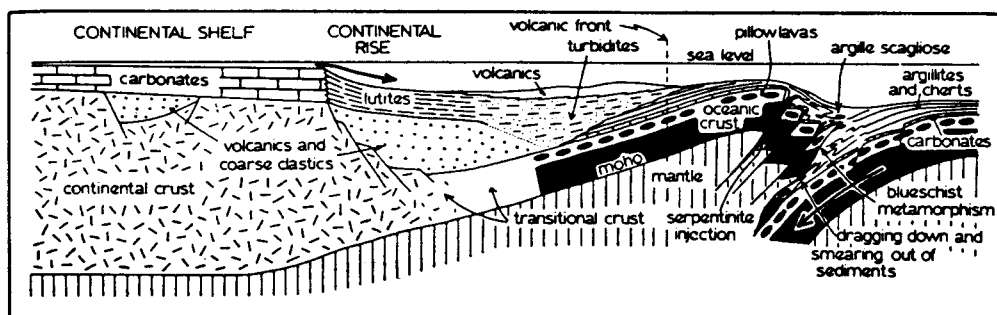


Fig. 82 - Representação esquemática da estrutura geral de uma margem continental, nos estádios iniciais de margem activa (segundo Dewey & Bird, 1970).

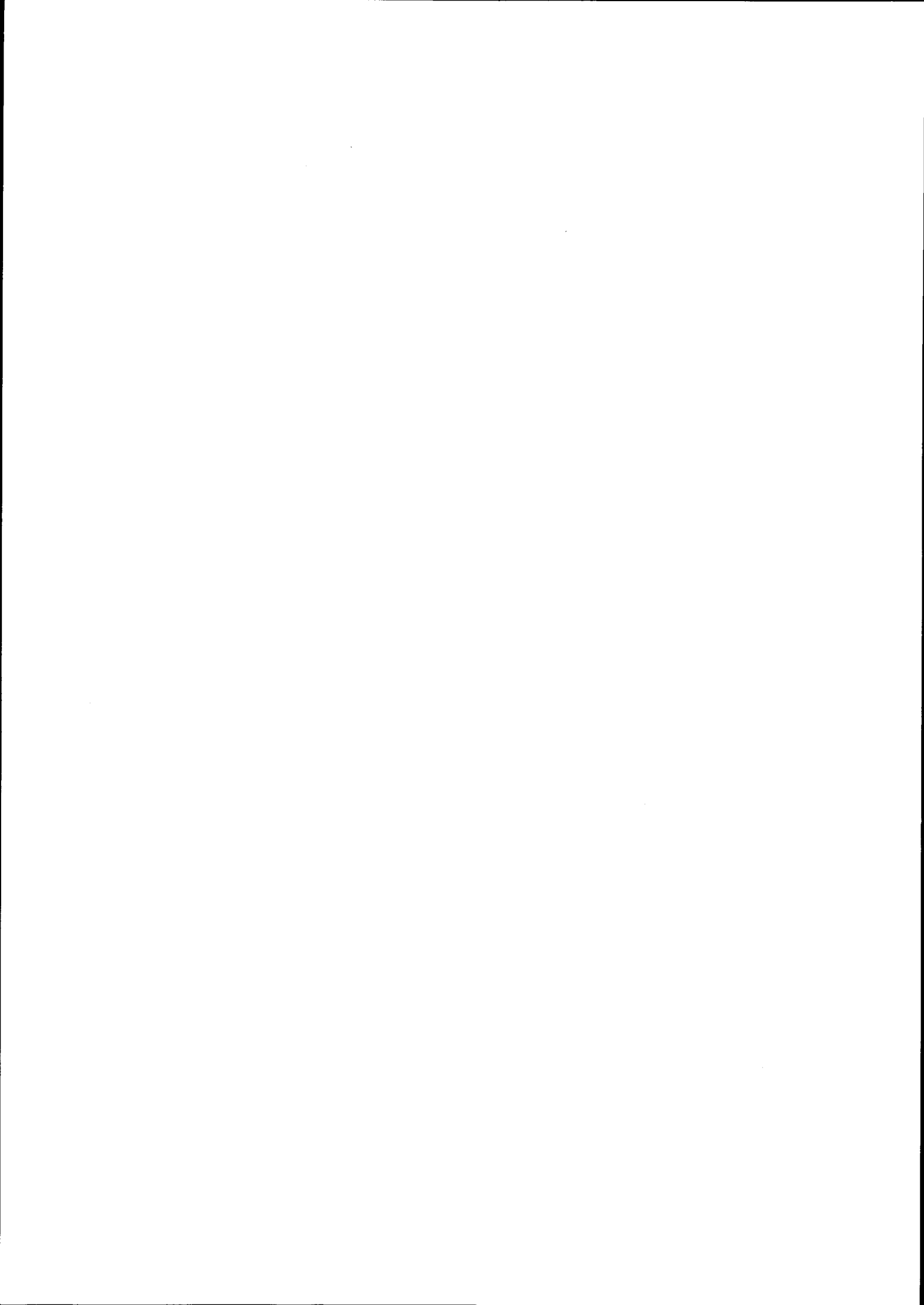
da ZOM, durante o Silúrico. Juntando estes dados com o facto de haver estruturas tardi-F1 sobrepostas ao Silúrico e com a idade da discordância de Cabrela, temos forçosamente que admitir que, embora não exista uma datação rigorosa para o início do período orogénico, as fases de deformação mais precoces fizeram-se certamente sentir durante um largo intervalo de tempo e provavelmente foram muito diacrónicas, mais precoces a SW, próximo da linha de sutura e mais tardias a NE. Podemos colocar a hipótese de no bordo SW, no Domínio de Évora-Beja, os impulsos iniciais relacionados com a primeira fase, terem começado ainda no



Foto 59 - Caixa de Falha do acidente com evidências de actividade recente, que intersecta o Rio Guadiana no local projectado para a construção da barragem de Alqueva (Vale do Guadiana, local da barragem). A caixa de falha, com mais de dois metros de espessura, encontra-se preenchida por brechas tectónicas e "fault gouge".



Foto 60 - Níveis inferiores da Formação dos Xistos com Nódulos, no flanco ocidental do sinclinal de Terena (EN 386, entre Amareleja e Barrancos). A estratificação apresenta-se com polaridade normal, fortemente inclinada para nordeste (lado direito da foto) e com "slumps", com transporte no mesmo sentido.



Silúrico. Esta é sem dúvida uma afirmação bastante polémica, que aparentemente colide com as evidências geológicas na região de Barrancos (vide ponto 2.1.3). No capítulo 5 abordaremos de novo este assunto, num contexto mais amplo, levando em conta algumas evidências sedimentológicas e estratigráficas, a nível regional. Resta-nos referir que, embora este assunto seja actualmente alvo de polémica, em Cabo Ortegal, na Galiza, segundo **Peucat et al. (1990)**, haverá evidências de subducção activa a partir do Ordovícico.

Relativamente ao limite superior deste evento tectónico e à idade mais detalhada da segunda fase, não temos evidências que nos permitam refinar os dados já apresentados. Na região de Cabrela a segunda fase terá que restringir-se ao intervalo Eifeliano-Frasniano mas devemos ter presente que esta região corresponde certamente a um andar estrutural relativamente superficial, atingida pelo nível da erosão (responsável pela discordância da base da Formação de Cabrela), imediatamente após a deformação. Como a deformação é diacrónica, em andar estrutural inferior, o evento F2a, pode ser bastante anterior e aproximar-se de uma idade silúrica, de acordo com as evidências já referidas.

Por último, devemos realçar que a sobreposição parcial dos dois eventos tectónicos no tempo se pode deduzir, não só de situações anómalas como as que já referimos em Montalvo e na Formação dos Moinhos da Barca mas também, pelo estilo da deformação apresentado pelos gnaisses finos da região de Viana do Alentejo-Alvito. Estes gnaisses apresentam um fabric linear fortíssimo (foto 61, vide página 168A), onde o estiramento de primeira fase se confunde com a lineação de intersecção e eixos de dobras de segunda fase. Na folha 40-C, Viana do Alentejo, da carta Geológica de Portugal à escala 1/50000, o antifórma de segunda fase, de Viana-Alvito apresenta-se rodado para uma direcção NNE-SSW, coincidente com a direcção do estiramento de F1 (vide fig. 20) e à escala mesoscópica, as dobras de F2 parecem comportar-se como mega "ridge-in-groove slickensides" (**Lin & Williams, 1992b**), mostrando a contemporaneidade das duas estruturas, nesta região.

b) - Terceira fase de deformação

Já referimos que a terceira fase nesta região, segundo **Fonseca (1995)**, poderá ser bastante precoce e situar-se no intervalo Fameniano-Viseano. Também referimos que este evento terá sido quase contemporâneo da instalação do Granito de Pias-Pedrógão (ponto 3.3.3). A idade de 305 M.A. atribuída a este batólito (**Mendes 1967-68, Pinto 1985, in Carvalho, 1992**), parece no entanto colidir com o referido intervalo de tempo. Por outro lado, a existência de discordâncias com idades que vão até ao Vestefaliano, nas regiões de Santa Susana e São Cristóvão (**Oliveira et al. 1991**), parecem igualmente estar em desacordo com a idade sugerida por **Fonseca (1995)**. Considerando, no entanto, os problemas inerentes às

datações por geocronologia absoluta (temperaturas de bloqueio associadas ao arrefecimento dos maciços intrusivos, influência das fases hidrotermais), no caso da idade do Granito de Pedrógão e o diacronismo da terceira fase, no que se refere às discordâncias da região de Santa Susana-São Cristóvão, admitimos que este evento, no sector estudado, poderá realmente ter actuado no intervalo Fameniano-Viseano.

5 - SÍNTESE DA EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DO RAMO SUL DA CADEIA VARISCA IBÉRICA

Nos ponto 1.2 apresentámos uma síntese das características de toda a ZOM, em termos estratigráficos, tectónicos, metamórficos e magmáticos. No capítulo 2 detalhámos algumas destas características, para os Domínios de Estremoz-Barrancos e dos Maciços de Évora e Beja.

Neste capítulo vamos apresentar a nossa perspectiva sobre a evolução do ramo Sul da Cadeia Varisca Ibérica, fundamentalmente com base na informação recolhida ao longo da Geotransversal do Rio Guadiana. Pontualmente vamos recorrer a informações retiradas da bibliografia ou colhidas em campanhas de campo realizadas com o objectivo de enquadrar a geotransversal do Guadiana num contexto regional (vide ponto 1.1). Assim, tentaremos abranger nesta análise, fundamentalmente a evolução dos Domínios de Estremoz-Barrancos e dos Maciços de Évora e Beja, mas sempre que possível faremos extrapolações para toda a ZOM. Nesta perspectiva abordaremos também, com frequência, aspectos relacionados com a evolução do COBA, intimamente ligado à evolução do Domínio dos Maciços de Évora e Beja, durante os primeiros estádios do período de tectogénese varisca. Extrapolações a um nível mais geral, a todo o Terreno Autóctone Ibérico, a todo o Maciço Ibérico, ou mesmo a todo o Arco Ibero-Armoricano só serão feitas em assuntos muito pontuais, quando tivermos a convicção de que essas extrapolações estão bem fundamentadas e que não constituem mais um modelo resultante de dois ou três dados cuja conexão é duvidosa (vide capítulo 1).

Vamos, dentro do possível, tentar integrar a informação disponível nos vários domínios da Geologia (Estratigrafia, Petrologia, Geoquímica, Metamorfismo, etc) dando, como é lógico, particular atenção à Tectónica. Nesta última matéria, vamos de certa forma completar o capítulo anterior, referindo-nos às causas da deformação, ou seja, fazer uma análise dinâmica das várias fases de deformação, procurando ter uma visão regional, não nos restringindo exclusivamente à geotransversal do Rio Guadiana, como fizémos no ponto anterior.

Não vamos fazer qualquer referência à evolução proterozóica da zona em estudo, uma vez que dispomos de muito pouca informação sobre este período. Por outro lado, a deformação alpina situa-se fora do âmbito do presente trabalho e, como já referimos, é actualmente tema de um estudo detalhado na área da neotectónica (Silveira in prep.). Neste capítulo vamos assim restringir-nos à evolução do Domínio de Évora Aracena durante o Paleozóico.

5.1 - O PERÍODO PRÉ-TECTÓNICO: ASPECTOS RELEVANTES DA EVOLUÇÃO DA ZOM DURANTE O PALEOZÓICO INFERIOR.

As sequências do Paleozoico Inferior assentam sobre o soco proterozóico da ZOM, através de uma discordância, marcada frequentemente por um conglomerado de base que inclui calhaus previamente xistificados, interpretados como testemunho de um ciclo anterior, Cadomiano (Gonçalves, 1971; Ribeiro et al., 1979; Teixeira & Gonçalves, 1980; Liñán & Quesada, 1990; Oliveira et al., 1991). Este conglomerado de base é lenticular e passa lateralmente a arcoses e a vulcanitos ácidos (op. cit.). A este conjunto sobrepõe-se uma sequência carbonatada, geralmente com centenas de metros de espessura, datada do Câmbrio Inferior, em vários afloramentos situados em território espanhol (Liñán & Quesada, 1990).

Esta sequência, constituída por formações do Proterozóico Superior, base do Câmbrio e Câmbrio Inferior carbonatado, corresponde a um conjunto bastante coerente e extremamente contínuo ao longo de toda a ZOM. Mesmo em regiões sem informação bioestratigráfica, como acontece em todo o sector português do Domínio de Évora-Beja, as correlações propostas por vários autores, para os núcleos dos antiformas de Estremoz, Ficalho, Moura, Portel, Serpa, Viana do Alentejo, etc., não têm sido alvo de grande contestação. Excepção feita apenas a Silva & Araújo (1986) e Silva et al. (1988), a propósito da região do Escoural e, Fonseca (1995), para as estruturas antiforma de Serpa, S. Brissos e Viana do Alentejo-Alvito. Estes autores não contestam, contudo, as idades atribuídas a estas formações, mas a geometria em anticlinal simples destas estruturas, proposta em trabalhos anteriores. Com efeito, o Proterozóico Superior das Formações de Mosteiros, de Mares, de Águas de Peixe, ou da Série Negra apresenta geralmente características muito semelhantes e é claramente diferente das sequências paleozóicas. Quando a estrutura é relativamente simples, ocorrem sistematicamente sobre estas unidades, as referidas litologias que marcam a base do Câmbrio (estas um pouco variáveis de região para região) e, superiormente, uma importante formação carbonatada constituída por mármore (Escoural), calcários dolomíticos (Vila Boim), ou dolomias típicas (Moura, Ficalho e Estremoz).

No Domínio de Alter do Chão-Elvas, à formação carbonatada sobrepõe-se uma sequência terrígena constituída por arenitos e pelitos (Formação de Vila Boim, fig. 83), datada com trilobites, também do Câmbrio Inferior (Delgado, 1905; Teixeira, 1952). Esta formação está limitada superiormente por uma "Barra Quartzítica" (Oliveira, 1984) correlacionável com uma regressão generalizada ao nível de toda a ZOM, na passagem Câmbrio Médio a Superior (Liñán & Quesada, 1990). Sucede-se um novo ciclo estratigráfico (op. cit.), testemunhado neste domínio pela deposição da Formação de Terrugem, também de características terrígenas e

com importante vulcanismo intercalado, atribuída ao Câmbrio Médio (Oliveira et al., 1991, fig. 83).

Nos restantes sectores, em território nacional, a Formação Carbonatada do Câmbrio Inferior passa superiormente a sequências com características bastante diferentes, sendo de admitir a existência de uma discordância associada a essa passagem (Ribeiro et al., 1979; Oliveira, 1984).

ALTER DO CHÃO - ELVAS

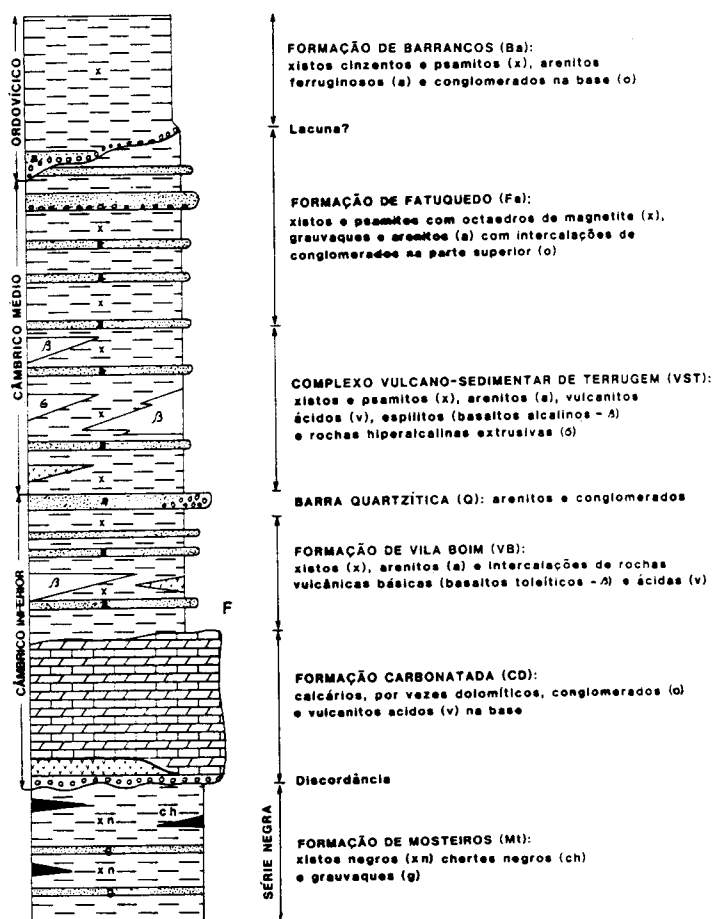


Fig. 83 - Sequência litoestratigráfica do Sector de Alter do Chão-Elvas (retirado de Oliveira et al., 1991).

Se a sequência até à formação carbonatada do Câmbrio Inferior não levanta grandes problemas, o mesmo não se pode dizer das unidades suprajacentes. Com efeito, numa abordagem rigorosa, podemos afirmar que a única formação posterior, que em território nacional pode ser considerada um horizonte guia ao nível de toda a ZOM, é a Formação dos "Xistos com Nódulos" (Delgado, 1908), constituída por liditos e xistos negros de idade silúrica.

Isto não significa que não existam dados bioestratigráficos no período compreendido entre o Câmbrio Médio e o Silúrico Inferior. Nos capítulos introdutórios deste trabalho

fizemos algumas referências a informações bioestratigráficas relativas a este intervalo de tempo, nos vários domínios da ZOM. O problema reside no facto destas sequências apontarem para duas colunas muito diferentes, reflectindo situações paleogeográficas e evolução claramente distintas. Estas duas colunas estão representadas pelas sequências do Sector de Estremoz (vide fig. 11) e do Anticlinal de Moura Ficalho (vide fig. 12) por um lado, e pelas sequências do Domínio de Estremoz-Barrancos (fig. 8) e de Alter do Chão-Elvas (fig. 83), que serão complementares, por outro. Na figura 84 sintetizámos a litoestratigrafia destes sectores e apresentamos duas colunas tipo, simplificadas, que resumem as referidas sequências.

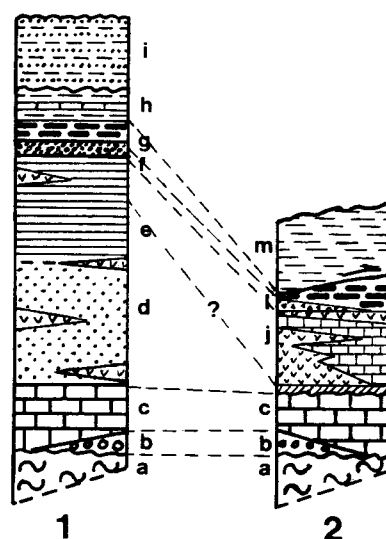


Fig. 84 - Colunas litoestratigráficas simplificadas, baseadas nas sequências (1) dos domínios de Alter do Chão-Elvas e Estremoz-Barrancos (vide figuras 8 e 83) e (2) do sector do "Anticlinal" de Moura-Ficalho e do subsector do Anticlinal de Estremoz (vide figuras 11 e 12): a - Formações do Proterozóico Superior (Mares, Águas de Peixe, Série negra); b - Base do Câmbrico (conglomerado de base, arcoses, vulcanismo ácido associado); c - Câmbrico Inferior (Formação Carbonatada ou Formação Dolomítica); d - Formações terrígenas do Câmbrico Médio a Superior (Vila Boim, Terrugem Fatuquedo e Ossa?); e - Formações predominantemente pelíticas, do Ordovícico Inferior (Xistos de Barrancos e Xistos com Phyllocytes); f - Quartzitos do Ordovícico Superior? (Formação de Colorada); g - Liditos e xistos negros do Silúrico (Formação dos Xistos com Nódulos); h - Xistos e calcarenitos do Devónico Inferior (Formação de Russianas); i - Xistos e grauvaques do Devónico Superior? (Formação de Terena); j - Complexo vulcano-sedimentar carbonatado, de Moura-Ficalho e de Estremoz (Ordovícico Superior/Silúrico basal?); l - Conglomerado lenticular poligénico - Tiloide? (topo do Ordovícico?); m - Sequência xistenta de idade indeterminada (Complexo Filonítico de Moura no "Anticlinal" de Moura-Ficalho e sequência provavelmente equivalente ao conjunto d e e em Estremoz).

Ribeiro et al. (1990b) e Quesada (1990, 1992), admitem que a fase sarda, bem marcada por uma discordância ao longo de extensas áreas na ZCI, terá sido responsável pela lacuna do Câmbrico Superior, ao nível de toda a ZOM (vide fig. 5). Estes autores consideram

que as sequências anteriores a este episódio estão associadas a um período de "rifting", ligado à abertura do oceano varisco e responsável pela formação da extensa plataforma carbonatada do Câmbrio Inferior. Uma evidência desta fase de "rifting", no Domínio de Alter do Chão-Elvas, serão os basaltos toleíticos continentais da base da Formação de Vila Boim e os basaltos alcalinos e rochas peralcalinas extrusivas da Formação de Terrugem (Mata, 1986). Este episódio de "rifting" está particularmente bem documentado neste domínio, provavelmente pelo facto da Faixa Blastomilonítica, antiga sutura de idade cadomiana, durante este processo ter sido reactivada em distensão (Mata & Munhá, 1990). Liñan & Quesada (1990) defendem que estas rochas vulcânicas apresentam uma evolução, no espaço e no tempo, indicadora de uma migração do eixo do "rift" em direcção a Sul. Este modelo é consistente com a actual posição do Terreno do Pulo do Lobo e do COBA. M. L. Ribeiro et al. (1992), contestam no entanto este modelo, com base nas características geoquímicas de sequências vulcânicas da região de Ficalho, pretensamente com idade compreendida no intervalo Câmbrio Inferior-Médio. As rochas vulcânicas estudadas neste trabalho fazem parte do Complexo Vulcano-Sedimentar de Moura-Ficalho e como referimos anteriormente, contrariamente ao que se afirma neste trabalho, os contactos entre este complexo e as unidades enquadrantes não são estratigráficos e a idade atribuída a estas rochas é muito discutível. Assim, não pondo em questão os estudos geoquímicos realizados, não concordamos com os pressupostos de natureza estratigráfica apresentados por estes autores, pelo que não consideramos os argumentos apresentados, válidos para contrariarem o modelo de Liñan & Quesada (1990).

Ainda segundo Quesada (1990, 1992), no início do Ordovícico iniciou-se um período de margem passiva (vide fig. 5).

O Ordovícico é provavelmente o período que levanta maiores incertezas ao nível de toda a ZOM. Exceptuando a Formação dos "Xistos com Phyllocladites", atribuída ao Arenigiano-Lanvirniano (Cunha & Vanguetaine, 1988), não existem outras referências bioestratigráficas para este período, em território português. Em território espanhol o Ordovícico da ZOM é igualmente muito mal conhecido (Robardet & Gutierrez Marco, 1990a).

As sequências de Estremoz e de Moura-Ficalho (vide figs. 11, 12 e 84-b) mostram que após a deposição da Formação Carbonatada do Câmbrio Inferior, ocorre um horizonte silico-ferruginoso, interpretado como uma discordância (Ribeiro et al., 1979; Oliveira, 1984). A este horizonte sobrepõe-se uma sequência vulcano-sedimentar bimodal, onde as fácies sedimentares estão maioritariamente representadas por rochas carbonatadas. Suprajacentes a este conjunto ocorrem léditos e xistos negros correlacionáveis com a Formação dos "Xistos com Nódulos".

Por outro lado, na região de Barrancos (vide figs. 8, 83 e 84-a) a sequência inicia-se pela Formação de Fatuquedo, com características terrígenas e datada em Espanha do Câmbrio Médio (Mette, 1989). Esta formação está separada do resto da sequência da região, por falhas (vide Carta Geológica de Portugal à escala 1/200000, folha 8). Segue-se a Formação de

Barrancos, com espessura considerável e de natureza pelítica, onde nunca foram encontrados fósseis com interesse estratigráfico e superiormente ocorrem os "Xistos com Phyllocytes", datados do Ordovícico Inferior, como já referimos. Superiormente surge a Formação da Colorada, sem fósseis, correlacionada com a regressão do final do Ordovícico, base do Silúrico (**Perdigão et al.**, 1982; **Oliveira et al.**, 1991; **Oliveira et al.**, 1992; **Piçarra et al.**, 1992) e a esta formação sobrepõe-se a Formação dos "Xistos com Nódulos", claramente de idade silúrica (*op. cit.*).

Parece-nos que o modelo proposto por **Quesada** (1990), para a evolução da ZOM durante o Paleozóico Inferior, resumido na figura 5, se adapta bem aos dados disponíveis sobre o sector coberto pela presente geotransversal e, a um nível mais geral, pode explicar a existência das referidas duas colunas litoestratigráficas tipo (fig. 84). Vamos considerar a existência de um período de instabilidade, no Câmbrico Superior, base do Ordovícico, associado à fase sarda, como sugere este autor (fig. 5), responsável por importantes lacunas e "tilting" de grandes blocos ao nível da ZOM. Este episódio terá gerado falhas normais (lítricas?), limitando os referidos blocos (**Liñan & Quesada**, 1990) que, posteriormente, na fase de tectogénese, terão sido reactivadas como cavalgamentos ou acidentes esquerdos. Terminado o período de instabilidade, a sedimentação ordovícica inicia-se em condições de margem passiva (*op. cit.*). Assim, no Domínio de Estremoz-Barrancos depositaram-se espessas sequências terrígenas, predominantemente pelíticas, indicadoras de uma sedimentação em condições relativamente distais (Formação de Barrancos e dos "Xistos com Phyllocytes"). Este ciclo é interrompido pela regressão generalizada do final do Ordovícico (**Robardet & Gutiérrez Marco**, 1990b). Em certos locais, esta regressão pode estar materializada por depósitos litorais, não chegando a haver lacuna, como parece indicar a Formação da Colorada, no Domínio de Estremoz-Barrancos (**Oliveira et al.**, 1991; **Piçarra et al.**, 1992, vide fig. 84-a).

Considerando agora a coluna do Anticlinal de Estremoz e do Sector de Moura-Ficalho (fig. 84-b), sobre a Formação Carbonatada atribuída ao Câmbrico Inferior surge o horizonte silico-ferruginoso, testemunho de uma lacuna segundo **Ribeiro et al.** (1979) e **Oliveira** (1984), ao qual se sucede uma sequência vulcano-sedimentar carbonatada de idade duvidosa, considerada em trabalhos recentes, provavelmente de idade compreendida no intervalo Câmbrico-Ordovícico (**Oliveira et al.**, 1991, 1992). Alguns dados relevantes para a atribuição de uma idade ao Complexo Vulcano-Sedimentar são:

- Recentemente encontraram-se crinóides mal preservados no topo da sequência do Anticlinal de Ferrarias (prolongamento SE do Anticlinal de Estremoz), de idade arenigiana, ou posterior (**Piçarra & le Menn**, 1993);

- Na região coberta pela geotransversal do Guadiana, ocorrem liditos e xistos negros em posições geometricamente baixas da Unidade do Moínho do Carneiro (vide anexo 3),

prolongamento Norte do antiforma de Moura, provavelmente correlacionáveis com a Formação dos Xistos com Nódulos;

- Em formações bem datadas, só se conhecem rochas carbonatadas posteriores ao Câmbrio Inferior, no Ordovícico Superior e no Devónico Inferior (**Perdigão et al.**, 1982; **Robardet & Gutierrez Marco**, 1990a, 1990b; **Oliveira et al.**, 1992; **Perejon & Moreno-Eiris**, 1992);

- No topo do Complexo Vulcano-Sedimentar, na região de Estremoz, surge um conglomerado lenticular, poligénico, interpretado como uma evidência da glaciação do final do Ordovícico, que faz a transição para os liditos e xistos negros da Formação dos Xistos com Nódulos, de idade silúrica (**Oliveira et al.**, 1991).

Considerando (1) a idade fornecida pelos crinóides do Anticlinal de Ferrarias, (2) que a deformação e o metamorfismo são menos acentuados no Anticlinal de Estremoz do que no antiforma de Moura, onde os contactos são regra geral tectónicos e o metamorfismo atingiu a fácies dos xistos azuis (vide ponto 2.2.1), (3) que os níveis de liditos e xistos negros intercalados na Formação do Moínho do Carneiro, correlacionáveis com o Silúrico se encontram imbricados tectonicamente neste conjunto (vide cortes geológicos do anexo 3) e (4) que nestes dois sectores a sequência vulcano-sedimentar é limitada a topo por liditos, então os dados que acabámos de expor parecem apontar para que este Complexo tenha uma idade compreendida entre o Ordovícico Superior e o Silúrico muito baixo.

A acentuada diferença entre esta coluna e a de Barrancos (fig. 84) poderá explicar-se pela fase sarda (fig. 5), proposta por **Quesada** (1990). A coluna da figura 84-a corresponderia a blocos que por efeito desta fase ficaram mais deprimidos, onde a sedimentação se fez de uma forma mais contínua e em fácies mais profundas. A figura 84-b corresponde aos domínios que sofreram levantamento durante a fase sarda, estiveram expostos à erosão testemunhada pelo horizonte silico-ferruginoso (durante o Câmbrio Superior e parte do Ordovícico?) e onde no final do Ordovícico, passagem ao Silúrico, se deram novamente condições para a sedimentação, em condições pouco profundas, depositando-se calcários em simultâneo com um episódio de vulcanismo. Neste aspecto, o modelo que propomos é semelhante ao de **Oliveira et al.** (1991) para a evolução da ZOM durante o Paleozóico Inferior.

Segundo **Lopes** (1995), na estrutura de Estremoz existem zonas em que os níveis de liditos e xistos negros do Silúrico chegam a assentar praticamente sobre a Formação Carbonatada, estando o Complexo Vulcano-Sedimentar quase totalmente laminado. Este facto é interpretado por este autor como um testemunho da existência de falhas normais, anteriores à primeira fase local (segunda a nível regional). Esta tectónica atinge unidades ordovícicas (atendendo à idade dos crinóides do Anticlinal de Ferrarias), correspondendo, portanto, a um segundo episódio distensivo, posterior à fase sarda. Nesta região, à escala macroscópica, os níveis de liditos do Silúrico constituem um horizonte praticamente contínuo, que representa o

topo da sequência do Sector do Anticlinal de Estremoz (vide ponto 2.1.4 e fig. 11). Assim, embora de uma forma grosseira, a referida fase distensiva pode considerar-se limitada superiormente pelo Silúrico.

No ponto 4 já referimos algumas evidências para a existência de uma certa instabilidade tectónica a partir do início do Silúrico (existência de "slumps" e escorregamentos sinsedimentares para NE, na formação dos Xistos com Nódulos, no flanco ocidental do Sinclinal de Terena, foto 60). Se considerarmos que nesta altura já se iniciaram levantamentos tectónicos associados a subducção/obducção(?) na margem Sul do Terreno Ibérico, podemos explicar o padrão de dobramento dos níveis silúricos, por vezes indecifrável, aparentemente quase caótico, pela existência destes dobramentos sin-sedimentares, associados à referida instabilidade (por exemplo junto a V.G. Papa Solas, na estrada Vila Viçosa-São Romão, ou junto ao Monte da Morgada, a SE de Moura). Esta instabilidade será tanto mais acentuada quanto maior for a proximidade à zona de sutura, ou seja, ao limite SW da ZOM.

Uma subducção já activa no bordo SW da ZOM, no Silúrico, iria provocar o levantamento gradual da margem (vide fig. 82). De acordo com este modelo, a partir do Silúrico a sedimentação a SW do Sinclinal de Terena pode ter sido interrompida, ou apresentar características diferentes do resto da ZOM, enquanto que a NE, se teriam mantido condições de plataforma estável ainda durante o Devónico Inferior (Formação de Russianas). No entanto, mesmo neste sector, no topo do Complexo Vulcano-Sedimentar, ou associado já aos níveis de liditos do Silúrico, surge com alguma frequência um nível conglomerático-brechóide, que pode estar relacionado com a regressão do final do Ordovícico ou com o reflexo de alguma instabilidade tectónica, também na região a NE de Terena (por exemplo, na terminação SE da estrutura de Estremoz, próximo de V.G. Carambo, no Anticlinal de Ferrarias, a topo do Complexo Vulcano-Sedimentar, na estrada Alandroal-Juromenha, junto às instalações da empresa Alandromar, etc.).

Apenas com base em evidências indirectas, de natureza sedimentológica ("slumps", níveis conglomeráticos), é-nos impossível separar com rigor os fenómenos de instabilidade tectónica associados a episódios distensivos durante a fase de margem passiva, da instabilidade já associada à fase de margem activa. A existência de falhas normais a afectarem o Ordovícico e possivelmente o Silúrico baixo, é um argumento forte para considerar que a transição margem passiva/margem activa se deu posteriormente ao Silúrico basal. Não temos evidências que permitam definir com um mínimo de rigor o limite temporal superior para esta transição. No entanto, se admitirmos que esse limite é anterior ao Devónico basal, poderemos explicar alguns aspectos controversos de Geologia de toda a região estudada, nomeadamente:

- O facto de existir uma marcada assimetria entre os dois flancos do Sinclinal de Terena (consulte-se, por exemplo a Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000, folha 44-B Barrancos) e não serem conhecidas formações do Devónico Inferior ou Médio, no flanco SW

desta macroestrutura (excepto no Sector de Cabrela, os Calcários da Pedreira da Engenharia, **Van den Boogard**, 1972).

- A transecção direita das dobras de terceira fase, observada no troço Norte da Geotransversal do Rio Guadiana, resultaria de uma sobreposição deste evento a uma deformação praticamente sinsedimentar, responsável pela formação de um fosso NNW-SSE onde, no Devónico Superior, se depositou o "flysch" da formação de Terena (vide ponto 3.2.3.2), ou seja, de uma deformação de segunda fase em andar estrutural bastante alto, reflexo da subducção a SW.

- O quimismo calco-alcálico do Complexo Vulcânico de São Marcos do Campo (**Mata et al.** 1993) numa posição estratigráfica aparentemente baixa.

A propósito deste último ponto, convém realçar que nesta síntese sobre a evolução do Paleozóico Inferior da ZOM, não nos referimos à estratigrafia de toda a vasta área entre o carreamento de Santo Aleixo da Restauração e a faixa dos "Xistos com Phyllocytes" a SW da Formação de Terena. Não fizemos propositadamente qualquer referência à Formação de Ossa, à Formação de São Marcos do Campo e à Formação de Barrancos no flanco ocidental do Sinclinal de Terena porque, em face dos actuais conhecimentos, não temos confiança nas correlações litoestratigráficas apresentadas na bibliografia mais recente (**Araújo**, 1989; **Oliveira et al.**, 1991; **Oliveira et al.**, 1992; **Piçarra et al.**, 1992). A confirmar-se a subducção já no Silúrico e o levantamento da margem a SW (fig. 82), este sector pode apresentar uma sequência diferente da do flanco oriental do Sinclinal de Terena e as correlações litoestratigráficas propostas não serem correctas. Já aceitámos e defendemos inclusivamente essas correlações litoestratigráficas (**Araújo**, 1989), mas algumas pequenas diferenças entre a Formação da Ossa e a Formação de Fatuquedo, e entre a Formação de Barrancos nos dois flancos do Sinclinal de Terena, consideradas o reflexo de variações laterais de fácies, podem ser mais importantes do que o que se tem considerado.

Fazendo uma revisão crítica destas correlações, a Formação de Monte Barbosa (vide ponto 2.1.1), geometricamente inferior à formação de Ossa, constituída por metavulcanitos básicos, não tem equivalente no Flanco oriental do Sinclinal de Terena. A Formação da Ribeira da Rocha Fria, equivalente da Formação de Ossa (vide ponto 2.1.1), é constituída por xistos, siltitos e psamitos finamente laminados, diferentes dos xistos e arenitos grauvacóides da Formação de Fatuquedo. A Formação do Meirinho, considerada equivalente da Formação de Barrancos (vide ponto 2.1.2), apresenta uma acentuada contaminação vulcânica, que aparentemente não ocorre no flanco NE de Terena. Finalmente, a Formação de São Marcos do Campo (Unidade de Monte Roncão, ponto 2.1.2), também não tem equivalente no flanco NE da Formação de Terena.

Com os dados que dispomos não existem, no entanto, argumentos para desmentir a litoestratigrafia proposta para a região nos trabalhos supracitados. Apenas o facto de a

Formação de São Marcos do Campo poder apresentar um quimismo orogénico nos parece altamente controverso numa unidade atribuída ao Ordovícico Inferior. O estudo geoquímico destas rochas é contudo ainda preliminar (**Mata et al.** 1993) e, a verificar-se estas características geoquímicas, há que ter em conta que esta formação se encontra limitada por falhas inversas de terceira fase (vide anexo 1, primeiro corte geológico). Se admitirmos que com o início da subducção a sudoeste esta região sofreu uma tectónica distensiva, estas falhas podem-se ter gerado como falhas normais originando um graben onde se formaram os vulcanitos da Formação de São Marcos do Campo, que posteriormente sofreu inversão tectónica. Assim, as referidas rochas vulcânicas podiam ser mais recentes que o conjunto das formações enquadrantes, eventualmente de idade silúrica, ou mesmo devónica, mais compatível com a sua assinatura geoquímica. Este modelo não explica, no entanto, um aumento da contaminação vulcânica na Formação do Meirinho, em direcção aos vulcanitos de São Marcos do Campo, facilmente compreensível se admitirmos que as duas formações são equivalentes laterais.

A um nível mais geral, um outro problema que o modelo apresentado na figura 82 levanta é o seguinte: se a subducção já era activa no início do Silúrico e se os Complexos Vulcano-Sedimentares de Estremoz e de Moura Ficalho são sensivelmente desta idade, porque razão este vulcanismo não apresenta já uma assinatura orogénica?

É difícil responder a esta pergunta. Em primeiro lugar devemos ter em conta que estas idades são aproximadas e que, embora estes complexos possam chegar ao Silúrico, também podem restringir-se ao Ordovícico alto e neste caso serem ainda contemporâneos de um período de margem passiva. Por outro lado, até há pouco tempo o vulcanismo ao longo da ZOM era considerado gerado em situações distensivas, intra-placa, em todo intervalo Câmbrico-Silúrico (**Mata & Munhá**, 1985, 1990; **Ribeiro et al.**, 1990b; **M. L. Ribeiro et al.**, 1992). Recentemente foram descritas pela primeira vez rochas básicas com uma assinatura geoquímica do tipo MORB (**Araújo et al.**, 1993a). Após este trabalho tem-se vindo a verificar que no bordo Sul da ZOM, a ocorrência de toleitos oceânicos é bastante frequente (**Fonseca**, 1995; **Pedro**, 1995; **Leal**, in prep.). Talvez o trabalho de **Mata et al.** (1993), venha também a marcar uma mudança nesta matéria e as rochas vulcânicas com assinatura orogénica sejam mais comuns do que se pensa actualmente.

Relativamente às unidades individualizadas nos Sectores de Vera Cruz-Marmelar e de Pedrógão-Brinches, elas são bastante mais difíceis de enquadrar nesta análise do que as referidas anteriormente. Dada a forte deformação, o metamorfismo polifásico e a completa ausência de informação geocronológica, os modelos apresentados nas linhas que se seguem apoiam-se em argumentos muito mais fracos e assentam numa série de pressupostos que os tornam bastante mais especulativos, relativamente aos anteriores.

A Unidade de Moínho de Vilares apresenta uma assinatura geoquímica MORB (vide fig. 16) e como referimos no ponto 2.2.2, pode representar uma escama de crosta oceânica obductada sobre a ZOM e ser um fragmento de terreno ofiolítico ou, corresponder a uma sequência de rochas vulcânicas formadas durante o adelgaçamento crustal da margem SW da ZOM, associado ao início da abertura do oceano que veio a originar o COBA. A ocorrência de xistos com provável origem sedimentar e de raros níveis de calcários associados a estas rochas vulcânicas, constitui um elemento a favor da segunda hipótese. Sem qualquer informação sobre a sua natureza geoquímica, apenas baseados em comparações litológicas (procedimento que já várias vezes demonstrámos poder conduzir a conclusões erradas), os níveis de anfibólitos, calcários e calcoxistos do Complexo de Monte Ínsua podem ter exactamente o mesmo significado que a Unidade de Moínho de Vilares. Baseados também nos mesmos argumentos, a Unidade da Mina do Pequito pode igualmente ser um equivalente lateral das anteriores.

Voltando ao Complexo de Monte Ínsua, os micaxistos, por vezes grauvacóides, com intercalações de quartzitos negros, assemelham-se bastante a certas fácies de algumas unidades atribuídas ao Proterozóico Superior (Série Negra, Formação de Águas de Peixe), com as quais os correlacionamos. Estes micaxistos representam assim, provavelmente, uma escama do soco ante-varisco, reactivado durante o período orogénico. Como referimos no ponto 2.2.2, este complexo inclui ainda xistos cloríticos possivelmente derivados de rochas básicas. Se esta interpretação está correcta, podem derivar da deformação extrema das rochas básicas correlativas da Unidade do Moínho de Vilares, de uma escama do terreno ofiolítico ou de quaisquer outras rochas básicas, por exemplo de um equivalente dos níveis básicos do Complexo Vulcano-Sedimentar de Moura-Ficalho, sendo impossível com a informação que dispomos, optar por qualquer uma destas hipóteses. Por último, neste Complexo foram também cartografadas rochas félsicas, provavelmente equivalentes à Unidade do Moínho da Rabadoa e dos Gnaisses da Horta do Zambujal. A origem deste conjunto é igualmente muito duvidosa, sendo possível admitir três hipóteses:

1 - Estas rochas representam testemunhos de um arco vulcânico obductado juntamente com o COBA, sobre as unidades da ZOM (Fonseca, 1989; Araújo, 1992a; Quesada, 1992; Rosas et al., 1993);

2 - Estas rochas representam um testemunho do continente situado a Sul da sutura materializada pelo COBA, carreado sobre a ZOM após o fecho do oceano (fragmento do soco do Terreno Sul Português);

3 - Estas rochas representam granitóides da crosta intermédia da ZOM, que sofreram um processo de adelgaçamento crustal junto à margem SW do Terreno Ibérico e que posteriormente foram carreados para Norte e imbricados com outras unidades.

Esta terceira hipótese é, provavelmente, a mais simples em termos tectónicos o que não significa que seja a correcta. No próximo ponto voltaremos a abordar este tema.

Um outro grupo de unidades tectonoestratigráficas que consideramos equivalentes entre si, são as Unidades de São Lourenço, do Barranco do Vale Corvo e do Monte da Boleja. Pelos argumentos expostos no ponto 2.2.3, é bastante provável que a Unidade de São Lourenço corresponda a níveis superiores de um ofiolito e, portanto, represente um terreno exótico, muito possivelmente correlacionável com o COBA. Para as outras duas unidades esta correlação não é tão óbvia uma vez que, como já referimos, encontram-se por vezes fortemente afectadas pelo metamorfismo de contacto associado à instalação do Complexo de Beja e não dispomos de qualquer informação sobre a sua natureza geoquímica. No entanto, o estilo da deformação presente nestas unidades, a geometria geral do sector de Pedrógão-Brinches e a presença esporádica de flaser-gabros leva-nos a correlacioná-las com a Unidade de São Lourenço e a considerá-las parte do mesmo terreno exótico.

As Unidades da Ribeira de Odearce e do Barranco dos Castelos, como referimos também no ponto 2.2.3, podem ter afinidades com um arco vulcânico obductado juntamente com a crosta oceânica sobre a ZOM e corresponderem assim, a fragmentos de outro terreno exótico.

Nesta análise não incluímos o Complexo Filonítico de Moura e outras unidades possivelmente equivalentes (Unidade de Monte Sampaio, xistos sericito-cloríticos do Complexo de Monte Ínsua, Unidades dos Xistos da Horta do Zambujal, dos Monteses e da Serrinha) porque pensamos que este conjunto resulta fundamentalmente da deformação intensa e imbricação das formações anteriormente referidas, não tendo qualquer significado atribuir-lhe uma idade do ponto de vista estratigráfico. Podemos tentar definir o período em que se deu essa deformação e respectiva imbricação, mas isso é um assunto que será apresentado no ponto seguinte.

A figura 85 tem por objectivo resumir os aspectos relevantes da evolução da ZOM durante o Paleozóico Inferior. Nas três etapas apresentadas dá-se fundamentalmente destaque aos aspectos paleogeográficos e tectónicos dessa evolução, omitindo-se alguns pormenores sedimentológicos descritos anteriormente. Segundo **Quesada** (1992) e **Quesada et al.** (1994), durante a terceira etapa representada nesta figura, iniciou-se a reactivação da antiga sutura cadomiana como desligamento esquerdo, formando-se a "flower structure" da Faixa Blastomilonítica. Estes autores explicam esta reactivação precoce, como resultado do bordo externo da ZOM se ter transformado numa margem activa com convergência oblíqua. De acordo com este modelo, neste período iniciou-se o escape lateral da ZOM, de uma posição mais frontal no arco Ibero-Armoricano, em direcção à actual posição. O escape lateral seria o resultado da indentação de um promontório responsável pela formação do arco (indentor Ibero-Aquitano). Não temos informações que nos permitam fundamentar a existência de movimentação esquerda na Faixa Blastomilonítica durante o Silúrico, pelo que na figura 85

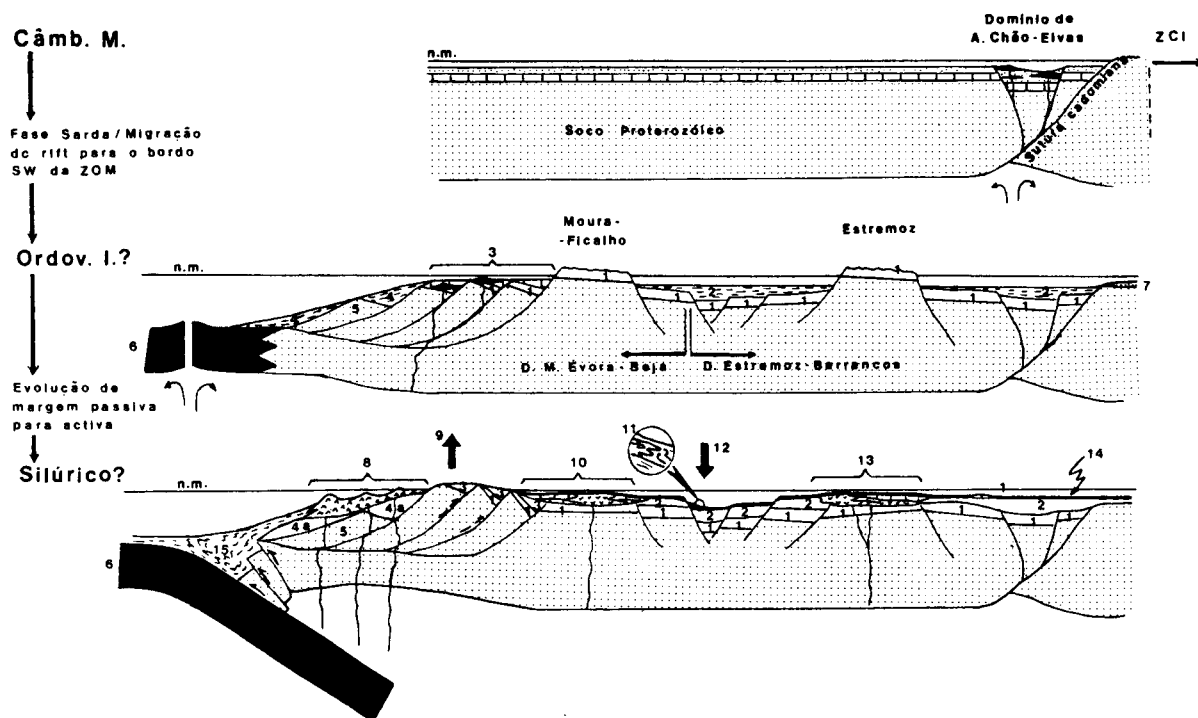


Fig. 85 - Representação esquemática da evolução da ZOM durante o Paleozóico Inferior: 1 - Sedimentos do Câmbrio Inferior e Médio (plataforma carbonatada e sedimentos terrígenos suprajacentes - Formações de Vila Boim, Terrugem e Fatuquedo); 2 - Sedimentos ordovícicos (Formações de Barrancos, dos "Xistos com Phyllocytes" e de Ossa?); 3 - Vulcanismo básico com assinatura MORB, intercalado em calcários e sedimentos pelíticos (Unidades de Moínho de Vilares e da Mina do Pequito, anfibolitos e calcários do Complexo de Monte Ínsua?); 4 - Sedimentos pelíticos distais; 4a - Rochas hipabissais calco-alcálicas intruídas em sedimentos pelíticos; 5 - Granitóides crustais (protólito da Unidade da Azenha da Rabadoa e dos Gnaisses da Horta do Zambujal?); 6 - Litosfera oceânica (protólito das Unidades de São Lourenço, do Barranco do Vale Corvo e do Monte da Boleja?); 7 - Quartzito Armoricano; 8 - Arco vulcânico (protólito da Unidade da Azenha da Rabadoa e dos Gnaisses da Horta do Zambujal?); 9 - Início do levantamento do bordo SW do Domínio de Évora-Beja; 10 - Complexo Vulcano-Sedimentar de Moura-Ficalho; 11 - "Slumps" associados a escorregamentos para NE, em formações silúricas; 12 - Início da formação do fosso onde se irá depositar a Formação de Terena; 13 - Complexo Vulcano-Sedimentar de Estremoz; 14 - Sedimentos silúricos (liditos e xistos negros); 15 - Início da formação de um prisma acrecionário.

optámos por representar a sutura cadomiana sem qualquer reactivação e uma hipotética sedimentação de níveis silúricos em condições estáveis nesta região.

Estes autores consideram também que após a terceira etapa representada nesta figura 85 e ainda antes da primeira fase de deformação, o arco vulcânico que se formou na margem da ZOM terá evoluído até à formação de uma bacia "back-arc", considerada a origem do COBA (fig. 86). Este modelo baseia-se fundamentalmente numa assinatura geoquímica diferente entre as rochas do COBA e metabasitos intercalados na Formação do Pulo do Lobo (estes últimos com características N-MORB). A recente descoberta de fragmentos ofiolíticos no sector estudado e na Região de Portel-Viana-Alvito (vide ponto 2.2.4), com assinatura geoquímica N-

MORB (Araújo, 1993a), vem levantar algumas dificuldades a este modelo, que serão discutidas no ponto seguinte.

5.2 - O PERÍODO DE TECTOGENESE: A EVOLUÇÃO TECTÓNICA DOS DOMÍNIOS DE ESTREMOZ-BARRANCOS E DE ÉVORA-BEJA NO CONTEXTO REGIONAL.

Já tornámos claro ao longo dos vários capítulos deste trabalho que o mecanismo responsável pelas estruturas de primeira fase é a obducção sobre a ZOM, de uma escama ofiolítica cujas dimensões originais se desconhecem, com a consequente reactivação tectónica das falhas normais listricas do bordo da ZOM, representadas na figura 85.

Por outro lado, a geometria da segunda fase parece ser claramente condicionada pela subducção e pelo escape lateral deste bloco, desde uma zona frontal do arco Ibero-Armoricano, a Norte, até atingir a posição meridional que actualmente ocupa.

Após a passagem de um regime de margem passiva a activa (no Silúrico? Fig. 85), mesmo considerando que a obducção ocorreu num estágio ainda muito precoce do período orogénico, parece-nos extremamente difícil não ser precedida por uma subducção activa, ligeiramente anterior (figs. 85 e 86).

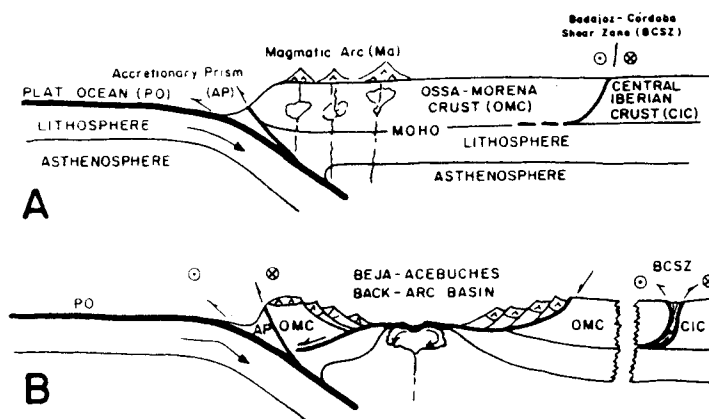


Fig. 86 - Início do período de margem activa, com a génese de um arco vulcânico (A), que evolui até à formação de uma bacia "back-arc" (B), considerada o protólito do COBA (adaptado de Quesada, 1992).

Nos últimos vinte anos os principais modelos para a evolução da Cadeia Varisca Ibérica dão destaque à existência de subducção, ao longo de uma actual linha de sutura arqueada, unindo o Sul da Península ao Lizard (Ries & Shackleton, 1976; Brun & Burg, 1982; Ribeiro et al., 1983; Ribeiro et al., 1988; Ribeiro et al., 1990a,b; Dias & Ribeiro, 1995, etc., ver fig 87). Esta subducção terá sido responsável pela génese das primeiras estruturas variscas ao longo de todo o Terreno Autóctone Ibérico (segunda fase da ZOM), a que se seguiu uma fase

Fig. 87

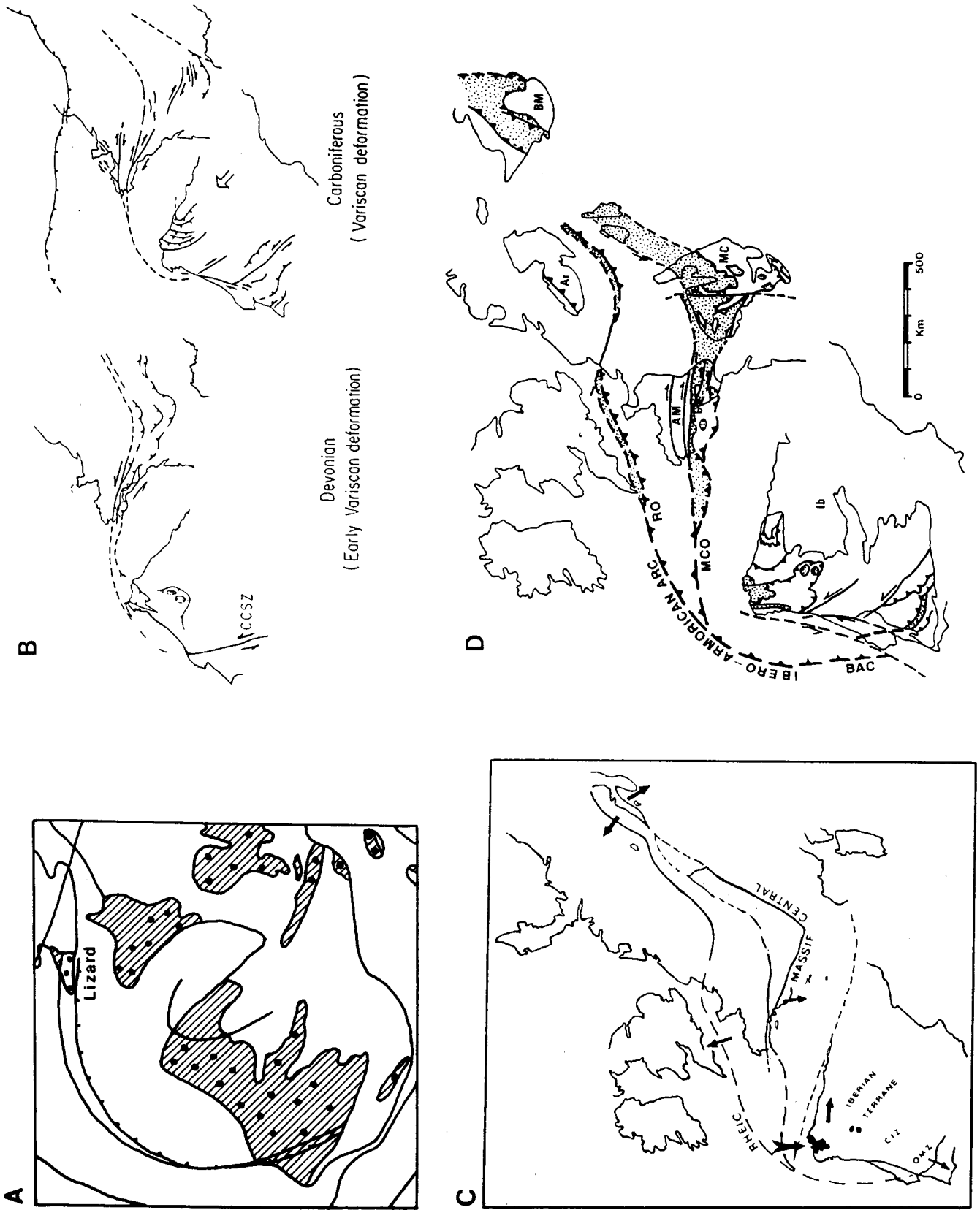


Fig. 87 (página anterior) - Geometria da(s) linha(s) de sutura no ramo Ibero-Armoricano da Cadeia Varisca: A - Segundo **Ries & Shackleton**, 1976 (os pontos representam intrusões graníticas); B - Segundo **Brun & Burg** (1982); C - Segundo **Ribeiro et al.** (1990); D - Segundo **Dias & Ribeiro**, 1994 (RO - Rheic; MCO - Oceano do Maciço Central; BAC - Bacia oceânica do COBA; AM - Maciço Armoricano; MC - Maciço Central; Ar - Ardenas; BM - Maciço da Boémia).

de deformação intracontinental, durante a qual se geraram as estruturas mais tardias (terceira fase). No sudoeste da Península, a FBM foi inicialmente identificada como o testemunho desta sutura, mas a partir de 1986, com a descoberta do COBA (**Munhá et al.**, 1986), a FBM passou a ser interpretada apenas como uma zona de fraqueza crustal, ante-varisca, reactivada durante o período orogénico, como zona de cisalhamento esquerda na dependência da fronteira de placas situada a sudoeste. Como referimos no ponto 4, a subducção poderá ter-se iniciado no Ordovícico (**Peucat et al.**, 1990), na zona frontal do Arco Ibero-Armoricano e ser mais recente em direcção a Sul (**Quesada**, 1992).

Uma aparente contradição entre as evidências de campo observadas no sector estudado e no COBA, referidas por **Fonseca & Ribeiro** (1993) e **Fonseca** (1995) e os modelos teóricos propostos para a evolução da margem sul do Terreno Autóctone Ibérico, reside exactamente no facto de que quando é feita referência à obducção, esta ser considerada um episódio que ocorreu num estágio já evoluído da subducção e, portanto, do mecanismo que gerou as estruturas de segunda fase (**Quesada**, 1992; **Quesada et al.**, 1994, figs. 88 e 89). A obducção, para a maioria dos autores, parece ser assim um fenómeno secundário, transitório, durante o largo intervalo de tempo em que se deu a subducção. No modelo que apresentámos no ponto anterior, também está implícita esta cronologia relativa entre a subducção e a obducção (figs. 82 e 85). Como explicar então o facto de na maioria das vezes, as estruturas associadas à obducção (primeira fase) se encontrarem claramente deformadas por estruturas com geometria e cinemática compatível com os mecanismos de subducção e/ou do escape lateral da ZOM para Sul (segunda fase) e, só muito esporadicamente, se observar uma interferência sincrónica dos dois mecanismos ou uma relação de idade oposta?

Numa primeira etapa, poderia a subducção ser já activa (fig. 82, 85-C e 88-A,B) e a deformação concentrar-se apenas numa faixa próxima do plano de subducção, de que não existiriam actualmente testemunhos directos. A possível actividade precoce na FBM (fig. 88-A,B), pode ter-se iniciado anteriormente à obducção, mas como esta não atingiu os domínios setentrionais da ZOM, não existem estruturas de interferência entre as duas e, logo, é impossível estabelecer a sua cronologia relativa por meios directos.

Por outro lado, a cronologia relativa destas duas fases foi definida com base nas suas relações geométricas em mantos alóctones, interpretados como terrenos exóticos e em mantos parautóctones (**Fonseca**, 1989; **Araújo**, 1992a; **Araújo et al.**, 1993a,b,c; **Fonseca & Ribeiro**, 1993a,b; **Rosas et al.**, 1993, **Sousa et al.**, 1993), sendo a primeira fase inexistente ou muito

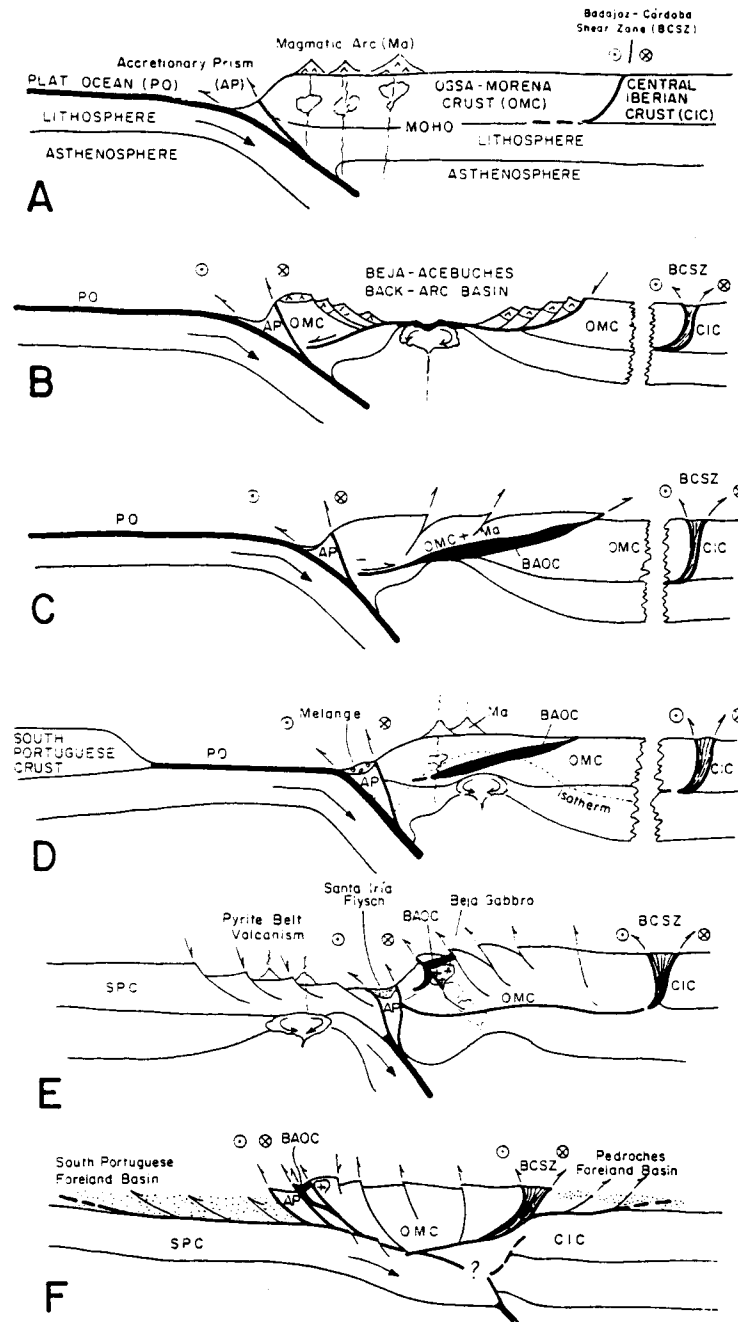


Fig. 88 - Esquema da evolução geral da ZOM, desde o início da fase de margem activa até ao final da fase de colisão continental (retirado de Quesada, 1992): A - Início da subducção e do desenvolvimento de um arco magmático na margem SW da ZOM. Reactivação esquerda da sutura cadomiana e início do escape lateral da ZOM; B - Fase distensiva associada ao crescimento da bacia "back-arc" do COBA e formação da "flower structure" associada à FBM; C - Fecho da bacia "back-arc" e obducção do COBA sobre a ZOM. D - Novo período de crescimento do arco magmático, responsável pela instalação do Complexo de Beja e, formação de "melanges" no prisma acrecionário da bacia do Pulo do Lobo, envolvendo fragmentos de rochas do COBA; E - Início do período de colisão; F - Estádio final da colisão.

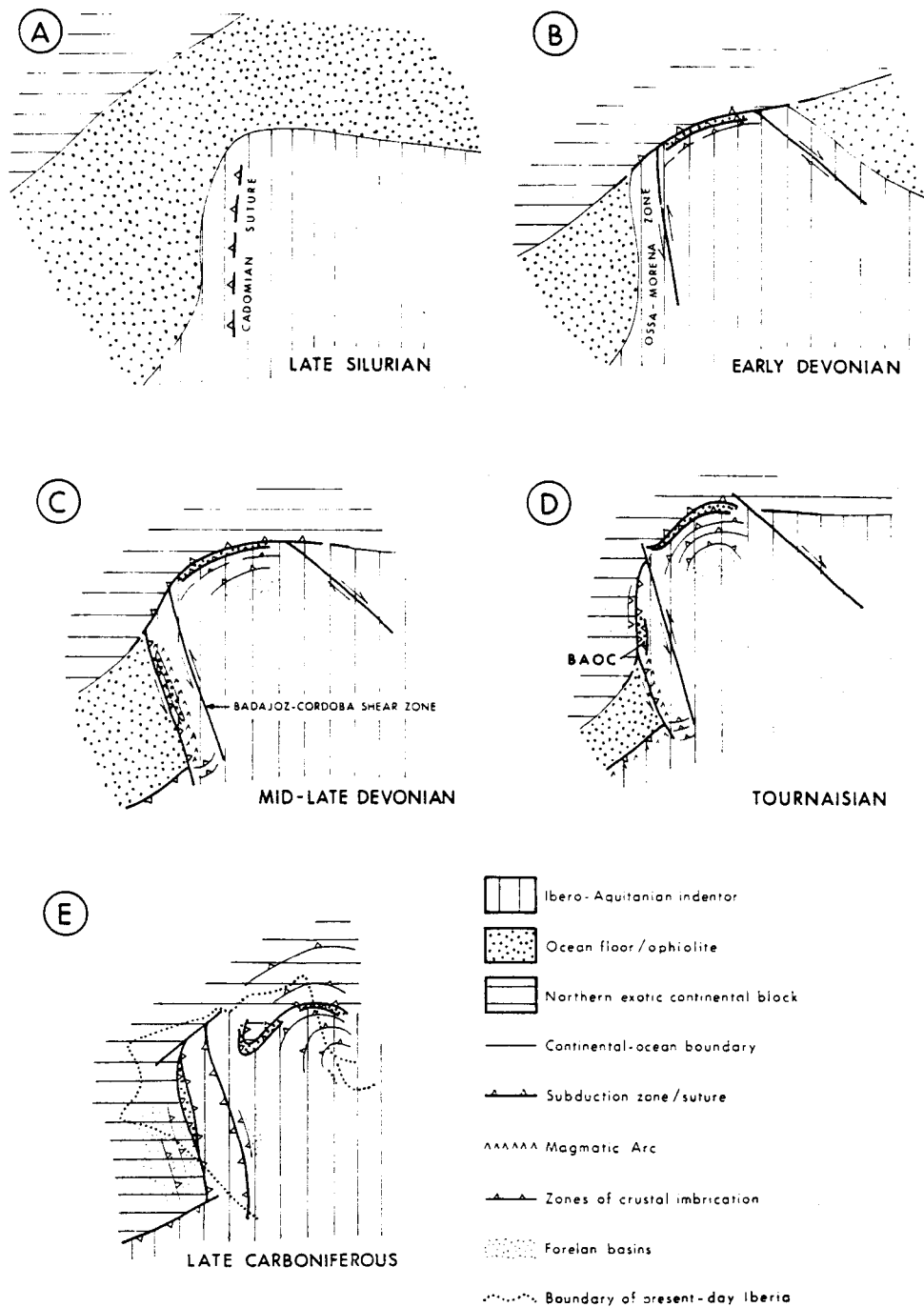


Fig. 89 - Esquema interpretativo da evolução do Maciço Ibérico, complementar da figura 88, segundo Quesada et al., 1994 (vista em planta): A - Fase de margem passiva; B - Início da colisão na área frontal do Indentor Ibero-Aquitainiano e início do escape da ZOM; C - Início da subducção oblíqua na margem externa da ZOM, formação de um arco magmático e extensão associada à geração da bacia "back-arc"; D - Início da colisão com o bloco Sul Português e crescimento localizado do arco magmático; E - Colisão final com o Terreno Sul português e "pop-up" da ZOM.

ténue, nas unidades autóctones da ZOM. Neste último caso, quando se observa alguma relação de idade entre as duas fases, ocorrem as situações anómalas já referidas no ponto 4 (Moinhos da Barca e Montalvo).

Uma provável explicação para estes factos que completa o que já referimos a propósito destas duas fases, pode resumir-se no esquema da figura 90. Como estão em causa dois mecanismos que se vão iniciar, um a partir de níveis crustais relativamente superficiais (obducção) e outro em níveis bastante mais profundos (subducção), é natural que nos mantos alóctones e no parautóctone (níveis supracrustais), a segunda fase chegue mais tardiamente, depois de estes já se encontrarem deformados pelo mecanismo da obducção. Este modelo ajusta-se perfeitamente às seguintes observações:

- Nos fragmentos ofiolíticos presentes na ZOM e no COBA, não há evidências de sincronismo das duas fases, sendo a segunda fase claramente mais tardia e pós-metamórfica (Fonseca, 1989; Araújo, 1992a; Araújo et al., 1993b; Fonseca & Ribeiro, 1993; Rosas et al., 1993, Sousa et al., 1993).

- No Domínio de Évora-Beja, nos sectores mais a sudoeste (Pedrógão-Brinches, Vera Cruz-Marmelar e região de Portel-Viana-Alvito), a primeira fase é bem evidente surgindo, por vezes, alguns indícios de sincronismo entre os dois eventos (vide ponto 4). Esta é uma zona de imbricação de terrenos alóctones e de unidades parautóctones da ZOM (Araújo, 1992a; Araújo et al., 1993a,b; Sousa et al., 1993, vide no ponto anterior, o significado das várias unidades definidas no Domínio de Évora-Beja).

- Na parte norte do Domínio de Évora-Beja, no topo da sequência autóctone e onde os mantos alóctones chegaram mais tardiamente, iniciou-se primeiro a deformação de segunda fase e a obducção fez-se sentir de forma muito ténue, sobrepondo-se às estruturas pré-existentes (Araújo et al., 1993c).

- Com a continuação da subducção, todo o conjunto (autóctone, parautóctone e alóctone) acaba por ser deformado, gerando-se as estruturas mais tardias, de F2b.

Voltando agora ao assunto que deixámos em aberto no final do ponto 5.1, o COBA, após a sua descoberta, foi inicialmente considerado, juntamente com a Formação do Pulo do Lobo, um único terreno tectonoestratigráfico (Ribeiro et al., 1987, 1988; Fonseca, 1989; Quesada & Ribeiro, 1989). Enquanto o COBA representava um fragmento de litosfera oceânica obductada sobre a ZOM, a Formação do Pulo do Lobo foi interpretada como um prisma acrecionário associado à subducção e fecho da mesma bacia oceânica. Em 1990, Silva et al., baseados em trabalhos anteriores (Bard, 1977; Dupuy et al., 1982; Munhá, 1983; Munhá et al., 1986) sugerem pela primeira vez a existência de uma certa diferença entre a assinatura geoquímica desta duas unidades maiores, mas continuam a considerá-las testemunhos da mesma bacia oceânica (fig. 91). Os modelos posteriores, baseados em mais dados geoquímicos e estruturais (Crespo-Blanc, 1989; Fonseca, 1989; Eden, 1991), passaram a considerar a

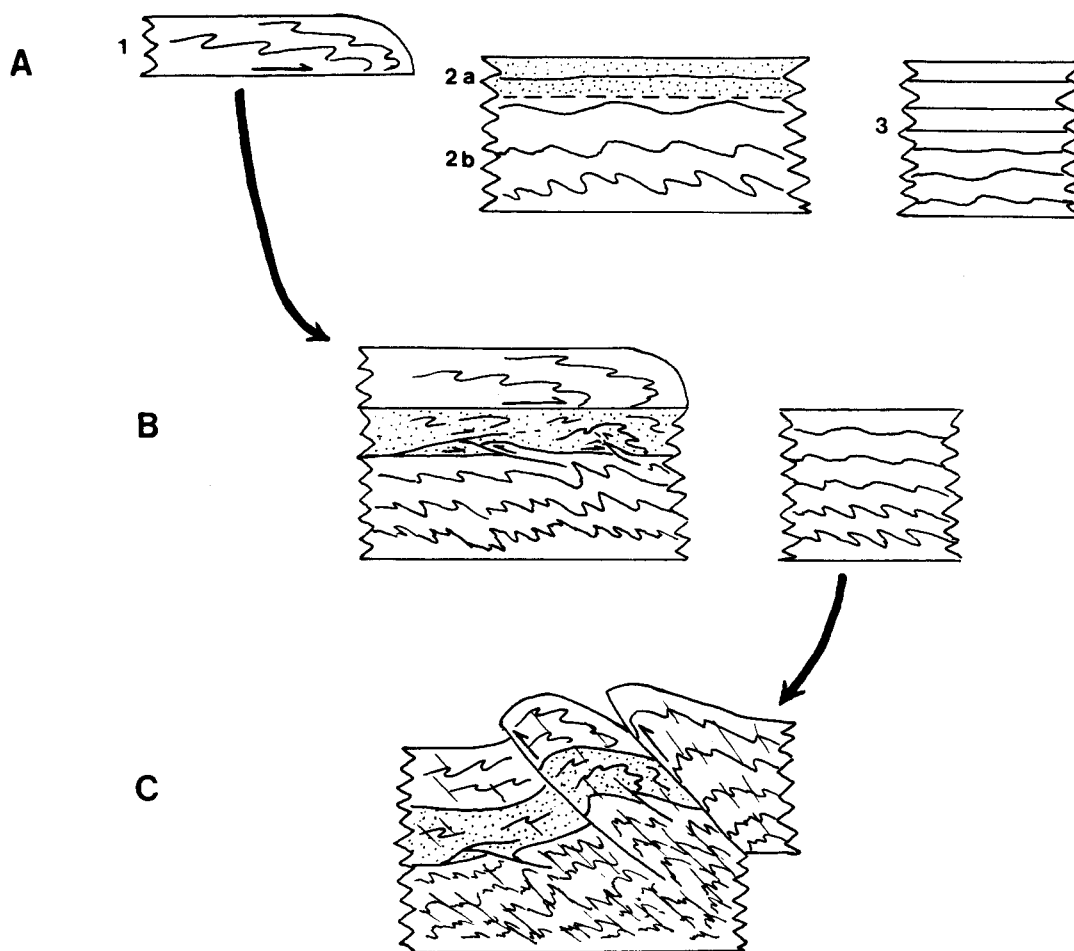


Fig. 90 - Esquema interpretativo do diacronismo observado entre as estruturas de primeira e segunda fases: 1 - Mantos alóctones; 2 - Domínio de Évora-Beja (a - níveis superiores que vão constituir o parautoctone; b - autóctone); 3 - Domínio de Estremoz-Barrancos; A - Início da primeira fase nas unidades alóctones. No Domínio de Évora-Beja a segunda fase propaga-se gradualmente dos níveis profundos para a superfície e o futuro parautoctone não apresenta deformação ou sofre apenas um dobramento muito suave. A segunda fase praticamente ainda não se faz sentir no Domínio de Estremoz-Barrancos; B - Estádio final da primeira fase com instalação dos mantos alóctones e arraste do parautoctone. Deformação sincrónica de F1 e F2 nos níveis inferiores do parautoctone. A segunda fase intensifica-se no autóctone do Domínio de Évora-Beja e atinge mais moderadamente o Domínio de Estremoz-Barrancos; C - Deformação de todo o conjunto no final da segunda fase, durante o episódio F2b, com a formação de estruturas do tipo "antiformal stack".

existência de duas bacias na margem meridional do Terreno Autóctone Ibérico, uma associada ao COBA e outra à Formação do Pulo do Lobo, que passava assim a representar um terreno tectonoestratigráfico independente (Quesada, 1992; Araújo et al., 1993a; Fonseca & Ribeiro, 1993a,b; Quesada et al., 1994; Fonseca, 1995, ver fig. 88 e 92). Na região estudada, não existem argumentos claramente a favor ou contra qualquer um destes modelos. No entanto,

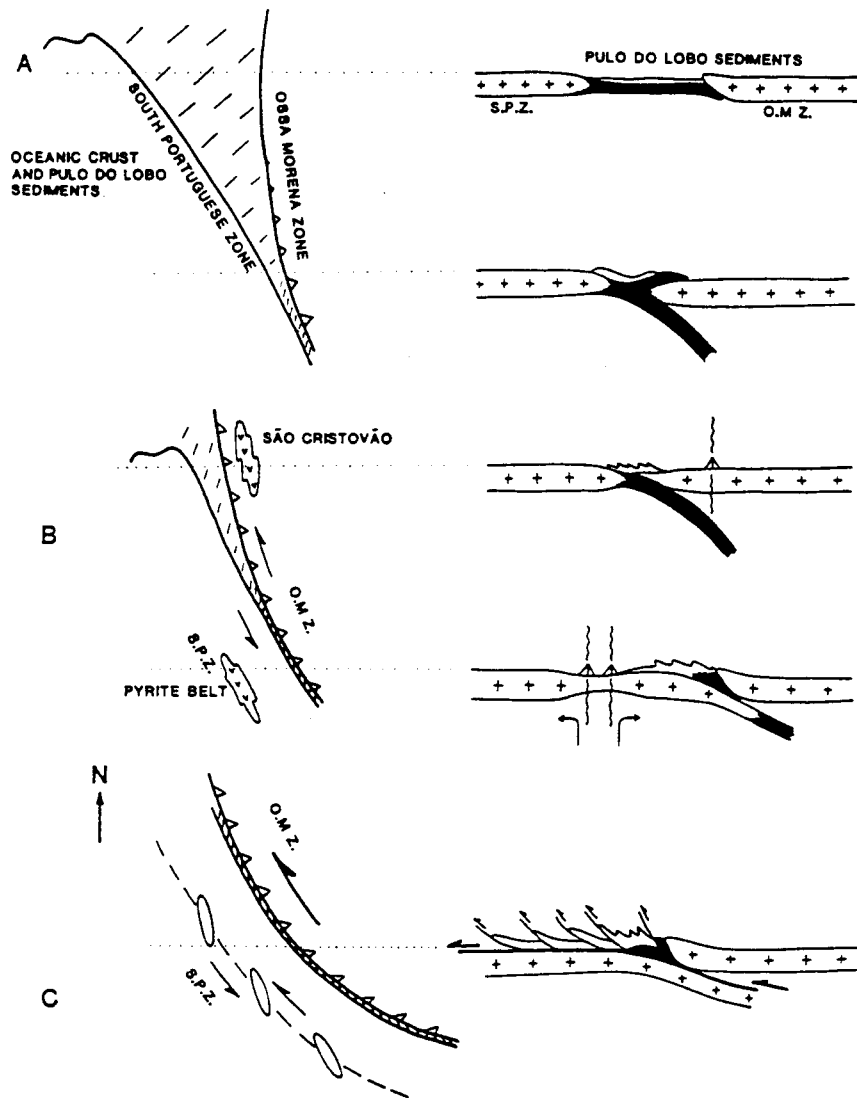


Fig. 91 - Evolução geodinâmica do bordo SW da ZOM, segundo Silva et al., 1990: A - Devónico Superior; B - Fameniano-Carbónico Inferior; C - Carbónico Médio.

alguns raciocínios indirectos que passamos a expor, fazem-nos duvidar da existência das duas referidas bacias:

1 - Não há evidências directas do arco magmático que limitaria o COBA, da bacia oceânica onde se teria formado o prisma acrecionário correspondente à actual Formação do Pulo do Lobo (figs. 88 e 92). Embora vários mantos e intercalações tectónicas de rochas ácidas, tanto no bordo sul da ZOM como no COBA, tenham recentemente sido interpretadas como possíveis testemunhos das rochas vulcânicas desse arco magmático (*op. cit.*), não há estudos geoquímicos detalhados destas rochas e a sua composição predominantemente ácida, praticamente sem termos intermédios associados, não é muito típica de uma sequência desta

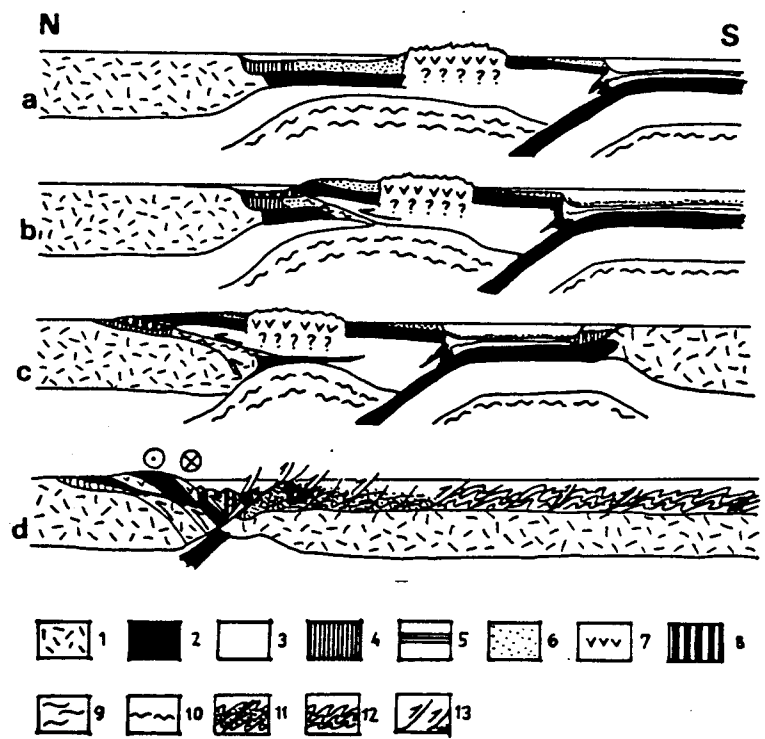


Fig. 92 - Modelo evolutivo da margem SW da ZOM, proposto por Fonseca & Ribeiro (1993a): 1 - Crusta continental; 2 - Crusta oceânica; 3 - Manto; 4 - Sedimentos da margem continental; 5 - Sedimentos oceânicos; 6 - Sedimentos vulcanogénicos; 7 - Rochas vulcânicas intermédio-ácidas; 8 - "Flysch" na frente do manto ofiolítico; 9 - "Flysch" no exogeossinclinal; 10 - Zona de baixa velocidade; 11 - Deformação polifásica com metamorfismo de baixo grau (Pulo do Lobo); 12 - Deformação polifásica com metamorfismo de muito baixo grau (Zona Sul Portuguesa); 13 - Geração do prisma acrecionário.

natureza. Estas rochas ocorrem fundamentalmente a norte do COBA e aparentemente correspondem a um ou vários mantos de primeira fase, em posição geometricamente inferior a este complexo (como está representado na fig. 92-D), sendo bastante difícil admitir que estas rochas estivessem originalmente enraizadas, numa posição mais a sul que o COBA. Seria necessário admitir carreamentos "out of sequence" e nesse caso deveriam existir testemunhos do COBA em posição geometricamente inferior aos mantos de rochas ácidas, derivadas do arco. Parece-nos mais provável que estas rochas ácidas correspondam a níveis crustais da margem continental adelgada, reactivados durante a obducção, como referimos no ponto anterior (Unidade da Rabadoa, Gnaisses da Horta do Zambujal, Gnaisses de Alvito)

2 - Existem realmente possíveis testemunhos de sequências ofiolíticas em posição geométrica inferior (Unidade de S. Lourenço, Antas, Santana, Oriola), mas a geoquímica destas rochas aponta para uma afinidade N-MORB (Araújo et al., 1993a). Atendendo aos argumentos

que levaram à separação entre o COBA e o Pulo do Lobo, estas unidades deviam então ser consideradas um testemunho da bacia oceânica onde se depositou esta última formação.

3 - Podemos ainda admitir, num esforço para enquadrar todas as observações no modelo das duas bacias oceânicas, uma propagação inicial dos carreamentos em "overstep", seguida de um ou mais carreamentos "out of sequence" e, finalmente, da sobreposição da segunda fase, acompanhada pela instalação do Complexo de Beja (fig. 93). Este modelo colide no entanto

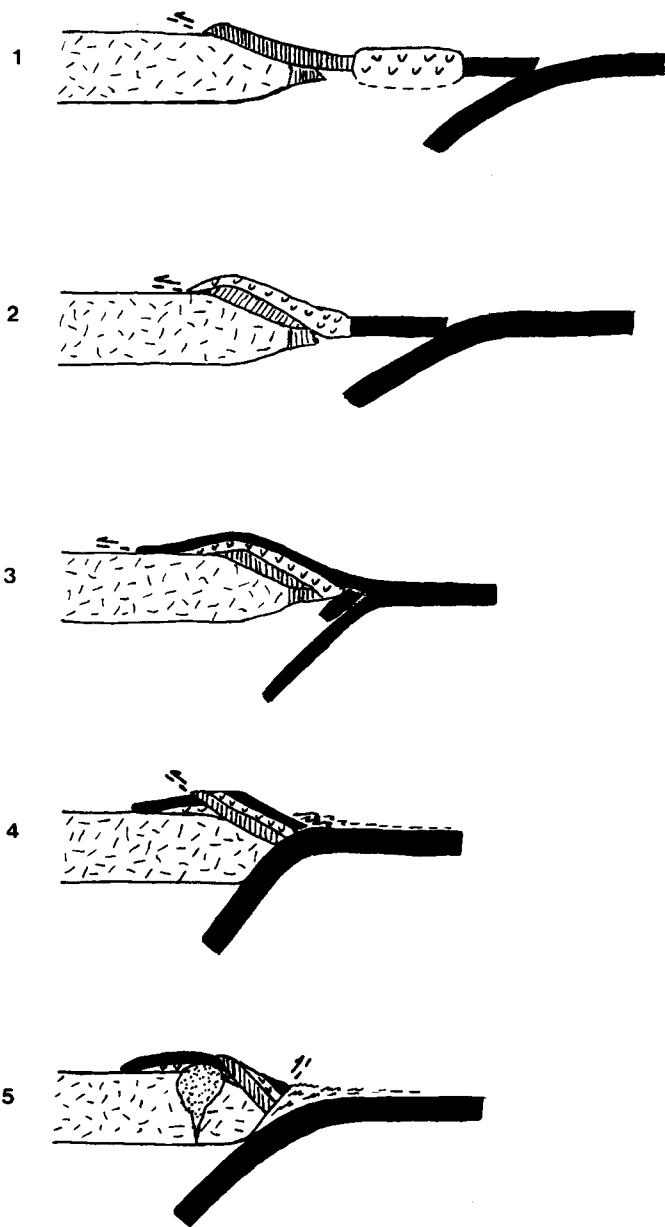


Fig. 93 - Evolução da margem SW da ZOM com base no modelo da existência de duas bacias: 1 - Obducção da bacia "back-arc" (COBA); 2 - Obducção de sequências associadas a um arco vulcânico; 3 - Obducção da bacia oceânica do Terreno do Pulo do Lobo; 4 - Carreamentos "out of sequence", colocando o COBA sobre os mantos instalados em 2 e 3 e início da formação de um prisma acrecionário (Formação do Pulo do Lobo); 5 - Instalação do Complexo de Beja e formação do Cavalgamento de Ferreira-Ficalho.

com o facto de, no COBA, a primeira fase só ter expressão nos níveis inferiores da sequência ofiolítica (Fonseca, 1989; Fonseca & Ribeiro, 1993a; Fonseca, 1995), o que nos parece incompatível com a instalação, superiormente, de um manto de primeira fase, com deslocamento para norte ao longo de várias dezenas de quilómetros (fig. 93-3).

Um modelo alternativo apresentado por Fonseca (1995), encontra-se sintetizado na fig. 94. Este esquema, mais coerente com a geometria apresentada pelas várias unidades em questão, implica no entanto que a Formação do Pulo do Lobo se tenha gerado na dependência da mesma bacia do COBA, não explicando as diferenças geoquímicas entre estas duas grandes unidades.

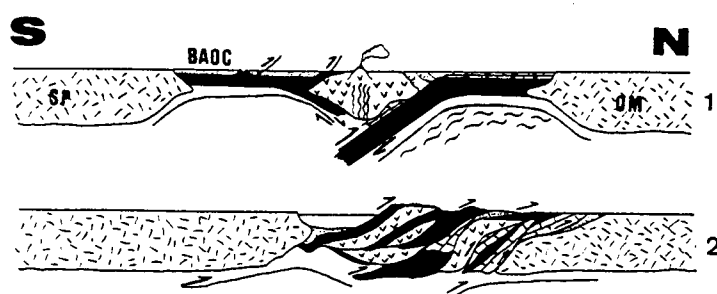


Fig. 94 - Modelo alternativo, proposto por Fonseca (1995), para a evolução da margem SW da ZOM, baseado também no fecho de duas bacias oceânicas: 1 - Fecho da bacia oceânica segundo uma subducção inclinada para Sul, com desenvolvimento de magmatismo orogénico e formação da bacia do COBA a Sul; 2 - Imbricação tectónica das várias unidades sobre a ZOM.

Se não levarmos em conta os constrangimentos de ordem geoquímica, podemos explicar a estrutura da região de uma forma bastante mais simples (fig. 95), partindo de uma única bacia oceânica e de uma margem semelhante à representada na figura 85-C. Na figura 96 encontra-se esquematicamente representada a sucessão típica de mantos associada ao fenómeno de obducção, segundo Twiss & Moores (1992). Não é possível estabelecer um paralelismo directo entre as duas figuras, mas a unidade 1 desta figura é certamente equivalente à 4 da figura 95, ou seja ao núcleo do antifórma de Moura-Ficalho e a 2 e/ou 3 podem eventualmente estar incluídas na 3, que corresponde ao que normalmente é designado por "Xistos de Moura". Não temos uma explicação concreta para as variações da geoquímica nas diferentes unidades com afinidades oceânicas. É possível imaginar situações complexas, com arcos vulcânicos e zonas de subducção em várias direcções alternativas, envolvendo falhas transformantes ou "flips", para justificar domínios oceânicos com assinatura geoquímica anómala, mas em primeiro lugar impõe-se um estudo geoquímico mais detalhado, dos vários testemunhos oceânicos, que pelo menos na ZOM, foram apenas alvo de um estudo preliminar (Araújo et al., 1993a). Mesmo o COBA, estudado com mais rigor, apresenta acentuadas diferenças geoquímicas, ao longo de

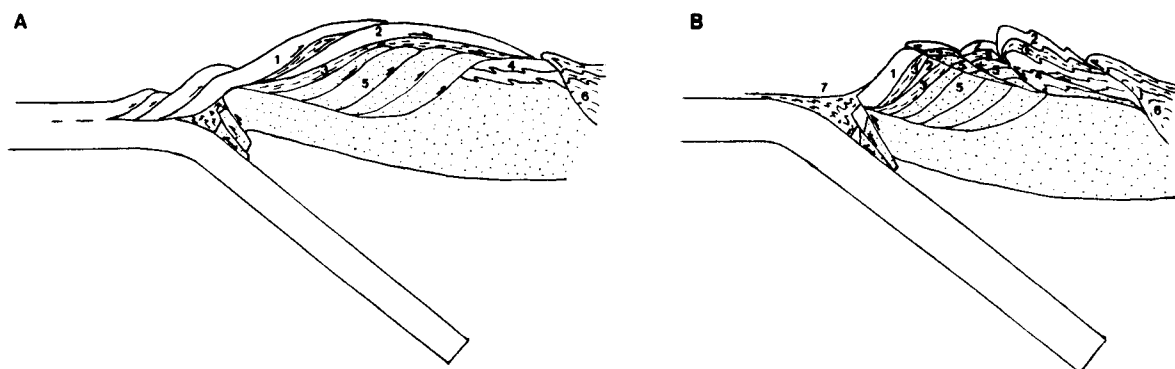


Fig. 95 - Esquema evolutivo para a margem da ZOM durante a primeira e segunda fases, com base no modelo de evolução, durante o Paleozóico Inferior, proposto na figura 85: A - Primeira fase progredindo dos mantos alóctones para o autóctone e segunda fase (F2a), progredindo em sentido oposto; B - Deformação de todo o conjunto durante os últimos impulsos de segunda fase (F2b); 1 - COBA; 2 - Manto responsável pelas unidades ofiolíticas mais afastadas da actual sutura (Unidades de São Lourenço, de Monte da Boleja, do Barranco de Vale Corvo, ocorrências de Santana, Antas, Oriola, etc.); 3 - Sedimentos e rochas vulcânicas da margem da ZOM, mobilizadas pelo mecanismo de obducção (Formação dos Xistos de Moura em sentido lato, como é considerada na Carta Geológica de Portugal); 4 - Sector de Moura-Ficalho; 5 - Soco Proterozóico da margem da ZOM reactivado (inclui localmente os níveis paleozóicos mais inferiores - Formação Carbonatada); 6 - Domínio de Estremoz-Barrancos; 7 - início da formação de um prisma acrecionário (Formação do Pulo do Lobo).

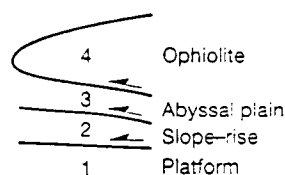
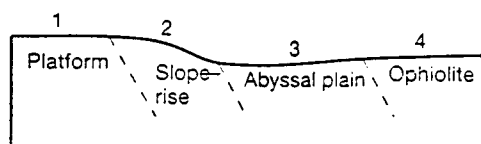


Fig. 96 - Sequência típica do empilhamento de mantos associados ao processo de obducção de um ofiolito (retirado de **Twiss & Moores, 1992**).



toda a sua extensão (entre Ferreira do Alentejo e Aracena), variando entre termos calcálicos, claramente orogénicos, na região de Beja, e termos com uma assinatura do tipo N/T-MORB, na região de Aracena (**Quesada et al., 1994**). A este propósito podemos citar **A. Nicolas (1989)** "... the use of geochemical discriminant diagrams to identify the oceanic environment of origin of a given ophiolite should be treated with much caution. The respective volume of the various volcanic products associated with the considered ophiolite should be accounted for, and their relation with the crust generation, in particular the timing of their injection better constrained". Nesta perspectiva podemos colocar a hipótese das rochas com

uma assinatura MORB representarem a história inicial da abertura de uma bacia oceânica durante o período de margem passiva (vide ponto 4.1), enquanto as litologias calco-alcálicas podem ser intrusivas próximo da margem da mesma bacia, num período posterior, em que a subducção já era activa. Não existem evidências desta relação temporal entre os dois conjuntos de rochas vulcânicas provavelmente porque os seus contactos são sempre mecânicos, mascarando assim eventuais contactos intrusivos primários. Este é um modelo alternativo aos apresentados em trabalhos anteriores, bastante especulativo, mas que poderá explicar a heterogeneidade geoquímica do COBA (**Quesada et al.**, 1994; **Fonseca**, 1995) e que se adapta coerentemente à geometria proposta na figura 95.

Independentemente da existência de uma ou duas bacias oceânicas e da sua natureza geoquímica, os mecanismos da subducção e da obducção ao actuarem em simultâneo, pelo menos durante um certo intervalo de tempo, seriam responsáveis pela existência, no bordo sul do Terreno Autóctone Ibérico, de uma geometria do tipo "flake" (**Oxburgh**, 1972), como está representado nas figuras 88, 91, 92, 93 e 95, a qual é largamente referida nos trabalhos mais recentes (**Fonseca**, 1989; **Silva**, 1989; **Quesada**, 1992; **Araújo et al.**, 1993a,b; **Fonseca & Ribeiro**, 1993a,b; **Quesada et al.**, 1994; **Fonseca**, 1995). Esta geometria está de acordo com a que é proposta para o noroeste peninsular, já há mais anos, à qual passaria lateralmente (**Iglésias et al.**, 1983; **Ribeiro et al.** 1988; **Ribeiro et al.**, 1990b,c; **Dias & Ribeiro**, 1995, etc., fig. 97). Recentemente surgiram, no entanto, algumas propostas de modelos alternativos (**Araújo et al.**, 1993c; **Fonseca**, 1995, fig. 94; **Silva et al.**, 1995). Nestes trabalhos não se põe de parte a geometria em "flake" referindo-se, contudo, a possibilidade da subducção ter evoluído de acordo com um modelo do tipo "flip", ou de haver actividade em duas fronteiras destrutivas. Segundo **Silva et al.** (1995), a margem sudoeste do Terreno Autóctone Ibérico poderá aproximar-se de uma geometria do tipo raiz alpina ou "overridden plate" (**Roeder**, 1973, fig. 98). A subducção em direcção à zona interna do Arco Ibero-Armoricano e a instalação de terrenos alóctones de acordo com o modelo "flake", resolve os problemas de espaço em relação a vergências centrípetas da virgação, enquanto a subducção para sudoeste permite explicar a existência do importante episódio tectonotérmico na ZSP, concretamente na Faixa Piritosa, durante o Carbónico Inferior (**Oliveira**, 1983; **Silva**, 1989; **Silva et al.**, 1991).

Em todas as interpretações que temos vindo a apresentar, temos feito apenas uma abordagem a duas dimensões, sendo contudo da maior importância para a compreensão dos mecanismos envolvidos, passarmos à análise da variação lateral das estruturas, ou seja, a uma abordagem do problema a três dimensões. Uma primeira abordagem da geometria geral das estruturas de primeira e segunda fase e da sua análise cinemática e dinâmica, tendo em conta as variações no espaço destas estruturas, foi apresentada por **Araújo et al.** (1993c). A figura 99 baseia-se no modelo apresentado por estes autores, segundo o qual a geometria das estruturas de F1 e F2a, sensivelmente sincrónicas, são o reflexo da mudança de orientação da fronteira de

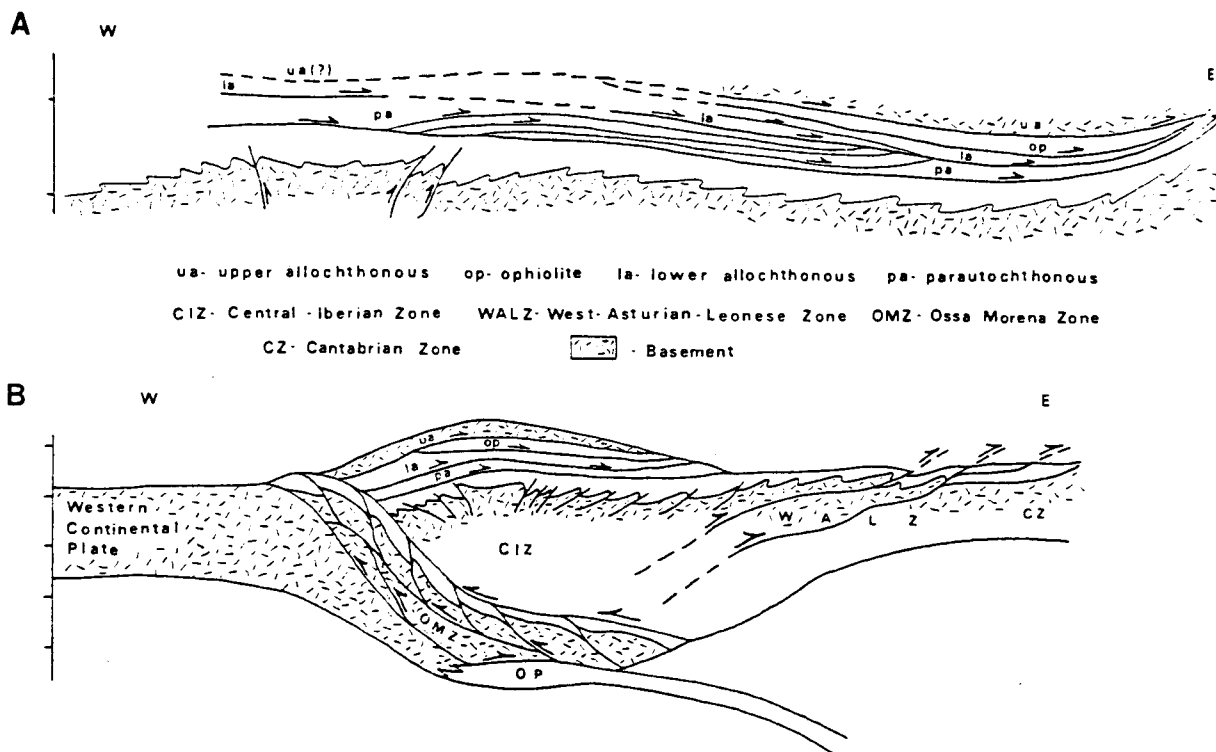


Fig. 97 - Estrutura do noroeste peninsular (retirado de Ribeiro et al., 1990c): A - Principais características de uma geotransversal na Zona Centro-Ibérica, no sector norte do território português; B - Interpretação esquemática da mesma geotransversal, de acordo com o modelo da "flake" tectónica.

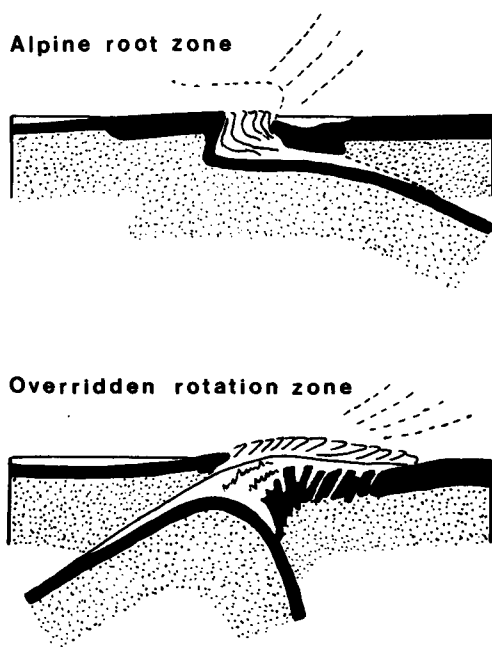


Fig. 98 - Representação esquemática dos dois tipos de fronteiras de placas referidas no texto (segundo Roeder, 1973). Área a preto - crosta; Área a ponteadado - parte da litosfera com composição ultramáfica.

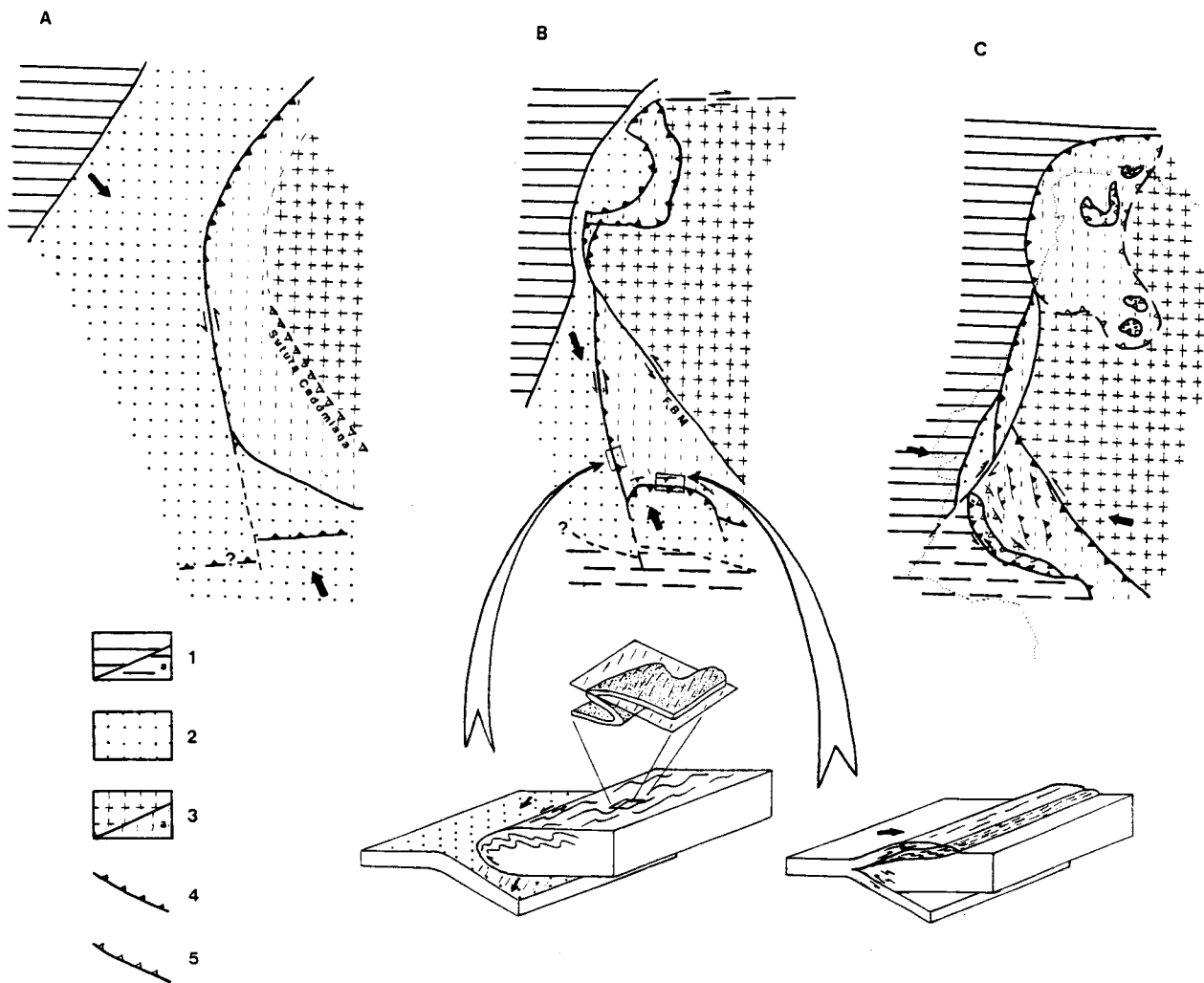


Fig. 99 - Esquema interpretativo da evolução do Maciço Ibérico durante os estádios iniciais do período orogénico (vista em planta), respeitando o modelo e as estruturas representadas na figura 95 (adaptado de Araújo et al., 1993c, figura não publicada e de Quesada et al., 1994): A - Silúrico?; B - Devónico Inferior?; C - Devónico Médio (os limites das unidades no NW peninsular representam-se com contornos próximos dos actuais para facilitar a sua identificação); 1 - Terrenos exóticos continentais (a - Terreno Sul Português); 2 - Bacias oceânicas e ofiolitos; 3 - Terreno Autóctone Ibérico (a - Margem continental, ZOM e parautóctone do noroeste peninsular); 4 - Fronteira activa; 5 - Fronteira inactiva. As setas representam o deslocamento relativo da placas.

placas a sul e oeste da ZOM. A existência de uma zona de subducção a oeste, com deslocamento fortemente oblíquo, é responsável pelas primeiras estruturas de segunda fase e pelo regime de deformação que designámos por transpressão tangencial. A cinemática associada a esta fronteira vai reactivar a antiga sutura cadomiana em regime transpressivo, originando a "flower structure" e a movimentação esquerda centradas na FBM (fig. 100), num período ainda precoce da orogénese (Quesada, 1992; Quesada et al., 1994). Na figura 99-A, a inclinação da subducção a sul da ZOM (para norte), foi representado respeitando o modelo da figura 95,

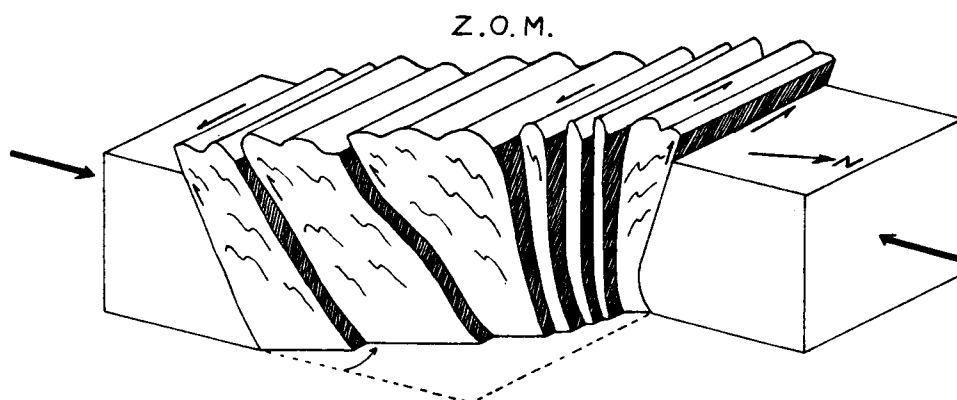


Fig. 100 - Representação esquemática da estrutura geral da ZOM durante a segunda fase, destacando-se a "flower structure" assimétrica centrada na FBM, induzida pelo regime transpressivo esquerdo (Araújo & Ribeiro, 1991b, figura não publicada).

embora admitamos que nesta etapa fosse possível a inclinação ser oposta (vide fig. 94), o que facilitaria o mecanismo de obducção do COBA representado na etapa B. A figura 99-C corresponde ao episódio de deformação F2b e ao conseqüente desenvolvimento das estruturas em "antiformal stack" na ZOM. A rotação dos vectores de aproximação das placas é causada pelo fecho diacrónico da bacia oceânica, mais precoce a norte. Esta rotação está de acordo com a orientação relativa das estruturas de primeira, segunda e mesmo de terceira fases e com os modelos propostos por Pérez-Estaún et al. (1988) e Dias & Ribeiro (1995) para a rotação do indutor Cantábrico e para a evolução geral do Arco Ibero-Armoricano. O resto da bacia oceânica, ainda conservada a oeste da ZOM (fig. 99-C) poderá ter fechado totalmente só no Carbónico, o que explicaria o vulcanismo calco-alcalino da região de São Cristóvão. Durante F1 e F2a (fig. 99-B), se o vector de aproximação das placas for subparalelo à fronteira oeste e acentuadamente oblíquo à fronteira sul, as direcções das lineações de estiramento permitem deduzir aproximadamente a direcção desse vector, segundo Ellis & Watkinson, 1987 (fig. 101). Correndo o risco de cometer erros relativamente grosseiros, dado que não temos uma estimativa concreta da extensão finita associada a esta deformação e dado o efeito da deformação posterior, vamos contudo assumir que o ângulo que a fronteira actualmente materializada pelo COBA faz com o bordo da ZOM a oeste de Montemor-o-Novo, não se afasta muito do ângulo original entre as duas fronteiras de placas. Assumindo também que a deformação posterior não alterou significativamente o ângulo entre as lineações de estiramento de F1 e F2a e as referidas fronteiras de placas, na figura 102 sintetiza-se a geometria relativa destas estruturas e apresenta-se a provável direcção relativa de aproximação de placas. Da figura 101 podemos deduzir que se o ângulo de convergência de placas é muito baixo, a lineação de estiramento no "hanging hall" será também quase paralela a essa fronteira, facto que

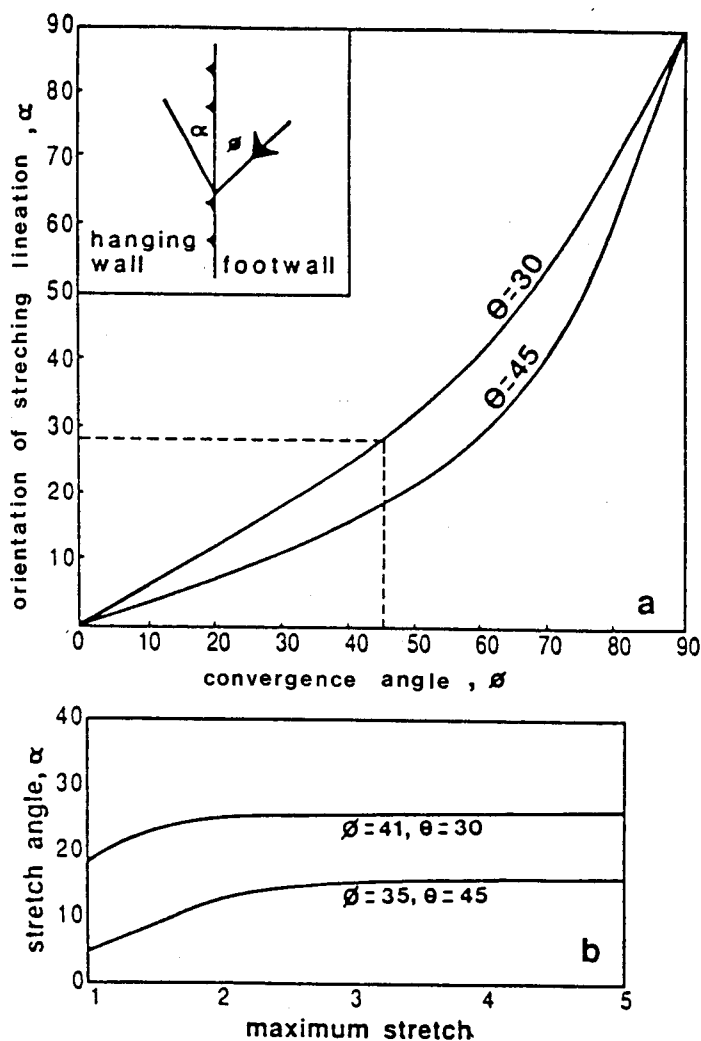


Fig. 101 - Relações entre a orientação do estiramento, a extensão finita, o ângulo de convergência das placas e a inclinação da subducção (extraído de Ellis & Watkinson, 1987): a - Orientação da lineação de estiramento, α , em função do ângulo de convergência, θ . Extensão finita de aproximadamente 1.9. O esquema inserido no canto superior esquerdo representa um exemplo de um ângulo de convergência de 45° , 30° de inclinação do plano de subducção e a lineação de estiramento resultante, com um ângulo de 29° com a direcção da fronteira de placas; b - Orientação da lineação de estiramento em função da extensão finita ($1+e$), para inclinações do plano de subducção de 30° e 45° e ângulos de convergência de 41° e 35° , respectivamente.

se verifica entre a fronteira oeste e a lineação de estiramento X2a. Para a fronteira sul e para a lineação de estiramento X1 a relação com o modelo da figura 101 não é directa e, teoricamente, X1 deveria ter uma direcção NE-SW ou mesmo ENE-WSW. Esta diferença deve-se provavelmente ao facto do modelo proposto por Ellis & Watkinson se referir a fronteiras convergentes com uma geometria simples e a estrutura em "flake", associada a este troço do bordo da ZOM, vem introduzir alterações nas relações angulares propostas por estes autores.

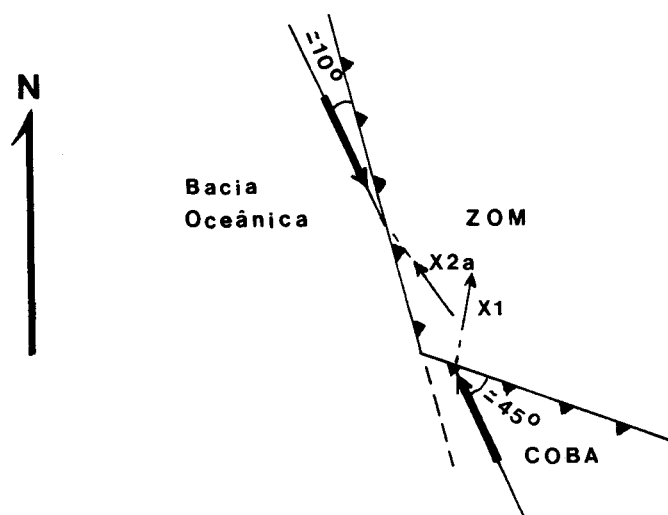


Fig. 102 - Possível posição relativa das fronteiras a oeste e a sul da ZOM e sua relação com a direcção de aproximação de placas, e orientação das lineações de estiramento médias de F1 e F2a, obtidos a partir dos dados das figuras 53 e 61. As direcções, representadas relativamente ao norte actual, são as seguintes: Fronteira oeste - N15W; Fronteira sul - N70W; Estiramento de primeira fase (X1) - N10E; Estiramento de segunda fase (X2a) - N35W; Direcção de aproximação das placas - N25W.

A heterogeneidade da estruturas de F2a, pode explicar-se pela partição da deformação segundo o modelo de **Cobbold et al.** (1991), como referimos no ponto 3.3.2.2. Este mecanismo está directamente relacionado com a convergência oblíqua na margem oeste e eventualmente também com a sobreposição de F1 e F2a em sectores restritos. À escala de toda a ZOM, a partição da deformação é comprovada pela geometria e cinemática da FBM e pela sua orientação relativamente às dobras macroscópicas e aos acidentes maiores situados a sudoeste. Na região estudada, em rochas competentes a partição só é deduzida à escala cartográfica (vide figs. 28 e 32), mas em níveis xistentos torna-se mais penetrativa, sendo frequentemente observável em afloramento (vide fotos 8, 47, 48 e 49). O desenvolvimento deste mecanismo associado a fronteiras com convergência oblíqua e a sua expressão praticamente a todas as escalas, encontra-se amplamente referido e documentado na bibliografia recente (**Richard & Cobbold**, 1989, 1990; **Cobbold et al.**, 1991; **Evans & Dunne**, 1991; **Jackson**, 1992; **Jones & Tanner**, 1995). No Terreno Autóctone Ibérico a partição da deformação foi também já descrita em trabalhos publicados recentemente (**Araújo et al.**, 1994d; **Ribeiro et al.** 1994).

Durante a fase F2b, a tectónica da ZOM continua a ser influenciada pela presença de uma componente esquerda (actividade na FBM, segunda fase no COBA, de acordo com **Fonseca**, 1989, 1995) mas domina o achatamento perpendicular às estruturas (vide figs. 62 e 99-C). É provavelmente durante este período que se gera a falha Porto-Coimbra e se completa o escape lateral da ZOM, por colisão continental a norte, de uma região frontal no Arco Ibero-Armoricano para a sua posição actual (**Araújo et al.**, 1994c,d; **Ribeiro et al.**, 1994; **Dias & Ribeiro**, 1995; **Dias et al.**, in prep., fig. 103). Embora os efeitos da terceira fase e da instalação

do Complexo de Beja tenham que ser tomados em conta, os eixos dos antiformas de primeira ordem, de F2b, parecem apresentar uma disposição radial ao longo da ZOM que se ajusta bem a este regime de deformação (fig. 104). O aumento do achatamento perpendicular às estruturas, relativamente à componente de cisalhamento esquerda e a formação de estruturas em "antiformal stack", mostram que no final da segunda fase se terá verificado uma mudança drástica no regime de deformação, sendo a extensão paralela ao orógeno e o mecanismo de escape lateral substituído por espessamento crustal.

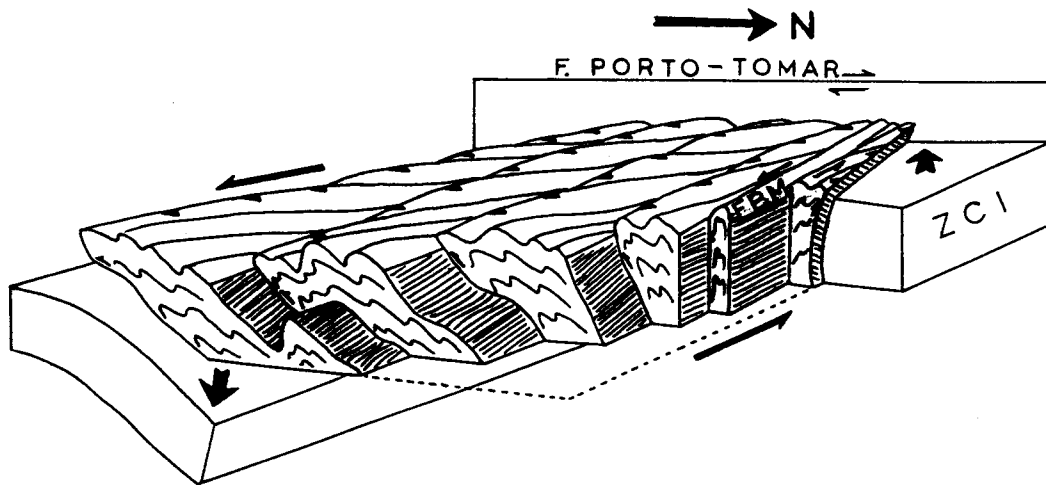


Fig. 103 - Representação esquemática da estrutura geral da ZOM, resultante do regime transpressivo esquerdo de segunda fase e escape lateral, praticamente sincrónico, de uma zona frontal do arco para a sua posição actual, por deslocamento esquerdo deste bloco crustal ao longo da FBM e direito ao longo da falha Porto-Coimbra-Tomar (Araújo et al, 1994c, figura não publicada).

A região sudoeste da ZOM, junto à intersecção das duas fronteiras de placas (figs. 99-B e 101) é sem dúvida crítica, do ponto de vista tectónico. Nesta região, o bordo da ZOM encontra-se marcado por abundantes intrusões sin a tardi-tectónicas de rochas predominantemente básicas do Complexo de Beja, testemunho de um importante evento tectonotérmico, as quais ocultam, em grande parte, os primeiros eventos orogénicos. O antiforma de Viana do Alentejo-Alvito corresponde a um dos poucos sectores desta região onde ocorrem sequências pré-orogénicas que registaram a totalidade da deformação. No núcleo desta estrutura afloram os gnaisses de Alvito (Araújo et al., 1994b) que como referimos no ponto 4, apresentam um fabric linear forte, materializado pela lineação de estiramento de primeira fase paralela à intersecção e aos eixos das dobras de segunda fase. Estas estruturas mostram um acentuado regime constritivo durante os primeiros estádios da deformação varisca na região. Num trabalho recente, **Dias & Ribeiro** (1994) demonstram que existem vários mecanismos capazes de gerar elipsóides de deformação prolatos em zonas transpressivas, contrariamente ao que os modelos anteriores

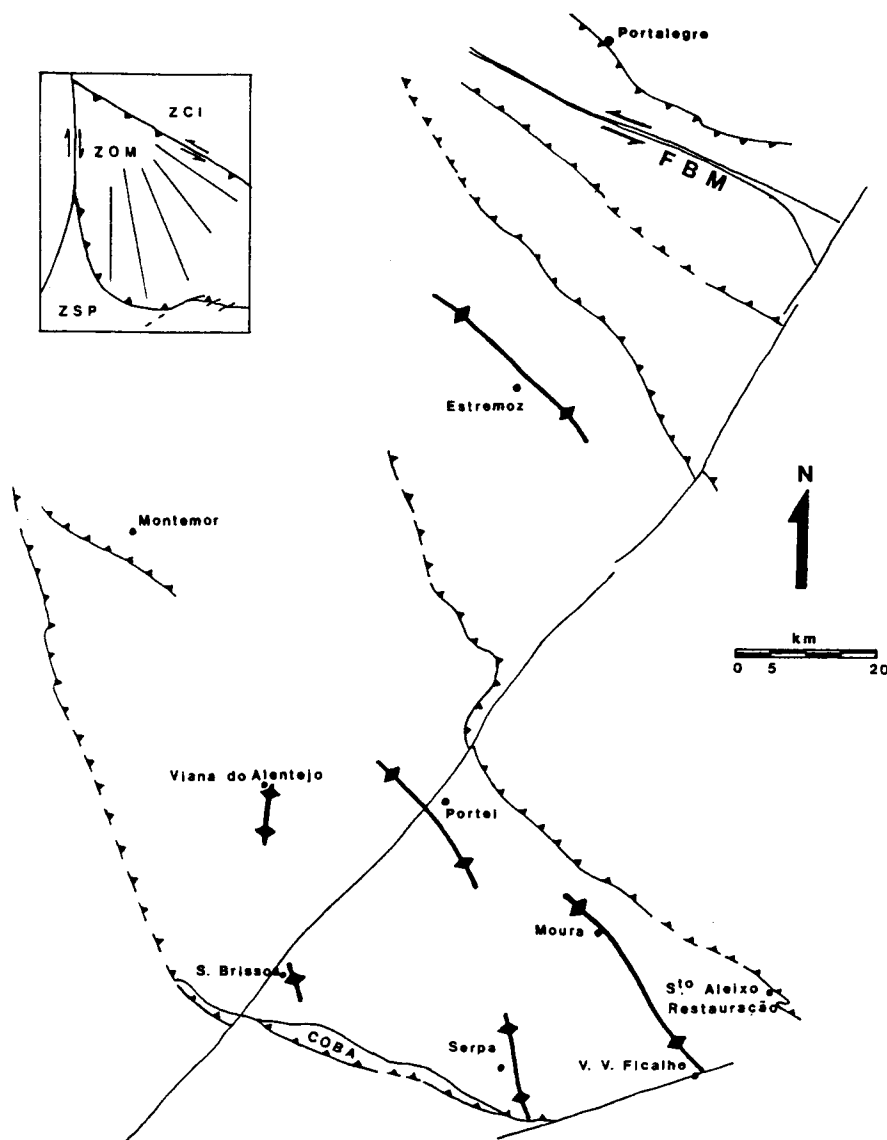


Fig. 104 - Disposição dos eixos de primeira ordem, de F2b, ao longo da ZOM. O esquema inserido no canto superior esquerdo representa uma interpretação para a disposição geral destas estruturas, compatível com um maior achatamento a norte, responsável pelo escape lateral da ZOM.

postulavam (Sanderson & Marchini, 1984; Fossen & Tikoff, 1993). Um desses mecanismos, coerente com o enquadramento tectónico desta região, consiste na combinação de escape lateral, com variação de volume (provocada por compacção, no exemplo apresentado por estes autores, fig. 105). A posição particular destes gnaisses, próximo das duas referidas fronteiras, permite também colocar a hipótese da constrição resultar da sobreposição sincrónica de duas deformações, de acordo com o esquema da fig. 106. Se admitirmos que estas rochas representam o autóctone da ZOM, ou um parautóctone que se deslocou pouco, ao achatamento induzido pela subducção a oeste (F2), sobrepôs-se cisalhamento simples para norte, induzido

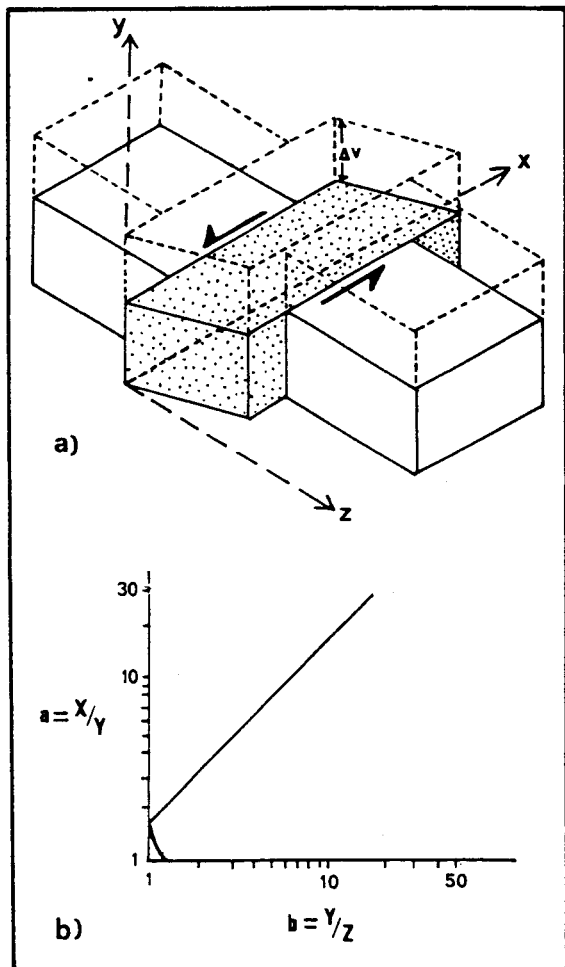


Fig. 105 - Esquema ilustrativo da combinação de transpressão com escape lateral, em materiais que sofreram previamente compactação (extraído de Dias & Ribeiro, 1994).

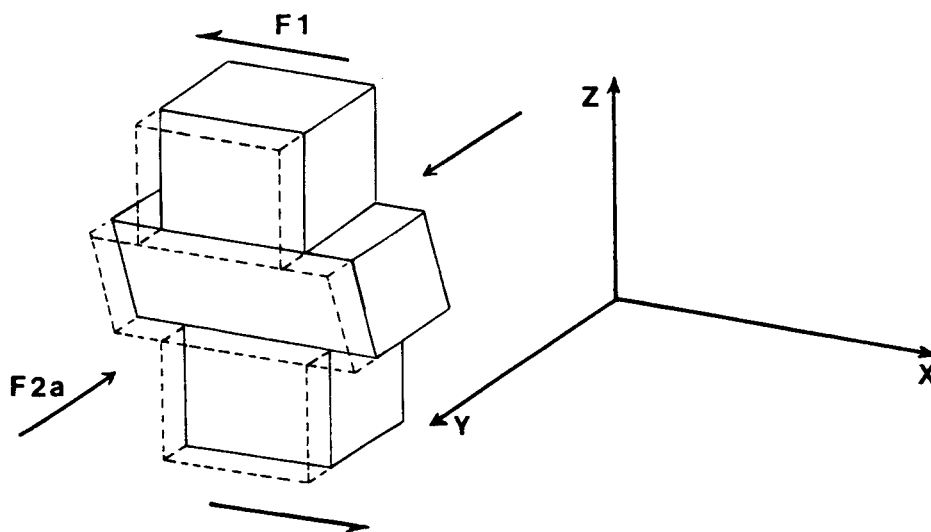


Fig. 106 - Esquema ilustrando a interpretação proposta no texto para o regime construtivo observado nos Gnaisses de Alvito, baseada na actuação sincrónica de F1 e F2a. Esta unidade, confinada superiormente pelos mantos alóctones relacionados com a obducção, sofre achatamento, com perda de volume, resultante da compressão associada a F2a. Simultaneamente é deformada por cisalhamento simples, induzido pela instalação, em níveis superiores, dos mantos associados a F1.

pelo deslocamento dos mantos obductados sobre a ZOM (F1). O achatamento gerou as dobras de eixo próximo de N-S (orientação geral do antiforma de Viana-Alvito) e a lineação de estiramento paralela, testemunha o cisalhamento para norte.

Uma outra característica das sequências do Antiforma de Viana-Alvito consiste nas frequentes evidências de metamorfismo de alta pressão em unidades autóctones ou parautóctones (fig. 107). São conhecidas ocorrências de crossite próximas do limite nordeste do Domínio de Évora-Beja (Unidades da Ribeira de Codes e de Moinho de Vilares), mas as rochas de mais alta pressão (fácies eclogítica) parecem concentrar-se próximo do bordo oeste deste

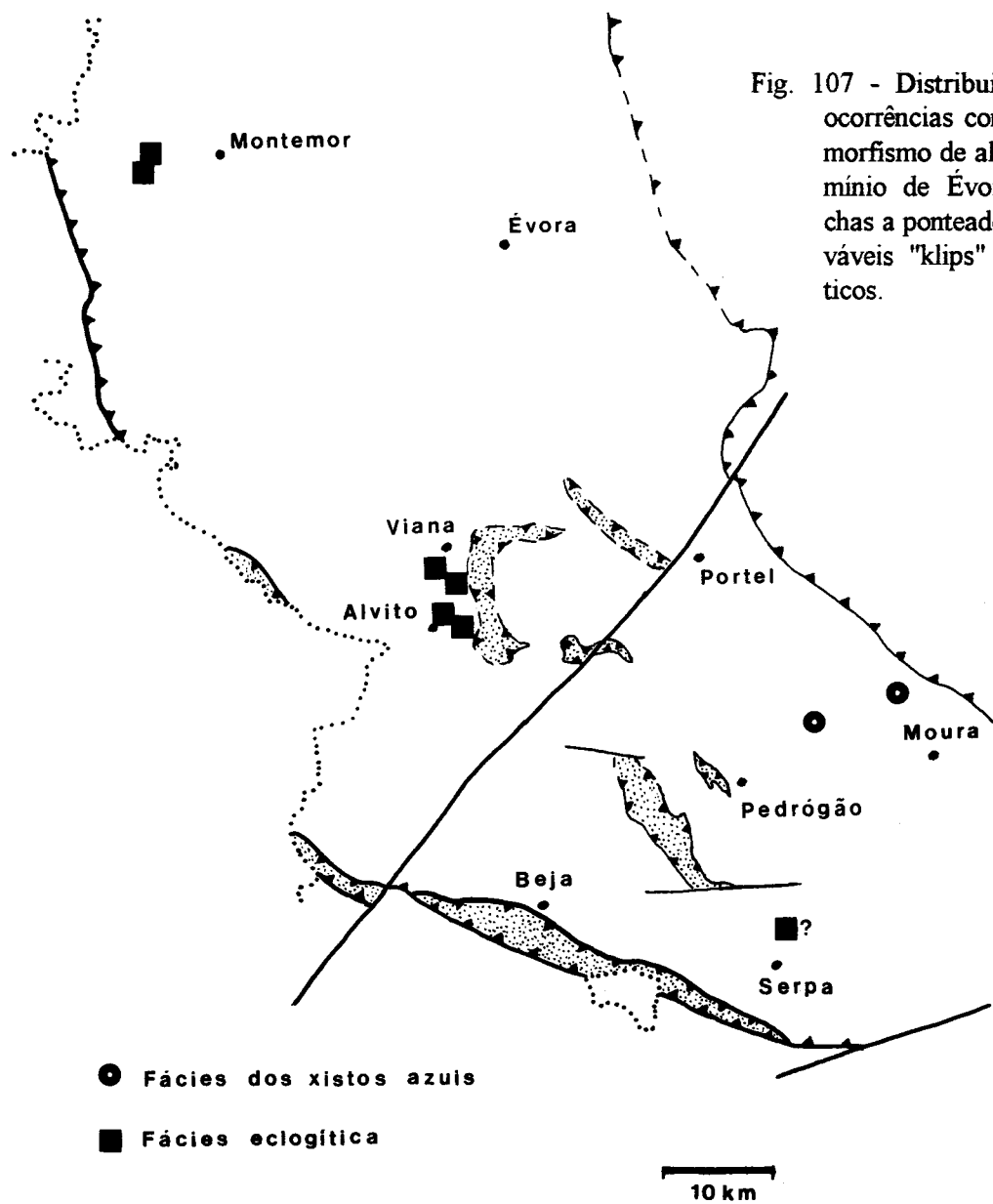


Fig. 107 - Distribuição regional, das ocorrências conhecidas, de metamorfismo de alta pressão, no Domínio de Évora-Beja. As manchas a ponteados representam prováveis "klips" de mantos ofiolíticos.

domínio, concretamente nesta região e em Safira, a oeste de Montemor. No antifórma de Serpa há uma possível ocorrência de eclogito que necessita de trabalhos complementares para confirmação (Fonseca, 1995). Se este dado não se confirmar, a fig. 107 parece indicar que os eclogitos se encontram mais relacionados com a subducção a oeste do que com o processo de obducção do COBA. Os intervalos de várias dezenas de quilómetros entre os pontos onde se conhecem estas ocorrências podem explicar-se por três motivos básicos: (1) pela grande abundância de rochas intrusivas tardias; (2) pela migmatização por vezes intensa das séries encaixantes, que na região de Montemor é contemporânea da terceira fase e apaga totalmente a deformação e registo metamórfico anterior; (3) porque esta zona não foi ainda alvo de estudos sistemáticos segundo uma perspectiva dinâmica da sua evolução, sendo possível que existam outras ocorrências ainda por detectar. Ao associarmos os eclogitos à fronteira oeste da ZOM, não estamos a afirmar que a obducção a sul não terá contribuído para a sua génese. Passamos a destacar algumas características e particularidades destes eclogitos, com base nas observações realizadas na região de Viana-Alvito, importantes para o modelo que vamos propôr em seguida:

1 - Os eclogitos ocorrem intimamente ligados à Formação de Águas de Peixe, atribuída ao Proterozóico Superior, e à Formação Carbonatada, atribuída ao Câmbrio Inferior. Nas numerosas pedreiras para exploração de mármore observa-se que, pelo menos em parte, os eclogitos correspondem a filões básicos intruídos na Formação Carbonatada. Segundo Fonseca (1995) existem evidências de aragonite nos mármore, facto que aponta para que também estas litologias tenham estado em condições de alta pressão, sendo assim completamente eliminada a hipótese dos eclogitos serem corpos isolados, imbricados no conjunto. Embora estas formações se encontrem limitadas por acidentes e no seu interior ocorram com frequência zonas de cisalhamento importantes, o conjunto parece constituir uma unidade coerente do ponto de vista estratigráfico, parautóctone, que esteve sujeita a condições de alta pressão. As rochas básicas na fácies eclogítica apresentam uma assinatura geoquímica do tipo N-MORB e são provavelmente contemporâneas do adelgaçamento da margem da ZOM e dos episódios iniciais de abertura oceânica (equivalentes laterais da Unidade de Moinho de Vilares?).

2 - As paragénese de alta pressão - granada, onfácite (40-50% de jadeíte), glaucófano paragonite - apontam para temperaturas entre 550^o e 650^o C e pressões entre 12 e 15 Kb (Fonseca et al., 1993). A esta paragénese parece sobrepôr-se uma retrogradação marcada pela ocorrência de barroisite, actinolite sódica, albite, clinozoisite e paragonite (450^o-500^oC, 4-6 Kb), seguida de novo evento de alta pressão (8 kb), na passagem fácies dos xistos verdes/xistos azuis, marcado pela cristalização de crossite (op. cit.).

3 - Os eclogitos apresentam-se claramente deformados pela segunda fase, não se conhecendo situações evidentes de deformação de primeira fase em rochas de alta pressão.

4 - Em lâmina delgada os eclogitos apresentam-se geralmente pouco deformados exibindo alguns critérios cinemáticos de segunda fase. Embora ocorram exemplares

moderadamente retrogradados, é frequente encontrarem-se paragêneses de alta pressão muito bem conservadas (Fonseca et al., 1993, vide foto 4).

O modelo para a formação dos eclogitos, que vamos apresentar nas linhas seguintes, apoia-se nos trabalhos de **Mancktelow** (1993, 1995) existindo, na nossa perspectiva, uma importante contribuição da sobrepressão tectónica para a pressão total a que estas rochas estiveram sujeitas durante a sua génese. A grande maioria dos investigadores que trabalham em geobarometria, assumem que as pressões estimadas para uma determinada associação mineralógica podem ser directamente convertidas em profundidades, sendo a sobrepressão tectónica desprezável, normalmente de uma ordem de grandeza inferior ao erro inerente à estimativa da pressão total. **Mancktelow** (1993, 1995) demonstra que embora isso seja verdade em certas situações, existem casos em que a pressão tectónica pode ser superior a 8 Kb. Com taxas de convergência entre placas relativamente altas, da ordem dos 8 cm/ano, é possível atingirem-se pressões da ordem dos 20 kb a apenas 40 km de profundidade num estreito canal entre duas placas litosféricas rígidas (canal de subducção). Esta sobrepressão tectónica é particularmente importante nos eclogitos de baixa temperatura (até 550^o C), em rochas básicas que apresentam alta viscosidade comparativamente à matriz. Nestes casos, a matriz apresenta normalmente paragêneses minerais que indicam, regra geral, pressões bastante inferiores. A exumação destas rochas é tanto mais rápida quanto maior tenha sido a pressão não litostática atingida. Este autor propõe, em 1993, que os ambientes geotectónicos mais favoráveis ao desenvolvimento de importantes gradientes de pressão não litostática, são as "flower structures" em zonas transpressivas ou as fronteiras de blocos litosféricos que sofreram escape lateral. Em 1995 apresenta modelos para o desenvolvimento de sobrepressão tectónica em zonas de subducção.

As observações referidas em (1) apontam para que o conjunto das formações de Águas de Peixe e Carbonatada tenham sofrido uma evolução conjunta. As evidências de alta pressão restringem-se aos níveis básicos intercalados nestas formações, com alta viscosidade, englobados numa matriz susceptível de sofrer fluência e incapaz de suportar tensões tectónicas elevadas. Com efeito, não foram até ao momento encontradas evidências de metamorfismo de alta pressão noutras litologias, excepto nos mármore, onde ocorre provavelmente aragonite. Em gradientes de temperatura bastante baixos, este mineral pode no entanto ocorrer a pressões bastante inferiores às determinadas para os eclogitos, da ordem dos 6 a 8 kb (**Deer et al.**, 1981).

Os factos referidos em (2) resultam de um estudo preliminar e as temperaturas referidas situam-se ligeiramente acima dos valores máximos admitidos por **Mancktelow** (1993), para eclogitos de baixa temperatura. No entanto, em 1995, este autor refere que se num canal de subducção estreito, entre duas placas litosféricas rígidas, forem englobados fragmentos da placa cavalgante (por erosão tectónica) ou relevos importantes da placa descendente ("seamounts" ou "plateaus" oceânicos), estas irregularidades na topografia da zona de subducção podem

restringir drasticamente a fluência das rochas e provocar localmente altas pressões não litostáticas. Nestes locais a temperatura pode também aumentar por "shear heating".

As observações referidas em (3), associadas à distribuição geográfica dos eclogitos, levam-nos a associar o metamorfismo de alta pressão à fronteira oeste e, finalmente, os factos referidos em (4), apontam para uma exumação rápida destas rochas após o evento de alta pressão, situação típica de sectores onde a sobrepressão tectónica foi mais acentuada.

As taxas de deslocamento das placas relativamente elevadas, propostas por **Mancktelow** (1995), ajustam-se bem às evidências paleoecológicas e paleomagnéticas para a evolução da Península, no intervalo Ordovícico Superior-Devónico (**Perroud et al.**, 1984; **Ribeiro et al.**, 1990b; **Robardet & Gutierrez Marco**, 1990b; **Robardet**, 1994).

Por último, um outro argumento a favor da sobrepressão tectónica são as características de "flysch" da Formação de Terena, situação que não é típica de uma cadeia de subducção, onde, sem a existência de fenómenos de "overpressure", seria de esperar depósitos do tipo molasso.

Os xistos azuis parecem distribuir-se por uma área mais vasta do Domínio de Évora-Beja, não se restringindo às proximidades desta fronteira de placas (fig. 107). As ocorrências conhecidas situam-se em unidades parautoctones e podem ser explicadas por um mecanismo mais simples, semelhante ao proposto por **Mattauer & Proust** (1976), para explicar o metamorfismo de alta pressão na Córsega (fig. 108).

Na figura 109 representamos esquematicamente os ambientes geotectónicos onde possivelmente se formaram os eclogitos e os xistos azuis. A instalação sobre o Domínio de Évora-Beja e sobre a zona de subducção a oeste, de um manto ofiolítico proveniente de sul, provocou um aumento da pressão litostática, responsável pelo aparecimento de paragénese típicas da fácies dos xistos azuis numa vasta região. No bordo oeste, este manto veio confinar superiormente a subducção e a pressão litostática somou-se à pressão tectónica. Um esquema mais simples para explicar a génese dos eclogitos, corresponde à geometria em "flake" tectónica, discutida anteriormente. Numa estrutura deste tipo (vide fig. 95), a zona frontal do bordo da ZOM será também uma região favorável ao desenvolvimento de sobrepressão tectónica. Neste caso, dada a ocorrência de eclogitos até às proximidades de Montemor, teríamos que admitir que este tipo de estrutura também se teria desenvolvido na fronteira oeste da ZOM. As evidências geológicas parecem não deixar dúvidas quanto à existência de uma geometria deste tipo associada ao bordo sul da ZOM (sentido do transporte associado à obducção, natureza calco-alcálica de um considerável número de unidades do Complexo de Beja, vergência da Formação do Pulo do Lobo e de toda a ZSP). As evidências geofísicas aparentemente também corroboram esta geometria (vide fig. 69). Contudo, a geometria do bordo oeste encontra-se menos estudada e a estrutura em "flake" pode não ser extensiva a esta região, apesar de voltar a ser uma realidade no noroeste peninsular (vide fig. 97).

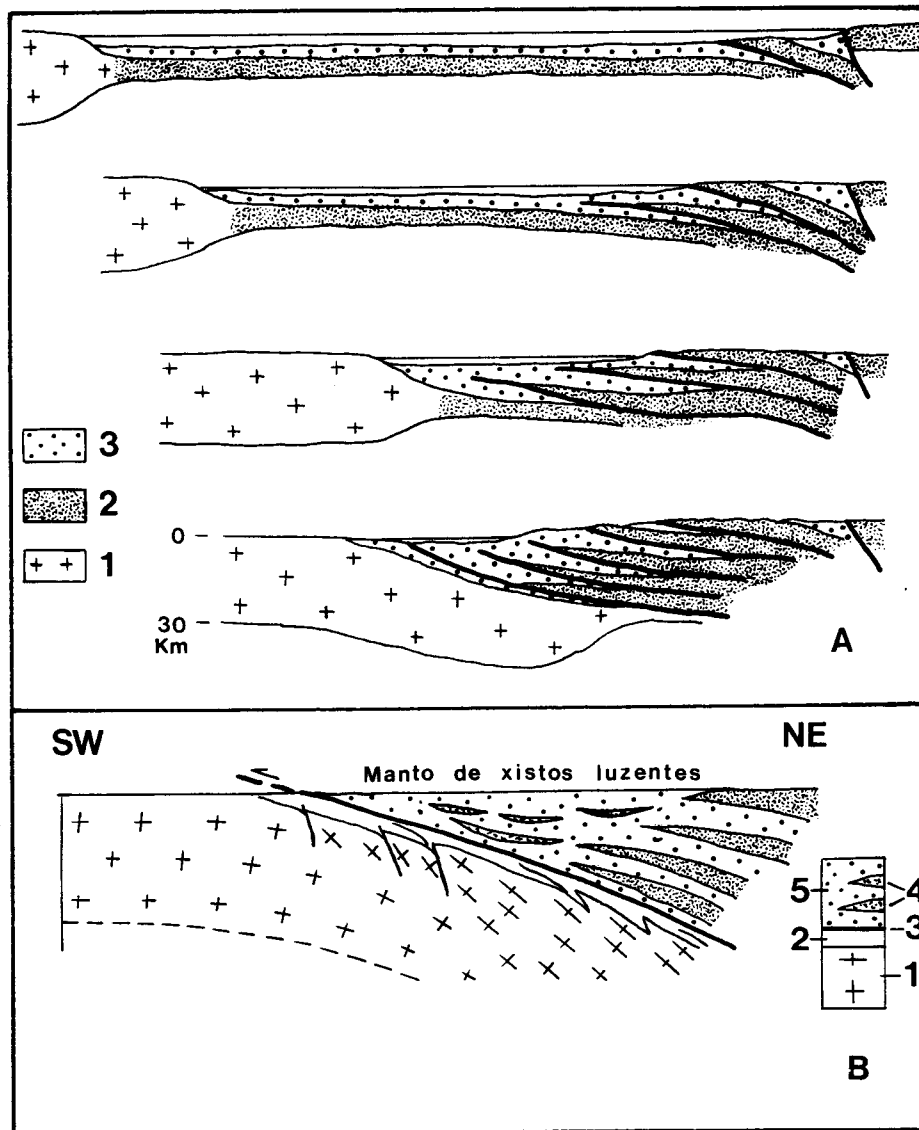


Fig. 108 - Modelo interpretativo da evolução associada à gênese de metamorfismo e à obdução de crosta oceânica na Córsega (adaptado de **Mattauer & Proust, 1976**): A - esquema ilustrando o processo de obdução, com subducção de crosta continental associada (1 - crosta continental; 2 - crosta oceânica; 3 - sedimentos); B - Situação no Cretácico Superior (1 - substrato cristalino; 2 - sedimentos pérmicos e mesozóicos; 3 - contacto anormal do manto de xistos luzentes; 4 - ofiolitos; 5 - xistos cretácicos).

Segundo o modelo de **Mancktelow (1995)**, podemos admitir profundidades da ordem dos 25 km para a formação dos eclogitos (fig. 110), em vez de 45 a 55 km, se se considerar que a pressão total é de natureza litostática. Tendo em conta o esquema da figura 109, uma profundidade da ordem de 25 km pode facilmente explicar-se por uma subducção muito

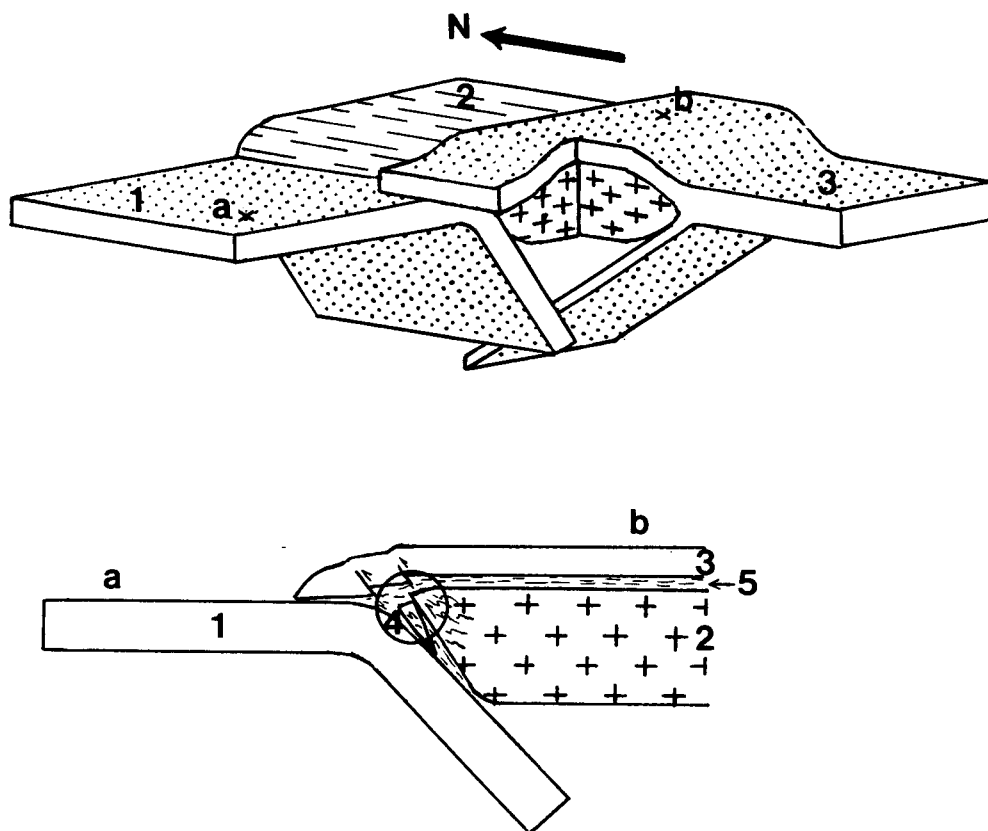


Fig. 109 - Esquema interpretativo da gênese dos eclogitos, associados à fronteira oeste da ZOM: 1 - Bacia oceânica a oeste da ZOM; 2 - ZOM; 3 - Bacia oceânica a sul (COBA); 4 - Sector onde ocorre sobrepressão tectónica e onde se geram os eclogitos; 5 - zona de imbricação entre 2 e 3 (Complexo Filonítico de Moura).

incipiente de um bloco crustal da margem da ZOM, à qual se sobrepôs uma sequência de mantos como a representada na figura 108, eventualmente com uma espessura da ordem de 15 km. Este modelo explica a relativa coerência litoestratigráfica apresentada pelo conjunto que esteve sujeito a condições de alta pressão, facto que se torna difícil de entender se estas rochas tivessem sido subductadas até profundidades da ordem dos 50 km. Por último, nesta segunda hipótese seria de esperar a ocorrência de granulitos associados à gênese das rochas de alta pressão. As referências a granulitos no Domínio de Évora-Beja são no entanto muito dispersas e por vezes duvidosas (Bard, 1969; Fonseca, 1995). Dada a retrogradação posterior, é extremamente difícil concluir se alguns dos litótipos presentes na região corresponderam inicialmente a granulitos ou não. A razão pela qual os eclogitos apresentam evidências de sobreposição de um segundo evento de alta pressão, na fácies dos xistos azuis (Fonseca et al., 1993), não se encontra claramente esclarecida. A hipótese que nos parece mais provável é que após o primeiro pico metamórfico se iniciou o levantamento do conjunto, com alguma erosão do manto ofiolítico superior e/ou se deu um decréscimo na taxa de convergência das placas na fronteira oeste, iniciando-se uma fluência inversa na zona de subducção (Mancktelow, 1995) com a consequente retrogradação parcial dos eclogitos. Como F1 corresponde a um episódio de

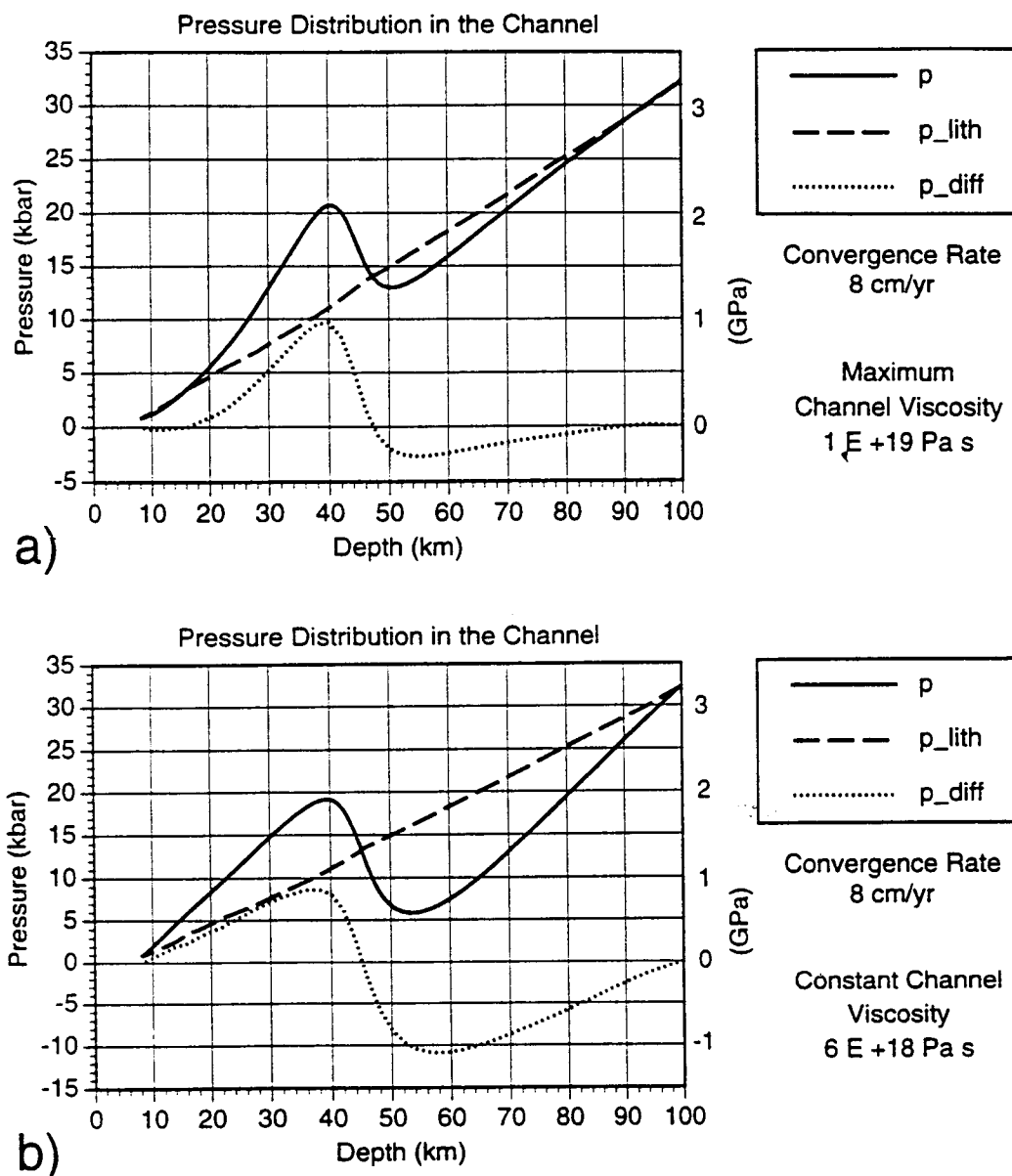


Fig. 110 - Variação da pressão ao longo de uma zona de subducção, segundo o modelo proposto por **Mancktelow**, 1995 (figura extraída de *op. cit.*): Distribuição da pressão p ao longo do canal de subducção segundo este modelo, comparada com a pressão litostática p_{lith} , calculada com base na distribuição de densidades na placa superior, segundo o modelo de **Grow** (1973), para (a) - viscosidade variável ao longo do canal de subducção segundo este modelo (crescente linearmente até 40 km de profundidade e decrescente exponencialmente a partir desta profundidade) e, (b) para uma viscosidade constante de 6×10^{18} Pas. a diferença entre p e p_{lith} é dada por p_{diff} .

deformação progressiva, provavelmente prolongado no tempo (vide pontos 3.3.1 e 4), o processo de exumação dos eclogitos pode ter sido interrompido pela instalação de outro manto vindo de sul, provocando novo aumento da pressão litostática e o aparecimento da crossite mais tardia. Em alternativa, o referido processo de fluência inversa ao longo da zona de subducção,

pode também ter sido interrompido por um novo aumento do "strain rate", associado à convergência de placas a oeste, com a mesma cinemática, provocando novo episódio de sobrepressão tectónica.

Posteriormente a estes eventos, vai instalar-se próximo do bordo oeste e sudoeste da ZOM um largo conjunto de rochas ígneas (maciços de Évora e Beja, vide fig. 3). Não nos vamos alongar sobre estes corpos intrusivos, que não foram alvo de um estudo minimamente detalhado durante os trabalhos de campo. Queremos apenas realçar que a norte, no Maciço de Évora, predominam as composições mais ácidas, estando presentes granitos, granodioritos e quartzodioritos, enquanto a sul, no Maciço de Beja, os termos básicos são largamente maioritários. No maciço de Évora as intrusões são frequentemente acompanhadas por auréolas de metamorfismo de contacto ou por migmatização importante do encaixante. Assim, os fenómenos de anatexia parecem ter desempenhado um papel importante na génese deste maciço. Apesar do reduzido conhecimento que temos desta região podemos afirmar que existem rochas granitóides, deformadas pela segunda fase, enquanto outras são sin a tardi-F3, ou mesmo claramente posteriores. Em Montemor, no leito da ribeira, pode observar-se que a migmatização é sensivelmente contemporânea da terceira fase. Do ponto de vista geoquímico, estes granitóides correspondem a uma série calco-alcalina, sendo associados à actividade da subducção no bordo da ZOM (Carvalhosa, 1992). O Maciço de Beja encontra-se muito melhor estudado. Este conjunto apresenta um largo espectro de litótipos, desde raros termos ultrabásicos até composições ácidas (Andrade et al., 1992). Como já referimos, as rochas básicas (gabros e dioritos) são claramente predominantes relativamente às outras litologias. A hornoblenda ígnea dos Gabros de Beja indica uma idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 337-340 M.A. (Fonseca et al., 1990), interpretada como correspondendo ao arrefecimento pós-magmático, abaixo dos 500° C. O Complexo de Beja, dado o seu quimismo orogénico encontra-se também relacionado geneticamente com a zona de subducção a sudoeste, inclinada para norte (Bard, 1971; Carvalhosa, 1986; Santos et al., 1990; Fonseca, 1995). Se admitirmos que este conjunto está directamente associado à fronteira de placas a sul da ZOM e que o Maciço de Évora se formou na dependência da subducção a oeste, aparentemente a idade mais antiga deste último parece corroborar o modelo de Quesada (1992) e Quesada et al. (1994), no que se refere a uma actividade precoce na fronteira de placas a oeste, anterior à subducção/obducção do COBA.

Um aspecto que levanta algumas dificuldades de interpretação é a actual justaposição do Domínio de Estremoz-Barrancos, deformado em andar estrutural relativamente alto e de muito baixo grau metamórfico, ao Domínio de Évora-Beja, extremamente deformado, com metamorfismo mais elevado e polifásico. Segundo Ribeiro et al. (1979) a região entre o Carreamento da Juromenha e o sinclinal de Terena, que se inclui no Domínio de Estremoz-Barrancos, corresponde ao andar estrutural superior, onde a segunda fase se fez sentir de forma muito moderada. Consideramos que este sector pouco deformado por F2 se prolonga mais para

sudoeste, até às proximidades do limite com o Domínio de Évora-Beja, de acordo com numerosas evidências referidas no capítulo três. **Chacón et al.** (1983) sugerem que a deformação desta fase em certos domínios da ZOM se poderá ter concentrado apenas nos bordos, fazendo-se sentir de forma muito ténue no seu interior. Isto explicaria a ausência de discordância angular na base da formação de Terena, traduzindo-se a segunda fase de deformação nesta região, apenas por lacuna do Devónico Inferior e Médio. À escala de toda a ZOM parece-nos óbvio que a deformação se concentrou junto ao bordo sudoeste, no Domínio de Évora-Beja, e a nordeste, junto ao contacto com a ZCI, na Faixa Blastomilonítica. Em território nacional, o sector central (Domínio de Estremoz-Barrancos) encontra-se claramente menos deformado. O carreamento de Santo Aleixo da Restauração, que faz o contacto entre os dois domínios estudados, paradoxalmente coloca em posição geometricamente superior, rochas pouco deformadas e metamorfizadas (Domínio de Estremoz-Barrancos) sobre um conjunto fortemente tectonizado e com evidências de metamorfismo de alta pressão (Domínio de Évora-Beja). Não temos uma explicação definitiva para esta geometria, no entanto, à luz dos conhecimentos actuais, vamos passar a apresentar dois modelos para a evolução de toda a região que não devem ser considerados alternativos, podendo-se completar mutuamente:

1 - Retomando o esquema da figura 85-C, a partir do Silúrico a subducção activa na margem da ZOM vai provocar uma tectónica distensiva no Domínio de Estremoz-Barrancos e, eventualmente, o aparecimento de rochas calco-alcalinas em grabens (Formação de Monte Roncão?). À medida que a onda orogénica se propagou da margem da ZOM para nordeste, as falhas normais anteriormente formadas, ou herdadas da Fase Sarda, sofrem inversão tectónica e o carreamento de Santo Aleixo da Restauração representa um destes acidentes. O topo da sequência do Domínio de Estremoz-Barrancos é deformado por dobramentos de grande raio de curvatura e mais a nordeste forma-se uma região topograficamente deprimida, induzida por esses dobramentos (e pela migração dos mecanismos de distensão?), onde, no Devónico Superior, se vai depositar a Formação de Terena. Este modelo implica que o referido carreamento (considerado de F2a, vide ponto 3.2.2.2) seja mais tardio que as estruturas da mesma fase situadas a sudoeste. O diacronismo das várias fases de deformação ao longo de toda a região estudada é, no entanto, um factor a ter em conta. No que se refere à segunda fase de deformação, uma idade progressivamente mais recente em direcção a nordeste poderá explicar o conjunto das estruturas observadas. Este modelo, a confirmar-se, levanta problemas na área da estratigrafia, implicando que a Formação de Monte Roncão e, provavelmente as enquadantes, dada a provável passagem lateral à Formação do Meirinho, sejam bastante mais recentes do que o que tem sido admitido (vide ponto anterior). O referido contacto poderia assim corresponder, inicialmente, a uma falha normal listrica, que por inversão tectónica levou à sobreposição de dois domínios com evolução paleogeográfica distinta durante o Paleozóico Inferior e os primeiros estádios do período orogénico varisco (vide figs. 85 e 111). Esta

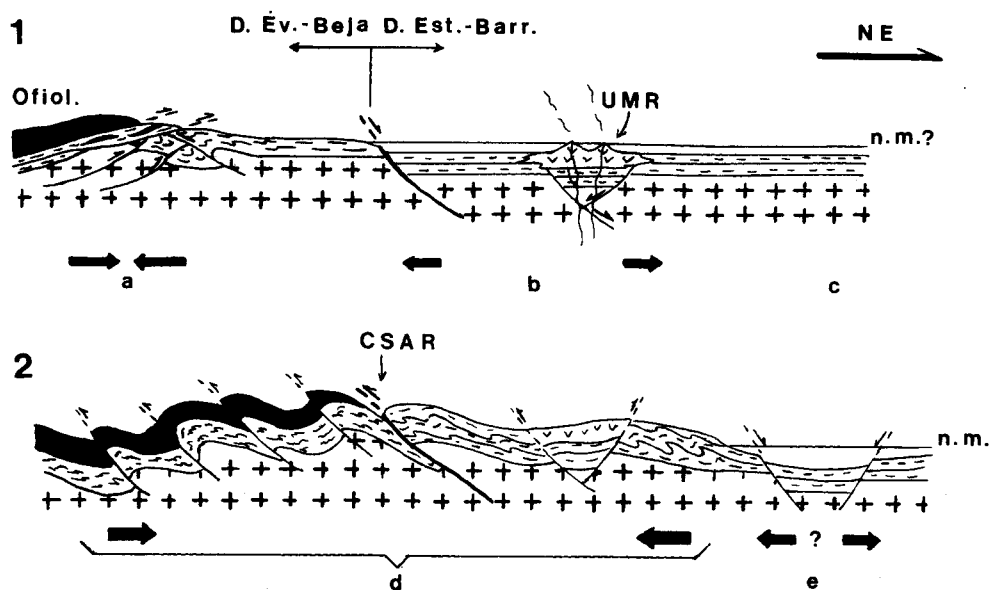


fig. 111 - Esquema interpretativo da evolução do sector enquadrante do limite entre os domínios de Évora-Beja e de Estremoz-Barrancos, durante o início do período orogénico. 1 - estádios iniciais da deformação, induzida pela instalação dos mantos ofiolíticos sobre a margem SW e pela subducção inclinada para norte (geometria em "flake" tectónica): a - Sector sujeito a deformação (F1 e F2a); b - Sector sujeito a um regime distensivo induzido pela subducção em profundidade, geração de falhas normais e/ou reactivação de acidentes herdados da fase sarda com eventual desenvolvimento de vulcanismo orogénico (UMR - Unidade de Monte Roncão); c - Sector estável; 2 - Propagação da onda orogénica para NE, inversão tectónica das falhas normais anteriores e formação do Carreamento de Santo Aleixo da Restauração (CSAR), que separa o Domínio de Évora-Beja, deformado em andar estrutural inferior, do Domínio de Estremoz-Barrancos, deformado em andar mais superficial; d - Sector sujeito a compressão; e - Sector eventualmente sujeito a distensão, devido à migração, para NE, do mecanismo referido em b, e formação do fosso onde se irá depositar a Formação de Terena.

interpretação ajusta-se à existência de evidências de movimentação normal no contacto entre os dois domínios, em território espanhol (Quesada, comun. oral, 1991)

2 - Se considerarmos que a obducção do COBA é responsável pelo episódio de metamorfismo na fácies dos xistos azuis no Domínio de Évora-Beja, as ocorrências mais a nordeste permitem-nos afirmar que os mantos ofiolíticos terão coberto praticamente todo este domínio, até ao carreamento de Santo Aleixo. Se admitirmos também que, concomitantemente com a compressão de segunda fase, se verificou um certo reequilíbrio isostático na frente dos mantos, induzindo a formação de acidentes, o limite entre os dois domínios pode ser o testemunho desse reequilíbrio (fig. 112).

A segunda fase de deformação termina provavelmente com a colisão do Terreno Autóctone Ibérico com o Terreno Sul Português e com a suturação da bacia do COBA, acompanhadas por um levantamento da margem da ZOM, cuja erosão subsequente terá

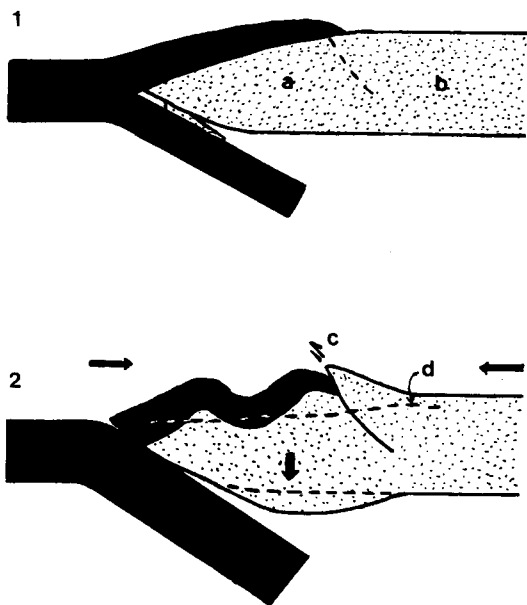


Fig. 112 - Esquema interpretativo da gênese do Carreamento de Santo Aleixo da Restauração como o resultado de um reequilíbrio isostático na margem da ZOM, após a obducção: 1 - Formação da estrutura em "flake"; a - Sector deformado em andar estrutural inferior e afectado por metamorfismo de alta pressão (Domínio de Évora-Beja); b - Sector deformado em andar estrutural superior e afectado por metamorfismo de baixo grau; 2 - Reequilíbrio isostático de todo o sector coberto pelos mantos ofiolíticos, contemporâneo da deformação; c - Carreamento de Santo Aleixo da Restauração; d - Nível aproximado da erosão actual.

alimentado formações discordantes sobre o substrato deformado, com características flichóides quer a norte (Formações de Cabrela e de Terena), quer a sul (Formação de Santa Iria). Para a confirmação deste modelo, impõem-se estudos sedimentológicos futuros sobre a natureza dos produtos acumulados nestas formações. Quase simultaneamente, a sul dá-se a abertura de uma bacia onde se vai depositar toda a sequência da ZSP. Não existe um modelo definitivo para a gênese desta bacia. A carga especulativa é bastante grande e os modelos propostos na bibliografia mais recente são por vezes contraditórios no que se refere aos mecanismos que levaram ao fecho da bacia do COBA e à abertura da bacia da ZSP (Silva, 1989; Silva et al., 1990; Quesada, 1992; Fonseca & Ribeiro, 1993; Quesada et al., 1994; Silva et al., 1995).

A terceira fase de deformação apresenta-se mais regular ao longo da geotransversal e a sua análise dinâmica é mais simples. As estruturas associadas a este evento tectónico têm sido interpretadas como resultantes de uma deformação já em regime intracontinental (Chacón et al., 1983; Ribeiro et al., 1990b). Ao longo de todo o sector estudado, a terceira fase é claramente pós-metamórfica, gera dobras de plano axial subvertical, a que se associam cavalgamentos paralelos à estrutura e desligamentos conjugados, com características mais frágeis que os acidentes das fases anteriores (vide pontos 3.2.3 e 3.3.3). Durante esta fase de deformação, eventuais restos do oceano varisco ainda conservados a oeste da ZOM (fig. 99) foram totalmente subductados, formando-se as sequências vulcânicas calco-alcálicas de Santa Susana e São Cristóvão (vide ponto 1.2.4). Com o levantamento orogénico deste sector inicia-se a deposição do Grupo do "Flysch" do Baixo Alentejo, progradante em direcção a sudoeste.

A deformação deste conjunto, por vezes quase sin-sedimentar, representa provavelmente a migração contínua da onda orogénica de terceira fase da ZOM, iniciada no intervalo Fameniano-Viseano (vide ponto 4), da zona interna do orógeno (ZOM) para as externas. Com efeito, o Grupo do "Flysch do Baixo Alentejo" apresenta basicamente uma única fase de deformação claramente diacrónica ao longo da ZSP, progressivamente mais recente em direcção a sudoeste, atingindo uma idade vestefaliana na região da Carrapateira (**Ribeiro et al.**, 1979; **Silva**, 1989; **Silva et al.**, 1990).

Comparativamente com a fase anterior, a direcção de compressão roda no sentido anti-horário, passando para NE-SW, o que está de acordo com a rotação proposta por **Dias & Ribeiro** (1995) para o indutor Cantábrico (fig. 113). Esta rotação pode também explicar-se pelo acentuar da curvatura do arco Ibero-Armoricano (**Matte & Ribeiro**, 1975; **Ries & Shackleton**, 1976; **Ribeiro et al.**, 1990b), que seria igualmente responsável pela componente esquerda paralela às estruturas, referida no ponto 3.2.3.2, ou seja, pelo regime de deformação transpressiva durante esta fase. No Domínio de Estremoz-Barrancos, a transpressão traduz-se pela preponderância da transecção esquerda relativamente à direita e no Domínio de Évora-Beja, onde esta fase foi mais fraca por razões já apontadas (vide ponto 3.3.3), a componente esquerda levou a um maior desenvolvimento do sistema de falhas E-W esquerdas, sintéticas, relativamente ao seu conjugado, N-S direito, antitético. A variação do estilo da deformação de F3 ao longo da geotransversal, mais penetrativa no Domínio de Estremoz-Barrancos, resulta como referimos no capítulo 3, do diferente comportamento reológico dos dois domínios. O Domínio de Évora-Beja, fortemente deformado e recristalizado durante os eventos anteriores, vai comportar-se como um corpo rígido e responder à deformação de forma mais frágil, com a formação de numerosas falhas. Neste domínio a clivagem é pouco penetrativa, estando mesmo ausente, com relativa frequência. Como já referimos, casos pontuais de transecção direita no Domínio de Estremoz-Barrancos, resultam provavelmente de uma obliquidade anterior das superfícies dobradas, relativamente ao elipsóide de deformação da terceira fase. Os dobramentos de segunda fase geraram dobras com eixo próximo de N-S, vergentes para oeste, mesmo nas regiões onde a clivagem de segunda fase não se chegou a desenvolver. Como a terceira fase não é muito intensa, ao sobrepôr-se a estas estruturas, os dobramentos podem em parte ser condicionados pela orientação das dobras anteriores e formarem-se oblíquos ao elipsóide de deformação. Apesar do regime transpressivo esquerdo contribuir para uma rotação destas estruturas, aproximando-as de NE-SW, nos sectores onde a terceira fase foi mais fraca, essa rotação pode ser incipiente e quando surge a clivagem ou se desenvolvem dobras de ordem menor, as dobras preexistentes sofrem transecção direita (fig. 114). O melhor exemplo de uma estrutura deste tipo observa-se à escala macroscópica e corresponde ao Sinclinal de Terena, com eixo NNW-SSE, ou mesmo praticamente N-S, na região a Este de Mourão (vide fig. 3) e onde a clivagem S3 tem uma direcção NW-SE. Esta macroestrutura poderá explicar-se como já

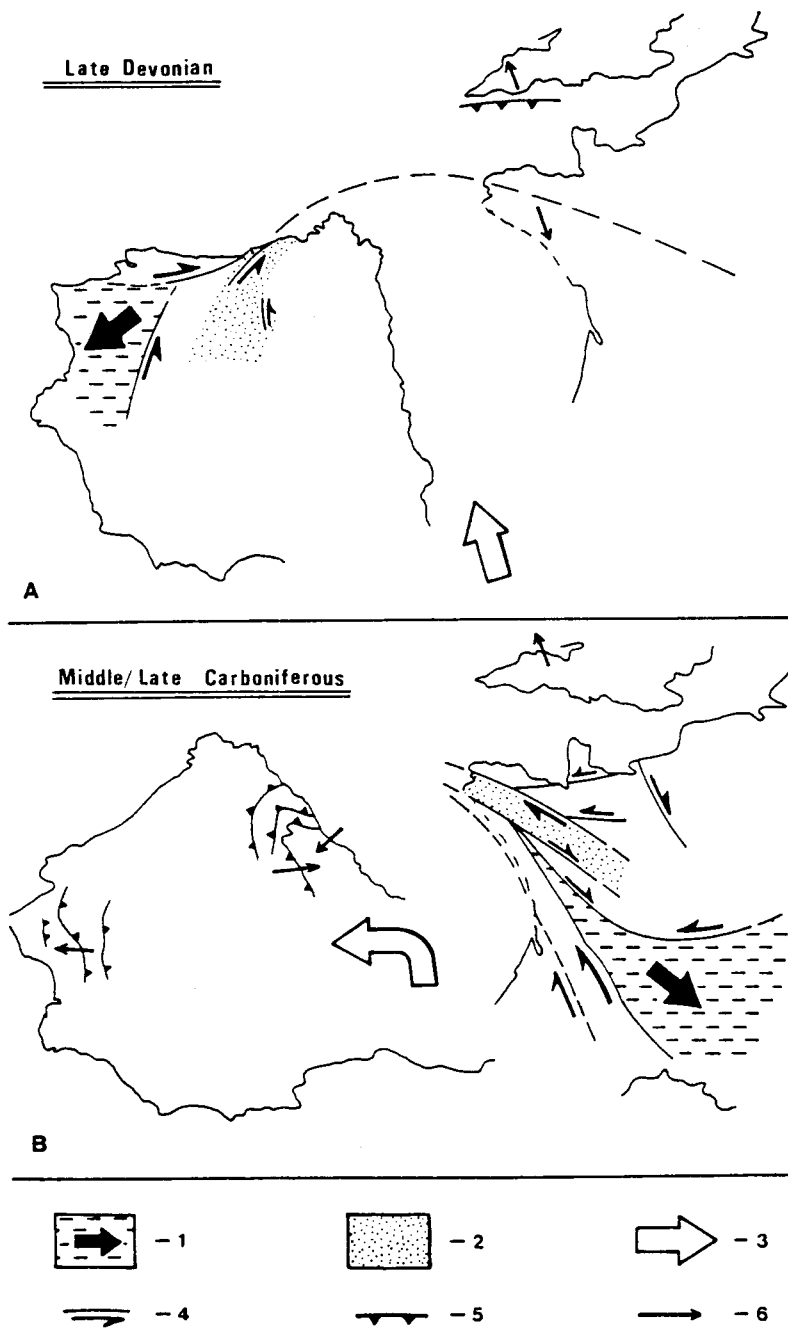


Fig. 113 - Esquema da evolução geodinâmica do arco Ibero-Armoricano (extraído de **Dias & Ribeiro, 1995**): A - Devónico Superior; B - Carbónico Médio a Superior; 1 - Escape lateral; 2 - Sectores com predominância de regimes transpressivos; 3 - Movimento do indutor cantábrico; 4 - Desligamentos maiores; 5 - Cavalgamentos principais; 6 - Vergência e sentido de transporte dos mantos.

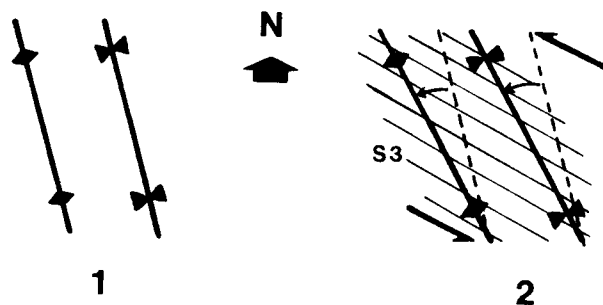


Fig. 114 - Esquema mostrando a génese de dobras de terceira fase com transecção direita, resultante da influência dos dobramentos anteriores: 1 - Início do dobramento de terceira fase. Os eixos das dobras geram-se com uma direcção NNW-SSE, condicionados pela orientação das estruturas anteriores, de segunda fase; 2 - Continuação da deformação de terceira fase. A actuação da componente de cisalhamento esquerda, sub-paralela às estruturas, tende a rodar os eixos no sentido anti-horário mas quando se gera a clivagem, esta desenvolve-se com uma orientação mais próxima de E-W, dando origem à transecção direita das dobras (os ângulos estão exagerados para facilitar a visualização do mecanismo).

referimos, pela formação de uma zona topograficamente deprimida durante a segunda fase, onde se foi depositar uma sequência do tipo "flysch" de idade provavelmente devónica superior, resultante da destruição de relevos situados a sudoeste, formados na dependência da margem activa no bordo da ZOM e eventualmente também a noroeste, associados à extrusão tectónica relacionada com a formação da "flower structure" centrada na FBM. A orientação desse fosso condicionou a geometria do sinforma que se desenvolveu durante a terceira fase, conservando este uma direcção próxima de N-S, mas a clivagem formou-se de acordo com a orientação do plano X-Y do elipsóide de deformação, dando origem à transecção direita actualmente observável. Os cavalgamentos paralelos às estruturas de terceira fase e raros exemplos de "boudins" alongados segundo a mesma direcção, mostram que o estiramento se fez segundo o eixo cinemático a , dominando os mecanismos de espessamento crustal. Os cisalhamentos N-S direitos e E-W esquerdos e as fendas de tracção subverticais, de direcção NE-SW, mostram que no final da deformação o regime tornou a mudar, voltando-se a uma situação de extensão paralela ao orógeno, causada provavelmente pela acentuação da curvatura do arco Ibero-Armoricano, em regime intra-continental (Matte & Ribeiro, 1975; Ribeiro et al., 1979). A nordeste, na região entre Mourão e Barrancos, ocorrem com alguma frequência acidentes com geometria e indicadores cinemáticos de falha normal, contemporâneos ou ligeiramente tardios relativamente à terceira fase, interpretados por Perdigão et al. (1982) como "tectonic slides" associados ao dobramento (vide foto 62). Este tipo de estruturas não tem, no entanto, expressão na área coberta pela geotransvertal.

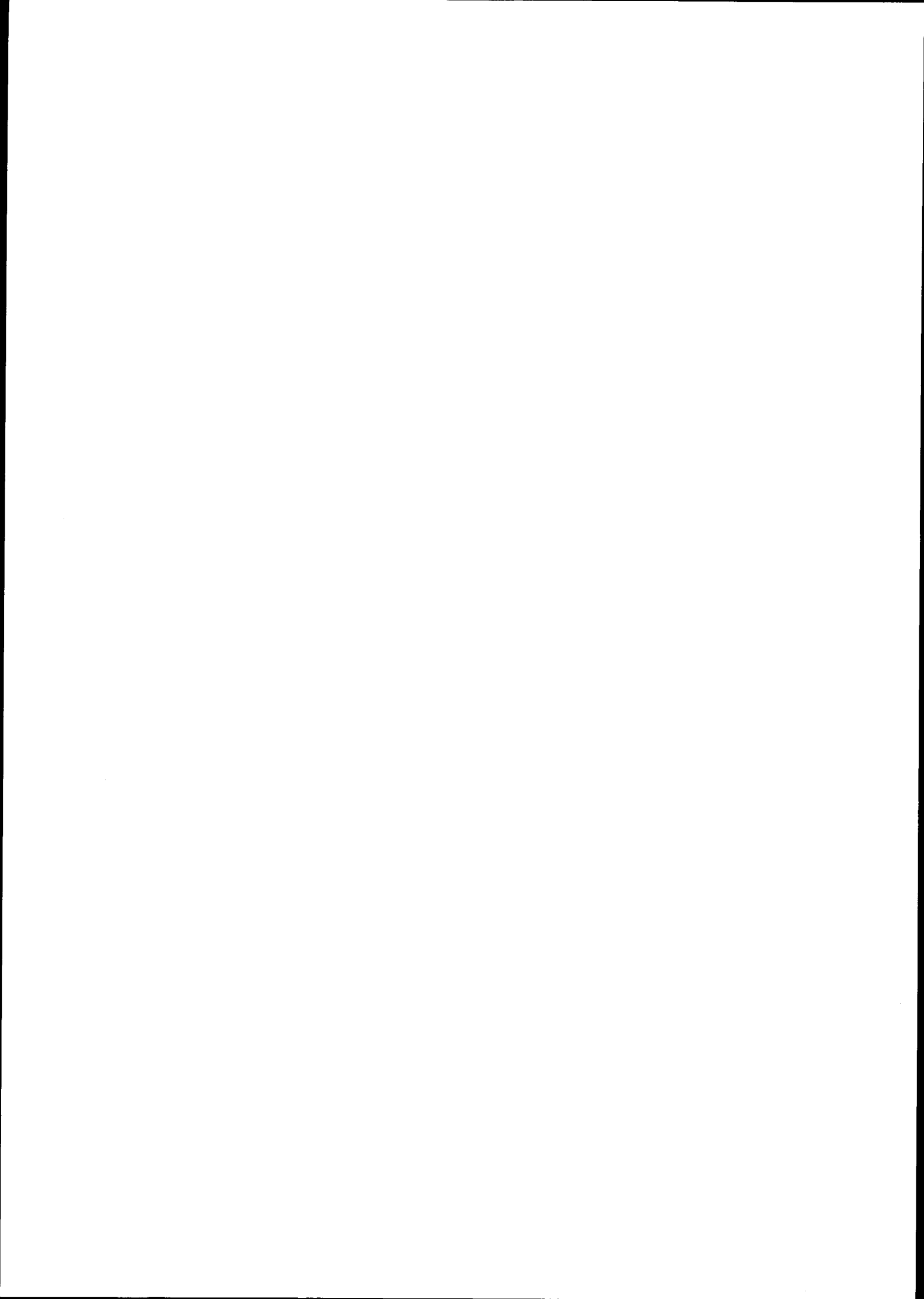
Não temos quaisquer indicadores da idade absoluta ou relativa das fases tardi-variscas referidas no capítulo 3. A geometria e cinemática da maioria das estruturas englobadas neste



Foto 61 - Gnaisses de Alvito (estrada municipal Alvito-Quinta da Beirra) com um "fabric" linear forte, correspondente simultaneamente à lineação de estiramento de primeira fase, com transporte para norte associado e à intersecção L2, paralela aos eixos das dobras macrosscópicas, de segunda fase.



Foto 62 - Formação dos Xistos com Nódulos, no flanco ocidental do sinclinal de Terena (EN 386, entre Amareleja e Barrancos). Falha paralela à estrutura, tardia, fortemente inclinada para NE, com dobras de arraste associadas, indicadoras de uma movimentação normal.



grupo permite-nos no entanto atribuí-las, de acordo com trabalhos anteriores, ao intervalo de tempo situado entre o Vestefaliano e o Pérmico (Ribeiro et al., 1979; Lefort & Ribeiro, 1980; Ribeiro et al., 1990b). Correspondem regra geral a estruturas semi-frágeis ou frágeis, não penetrativas, contemporâneas do levantamento generalizado do Maciço Ibérico e reflectem apenas reajustes do campo de tensões, por vezes apenas com significado local, não sendo relevantes para a interpretação da evolução geodinâmica dos domínios estudados, ou mesmo de toda a ZOM. De acordo com o exposto nos pontos 3.2.4 e 3.3.4, existe um conjunto de estruturas tardi-variscas que indicam compressão NW-SE, paralela à orientação do orógeno, interpretadas como resultantes da recuperação elástica da cadeia após cessar o campo de tensões de terceira fase, segundo o modelo de Tobisch & Fiske, 1976 (fig. 115). Existe igualmente um conjunto de falhas de desligamento esquerdo, NE-SW, paralelas ao acidente da Messejana, que indicam um campo de tensões tardio, com compressão próxima de N-S, com expressão ao longo de todo o Maciço Ibérico (Ribeiro et al., 1979; Ribeiro et al., 1990b). Um outro conjunto de estruturas aponta para uma direcção de compressão perpendicular, sensivelmente E-W. Não existem critérios para estabelecer a cronologia relativa destas estruturas. Assim, podem corresponder a dois eventos separados no tempo (Ribeiro et al., 1979; Lefort & Ribeiro, 1980), ou serem sincrónicos e corresponderem à permuta do tensor máximo e intermédio durante os eventos de cedência (Reeches, 1983; Reeches & Dieterich, 1983), ou ainda, serem interpretados como testemunho de um regime construtivo (Ribeiro et al., 1990b). Segundo estes autores, este regime reflecte um efeito de canto no bloco Ibérico, comprimido numa zona de cisalhamento direita, difusa, a larga escala, que se estende dos Urais aos Apalaches do Sul (Arthaud & Matte, 1975).

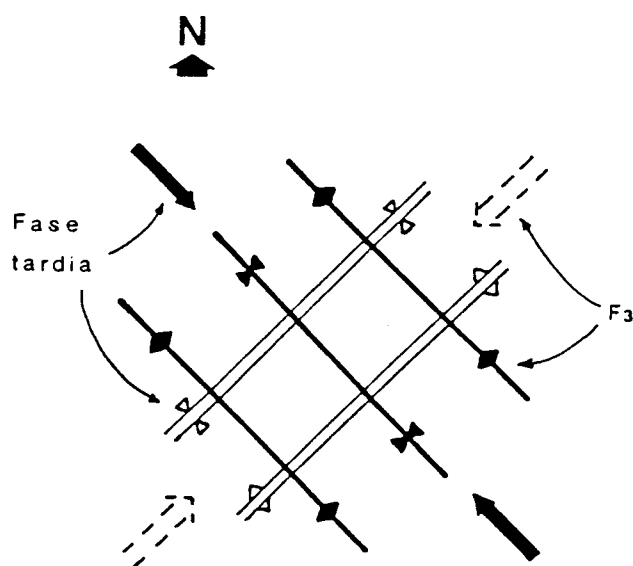


Fig. 115 - Representação esquemática da relação entre as estruturas tórdias e a terceira fase de deformação e respectivas direcções de compressão (retirado de Araújo, 1989).

6 - CONCLUSÕES

A região abrangida por este trabalho é extremamente heterogénea no que se refere às suas sequências lito e tectonoestratigráficas, ao estilo da deformação e ao metamorfismo.

- O sector setentrional, incluído no Domínio de Estremoz-Barrancos, não apresenta evidências de deformação de primeira fase e a segunda só se encontra bem desenvolvida nas proximidades do seu limite sul, junto ao contacto com o Domínio de Évora-Beja. Apresenta um grau metamórfico bastante baixo, contemporâneo da primeira clivagem (S2 a nível regional). Neste domínio, a nordeste da região estudada, ocorrem em níveis bastante baixos do Silúrico, estruturas sedimentares indicadoras de escorregamentos para nordeste, possivelmente associados a uma certa instabilidade tectónica. A confirmar-se a relação destas estruturas sedimentares com um levantamento do bordo sudoeste da ZOM, causada pela passagem de margem passiva a activa, então, no andar estrutural inferior, a deformação pode ser bastante mais precoce do que o que tem sido admitido. A relação destas estruturas com o início da orogenia não é, no entanto, confirmada por outras evidências e, os "slumps" em formações silúricas podem também representar fenómenos de instabilidade, ainda relacionados com a fase de margem passiva.

Em termos gerais, as observações realizadas no Domínio de Estremoz-Barrancos indicam que este sector foi tectonizado durante a orogenia varisca, em andar estrutural superior, comparativamente com o domínio a sudoeste.

- O Domínio de Évora-Beja encontra-se muito mais deformado e metamorfizado, correspondendo ao andar estrutural inferior. A maior tectonização deste domínio, explica-se basicamente pela sua proximidade à zona de sutura que limita a sul a ZOM e é comprovada por: (1) pela existência de mais uma fase de deformação, comparativamente com o domínio anterior, (2) pelas características da segunda fase que neste domínio foi mais prolongada, exibindo padrões de interferência entre estruturas precoces e tardias e frequentes evidências de importante partição da deformação, associada a uma tectónica oblíqua, (3) pela forte imbricação tectónica de unidades, algumas correspondendo a terrenos exóticos, testemunhos de uma bacia

oceânica obductada sobre a ZOM durante a fase de margem activa e, (4) pela presença de um metamorfismo de alta pressão, provavelmente polifásico.

- A primeira e segunda fases descritas neste domínio, respeitam a sistemática e os critérios adoptados em trabalhos anteriores da especialidade. A cronologia relativa destas fases é válida para o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches e para a zona de imbricação entre unidades com afinidades com a ZOM e oceânicas, envolvidas no processo de obducção deste conjunto sobre a ZOM. Nos mantos parautóctones surgem por vezes evidências de sincronismo entre as duas fases, e no autóctone relativo, subjacente à zona de imbricação, embora a primeira fase não tenha praticamente expressão, quando ocorrem padrões de interferência entre os dois eventos, a relação de idade inverte-se. Neste caso observam-se pontualmente situações de estruturas com geometria e cinemática compatíveis com a primeira fase, sobrepostas a estruturas de segunda fase. Estes factos levam-nos a considerar que estes dois eventos tectónicos são o reflexo de dois processos que actuaram concomitantemente. A primeira fase resulta da obducção do COBA sobre a ZOM e reflectiu-se fundamentalmente a um nível supracrustal, nos mantos obductados sobre a ZOM, especialmente nas unidades com afinidades oceânicas e em unidades da margem do Terreno Autóctone Ibérico, mobilizadas no processo de obducção. A segunda fase relaciona-se com a subducção e nas zonas mais internas corresponde a um episódio de deformação progressiva, prolongado no tempo. Em andar estrutural alto e nos mantos superiores torna-se mais tardia, deixando de apresentar evidências de deformação progressiva. No autóctone, onde as estruturas consideradas de F2a se desenvolveram provavelmente antes da instalação dos mantos ofiolíticos e são, portanto, anteriores ao que designámos por F1, os mecanismos de deformação relacionados com a obducção deixam de se fazer sentir. As designações de F1 e F2 têm assim implícitas uma cronologia relativa válida, em termos gerais, para as unidades em que se observam padrões de interferência entre as duas fases. Em termos de interpretação global devemos contudo ter presente que a subducção, mecanismo responsável pelas estruturas atribuídas à segunda fase, pode ter-se iniciado anteriormente à obducção, responsável pelas estruturas de primeira fase (vide ponto 5.2). Tendo em conta o diacronismo das estruturas de F1 e F2 e, com base nos dados actualmente disponíveis, não nos é possível ir além da interpretação apresentada na figura 22, construída com base em padrões de interferência observados no campo, entre estruturas destas duas fases.

- Enquanto no Domínio de Estremoz-Barrancos é possível definirem-se unidades litoestratigráficas e fazer-se uma abordagem clássica das sequências presentes (facilitada pela relativa frequência de informação bioestratigráfica, pelo menos no região de Barrancos), no Domínio de Évora-Beja, a compreensão do sector passa por um rigoroso controlo da tectónica, e qualquer correlação estabelecida apenas com base em critérios litológicos é extremamente

arriscada e falível. Em termos de correlações litoestratigráficas, consideramos que as unidades atribuídas ao Proterozóico Superior (Formação de Águas de Peixe, Série Negra) e ao Câmbrico Inferior, correlativas de uma extensa plataforma carbonatada ao longo de toda a ZOM, estão provavelmente correctas e são perfeitamente compatíveis com a interpretação geral da região apresentada neste trabalho. As interpretações feitas para as unidades geometricamente superiores a este conjunto são, no entanto, altamente controversas. No antiforma de Moura-Ficalho, apesar da sequência representar um empilhamento de carreamentos, à escala macroscópica corresponde possivelmente a uma sucessão que, de uma forma grosseira, terá algum significado estratigráfico. Suprajacente às dolomias atribuídas ao Câmbrico Inferior surge o chamado Complexo Vulcano-Sedimentar de Moura-Ficalho, onde no seu interior os contactos se fazem regra geral por acidentes, envolvendo esporadicamente níveis de liditos e xistos negros. O conjunto poderá ter uma idade compreendida entre o Ordovícico (Superior?) e o Silúrico (vide ponto 5.1). Superiormente, ocorre o Complexo Filonítico de Moura, onde se reconhecem litótipos do conjunto anterior, inclusivamente níveis de liditos e xistos negros, os quais, próximo do limite nordeste deste complexo, forneceram graptólitos do Silúrico. Em direcção a sudoeste este complexo mostra um aumento gradual da deformação, tornando-se frequente a ocorrência de milonitos e surgem evidências de metamorfismo de alta pressão (fácies dos xistos azuis) em litologias básicas imbricadas no conjunto. Em sentido lato, o que é referido na bibliografia como "Formação dos Xistos de Moura" (S_{XM} na Carta Geológica de Portugal à escala 1/200000, folha 8 e na mesma carta à escala 1/500000, in prep.) inclui várias unidades que interpretamos como fragmentos da margem continental adelgada e terrenos exóticos com afinidades oceânicas. Em direcção a sudoeste os "Xistos de Moura", considerados neste sentido mais lato, sobrepõem-se directamente ao Câmbrico Inferior carbonatado ou mesmo ao Proterozóico (antiformas da Vidigueira e de Viana do Alentejo-Alvito). Simultaneamente, o metamorfismo de alta pressão acentua-se e os fragmentos de terrenos exóticos imbricados no conjunto tornam-se mais frequentes. Estes factos podem ser interpretados como evidências de uma truncatura tectónica das sequências da ZOM à escala de todo o Domínio de Évora-Beja, resultante da obducção de um ou mais mantos ofiolíticos provenientes de sul, sobre o conjunto e, onde a "Formação dos Xistos de Moura" representa uma zona de "melange" tectónica macroscópica, na fronteira entre o autóctone e o alóctone. Destes mantos ofiolíticos restam actualmente apenas alguns testemunhos imbricados na "Formação dos Xistos de Moura" (fig. 116).

- É impossível estimar com rigor a dimensão e espessura dos mantos alóctones, mas existem fragmentos ofiolíticos e ocorrências de metamorfismo na fácies dos xistos azuis a mais de 30 km para norte da sutura materializada pelo COBA (fig. 107). A pressão de 8 kb, deduzida por geobarometria, em rochas que conservaram as paragénese metamórficas de alta pressão

(fácies dos xistos azuis), indica-nos que os referidos mantos terão atingido uma espessura provavelmente superior a 10 km.

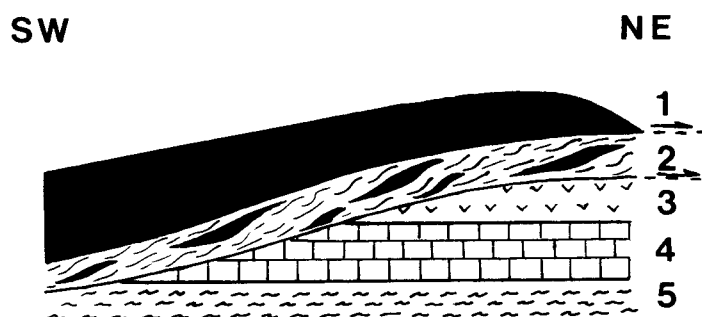


Fig. 116 - Esquema interpretativo da variação lateral das sequências actualmente observadas no Domínio de Évora-Beja: 1 - Mantos ofiolíticos; 2 - Zona de imbricação entre o autóctone e o alóctone (Formação dos Xistos de Moura, em sentido lato), onde ocorre o metamorfismo na fácies dos xistos azuis; 3 - Complexo Vulcano-Sedimentar de Moura-Ficalho (Ordovícico-Silúrico?); 4 - Formação Carbonatada (Câmbrico Inferior?); 5 - Soco Proterozóico (Série Negra, Formação de Águas de Peixes).

- Com a designação de "Complexo Filonítico de Moura" pretendemos apenas referir-nos aos níveis de micaxistos que ocorrem nesta zona de imbricação, com passagens siliciosas milonitizadas onde, dada a intensa deformação, é extremamente difícil ou mesmo impossível reconhecer os protólitos (Unidades de Porto de Évora e do Outeiro dos Castelos e seus equivalentes nos sectores de Marmelar-Vera Cruz e de Pedrógão-Brinches: Unidades de Monte Sampaio, dos Monteses, da Serrinha, da Ribeira de Odearce, do Barranco dos Castelos e Xistos da Horta do Zambujal, vide capítulos 2 e 5 e anexo 20).

- Imbricadas neste conjunto surgem unidades para autóctones, que consideramos fundamentalmente correlativas da margem da ZOM. Reconhecem-se unidades compostas maioritariamente por rochas básicas, com alguns termos sedimentares intercalados, constituídos por xistos pelíticos e calcários (Unidades da Mina do Pequito e do Moínho de Vilares), onde estudos geoquímicos preliminares indicam uma assinatura MORB, provavelmente correlativas dos estádios iniciais de margem passiva e do processo de oceanização que levou à formação da bacia do COBA. Localmente ocorrem também micaxistos e quartzitos negros, interpretados como testemunhos de fragmentos do soco proterozóico, reactivados durante a deformação varisca (Complexo de Monte Ínsua). Ocorrem ainda extensos mantos constituídos fundamentalmente por rochas félsicas, com texturas leptiniticas ou gnáissicas (Unidade da Azenha da Rabadoa, Gnaisses da Horta do Zambujal, Gnaisses de Alvito). Embora em trabalhos anteriores estas unidades tenham maioritariamente sido consideradas testemunhos de um arco vulcânico, obductado juntamente com o terreno ofiolítico sobre a ZOM, a quase total ausência de termos de composição intermédia e a posição geométrica destas unidades na estrutura geral

da margem sudoeste da ZOM, levam-nos a interpretá-las como fragmentos crustais relativamente profundos da ZOM, que sofreram um processo de adelgaçamento durante o início do período de margem passiva e que foram reactivados durante a fase orogénica (vide ponto 5.2). Igualmente relacionadas com o bordo da ZOM, poderão estar as Unidades da Ribeira de Odearce e do Barranco dos Castelos, predominantemente pelíticas, onde ocorre um conjunto de rochas intrusivas com composições ácidas, intermédias e básicas, deformadas pelas três principais fases de deformação. Estas unidades testemunham provavelmente um vulcanismo orogénico precoce na margem da ZOM, associado ao início da subducção, carreado posteriormente para norte, quando se deu a instalação dos mantos ofiolíticos (vide ponto 5.2).

- Também incluídas no conjunto designado por "Xistos de Moura", surgem unidades constituídas quase exclusivamente por anfibolitos (Unidades de São Lourenço, do Barranco de Vale Corvo, do Monte da Boleja e outras fora da área abrangida pela geotransversal, a noroeste da Vidigueira, próximo de V.G. Antas, na povoação de Santana, em Oriola, etc.). São estas as unidades que relacionamos com os mantos ofiolíticos obductados sobre a ZOM. Esta correlação baseia-se no seu estilo de deformação, na sua estrutura interna, nas suas características texturais e em estudos geoquímicos preliminares que indicam uma afinidade N-MORB.

- A interpretação que fazemos do Complexo Filonítico de Moura torna desprovidas de sentido todas as tentativas de correlação litoestratigráfica deste conjunto com outras unidades da ZOM, apresentadas em trabalhos anteriores. A idade silúrica recentemente obtida com base em graptólitos encontrados numa intercalação de liditos e xistos negros deste complexo (Piçarra & Gutierrez-Marco, 1992), deve ser apenas considerada válida para esse nível, ou eventualmente será extrapolável a horizontes litologicamente semelhantes, mas certamente não representa uma idade extensível a todo o Complexo Filonítico de Moura.

- A geometria e cinemática da segunda fase (particularmente de F2a), o padrão a grande escala do bordo sudoeste da ZOM e a ocorrência de rochas na fácies eclogítica aparentemente não deformadas por F1, concentradas nas proximidades do troço sensivelmente N-S que limita a ZOM a oeste (vide fig. 107), permite-nos colocar o seguinte modelo para a génese destas estruturas:

(1) - O bordo oeste da ZOM representa uma fronteira de placas que se tornou provavelmente activa antes do bordo sul, actualmente materializado pelo COBA;

(2) - Esta fronteira de placas correspondia a uma zona de subducção com importante componente transcurrente esquerda (vide fig. 99) e da sua actividade resultou a reactivação da antiga sutura cadomiana em regime transpressivo esquerdo, responsável pela génese da "flower

structure" centrada na FBM e pela migração gradual da ZOM de uma zona frontal do arco Ibero-Armoricano, para a sua posição actual;

(3) - Um pouco antes, ou concomitantemente com o início da obducção a sul, iniciou-se o desenvolvimento, em andar estrutural inferior, das estruturas atribuídas ao evento F2a;

(4) - A componente de aproximação de placas, fortemente oblíqua (vide fig. 102) e possivelmente associada a uma inclinação moderada do plano de subducção, foi responsável pelas características particulares desta fase de deformação, pelo regime que designámos por transpressão tangencial e por importantes fenómenos de partição da deformação (vide pontos 3.3.2.2 e 5.2);

(5) - Esta mesma fronteira é responsável pela formação dos eclogitos, reconhecidos na região de Viana do Alentejo-Alvito e em Safira, a oeste de Montemor;

(6) - Na génese dos eclogitos estiveram provavelmente envolvidos fenómenos de sobrepressão tectónica, facilitados por um aumento da carga litostática relacionada com a concomitante instalação, em níveis superiores, de um manto ofiolítico obductado a partir da fronteira sul, ou com uma geometria em "flake" tectónica, associada a esta margem (vide ponto 5.2). Consideramos que a sobrepressão tectónica teve um papel importante na génese destas rochas, porque no antiforma de Viana do Alentejo-Alvito os eclogitos aparecem numa sequência que inclui a Formação de Águas de Peixe, atribuída ao Proterozóico Superior e os mármore atribuídos ao Câmbrio Inferior, conjunto que constitui um autóctone relativo coerente em termos de sequência litoestratigráfica, quando comparado com outros domínios menos deformados da ZOM. Numa interpretação clássica, se os 12 a 15 Kb deduzidos da geobarometria resultassem apenas de uma pressão litostática, seria extremamente difícil explicar a coerência estratigráfica deste conjunto o qual teria forçosamente que ter sido subductado até profundidades da ordem dos 50 km. Neste caso, seria de esperar que as rochas na fácies eclogítica correspondessem a corpos isolados, limitados por acidentes, em zonas de intensa deformação, (como os eclogitos que ocorrem na FBM), eventualmente associados a granulitos;

(7) - A deformação induzida pela actividade nesta fronteira e a instalação simultânea dos mantos obductados a partir do bordo sul, geraram pontualmente estruturas sincrónicas de F1 e F2 (Gnaisses de Alvito, vide capítulo 4 e ponto 5.2).

- Em publicações recentes (**Quesada**, 1992; **Fonseca & Ribeiro**, 1993; **Quesada et al.**, 1994; **Fonseca**, 1995) tem sido feita referência à provável existência de duas bacias oceânicas a sul da ZOM, com base fundamentalmente em evidências de natureza geoquímica. Estas duas bacias teriam como actuais testemunhos, a Formação do Pulo do Lobo, interpretada como um prisma acrecionário, onde ocorrem rochas básicas com uma assinatura N-MORB e o COBA, que representaria uma bacia do tipo "back-arc", dada a sua assinatura orogénica. A descoberta dos testemunhos ofiolíticos no Domínio de Évora-Beja, associada à sua assinatura MORB, sem

evidências de uma influência orogénica, levanta problemas na interpretação geométrica dos mecanismos de obducção, se considerarmos que estes fragmentos ofiolíticos estavam associados à mesma bacia que o Pulo do Lobo, diferente da bacia do COBA (vide ponto 5.2). Como os estudos de natureza geoquímica nos fragmentos ofiolíticos que ocorrem imbricados no Domínio de Évora-Beja são ainda muito preliminares, e como a própria geoquímica do COBA é de certa forma controversa quando se comparam os dados do sector de Beja com os da região de Acebuches (Quesada et al., 1994), do ponto de vista da interpretação estrutural, à luz dos actuais conhecimentos, parece-nos mais razoável admitir a existência de uma única bacia oceânica na margem sul do Terreno Autóctone Ibérico (vide ponto 5.2) e aguardar por estudos mais detalhados, antes de refinar demasiado os modelos para a evolução desta margem.

- Uma geometria do tipo "flake" tectónica associada ao bordo sul da ZOM explica de forma bastante coerente as estruturas relacionadas com as fases tectónicas mais precoces, a natureza calco-alcalina da maioria dos litótipos do Complexo de Beja e a estrutura profunda da crosta deduzida por métodos geofísicos (vide fig. 69). Esta geometria poderá eventualmente estender-se ao bordo oeste e estar em continuidade com a admitida para o noroeste peninsular (vide fig. 97). No entanto, com base nos conhecimentos actuais, não temos argumentos que demonstrem a existência deste tipo de estrutura ao longo do bordo oeste, com orientação próxima de N-S.

- Os mantos associados à obducção não atingiram o Domínio de Estremoz-Barrancos, a nordeste, tendo este sido deformado em condições de andar estrutural superior e afectado apenas por metamorfismo de baixo ou muito baixo grau. Na região meridional deste domínio não existem quaisquer referências bioestratigráficas, e a idade das formações deste sector foi estabelecida apenas com base em comparações litológicas com o flanco oriental do sinclinal de Terena. A recente referência a rochas vulcânicas com uma assinatura orogénica na Formação de São Marcos do Campo (Mata et al., 1993), aliada à deformação muito fraca da segunda fase no troço setentrional da geotransversal levantada, localmente sem desenvolvimento de clivagem, faz-nos colocar a hipótese do conjunto constituído pela Formação do Meirinho e Unidade de Monte Roncão (equivalente aos vulcanitos de São Marcos do Campo), ter uma idade mais alta que o Ordovícico Inferior, como tem sido admitido na bibliografia recente. A confirmar-se a referida assinatura orogénica, este conjunto deverá ser mais recente, compatível com um período de margem activa, de idade silúrica ou mesmo devónica inferior. A subducção a sudoeste, inclinada para norte, poderá ter causado distensão neste domínio, facilitando a instalação de rochas ígneas com assinatura orogénica. A posição das unidades do Meirinho e de Monte Roncão numa macroestrutura em sinforma, é compatível com uma idade relativamente alta para este conjunto.

- O Carreamento de Santo Aleixo da Restauração, que separa os dois domínios cobertos pelo presente estudo poderá, de acordo com o raciocínio anterior, corresponder à inversão tectónica de uma falha normal (vide ponto 5.2).

- O processo de fecho do oceano varisco culminou com a indentação, a norte, do Bloco Cantábrico, provavelmente com a concomitante formação da falha Porto-Coimbra (vide fig. 99), com o escape lateral da ZOM para a sua posição actual e com o desenvolvimento das estruturas em "antiformal stack", atribuídas ao evento F2b. O fim deste processo é correlativo da discordância da base da Formação de Cabrela, datada do Givetiano. Um resto do oceano varisco poderá, no entanto, ter ficado conservado a oeste da ZOM, fechando completamente apenas no Carbónico e ser responsável pelo vulcanismo orogénico da região de São Cristóvão (vide fig. 99-C).

- No Devónico Superior depositam-se as primeiras sequências orogénicas testemunhadas pelo "flysch" de Cabrela e de Terena, este último aproveitando provavelmente uma depressão tectónica formada durante a segunda fase, entre o bordo sudoeste da ZOM que sofreu levantamento associado aos processos de subducção/obducção e o limite nordeste desta zona, onde na FBM se verificou a extrusão tectónica associada à génese da "flower structure". A orientação anómala do sinclinal de Terena pode assim ser explicada pela adaptação desta estrutura de terceira fase a uma depressão condicionada pela geometria dos dobramentos de segunda fase.

- Durante a terceira fase predominaram os mecanismos de deformação em regime intracontinental e a direcção de compressão roda no sentido anti-horário, tomando uma direcção sensivelmente NE-SW. A transpressão esquerda continua a verificar-se, causada pelo acentuar da curvatura do arco Ibero-Armoricano, traduzindo-se pelo desenvolvimento de dobras com transecção esquerda e pelo predomínio dos desligamentos E-W esquerdos, sintéticos com este regime, relativamente ao sistema conjugado, N-S direito. As situações pontuais de transecção direita podem explicar-se pelo mecanismo proposto para a génese do sinclinal de Terena, que à escala macroscópica apresenta a clivagem rodada para uma direcção mais próxima de E-W, quando comparada com a orientação do seu eixo.

- O estiramento em b, típico do regime de transpressão tangencial de segunda fase, é substituído por um regime de estiramento em a, caracterizado pela frequente ocorrência de cavalgamentos paralelos às estruturas, indicadores da preponderância dos mecanismos associados ao espessamento crustal. Contudo, no final desta fase, os sistemas de cisalhamentos

conjugados e fendas de tracção verticais, de direcção perpendicular às estruturas, indicam nova situação de extensão paralela ao orógeno.

- No bordo oeste da ZOM, no Sub-sector de Santa Susana-Odivelas, desenvolve-se vulcanismo orogénico relacionado com o fecho dos restos do oceano varisco e depositam-se, em discordância, os sedimentos continentais datados do Vestefaliano.

- No período tardi-varisco o sector estudado é afectado por uma deformação em regime frágil, onde predomina o desenvolvimento de acidentes esquerdos, de direcção NE-SW, e desenvolvem-se várias estruturas associadas ao relaxamento das tensões ou a reequilíbrios locais (vide pontos 3.2.4, 3.3.4 e 5.2).

- Durante o Ciclo Alpino dá-se a reactivação, em regime frágil, de vários acidentes variscos (vide ponto 3.4) que não foram alvo de um estudo detalhado, por não se enquadrarem no âmbito do presente trabalho.

Ao concluirmos este trabalho julgamos ter atingido os objectivos a que inicialmente nos propusemos, ou seja, decifrar a geometria das estruturas aflorantes ao longo da geotransversal do Rio Guadiana e interpretá-las do ponto de vista cinemático e dinâmico. Julgamos igualmente ter contribuído para esclarecer vários aspectos controversos da Geologia deste sector, fundamentalmente no que se refere à interpretação da "Formação dos Xistos de Moura", aos mecanismos associados ao fecho do oceano varisco e à relação temporal entre as fases de deformação variscas mais precoces. Apresentámos um modelo para toda a região, no contexto geral da evolução da Cadeia Varisca, apoiado fundamentalmente em argumentos estruturais, o qual necessita ser confirmado e complementado por estudos noutros domínios das Geociências. Ao esclarecermos alguns problemas desta região levantámos a ponta do véu de outros, especialmente no que se refere ao metamorfismo de alta pressão, assunto que está actualmente a ser alvo de trabalhos da especialidade. Assim, fica-nos a noção de que por cada resposta encontrada, levantámos uma ou mais interrogações sobre outros aspectos da génese das estruturas e das sequências observadas. Ficam por esclarecer, aguardando por trabalhos de petrologia e geoquímica mais detalhados, as ocorrências de rochas com assinaturas N-MORB e orogénicas, nos testemunhos ofiolíticos e fica conseqüentemente por confirmar, a existência de uma ou duas bacias oceânicas no bordo sul da ZOM. Ficam também por confirmar os modelos propostos para a génese dos eclogitos, aguardando-se os resultados dos estudos em curso, na área da Petrologia e do Metamorfismo. No domínio da Estratigrafia fica por confirmar uma idade provavelmente mais recente que a proposta em trabalhos anteriores, para a Formação do Meirinho e para a Unidade de Monte Roncão. Os modelos propostos para a génese de um

regime de transpressão tangencial e a constrição associada, causados por uma tectónica fortemente oblíqua, necessitam de confirmação por métodos de tectónica experimental. Finalmente, na área da Geologia Estrutural, a confirmação dos modelos apresentados passa pelo alargamento da cartografia de pormenor a áreas enquadrantes ao actual levantamento. Nesta perspectiva, um sector que consideramos prioritário em trabalhos futuros, pelas suas características particulares, é a região de Portel-Viana do Alentejo-Alvito, aparentemente mais favorável ao estudo dos fenómenos de interferência sincrónica entre a primeira e segunda fases e destas com o metamorfismo de alta pressão.

BIBLIOGRAFIA

- ABALOS, B.** (1992) - Variscan shear-zone deformation of late Precambrian basement in SW Iberia: implications for circum-Atlantic pre-Mesozoic tectonics. Journal of Structural Geology, Vol. 14, No. 7, pp. 807-823.
- ABALOS, B. & EGUÍLUZ, L.** (1991) - Deformación Transpresiva Carbonífera en la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico Meridional). Rev. Soc. Geol. España, 4, (3-4), pp. 229-249.
- ABALOS, B. & EGUÍLUZ, L.** (1992) - Evolución Geodinámica de la Zona de Cizalla Dúctil de Badajoz-Córdoba Durante el Proterozoico Superior-Cámbrico inferior. In: Gutierrez-Marco, J.C.; Saavedra, J. & Rábano, I. (Eds.) Paleozoico Inferior de Ibero-América. Coord. M.J. Liso Rubio, Universidad de Extremadura, pp. 577-591.
- ABALOS, B.; EGUÍLUZ, L. & IBARGUCHI, J. I.** (1991) - Cadomian subduction/collision and Variscan transpression in the Badajoz-Cordoba Shear Belt (SW Spain). Tectonophysics, 199, pp. 51-72.
- ABALOS, B.; EGUÍLUZ, L. & IBARGUCHI, J. I.** (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 and J. F. Simancas. Tectonophysics, 217, pp. 347-353.
- ANDRADE, A. S.** (1977) - The Beja Ophiolitic Complex in Southern Portugal: a preliminary description. Mem. Not. Pub. Mus. Lab. Miner. Geol. Univ. Coimbra, 84, pp. 49-57.
- ANDRADE, A. S.** (1979) - Aspectos geoquímicos do ofiolitoide de Beja. Com. Serv. Geol. Portugal, t. 64, pp. 39-48.
- ANDRADE, A. S.** (1983) - Contribution à l'analyse de la suture hercynienne de Beja (Portugal), perspectives métallogéniques. Thèse Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, 137 pp.

- ANDRADE, A. S.; CASTRO, P.; SANTOS, J. F. & MUNHÁ, J. (1992)** - Estratigrafia do Maciço de Beja. Carta Geológica de Portugal à escala 1/200000, notícia explicativa da folha 8. Coord. de J. T. Oliveira. Serv. Geol. Portugal, pp. 2530.
- APALATEGUI, O.; EGUÍLUZ, L. & QUESADA, C. (1990)** - Ossa Morena Zone: Structure. In R. D. Dallmeyer and Martinez-Garcia (eds.): Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag, pp. 280-291.
- APALATEGUI, O. & QUESADA, C. (1987)** - Transversal geológica, Zona de Ossa Morena: Aracena-Zafra. Reunião do Grupo de Ossa-Morena. Livro-Guia. 90 pp.
- ARTHAUD, F. & MATTE, P. (1975)** - Les décrochements tardihercyniens du sud-ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. Tectonophysics, 25, pp. 139-171.
- ARAÚJO, A. (1986)** - Relação Tectonoestratigráfica entre as subzonas de Estremoz-Barrancos e do Maciço de Évora-Beja numa Geotransversal ao longo do Rio Guadiana. Maleo. Bol. Inform. Soc. Geol. Portugal, Vol. 2, n. 13, pp. 9.
- ARAÚJO, A. (1987)** - A Geotraverse between Moura and Mourão (Ossa-Morena Zone). Conference on Deformation and Plate Tectonics, Gijon. Abstracts, pp. 70.
- ARAÚJO, A. (1989)** - Estrutura de uma Geotransversal no Rio Guadiana entre Moura e Mourão. Tema de dissertação apresentado no âmbito das Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica do E.C.D.U. (art. 53/60), Departamento de Geologia, F.C.U.L., 92 pp.
- ARAÚJO, A. (1992a)** - Tectónica da Zona de Ossa-Morena. Carta Geológica de Portugal à escala 1/200000, notícia explicativa da folha 8. Coord. de J. T. Oliveira. Serv. Geol. Portugal, pp. 44-46.
- ARAÚJO, A. (1992b)** - Programa MAPA: Sua aplicação na área de Cartografia Estrutural. Seminário "A Informática e a Geologia", Geonovas, revista da Assoc. Port. de Geólogos, num. especial 3, pp. 140-143.
- ARAÚJO, A.; FONSECA, P.; LEAL, N.; LOURENÇO, N.; MUNHÁ, J.; RIBEIRO, A.; ROSAS, F.; SILVA, J. B. & SOUSA, J. A. (1994b)** - Europrobe, Uralides and Variscides, Évora, March, 5-11 th. Field guide. European Science Foundation, Junta Nacional de Investigação Científica e Tecnológica, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Universidade de Évora, 26 pp.
- ARAÚJO, A.; FONSECA, P.; LEAL, N.; MUNHÁ, J. & RIBEIRO, A. (1994c)** - Tectonics of the southwestern part of the Ossa Morena Zone. In Europrobe, Uralides and Variscides Workshop.

Évora.

- ARAÚJO, A.; FONSECA, P.; LOPES, L.; PEREIRA, M. F.; SILVA, J. B. & RIBEIRO, A.** (1994d) - Variscan Structure of the Ossa Morena Zone (South Margin of the Iberian Terrane). IGCP 351 - Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana, Morocco, Rabat, Nov. 29 - Dec. 7, 1994. Abstracts, pp 88.
- ARAÚJO, A.; FONSECA, P. & MUNHÁ, J.** (1993a) - Ossa Morena Ophiolites. XII Reunião de Geologia do W Peninsular, Évora, 20-24 de Setembro de 1993. Terra Abstracts, supplement n. 6 to Terra Nova, vol. 5, pp. 8.
- ARAÚJO, A.; FONSECA, P. & RIBEIRO, A.** (1993b) - Structure of the Ossa Morena Zone South Sector. Geodynamic Implications in the Iberian Variscan Fold Belt Evolution. Structures and Tectonics at Different Lithospheric Levels, Graz, Austria, 6-8 Sept. 1993. Terra Abstracts, supplement n. 2 to Terra Nova, vol. 5, pp. 2-3.
- ARAÚJO, A.; FONSECA, P. & RIBEIRO, A.** (1993c) - Obduction and Flake Tectonics in the Variscan Suture of SW Iberia. XII Reunião de Geologia do W Peninsular, Évora, 20-24 de Setembro de 1993. Terra Abstracts, supplement n. 6 to Terra Nova, vol. 5, pp. 8.
- ARAÚJO, A.; LOPES, L.; PEREIRA, M. F.; GONÇALVES, F.; SILVA, J. B. & RIBEIRO, A.** (1994a) - Novos elementos sobre o Carreamento da Juromenha (Elvas). Anais da Universidade de Évora, nº 4, pp. 105-110.
- ARAÚJO, A. & RIBEIRO, A.** (1990) - Oblique Tectonics in the Évora-Aracena Subzone (Ossa-Morena Zone - South Portugal); International Conference on Paleozoic Orogens in Central Europe, Gottingen-Giessen. Abstracts. International Geological Correlation Program 233.
- ARAÚJO, A. & RIBEIRO, A.** (1991a) - Transpressão Tangencial no Domínio de Évora-Aracena, Zona de Ossa Morena. XI Reunión sobre la Geologia del Oeste Peninsular, Huelva, Resúmenes, pp 9.
- ARAÚJO, A. & RIBEIRO, A.** (1991b) - Modelo Tectónico para o Domínio de Évora-Aracena (Zona de Ossa Morena). III Congresso Nacional de Geologia. Mus. e Lab. Min. e Geol. da Univ. de Coimbra, Fac. de Ciên. e Tecn. - Univ. Coimbra, Soc. Geol. Portugal, JNICT, INIC. pp. 32.
- ARAÚJO, A. & RIBEIRO, A.** (1995) - Tagential Transpressive Strain Regime in the Évora-Aracena Domain (Ossa Morena Zone). Buletin Geológico y Minero, Vol. 106-2, pp. 111-117.
- ARAÚJO, A. & SILVEIRA, A. B.** (1986) - Cartografia Estrutural e Neotectónica de um sector do

Guadiana a Norte de Moura. Segundo Seminário da Associação Portuguesa de Fotogrametria e Detecção Remota.

AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. & SIMANCAS, J.F. (1992) - Evolucion Estructural y Metamorfica de la Region de Sierra Albarrana y su Relacion con la Zona de Cizalla Badajoz-Cordoba (Zona de Ossa-Morena, SW del Macizo Hesperico). In: Rábano, I. & Gutierrez-Marco, J.C. (Eds.). Conferencia Internacional Paleozoico Inferior de Ibero-América. Libro de Resúmenes. Pub. Mus. Geol. de Extremadura, 1, pp. 42-43.

AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. & SIMANCAS, J. F. (1993) - Cadomian subduction/collision and Variscan transpression in the Badajoz-Cordoba Shear Belt, southwest Spain: a discussion on the age of the main tectonometamorphic events. Tectonophysics, 217, pp. 343-346.

BAPTISTA, M. V. & CONTREIRAS, M.M. (1984) - Novos métodos de processamento de sinais sísmicos - aplicação à campanha do Alqueva. Relatório de estágio científico. Fac. Ciên. Univ. Lisboa, 93 pp.

BARD, J. P. (1969) - Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne). Sa place dans le segment hercynien sud-ibérique. Thèse Univ. Montpellier, 355 pp.

BARD, J.P. (1971) - Sur l'alternance des zones métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien sud-ibérique; comparaison de la variabilité des caractères géotectoniques de ces zones avec les orogènes "orthotectoniques". Bol. Geol. Min. 82 (3-4), pp. 324-345.

BARD, J. P. (1977) - Signification tectonique des metatholeites d'affinité abyssale de la ceinture métamorphique de basse pression d'Aracena (Huelva, Espagne). Bull. Soc. Geol. France (Paris), 7^e Ser. 19 (2), pp. 375-383.

BARD, J. P. (1991) - Les Amphibolites d'Acebuches: " Suture or not suture: That's the question". XI Reunion sobre la Geologia del Oeste Peninsular, Huelva, pp 11.

BERTHÉ, D. & BRUN, J. P. (1980) - Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican Shear Zone, France. Journal of Structural Geology, Vol. 2, pp. 127-133.

BORRADAILE, G. J. (1978) - Transected folds: a study illustrated with examples from Canada and Scotland. Geol. Soc. Amer. Bull., 89, pp. 481-493.

BRUN, J.P. & BURG, J.P. (1982) - Combined Thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican Arc: a

corner effect during continental collision. Earth Planet Sci. Lett., 61, pp. 319-332.

- BURG, J.; BALE, P.; BRUN, J. & GIRARDEAU, J.** (1987) - Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican Arc during the Siluro-Devonian collision. Geodinamica Acta, 1, pp. 71-87.
- CABRAL, J.** (1993) - Neotectónica de Portugal Continental. Dissertação apresentada à Universidade de Lisboa para a obtenção do grau de Doutor em Geologia, na especialidade de Geodinâmica Interna. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa - Departamento de Geologia.
- CARVALHO, A. M. G. & CARVALHOSA, A. B.** (1970) - Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000. Notícia explicativa da folha 43-B Moura. Serv. Geol. Portugal.
- CARVALHO, D.** (1972) - The metallogenetic consequences of plate tectonics and the Upper Paleozoic evolution of southern Portugal. Est. Not. Trab., SFM, 20 (3-4), pp. 297-320.
- CARVALHO, D.; GOINHAS, J.; OLIVEIRA, V. & RIBEIRO, A.** (1971) - Observações sobre a Geologia do Sul de Portugal e consequências metalogenéticas. Est. Notas e Trab., Serv. Fom. Min., 20 (1-2), pp. 153-199.
- CARVALHO, J.** (1987) - Estudo petrográfico e geoquímico de metavulcanitos da região de Santo Aleixo-Amareleja (Alentejo-Portugal). Relatório de Estágio Científico. Dep. Geol. Fac. Ciên. Univ. Lisboa.
- CARVALHOSA, A. B.** (1965) - Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho. Serv. Geol. Portugal, Memória no 11, 132 pp.
- CARVALHOSA, A. B.** (1967) - Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000. Notícia explicativa da folha 40-D Portel. Serv. Geol. Portugal.
- CARVALHOSA, A. B.** (1983) - Esquema Geológico do Maciço de Évora. Comun. Serv. Geol. Portugal, t. 69 fasc. 2, pp. 201-208.
- CARVALHOSA, A.** (1986) - Sobre o Complexo Eruptivo de Beja na Área de S. Cristóvão (Alentejo). Comun. Serv. Geol. Portugal, t. 72, fasc. 1/2, pp. 89-98.
- CARVALHOSA, A.** (1992) - Granitoides. Carta Geológica de Portugal à escala 1/200000, notícia explicativa da folha 8, Serv. Geol. Portugal, pp. 30.
- CARVALHOSA, A. B.; CARVALHO, A. M. G.; MATOS ALVES, C. A. & PINA, H.** (1969) - Carta Geológica de Portugal a escala 1/50000. Notícia explicativa da folha 40-A Évora. Serv. Geol. Portugal, 26 pp.

- CARVALHOSA, A. B.; GONÇALVES, F. & OLIVEIRA, V. (1987)** - Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000. Notícia explicativa da folha 36-D Redondo. Serv. Geol. Portugal, 63 pp.
- CARVALHOSA, A. B. & ZBYSZEWSKI, G (1972)** - Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000. Notícia explicativa da folha 40-C Viana Do Alentejo. Serv. Geol. Portugal, 23 pp.
- CARVALHOSA, A. B. & ZBYSZEWSKI, G (1991)** - Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000. Notícia explicativa da folha 40-B Reguengos de Monsaraz. Serv. Geol. Portugal, 51 pp.
- CHACÓN, J.; OLIVEIRA, V.; RIBEIRO, A. & OLIVEIRA, J. T. (1983)** - La estructura de la Zona de Ossa-Morena. Libro Jubilar J. M. Rios. Geologia de España. Tomo 1, pp. 490-504.
- CONEY, P.; JONES, D.L. & MONGER, J.W.H. (1980)** - Cordilleran Suspect Terranes. Nature, 288, pp. 329-333.
- COBOLD, P. R.; GAPAIS, D. & ROSSELLO, E. A. (1991)** - Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscan Sierras Australes, Argentina. Journal of Structural Geology, Vol. 13, nº 7, pp 743-758.
- COKE, C. J. M. (1992)** - Análise estrutural de um sector do Autóctone de Serra do Marão. Trabalho de dissertação apresentado no âmbito das Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica. Univ. Trás-os-Montes e Alto Douro, Departamento de Geociências, Vila Real, 122 pp.
- CONDE, L. & ANDRADE, A. S. (1974)** - Sur la faune Meso et/ou Néodevonienne des calcaires de Monte das Cortes, Odivelas (Massif de Beja). Mem. Not. Univ. Coimbra, 98, pp. 507-515.
- CRESPO-BLANC, A. (1991)** - Evolucion Geotectonica del Contacto entre la Zona de Ossa-Morena y la Zona Surportuguesa en las Sierras de Aracena y Aroche (Macizo Iberico Meridional): Un Contacto Mayor en la Cadena Hercinica Europea. Facultad de Ciências, Granada, 327 pp.
- CUNHA, T. A. & VANGUESTAINE, M. (1988)** - Acritarchs of the "Xistos com Phyllocytes" Formation, Barrancos Region, SE of Portugal. Comun. Serv. Geol. Portugal, t. 74, pp. 69-77.
- DALLMEYER, R. D.; FONSECA, P. E.; QUESADA, C. & RIBEIRO, A. (1993)** - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints to the tectonothermal evolution of the Variscan Suture in SW Iberia. Tectonophysics, 222, pp. 177-194.
- DALLMEYER, R.D. & MARTINEZ GARCIA (1990)** - Introduction to the Pre-Mesozoic Geology of Iberia. In: Dallmeyer, R.D. & Martinez Garcia, E. (Eds.) Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag, pp. 3-4.

- DAVIS, G. H.** (1984) - Structural Geology of Rocks and Regions. John Wiley & Sons, New York, 492 pp.
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J.** (1981) - Minerais constituintes das rochas - uma introdução. Edição da Fundação Calouste Gulbenkian, 559 pp.
- DE JONG, G.; DALSTRA, H.; BOORDER, H. & SAVAGE, J. F.** (1991a) - Blue amphiboles, Variscan deformation and plate tectonics in the Beja Massif, South Portugal. XI Reunión sobre la Geología del Oeste Peninsular, Huelva, Resúmenes, pp. 15.
- DE JONG, G.; DALSTRA, H.; BOORDER, H. & SAVAGE, J. F.** (1991a) - Blue amphiboles, Variscan deformation and plate tectonics in the Beja Massif, South Portugal. Comun. Serv. Geol. Portugal, t. 77, pp. 59-64.
- DELGADO, N.** (1905) - Contribuições para o estudo dos terrenos paleozóicos. I - Precambrico e Archaico. II - Cambrico. Comun. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 6, pp. 82-122.
- DELGADO, J. F. N.** (1908) - Système Silurique du Portugal. Étude de stratigraphie paléontologique. Mem. Serv. Geol. Portugal, 245 pp.
- DEWEY, J. F. & BIRD, J. M.** (1970) - Mountain belts and the new global tectonics. Journ. Geophys. Res., 75, nº. 14, pp. 2625-2647.
- DIAS, R. M.** (1986) - Estudo de um sector do autóctone de Trás-os-Montes Oriental a ENE de Torre de Moncorvo. Tema de dissertação apresentado no âmbito das provas da aptidão pedagógica e capacidade científica. Dep. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa, 152 pp.
- DIAS, R. & RIBEIRO, A.** (1994) - Constriction in a traspressive regime: an example in the Iberian branch of the Ibero-Armorican arc. Journal of Structural Geology, Vol. 16, Nº 11, pp. 1543-1554.
- DIAS, R. & RIBEIRO, A.** (1995) - The Ibero-Armorican Arc: A collision effect against an irregular continent? Tectonophysics, 246, pp. 113-128.
- DIAS, R. & RIBEIRO, A.** (in prep.) - New data on the geodynamical evolution of the Variscan shear zones in the southern branch of the Ibero-Armorican Arc - 1. Geometrical and kinematical analysis. Tectonics.
- DIAS, R.; RIBEIRO, A. & ARAÚJO, A.** (in prep.) - Lateral escape: a fundamental mechanism in the Variscan Fold Belt of Western Europe. Geology.
- DUPUY, C.; BOSTAL, J.; MARCELOT, G.; BOUGAULTT, H.; TORON, J. L. & TREUIL, M.**

- (1982) - Geochemistry of basalts from central and southern New Hebrides Arc: implications for their source rock composition. Earth Planet Sci. Lett. 60 (2), pp. 207-225.
- EDEN, C. P.** (1991) - Tectonostratigraphic Analysis of the Northern Extent of the Oceanic Exotic Terrane, Northwestern Huelva Province, Spain. Ph. D. Thesis, Department of Geology, University of Southampton, 213 pp.
- ELLIS, M. A.** (1986) - Structural morphology and associated strain in the central Cordillera (British Columbia and Washington): Evidence of oblique tectonics. Geology, v. 14, pp. 647-650.
- ELLIS, M. A. & WATKINSON, A. J.** (1987) - Orogen-parallel extension and oblique tectonics: The relation between stretching lineations and relative plate motions. Geology, v. 15, pp. 1022-1026.
- EVANS, M. A. & DUNNE, W. M.** (1991) - Strain factorization and partitioning in the North Mountain thrust sheet, central Appalachians, USA. Journ. Struc. Geology, Vol. 13, pp. 21-35.
- FONSECA, P.** (1989) - Estudo de um segmento da sutura da Cadeia Varisca Ibérica: Serpa-Pulo do Lobo. Tema de dissertação apresentado no âmbito das Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica de E.C.D.U. (art. 53/60), Departamento de Geologia, F.C.U.L., 127 pp.
- FONSECA, P.** (1992) - Tectónica do Complexo Máfico-Ultramáfico de Beja Acebuches (Ofiolito de Beja-Acebuches). Carta Geológica de Portugal a escala 1/200000. Notícia explicativa da folha 8. Coord. de J. T. Oliveira. Serv. Geol. Portugal, pp. 46-48.
- FONSECA, P.** (1995) - Estudo da Sutura Varisca no SW Ibérico nas Regiões de Serpa-Beja-Torrão e Alvito-Viana do Alentejo. Dissertação apresentada à Universidade de Lisboa para a obtenção do grau de Doutor em Geologia, na especialidade de Geodinâmica Interna. Dep. Geol. Fac. Ciên. Univ. Lisboa. 325 pp.
- FONSECA, P.; ARAÚJO, A.; LEAL, N. & MUNHÁ, J.** (1993) - Variscan Glaucofane Eclogites in the Ossa Morena Zone. XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular. Évora, 20-24 de Setembro de 1993, Terra Abstracts, supplement n. 6 to Terra Nova, vol. 5, pp. 11-12.
- FONSECA, P.; DALLMEYER, R.; RIBEIRO, A. & QUESADA, C.** (1990) - Tectonothermal evolution of the Beja-Acebuches Ophiolite: Field characteristics and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints. Abstract. Paleozoic Orogens in Central Europe, Intern. Geolog. Correlation Program-Project 233, Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens. Gottingen.
- FONSECA, P. & RIBEIRO, A.** (1993a) - Tectonics of the Beja-Acebuches Ophiolite: a major suture in the Iberian Variscan Foldbelt. Geol Rundsch, 82, Springer Verlag, pp. 440-447.

- FONSECA, P. & RIBEIRO, A.** (1993b) - D1 Variscan event in the Ossa-Morena Zone: Relation with Beja-Acebuches Ophiolite obduction.. XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular. Évora, 20-24 de Setembro de 1993, Terra Abstracts, supplement n. 6 to Terra Nova, vol. 5, pp. 11.
- FOSSEN, H. & TIKOFF, B.** (1993) - The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression-transtension tectonics. Journal of Structural Geology, 15, pp. 413-422.
- GHOSH, S. K. & SENGUPTA, S.** (1987) - Progressive development of structures in a ductile shear zone. Journal of Structural Geology, vol. 9, nº 3, pp. 277-287.
- GONÇALVES, F.** (1971) - Subsídios para o conhecimento geológico do Nordeste Alentejano. Mem. Serv. Geol. Portugal, Nova Série, 16, 62 pp.
- GONÇALVES, F. & ANTUNES, M. T.** (1992) - Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000. Notícia explicativa da folha 39-D, Torrão. Serv. Geol. Portugal, 86 pp.
- GONÇALVES, F. & COELHO, A. P.** (1974) - Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000. Notícia explicativa da folha 36 - B, Estremoz. Serv. Geol. Portugal.
- GROW, J. A.** (1973) - Crustal and upper mantle structure of the central Aleutian arc. Geol. Soc. Am. Bull., 84, pp. 2169-2192.
- GUINDOS, A. J. ; PASTOR, J. D. & APALATEGUI, O.** (1990) - Mapa y Memória Explicativa de la Hoja nº. 874, Oliva de la Frontera. Mapa Geológico de España, escala 1/50000, ITGE, Madrid.
- HOBBS, B. E.; MEANS, W. D. & WILLIAMS, P. F.** (1976) - An Outline of Structural Geology. John wiley & Sons, New York, 571 pp.
- IGLESIAS, M. & CHOUKROUNE, P.** (1980) - Shear zones in the Iberian Arc. Journal of Structural Geology. Vol. 2, No. 1/2, pp. 63-68.
- IGLESIAS, M.; RIBEIRO, M. & RIBEIRO, A.** (1983) - La interpretacion aloctonista de la estrutura del Noroeste Peninsular. Geol. Esp. Inst. Geol. Min. España, 1, pp. 459-467.
- JACKSON, J.** (1992) - Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey and the Caucasus. Journ. Geophys. Res., 97, pp. 12471-12479.
- JONES, R. R. & TANNER, P. W. G.** (1995) - Strain partitioning in tranpression zones. Journal of Structural Geology, Vol. 17, nº. 6, pp. 793-802.

- JULIVERT M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1974)** - Mapa Tectónico de la Peninsula Ibérica y Baleares. Escala 1/1000000. IGME.
- LEAL, N. (in prep.)** - Caracterização petrológico-geoquímica de um evento metamórfico de alta pressão na Zona de Ossa-Morena. Tese de Doutoramento, Dep. Geol. Fac.Ciêñ. Univ.Lisboa.
- LEFORT, J. P. & RIBEIRO, A. (1980)** - La faille Porto-Badajoz-Cordove a-t-elle contrôlé l'évolution de l'océan paléozoïque sud-armoricain?. Bull. Soc. Géol. France, (7), t. XXII, n° 3, pp. 455-462.
- LIN, S. & WILLIAMS, P. F. (1992a)** - The geometrical relationship between the stretching lineation and the movement direction of shear zones. Journal of Structural Geology, Vol. 14, n° 4, pp 491-497.
- LIN, S. & WILLIAMS, P. F. (1992b)** - The origin of ridge-in-groove slickenside striae and associated steps in an S-C mylonite. Journal of Structural Geology, Vol. 14, N° 3, pp. 315-321.
- LIÑÁN, E. & QUESADA, C. (1990)** - Ossa Morena Zone - Stratigraphy: Rift Phase. In: Dallmeyer,R.D. & Martinez Garcia, E. (Eds.) Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag, pp. 259-266.
- LOPES, L. (1995)** - Caracterização geológico-estrutural do flanco SW do Anticlinal de Estremoz e suas implicações económicas. Tese de mestrado em Geologia Dinâmica Interna, Departamento de Geologia, Fac. Ciêñ. Univ. Lisboa, 135 pp.
- LOPES, L. (in prep.)** - Estrutura e geodinâmica da Zona de Ossa-Morena entre Estremoz e Elvas. Tese de doutoramento, Dep. Geociêñ.. Univ. Évora.
- LOTZE, F. (1945)** - Zur Gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. Geotectk Forsch 6, pp. 78-92.
- MANCKTELOW, N. S. (1993)** - Tectonic overpressure in competent mafic layers and the development of isolated eclogites. J. metamorphic Geol., 11, pp. 801-812.
- MANCKTELOW, N. S. (1995)** - Nonlithostatic pressure during sediment subduction and the development and exhumation of high pressure metamorphic rocks. Journal of Geophysical Research, Vol. 100, N°. B1, pp. 571-583.
- MARTINEZ, F. J. & IBARGUCHI, I. G. (1983)** - El metamorfismo en el Macizo Ibérico. Libro Jubilar J. M. Rios. Geologia de Espana, tomo 1, pp. 555-569.
- MATA, J. (1986)** - Estudo Geoquímico de metavulcanitos câmbricos e lamprófiros tardi-hercínicos do Nordeste Alentejano: evidência para a abertura e fecho do prototethys. Tema de dissertação

apresentado no âmbito das Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, Departamento de Geologia, F.C.U.L.

- MATA, J. & MUNHÁ, J.** (1985) - Geochemistry of Mafic Metavolcanic Rocks from the Estremoz Region (South Central Portugal). Comun. Serv. Geol. Portugal, t. 71, fasc. 2, pp. 175-185.
- MATA, J. & MUNHÁ, J.** (1990) - Magmatogénese de Metavulcanitos Câmbrios do Nordeste Alentejano: os estádios iniciais de "rifting" continental. Com. Serv. Geol. Portugal, t. 76, pp. 61-89.
- MATA, J.; RIBEIRO, M. L. & PIÇARRA, J. M.** (1993) - S. Marcos do Campo Volcanic Complex: Geochemical evidence for a volcanic arc in the Ossa Morena Zone (Ordovician?). XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular. Évora, 20-24 de Setembro de 1993, Terra Abstracts, supplement n. 6 to Terra Nova, vol. 5, pp. 2.
- MATTAUER, M. & PROUST, F.** (1976) - La Corse Alpine: un modèle de genèse du métamorphisme de haute pression par subduction de croûte continentale sous du matériel océanique. Comptes Rendus: Acad. Sc. Paris, t. 282, pp. 1249-1252.
- MATTE, P.** (1986) - Tectonics and plate tectonics models for the Variscan Belt of Europe. Tectonophysics, 126, pp. 329-374.
- MATTE, P. & RIBEIRO, A.** (1975) - Forme et orientation de l'ellipsoïde de déformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc Ibéro-Armoricain. C. R. Ac. Sc. Paris, sér. D. 280, pp. 2825-2828.
- MENDES, F.** (1967/68) - Contribution à l'étude géochronologique du Portugal. Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciên. Univ. Lisboa, II, pp. 3-157.
- METTE, W.** (1989) - Acrirarchs from Lower Paleozoic rocks of the western Sierra Morena, SW-Spain and biostratigraphic results. Geologica et Paleontologica, 23, pp. 1-19.
- MUNHÁ, J.** (1983) - Low grade regional metamorphism in the Iberian Pyrite Belt. Comun. Serv. Geol. Portugal, t. 69 (1), pp. 39-81.
- MUNHÁ, J.; OLIVEIRA, J.T.; RIBEIRO, A.; OLIVEIRA, V.; QUESADA, C. & KERRICH, R.** (1986) - Beja-Acebuches Ophiolite: Characterization and geodynamic significance. Maleo, 2 (13), pp. 31.
- MUNHÁ, J.; OLIVEIRA, J. T.; RIBEIRO, A.; QUESADA, C.; FONSECA, P. & CASTRO, P.** (1989) - Accreted terranes in southern Iberia: The Beja-Acebuches ophiolite and related oceanic

sequences. In: 28 th Intern. Geol. Congr., Washington, abstract vol. 2: pp. 481-482.

NICOLAS, A. (1989) - Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, 367 pp.

OLIVEIRA, J. T. (1983) - The marine Carboniferous of South Portugal: a stratigraphic and sedimentological approach. In Sousa M. J. L. & Oliveira, J. T. (eds.). The Carboniferous of Portugal. Mem. serv. Geol. Portugal, 29, pp. 3-37.

OLIVEIRA, J. T., coord. (1988) - Carta Geológica de Portugal à escala 1/200000 (folha 8). Serv. Geol. Portugal.

OLIVEIRA, J. T., coord. (in prep.) - Carta Geológica de Portugal à escala 1/500000 (folha 2). Serv. Geol. Portugal.

OLIVEIRA, J. T.; OLIVEIRA, V. & PIÇARRA, J. M. (1991) - Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa Morena, em Portugal. Cuadernos Lab. Xeológico de Laxe, Vol. 16, pp. 221-250.

OLIVEIRA, J. T.; PEREIRA, E.; PIÇARRA, J. M.; YOUNG, T. & ROMANO, M. (1992) - O Paleozoico Inferior de Portugal: Síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. In J. C. Gutierrez-Marco, J. Saavedra & I. Rábano (eds.). Paleozoico Inferior de Ibero-América. Coord. M. J. Liso Rubio, universidad de Extremadura, pp. 359-375.

OLIVEIRA, J. T.; PIÇARRA, J.; CUNHA, T. A. & PEREIRA, Z. (1993) - Graptolites and Palynomorphs from the Silurian to Lower Devonian Stratigraphic Sequence of Barrancos Region, South Portugal. Comunicações da XII Reunião de Geologia do W Peninsular. Universidade de Évora, 20-24 de Setembro de 1993, vol. 2 pp. 105.

OLIVEIRA, V. (1984) - Contribuição para o Conhecimento Geológico-Mineiro da Região de Alandroal-Juromenha (Alto Alentejo). Estudos Notas e Trabalhos. Serv. Fom. Min., Vol. XXVI, fasc. 1-4, pp. 102-126.

OLIVEIRA, V. & MATOS, J. (1992) - Enquadramento Geológico-Mineiro da Jazida de Enfermarias (Faixa Magnético-Zincífera, Sector SW, da Zona de Ossa-Morena). In: Rábano, I. & Gutierrez-Marco, J.C. (Eds.). Conferencia Internacional Paleozoico Inferior de Ibero-América. Libro de Resúmenes, Pub. Mus. Geol. de Extremadura, 1, pp. 114-115.

OLIVEIRA, V. & PIÇARRA, J. M. (1986) - Litoestratigrafia do Anticlinório Moura-Ficalho (Zona de Ossa-Morena). Maleo, Bol. Informativo da Soc. Geol. de Portugal, vol. 2, no 13, pp. 33.

- OXBURGH, E. R.** (1972) - Flake Tectonics and Continental Collision. Nature, Vol. 239, pp. 202-204.
- PASSCHIER, C. W. & SIMPSON, C.** (1986) - Porphyroclast systems as kinematic indicators. Journal of Structural Geology, Vol. 8, Nº 8, pp. 831-843.
- PEARCE, J. A. & CANN, J. R.** (1973) - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. Earth Planet Sci. Lett., 19, pp. 290-300.
- PEDRO, J. C.** (in prep.) - Estudo do metamorfismo de alta pressão no sector de Safira (Montemor-o-Novo) Zona de Ossa-Morena. Tese de mestrado, Departamento de Geologia, Fac. Ciên. Univ. Lisboa.
- PEDRO, J. C.; LEAL, N.; MUNHÁ, J. & FONSECA, P.** (1995) - Metamorfismo de alta pressão no sector de Safira (Montemor-o-Novo), zona de Ossa-Morena. XIII Reunion de Geologia del Oeste Peninsular, Annual IGCP Project-319 Meeting. Comunicaciones. In M. D. Rodríguez Alonso y J. C. Gonzalo Corral (Eds.), pp. 129.
- PERDIGÃO, J.** (1967) - Estudos geológicos na pedreira do Mestre André (Barrancos). Comun. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 52, pp. 55-64.
- PERDIGAO, J.; OLIVEIRA, J. T. & RIBEIRO, A.** (1982) - Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000. Notícia explicativa da folha 44-B Barrancos. Serv. Geol. Portugal.
- PEREIRA, M. F.** (1995) - 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). Tese de mestrado em Geologia Dinâmica Interna, Departamento de Geologia, Fac. Ciên. Univ. Lisboa, 118 pp.
- PEREIRA, M. F. & SILVA, J. B.** (1995) - Characterization of the ductil variscan deformation within the Ossa morena Zone (OMZ) / Central Iberian Autochthonous (CIA) transition zone (northeast Alentejo, Portugal). XIII Reunion de Geologia del Oeste Peninsular, Annual IGCP Project-319 Meeting. Comunicaciones. In M. D. Rodríguez Alonso y J. C. Gonzalo Corral (Eds.), pp. 135-139.
- PEREJON, A. & MORENO-EIRIS, E.** (1992) - Paleozoico Inferior de Ossa Morena. In: Gutierrez-Marco, J.C.; Saavedra, J. & Rábano, I. (Eds.) Paleozoico Inferior de Ibero-América. Coord. M.J. Liso Rubio, Universidad de Extremadura, pp. 557-565.
- PÉREZ-ESTAÚN, A.; BASTIDA, F., ALONSO, J. L.; MARQUÍNEZ, J.; ALLER, J.; ALVAREZ-MARRÓN, J., MARCOS, A. & PULGAR, J. A.** (1988) - A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: the Cantabrian Zone (variscan Ibero-Armorican Arc). Tectonics, Vol. 7,

nº. 3 pp. 517-537.

PERROUD, H.; VAN DER VOO, R. & BONHOMMET (1984) - Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data. Geology, v. 12, pp. 579-582.

PEUCAT, J. J.; BERNARD-GRIFFITHS, J.; GIL IBARGUCHI, I.; DALLMEYER, R. D.; MENOT, R. P.; CORNICHE, J. & IGLESIAS, M. (1990) - Geochemical and geochronological cross section of the deep Variscan crust: the Cabo Ortegal high-pressure nappe (NW Spain). Tectonophysics, 177, pp. 263-292.

PFEFFERKORN, M. (1968) - Geologie des Gebietes zwischen Serpa und Mértola (Baixo Alentejo, Portugal). Munster. Frsch. Geol. Palaont., 9, pp. 3-143.

PIÇARRA, J. M. (1991) - Descoberta de graptólitos silúricos em lidos da Formação dos "Xistos de Moura", Maciço de Évora-Beja: Implicações tectonoestratigráficas. XI Reunión sobre la Geología del Oeste Peninsular. Resumos, pp. 34-35.

PIÇARRA, J. M. (in prep.) - Estudo estratigráfico do Paleozóico Inferior do sector de Estremoz-Barrancos (Zona de Ossa-Morena). Bioestratigrafia do Silúrico. Tese de doutoramento, Dep. Geol. FCUL

PIÇARRA, J. M. & GUTIERREZ-MARCO, J. C. (1992) - Estudo dos Graptólitos Silúricos do Flanco Oriental do Anticlinal de Moura-Ficalho (Sector de Montemor-Ficalho, Zona de Ossa Morena, Portugal). Comun. Serv. Geol. Portugal, t. 78, fasc. 1, pp. 23-29.

PIÇARRA, J. M.; GUTIERREZ MARCO, J. C.; OLIVEIRA, J. T.; ROBARDET, M. & JAEGER, H. (1992b) - Bioestratigrafia do Silúrico da Zona de Ossa Morena (Portugal-Espanha): Revisão crítica dos dados existentes. In: Rábano, I. & Gutierrez-Marco, J.C. (Eds.). Conferencia Internacional Paleozoico Inferior de Ibero-América. Libro de Resúmenes, Pub. Mus. Geol. de Extremadura, 1, pp. 118-119.

PIÇARRA, J. M. & LE MENN, J. (1993) - Crinoids in the "Estremoz Marbles". A contribution to the Ossa Morena Stratigraphy. Comunicações da XII Reunião de Geologia do W Peninsular. Universidade de Évora, 20-24 de Setembro de 1993, vol. 2 pp. 107.

PIÇARRA, J. M. & OLIVEIRA, J. T. (1993) - New Interpretation of the Geology Around the South Eastern Termination of the Estremoz Anticline, Ossa Morena Zone, Portugal. XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular. Évora, 20-24 de Setembro de 1993, Terra Abstracts, supplement n. 6 to Terra Nova, vol. 5, pp. 5.

PIÇARRA, J. M.; OLIVEIRA, V. & OLIVEIRA, J. T. (1992a) - Estratigrafia da Zona de Ossa Morena.

Carta Geológica de Portugal à escala 1/200000, notícia explicativa da folha 8, Serv. Geol. Portugal, pp. 17-25.

- PINTO, M. S.** (1985) - Escala geocronológica e granitóides portuguesas ante-cenozóicas: uma proposta. Mem. Not. Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, 99, pp. 157-166.
- QUESADA, C.** (1990) - Ossa-Morena Zone: Introduction. In: Dallmeyer, R.D. & Martinez Garcia, E. (Eds.) Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag, pp. 249-251.
- QUESADA, C.** (1992) - Evolución Tectónica del Maciço Ibérico. In: Gutierrez-Marco, J.C.; Saavedra, J. & Rábano, I. (Eds.) Paleozoico Inferior de Ibero-América. Coord. M.J. Liso Rubio, Universidad de Extremadura, pp. 173-190.
- QUESADA, C.; BELLIDO, F.; DALLMEYER, R.D.; GIL IBARGUCHI, I.; OLIVEIRA, J.T.; PEREZ-ESTAUN, A.; RIBEIRO, A.; ROBARDET, M. & SILVA, J.B.** (1991) - Terranes within the Iberian Massif: correlations with West African sequences. In: Dallmeyer, R.D. & Lecorche, J.P. (Eds.), The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlations. Springer Verlag, pp. 267-294.
- QUESADA, C.; FONSECA, P.; MUNHÁ, J.; OLIVEIRA, J. T. & RIBEIRO, A.** (1994) - The Beja-Acebuches Ophiolite (southern Iberia Variscan Foldbelt): geological characterization and geodynamic significance. Boletín Geológico y Minero, vol. 105-1, pp. 3-49.
- QUESADA, C. & RIBEIRO, A.** (1989) - Paleozoic terrane map of the Iberian Peninsula. In J. D. Keppie & R. D. Dallmeyer (Compilers), Tectonic Map of pre-Mesozoic Terranes in Circum-Atlantic Phanerozoic Orogens. IGCP Project 233: Terranes in Circum-Atlantic Phanerozoic Orogens.
- QUESADA, C.; ROBARDET, M. & GABALDON, V.** (1990) - Stratigraphy of Ossa-Morena Zone: Synorogenic Phase (Upper Devonian-Carboniferous-Lower Permian) In: Dallmeyer, R.D. & Martinez Garcia, E. (Eds.) Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag, pp. 273-279.
- RAMSAY, J. G.** (1967) - Folding and fracturing of rocks - Mc Graw-Hill Book Company, New York, 568 pp.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I.** (1987) - The Techniques of Modern Structural Geology, Vol. 1: Strain Analysis, Vol. 2: folds and fractures. Academic Press, London, 700 pp.
- RECHES, Z.** (1983) - Faulting of rocks in three-dimensional strain fields: II. Theoretical analysis. Tectonophysics, v. 95, pp. 133-156.

- RECHES, Z. & DIETERICH, J. H. (1983)** - Faulting of rocks in three-dimensional strain fields: I. Failure of rocks in polyaxial, servo-control experiments. Tectonophysics, v. 95, pp. 111-132.
- RIBEIRO, A. (1974)** - Contribution à l'Etude Tectonique de Trás-os-Montes Oriental. Serv. Geol. Portugal, Memória Nº 24, 168 pp.
- RIBEIRO, A. (1981)** - A Geotraverse through the variscan fold belt in Portugal. In: H. J. Zucart & V. F. Donsiepen (eds.). the variscan orogen in Europe. Geol. Mijnbouw, 60, pp. 41-44.
- RIBEIRO, A. (1983)** - Guia das excursões no bordo sudoeste da Zona de Ossa Morena: Relações entre as formações do Devónico Superior e o Maciço de Évora na região de Cabrela (Vendas Novas). Com. Serv. Geol. Portugal, t. 69, fasc. 2, pp. 267-269.
- RIBEIRO, A. (1993)** - Variscan and Cadomian Sutures in the Ibero-Armorican Arc. Comunicações da XII Reunião de Geologia do W Peninsular. Universidade de Évora, 20-24 de Setembro de 1993, vol. 2 pp. 35-39.
- RIBEIRO, A.; ANTUNES, M.T.; FERREIRA, M.P.; ROCHA, R.B.; SOARES, A.F.; ZBYSZEWSKI, G.; MOITINHO DE ALMEIDA, F.; CARVALHO, D. & MONTEIRO, J.H. (1979)** - Introduction à la Géologie Générale du Portugal. Serv. Geol. Portugal, 114 pp.
- RIBEIRO, A.; DIAS, R.; ARAÚJO, A. & COKE, C. (1991)** - Antithetic folds developed in shear zones affecting anisotropic materials. Terra Abstracts, abstract supplement no 5 to Terra Nova, 3, pp. 33.
- RIBEIRO, A.; DIAS, R.; ARAÚJO, A.; PEREIRA, M. F. & SILVA, J. B. (1994)** - Heterogeneous sinistral transpression in the Iberian microplate as a result of the Variscan collision with Gondwana. IGCP 351 - Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana, Morocco, Rabat, Nov. 29 - Dec. 7, 1994. Abstracts, pp 87.
- RIBEIRO, A.; IGLESIAS, M.; RIBEIRO, M.L. & PEREIRA, E. (1983)** - Modèle Géodynamique des Hercynides Ibériques. Comun. Serv. Geol. Portugal, t. 69, fasc. 2, pp. 291-293.
- RIBEIRO, A.; PEREIRA, E. & DIAS, R. (1990c)** - Allochthonous Sequences. Structure in the Northwest of the Iberian Peninsula. In: Dallmeyer, R.D. & Martinez Garcia, E. (Eds.) Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag, pp. 220-236.
- RIBEIRO, A.; PEREIRA, E.; SILVA, J. B.; DIAS, R.; ARAÚJO, A.; MARQUES, F.; MERINO, H. & FONSECA, P. (1990a)** - "Caledonian" events in the Iberian Variscan Fold Belt: Geodynamic significance and implications for European Variscides. International Conference on Paleozoic

Orogens in Central Europe, Gottingen-Giessen. Abstracts. International Geological Correlation Program 233.

- RIBEIRO, A.; QUESADA, C. & DALLMEYER, R.D.** (1987) - Tectonostratigraphic Terranes and the Geodynamic Evolution of the Iberian Variscan Fold Belt. Conference on Deformation and Plate Tectonics, Gijon. Abstract, pp. 60-61.
- RIBEIRO, A.; QUESADA, C. & DALLMEYER, R.D.** (1990b) - Geodynamic Evolution of the Iberian Massif. In: Dallmeyer, R.D. & Martinez Garcia, E. (Eds.) Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag, pp. 398-409.
- RIBEIRO, A.; SILVA, J. B.; DIAS, R.; ARAÚJO, A. & FONSECA, P.** (1988a) - Terrane correlation between the Iberian and Midle European segments of the Variscan Fold Belt. Abstracts; Terranes in the Variscan Belt of France and Western Europe - Montpellier.
- RIBEIRO, A.; SILVA, J.B.; DIAS, R.; ARAÚJO, A.; MARQUES, F.; MERINO, H. & FONSECA, P.** (1988b) - Geodynamics and Deep Structure of the Variscan Fold Belt in Iberia. Fifth EGT workshop: The Iberian Peninsula, Estoril, 11-12 November 1988. European Science Foundation, pp. 57-64.
- RIBEIRO, C.** (1994) - Estudo Metalogenético da Mineralização Aurífera do Escoural (Évora). Tema de dissertação apresentado no âmbito das Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica de E.C.D.U. (art. 53/60), Departamento de Geociências, Universidade de Évora.
- RIBEIRO, M. L.; MATA, J. & MUNHÁ, J.** (1992) - Magmatismo do Paleozóico Inferior em Portugal In: Gutierrez-Marco, J.C.; Saavedra, J. & Rábano, I. (Eds.) Paleozoico Inferior de Ibero-América. Coord. M.J. Liso Rubio, Universidad de Extremadura, pp. 377-395.
- RIBEIRO, M. L.; MATA, J. & PIÇARRA, J. M.** (1992) - Vulcanismo bimodal da região de Ficalho: características geoquímicas. Comun. Serv. Geol. portugal, t. 78, fasc. 2, pp. 75-85.
- RIBEIRO, M. L.; PIÇARRA, J. & MATA, J.** (1991) - Vulcanismo bimodal no Complexo Vulcano-Sedimentar de Ficalho-Portel. XI Reunión sobre la Geología del Oeste Peninsular, Huelva, Resúmenes, pp. 35-36.
- RICHARD, P. & COBBOLD, P.** (1989) - Structures en fleur positives et décrochements crustaux: modélisation analogique et interprétation mécanique. C. R. Acad. Sci., Paris, n° 308, pp. 553-560.
- RICHARD, P. & COBBOLD, P.** (1990) - Experimental insights into partitioning of fault motions in continental convergent wrench zones. Annales Tectonicae, Spc. issue, Vol. IV, n. 2, pp. 35-44.

- RIDLEY, J.** (1986) - Parallel stretching lineations and fold axes oblique to a shear displacement direction-a model and observations. Journal of Structural Geology, Vol. 8, Nº. 6, pp. 647-653.
- RIES, A. C. & SHACKLETON, R. M.** (1976) - Patterns of strain variation in arcuate fold belts. Phil. Trans. R. Soc. Lond. a. 283, pp. 281-288.
- ROBARDET, M.** (1976) - L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au Paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le Nord de la province de Seville (Espagne). C R Acad. Sci. Paris, D 283, pp. 999-1002.
- ROBARDET, M.** (1994) - L' Europe Nort-Gondwanienne au Paleozoique ante-carbonifere. IGCP 351 - Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana, Morocco, Rabat, Nov. 29 - Dec. 7, 1994. Abstracts, pp 136-137.
- ROBARDET, M. & GUTIERREZ MARCO, J. C.** (1990a) - Ossa Morena Zone - Stratigraphy: Passive Margin Phase. In: Dallmeyer, R.D. & Martinez Garcia, E. (Eds.) Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag, pp. 267-272.
- ROBARDET, M. & GUTIERREZ MARCO, J. C.** (1990b) - Sedimentary and Faunal Domains in the Iberian Peninsula During Lower paleozoic Times. In: Dallmeyer, R.D. & Martinez Garcia, E. (Eds.) Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag, pp. 267-272.
- ROEDER, D. H.** (1973) - Subduction and Orogeny. Journal of Geophysical Research, Vol. 78, nº 23, pp. 5005-5024.
- ROSAS, F.; MADUREIRA, P.; FONSECA, P. & RIBEIRO, A.** (1993) - Complexo Ofolítico de Beja-Acebuches: estudo de afloramentos críticos ao longo desta sutura, situada no segmento sul da cadeia varisca ibérica. Univ. Lisboa, Gaia, revista de Geociências, Mus. Nac. Hist. Nat., Nº 7, pp. 36-53
- SANCHEZ CARRETERO, R.; EGUÍLUZ, L.; PASCUAL, E. & CARRACEDO, M.** (1990) - Ossa-Morena Zone: Igneous Rocks. In R. D. Dallmeyer and Martinez-Garcia (eds.): Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag, pp. 292-313.
- SANDERSON, D. J.; ANDREWS, J. R.; PHILLIPS, W. E. A. & HUTTON, D. H. W.** (1980) - Deformation studies in the Irish Caledonides. Journ. Geol. Soc. London, 137, pp. 289-302.
- SANDERSON, D. J. & MARCHINI, W. R. D.** (1984) - Transpression. Journal of Structural Geology, Vol. 6, nº 5, pp. 449-458.

- SANDERSON, D. J.; ROBERTS, S.; MCGOWAN, J. A. & GUMIEL, P.** (1991) - Hercynian transpressional tectonics at the southern margin of Central Iberian Zone, west Spain. Journal of the Geological Society, London, Vol. 148, pp. 893-898.
- SANTOS, J. F.; ANDRADE, A. & MUNHÁ, J.** (1990) - Magmatismo Orogénico Varisco no Limite Meridional da Zona de Ossa-Morena. Comun. Serv. Geol. Portugal, t. 76, pp. 91-124.
- SANTOS, J. F. H. P.; MATA, J.; GONÇALVES, F. & MUNHÁ, J.** (1987) - Contribuição para o Conhecimento Geológico-Petrológico da Região de Santa Susana: O Complexo Vulcano-Sedimentar da Toca da Moura. Com. Serv. Geol. Portugal, t. 73, fasc. 1/2, pp. 29-48.
- SCHERMERHORN, L. J. C.** (1971) - An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. Bol. Geol. Min. 82, (3/4), pp. 239-268.
- SILVA, J. B.** (1985) - Structure of the Pyrite Belt: The Mértola traverse. An. Fac. Ciên., Porto, Vol. 64, pp. 41-48.
- SILVA, J. B.** (1989) - Estrutura de uma Geotransversal da Faixa Piritosa: Zona do Vale do Guadiana. Dissertação apresentada à Universidade de Lisboa para a obtenção do grau de Doutor em Geologia na especialidade de Geologia Estrutural, Dep. Geol. Fac. Ciên. Univ. Lisboa, 293 pp.
- SILVA, J. B.; ARAÚJO, A.** (1986) - Relatório sumário da Cartografia geológica de uma área a Leste do Escoural (Montemor-o-Novo). Trabalho realizado no âmbito da cadeira de Geologia de Campo III, Depart. Geol., F.C.U.L.
- SILVA, J. B.; ARAÚJO, A.; DIAS, R.; FONSECA, P.; LOPES, L.; MARQUES, F.; OLIVEIRA, J. T.; PEREIRA, F. & RIBEIRO, A.** (1995) - Fronteiras de terrenos Variscos do Maciço Ibérico em Portugal. 1ª Conf. Anual do GGET, Soc. Geol. Portugal, Lisboa. Resumo.
- SILVA, J. B.; ARAÚJO, A.; FONSECA, P.** (1988) - Novos elementos sobre a Cartografia Geológica de uma área a Leste de Santiago do Escoural (Montemor-o-Novo). Trabalho realizado no âmbito da Cadeira de Geologia de Campo III, Depart. Geol., F.C.U.L.
- SILVA, J. B.; OLIVEIRA, J. T. & RIBEIRO, A.** (1990) - South Portuguese Zone - Structural Outline. In: Dallmeyer, R.D. & Martinez Garcia, E. (Eds.) Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag, pp. 348-362.
- SILVA, J. B.; OLIVEIRA, J. T.; RIBEIRO, A.; PIÇARRA, J. M. & ARAÚJO, A.** (1990) - Thrust Tectonics in the Ossa Morena Zone (South Portugal). International Conference on Paleozoic Orogens in Central Europe, Gottingen-Giessen. Abstracts. International Geological Correlation

- SILVA, J. B.; PEREIRA, M. F. & RIBEIRO, A. (1993)** - The northern domains of the Ossa-Morena Zone: structure and geodynamic evolution. Terra Abstracts, supplement n° 6 to Terra Nova, vol. 5. Structures and Tectonics at different lithospheric levels, Grass, Austria, pp. 33
- SILVA, J. B. & RIBEIRO, A. (1991)** - The Northern Boundary of the Ossa Morena Zone. III Congresso Nacional de Geologia. Mus. e Lab. Min. e Geol. da Univ. de Coimbra, Fac. de Ciên. e Tecn. Univ. Coimbra, Soc. Geol. Portugal, JNICT, INIC. pp. 79.
- SILVA, J. B.; RIBEIRO, A.; OLIVEIRA, J. T.; PIÇARRA, J. M. & ARAÚJO, A. (1991)** - Thin Skinned Model for the Ossa Morena Zone. XI Reunión sobre la Geología del Oeste Peninsular, Huelva, pp. 41.
- SILVA, J. B.; RIBEIRO, A.; OLIVEIRA, J. T.; PIÇARRA, J. M. & ARAÚJO, A. (1994)** - Thin Skinned Model for the Ossa Morena Zone. Boletín Geológico y Minero, Vol. 105-6, pp. 531-536.
- SILVEIRA, A. B. (1990)** - Neotectónica e Sismotectónica da Região Vidigueira-Moura. Tema de dissertação apresentado no âmbito das Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica de E.C.D.U. (art. 53/60), Departamento de Geologia, F.C.U.L., 314 pp.
- SILVEIRA, A. B. (in prep.)** - Tectónica Terciária e Neotectónica de um Sector do Alentejo Oriental. Tese de doutoramento, Dep. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa.
- SILVEIRA, A. B. & ARAÚJO, A. (1989)** - Tectónica recente a Norte de Moura - A Falha de Alqueva. Reunión do Grupo do Quaternário Iberico, Madrid, Set. 1989.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S. M. (1983)** - An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. Geological Society of America Bulletin, v. 94, pp. 1281-1288.
- SOPER, N. J. (1986)** - Geometry of transecting, anastomosing solution cleavage in transpression zones. Journal of Structural Geology, Vol. 8, N° 8, pp. 937-940.
- SOUSA, J.; LOURENÇO, N & ARAÚJO, A. (1993)** - Earlier Variscan Event in Pedrógão Region: Relation with the Emplacement of Ophiolitic Nappes. Comunicações da XII Reunião de Geologia do W Peninsular. Universidade de Évora, 20-24 de Setembro de 1993, pp. 89-97.
- TEIXEIRA, C. (1951)** - Notas sobre a geologia da região de Barrancos, e em especial sobre a sua flora de Psilofitíneas. Comun. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 32 (1), pp. 75-84.
- TEIXEIRA, C. (1952)** - La faunne Cambrienne de Vila Boim au Portugal. Bol. Soc. Geol. Portugal, 10 (1-



3), pp. 169-188.

TEIXEIRA, C. coord. (1972) - Carta Geológica de Portugal na escala 1/500000. Lisboa, Serv. Geol. Portugal.

TEIXEIRA, C. (1981) - Geologia de Portugal - Precâmbrico e Paleozoico. Fundação Calouste Gulbenkian, vol. I.

TEIXEIRA, C. & GONÇALVES, F. (1980) - Introdução a Geologia de Portugal. Instituto Nacional de Investigação Científica, 475 pp.

TOBISCH, O. T. & FISKE, R. S. (1976) - Significance of conjugate folds and crenulations in the Central Sierra Nevada, California. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 87, pp. 1411-1420.

TREAGUS, S. H. & TREAGUS, J. E. (1992) - Transected folds and transpression: how are they associated? Journal of Structural Geology, Vol. 14, Nº 3, pp. 361-367.

TWISS, R. J. & MOORES, E. M. (1992) - Structural Geology. W. H. Freeman & Company, New York, 532 pp.

VAN DEN BOOGAARD, M. (1972) - Conodont Faunas from Portugal and Southwest Spain. Part 1: a Middle Devonian fauna near Montemor-o-Novo. Scripa Geol., 13, pp. 1-11.

WOOD, D. A. (1980) - The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of British Tertiary volcanic Province. Earth Planetary Sci. Lett., 50, pp. 11-30.