UNIVERSIDADE DE ÉVORA



DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS

CARACTERIZAÇÃO DA ESTRUTURA DOS DOMÍNIOS SETENTRIONAIS DA ZONA DE OSSA-MORENA E SEU LIMITE COM A ZONA CENTRO-IBÉRICA, NO NORDESTE ALENTEJANO

MANUEL FRANCISCO COLAÇO DE CASTRO PEREIRA

1999

U.E.
SERVIÇOS
ACADÉMICOS

N.º 969

99/10/28

CLASSIFICAÇÃO

SECÇÃO

UNIVERSIDADE DE ÉVORA

DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS

CARACTERIZAÇÃO DA ESTRUTURA DOS DOMÍNIOS SETENTRIONAIS DA ZONA DE OSSA-MORENA E SEU LIMITE COM A ZONA CENTRO-IBÉRICA, NO NORDESTE ALENTEJANO

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

UNIVERSIDADE DE ÉVORA

169239

MANUEL FRANCISCO COLAÇO DE CASTRO PEREIRA

1999

A meu Pai
e
a Francisco Gonçalves

Agradecimentos

O presente trabalho foi realizado no Departamento de Geociências da Universidade de Évora, sob a orientação de José Brandão Silva, Professor do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Desejo agradecer o seu apoio no trabalho de campo, na discussão dos resultados, comentários e melhoramento do texto.

O suporte financeiro deve-se em parte, à bolsa de doutoramento PRODEP, medida 5, Acção 5.2. – Formação Avançada para o Ensino Superior (Projecto 5.2/ALE/193.007/95), e ao projecto de investigação, TECTIBER- Tectonofísica dos Variscidas Ibéricos (PRAXIS /2/2.1/CTA/353/94).

Quero agradecer a Luis Eguiluz, a Arturo Apraiz e a Carlos Ribeiro por toda a disponibilidade demonstrada.

Agradeço a todos os que me encorajaram na realização deste trabalho.

Agradecimentos especiais à Cristina, à minha filha Carolina e restante familia e amigos.

Índice

Agradecimentos.....*II*
Indice.....*III*
Lista de figuras.....*V*
Lista de fotografias.....*XIII*

I.1. Resumo.....*1*
I.2. Abstract.....*2*

1.Introdução.....3
1.1. Aspectos gerais da estrutura de zonas deformadas em regime transpressivo / transtensivo.....3
1.2. Ciclos de acrecção e fragmentação/dispersão de supercontinentes: Rodinia (Proterozóico) e Gondwana-Laurásia (Paleozóico).....6
1.3. Síntese da geologia do Maciço Ibérico e seu posicionamento na evolução geodinâmica no Proterozóico Superior-Paleozóico Superior.....10
1.3.1. O posicionamento de terrenos proterozóicos do Maciço Ibérico na evolução da cintura orogénica Cadomiana-Avaloniana.....16
1.3.2. O posicionamento de terrenos Paleozóicos do Maciço Ibérico na evolução da cintura orogénica Varisca.....18
1.4. Objectivo e Metodologia.....19

2. Os domínios setentrionais da Zona de Ossa-Morena.....23
2.1. Sector do Porto (Foz do Douro).....25
2.2. Sector de Espinho-Albergaria-a-Velha.....26
2.3. Sector de Alvaiázere.....27
2.4. Sector de Tomar-Abrantes.....28
2.5. Sector do Nordeste Alentejano.....29
2.6. Considerações.....30

3. A Zona de Ossa-Morena e seu limite com a Zona Centro-Ibérica, na região do Nordeste Alentejano.....32

3.1. Sector limítrofe da Zona de Ossa-Morena com a Zona Centro-Ibérica: Zona de Cisalhamento de Portalegre-Esperança (ZCPE).....32
3.1.1. Enquadramento regional da Zona de Cisalhamento de Portalegre-Esperança.....33
3.1.2. Estrutura da Zona de Cisalhamento de Portalegre-Esperança.....35
3.1.2.1. O corte A-B da Serra da Penha (Portalegre).....36
3.1.2.2. O corte C-D da povoação da Urra e de Santiago.....38
3.1.2.3. O corte E-F do rio Caia.....40
3.1.2.4. O corte G-H da ribeira de Arronches (Mosteiros).....41
3.1.2.5. O corte I-J da Serra de Louções (Esperança).....43
3.1.2.6. O corte K-L da ribeira de Abrilongo.....45

3.2. A Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior.....48
3.2.1. Enquadramento geológico da Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior.....48
3.2.2. Caracterização geometrica e cinemática da Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior.....51
3.2.2.1. O corte A1-B1 de Endreiros-Crato.....51
3.2.2.2. O corte C1-D1 do rio Caia entre os montes Faia e Azinhal.....54

3.2.2.3. O corte E1-F1 da ribeira de Arronches entre Arronches e o monte Pomarinho.....57
3.2.2.4. O corte G1-H1 das ribeiras Caga no Ninho, de Abrilongo e de Azeiteiros.....62
3.2.2.5. O corte I1-J1 entre o monte Cevadais e Ouguela.....65
3.2.2.6. O corte K1-L1 entre Degolados e a Barragem do Caia.....69
3.2.2.7. O Maciço de Campo Maior.....72

3.3. A Megaestrutura de Assumar.....74
3.3.1. Enquadramento geológico da Megaestrutura de Assumar.....74
3.3.2. Caracterização geometrica e cinemática da Megaestrutura de Assumar.....75
3.3.2.1. O corte A2-B2 de S.Lourenço-Serrinha.....76
3.3.2.2. O corte C2-D2 do monte da Fome-S.Martinho-Abodaneira (Norte de Alter Pedroso).....77
3.3.2.3. O corte E2-F2 de Besteiros-Barquete-Assumar.....79
3.3.2.4. O corte G2-H2 de Freixo-Segóvia (SW de Campo Maior).....82

4.Discussão geral e conclusões.....85
4.1. A transpressão e partição da deformação em níveis crustais superficiais na Zona de Cisalhamento de Portalegre-Esperança.....85
4.2. O padrão heterogéneo de distribuição da deformação e metamorfismo na Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior.....89
4.3. O soco Cadomiano (ante-deposição do Câmbrico) na Megaestrutura de Assumar.....94
4.4. Considerações sobre a natureza das relações geológicas entre o bordo sul da ZCI e os domínios setentrionais da ZOM.....97
4.5. O sector do Nordeste Alentejano como exemplo de transpressão desenvolvida a diferentes níveis crustais.....102

II. Anexos
II.1. Bibliografia.....*104*
II.2. Curriculum Vitae.....*115*
II.3. Mapa geológico e corte geral da área estudada
II.4. Esboço da estrutura da área estudada

Lista de figuras

1. Introdução

Figura 1 – Espectro de tipos de deformação tranpressiva e transtensiva: de ***A*** a ***E***, ou seja, da esquerda para a direita, verifica-se decréscimo da extensão vertical (para a transpressão) ou do encurtamento (para a transtensão). O tipo B é o definido por SANDERSON e MARCHINI (1984). Adaptado de FOSSEN e TIKOFF (1998).

Figura 2 – Alguns exemplos de modelos de deformação transpressiva: a) SANDERSON e MARCHINI (1984), b) FOSSEN e TIKOFF (1993), c) DIAS e RIBEIRO (1994); JONES et al., (1997), d) e e) ROBIN e CRUDEN (1994), f) e g) DUTTON (1997). DEWEY et al., (1998).

Figura 3 – Diagrama de FLINN para ilustrar exemplos de deformação transpressiva com achatamento e transtensiva com constrição. DEWEY et al., (1998).

Figura 4 – Génese de lineações de estiramento paralelamente ao eixo maior do elipsóide de deformação finita (X) em cisalhamento simples e em transpressão dominada por desligamento. No primeiro caso, a lineação de estiramento é paralela à direcção de transporte téctónico mas, no segundo caso, as lineações podem surgir paralelamente ou perpendicularmente à componente de movimento do cisalhamento simples. TIKOFF e GREENE, (1997).

Figura 5 – Espectro de tipos de deformação tranpressiva e transtensiva e representação da variação na forma do elipsóide de deformação e no tipo de fabric: de ***A*** a ***E***, ou seja, da esquerda para a direita, verifica-se decréscimo da extensão vertical (para a transpressão) ou do encurtamento (para a transtensão). O tipo B é o definido por SANDERSON e MARCHINI (1984). Wk=1, cisalhamento simples, Wk=0, cisalhamento puro. Adaptado de FOSSEN e TIKOFF (1998).

Figura 6 – Diferentes orientações de lineações de estiramento associadas a zonas de cisalhamento dúcteis, que segundo TIKOFF e GREENE (1997) não terão necessariamente que registar a direcção de transporte tectónico.

Figura 7 – Padrões previstos para o fabric e cinemática em zonas transpressivas transcorrentes direitas; f, razão entre a taxa de deformação e a taxa de cisalhamento simples; β, obliquidade; Z-altura normalizada acima da base da zona transpressiva; Y- distância normalizada a partir do plano de simetria da zona transpressiva. ROBIN e CRUDEN (1994).

Figura 8 – Diagrama ilustrativo dum modelo de areia mostrando: (A), o padrão à superfície e em corte de falhas e (B), reconstrução dos planos de falha, em zonas transpressivas ("convergent wrench zones"). RICHARD e COBBOLD (1990).

Figura 9 – Diagramas ilustrativos da teoria de impulsos tectónicos de ciclos eruptivos ("upwelling") de plumas a partir do manto inferior provocando alastramento rápido à superfície e decréscimo das inversões do campo magnético. SHERIDAN (1997).

Figura 10 – Correlação das variações na frequência de inversões do campo geomagnético e intervalos de quietude com mudanças eustáticas de segunda-ordem do nível do mar para o Paleozóico (niveis do mar a partir de VAIL et al., 1977; intervalos de polaridade de HARLAND et al., 1989*) in* SHERIDAN (1997).

Figura 11 – Reconstituição proposta para o supercontinente Rodinia no Proterozóico Superior. Adaptado de HOFFMAN (1991) por SKEHAN (1997).

Figura 12 – O supercontinente do início do Proterozóico Superior acreccionado na orogenia "Greenvilliana", que terminou a aproximadamente 1,0 Ga, fragmentou-se a 750 Ma subductando o oceano de Moçambique para dar origem mais tarde ao Supercontinente do final do Proterozóico Superior, Laurencia-Gondwana, anterior à abertura do Iapetus meridional. DALZIEL (1992) *in* WINDLEY (1996).

Figura 13 – O supercontinente Gondwana com a localização da Cadeia orogénica de Moçambique e a definição da Gondwana Ocidental (linha a cheio) e da Gondwana Oriental (linha a tracejado). MEERT e VAN DER VOO (1997).

Figura 14 – Reconstituição para o Proterozóico Superior (600 Ma) mostrando a localização dos orógenos colisionais (interiores) e orógenos periféricos. Adaptado de BOND et al., (1984) *in* MURPHY e NANCE (1991).
Figura 15 – Distribuição (areas a preto) dos terrenos relacionados com arcos do Proterozóico Superior e sequências Acado-Bálticas do início do Paleozóicio, numa reconstrução pré-deriva da area circum-Norte Atlântica (Adaptado de KEPPIE e DALLMEYER (1989) *in* NANCE e MURPHY (1994).
Figura 16 – Evolução paleogeográfica dos continentes circun-Atlânticos durante o período de tempo geológico Ordovícico-Silúrico Médio. ROBARDET, 1990
Figura 17 – Reconstituição dos blocos continentais e oceanos para o Silúrico Superior e Carbónico Inferior. MATTE (1986).
Figura 18 – Reconstituição do orógeno Varisco no Pérmico. MATTE (1986).
Figura 19 – Mapa de terrenos propostos para o Maciço Ibérico. Divisão proposta por JULIVERT et al., 1974 (no canto superior direito), adaptado de RIBEIRO et al., (1990).
Figura 20 – Corte geológico esquemático representativo da geometria das estruturas nas cinco zonas em que se divide o Maciço Ibérico. Adaptado de MATTE (1991).
Figura 21 – Corte geológico da zona central do Arco Astúrico. Adaptado de PÉREZ ESTAÚN et al., (1988) in PÉREZ ESTAUN e BASTIDA (1990).
Figura 22 – Cortes geológicos através da Zona Oeste Asturio-Leonesa. MARTINEZ CATALAN et al., (1990).
Figura 23 – Domínios estruturais da Zona Centro-Ibérica. DIEZ BALDA et al., (1990).
Figura 24 – Distribuição das unidades alóctones no NW da Zona Centro-Ibérica. RIBEIRO et al., (1990a).
Figura 25 – Geotransversal Porto (WSW) – Miranda do Douro (ESE). RIBEIRO et al., (1990a).
Figura 26 – Sectores principais da Zona de Ossa-Morena com diferente estilo estrutural e idade de deformação. APALATEGUI et al., (1990).
Figura 27 – Corte esquemático da estrutura da ZOM. APALATEGUI et al., (1990).
Figura 28 –Estrutura profunda da Zona Sul Portuguesa. Adaptado de RIBEIRO e SILVA (1983) *in* SILVA et al., (1990). Segundo esta interpretação, a parte exposta da ZSP constituiria uma cobertura Paleozóica Superior descolada acima de um soco mais antigo, na sequência de reactivação de subducção intracontinental.
Figura 29 – Distribuição dos terrenos Avalonianos-Cadomianos proposta para o Proterozóico Superior. (NANCE e MURPHY, 1994).
Figura 30 – Reconstrução da cadeia Cadomiana-Avaloniana-Panafricana na região Norte Atlântica. a) reconstrução da ZOM e sua posição actual no Maciço Ibérico, b) dados cinemáticos e estruturais para diferentes zonas da cadeia, c) reconstrução da cadeia e vectores de transporte tectónico principal relativamente à convergência obliqua de placas considerando um regime transpressivo. APRAIZ (1998).
Figura 31 – Reconstrução paleogeográfica para o início do Câmbrico onde o Maciço Ibérico está, conjuntamente com o Maciço Armoricano, na margem de Gondwana (MOCZDLOWSKA, 1995).
Figura 32 – Reconstrução especulativa do desenvolvimento da Armorica. A, Armorica, B, Baltica, G, Gondwana, IM, Maciço Ibérico, L, Laurência. Adaptado de VAN DER VOO (1982,1983) in RIBEIRO et al., (1990).
Figura 33 – Reconstrução paleogeográfica da deriva continental para o Tremadociano (490 Ma), Arenigiano-Lanvirniano (470 Ma), Ordovicico terminal (440 Ma), Silúrico/Devónico (410 Ma), Devónico (380 Ma) e localização actual das placas e microplacas do Paleozóico Inferior. Adaptado de TAIT et al., (1997).

2. Os domínios setentrionais da Zona de Ossa-Morena

Figura 34 – Mapa geológico esquemático da Zona de Cisalhamento de Tomar-Badajoz-Cordova segundo BURG et al., (1981)..

Figura 35 – Subdivisão da ZOM em domínios (modificado de QUESADA, 1983, *in* APALATEGUI et al., 1990) (a topo). Divisões propostas para território português segundo OLIVEIRA et al., (1991) (em baixo).

Figura 36 - Localização dos principais sectores da Zona de Cisalhamento de Tomar-Badajoz-Cordova (canto superior direito). Adaptado de QUESADA et al., (1990). Localizações esquemáticas e principais estruturas da ZOM (canto inferior esquerdo). Adaptado do Mapa geológico 1:500,000-IGM (nova edição) in SILVA (1997).

3. A Zona de Ossa-Morena e seu limite com a Zona Centro-Ibérica, na região do Nordeste Alentejano.

Figura 37 – Mapa esquemático da estrutura e unidades litológicas da Zona de Cisalhamento de Portalegre-Esperança. Localização da ZCPE no bordo entre a ZOM e a ZCI (canto superior direito). Representação esquemática (sem escala), da estratigrafia da ZCPE (em baixo).

Figura 38 – Mapa da distribuição das principais estruturas e unidades litológicas do bordo Sudeste da Serra da Penha (Portalegre). Estereograma com a orientação média para a foliação principal (linha a cheio) e medições da lineação de estiramento (quadrados a preto). Representação esquemática da ZCPE (canto superior esquerdo) e localização da área referente ao corte A-B (vermelho).Corte esquemático A-B da Serra da Penha.

Figura 39 – Esquema com representação de corredores de cisalhamento esquerdo localizados nos níveis peliticos intercalados na sequência de quartzitos Armoricanos, e relação entre diferentes tipos de texturas miloníticas (Pedreira da Sra.da Penha).

Figura 40 – Esquema com representação de corredores de cisalhamento esquerdo em quartzitos Armoricanos e relação entre diferentes tipos de texturas miloníticas (Capela da Sra.da Penha).

Figura 41 – Mapa da distribuição das principais estruturas e unidades litológicas da regiâo de Urra – Santiago e localização do corte C-D. Representação esquemática da ZCPE (canto superior esquerdo) e localização da área referente ao corte C-D (vermelho).Corte esquemático C-D da Urra-Santiago.

Figura 42 – Esquema com representação da relação entre o fabric tectónico de interferência da Formação de Mosteiros e o fabric tectónico simples da Formação da Urra (a amarelo), lineação de estiramento desenvolvida em ambas as formações (L_e, a azul) e lineação de estiramento anterior preservada nos metachertes negros da Formação de Mosteiros (L_e^{-1}, a vermelho). (estrada Urra-IP2).

Figura 43 – Mapa da distribuição das principais estruturas e unidades litológicas do troço do rio Caia entre o Monte Falagueira e a povoação de Alegrete, e localização do corte E-F. Estereograma com a orientação média para a foliação principal (linha a cheio) e medições da lineação de estiramento (quadrados a preto). Blocos diagrama com padrão de distribuição da geometria e cinemática nos vulcanoclastitos da Formação da Urra, onde se mostra a variação da lineação de estiramento revela uma mudança de regime de falha normal à de falha inversa, ao longo da transversal de Sul para Norte.Representação esquemática da ZCPE (canto superior esquerdo) e localização da área referente ao corte E-F (vermelho).Corte esquemático E-F ao longo do rio Caia (Monte Falagueira-Alegrete).

Figura 44 – Esquemas ilustrando a existência de uma foliação (Sx^{-1}) e de uma lineação de estiramento (Le^{-1}, a vermelho) anteriores, preservada em metachertes negros da Formação de Mosteiros no contacto com metavulcanoclastitos da Urra. Estes mostram desenvolvimento unicamente dum fabric S-L (rio Caia a Sul do Monte Falagueira).

Figura 45 – Mapa da distribuição das principais estruturas e unidades litológicas do troço da ribeira de Arronches que atravessa a povoação de Mosteiros (Barulho) e localização do corte G-H. Representação esquemática da ZCPE (canto superior esquerdo) e localização da área referente ao corte G-H (vermelho).Corte esquemático G-H ao longo da ribeira de Arronches (Mosteiros).

Figura 46 – Esquematização do dobramento desenvolvido em quartzitos Armoricanos.

Figura 47 – Mapa da distribuição das principais estruturas e unidades litológicas na região da Serra de Loucões (Esperança) e localização do corte I-J. Representação esquemática da ZCPE (canto superior esquerdo) e localização da área referente ao corte I-J (vermelho).Corte esquemático I-J da Serra de Loucões.

Figura 48 – Esquematização do dobramento desenvolvido em quartzitos Armoricanos, onde se observam dobras tombadas para NE e o desenvolvimento de estruturas em rampa localizadas em flancos inversos, ao longo de intercalações de niveis pelíticos, onde se concentra a deformação não-coaxial. Sx-foliação, So-estratificação. (Serra da Chungueira no bordo da Bacia da Serra de S.Mamede).

Figura 49– Mapa da distribuição das principais unidades litológicas e estruturas da Serra da Pedra Torta (Esperança) com localização do corte K-L da ribeira Abrilongo e da Figura 50. Estereograma com a orientação média para a foliação principal (linha a cheio) e medições da lineação de estiramento (quadrados a preto). Representação esquemática da ZCPE (canto superior esquerdo) e localização da área referente ao corte K-L (vermelho).Corte esquemático K-L ao longo do ribeiro Abrilongo (fronteira com Espanha).

Figura 50– Mapa de pormenor (ver localização, área a amarelo, na Figura 49) da distribuição das principais estruturas desenvolvidas nos quartzitos da Serra da Pedra Torta (Esperança) (A), com corte esquemático da estrutura no ribeiro Abrilongo (B).

Figura 51 – Aspectos da textura "brechóide" observada em quartzitos Armoricanos, na ribeira de Abrilongo, onde "clastos" de textura maciça com limites difusos surgem numa "matriz" de textura grosseira.

Figura 52 – Mapa esquemático das diferentes unidades da Megaestrutura do Crato-Arronches-Campo Maior e localização dos cortes estudados.Log com representação da sequência estratigráfica possível de definir no bordo setentrional da Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior (sem escala) (margem superior).

Figura 53 – Log esquemático da sequência estratigráfica definida por OLIVEIRA et al., 1991 para a Faixa Blastomilonítica com correspondência em algumas das unidades definidas neste trabalho. A Formação de Quartzito Armoricano e a Formação da Urra representam neste trabalho o Paleozóico Inferior da ZCPE, deixando esta última formação de ser atribuida ao Vendiano. A Formação de Morenos inclui diferentes unidades com características tectonometamórficas distintas (CVS Nave de Grou, Unidade de Azeiteiros, Unidade de Arronches e a Unidade de Contenda-Barragem do Caia), o que invalida a definição de uma sequência estratigráfica. Por outro lado, falta referir o Complexo detrítico e carbonatado de Ouguela do Câmbrico Inferior bem como, os gnaisses da Unidade de Ouguela.

Figura 54– Mapa da distribuição das principais estruturas e unidades da região do Crato com localização do corte A1-B1. Representação esquemática da Megaestrutura do Crato-Arronches-Campo Maior (canto superior esquerdo) e localização da área referente ao corte A1-B1 (amarelo).Corte esquemático A1-B1 na região do Crato (a Norte de Alter do Chão).

Figura 55 – Esquema ilustrativo da deformação cisalhante não-coaxial de movimento esquerdo com desenvolvimento de planos c+s+c' e complexos padrões de dobramento em metassedimentos peliticos da unidade de Arronches (amarelo representa veios de quartzo intrafoliares).

Figura 56 – Esquema representativo de uma zona de cisalhamento mesoscópica afectando um fabric anterior, rodando as estruturas lineares preexistentes (linhas a vermelho e setas com circulo a vermelho). (ribeiro do Chocanal).

Figura 57 – Esquema de dobras mesoscópicas que, associadas à zona de cisalhamento descrita na Figura 56, mostram uma lineação anterior (a vermelho e setas com circulo a vermelho) a ser dobrada. (ribeiro do Chocanal). (SW-NE da esquerda para a direita).

Figura 58 – Esquema ilustrativo da deformação cisalhante não-coaxial de movimento esquerdo com desenvolvimento de planos c' e estruturas sigmoidais em feldspatos do ortognaisse de Endreiros (ribeiro do Chocanal).

Figura 59– Mapa da distribuição das principais estruturas e unidades do corte C1-D1 do rio Caia. Representação esquemática da Megaestrutura do Crato-Arronches-Campo Maior (canto superior direito) e localização da área referente ao corte C1-D1 (amarelo).Corte esquemático C1-D1 ao longo do rio Caia (a Noroeste de Arronches).

Figura 60 – Esquema ilustrando aspectos da deformação cisalhante não-coaxial com movimentação esquerda nos metassedimentos da Formação de Mosteiros, neste caso, com a foliação tombada para SW, a definir os últimos estádios de desenvolvimento de uma estruturação compósita e contínua (rio Caia).

Figura 61 – Esquema ilustrando aspectos da deformação nos metassedimentos da Formação de Mosteiros definindo diferentes estádios de desenvolvimento de uma foliação com veios de quartzo associados, por sua vez estirados e dobrados numa evolução que pode ser considerada compósita progressiva e contínua (rio Caia). (superficie pouco inclinada para NW, subparalela ao estiramento).

Figura 62 – Mapa da distribuição das principais estruturas e unidades do corte E1-F1 da ribeira de Arronches e rio Caia. Representação esquemática da Megaestrutura do Crato-Arronches-Campo Maior (canto superior direito) e localização da área referente ao corte E1-F1 (amarelo).Corte esquemático E1-F1 ao longo da ribeira de Arronches.

Figura 63 – Esquema da geometria (notar a foliação a inclinar para SW) e cinemática (movimentação esquerda tipo desligamento puro) que afecta anfibolitos e ortognaisses hiperalcalinos em metassedimentos da unidade de Arronches (rio Caia a Sul das piscinas de Arronches).

Figura 64 – Esquema de dobramento amplo mesoscópico vergente para NE a afectar metassedimentos da unidade de Arronches (rio Caia a SE das piscinas).

Figura 65 – Esquema da estrutura com dobramento muito apertado e foliação tombada para NE que afecta os metassedimentos da unidade de Arronches (rio Caia a Norte do cruzamento com a ribeira de Arronches).

Figura 66 – Esquema dum dique básico (anfibolito granatífero) a cortar metassedimentos com um fabric prévio (Sx-1) e posteriormente afectados pelo fabric principal (Sx) NW-SE na Unidade de Arronches (rio Caia a W de Arronches).

Figura 67 – Esquema ilustrativo da geometria e cinemática de uma zona de cisalhamento mesoscópica, esquerda, preservando um fabric anterior (Sx^{-1}). Uma geometria sigmoidal é associada à foliação principal (Sx), em metassedimentos da Unidade de Arronches (rio caia a W de Arronches).

Figura 68 – Esquema de uma zona de cisallhamento e dobramento associado em metassedimentos e ortognaisses hiperalcalinos da unidade de Arronches (rio Caia).

Figura 69 – Esquema ilustrando um caso peculiar de geometria e cinemática (ortognaisses hiperalcalinos da ribeira de Arronches). Observa-se uma lineação mineral verticalizada que contrasta com uma outra pouco inclinada no encaixante, esta interpretada como lineação de transporte tectónico. Na superficie subhorizontal que é geralmente escolhida para identificar os critérios cinemáticos de movimento lêem-se dois sistemas de cisalhamento esquerdo e um outro direito, cujas intersecções definem a orientação da lineação vertical (Lv). A lineação mineral resultará simplesmente das intersecção dos planos c com os planos s e c' dos diferentes sistemas.

Figura 70 – Mapa da distribuição das principais estruturas e unidades do corte G1-H1 da ribeira do Caga-no-Ninho, Abrilongo e Azeiteiros. Representação esquemática da Megaestrutura do Crato-Arronches-Campo Maior (canto superior direito) e localização da área referente ao corte G1-H1 (amarelo).Corte esquemático G1-H1 ao longo das ribeiras de Caga no Ninho, Abrilongo e Azeiteiros.

Figura 71 – Mapa da distribuição das principais estruturas e unidades principais do corte I1-J1 da região de Cevadais-Ouguela nas ribeiras de Marmeleiros, Abrilongo e Conceição.

Representação esquemática da Megaestrutura do Crato-Arronches-Campo Maior (canto superior direito) e localização da área referente ao corte I1-J1 (amarelo).Corte esquemático I1-J1 ao longo das ribeiras de Marmeleiros, Abrilongo e Conceição.

Figura 72 – Esquema ilustrando aspectos das estruturas geradas por efeito da deformação cisalhante em regime transpressivo em metassedimentos da Formação de Mosteiros a Leste de Cevadais.

Figura 73 – Corte esquemático da geometria e cinemática das estruturas principais da Unidade de Ouguela (ver Figura 71 para equadramento no corte geral I1-J1). Note-se o tombamento generalizado do fabric Sx para NE e as dobras amplas em Z que o afectam; Verifica-se a existência de variações nas paragéneses minerais que se desenvolveram com o fabric S-L e que sugerem aumento da temperatura e da pressão para NE. (ribeira de Abrilongo).

Figura 74 – Mapa da distribuição das principais estruturas e unidades do corte K1-L1 da região da Barragem do Caia, Contenda e Degolados.Representação esquemática da Megaestrutura do Crato-Arronches-Campo Maior (canto superior direito) e localização da área referente ao corte K1-L1 (amarelo).Corte esquemático K1-L1 da Barragem do Caia, Monte Contenda e Degolados.

Figura 75 – Esquema da geometria e cinemática que caracteriza, à escala microscópica, os micaxistos granatíferos da Unidade de Arronches. Note-se a existência de um fabric interno nas granadas que em muitas situações é discordante do fabric externo com desenvolvimento de planos c+s+c' observado na matriz. (Barragem do Caia). (plano XZ).

Figura 76 – Esquema que ilustra zonas de cisalhamento mesoscópicas com formas sigmoidais e dobramento associado em metassedimentos da Unidade de arronches (Barragem do Caia).

Figura 77 – Esquema interpretativo de uma dobra deitada e redobrada em metachertes negros da Unidade de Arronches (talude da estrada da Barragem do Caia para Campo Maior).

Figura 78 – Esquema que ilustra o dobramento de um fabric S-L anterior ao fabric principal em metachertes negros incluidos na Unidade de Arronches (Barragem do Caia).

Figura 79 – Esquema com a representação geométrica do dobramento em mármores da Unidade de Arronches (Barragem do Caia). Note-se a variação no sentido e valores da inclinação das dobras.

Figura 80 – Mapa esquemático com a distribuição das unidades litológicas da Megaestrutura de Assumar e localização dos cortes estudados. Log da Megaestrutura de Assumar (sem escala) (margem superior).

Figura 81 – Mapa da distribuição das principais estruturas e unidades do corte A2-B2 entre os marcos geodésicos de S.Lourenço e de Serrinha.Localização do corte A2-B2 na Megaestrutura de Assumar (a azul no canto superior direito).Corte esquemático A2-B2 de S.Lourenço-Serrinha com os aspectos gerais da estrutura da região (margem inferior).

Figura 82 – Corte esquemático com estereogramas que mostram a relação geométrica entre a foliação principal (Sx) desenvolvida no granitóide de Barreiros a inclinar para Sul (meio circulo a preto) e a foliação anterior (S_x^{-1}) preservada nos metachertes negros e com sentido de inclinação contrário (meio circulo a vermelho). Note-se a lineação de estiramento principal (L_e) a mergulhar poucos graus para NNW (estrela a vermelho) e a lineação de estiramento anterior (L_e^{-1}) dobrada (quadrado a preto). (estrada Alter do Chão-Crato).

Figura 83 – Corte esquemático ilustrando as relações geométricas entre a Formação de Mosteiros, o CVS de freixo-Segóvia e o Complexo detritico e carbonatado de Assumar (marco geodésico de Serrinha).Note-se o esquema de pormenor do dobramento associado a movimentação esquerda desenvolvido nas rochas carbonatadas do Complexo detritico e carbonatado de Assumar (marco geodésico de Serrinha).

Figura 84 – Mapa da distribuição das principais estruturas e unidades do corte C2-D2 entre o Monte da Fome (a Norte de Alter Pedroso) e o marco geodésico de Abodaneira. Localização do corte C2-D2 na Megaestrutura de Assumar (a azul no canto superior direito).Corte esquemático C2-D2 de Mte.Fome-S.Martinho-Abodaneira com os aspectos gerais da estrutura da região (margem inferior).

Figura 85 – Esquema com disposição geométrica dos clastos do conglomerado aflorante no Monte da Fome, constituindo um fabric S-L com a particularidade de a lineação de estiramento se encontrar muito inclinada, a Sul da Falha de Alter do Chão.

Figura 86 – Mapa esquemático com as relações entre as rochas granitóides de Barreiros e o encaixante metassedimentar que apresenta um estruturação anterior (S_x^{-1}), num conjunto asfectado por estruturação posterior (Sx). (a Norte do monte da Fome).

Figura 87 – Mapa da distribuição das principais estruturas e unidades do corte E2-F2 de Besteiros-Barquete-Assumar. Localização do corte E2-F2 na Megaestrutura de Assumar (a azul no canto superior direito).Corte esquemático E2-F2 de Besteiros-Barquete-Assumar com os aspectos gerais da estrutura da região (margem inferior).

Figura 88 – Esquema que mostra a estruturação dos Anfibolitos de Besteiros, onde é evidente a existência de um fabric planar-linear (S_x^{-1} e L_e^{-1})anterior ao fabric principal (Sx e L_e) que afecta de um modo generalizado toda a àrea do Corte E2-F2.

Figura 89 – Esquema com disposição geométrica dos clastos do conglomerado aflorante no Monte da Granja (NE de Assumar), constituindo um fabric L a L-S com a lineação de estiramento pouco inclinada, na Falha de Assumar.

Figura 90 – Mapa da distribuição das principais estruturas e unidades do corte G2-H2 de Freixo-Segóvia. Localização do corte G2-H2 na Megaestrutura de Assumar (a azul no canto superior direito).Cortes esquemáticos G2 I - H2 I de Freixo e G2 II – H2 II de Segóvia com os aspectos gerais da estrutura da região (margem inferior).

Figura 91 – Esquema que mostra a discordância existente entre o Complexo detritico (amarelo) e carbonatado (azul) de Assumar, do Câmbrico Inferior, e a Formação de Mosteiros (cinzento), do Proterozóico Superior, a Leste do marco geodésico de Freixo. Argumento chave para afirmar que existe uma estruturação e metamorfismo ante-deposição das sequências do Paleozóico, ou seja, atribuidos à orogenia Cadomiana.

4. Discussão geral e conclusões

Figura 92 – Esquema da estrutura da Zona de Cisalhamento de Portalegre-Esperança com principais elementos estruturais projectados em mapa e com blocos diagrama de três das principais situações observadas e que permitem caracterizar a partição da deformação: i) situação de Portalegre onde predomina a componente cavalgante com movimentação esquerda (canto superior esquerdo); ii) a situação do rio Caia onde se passa num corte tranversal ao orógeno, de componente normal com movimentação esquerda a componente cavalgante de movimentação esquerda (centro); iii) e a situação de Esperança marcada pelo desligamento puro de movimentação esquerda (canto inferior direito).

Figura 93 – Gráfico que traduz a relação directa entre o Deslocamento (D) e a Profundidade (Pf) numa zona de cisalhamento com componente de desligamento obliqua. Para os diferentes valores de profundidade atribuem-se valores correspondentes de Pressão (P) e Temperatura (T), segundo os padrões médios para a pressão litostática (0,26-0,32 Kbar/Km) e para o gradiente geotérmico (15-30°/Km) (YARDLEY, 1989). Projectam-se as rectas relativas a diferentes graus de inclinação da lineação de transporte (α) considerando a equação $Tg\ \alpha = Pf / D$.

Figura 94 – Blocos diagrama que ilustram a estrutura da Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior e sua relação com a Megaestrutura de Assumar. Note-se que os eixos de culminação de estruturas em leque não coincidem necessariamente com os limites de diferentes unidades, o que demonstra o seu caracter tardio.
A-B, corte de Alter do Chão – Crato, C-D, corte de Arronches, E-F, corte de Campo Maior-Ouguela.

Figura 95 – Bloco diagrama esquemático que resume a estrutura proposta neste trabalho para os domínios setentrional da ZOM e seu limite com a ZCI. Nele estão representados os diferentes níveis crustais e estilos de deformação em regime transpressivo associado a intenso cisalhamento esquerdo. O desenvolvimento dos seus diferentes sectores (Megaestrutura de Assumar, Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior e Zona de

Cisalhamento de Portalegre-Esperança) neste modelo está directamente associado a uma importante zona de cisalhamento intracontinental que se prolongaria em profundidade. Note-se a existência de estruturas tombadas, que em níveis crustais inferiores podem surgir deitadas por efeito de amplos dobramentos com direcções axiais paralelas ao transporte tectónico, geometria e cinemática que foi descrita para o prolongamento desta estrutura em território espanhol (BURG et al., 1981). Convém referir que este esquema não pretende representar qualquer polaridade herdade de subducção mas sim salientar a problemática da transcorrência.
Adaptado de TEYSSIER e TIKOFF, 1998.

Lista de fotografias

Fotografia 1 – Microfotografia da textura filítica em quartzitos Armoricanos (Portalegre), onde se observa um fabric tectónico assinalado por bandas com alinhamento de micas alternando com bandas com quartzo finamente recristalizado dinamicamente, nalguns casos com desenvolvimento de dobras intrafoliares.

Fotografia 2 – Microfotografia da textura sacaróide em quartzitos Armoricanos (Portalegre), onde se observa um fabric tectónico assinalado pelo achatamento dos grãos de quartzo que mostram recristalização dinâmica de novos grãos de granularidade fina, descrevendo estruturas do tipo manto-núcleo.

Fotografia 3 – Fotografia da textura filítica em quartzitos Armoricanos (Portalegre), onde se observa um fabric tectónico com desenvolvimento de planos c+s+c' ("shear band cleavage"), indicando deformação cisalhante não-coaxial com componente de movimentação esquerda.

Fotografia 4 – Microfotografia da textura maciça em quartzitos Armoricanos (Portalegre), onde se observa um fabric tectónico assinalado por uma matriz de quartzo finamente recristalizado dinamicamente, envolvendo grãos relíquia com extinção ondulante.

Fotografia 5 – Microfotografia da textura grosseira em quartzitos Armoricanos (Portalegre), onde se observa um fabric tectónico assinalado pelo achatamento dos grãos de quartzo, com dimensões que podem ser milimétricas, envolvidos por intensa recristalização dinâmica de novos grãos de granularidade fina, descrevendo estruturas do tipo manto-núcleo.

Fotografia 6 – Fotografia da relação entre a textura maciça (A) e a textura grosseira (B), em quartzitos Armoricanos (Portalegre).

Fotografia 7 – Fotografia de niveis conglomeráticos intraformacionais nas sequências de quartzito Armoricano (Flanco normal do sinclinal exposto no bordo Sul da Serra da Penha, Portalegre).

Fotografia 8 – Microfotografia da textura filonítica onde se observa um fabric tectónico assinalado por bandas com alinhamento de micas alternando com bandas com quartzo finamente recristalizado dinamicamente. Vulcanoclastito da Formação da Urra ou granito do Carrascal intensamente milonitizado? (a Sul da Pedreira da Sra. da Penha, Cavalgamento de Portalegre).

Fotografia 9 – Microfotografia da textura milonítica do granito do Carrascal, ilustrado na Fotografia 11, onde se observa um fabric tectónico assinalado por bandas com quartzo finamente recristalizado dinamicamente e como caudas de feldspatos, alternando com bandas de granularidade fina de quartzo+sericite. Estrutura em delta em feldspato dando critério de movimentação esquerda (a Sul da Pedreira da Sra. da Penha, Portalegre).

Fotografia 10 – Microfotografia do conglomerado ilustrado na Fotografia 7, onde se observam clastos de metachertes negros (à direita) e grãos de quartzo achatados com extinção ondulante, subgranulação e recristalização de novos grãos traduzindo a deformação que os afectou.

Fotografia 11 – Fotografia do granito do Carrascal com foliação milonítica inclinada para SW, assinalada pelo estiramento dos feldspatos e por bandas de quartzo recristalizado. (a Sul do cavalgamento de Portalegre).

Fotografia 12 – Microfotografia do granito do Carrascal com deformação muito fraca e com a textura magmática bem preservada. (estrada de Portalegre para o Crato).

Fotografia 13 – Microfotografia de vulcanoclastitos da Formação da Urra intensamente milonitizados, com grãos de quartzo muito achatados e alongados segundo o fabric principal, com recristalização fina de quartzo em bandas que alternam com bandas ricas em quartzo+sericite. (Serra da Penha).

Fotografia 14 – Microfotografia de "porfiróides" da Formação da Urra intensamente milonitizados, com grãos de quartzo como relíquias numa matriz com recristalização

fina de quartzo em bandas que alternam com bandas ricas em quartzo+sericite. (Serra da Penha).
Fotografia 15 – Microfotografia do granito de Portalegre intensamente milonitizados, com feldspatos fracturados e rodados com recristalização fina de quartzo nas fracturas. (estrada IP2, Portalegre).
Fotografia 16 – Microfotografia do granito de Portalegre intensamente milonitizados, com feldspato pertitico fracturado e rodado com recristalização fina de quartzo nas fracturas e alinhada segundo o fabric principal. (estrada IP2, Portalegre).
Fotografia 17 – Fotografia dos metapelitos e psamitos da Formação de Mosteiros com interferência de fases tectónicas. (estrada Estação de Portalegre – Urra).
Fotografia 18 – Fotografia dos metapelitos e psamitos com metachertes negros da Formação de Mosteiros, onde ser observa uma lineação anterior dobrada. (estrada Estação de Portalegre – Urra).
Fotografia 19 – Fotografia dos tufos grosseiros da Formação da Urra que apresentam um fabric S-L (superficie XZ onde se observam feldspatos fracturados e rodados em estruturas do tipo "bookshelf" indicando movimentação esquerda) (estrada Estação de Portalegre – Urra).
Fotografia 20 – Microfotografia de "porfiróides" da Formação da Urra intensamente milonitizados, com grãos de quartzo achatados e alongados segundo o fabric principal, com extinção ondulante, subgranulação e recristalização de novos grãos numa matriz fina de quartzo em bandas que alternam com bandas ricas em quartzo+sericite. (Monte Choramigas a SW da Urra).
Fotografia 21 – Microfotografia de quartzitos com feldspato da Formação da Urra com recristalização de quartzo a envolver grãos de plagioclase. (Monte Choramigas a SW da Urra).
Fotografia 22 – Fotografia de metapelitos e psamitos com metachertes negros da Formação de Mosteiros, onde se observa interferência de duas lineações (estrada Portalegre-Arronches).
Fotografia 23 – Fotografia de metachertes negros da Formação de Mosteiros, onde ser observa um fabric S-L anterior, dobrado. (estrada Portalegre-Arronches).
Fotografia 24 – Fotografia de Metavulcanoclastitos da Formação da Urra, onde ser observa um fabric S-L com foliação NW-SE a inclinar para SW e lineação de estiramento a mergulhar para SE. Considerando os critérios cinemáticos (ver fotografia 25) indicando movimentação esquerda, estes são compativeis com transporte oblíquo do tipo normal com abatimento do bloco Sul. (rio Caia).
Fotografia 25 – Microfotografia ilustrando o pormenor da Fotografia 24 com
critérios cinemáticos traduzidos por sigmas em porfiroclastos de feldspato com caudas de recristalização de quartzo numa matriz quartzo-sericitica. (NW-SE da esquerda para a direita num plano XZ, perpendicular a Sx e contendo Le). (rio Caia).
Fotografia 26 – Fotografia de metavulcanoclastitos com veios de quartzo intrafoliares afectados por dobramento num processo de deformação contínua associada ao cisalhamento esquerdo generalizado (rio Caia a Sul dos quartzitos Armoricanos).
Fotografia 27 – Fotografia de metavulcanoclastitos caracterizados por intercalações pelíticas e psamiticas/grauvacóides com desenvolvimento de clivagem xistenta inclinada para SW (rio Caia a Norte dos quartzitos Armoricanos, no anticlinal em cujo núcleo aflora o granito de Portalegre).
Fotografia 28 – Fotografia de quartzitos Armoricanos com intercalações pelíticas, com desenvolvimento de dobramento vergente para NE (Castelo de Alegrete).
Fotografia 29 – Microfotografia ilustrando o aspecto intensamente milonitizado de metavulcanoclastitos da Formação da Urra no que designamos por Falha de mosteiros, com porfiroclastos de quartzo achatados e alongados segundo o fabric principal, com caudas de recristalização de quartzo numa matriz quartzo-sericitica. (a Sul de Mosteiros).

Fotografia 30– Microfotografia ilustrando o apecto de facies mais finas de metavulcanoclastitos da Formação da Urra com um fabric principal penetrativo marcado pelo alinhamento de micas e de bandas de quartzo finamente recristalizado. (a Sul de Mosteiros).
Fotografia 31 – Fotografia de dobra em anticlinal (Dk) em quartzitos Armoricanos. (a Norte de Mosteiros, ribeira de Arronches Pego do Inferno).
Fotografia 32 – Fotografia de dobras mesoscópicas (Ddm) vergentes para NE com plano axial tombado para NE em quartzitos Armoricanos. (a Norte de Mosteiros, ribeira de Arronches Pego do Inferno).
Fotografia 33– Microfotografia ilustrando milonitização em metavulcanoclastitos da Formação da Urra com um fabric principal penetrativo marcado pelo alinhamento de micas, do alongamento de feldspatos e de bandas de quartzo finamente recristalizado. (a Sul da Serra de Louções).
Fotografia 34 – Fotografia de niveis pelíticos em quartzitos Armoricanos afectados por intensa deformação cisalhante não-coaxial esquerda com desenvolvimento de planos c+s+c' indicando movimento esquerdo. (crista quartzitica localizada no bordo Sul da Serra de Louções).
Fotografia 35– Microfotografia de quartzitos com textura protomilonítica (Serra de Louções).
Fotografia 36– Microfotografia ilustrando milonitização em metavulcanoclastitos da Formação da Urra com um fabric principal penetrativo marcado pelo alinhamento de micas, de opacos, de porfiroclastos de plagioclase alongados e de bandas de quartzo finamente recristalizado. (a Sul da Serra de Louções).
Fotografia 37 – Fotografia da facies "porfiróide" da Formação da Urra com um fabric planar muito penetrativo a inclinar para Sul (a Sul da das cristas de quartziticos na ribeira Abrilongo).
Fotografia 38 – Microfotografia de um porfiroclasto de quartzo com estruturas em golfo tipicas de origem vulcânica em metavulcanoclastitos da Formação da Urra. (a Sul da das cristas de quartziticos na ribeira Abrilongo).
Fotografia 39 – Fotografia de dobras Dk tombadas para NNE com eixo a mergulhar para ESE (Serra da Pedra Torta na ribeira de Abrilongo).
Fotografia 40 – Fotografia de quartzitos Armoricanos milonitizados com textura grosseira a "brechóide". (Serra da Pedra Torta, Abrilongo).
Fotografia 41 – Fotografia de niveis conglomeráticos na passagem da Formação da Urra à Formação de Quartzito Armoricano (ribeira de Abrilongo).
Fotografia 42 – Microfotografia de quartzitos com textura primária não deformada preservados em sectores limitados por intensa milonitização (Serra da Pedra Torta, Abrilongo).
Fotografia 43 – Fotografia de niveis pelíticos intercalados nos quartzitos Armoricanos que concentram intensa deformação cisalhante não-coaxial com movimentação esquerda (ribeira Abrilongo).
Fotografia 44 – Fotografia de niveis pelíticos que concentram intensa deformação cisalhante não-coaxial com movimentação esquerda, em contacto brusco com os quartzitos Armoricano (esquerda) que mostram ema lineação de estiramento subhorizontal (ribeira Abrilongo).
Fotografia 45 – Fotografia de dobramento em quartzitos Armoricanos com planos axiais tombados para NNE (ribeira de Abrilongo).
Fotografia 46 – Fotografia com vista panorâmica do dobramento em quartzitos Armoricanos com planos axiais tombados para NNE onde se inclui o caso ilustrado na Figura 50 B (ribeira de Abrilongo).
Fotografia 47 – Textura "brechóide" descrita para quartzitos Armoricanos (ribeira de Abrilongo).
Fotografia 48 – Microfotografia mostrando em pormenor a textura protomilonítica que caracteriza o que à escala mesoscópica descrevemos como "matriz" grosseira (ribeira de Abrilongo).

Fotografia 49 – Microfotografia mostrando em pormenor a deformação do agregado quartzoso, com extinção ondulante e subgranulação, que constituem o que designámos por "clastos" e podemos observar na Fotografia 47 (ribeira de Abrilongo).
Fotografia 50 – Fotografia de dobra mesoscópica com eixo a mergulhar para NW em metassedimentos da Formação de Mosteiros (ribeiro do Chocanal).
Fotografia 51 – Fotografia de dobras mesoscópicas que, associadas à zona de cisalhamento descrita na Figura 56, mostram uma lineação anterior a ser dobrada. (ribeiro do Chocanal).
Fotografia 52 – Fotografia com pormenor do desenvolvimento de estruturas rotacionais do tipo sigma com planos c' associados, indicando movimentação esquerda que, associada ao fabric S-L descrito na Figura 57, dão transporte oblíquo com descida do bloco Sul (ribeiro de Chocanal).
Fotografia 53 – Fotografia com lineação de estiramento a mergulhar para SE, na foliação NW-SE a inclinar para SW, que associada aos critérios de movimento esquerdo sugerem transporte oblíquo com descida do bloco Sul (ribeiro de Chocanal).
Fotografia 54 – Microfotografia com aluminossilicato preservado no interior de um agregado sericítico em micaxistos da Unidade da Contenda-Barragem do Caia (rio Caia a W do Monte Faia).
Fotografia 55 – Fotografia de anfibolitos associados a micaxistos com desenvolvimento de planos c+c' dando critérios de movimentação esquerda. (rio Caia a W Monte Faia).
Fotografia 56 – Microfotografia com aspecto pormenorizado do desenvolvimento de planos c' ("shear band cleavage") em micaxisto. (rio Caia a W Monte Faia).
Fotografia 57 – Microfotografia de um anfibolito onde as anfibolas surgem zonadas com núcleos castanhos e bordos esverdeados (retrogradação?) com geometria sigmoidal dando critério de movimento esquerdo (rio Caia a W Monte Faia). (NW-SE da esquerda para a direita).
Fotografia 58 – Fotografia de um gnaisse félsico biotítico com granadas da Unidade de Campo Maior (rio Caia a W Monte Sarnadas).
Fotografia 59 – Microfotografia de um gnaisse félsico biotítico com granadas da Unidade de Campo Maior onde se observa distena (esquerda)e silimanite (canto superior direito) alinhada segundo o fabric principal NW-SE (rio Caia a W Monte Sarnadas).
Fotografia 60 – Microfotografia de um gnaisse félsico biotítico com granadas da Unidade de Campo Maior onde se observa a biotite + silimanite/distena (canto inferior esquerdo) com o quartzo alinhada segundo o fabric principal NW-SE (rio Caia a W Monte Sarnadas).
Fotografia 61 – Microfotografia de um gnaisse félsico biotítico com granadas da Unidade de Campo Maior onde se observam granadas algumas das quais alongadas segundo o fabric principal NW-SE e fracturadas perpendicularmente, com mica branca no interior (rio Caia a W Monte Sarnadas).
Fotografia 62 – Microfotografia de um gnaisse félsico biotítico com granadas da Unidade de Campo Maior onde se observa a biotite + silimanite (fibrolite) com quartzo alinhadas segundo o fabric principal NW-SE (rio Caia a W Monte Sarnadas).
Fotografia 63 – Fotografia de um boudin máfico (anfibolito granatífero) rodeado por foliação gnaissica na unidade de Campo Maior (rio Caia).
Fotografia 64 – Fotografia de boudins máficos alinhados segundo o fabric principal NW-SE na unidade de Campo Maior (rio Caia).
Fotografia 65 – Microfotografia duma amostra de anfibolito granatífero de boudins descritos para a Fotografia 63, onde se observam granadas com aureolas de reacção assinaladas por recristalização de quartzo+feldspato numa matriz anfibolítica com opacos. (rio Caia)
Fotografia 66 - Microfotografia de paragnaisses da Unidade de Azeiteiros Azeiteiros, afectados por milonitização com um bandado marcado por bandas de quartzo recristalizado a alternar com bandas de biotite+quartzo e onde se observam porfiroclastos de plagioclase com caudas de recristalização (rio Caia).

Fotografia 67 - Microfotografia de paragnaisses da Unidade de Azeiteiros, com estruturas do tipo "mica fish" a definirem critérios de movimentação esquerda (rio Caia).
Fotografia 68 - Microfotografia de rocha anfibolítica associada a paragnaisses da Unidade de Azeiteiros, com bandas de recristalização de quartzo com fabric oblíquo aos planos de cisalhamento, assinalados pelo alinhamento das anfibolas, indicando movimentação esquerda (rio Caia).
Fotografia 69 - Microfotografia de um cataclasito desenvolvido no limite entre metavulcanitos do CVS de Nave de Grou e os paragnaisses da Unidade de Azeiteiros. Observa-se uma textura cataclastica com fragmentos a incluirem bandas de quartzo anteriormente recristalizado típicas das texturas miloníticas descritas na Fotografia 67 (rio Caia).
Fotografia 70 – Microfotografia de anfibolito com anfibolas exibindo geometria sigmoidal compatível com movimentação esquerda (rio Caia).
Fotografia 71 – Microfotografia de anfibolito com horneblenda associada a biotite, esfena e opacos, definindo o fabric principal. (rio Caia).
Fotografia 72 – Microfotografia de gnaisse hiperalcalino com granularidade fina por recristalização dinâmica e intenso estiramento das anfibolas verde-azuladas afectadas neste caso por desenvolvimento de planos c'. (rio Caia).
Fotografia 73 – Fotografia de metassedimentos (micaxistos) com importante segregação metamórficas num fabric dobrado com planos axiais a definirem a foliação principal (rio Caia).
Fotografia 74 – Microfotografia de micaxistos granatiferos com estaurolite (canto inferior direito), biotite, silimanite (margem superior), quartzo com desenvolvimento de planos c+s+c', dando movimentação esquerda (rio Caia).
Fotografia 75 - Microfotografia de anfibolitos granatiferos com o fabric principal assinalado pelo alinhamento de horneblenda, de biotite e opacos (rio Caia).
Fotografia 76 - Microfotografia de anfibolitos granatiferos com granada em equilibrio com a anfibola (rio Caia).
Fotografia 77 – Fotografia de um dique básico granatífero com foliação paralela à principal NW-SE, a cortar metassedimentos da Unidade de Arronches com estruturação anterior (rio Caia a W da ribeira de Arronches).
Fotografia 78 – Microfotografia do dique básico com granada a ser rodeada por uma auréola essencialmente de quartzo numa matriz anfibólica. (rio Caia a W da ribeira de Arronches).
Fotografia 79 – Microfotografia do encaixante com o fabric principal Sx a ser marcado pelo alinhamento de biotite e silimanite. Observa-se turmalina (canto superior direito) com abundância o que pode indicar importante componente vulcânica para este metassedimentos da unidade de Arronches (rio Caia a W da ribeira de Arronches).
Fotografia 80 - Fotografia dum pormenor da zona de cisalhamento com desenvolvimento de outra zona subsidiária, cortando o fabric anterior (rio Caia a W da ribeira de Arronches).
Fotografia 81 – Fotografia do limite meridional da zona de cisalhamento com desenvolvimento de planos c+s indicando movimentação esquerda (rio Caia a W da ribeira de Arronches).
Fotografia 82 – Fotografia com a lineação mineral subvertical nos ortognaisses hiperalcalinos (ribeira de Arronches).
Fotografia 83 – Fotografia dum dique máfico onde se lê uma lineação subhorizontal fraca perpendicular à encontrada nos ortognaisses hiperalcalinos (ribeira de Arronches).
Fotografia 84 – Fotografia de superficie subhorizontal onde se definem diferentes sistemas de cisalhamento (ribeira de Arronches).
Fotografia 85 – Fotografia de ortognaisses hiperalcalinos da unidade de Arronches com um fabric milonítico intenso onde se identificam anfibolas estiradas (Monte da Fialha a Leste de Arronches).
Fotografia 86 – Fotografia de ortognaisses hiperalcalinos da Unidade de Arronches com um fabric milonítico intenso onde se identificam feldspatos recristalizados e critérios

ambíguos de movimento ora esquerdos ora direitos (Monte da Fialha a Leste de Arronches).
Fotografia 87 – Fotografia de ortognaisses hiperalcalinos da Unidade de Arronches com um porfiroclasto de feldspatos com caudas de recristalização de feldspato (Monte da Fialha a Leste de Arronches).
Fotografia 88 – Fotografia de ortognaisses hiperalcalinos da Unidade de Arronches a cortarem uma estruturação prévia no encaixante metassedimentar e a serem afectadas em conjunto pelo fabric principal NW-SE (a SW do Monte da Fialha a Leste de Arronches).
Fotografia 89 – Fotografia de ortognaisses hiperalcalinos da Unidade de Arronches com um fabric milonítico intenso onde se identificam anfibolas estiradas onde os critérios cinemáticos indicam cisalhamento simples não-coaxial com movimentação esquerda (Polidesportivo de Arronches).
Fotografia 90 – Aspecto dos ortognaisses félsicos da Unidade de Arronches (Polidesportivo de Arronches).
Fotografia 91 – Fotografia de gnaisses migmatiticos da unidade de Campo Maior com neossoma a incluir restitos máficos de paleossoma (a Leste do Monte Boavista na ribeira de Arronches).
Fotografia 92 - Fotografia de gnaisses migmatiticos da unidade de Campo Maior com neossoma a incluir restitos máficos de paleossoma orientados segundo o fabric principal NW-SE (a Leste do Monte Boavista na ribeira de Arronches).
Fotografia 93 - Fotografia de um restito máfico que evidencia uma estruturação interna discordante daquela observada na fracção leucocrata, em gnaisses migmatiticos da unidade de Campo Maior (a Nordeste do Monte Boavista na ribeira de Arronches).
Fotografia 94 - Fotografia de dobramento desarmónico em gnaisses migmatiticos da unidade de Campo Maior (a Nordeste do Monte Boavista na ribeira de Arronches).
Fotografia 95 – Microfotografia com pormenor de um feldspato que inclui granada e biotite castanha em gnaisses migmatiticos da unidade de Campo Maior (ribeira de Arronches).
Fotografia 96 - Fotografia de boudin métrico de anfibolito granatífero rodeado por gnaisses migmatiticos da unidade de Campo Maior (ribeira de Arronches).
Fotografia 97 – Microfotografia com pormenor de paragnaisse micáceo com desenvolvimento de planos c+s+c' indicando movimentação esquerda, na Unidade de Azeiteiros junto ao contacto com a Unidade de Campo Maior (ribeira de Arronches).
Fotografia 98 - Fotografia de boudin métrico de anfibolito rodeado por paragnaisses da Unidade de Azeiteiros junto ao contacto com a Unidade de Campo Maior (ribeira de Arronches).
Fotografia 99 – Microfotografia com pormenor de paragnaisse micáceo com um feldspato rodeado por rescristalização de quartzo segundo o fabric principal NW-SE, na Unidade de Azeiteiros junto ao contacto com a Unidade de Campo Maior (ribeira de Arronches).
Fotografia 100 – Microfotografia com pormenor de uma banda de quartzo recristalizado dinâmicamente com grãos obliquos aos planos c indicando movimentação esquerda, num paragnaisse micáceo da Unidade de Azeiteiros Azeiteiros junto ao contacto com a Unidade de Campo Maior (ribeira de Arronches).
Fotografia 101 – Fotografia de rochas anfibólicas com bandado metamórfico a ser afectado por deformação frágil com rotação indicando, numa estrutura em dominó, movimentação esquerda, na Unidade de Azeiteiros (ribeira de Arronches).
Fotografia 102 – Microfotografia com pormenor de biotite com inclusões de rútilo? em gnaisses micáceos da unidade de Campo Maior (Tinoca).
Fotografia 103 – Microfotografia com pormenor de distena rodeada por mica branca e quartzo (centro) em gnaisses micáceos da unidade de Campo Maior (Tinoca).
Fotografia 104 – Fotografia de gnaisses blastomiloniticos da unidade de Campo Maior (ribeira do Caga-no-Ninho).

Fotografia 105 – Fotografia de gnaisses migmatiticos da unidade de Campo Maior (ribeira do Caga-no-Ninho).
Fotografia 106 – Microfotografia com pormenor de silimanite alinhada paralelamente a bandas de quartzo recristalizado dinamicamente segundo fabric principal NW-SE, em gnaisses migmatíticos da unidade de Campo Maior (Tinoca).
Fotografia 107 – Fotografia de boudins de anfibolito em gnaisses blastomiloníticos da Unidade de Campo Maior (ribeira do Caga-no-Ninho).
Fotografia 108 – Fotografia de gnaisses blastomiloníticos da Unidade de Campo Maior (ribeira do Caga-no-Ninho).
Fotografia 109 – Fotografia de boudins métricos de anfibolitos granatíferos envolvidos por gnaisses migmatiticos da Unidade de Campo Maior (ribeira do Caga-no-Ninho).
Fotografia 110 – Microfotografia com estruturas de rotação, em dominó, de feldspatos fracturados com recristalização de quartzo nas fracturas, indicando movimentação esquerda em paragnaisses da Unidade de Azeiteiros junto ao encosto com a unidade de Campo Maior (ribeira de Azeiteiros).
Fotografia 111 – Microfotografia com estruturas de rotação, em dominó, de feldspatos fracturados com recristalização de quartzo nas fracturas, indicando movimentação esquerda em paragnaisses da Unidade de Azeiteiros junto ao encosto com a unidade de Campo Maior (ribeira de Azeiteiros). (nicois paralelos).
Fotografia 112 – Microfotografia com estruturas sigmoidais em feldspatos com caudas de recristalização de quartzo, indicando movimentação esquerda em paragnaisses da Unidade de Azeiteiros junto ao contacto com a unidade de Campo Maior (ribeira de Azeiteiros).
Fotografia 113 – Microfotografia com estruturas sigmoidais em feldspatos com caudas de recristalização de quartzo que cresce também em bandas e com os gãos obliquos aos planos c, indicando movimentação esquerda em paragnaisses da Unidade de Azeiteiros junto ao contacto com a unidade de Campo Maior (ribeira de Azeiteiros).
Fotografia 114 – Microfotografia com uma banda de quartzo afectada por dobramento em paragnaisses da Unidade de Azeiteiros junto ao contacto com a unidade de Campo Maior (ribeira de Azeiteiros).
Fotografia 115 – Microfotografia com feldspatos achatados e alinhados segundo o fabric principal NW-SE em gnaisses micáceos da unidade de Ouguela (ribeira de Abrilongo).
Fotografia 116 – Microfotografia de anfibolito da Unidade de Campo Maior com horneblenda a assinalar fabric principal NW-SE (SW de Cevadais).
Fotografia 117 – Microfotografia com uma banda de quartzo com crescimento oblíquo dos grãos de quartzo indicando movimentação esquerda paragnaisses da Unidade de Azeiteiros junto ao encosto com a Unidade de Campo Maior, a Sul de Cevadais.
Fotografia 118 – Microfotografia com estruturas do tipo "mica fish" e bandas de quartzo com crecimento oblíquo dos grãos de quartzo indicando movimentação esquerda paragnaisses da Unidade de Azeiteiros junto ao encosto com a Unidade de Campo Maior, a Sul de Cevadais.
Fotografia 119 – Microfotografia com estruturas do tipo dominó em feldspatos fracturados e bandas de quartzo com crecimento de quartzo indicando movimentação esquerda em paragnaisses da Unidade de Azeiteiros junto ao encosto com a unidade de Campo Maior (Sul de Cevadais).
Fotografia 120 – Fotografia das rochas hiperalcalinas de Cevadais com um fabric NW-SE muito penetrativo e assinalado pelo estiramento de minerais máficos (Cevadais).
Fotografia 121 – Fotografia de um tectonito-L a L-S, com lineação de estiramento a inclinar poucos graus para NW, desenvolvido no limite Sul da Unidade de Ouguela em metassedimentos (ribeira de Abrilongo).
Fotografia 122 – Fotografia do mesmo tectonito-L a L-S referido na Fotografia 121, neste caso numa superfície vertical perpendicular ao estiramento.

Fotografia 123 – Microfotografia da mesma rocha descrita para as Fotografias 121 e 122 onde se observa que o fabric linear é marcado pelo alinhamento de biotite + silimanite.
Fotografia 124 – Fotografia do fabric principal (Sx), NW-SE desenvolvido em rochas gnaissico-micaxistentas da Unidade de Ouguela. (ribeira de Abrilongo).
Fotografia 125 – Fotografia de gnaisses félsicos finos da Unidade de Ouguela com fabric Sx subverticalizado. (ribeira de Abrilongo).
Fotografia 126 – Fotografia dos gnaisses micáceos com distena da Unidade de Ouguela. (ribeira de Conceição).
Fotografia 127 – Fotografia da textura de gnaisses félsicos ocelados da Unidade de Ouguela. (ribeira de Abrilongo).
Fotografia 128 – Microfotografia com o alinhamento de silimanite/distena segundo o fabric principal Sx. (ribeira de Conceição).
Fotografia 129 – Microfotografia com feldspatos alinhados conjuntamente com silimanite (canto inferior esquerdo) segundo o fabric principal Sx. (ribeira de Conceição).
Fotografia 130 – Microfotografia de gnaisse félsico da Unidade de Ouguela, onde se observa uma feldspato fracturado e rodado segundo uma estrutura em dominó indicando movimentação esquerda. (ribeira de Conceição).
Fotografia 131 – Microfotografia de uma granada fracturada com crescimento de biotite nos espaços entre facturas em gnaisse félsico da Unidade de Ouguela. (ribeira de Conceição).
Fotografia 132 – Microfotografia de distena envolvida por mica branca e alinhada segundo o fabric principal Sx em gnaisse micáceo da Unidade de Ouguela. (ribeira de Conceição).
Fotografia 133 – Microfotografia com o mesmo referido na fotografia 132 mas com nicóis paralelos.
Fotografia 134 - Microfotografia de distena / silimanite + biotite alinhadas paralelamente a bandas de quartzo recristalizado segundo o fabric principal Sx, NW-SE em gnaisse micáceo da Unidade de Ouguela. (ribeira de Conceição).
Fotografia 135 - Microfotografia de gnaisse félsico da Unidade de Ouguela onde se observa fibrolite no interior de mica branca (ribeira de Conceição).
Fotografia 136 - Fotografia de gnaisse félsico da Unidade de Ouguela com fabric penetrativo Sx marcado pelo alinhamento de minerais máficos (ribeira de Conceição).
Fotografia 137 - Microfotografia de gnaisse leucocrático da Unidade de Ouguela onde se observa mica branca com um fabric no interior marcado por fibrolite dobrada e opacos alinhados com o fabric exterior (ribeira de Conceição).
Fotografia 138 - Microfotografia de gnaisse leucocrático da Unidade de Ouguela com mica branca em estruturas do tipo "mica-fish" indicando movimentação esquerda (ribeira de Conceição). Fotografia 139 - Microfotografia de gnaisse leucocrático da Unidade de Ouguela onde se reconhecem biotite+silimanite segundo o fabric que rodeia os feldspatos com caudas de recristalização de quartzo (ribeira de Conceição).
Fotografia 140 - Microfotografia de textura cataclástica a transpôr um fabric milonítico anterior (neste caso cortando porfiroclastos de feldspato), na Falha de Marmeleiros (ribeira de Marmeleiros).
Fotografia 141 – Microfotografia com outro aspecto de textura cataclástica na Falha de Marmeleiros (NW-SE da esquerda para a direita). (ribeira de Marmeleiros).
Fotografia 142 - Fotografia de níveis de cascalheira com clastos de metacherte negro provenientes provavelmente da Formação de Mosteiros, em arenitos do Complexo detrítico e carbonato de Ouguela (ribeira de Marmeleiros).
Fotografia 143 - Fotografia de bancadas de arenitos com intercalações de pelitos do Complexo detrítico e carbonato de Ouguela, onde se observa clivagem xistenta inclinada para SW (a Leste da ribeira de Marmeleiros).

Fotografia 144 - Microfotografia de um conglomerado (niveis de cascalheira) do Complexo detrítico e carbonato de Ouguela, onde se identificam clastos de metacherte negro (margem inferior). (ribeira de Marmeleiros).
Fotografia 145 - Microfotografia de um arenito do Complexo detrítico e carbonato de Ouguela, que contem grãos de plagioclase e onde se observa o desenvolvimento dum fabric marcado pelo alinhamento de micas. (ribeira de Marmeleiros).
Fotografia 146- Fotografia de uma amostra de arenitos do Complexo detrítico e carbonato de Ouguela, onde se observa um clasto de metacherte negro com um fabric interno dobrado. (ribeira de Marmeleiros).
Fotografia 147- Fotografia com o dobramento e génese de clivagem em níveis areníticos do Complexo detrítico e carbonato de Ouguela. (ribeira de Marmeleiros).
Fotografia 148 – Microfotografia onde se observa a paragénese mineral com biotite+quartzo+mica+silimanite, que envolve as granadas nestes micaxistos granatíferos da Unidade de Arronches. (Barragem do Caia).
Fotografia 149 – Microfotografia onde a granada inclui um fabric dobrado discordante do da matriz destes micaxistos granatíferos da Unidade de Arronches. (Barragem do Caia).
Fotografia 150 – Microfotografia com granada a apresentar um fabric assinalado por inclusões de quartzo e de opacos, discordante do desenvolvido na matriz e que revela desenvolvimento de planos c' indicando movimentação esquerda. (Barragem do Caia).
Fotografia 151 – Fotografia da dobra descrita em metachertes negros intercalados em metassedimentos, no que incluimos como fácies típicas da Formação de Mosteiros mas inseridas na Unidade de Arronches (Barragem do Caia).
Fotografia 152 – Fotografia de dobras com eixos curvos a mergulharem em sentidos opostos e que afectam uma foliação e lineação anteriores. (Barragem do Caia).
Fotografia 153 – Fotografia de metassedimentos da Unidade de Arronches com desenvolvimento de planos c' indicando movimentação esquerda. (superficie subhorizontal) (Barragem do Caia).
Fotografia 154 – Fotografia com dobramento apertado com planos axiais tombados para Oeste em mármores da Unidade de Arronches (Barragem do Caia).
Fotografia 155 – Fotografia de rochas calcossilicatadas com um fabric planar principal a envolver boudins de anfibolitos granatíferos da Unidade de Contenda-Barragem do Caia (a W do monte Contenda).
Fotografia 156 - Microfotografia com as relações entre as granadas, com desenvolvimento de aureolas de recristalização de quartzo+feldspato, e a matriz anfibolítica. Pormenor da textura de boudins de anfibolitos granatíferos descritos na fotografia 155, da Unidade de Contenda-Barragem do Caia (a W do monte Contenda).
Fotografia 157 - Microfotografia de bandas de quartzo recristalizado dinamicamente indicando movimentação esquerda, em rochas quartzíticas da Unidade de Contenda-Barragem do Caia. (Monte Contenda).
Fotografia 158 - Microfotografia de anfibolito da Unidade de Contenda-Barragem do Caia. (Barragem do Caia).
Fotografia 159 - Microfotografia onde se observa o desenvolvimento de bandas de quartzo recristalizado dinamicamente indicando movimentação esquerda em micaxistos da Unidade de Contenda-Barragem do Caia. (Norte do Monte Contenda).
Fotografia 160 - Microfotografia onde se observm feldspatos com caudas de recristalização de quartzo definindo um fabric paralelo ao alinhamento de micas, em micaxistos da Unidade de Contenda-Barragem do Caia. (Norte do Monte Contenda).
Fotografia 161 - Microfotografia em gnaisses micáceos silimaníticos da Unidade de Campo Maior. (NW-SE da esquerda para a direita). (a Oeste de Degolados).

Fotografia 162 – Fotografia do dobramento do fabric principal com eixos subparalelos à lineação de estiramento em gnaisses micáceos silimaníticos da Unidade de Campo Maior. (a Oeste de Degolados).
Fotografia 163 - Microfotografia com pormenor da textura de gnaisses félsicos da Unidade de Campo Maior onde se observa biotite com inclusões de rútilo. (a Oeste de Degolados).
Fotografia 164 - Fotografia de um encrave de rocha previamente foliada nos gabros do Maciço de Campo Maior (a Leste de Campo Maior).
Fotografia 165 – Fotografia do conglomerado do CVS de Freixo-Segóvia com clastos muito estirados e achatados definindo um fabric S-L (ribeira de Linhais).
Fotografia 166 – Fotografia de tufos do CVS de Freixo-Segóvia com estratificação bem preservada com granotriagem (ribeira de Linhais).
Fotografia 167 – Fotografia de rochas carbonatadas do Complexo detritico e carbonatado de Assumar (marco geodésico de Serrinha).
Fotografia 168 – Fotografia dos clastos alongados e achatados, do conglomerado do monte da Fome.
Fotografia 169 – Fotografia de pormenor de um clasto com eixo maior proximo da verticalidade, do conglomerado do monte da Fome.
Fotografia 170 - Fotografia de um dique granitóide a cortar metassedimentos que exibem uma estuturação anterior.
Fotografia 171 - Fotografia de pormenor de um dique félsico que corta uma foliação anterior e que por sua vez se encontra dobrado pela estruturação posterior (N de Monte da Fome).
Fotografia 172 – Fotografia de uma facies grosseira granitóide intensamente cisalhada do Complexo de Barreiros (estrada IP2 Estremoz-Portalegre, a Sul do cruzamento para Assumar).
Fotografia 173 – Fotografia de uma facies grosseira rósea granitóide deformada do Complexo de Barreiros (ribeira de Ferrenhos).
Fotografia 174 – Microfotografia com aspecto da textura filonítica desenvolvida em granitóides do Complexo de Barreiros (estrada IP2 Estremoz-Portalegre, a Sul do cruzamento para Assumar).
Fotografia 175 – Microfotografia com aspecto da textura filonítica desenvolvida em granitóides do Complexo de Barreiros. (estrada IP2 Estremoz-Portalegre, a Sul do cruzamento para Assumar).
Fotografia 176 – Fotografia com bandas centimétricas de filonitos (ver pormenor da textura nas fotografias 174 e 175) no granitoide de Barreiros. (estrada IP2 Estremoz-Portalegre, a Sul do cruzamento para Assumar).
Fotografia 177 – Microfotografia com pormenor de um feldspato fracturado e rodado numa estrutura do tipo "bookshelf" indicando movimentação esquerda (pormenor da textura do granitóide da fotografia 172), (estrada IP2 Estremoz-Portalegre, a Sul do cruzamento para Assumar).
Fotografia 178 – Fotografia com o aspecto do dobramento nos Anfibolitos de Besteiros (a SW de Barquete).
Fotografia 179 – Microfotografia com a textura dos Anfibolitos de Besteiros que indica a existência de um fabric penetrativo com alinhamento de anfibolas (actinolite) a sobrepôr-se a uma paragénese anterior com porfiroclastos de horneblenda (plano XZ relativo a S_x^{-1} e L_e^{-1}). (a SW de Barquete).
Fotografia 180 – Microfotografia com a textura dos Anfibolitos de Besteiros que indica a existência de um fabric penetrativo marcado pelo alinhamento de anfibolas e bandas com quartzo e feldspato recristalizados com granularidade fina (a SW de Barquete).
Fotografia 181 – Fotografia com aspecto da relação entre facies granitóides róseas de Barreiros e ocorrências de granodioritos, na ribeira de Ferranha.

Fotografia 182 – Fotografia que mostra o contacto de facies granitóides félsicas do Complexo de Barreiros com granodioritos com profusão de restitos máficos neste caso bem alinhados com o fabric principal que afecta o conjunto. (ribeira de Ferranha).
Fotografia 183 – Fotografia que mostra um dique básico a cortar granodioritos, na ribeira de Freixos.
Fotografia 184 – Fotografia que mostra granodioritos com restitos máficos, na ribeira de Freixos.
Fotografia 185 – Microfotografia com a textura dos "paragnaisses" na Formação de Mosteiros, a Norte do alinhamento granitóide de Barquete, com recristalização grosseira do quartzo e biotite castanha. (estrada da IP2 para Assumar).
Fotografia 186 – Fotografia com o aspecto dos "paragnaisses" na Formação de Mosteiros, a Norte do alinhamento granitóide de Barquete. (estrada da IP2 para Assumar).
Fotografia 187 – Microfotografia com a textura de anfibolitos que surgem associados aos "paragnaisses" na Formação de Mosteiros, a Norte do alinhamento granitóide de Barquete (estrada da IP2 para Assumar).
Fotografia 188 – Microfotografia com pormenor de feldspatos fracturados e rodados em estruturas do tipo "bookshelf" indicando movimentação esquerda em milonitos desenvolvidos em rochas hiperalcalinas (Assumar).
Fotografia 189 – Microfotografia com pormenor de anfíbolas estiradas e bandas de quartzo recristalizado numa matriz muito fina, em milonitos desenvolvidos em rochas hiperalcalinas (Assumar).
Fotografia 190 – Microfotografia que mostra o fabric desenvolvido em metavulcanitos do CVS de Freixo-Segóvia, com planos c' a indicarem movimentação esquerda (Assumar).
Fotografia 191 – Fotografia dos clastos alongados e estirados em forma de charutos, do conglomerado do CVS de Freixo-Segóvia (Monte da Granja).
Fotografia 192 – Fotografia de uma superficie vertical e perpendicular à foliação principal, na qual se observam secções subcirculares dos clastos referidos na fotografia 191. (Monte da Granja).
Fotografia 193 – Fotografia com dobramento mesoscópico em calcários do Complexo detritico e carbonatado de Assumar (marco geodésico de Freixo).
Fotografia 194 – Fotografia com estratificação em arenitos do Complexo detritico e carbonatado de Assumar, justapostos em discordância sobre o soco Proterozóico Superior (a Leste do marco geodésico de Freixo).
Fotografia 195 – Fotografia que mostra o fabric penetrativo subverticalizado desenvolvido em metassedimentos do soco Proterozóico Superior (a Leste do marco geodésico de Freixo).

I.1. Resumo

Na região do Nordeste Alentejano estão representados os dominios setentrionais da Zona de Ossa-Morena (ZOM) e seu limite com a Zona Centro-Ibérica (ZCI) num conjunto caracterizado pela existência de três estruturas de importância regional: a Zona de Cisalhamento de Portalegre-Esperança (ZCPE), a Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior e a Megaestrutura de Assumar.

A Zona de Cisalhamento de Portalegre-Esperança (ZCPE), localizada na zona de transição entre a ZOM e a ZCI, representa uma zona transpressiva com componente de movimentação esquerda. A ela está associada partição da deformação, afectando um nivel crustal superior sob condições de baixo grau metamórfico. Aqui localiza-se uma bacia do Ordovícico Inferior de afinidade Centro-Ibérica discordante sobre o soco Proterozóico Superior da ZOM, apresentando-se intruida por magmatismo alcalino do Ordovícico Superior-Silúrico Inferior. A sua estrutura é caracterizada por desenvolvimento de um fabric S-L acompanhado de milonitização, com foliação NW-SE a W-E bastante inclinada para SW e com lineação de estiramento mergulhando menos de 30° tanto para o quadrante NW como para o SE. Esta foliação dispõe-se segundo um padrão de distribuição heterogéneo e complexo de um ramo orogénico vergente para NE, associado a dobramentos com planos axiais tombados para NE-N e eixos subparalelos à lineação de estiramento que define o transporte tectónico.

A Megaestrutura do Crato-Arronches-Campo Maior, a mais setentrional, representa uma zona transpressiva com componente de movimentação esquerda, à qual está associada partição da deformação, afectando diferentes niveis crustais: i) superiores (sob condições metamórficas de baixo grau); ii) intermédios (sob condições de baixo-alto grau metamórfico) e iii) inferiores (onde ocorrem rochas granulíticas e eclogíticas). Desenvolve-se sobre uma sequência estratigráfica que inclui uma bacia do Câmbrico Inferior discordante sobre vulcanismo calco-alcalino no limite com o soco Proterozóico Superior da ZOM e onde ocorre magmatismo alcalino do Ordovícico Superior a Silúrico Inferior. A estrutura é caracterizada pelo desenvolvimento de um fabric S-L acompanhado de milonitização, com foliação NW-SE bastante inclinada para SW ou NE. A lineação de estiramento associada mergulha menos de 30° tanto para o quadrante NW como SE, segundo um padrão de distribuição heterogéneo e complexo de estruturas em leque compósitas, e por dobramento com planos axiais tombados tanto para NE como para SW, com eixos subparalelos à lineação de estiramento que marca a direcção do transporte tectónico. O soco Proterozóico Superior preserva uma estruturação e metamorfismo anterior à deposição do Câmbrico Inferior.

A Megaestrutura de Assumar, posicionada mais a Sul relativamente à anterior, representa uma zona transpressiva com componente de movimentação esquerda, à qual está associada partição da deformação afectando niveis crustais superiores (sob condições metamórficas de baixo grau), onde se localiza uma bacia do Câmbrico Inferior discordante sobre vulcanismo calco-alcalino no limite com o soco Proterozóico Superior da ZOM e magmatismo alcalino Paleozóico. A estrutura é caracterizada por desenvolvimento de um fabric S-L acompanhado de milonitização, com foliação NW-SE bastante inclinado para SW ou NE e com lineação de estiramento associada a mergulhar menos de 20° tanto para o quadrante NW como SE, segundo um padrão de distribuição heterogéneo e complexo de estruturas em leque compósitas, e por dobramento com planos axiais tombados tanto para NE como para SW, com eixos subparalelos à lineação de estiramento que marca a direcção do transporte tectónico. O soco Proterozóico Superior preserva uma estruturação desenvolvida em niveis crustais intermédios, associada a metamorfismo de alto a baixo grau, anterior à deposição do Câmbrico Inferior.

As três megaestruturas conjugam-se na expressão de uma estrutura maior que mantem um conjunto coerente de características geométricas e cinemáticas, limitada a Norte pelo Sinclinal da Serra de S.Mamede e a Sul pelo Sector de Alter do Chão-Elvas, definindo em ambos os casos uma mudança em termos de vergência regional.

I.2. Abstract

Within the Northeast Alentejo region where is localised the boundary between the Ossa-Morena Zone (OMZ) northern domains and the South border of the Central Iberian Zone (CIZ), are characterized three main structures: the Portalegre-Esperança Shear Zone (PESZ), the Crato-Arronches-Campo Maior Megastructure and the Assumar Megastructure.

The Portalegre-Esperança Shear Zone (PESZ) localised at the OMZ/CIZ transition zone represents a transpressive sinistral shear zone affecting upper crustal levels deformed under low-grade metamorphic conditions. This shear zone comprises a Lower Paleozoic meta-sedimentary sequence with Central Iberian affinities overlying an Upper Proterozoic OMZ basement, intruded by Upper Ordovician-Lower Silurian alkaline magmatic rocks. The PESZ is characterized by a well develloped S-L fabric related to strong milonitization. The main foliation strikes NW-SE to E-W and dips to SW-S. It contains the stretching lieation that plunges less than 30° to NW or SE. The heterogeneous distribution pattern of foliation and folding according to strain partitioning reveals a predominant N-NE vergence which is normal to tectonic transport direction along the orogen trending.

The Crato-Arronches-Campo Maior Megastructure represents a transpressive sinistral shear zone affecting distinct crustal levels: i) upper crustal levels deformed under low-grade metamorphic conditions, ii)) upper to intermediate crustal levels deformed under low to high-grade metamorphic conditions, and iii) lower crustal levels deformed under granulitic and eclogitic metamorphic facies. The development of this shear zone affects a stratigraphic column comprising a Lower Cambrian detritic and carbonate basin overlying calc-alkaline magmatic series with Lower Cambrian / Upper Proterozoic transition age and an Upper Proterozoic OMZ basement, intruded by Upper Ordovician-Lower Silurian alkaline magmatic rocks. The structure is characterized by a well develloped S-L fabric related to a strong milonitization. The main foliation strikes NW-SE and dips to SW or NE. It contains the stretching lineation plunging less than 30° to NW or SE. The heterogeneous distribution pattern of foliation and folding according to strain partitioning is characterised by composite flower structures related with a tectonic transport direction paralell to the orogen trending. The Upper Proterozoic sequence preserves deformation and metamorphism older than the Lower Cambrian sedimentary sequences.

The Assumar Megastructure localised further South represents a transpressive sinistral shear zone associated with strain partitioning, developed on upper crustal levels deformed under low-grade metamorphic conditions. The development of this shear zone affects a stratigraphic column comprising a Lower Cambrian detritic and carbonate basin overlying calc-alkaline magmatic series with Lower Cambrian / Upper Proterozoic transition age and an Upper Proterozoic OMZ basement, intruded by Paleozoic magmatic rocks. The structure is characterized by a well develloped S-L fabric related to a strong milonitization. The main foliation strikes NW-SE and dips to SW or NE. It contains the stretching lineation that plunges less than 30° to NW or SE. The heterogeneous distribution pattern of foliation and folding is characterised by composite flower structures related with a tectonic transport direction paralell to the orogen trending. The Upper Proterozoic preserves deformation and metamorphism, reaching amphibolite facies, older than the Lower Cambrian sedimentary sequences.

The three megastructures are grouped in a major flower structure with coerent sets of geometric and kinematic characteristics bounded at North by the S.Mamede Syncline and at South by the Alter do Chão- Elvas Sector.

1. Introdução

Neste capítulo reunimos um conjunto de conceitos e de aspectos amplamente apresentados e debatidos na bibliografia dos últimos anos, que permitirão ao leitor enquadrar os dados apresentados neste trabalho e discuti-los no final, à luz destas ideias introdutórias.

1.1. Aspectos gerais da estrutura de zonas deformadas em regime transpressivo e/ou transtensivo

Considerando que os domínios estruturais onde se localiza a zona estudada apresentam critérios que permitem afirmar tratar-se de um sector de uma importante zona de cisalhamento onde o regime de deformação é transpressivo (SILVA et al., 1993; PEREIRA, 1995; PEREIRA e SILVA, 1995), apresentamos uma breve exposição das principais características das estruturas que nela se poderão enquadrar.

Os termos transpressivo e transtensivo foram adoptados por HARLAND (1971) com o intuito de descrever regimes de deformação associados à movimentação oblíqua relativa entre placas litosféricas. Este autor ao considerar que a deriva continental ocorre numa superfície esférica verificou que os vectores de movimento entre placas convergentes ou divergentes não são geralmente perpendiculares às suas fronteiras. Como consequência o vector deslocamento relativo entre placas pode ser decomposto numa componente de cisalhamento simples paralela às fronteiras e noutra componente compressiva ou distensiva perpendicular às mesmas, definindo deste modo, a transpressão e a transtensão, respectivamente (Figura 1).

Os regimes transpressivo e o transtensivo têm sido descritos para diferentes ambientes geotectónicos, à escala regional (e.g. DEWEY et al., 1998): a transpressão em margens com subducção oblíqua na bacia ante-pais, no arco, em "slate belts", zonas de desligamento com "restraining bend" e a transtensão no arco, na bacia marginal, em zonas de rift continental, extensão tardi-orogénica e zonas de desligamento com "releasing bend", revelando-se como processos fundamentais na estruturação da litosfera.

Para SANDERSON e MARCHINI (1984) a transpressão corresponde a um processo que se desenvolve numa zona de cisalhamento do tipo desligamento que admite encurtamento na horizontal e perpendicular às suas fronteiras, que é acompanhado por extensão na vertical ao longo da sua direcção. Neste sentido, a transtensão admite além da componente de encurtamento, uma componente de extensão na horizontal e perpendicular (Figura 1c) ou segundo a direcção da zona de cisalhamento. Com o objectivo de complementar a ideia desenvolvida pelo modelo proposto para a transpressão por SANDERSON e MARCHINI (1984) que considera uma situação de volume constante e desenvolvimento de estiramento vertical numa zona homogénea, surgiram novos trabalhos onde foram introduzidas modificações (Figura 2) nas condições de fronteira permitindo

Figura 1 – Espectro de tipos de deformação tranpressiva e transtensiva: de ***A*** a ***E***, ou seja, da esquerda para a direita, verifica-se decréscimo da extensão vertical (para a transpressão) ou do encurtamento (para a transtensão). O tipo B é o definido por SANDERSON e MARCHINI (1984). Adaptado de FOSSEN e TIKOFF (1998).

Figura 2 – Alguns exemplos de modelos de deformação transpressiva: a) SANDERSON e MARCHINI (1984), b) FOSSEN e TIKOFF (1993), c) DIAS e RIBEIRO (1994); JONES et al., (1997), d) e e) ROBIN e CRUDEN (1994), f) e g) DUTTON (1997). DEWEY et al., (1998).

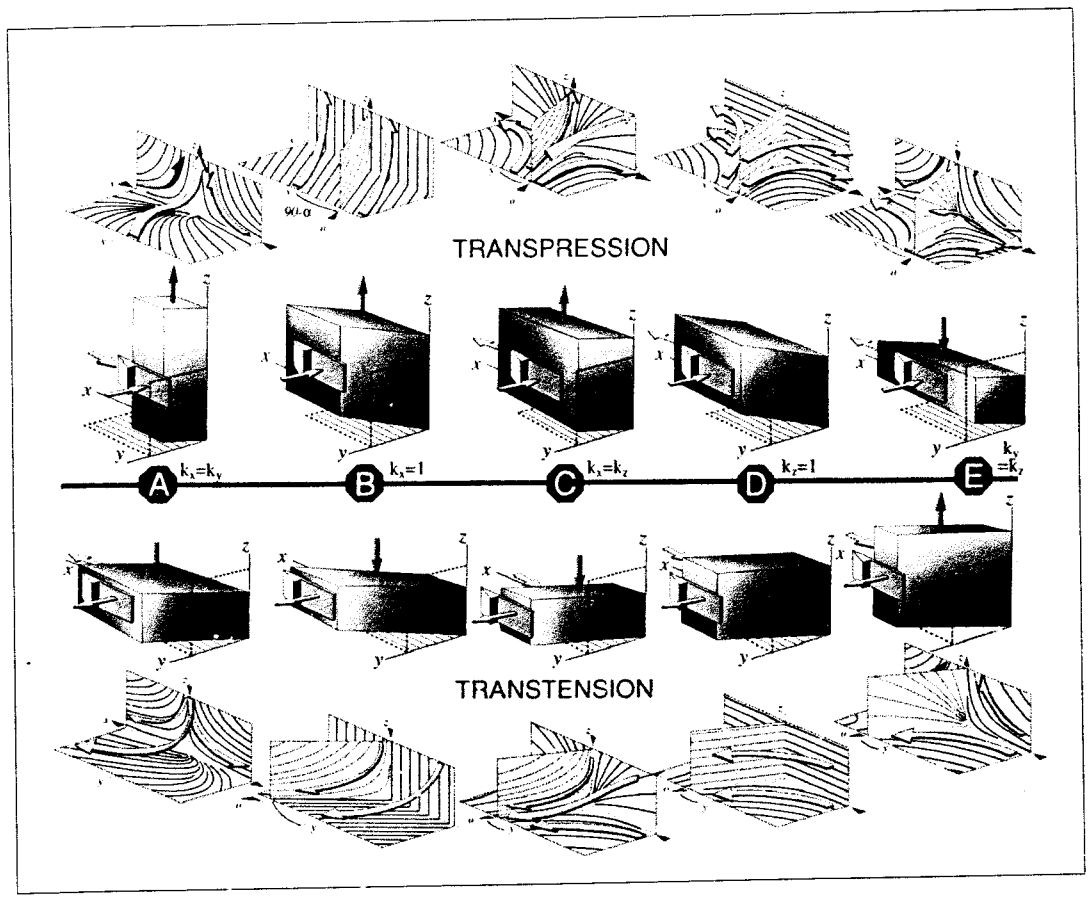


Figura 1

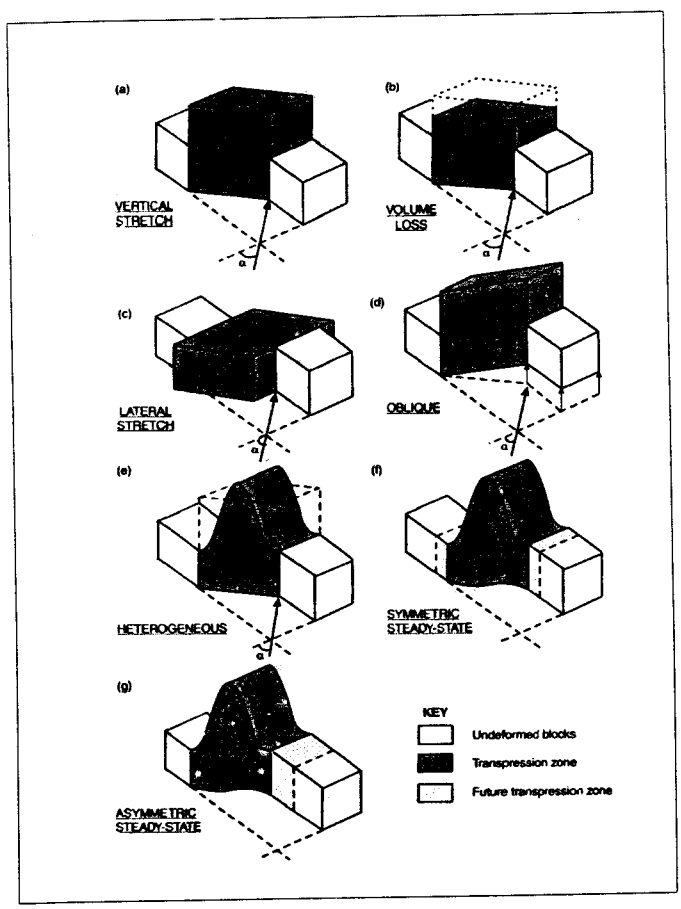


Figura 2

variações de volume (FOSSEN e TIKOFF, 1993), para condições de estiramento lateral (DIAS e RIBEIRO, 1994; JONES et al., 1997) e considerando que os blocos que limitam a zona de cisalhamento se deslocam na vertical e/ou horizontalmente (JONES e HOLDSWORTH, 1998). Num modelo adaptado para condições de heterogeneidade intrinseca à zona a deformar, ROBIN e CRUDEN (1994) consideraram um gradiente de deformação com deslocamento nulo nas fronteiras para atingir um máximo de extensão vertical no centro. Verificaram que nesta situação os padrões da deformação finita são fortemente não-lineares e complexos com mudanças entre condições de constrição (K>1) e de achatamento (K<1) que coincidiam com variações na orientação dos eixos de deformação finita (x, y e z). Em consequência foi-lhes possível observar que com o incremento da deformação finita, considerando o volume constante, o modelo previa que em zonas afectadas por regime transpressivo, o eixo x que num estádio inicial seria vertical, tenderia a mudar para a horizontalidade trocando deste modo com o eixo y. Por outro lado, para zonas desenvolvidas em regime transtensivo, o eixo y que inicialmente se encontrava horizontal, troca para a posição do eixo z (e.g. DEWEY et al., 1998) (Figura 3). Por outro lado, nos casos em que se parte, em transpressão, com o eixo x horizontal e paralelo ao eixo y, com o incremento da deformação finita, podemos atingir a situação do eixo x na vertical e perpendicular ao eixo y ("wrench dominated transpression", TIKOFF e TEYSSIER, 1994; TIKOFF e GREENE, 1997) (Figura 4).

A partição cinemática das deformações não-coaxiais do tipo desligamento e das deformações coaxiais sendo características destas zonas desenvolvidas em regime transpressivo e transtensivo, é outro factor que tem implicações para o tipo de fabric das rochas deformadas. FOSSEN e TIKOFF (1998) desenvolveram modelação neste campo conseguindo avançar com previsões dos diferentes tipos de padrões de fabric relativamente a um espectro que definiram para situações diferentes de transpressão e de transtensão. Nesta abordagem é importante salientar que a constrição também pode surgir em condições de regime transpressivo (e.g. DIAS e RIBEIRO, 1994; JONES et al., 1997) e que o achatamento admite ser gerado em regime transtensivo (Figura 5).

Juntando-se à intensidade da deformação finita e ao grau de partição cinemática o ângulo de obliquidade de convergência ou divergência entre blocos, obtém-se também uma contribuição para o controle da distribuição do fabric nestas zonas deformadas (FOSSEN e TIKOFF, 1993).

Em zonas de transpressão com simetria monoclinal seguindo o modelo de SANDERSON e MARCHINI (1984), a foliação é sempre vertical mas as lineações de estiramento podem variar desde a horizontalidade à verticalidade com o incremento da deformação finita. Se admitirmos partição cinemática da componente de desligamento não-coaxial podemos encontrar zonas de intensa deformação paralelas às fronteiras da zona principal onde as lineações verticais podem voltar a ser horizontais (JONES et al., 1997). Em zonas de transtensão a

Figura 3 – Diagrama de FLINN para ilustrar exemplos de deformação transpressiva com achatamento e transtensiva com constrição. DEWEY et al., (1998).

Figura 4 – Génese de lineações de estiramento paralelamente ao eixo maior do elipsóide de deformação finita (X) em cisalhamento simples e em transpressão dominada por desligamento. No primeiro caso, a lineação de estiramento é paralela à direcção de transporte téctónico mas, no segundo caso, as lineações podem surgir paralelamente ou perpendicularmente à componente de movimento do cisalhamento simples. TIKOFF e GREENE, (1997).

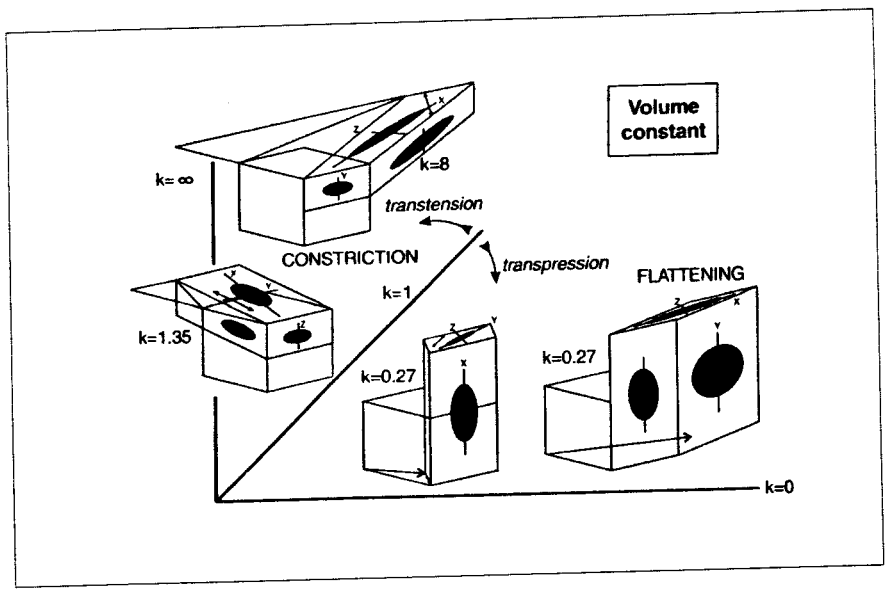


Figura 3

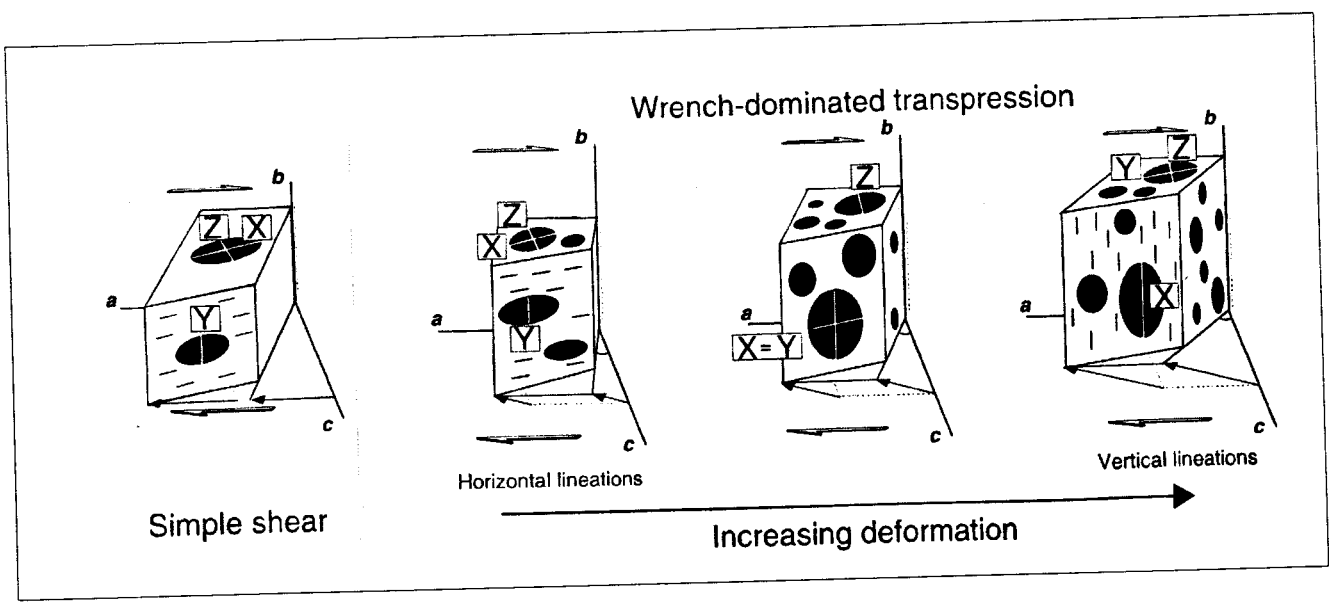


Figura 4

direcção de estiramento é geralmente horizontal mas a sua direcção também pode variar quando o ângulo de obliquidade for inferior a 20° admitindo o incremento da deformação finita (McCOSS, 1986, *in* DEWEY et al., 1998). Porém, em zonas que desenvolvem simetria triclínica (e.g. ROBIN e CRUDEN, 1994;S.LIN et al., 1998) a relação entre os fabrics planares e lineares é complexa. Este tipo de simetria tem sido descrita para zonas onde a deformação é heterogénea com dominios mais deformados do que outros e paralelos entre si, onde a foliação tende a manter a mesma atitude, registando variações no mergulho da lineação de estiramento que lhe está associada (e.g. GOODWIN e WILLIAMS, 1996).

Outro aspecto importante a considerar diz respeito à definição de lineação de estiramento. Quando associada a critérios indicadores do sentido do cisalhamento, é assumida como representando a direcção do transporte tectónico em regime de cisalhamento simples (BERTHÉ et al., 1979; SIMPSON e SCHMID, 1983). Para certas regiões submetidas ao regime de deformação transpressivo dúctil, os indicadores de vorticidade observados geralmente em superficies próximas da horizontal perpendiculares às foliações verticalizadas, surgem acompanhadas de lineações de estiramento cujo mergulho varia da horizontalidade à verticalidade. Nestes casos, os indicadores de vorticidade combinados com a foliação e a lineação de estiramento sugerem mudanças cinemáticas continuas entre movimentação com componente obliqua inversa ou normal e movimentação do tipo desligamento subhorizontal (e.g. ROBIN e CRUDEN, 1994). Verifica-se, assim que em muitas zonas de cisalhamento a lineação dominante nem sempre representa o estiramento o que não é explicado pelo processo de deformação por cisalhamento simples (TIKOFF e GREENE, 1997). Para estes autores, lineações de estiramento com diferentes orientações podem surgir simultaneamente em zonas de cisalhamento dúcteis e as suas direcções não terão necessariamente que registar a direcção do transporte tectónico (Figura 6). No entanto, da sua exposição não fica claro se as lineações minerais consideradas traduzirão somente o transporte tectónico ou se representaram lineações de intersecção entre os planos C e os planos S.

Resumidamente, como características principais de zonas desenvolvidas em regime transpressivo podemos observar (e.g. SANDERSON e MARCHINI, 1984; ROBIN e CRUDEN, 1994; FOSSEN e TIKOFF, 1998): i) foliação subverticalizada; ii) dobramento com planos axiais subverticalizados e obliquos a paralelos às fronteiras da zona deformada; iii) lineação de estiramento penetrativa apresentando importantes variações do seu mergulho; iv) indicadores cinemáticos de movimento cisalhante bem preservados em secções subhorizontais ou admitindo variações acompanhando a rotação da vorticidade desde perpendicular a paralela ao estiramento (Figura 7); v) presença de texturas pouco deformadas, protomiloníticas ou ultramiloníticas em faixas paralelas entre si; vi) para além de deformação não-axial também pode estar presente a deformação coaxial; vii) a foliação combinada com o estiramento e a vorticidade admitem a existência de

Figura 5 – Espectro de tipos de deformação tranpressiva e transtensiva e representação da variação na forma do elipsóide de deformação e no tipo de fabric: de ***A*** a ***E***, ou seja, da esquerda para a direita, verifica-se decréscimo da extensão vertical (para a transpressão) ou do encurtamento (para a transtensão). O tipo B é o definido por SANDERSON e MARCHINI (1984). Wk=1, cisalhamento simples, Wk=0, cisalhamento puro. Adaptado de FOSSEN e TIKOFF (1998).

Figura 6 – Diferentes orientações de lineações de estiramento associadas a zonas de cisalhamento dúcteis, que segundo TIKOFF e GREENE (1997) não terão necessariamente que registar a direcção de transporte tectónico.

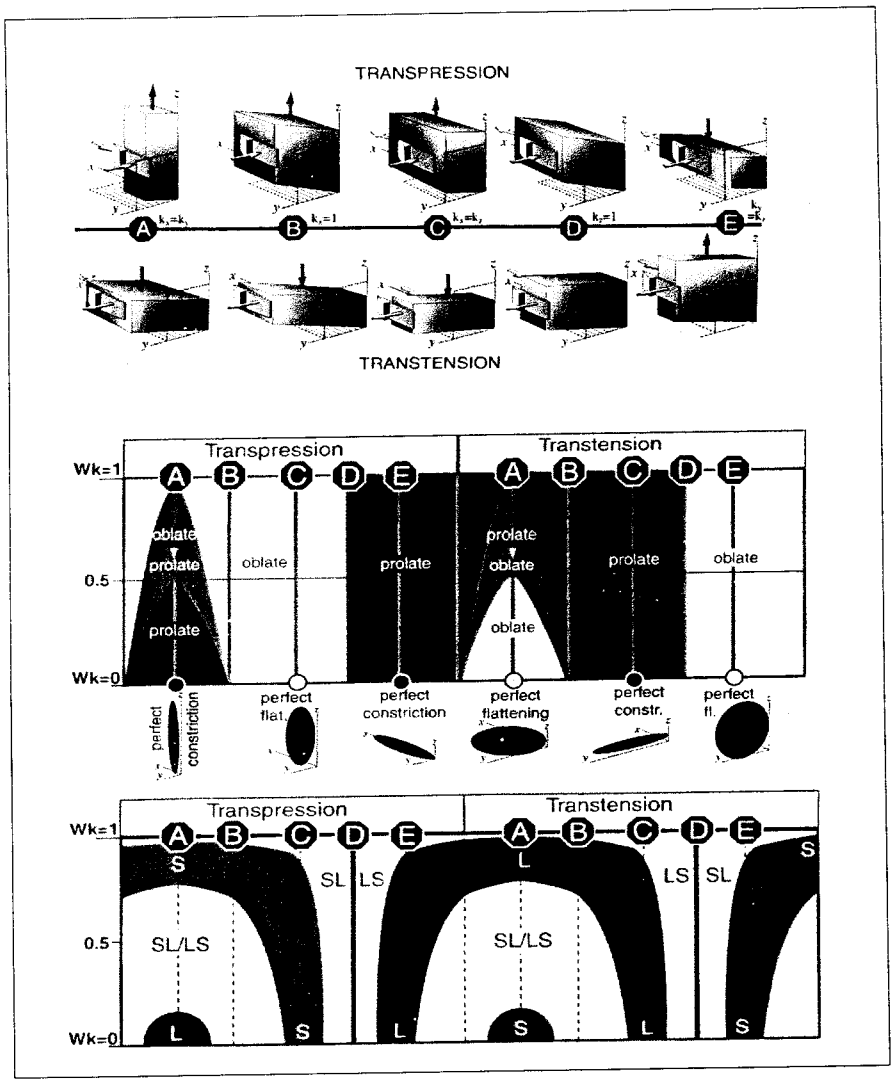


Figura 5

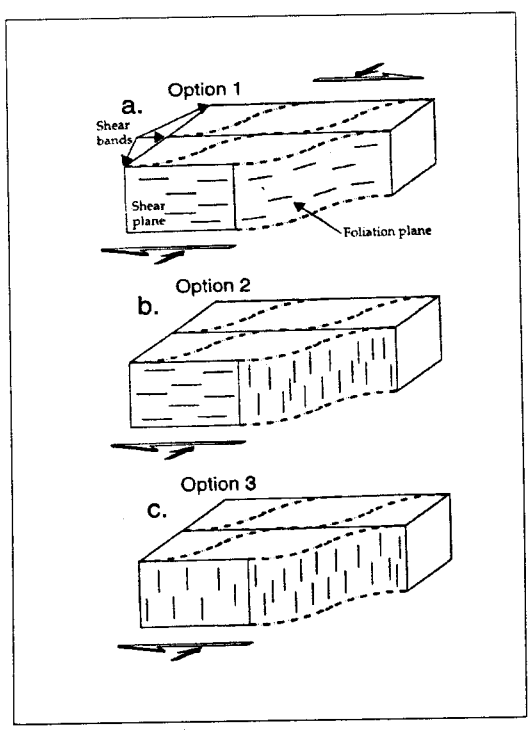


Figura 6

Figura 7 – Padrões previstos para o fabric e cinemática em zonas transpressivas transcorrentes direitas; f, razão entre a taxa de deformação e a taxa de cisalhamento simples; β, obliquidade; Z-altura normalizada acima da base da zona transpressiva; Y- distância normalizada a partir do plano de simetria da zona transpressiva. ROBIN e CRUDEN (1994).

Figura 8 – Diagrama ilustrativo dum modelo de areia mostrando: (A), o padrão à superfície e em corte de falhas e (B), reconstrução dos planos de falha, em zonas transpressivas ("convergent wrench zones"). RICHARD e COBBOLD (1990).

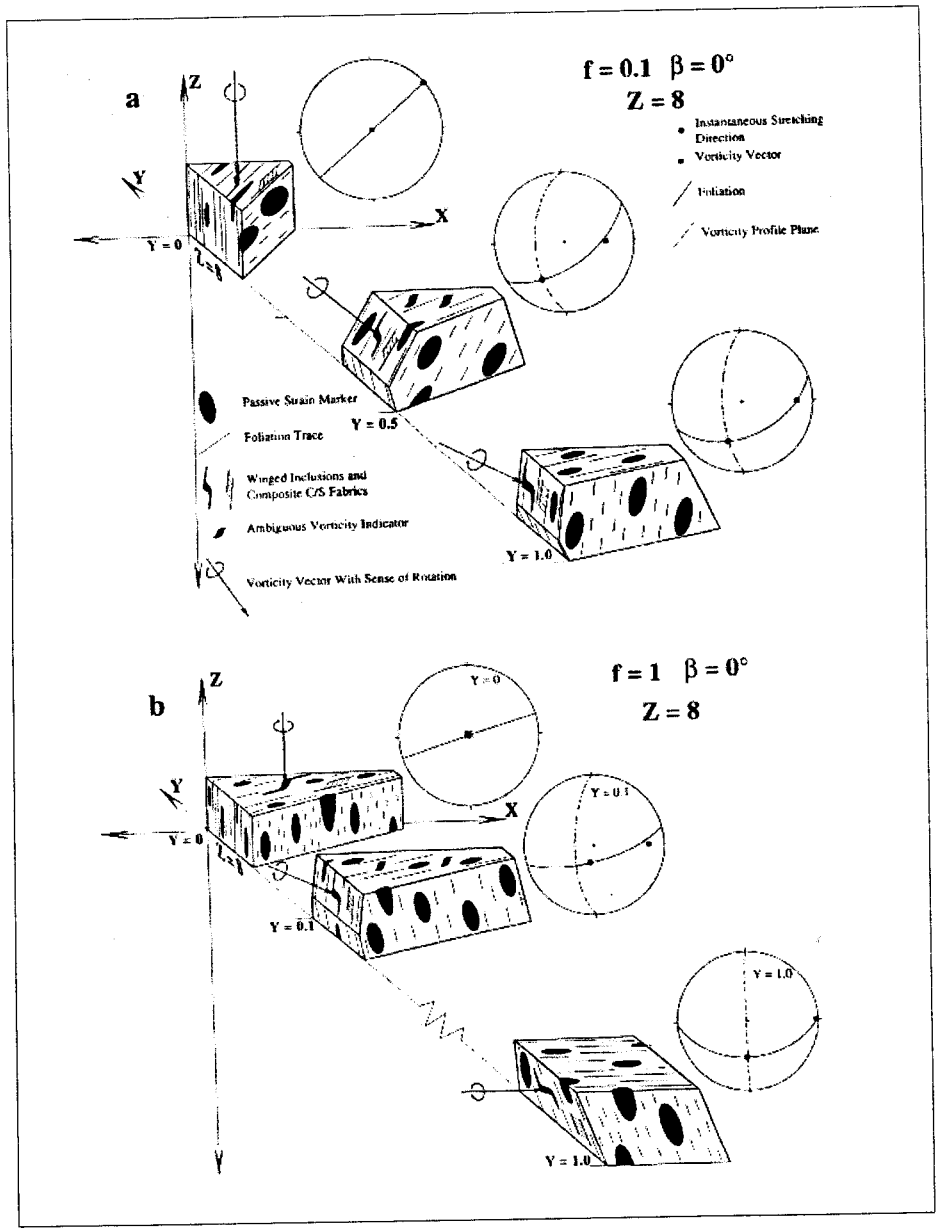


Figura 7

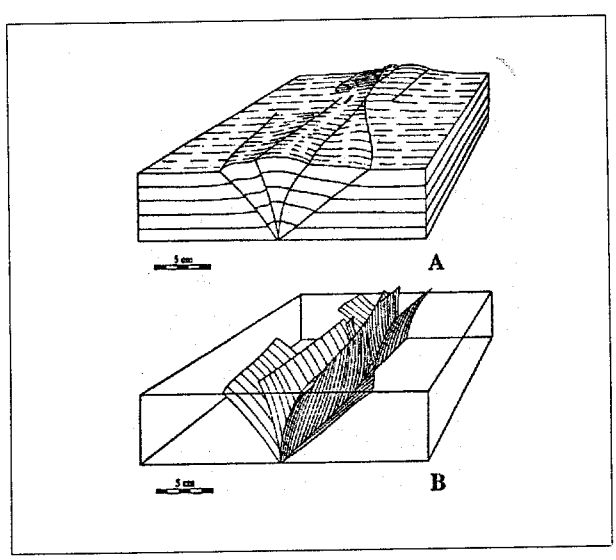


Figura 8

componentes obliquas de movimento inverso ou normal e de componente de desligamento, coexistindo ao mesmo nível de exposição (Figura 7).

Experiências com modelos analógicos (RICHARD e COBBOLD, 1990; SCHREUS e COLLETA, 1998) permitiram verificar que o desenvolvimento de falhas associadas a regimes de deformação transpressivos tende a constituir um padrão complexo anastomosado com geometria em leque, com coalescência das estruturas planares, com mudanças ao longo da direcção do quadrante para a sua inclinação, fortemente condicionado pela existência das anisotropias prévias (Figura 8).

1.2. Ciclos de Acreção e fragmentação/dispersão de supercontinentes: Rodinia (Proterozóico) e Gondwana-Laurásia (Paleozóico).

Actualmente, é aceite que a evolução da litosfera admitiu ao longo do tempo geológico uma sequência de processos de acreção e dispersão de massas continentais. Constata-se que o processo de acreção que conduz ao crescimento dos supercontinentes resulta da colisão entre diferentes placas continentais, pequenos fragmentos continentais e/ou oceânicos, arcos-ilha magmáticos e prismas acrecionários, alguns deles designados terrenos tectonoestratigráficos. Por outro lado, as elevadas taxas de alastramento, implicam processos de fragmentação e separação que induzem a sua dispersão.

Verifica-se que os processos de colisão e de subducção que levam a formação de um supercontinente, bem como os processos de alastramento, ocorrem em diferentes intervalos de tempo, com periodicidade coincidente com diferentes impulsos tectónicos (SHERIDAN, 1997). Estes ciclos tectónicos, eustáticos e estratigráficos, pensa-se que são induzidos pela acção de processos geodinâmicos controlados por convexão mantélica e pela mecânica associada ao balanço de forças distribuidas pelas diferentes placas litosféricas envolvidas no sistema (MOORES e TWISS, 1995).

Assim, a periodicidade de amalgamação e dispersão de massas continentais tem sido interpretada através de distintos e controversos modelos que, apesar das divergências, quase sempre se complementam.

Na hipótese da convexão mantélica ser controlada pela existência de superplumas (SHERIDAN, 1997), justifica-se que as taxas de alastramento das placas litosféricas e a frequência de inversões do campo geomagnético são suportados por erupções cíclicas de plumas do manto inferior, resultantes de instabilidades térmicas na fronteira manto-núcleo (Figura 9). Considera-se que, quando a convexão no manto inferior é vigorosa, a viscosidade da astenosfera tende a decrescer com o incremento da temperatura, o que contribui para a aceleração das placas sujeitas a subducção nos seus percursos descendentes, em direcção ao manto. Por sua vez, o incremento na intensidade das forças que puxam essas placas, provoca uma maior rapidez nas taxas de alastramento nas cristas médias de placas oceânicas. À medida que as placas subductadas aceleram,

a astenosfera menos viscosa permite que o plano de subducção seja mais inclinado na direcção do manto. O balanço das forças que actuam sobre a placa em subducção, causa a sua migração lateral, no sentido oposto ao continente (MOORES e TWISS, 1995). As forças de sucção da placa subductada arrastam nesse movimento a respectiva porção ainda por subductar, o que provoca extensão, 'rifting' e fragmentação da crusta continental, formando-se geralmente como consequência, uma bacia marginal (TURCOTTE e SCHUBERT, 1982). Por outro lado, SHERIDAN (1997), refere ainda que as zonas de subducção podem migrar na ordem de grandeza de milhares de quilómetros, em períodos de dezenas de milhões de anos. Em determinado estádio deste processo, quando a crusta oceânica é consumida, dão-se colisões do tipo continente-continente com a consequente reorganização das placas litosféricas, numa sequência de acrecções que conduzem à amalgamação num supercontinente. A sucessão de impulsos tectónicos como processo controlador da dispersão e amalgamação de supercontinentes, é suportada pelo comportamento do campo geomagnético que influencia as variações eustáticas do nível do mar, com as implicações paleoambientais daí decorrentes. Para este autor, e em síntese, as plumas mantélicas profundas com ascensão de matéria quente conduzem à génese de cristas oceânicas, à abertura de riftes com vulcanismo e consequente formação de nova crusta oceânica. Ao mesmo tempo que decorre este processo, as inversões magnéticas originárias do núcleo da Terra são suprimidas, e regista-se uma elevação do nível eustático do mar. Este facto, pode explicar a possível relação entre os ciclos eustáticos de primeira ordem ou de Acreção Continental e a distribuição da movimentação das placas litosféricas para o Fanerozóico. Neste estudo constata-se que os intervalos de baixa frequência de inversões de polaridade coincidem com períodos de intenso alastramento oceânico e períodos de sobreelevação do nível médio do mar correspondente a ciclos eustáticos de segunda ordem, marcados por transgressões generalizadas (VAIL et al., 1991) (Figura 10).

Estas ideias têm sido objecto de discussão (RAST, 1997), já que alguns autores não admitem a ligação directa entre os períodos de actividade das plumas mantélicas e os períodos de supressão das inversões do campo magnético terrestre, de modo a explicarem os registos de níveis eustáticos elevados. Para eles, a reorganização das placas litosféricas influenciada pela evolução das características da astenosfera associada à perda progressiva de calor do interior do planeta ao longo da sua história, será a principal causa que induz a acção dos mecanismos de acreção e fragmentação de supercontinentes.

Durante aproximadamente quinhentos milhões de anos, a crusta continental passou de uma configuração desmembrada, a partir da fragmentação de um supercontinente do Proterozóico Médio, designado por Rodinia (McMENAMIN e McMENAMIN, 1990 *in* RAST, 1997; HOFFMAN, 1991; GOODWIN, 1996), à reorganização, no Proterozóico Superior, na massa

Figura 9 – Diagramas ilustrativos da teoria de impulsos tectónicos de ciclos eruptivos ("upwelling") de plumas a partir do manto inferior provocando alastramento rápido à superfície e decréscimo das inversões do campo magnético. SHERIDAN (1997).

Figura 10 – Correlação das variações na frequência de inversões do campo geomagnético e intervalos de quietude com mudanças eustáticas de segunda-ordem do nível do mar para o Paleozóico (niveis do mar a partir de VAIL et al., 1977; intervalos de polaridade de HARLAND et al., 1989*) in* SHERIDAN (1997).

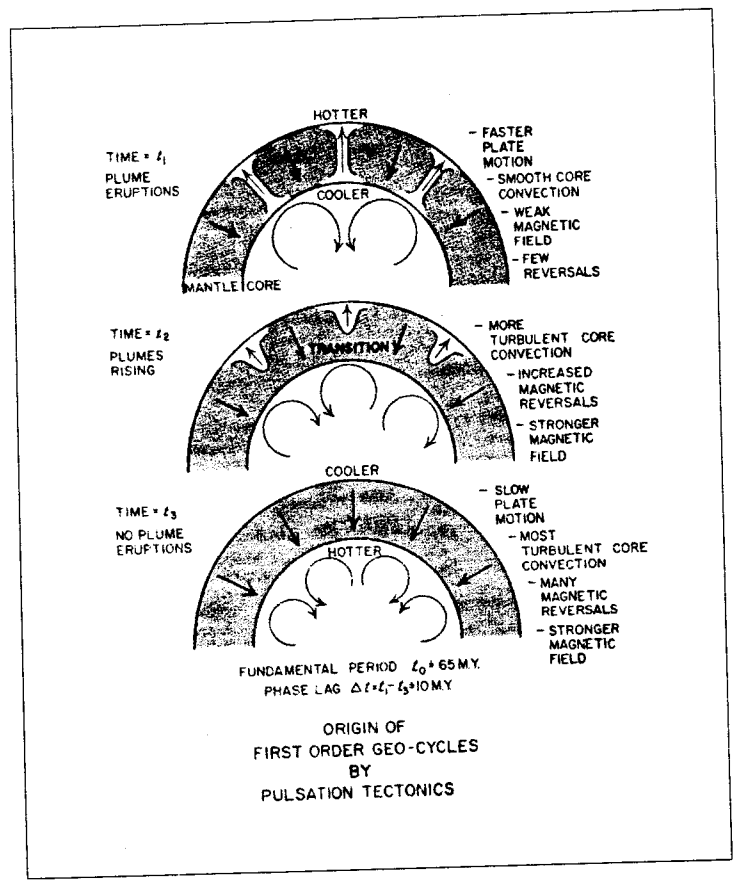


Figura 9

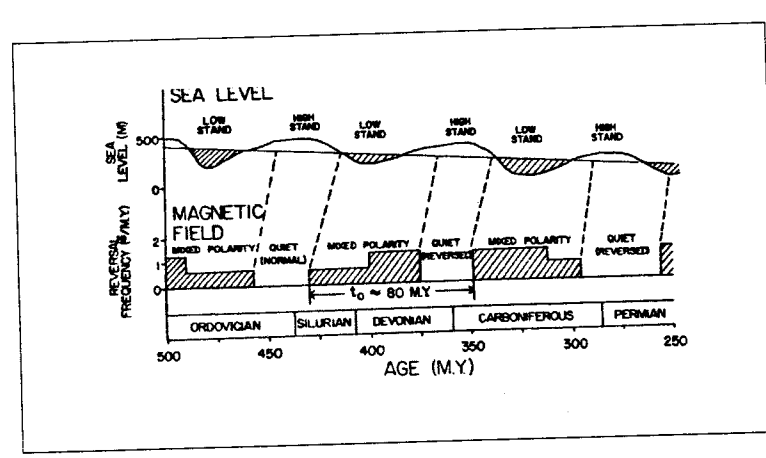


Figura 10

continental Gondwana-Laurásia. Este supercontinente foi sujeito, com início no Paleozóico Inferior, a um processo de fragmentação-acreção só finalizado no Pérmico-Triássico com a constituição do supercontinente Pangea .

O supercontinente Rodinia ter-se-à formado na sequência do evento orogénico Greenviliano, desenvolvido no intervalo de tempo ~1200–900 Ma, estendendo-se os seus vestígios ao longo dos cratões Norte Americano ('Greenville') e Báltica ('Sveco-Norgewegian' no Noroeste da Europa), na margem ocidental do cratão Amazónico ('Sunsas' na Bolivia Ocidental), e ainda, estendendo-se desde o Sul do cratão do Kalahari da África do Sul até à India Oriental e Austrália (MALLARD e ROGERS, 1997).

A fragmentação de Rodinia, resultou de um processo de 'rifting' (Figura 11), ao longo da margem oriental de Laurência (América do Norte e parte da Europa), aproximadamente entre 800–700 Ma (HOFFMAN, 1991;MALLARD e ROGERS, 1997) (Figura 11), que segundo alguns autores terá culminado mais tarde, no intervalo 550–530 Ma, com uma separação continente-continente (TORSVIK et al. 1996; DALZIEL, 1992; *in* MEERT e VAN DER VOO, 1997), relativamente a Gondwana e Báltica.

ROGERS (1996; *in* MALLARD e ROGERS, 1997) considera que o supercontinente Rodinia se fragmentou em três blocos principais: i) a Laurásia, incluindo o Norte da América, Gronelândia, Báltica e Sibéria; ii) a Gondwana Oriental, constituida pelo cratão do Kalahari na África do Sul, Índia, grande parte da Austrália e Antártica Oriental e iii) a Gondwana Ocidental, composta por parte da América do Sul e África Ocidental.

A colisão do bloco Gondwana Oriental com o bloco Gondwana Ocidental (~700-500 Ma) durante o evento orogénico Pan-Africano, terá contribuido para a formação do supercontinente Gondwana (MALLARD e ROGERS,1997) (Figura 12).

Na definição de Gondwana deve ser dada particular importância a três episódios distintos associados à sua génese: i) na África Oriental (800-650 Ma) admitindo a colisão desta região africana com a India, Madagascar e Sri Lanka gerando a cadeia de Moçambique, ii) da Brasiliana (600-530 Ma), que resultou da amalgamação dos núcleos da América do Sul e de África e iii) da Kuunga (~550 Ma), que deverá ter resultado da colisão entre a Austrália e Antártica com o resto da Gondwana (MEERT e VAN DER VOO, 1997) (Figura 13). Devemos, ainda, acrescentar, a América do Norte Oriental e parte da Europa, como intervenientes no ciclo de acreção e fragmentação do supercontinente Rodinia, já que incluem terrenos que registam actividade tectónica, metamórfica, sedimentar e ígnea de idade Neoproterozóica (Avaloniano-Cadomianos, MURPHY e NANCE, 1989). O desenvolvimento do orógeno Avaloniano-Cadomiano sobrepõe-se, em termos de registo de idades, a eventos colisionais considerados Pan-Africanos. No entanto, as cadeias Pan-Africanas correspondem a orógenos interiores cuja génese

Figura 11 – Reconstituição proposta para o supercontinente Rodinia no Proterozóico Superior. Adaptado de HOFFMAN (1991) por SKEHAN (1997).

Figura 12 – O supercontinente do início do Proterozóico Superior acreccionado na orogenia "Greenvilliana", que terminou a aproximadamente 1,0 Ga, fragmentou-se a 750 Ma subductando o oceano de Moçambique para dar origem mais tarde ao Supercontinente do final do Proterozóico Superior, Laurencia-Gondwana, anterior à abertura do Iapetus meridional. DALZIEL (1992) *in* WINDLEY (1996).

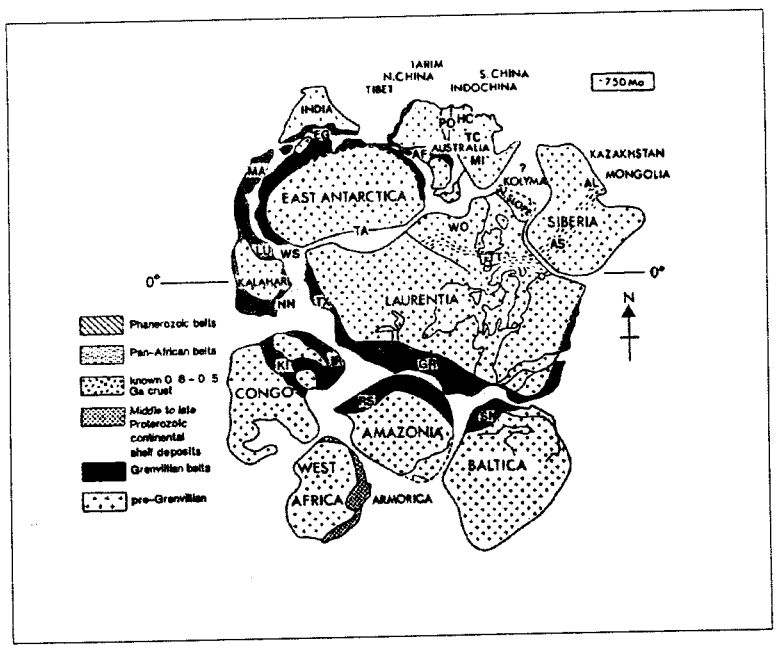


Figura 11

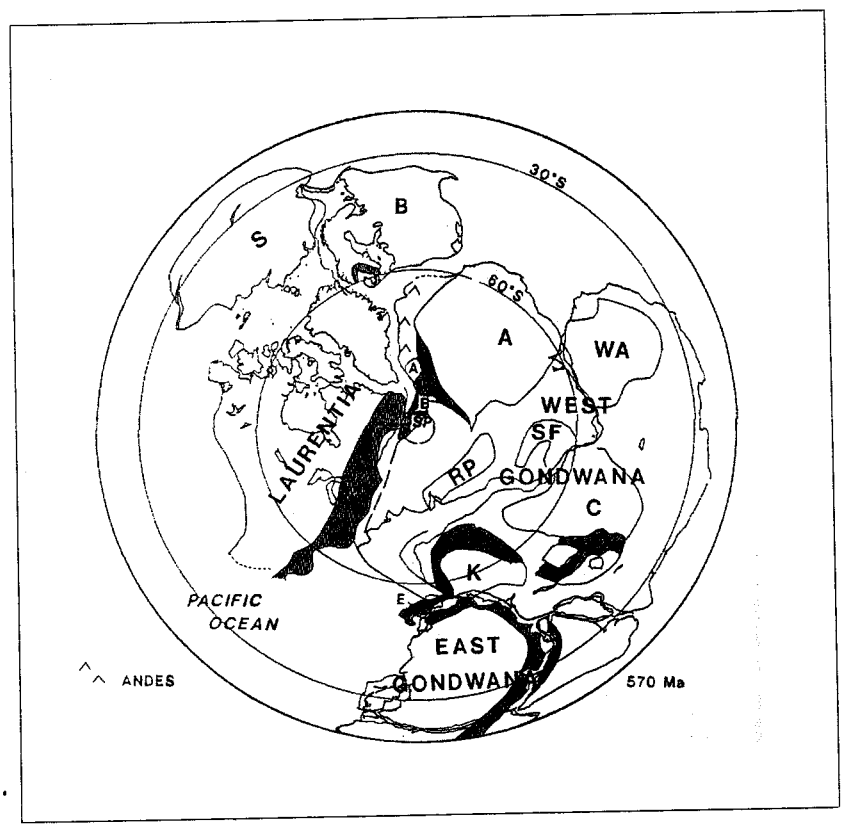


Figura 12.

Figura 13 – O supercontinente Gondwana com a localização da Cadeia orogénica de Moçambique e a definição da Gondwana Ocidental (linha a cheio) e da Gondwana Oriental (linha a tracejado). MEERT e VAN DER VOO (1997).

Figura 14 – Reconstituição para o Proterozóico Superior (600 Ma) mostrando a localização dos orógenos colisionais (interiores) e orógenos periféricos. Adaptado de BOND et al., (1984) *in* MURPHY e NANCE (1991).

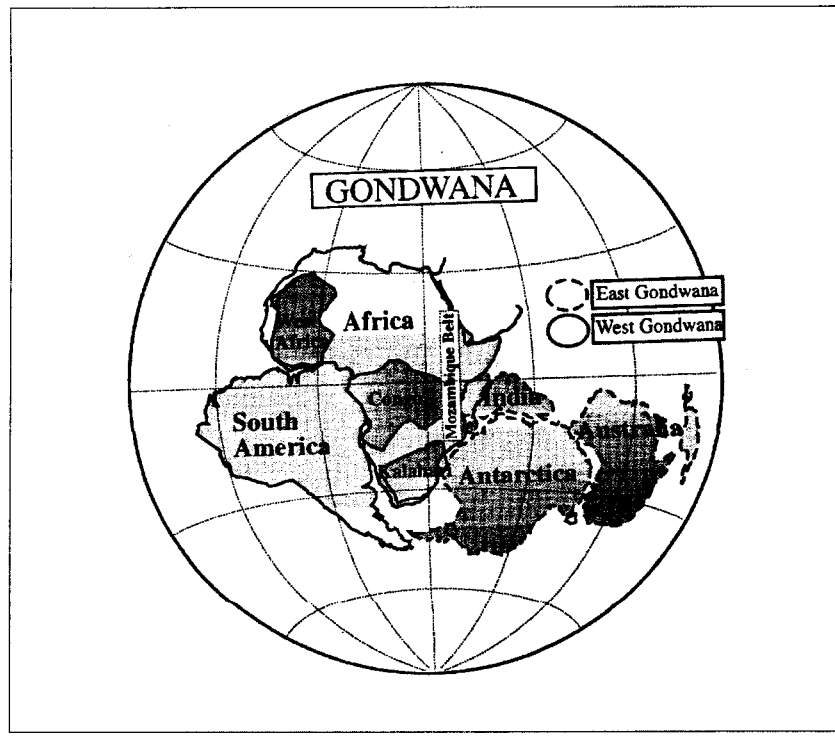


Figura 13

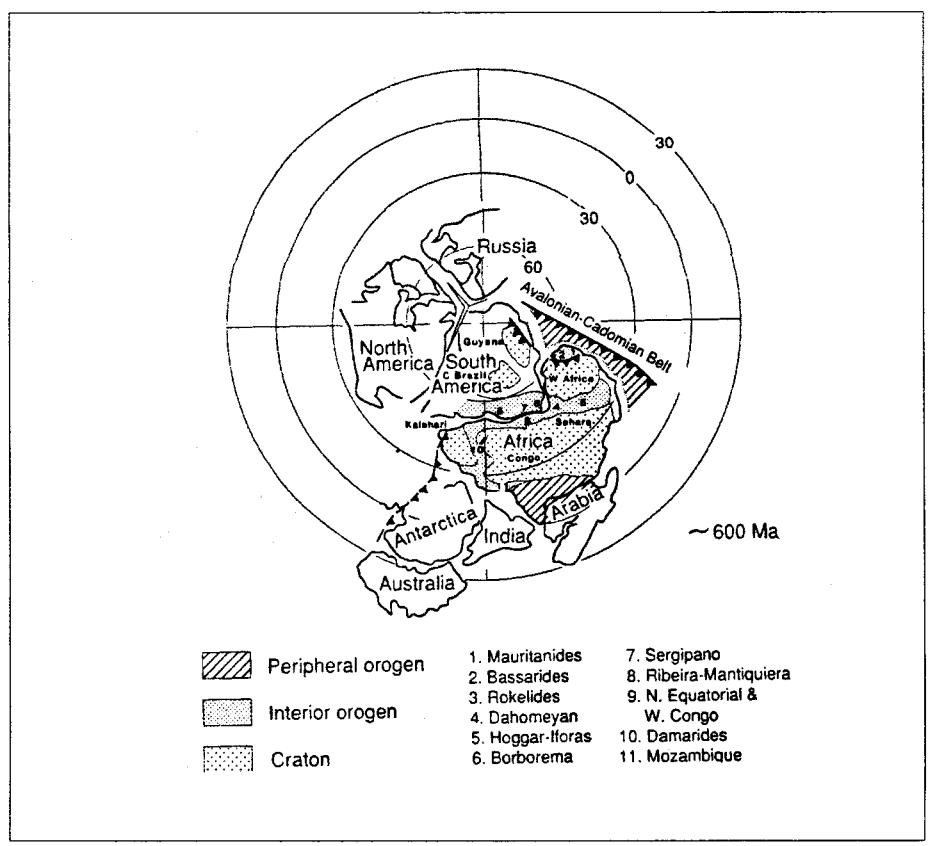


Figura 14

apresenta características distintas dos orógenos periféricos Avaloniano-Cadomianos (MURPHY e NANCE, 1991) (Figura 14).

Estes orógenos, que se desenvolveram nas margens do supercontinente Neoproterozóico (MURPHY e NANCE, 1991), são encontrados em terrenos considerados Avalonianos (na Península de Avalon da Terra Nova, 'Cape Breton Island', Nova Escócia, 'New Brunswick, 'Massachusetts/Rhode Island', Carolina e 'Suwannee') e em terrenos considerados Cadomianos (no Maciço Armoricano e Maciço Central em França, Sul das Ilhas Britânicas, Maciço da Bohemia, Maciço Ibérico e outras pequenas áreas incorporadas nas cadeias Varisca e Alpina) (MALLARD e ROGERS,1997) (Figura 15). O registo geológico destes terrenos permite demostrar que terão sido acrecionados às margens da Laurussia (Báltica e Laurência) durante o Paleozóico superior.

Verifica-se que as reconstruções, até agora apresentadas, dos processos de fragmentação de Rodinia e acreção de Gondwana podem, por vezes, sobrepôr, parcialmente no tempo, eventos de 'rifting' e de colisão conferindo um grau de complexidade acrescido às interpretações e tentativas de sistematização dos eventos orogénicos e sua relação com a deriva continental.

Grande parte do supercontinente Gondwana foi amalgamado no Neoproterozóico-Câmbrico (ROGERS et al., 1995), admitindo-se que a partir daí, a Laurência (América do Norte, Gronelândia e Noroeste da Escócia), a Báltica (Noroeste da Europa e prolongamento para leste até ao Urais) e importantes blocos da Sibéria formaram extensos fragmentos continentais separados entre si e da Gondwana (África, Sul da América, Índia, Austrália, Antártica) através de importantes oceanos (Oceano Iapetus, Oceano Rheic) ao longo do que se designa por região Caledónica-Apalachiana (WINDLEY, 1995) (Figura 16). Segundo este autor, entre a Gondwana-Báltica e Laurência, como consequência de rápida dispersão continental no Paleozóico inferior, deu-se a abertura de um importante oceano, o Iapetus. A colisão entre a Laurência e a Báltica ficou registada na cadeia Caledónica da Noruega, Suécia Ocidental e Gronelândia Oriental, com o fecho do Mar de Tornquist (Iapetus Oriental entre a Báltica e Gondwana). A deriva da Avalonia relativamente a Gondwana originou a abertura do Oceano Rheic. A colisão da Avalónia Oriental com a Laurência gerou o segmento da cadeia Caledónica nas Ilhas Britânicas. Do choque entre o Norte de África e o Sul da Báltica resultou o orógeno Caledónico do Leste da Europa e Mar do Norte. Por sua vez, a aproximação da Laurência e do Noroeste de África (pertencente ao Noroeste de Gondwana) originou o segmento Apalachiano (Figura 17).

A associação inicial, do Paleozóico Médio, do que viria a ser mais tarde o supercontinente Pangea (VEEVERS, 1988 *in* RAST, 1997) foi desencadeada pela acreção de arcos-ilha magmáticos e diferentes terrenos, à Gondwana e à Laurência. Durante o Devónico e Carbónico Superior novo processo de amalgamação de microplacas entre a Laurussia (Báltica e Laurência) e África gerou o orógeno Varisco da Europa Ocidental, considerando o fecho do Oceano

Figura 15 – Distribuição (areas a preto) dos terrenos relacionados com arcos do Proterozóico Superior e sequências Acado-Bálticas do início do Paleozóicio, numa reconstrução pré-deriva da area circum-Norte Atlântica (Adaptado de KEPPIE e DALLMEYER (1989) *in* NANCE e MURPHY (1994).

Figura 16 – Evolução paleogeográfica dos continentes circun-Atlânticos durante o período de tempo geológico Ordovícico-Silúrico Médio. ROBARDET, 1990

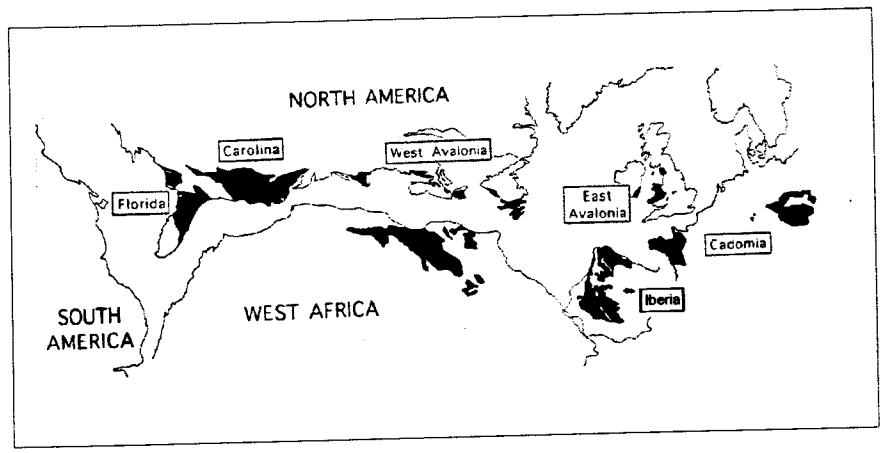


Figura 15

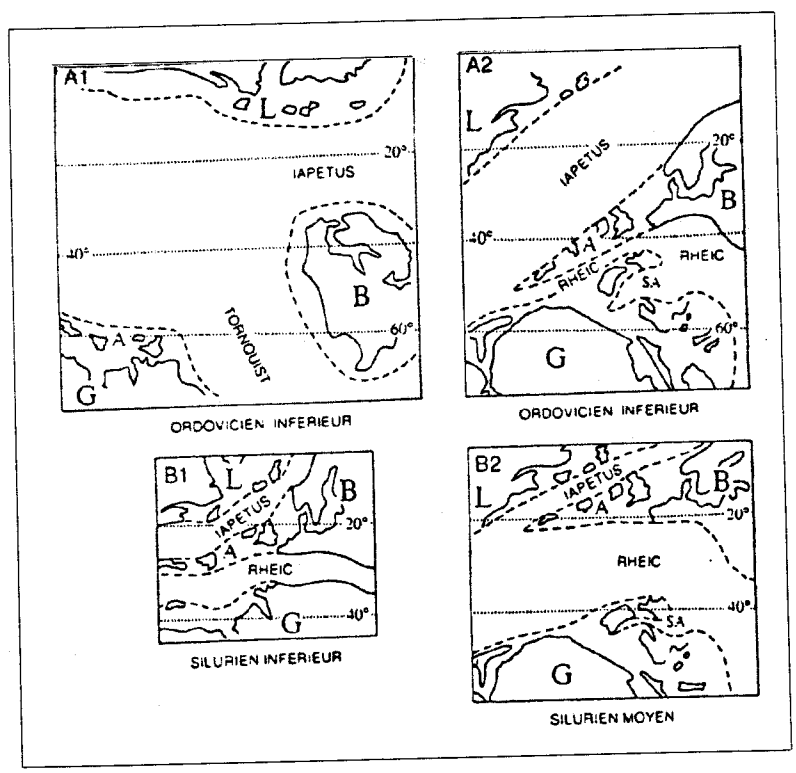


Figura 16

Figura 17 – Reconstituição dos blocos continentais e oceanos para o Silúrico Superior e Carbónico Inferior. MATTE (1986).

Figura 18 – Reconstituição do orógeno Varisco no Pérmico. MATTE (1986).

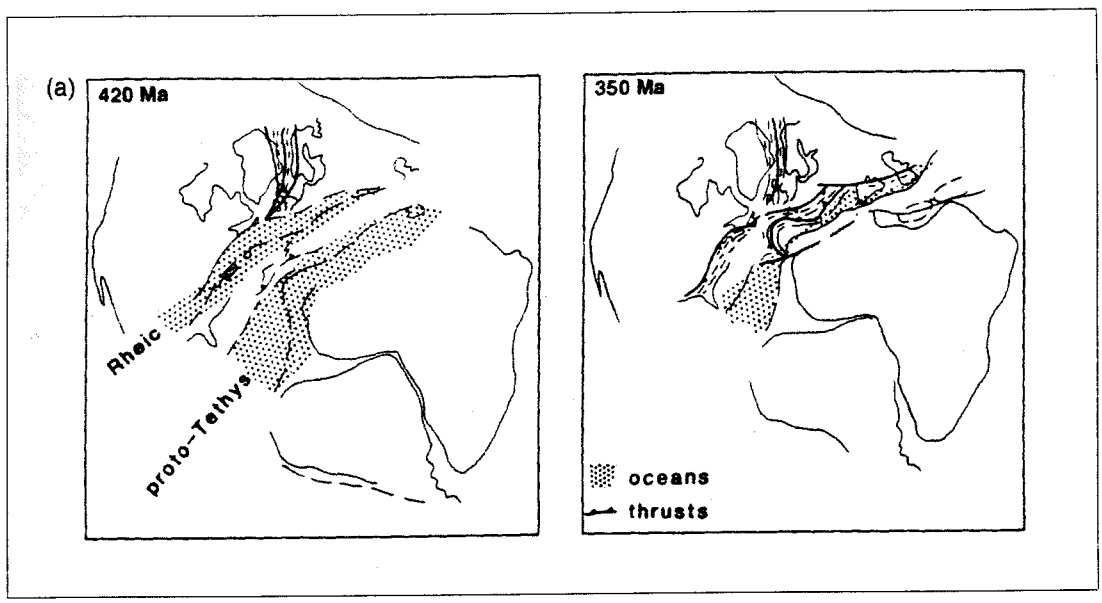


Figura 17

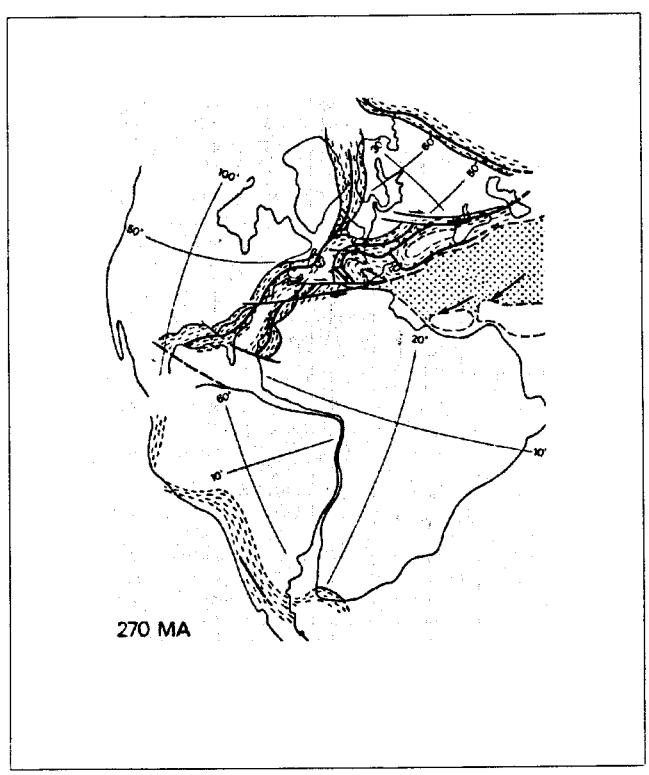


Figura 18

Rheic e do Oceano Theic (proto-Tethys) (WINDLEY, 1995), este último correlacionado com o Oceano do Maciço Central (MATTE, 1986). Este orógeno representa um segmento da estensa cadeia que se regista no Golfo do México até à Europa de Leste e Mar Negro, incluindo o Sul dos Apalaches (cadeias Ouachita e Alleganiana) e as Mauritanidas do Noroeste de África (Figura 18).

1.3. Síntese da geologia do Maciço Ibérico e seu posicionamento na evolução geodinâmica no Proterozóico Superior-Paleozóico Superior.

O Maciço Ibérico (MI) representa o conjunto de rochas pré-Pérmicas que afloram na Península Ibérica (RIBEIRO et al., 1990a), incluídas no ramo Sudoeste do Arco Ibero-Armoricano da Cadeia Varisca da Europa Ocidental (DIAS e RIBEIRO, 1994). O registo tectonoestratigráfico e metamórfico que o caracteriza apresenta contrastes geológicos significativos, o que permite a sua sub-divisão em cinco zonas principais, de Norte para Sul: 1) Zona Cantábrica, 2) Zona Oeste Asturio-Leonesa, 3) Zona Centro-Ibérica, 4) Zona de Ossa-Morena e 5) Zona Sul Portuguesa (LOTZE, 1945; JULIVERT et al., 1972) (Figuras 19 e 20).

A Zona Cantábrica (ZC), constitui a frente de cavalgamentos do orogéno colisional Varisco, localizada na zona mais interna e arqueada do Arco Ibero-Armoricano (PEREZ ESTAUN e BASTIDA, 1990) (Figura 21). Segundo TRUYOLS et al. (1990) as rochas mais antigas da ZC representam sequências turbidíticas azóicas e algum vulcanismo, atribuidas ao Vendiano Superior, aflorantes no Antiforma de Narcea, no limite Oeste com a Zona Oeste Asturio-Leonesa. Estas rochas Proterozóicas são cobertas por sequências câmbricas típicas de ambiente de plataforma passando para o topo a sequências deltaicas. A sequência paleozóica pode ser dividida em sucessões pré-orogénicas e sucessões Carbónicas de carácter sinorogénico depositadas numa bacia ante-pais ('foreland basin'), afectada por desenvolvimento de tectónica do tipo pelicular (PEREZ ESTAUN e BASTIDA, 1990).

A Zona Oeste Asturio-Leonesa (ZOAL) faz a transição entre as zonas do tipo 'foreland' (Zona Cantábrica) e as mais internas (Zona Centro-Ibérica) da cadeia Paleozóica (MARTINEZ CATALAN, 1990) (Figura 22). Esta zona é constituida por uma espessa e contínua sequência estratigráfica que se inicia com séries monótonas flichóides Proterozóicas, às quais se sobrepõe através de discordância a sequência Câmbrica. O Paleozóico define um conjunto de sequências pré-orogénicas, que se estende ao Devónico, e que se terá depositado numa margem continental afectada por distensão. No limite com a ZCI observam-se sequências sinorogénicas, do tipo turbidítico, atribuidas ao Devónico Superior. O Carbónico Inferior, de fácies continental, é considerado sinorogénico (PÉREZ-ESTAÚN et al., 1990). A deformação na ZOAL atribuida ao Carbónico Inferior caracteriza-se por desenvolvimento de dobras deitadas de amplitude quilométrica ('nappes') com vergência para Leste, num estilo tectónico envolvendo o soco, com cavalgamentos e, afectadas posteriormente, por dobramento amplo e aberto

Figura 19 – Mapa de terrenos propostos para o Maciço Ibérico. 1- Terreno Ibérico: a, margens imbricadas, b, núcleos parautóctones, 2- Terrenos exóticos oceânicos: PL, Terreno Ofiolítico do Pulo do Lobo, CO, O, B e M, Complexos de Cabo Ortegal, Ordoñes, Bragança e Morais, 3- Terrenos Continentais Exóticos do NW, 4- Terreno Suspeito Sul Português, BCSZ- Zona de Cisalhamento de Badajoz-Cordova, PTSZ- Zona de Cisalhamento de Porto-Tomar. Divisão proposta por JULIVERT et al., 1974 (no canto superior direito), adaptado de RIBEIRO et al., (1990).

Figura 20 – Corte geológico esquemático representativo da geometria das estruturas nas cinco zonas em que se divide o Maciço Ibérico. Adaptado de MATTE (1991).

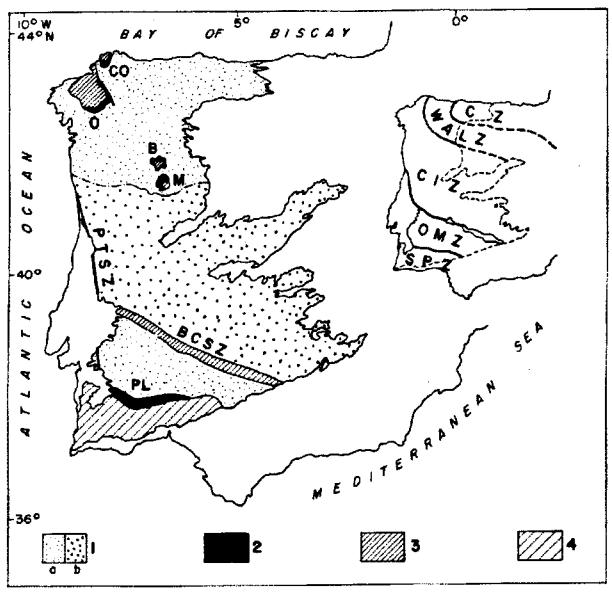


Figura 19

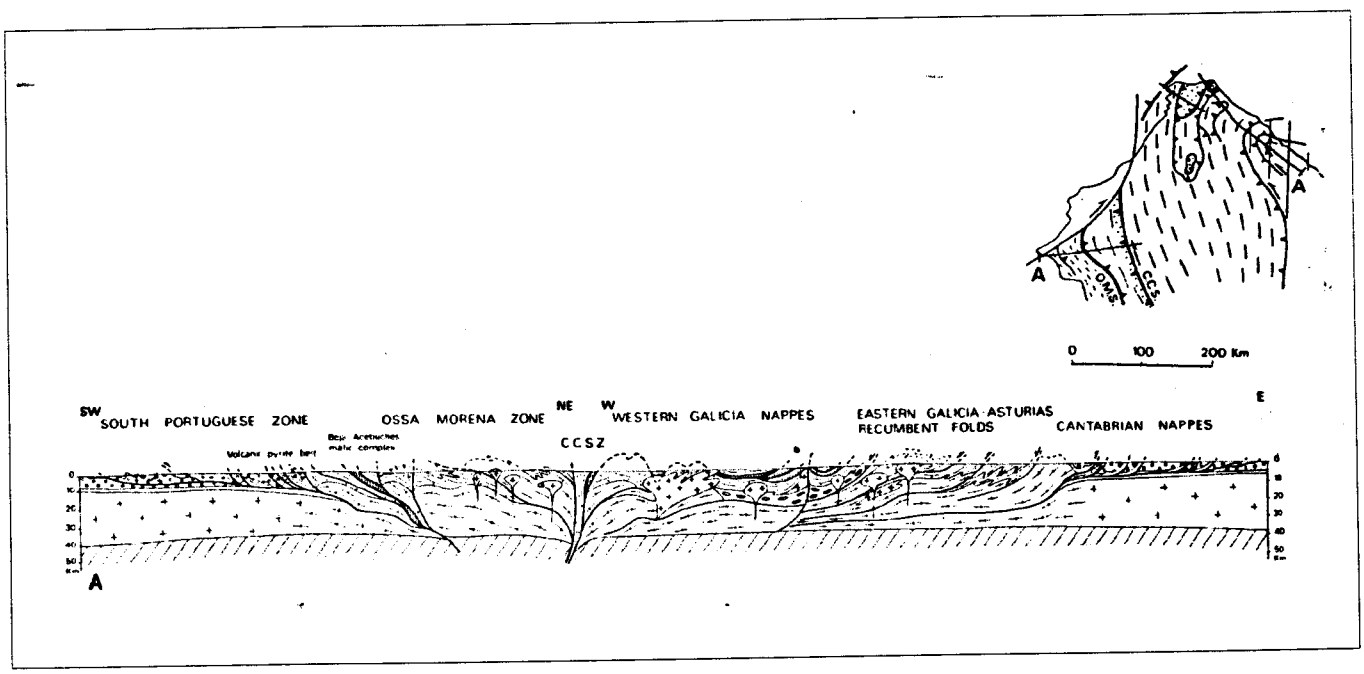


Figura 20

Figura 21 – Corte geológico da zona central do Arco Astúrico. Adaptado de PÉREZ ESTAÚN et al., (1988) in PÉREZ ESTAUN e BASTIDA (1990).

Figura 22 – Cortes geológicos através da Zona Oeste Asturio-Leonesa. MARTINEZ CATALAN et al., (1990).

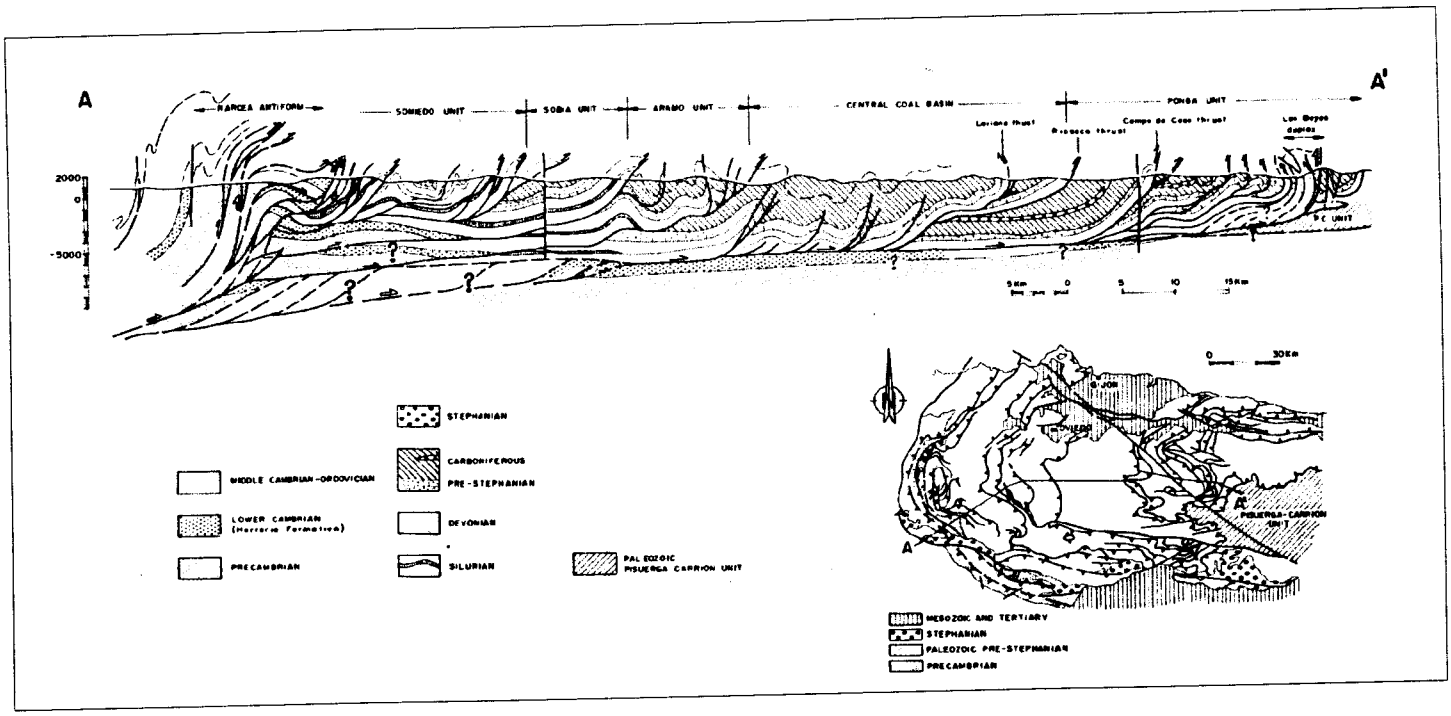


Figura 21

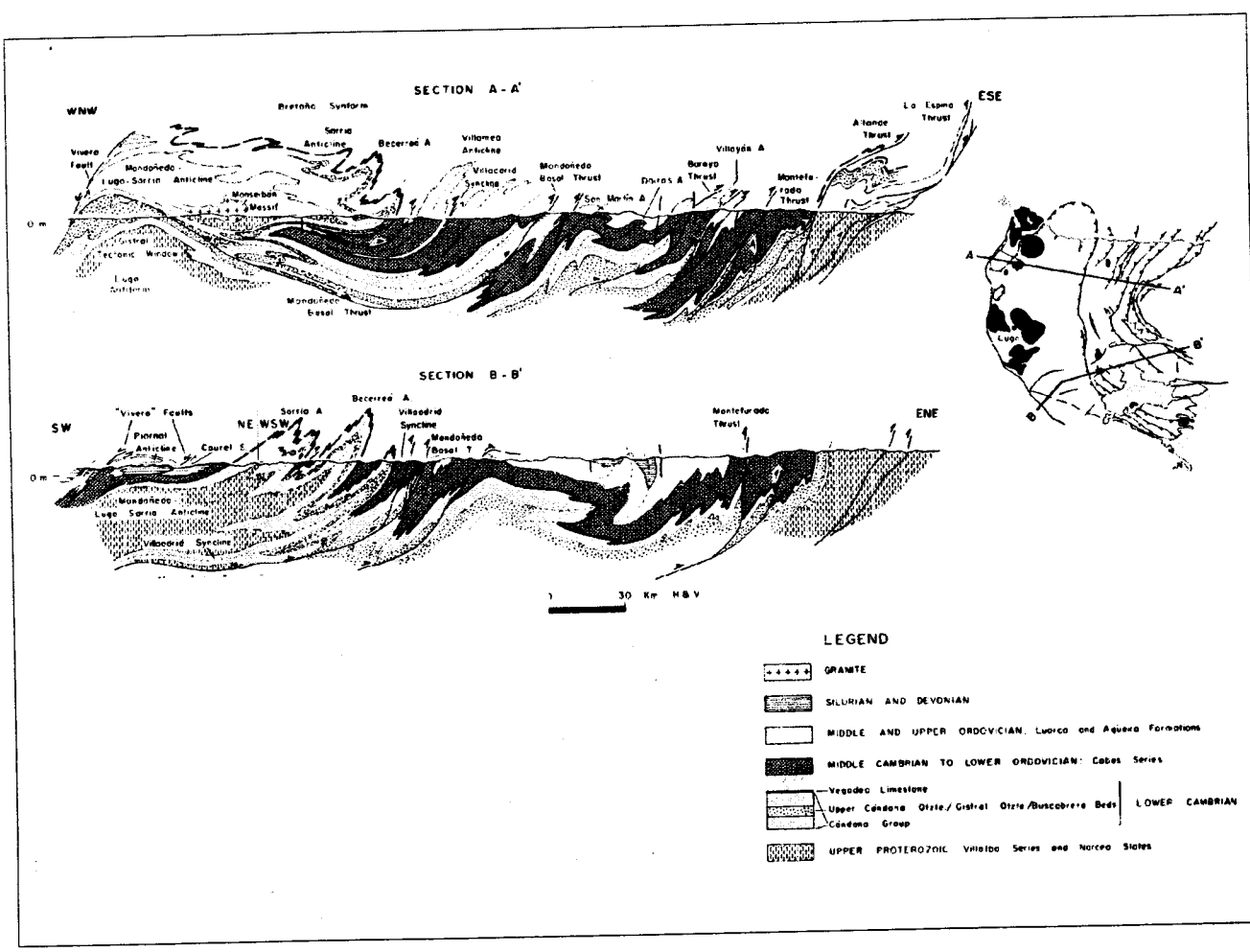


Figura 22

(MARTINEZ-CATALAN et al., 1990). Nesta zona assiste-se a um incremento do grau de metamorfismo para Oeste (SUAREZ et al., 1990), onde os granitóides sin- e pós-cinemáticos são importantes.

A Zona Centro-Ibérica (ZCI), localizada na parte central do Maciço Ibérico, entre a Zona Oeste Asturio-Leonesa e a Zona de Ossa-Morena, foi dividida em sequências Autóctones e em sequências Alóctones, (RIBEIRO, 1990). As sequências Autóctones (Autóctone Centro-Ibérico, ACI), estão representadas por um conjunto Proterozóico-Câmbrico ao qual se sobrepõe, através de discordância o Ordovícico (VILAS e SAN JOSÉ, 1990; SANTAMARIA e PARDO ALONSO, 1995). Ao considerarmos o registo Paleozóico Inferior da ZCI, verifica-se que no final do Câmbrico se regista um importante episódio de instabilidade geodinâmica, com maior expressão a Sul, denominado por fase Sarda e representada por importante discordância, após o que se iniciou o desenvolvimento de extensa plataforma siliciclástica no início do Ordovícico. No Silúrico Inferior regista-se a deposição de sequências euxínicas, com importante vulcanismo, tornando-se importante o desenvolvimento de sedimentação terrígena para a passagem Silúrico-Devónico (OLIVEIRA et al. 1992). Contrastes entre a geometria de estruturas ao longo do ACI conduz à definição de dois domínios estruturais principais (DIEZ BALDA et al., 1990) (Figura 23): i) um domínio estrutural setentrional onde predominam dobras com planos axiais deitados de primeira fase Varisca vergentes para Leste, à qual estão sobrepostas duas fases de dobramento, ainda no Paleozóico. Os anticlinais principais D1 e D3 mostram no núcleo a existência de um soco ígneo gnaissificado pré-Ordovícico, cujo contacto com a sequência Ordovícica é fossilizado através de uma discordância. Os sinclinais principais D3 incluem materiais detríticos, com intercalações de rochas carbonatadas e vulcanismo ácido, do Ordovícico, Silúrico e Devónico (GUTIERREZ MARCO et al., 1990); ii) e um domínio estrutural meridional caracterizado por dobras com planos axiais sub-verticais de primeira fase varisca, caracterizado por incluir formações pré-Ordovícicas detríticas essencialmente de carácter flichóide (SAN JOSÉ et al., 1990), sobre as quais se sobrepõe discordantemente o Ordovícico Inferior, de natureza vulcânica àcida, ou com fácies detriticas marcadamente transgressivas (GUTIERREZ MARCO et al., 1990). As sequências do Paleozóico registam a evolução tectonoestratigráfica Caledónico-Varisca do ACI. Consideram-se várias etapas evolutivas do ciclo orogénico com génese de materiais pré-orogénicos Ordovícico-Devónico Inferior, de materiais sinorogénicos Devónico-Carbónico médio, e de materiais post-orogénicos do Carbónico Superior. Ao longo do bordo do ACI com a Zona de Ossa-Morena dispõem-se várias bacias Paleozóicas conservadas em sinclinais, que preservam as condições de sedimentação pré-orogénica e passagem a instabilidade tectónica e colmatação das depressões por séries vulcano-sedimentares e espessas sequências sinorogénicas. No Carbónico Médio-Superior as sequências sedimentares apresentam características

continentais (bacias intra-montanhosas). Para Nordeste verifica-se que as sequências sinorogénicas do Devónico Superior-Carbónico Inferior perdem expressão (GUTIERREZ MARCO et al., 1990). O plutonismo representado por granitóides inclui três grupos principais de corpos intrusivos: i) ante-orogénicos, associados ao estiramento do soco Precâmbrico e à génese das bacias centro-ibéricas no Paleozóico Inferior; ii) sinorogénicos e ii) tardi-orogénicos, relativamente à formação da cadeia Varisca (FERREIRA et al., 1987). Dados radiométricos apontam para a existência de granitóides com idades entre os 490 Ma a 620 Ma (SERRANO PINTO et al., 1987). Trabalhos recentes têm revelado a importância de fenómenos de instalação de corpos intrusivos sin-Variscos associados a extensão-denudação de sectores da ZCI (DIEZ BALDA et al.,1995; ESCUDER VIRUETE et al., 1995).

As sequências Alóctones da ZCI, localizadas no Noroeste da Península Ibérica, representam um empilhamento de diferentes escamas tectónicas sobre o ACI, expostos nos maciços de Morais, Bragança, e maciços congéneres da Galiza, de Cabo Ortegal e Ordenes (RIBEIRO et al. 1990b; RIBEIRO e PEREIRA, 1997) (Figuras 24 e 25): i) Parautóctone; ii) Alóctone inferior; iii) Complexo Ofiolítico; e iv) Alóctone superior. O Parautóctone, inclui as sequências consideradas Silúricas e provavelmente Devónicas fazendo parte do domínio xistento de Galiza-Trás-os-Montes (FARIAS ARQUER, 1992), com afinidades com o ACI (RIBEIRO et al. 1990b) provavelmente, pertencentes à margem de Gondwana. Estas correspondem às unidades Peri-transmontanas (subdomínio Peritransmontano, definido por RIBEIRO, 1974), caracterizadas por incluirem sedimentos detríticos com vulcanismo para o topo. A deformação apresenta dobras deitadas com eixos curvos, subordinadas a cisalhamentos tangenciais W.NW-E.SE com movimento ao longo do estiramento a indicar movimentação com topo para E.SE (RIBEIRO e PEREIRA, 1997). As unidades Alóctones inferiores (subdomínio Centro-Transmontano definido por RIBEIRO, 1974) justapostas tectonicamente ao Parautóctone, constituem uma sequência estratigráfica Ordovícico Superior–Devónico Inferior (RIBEIRO e PEREIRA, 1997) com importante magmatismo pré-orogénico provavelmente associado a um rift intra-cratónico, com características distintas do ACI, tal como as restantes unidades alóctones, que por isso, são consideradas como terrenos tectonoestratigráficos exóticos, por RIBEIRO et al., (1990a). As diferenças são tão mais acentuadas, se verificarmos que as condições de metamorfismo do Parautóctone é de baixas pressões, ao contrário, das condições de fácies de xistos azuis observadas nas unidades Alóctones inferiores (MUNHÁ et al., 1984; GIL IBARGUCHI e ARENAS, 1990). O Complexo Ofiolítico Alóctone é descrito com base numa sequência típica de crusta oceânica com peridotitos, na base, passando para o topo a 'flaser' gabros, complexo de diques em gabro e anfibolitos (RIBEIRO et al. 1990b; RIBEIRO e PEREIRA, 1997) atingindo condições de fácies eclogítica (GIL IBARGUCHI e ARENAS, 1990). Representará o Oceano

Figura 23 – Domínios estruturais da Zona Centro-Ibérica. DIEZ BALDA et al., (1990).

Figura 24 – Distribuição das unidades alóctones no NW da Zona Centro-Ibérica. RIBEIRO et al., (1990a).

Figura 25 – Geotransversal Porto (WSW) – Miranda do Douro (ESE). RIBEIRO et al., (1990a).

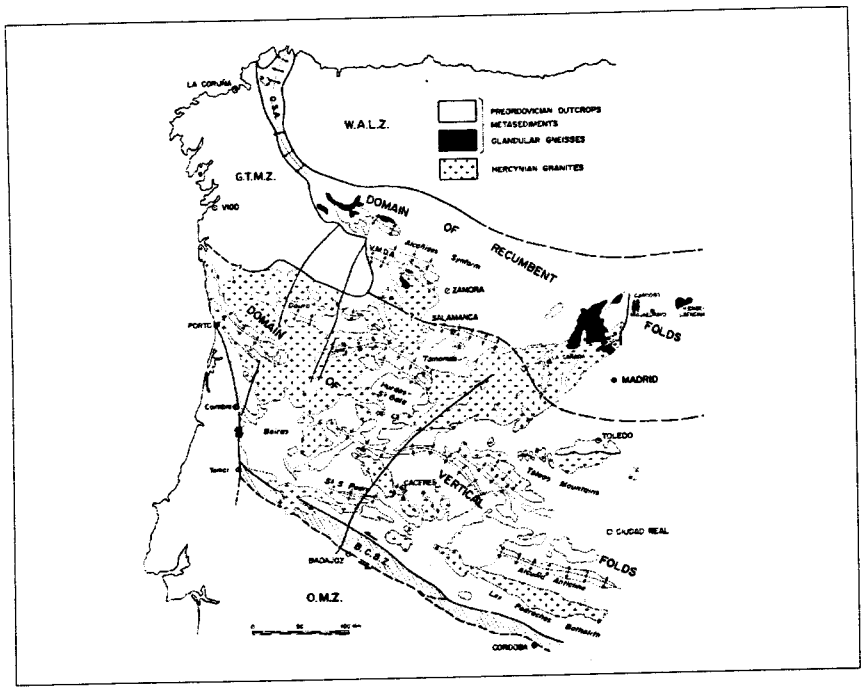


Figura 23

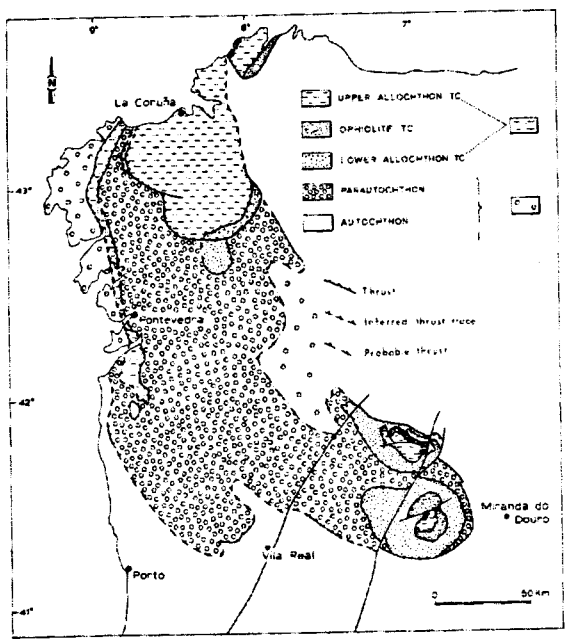


Figura 24

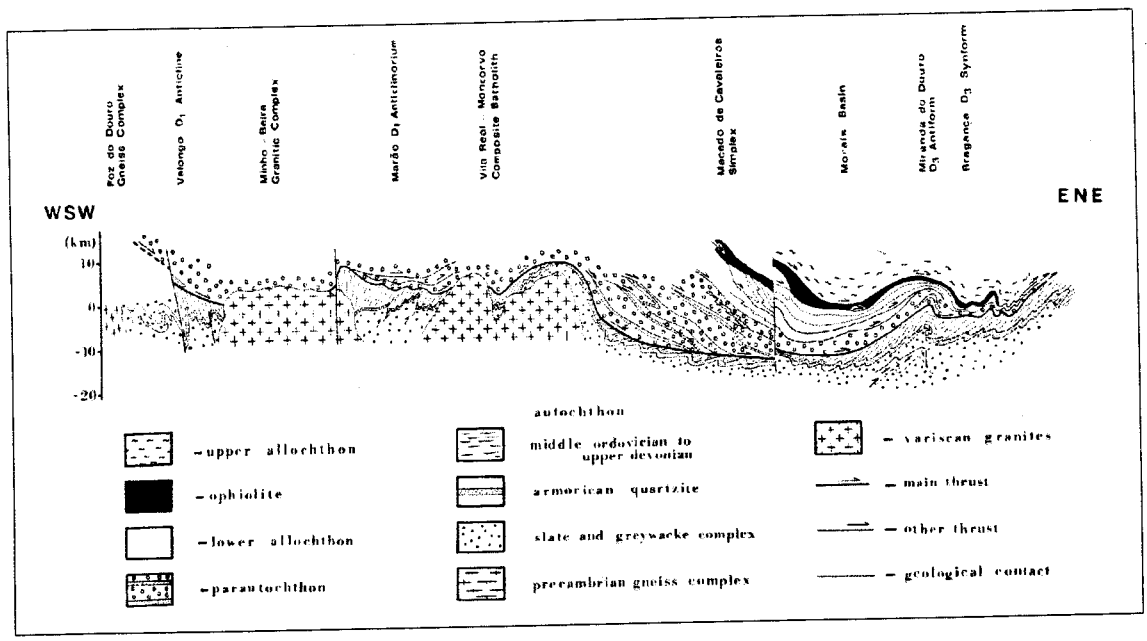


Figura 25

Rheic ou uma bacia marginal deste (RIBEIRO, 1997). A unidade Alóctone superior representa níveis catazonais, formados por rochas máficas-ultramáficas subjacentes a ortognaisses e a micaxistos, sujeitos a uma história tectonometamórfica complexa (GIL IBARGUCHI e ARENAS, 1990). Para alguns autores, a sequência representa uma 'nappe' de soco Precâmbrico típico de crusta continental e cobertura sedimentar atingindo provavelmente a base do Paleozóico Inferior, que regista uma evolução geodinâmica pré-Varisca (Greenviliana e Cadomiana) e Varisca (RIBEIRO et al. 1990b; MARQUES et al, 1996;1997; RIBEIRO, 1997). Ao contrário, das interpretações que admitem somente uma evolução tectonometamórfica Paleozóica, Varisca (PEUCAT et al., 1990; SANTOS ZALDUEGUI et al., 1996).

A Oeste e Sul do ACI localiza-se uma zona tectonoestratigráfica, metamórfica e magmática distinta, a Zona de Ossa-Morena (ZOM) (Figuras 23 e 26). O seu limite Norte faz-se ao longo de uma importante zona de cisalhamento Varisca que afecta a fronteira paleogeográfica meridional do Ordovícico do ACI transgressivo sobre o soco Precâmbrico da ZOM (PEREIRA e SILVA, 1995, 1997) e, o seu limite Sul através de uma zona de sutura Varisca associada a importante magmatismo (QUESADA et al., 1994; FONSECA, 1997). Na ZOM foram definidas diferentes subdivisões, já que é possivel individualizar sectores com registo estratigráfico, magmatismo, e metamorfismo peculiares (APALATEGUI et al, 1990; OLIVEIRA et al., 1991) (Figura 26). No soco Precâmbrico as sequências estratigráficas registam a actuação de um ciclo orogénico Proterozóico, com desenvolvimento de importantes bacias sedimentares anorogénicas que incluem vulcanismo bimodal com carácter toleítico continental, de arcos vulcânicos com magmatismo calco-alcalino e sedimentação sinorogénica associada (QUESADA, 1990a,b), e importante metamorfismo regional que atinge, nalgumas regiões, condições de alto grau (EGUILUZ et al., 1997). As condições de alta pressão interpretadas como inseridas na história tectonometamórfica de unidades Proterozóicas (MATA e MUNHÁ, 1986; ABALOS, 1990; ABALOS et al., 1991) são discutidas e contrariadas por datações isotópicas que atribuem a este evento metamórfico idade Silúrica (SCHAFER, 1990; AZOR et al., 1995) ou mais recente, do Carbónico Inferior (ORDOÑEZ-CASADO, 1998), encontrando-se o tema em discussão. A base do registo Paleozóico Inferior compreende uma sequência de rochas sedimentares de plataforma detrítica e carbonatada, com importantes variações de facies e de espessura, e também, vulcanismo bimodal (MATA e MUNHÁ, 1990), que demonstra significativa instabilidade tectónica durante este período, provavelmente, associada a uma fase extensional de 'rifting' no Câmbrico (LIÑAN e QUESADA, 1990; LIÑAN et al., 1997). Este período da evolução geodinâmica da ZOM progride para uma fase de margem passiva, no Ordovícico-Silúrico-Devónico, com sequências sedimentares de fácies pouco profundas, de onde se destaca o Silúrico euxínico e extremamente condensado (ROBARDET e GUTIERREZ MARCO, 1990a; OLIVEIRA et al., 1991), e o

vulcanismo com assinatura intra-placa, tirando esporádicas excepções (M.L.RIBEIRO et al., 1997). Por último, no final do ciclo orogénico evidencia-se uma fase sin-orogénica, com deposição de sedimentos do tipo flichóide marcando o desenvolvimento de bacias 'foreland' e com sedimentação continental associada a bacias intra-montanhosas, no período Devónico Superior-Carbónico (QUESADA et al., 1990). No Paleozóico Superior é de salientar a importante actividade magmática de natureza calco-alcalina (Complexo Ígneo de Beja) que se estende ao longo do limite da ZOM com a ZSP, interpretada como sendo o reflexo dum estádio de domas térmicos, com génese dum arco magmático, relacionado com o processo de subducção a Sul, com polaridade para Norte (QUESADA et al., 1994; FONSECA, 1995,1997). A estruturação da ZOM traduz-se essencialmente pelo desenvolvimento de intensa deformação dúctil varisca em regime transpressivo (APALATEGUI et al., 1990; SILVA et al., 1994; QUESADA et al., 1994; PEREIRA e SILVA, 1997; ARAÚJO e RIBEIRO, 1997), com interferência de dobramentos, génese de cavalgamentos e importantes zonas de cisalhamento que, geralmente transpõem as evidências de uma deformação Precâmbrica, cuja geometria é, por esse motivo, de difícil definição. Em termos gerais, a ZOM define uma estrutura em leque dissimétrica, de direcção Noroeste-Sudeste, com o ramo Sul vergente para Sudoeste, mais desenvolvido, e com mudança de vergência na proximidade da Zona de Cisalhamento de Tomar-Badajoz-Cordova (ZCTBC) (Figura 27). A deformação Varisca traduz-se por três fases principais regionais: D1, com transporte para Norte (predominante nos domínios meridionais), D2, com transporte para Oeste e D3 vergente para Sudoeste, associadas ao regime transpressivo esquerdo (LOPES et al.,1995). O sentido de cisalhamento para Norte tem sido interpretado como estando relacionado com a obdução de crusta oceânica (FONSECA, 1995; ARAÚJO, 1995; ARAÚJO e RIBEIRO, 1997; PEDRO et al., 1998), sobre as formações da ZOM, na forma de testemunhos de carreamento. É contudo discutível se se deve ou não invocar um fenómeno de obducção para justificar um aloctonismo destas unidades, tendo sido admitida a actuação de processos de denudação tectónica transcorrente em regime transtensivo-transpressivo (SILVA,1998).

A Zona Sul Portuguesa (ZSP) (Figuras 26 e 28) que corresponde aos domínios meridionais do MI, incluindo unidades quase exclusivamente do Paleozóico Superior, encontra-se limitada a Norte por uma importante zona de sutura, onde se individualiza o que foi designado por Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (COBA - QUESADA et al., 1994; FONSECA, 1995, 1997), que faz fronteira com a ZOM. Este complexo é considerado um fragmento de litosfera oceânica (MUNHÁ et al., 1986; QUESADA et al., 1994) com uma sequência que envolve uma secção do manto (serpentinitos e cumulados ultramáficos), crusta inferior (metagabros,'flaser' gabros, plagiogranitos) e crusta superior (complexo dique em dique, anfibolitos, metabasaltos e metassedimentos), embora, extremamente desmembrada. Os anfibolitos de Beja-Acebuches surgem com uma

assinatura geoquímica típica de magmatismo orogénico e noutros casos, típica de basaltos do fundo oceânico, o que suporta a ideia de uma mistura de magmas do tipo MORB e magmas do tipo arco ou calco-alcalinos característicos de zonas de subducção (QUESADA et al., 1994).

A Sul do COBA, localiza-se uma unidade que é também considerada um terreno oceânico exótico (RIBEIRO et al., 1990), o Terreno Acrecionário do Pulo do Lobo (TAPL - QUESADA et al., 1994). Na divisão clássica em zonas tectonoestratigráficas e metamórficas do MI, o TAPL é incluido na ZSP (Figura 26), (com a designação de subdomínio do Antiforma do Pulo do Lobo) em conjunto com diferentes domínios: i) a Faixa Piritosa; ii) o Grupo Flysch do Baixo Alentejo e iii) o Sudoeste de Portugal (Antiforma de Aljezur e da Bordeira) (OLIVEIRA, 1990) já que o limite ZOM / ZSP é considerado ao longo do cavalgamento de Ferreira-Ficalho. O TAPL é interpretado como um prisma acrecionário, formado a partir de uma bacia sujeita a uma evolução do tipo transicional entre crusta continental adelgaçada e crusta oceânica passando a um ambiente deposicional do tipo bacia 'forearc' (QUESADA et al., 1994), atribuida ao pré-Fameniano Superior (OLIVEIRA, 1990; SILVA et al., 1990). O seu registo estratigráfico apresenta, nos níveis inferiores, um carácter essencialmente metassedimentar detrítico anorogénico com a ocorrência de episódios de vulcanismo básico de assinatura geoquímica MORB-N, passando para o topo a sedimentação do tipo flichóide com intercalações de mélanges, típica de sequências sinorogénicas (QUESADA et al., 1994). Para Sul, o registo estratigráfico da ZSP, confinado ao Paleozóico Superior do designado Terreno Sul Português (SILVA, 1989), surge na sua base, com uma sucessão do Fameniano, com fácies típicas de plataforma duma margem continental passiva. A topo é descrita uma sequência vulcano-sedimentar de carácter bimodal, na qual se enquadram os jazigos de sulfuretos metálicos da Faixa Piritosa (Neves Corvo, Aljustrel, Rio Tinto, Tharsis, etc), com idades do Fameniano Superior a Viseano. E mais recente, um conjunto de sequências flichóides contínuas, progressivamente mais recentes para Sul, de idade Viseano superior a Namuriano e até Vestefaliano Superior (OLIVEIRA, 1990; SILVA et al., 1990; QUESADA et al., 1994; Z.PEREIRA, 1997). A estrutura da ZSP é característica de tectónica do tipo pelicular em regime transpressivo, com desenvolvimento de um complexo imbricado com cavalgamentos, 'nappes', e interferências de dobramento, que no conjunto definem vergência para Sudoeste, com decréscimo da intensidade da deformação e do metamorfismo nessa mesma direcção. Verifica-se a existência de uma polaridade tectonometamórfica e paleogeográfica, com a idade das formações a tornar-se progressivamente mais recente para Sudoeste, sujeita a deformação sin-sedimentar do tipo 'soft-rock' e 'slumping' passando a deformação do tipo 'hard-rock' nos andares estruturais inferiores. A geometria parece estar relacionada com a reactivação do plano de subducção original do tipo

Figura 26 – Sectores principais da Zona de Ossa-Morena com diferente estilo estrutural e idade de deformação. I- cobertura pós-Paleozóica, II – ZCI, III – Batólito de Los Pedroches, IV – ZOM: A, complexos cristalinos meridionais, B, zona central e meridional, C, zona central-setentrional, D, dominio da Serra Albarrana, E, zona de cisalhamento de Badajoz-Cordova, F, dominio de Obejo-Valsequillo-Pueblo de la Reina, V – unidade do Pulo do Lobo (incluindo o ofiolito de Beja-Acebuches), VI – ZSP, 1- cavalgamentro de Ferreira-Ficalho, 2, Falha de Beja-Valdelarco, 3, cavalgamento de Monestério, 4, Falha de Malcocinado, 5, Falha de Azuaga, 6, Falha de Hornachos-Villaharta. APALATEGUI et al., (1990).

Figura 27 – Corte esquemático da estrutura da ZOM. 1, Faixa Piritosa e 2, unidade do Pulo do Lobo, representam domínios da ZSP. 3, complexos cristalinos meridionais, 4, zona central e meridional, 5, zona central-setentrional, 6, dominio da Serra Albarrana, 7, zona de cisalhamento de Badajoz-Cordova, 8, dominio de Obejo-Valsequillo-Pueblo de la Reina, 9, Batólito de Los Pedroches; A- soco Precâmbrico, B- cobertura Paleozóica, C- calcários do Câmbrico, D, quartzitos Armoricanos do Ordovícico, E, depósitos flichóides do Devónico Médio a Carbónico Inferior, F, depósitos molássicos do Carbónico Superior, FAT-cavalgamentro de Ferreira-Ficalho, Hf, falha de Hinojales, MT, cavalgamento de Monestério, MF, Falha de Malcocinado, AF, Falha de Azuaga, HVF, Falha de Hornachos-Villaharta, PA, Antiforma de Peraleda. APALATEGUI et al., (1990).

Figura 28 –Estrutura profunda da Zona Sul Portuguesa. Adaptado de RIBEIRO e SILVA (1983) *in* SILVA et al., (1990). Segundo esta interpretação, a parte exposta da ZSP constituiria uma cobertura Paleozóica Superior descolada acima de um soco mais antigo, na sequência de reactivação de subducção intracontinental.

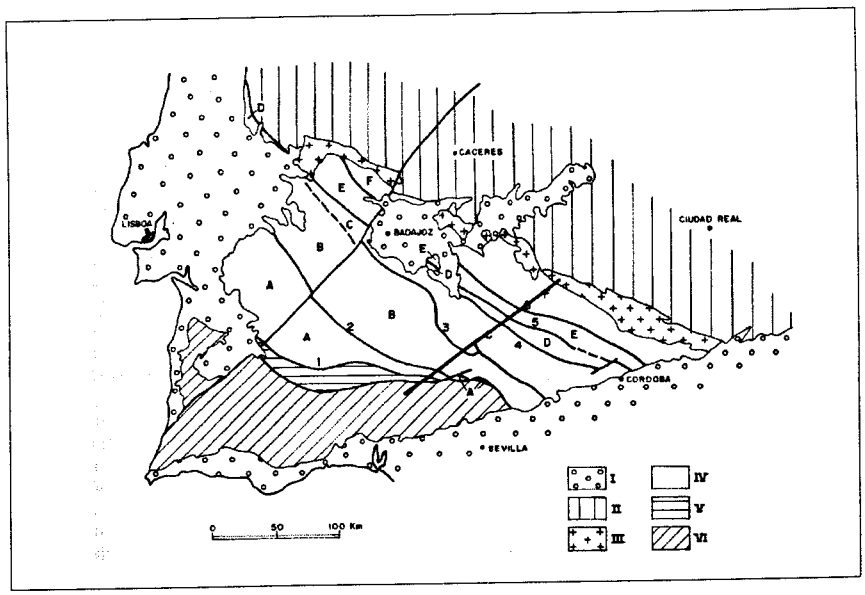


Figura 26

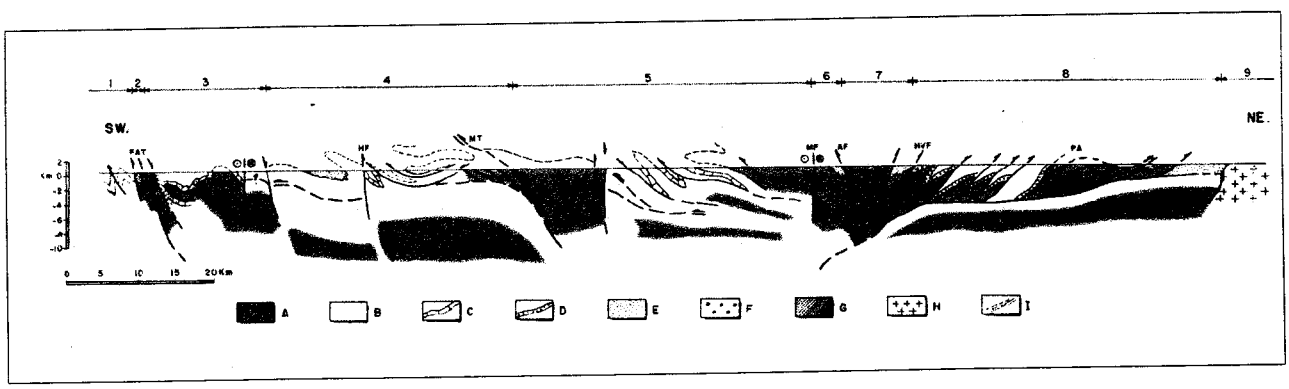


Figura 27

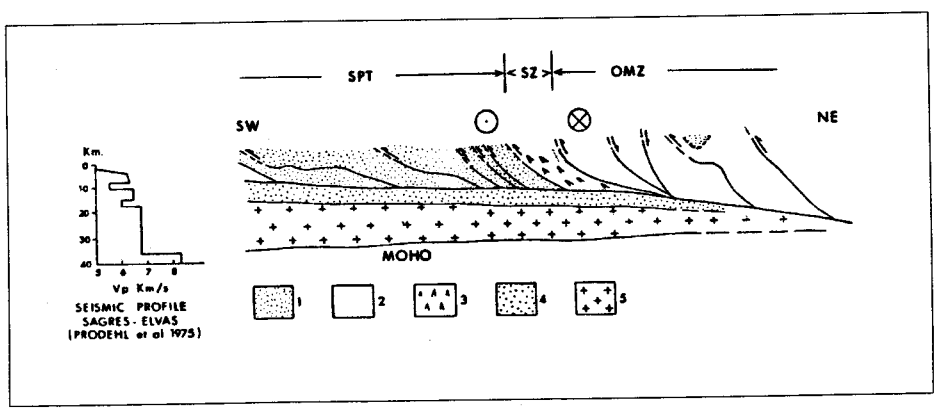


Figura 28

A e causadora do descolamento principal gerado sob a ZSP (RIBEIRO e SILVA, 1983, in SILVA et al., 1990).

Desta breve exposição das características gerais do Maciço Ibérico (MI) ressalta o facto de este registar a evolução geodinâmica de diferentes ciclos de acreção/dispersão de supercontinentes, com o seu soco Precâmbrico e cobertura do Paleozóico a representarem uma sequência complexa de acontecimentos relacionados com a amalgamação e fragmentação de diferentes terrenos.

Considerando a cadeia orogénica Varisca no MI foram definidas com base no conceito de terreno (e.g. CONEY et al., 1980) diferentes fragmentos litosféricos Paleozóicos (RIBEIRO et al., 1987,1990; QUESADA et al., 1991): i) o Terreno Ibérico, que representa um terreno autóctone no qual se incluem a ZC, a ZOAL, a ZOM e o ACI; ii) os Terrenos Oceânicos Exóticos alóctones relativamente ao Terreno Ibérico, representados pelas unidades do Complexo Ofiolítico aflorante nos Complexos de Cabo Ortegal, de Ordoñes, de Bragança e de Morais, no Noroeste da ZCI, e pelo COBA e TAPL, na zona de sutura que limita a ZOM a Sul; iii) os Terrenos Continentais Exóticos, também alóctones relativamente ao Terreno Ibérico, representados pelas unidades catazonais dos Complexos de Cabo Ortegal, de Ordoñes, de Bragança e de Morais, no Noroeste da ZCI; iv) o Terreno Sul Português, que inclui o registo estratigráfico Paleozóico superior da Faixa Piritosa, do Grupo Flysch do Baixo Alentejo e do Sudoeste de Portugal.

Por outro lado, se fizermos referência à cadeia orogénica Avaloniana-Cadomiana, dever-se-à admitir uma evolução Proterozóica com individualização de terrenos que, mais tarde, sujeitos à acção do ciclo Varisco, foram dispersos por alguns dos terrenos Paleozóicos do MI. Assim sendo, admite-se que existam no Terreno Ibérico fragmentos de terrenos Precâmbricos, incluidos no soco da ZC, ZOAL, ZOM e ZCI, representando um prisma acrecionário, um arco magmático e uma bacia marginal que resultaram de processos de acreção continental envolvendo subducção e colisão (RIBEIRO et al., 1990; QUESADA, 1990a,b,1997).

1.3.1. O posicionamento de terrenos proterozóicos do Maciço Ibérico na evolução da cintura orogénica Cadomiana-Avaloniana

O orógeno Avaloniano-Cadomiano é interpretado como resultante do processo do ciclo de acreção e fragmentação dum supercontinente Neoproterozóico (MURPHY e NANCE, 1989, 1991) designado Rodinia. A tectonoestratigrafia deste orógeno (NANCE et al., 1991) indica-nos que a sua evolução Neoproterozóica é característica de um ambiente de margem continental activa com transição para um ambiente sedimentar de plataforma pouco profunda no Câmbrico Inferior. Observa-se ainda, que existe uma diversidade nas sucessões Precâmbricas relativamente aos diferentes segmentos do orógeno, discutindo-se o facto de poderem tratar-se de terrenos compósitos ou não, amalgamados durante a

orogenia Avaloniana-Cadomiana. Por outro lado, cada uma destas regiões partilha uma fauna Acado-Báltica, peri-Gondwanica adjacente à África Ocidental, nas sequências sedimentares do Paleozóico Inferior (NANCE e MURPHY, 1994) (Figura 29). Existem evidências no registo tectonoestratigráfico, para uma instabilidade progressiva na plataforma continental que marginava o supercontinente Rodinia à medida que observamos as sucessões para o topo do Proterozóico Superior , com predomínio de magmatismo calco-alcalino e sedimentação relacionada com a actividade de arcos vulcânicos (MURPHY e NANCE, 1989; SKEHAN, 1997).

Os terrenos Avalonianos-Cadomianos incluem o terreno compósito de Avalon, de Nova Inglaterra e Canadá Oriental (Avalonia Ocidental), a sua continuação no Sul de Inglaterra (Avalonia Oriental), o terreno compósito Norte Armoricano na cintura Cadomiana do Noroeste de França e Boémia (Cadomia). A idade e evolução destes terrenos é similar à dos terrenos, relacionados com actividade de arco magmático Neoproterozóica, do Sul dos Apalaches, da Carolina, e cinturas de Marrocos e Península Ibérica (NANCE e MURPHY, 1994). Ao analisarmos a reconstrução circum-Norte Atlântica para a possível distribuição destes terrenos Neoproterozóicos-Câmbricos Inferiores (NANCE e MURPHY, 1994), podemos pressupor uma certa linearidade para a cadeia orogénica Cadomiana-Avaloniana. Neste contexto, verifica-se que é lícito acreditar que o registo Neoproterozóico-Câmbrico Inferior do Sudoeste do Maciço Ibérico (QUESADA, 1990a) possa apresentar semelhanças àquele descrito para o Norte do Maciço Armoricano (RABU et al., 1990; D'LEMOS et al., 1990), actualmente separados, por contigência da estruturação arqueada Varisca, respectivamente no ramo Sul e ramo Norte do Arco Ibero-Armoricano. Trabalhos recentes que incidiram no estudo das relações tectono-estratigráficas e metamórficas dos terrenos Neoproterozóicos e Câmbricos Inferiores do Sudoeste do MI, concretamente da ZOM (EGUILUZ e ABALOS, 1992; ABALOS e EGUILUZ, 1992), permitiram enquadrar com maior rigôr a sua evolução geodinâmica a nível global. De facto, hoje é possível demonstrar que existe afinidade importante entre a história Proterozóica dos fragmentos Norte Armoricano (Norte da Bretanha) e ZOM (Sudoeste da Península Ibérica) da cadeia orogénica cadomiana (EGUILUZ et al., 1995; APRAIZ,1998), relacionada com condições geodinâmicas típicas de um ambiente de instalação de uma margem continental activa, com arco magmático associado a um possível processo de subducção/colisão (Figura 30).

O início do Câmbrico marca a inversão de um regime tectonicamente instável para condições de maior estabilidade com sedimentação típica de plataforma. Este acontecimento assina-la a dispersão do supercontinente com a separação dos terrenos Avalonianos e Cadomianos do resto de Gondwana (SKEHAN, 1997). Com base em dados paleontológicos, a separação entre estes terrenos é confirmada, embora mantendo uma certa proximidade relativa a

Figura 29 – Distribuição dos terrenos Avalonianos-Cadomianos proposta para o Proterozóico Superior. (NANCE e MURPHY, 1994).

Figura 30 – Reconstrução da cadeia Cadomiana-Avaloniana-Panafricana na região Norte Atlântica. a) reconstrução da ZOM e sua posição actual no Maciço Ibérico, b) dados cinemáticos e estruturais para diferentes zonas da cadeia, c) reconstrução da cadeia e vectores de transporte tectónico principal relativamente à convergência obliqua de placas considerando um regime transpressivo. APRAIZ (1998).

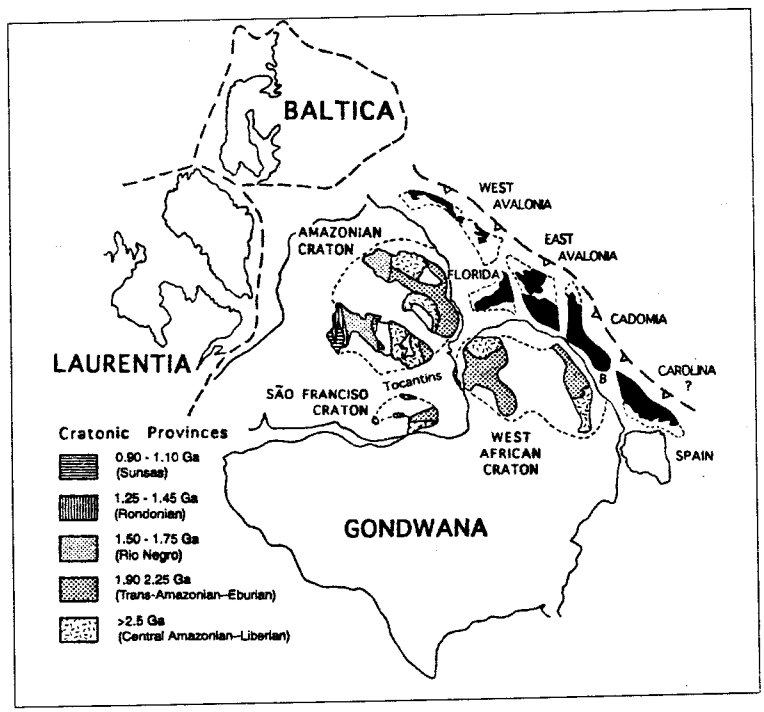


Figura 29

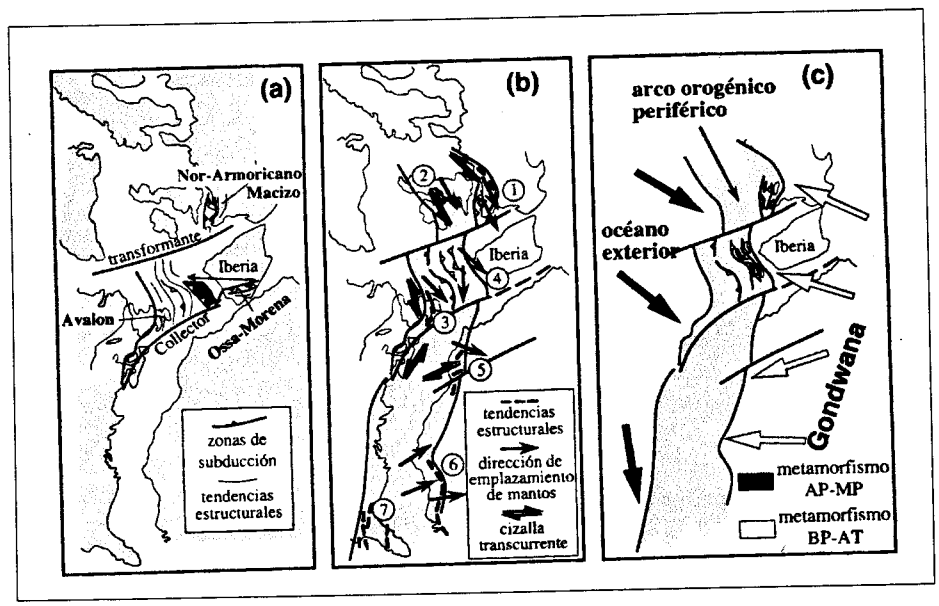


Figura 30

Gondwana (PILLOLA et al., 1994; MOCZDLOWSKA, 1995). Em reconstruções paleogeográficas para o início do Câmbrico, baseadas em dados paleobiogeográficos e informação paleomagnética, o Maciço Ibérico tem sido colocado na margem de Gondwana, próximo de terrenos Armoricanos (McKERROW e COCKS, 1995; MOCZDLOWSKA, 1995) (Figura 31).

1.3.2. O posicionamento dos terrenos paleozóicos do Maciço Ibérico na evolução da cintura orogénica Varisca

Segundo dados paleomagnéticos (VAN DER VOO, 1982, 1983, *in* RIBEIRO et al., 1990), a partir da fragmentação do supercontinente Neoproterozóico e, da dispersão de diferentes placas litosféricas no Paleozóico inferior, o Maciço Ibérico foi interpretado como fazendo parte dos domínios meridionais da placa Armoricana. Neste modelo geodinâmico, este fragmento litosférico teria derivado de Gondwana e da qual estaria separado através do Oceano Theic. Encontrar-se-ia também separado da Laurência através do proto-Atlântico (Oceano Iapetus) e da Báltica através do Mar de Tornquist. Durante processos de reorganização destas placas, durante o Paleozóico Médio e Superior, desenvolveu-se um ciclo de acreção multi-fásico que terminou com a fecho de oceanos e colisão entre placas, e a edificação da cadeia orogénica Varisca na Península Ibérica (Figura 32). Reconstruções da deriva continental durante o Paleozóico com base em dados paleomagnéticos e considerando os constrangimentos geológicos paleogeográficos, tectónicos e radiométricos, que indicam a existência do oceano Rheic separando a Avalonia da Armorica, esbarram geralmente com a dificuldade de interpretar a Gondwana como tendo estado separada ou não dos continentes setentrionais através de um importante oceano durante o Devónico Médio a Superior (TAIT et al., 1997) (Figura 33).

Dados paleobiogeográficos confirmam esta dinâmica de dispersão de placas litosféricas, considerando que a sutura do Mar de Tornquist e a sutura do Oceano Rheic separam terrenos que fizeram parte de diferentes continentes: Báltica, Gondwana e Avalonia (McKERROW e COCKS, 1995). Segundo estes autores, no Câmbrico Inferior, a Avalonia e a Armorica faziam parte da margem oriental de Gondwana, embora a diferentes latitudes, mais altas e mais baixas respectivamente. No Ordovícico Inferior, a Avalonia ter-se-à separado de Gondwana, movendo-se para Norte, atingindo baixas latitudes no Ordovícico Superior, enquanto as margens europeias de Gondwana estariam próximas do Pólo Sul (com base na presença de sedimentos glaciogénicos). Ainda, para o Ordovícico Inferior, dados sedimentológicos parecem indicar que no Tremadociano-Arenigiano o oceano Theic estaria por abrir, o que implicaria que a Armorica deveria estar na proximidade de Gondwana (NOBLET e LEFORT, 1990). No Silúrico Médio a Superior, o oceano Rheic era suficientemente largo para justificar diferenças no registo fóssil entre a Avalonia e Gondwana. No Devónico Inferior estas diferenças esbatem-se o que é interpretado como sendo o

Figura 31 – Reconstrução paleogeográfica para o início do Câmbrico onde o Maciço Ibérico está, conjuntamente com o Maciço Armoricano, na margem de Gondwana (MOCZDLOWSKA, 1995).

Figura 32 – Reconstrução especulativa do desenvolvimento da Armorica. A, Armorica, B, Baltica, G, Gondwana, IM, Maciço Ibérico, L, Laurência. Adaptado de VAN DER VOO (1982,1983) in RIBEIRO et al., (1990).

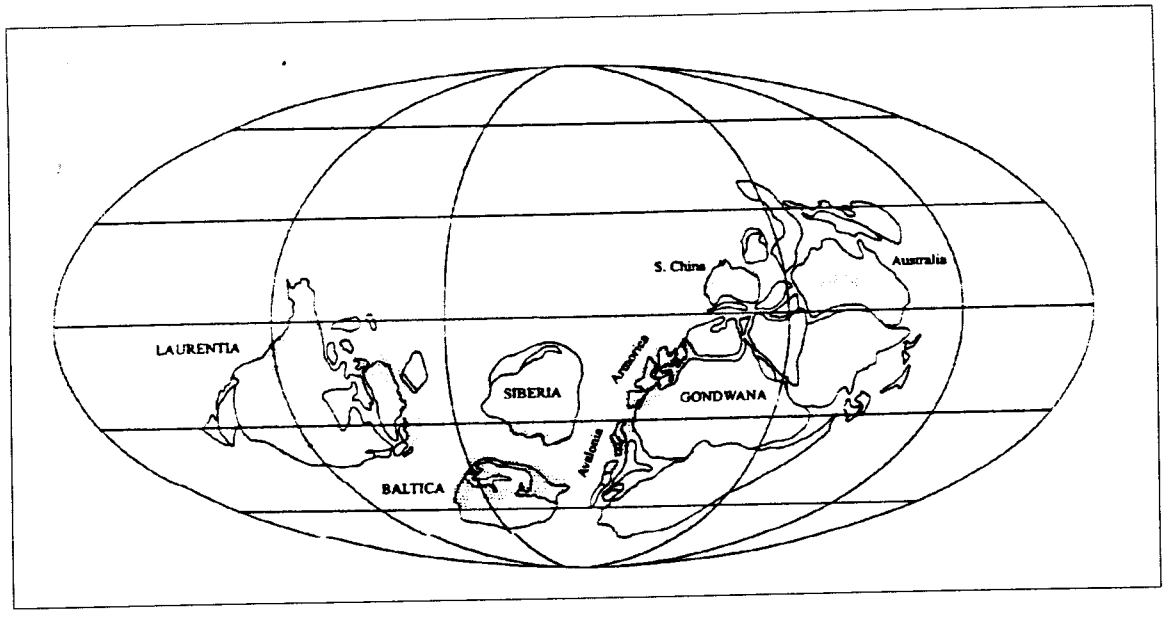


Figura 31

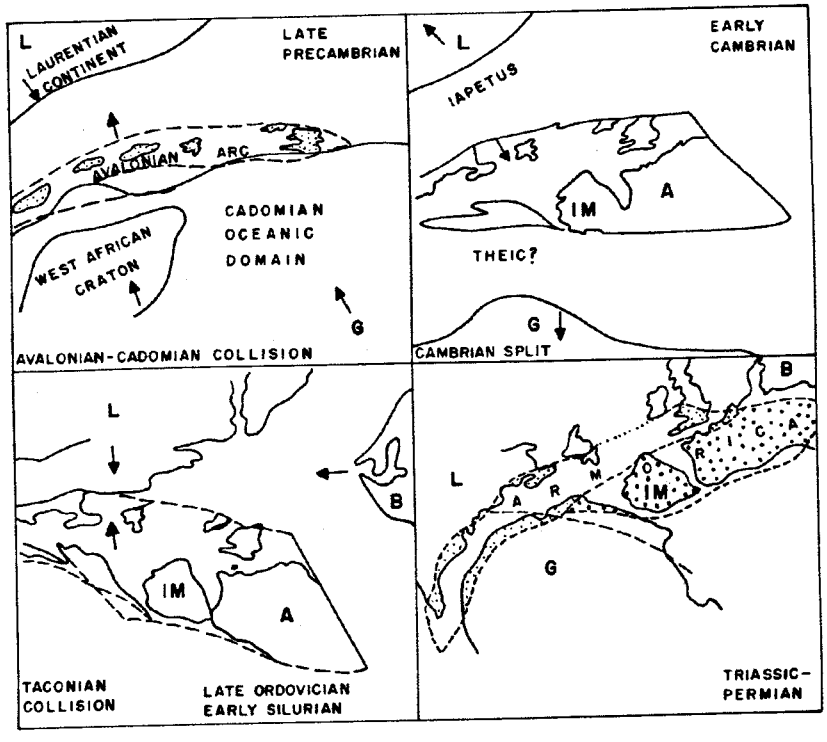


Figura 32

Figura 33 – Reconstrução paleogeográfica da deriva continental para o Tremadociano (490 Ma), Arenigiano-Lanvirniano (470 Ma), Ordovicico terminal (440 Ma), Silúrico/Devónico (410 Ma), Devónico (380 Ma) e localização actual das placas e microplacas do Paleozóico Inferior. Adaptado de TAIT et al., (1997).

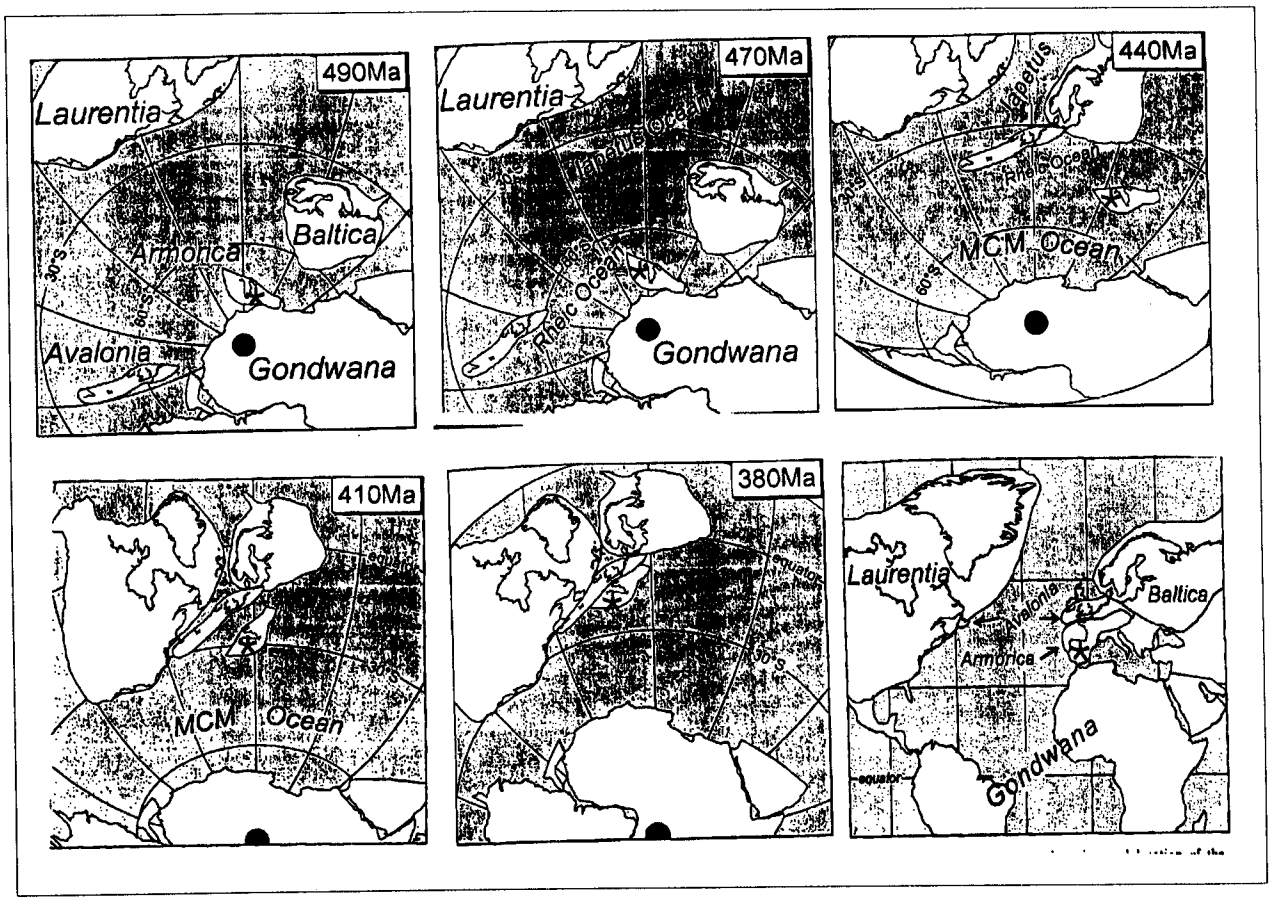

490Ma
Laurentia
Armorica
Baltica
Avalonia
Gondwana
470Ma
Laurentia
Rheic Ocean
Gondwana
440Ma
Iapetus
Rheic Ocean
MCM Ocean
410Ma
MCM Ocean
380Ma
Laurentia
Baltica
Avalonia
Armorica
Gondwana
equator

Figura 33

estreitar e fecho do Oceano Rheic. Com base em trabalhos elaborados sobre os diferentes aspectos da sedimentação e do registo faunístico no MI (ROBARDET et al., 1990; ROBARDET e GUTIERREZ MARCOS, 1990b), foi possível verificar que durante o Paleozóico Inferior, este incluiria dois domínios paleogeográficos distintos: i) um domínio central Ibérico com afinidades Armoricanas, correspondendo à ZCI e ii) outro domínio meridional Ibérico com afinidades Norte Gondwanicas, considerado compósito, representado pela ZOM e a ZSP. A estreita relação encontrada para o registo estratigráfico e faunístico pré-Carbónico do domínio Norte-Médio Armoricano e do domínio Centro-Ibérico (ROBARDET et al., 1990), revelou-se de extrema importância no refinar dos modelos geodinâmicos da cadeia orogénica varisca da Europa Ocidental. Estes dados contrapõem aqueles modelos (BARD et al., 1980; MATTE, 1991) que separam estes dois domínios, considerando que evoluiram de forma independente e que propõem a conexão da zona de sutura exposta na Zona de Cisalhamento de Tomar-Badajoz-Cordova pela zona de sutura localizada ao longo da Zona de Cisalhamento Sul Armoricana. No entanto, subsiste discussão quanto à integração da ZOM nos percursos de deriva continental ao longo do Paleozóico Inferior, por esta não apresentar afinidades, até agora decifradas, com outras zonas do MI, a não ser as tentativas de correlação com as unidades alóctones inferiores do Noroeste da Península Ibérica (RIBEIRO et al, 1990b).

Durante o Paleozóico Superior procede-se à acreção dos diferentes terrenos continentais e/ou oceânicos, com a consolidação de importantes zonas de sutura no Sul (Beja-Acebuches) e Norte (Cabo Ortegal-Ordoñes-Bragança-Morais) do MI, conduzindo à edificação final da cadeia orogénica Varisca com a amalgamação do supercontinente Pangea.

1.4. Objectivo e Metodologia

O objectivo deste trabalho é o de definir a estruturação das unidades que encerram o registo sedimentar, magmático e metamórfico, relativo ao período de tempo geológico que se estende do Proterozóico Superior ao Paleozóico, dos domínios setentrionais da Zona de Ossa-Morena, no sector do Nordeste Alentejano.

A metodologia utilizada teve como base colheitas de dados de campo em áreas previamente selecionadas sobre anteriores trabalhos de cartografia realizados por Francisco Gonçalves e colaboradores: i) GONÇALVES (1971), Mapa geológico do Nordeste Alentejano publicado conjuntamente com a sua tese de doutoramento, na escala 1:100,000; ii) GONÇALVES et al., (1972), Carta geológica de Portugal, Folha 33-C - Campo Maior, na escala 1:50,000; iii) GONÇALVES et al., (1977), Carta geológica de Portugal, Folha 33-A - Assumar, na escala 1:50,000; iv) GONÇALVES e FERNANDES (1973) Carta geológica de Portugal, Folha 32-B - Portalegre, na escala 1:50,000.

A cartografia estrutural foi realizada sobre base topográfica à escala 1:25,000 (Cartas Militares de Portugal: 359, 360, 371, 372, 373, 384, 385, 386, 387 e 400) e caso o pormenor o justificasse, à escala 1:5,000 (base topográfica cedida pelo antigo Serviço de Fomento Mineiro), circunscrita à area enquadrada pelos paralelos 38°55'N – 39°20'N e pelos meridianos 7°40'W –7°00'W.

Foram colhidas cerca de 400 amostras orientadas de modo a caracterizar a estrutura à escala microscópica e relacionar a sua génese e evolução com as paragéneses minerais associadas.

A descrição das paragéneses minerais obedece a um tratamento sumário e preliminar recorrendo à terminologia utilizada por YARDLEY (1989) e SHELLEY (1996) como referências básicas.

A caracterização microscópica da deformação, de modo a definir critérios de movimentação foi realizada no plano XZ que contem a lineação de estiramento e é perpendicular à foliação. As microestruturas observadas e descritas como indicadores cinemáticos obedecem aos critérios definidos nos trabalhos de SIMPSON e SCHMID (1983), PASSCHIER e TROUW (1996) e SNOKE et al., (1998).

Quanto à análise estrutural convém referir um conjunto de considerações com a finalidade de esclarecer os critérios utilizados neste trabalho, na descrição da geometria quando directamente relacionada, no tempo e no espaço, com a cinemática que acompanhou a sua génese.

A observação e recolha sistemática de dados das estruturas permitiu a definição da geometria das rochas deformadas. A génese da distribuição geométrica dos diferentes elementos estruturais obedeceu a determinadas movimentações, como mudanças de posição ou localização (translações), variações na orientação (rotações), alterações no tamanho (dilatações ou contrações) ou como mudanças na forma (distorções), num processo continuo sob influencia de um regime transpressivo.

Conjuntamente com a interpretação tri-dimensional da distribuição e orientação das estruturas através da construção de mapas e perfis geológicos segundo modelos geométricos, desenvolvemos um modelo cinemático evolutivo explicativo das movimentações relativas que tiveram que ocorrer para que se produzissem as diferentes estruturas.

Neste caso, a metodologia teve que ser adaptada a uma cartografia particular por esta ser desenvolvida sobre zonas de cisalhamento complexas e compósitas, onde se verifica que a distribuição da deformação é heterogénea. O facto de esta distribuição não ser uniforme é marcado pela existência de gradientes dispostos perpendicularmente à direcção principal do orógeno, que conduzem à definição de sectores, paralelos entre si, com diferentes estádios de deformação. Quando um sector admite uma rotação e estiramento mais intenso que os adjacentes geram-se descontinuidades estruturais de modo a resolver problemas de espaço e incompatibilidade de deformação. Surgem assim, sectores

menos deformados de forma sigmoidal limitados por zonas de cisalhamento que concentram a máxima deformação e que terminam confluindo entre si ou cujas terminações se traduzem por padrões de distribuição complexa.

Convém salientar que as medições da lineação de estiramento e da foliação correspondem a leituras de linhas nos planos C e não nos planos S. Considerando ainda que os eixos das dobras surgem contidos na foliação principal (S_x) e geralmente dispostos paralelamente à lineação de estiramento (L_e), coincidindo com a direcção máxima de alongamento do elipsóide de deformação (X) definido por RAMSAY e HUBER (1983).

Dado o carácter particular do estilo desta zona de trabalho considerámos a deformação como um processo continuo. Contudo face à escassez de dados radiométricos não é possível uma definição exacta dos estádios evolutivos escalonados no tempo, com ou sem lacunas, correspondendo ou não a ciclos diferentes e registando ou não uma hierarquização temporal bem definida. De facto, ao longo do trabalho de sistematização dos diferentes tipos de estruturas deparamos com a dificuldade de lhes conferir uma leitura fácil quando inseridas num contexto regional. Verifica-se que existe nesta zona um fabric penetrativo principal definido por uma foliação (S_x) bastante inclinada e uma lineação de estiramento (L_e) a mergulhar poucos graus, ao qual está associado dobramento com planos axiais paralelos a S_x e eixos paralelamente ou fazendo um ângulo com L_e. A distribuição deste fabric define estruturas em leque compósitas e complexas descritas pelo tombamento da foliação que pode surgir deitada por influência de dobramentos amplos associados a este processo. Este dobramento pode, em casos muito localizados, estar associado à génese de uma xistosidade (S_x^{+1}), cuja génse se integra no mesmo ciclo evolutivo.

O fabric planar que geralmente representa uma foliação milonítica surge desenvolvido sobre unidades Paleozóicas, daí ser indicado como associado ao ciclo Varisco, mas no soco Proterozóico Superior sobrepõe-se de modo penetrativo a uma estruturação prévia considerada como testemunho dum ciclo Cadomiano, por ser selada por unidades do Câmbrico Inferior que incluem elementos detriticos anteriormente deformados.

Quando são claras as relações entre o Proterozóico Superior e o Paleozóico Inferior é possível definir uma discordância com base na existência de um evidente contraste na estruturação desenvolvida. Assim, descreve-se a sobreposição de fabrics nas unidades mais antigas, com uma foliação S_x^{-1} e uma lineação de estiramento L_e^{-1} dobradas, com planos axiais a serem marcados por S_x que contem L_e. Por outro lado, nas unidades mais recentes apenas se mede um único fabric S-L (S_x e L_e).

No entanto, se admitirmos que o processo de deformação é contínuo no tempo e que esta tem uma distribuição não uniforme no espaço, torna-se possível considerar que este fabric também possa ser o resultado de um estádio evoluido da sua génese, resultando no seu próprio dobramento o que nos indicaria que a

existência de fabrics S-L sobrepostos (S_x^{-1} e L_e^{-1}, S_x e L_e) não representariam necessariamente estruturas geradas em ciclos diferentes mas sim como etapas do mesmo ciclo.

2. Os Domínios setentrionais da Zona de Ossa-Morena

Os domínios mais setentrionais da ZOM e que fazem limite com a ZCI em Portugal, foram incluidos na designação de Faixa Blastomilonítica (FBM) por OLIVEIRA et al. (1991), representando uma zona que se estende ao longo de cerca de trezentos e cinquenta quilómetros desde a foz do rio Douro no Porto, passando por Espinho, Albergaria-a-Velha, Coimbra, Tomar, Abrantes, Arronches até à fronteira com Espanha, em Campo Maior.

O que se inclui como pertencente à FBM tem sido considerado como o sector português de uma das mais importantes estruturas do Sudoeste do Maciço Ibérico, a Zona de Cisalhamento de Tomar-Badajoz-Cordova (ZCTBC) (MATTE e RIBEIRO, 1975; BURG et al., 1981; Matte, 1986) (Figura 34).

No entanto, julgamos que a designação de Faixa Blastomilonítica não é a mais adequada para definir o conjunto de unidades nela incluidas porque se refere a um termo textural ("blastomilonito") com uma conotação muito específica e que consideramos desajustada a toda a zona considerada.

Por outro lado, verificamos ao tentarmos prolongar a FBM para Espanha, que os seus limites não são coincidentes com o que se designa por Zona de Cisalhamento de Badajoz-Cordova. Este facto verifica-se, porque o que se se designa por FBM, em Portugal, inclui para além de unidades da Zona de Cisalhamento de Badajoz-Cordova, unidades do Domínio de Obejo-Valsequillo-Pueblo da la Reina, unidades do Antiforma de Monestério e provavelmente unidades do Dominio de Serra Albarrana (Figura 35).

Estudos cartográficos realizados no Nordeste Alentejano demonstraram afinidades entre domínios portugueses e espanhóis e tentativamente foram avançadas possíveis correlações intra-fronteiriças (GONÇALVES, 1971; PEREIRA, 1995) que foram apresentadas nalgumas excursões científicas (exemplo, GONÇALVES et al.,1993). Estas ideias exploradas em trabalhos de correlação regional permitiram reunir critérios para se afirmar que a FBM inclui, nesta região, um dominio setentrional que representa o sector português do Corredor de Badajoz-Cordova e um domínio meridional no prolongamento do Antiforma de Monestério. No entanto, não são de excluir hipóteses de correlação com outros dominios da ZOM em Espanha, fazendo também referência a unidades correlacionáveis com as descritas para a Serra Albarrana.

De acordo com os estudos cartográficos que, nas décadas de oitenta e noventa, permitiram caracterizar as diferentes litologias, aspectos da estrutura e do metamorfismo de diferentes troços da FBM, optámos por sintetizar a informação em cinco sectores principais (Figura 36):

i) Sector do Porto, ii) Sector de Espinho-Albergaria-a-Velha, iii) Sector de Alvaiázere, iv) Sector de Tomar-Abrantes e v) Sector do Nordeste Alentejano (Figura 36).

A síntese que daqui resulta, pretende reunir, de uma forma abrangente, diferentes descrições dos domínios setentrionais da ZOM e considerando no final alguns dos aspectos mais marcantes relativos a prováveis relações inter-sectores.

Figura 34 – Mapa geológico esquemático da Zona de Cisalhamento de Tomar-Badajoz-Cordova segundo BURG et al., (1981)..
1, Precâmbrico,
2, Grupo pelitico-vulcânico provavelmente do Precâmbrico,
3, Paleozóico Inferior a Sul da ZCTBC,
4, Paleozóico Inferior a Norte da ZCTBC,
5, series peliticas de idade indeterminada,
6, rochas máficas a ultramáficas,
7, ortognaisses alcalinos a peralcalinos (490±10 Ma),
8, granitoide de Portalegre (460±10 Ma),
9, granitóides deformados Variscos (350 Ma?),
10, granitóides tardi-Variscos (290-310 Ma),
11, Carbónico Inferior a Médio,
12, cobertura post-Varisca,

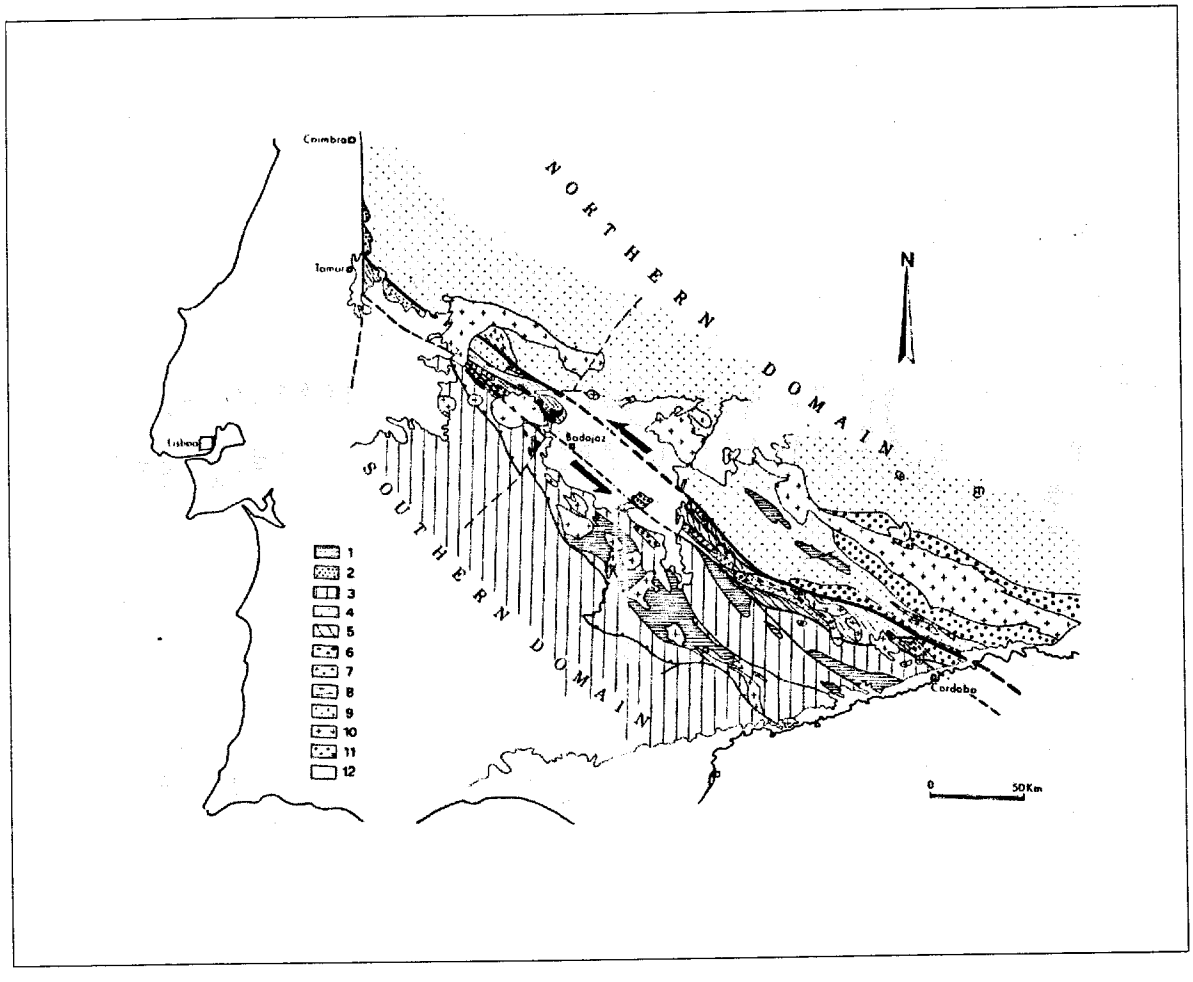

Coimbra
Tomar
Lisboa
Badajoz
Cordoba
NORTHERN DOMAIN
SOUTHERN DOMAIN
N
0
50Km
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Figura 34

Figura 35 – Subdivisão da ZOM em domínios (modificado de QUESADA, 1983, *in* APALATEGUI et al., 1990) (a topo).
A, cobertura pós-Paleozóica;
B, ZCI;
C, Batólito de Los Pedroches;
D, OMZ, (a, faixas metamórficas):
1, Domínio de Beja – Aracena,
2, Dominio de Barrancos – Hinojales,
3, Dominio de Elvas – Cumbres Mayores,
4, Dominio de Arroyomolinos,
5, Domínio de Zafra – Monesterio,
6, Dominio de Serra Albarrana,
7, Faixa ígnea de Villaviciosa – La Coronada,
8, Dominio de Valencia de las Torres - Cierro Muriano,
9, Dominio de Obejo – Valsequillo – Pueblo de la Reina;
E - Unidade do Pulo do Lobo (incluindo o Ofiolito de Beja – Acebuches);
F – ZSP, a, Faixa Piritosa);

I – Plutão de Barcarrota;
II – Plutão de Pallares,
III – Antiforma de Peraleda de Saucejo.

Divisões propostas para território português segundo OLIVEIRA et al., (1991) (em baixo).
1, cobertura sedimentar Terciária,
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, Sub-sector de Santa Susana – Odivelas,
7, Ofiolito de Beja – Acebuches,
8, Granitóides indiferenciados.

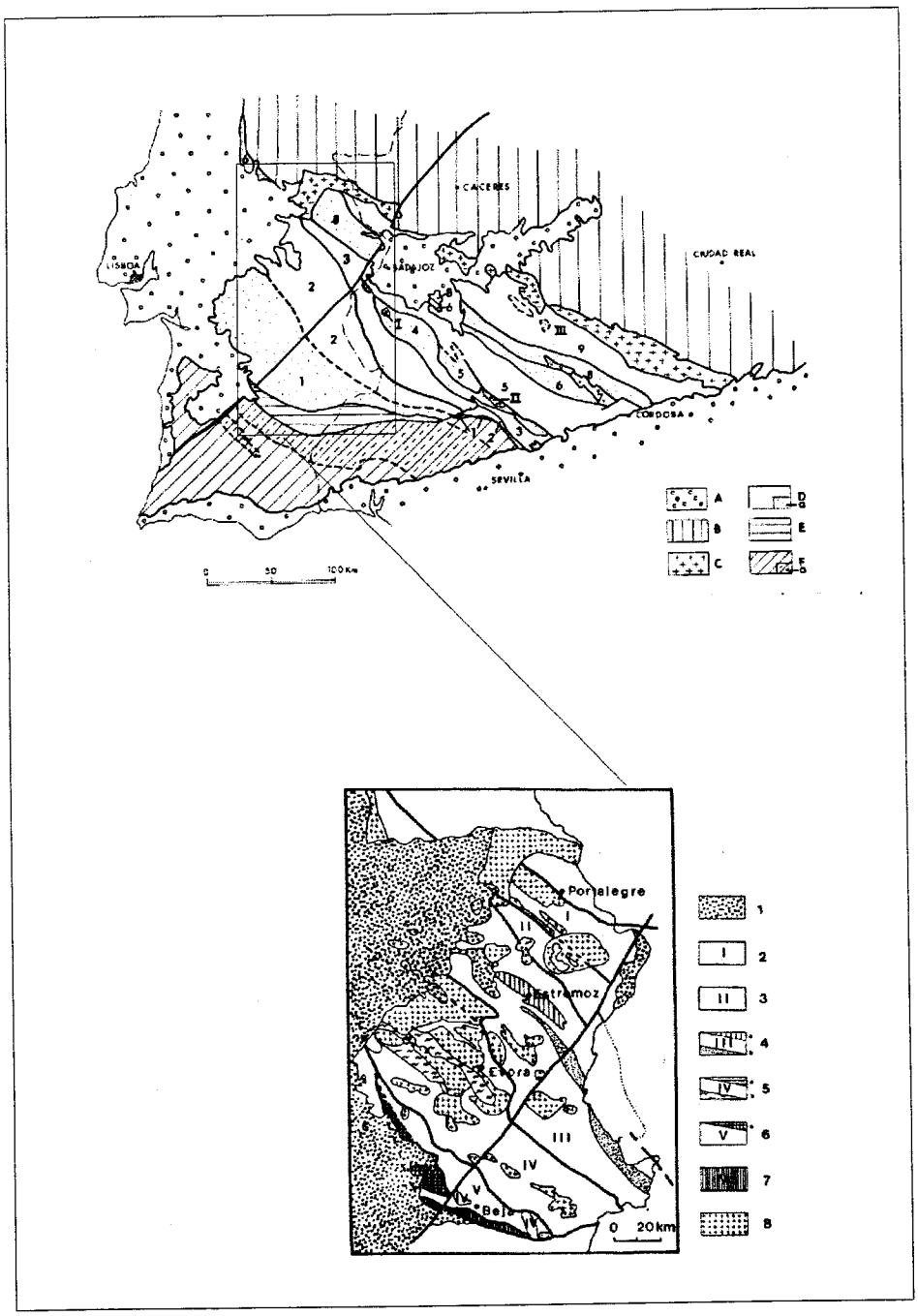

CACERES
BADAJOZ
CIUDAD REAL
CORDOBA
SEVILLA
A
B
C
D
E
F
0 50 100 Km
Portalegre
Estremoz
Elvas
Beja
0 20km
1
2
3
4
5
6
7
8

Figura 35

Figura 36 - Localização dos principais sectores da Zona de Cisalhamento de Tomar-Badajoz-Cordova (canto superior direito). Adaptado de QUESADA et al., (1990).
1, cobertura Meso-Cenozóica,
2, ZCI,
3, Batólito de Los Pedroches,
4, ZOM, a, afloramentos de Precâmbrico,
5, ZSP.

Localizações esquemáticas e principais estruturas da ZOM (canto inferior esquerdo). Adaptado do Mapa geológico 1:500,000-IGM (nova edição) in SILVA (1997).

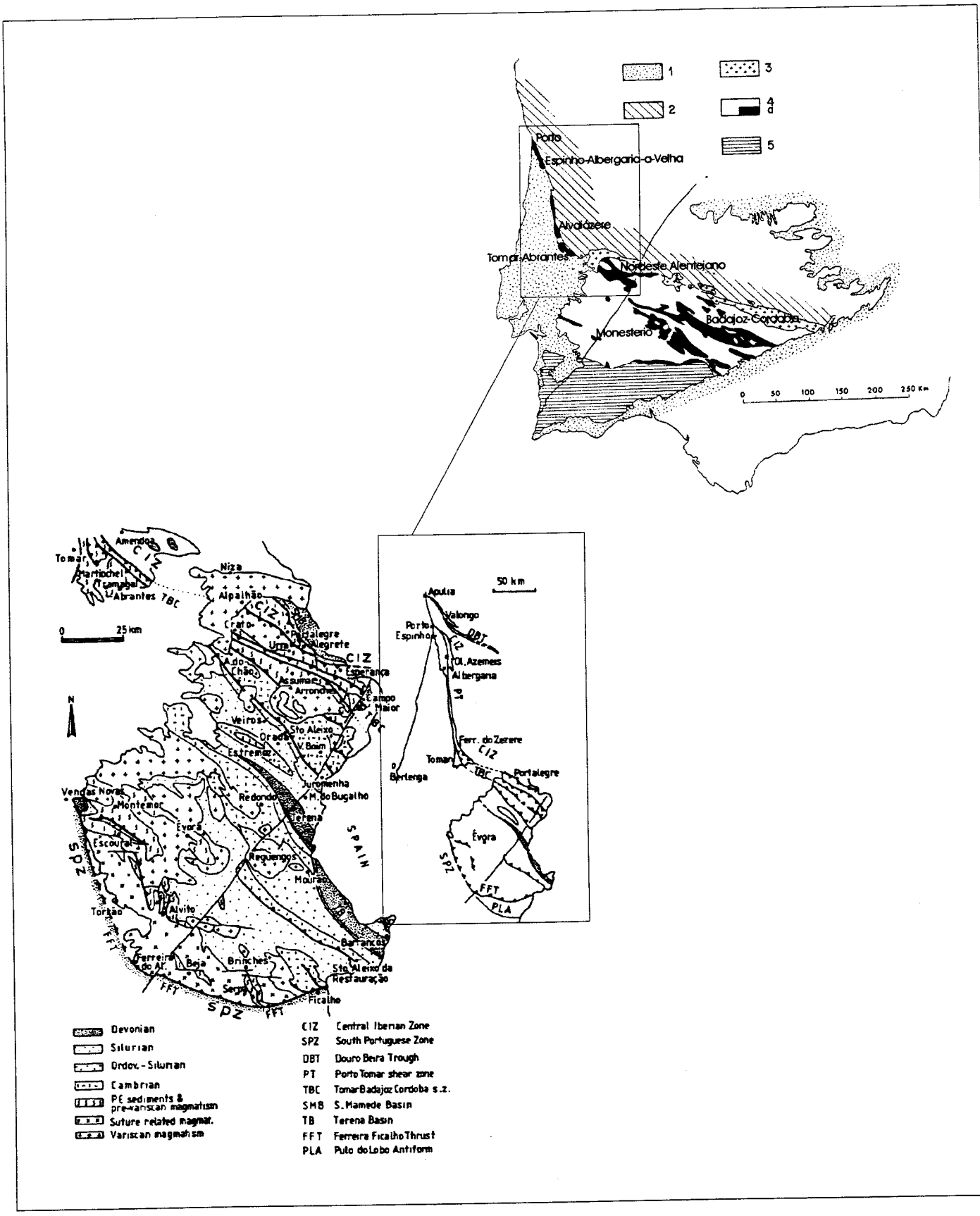

1
2
3
4
a
5
Porto
Espinho-Albergaria-a-Velha
Alvaiázere
Tomar-Abrantes
Nordeste Alentejano
Badajoz-Cordoba
Monesterio
0 50 100 150 200 250 Km
Amendoa
Tomar
Martinchel
Trambal
Abrantes
TBC
CIZ
Niza
Alpalhão
Crato
Portalegre
Urra
Portalegrete
Esperança
Arronches
Campo Maior
Veiros
Orada
Sto Aleixo
V. Boim
Estremoz
Juromenha
M. do Bugalho
Redondo
Terena
Vendas Novas
Montemor
Evora
Escoural
Reguengos
Mourão
SPZ
Torrão
Alvito
Barrancos
Ferreira do Al.
Beja
Brinches
Sto Aleixo da Restauração
Serpa
Ficalho
FFT
SPAIN
N
0 25 km
50 km
Aputia
Valongo
Porto
Espinho
DBT
Ol. Azemeis
Albergaria
PT
Ferr. do Zezere
Tomar
Portalegre
Évora
PLA
Devonian
Silurian
Ordov. - Silurian
Cambrian
PE sediments & pre-variscan magmatism
Suture related magmat.
Variscan magmatism
CIZ Central Iberian Zone
SPZ South Portuguese Zone
DBT Douro Beira Trough
PT Porto Tomar shear zone
TBC Tomar Badajoz Cordoba s.z.
SMB S. Mamede Basin
TB Terena Basin
FFT Ferreira Ficalho Thrust
PLA Pulo do Lobo Antiform

Figura 36

Deste modo, a apresentação de dados de diferentes autores, que não podem ser desligados das suas diferentes interpretações, pretende ser um trabalho resumido e claro, longe de pretender englobar a informação num modelo integrador e homogéneo, cujos contornos seriam em nosso entender impossíveis de definir dado o estado actual dos conhecimentos.

A escassez de dados radiométricos e geoquímicos obtidos a partir da maioria das rochas que constituem os domínios setentrionais da ZOM faz com que muitas das incertezas relativas à evolução temporal da sua história complexa e polifásica subsistam, aumentando os graus de liberdade nos modelos geodinâmicos propostos.

A maioria dos autores portugueses considera que os domínios setentrionais da ZOM são constituidos essencialmente por rochas do Precâmbrico e Paleozóico Inferior. Em termos gerais, as idades mais antigas atribuidas ao Precâmbrico obtidas por métodos de datação radiométrica situam-se no intervalo 680-550 Ma (Proterozóico Superior), para protólitos de rochas posteriormente afectadas por metamorfismo Paleozóico nos intervalos 520-480 Ma (Paleozóico Inferior) e 420-330 Ma (Paleozóico Inferior a Superior). As idades de protólitos magmáticos do Paleozóico distribuem-se no intervalo 500-440 Ma (Paleozóico Inferior) e 280-290 Ma (Paleozóico Superior). A hipótese de existirem rochas mais antigas pertencentes a um soco Greenviliano apenas se coloca se considerarmos as recentes datações de prótolitos magmáticos (1,04 Ga, U/Pb em zircão em gnaisses félsicos e 1,05 Ga, Sm/Nd rocha total em anfibolitos, LETERRIER e NORONHA, 1998) do Complexo Metamórfico da Foz do Douro, fazendo este parte dos domínios setentrionais da ZOM (RIBEIRO et al., 1979). No entanto, existem algumas reservas quanto ao real significado geológico das determinações de idades radiométricas se considerarmos os diferentes métodos utilizados (Rb/Sr, K/Ar, U/Pb, Sm/Nd), problemática que abordaremos mais adiante no capítulo reservado à discussão.

Uma das primeiras referências a rochas Precâmbricas nesta região que inclui os domínios setentrionais da ZOM podem ser encontradas no mapa geológico de Portugal de DELGADO e CHOFFAT (1899) descrições estratigráficas de DELGADO (1905). Mais tarde foi possível com base em trabalhos cartográficos desenvolvidos na ZOM por CARVALHOSA (1965) e GONÇALVES (1971) individualizar um grupo estratigráfico de carácter regional designado por Série Negra, que pelo facto de se encontrar subjacente a sequências discordantes datadas do Câmbrico Inferior, foi interpretado como fazendo parte do soco Precâmbrico da ZOM (TEIXEIRA e GONÇALVES, 1967). Os dados cronoestratigráficos que lhe conferem idade Precâmbrica foram obtidos a partir de: i) estudos de caracterização do conteúdo fossilífero de metachertes negros pertencentes à Formação de Mosteiros (GONÇALVES e VITOR OLIVEIRA, 1986) que representa parte do que foi considerado como Série Negra observada no sector do Nordeste Alentejano, que permitiram identificar cianobactérias atribuidas ao Proterozóico Superior (GONÇALVES e PALÁCIOS,1984) e de ii)

estudos relativos à sistemática dos isótopos Sr-Nd-Pb dando idades de deposição de 600 e de 550 Ma (BEETSMA, 1995), em metassedimentos da Formação de Arada (CHAMINÉ et al., 1996) que representa a Série Negra observada no sector de Espinho-Albergaria-a-Velha.

Por um lado, a descoberta de clastos com estruturação interna incluidos nos níveis detríticos do Câmbrico Inferior discordantes sobre o Proterozóico e, por outro lado, a observação de que este limite sela estruturas e metamorfismo anteriores à deposição do Paleozóico, constituiram os dados de campo que conduziram a que se admitisse uma história geodinâmica policíclica para os domínios setentrionais da ZOM, com uma etapa anterior à orogenia Varisca (GONÇALVES, 1971), considerada Cadomiana.

2.1. O sector do Porto (Foz do Douro)

Este sector está representado pelo Complexo Metamórfico da Foz do Douro, considerado por TEIXEIRA (1981) um conjunto migmatítico-xistento atribuido ao Proterozóico Superior da ZCI, apresentando como datações para gnaisses biotíticos ai aflorantes os valores de 512±25 Ma a 487±25 Ma (Rb/Sr rocha total), que o levaram a interpretar as rochas como Eopaleozóicas e correlacionáveis com rochas metamórficas de Vigo (Espanha).

O facto de ser considerado por vários autores como pertencendo à FBM, e desta forma identificado como um domínio da ZOM (RIBEIRO et al., 1979, 1995; RIBEIRO e E.PEREIRA, 1992; E.PEREIRA et al., 1980; NORONHA e LETERRIER, 1995; LETERRIER e NORONHA, 1998; CHAMINÉ et al., 1995, 1998), a controvérsia subsiste e este complexo metamórfico tem sido também apresentado como pertencente a domínios metamórficos da ZCI (TEIXEIRA e GONÇALVES, 1980; TEIXEIRA, 1981; MARTINEZ et al., 1990; RIBEIRO et al., 1990).

Neste sector a separação ZOM/ZCI é marcada pela ocorrência do corpo intrusivo granítico do Castelo do Queijo, que corta o fabric principal do encaixante deformado, limitado a Oeste pela Falha de Porto-Tomar-Lavadores (E.PEREIRA et al.,1980). Aqui são descritos metassedimentos, anfibolitos e diferentes tipos de gnaisses (BORGES et al., 1985; NORONHA e LETERRIER, 1995) que, considerando as suas relacões é possível definir as várias etapas da evolução geodinâmica compósita do conjunto. O que se designa por metassedimentos e que inclui micaxistos silimaníticos com intercalações calcossilicatadas, anfibolitos e quartzitos (NORONHA e LETERRIER, 1995), é descrito como apresentando uma estruturação precoce relativamente a intrusões tonalíticas (BORGES et al., 1985) de idade Precâmbrica (604 Ma Rb/Sr, isócrona de referência, ANDRADE et al., 1983, SERRANO PINTO, 1984, e também, 680 Ma U/Pb em zircão, LETERRIER e NORONHA, 1998).

De eventos metamórficos verificados no Proterozóico Superior a afectarem os tonalitos resultaram os gnaisses biotíticos (quartzo + biotite + plagioclase + granada) (575±5 Ma Rb/Sr rocha total, NORONHA e LETERRIER, 1995) que

UNIVERSIDADE DE ÉVORA

associados a metassedimentos, anfibolitos e gnaisses graníticos ocelados e de tendência ocelada (607±13 Ma, U/Pb em zircão, LETERRIER e NORONHA, 1998) representam um conjunto tectonizado, sob a designação genérica de gnaisses leucocratas que apresentam uma foliação NW-SE, interpretada como sendo Varisca (RIBEIRO e E.PEREIRA, 1992).

Em resumo, os dados geocronológicos deste sector considerado como pertencente aos domínios setentrionais da ZOM, apontam para a existência de um soco Proterozóico Médio (1,4 Ga, U/Pb em zircão e 1,05 Ga Sm/Nd rocha total, respectivamente para os protólitos dos gnaisses de tendência ocelada e de anfibolitos, LETERRIER e NORONHA, 1998), que foi sujeito à influência de processos magmáticos e metamórficos no Proterozóico Superior-Paleozóico Inferior e Paleozóico Superior.

2.2. Sector de Espinho – Albergaria-a-Velha

Neste sector inclui-se a Faixa Metamórfica de Espinho – Albergaria-a-Velha ("zona blastomilonítica de Oliveira de Azeméis" segundo E.PEREIRA et al., 1980) que admite a divisão em quatro unidades tectonoestratigráficas principais (CHAMINÉ et al., 1995, 1998): i) unidade de Lourosa, ii) unidade de Espinho, iii) unidade de Arada; e iv) unidade de S.João-de-Ver.

Na unidade de Lourosa constituida por migmatitos, anfibolitos, anfibolitos olivínicos, gnaisses e micaxistos, litótipos de alto grau metamórfico (feldspato potássico+silimanite+granada), foram obtidos dados radiométricos interpretados como o prenúncio do desenvolvimento do orógeno Varisco no Silúrico e seu pico metamórfico no Carbónico (420 Ma, U/Pb em zircão e 311 Ma, U/Pb em monazite, para os gnaisses biotíticos de Lourosela e de Lourosa, CHAMINÉ et al., 1998).

A unidade de Espinho incluindo micaxistos granatíferos e estaurolíticos e quartzitos granatíferos é caracterizada por condições de alto grau que evoluiram a par da milonitização que as afecta para condições de metamorfismo intermédio (granada±silimanite + H_2O = estaurolite+quartzo, CHAMINÉ et al., 1998). A unidade de Arada ("xistos de Aradas" segundo E.PEREIRA et al., 1980) representa o que se designa por Série Negra na ZOM, uma sequência monótona de metapelitos com intercalações de metachertes negros, psamitos e anfibolitos, com baixo grau metamórfico (clorite+biotite+cloritóide). Dados isotópicos permitiram determinar que a sua deposição se terá verificado no Proterozóico Superior (550 e 600 Ma; Sr-Nd-Pb rocha total, BEETSMA, 1995).

Condições de metamorfismo intermédio (granada+biotite+fibrolite) caracterizam o conjunto de rochas porfiróides (metavulcanitos e metapórfiros) e de micaxistos, por vezes granatíferos, com metagrauvaques e anfibolitos, que constituem a Unidade de S.João-de-Ver. Dados isotópicos permitem atribuir o metamorfismo desta unidade ao Carbónico (320 Ma, U/Pb em zircão no metapórfiro blastomilonítico de Vale Maior, CHAMINÉ et al., 1998).

A fronteira ZOM/ZCI neste sector é traçada a Nordeste de Espinho pelo limite Oeste do maçiço granítico da Madalena com a unidade de Lourosa, e sucessivamente de Norte para Sul, pelos contactos por falha das unidades de Lourosa e de S.João-de-Ver, de afinidade com a ZOM (CHAMINÉ et al., 1995), com a unidade de Carvoeiro e S.Jorge, com afinidades à ZCI (CHAMINÉ et al., 1995; RIBEIRO et al., 1995).

2.3. Sector de Alvaiázere

Engloba o que foi designado como afloramento de Arega-Aguda do Precâmbrico do Vale do Tejo (TEIXEIRA, 1981), onde as rochas predominantes são descritas como gnaisses, micaxistos, metachertes negros e gnaisses ocelados. Estudos posteriores, GAMA PEREIRA (1984, 1987) caracterizaram a distribuição cartográfica das rochas metamorfizadas dos domínios setentrionais da ZOM considerando em diferentes estruturas principais, das quais referiremos duas: i) o Antiforma de Arega e ii) o Antiforma do Beco.

O que se designa por Antiforma de Arega inclui uma unidade de ortognaisses encaixada numa unidade de micaxistos. Estes ortognaisses de natureza tonalítica, granodiorítica e granítica (gnaisses da Aguda, 508 Ma, Rb/Sr em rocha total, 412 Ma, K/Ar em biotite), apresentam termos migmatíticos no contacto com os micaxistos envolventes (330 Ma, K/Ar em moscovite, num diferenciado moscovítico dos gnaisses, intercalado nos micaxistos).

Os micaxistos estão representados por diferentes facies de metamorfismo que diminuem o grau à medida que nos afastamos dos ortognaisses. Assim são caracterizados micaxistos da zona da silimanite+feldspato potássico passando a micaxistos com granada+estaurolite, a micaxistos biotíticos e por último da zona da clorite, dispostos em faixas estreitas alongadas segundo a estruturação regional NW-SE, constituindo no seu conjunto um contexto interpretado como resultante de plutonometamorfismo precoce afectado por um evento tectonometamórfico posterior.

Em discordância sobre os micaxistos observa-se uma série vulcanoclástica ante-Arenig, sem evidências de metamorfismo, designada de Formação de Amarelos.

O Antiforma do Beco, que aflora mais a Sul estendendo-se até Ferreira do Zêzere, representa uma estrutura similar ao definido como Antiforma de Arega, com a particularidade de incluir gabros e noritos associados aos gnaisses tonalíticos. Apófises de gabro-norito (gabros e noritos de Casal de Zote, 368±14 Ma, K/Ar em biotite) intruem os ortognaisses tonalíticos (gnaisses do Beco, 348 Ma, K/Ar em biotite, 305 Ma, K/Ar em moscovite), sendo o conjunto cortado por diferenciados pegmatíticos graníticos (485±9 Ma, K/Ar em moscovite, GAMA PEREIRA e MACEDO, 1983).

Neste contexto, admitiu-se (GAMA PEREIRA, 1984, 1987) a existência de um soco Proterozóico do tipo Barroviano afectado no limite Proterozóico/Câmbrico por magmatismo básico e intermédio (calco-alcalino) e

diferenciação migmática, conjunto este que é intruido por magmatismo bimodal no Câmbrico-Ordovícico (Caledónico segundo SERRANO PINTO, 1984) e, mais tarde, sujeito a eventos tectono-metamórficos e magmáticos durante o Paleozóico Superior.

O limite ZOM/ZCI é delineado neste sector por falhas que limitam os bordos Nordeste das estruturas de Arega e do Beco, desde Espinhal a Norte na continuidade da Falha de Coimbra, passando para Sul, a Oeste de Figueiró-dos-Vinhos, a Leste de Alvaiázere, a Oeste de Dornes, até Ferreira do Zêzere no que se designa aqui por cavalgamento de Ferreira do Zêzere.

2.4. Sector de Tomar-Abrantes

Neste sector considerado como pertencente ao Precâmbrico do vale do Tejo (GONÇALVES, 1978; GONÇALVES et al., 1979; TEIXEIRA e GONÇALVES, 1980; TEIXEIRA, 1981) iremos considerar em primeiro lugar o que é designado por Faixa Precâmbrica de Tomar, onde se definiram três unidades litostratigráficas principais (E.PEREIRA et al., 1998): i) a Série Negra; ii) Complexo de gnaisses e migmatitos, e iii) Granulitos de Pouchão.

À Série Negra é atribuida neste sector um conjunto formado por micaxistos estaurolíticos e granatíferos (estaurolite+granada+biotite+moscovite e onde a blastese de moscovite inclui relíquias de estaurolite) e por uma sequência de baixo grau metamórfico com metapelitos e metagrauvaques com metachertes negros intercalados, xistos grafitosos com alternâncias finas de siltitos, anfibolitos e intercalações de vulcanitos ácidos porfíricos. Também são incluidos os gnaisses porfíricos ácidos do Sardoal também designados por ortognaisses de Mouriscas (ROMÃO, 1998).

O Complexo de gnaisses e migmatitos está representado por ortognaisses ocelados blastomiloníticos (quartzo + plagioclase cálcica + biotite + muscovite + feldspato potássico + granada + rútilo), gnaisses (quebra da moscovite + quartzo = feldspato potássico + silimanite seguida de blastese de moscovite + feldspato potássico) e micaxistos , mais ou menos migmatizados.

A unidade correspondente aos Granulitos do Pouchão, litótipos de natureza gabróica e quartzodiorítica caracterizados por paragénese metamórfica de alto grau, granulítica retrogradada para facies anfibolítica (blastese de granada+plagioclase cálcica+anfibola+biotite) é interpretada como uma intrusão na Série Negra posteriormente afectada por metamorfismo Cadomiano e Varisco (E.PEREIRA et al., 1998). Observa-se ainda uma importante intrusão félsica, o granito de Tramagal-Martinchel que apresenta a particularidade de estar a cortar o fabric milonitico do encaixante metamórfico e de se apresentar deformado pelo regime de cisalhamento associado ao desenvolvimento da Falha de Porto-Tomar (com componente de movimentação direita).

Como prolongamento da faixa de Tomar afloram em Abrantes unidades também elas, atribuidas ao Precâmbrico (GONÇALVES, 1969,1971,1978; GONÇALVES et al., 1979; TEIXEIRA e GONÇALVES, 1980; TEIXEIRA,

1981) que se representam por: iv) rochas de alto grau constituindo uma unidade gnaisso-migmatítica que compreende gnaisses félsicos bandados, frequentemente ocelados, e gnaisses blastomiloníticos; v) "Série Negra" representando uma unidade de micaxistos granatíferos com intercalações de anfibolitos e metavulcanitos ácidos, calcários (atribuidos inicialmente ao Câmbrico por TEIXEIRA, 1954; GONÇALVES, 1969,1971), calcoxistos e metachertes negros; vi) uma unidade de blastomilonítos de natureza diorítica e quartzodiorítica associados a gnaisses anfibólicos e anfibolitos, por vezes, granatíferos; vii) uma unidade de gnaisses porfíricos ácidos (gnaisses do Sardoal na continuidade com os gnaisses de Mouriscas, estes últimos datados de 574 Ma, Rb/Sr em rocha total, segundo MENDES, 1967).

O limite ZOM/ZCI é aqui traçado pela Falha de Andreus-Sardoal, que se estende desde Sudeste de Ferreira do Zêzere, passa a Nordeste do Sardoal e continua até próximo do Gavião, a Sudeste, onde é coberta por depósitos do Cenozóico.

2.5. Sector do Nordeste Alentejano

No sector do Nordeste Alentejano os domínios setentrionais da ZOM (ver Figura 36) representam uma extensa faixa, com direcção WNW-ESE a NW-SE, de rochas do Proterozóico e Paleozóico Inferior dividida, no Nordeste Alentejano, em duas importantes megaestruturas (GONÇALVES e CARVALHOSA, 1993/1994) com características tectono-metamórficas distintas:

i) a Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior, zona de cisalhamento que contacta a norte com a Zona de Cisalhamento de Portalegre-Esperança (ZCPE), através da Falha de Mosteiros, apresenta como limite Sul a Falha de Assumar que a separa da bacia detritico-carbonatada de Assumar, atribuida ao Câmbrico Inferior (GONÇALVES, 1971); Inclui um corredor de alto grau metamórfico desenvolvido em sequências Proterozóicas e Paleozóicas Inferiores e magmatismo associado, que surgem como encaixante em condições de mais baixo grau metamórfico; a sequência estratigráfica que pode ser observada junto ao bordo com a ZCPE caracteriza-se pela presença de soco Proterozóico Superior (Série Negra), à qual se sobrepõe vulcanismo félsico (Complexo vulcano-sedimentar de Nave de Grou) atribuido à transição Proterozóico Superior-Câmbrico Inferior, e ainda para o topo e discordante sobre as duas unidades anteriores surge o Complexo detritico-carbonatado de Ouguela, atribuido ao Câmbrico Inferior (M.PEREIRA, 1970).

ii) mais a Sul, a Megaestrutura de Assumar, cujo contacto meridional com o sector de Alter-do-Chão - Elvas, é assinalado ao longo da Falha de Alter-do-Chão. Compreende uma série atribuida ao Proterozóico Superior da Série Negra (Formação de Mosteiros, GONÇALVES e VITOR OLIVEIRA, 1984) com sequências monótonas de metapelitos e psamitos com componente vulcânica, com intercalações de metachertes negros, de calcossilicatadas e anfibolitos, afectadas por migmatização no contacto com ortognaisses félsicos alcalinos (ortognaisses

de Barquete, de Bedanais e de Aguilhão), e que para Sul inclui uma sequência espessa de anfibolitos cujo limite meridional é assinalado por um ortognaisse félsico (ortognaisse de Barreiros). A Norte localiza-se uma estreita bacia atribuida ao Câmbrico Inferior (GONÇALVES, 1971), que designaremos por Complexo detrítico-carbonatado de Assumar, discordante sobre uma série vulcanoclástica félsica com conglomerados e tufos (Complexo vulcano-sedimentar de Freixo-Segóvia). Os seus contactos estão afectados por acidentes do tipo desligamento com movimentação esquerda, do qual se destaca a Falha de Assumar que faz o limite com a Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior.

A geometria neste sector é caracterizada por uma estrutura em leque compósita e complexa, com um ramo Norte, com vergência para Nordeste, e um ramo sul, com vergência oposta para Sudoeste.

2.6. Considerações

Do conjunto de informação aqui reunida e de modo extremamente sintético, surge à partida a extrema dificuldade de tentar correlacionar as diferentes unidades definidas para cada sector, admitindo que as rochas que as constituem sofreram uma história complexa e heterogénea de eventos tectonometamórficos ao longo da evolução geodinâmica do Proterozóico ao Paleozóico. Os estudos desenvolvidos nos diferentes sectores demonstram a existência de sobreposição de episódios sedimentares associados a magmatismo, que afectados por metamorfismo e deformação com padrões de distribuição heterogénea se apresentam num contexto de evolução provavelmente contínua ainda por constranger em termos temporais.

Considerando o corredor de alto grau metamórfico, como exemplo desta problemática, podemos admitir a inclusão de várias unidades amalgamadas cujos limites tectónicos as colocam lado a lado, muitas das vezes, sem relação evidente. Verifica-se que o metamorfismo e intensa deformação cisalhante transpõe completamente episódios precoces, estacionando a sua informação no estádio mais recente, sem referência a dados que possam ajudar a definir à sua possível origem. Nem sequer os dados radiométricos contribuem para clarificar esta problemática pois acabam por fornecer idades cuja interpretação é sempre controversa dependendo do método utilizado e das condições fisico-químicas que podem influenciar a história polifásica dos sistemas isotópicos. Face a esta panorâmica, a melhor possibilidade de se alcançar alguns dados objectivos acerca da história desta região será a procura nas zonas periféricas do corredor de alto grau onde as relações primárias estão preservadas por não terem sido incluidas na zona de mais intensa actividade orogénica.

Noutro sentido, se tivermos em consideração o conhecimento geológico de dois dos principais sectores que registam afloramentos do Proterozóico Superior da ZOM, em território espanhol (Domínio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina e Antiforma de Monestério) (ver Figura 35) onde as estruturas estão melhor preservadas, torna-se possível estender essa informação para os domínios

setentrionais da ZOM, em Portugal. Relativamente ao Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Cordova serão muitas as precauções a ter em conta se quisermos ligar o sector português à informação reunida em Espanha. O significado desta estrutura ainda não está bem definido e a escassez de dados geoquímicos e radiométricos aumenta as incertezas quanto a possíveis correlações. Salvo estas advertências, surgem no entanto algumas hipóteses de correlação que devem ser exploradas, tendo presente que não são definitivas mas antes linhas de investigação a prosseguir em trabalhos científicos futuros, que serão abordadas no capitulo dedicado à discussão.

3. A Zona de Ossa-Morena e seu limite com a Zona Centro-Ibérica, na região do Nordeste Alentejano

No Nordeste Alentejano foram definidas três principais zonas de cisalhamento cujas características particulares, que passamos a expôr, permitiram a sua individualização em, de Norte para Sul: 3.1. Zona de Cisalhamento de Portalegre-Esperança, 3.2. Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior e 3.3. Megaestrutura de Assumar.

3.1. Sector Limítrofe da Zona de Ossa-Morena com a Zona Centro-Ibérica: Zona de Cisalhamento de Portalegre – Esperança (ZCPE)

As diferenças respeitantes ao registo sedimentar e faunístico do Paleozóico Inferior da ZOM e da ZCI (ROBARDET, 1976) e a caracterização de uma importante zona de cisalhamento regional (Zona de Cisalhamento de Tomar-Badajoz-Córdova) que se estende na proximidade deste limite (BLADIER, 1974; LAURENT, 1974; BLADIER e LAURENT, 1976; LEFORT e RIBEIRO, 1980; BURG et al, 1981) reforçaram a ideia da importância regional da separação entre as referidas zonas descrita por LOTZE (1945).

O limite setentrional da ZOM com a ZCI tem sido objecto de diferentes interpretações consoante o carácter geodinâmico que lhe pretendemos incutir (PEREIRA e SILVA, 1997). A principal causa de discussão relativa à natureza deste limite, reside no facto de ele ser complexo, e por isso, de difícil definição no terreno e, também, por envolver uma grande variedade de litótipos que registam diferentes estádios da evolução duma história poli-cíclica de eventos geológicos.

De modo a exemplificar esta problemática, podemos fazer referência ao que se descreve no mapa tectónico da Península Ibérica de JULIVERT et al., (1972-1974). Estes autores, colocam o limite ZOM/ZCI como correspondente em Espanha ao alinhamento do batólito de Los Pedroches-Albuquerque, e em Portugal assinalado pelo cavalgamento de Ferreira do Zêzere-Portalegre. Neste caso, não existe uma correspondência directa intra-fronteiriça no que diz respeito, quer à continuidade geométrica deste alinhamento, nem relativamente ao seu significado geodinâmico, já que constatamos que o limite ZOM/ZCI é marcado no sector espanhol pela intrusão do batólito tardi-Varisco que se prolonga no sector português pelo granito de Nisa-Alpalhão, que corta na sua inflexão para Sul, o acidente Varisco de Ferreira do Zêzere-Portalegre (ver Figura 36).

Por outro lado, o facto de terem sido descritos eclogitos na ZCTBC conduziu a que esta fosse interpretada como uma zona de sutura provável e como representando o limite entre as duas zonas referidas. Em virtude da escassez de dados radiométricos referentes à etapa metamórfica de eclogitização, subsiste a incerteza quanto ao facto de a ZCTBC representar uma provável sutura original Cadomiana reactivada por processos posteriores Variscos (QUESADA, 1992, 1997; RIBEIRO et al., 1990a; ABALOS et al., 1991; ABALOS e EGUILUZ, 1992; OSCHNER, 1993; SILVA et al 1993; PEREIRA, 1995; APRAIZ, 1998; EGUILUZ et al., 1995, 1997) ou, como uma das principais suturas do ramo Ibérico da Cadeia Varisca Europeia (BARD et al., 1980; BURG et al., 1981; MATTE, 1983, 1991; SCHAFER et al., 1991, AZOR et al., 1993, 1994, 1995;

Figura 37 – Mapa esquemático da estrutura e unidades litológicas da Zona de Cisalhamento de Portalegre-Esperança (para enquadrar veja o mapa geológico do NE Alentejano em anexo).
1, anticlinal,
2, sinclinal,
3, falhas com componente de desligamento esquerdo
4, quartzitos Armoricanos,
5, granito do Carrascal,
6, granito de Portalegre,
7, metapelitos do Lanvirniano-Landeilo,
8, vulcanoclastitos da Formação da Urra.

Localização da ZCPE no bordo entre a ZOM e a ZCI (canto superior direito).

Representação esquemática (sem escala), da estratigrafia da ZCPE (em baixo).

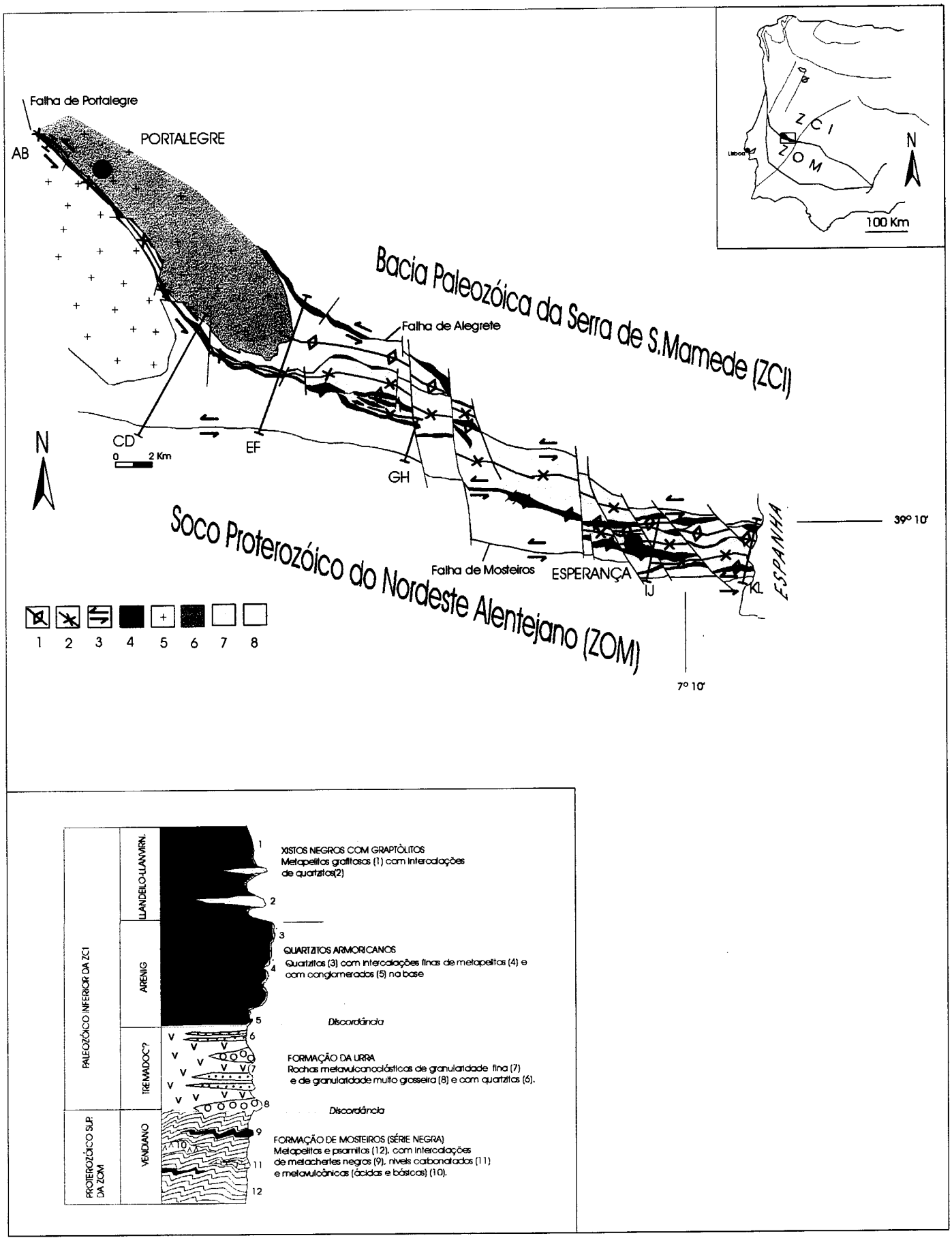

Falha de Portalegre
PORTALEGRE
AB
Bacia Paleozóica da Serra de S.Mamede (ZCI)
Falha de Alegrete
CD
EF
GH
0 2 Km
N
Soco Proterozóico do Nordeste Alentejano (ZOM)
Falha de Mosteiros
ESPERANÇA
IJ
KL
ESPANHA
39° 10'
7° 10'
1 2 3 4 5 6 7 8
ZCI
ZOM
Lisboa
100 Km
PALEOZÓICO INFERIOR DA ZCI
PROTEROZÓICO SUP. DA ZOM
LLANDEILO-LLANVIRN.
ARENIG
TREMADOC?
VENDIANO
XISTOS NEGROS COM GRAPTÒLITOS
Metapelitos grafitosas (1) com intercalações de quartzitos(2)
QUARTZITOS ARMORICANOS
Quartzitos (3) com intercalações finas de metapelitos (4) e com conglomerados (5) na base
Discordância
FORMAÇÃO DA URRA
Rochas metavulcanoclásticas de granularidade fina (7) e de granularidade muito grosseira (8) e com quartzitos (6).
Discordância
FORMAÇÃO DE MOSTEIROS (SÉRIE NEGRA)
Metapelitos e psamitos (12), com intercalações de metachertes negros (9), níveis carbonatados (11) e metavulcânicas (ácidas e básicas) (10).

Figura 37

ORDOÑEZ-CASADO, 1998). Esta indefinição é um dos factores que contribui actualmente, em grande medida, para a disparidade de interpretações relativas ao posicionamento do limite ZOM/ZCI na escala de tempo geológico.

Recentemente, trabalhos de cartografia estrutural desenvolvidos na região do Nordeste Alentejano, permitiram verificar que o limite actual entre a ZOM e o ZCI deve ser delineado ao longo de uma importante zona de cisalhamento Varisca regional que afecta a fronteira paleogeográfica meridional do Paleozóico Inferior de afinidade Centro-Ibérica que se estende discordante sobre o soco Proterozóico Superior da ZOM (SILVA et al., 1993; PEREIRA, 1995; PEREIRA e SILVA, 1995, 1997). Deste modo, é retirada importância ao critério tectónico que utiliza o Cavalgamento de Portalegre para delinear o limite ZOM/ZCI, figurando este sector limítrofe da Zona de Ossa-Morena com a Zona Centro-Ibérica, que designamos por Zona de Cisalhamento de Portalegre – Esperança (ZCPE), como uma zona de transição entre estas duas principais unidades do Maciço Ibérico (Figura 37).

3.1.1. Enquadramento regional da zona de cisalhamento de Portalegre-Esperança

Este sector limítrofe da Zona de Ossa Morena com a Zona Centro-Ibérica corresponde a uma zona de cisalhamento com cerca de quarenta quilómetros de extensão, variando a sua largura entre três quilómetros, junto à fronteira com Espanha, e aproximadamente quinze quilómetros, na região de Portalegre (Figura 37).

A Noroeste a ZCPE é limitada pela intrusão granítica de Nisa-Alpalhão-Castelo de Vide, de direcção NNE- SSW, que se prolonga no sentido de Espanha com direcção NW-SE. A idade deste batólito, designado recentemente por Complexo Eruptivo de Nisa (M.L.RIBEIRO et al., 1995), é atribuida ao limite Carbónico-Pérmico idade que foi determinada para o batólito de los Pedroches (290±10 Ma, K/Ar em biotites; PENHA e ARRIBAS, 1974), seu prolongamento em Espanha.

A Norte, a ZCPE faz fronteira através da Falha de Alegrete, com a bacia Paleozóica de afinidade Centro-Ibérica designada por Sinclinório de São Mamede. O Sinclinório de São Mamede constituido por uma sequência Ordovícico-Devónica (TEIXEIRA, 1981) típica dos domínios meridionais da ZCI, prolonga-se em Espanha no que se designa por Sinforma de la Codosera-Pueblo Obando onde foram descritos fósseis de braquiópodes atribuidos ao Devónico Superior (SOLDEVILLA, 1992).

A Sul a fronteira da ZCPE foi estabelecida ao longo da Falha de Mosteiros que a separa de uma sequência estratigráfica Proterozóico-Câmbrica de afinidade Ossa-Morênica, alvo de descrição no capitulo reservado à ZCTBC.

Em termos estratigráficos a coluna definida para a ZCPE admite algumas modificações relativamente a trabalhos anteriores, nomeadamente no que diz respeito ao enquadramento da Formação da Urra. Na ZCPE estão representadas rochas Paleozóicas de fácies detríticas típicas da ZCI, quartzitos atribuidos ao Arenig (GONÇALVES, 1971) e xistos ampelíticos de facies Lanvirniana-Landeiliana (PERDIGÃO, 1967 em GONÇALVES e PERDIGÃO, 1977), incluidos no que se designa por Formação de Quartzitos Armoricanos. Estratigraficamente subjacente, surge a Formação vulcanoclástica da Urra (Figura 37), à qual tem sido atribuida afinidade Ossa-Morênica e idade Proterozóica, por se admitir que incluiria termos correlacionáveis com outros

localizados em território espanhol, em plena ZOM (Complexo de Bodonal-Cala, Formação de Malcocinado) e discordantes sobre a Série Negra (OLIVEIRA et al., 1991; PEREIRA e SILVA, 1995).

Em alguns pontos desta região a passagem das fácies vulcanoclásticas da Formação da Urra às facies detríticas Armoricanas é marcada pelo aparecimento de um conglomerado poligénico que representa uma unidade intra-formacional da base da sequência de quartzitos mais impuros da Formação do Quartzito Armoricano (ribeira do Abrilongo, ribeira de Palheiros, rio Caia, Vale de Abertas, Fortios, Sra.Penha). Nas colunas estratigráficas definidas até então, para a Formação da Urra tem sido admitido que esta é constituida na base, por litologias de natureza félsica do tipo porfiróide, que passam para o topo da sequência a fácies finas e a alternâncias de pelitos com grauvaques (GONÇALVES, 1971; OLIVEIRA et al., 1991; GONÇALVES e CARVALHOSA, 1994/95). No entanto, em cortes descritos para esta região é possível verificar que esta sequência admite variações importantes que poderão reflectir variações laterais de fácies ou repetições e/ou inversões por influência tectónica, difíceis de decifrar face à falta de dados de polaridade sedimentar. Considerando este quadro, é possível encontrar subjacentes ao que se pode designar por membro porfiróide, fácies pelíticas de vulcanoclastitos finos que para a base passam a incluir alternâncias de bancadas quartzíticas (Monte Choramigas) e/ou grauvacóides (rio Caia), assemelhando-se nesta última localização a fácies descritas na região de Mação descritas por ROMÃO (1998) para o Grupo das Beiras do Supergrupo do Complexo Xisto Grauváquico (F.SILVA et al., 1988). Por sua vez, a topo do membro porfiróide surge uma espessa sequência de facies finas de vulcanoclastitos que incluem escassas intercalações de fácies porfiróides (rio Caia) e que para o topo podem apresentar localmente intercalações de bancadas tufíticas grauvacóides (Norte de Mosteiros). A facies porfiróide inclui, também ela, variações com o aparecimento de facies extremamente grosseiras (a SW da povoação da Urra).

A Formação da Urra foi no início, atribuida ao Câmbrico (Complexo Xisto-Arenítico da Urra, GONÇALVES, 1971) como equivalente do Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico (GONÇALVES 1969-70). Mais tarde, foi considerada como sendo mais antiga, com enquadramento estratigráfico atribuído ao Proterozóico Superior (GONÇALVES e VITOR OLIVEIRA, 1986; OLIVEIRA et al., 1991; PEREIRA e SILVA, 1995) por ser considerada como discordante sobre a Série Negra e limitada a topo pela discordância da base do Arenig.

Trabalhos recentes de cartografia estrutural permitiram definir o contacto da Formação da Urra com a Série Negra através da Falha de Mosteiros, com desenvolvimento de intensa milonitização, onde dificilmente se poderá decifrar o carácter discordante que lhe foi anteriormente atribuído. De qualquer forma, é de salientar a existência de clastos rolados de metachertes negros (GONÇALVES, 1971; PEREIRA e SILVA, 1997) possivelmente oriundos da Série Negra, que também eles surgem nos conglomerados intra-formacionais da base da sequência de quartzitos da Formação de Quartzitos Armoricanos.

Por outro lado, é notória a semelhança de algumas das fácies da Formação da Urra com aquelas descritas em trabalhos de correlação estratigráfica de OLIVEIRA et al.,

(1992) e de ROMÃO e RIBEIRO (1995), para formações estratigráficas com o mesmo enquadramento na ZCI, o que nos permite conferir-lhe afinidade Centro-Ibérica (PEREIRA e SILVA, 1997).

3.1.2. Estrutura da zona de cisalhamento de Portalegre-Esperança

A zona de cisalhamento de Portalegre-Esperança representa uma megaestrutura Varisca limitada a Norte pela Falha de Alegrete que a separa da bacia Paleozóica do Sinclinório de São Mamede, fazendo fronteira a Sul com o soco Proterozóico da ZOM através da Falha de Mosteiros e, cortada a Oeste pelo Complexo Ígneo de Nisa-Alpalhão. Localiza-se no bordo meridional da ZCI (Figura 37) com a particularidade de apresentar vergência das principais estruturas para Norte contrariamente ao contexto geométrico regional desta zona.

A ZCPE é descrita como uma faixa com intensa milonitização e desenvolvimento de um fabric tectónico do tipo S-L muito penetrativo, cuja distribuição e estádios de evolução apresentam um padrão cartográfico heterogéneo, que se reflete a todas as escalas.

As falhas principais apresentam uma geometria característica que se reflete pela disposição sigmoidal dos seus planos, tanto em planta como em perfil. Assim, são admitidas variações da direcção do plano de determinada falha, e também variações no sentido da sua inclinação. Esta geometria quando associada à cinemática admitindo intensa movimentação sinistrógira, permite que a mesma falha possa apresentar ao longo da direcção do seu plano características de falha do tipo cavalgante com componente oblíqua esquerda, de falha do tipo desligamento com movimentação esquerda, ou ainda, de falha do tipo normal com componente oblíqua esquerda.

As falhas principais delimitam áreas que cartograficamente definem geometrias sigmoidais. Nestas áreas desenvolve-se dobramento em regime transpressivo com a génese de duas ordens principais de dobras, descritas principalmente, a partir da análise da deformação nos quartzitos Armoricanos: Dk (dobras à escala quilométrica) e Ddm (dobras à escala decamétrica a métrica). Os eixos das dobras orientam-se de modo a ficarem contidos nos planos de foliação e da lineação de estiramento neles contida. A inclinação dos eixos das dobras pode apresentar-se coincidente com os valores do mergulho da lineação de estiramento mas nem sempre tal sucede. De facto, um regime de deformação contínua admite o aparecimento de diferentes estádios de desenvolvimento de dobras com tendência periclinal, com dobras precoces que inicialmente teriam a inclinação dos seus eixos diferente da do mergulho da lineação de estiramento, evoluindo para uma situação geométrica onde o ângulo entre estas duas estruturas lineares tende a diminuir. As dobras Dk representam aquelas observadas à escala cartográfica, com amplitudes que podem ir desde valores da ordem dos quilómetros (exemplos: dos anticlinais de Hortas de Baixo, a Leste de Esperança, e de Vale de Cavalos, a Sudeste de Portalegre) às centenas de metros e cujos flancos se estendem por quilómetros ao longo da direcção principal da ZCPE. As dobras Ddm representam uma ordem menor de dobramento observada à escala dos afloramentos cuja amplitude e estensão dos seus flancos varia entre valores decamétricos a métricos, ou até inferiores. O desenvolvimento destas dobras mesoscópicas encontra-se fortemente

condicionado por zonas de cisalhamento nucleadas nos flancos de dobras Dk, onde é significativo o contraste de ductilidade entre vulcanoclastitos e quartzitos, entre xistos ampelitosos e quartzitos, ou entre intrusivas félsicas e quartzitos, e ainda, quando surgem níveis pelíticos intercalados nas espessas sequências de bancadas de quartzito.

De modo a descrever com detalhe a estrutura da ZCPE, optámos por caracterizar em pormenor seis cortes geológicos, escolhidos por serem representativos das principais variações geométricas observadas. Assim sendo, recorreu-se a estudos cartográficos à escala 1:25,000 e 1:5,000 com o objectivo de se definirem as macro- e mesoestruturas, sempre acompanhados se a problemática o justificasse, por estudos detalhados à escala microscópica.

De Oeste para Leste foram escolhidos os seguintes cortes geológicos transversais relativamente à direcção principal das estruturas da zona de cisalhamento: 3.1.1.) corte A-B da Serra da Penha, 3.1.2.) corte C-D da Urra-Santiago, 3.1.3.) E-F do Rio Caia, 3.1.4.) G-H da Ribeira de Arronches, 3.1.5.) I-J da Serra de Louções e 3.1.6.) K-L da Ribeira do Abrilongo.

3.1.2.1. O corte A-B que atravessa o bordo Sudeste da Serra da Penha

No corte A-B que atravessa o bordo Sudeste da Serra da Penha (a Oeste de Portalegre) (Figura 38), aflora uma estrutura Dk do tipo sinclinal apertado, de direcção N40-50°W e com plano axial bastante inclinado, 70-80° para Sudoeste, definido em quartzitos Armoricanos que incluem conglomerados intra-formacionais na sua base, cujo núcleo se faz representar por fácies xistentas do Lanvirniano-Landeilo. Em ambos os flancos desta dobra tombada para Nordeste identifica-se intensa milonitização, assinalando a concentração da deformação ao longo dos limites que marcam um acentuado contraste de ductilidade, ou sejam, a Norte com o granito de Portalegre e/ou a Formação da Urra e, a Sul com o granito do Carrascal e/ou a Formação da Urra (Cavalgamento de Portalegre). A geometria deste sinclinal revela um flanco Sul invertido, considerando granotriagem como critério de polaridade sedimentar, onde o fabric S-L milonítico se encontra bem definido (S_x -N40-50°W,60-70°SW e L_e-28-36°, N45-50°W) e onde se localizam zonas de cisalhamento nucleadas em níveis pelíticos intercalados nas espessas bancadas de quartzito. No flanco Norte, de polaridade normal assinalada por granotriagem e figuras de canal, a concentração da milonitização ocorre ao longo de estreitas e discretas zonas de cisalhamento localizadas na sequência de bancadas de quartzito encontrando-se também ela milonitizada mas num estádio e distribuição menos intensos.

A identificação de diferentes texturas para as rochas deformadas, à escala da amostra de mão, revelaram à escala microscópica que podem ser intimamente relacionados com diferentes aspectos de milonitização (Figuras 39 e 40). Deste modo, foi sistematizada a ocorrência de quatro tipos fundamentais de texturas: i) *textura filítica*, associada a zonas de cisalhamento em níveis pelíticos onde aflora uma rocha escura extremamente siliciosa, assemelhando-se a um filíto (Fotografia 3 - Figura 39) e que representa à escala do microscópio um fabric milonítico (Fotografia 1 – Figura 39) com bandas de quartzo recristalizado e bandas de filossilicatos alinhadas segundo os planos c; identificam-se dobras a afectarem este fabric milonítico e que são afectadas

Figura 38 – Mapa da distribuição das principais estruturas e unidades litológicas do bordo Sudeste da Serra da Penha (Portalegre).
1, estratificação (So),
2, estratificação invertida,
3, foliação (Sx),
4, eixos de crenulação,
5, lineação de estiramento,
6, granito de Portalegre,
7, vulcanoclastitos da Formação da Urra,
8, quartzitos Armoricanos, * niveis pelíticos intercalados,
9, metapelitos do Lanvirniano-Landeilo,
10, granito do Carrascal,
I, componente de desligamento esquerdo,
II, sentido de inclinação da falha,
III, movimentação relativa do bloco: preto-descida, branco-subida,
IV, sinclinal.

Estereograma com a orientação média para a foliação principal (linha a cheio) e medições da lineação de estiramento (quadrados a preto).

Representação esquemática da ZCPE (canto superior esquerdo) e localização da área referente ao corte A-B (vermelho).

Corte esquemático A-B da Serra da Penha.

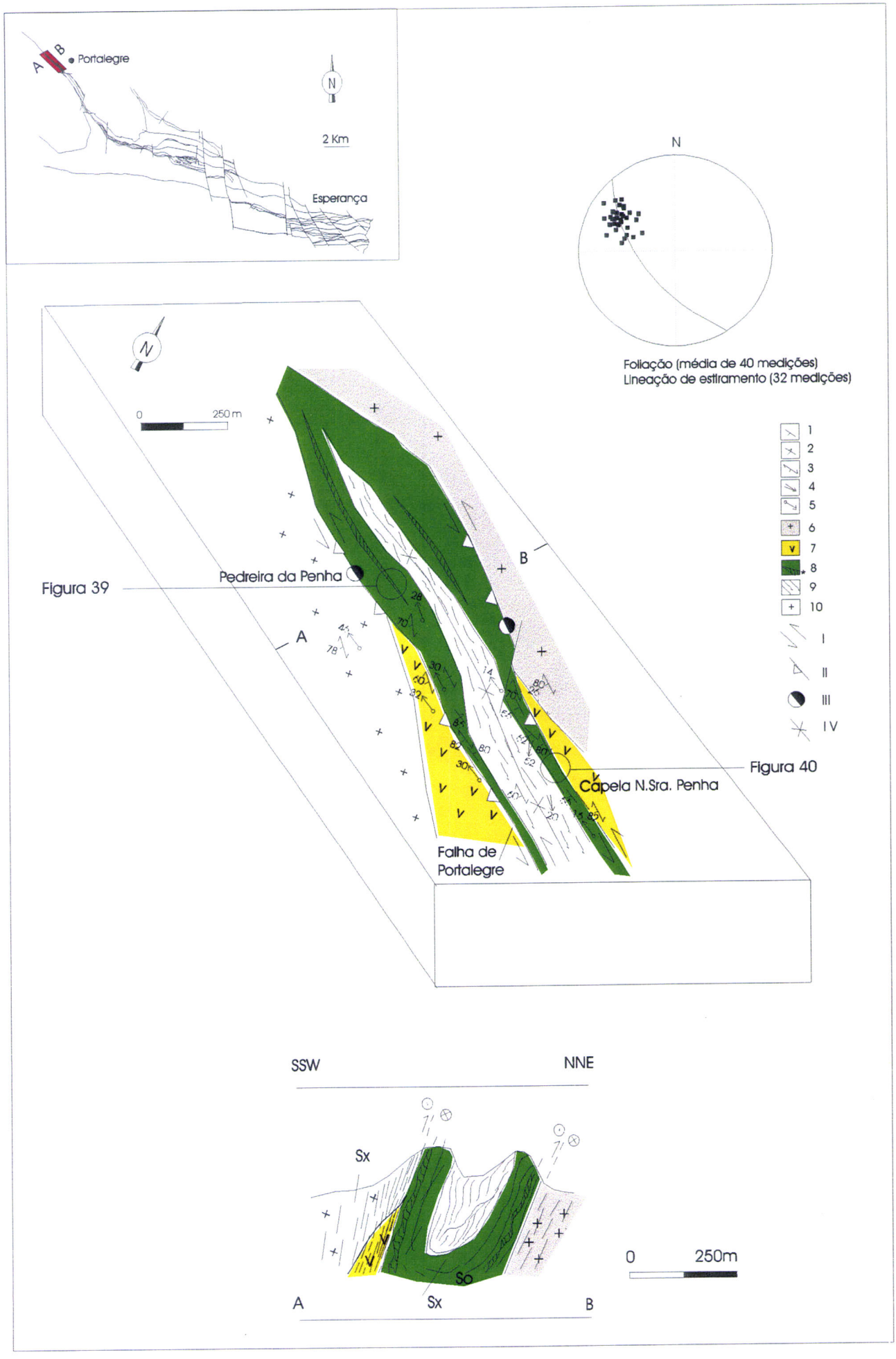

A
B
Portalegre
N
2 Km
Esperança
N
Foliação (média de 40 medições)
Lineação de estiramento (32 medições)
N
0
250 m
Pedreira da Penha
Figura 39
A
B
Figura 40
Capela N.Sra. Penha
Falha de
Portalegre
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
I
II
III
IV
SSW
NNE
Sx
So
A
Sx
B
0
250m

Figura 38

por planos estensionais do tipo c' definindo no conjunto bons critérios de movimentação esquerda; ii) *textura sacaróide*, espacialmente associada à textura anterior, confere ao quartzito um aspecto friável assemelhando-se a açucar refinado; ao microscópio a recristalização dinâmica define um fabric protomilonítico caracterizado pela ocorrência de estruturas do tipo manto-núcleo, pelo achatamento e estiramento dos grãos originais que apresentam extinção ondulante (Fotografia 2 - Figura 39); iii) *textura grosseira*, que é utilizada para descrever um quartzito recristalizado que apresenta granularidade grosseira (Fotografia 6 – Figura 40) com desenvolvimento de um fabric S-L penetrativo; microscopicamente o fabric planar é definido por grãos originais de quartzo bastante estirados e achatados que apresentam subgranulação e extinção ondulante numa matriz finamente recristalizada de novos grãos de quartzo, sendo interpretado como um fabric protomilonítico (Fotografia 5 – Figura 40); iv) *textura maciça*, indica um quartzito de aspecto mesoscópico maciço, compacto, onde os grãos de quartzo apresentam reduzidas dimensões (Fotografia 6 – Figura 40); ao microscópio a textura é típica de um estádio avançado de milonitização onde escassos grãos herdados de quartzo original são encontrados no seio de uma matriz de novos grãos de quartzo finamente recristalizados (Fotografia 4 – Figura 40).

As texturas filítica e a sacaróide surgem espacialmente associadas (Pedreira da Penha), tal como acontece com as texturas grosseira e maciça (Capela da Nossa Senhora da Penha). As duas primeiras texturas i) e ii) reflectem a concentração da deformação em níveis pelíticos intercalados nas espessas bancadas de quartzito. As duas últimas texturas iii) e iv) surgem localmente associadas em estreitas bandas paralelas ou, de uma forma geral, com alternâncias heterogéneas dos dois tipos como que definindo estruturas sigmóidais que parecem reflectir um padrão anastomosado (Figura 40).

Os conglomerados intra-formacionais que ocorrem na base da sequência de quartzitos (Fotografia 7) revelam evidências de intenso estiramento e milonitização associada. O aspecto recristalizado observado em amostra de mão é o resultado de processos de recristalização dinâmica que afectam a matriz e os clastos (Fotografia 8). Identificam-se fracturas intra-clastos e inter-clastos com recristalização dinâmica, intensa subgranulação de clastos de quartzo e desenvolvimento de extinção ondulante . Na matriz é possível descrever novos grãos recristalizados dinamicamente.

No núcleo do sinclinal os xistos ampelíticos do Lanvirniano-Landeilo apresentam uma clivagem xistenta forte de plano axial da dobra Dk onde se observa uma crenulação posterior com eixos a mergulhar 30-50°SE-SSE.

No limite meridional dos quartzitos Armoricanos localiza-se a falha que foi designada por cavalgamento de Portalegre, onde o contraste de ductilidade é abrupto com a litologia encontrada a Sul. Ao longo deste acidente tectónico identifica-se uma rocha xistenta rica em quartzo e principalmente filossilicatos, na qual se pode caracterizar uma textura filonítica. O desenvolvimento de estruturas planares c e c' é intenso reflectindo a concentração da deformação que tende a atenuar-se para Sul. Ao microscópio a textura revela-se finamente granular com desenvolvimento de bandas de quartzo recristalizado alternando com bandas onde predominam filossilicatos, similar a uma textura filonítica (Fotografia 9). Neste caso, não é clara a definição do protólito félsico a partir do qual se terá originado este tectonito pois constatamos que em

Figura 39 – Esquema com representação de corredores de cisalhamento esquerdo localizados nos níveis peliticos intercalados na sequência de quartzitos Armoricanos, e relação entre diferentes tipos de texturas miloníticas (Pedreira da Sra.da Penha).

Fotografia 1 – Microfotografia da textura filítica onde se observa um fabric tectónico assinalado por bandas com alinhamento de micas alternando com bandas com quartzo finamente recristalizado dinamicamente, nalguns casos com desenvolvimento de dobras intrafoliares (sem orientação). (Plano XZ com largura máxima-1.1mm).

Fotografia 2 – Microfotografia da textura sacaróide onde se observa um fabric tectónico assinalado pelo achatamento dos grãos de quartzo que mostram recristalização dinâmica de novos grãos de granularidade fina, descrevendo estruturas do tipo manto-núcleo.(NW-SE da esquerda para a direita). (Plano XZ com largura máxima-1.1mm).

Fotografia 3 – Fotografia da textura filítica (superfície a inclinar 20-30° para NW, paralela a XZ) e onde se observa um fabric tectónico com desenvolvimento de planos c+s+c' ("shear band cleavage"), indicando deformação cisalhante não-coaxial com componente de movimentação esquerda, neste caso oblíqua.

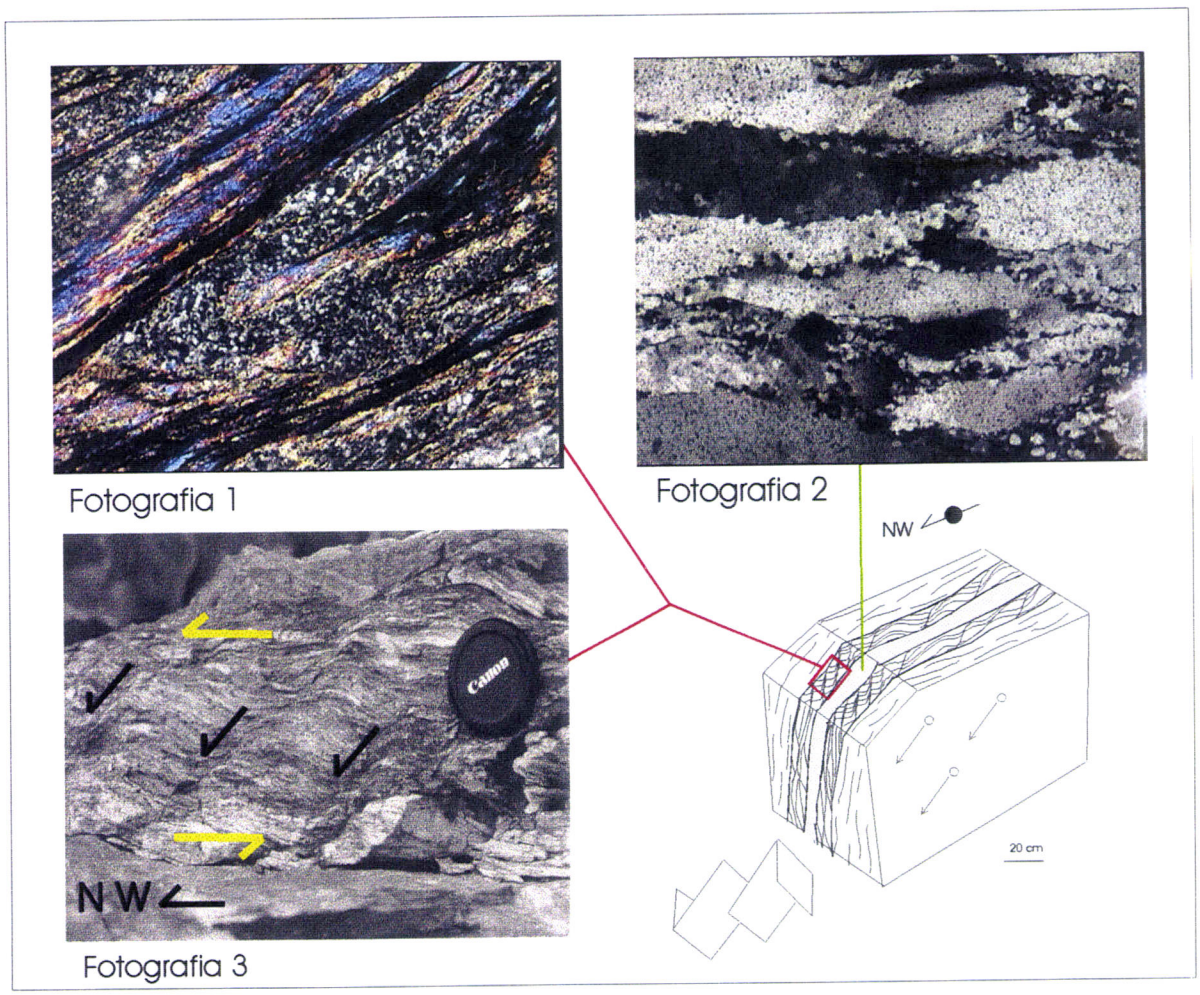
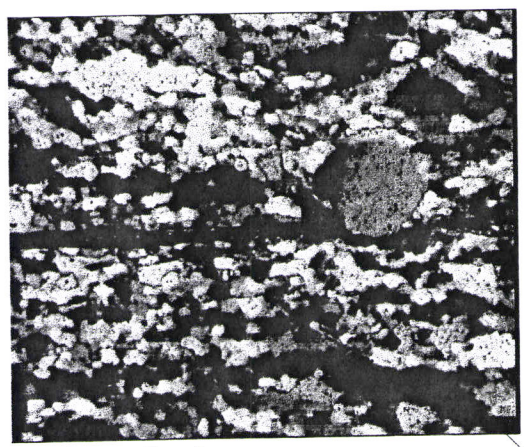


Figura 39

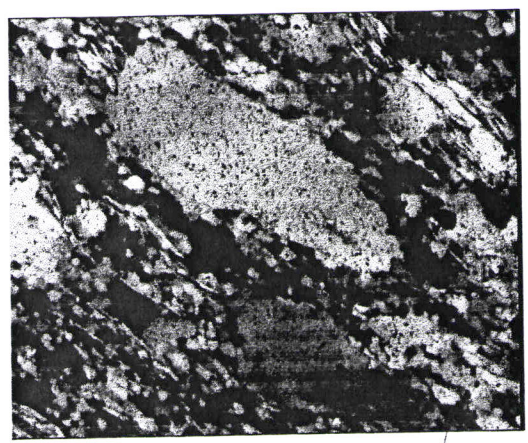
Figura 40 – Esquema com representação de corredores de cisalhamento esquerdo em quartzitos Armoricanos e relação entre diferentes tipos de texturas miloníticas (Capela da Sra.da Penha).

Fotografia 4 – Microfotografia da textura maciça onde se observa um fabric tectónico assinalado por uma matriz de quartzo finamente recristalizado dinamicamente, envolvendo grãos relíquia com extinção ondulante (NW-SE da esquerda para a direita).). (Plano XZ com largura máxima-1.1mm).

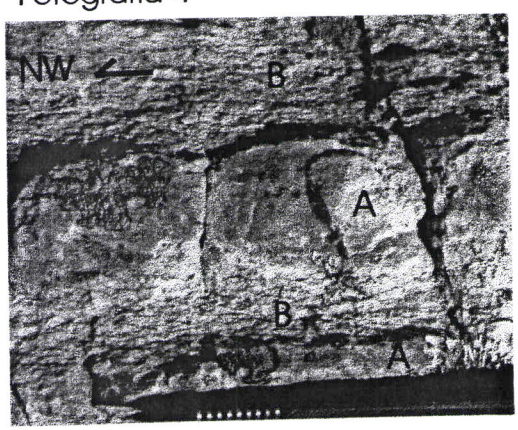
Fotografia 5 – Microfotografia da textura grosseira onde se observa um fabric tectónico assinalado pelo achatamento dos grãos de quartzo, com dimensões que podem ser milimétricas, envolvidos por intensa recristalização dinâmica de novos grãos de granularidade fina, descrevendo estruturas do tipo manto-núcleo. (NW-SE do canto superior esquerdo para o canto inferior direito). (Plano XZ com largura máxima-1.1mm).



Fotografia 4



Fotografia 5



Fotografia 6

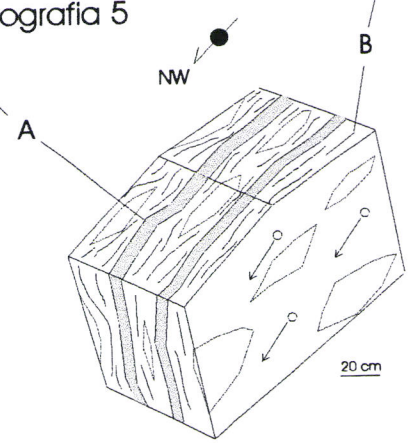


Figura 40

Fotografia 7 – Fotografia de niveis conglomeráticos intraformacionais nas sequências de quartzito Armoricano (Flanco normal do sinclinal exposto no bordo Sul da Serra da Penha, Portalegre). (sem orientação).

Fotografia 8 – Microfotografia da textura filonítica onde se observa um fabric tectónico assinalado por bandas com alinhamento de micas alternando com bandas com quartzo finamente recristalizado dinamicamente. Vulcanoclastito da Formação da Urra ou granito do Carrascal intensamente milonitizado? (a Sul da Pedreira da Sra. da Penha, Cavalgamento de Portalegre). (sem orientação). (Plano XZ com largura máxima-1.1mm).

Fotografia 9 – Microfotografia da textura milonítica do granito do Carrascal, ilustrado na Fotografia 11, onde se observa um fabric tectónico assinalado por bandas com quartzo finamente recristalizado dinamicamente e como caudas de feldspatos, alternando com bandas de granularidade fina de quartzo+sericite. Estrutura em delta em feldspato dando critério de movimentação esquerda (a Sul da Pedreira da Sra. da Penha, Portalegre). (NW-SE da esquerda para a direita). (Plano XZ com largura máxima-1.1mm).

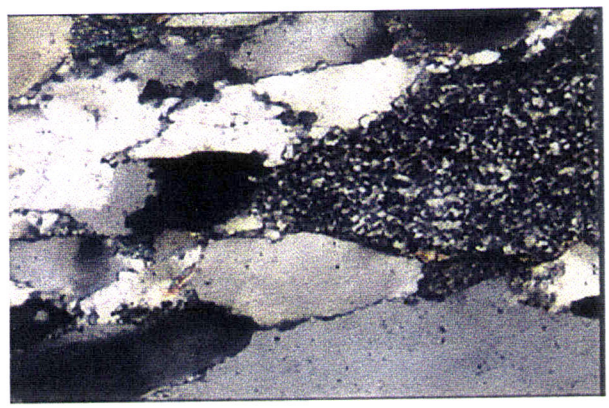
Fotografia 10 – Microfotografia do conglomerado ilustrado na Fotografia 7, onde se observam clastos de metachertes negros (à direita) e grãos de quartzo achatados com extinção ondulante, subgranulação e recristalização de novos grãos traduzindo a deformação que os afectou. (sem orientação). (largura máxima-1.1mm).

Fotografia 11 – Fotografia do granito do Carrascal com foliação milonítica inclinada para SW, assinalada pelo estiramento dos feldspatos e por bandas de quartzo recristalizado. (a Sul do cavalgamento de Portalegre). (SW-NE da esquerda para a direita).

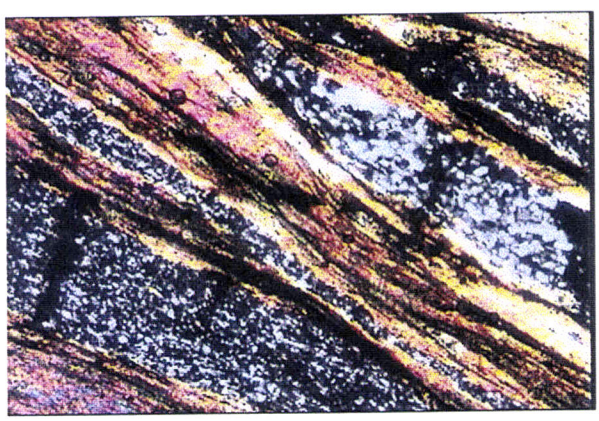
Fotografia 12 – Microfotografia do granito do Carrascal com deformação muito fraca e com a textura magmática bem preservada. (estrada de Portalegre para o Crato) (largura máxima-1.1mm).



Fotografia 7



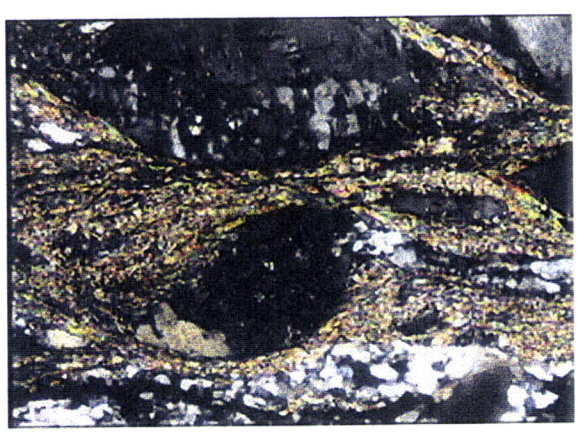
Fotografia 10.



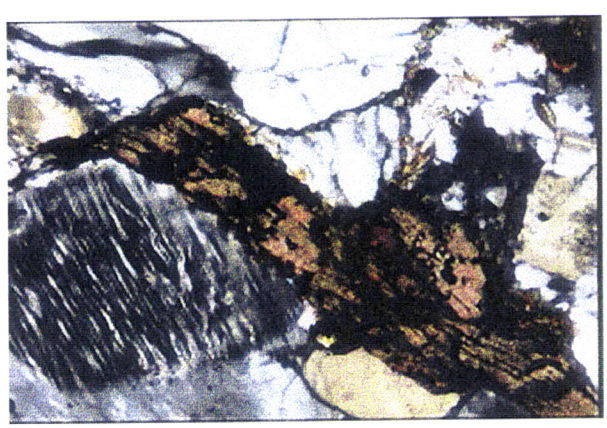
Fotografia 8



Fotografia 11



Fotografia 9



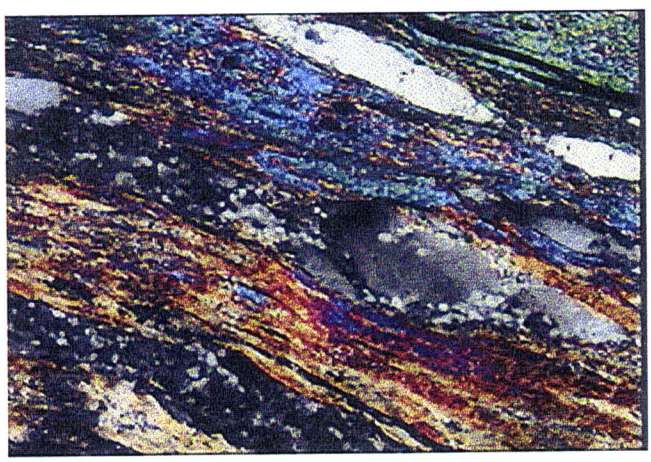
Fotografia 12

Fotografia 13 – Microfotografia de vulcanoclastitos da Formação da Urra intensamente milonitizados, com grãos de quartzo muito achatados e alongados segundo o fabric principal, com recristalização fina de quartzo em bandas que alternam com bandas ricas em quartzo+sericite. (Serra da Penha). (NW-SE do canto superior esquerdo para o canto inferior direito). (largura máxima-1.1mm).

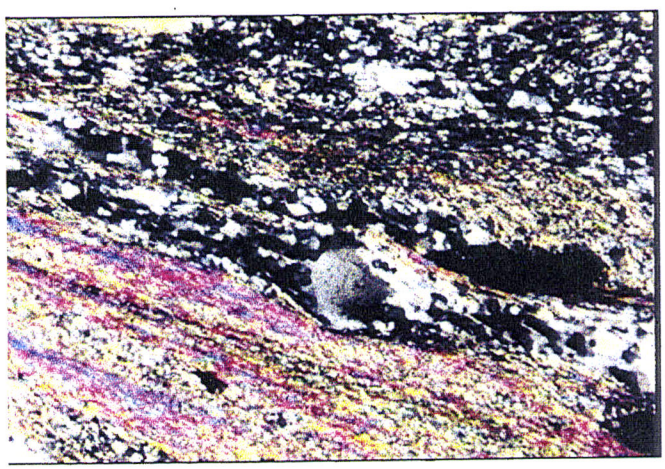
Fotografia 14 – Microfotografia de "porfiróides" da Formação da Urra intensamente milonitizados, com grãos de quartzo como relíquias numa matriz com recristalização fina de quartzo em bandas que alternam com bandas ricas em quartzo+sericite. (Serra da Penha). (NW-SE do canto superior esquerdo para o canto inferior direito). (largura máxima-1.1mm).

Fotografia 15 – Microfotografia do granito de Portalegre intensamente milonitizados, com feldspatos fracturados e rodados com recristalização fina de quartzo nas fracturas. (NW-SE do canto inferior esquerdo para o canto superior direito). (estrada IP2, Portalegre). (largura máxima-1.1mm).

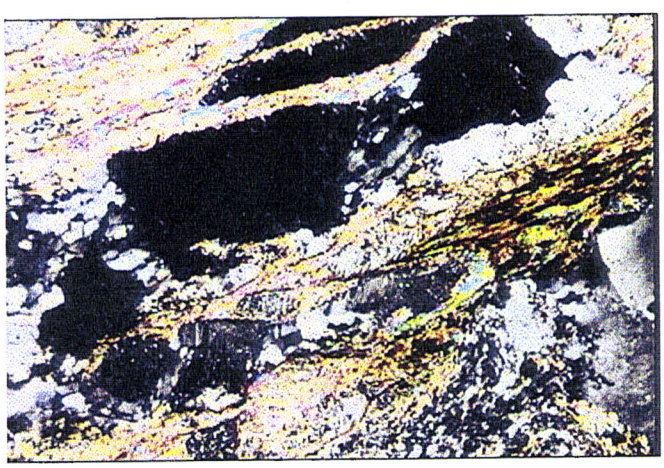
Fotografia 16 – Microfotografia do granito de Portalegre intensamente milonitizados, com feldspato pertitico fracturado e rodado com recristalização fina de quartzo nas fracturas e alinhada segundo o fabric principal. (estrada IP2, Portalegre). (NW-SE da esquerda para a direita). (largura máxima-1.1mm).



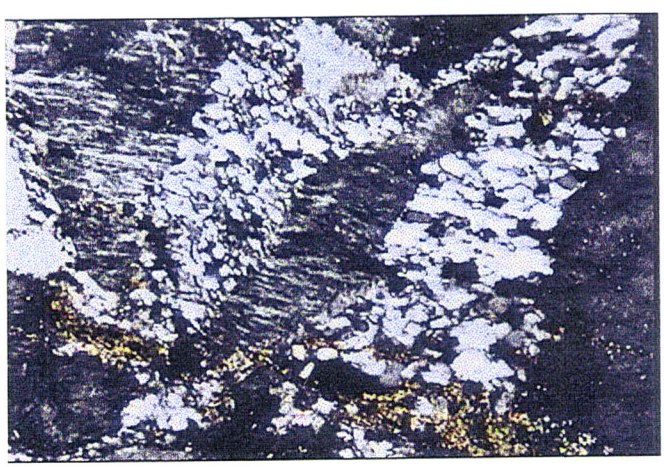
Fotografia 13



Fotografia 14



Fotografia 15



Fotografia 16

continuidade temos a Noroeste o granito do Carrascal e para Sudeste a Formação da Urra afectada por intensa milonitização. As condições de afloramento não permitem clarificar os limites cartográficos e daí a dúvida que parece prevalecer.

O granito do Carrascal surge intensamente tectonizado (Fotografia 10) com desenvolvimento de milonitização, fabric milonítico S-L (S_x -N30-40°W,70-80°SW e L_e-45-50°W), onde predominam as bandas de quartzo recristalizado, os porfiroclastos de feldspato fracturados e rodados, definindo estruturas do tipo "bookshelf", estruturas sigmoidais e deltas indicando movimentação esquerda, os porfiroclastos de quartzo surgem estirados, com subgranulação e extinção ondulante, e o alinhamento dos filossilicatos verifica-se segundo os planos c (Fotografia 11). Para Sul a deformação é cada vez menos intensa permitindo caracterizar a textura original do protólito intrusivo félsico já que a deformação apenas se regista através de extinção ondulante e fracturação no quartzo, fracturação em feldspatos e nas biotites, sem evidências de recristalização dinâmica (Fotografia 12). As rochas vulcanoclásticas da Formação da Urra apresentam uma matriz fina onde se observam porfiroclastos de quartzo e de feldspato (menos abundantes) estirados paralelamente a bandas de quartzo recristalizado dinamicamente, a assinalarem deste modo, o fabric S-L muito penetrativo que as caracteriza (Fotografias 13 e 14).

A Norte do sinclinal surge o granito tectonizado de Portalegre com desenvolvimento de planos c+s indicando movimentação esquerda, com recristalização de quartzo, fracturação dos feldspatos cujos porfiroclastos podem surgir com caudas de quartzo e acomodação dos filossilicatos às estruturas planares desenvolvidas como resultado da deformação (fotografias 15 e 16).

Desta descrição referimos como aspectos estruturais mais importantes:

1) A vergência das estruturas para NE, com a foliação segundo NW-SE e inclinada para SW definindo os planos axiais do dobramento;
2) A lineação de estiramento a mergulhar ~30° para NW, na Falha de Portalegre (de direcção NW-SE e bastante inclinada para SW) ao estar associada a critérios de movimentação esquerda define transporte tectónico oblíquo do tipo cavalgamento, com subida do bloco Sul;
3) A milonitização é generalizada mas intensifica-se nos flancos das dobras Dk;
4) O desenvolvimento de diferentes texturas nas rochas milonitizadas;
5) A análise microestrutural revela a deformação frágil do feldspato contrastando com comportamento plástico do quartzo o que é indicio de temperaturas da ordem dos ~300-400°C (baixo grau metamórfico) para as condições de deformação;

3.1.2.2. O corte C-D da Urra-Santiago

No corte C-D da Urra-Santiago cartografam-se sinclinais Dk apertados e afectados por cavalgamentos em estruturas do tipo duplex com rampas e patamares em quartzito Armoricano e xistos do Lanvirniano-Landeilo, limitados a Sul por uma importante extensão de afloramento da Formação da Urra e, a Norte por um importante

Figura 41 – Mapa da distribuição das principais estruturas e unidades litológicas da regiâo de Urra – Santiago e localização do corte C-D.
1, estratificação (So),
2, foliação (Sx),
3, lineação de estiramento,
4, lineação de estiramento anterior associada à foliação anterior S_x^{-1} (observada no corte),
5, sinclinal,
6, anticlinal,
7, sentido de inclinação da falha,
8, movimento relativo de blocos: preto-descida, branco-subida,
9, componente de desligamento esquerdo,
10, granito de Portalegre,
11, granito do Carrascal,
12, metapelitos do Lanvirniano-Landeilo,
13, quartzitos Armoricanos,
14, vulcanoclastitos da Formação da Urra, a, tufos grosseiros, b, quartzitos,
15, metapelitos e psamitos da Formação de Mosteiros, a, metachertes negros.

Representação esquemática da ZCPE (canto superior esquerdo) e localização da área referente ao corte C-D (vermelho).

Corte esquemático C-D da Urra-Santiago.

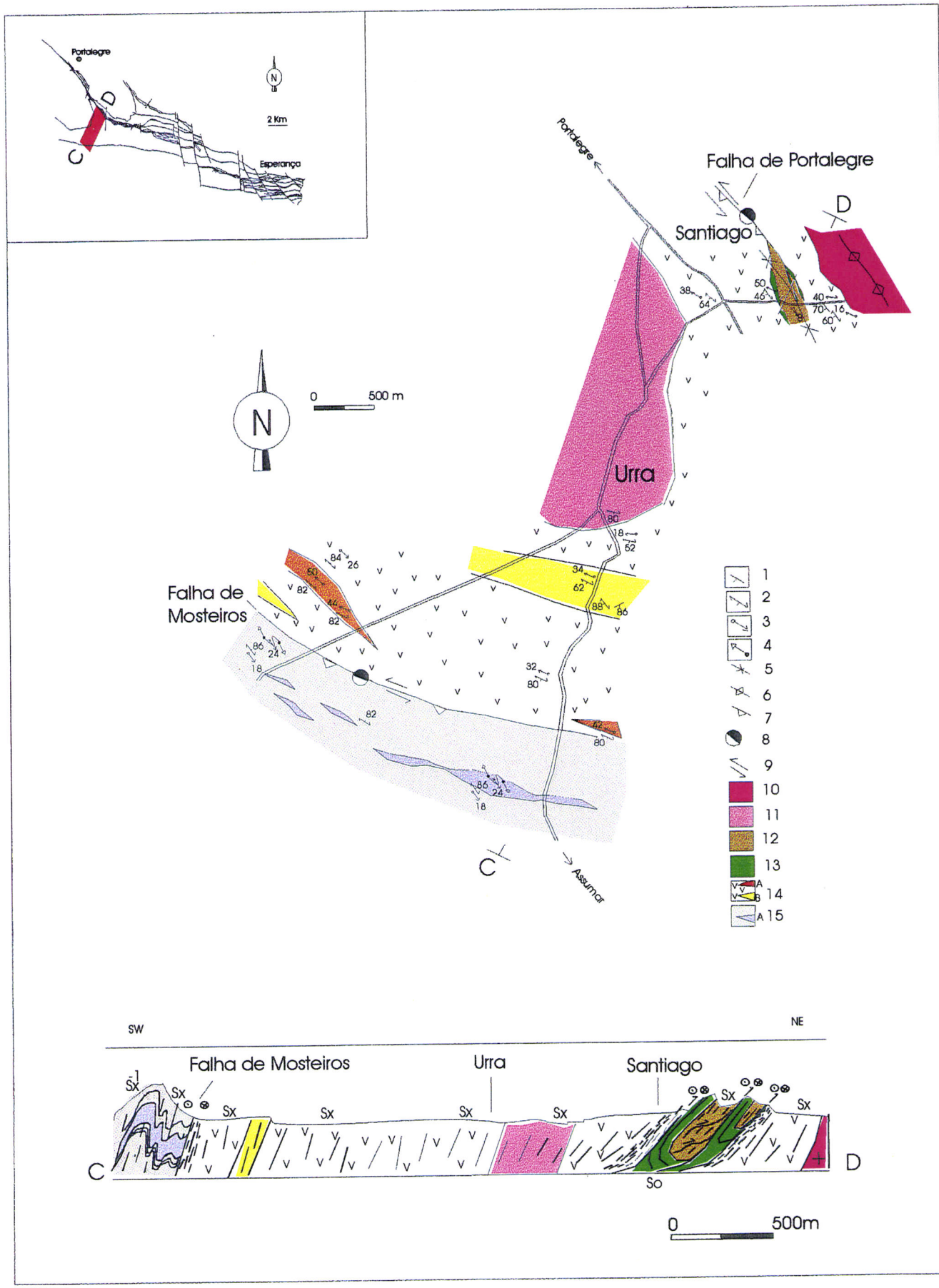

Portalegre
D
C
N
2 Km
Esperança
Portalegre
Falha de Portalegre
Santiago
D
N
0
500 m
Urra
Falha de
Mosteiros
C
Assumar
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14 A
B
15 A
SW
NE
Falha de Mosteiros
Urra
Santiago
Sx
C
D
So
0
500m

Figura 41

anticlinal Dk cujo núcleo onde aflora esta última formação é intruida pelo granito de Portalegre (Figura 41).

A Formação da Urra contacta a Sul com a Formação de Mosteiros (Série Negra de afinidade Ossa-Morênica) através da Falha de Mosteiros bastante inclinada para Sudoeste (N50-55°W,80°SW) e com componente oblíqua cavalgante de movimentação esquerda. Este acidente separa uma sequência sedimentar de metapelitos e psamitos com intercalações de metachertes negros, na qual se observam estruturas de interferência entre dois fabrics S-L (Fotografias 17 e 18 – Figura 42), de um "porfiróide" de origem vulcânica e sedimentar, aflorante a Norte, onde se observa apenas um fabric S-L.

A Formação da Urra está representada de Sul para Norte por uma fácies "porfiróide", de xistos finos com abundantes porfiroclastos principalmente de quartzo e também de feldspato com dimensões da ordem dos 2-3 mm, na qual ocorrem fácies muito grosseiras (tufos grosseiros com clastos que podem atingir dimensões centimétrica, e onde o feldspato é significativo) (Fotografia 19 – Figura 42) e bancadas de quartzitos impuros com feldspato (Fotografia 20), passando a uma fácies fina onde deixam de predominar os porfiroclastos de quartzo e de feldspato com as dimensões descritas para o "porfiróide" (Fotografia 21) que surge somente representado por estreitas e raras faixas. A foliação que a afecta mantem-se inclinada para Sudoeste (S_x - N50°W,80-60°SW) tornando-se mais deitada, (S_x -N40°W,60-40°SW), ao deslocarmo-nos para Norte até ao contacto com os quartzitos Armoricanos. A lineação de estiramento mergulha de forma constante para Noroeste.

Os quartzitos Armoricanos encontram-se dobrados em sinclinal Dk apertado, de direcção NNW-SSE com plano axial inclinado para WNW, com xistos do Lanvirniano-Landeilo no núcleo, limitados por acidentes tectónicos. Este sinclinal surge em parte repetido, mais a Norte, por acidente com movimentação oblíqua esquerda do tipo cavalgante, N40-45°W inclinado para SW e lineação de estiramento a mergulhar para Noroeste. Esta estrutura bastante apertada onde os quartzitos do flanco Sul estão extremamente boudinados, assemelha-se a uma geometria do tipo duplex, que se perde em continuidade para Noroeste. Nos xistos ampelitosos aflorantes no núcleo da estrutura sinclinal desenvolveram-se acidentes mesoscópicos com geometria de rampas e patamares a afectarem a xistosidade penetrativa N20-30°W, 40°SW onde se lê uma lineação de estiramento, 38-40°W.

A Norte das cristas quartzíticas a Formação da Urra representada por facies porfiróides que passam para a base a fácies grauvacóides em intercalações com niveis pelíticos, constitui o núcleo de importante dobra Dk anticlinal intruida pelo granito de Portalegre.

Desta descrição referimos como aspectos estruturais mais importantes:

1) A vergência das estruturas para NE, com a foliação segundo NW-SE e inclinada para SW definindo os planos axiais do dobramento com eixos pouco inclinados;

Figura 42 – Esquema com representação da relação entre o fabric tectónico de interferência da Formação de Mosteiros e o fabric tectónico simples da Formação da Urra (a amarelo), lineação de estiramento desenvolvida em ambas as formações (L_e, a azul) e lineação de estiramento anterior preservada nos metachertes negros da Formação de Mosteiros (L_e^{-1}, a vermelho). (estrada Urra-IP2).

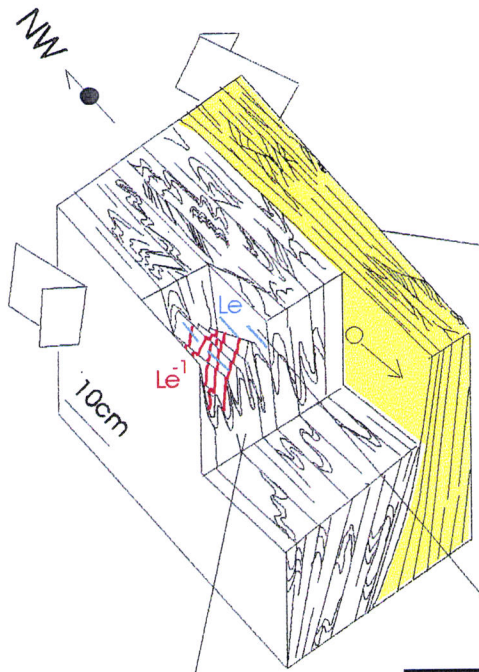
Fotografia 17 – Fotografia dos metapelitos e psamitos da Formação de Mosteiros com interferência de fases tectónicas (superficie vertical). (SW-NE da esquerda para a direita).

Fotografia 18 – Fotografia dos metapelitos e psamitos com metachertes negros da Formação de Mosteiros, onde ser observa uma lineação anterior dobrada (superficie horizontal). (NE-SW da esquerda para a direita).

Fotografia 19 – Fotografia dos tufos grosseiros da Formação da Urra que apresentam um fabric S-L (superficie XZ onde se observam feldspatos fracturados e rodados em estruturas do tipo "bookshelf" indicando movimentação esquerda (NW-SE da esquerda para a direita).

Fotografia 20 – Microfotografia de "porfiróides" da Formação da Urra intensamente milonitizados, com grãos de quartzo achatados e alongados segundo o fabric principal, com extinção ondulante, subgranulação e recristalização de novos grãos numa matriz fina de quartzo em bandas que alternam com bandas ricas em quartzo+sericite. (Monte Choramigas a SW da Urra). (NW-SE do canto superior esquerdo para o canto inferior direito). (largura máxima-1.1mm).

Fotografia 21 – Microfotografia de quartzitos com feldspato da Formação da Urra com recristalização de quartzo a envolver grãos de plagioclase. (Monte Choramigas a SW da Urra). (sem orientação). (largura máxima-1.1mm).

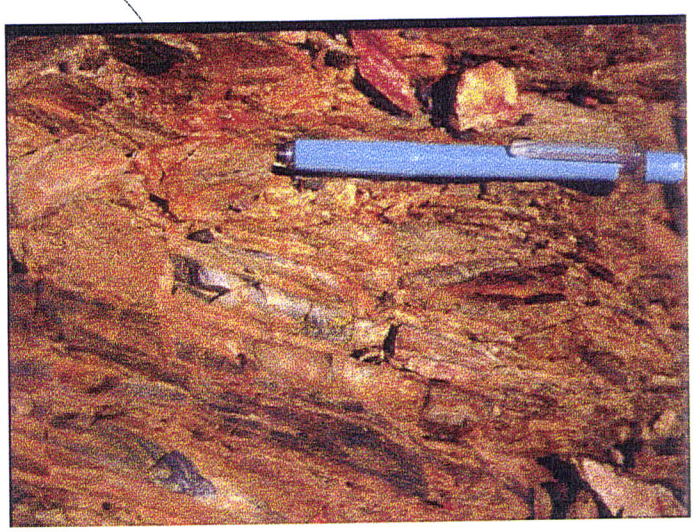




Fotografia 19



Fotografia 17

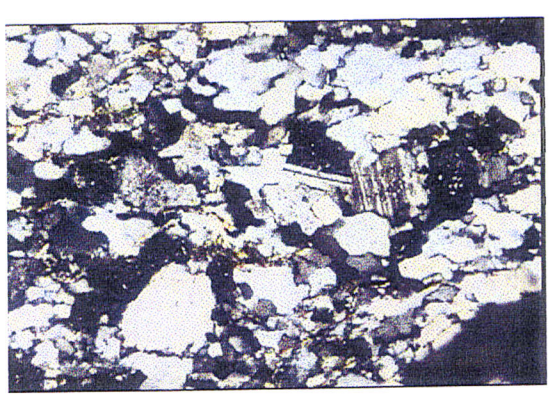


Fotografia 18

Figura 42



Fotografia 20



Fotografia 21

2) O tombamento da foliação com diferentes valores de inclinação está associada à genese de estruturas com geometria do tipo rampa-patamar;
3) A lineação de estiramento a mergulhar ~30° para NW nas Falhas de Portalegre e de Mosteiros (de direcção NW-SE e bastante inclinadas para SW) ao estar associada a critérios de movimentação esquerda, define transporte tectónico oblíquo do tipo cavalgamento, com subida do bloco Sul;
4) A milonitização é generalizada mas intensifica-se nos flancos das dobras Dk;
5) As rochas da Formação de Mosteiros apresentam uma estruturação mais complexa com interferência de diferentes fabrics, do que aquela observada na Formação da Urra com quem contacta;

3.1.2.3. O corte E-F ao longo do Rio Caia

No corte E-F ao longo do Rio Caia que se estende até Alegrete, observa-se uma das melhores exposições da ZCPE. Identificam-se dobras Dk, definindo um anticlinal (Vale de Cavalos) onde aflora a base da Formação da Urra intruida pelo granito de Portalegre, limitado a Sul (Botinheira) e a Norte (Alegrete) por sinclinais apertados desenvolvidos na Formação do Quartzito Armoricano (Figura 43).

A Falha de Mosteiros de direcção WNW-SSE e inclinada 50° para SSW (ver Figura 43), separa a fácies porfiróide da Formação da Urra dos metapelitos-psamitos com intercalações de metachertes negros e metavulcânicas da Formação de Mosteiros, segundo geometria e cinemática de falha normal com abatimento do bloco Sul, se considerarmos os critérios de movimentação esquerda dominantes a actuarem ao longo da lineação de estiramento que neste ponto mergulha entre10-16° para ESE.

A Formação de Mosteiros, atribuida ao Proterozóico da Faixa Blastomilonítica, apresenta uma geometria complexa com estruturas anteriores a serem afectadas e transpostas por um intenso regime de cisalhamento esquerdo que se desenvolve penetrativamente, constituindo este último o único fabric S-L que é observado na Formação da Urra (Figura 44). Os metachertes negros e os metapelitos-psamitos associados apresentam uma foliação afectada por dobramento apertado com eixos próximos de um estiramento pouco inclinado para N60°W, em cujos flancos é possível observar um estiramento anterior (Fotografias 22 e 23 – Figura 44).

Ao longo da secção da figura 43, em direcção a Norte, o porfiróide cede lugar a fácies finas de vulcanoclastitos com esporádicas e estreitas intercalações de fácies porfiróides, num conjunto que tem sido interpretado como estando geometricamente invertido, ou seja, com topo para Norte, embora sejam de admitir dobramentos difíceis de cartografar por não existirem bons critérios de referência litológicos e sedimentares. À medida que nos deslocamos de Sul para Norte verifica-se que a foliação mantendo a mesma direcção WNW-ESE e inclinação 40-50° SSW apresenta a lineação de estiramento a variar o seu mergulho do quadrante WSW para o quadrante oposto ESE. Estas variações geométricas têm implicações para a interpretação da natureza das componentes do movimento esquerdo ao longo da lineação de estiramento (Fotografia 24 – Figura 44), passando-se de Sul para Norte, de uma situação com características cinemáticas de falha normal (Fotografia 25. – Figura 44), à de um desligamento puro e por fim, à de uma falha com componente cavalgante (ver Figura 43).

Figura 43 – Mapa da distribuição das principais estruturas e unidades litológicas do troço do rio Caia entre o Monte Falagueira e a povoação de Alegrete, e localização do corte E-F.
1, estratificação (So),
2, foliação (Sx),
3, eixos de crenulação,
4, lineação de estiramento,
5, lineação de intersecção So com Sx,
6, vulcanoclastitos da Formação da Urra,
7, granito de Portalegre,
8, metapelitos do Lanvirniano-Landeilo, * niveis areníticos intercalados,
9, quartzitos Armoricanos,
10, Formação de Mosteiros
11, Bacia Paleozóica de S.Mamede
I, anticlinal,
II, sinclinal,
III, componente de desligamento esquerdo,
IV, sentido de inclinação da falha,
V, movimento relativo do bloco: preto-descida, branco-subida,
VI, indicador cinemático de movimentação esquerda (vorticidade).

Estereograma com a orientação média para a foliação principal (linha a cheio) e medições da lineação de estiramento (quadrados a preto).

Blocos diagrama com padrão de distribuição da geometria e cinemática nos vulcanoclastitos da Formação da Urra, onde se mostra a variação da lineação de estiramento revela uma mudança de regime de falha normal à de falha inversa, ao longo da transversal de Sul para Norte.

Representação esquemática da ZCPE (canto superior esquerdo) e localização da área referente ao corte E-F (vermelho).

Corte esquemático E-F ao longo do rio Caia (Monte Falagueira-Alegrete).

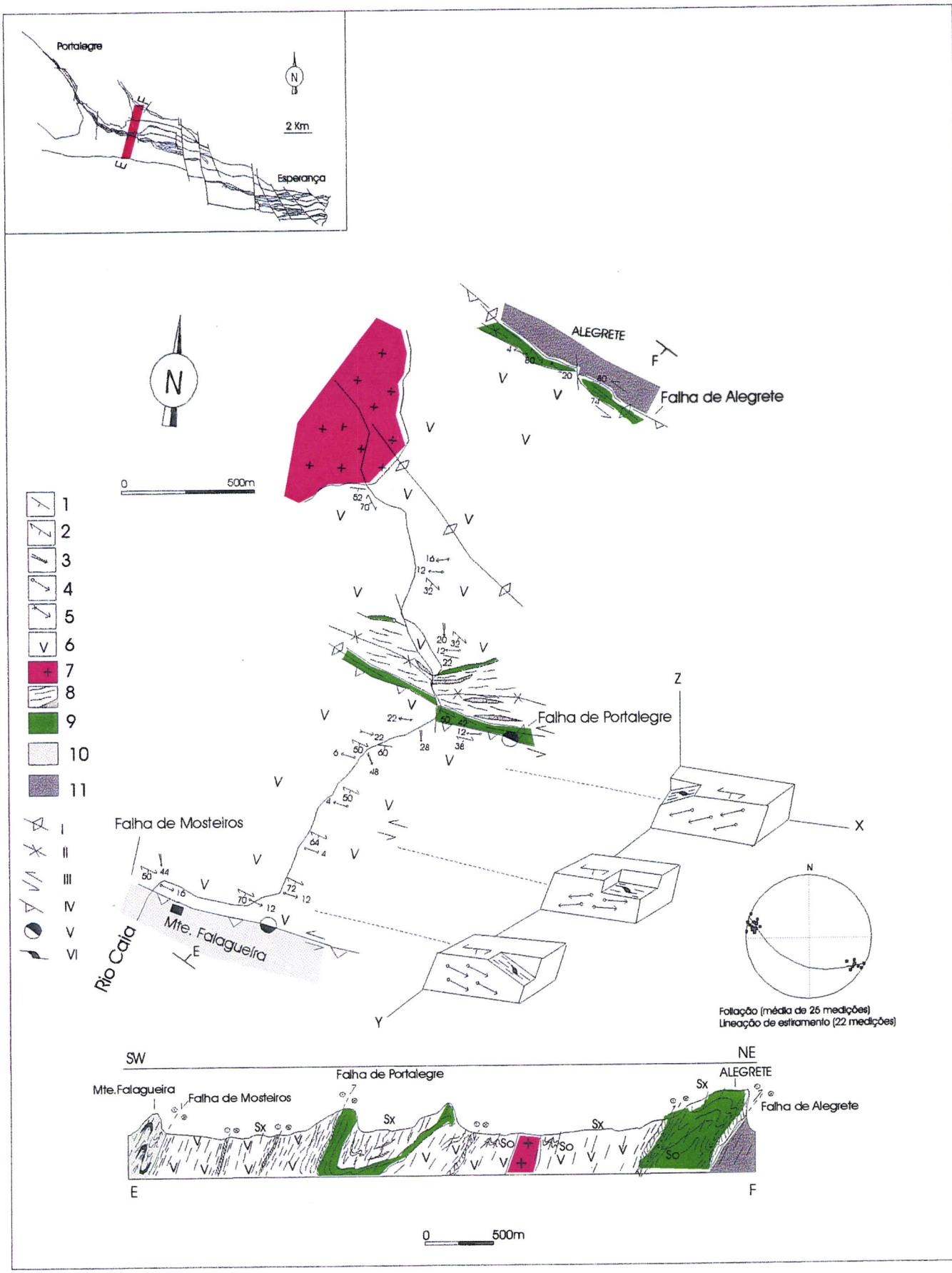

Portalegre
Esperança
2 Km
N
ALEGRETE
Falha de Alegrete
Falha de Portalegre
Falha de Mosteiros
Mte. Falagueira
Rio Caia
0 500m
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
I
II
III
IV
V
VI
Z
X
Y
Foliação (média de 25 medições)
Lineação de estiramento (22 medições)
SW
NE
Mte.Falagueira
Falha de Mosteiros
Falha de Portalegre
ALEGRETE
Falha de Alegrete
Sx
So
E
F
0 500m

Figura 43

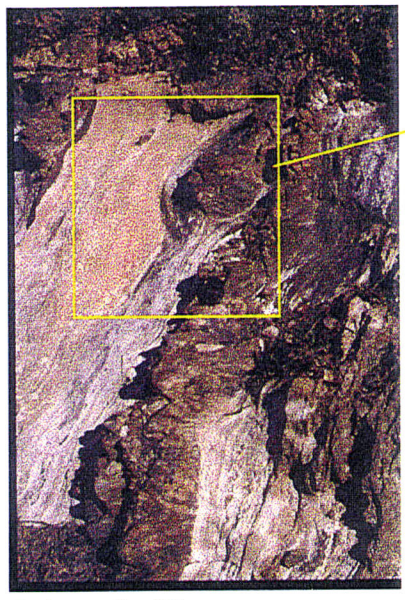
Figura 44 – Esquemas ilustrando a existência de uma foliação (Sx^{-1}) e lineação de estiramento (Le^{-1}, a vermelho) anteriores, preservada em metachertes negros da Formação de Mosteiros no contacto com metavulcanoclastitos da Urra. Estes mostram desenvolvimento unicamente dum fabric S-L (rio Caia a Sul do Monte Falagueira).

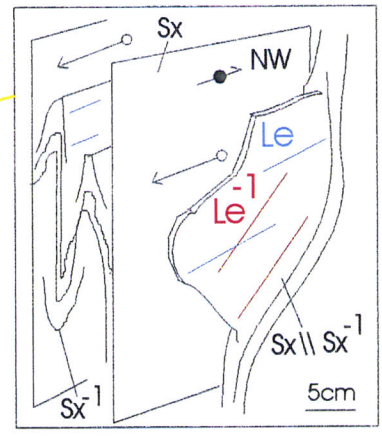
Fotografia 22 – Fotografia de metapelitos e psamitos com metachertes negros da Formação de Mosteiros, onde se observa interferência de duas lineações (superficie vertical). (S-N da esquerda para a direita).

Fotografia 23 – Fotografia de metachertes negros da Formação de Mosteiros, onde ser observa um fabric S-L anterior, dobrado. (SW-NE da esquerda para a direita).

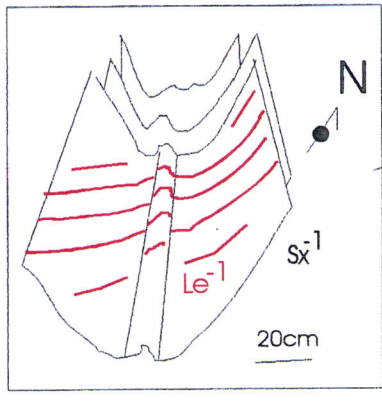
Fotografia 24 – Fotografia de Metavulcanoclastitos da Formação da Urra, onde ser observa um fabric S-L com foliação NW-SE a inclinar para SW e lineação de estiramento a mergulhar para SE. Considerando os critérios cinemáticos (ver fotografia 25) indicando movimentação esquerda, estes são compativeis com transporte oblíquo do tipo normal com abatimento do bloco Sul. (NW-SE da esquerda para a direita).

Fotografia 25 – Microfotografia ilustrando o pormenor da Fotografia 24 com critérios cinemáticos traduzidos por sigmas em porfiroclastos de feldspato com caudas de recristalização de quartzo numa matriz quartzo-sericitica. (NW-SE da esquerda para a direita num plano XZ, perpendicular a Sx e contendo Le). (largura máxima-1.1mm).



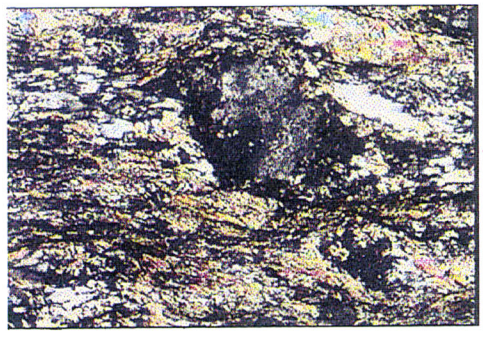


Fotografia 22

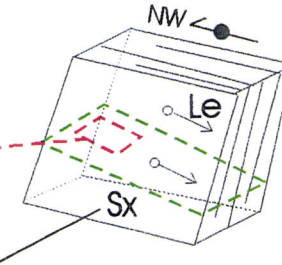


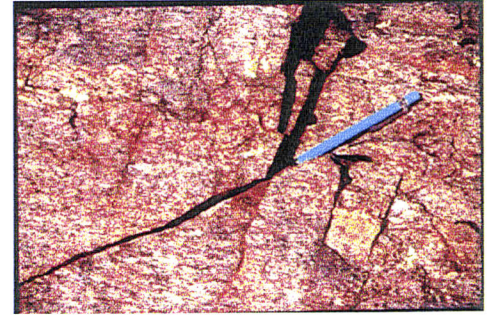


Fotografia 23.



Fotografia 25





Fotografia 24

Figura 44

Fotografia 26 – Fotografia de metavulcanoclastitos com veios de quartzo intrafoliares afectados por dobramento num processo de deformação contínua associada ao cisalhamento esquerdo generalizado (rio Caia a Sul dos quartzitos Armoricanos). (superficie subhorizontal SE-NW da esquerda para a direita).

Fotografia 27 – Fotografia de metavulcanoclastitos caracterizados por intercalações pelíticas e psamiticas/grauvacóides com desenvolvimento de clivagem xistenta inclinada para SW (rio Caia a Norte dos quartzitos Armoricanos, no anticlinal em cujo núcleo aflora o granito de Portalegre). (superficie vertical NE-SW da esquerda para a direita).

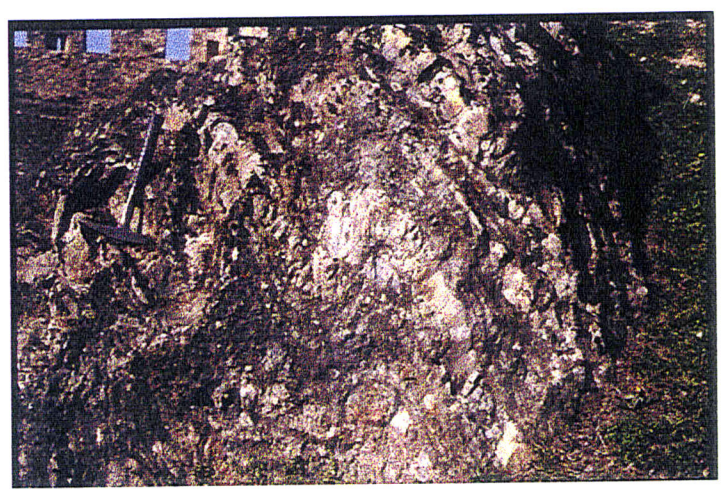
Fotografia 28 – Fotografia de quartzitos Armoricanos com intercalações pelíticas, com desenvolvimento de dobramento vergente para NE (Castelo de Alegrete). (superficie vertical NE-SW da esquerda para a direita).



Fotografia 26



Fotografia 27



Fotografia 28

No limite meridional da Formação de Quartzito Armoricano, que representa um flanco Sul invertido de um sinclinal Dk, a base da sequência sedimentar é marcada por conglomerados intercalados em quartzitos micáceos que para o topo passam a quartzitos puros (So-N54°W,42°SW; S_x -N50°W,50°SW). No contacto desta série com a Formação da Urra observam-se zonas de cisalhamento associadas a veios de quartzo dobrados em condições de deformação progressiva (Fotografia 26). No núcleo desta estrutura tombada para Nordeste está representada espessa sequência de xistos ampelitosos do Landeilo-Lavirniano, com xistosidade bem desenvolvida de direcção N50°W e inclinada para SW, definindo o plano axial do sinclinal Dk.

A Norte deste último sinclinal (ver Figura 43), um anticlinal Dk surge nucleado em fácies finas da Formação da Urra que para a base passam a incluir alternâncias ritmadas de leitos peliticos e grauvacóides, onde se desenvolvem dobramentos Ddm (eixos-20°,S30-40°E) com clivagem xistenta forte (N30-40°W,60°SW) (Fotografia 27).

Na localidade de Alegrete, a sequência de quartzitos Armoricanos apresenta-se com dobramento vergente para o quadrante Nordeste e com eixos a mergulharem 12-20°,S40-50°E (Fotografia 28).

Desta descrição referimos como aspectos estruturais mais importantes:

1) A vergência das estruturas para NE, com a foliação segundo NW-SE e inclinada para SW definindo os planos axiais do dobramento com eixos pouco inclinados;
2) A lineação de estiramento a mergulhar ~20° para SE na Falha de Mosteiros (de direcção NW-SE e bastante inclinada para SW) ao estar associada a critérios de movimentação esquerda define transporte tectónico oblíquo do tipo falha normal, com descida do bloco Sul;
3) A lineação de estiramento admite variações no seu mergulho perpendicularmente à direcção da foliação regional NW-SE que a contém;
4) As rochas da Formação de Mosteiros apresentam uma estruturação mais complexa com interferência de diferentes fabrics, do que aquela observada na Formação da Urra com quem contacta;

3.1.2.4. O corte G-H da ribeira de Arronches

No corte G-H da ribeira de Arronches que atravessa a povoação de Mosteiros (também designada Barulho) (Figura 45) foi pela primeira vez caracterizada microscopicamente a natureza tectónica do limite entre a Formação de Mosteiros e a Formação da Urra, através da identificação de texturas miloníticas (Fotografia 29).

A Formação de Mosteiros está representada por metapelitos-psamitos com importante componente vulcânica. A foliação N80-70°W,60-70°SSW, que ocorre nos metachertes negros intercalados, corresponde ao plano axial de dobras a afectarem uma foliação e estiramento anteriores. Observa-se ainda, o desenvolvimento de forte crenulação, cujos eixos das dobras mergulham 40° SE.

O contacto da Formação de Mosteiros com as fácies do porfiróide da Formação da Urra é delineado ao longo de um corredor de intensa milonitização que designámos por

Figura 45 – Mapa da distribuição das principais estruturas e unidades litológicas do troço da ribeira de Arronches que atravessa a povoação de Mosteiros (Barulho) e localização do corte G-H.
1, estratificação (So),
2, estratificação invertida,
3, foliação (Sx),
4, eixos de crenulação,
5, lineação de estiramento,
6, lineação de intersecção So com Sx,
7, dobramento mesoscópico (Ddm),
8, metapelitos do Lanvirniano-Landeilo,
9, quartzitos Armoricanos,
10, metavulcanoclastitos da Formação da Urra,
11, metapelitos-psamitos com metachertes negros (A) da Formação de Mosteiros,
I, anticlinal,
II, sinclinal,
III, sentido de inclinação da falha,
IV, movimento relativo do bloco: preto-descida, branco-subida
V, componente de desligamento esquerdo,

Representação esquemática da ZCPE (canto superior esquerdo) e localização da área referente ao corte G-H (vermelho).

Corte esquemático G-H ao longo da ribeira de Arronches (Mosteiros).

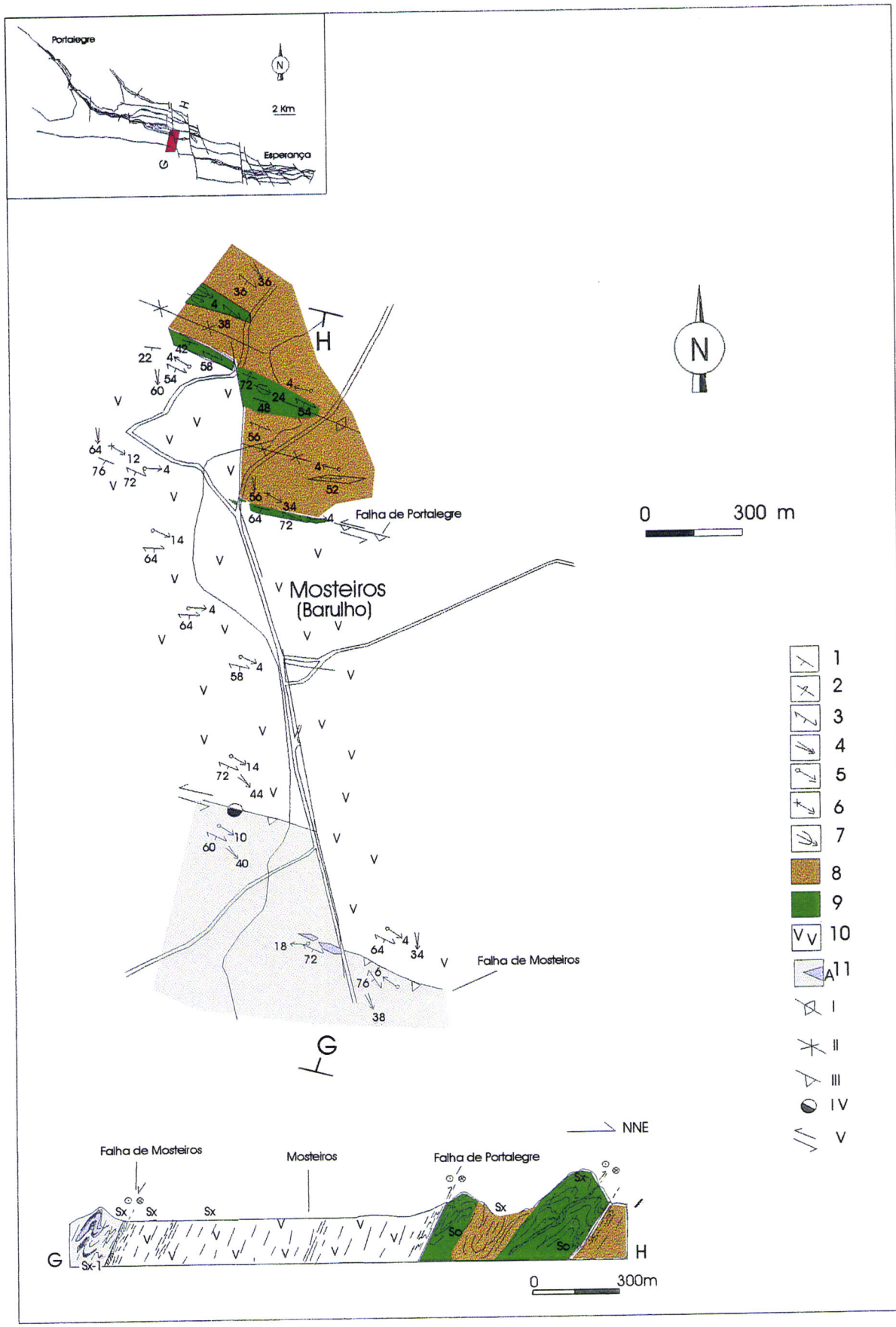

Portalegre
Esperança
2 Km
N
H
G
Falha de Portalegre
Falha de Mosteiros
Mosteiros
(Barulho)
0 300 m
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
I
II
III
IV
V
NNE
Falha de Mosteiros
Mosteiros
Falha de Portalegre
Sx
So
Sx-1
0 300m

Figura 45

Falha de Mosteiros. É evidente a concentração de intensa deformação, que à escala microscópica se reflete por intensa recristalização do quartzo em pequenos novos grãos, e ainda pelo desenvolvimento de bandas de quartzo recristalizado alinhadas segundo os planos de cisalhamento principal (Fotografia 30) envolvendo porfiroclastos de quartzo e de feldspato. O aparecimento de caudas de quartzo recristalizado em porfiroclastos de quartzo e de feldspato, e o alinhamento das micas segundo os planos c, s e c', são elementos característicos deste tipo de deformação.

Para Norte, o porfiróide da Urra surge com inúmeros porfiroclastos milimétricos, essencialmente de quartzo e também de feldspato, englobados numa matriz fina. É afectado por intensa foliação NW-SE,60-70°SW tombada para NE e estiramento mergulhando 4-14° para o quadrante SE, formando um típico tectonito S-L. Considerando esta geometria e os critérios de movimento associados a movimentação sinistrógira, estamos de novo numa situação cinemática semelhante à anteriormente referenciada no corte E-F do rio Caia, definindo geometria de falha normal, com abatimento do bloco Sul.

Ao caminharmos para Norte, mantendo a mesma geometria, o porfiróide da Urra dá lugar a fácies finas pelíticas com intercalações pouco espessas de níveis grauvacóides. Apresenta neste caso, desenvolvimento de crenulação com eixos rodados para Sul, com mergulhos da ordem dos 60°S, sendo possível ler uma lineação de intersecção $So \cap S_x$ a mergulhar para os quadrantes SE ou NW.

O contacto da Formação da Urra com a Formação do Quartzito Armoricano regista intensa concentração da deformação caracterizada por desenvolvimento de dobramento apertado na situação em que se encontram bancadas de quartzito intercaladas em xistos peliticos, com disrupção das camadas e formação de estruturas do tipo duplex com laminações à escala mesoscópica (Figura 46). A foliação inclina para SW e contém um estiramento pouco inclinado (inferior a 5°) tanto para o quadrante NW como para o quadrante SE.

A Formação do Quartzito Armoricano encontra-se afectada por dobramento com desenvolvimento de dobras Dk com direcção NW-SE (Fotografia 31 – Figura 46) onde é possível identificar estruturas do tipo rampa-patamar bem desenvolvidas em níveis pelíticos intercalados nas espessas bancadas quartzíticas, e condicionando a disposição geométrica das estruturas dobradas Ddm (Fotografia 32 – Figura 46). Cartografa-se uma sucessão de sinclinais e anticlinais Dk, que se inicia a Sul com um sinclinal ocupado por xistos do Lanvirniano-Landeilo (S_x -N60°W,50-60°SW). No flanco Norte deste sinclinal, intercalações de níveis quartzíticos materializam uma banda de cisalhamento (S_x -E-W,74°S; L_e-4°E) contactando espessas bancadas de quartzito Armoricano dobradas em anticlinal. O eixo deste anticlinal mergulha cerca de 10-20° para o quadrante SE. Os corredores de cisalhamento que afectam o anticlinal de quartzitos apresentam geometria de rampa-patamar com aparecimento de intenso dobramento do tipo Ddm, nos blocos dispostos a tecto dos descolamentos. Estas dobras menores estão concentradas essencialmente no flanco mais setentrional da estrutura anticlinal, onde o contacto entre os quartzitos espessos e os xistos do Lanvirniano-Landeilo é feito de forma gradual, com crescente importância das fácies detríticas finas em detrimento das mais grosseiras. Nesta situação o contacto é estratigráfico, contínuo, gradual e invertido,

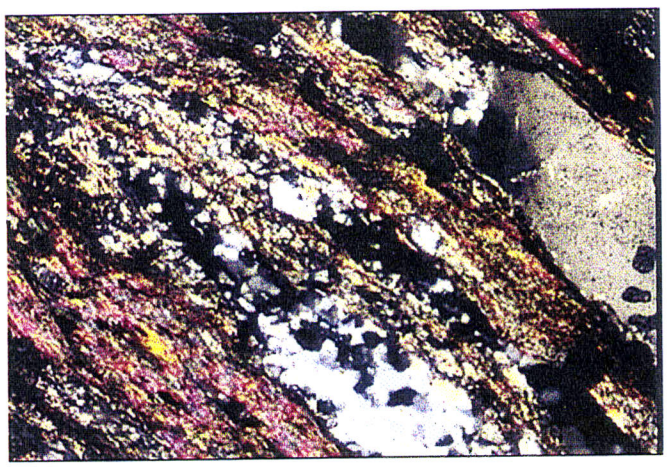
Fotografia 29 – Microfotografia ilustrando o aspecto intensamente milonitizado de metavulcanoclastitos da Formação da Urra no que designamos por Falha de mosteiros, com porfiroclastos de quartzo achatados e alongados segundo o fabric principal, com caudas de recristalização de quartzo numa matriz quartzo-sericitica. (a Sul de Mosteiros). (NW-SE do canto superior esquerdo para o canto inferior direito) (plano XZ). (largura máxima-1.1mm).

Fotografia 30– Microfotografia ilustrando o apecto de facies mais finas de metavulcanoclastitos da Formação da Urra com um fabric principal penetrativo marcado pelo alinhamento de micas e de bandas de quartzo finamente recristalizado. (a Sul de Mosteiros). (NW-SE do canto superior esquerdo para o canto inferior direito) (plano XZ). (largura máxima-1.1mm).

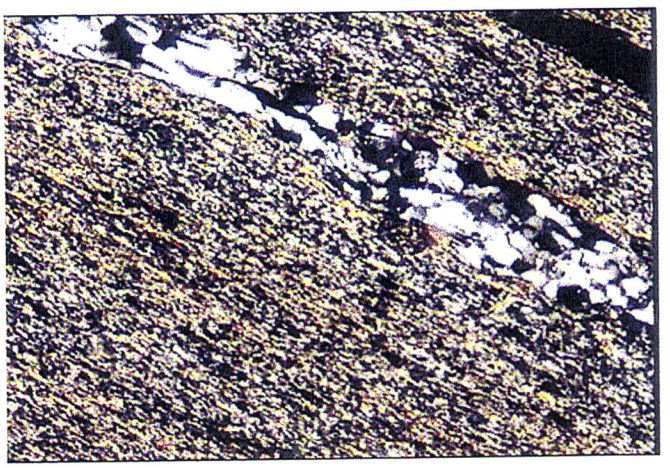
Figura 46 – Esquematização do dobramento desenvolvido em quartzitos Armoricanos.
A-corte onde se observam ordens diferentes de dobramento e o desenvolvimento de estruturas em rampa e patamar localizadas nas intercalações de niveis pelíticos:
1, Formação da Urra,
2, Formação de Quartzito Armoricano, a, quartzitos Armoricanos, b, metapelitos do Landeilo-Lanvirniano.
B- cinemática do dobramento com eixos a apresentarem diferentes valores de mergulho. (Pego do Inferno, a Norte de Mosteiros, na ribeira de Arronches).

Fotografia 31 – Fotografia de dobra em anticlinal (Dk) em quartzitos Armoricanos. (a Norte de Mosteiros, ribeira de Arronches Pego do Inferno).(E-W da esquerda para a direita).

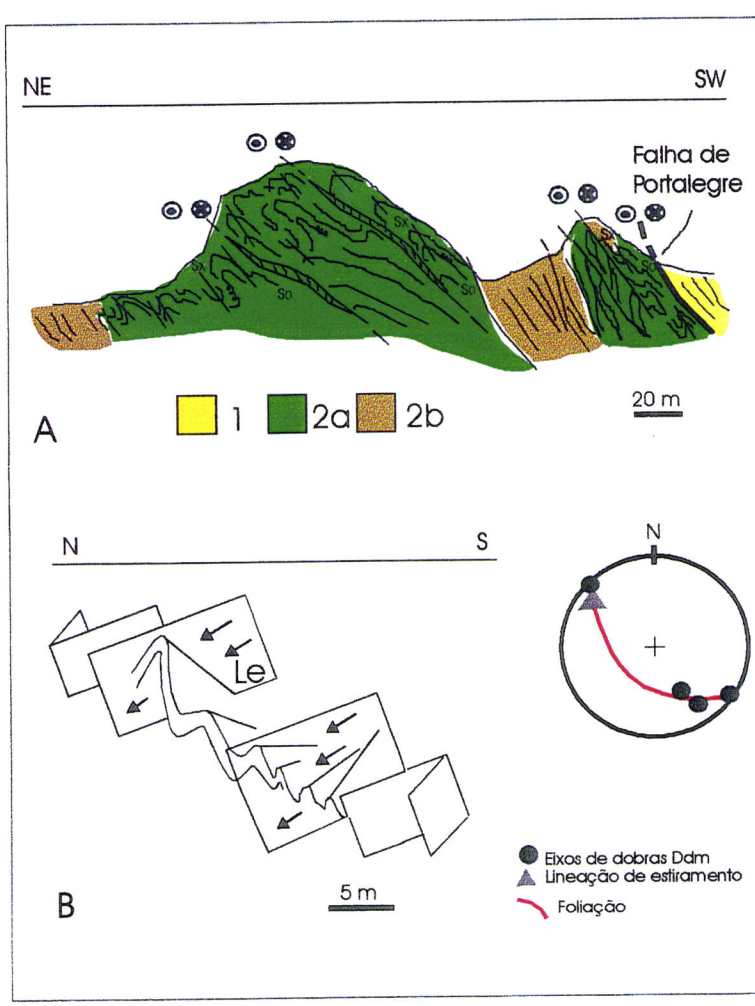
Fotografia 32 – Fotografia de dobras mesoscópicas (Ddm) vergentes para NE com plano axial tombado para NE em quartzitos Armoricanos. (a Norte de Mosteiros, ribeira de Arronches Pego do Inferno). (NE-SW da esquerda para a direita).



Fotografia 29



Fotografia 30





Fotografia 31



Fotografia 32

Figura 46

estando mecanicamente afectado, por ser propício à concentração da deformação devido a características de contraste de ductilidade. As dobras Ddm apresentam-se tombadas para NE (Fotografia 32 – Figura 46), tal como se reflete na estrutura maior, com eixos que mergulham essencialmente para o quadrante ESE-SE com valores que variam entre 20-40°ESE-SE. A foliação que acompanha a estrutura, N60-50°W,60-50°SW, surge penetrativa nulguns locais onde é possível ler o estiramento que mergulha 4°E. A lineação de crenulação desenvolve-se com eixos a mergulharem 30-50° para o quadrante SE.

As dobras Dk são afectadas por importante falha com orientação NNW-SSE bastante inclinada para Oeste, com componente de movimentação dextra que faz rejeitar para Sul os contactos entre as diferentes formações e eixos das dobras Dk do bloco Leste relativamente ao bloco Oeste.

Desta descrição referimos como aspectos estruturais mais importantes:

1) A vergência das estruturas para NE, com a foliação segundo NW-SE e inclinada para SW definindo os planos axiais do dobramento com eixos pouco inclinados;
2) O tombamento da foliação com diferentes valores de inclinação está associada à genese de estruturas com geometria do tipo rampa-patamar;
3) O dobramento Ddm gerado acima das superfícies de descolamento apresenta planos axiais definidos pela foliação regional, e eixos a mergulharem para o quadrante NW ou SE;
4) A milonitização é generalizada mas intensifica-se nos flancos das dobras Dk;
5) A lineação de estiramento a mergulhar ~20° para SE na Falha de Mosteiros (de direcção NW-SE e bastante inclinada para SW) ao estar associada a critérios de movimentação esquerda define transporte tectónico oblíquo do tipo falha normal, com descida do bloco Sul;
6) A lineação de estiramento admite variações no seu mergulho perpendicularmente à direcção da foliação regional NW-SE que a contém; A lineação de estiramento próxima da horizontalidade na Falha de Portalegre (de direcção NW-SE e bastante inclinada para SW) associada a critérios de movimentação esquerda define transporte tectónico oblíquo do tipo desligamento;
7) As rochas da Formação de Mosteiros apresentam uma estruturação mais complexa com interferência de diferentes fabrics, do que aquela observada na Formação da Urra com quem contacta;

3.1.2.5. O corte I-J da Serra de Louções

O corte I-J da Serra de Louções que se localiza a cerca de dois quilómetros a Leste da povoação de Esperança, intersecta uma sucessão de dobras Dk, sinclinais em cujos núcleos afloram formações do Ordovícico compreendendo o Lanvirniano-Landeilo e a Formação de Quartzitos Armoricanos. Nos núcleos dos anticlinais constituidos aflora a Formação da Urra. Estas estruturas estão afectadas por falhas tardias de direcção NW-SE com componente de movimento direito (Figura 47).

Figura 47 – Mapa da distribuição das principais estruturas e unidades litológicas na região da Serra de Loução (Esperança) e localização do corte I-J.
1, estratificação (So),
2, estratificação invertida,
3, foliação (Sx),
4, lineação de estiramento,
5, dobramento mesoscópico (Ddm),
6, dobras a afectarem uma foliação anterior (Sx-1),
7, componente de desligamento esquerdo
8, sinclinal,
9, anticlinal,
10, sentido de inclinação da falha
11, depósitos de vertente,
12, metapelitos do Lanvirniano-Landeilo,
13, quartzitos Armoricanos,
14, metavulcanoclastitos da Formação da Urra,
15, metapelitos-psamitos com metachertes negros (A) da Formação de Mosteiros,

Representação esquemática da ZCPE (canto superior esquerdo) e localização da área referente ao corte I-J (vermelho).

Corte esquemático I-J da Serra de Loução.

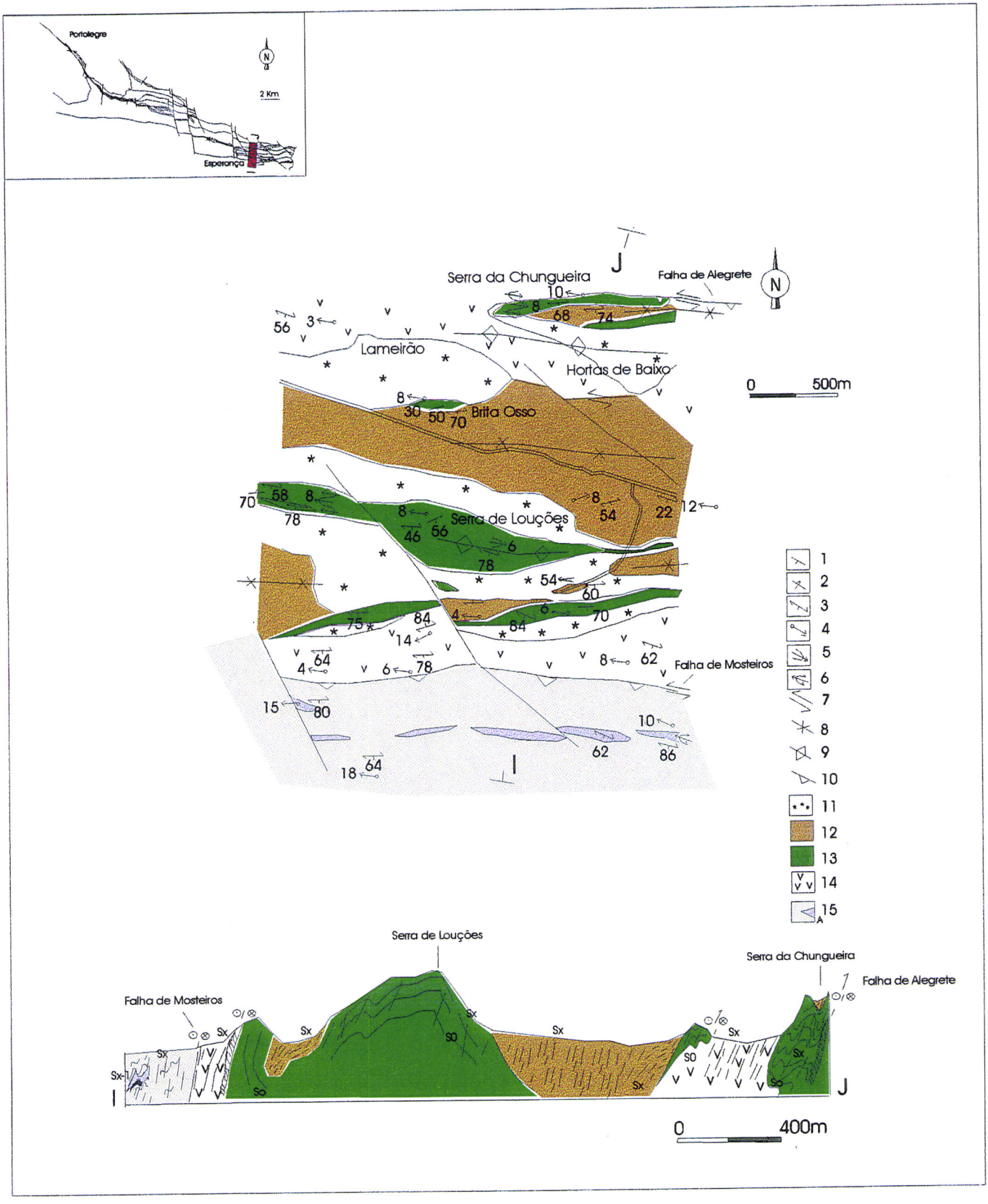

Portalegre
2 Km
Esperança
J
Serra da Chungueira
Falha de Alegrete
N
Lameirão
Hortas de Baixo
0 500m
Brita Osso
Serra de Louções
Falha de Mosteiros
I
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
Serra de Louções
Serra da Chungueira
Falha de Alegrete
Falha de Mosteiros
Sx
So
I
J
0 400m

Figura 47

A Sul da Serra de Loções verifica-se que o contacto entre a Formação de Mosteiros e a Formação da Urra é representada por acidente tectónico de direcção WNW-ESE, a Falha de Mosteiros, bastante inclinado para S-SSW, com movimentação esquerda e aqui com componente cavalgante associada a estiramento mergulhante 4-8° para Oeste.

A Formação de Mosteiros está representada por uma sequência monótona de metapelitos e psamitos com intercalações de metachertes negros onde se encontra preservada uma foliação e estiramento anteriores ao fabric planar que se desenvolve paralelo aos planos axias das dobras observados e à orientação da Falha de Mosteiros (E-W,75-80°S).

A Formação da Urra surge próximo deste contacto com milonitização intensamente desenvolvida, à qual está associada a ocorrência de inúmeras bandas de quartzo recristalizado dinamicamente no seio da rocha félsica da facies porfiróide, paralelas ao fabric S-L bastante penetrativo (S_x -N60-80°W,75-80°S, L_e-4-8°W) (Fotografia 33).

O limite meridional da Formação do Quartzito Armoricano está assinalado por extensa e estreita crista quartzítica onde a milonitização é importante, com desenvolvimento de corredores miloníticos com estruturas planares do tipo c+s+c' (Fotografia 34), no seio de bancadas que apresentam foliação (S_x -N75-85°W, 75-85°S) penetrativa e génese de textura do tipo protomilonito (Fotografia 35). Para Norte dá lugar a um sinclinal Dk (S_x - N80-85°W,60-70°S) nucleado em xistos do –Lavirniano-Landeilo com esporádicas intercalações de quartzitos impuros, que limita a Sul a serra de Loções.

A Serra de Loções representa um dos afloramentos mais possantes da sequência de bancadas de quartzito Armoricano da ZCPE (o outro localiza-se, a Leste deste, na crista de Botinheira-Vale de Abertas). As bancadas de quartzito encontram-se afectadas por dobramento amplo Dk, com eixos a mergulhares 8-10°WNW, ao qual estão associadas estruturas menores Ddm, sempre com tombamento para NE dos seus planos axiais que são paralelos à foliação registada (S_x -N60-80°W,55-80°SW). Destaca-se o aparecimento do porfiróide da Urra (S_x -N80°W,78°S) no núcleo desta macroestrutura anticlinal.

A Norte desenvolve-se amplo sinclinal Dk em xistos do Lanvirniano-Landeilo de orientação WNW-ESE, cujo flanco setentrional inclinado para Sul, se encontra marcado por ocorrências descontínuas de estreitos afloramentos de quartzitos Armoricanos fortemente milonitizados (Brita Osso e Vale da Brava, este último descrito no corte da ribeira de Abrilongo), com formação de dobramento Ddm com foliação e lineação associadas (S_x - E-W,60-80°S, L_e-8°WNW). O facto de se observar disrupção do flanco deste sinclinal com redução brusca da possança dos quartzitos Armoricanos (Brita Osso, ver Figura 47) e, também, de se verificar o contacto directo entre xistos do Lanvirniano-Landeilo e fácies finas da Formação da Urra que representam o núcleo do anticlinal Dk (Lameirão-Hortas de Baixo, ver Figura 47), leva-nos a admitir laminação da sequência da Formação do Quartzito Armoricano por influência tectónica. No entanto, não será de excluir a hipótese de esta redução assinalada na coluna estratigráfica não possa ter sido

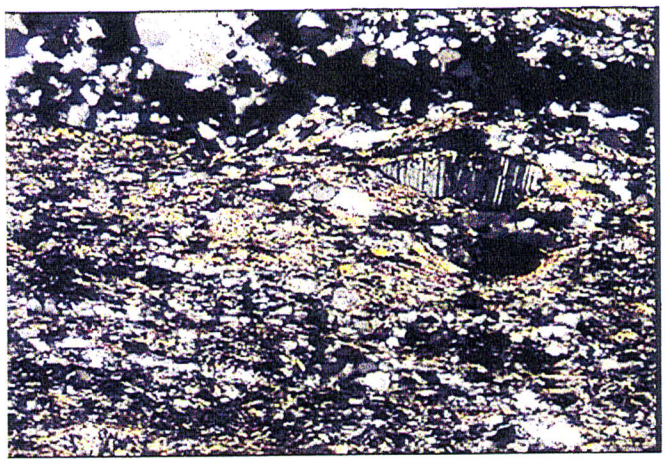
Fotografia 33– Microfotografia ilustrando milonitização em metavulcanoclastitos da Formação da Urra com um fabric principal penetrativo marcado pelo alinhamento de micas, do alongamento de feldspatos e de bandas de quartzo finamente recristalizado. (a Sul da Serra de Louções). (NW-SE da esquerda para a direita) (plano XZ). (largura máxima-1.1mm).

Fotografia 34 – Fotografia de niveis pelíticos em quartzitos Armoricanos afectados por intensa deformação cisalhante não-coaxial esquerda com desenvolvimento de planos c+s+c' indicando movimento esquerdo. (crista quartzitica localizada no bordo Sul da Serra de Louções). (SE-NW da esquerda para a direita).

Fotografia 35– Microfotografia de quartzitos com textura protomilonítica (Serra de Louções). (W-E da esquerda para a direita) (plano XZ). (largura máxima-1.1mm).

Fotografia 36– Microfotografia ilustrando milonitização em metavulcanoclastitos da Formação da Urra com um fabric principal penetrativo marcado pelo alinhamento de micas, de opacos, de porfiroclastos de plagioclase alongados e de bandas de quartzo finamente recristalizado. (a Sul da Serra de Louções). (NW-SE da esquerda para a direita) (plano XZ). (largura máxima-1.1mm).

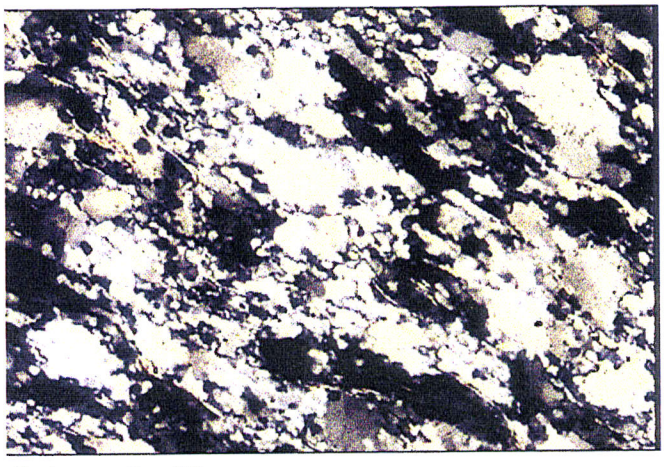
Figura 48 – Esquematização do dobramento desenvolvido em quartzitos Armoricanos, onde se observam dobras tombadas para NE e o desenvolvimento de estruturas em rampa localizadas em flancos inversos, ao longo de intercalações de niveis pelíticos, onde se concentra a deformação não-coaxial. Sx-foliação, So-estratificação. (Serra da Chungueira no bordo da Bacia da Serra de S.Mamede).



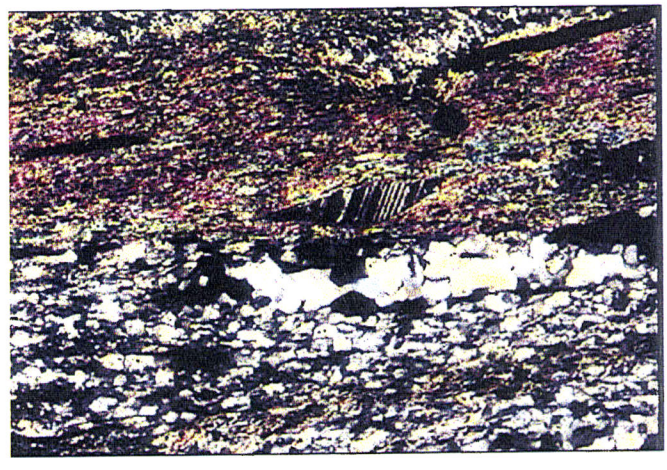
Fotografia 33



Fotografia 34



Fotografia 35



Fotografia 36

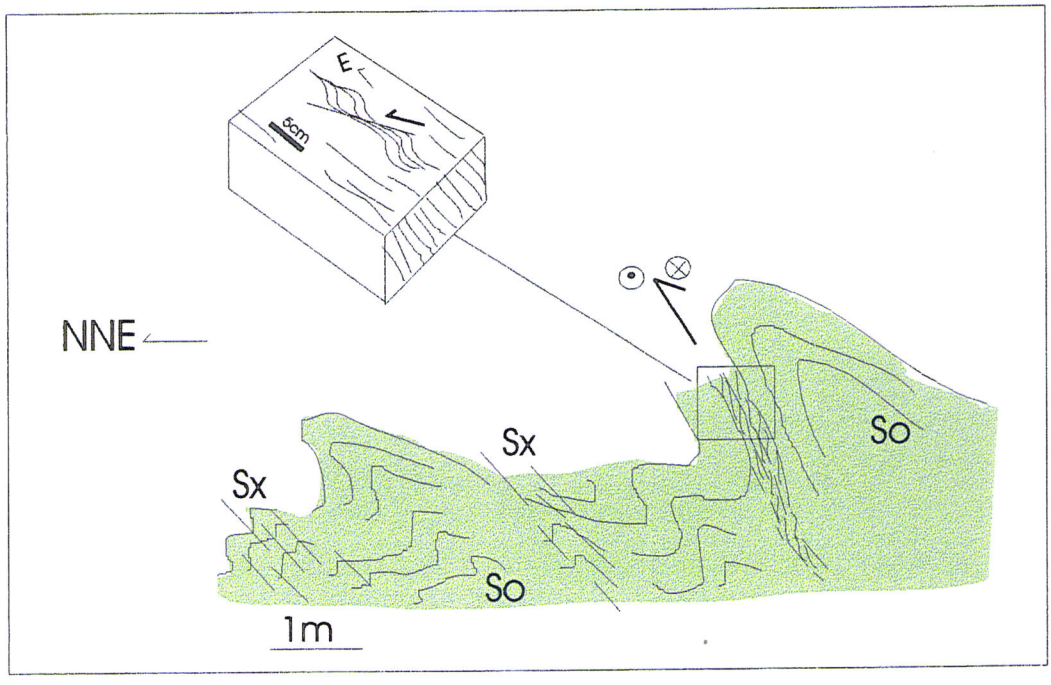


Figura 48

inicialmente acentuada por factores inerentes às condições de deposição em bordos activos da bacia sedimentar Ordovícica.

De Sul para Norte, segue-se um anticlinal Dk nucleado na Formação da Urra cujo fabric S-L é penetrativo tanto nas fácies finas (S_x -N65-85°W,55-70°SSW, L_e- 3-12°W) predominantes a Oeste (Lameirão) como nas fácies porfiróides mais a Leste (Hortas de Baixo no corte da ribeira de Abrilongo) (Fotografia 36). O seu flanco Norte surge invertido e tombado para NNE no local correspondente à crista quartzítica da Serra da Chungueira. Esta é constituida por repetições em sinclinal Dk da Formação de Quartzito Armoricano, limitada setentrionalmente pela Falha de Alegrete que estabelece o contacto com depósitos Devónicos da Bacia Paleozóica de São Mamede (ver Figura 37). Os quartzitos dobrados (Figura 48) com planos axiais E-W inclinados 65-75° para Sul de dobras Ddm de eixos mergulhantes menos de 10° para Leste, apresentam em alguns casos os flancos laminados por corredores de cisalhamento instalados em niveis mais peliticos intercalados, com desenvolvimento de foliação penetrativa associada a texturas protomiloniticas. Microscopicamente é possível identificar estádios de recristalização dinâmica incipiente nas charneiras das dobras Ddm contrastando com a milonitização que caracteriza os seus flancos.

Desta descrição referimos como aspectos estruturais mais importantes:

1) A vergência das estruturas para NE, com a foliação segundo W-E e inclinada para S definindo os planos axiais do dobramento com eixos pouco inclinados;
2) A milonitização é generalizada mas intensifica-se nos flancos das dobras Dk;
3) A lineação de estiramento a mergulhar ~4-8° para W nas Falhas de Alegrete e de Mosteiros Portalegre (de direcção W-E e bastante inclinada para S) ao estar associada a critérios de movimentação esquerda define transporte tectónico horizontalizado do tipo desligamento;
4) A espessura da Formação de Quartzitos Armoricanos sofre variações bruscas e muito acentuadas;
5) As rochas da Formação de Mosteiros apresentam uma estruturação mais complexa com interferência de diferentes fabrics, do que aquela observada na Formação da Urra com a qual contacta;

3.1.2.6. O corte K-L da ribeira do Abrilongo

Fazendo fronteira com território espanhol o corte K-L da ribeira do Abrilongo apresenta-nos uma excelente exposição da estruturação que afecta os quartzitos Armoricanos da Serra da Pedra Torta.

Estudos de pormenor permitiram individualizar estruturas dobradas e um fabric S-L penetrativo ao qual estão associadas diferentes texturas decorrentes de diferentes estádios distintos de milonitização nos quartzitos e niveis peliticos intercalados (PEREIRA et al.1997) (Figuras 49 e 50).

A Sul da Serra da Pedra Torta a Formação Mosteiros representada por metapelitos-psamitos com intercalações de metachertes negros e de niveis carbonatados

Figura 49– Mapa da distribuição das principais unidades litológicas e estruturas da Serra da Pedra Torta (Esperança) com localização do corte K-L da ribeira Abrilongo e da Figura 50.
1, estratificação (So),
2, estratificação invertida,
3, foliação (Sx),
4, eixos de crenulação,
5, lineação de estiramento,
6, dobramento mesoscópico (Ddm),
7, vulcanoclastitos da Formação da Urra,
8, metapelitos do Lanvirniano-Landeilo, * niveis areníticos intercalados,
9, quartzitos Armoricanos, * niveis pelíticos intercalados,
10, depósitos de vertente,
11, sedimentos Devónicos da bacia de S.Mamede,
12, metapelitos e psamitos com intercalações de metachertes negros da Formação de Mosteiros,
I, componente de desligamento esquerdo,
II, sinclinal,
III, anticlinal.
IV, sentido de inclinação da falha,

Estereograma com a orientação média para a foliação principal (linha a cheio) e medições da lineação de estiramento (quadrados a preto).

Representação esquemática da ZCPE (canto superior esquerdo) e localização da área referente ao corte K-L (vermelho).

Corte esquemático K-L ao longo do ribeiro Abrilongo (fronteira com Espanha).

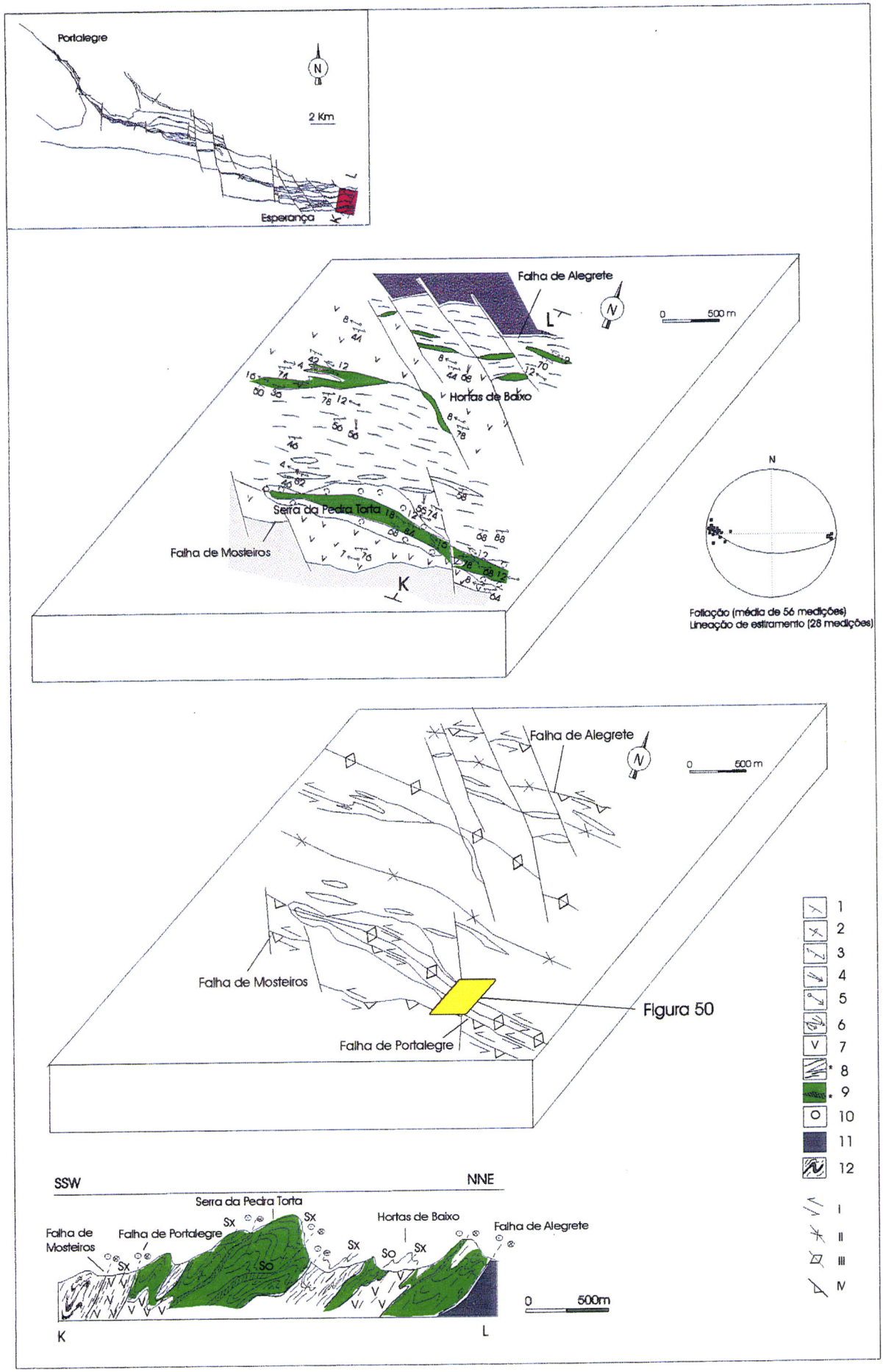

Portalegre
N
2 Km
Esperança
K
L
Falha de Alegrete
N
0 500 m
Hortas de Baixo
Serra da Pedra Torta
Falha de Mosteiros
K
L
N
Foliação (média de 56 medições)
Lineação de estiramento (28 medições)
Falha de Alegrete
N
0 500 m
Falha de Mosteiros
Falha de Portalegre
Figura 50
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
I
II
III
IV
SSW
NNE
Serra da Pedra Torta
Falha de Mosteiros
Falha de Portalegre
Hortas de Baixo
Falha de Alegrete
Sx
So
0 500m
K
L

Figura 49

Fotografia 37 – Fotografia da facies "porfiróide" da Formação da Urra com um fabric planar muito penetrativo a inclinar para Sul (a Sul da das cristas de quartziticos na ribeira Abrilongo). (superfície verticalizada). (NNE-SSW da esquerda para a direita).

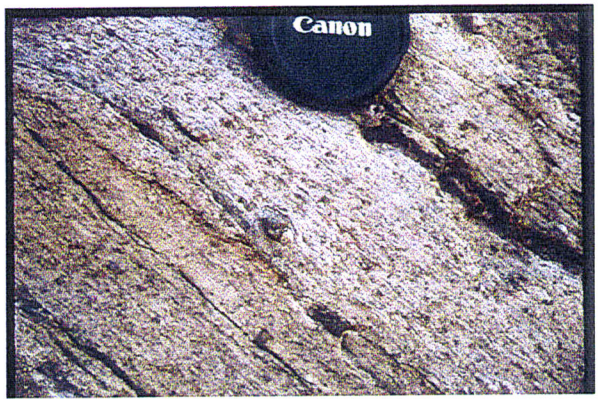
Fotografia 38 – Microfotografia de um porfiroclasto de quartzo com estruturas em golfo tipicas de origem vulcânica em metavulcanoclastitos da Formação da Urra. (W-E da esquerda para a direita) (plano XZ). (largura máxima-1.1mm).

Fotografia 39 – Fotografia de dobras Dk tombadas para NNE com eixo a mergulhar para ESE (Serra da Pedra Torta na ribeira de Abrilongo). (S-N da esquerda para a direita).

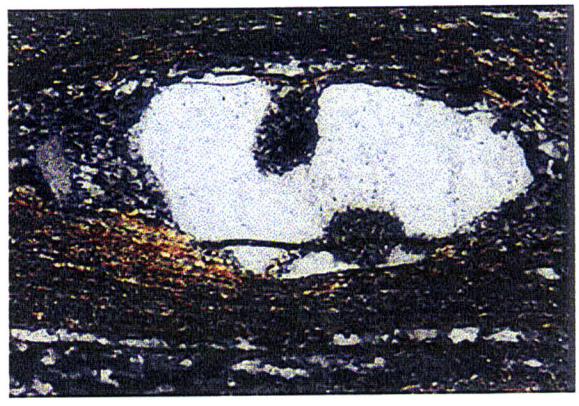
Fotografia 40 – Fotografia de quartzitos Armoricanos milonitizados com textura grosseira a "brechóide". (Serra da Pedra Torta, Abrilongo) (sem orientação).

Fotografia 41 – Fotografia de niveis conglomeráticos na passagem da Formação da Urra à Formação de Quartzito Armoricano (ribeira de Abrilongo). (superfície subhorizontal). (WNW-ESE da esquerda para a direita).

Fotografia 42 – Microfotografia de quartzitos com textura primária não deformada preservados em sectores limitados por intensa milonitização (Serra da Pedra Torta, Abrilongo). (sem orientação). (largura máxima-1.1mm).



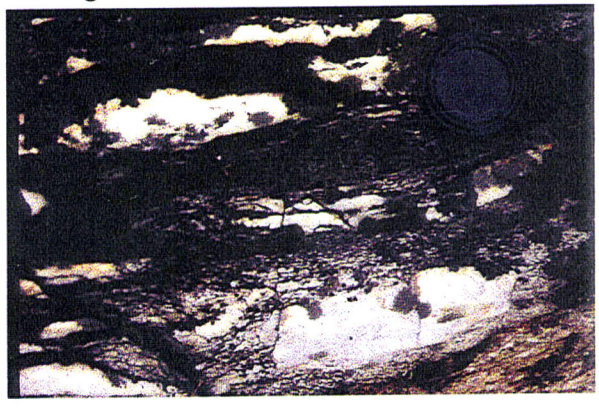
Fotografia 37



Fotografia 38



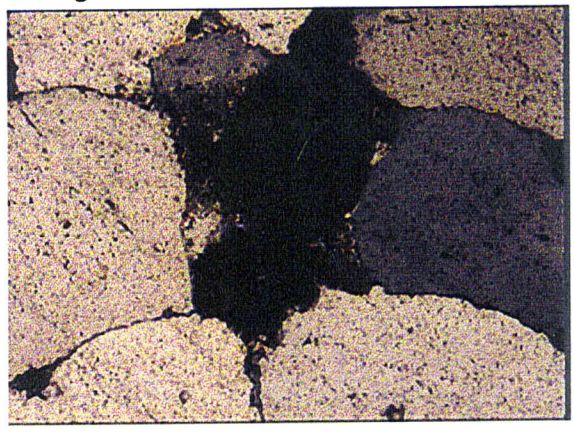
Fotografia 39



Fotografia 40



Fotografia 41



Fotografia 42

Figura 50– Mapa de pormenor (ver localização, área a amarelo, na Figura 49) da distribuição das principais estruturas desenvolvidas nos quartzitos da Serra da Pedra Torta (Esperança) (A), com corte esquemático da estrutura no ribeiro Abrilongo (B).
1, quartzitos Armoricanos,
2, niveis peliticos intercalados nos quartzitos Armoricanos e onde se concentra intensa deformação cisalhante não-coaxial,
3, metavulcanoclastitos da Formação da Urra,
4, metapelitos do Lanvirniano-Landeilo,
5, componente de desligamento esquerdo,
6, anticlinal,
7, sinclinal,
8, sentido de inclinação da falha,
9, oliação (Sx),
10, estratificação (So),
11, estratificação invertida,
12, lineação de estiramento.

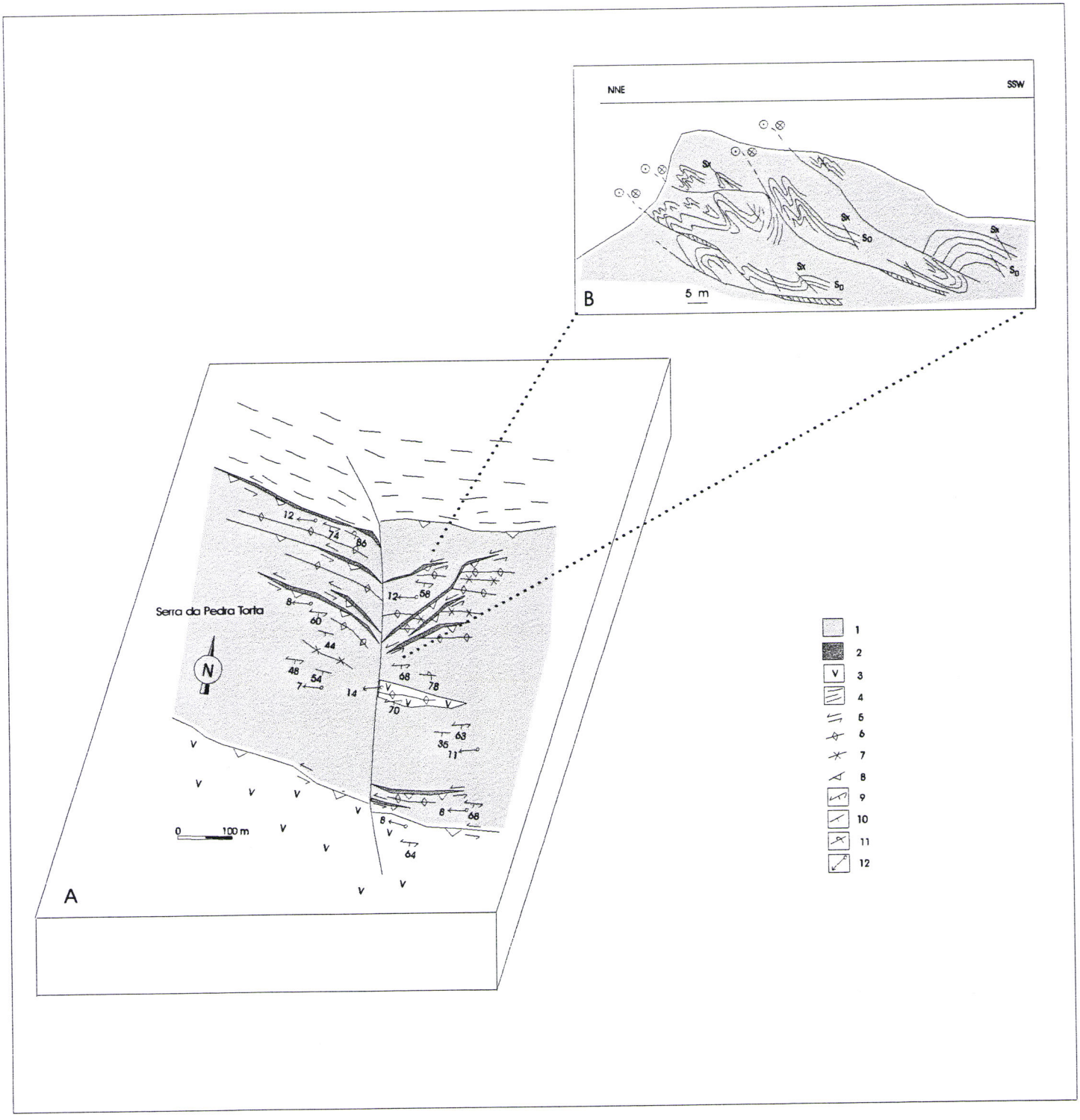

NNE
SSW
B
5 m
Sx
So
Serra da Pedra Torta
N
0 100 m
A
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Figura 50

Fotografia 43 – Fotografia de niveis pelíticos intercalados nos quartzitos Armoricanos que concentram intensa deformação cisalhante não-coaxial com movimentação esquerda (ribeira Abrilongo) (superfície subhorizontal). (E-W da esquerda para a direita).

Fotografia 44 – Fotografia de niveis pelíticos que concentram intensa deformação cisalhante não-coaxial com movimentação esquerda, em contacto brusco com os quartzitos Armoricano (esquerda) que mostram ema lineação de estiramento subhorizontal (ribeira Abrilongo) (superfície subhorizontal) (N-S da esquerda para a direita).

Fotografia 45 – Fotografia de dobramento em quartzitos Armoricanos com planos axiais tombados para NNE (ribeira de Abrilongo). (N-S da esquerda para a direita).

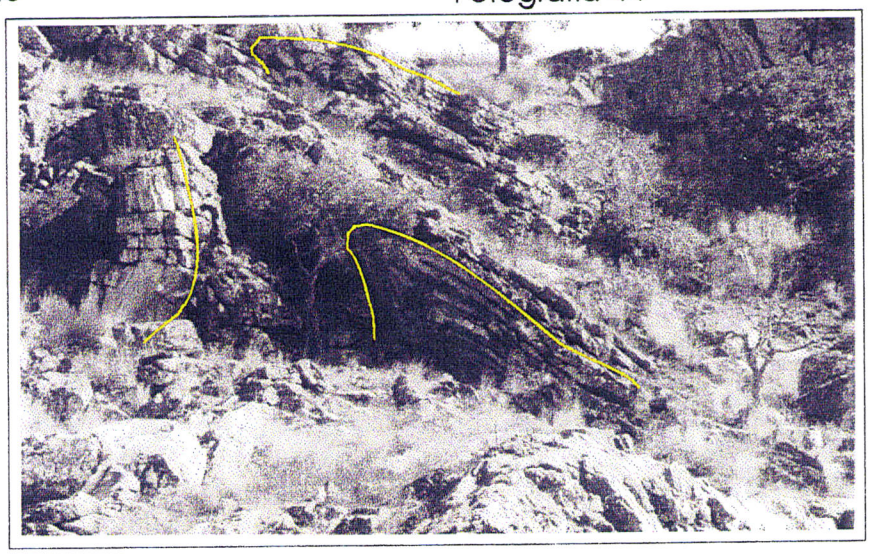
Fotografia 46 – Fotografia com vista panorâmica do dobramento em quartzitos Armoricanos com planos axiais tombados para NNE onde se inclui o caso ilustrado na Figura 50 B (ribeira de Abrilongo). (N-S da esquerda para a direita).



Fotografia 43



Fotografia 44



Fotografia 45



Fotografia 46

apresenta foliação (S_x -N60-70°W,75-85°S) paralela aos planos axias de dobras preservadas em metachertes negros afectado um fabric planar-linear anterior.

A Sul e a Norte dos quartzitos da Serra da Pedra Torta (ver Figura 49) a Formação da Urra apresenta valores de foliação milonítica N80-85° W, 70-80° S (Fotografia 37). A sua direcção é coincidente com a dos eixos das dobras macroscópicas, e o estiramento, geralmente próximo da horizontal, mergulhando 6-12° W, está associado a critérios de movimentação sinistrógira (caudas de pressão assimétricas, planos c+s+c', recristalização dinâmica de quartzo em fracturas que afectam porfiroclastos rodados) (Fotografia 38). Apresenta também uma clivagem de crenulação bem preservada nos níveis mais peliticos, com eixos dos microdobramentos a mergulharem 35-55° S-SE.

A estrutura geral ao longo deste corte é caracterizada pelo desenvolvimento de dobramento macroscópico Dk (Fotografia 39) com desenvolvimento de zonas de cisalhamento com geometria de rampa-patamar, por vezes, agrupadas em duplexes, que favorecem empinhamentos e controlam o dobramento Ddm.

Nos quartzitos é evidente a partição da deformação com o aparecimento de corredores miloníticos (Fotografia 40) a limitarem faixas sem deformação evidente e que preservam, por vezes, texturas e estruturas sedimentares primárias (Fotografias 41 e 42). Verifica-se que a deformação se concentra preferencialmente nos níveis pelíticos que surgem esporadicamente intercalados na sequência espessa de quartzitos, aproveitando desta forma as suas características mecânicas (Fotografias 43 e 44, e ver Figura 50).

Por outro lado, nas bancadas quartzíticas as dobras Ddm mesoscópicas apresentam eixos paralelos ao estiramento, mergulhante suavemente para oeste, fazendo um pequeno angulo com os eixos das dobras maiores Dk, que inclinam suavemente para Leste. As dobras apresentam foliação (S_x -E-W,65-85°S) de plano axial e estiramento com valores para o mergulho próximo das inclinações dos seus eixos, geometria esta que pressupõe a influência da actuação de importante cisalhamento simples com estiramento pouco inclinado, mergulhando 4-12° para o quadrante Oeste (Fotografias 45 e 46, e ver Figura 50).

Meso e microscopicamente definem-se três tipos peculiares de texturas com origem no desenvolvimento de milonitização: i) *textura grosseira protomilonítica* (Fotografia 37); ii) *textura filítica* (já descritas em 3.1.1. respeitante ao corte A-B da Serra da Penha), e iii) *textura brechóide* (Fotografia 47 – Figura 51). Esta última textura caracteriza-se mesoscopicamente por se encontrarem "clastos" de quartzito de aspecto maciço, compacto, rodeados por uma "matriz" grosseira com foliação penetrativa, desenhando uma textura anastomosada com geometrias sigmóidais. Microscópicamente os "clastos" representam agregados residuais de quartzo cujos grãos surgem intensamente achatados e estirados e com fronteiras serreadas com formação de alguns subgrãos e com extinção ondulante (Fotografia 49 – Figura 51). enquanto que, por sua vez, a "matriz" foliada define um fabric protomilonítico caracterizado por incluir grãos originais de quartzo fortemente estirados com extinção ondulante e, também, subgranulação incipiente, inseridos num encaixante de quartzo finamente recristalizado descrevendo estruturas do tipo manto-núcleo (Fotografia 48 – Figura 51).

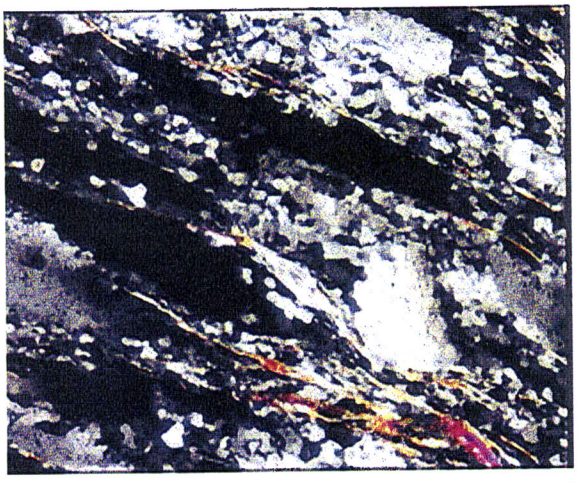
A Norte da Serra da Pedra Torta encontra-se uma sequência de dobras Dk, dominada por um extenso anticlinal (Hortas de Baixo, ver Figura 49), em cujo núcleo

Figura 51 – Aspectos da textura "brechóide" observada em quartzitos Armoricanos, na ribeira de Abrilongo, onde "clastos" de textura maciça com limites difusos surgem numa "matriz" de textura grosseira.

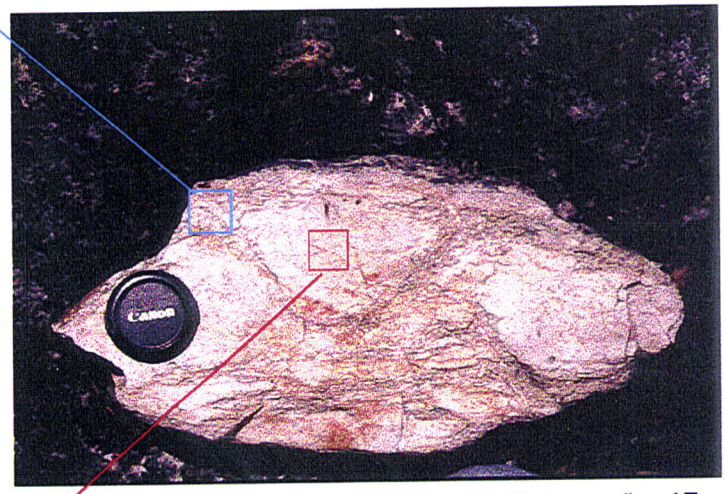
Fotografia 47 – Textura "brechóide" descrita para quartzitos Armoricanos (ribeira de Abrilongo). (sem orientação).

Fotografia 48 – Microfotografia mostrando em pormenor a textura protomilonítica que caracteriza o que à escala mesoscópica descrevemos como "matriz" grosseira (plano XZ). (W-E da esquerda para a direita). (largura máxima-1.1mm).

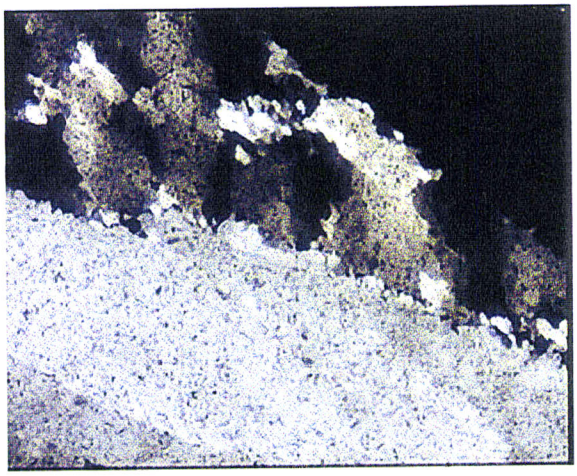
Fotografia 49 – Microfotografia mostrando em pormenor a deformação do agregado quartzoso, com extinção ondulante e subgranulação, que constituem o que designámos por "clastos" e podemos observar na Fotografia 47 (plano XZ). (sem orientação). (largura máxima-1.1mm).



Fotografia 48



Fotografia 47



Fotografia 49

Figura 51

afloram fácies porfiróide da Formação da Urra (S_x-E-W,45-75°S, L_e-8-10°W). Este anticlinal é limitado a Sul por extenso sinclinal de xistos do Lanvirniano-Landeilo (Sx-N75°W,55-80°SW) com intercalações de quartzitos impuros, e a Norte por outro sinclinal envolvendo a Formação de Quartzito Armoricano (E-10-12°ENE) que, de menor expressão que o anterior, está laminado no seu flanco mais setentrional pela Falha de Alegrete.

O flanco Sul do anticlinal Dk de Hortas de Baixo apresenta desenvolvimento de dobramento Ddm (10-12°,S75°E) a afectar o conjunto constituido pelos quartzitos Armoricanos e o porfiróide da Urra subjacente. Aqui os critérios cinemáticos encontrados no plano XZ, em amostras orientadas do porfiróide, mostram-se ambíguos quanto ao movimento sugerindo a interferência de sentidos contrários ou o desenvolvimento de condições de cisalhamento puro. Esta ocorrência pode ser útil na caracterização do tipo de movimento ao longo da história evolutiva de desenvolvimento do estiramento em condições de deformação contínua considerando a foliação e dobramentos associados.

Este conjunto está afectado por falhas dextras tardias de direcção NW-SE.

Desta descrição referimos como aspectos estruturais mais importantes:

1) A vergência das estruturas para NE, com a foliação segundo NW-SE e inclinada para SW definindo os planos axiais do dobramento com eixos pouco inclinados;
2) O tombamento da foliação com diferentes valores de inclinação está associada à genese de estruturas com geometria do tipo rampa-patamar;
3) O dobramento Ddm gerado acima das superfícies de descolamento apresenta planos axiais definidos pela foliação regional, e eixos a mergulharem poucos graus para o quadrante W ou E;
4) A milonitização é generalizada mas intensifica-se nos flancos das dobras Dk;
5) A lineação de estiramento próxima da horizontalidade, ao estar associada nas Falhas de Alegrete e de Mosteiros Portalegre (de direcção W-E e bastante inclinadas para S) a critérios de movimentação esquerda define transporte tectónico do tipo desligamento puro;
6) A espessura da Formação de Quartzitos Armoricanos sofre variações bruscas e muito acentuadas;
7) As rochas da Formação de Mosteiros apresentam uma estruturação mais complexa com interferência de diferentes fabrics, do que aquela observada na Formação da Urra com quem contacta;
8) O desenvolvimento de diferentes texturas nas rochas milonitizadas;
9) A análise microestrutural revela a deformação frágil do feldspato contrastando com comportamento plástico do quartzo o que é indicio de temperaturas da ordem dos ~300-400°C (baixo grau metamórfico) para as condições de deformação;

3.2. A Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior

A Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior (GONÇALVES e CARVALHOSA, 1993/1994) designado em trabalhos anteriores por Anticlinório de Crato-Campo Maior (GONÇALVES, 1978), inclui o prolongamento do Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Cordoba (ABALOS,1992), no que se deve designar por Zona de Cisalhamento de Tomar-Badajoz-Cordova (ZCTBC).

Nesta estrutura está representada uma faixa de alto grau metamórfico, gnaissico-migmatítica (Formação de Campo Maior; GONÇALVES, 1978) com ocorrências de rochas máficas que estiveram sujeitas a pressões e temperaturas elevadas (MATA e MUNHÁ, 1986). O seu encaixante metassedimentar ocorre em facies de menor grau metamórfico, onde se identificam o Proterozóico Superior da Série Negra (Formação de Mosteiros; GONÇALVES e VITOR OLIVEIRA, 1986), o Complexo Vulcano-Sedimentar de Nave de Grou-Azeiteiros e as manchas do Câmbrico de Ouguela (M.PEREIRA, 1970; GONÇALVES, 1971) e de Campo Maior (GONÇALVES, 1971). Descrevem-se ainda, rochas hiperalcalinas associadas a actividade magmática no Ordovícico, de que é exemplo o Ortognaisse de Cevadais (TEIXEIRA e ASSUNÇÃO, 1958).

Como alteração relativamente à descrição de GONÇALVES e CARVALHOSA (1993/1994) que definiam como limite setentrional da Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior a passagem da Formação da Urra à Formação dos quartzitos Armoricanos, neste trabalho consideramos estas duas formações como pertencentes à zona de cisalhamento de Portalegre-Esperança. Assim, os limites desta importante estrutura ficam definidos a Norte pela falha de Mosteiros e a Sul pelo limite setentrional da bacia Câmbrica de Assumar (falha de Assumar).

O conjunto está afectado por intensa deformação em regime transpressivo com componente de desligamento esquerdo que oblitera quase por completo indícios de episódios anteriores na faixa central de alto grau metamórfico, que são somente preservados nalguns afloramentos do seu encaixante metassedimentar.

3.2.1. Enquadramento geológico da Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior

A Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior representa uma extensa faixa com cerca de sessenta quilómetros de extensão em Portugal, com largura variável ao longo da direcção NW-SE, apresentando aproximadamente dezasseis quilómetros em Campo Maior, atingindo no Crato, apenas quatro quilómetros (Figura 52).

Segundo GONÇALVES e CARVALHOSA (1993/1994) e tendo por base as ideias apresentadas em trabalhos anteriores (GONÇALVES e VITOR OLIVEIRA, 1986) e retomados por OLIVEIRA et al., (1991) a sua litoestratigrafia foi interpretada como dividida em quatro formações principais atribuidas ao Proterozóico. Da mais antiga para a mais recente, consideraram: a Formação de Campo Maior, a Formação de Morenos, a Formação de Mosteiros e a Formação da Urra (Figura 53).

A Formação de Campo Maior incluiria ortognaisses, paragnaisses e migmatitos e estaria limitada por importantes acidentes tectónicos materializados por fortes gradientes metamórficos (GONÇALVES e FERNANDES, 1973). Neste conjunto

Figura 52 – Mapa esquemático das diferentes unidades da Megaestrutura do Crato-Arronches-Campo Maior e localização dos cortes estudados (para enquadrar veja o mapa geológico do NE Alentejano em anexo).
1, Formação de Mosteiros,
2, Ortognaisse de Endreiros,
3, Unidade da Contenda-Barragem do Caia,
4, Maciço de gabros e noritos de Campo Maior,
5, Complexo detritico e carbonatado de Ouguela,
6, Unidade de Campo Maior,
7, Gnaisses da Unidade de Ouguela,
8, Rochas hiperalcalinas (Inclui o alinhamento de Cevadais e da Fialha-Arronches),
9, CVS de Nave de Grou,
10, Unidade de Azeiteiros,
11, Unidade de Arronches,
12, depósitos recentes.

Log com representação da sequência estratigráfica possível de definir no bordo setentrional da Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior (sem escala) (margem superior).

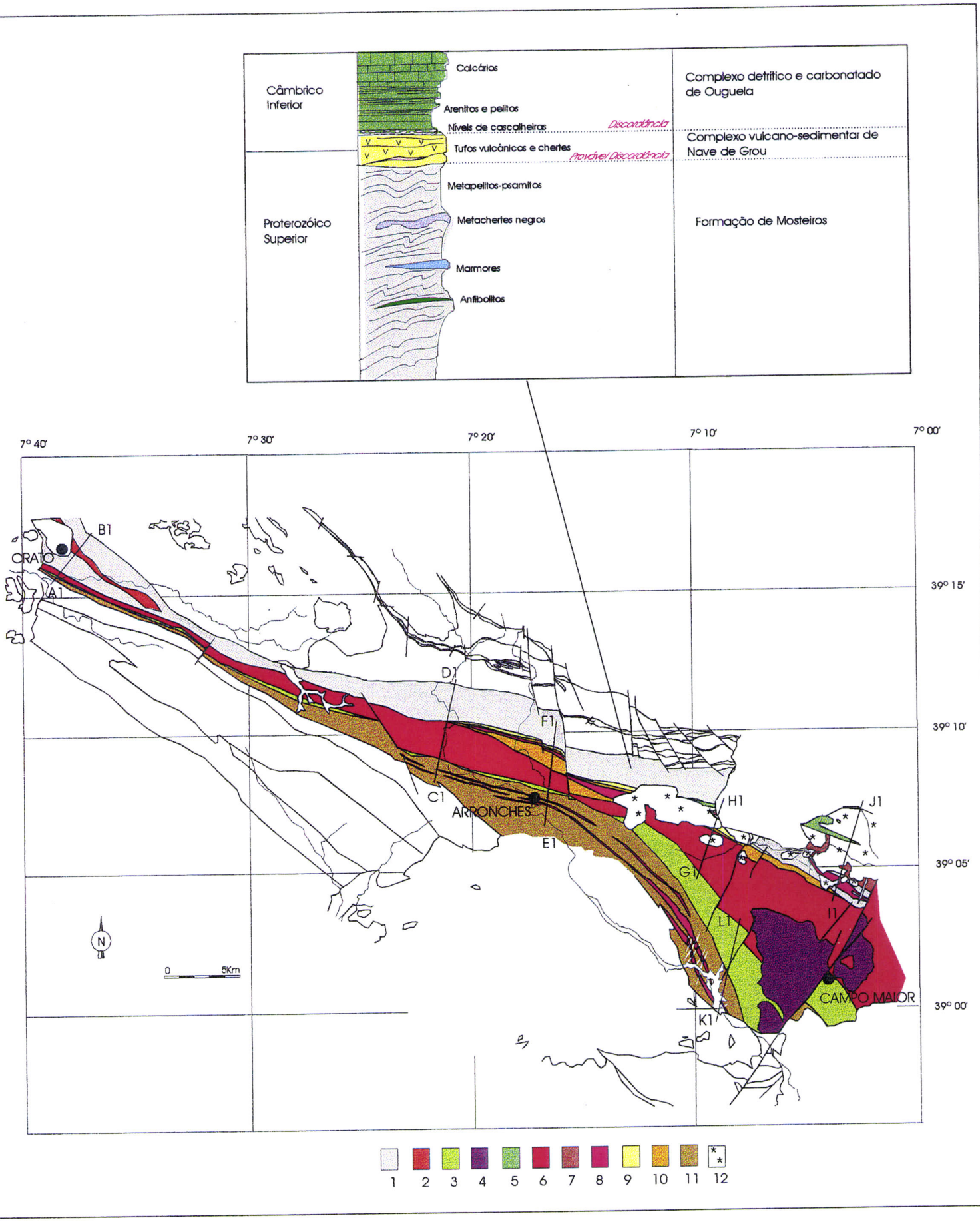

Câmbrico Inferior
Proterozóico Superior
Calcários
Arenitos e pelitos
Níveis de cascalheiras
Discordância
Tufos vulcânicos e cherts
Provável Discordância
Metapelitos-psamitos
Metacherts negros
Marmores
Anfibolitos
Complexo detrítico e carbonatado de Ouguela
Complexo vulcano-sedimentar de Nave de Grou
Formação de Mosteiros
7° 40'
7° 30'
7° 20'
7° 10'
7° 00'
39° 15'
39° 10'
39° 05'
39° 00'
CRATO
ARRONCHES
CAMPO MAIOR
A1
B1
C1
D1
E1
F1
G1
H1
I1
J1
K1
L1
N
0
5Km
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Figura 52

Figura 53 – Log esquemático da sequência estratigráfica definida por OLIVEIRA et al., 1991 para a Faixa Blastomilonítica com correspondência em algumas das unidades definidas neste trabalho.
A Formação de Quartzito Armoricano e a Formação da Urra representam neste trabalho o Paleozóico Inferior da ZCPE, deixando esta última formação de ser atribuida ao Vendiano.
A Formação de Morenos inclui diferentes unidades com características tectonometamórficas distintas (CVS Nave de Grou, Unidade de Azeiteiros, Unidade de Arronches e a Unidade de Contenda-Barragem do Caia), o que invalida a definição de uma sequência estratigráfica.
Por outro lado, falta referir o Complexo detrítico e carbonatado de Ouguela do Câmbrico Inferior bem como, os gnaisses da Unidade de Ouguela.

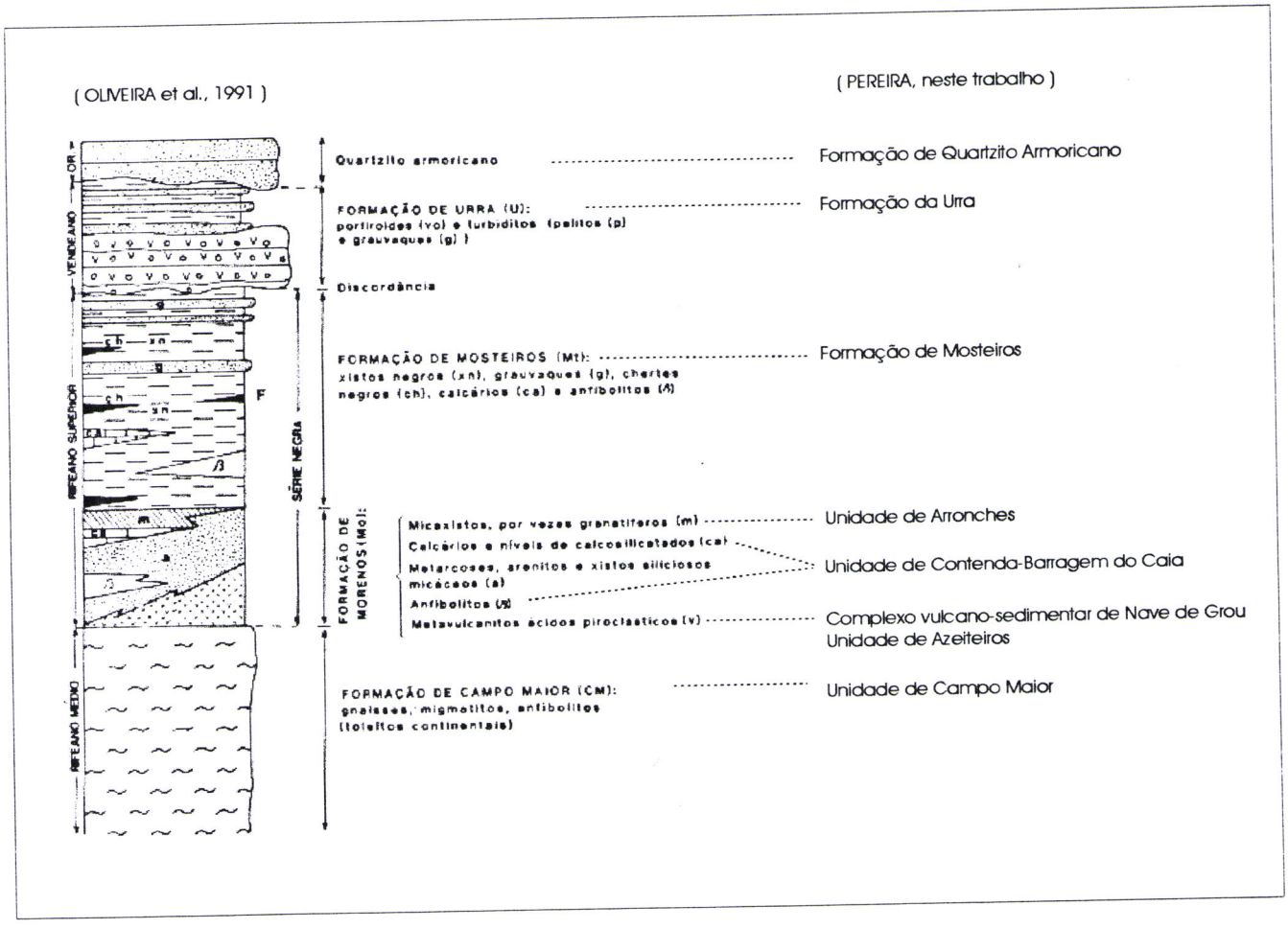

(OLIVEIRA et al., 1991)
(PEREIRA, neste trabalho)
QR
VENDEANO
RIFEANO SUPERIOR
RIFEANO MÉDIO
SÉRIE NEGRA
F
Quartzito armoricano
Formação de Quartzito Armoricano
FORMAÇÃO DE URRA (U):
porfiroides (vo) e turbiditos (pelitos (p) e grauvaques (g))
Formação da Urra
Discordância
FORMAÇÃO DE MOSTEIROS (Mt):
xistos negros (xn), grauvaques (g), cherles negros (ch), calcários (ca) e anfibolitos (A)
Formação de Mosteiros
FORMAÇÃO DE MORENOS (Mo):
Micaxistos, por vezes granatíferos (m)
Unidade de Arronches
Calcários e níveis de calcossilicatados (ca)
Metarcoses, arenitos e xistos siliciosos micáceos (a)
Unidade de Contenda-Barragem do Caia
Anfibolitos (A)
Metavulcanitos ácidos piroclásticos (v)
Complexo vulcano-sedimentar de Nave de Grou
Unidade de Azeiteiros
FORMAÇÃO DE CAMPO MAIOR (CM):
gnaisses, migmatitos, antibolitos (toleítos continentais)
Unidade de Campo Maior

Figura 53

gnaissico-migmatítico consideraram como frequentes, gnaisses anfibólicos ou piroxénicos e gnaisses biotíticos com silimanite onde se encontraram raras ocorrências de granulitos máficos e eclogitos retrogradados. Estes autores descreveram ainda, a Leste de Campo Maior, quartzodioritos com estruturas anatécticas em contacto difuso com migmatitos, a que se associam localmente rochas de composição intermédia próxima da monzonítica ricas em hiperstena (GONÇALVES e COELHO, 1972).

A Formação de Morenos (GONÇALVES e VITOR OLIVEIRA, 1986) representaria uma sequência vulcano-sedimentar constituida essencialmente por leptinitos, além de micaxistos com intercalações de anfibolitos e de rochas carbonatadas. Este conjunto corresponderia em cartografias anteriores a duas faixas que ladeavam respectivamente a Sul e a Norte a Formação de Campo Maior: i) a mancha de Câmbrico de Campo Maior (GONÇALVES, 1971; 1972) a Sul de Campo Maior, prolongando-se até ao Crato e, ii) a mancha de Complexo de xisto-arenítico da Urra intruida pelas rochas hiperalcalinas de Figueiras de Cima, a Norte de Arronches, (GONÇALVES,1971) que mais tarde foi incluida na Formação de Campo Maior), a Norte de Degolados (GONÇALVES, 1972) com continuação para Leste no que foi designado por Série Negra (GONÇALVES, 1971; 1972).

A Formação de Mosteiros (GONÇALVES e VITOR OLIVEIRA, 1986), incluiria a sequência monótona de metapelitos e metapsamitos a que se associam metachertes negros, calcários, com predominio para o topo de metavulcanicas ácidas alternantes com básicas, regionalmente atribuida à Série Negra (CARVALHOSA, 1965).

A Formação da Urra (GONÇALVES e VITOR OLIVEIRA, 1986) descrita somente a Norte da faixa de alto grau metamórfico incluiria uma sequência formada por metarcoses e raros conglomerados passando lateralmente a rochas vulcanoclásticas ácidas, assente em discordância sobre a Série Negra.

Estudos recentes, baseados em cartografia estrutural, permitiram interpretar a Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior considerando a existência de diferentes unidades tectonometamórficas. Afastada a ideia de estarmos perante uma estrutura em anticlinório, mas sim considerarmos a existência de um conjunto compósito e complexo de estruturas em leque, ou em leque, estruturação que se sobrepõe à génese da foliação regional, foram definidas diferentes unidades com base em critérios litológicos e metamórficos. Esta divisão permitiu caracterizar e individualizar um corredor blastomilonítico de alto grau (unidade de Campo Maior) e seu encaixante afectado por intensa deformação dúctil sob condições metamórficas de grau intermédio a baixo (unidades da Contenda-Barragem do Caia, de Ouguela, de Azeiteiros e de Arronches).

A Unidade de Campo Maior (ver Figura 52), que se estende por cerca de sessenta quilómetros variando a sua largura de seis quilómetros, a Leste (Campo Maior), a quinhentos metros, a Noroeste (Crato), representa um conjunto gnaissico-migmatítico. Litologicamente, é constituida por gnaisses biotíticos com silimanite, gnaisses anfibólicos e/ou piroxénicos, migmatitos com texturas agmatítica, estromatitica e do tipo 'schlieren' e quartzodioritos com texturas do tipo nebulítica em contacto difuso com migmatitos. Neste conjunto encontram-se raras ocorrências de granulitos máficos e eclogitos retrogradados, bem como de rochas de felsicas ricas em ortopiroxena. No seu

contacto setentrional ocorrem paragnaisses desenvolvidos em condições metamórficas de fácies anfibolítica baixa a xistos verdes, assinalando uma importante descida no gradiente metamórfico e que, provavelmente resultaram de rochas do Complexo Vulcano-Sedimentar de Nave de Grou e da Formação de Mosteiros (ver log da Figura 52) no que designaremos por unidade de Azeiteiros.

A Unidade da Contenda-Barragem do Caia engloba as unidades da Contenda e a unidade da Barragem do Caia, definidas como conjuntos separados em trabalhos anteriores (PEREIRA, 1995; PEREIRA e SILVA, 1997). Estendendo-se por aproximadamente sessenta quilómetros, contacta a Norte com a unidade de Campo Maior e a Sul com a unidade de Arronches. Esta unidade está representada por rochas quartzo-feldspáticas de granularidade fina, quartzitos, micaxistos com anfibolitos e rochas alcalinas associadas, estando afectada por condições metamórficas da facies anfibolítica baixa, a xistos verdes alta. Numa mancha circunscrita a dezasseis quilómetros de extensão desde Sudeste de Degolados a Sul de Campo Maior, atingindo o máximo de um quilómetro de largura, inclui para além das rochas quartzo-feldspáticas, micaxistos e quartzitos, extensos afloramentos de rochas calcossilicatadas com anfibolitos granatíferos associados.

A Unidade de Arronches que surge ao longo do limite entre a Megaestrutura de Assumar e a Megaestrutura do Crato-Arronches-Campo Maior, engloba litologias tipicas da Formação de Mosteiros, com metapelitos, metapsamitos, metachertes negros, carbonatos, anfibolitos e metavulcânicas félsicas, e micaxistos granatíferos na Barragem do Caia. Estes últimos passam a Noroeste, em Arronches, a um conjunto de metassedimentos detriticos com importante componente vulcânica onde se incluem micaxistos granatíferos mas não se identificou a presença de metachertes negros. Rochas carbonatadas, anfibolitos e rochas hiperalcalinas associadas são também encontradas. Este conjunto apresenta-se afectado por metamorfismo na facies dos xistos verdes alta a anfibolitica alta.

Afastando-nos para Nordeste e Sudoeste da área de influência do metamorfismo mais intenso, é possível reconhecer a sequência estratigráfica do Proterozóico Superior representado pelo que foi designado por Formação de Mosteiros (GONÇALVES e VITOR OLIVEIRA,1986), passando a topo a um conjunto vulcânico essencialmente piroclástico félsico designado neste trabalho por Complexo vulcano-sedimentar de Nave de Grou-Azeiteiros, que se encontra na mesma posição estratigráfica do CVS de Freixo-Segóvia definido para a Megaestrutura de Assumar. Discordante sobre este vulcanismo surge o Complexo detrítico e carbonatado de Ouguela do Câmbrico Inferior (anteriormente designado por Câmbrico de Ouguela segundo GONÇALVES, 1971).

Separada por um importante acidente surge a Sul do Complexo detrítico e carbonatado de Ouguela a Unidade de Ouguela que limitada a uma pequena extensão com cerca de dez quilómetros, se considerarmos a área aflorante em Espanha a Noroeste de Ouguela, com o máximo de dois quilómetros de largura. Representa um conjunto gnaissico-micaxistico que contacta a Sul com o CVS de Nave de Grou-Azeiteiros e com a Formação de Mosteiros, através de um importante decréscimo no gradiente metamórfico. Esta unidade é representada por gnaisses finos félsicos, gnaisses micáceos ricos em aluminossilicatos e gnaisses ocelados félsicos.

3.2.2. Caracterização geométrica e cinemática da Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior

Na Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior foi desenvolvido intenso regime de cisalhamento esquerdo associado um fabric S-L, onde a foliação é muito inclinada e o mergulho da lineação de estiramento varia, mas mantem características de movimentação do tipo desligamento. Esta estruturação que surge associada à definição das diferentes unidades tectónicas e metamórficas que a constituem, foi posteriormente afectado por dobramentos amplos, consentaneos com a génese de estruturas complexas e compósitas em leque, que definem a geometria actual.

O facto de a distribuição da deformação ser heterogénea, proporcionando a coexistência de faixas com deformação e metamorfismo menos intensos que outras que lhes sejam paralelas, permite a formulação de uma história tectonometamórfica anterior à blastomilonitização generalizada.

Com a finalidade de descrever de forma sistemática e ao mesmo tempo sintética a informação estrutural desta importante estrutura, optou-se como metodologia a descrição detalhada de oito cortes transversais à direcção do orógeno (Figura 52), com base em cartografia à escala 1:25,000 e, em alguns casos à escala 1:5,000: 1) corte A1-B1 de Endreiros-Crato; 2) corte C1-D1 do rio Caia; 3) corte E1-F1 da ribeira de Arronches; 4) corte G1-H1 das ribeiras Caga-no-Ninho - Tinoca - Abrilongo - Azeiteiros; 5) corte I1-J1 de Cevadais-Ouguela e das ribeiras Marmeleiros – Abrilongo e 6) corte K1-L1 de Degolados – Barragem do Caia.

3.2.2.1. O corte A1-B1 de Endreiros-Crato (a Norte de Alter-do-Chão)

O corte A1-B1 de Endreiros-Crato, intersecta o troço de menor largura do corredor blastomilonítico de alto grau metamórfico, descrita como Unidade de Campo Maior que contacta a Norte com a Formação de Mosteiros (Figura 54).

De Sul para Norte, passamos do contacto com o Complexo detritico e carbonatado de Assumar (unidades a topo do Câmbrico de Assumar segundo GONÇALVES, 1971) à Unidade de Campo Maior, através de um estreito corredor de metapelitos-psamitos (possivel equivalente da Unidade de Arronches), a rochas quartzíticas, quartzo-feldspáticas com passagens micáceas e anfibolitos com um fabric S-L muito penetrativo (possivel equivalente da Unidade da Contenda-Barragem do Caia).

Os metapelitos-psamitos da Unidade de Arronches apresentam intenso dobramento (dobras mesoscópicas com plano axial N54°W,72°S e eixos mergulhantes tanto para NW como para SE), a afectar uma foliação com quartzo de exsudação associado (S_x^{-1}), episódio este controlado por bandas de cisalhamento paralelas a S_x - N50°W,84°S com movimentação esquerda e desenvolvimento de 'shear band cleavage'. (Figura 55).

Na Unidade da Contenda-Barragem do Caia, as rochas quartzo-feldspáticas, com intercalações de micaxistos e quartzitos apresentam foliação muito penetrativa S_x - N64-50°W,84°S e lineação de estiramento L_e -44°,N60-50°W, e por vezes (ribeira de Seda), têm anfibolitos associados (S_x-N48°W,86°S e L_e-8°,N50°W) cuja paragénese

Figura 54– Mapa da distribuição das principais estruturas e unidades da região do Crato com localização do corte A1-B1.
1, foliação (Sx),
2, lineação de estiramento (L_e),
3, lineação de estiramento anterior (L_e^{-1}),
4, eixos de crenulação,
5, dobras mesoscópicas,
6, componente de desligamento esquerdo,
7, sentido dfe inclinação da falha,
8, movimento relativo do bloco: preto-descida, branco-subida,
9, eixo de culminação de estrutura em leque,
10, Unidade de Campo Maior com anfibolitos (A),
11, Unidade da Contenda-Barragem do Caia com anfibolitos (A),
12, Complexo detritico e carbonatado de Assumar,
13, Unidade de Arronches,
14, Formação de Mosteiros com metachertes negros (A),
15, ortognaisse félsico de Endreiros,
16, granito do Carrascal,
17, granito do Crato.

Representação esquemática da Megaestrutura do Crato-Arronches-Campo Maior (canto superior esquerdo) e localização da área referente ao corte A1-B1 (amarelo).

Corte esquemático A1-B1 na região do Crato (a Norte de Alter do Chão).

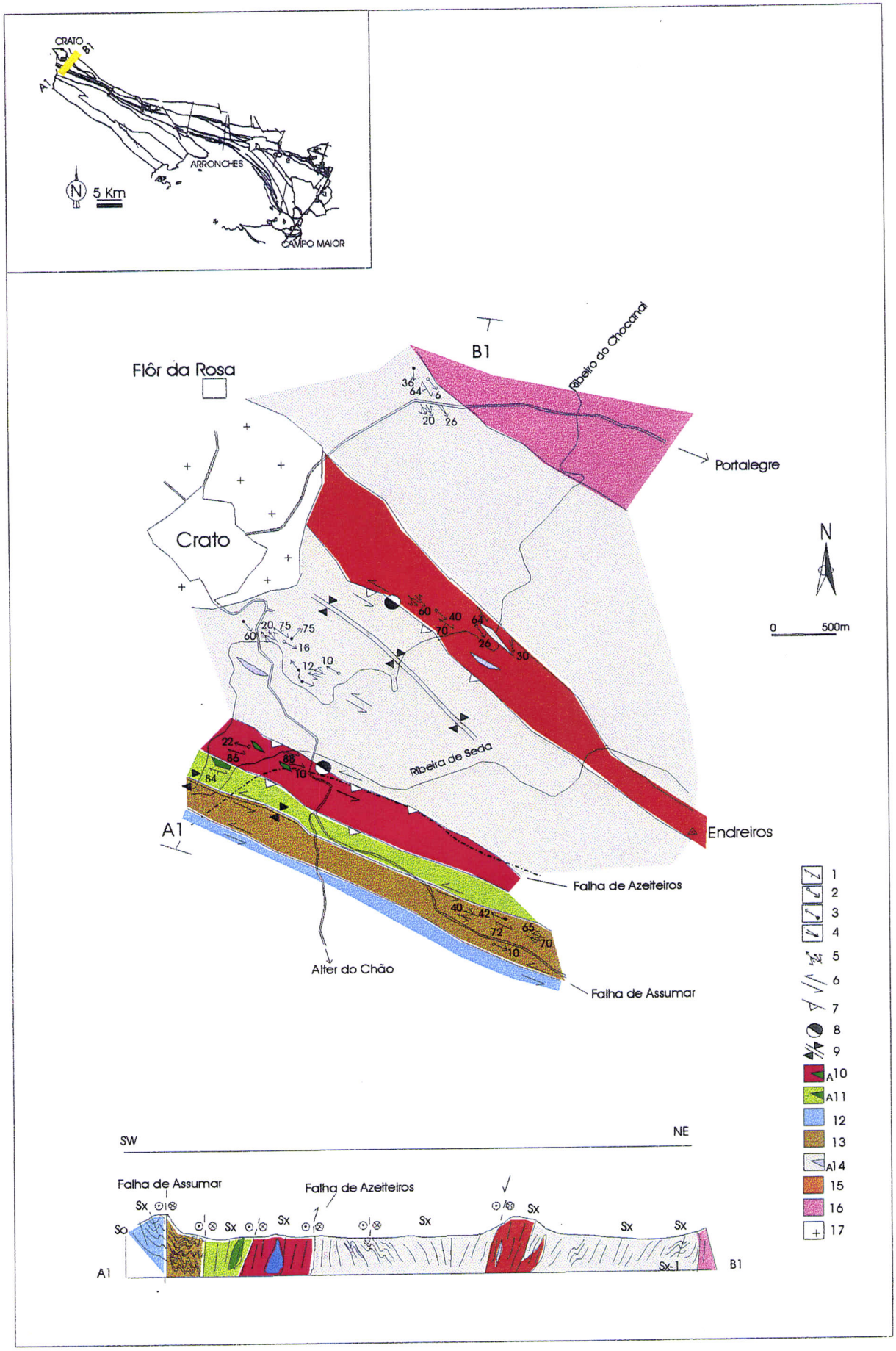

CRATO
B1
A1
ARRONCHES
5 Km
CAMPO MAIOR
Flôr da Rosa
B1
Ribeiro do Chocanal
Portalegre
Crato
N
0 500m
Ribeira de Seda
A1
Endreiros
Falha de Azeiteiros
Alter do Chão
Falha de Assumar
1
2
3
4
5
6
7
8
9
A10
A11
12
13
A14
15
16
17
SW
NE
Falha de Assumar
Falha de Azeiteiros
So
Sx
Sx-1
A1
B1

Figura 54

mineralógica indica uma facies anfibolítica baixa (plagioclase+anfíbola verde (horneblenda)+biotite castanha+quartzo+clorite+apatite+esfena).

As litologias da Unidade de Contenda-Barragem do Caia contactam a Norte com a Unidade de Campo Maior constituida por gnaisses micáceos e migmatitos que apresentam ocorrências métricas a decamétricas de anfibolitos. Nesta última unidade os litótipos félsicos surgem com intensa diferenciação metamórfica marcada pela alternâncias de bandas quartzo-feldspáticas contendo porfiroblastos, apresentando caudas de recristalização e envoltos por uma matriz recristalizada de quartzo e mica, com bandas micáceas de granularidade fina. São observados bons critérios cinemáticos de movimentação esquerda que de acordo com a foliação S_x-N70°W,86°S e estiramento L_e-22°,N68°W, com dobramento associado e de eixos subparalelos ao transporte, definem uma componente oblíqua cavalgante para Nordeste (ribeira da Seda). Os anfibolitos que apresentam duas gerações de anfibolas, a mais recente das quais indica condições de baixo grau metamórfico (retrogradação), surgem afectados por importante fracturação com profusão de veios de epidoto+clorite+quartzo.

A Unidade de Campo Maior está limitada a Norte pela Falha de Azeiteiros que a separa da Formação de Mosteiros em condições de mais baixo grau metamórfico. Este acidente de direcção NW-SE e inclinado fortemente para SW quando associado à lineação de estiramento a mergulhar para o quadrante NW e aos critérios cinemáticos que indicam movimentação esquerda, sugere transporte tectónico oblíquo do tipo cavalgante com subida do bloco Sul.

Na Formação de Mosteiros observamos uma sequência de metassedimentos com intercalações de metachertes negros e sua relação com o granitóide de Endreiros (466±10 Ma, sem referir o método radiométrico; GONÇALVES e FERNANDES, 1973), que constitui uma mancha alongada com cerca de dez quilómetros desde a povoação de Flôr da Rosa, a Norte do Crato, com continuação para Sudeste onde é cortado pela ribeira do Chocanal. Nesta ribeira é possível constatar que a sequência metassedimentar se encontra afectada por dobramento mesoscópico controlado por bandas de cisalhamento a afectar um fabric S-L anterior (Figura 56). De facto, verifica-se que existe uma foliação (S_x// S_x^{-1}-N50°W,70-75°NE) à qual estão associadas duas lineações de estiramento L_e^{-1}-70-80°,N50-70°E (dominante) e L_e-10°,N50°W (mais fraco). Este fabric é observado nesta área de modo generalizado, mas surge afectado por bandas discretas de cisalhamento posteriores, segundo NW-SE, com movimentação sinistrógira e marcado pelas relações entre planos c+s+c'. Nestas zonas de cisalhamento gera-se dobramento apertado com planos axiais bastante inclinados e com eixos ora subparalelos ao estiramento L_e-10-20°,N50°W ou L_e-10-18°,S50°E, ora fazendo com ele um angulo inferior a 20° (Fotografia 50 - Figura 56). Neste caso, o estiramento anterior apresenta-se dobrado, o que é observado nas charneiras de algumas das dobras (Fotografia 51. - Figura 57). O fabric S-L está associado a uma paragénese que indica facies dos xistos verdes alta, com alinhamento de biotite castanha e mica branca, associadas a quartzo, feldspato potássico e plagioclase, paralelamente a bandas de quartzo recristalizado cujos grãos exibem extinção ondulante e fronteiras rectas definindo textura poligonal e onde surgem alguns grãos de feldspato bastante sericitizados, e raras granadas.

Figura 55 – Esquema ilustrativo da deformação cisalhante não-coaxial de movimento esquerdo com desenvolvimento de planos c+s+c' e complexos padrões de dobramento em metassedimentos peliticos da unidade de Arronches (amarelo representa veios de quartzo intrafoliares).

Figura 56 – Esquema representativo de uma zona de cisalhamento mesoscópica afectando um fabric anterior, rodando as estruturas lineares preexistentes (linhas a vermelho e setas com circulo a vermelho). (ribeiro do Chocanal).

Fotografia 50 – Fotografia de dobra mesoscópica com eixo a mergulhar para NW em metassedimentos da Formação de Mosteiros (ribeiro do Chocanal). (SW-NE da esquerda para a direita).

Figura 57 – Esquema de dobras mesoscópicas que, associadas à zona de cisalhamento descrita na Figura 56, mostram uma lineação anterior (a vermelho e setas com circulo a vermelho) a ser dobrada. (ribeiro do Chocanal). (SW-NE da esquerda para a direita).

Fotografia 51 – Fotografia de dobras mesoscópicas que, associadas à zona de cisalhamento descrita na Figura 56, mostram uma lineação anterior a ser dobrada. (ribeiro do Chocanal). (SW-NE da esquerda para a direita).

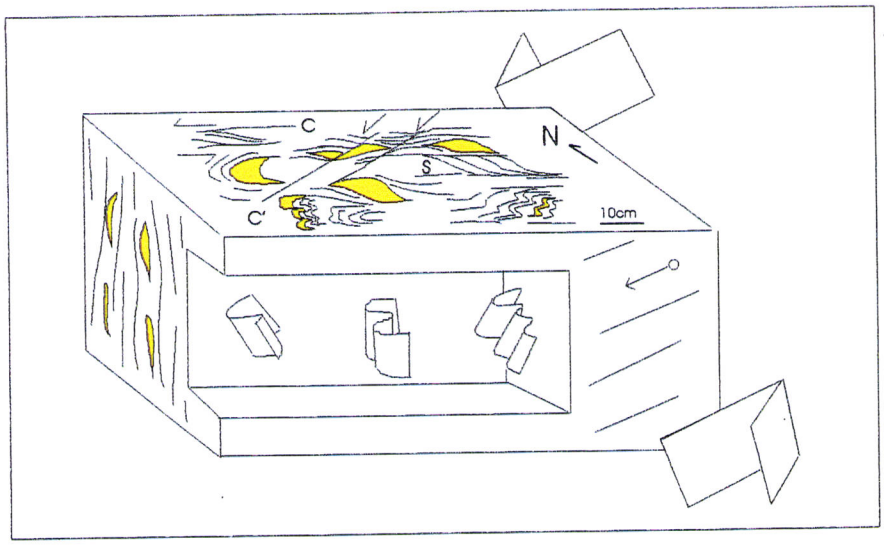
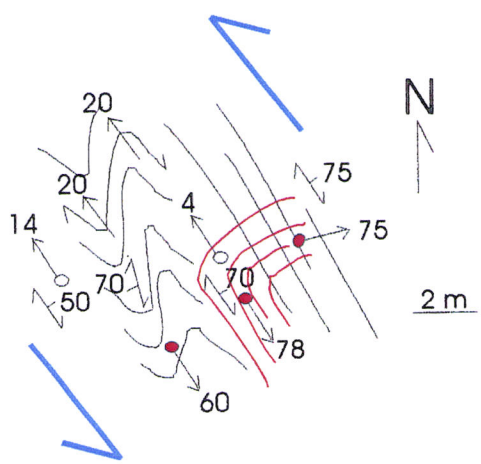
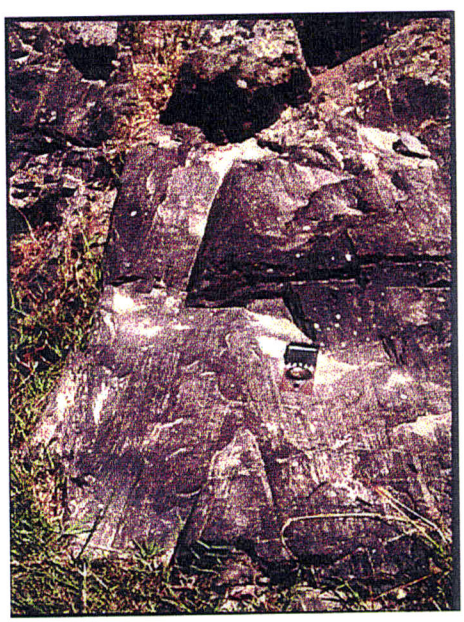


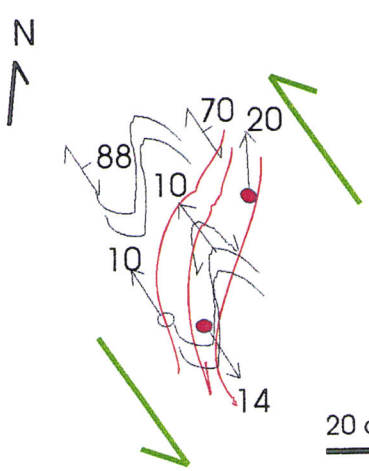
Figura 55





Fotografia 50

Figura 56





Fotografia 51

Figura 57

A Noroeste do marco geodésico de Endreiros onde a ribeira de Chocanal corta o contacto do ortognaisse de Endreiros com o encaixante, são observadas relações de assimilação metamórfica dos metassedimentos encaixantes por parte da rocha intrusiva. O granitóide de Endreiros apresenta uma textura ocelada (Fotografia 52 – Figura 58) com grandes porfiroblastos de plagioclase, de quartzo e de feldspato potássico envoltos numa matriz rica em quartzo e biotite verde-acastanhada e mica branca. A deformação cisalhante é intensa e distribui-se de forma heterogénea concentrando-se segundo zonas estreitas e discretas com redução da granularidade e com desenvolvimento de bandas de quartzo recristalizado dinamicamente envolvendo pequenos blastos de feldspato alternando com bandas micáceas. Estes aspectos afectam a textura blastomilonitica grosseira caracteristica da rocha (Figura 57). Os porfiroblastos de feldspato que incluem inúmeras inclusões de biotite surgem afectados por fracturação, cujos fragmentos se encontram rodados e separados com preenchimento destes espaços por quartzo recristalizado que também ocorre segundo caudas de recristalização. Os critérios cinemáticos, tais como 'bookshelf', sigmas, planos c+s+c', indicam movimentação esquerda, que de acordo com a foliação (S_x -N40-50°W,60-70°S) e estiramento (L_e-25-45°,S30-50°E) (Fotografia 53 – Figura 58) traduz uma componente oblíqua normal com descida do bloco Sul. Os metassedimentos na proximidade do granitóide apresentam textura caracterizada pela ocorrência de porfiroblastos de plagioclase numa matriz de quartzo recristalizado dinamicamente em bandas e como caudas de sigmas, com biotite e com mica branca e vestigios de silimanite no seu interior. Esta paragénese define uma facies anfibolítica baixa a xistos verdes alta. Observam-se metachertes negros, também eles assimilados pelo processo metamórfico associado ao granitóide. A deformação, segundo o mesmo estilo da que afecta o granitóide, desenvolveu-se em condições de menor temperatura provocando a ruptura dos feldspatos e recristalização do quartzo e micas segundo os planos c + c'.

Para Norte do granitóide de Endreiros, o grau metamórfico decresce e os metapelitos-psamitos apresentam-se na facies dos xistos verdes preservando indícios de uma estruturação anterior ao cisalhamento que afectou intensamente esta rocha intrusiva. Observam-se metapelitos e psamitos com foliação S_x // S_x^{-1}-N70°W,60°S com estiramento L_e^{-1}-34-40°S e L_e-6°,S30°E, afectados por dobras vergentes para Nordeste com eixos E-26°,S50-60°E e planos axiais definidos por uma clivagem espaçada S_x^{+1}-N70W,70°S. Estes metassedimentos são intruidos pelo granito do Carrascal que apresenta somente evidências da actuação da etapa da deformação associada ao fabric planar-linear indicador de movimentação oblíqua (S_x -N40°W, 72°SW e L_e-4-8°,S36°E).

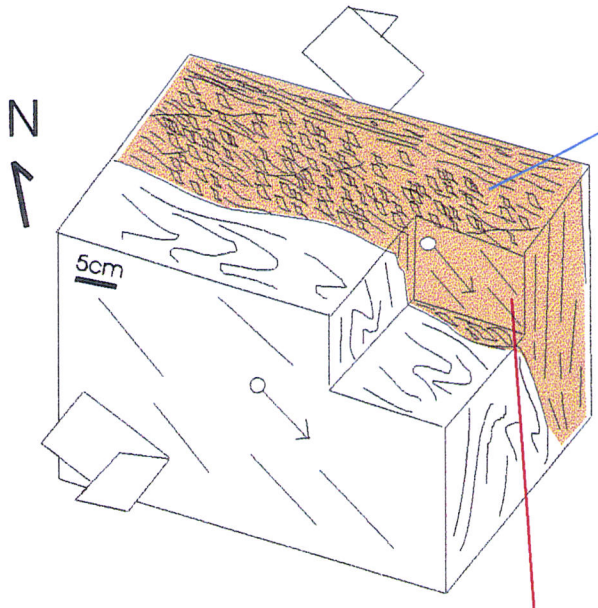
Desta descrição referimos como aspectos estruturais mais relevantes:

1) A foliação verticalizada e lineação de estiramento pouco inclinada nas unidades que constituem o bordo Sul da Megaestrutura do Crato-Arronches-Campo Maior, onde as Unidades de Arronches, da Contenda-Barragem do Caia e de Campo Maior limitadas a Sul pela Falha de Assumar e a Norte pela falha de Azeiteiros, apresentam as suas larguras mínimas;

Figura 58 – Esquema ilustrativo da deformação cisalhante não-coaxial de movimento esquerdo com desenvolvimento de planos c' e estruturas sigmoidais em feldspatos do ortognaisse de Endreiros (ribeiro do Chocanal).

Fotografia 52 – Fotografia com pormenor do desenvolvimento de estruturas rotacionais do tipo sigma com planos c' associados, indicando movimentação esquerda que, associada ao fabric S-L descrito na Figura 57, dão transporte oblíquo com descida do bloco Sul (ribeiro de Chocanal). (superficie inclinada para SE). (NW-SE da esquerda para a direita).

Fotografia 53 – Fotografia com lineação de estiramento a mergulhar para SE, na foliação NW-SE a inclinar para SW, que associada aos critérios de movimento esquerdo sugerem transporte oblíquo com descida do bloco Sul (ribeiro de Chocanal). (NW-SE da esquerda para a direita).





Fotografia 52



Fotografia 53

Figura 58

2) O desenvolvimento de um padrão complexo com interferência de dobramentos na Unidade de Arronches;
3) A mudança de vergência na Formação de Mosteiros com o eixo de culminação de uma estrutura em leque localizada no Ortognaisse de Endreiros;
4) A existência de um fabric S-L anterior na Formação de Mosteiros que é afectado por corredores de cisalhamento associados à foliação e lineação regional e que também é cortado pela intrusão granitóide de Endreiros e do Carrascal, ambas afectadas pela foliação NW-SE regional;
5) A associação da foliação NW-SE a inclinar para SW e lineação de estiramento a mergulhar ~30-40°SE com os critérios cinemáticos que indicam movimentação esquerda, no Ortognaisse de Endreiros, sugere transporte tectónico oblíquo do tipo falha normal com descida do bloco Sul;

3.2.2.2. O corte C1-D1 ao longo do rio Caia

O corte C1-D1 do rio Caia prolonga-se por cerca de oito quilómetros se considerarmos o troço que liga o Monte da Faia, a Sudeste, ao Monte Azinhal, a Noroeste (Figura 59).

De Sul para Norte, observam-se anfibolitos e rochas hiperalcalinas intercaladas em metassedimentos e metavulcânicas na facies anfibolítica representando a Unidade de Arronches, com foliação S_x -N50°W,72-84°SW e estiramento mergulhando cerca de 12-14° para o quadrante Nordeste. Os anfibolitos, por vezes granatíferos, apresentam textura granoblastica com horneblenda + plagioclase + esfena + granada + quartzo + opacos + epidoto, onde as anfibolas se alinham segundo o fabric principal e onde granadas surgem com auréolas de desestabilização para plagioclase+quartzo. Os metassedimentos do encaixante apresentam importante componente vulcânica assinalada pela abundância de turmalina. Apresentam um bandado penetrativo com crescimento de biotite+mica branca+silimanite numa rocha essencialmente constituida por quartzo+plagioclase+turmalina+zircão, com desenvolvimento de 'shear band cleavage'.

A Norte da Unidade de Arronches encontram-se rochas quartzo-féldspáticas de grão muito fino que, associadas a micaxistos e anfibolitos finos (Unidade da Contenda-Barragem do Caia), apresentam um fabric S-L muito penetrativo (S_x - N70-80°W,84°S, L_e-4°,N70°W a 12°,S68°E). As rochas quartzo-feldspáticas, designadas segundo critério de campo como "leptinitos", são constituidas por quartzo+plagioclase+biotite+mica branca+turmalina+opacos. A sua granularidade é muito fina, sendo definido o fabric penetrativo por bandas de quartzo recristalizado dinamicamente, pela geometria sigmoidal de feldspatos deformados ductilmente e pelo alinhamento das micas segundo os planos c + c' definindo, no conjunto, critérios de movimentação sinistrógira. Os micaxistos apresentam bandas de quartzo recristalizado em alternância com bandas ricas em mica branca, biotite a desestabilizar para clorite, quartzo, plagioclase e granada com inclusões de biotite e de quartzo, envolvendo nódulos de sericite com reliquias de aluminossilicatos (Fotografia 54). O fabric tectónico é caracterizado pelo desenvolvimento de estruturas c+s+c' (Fotografia 55) indicando movimentação sinistrógira (Fotografia 56). Os anfibolitos apresentam porfiroblastos de horneblenda

Figura 59– Mapa da distribuição das principais estruturas e unidades do corte C1-D1 do rio Caia.
1, foliação (Sx),
2, lineação de estiramento(L_e),
3, eixos de crenulação,
4, dobras mesoscópicas,
5, componente de desligamento esquerdo,
6, lineação de estiramento anterior (L_e^{-1}) dobrada,
7, movimento relativo de blocos: preto-descida, branco-subida,
8, sentido de inclinação da falha,
9, eixo de culminação de estrutura em leque,
10, Unidade de Arronches com metavulcanicas felsicas (A), anfibolitos (B) e gnaisses hiperalcalinos (C),
11, Unidade da Contenda-Barragem do Caia com anfibolitos (A),
12, Unidade de Campo Maior com gnaisses micáceos blastomiloniticos com anfibolitos (A),
13, Unidade de Campo Maior com gnaisses e migmatitos e anfibolitos granatiferos (retroeclogitos) (A),
14, Formação da Urra,
15, Unidade de Azeiteiros com anfibolitos (A),
16, Formação de Mosteiros com metachertes negros (A),
17, CVS Nave de Grou.

Representação esquemática da Megaestrutura do Crato-Arronches-Campo Maior (canto superior direito) e localização da área referente ao corte C1-D1 (amarelo).

Corte esquemático C1-D1 ao longo do rio Caia (a Noroeste de Arronches).

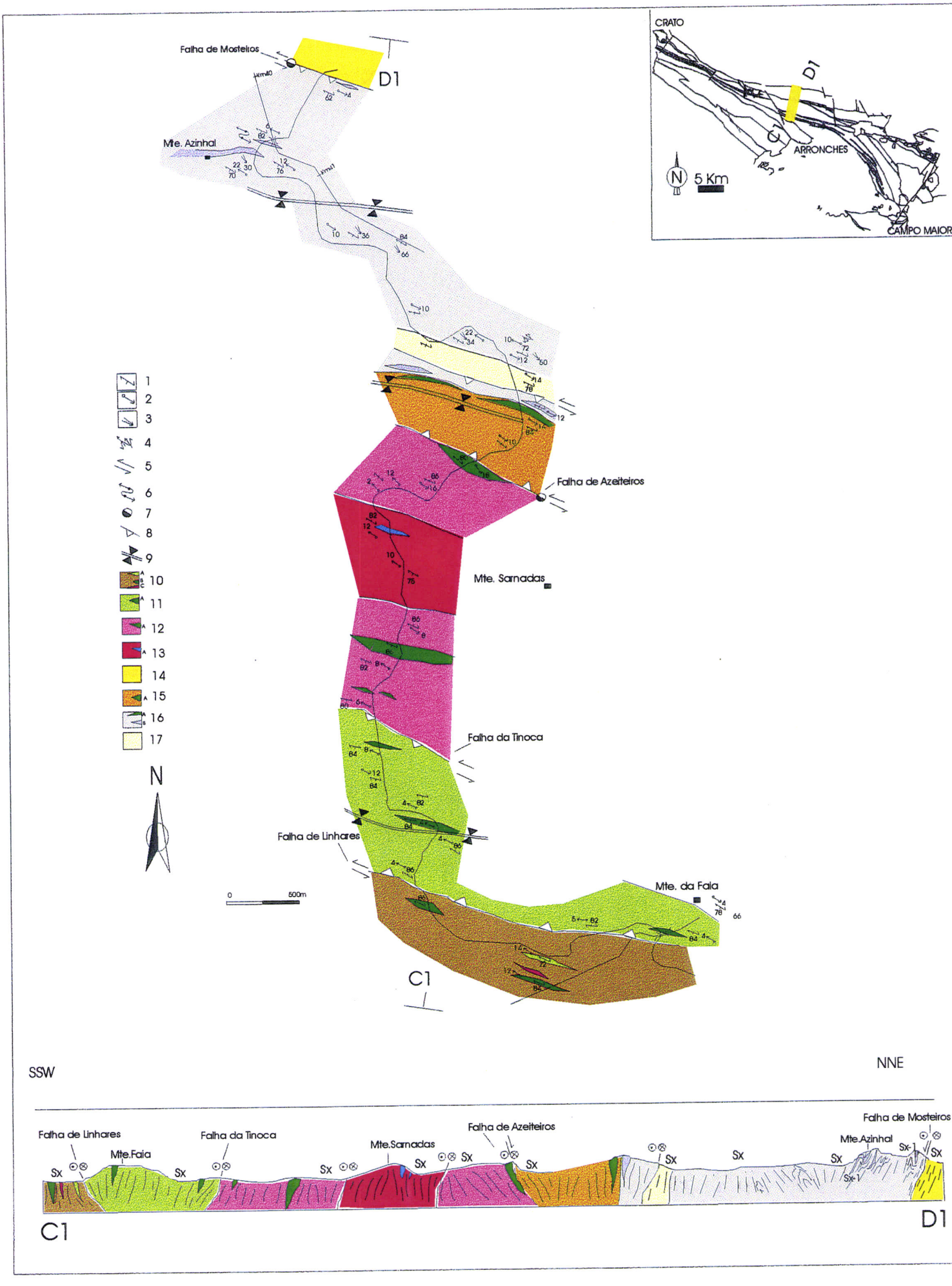

CRATO
D1
C1
ARRONCHES
N
5 Km
CAMPO MAIOR
Falha de Mosteiros
D1
Mte. Azinhal
Falha de Azeiteiros
Mte. Sarnadas
Falha da Tinoca
Falha de Linhares
Mte. da Faia
C1
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
N
0
500m
SSW
NNE
Falha de Linhares
Falha da Tinoca
Mte.Faia
Mte.Sarnadas
Falha de Azeiteiros
Falha de Mosteiros
Mte.Azinhal
Sx
C1
D1

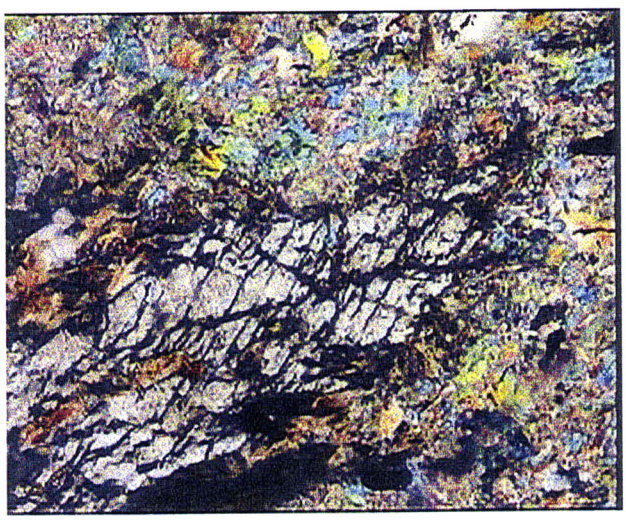
Figura 59

Fotografia 54 – Microfotografia com aluminossilicato preservado no interior de um agregado sericítico em micaxistos da Unidade da Contenda-Barragem do Caia (rio Caia a W do Monte Faia) (sem orientação). (largura máxima-0,70mm).

Fotografia 55 – Fotografia de anfibolitos associados a micaxistos com desenvolvimento de planos c+c' dando critérios de movimentação esquerda. (rio Caia a W Monte Faia). (NW-SE da esquerda para a direita).

Fotografia 56 – Microfotografia com aspecto pormenorizado do desenvolvimento de planos c' ("shear band cleavage") em micaxisto. (rio Caia a W Monte Faia). (NW-SE da esquerda para a direita). (largura máxima-1,1mm).

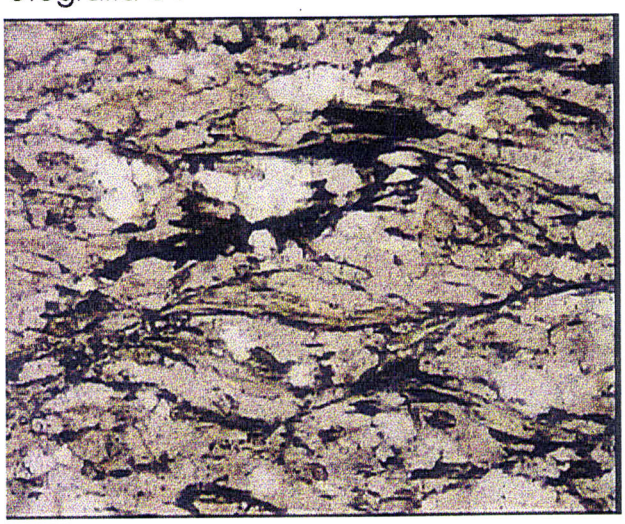
Fotografia 57 – Microfotografia de um anfibolito onde as anfibolas surgem zonadas com núcleos castanhos e bordos esverdeados (retrogradação?) com geometria sigmoidal dando critério de movimento esquerdo (rio Caia a W Monte Faia). (NW-SE da esquerda para a direita). (largura máxima-1,1mm).



Fotografia 54



Fotografia 55



Fotografia 56.



Fotografia 57

(Fotografia 57) a serem desestabilizados para actinolite cujo crescimento mimetiza o fabric de alta temperatura associado à recristalização dinâmica de plagioclase, aos quais se associam opacos+esfena+quartzo.

A Unidade da Contenda-Barragem do Caia, contacta a Norte com a Unidade de Campo Maior que, neste corte, admite uma subdivisão em gnaisses micáceos, biotíticos ricos em silimanite e em gnaisses e migmatitos félsicos com boudins de anfibolitos granatíferos (ver Figura 59). A foliação S_x -N60°W,82°S e a lineação de estiramento a mergulhar 8-10° para N60°W ora para S60°E associada a critérios cinemáticos de movimentação esquerda caracterizam a sua estrutura. O fabric dos gnaisses micáceos é assinalado por bandas de quartzo recristalizado, pelo alinhamento de biotite castanha e mica branca que por desestabilização dão origem a cristais alongados e fracturados de silimanite acicular (fibrolite)+opacos (Fotografia 62). Nos termos mais ricos em feldspato observa-se que estes constituem blastos que apresentam inclusões de silimanite e biotite. A cloritização surge como etapa final da evolução da rocha. A estes estão associados anfibolitos de textura grosseira poligonal constituidos por horneblenda+plagioclase+epidoto+esfena+quartzo. Os gnaisses migmatiticos, que afloram a Oeste do monte Sarnadas, apresentam textura estromatítica e nebulítica com intensa diferenciação de bandas de neossoma onde, por vezes se identificam granadas (Fotografia 58). Microscopicamente observa-se um fabric blastomilonítico com blastos de feldspato com inclusões de biotite, de quartzo e de granada, e também cristais de granada e de distena/silimanite estirados e fracturados (Fotografias 59 e 60) numa matriz de granularidade fina constituida por quartzo recristalizado dinamicamente e sericite. As granadas surgem como estruturas em atol com núcleos de feldspato e de biotite castanha (provavelmente a mesma que se encontra no exterior das granadas) (Fotografia 61). A biotite associada a distena surge como paragénese a desestabilizar para silimanite+opacos+granada. Os blastos de feldspato apresentam geometria sigmoidal com caudas paralelas ao fabric geral marcado pelo alinhamento dos prismas de distena, da silimanite e a biotite em bandas paralelas a bandas de quartzo recristalizado e sericite (Fotografia 62). No seio destas rochas surgem boundins anfiboliticos granatiferos (retroeclogitos?) (Fotografias 63 e 64). Estes apresentam uma textura nematoblastica com anfibolas verde a castanhas, piroxena verde alinhadas segundo o fabric principal e profusão de granadas com bordos de reacção com recristalização de plagioclase+quartzo (Fotografia 65).

O limite setentrional desta unidade de alto grau (anfibolitica alta) marca um decréscimo no gradiente metamórfico para rochas vulcano-sedimentares em mais baixo grau (xistos verdes alta-anfibolitica baixa), também elas afectadas pela intensa deformação cisalhante com componente de movimentação esquerda. Este conjunto de litologias que incluimos na unidade de Azeiteiros está representada essencialmente por paragnaisses félsicos onde se observa recristalização importante do quartzo+biotite em bandas alinhadas segundo o fabric principal (Fotografia 66), e como caudas em porfiroclastos de feldspato. Os feldspatos apresentam aspecto fusiforme e com recristalização, formando caudas. A mica branca aparece em grandes cristais com geometria do tipo "mica fish" ou em grãos de pequena dimensão alinhadas segundo os planos c+s+c' (Fotografia 67). Observam-se anfibolitos bandados que evidenciam

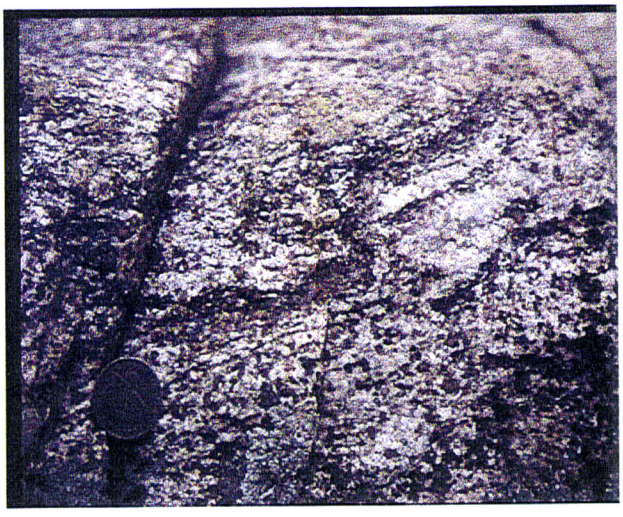
Fotografia 58 – Fotografia de um gnaisse félsico biotítico com granadas da Unidade de Campo Maior (rio Caia a W Monte Sarnadas). (sem orientação).

Fotografia 59 – Microfotografia de um gnaisse félsico biotítico com granadas da Unidade de Campo Maior onde se observa distena (esquerda)e silimanite (canto superior direito) alinhada segundo o fabric principal NW-SE (rio Caia a W Monte Sarnadas). (NW-SE do canto superior esquerdo para o canto inferior direito). (largura máxima-1,1mm).

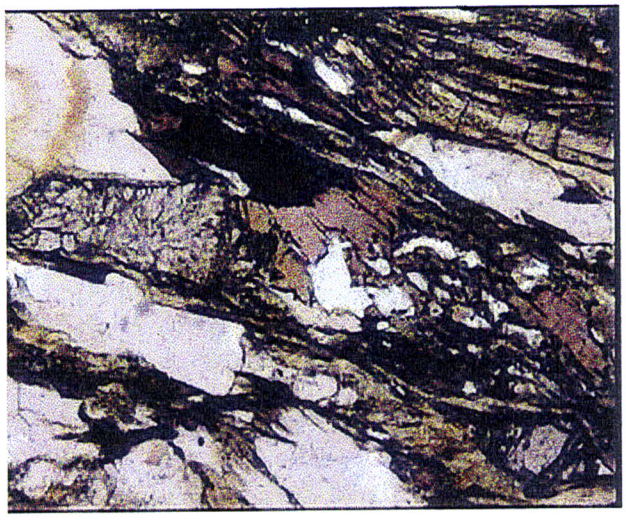
Fotografia 60 – Microfotografia de um gnaisse félsico biotítico com granadas da Unidade de Campo Maior onde se observa a biotite + silimanite/distena (canto inferior esquerdo) com o quartzo alinhada segundo o fabric principal NW-SE (rio Caia a W Monte Sarnadas). (NW-SE do canto inferior esquerdo para o canto superior direito). (largura máxima-1,1mm).

Fotografia 61 – Microfotografia de um gnaisse félsico biotítico com granadas da Unidade de Campo Maior onde se observam granadas algumas das quais alongadas segundo o fabric principal NW-SE e fracturadas perpendicularmente, com mica branca no interior (rio Caia a W Monte Sarnadas). (NW-SE da esquerda para a direita). (largura máxima-1,1mm).

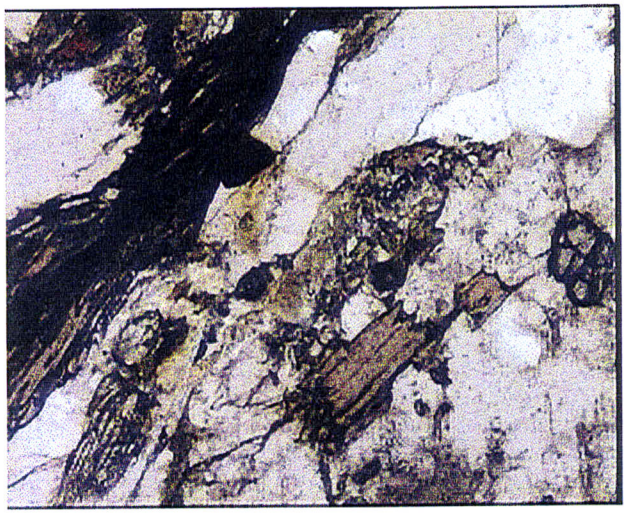
Fotografia 62 – Microfotografia de um gnaisse félsico biotítico com granadas da Unidade de Campo Maior onde se observa a biotite + silimanite (fibrolite) com quartzo alinhadas segundo o fabric principal NW-SE (rio Caia a W Monte Sarnadas). (NW-SE da esquerda para a direita). (largura máxima-1,1mm).



Fotografia 58



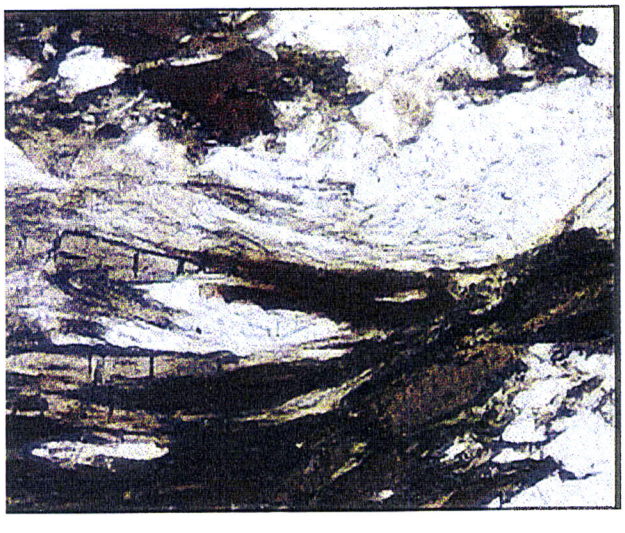
Fotografia 59



Fotografia 60



Fotografia 61



Fotografia 62

Fotografia 63 – Fotografia de um boudin máfico (anfibolito granatífero) rodeado por foliação gnaissica na unidade de Campo Maior (rio Caia). (SE-NW da esquerda para a direita).

Fotografia 64 – Fotografia de boudins máficos alinhados segundo o fabric principal NW-SE na unidade de Campo Maior (rio Caia). (NW-SE do canto superior esquerdo para o canto inferior direito).

Fotografia 65 – Microfotografia duma amostra de anfibolito granatífero de boudins descritos para a Fotografia 63, onde se observam granadas com aureolas de reacção assinaladas por recristalização de quartzo+feldspato numa matriz anfibolítica com opacos. (sem orientação). (largura máxima-1,1mm).



Fotografia 63



Fotografia 64



Fotografia 65

intensa milonitização com desenvolvimento de um fabric penetrativo assinalado pelo alinhamento das anfíbolas às quais estão associadas bandas de quartzo com crescimento obliquo aos planos c, indicando movimentação sinistrógira (Fotografia 68).

Neste corte, na direcção da Formação de Mosteiros, a cerca de um quilómetro para Norte do Monte Sarnadas, identificam-se bandas discretas de cataclasitos que mostram uma textura constituida por fragmentos de rocha vulcano-sedimentar, afectada anteriormente por milonitização com desenvolvimento de bandas de quartzo recristalizado dinamicamente, no seio de uma matriz fina (Fotografia 69). A foliação milonitica, S_x - N70-60°W,88-78°SW, surge associada a intenso estiramento, L_e- 4-14°,S70-74°E, elementos estruturais, que relacionados com os critérios de movimentação esquerda (sigmóides, "mica fish", recristalização oblíqua de quartzo em bandas, planos c+s+c') traduzem uma componente oblíqua normal esquerda.

Na continuação do corte do rio Caia, descrevem-se rochas vulcano-sedimentares félsicas do CVS de Nave de Grou que passam para Norte a uma sequência de metapelitos e psamitos com intercalações de metachertes negros da Formação de Mosteiros em baixo grau metamórfico onde se desenvolve dobramento a afectar uma fabric S-L anterior (Figura 60). Constata-se a variação da inclinação da foliação S_x - N54°W, 78-82°NE, como plano axial de dobras mesoscópicas desenvolvidas sobre S_x^{-1}. Por sua vez esta foliação encontra-se afectada por crenulação cuja lineação se apresenta 30-66°,S30-40°E. Perto do contacto com a Formação da Urra, próximo do monte Azinhal, observam-se metassedimentos com veios de quartzo intrafoliares afectados por dobramento em condições de cisalhamento esquerdo (Figura 61). Aqui intercalações de metachertes negros preservam um fabric S-L anterior dobrado (ver Fotografia 23 – Figura 44).

Desta descrição referimos como aspectos estruturais mais relevantes:

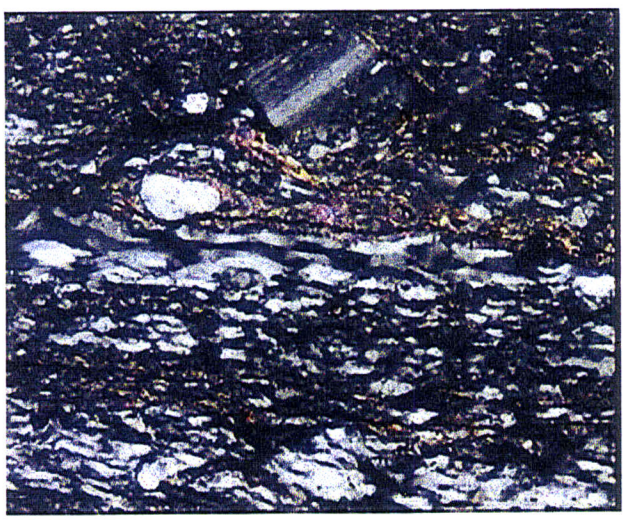
1) As variações no sentido de inclinação da foliação muito inclinada descrevendo estruturas em leque cuja culminação se localiza na unidades da Contenda-Barragem do Caia e de Campo Maior, no bordo da Unidade de Campo Maior com a unidade de Azeiteiros, e na Formação de Mosteiros;
2) A manutenção do fabric S-L com foliação NW-SE inclinando ora para NE ora para SW e lineação de estiramento a mergulhar ~10° para os quadrantes NW e SE, sempre associada a critérios cinemáticos que indicam movimentação esquerda;
3) A lineação de estiramento é definida por paragéneses minerais de alto grau metamórfico na Unidade de Campo Maior, de grau intermédio a baixo nas unidades da Contenda-Barragem do Caia, de Arronches e de Azeiteiros, e de baixo grau no CVS de Nave de Grou e na Formação de Mosteiros;
4) A ocorrência de litótipos máficos na Unidade de Campo Maior cujas paragéneses minerais sugerem condições de pressão e temperatura elevadas na fácies eclogitica, retrogradados para a fácies anfibolítica; Surgem em boudins rodeados pela foliação desenvolvida em gnaisses e migmatitos com paragéneses de alta temperatura;

Fotografia 66 - Microfotografia de paragnaisses da Unidade de Azeiteiros Azeiteiros, afectados por milonitização com um bandado marcado por bandas de quartzo recristalizado a alternar com bandas de biotite+quartzo e onde se observam porfiroclastos de plagioclase com caudas de recristalização (rio Caia) (NW-SE da esquerda para a direita). (largura máxima-1,1mm).

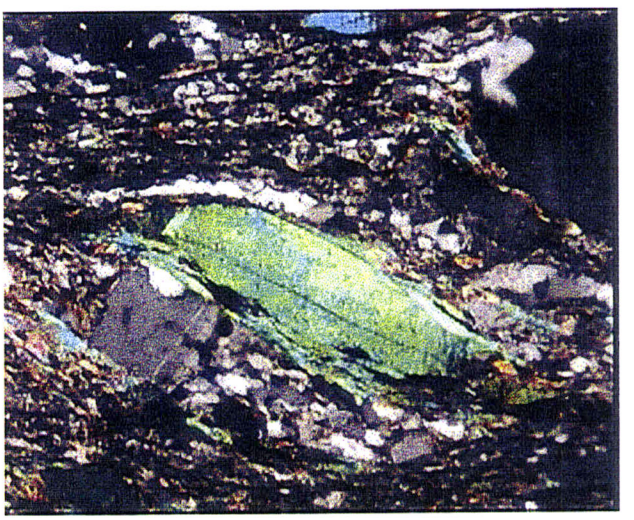
Fotografia 67 - Microfotografia de paragnaisses da Unidade de Azeiteiros, com estruturas do tipo "mica fish" a definirem critérios de movimentação esquerda (rio Caia) (NW-SE da esquerda para a direita). (largura máxima-1,1mm).

Fotografia 68 - Microfotografia de rocha anfibolítica associada a paragnaisses da Unidade de Azeiteiros, com bandas de recristalização de quartzo com fabric oblíquo aos planos de cisalhamento, assinalados pelo alinhamento das anfibolas, indicando movimentação esquerda (rio Caia) (NW-SE da esquerda para a direita). (largura máxima-1,1mm).

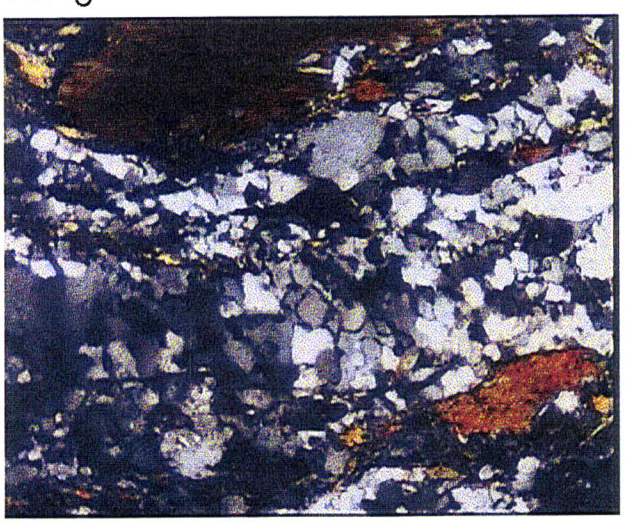
Fotografia 69 - Microfotografia de um cataclasito desenvolvido no limite entre metavulcanitos do CVS de Nave de Grou e os paragnaisses da Unidade de Azeiteiros. Observa-se uma textura cataclastica com fragmentos a incluirem bandas de quartzo anteriormente recristalizado típicas das texturas miloníticas descritas na Fotografia 67 (rio Caia) (NW-SE da esquerda para a direita). (largura máxima-1,1mm).



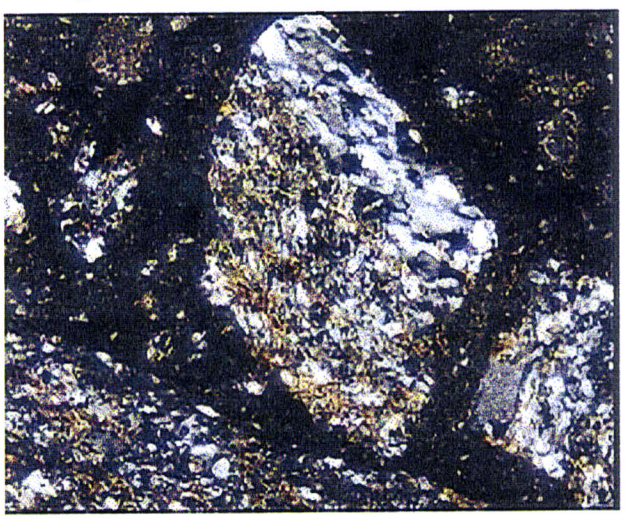
Fotografia 66



Fotografia 67



Fotografia 68



Fotografia 69

Figura 60 – Esquema ilustrando aspectos da deformação cisalhante não-coaxial com movimentação esquerda nos metassedimentos da Formação de Mosteiros, neste caso, com a foliação tombada para SW, a definir os últimos estádios de desenvolvimento de uma estruturação compósita e contínua (rio Caia).

Figura 61 – Esquema ilustrando aspectos da deformação nos metassedimentos da Formação de Mosteiros definindo diferentes estádios de desenvolvimento de uma foliação com veios de quartzo associados, por sua vez estirados e dobrados numa evolução que pode ser considerada compósita progressiva e contínua (rio Caia). (superficie pouco inclinada para NW, subparalela ao estiramento).

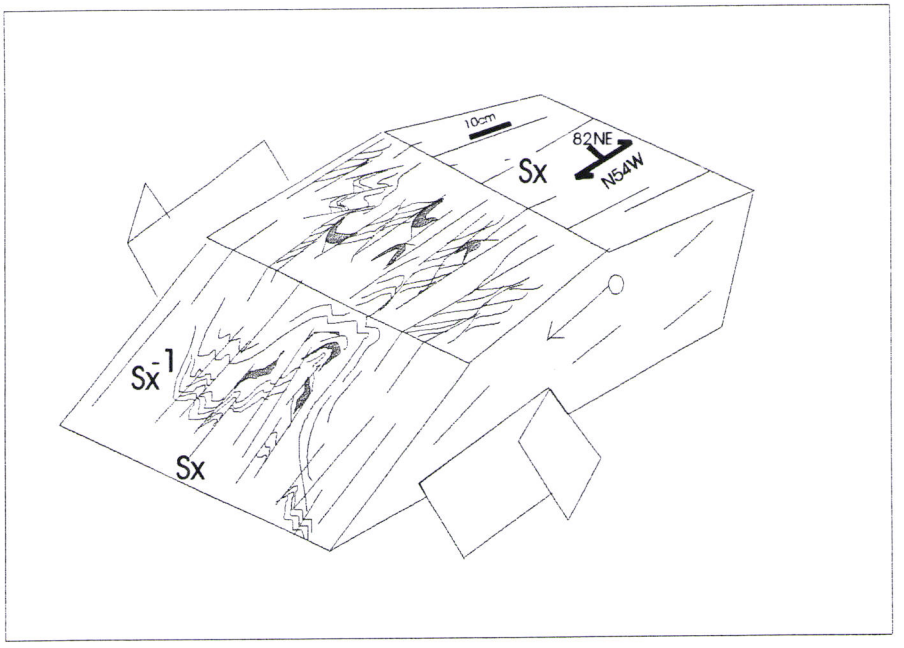


Figura 60

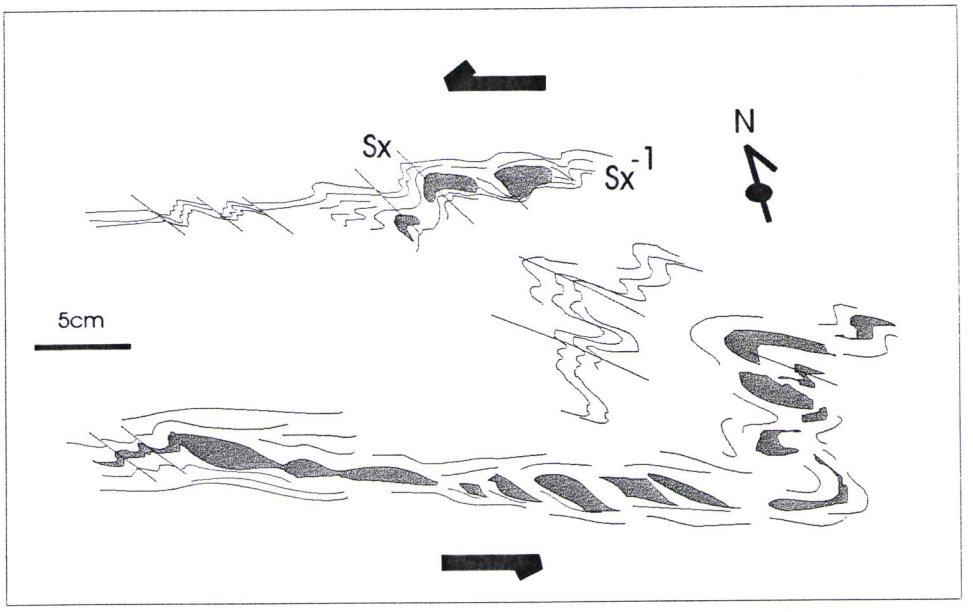


Figura 61

5) Os saltos metamórficos assinalados pelas falhas da Tinoca e de Azeiteiros, com movimento do tipo desligamento esquerdo; Estas colocam lado a lado a Unidade de Campo Maior (alto grau metamórfico) respectivamente com a Unidades da Contenda-Barragem do Caia (grau metamórfico intermédio) e a unidade de Azeiteiros (baixo grau metamórfico);

6) A milonitização marcada pelo comportamento plástico do quartzo acompanha as estruturas assinaladas por paragéneses de temperatura elevada o que sugere um processo continuo de deformação segundo um percurso metamórfico retrogrado;

7) A ocorrência de cataclasitos a transporem o fabric milonítico ao longo do limite entre a unidade de Azeiteiros e o CVS de Nave de Grou assinala a passagem a um regime frágil;

8) A existência de um fabric S-L anterior preservado nos metachertes negros da Formação de Mosteiros e que é afectado pelo desenvolvimento posterior da foliação e lineação regional;

3.2.2.3. O corte E1-F1 da ribeira de Arronches entre a povoação de Arronches e o monte Pomarinho, a Norte.

O corte E1-F1 da ribeira de Arronches prolonga-se por aproximadamente oito a dez quilómetros desde Arronches, a Sul onde desagua no rio Caia, ao monte Pomarinho, a Norte (Figura 62).

Em Arronches aflora um conjunto metassedimentar e vulcânico que designaremos como Unidade de Arronches, à qual estão associados anfibolitos, calcários e rochas hiperalcalinas, afectada por metamorfismo de grau intermédio, na facies anfibolitica.

Considerando um pequeno troço do rio Caia entre as piscinas de Arronches e o cruzamento deste curso de água com a ribeira de Arronches, observam-se metapelitos e psamitos com importante componente vulcânica, confirmada pela abundância de turmalina. Os constituintes principais são quartzo+plagioclase+biotite castanha+mica branca+turmalina+silimanite num fabric marcado pelo alinhamento das micas e aluminossilicatos com desenvolvimento de planos c+s+c'. A foliação S_x -N40-50°W, 66-86°SW está associada a estiramento L_e-8-14°,S40-46°E que coincide com eixos de dobras mesoscópicas (Figura 63) com planos axiais subparalelos a Sx. Este conjunto é afectado por dobramento amplo com vergência geométrica para o quadrante NE e sem génese de clivagem associada (Figura 64). Observam-se anfibolitos representados por boudins métricos a decamétricos alinhados segundo a direcção principal NW-SE, com S_x -N24-32°W,64-84°SW. Esta clivagem é por sua vez, afectada por dobramento com eixos 70°,S40°W. Microscopicamente, observa-se uma textura nematoblastica com bandado marcado por alinhamento de anfibola verde (actinolite)+biotite+esfena+opacos (Fotografia 70 – Figura 63) que se sobrepõe a uma paragénese com granada+horneblenda+plagioclase, com desenvolvimento de planos c+s+c'(Fotografia 71 – Figura 63). A estes anfibolitos estão associadas intercalações discretas de rochas hiperalcalinas (plagioclase+quartzo+anfibola verde-azulada+biotite+granada) que representam milonitos com granularidade muito fina de feldspato e quartzo segundo um

Figura 62 – Mapa da distribuição das principais estruturas e unidades do corte E1-F1 da ribeira de Arronches e rio Caia.
1, foliação (Sx),
2, lineação de estiramento(L_e),
3, lineação mineral?,
4, dobras mesoscópicas,
5, componente de desligamento esquerdo,
6, movimento relativo de blocos: preto-descida, branco-subida,
7, sentido de inclinação da falha,
8, Unidade de Arronches com metavulcanicas felsicas (A), anfibolitos (B), gnaisses hiperalcalinos (C) e mármores (D),
9, Unidade da Contenda-Barragem do Caia com anfibolitos (A),
10, Unidade de Campo Maior com gnaisses micáceos blastomiloniticos com anfibolitos (A),
11, Unidade de Campo Maior com gnaisses e migmatitos e anfibolitos granatiferos (retroeclogitos) (A),
12, Unidade de Azeiteiros com anfibolitos (A) e metachertes (B),
13, CVS de Nave de Grou,
14, Formação de Mosteiros com metachertes negros (A).

Representação esquemática da Megaestrutura do Crato-Arronches-Campo Maior (canto superior direito) e localização da área referente ao corte E1-F1 (amarelo).

Corte esquemático E1-F1 ao longo da ribeira de Arronches.

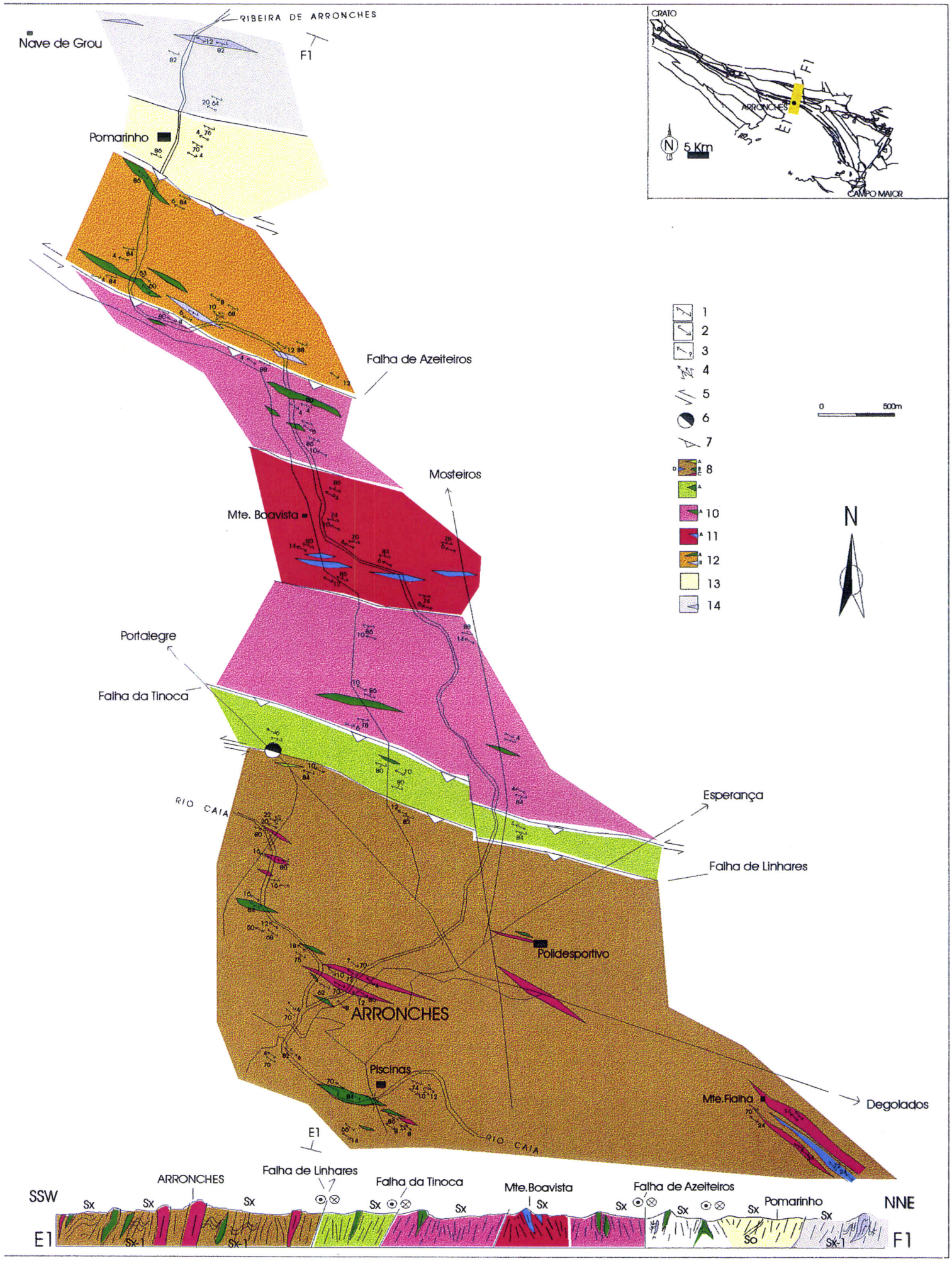

RIBEIRA DE ARRONCHES
Nave de Grou
F1
Pomarinho
CRATO
ARRONCHES
5 Km
CAMPO MAIOR
Falha de Azeiteiros
Mosteiros
Mte. Boavista
Portalegre
Falha da Tinoca
RIO CAIA
Esperança
Falha de Linhares
Polidesportivo
ARRONCHES
Piscinas
Mte.Falha
Degolados
E1
0
500m
N
1
2
3
4
5
6
7
8
10
11
12
13
14
SSW
NNE
ARRONCHES
Falha de Linhares
Falha da Tinoca
Mte.Boavista
Falha de Azeiteiros
Pomarinho
Sx
Sx-1
So

Figura 62

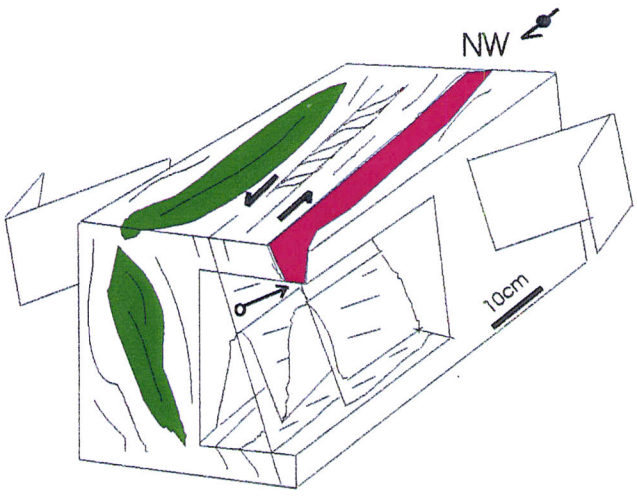
Figura 63 – Esquema da geometria (notar a foliação a inclinar para SW) e cinemática (movimentação esquerda tipo desligamento puro) que afecta anfibolitos e ortognaisses hiperalcalinos em metassedimentos da unidade de Arronches (rio Caia a Sul das piscinas de Arronches).

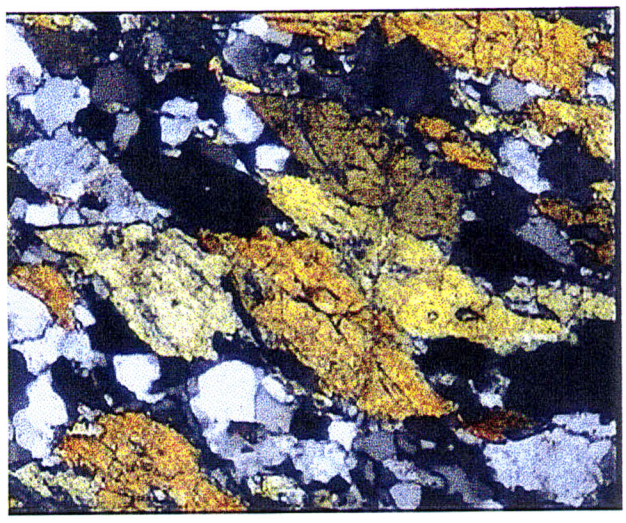
Fotografia 70 – Microfotografia de anfibolito com anfibolas exibindo geometria sigmoidal compatível com movimentação esquerda. (NW-SE da esquerda para a direita). (largura máxima-1,1mm).

Fotografia 71 – Microfotografia de anfibolito com horneblenda associada a biotite, esfena e opacos, definindo o fabric principal. (NW-SE da esquerda para a direita). (largura máxima-1,1mm).

Fotografia 72 – Microfotografia de gnaisse hiperalcalino com granularidade fina por recristalização dinâmica e intenso estiramento das anfibolas verde-azuladas afectadas neste caso por desenvolvimento de planos c'. (NW-SE da esquerda para a direita). (largura máxima-1,1mm).

Figura 64 – Esquema de dobramento amplo mesoscópico vergente para NE a afectar metassedimentos da unidade de Arronches (rio Caia a SE das piscinas).

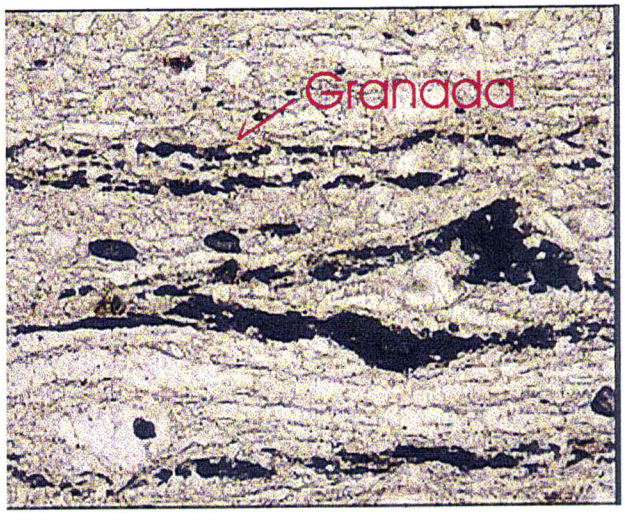




Fotografia 70



Fotografia 71



Fotografia 72

Figura 63

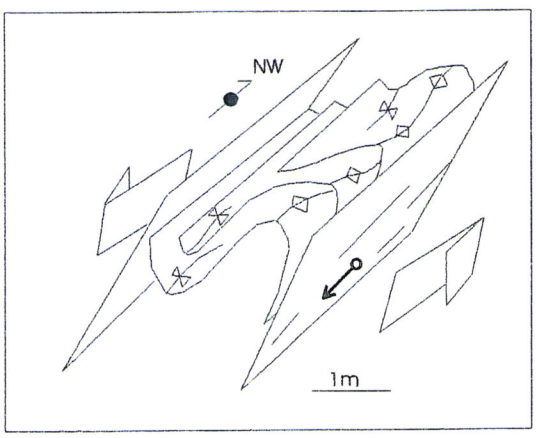


Figura 64

bandado muito acentuado, assinalado também pelo estitramento das anfibolas verde-azuladas e pelo aparecimento de bandas de granada (Fotografia 72 – Figura 63).

Para Norte, ainda na Unidade de Arronches, mas já na ribeira de Arronches surgem associados a metapelitos-psamitos, micaxistos (Fotografia 73 - Figura 65) e anfibolitos granatíferos. Nos micaxistos é possivel identificar silimanite, estaurolite e granada alongadas segundo o fabric principal, este caracterizado por desenvolvimento de bandas de quartzo recristalizado e abundância de estruturas do tipo "mica fish" em mica branca e biotite (Fotografia 74 - Figura 65). As rochas básicas apresentam uma textura nematoblastica grosseira a intermédia com horneblenda e actinolite que assinalam conjuntamente com esfena e opacos o fabric principal, este afectado por planos c'. Além de plagioclase e quartzo surgem granadas com bordos de reacção onde se concentram opacos e plagioclase (Fotografias 75 e 76). É de referir que se conservam relações de corte de diques básicos (Figura 66), actualmente anfibolitos granatíferos, cujo encaixante metassedimentar e vulcânico já se apresentava estruturado (Fotografia 77 e Figura 66). Nestes casos, os anfibolitos mostram porfiroblastos de granada com auréolas de plagioclase+quartzo numa matriz onde predomina anfibola+biotite+quartzo+plagioclase+opacos+esfena (Fotografia 78 - Figura 66), assinalando uma foliação bem desenvolvida S_x -N30-40°W,74°SW. O encaixante faz-se representar por metapelitos-psamitos com bandado marcado por alinhamento de mica branca, com vestígios de silimanite e de biotite. (Fotografia 79 - Figura 66).

À escala mesoscópica observam-se bandas de cisalhamento discretas (Fotografias 80 e 81 - Figura 67), que se sobrepõem ao fabric anterior do encaixante metassedimentar e vulcânico. O acentuar do movimento esquerdo associado ao fabric S_x -N70°W,60°SW e L_e-4°,N68°W, deflete esta foliação S_x que surge como plano axial axial do dobramento envolvendo um fabric anterior S_x^{-1}. A lineação de intersecção (L_i-30-36°,N64-68°W), é subparalela aos eixos das dobras, que apenas se desenvolvem circunscritas a um padrão sigmoidal, indicando componente de movimentação esquerda. Este transporte também é evidente nos critérios encontrados na banda de cisalhamento principal, onde L_i tende a paralelizar-se a L_e. Uma estrutura do mesmo tipo foi cartografada afectando rochas hiperalcalinas, onde é possível verificar o mesmo tipo de dobramento e deflecção da foliação, com a particularidade de se assistir a variações no sentido e no angulo do mergulho da lineação de estiramento (Figura 68).

As ocorrências de rochas de natureza hiperalcalina (microclina + plagioclase + quartzo + anfibola + biotite + granada + esfena) incluem manchas de dimensão decimétrica a métrica de largura. Nos afloramentos de Arronches as rochas hiperalcalinas representam importantes manchas de largura métrica e estendem-se por quilómetros segundo a direcção NW-SE. Na ribeira de Arronches apresentam foliação S_x-N50°W,70-72°SW na qual são reconhecidas duas lineações cujo significado é discutível (Figura69): Lv (verticalizada) -70-86°,S40-48°E grosseira com alinhamento de minerais máficos (Fotografias 82 e 83 – Figura 69) e Lh (subhorizontal a pouco inclinada)- 4°-14°,S50-52°E mais fraca. Estudos realizados à escala meso- e microscópica não se mostraram conclusivos, deixando em aberto a possibilidade de Lv corresponder a uma lineação de intersecção entre os planos c (S_x) e os planos c', ou de representar uma lineação mineral associada a escape vertical. Se se admitir que Lv

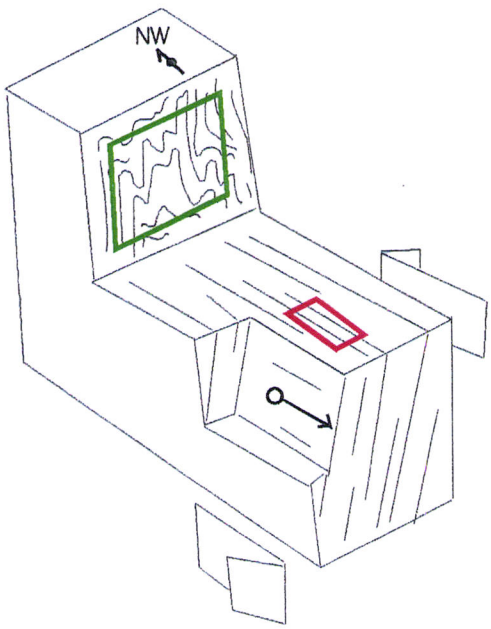
Figura 65 – Esquema da estrutura com dobramento muito apertado e foliação tombada para NE que afecta os metassedimentos da unidade de Arronches (rio Caia a Norte do cruzamento com a ribeira de Arronches).

Fotografia 73 – Fotografia de metassedimentos (micaxistos) com importante segregação metamórficas num fabric dobrado com planos axiais a definirem a foliação principal (SW-NE da esquerda para a direita).

Fotografia 74 – Microfotografia de micaxistos granatiferos com estaurolite (canto inferior direito), biotite, silimanite (margem superior), quartzo com desenvolvimento de planos c+s+c', dando movimentação esquerda (NW-SE da esquerda para a direita). (largura máxima-1,1mm).

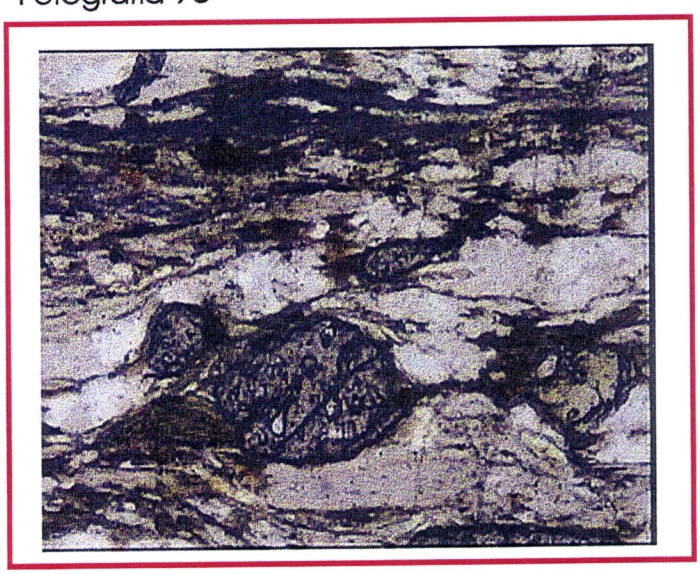
Fotografia 75 - Microfotografia de anfibolitos granatiferos com o fabric principal assinalado pelo alinhamento de horneblenda, de biotite e opacos (NW-SE da esquerda para a direita). (largura máxima-1,1mm).

Fotografia 76 - Microfotografia de anfibolitos granatiferos com granada em equilibrio com a anfibola (sem orientação). (largura máxima-1,1mm).



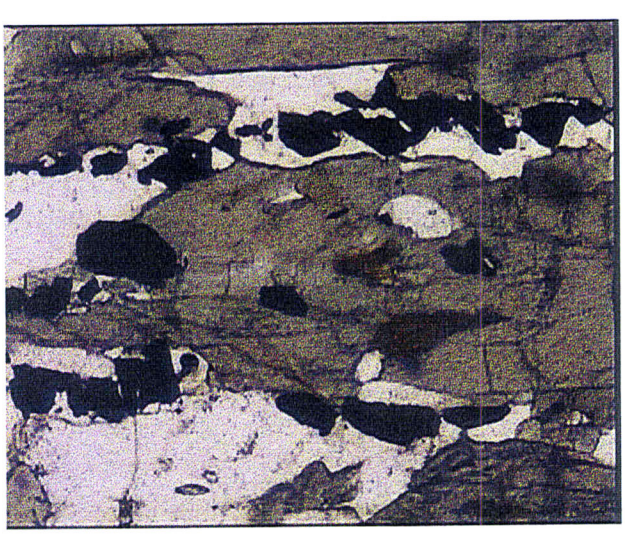


Fotografia 73

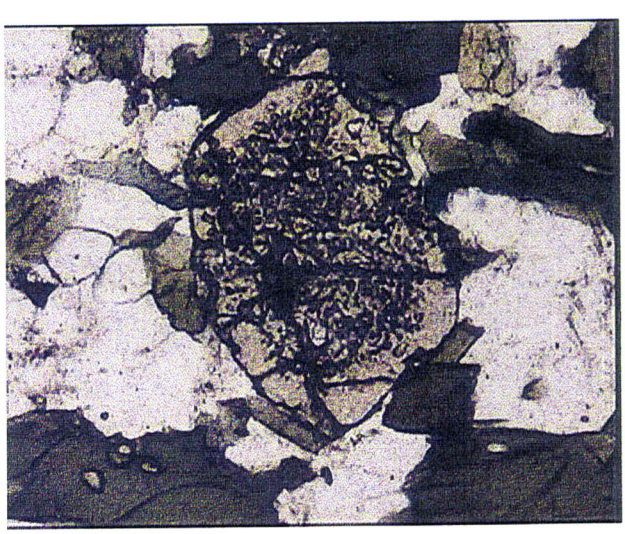


Fotografia 74

Figura 65



Fotografia 75



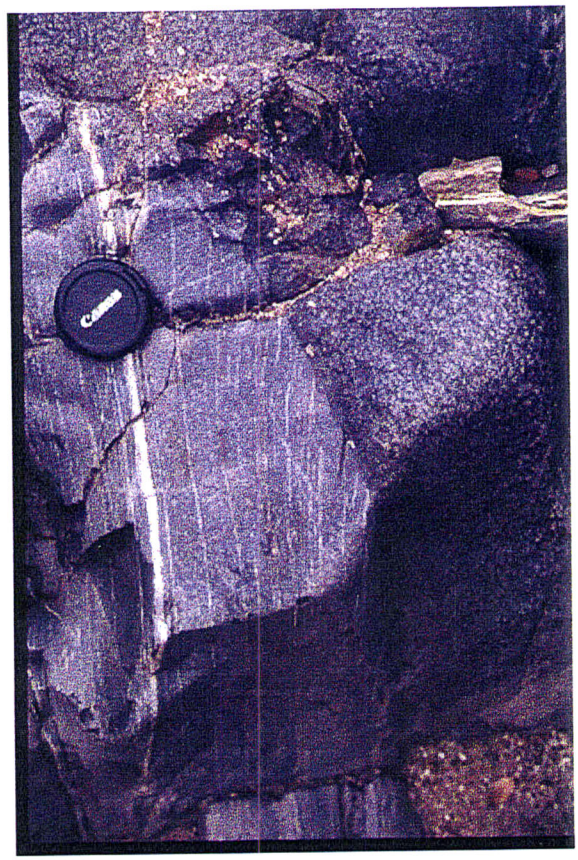
Fotografia 76

Fotografia 77 – Fotografia de um dique básico granatífero com foliação paralela à principal NW-SE, a cortar metassedimentos da Unidade de Arronches com estruturação anterior (rio Caia a W da ribeira de Arronches). (SW-NE da esquerda para a direita).

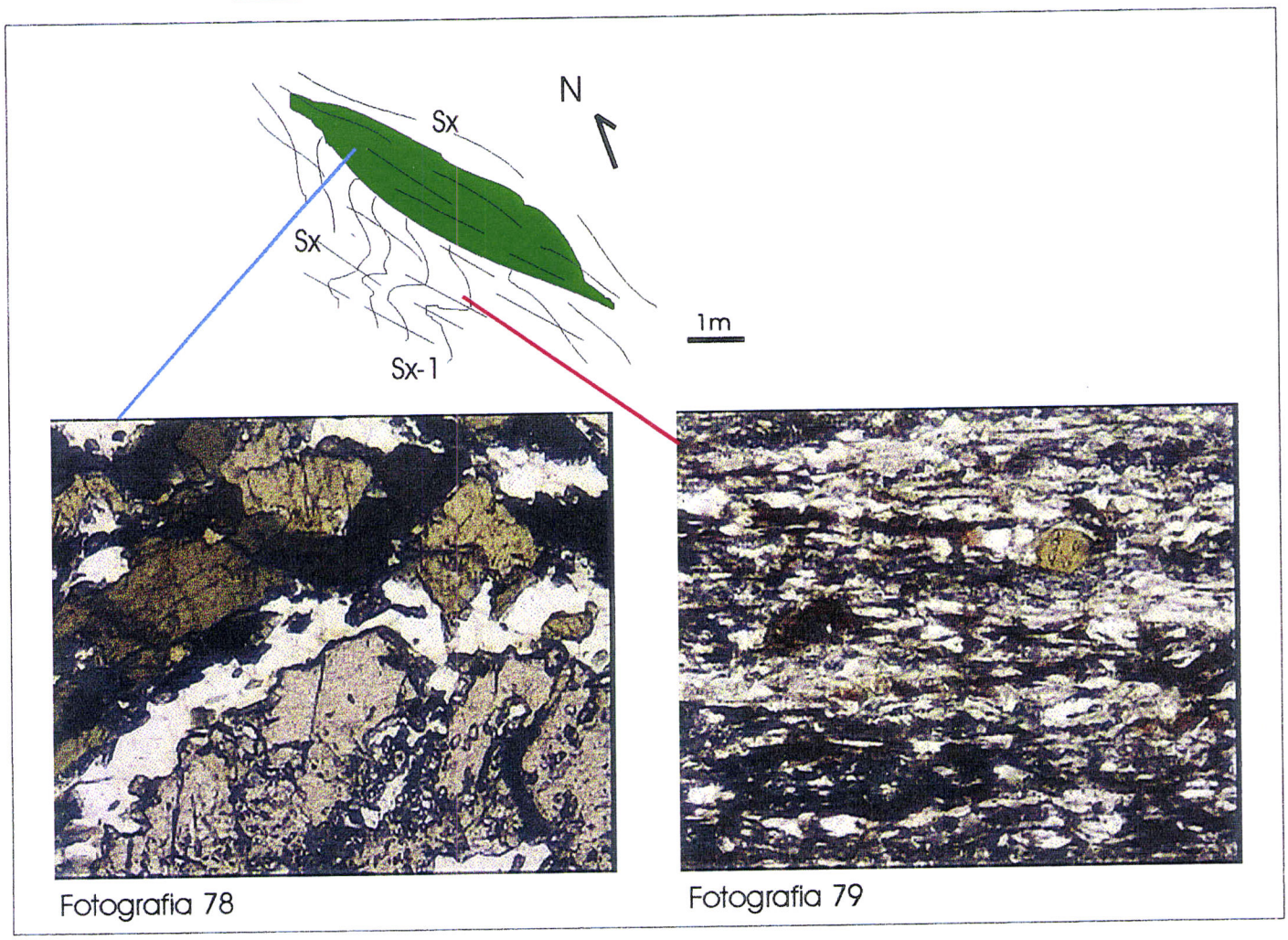
Figura 66 – Esquema dum dique básico (anfibolito granatífero) a cortar metassedimentos com um fabric prévio (Sx-1) e posteriormente afectados pelo fabric principal (Sx) NW-SE na Unidade de Arronches (rio Caia a W de Arronches).

Fotografia 78 – Microfotografia do dique básico com granada a ser rodeada por uma auréola essencialmente de quartzo numa matriz anfibólica. (sem orientação). (largura máxima-1,1mm).

Fotografia 79 – Microfotografia do encaixante com o fabric principal Sx a ser marcado pelo alinhamento de biotite e silimanite. Observa-se turmalina (canto superior direito) com abundância o que pode indicar importante componente vulcânica para este metassedimentos da unidade de Arronches (largura máxima-1,1mm).



Fotografia 77.



Fotografia 78

Fotografia 79

Figura 66

Figura 67 – Esquema ilustrativo da geometria e cinemática de uma zona de cisalhamento mesoscópica, esquerda, preservando um fabric anterior (Sx^{-1}). Uma geometria sigmoidal é associada à foliação principal (Sx), em metassedimentos da Unidade de Arronches (rio caia a W de Arronches).

Fotografia 80 - Fotografia dum pormenor da zona de cisalhamento com desenvolvimento de outra zona subsidiária, cortando o fabric anterior.

Fotografia 81 – Fotografia do limite meridional da zona de cisalhamento com desenvolvimento de planos c+s indicando movimentação esquerda.

Figura 68 – Esquema de uma zona de cisallhamento e dobramento associado em metassedimentos e ortognaisses hiperalcalinos da unidade de Arronches (rio Caia).

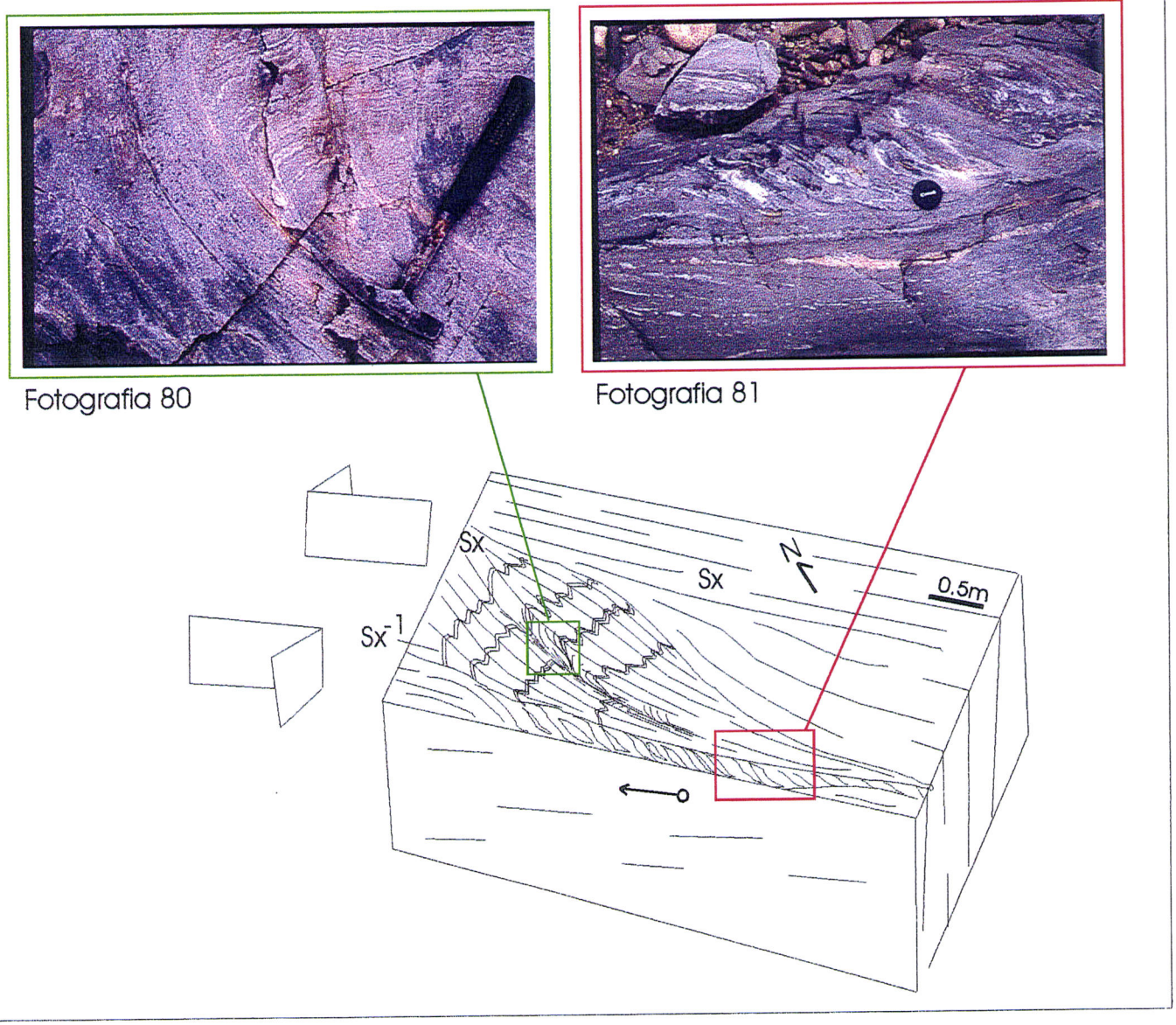


Figura 67

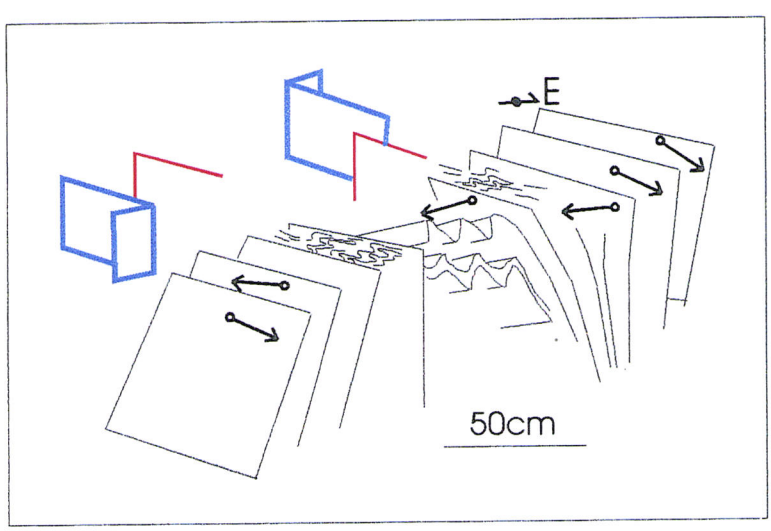


Figura 68

corresponde ao transporte tectónico, esta situação teria que se encarada como extremamente pontual, já que a lineação de estiramento no encaixante é quase perpendicular a esta. Estariamos então perante um caso de vorticidade paralela ao estiramento, pois os critérios de movimento cisalhante são lidos na superficie subhorizontal que contém Lh (Fotografia 84 – Figura 69).

Com o objectivo de melhor caracterizar a relação geométrica e cinemática entre as rochas hiperalcalinas e o encaixante metassedimentar, faremos referência às ocorrências para Sudeste de Arronches, no monte da Fialha. Aqui as rochas hiperalcalinas apresentam textura blastomilonítica (Fotografias 87, 88 e 89) com porfiroblastos de feldspato essencialmente pertítico, com inclusões de anfibola, de biotite e de plagioclase com caudas de recristalização com feldspato+quartzo. Porfiroclastos de anfibolas verde escuras-azuladas ocorrem numa matriz de granularidade muito fina recristalizada dinamicamente, constituida por feldspato + anfibola + quartzo + biotite + opacos + granada + esfena. Os critérios cinemáticos deduzidos a partir das geometrias sigmóidais dos porfiroblastos e porfiroclastos indicam a conjugação de movimentação esquerda segundo NW-SE e movimentação direita segundo NE-SW, compatível com condições que poderão andar próximas de cisalhamento puro. A foliação nestes gnaisses hiperalcalinos S_x-N30-40°W,82-88°SW apresenta-se associada a lineação de estiramento mergulhante para o quadrante NW (L_e-12-18°,N34-40°W), compatível com o que se observa no encaixante metassedimentar e vulcânico. No entanto, situações similares às descritas anteriormente na ribeira de Arronches, referem-se a lineações muito inclinadas associadas a alinhamento de minerais máficos, segundo uma geometria cuja interpretação está por decifrar. É de referir que estas rochas hiperalcalinas cortam uma estruturação anterior preservada no encaixante (Fotografia 90).

Junto ao polidesportivo de Arronches, afloram bandas decimétricas de rochas hiperalcalinas intensamente milonitizadas (Fotografia 91) às quais estão associadas rochas básicas (Figura 92) num encaixante metavulcano-sedimentar em baixo grau metamórfico. Numa matriz finamente recristalizada de quartzo+feldspato surgem anfibolas verdes de reduzidas dimensões, alinhadas segundo o fabric principal (S_x-N60-64°W,84-88°SW e L_e-12-16°,N60-64°W), estas contornam porfiroclastos de anfibola verde-azulada, de feldspato e de granada, e identificam-se ainda, opacos + esfena + epidoto.

Mais para Norte, ainda na Unidade de Arronches, o fabric mantem-se com a foliação muito inclinada a subvertical S_x-N56-68°W,82-88°SW coincidente com planos axiais de dobras mesoscópicas com eixos paralelos a L_e-10-12°,N50-60°W. Regista-se a ocorrência de xistos muscovíticos, por vezes granatíferos, com bandas de quartzo recristalizado, "mica fish" de mica branca, associadas a plagioclase+biotite alinhada segundo planos c+s+c'. Estes micaxistos, à medida que nos deslocamos para Norte, admitem algumas intercalações de rochas quartzo-feldspáticas de granularidade fina.

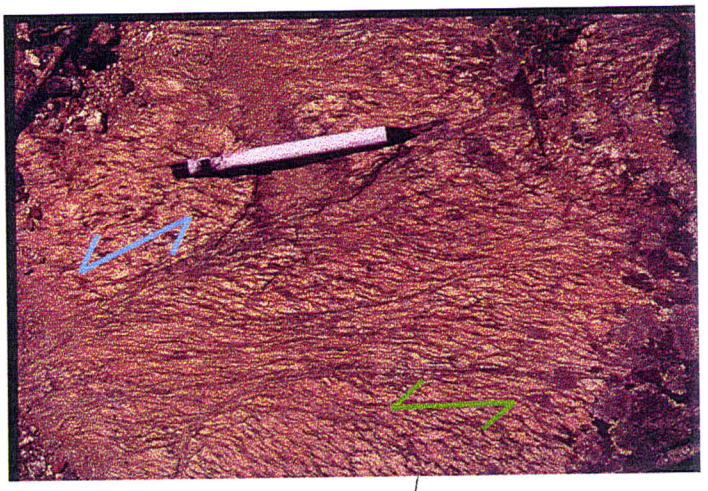
Já na Unidade da Contenda-Barragem do Caia predominam rochas quartzo-feldspáticas de granularidade fina (quartzo+plagioclase+mica branca+biotite+zircão) associadas a anfibolitos de granularidade fina (anfibola verde + plagioclase + esfena + quartzo + opacos). O fabric S-L surge com S_x de direcção N60-70°W, inclinando mais

Figura 69 – Esquema ilustrando um caso peculiar de geometria e cinemática (ortognaisses hiperalcalinos da ribeira de Arronches). Observa-se uma lineação mineral verticalizada que contrasta com uma outra pouco inclinada no encaixante, esta interpretada como lineação de transporte tectónico. Na superfície subhorizontal que é geralmente escolhida para identificar os critérios cinemáticos de movimento lêem-se dois sistemas de cisalhamento esquerdo e um outro direito, cujas intersecções definem a orientação da lineação vertical (Lv). A lineação mineral resultará simplesmente das intersecção dos planos c com os planos s e c' dos diferentes sistemas.

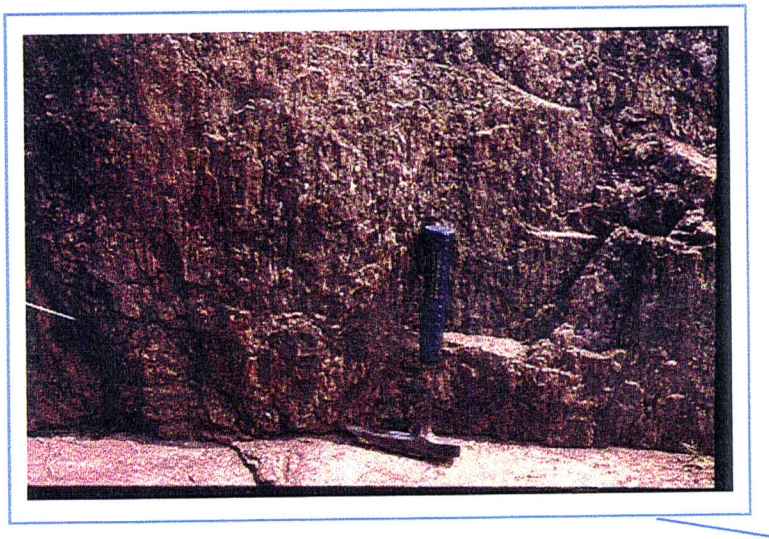
Fotografia 82 – Fotografia com a lineação mineral subvertical nos ortognaisses hiperalcalinos (NW-SE da esquerda para a direita).

Fotografia 83 – Fotografia dum dique máfico onde se lê uma lineação subhorizontal fraca perpendicular à encontrada nos ortognaisses hiperalcalinos (NW-SE da esquerda para a direita).

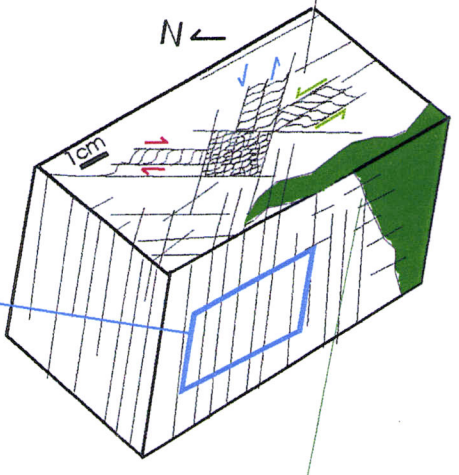
Fotografia 84 – Fotografia de superficie subhorizontal onde se definem diferentes sistemas de cisalhamento.



Fotografia 84



Fotografia 82





Fotografia 83

Figura 69

Fotografia 85 – Fotografia de ortognaisses hiperalcalinos da unidade de Arronches com um fabric milonítico intenso onde se identificam anfibolas estiradas (Monte da Fialha a Leste de Arronches). (superfície subhorizontal). (NW-SE da esquerda para a direita).

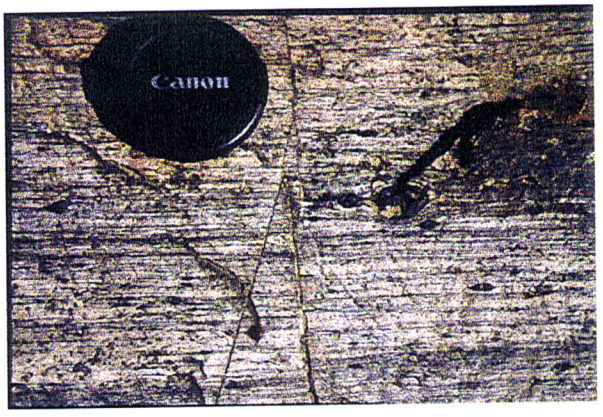
Fotografia 86 – Fotografia de ortognaisses hiperalcalinos da Unidade de Arronches com um fabric milonítico intenso onde se identificam feldspatos recristalizados e critérios ambíguos de movimento ora esquerdos ora direitos (Monte da Fialha a Leste de Arronches). (superfície subhorizontal).

Fotografia 87 – Fotografia de ortognaisses hiperalcalinos da Unidade de Arronches com um porfiroclasto de feldspatos com caudas de recristalização de feldspato (Monte da Fialha a Leste de Arronches). (superfície subhorizontal).

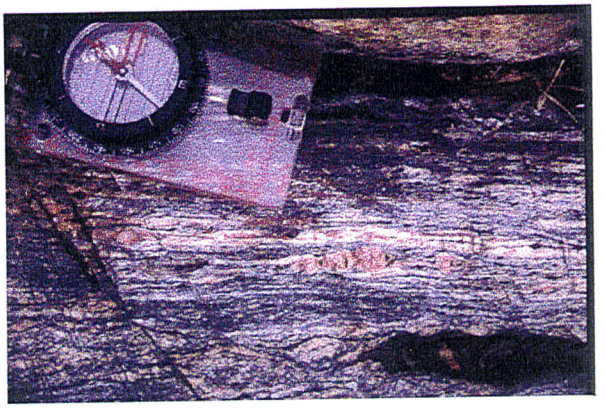
Fotografia 88 – Fotografia de ortognaisses hiperalcalinos da Unidade de Arronches a cortarem uma estruturação prévia no encaixante metassedimentar e a serem afectadas em conjunto pelo fabric principal NW-SE (a SW do Monte da Fialha a Leste de Arronches). (superfície subhorizontal). (NW-SE da esquerda para a direita).

Fotografia 89 – Fotografia de ortognaisses hiperalcalinos da Unidade de Arronches com um fabric milonítico intenso onde se identificam anfibolas estiradas onde os critérios cinemáticos indicam cisalhamento simples não-coaxial com movimentação esquerda (Polidesportivo de Arronches). (superfície subhorizontal). (NW-SE da esquerda para a direita) (pormenor da fotografia 90).

Fotografia 90 – Aspecto dos ortognaisses félsicos da Unidade de Arronches (Polidesportivo de Arronches). (superfície subhorizontal). (NW-SE do canto inferior esquerdo para o canto superior direito).



Fotografia 85



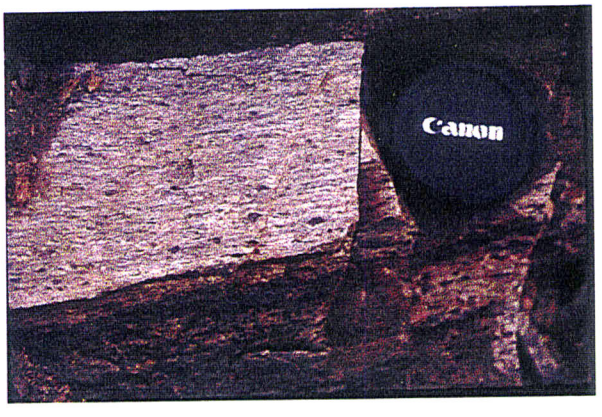
Fotografia 86



Fotografia 87



Fotografia 88



Fotografia 89



Fotografia 90

de 80°SW ou para NE, com lineação de estiramento a mergulhar 4-10° para os quadrantes NW e SE.

Neste corte a Unidade de Campo Maior está representada por: i) gnaisses micáceos de granularidade média com intercalações de anfibolitos e gnaisses félsicos finos e ii) gnaisses migmatíticos com intercalações de anfibolitos granatíferos.

Os gnaisses micáceos de granularidade média (quartzo + plagioclase + silimanite + biotite) com intercalações de anfibolitos (anfibola verde + plagioclase + quartzo +esfena + opacos) e gnaisses félsicos finos (quartzo + feldspato +biotite + granada + opacos) onde a foliação se apresenta muito inclinada a subvertical S_x -N56-68°W,80-88°SW ou mesmo inclinando para Nordeste, S_x -N64°W,80°NE, com lineação de estiramento mergulhando poucos graus, L_e-4-14°,N60°W ora L_e-4-6°,S66°E.

O grau metamórfico aumenta para Norte de forma brusca e descrevemos, perto do monte Boavista, gnaisses migmatíticos (Fotografias 91 e 92). Estes apresentam textura granoblastica com quartzo+plagioclase+biotite castanha dominante, a englobar restitos centimétricos anfiboliticos (Fotografia 93) e também profusão de veios leucocráticos (quartzo+feldspato+zircão) com padrões de dobramento desarmónico (Fotografia 94). A estas rochas félsicas que apresentam porfiroblastos de feldspato com inclusões de granada e de biotite (Fotografia 95) rodeados por bandas de quartzo recristalizado, à escala mesoscópica surgem associados boudins de anfibolitos (Fotografia 96) geralmente bandados (S_x -N64-72°W,86-88°SW), com bandas de textura granoblástica grosseira com anfibola verde+plagioclase, alternando com outras bandas de plagioclase+esfena e ainda, epidoto e mica branca. Neste conjunto a foliação inclina para Nordeste, S_x -N64-76°W,870-86°NE e a lineacção de estiramento varia entre L_e- 4-10°,N62-72°W a L_e- 4-12°,S66-74°E. Consideram-se ainda, corredores discretos e de largura métrica, com intensa milonitização desenvolvidos nestas rochas onde se observa que a rocha de textura granoblástica é progressivamente afectada por bandas de quartzo recristalizado, por redução dos porfiroclastos de biotite e de feldspato, estes últimos afectados por sericitização. A rocha evolui para uma textura milonítica onde numa matriz fina de quartzo+sericite+clorite se identificam porfiroclastos de feldspato e de quartzo recristalizado com geometrias sigmoidais e o aparecimento de planos c+s+c' (Fotografia 97), indicando movimentação esquerda segundo L_e- 10-14°,N50-54°W, contida na foliação S_x - N50-54°W, 82-86°SW.

No contacto Norte da Unidade de Campo Maior, gnaisses micáceos félsicos com boudins deca-centimétricos a métricos de anfibolitos bandados, encontram-se retrogradados na facies dos xistos verdes mas preservando indícios de uma paragénese anfibolítica anterior. Estes gnaisses passam a um conjunto de paragnaisses félsicos micáceos com textura blastomilonítica contendo boudins de anfibolitos de granularidade fina (provavelmente correspondentes à unidade de Azeiteiros). Os anfibolitos bandados (anfibola verde+quartzo+plagioclase+granada+opacos+esfena+biotite+clorite) exibem uma textura complexa com transformação de opacos em esfena. Existem também, restitos de horneblenda e possivelmente piroxena e granadas numa matriz essencialmente constituida por plagioclase+anfibola verde+quartzo e alguma biotite substituida por clorite. No contacto com o encaixante, os anfibolitos apresentam uma textura orientada marcada pelo alinhamento das anfibolas verdes, dos feldspatos, da

Fotografia 91 – Fotografia de gnaisses migmatiticos da unidade de Campo Maior com neossoma a incluir restitos máficos de paleossoma (a Leste do Monte Boavista na ribeira de Arronches).

Fotografia 92 - Fotografia de gnaisses migmatiticos da unidade de Campo Maior com neossoma a incluir restitos máficos de paleossoma orientados segundo o fabric principal NW-SE (a Leste do Monte Boavista na ribeira de Arronches). (NW-SE da esquerda para a direita).

Fotografia 93 - Fotografia de um restito máfico que evidencia uma estruturação interna discordante daquela observada na fracção leucocrata, em gnaisses migmatiticos da unidade de Campo Maior (a Nordeste do Monte Boavista na ribeira de Arronches). (NW-SE da esquerda para a direita).

Fotografia 94 - Fotografia de dobramento desarmónico em gnaisses migmatiticos da unidade de Campo Maior (a Nordeste do Monte Boavista na ribeira de Arronches). (NW-SE da esquerda para a direita).

Fotografia 95 – Microfotografia com pormenor de um feldspato que inclui granada e biotite castanha em gnaisses migmatiticos da unidade de Campo Maior (ribeira de Arronches). (sem orientação). (largura máxima 1.1 mm).

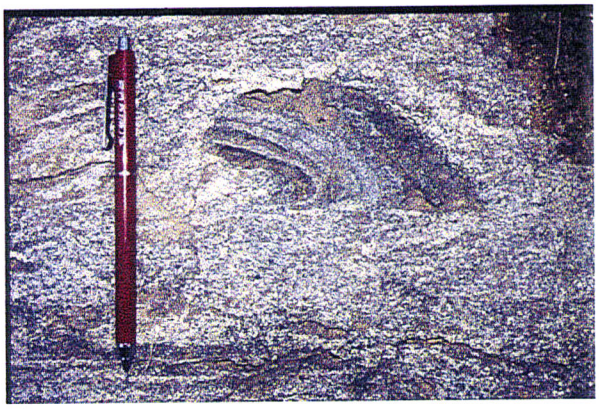
Fotografia 96 - Fotografia de boudin métrico de anfibolito granatífero rodeado por gnaisses migmatiticos da unidade de Campo Maior (ribeira de Arronches). (N-S da esquerda para a direita).



Fotografia 91



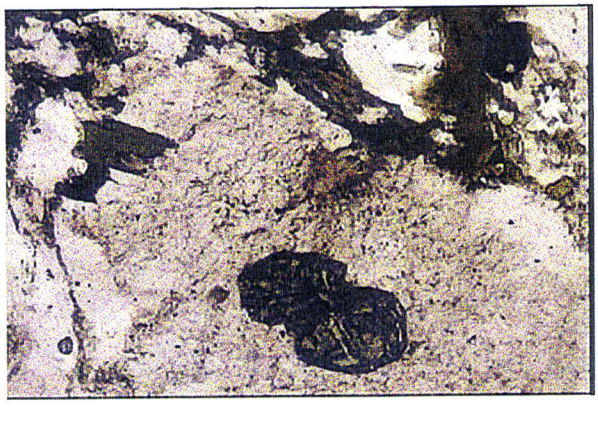
Fotografia 92



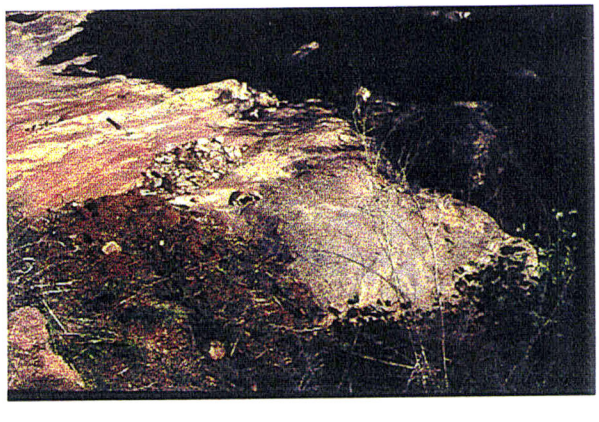
Fotografia 93



Fotografia 94



Fotografia 95



Fotografia 96

biotite e esfena. O encaixante é representado por uma rocha félsica micácea com textura gnáissica que, ao microscópio mostra abundância de bandas de quartzo recristalizado numa matriz de granularidade fina constituida por quartzo + feldspato + biotite + clorite + esfena. São também observados porfiroclastos de feldspato e de granada com caudas e estirados com formação de espaços entre fracturas onde cristalizou a biotite castanha.

Continuando o corte no Complexo vulcano-sedimentar de Nave de Grou deparamos com novo decréscimo do grau metamórfico embora se mantenha dominante a estrutura resultante de movimentação cisalhante esquerda. Assim, passamos a descrever rochas com importante componente vulcânica félsica associadas a rochas básicas e a metachertes. Os paragnaisses félsicos e boudins de anfibolitos finos (Fotografia 98) que julgamos resultarem de rochas do Complexo vulcano-sedimentar de Nave de Grou e da Formação de Mosteiros e que surgem no encosto com a Unidade de Campo Maior, apresentam intensa milonitização, S_x -N50°W,80°S e L_e- 8-12°,S50°E. Os paragnaisses caracterizam-se por apresentarem porfiroclastos de feldspato com formas sigmoidais deformados ductilmente, sericitizados e com caudas de recristalização essencialmente de quartzo+sericite+biotite+clorite, rodeados por bandas de quartzo recristalizado paralelas ao fabric marcado pelo alinhamento da biotite (Fotografia 99). Marcam a transição para rochas aflorantes a Norte, com fácies que evoluiram em condições de temperatura significativamente mais baixa. A cerca de um quilómetro a Sudeste do monte Pomarinho, observam-se metatufos félsicos com quartzitos intensamente milonitizados, onde se identificam critérios de movimentação esquerda associados a S_x -N44-50°W,60-66°SW e L_e-8-10°,S48-54°E (Fotografia 100). Rochas anfiboliticas (Fotografia 101) apresentam bandado intenso associado a epidotização (anfibola verde+plagioclase+quartzo+epidoto+clinozoizite+opacos+esfena). O gradiente metamórfico baixa em direcção a Norte, ao monte Pomarinho, e são cartografadas rochas félsicas, metatufos, metarenitos e metachertes do Complexo vulcano-sedimentar de Nave de Grou (S_x -N64-70°W,70-76°SW) em contacto com metapelitos-psamitos com intercalações de metachertes negros da Formação de Mosteiros estes em fácies dos xistos verdes.

Desta descrição referimos como aspectos estruturais mais relevantes:

1) A inclinação generalizada da foliação para SW, excepto algumas variações verificadas na Unidade de Campo Maior;
2) A manutenção do fabric S-L com foliação NW-SE inclinando ora para NE ora para SW e lineação de estiramento a mergulhar ~6-14° para os quadrantes NW e SE, sempre associada a critérios cinemáticos que indicam movimentação esquerda;
3) A lineação de estiramento é definida por paragéneses minerais de alto grau metamórfico na Unidade de Campo Maior, de grau intermédio a baixo nas unidades da Contenda-Barragem do Caia, de Arronches e de Azeiteiros, e de baixo grau no CVS de Nave de Grou e na Formação de Mosteiros;
4) A ocorrência de litótipos máficos na Unidade de Arronches e na Unidade de Campo Maior cujas paragéneses minerais sugerem condições de temperatura

Fotografia 97 – Microfotografia com pormenor de paragnaisse micáceo com desenvolvimento de planos c+s+c' indicando movimentação esquerda, na Unidade de Azeiteiros junto ao contacto com a Unidade de Campo Maior (ribeira de Arronches). (NW-SE da esquerda para a direita). (largura máxima 1.1 mm).

Fotografia 98 - Fotografia de boudin métrico de anfibolito rodeado por paragnaisses da Unidade de Azeiteiros junto ao contacto com a Unidade de Campo Maior (ribeira de Arronches). (NW-SE da esquerda para a direita).

Fotografia 99 – Microfotografia com pormenor de paragnaisse micáceo com um feldspato rodeado por rescristalização de quartzo segundo o fabric principal NW-SE, na Unidade de Azeiteiros junto ao contacto com a Unidade de Campo Maior (ribeira de Arronches). (NW-SE da esquerda para a direita). (largura máxima 1.1 mm).

Fotografia 100 – Microfotografia com pormenor de uma banda de quartzo recristalizado dinâmicamente com grãos obliquos aos planos c indicando movimentação esquerda, num paragnaisse micáceo da Unidade de Azeiteiros Azeiteiros junto ao contacto com a Unidade de Campo Maior (ribeira de Arronches). (NW-SE da esquerda para a direita). (largura máxima 1.1 mm).

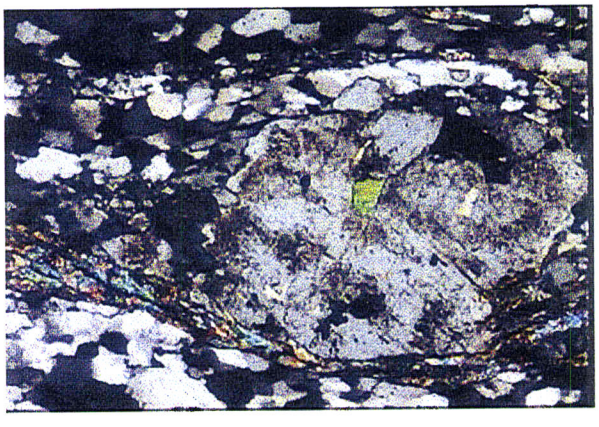
Fotografia 101 – Fotografia de rochas anfibólicas com bandado metamórfico a ser afectado por deformação frágil com rotação indicando, numa estrutura em dominó, movimentação esquerda, na Unidade de Azeiteiros (ribeira de Arronches). (NW-SE da esquerda para a direita).



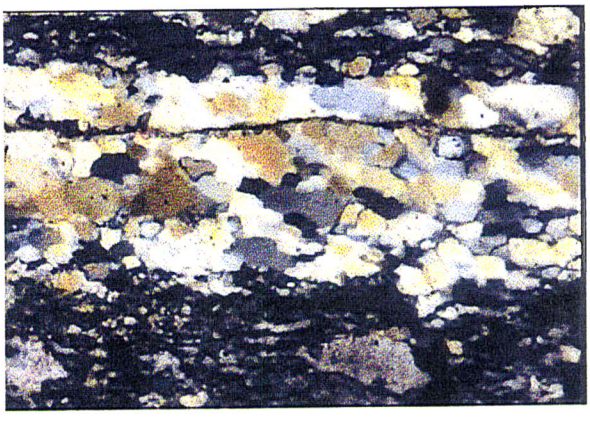
Fotografia 97



Fotografia 98



Fotografia 99



Fotografia 100



Fotografia 101

elevadas na fácies anfibolítica alta, retrogradados para a fácies anfibolítica baixa; Surgem em boudins rodeados pela foliação desenvolvida respectivamente em metassedimentos e gnaisses migmatíticos com paragéneses de alta temperatura;

5) Os saltos metamórficos assinalados pelas falhas da Tinoca e de Azeiteiros, com movimento essencialmente do tipo desligamento esquerdo; Estas colocam lado a lado a Unidade de Campo Maior (alto grau metamórfico) respectivamente com as Unidades da Contenda-Barragem do Caia e de Azeiteiros (grau metamórfico intermédio-baixo) e ainda, o CVS de Nave de Grou (baixo grau metamórfico);

6) A milonitização marcada pelo comportamento plástico do quartzo acompanha as estruturas assinaladas por paragéneses de temperatura elevada o que sugere um processo continuo de deformação segundo um percurso metamórfico retrogrado;

8) A existência de um fabric S-L anterior preservado nos metachertes negros da Formação de Mosteiros que é afectado pelo desenvolvimento posterior da foliação e lineação regional;

9) Nos metassedimentos da Unidade de Arronches o fabric S-L anterior é cortado por rochas hiperalcalinas e alcalinas que se encontram posteriormente deformadas sob condições metamórficas de grau intermédio;

3.2.2.4. O corte G1-H1 das ribeiras Caga-no-Ninho, de Abrilongo e de Azeiteiros

O corte G1-H1 das ribeiras Caga-no-Ninho - Abrilongo – Azeiteiros enquadra dados relativos a uma área a Leste de Arronches, incluido parte da fronteira com território espanhol (Figura70).

A ribeira do Caga-no-Ninho prolonga-se por aproximadamente sete quilómetros segundo a direcção SW-NE perpendicular às estruturas do orógeno. Perto do monte do Rico aflora a Unidade da Contenda constituida por rochas félsicas de granularidade fina, com a fabric S-L muito forte (S_x- N24-34°W,70-74°SW e L_e-10-16°,S30°E), às quais surgem associados anfibolitos. As rochas félsicas que se assemelham mesoscopicamente a leptinitos são constituidas essencialmente por quartzo finamente recristalizado, por vezes com bandas de recristalização oblíqua em relação aos planos c, plagioclase+biotite+mica branca +zircão+opacos+vestigios de silimanite, reflectindo condições metamórficas na facies dos xistos verdes alta a anfibolítica baixa. Os anfibolitos apresentam porfiroblatos de horneblenda rodeados por actinolite que assinala o fabric principal e à qual estão associados plagioclase + quartzo + biotite + clorite + esfena + opacos.

Para Norte, este conjunto contacta com gnaisses micáceos com tons cinzentos-violáceos que representam a Unidade de Campo Maior, onde se localiza a mina de cobre da Tinoca. Estas rochas apresentam biotite verde-acastanhada com inúmeras inclusões de opacos e de rútilo (Fotografia 102) que, alinhadas conjuntamente com bandas de quartzo recristalizado e com fibrolite a passar a mica branca, definem o fabric principal S_x-N30-54°W,84-88°NE e L_e-2-10°,S34-50°E. Observam-se porfiroblastos de

Figura 70 – Mapa da distribuição das principais estruturas e unidades do corte G1-H1 da ribeira do Caga-no-Ninho, Abrilongo e Azeiteiros.
1, foliação (Sx),
2, lineação de estiramento (L_e),
3, estratificação (So),
4, componente de desligamento esquerdo,
5, sentido de inclinação da falha,
6, movimento relativo de blocos: preto-descida, branco-subida,
7, Unidade de Ouguela,
8, Unidade da Contenda-Barragem do Caia com anfibolitos (A),
9, Unidade de Campo Maior com gnaisses micáceos silimaníticos
10, Unidade de Campo Maior com gnaisses blastomiloniticos com anfibolitos (A),
11, Unidade de Campo Maior com gnaisses e migmatitos e anfibolitos granatiferos (retroeclogitos?) (A),
12, Unidade de Azeiteiros com anfibolitos (A),
13, Complexo detritico (B) e carbonatado (A) de Ouguela,
14, CVS de Nave de Grou com metachertes (A),
15, Formação de Mosteiros com metachertes negros (A),
16, filões de natureza granítica,
17, depósitos.

Representação esquemática da Megaestrutura do Crato-Arronches-Campo Maior (canto superior direito) e localização da área referente ao corte G1-H1 (amarelo).

Corte esquemático G1-H1 ao longo das ribeiras de Caga no Ninho, Abrilongo e Azeiteiros.

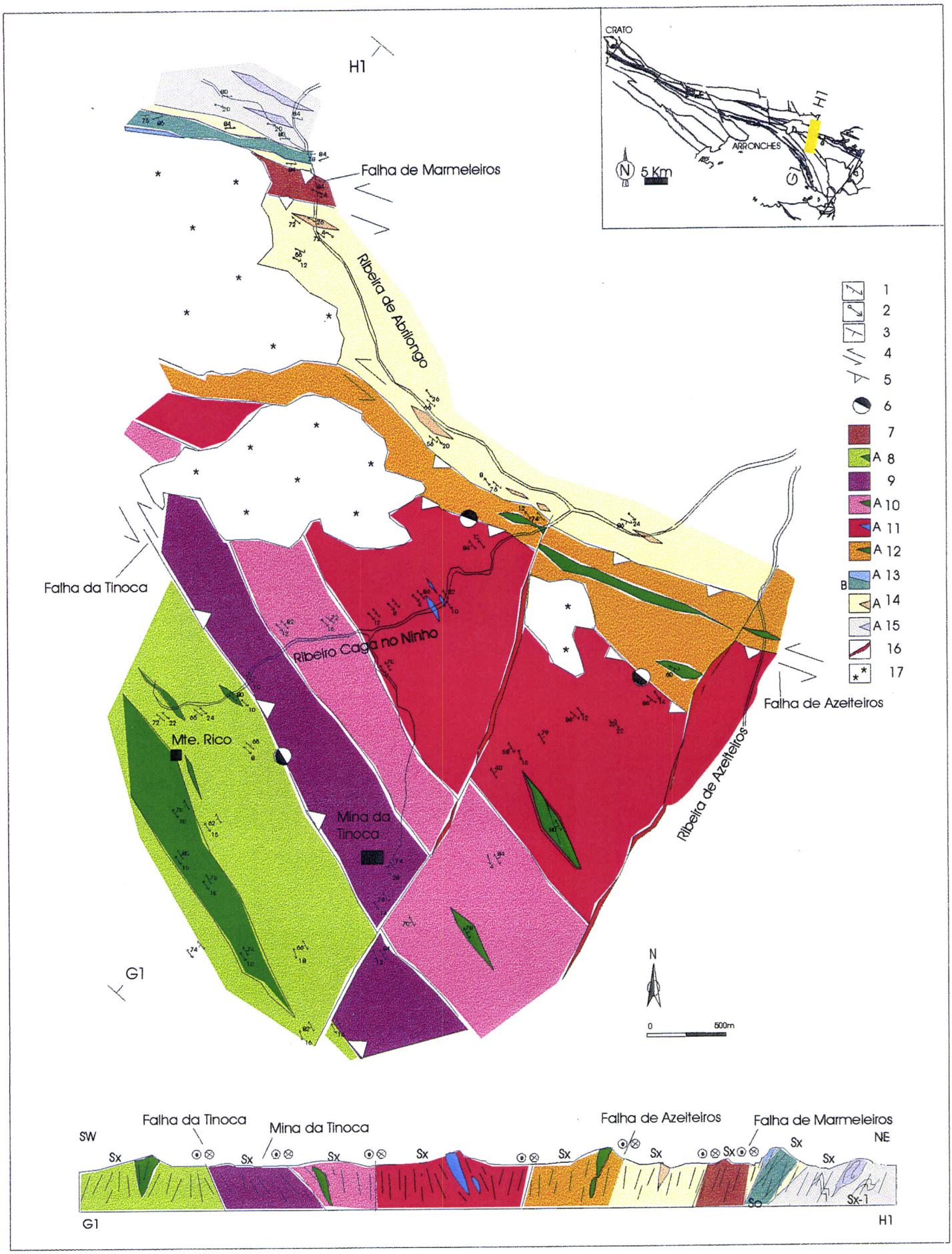

CRATO
ARRONCHES
5 Km
H1
G1
Falha de Marmeleiros
Ribeira de Abitongo
Falha da Tinoca
Ribeiro Caga no Ninho
Mte. Rico
Mina da Tinoca
Falha de Azeiteiros
Ribeira de Azeiteiros
1
2
3
4
5
6
7
A 8
9
A 10
A 11
A 12
B A 13
A 14
A 15
16
17
N
0
500m
SW
NE
Sx
So
Sx-1

Figura 70.

feldspato com inclusões de biotite, de mica branca, de silimanite e de quartzo, e ainda, massas de sericite e mica branca a envolver distena (Fotografia 103).

Estes gnaisses micáceos (Fotografia 104), passam a gnaisses migmatíticos félsicos (Fotografia 105), e a gnaisses anfibólicos cuja diferenciação metamórfica é controlada pelo fabric principal S_x-N40-52°W, 82-88°N e L_e-4-12°,S40-46°E. As bandas leucossomáticas são, de modo geral, caracterizadas por uma textura granoblástica. Regista-se nesta textura um crescimento de silimanite segundo a foliação (Fotografia 106), de biotite castanha (por vezes, com inclusões de rútilo) segundo os planos c+s+c' e em caudas de porfiroclastos de feldspato e quartzo, definindo critérios de movimentação esquerda através de sigmóides.

As variedades anfibolíticas apresentam bandas de textura nematoblástica com anfibola castanha a verde associada a plagioclase+biotite com inclusões de rútilo, alternando com bandas de granularidade mais fina e de textura lepidoblástica com quartzo+biotite/clorite+anfibola+epidoto+opacos+esfena.

Incluem boudins de anfibolitos por vezes granatíferos (Fotografias 107, 108 e 109), onde se observa uma textura nematoblastica constituida essencialmente por horneblenda à qual estão associados plagioclase + quartzo + esfena + biotite + clorite + opacos. Porfiroblastos de granada apresentam auréolas de desestabilização, onde se concentra sericite depois de plagioclase e clorite depois de biotite, e também um fabric marcado pelo alinhamento de inclusões de quartzo e opacos no seu interior discordante do exterior desenvolvido na matriz.

Este conjunto de gnaisses migmatíticos da Unidade de Campo Maior contacta a Norte com uma banda de paragnaisses de natureza tufítica intensamente milonitizadas, localizadas ao longo do contacto com a unidade de Azeiteiros. Estas rochas apresentam uma textura caracterizada por porfiroclastos de feldspato e quartzo numa matriz fina quartzo-sericítica com biotite+mica branca+opacos alinhados com bandas de quartzo recristalizado dinamicamente desenvolvida em condições de baixo grau metamórfico (xistos verdes alta). Observam-se vários critérios de movimentação esquerda, nomeadamente: estruturas do tipo "bookshelf" em feldspato com recristalização de quartzo nos espaçamentos criados pelas fracturas (Fotografias 110 e 111); sigmas com caudas de recristalização de quartzo (Fotografia 112); recristalização de quartzo com os novos grãos dispostos obliquamente às fronteiras das bandas de quartzo (Fotografia 113); dobramento intrafoliar assimétrico destas bandas de quartzo (Fotografia 114); "mica-fish" em biotite e mica branca. Este movimento esquerdo se associado à foliação S_x-N48°W,74°SW e L_e-12,N46°W como se observa na ribeira do Caga-no-Ninho ou, S_x-N34°W,70°SW e L_e-12,S36°E na ribeira de Azeiteiros define respectivamente uma componente oblíqua cavalgante a NW e normal a SE.

À medida que nos deslocamos no sentido da mancha do Complexo detrítico e carbonatado de Ouguela, a cerca de quatrocentos metros a Sul da confluência entre o ribeiro Abrilongo e a ribeira de Ouguela, verifica-se novo aumento do grau metamórfico. Passamos de rochas de natureza piroclástica do CVS de Nave de Grou em baixo grau metamórfico (xistos verdes alta-anfibolítica baixa) a gnaisses félsicos que incluimos na Unidade de Ouguela. Estes apresentam uma textura blastomilonítica com recristalização de feldspato e quartzo ao redor de feldspato (porfiroblastos com

Fotografia 102 – Microfotografia com pormenor de biotite com inclusões de rútilo? em gnaisses micáceos da unidade de Campo Maior (Tinoca). (sem orientação). (largura máxima 1.1 mm).

Fotografia 103 – Microfotografia com pormenor de distena rodeada por mica branca e quartzo (centro) em gnaisses micáceos da unidade de Campo Maior (Tinoca). (sem orientação). (largura máxima 1.1 mm).

Fotografia 104 – Fotografia de gnaisses blastomiloniticos da unidade de Campo Maior (ribeira do Caga-no-Ninho) (NW-SE da esquerda para a direita).

Fotografia 105 – Fotografia de gnaisses migmatiticos da unidade de Campo Maior (ribeira do Caga-no-Ninho) (NW-SE da esquerda para a direita).

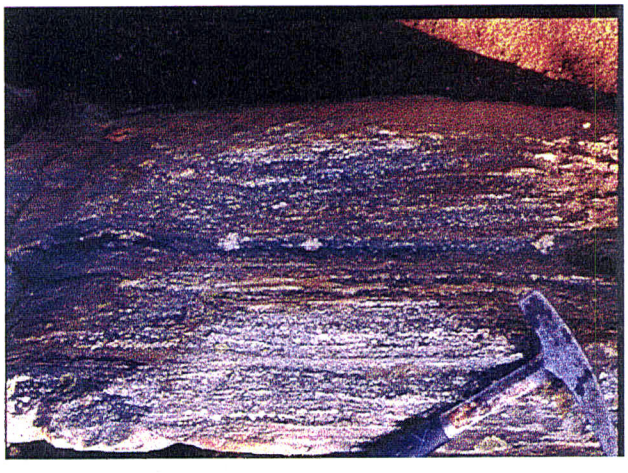
Fotografia 106 – Microfotografia com pormenor de silimanite alinhada paralelamente a bandas de quartzo recristalizado dinamicamente segundo fabric principal NW-SE, em gnaisses migmatíticos da unidade de Campo Maior (Tinoca). (NW-SE canto superior esquerdo ao canto inferior direito). (largura máxima 1.1 mm).



Fotografia 102



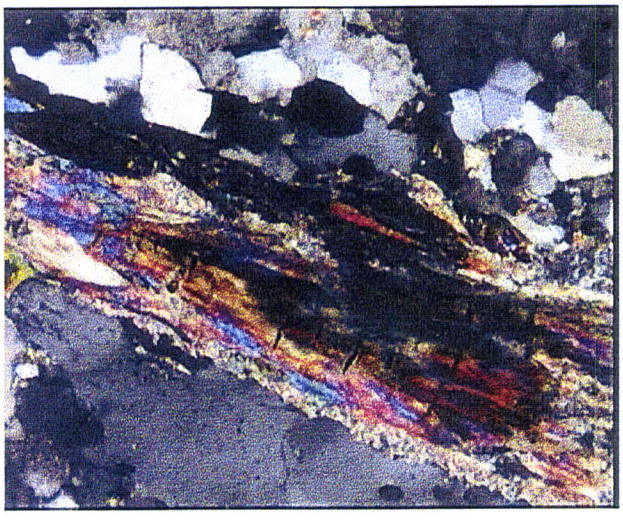
Fotografia 103



Fotografia 104



Fotografia 105



Fotografia 106

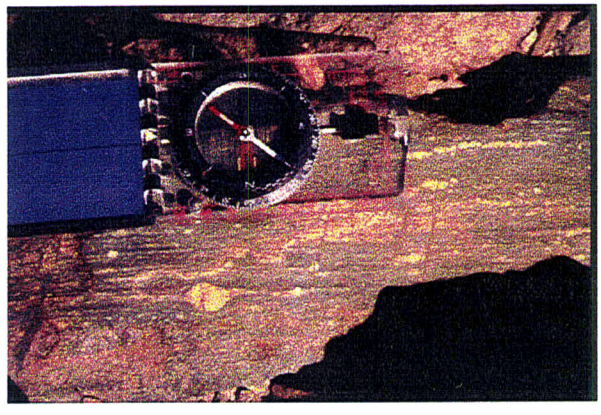
Fotografia 107 – Fotografia de boudins de anfibolito em gnaisses blastomiloníticos da Unidade de Campo Maior (ribeira do Caga-no-Ninho) (NW-SE da esquerda para a direita).

Fotografia 108 – Fotografia de gnaisses blastomiloníticos da Unidade de Campo Maior (ribeira do Caga-no-Ninho).

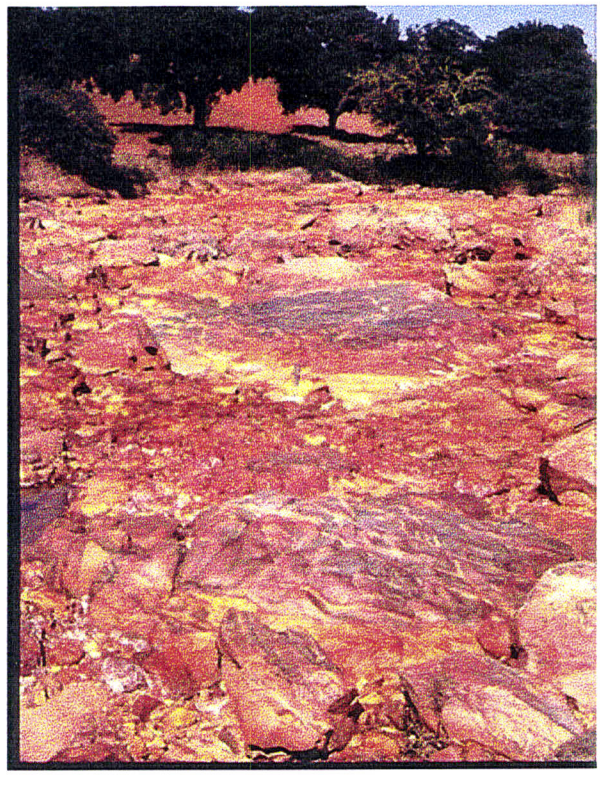
Fotografia 109 – Fotografia de boudins métricos de anfibolitos granatíferos envolvidos por gnaisses migmatiticos da Unidade de Campo Maior (ribeira do Caga-no-Ninho) (SW-NE da esquerda para a direita).



Fotografia 107



Fotografia 108



Fotografia 109

Fotografia 110 – Microfotografia com estruturas de rotação, em dominó, de feldspatos fracturados com recristalização de quartzo nas fracturas, indicando movimentação esquerda em paragnaisses da Unidade de Azeiteiros junto ao encosto com a unidade de Campo Maior (ribeira de Azeiteiros). (NW-SE do canto inferior esquerdo ao canto superior direito). (largura máxima 1.1 mm).

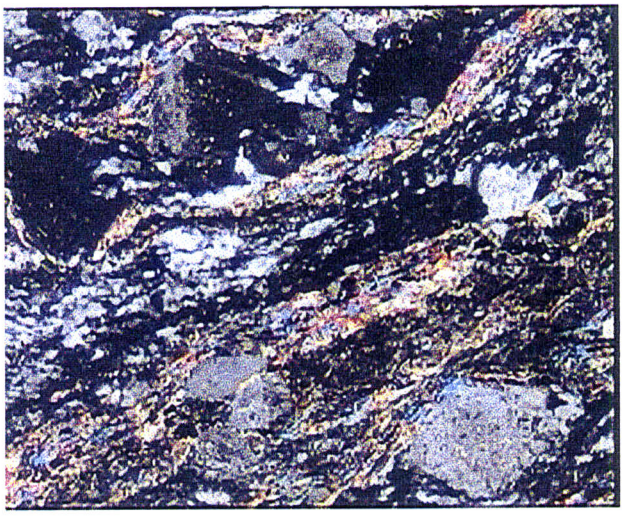
Fotografia 111 – Microfotografia do mesmo referido para a Fotografia 110, mas nesta com nicois paralelos.

Fotografia 112 – Microfotografia com estruturas sigmoidais em feldspatos com caudas de recristalização de quartzo, indicando movimentação esquerda em paragnaisses da Unidade de Azeiteiros junto ao contacto com a unidade de Campo Maior (ribeira de Azeiteiros). (NW-SE da esquerda para a direita). (largura máxima 1.1 mm).

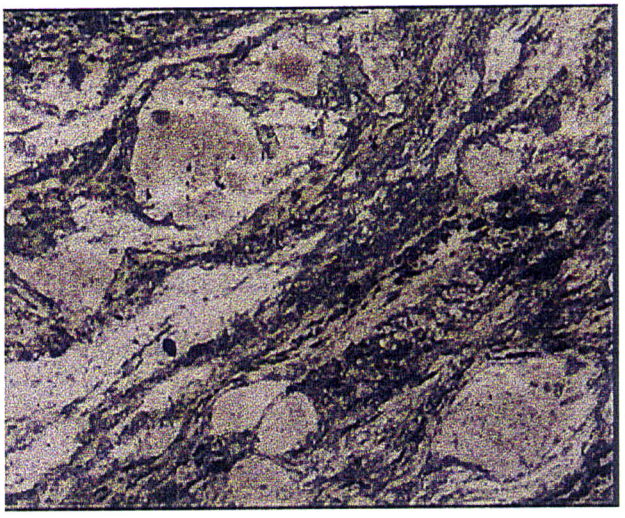
Fotografia 113 – Microfotografia com estruturas sigmoidais em feldspatos com caudas de recristalização de quartzo que cresce também em bandas e com os gãos obliquos aos planos c, indicando movimentação esquerda em paragnaisses da Unidade de Azeiteiros junto ao contacto com a unidade de Campo Maior (ribeira de Azeiteiros). (NW-SE da esquerda para a direita). (largura máxima 1.1 mm).

Fotografia 114 – Microfotografia com uma banda de quartzo afectada por dobramento em paragnaisses da Unidade de Azeiteiros junto ao contacto com a unidade de Campo Maior (ribeira de Azeiteiros). (NW-SE da esquerda para a direita). (largura máxima 1.1 mm).

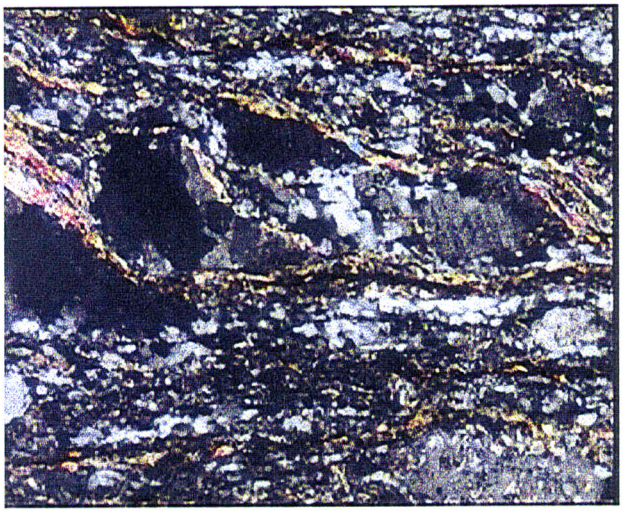
Fotografia 115 – Microfotografia com feldspatos achatados e alinhados segundo o fabric principal NW-SE em gnaisses micáceos da unidade de Ouguela (ribeira de Abrilongo). (NW-SE da esquerda para a direita). (largura máxima 1.1 mm).



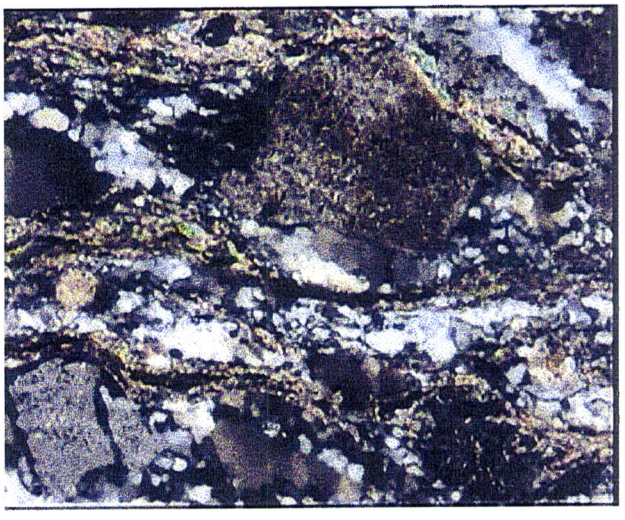
Fotografia 110



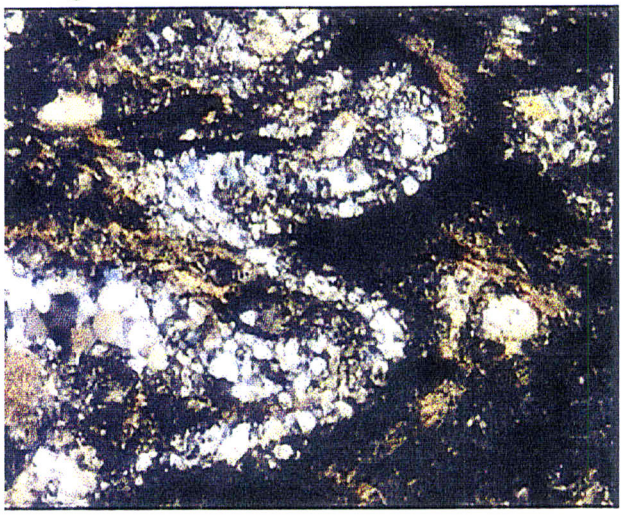
Fotografia 111



Fotografia 112



Fotografia 113



Fotografia 114



Fotografia 115

inclusões de biotite+quartzo) fusiforme (Fotografia 115) e crescimento de biotite castanha ao longo dos planos c+s+c'. Mantem-se a foliação S_x- N44-56°W,56-84°SW e a lineação de estiramento com variações de poucos graus ora com mergulho para o quadrante NW (L_e-4-8°,N46-56°W) ora para SE (L_e-12-26°,S46-56°SE). É de notar que esta flutuação de mergulho das lineações de estiramento tanto se regista perpendicularmente como paralelamente a direcção principal das estruturas.

As rochas do Complexo detritico e carbonatado de Ouguela, que afloram a Norte separadas dos gnaisses da Unidade de Ouguela através de importante acidente tectónico, não apresentam metamorfismo relevante e preservam estruturas sedimentares primárias, como estratificação entrecruzada e granotriagem, estando afectadas por dobramento com com clivagem de fractura nos arenitos feldspáticos (S_x-N70-80°E, 78-82°N) e clivagem xistenta nos níveis mais peliticos (S_x-E-W,78-80°N) como plano axial de dobras com eixos E- 66-70°,N40-48°W. Aparentemente, assentam a Norte sobre metapelitos e psamitos em fácies dos xistos verdes (zona da biotite), com intercalações de metachertes negros e rochas carbonatadas. Nos metachertes negros é possível identificar uma lineação anterior dobrada pela estruturação regional definida pela foliação S_x-N68-76°W,84-86°S.

Desta descrição referimos como aspectos estruturais mais relevantes:

1) As variações principais no sentido de inclinação da foliação descrevendo estruturas em leque cujas culminações se localizam na Unidade de Campo Maior e, no bordo desta unidade com a Unidade de Contenda-Barragem do Caia (esta negativa);
2) A manutenção do fabric S-L com foliação NW-SE inclinando ora para NE ora para SW e lineação de estiramento a mergulhar maioritariamente 8-18° para o quadrante SE, sempre associada a critérios cinemáticos que indicam movimentação esquerda;
3) A lineação de estiramento é definida por paragéneses minerais de alto grau metamórfico na Unidade de Campo Maior, de grau intermédio a baixo nas unidades da Contenda-Barragem do Caia e de Azeiteiros, e de baixo grau no CVS de Nave de Grou e na Formação de Mosteiros;
4) A ocorrência de litótipos máficos na Unidade de Campo Maior cujas paragéneses minerais sugerem condições de temperatura elevadas na fácies anfibolítica alta, retrogradados para a fácies anfibolítica baixa; Surgem em boudins rodeados pela foliação desenvolvida em gnaisses migmatíticos com paragéneses de alta temperatura;
5) Os saltos metamórficos assinalados pelas falhas da Tinoca e de Azeiteiros, com movimento essencialmente do tipo cavalgamento associada a movimentação oblíqua esquerda;
6) A milonitização marcada pelo comportamento plástico do quartzo acompanha as estruturas assinaladas por paragéneses de temperatura elevada o que sugere um processo continuo de deformação segundo um percurso metamórfico retrogrado;

7) A existência de um fabric S-L anterior preservado nos metachertes negros da Formação de Mosteiros selados pela deposição do Complexo detritico e carbonatado de Ouguela, num conjunto que é afectado pelo desenvolvimento posterior da foliação regional;

8) O limite entre os gnaisses da Unidade de Ouguela e as sequências sedimentares do Complexo detritico e carbonatado de Ouguela marcado pela ocorrência de cataclasitos;

3.2.2.5. O corte I1-J1 entre o monte Cevadais e a povoação de Ouguela, e pelas ribeiras de Marmeleiros, de Abrilongo e de Conceição

No corte I1-J1 de Cevadais-Ouguela e das ribeiras de Marmeleiros, de Abrilongo e de Conceição, a Norte de Campo Maior (Figura 71) é descrito o contacto setentrional da Unidade de Campo Maior com o Complexo vulcano-sedimentar de Nave de Grou – Azeiteiros e a Formação de Mosteiros, as relações das rochas hiperalcalinas de Cevadais com o encaixante metassedimentar e metavulcânico, e ainda os gnaisses da Unidade de Ouguela e o Câmbrico Inferior representado pelo Complexo detritico e carbonatado de Ouguela.

A Sul do monte Cevadais cartografam-se gnaisses félsicos com ocorrências anfibólicas que incluimos na Unidade de Campo Maior. Os gnaisses félsicos são constituidos por feldspato pertítico+plagioclase+quartzo+clorite depois de biotite, com inclusões de opacos numa textura granoblástica afectada por bandas de milonitização. Nestas bandas regista-se uma redução evidente da sua granularidade e concentração de opacos, segundo o fabric principal S_x-N76-82°W,80-88°N e L_e-14°,N80°W. Os gnaisses anfibólicos apresentam um bandado rico em epidoto, esfena e carbonatos que se desenvolve sobre uma textura nematoblástica com anfibola verde-acastanhada + piroxena+feldspato(intensamente sericitizado)+quartzo (Fotografia 116).

Estas rochas gnáissicas da Unidade de Campo Maior contactam com micaxistos provavelmente da Formação de Mosteiros constituidos por quartzo +feldspato+biotite+mica branca+opacos+turmalina afectados por intensa milonitização definindo a foliação S_x-N60-70°W,74-80°NE e L_e-14-24°,N56-64°W. Ocorrem planos c+s+c', estruturas do tipo "mica fish" e bandas de quartzo com recristalização oblíqua aos seus limites (Fotografia 117 e 118) que se podem apresentar dobradas.

Associadas aos micaxistos, e ainda ao longo do contacto com a Unidade de Campo Maior, surgem rochas de natureza vulcanoclástica que incluimos no Complexo vulcano-sedimentar de Nave de Grou – Azeiteiros. Estas rochas de natureza vulcânica apresentam uma matriz fina quartzo-sericitica e clorítica marcada pelo aparecimento de planos c+s+c' com concentração de opacos e biotite substancialmente cloritizada, onde se observam porfiroclastos de plagioclase e de feldspato alcalino, fracturados e rodados (Fotografia 119). Caudas de recristalização definem o fabric S-L, com S_x-N50°W,80°S e L_e-10-12°,N48°W, que com base em critérios de movimento esquerdo indicam componente oblíqua cavalgante. Bandas de quartzo recristalizado surgem dobradas com planos axiais a materializarem a foliação principal (Figura 72).

Figura 71 – Mapa da distribuição das principais estruturas e unidades principais do corte I1-J1 da região de Cevadais-Ouguela nas ribeiras de Marmeleiros, Abrilongo e Conceição.
1, foliação (Sx),
2, lineação de estiramento (L_e),
3, estratificação (So),
4, dobras mesoscópicas,
5, componente de desligamento esquerdo,
6, sentido de inclinação da falha,
7, movimento relativo de blocos:preto-descida, branco-subida,
8,anticlinal,
9, sinclinal,
10, eixo de culminação de estrutura em leque,
11, Unidade de Ouguela,
12, Unidade de Campo Maior com anfibolitos (A),
13, Unidade de Azeiteiros com anfibolitos (A),
14, Complexo detritico e carbonatado de Ouguela com calcários (A), arenitos (B) e pelitos (C),
15, Formação de Mosteiros com metachertes negros (A),
16, filões doleríticos,
17, rocha hiperalcalina de Cevadais,
18, depósitos recentes.

Representação esquemática da Megaestrutura do Crato-Arronches-Campo Maior (canto superior direito) e localização da área referente ao corte I1-J1 (amarelo).

Corte esquemático I1-J1 ao longo das ribeiras de Marmeleiros, Abrilongo e Conceição.

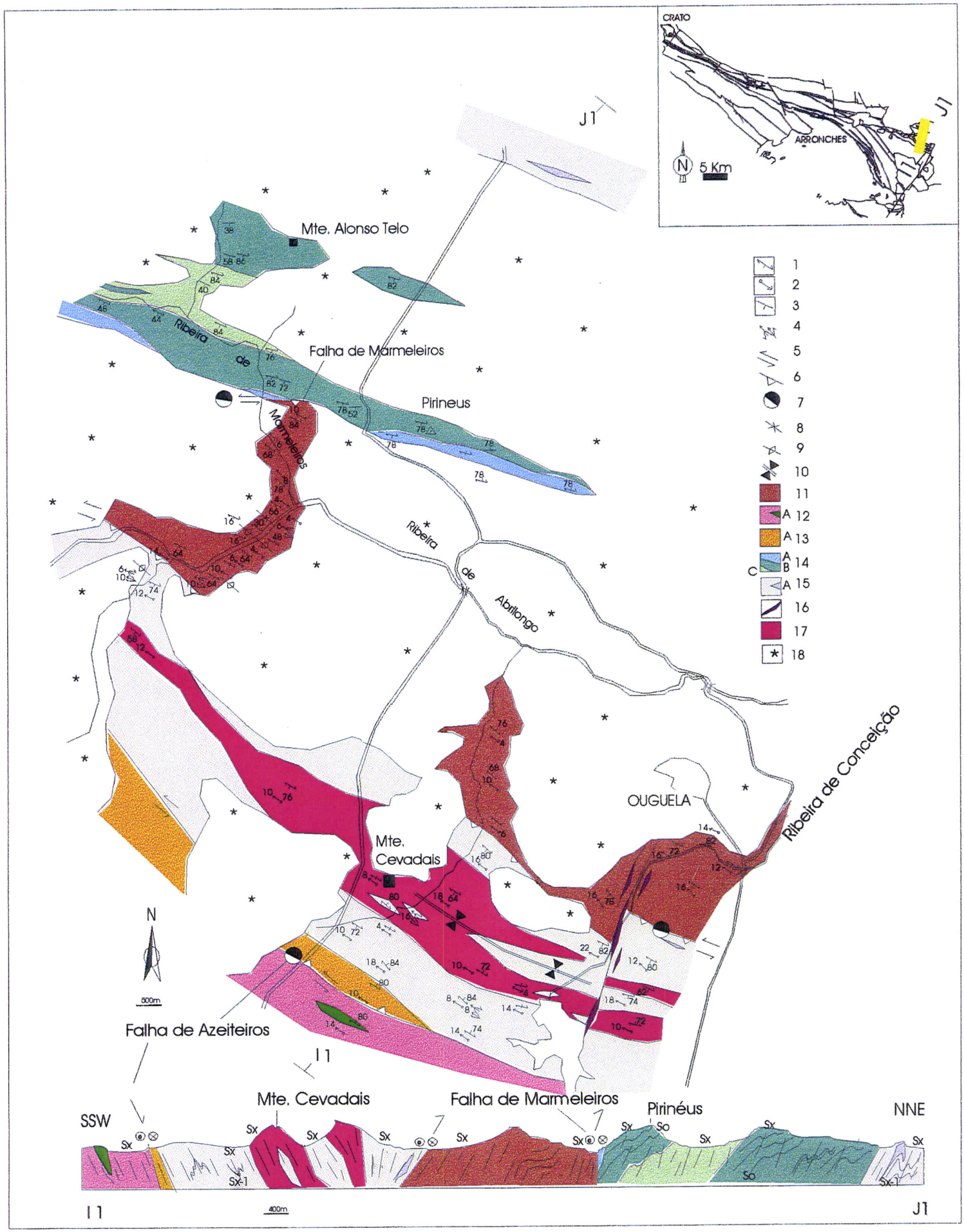

CRATO
ARRONCHES
J1
N
5 Km
Mte. Alonso Telo
Ribeira de Marmeleiros
Falha de Marmeleiros
Pirineus
Ribeira de Abrilongo
Ribeira de Conceição
OUGUELA
Mte. Cevadais
Falha de Azeiteiros
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
A 12
A 13
A 14
B
C
A 15
16
17
18
N
500m
I1
Mte. Cevadais
Falha de Marmeleiros
Pirinéus
SSW
NNE
Sx
Sx-1
So
400m
I1
J1

Figura 71

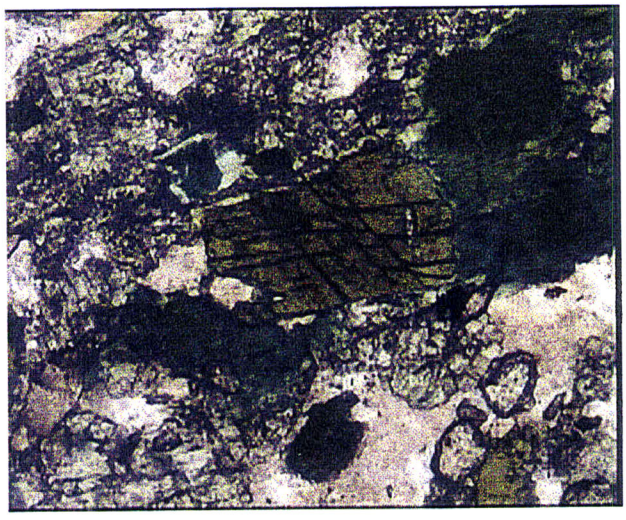
Fotografia 116 – Microfotografia de anfibolito da Unidade de Campo Maior com horneblenda a assinalar fabric principal NW-SE (SW de Cevadais). (NW-SE do canto inferior esquerdo para o canto superior direito). (largura máxima 1.1 mm).

Fotografia 117 – Microfotografia com uma banda de quartzo com crescimento oblíquo dos grãos de quartzo indicando movimentação esquerda paragnaisses da Unidade de Azeiteiros junto ao encosto com a Unidade de Campo Maior, a Sul de Cevadais. (NW-SE da esquerda para a direita). (largura máxima 1.1 mm).

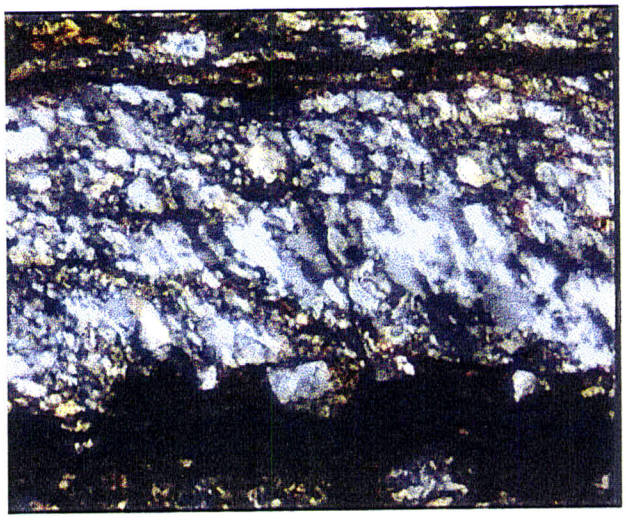
Fotografia 118 – Microfotografia com estruturas do tipo "mica fish" e bandas de quartzo com crecimento oblíquo dos grãos de quartzo indicando movimentação esquerda paragnaisses da Unidade de Azeiteiros junto ao encosto com a Unidade de Campo Maior, a Sul de Cevadais. (NW-SE da esquerda para a direita). (largura máxima 1.1 mm).

Fotografia 119 – Microfotografia com estruturas do tipo dominó em feldspatos fracturados e bandas de quartzo com crecimento de quartzo indicando movimentação esquerda em paragnaisses da Unidade de Azeiteiros junto ao encosto com a unidade de Campo Maior (Sul de Cevadais). (NW-SE da esquerda para a direita). (largura máxima 1.1 mm).

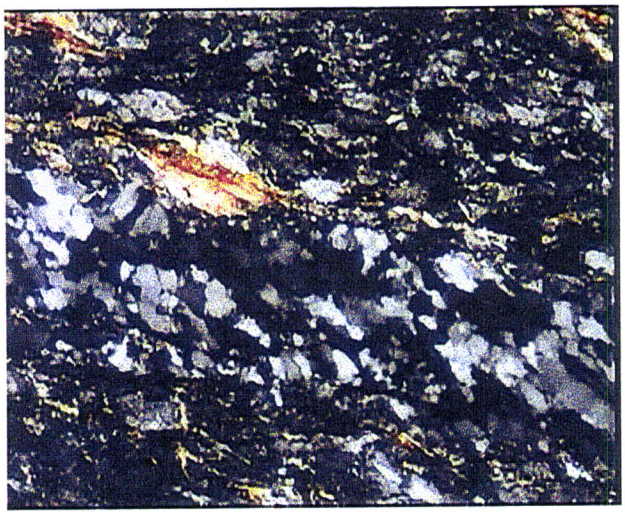
Figura 72 – Esquema ilustrando aspectos das estruturas geradas por efeito da deformação cisalhante em regime transpressivo em metassedimentos da Formação de Mosteiros a Leste de Cevadais.



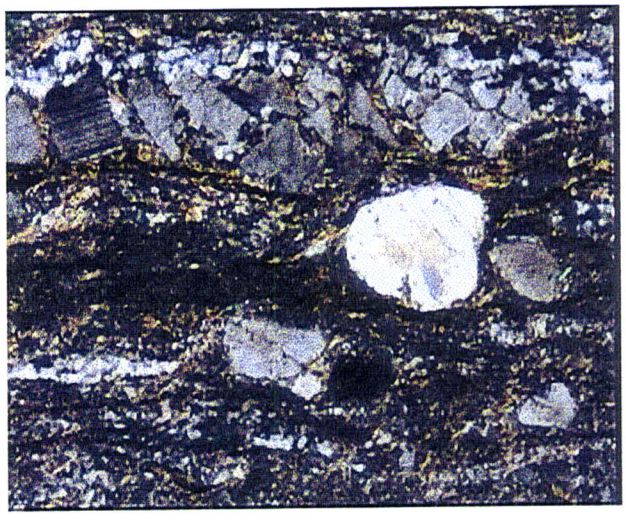
Fotografia 116



Fotografia 117



Fotografia 118



Fotografia 119

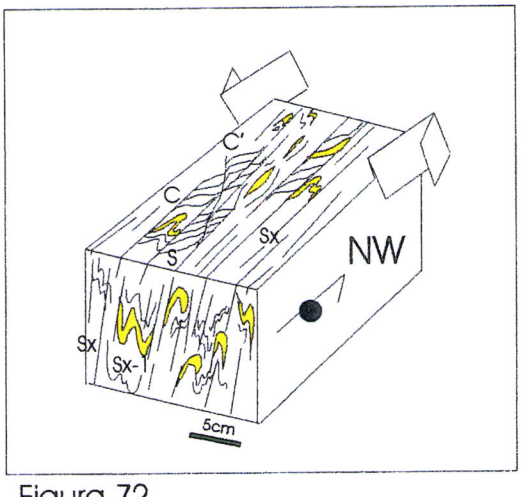


Figura 72

A intruir estas rochas metassedimentares e vulcânicas surgem rochas alcalinas félsicas (ortognaisses de Cevadais) que apresentam um fabric S-L forte (Fotografia 120) com foliação de direcção N48-54W° afectada por dobramento amplo com vergência geométrica para SW. Esta mudança de vergência traduz-se por variações da inclinação da foliação tanto para o quadrante NE como SW, mas mantendo a mesma lineação de estiramento, L_e-10-12°,N46-52°W. Em estreitos corredores observa-se um bandado rico em minerais máficos a ser afectado por dobramento mais apertado. As rochas félsicas são constituidas por feldspato alcalino+quartzo+plagioclase numa textura granoblástica orientada e oblíqua relativamente ao fabric principal, definido por bandas de minerais máficos com anfibola verde-azulada estirada, mais biotite+opacos+epidoto. Dentro da mancha de rochas hiperalcalinas, descrevem-se pequenos retalhos métricos do encaixante representados por micaxistos, onde a mica branca apresenta importante desenvolvimento em bandas paralelas a bandas de quartzo mesoscópicas com granularidade grosseira a marcar o fabric principal conjuntamente com a biotite+clorite.

Para Nordeste do monte Cevadais, o encaixante das rochas hiperalcalinas de Cevadais mantendo as caracteristicas de deformação intensa com desenvolvimento de milonitos em condições de fácies dos xistos verdes alta (zona da biotite), dá lugar a um aumento do grau metamórfico para facies anfibolítica atingindo a zona da silimanite. Assim, definimos a passagem do encaixante das rochas hiperalcalinas à Unidade de Ouguela como estando constituida provavelmente por rochas do CVS de Nave de Grou-Azeiteiros e, em parte, por rochas da Formação de Mosteiros, sob a forma de ocorrências de metachertes negros associados a metapelitos-psamitos a Leste da ribeira da Conceição.

Estabeleceu-se como limite meridional da Unidade de Ouguela a banda de intensa milonitização com a presença de tectonitos do tipo S-L e do tipo L (Fotografias 121 e 122), que se observa no cruzamento da ribeira de Monte Novo com a ribeira Abrilongo (ver Figura 71). Esta rocha cujo protólito deverá ter origem vulcânica, dada a quantidade de turmalina que a constitui, está representada por uma foliação milonítica (S_x-N52°W,80°S) definida pelo alinhamento de biotite castanha-avermelhada, de fibrolite e de fitas de quartzo numa textura constituida ainda por quartzo+granada+feldspato+mica branca. Um intenso estiramento subhorizontal sobressai como característica dominante (L_e-4,N50°W) (Fotografia 123).

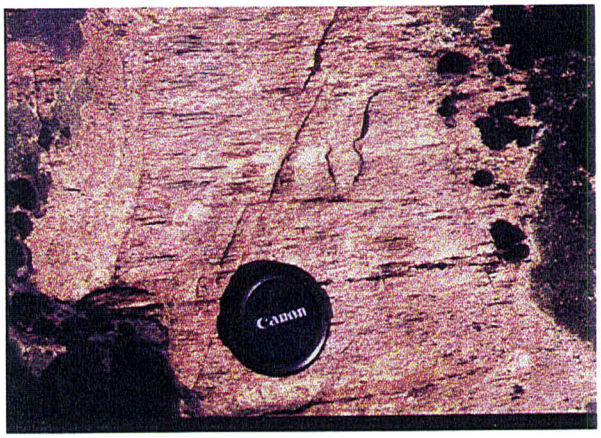
A Unidade de Ouguela está representada por um conjunto gnaissico-micaxístico com gnaisses micáceos e gnaisses félsicos de granularidade fina (Fotografias 124, 125 e 126). Incluem termos ocelados com desenvolvimento de foliação e com dobramento intrafoliar, sempre com eixos paralelos à forte lineação de estiramento. Nos gnaisses félsicos finos ou ocelados, descrevem-se paragéneses minerais com quartzo+feldspato alcalino+plagioclase+biotite+silimanite+mica branca+granada. Numa matriz finamente granular destaca-se um bandado de máficos onde se concentra biotite+silimanite (Fotografia 128) alinhadas segundo a direcção principal do fabric S-L (NW-SE), bem como porfiroclastos de feldspato alcalino com bordos de recristalização (Fotografia 129). Os gnaisses micáceos são caracterizados por uma foliação milonítica intensa com desenvolvimento de recristalização dinâmica do quartzo que se apresenta em fitas, "mica fish" de mica branca e bandas de muscovite+silimanite+biotite. Estas bandas

Fotografia 120 – Fotografia das rochas hiperalcalinas de Cevadais com um fabric NW-SE muito penetrativo e assinalado pelo estiramento de minerais máficos (Cevadais) (superfície horizontal). (NW-SE da esquerda para a direita).

Fotografia 121 – Fotografia de um tectonito-L a L-S, com lineação de estiramento a inclinar poucos graus para NW, desenvolvido no limite Sul da Unidade de Ouguela em metassedimentos (ribeira de Abrilongo). (SE-NW da esquerda para a direita).

Fotografia 122 – Fotografia do mesmo tectonito-L a L-S referido na Fotografia 121, neste caso numa superfície vertical perpendicular ao estiramento (SW-NE da esquerda para a direita).

Fotografia 123 – Microfotografia da mesma rocha descrita para as Fotografias 121 e 122 onde se observa que o fabric linear é marcado pelo alinhamento de biotite + silimanite. (NW-SE da esquerda para a direita). (plano XZ - largura máxima 1.1 mm).



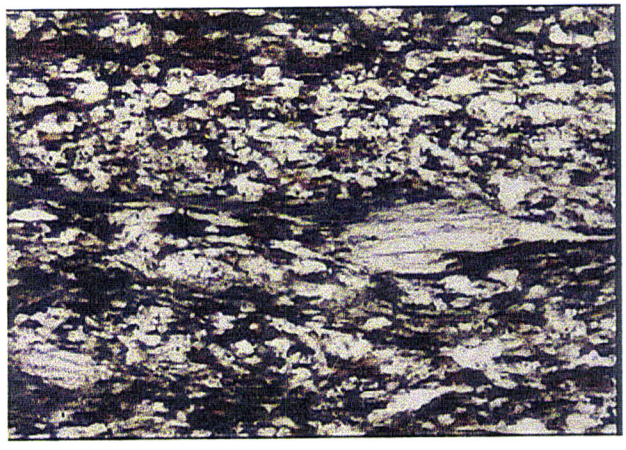
Fotografia 120



Fotografia 121



Fotografia 122



Fotografia 123

Fotografia 124 – Fotografia do fabric principal (Sx), NW-SE desenvolvido em rochas gnaissico-micaxistentas da Unidade de Ouguela. (ribeira de Abrilongo). (NW-SE do canto superior esquerdo para o canto inferior direito).

Fotografia 125 – Fotografia de gnaisses félsicos finos da Unidade de Ouguela com fabric Sx suberticalizado. (ribeira de Abrilongo). (NW-SE do canto superior esquerdo para o canto inferior direito).

Fotografia 126 – Fotografia dos gnaisses micáceos com distena da Unidade de Ouguela. (ribeira de Conceição). (NW-SE do canto superior esquerdo para o canto inferior direito).

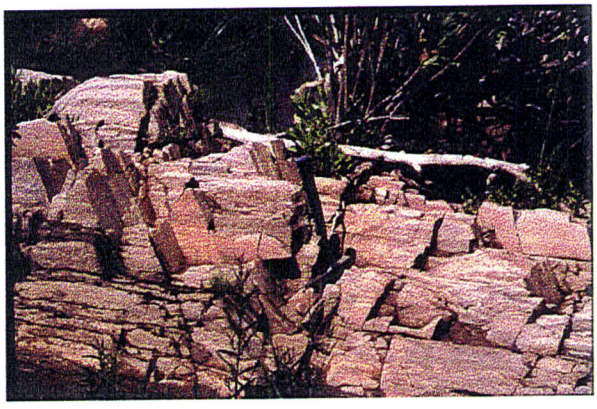
Fotografia 127 – Fotografia da textura de gnaisses félsicos ocelados da Unidade de Ouguela. (ribeira de Abrilongo). (superfície horizontalizada). (NW-SE da esquerda para a direita).

Fotografia 128 – Microfotografia com o alinhamento de silimanite/distena segundo o fabric principal Sx. (ribeira de Conceição). (NW-SE da esquerda para a direita) (plano XZ-máxima largura 1.1mm).

Fotografia 129 – Microfotografia com feldspatos alinhados conjuntamente com silimanite (canto inferior esquerdo) segundo o fabric principal Sx. (ribeira de Conceição). (NW-SE da esquerda para a direita) (plano XZ-máxima largura 1.1mm).



Fotografia 124



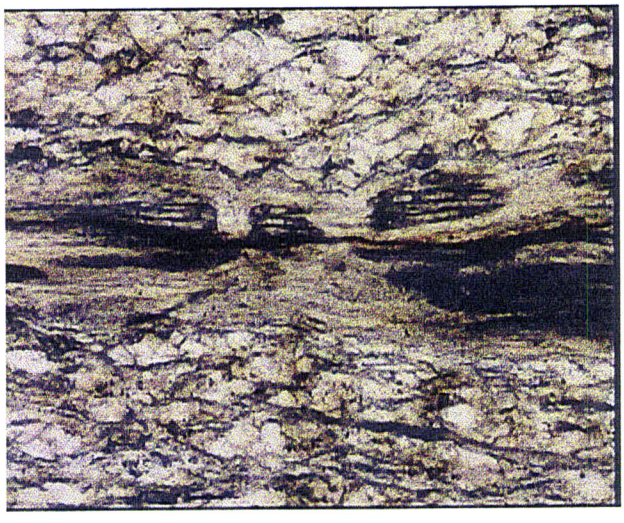
Fotografia 125



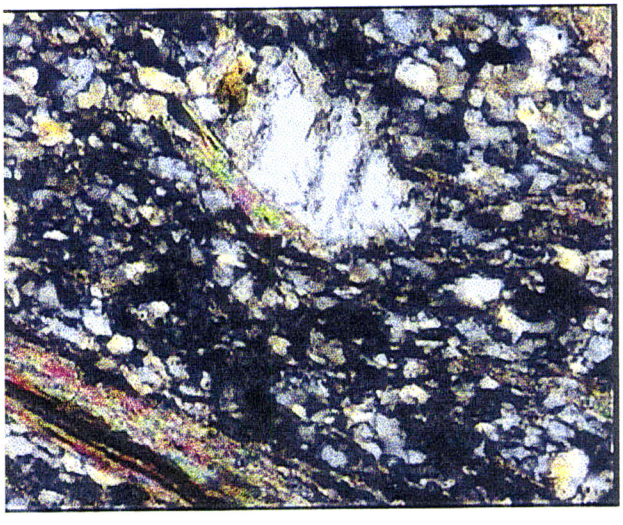
Fotografia 126



Fotografia 127



Fotografia 128



Fotografia 129

envolvem porfiroclastos de feldspato com bordos de recristalização com quartzo+feldspato fracturados e rodados dando estruturas do tipo "bookshelf" (Fotografia 130) e porfiroclastos de granada estirados e fracturados associados a biotite (Fotografia 131). Todas estas microestruturas indicam movimentação esquerda. Estes critérios quando associados à lineação de estiramento que se mantem constante a mergulhar poucos graus para o quadrante NW contida na foliação de direcção NW-SE, a inclinar predominantemente para SW reflete uma componente oblíqua do tipo normal. A foliação admite variações na sua inclinação tanto para o quadrante SW (onde predomina) como em sentido contrário, por efeito de dobramento amplo posterior, associado ao tombamento para NE (ver Figura 73).

As rochas da Unidade de Ouguela cujas condições de temperatura aumentam de Sul para Norte apresentam também um acréscimo nas condições de pressão (Figura 73) pois descrevem-se muito próximo do extremo Sul da povoação de Ouguela, gnaisses ricos em distena e silimanite. Estas rochas apresentam um fabric marcado pelo alinhamento de distena e silimanite, em cristais fracturados e estirados, com biotite e granada associadas. É possível observar-se as relações de polimorfismo entre a mica branca-distena-silimanite e quartzo (Fotografias 132, 133, 134 e 135). Ocorrem gnaisses leucocráticos (Fotografia 136) ricos em quartzo e feldspato essencialmente alcalino, fortemente milonitizados com importante recristalização dinâmica do quartzo a envolver porfiroclastos de feldspato alongados segundo o fabric principal e fracturados. São também observados porfiroclastos de granada intensamente alongados e fracturados com biotite associada e mica branca em estruturas do tipo "mica fish" com alinhamento de opacos fibrolite no interior (Fotografias 137 e 138). Associados surgem também gnaisses micáceos ricos em distena com o alongamento dos prismas alinhados segundo o fabric S-L (S_x-N34-44°,88-84°NE e L_e-12-14°,N40-56°W), associada a silimanite e biotite castanha a avermelhada (Fotografia 139), conjuntamente com porfiroclastos de granada e de feldspato com agulhas de fibrolite no interior.

Junto do limite com o Complexo detrítico e carbonatado de Ouguela descrevem-se rochas metassedimentares e/ou vulcânicas intensamente milonitizadas com uma foliação assinalada por bandas de quartzo recristalizado, "mica fish" em mica branca, feldspatos fracturados e rodados com estruturas em "bookshelf", numa matriz fina de biotite+sericite+quartzo. Esta estruturação é cortada por faixas discretas estreitas e descontínuas de cataclasitos (Fotografias 140 e 141). É neste local, a cerca de mil metros a Oeste do marco geodésico de Pirinéus, perto da ribeira de Marmeleiros, que se define a separação entre o Complexo detritico e carbonatado de Ouguela com baixo grau metamórfico aflorante a Norte, e os gnaisses da Unidade de Ouguela em condições metamórficas de alta temperatura e pressões intermédias, a Sul.

O Câmbrico Inferior representado no Complexo detritico e carbonatado de Ouguela está representado por uma sequência de arenitos, conglomerados e pelitos que passa para topo a incluir calcários, encontra-se em provável discordância sobre a Formação de Mosteiros que se cartografa a Norte. Na base, esta sequência está representada por níveis de arenitos com passagens conglomeráticas (Fotografia 142), que para o topo dão lugar a intercalações de níveis pelíticos com arenitos (Fotografia 143). São observadas inúmeras estruturas sedimentares como estratificação

Figura 73 – Corte esquemático da geometria e cinemática das estruturas principais da Unidade de Ouguela (ver Figura 71 para equadramento no corte geral I1-J1). Note-se o tombamento generalizado do fabric Sx para NE e as dobras amplas em Z que o afectam; Verifica-se a existência de variações nas paragéneses minerais que se desenvolveram com o fabric S-L e que sugerem aumento da temperatura e da pressão para NE. (ribeira de Abrilongo).

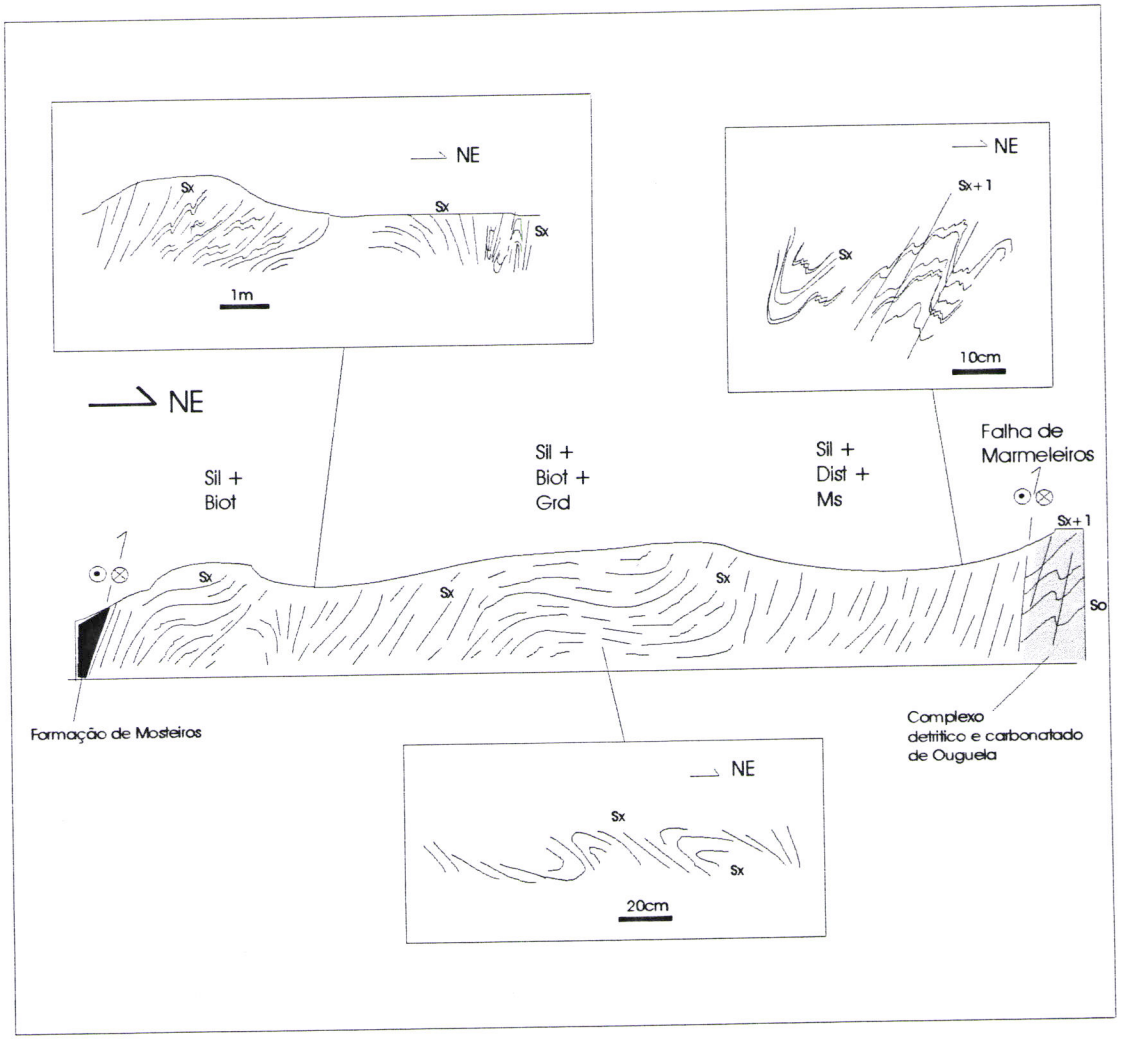

NE
Sx
Sx
Sx
1m
NE
Sx+1
Sx
10cm
NE
Sil +
Biot
Sil +
Biot +
Grd
Sil +
Dist +
Ms
Falha de
Marmeleiros
Sx+1
Sx
Sx
Sx
So
Formação de Mosteiros
Complexo
detrítico e carbonatado
de Ouguela
NE
Sx
Sx
20cm

Figura 73

Fotografia 130 – Microfotografia de gnaisse félsico da Unidade de Ouguela, onde se observa uma feldspato fracturado e rodado segundo uma estrutura em dominó indicando movimentação esquerda. (NW-SE da esquerda para a direita) (ribeira de Conceição). (plano XZ-máxima largura 1.1mm).

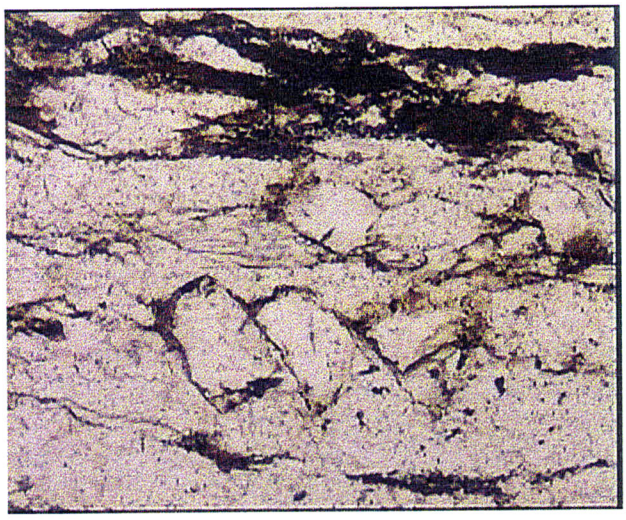
Fotografia 131 – Microfotografia de uma granada fracturada com crescimento de biotite nos espaços entre facturas em gnaisse félsico da Unidade de Ouguela. (sem orientação) (ribeira de Conceição). (plano XZ-máxima largura 1.1mm).

Fotografia 132 – Microfotografia de distena envolvida por mica branca e alinhada segundo o fabric principal Sx em gnaisse micáceo da Unidade de Ouguela. (NW-SE do canto superior esquerdo para o canto inferior direito) (ribeira de Conceição). (plano XZ-máxima largura 1.1mm).

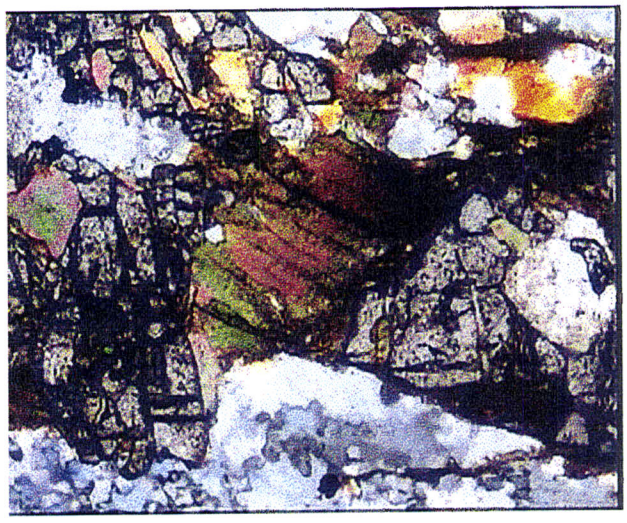
Fotografia 133 – Microfotografia com o mesmo referido na fotografia 132 mas com nicóis paralelos.

Fotografia 134 - Microfotografia de distena / silimanite + biotite alinhadas paralelamente a bandas de quartzo recristalizado segundo o fabric principal Sx, NW-SE em gnaisse micáceo da Unidade de Ouguela. (NW-SE esquerda para a direita) (ribeira de Conceição). (plano XZ-máxima largura 1.1mm).

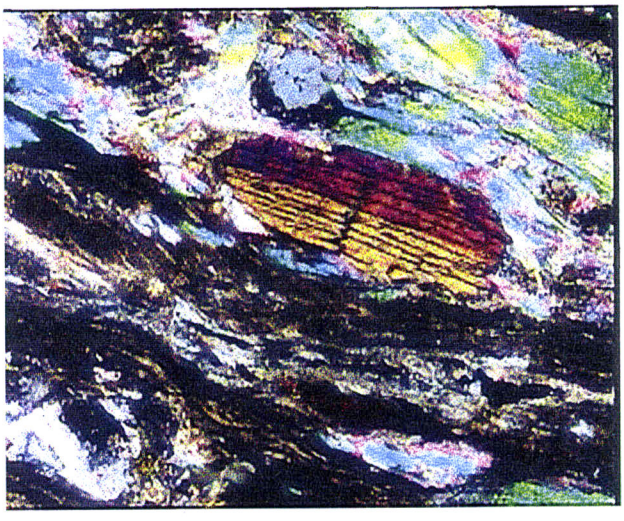
Fotografia 135 - Microfotografia de gnaisse félsico da Unidade de Ouguela onde se observa fibrolite no interior de mica branca (NW-SE do canto superior esquerdo para o canto inferior direito) (ribeira de Conceição). (plano XZ-máxima largura 1.1mm).



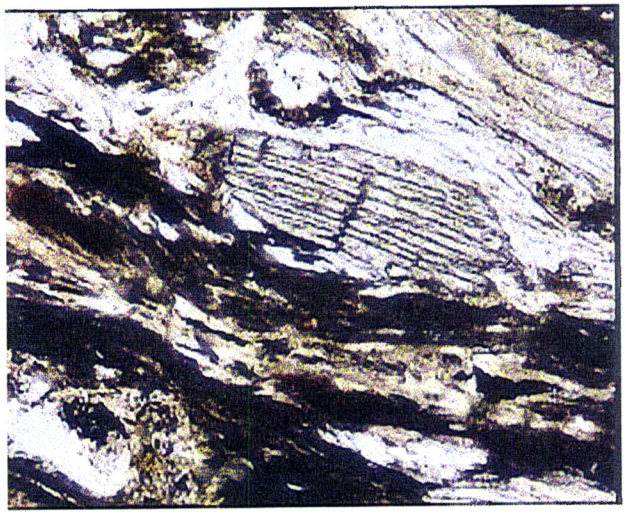
Fotografia 130



Fotografia 131



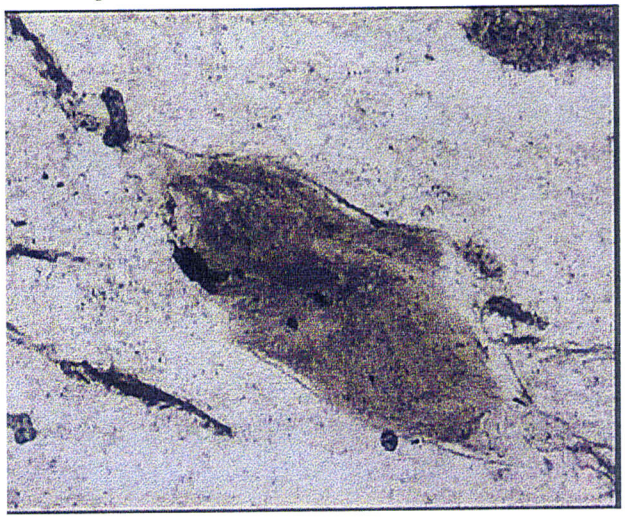
Fotografia 132



Fotografia 133



Fotografia 134



Fotografia 135

Fotografia 136 - Fotografia de gnaisse félsico da Unidade de Ouguela com fabric penetrativo Sx marcado pelo alinhamento de minerais máficos (NW-SE da direita para a esquerda) (ribeira de Conceição). (plano horizontalizado).

Fotografia 137 - Microfotografia de gnaisse leucocrático da Unidade de Ouguela onde se observa mica branca com um fabric no interior marcado por fibrolite dobrada e opacos alinhados com o fabric exterior (NW-SE do canto superior esquerdo para o canto inferior direito) (ribeira de Conceição). (plano XZ-máxima largura 1.1mm).

Fotografia 138 - Microfotografia de gnaisse leucocrático da Unidade de Ouguela com mica branca em estruturas do tipo "mica-fish" indicando movimentação esquerda (NW-SE da esquerda para a direita) (ribeira de Conceição). (plano XZ-máxima largura 1.1mm).

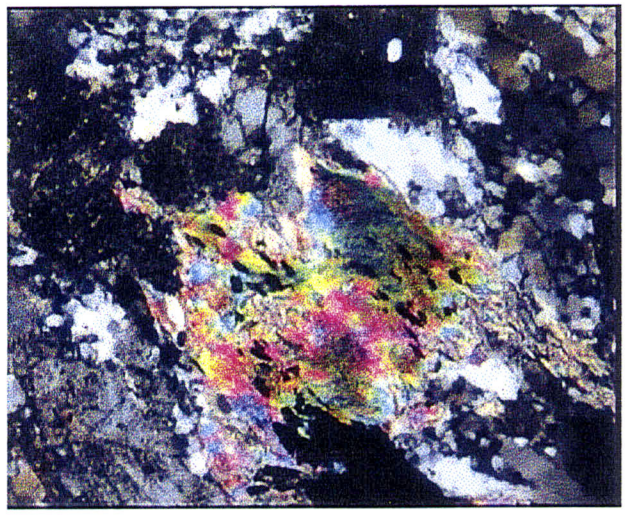
Fotografia 139 - Microfotografia de gnaisse leucocrático da Unidade de Ouguela onde se reconhecem biotite+silimanite segundo o fabric que rodeia os feldspatos com caudas de recristalização de quartzo (NW-SE da esquerda para a direita) (ribeira de Conceição). (plano XZ-máxima largura 1.1mm).

Fotografia 140 - Microfotografia de textura cataclástica a transpôr um fabric milonítico anterior (neste caso cortando porfiroclastos de feldspato), na Falha de Marmeleiros (NW-SE da esquerda para a direita). (ribeira de Marmeleiros). (plano XZ-máxima largura 1.1mm).

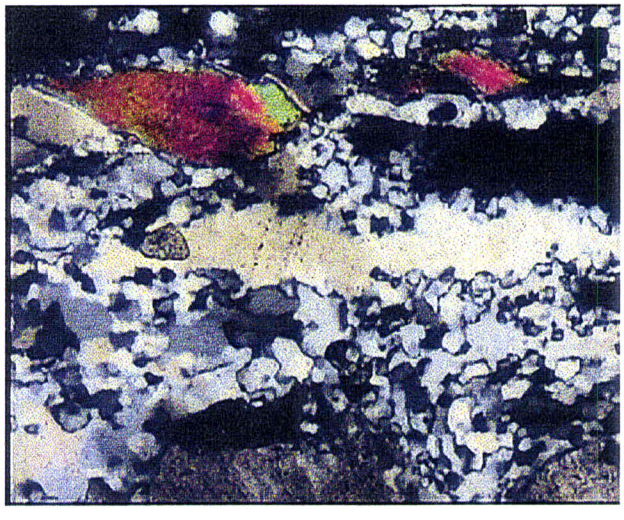
Fotografia 141 – Microfotografia com outro aspecto de textura cataclástica na Falha de Marmeleiros (NW-SE da esquerda para a direita). (ribeira de Marmeleiros). (plano XZ-máxima largura 1.1mm).



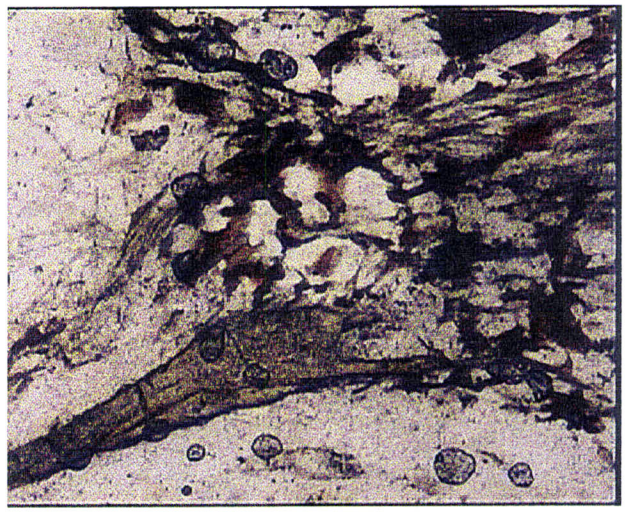
Fotografia 136



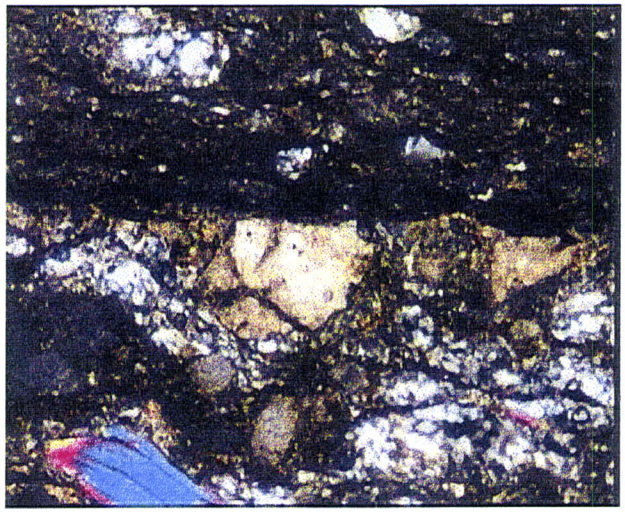
Fotografia 137.



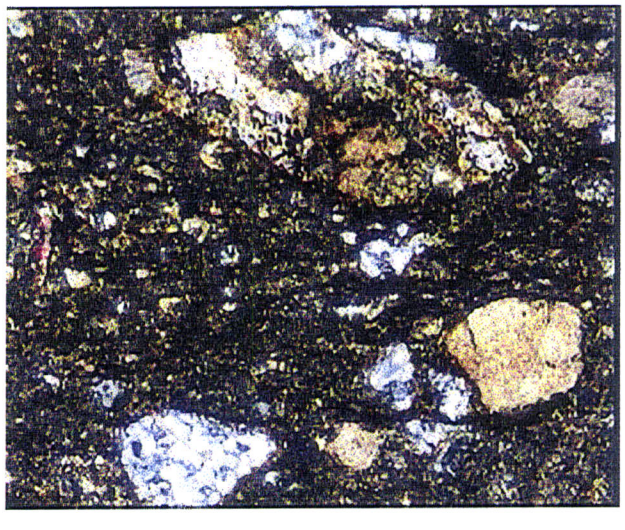
Fotografia 138



Fotografia 139



Fotografia 140



Fotografia 141

Fotografia 142 - Fotografia de níveis de cascalheira com clastos de metacherte negro provenientes provavelmente da Formação de Mosteiros, em arenitos do Complexo detrítico e carbonato de Ouguela (ribeira de Marmeleiros). (superficie horizontal).

Fotografia 143 - Fotografia de bancadas de arenitos com intercalações de pelitos do Complexo detrítico e carbonato de Ouguela, onde se observa clivagem xistenta inclinada para SW (a Leste da ribeira de Marmeleiros). (superficie vertical). (SW-NE da esquerda para a direita).

Fotografia 144 - Microfotografia de um conglomerado (niveis de cascalheira) do Complexo detrítico e carbonato de Ouguela, onde se identificam clastos de metacherte negro (margem inferior). (ribeira de Marmeleiros). (sem orientação) (plano XZ-máxima largura 1.1mm).

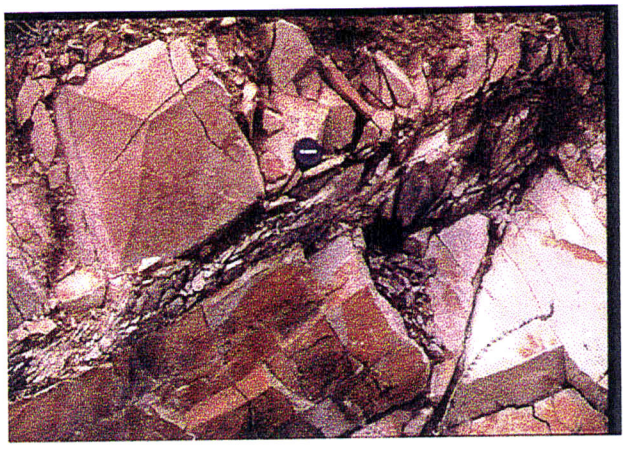
Fotografia 145 - Microfotografia de um arenito do Complexo detrítico e carbonato de Ouguela, que contem grãos de plagioclase e onde se observa o desenvolvimento dum fabric marcado pelo alinhamento de micas. (ribeira de Marmeleiros). (NW-SE do canto inferior esquerdo para o canto superior direito) (plano XZ-máxima largura 1.1mm).

Fotografia 146- Fotografia de uma amostra de arenitos do Complexo detrítico e carbonato de Ouguela, onde se observa um clasto de metacherte negro com um fabric interno dobrado. (ribeira de Marmeleiros).

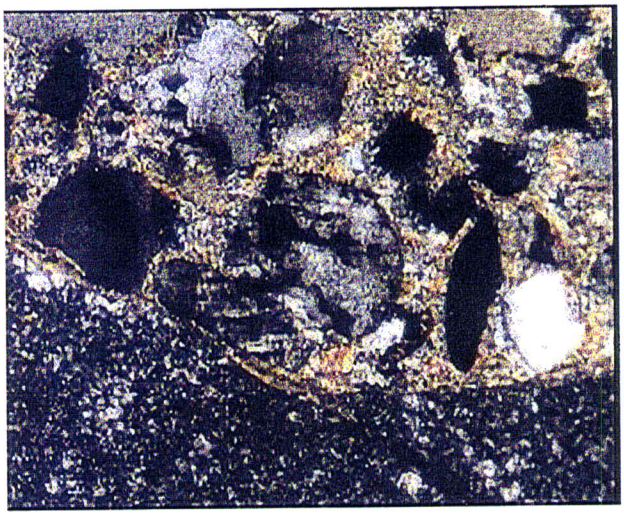
Fotografia 147- Fotografia com o dobramento e génese de clivagem em níveis areníticos do Complexo detrítico e carbonato de Ouguela. (ribeira de Marmeleiros). (SW-NE da esquerda para a direita).



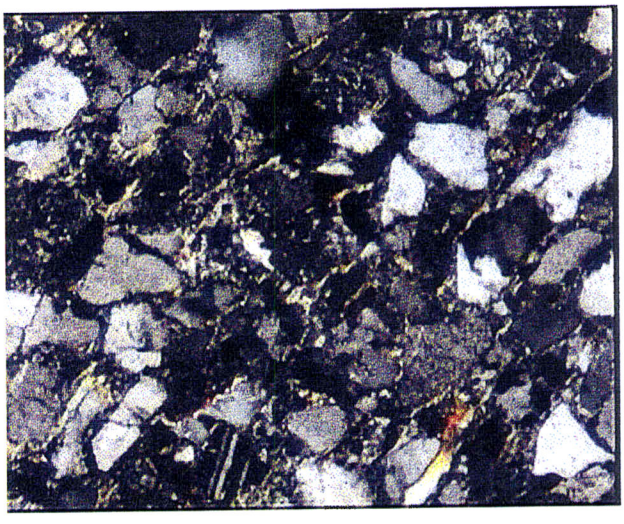
Fotografia 142



Fotografia 143



Fotografia 144



Fotografia 145



Fotografia 146



Fotografia 147

entrecruzada, figuras de canal, "ripple marks", "slumps" e granotriagem. Os arenitos apresentam importante componente feldspática (Fotografia 144) e nos níveis conglomeráticos são observáveis clastos de metachertes negros (Fotografia 145) da Formação de Mosteiros com uma foliação anterior dobrada (Fotografia 146). A topo deste conjunto detrítico surgem rochas carbonatadas fossilíferas. A deformação que afecta esta sequência com polaridade normal (So- N70-84°W,38-72°SW) traduz-se por desenvolvimento de dobramento vergente para Nordeste (Fotografia 147) com uma clivagem associada (S_x-N62-76°, 44-82°SW). Convém referir que esta clivagem é paralalela ao fabric planar observado na Formação de Mosteiros aflorante a Norte e que representa o plano axial de dobras a afectarem um fabric S-L anterior bem preservado nas ocorrências de metachertes negros.

Desta descrição referimos como aspectos estruturais mais relevantes:

1) A variação no sentido de inclinação da foliação descrevendo uma estrutura em leque cuja culminação se localiza nas rochas hiperalcalinas de Cevadais;
2) A manutenção do fabric S-L com foliação NW-SE inclinando ora para NE ora para SW e lineação de estiramento a mergulhar sistematicamente 8-18° para o quadrante SE, sempre associada a critérios cinemáticos que indicam movimentação esquerda;
3) A lineação de estiramento é definida por paragéneses minerais de alto grau metamórfico na Unidade de Campo Maior e na Unidade de Ouguela e de baixo grau Unidade de Azeiteiros e na Formação de Mosteiros bem como nas rochas hiperalcalinas de Cevadais;
4) O tombamento das estruturas para NE com dobramento amplo vergente para este quadrante a afectar o fabric principal (S_x) dos gnaisses da Unidade de Ouguela, afectados junto a contacto com o Complexo detritico e carbonatado de Ouguela e, conjuntamente com ele, por desenvolvimento de clivagem de plano axial S_x^{+1}.
5) A ocorrência de litótipos ricos em silimanite+distena na Unidade de Ouguela cujas relações minerais sugerem condições de temperatura elevadas na fácies anfibolítica alta e pressões pelo menos intermédias, retrogradados para a fácies anfibolítica baixa a xistos verdes;
6) Os saltos metamórficos principais estão assinalados pelas falhas de Azeiteiros, de Monte Novo e de Marmeleiros com movimento essencialmente do tipo cavalgante associada a movimentação oblíqua esquerda com descida dos blocos NE;
7) A milonitização marcada pelo comportamento plástico do quartzo acompanha as estruturas assinaladas por paragéneses de temperatura elevada o que sugere um processo continuo de deformação segundo um percurso metamórfico retrogrado;
8) A existência de um fabric S-L anterior (S_x^{-1} e L_e^{-1}) preservado nos metachertes negros da Formação de Mosteiros selados pela deposição do Complexo detritico

e carbonatado de Ouguela; este complexo sedimentar inclui conglomerados constituidos por clastos do soco previamente deformado e metamorfizado;
9) O limite entre os gnaisses da Unidade de Ouguela e as sequências sedimentares do Complexo detritico e carbonatado de Ouguela (Falha de Marmeleiros) é marcado pela ocorrência de cataclasitos desenvolvidos sobre um fabric milonítico;

3.2.2.6. O corte K1-L1 entre a povoação de Degolados e a Barragem do Caia

No prolongamento para Sudeste da Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior descrevemos o corte K1-L1 de Degolados – Barragem do Caia (Figura 74), que resulta da cartografia realizada ao redor do bordo Oeste da Barragem do Caia e mais para Norte de encontro à estrada que liga Arronches a Campo Maior, entre os quilómetros Km28 e Km31, perto de Degolados.

A Oeste do paredão da Barragem do Caia pode observar-se uma exposição continua das diferentes rochas que constituem o prolongamento Sudeste da Unidade de Arronches.

A Unidade de Arronches é definida por rochas metassedimentares pelitico-psamíticas e vulcânicas félsicas com intercalações de anfibolitos, rochas calco-silicatadas e rochas hiperalcalinas em condições de metamorfismo na facies anfibolítica-xistos verdes alta. Os micaxistos apresentam um fabric marcado pelo alinhamento de biotite castanha-avermelhada+opacos, bandas de quartzo recristalizado, numa matriz de quartzo+mica branca+turmalina+vestigos de silimanite (Fotografia 148), onde ocorrem porfiroclastos de granada com caudas de recristalização (Figura 75) com opacos+biotite+quartzo. No seu interior, os porfiroclastos de granada apresentam um fabric, geralmente discordante relativamente ao exterior (Fotografias 149 e 150) e em alguns casos dobrado, marcado pelo alinhamento de opacos e quartzo. O fabric planar S_x-N4°W,60-66°E exterior às granadas, surge como plano axial de dobras que afectam um fabric anterior. Observam-se zonas de cisalhamento mesoscópicas com geometria sigmoidal que, contornadas por S_x mostram dobramento no seu interior com eixos paralelos a L_e- 4-8°,N4-6°W (Figura 76), mas com mergulhos a variando para os quadrantes N e S. Os anfibolitos que surgem associados apresentam textura nematoblástica com anfibola verde-acastanhada (horneblenda), com bordos mais claros, e constituidos por quartzo, plagioclase e esfena a rodear opacos e epidoto. Os metassedimentos aos quais estão associados metachertes negros, apresentam-se constituidos por quartzo+biotite+feldspato+mica branca+turmalina+silimanite. As biotites dispostas paralelamente a bandas de quartzo recristalizado alinham-se segundo o fabric principal S_x- N4-12°W,62-68°E, mas em zonas de charneira evidenciam a existência de um fabric anterior. O fabric dobrado que se observa nos metachertes negros representa alternâncias de bandas de granularidade diferente de quartzo recristalizado, por vezes com concentrações de grafite. As rochas metavulcano-sedimentares apresentam porfiroclastos de plagioclase e de quartzo numa matriz quartzo-sericitica onde o fabric principal é marcado pelo alinhamento de biotites. Este fabric materializa o plano axial de dobras a afectar bandas de quartzo recristalizado, cujas charneiras chegam a surgir isoladas por efeito de estiramento extremo.

Figura 74 – Mapa da distribuição das principais estruturas e unidades do corte K1-L1 da região da Barragem do Caia, Contenda e Degolados.
1, foliação (Sx),
2, lineação de estiramento (L_e),
3, dobras mesoscópicas,
4, componente de desligamento esquerdo,
5, lineação de estiramento (L_e^{-1}), dobrada;
6, sinclinal,
7, movimento relativo de blocos: preto-descida, branco-subida,
8, sentido de inclinação da falha,
9, Unidade de Campo Maior,
10, Unidade de Campo Maior com anfibolitos (A),
11, gnaisses micáceos silimaníticos da Unidade de Campo Maior,
12, Unidade de Contenda-Barragem do Caia com anfibolitos (A) e com rochas calcossilicatadas (B),
13, Unidade de Arronches com metachertes negros (A), anfibolitos (B), metavulcanitos félsicos (C) e mármores (D),
14, granitóides,
15, Maciço de gabros e noritos de Campo Maior.

Representação esquemática da Megaestrutura do Crato-Arronches-Campo Maior (canto superior direito) e localização da área referente ao corte K1-L1 (amarelo).

Corte esquemático K1-L1 da Barragem do Caia, Monte Contenda e Degolados.

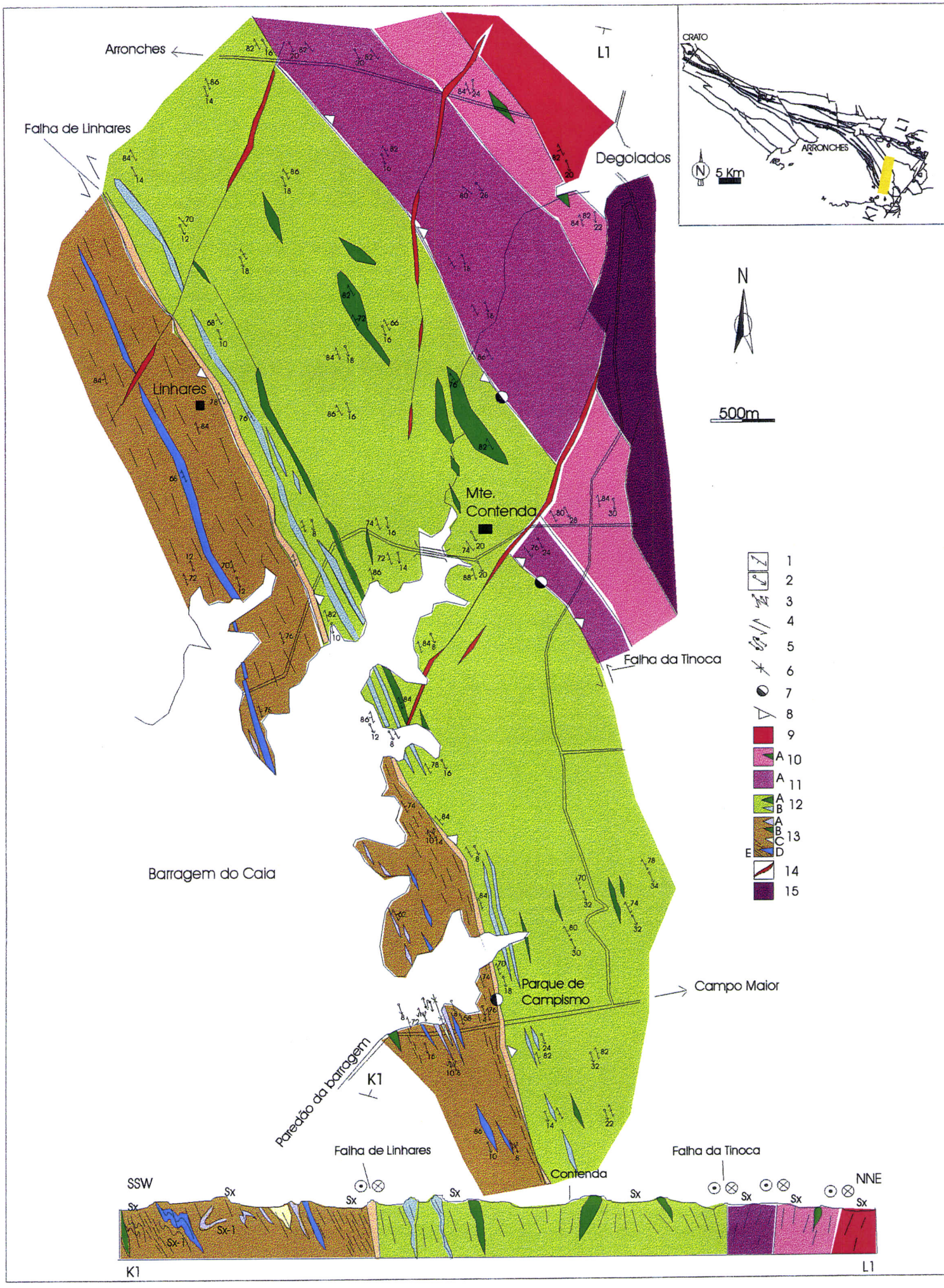

Arronches
L1
Falha de Linhares
Degolados
CRATO
ARRONCHES
5 Km
N
500m
Linhares
Mte. Contenda
Falha da Tinoca
Barragem do Caia
Parque de Campismo
Campo Maior
Paredão da barragem
K1
Falha de Linhares
Falha da Tinoca
Contenda
SSW
NNE
Sx
Sx-1
Sx-1'
K1
L1
1
2
3
4
5
6
7
8
9
A 10
A 11
A B 12
A B C D E 13
14
15

Figura 74

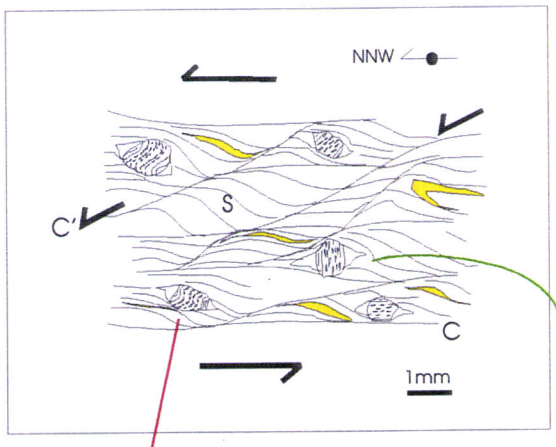
Figura 75 – Esquema da geometria e cinemática que caracteriza, à escala microscópica, os micaxistos granatíferos da Unidade de Arronches. Note-se a existência de um fabric interno nas granadas que em muitas situações é discordante do fabric externo com desenvolvimento de planos c+s+c' observado na matriz. (Barragem do Caia). (plano XZ).

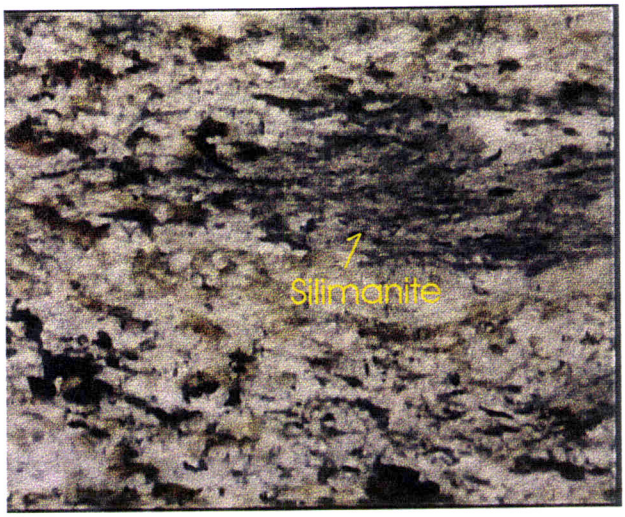
Fotografia 148 – Microfotografia onde se observa a paragénese mineral com biotite+quartzo+mica+silimanite, que envolve as granadas nestes micaxistos granatíferos da Unidade de Arronches. (Barragem do Caia). (N-S da esquerda para a direita) (plano XZ-máxima largura 1.1mm).

Fotografia 149 – Microfotografia onde a granada inclui um fabric dobrado discordante do da matriz destes micaxistos granatíferos da Unidade de Arronches. (Barragem do Caia). (N-S da esquerda para a direita) (plano XZ-máxima largura 1.1mm).

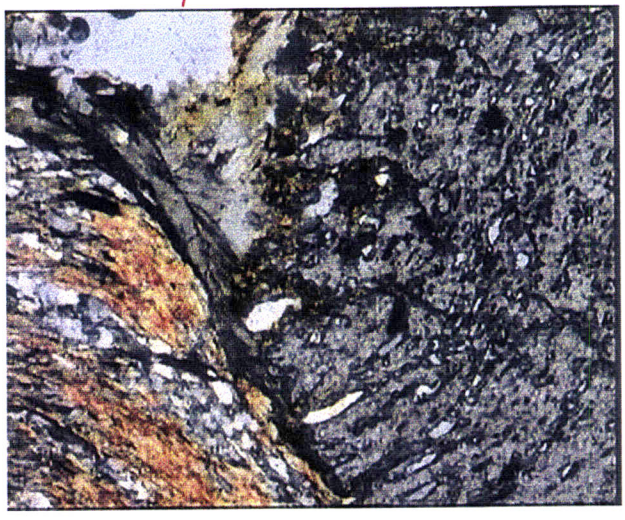
Fotografia 150 – Microfotografia com granada a apresentar um fabric assinalado por inclusões de quartzo e de opacos, discordante do desenvolvido na matriz e que revela desenvolvimento de planos c' indicando movimentação esquerda. (Barragem do Caia). (N-S da esquerda para a direita) (plano XZ-máxima largura 1.1mm).

Figura 76 – Esquema que ilustra zonas de cisalhamento mesoscópicas com formas sigmoidais e dobramento associado em metassedimentos da Unidade de arronches (Barragem do Caia).

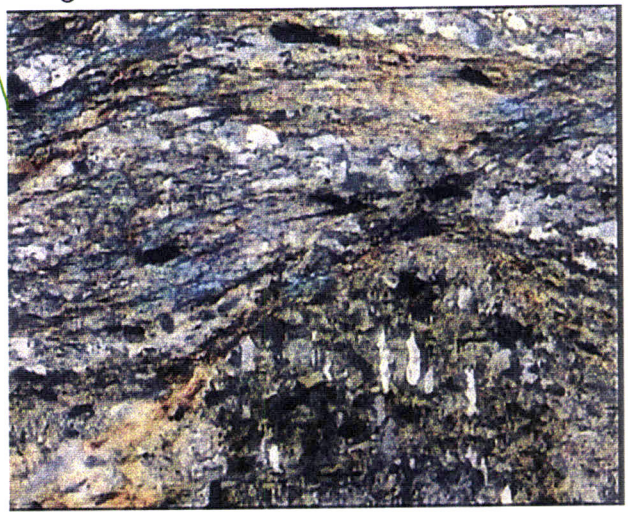




Fotografia 148



Fotografia 149



Fotografia 150

Figura 75

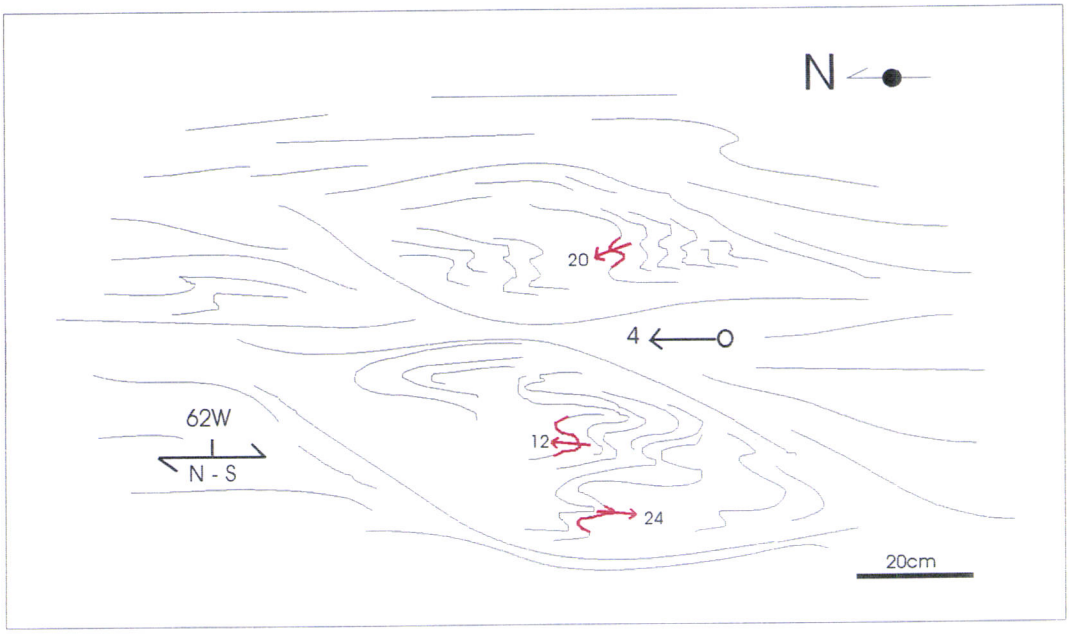


Figura 76

Esta sequência está repetida por dobramentos de amplitude hectométrica, cujos planos axiais das dobras macroscópicas com direcção N-S a inclinar para Leste, mostram vergência geométrica para Oeste. Nas intercalações espessas de metachertes negros (ordem das dezenas de centimetros de espessura) desenvolvem-se dobras deitadas, afectando um fabric S-L, mais tarde redobradas (Fotografia 151 – Figura 77). Em intercalações mais finas, de ordem centimétrica, observa-se o desenvolvimento de dobramento associado a movimento cisalhante de desligamento esquerdo cujos eixos mergulham 4-10° para os quadrantes Norte ou Sul. Com planos axiais paralelos à foliação S_x-N-S,60°E, o dobramento por vezes, com geometria do tipo bainha afecta um fabric S-L anterior, onde L_e^{-1} apresenta direcção N30E-S30W com mergulho de valor e sentido variável para NW ou SE (Fotografia 152).

Os critérios mesoscópicos observados em metassedimentos indicam deformação cisalhante com movimentação esquerda e deduzem-se essencialmente a partir das relações entre planos c+s+c' (Fotografia 153). À escala microscópica são complementados por critérios de cisalhamento associados a porfiroclastos rodados e estruturas do tipo "mica fish". Em rochas carbonatadas observa-se dobramento mesoscópico apertado e vergente para Oeste (Fotografia 154), onde os eixos das dobras apresentam grande dispersão nos valores de mergulho, tanto para o quadrante Norte como para o Sul (Figura 79). Observa-se ainda que, paralelamente à direcção do estiramento principal, pouco inclinado a subhorizontal, se desenvolve "boudinage", que em alguns pontos também ocorre na perpendicular, segundo a direcção de inclinação da foliação, gerando estruturas com geometria em tablete.

A Oeste destas ocorrências de rochas carbonatadas, junto ao paredão da Barragem do Caia, cartografam-se micaxistos granatíferos que no seu prolongamento para Norte se juntam a uma espessa faixa com as mesmas características que aflora junto ao limite com a Unidade da Contenda-Barragem, passando a incluir rochas carbonatadas (monte de Linhares). Para Leste os micaxistos granatíferos estão limitados das rochas que constituem a unidade da Contenda-Barragem do Caia através de uma falha onde ocorre importante remobilização de carbonatos e óxidos de ferro.

A Unidade da Contenda-Barragem do Caia está representada de SW para NE por rochas quartzo-feldspáticas de granularidade fina, provavelmente de natureza vulcano-sedimentar, com intercalações de rochas calcossilicatadas com anfibolitos granatiferos associados (Fotografia 155). Este conjunto inclui anfibolitos que por vezes são granatíferos, e também micaxistos e quartzitos. O fabric S-L desenvolvido nestas rochas tem uma foliação S_x, com direcção que varia de próximo de Norte-Sul (N6-12°W) a Sudeste, para valores de N30-44°W a Noroeste, e cuja inclinação ronda os 70-86° para o quadrante SW ou para o quadrante NE. No que se refere à lineação de estiramento, estrutura linear sempre associada a critério de movimentação esquerda, esta surge invariavelmente a mergulhar para o quadrante SE , com valores de L_e- 10-18°,S28-40°E a Noroeste para valores de L_e- 8-34°,S4-12°E, no sector Sudeste.

Às rochas calcossilicatadas constituidas por quartzo+epidoto+anfibola verde acicular+granada+esfena+opacos estão associados "boudins" de anfibolitos granatíferos, cujas granadas surgem desestabilizadas nos seus bordos que contactam com a anfibola verde que as envolve (Fotografia 156), alinhadas conjuntamente com

Figura 77 – Esquema interpretativo de uma dobra deitada e redobrada em metachertes negros da Unidade de Arronches (talude da estrada da Barragem do Caia para Campo Maior).

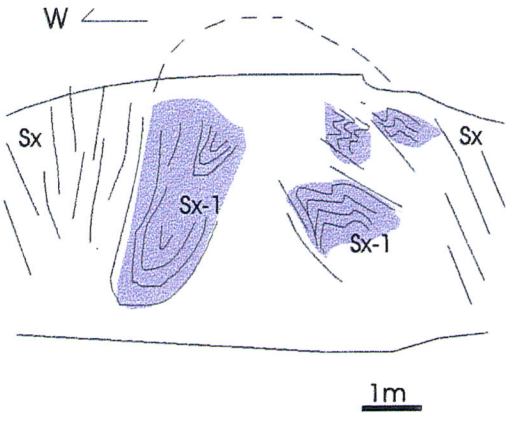
Fotografia 151 – Fotografia da dobra descrita em metachertes negros intercalados em metassedimentos, no que incluimos como fácies típicas da Formação de Mosteiros mas inseridas na Unidade de Arronches. (W-E da esquerda para a direita).

Figura 78 – Esquema que ilustra o dobramento de um fabric S-L anterior ao fabric principal em metachertes negros incluidos na Unidade de Arronches (Barragem do Caia).

Fotografia 152 – Fotografia de dobras com eixos curvos a mergulharem em sentidos opostos e que afectam uma foliação e lineação anteriores. (Barragem do Caia). (E-W da esquerda para a direita).

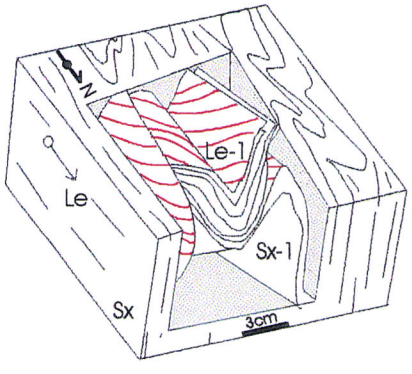
Fotografia 153 – Fotografia de metassedimentos da Unidade de Arronches com desenvolvimento de planos c' indicando movimentação esquerda. (superficie subhorizontal) (Barragem do Caia) (N-S da esquerda para a direita).





Fotografia 151

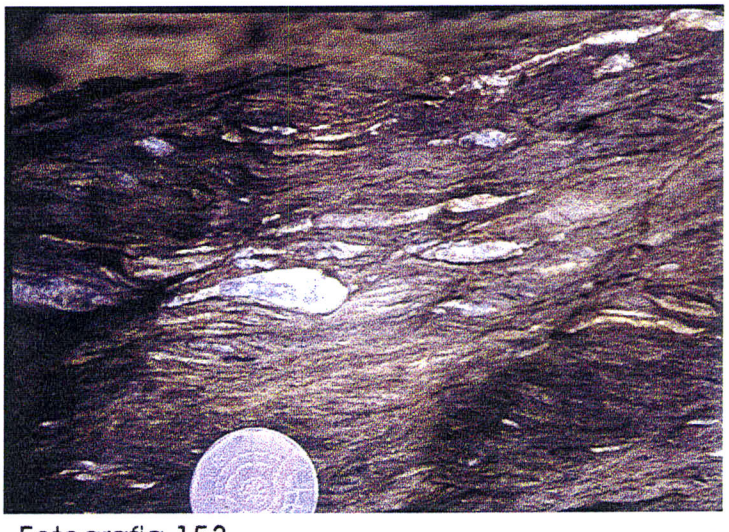
Figura 77





Fotografia 152

Figura 78



Fotografia 153

biotite castanha+esfena+opacos segundo o fabric principal (S_x-N12-16°W,80-84°NE). Condições da facies anfibolítica retrogradadas para a facies dos xistos verdes são indicadas por este enquadramento. As rochas quartzo-feldspáticas de granularidade fina e os micaxistos associados apresentam grande quantidade de turmalina na sua constituição para além de quartzo+mica branca+biotite castanha+clorite depois de biotite+plagioclase+opacos, e desenvolvem planos c+s+c' como critérios de movimentação esquerda. Cartografam-se também rochas essencialmente quartziticas, onde a recristalização do quartzo resulta de intensa milonitização, com abundância de bandas de quartzo onde os grãos crescem obliquamente aos planos c (Fotografia 157), marcados pelo alinhamento da biotite castanha. Os anfibolitos de granularide média a fina desenvolvem um fabric planar que é assinalado pelo alinhamento das anfibolas verdes a azuladas+opacos+biotite castanha+esfena que contornam granadas desestabilizadas nos seus bordos (Fotografia 158).

Ainda na Unidade da Contenda-Barragem do Caia o encosto com a Unidade de Campo Maior faz-se através de um aumento do gradiente metamórfico com desenvolvimento de micaxistos (quartzo+feldspato+biotite+mica branca) onde as bandas de quartzo recristalizado têm granularidade grosseira (Fotografia 159). O mesmo se verifica para as micas que se dispõem em bandas paralelas ao fabric principal S_x-N30-40°W, 86-88°SW. Nestes micaxistos observam-se critérios de movimentação esquerda associados ao estiramento L_e- 4-8°,S28-36°W , assinalados por planos c+s+c', por estruturas do tipo "mica fish", estruturas em sigma envolvendo porfiroclastos de feldspato com caudas de recristalização (Fotografia 160).

Estes micaxistos contactam com gnaisses micáceos félsicos de tons cinzento-violáceos da Unidade de Campo Maior (corte da estrada Arronches-Degolados) cuja paragénese indica condições de alta temperatura (anfibolítica alta) com quartzo+feldspato alcalino+silimanite+biotite (Fotografia 161). Estes gnaisses apresentam intercalações mais félsicas e de granularidade fina, onde a biotite está menos representada, não se observando silimanite mas sim granada. A deformação traduz-se pelo desenvolvimento de tectonitos do tipo S-L (S_x-N26-44°W,82-88°SW e L_e-16-20°,S24-38°E mas também do tipo L (Fotografia 162).

Para Nordeste destes gnaisses micáceos félsicos surgem ainda incluidos na Unidade de Campo Maior, gnaisses félsicos grosseiros com quartzo+plagioclase+anfibola com inclusões de rútilo (Fotografia 163). Ocorre também mica branca+opacos, numa textura grosseira à qual se sobrepõe intensa recristalização de quartzo e onde as biotites e anfibolas se alinham segundo um fabric grosseiro e irregular.

Desta descrição referimos como aspectos estruturais mais relevantes:

1) As variações no sentido de inclinação da foliação muito inclinada descrevendo estruturas em leque cujas culminações se localizam na Unidades da Contenda-Barragem do Caia e no bordo desta com a Unidade de Campo Maior;
2) A manutenção do fabric S-L com foliação NW-SE inclinando ora para NE ora para SW e lineação de estiramento a mergulhar ~14-30° para os quadrantes SE e

Figura 79 – Esquema com a representação geométrica do dobramento em mármores da Unidade de Arronches (Barragem do Caia). Note-se a variação no sentido e valores da inclinação das dobras.

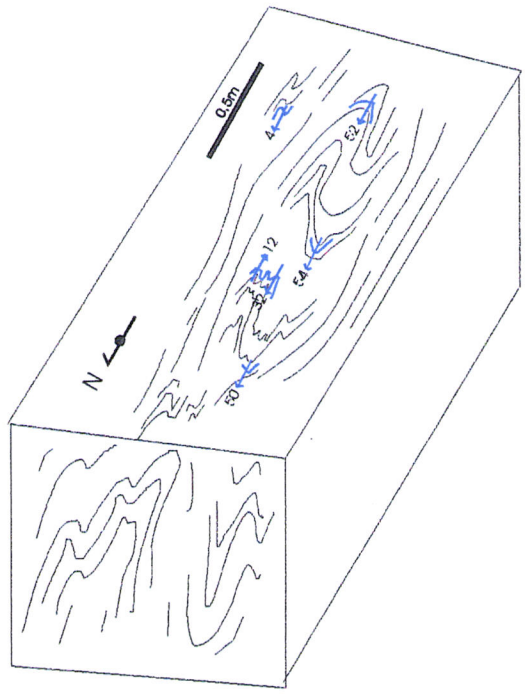
Fotografia 154 – Fotografia com dobramento apertado com planos axiais tombados para Oeste em mármores da Unidade de Arronches (Barragem do Caia). (E-W da esquerda para a direita).

Fotografia 155 – Fotografia de rochas calcossilicatadas com um fabric planar principal a envolver boudins de anfibolitos granatíferos da Unidade de Contenda-Barragem do Caia (a W do monte Contenda) (NW-SE da esquerda para a direita).

Fotografia 156 - Microfotografia com as relações entre as granadas, com desenvolvimento de aureolas de recristalização de quartzo+feldspato, e a matriz anfibolítica. Pormenor da textura de boudins de anfibolitos granatíferos descritos na fotografia 155, da Unidade de Contenda-Barragem do Caia (a W do monte Contenda). (sem orientação) (plano XZ-máxima largura 1.1mm).

Fotografia 157 - Microfotografia de bandas de quartzo recristalizado dinamicamente indicando movimentação esquerda, em rochas quartzíticas da Unidade de Contenda-Barragem do Caia. (Monte Contenda). (NW-SE da esquerda para a direita). (plano XZ-máxima largura 1.1mm).

Fotografia 158 - Microfotografia de anfibolito da Unidade de Contenda-Barragem do Caia. (Barragem do Caia). (NW-SE da esquerda para a direita). (plano XZ-máxima largura 1.1mm).



Fotografia 154

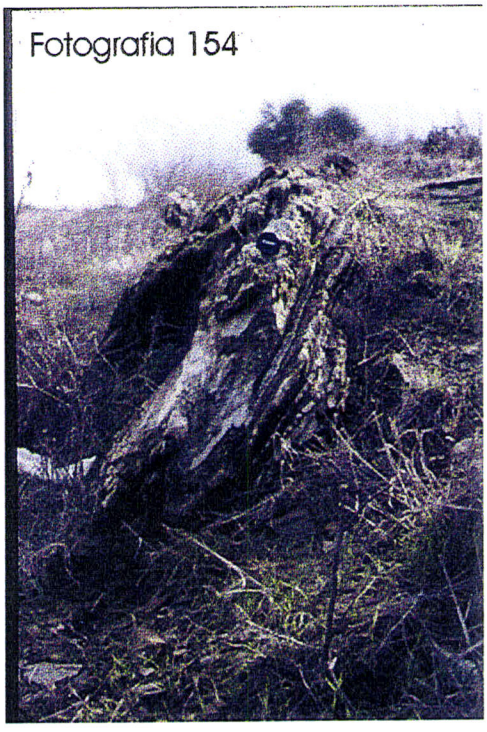
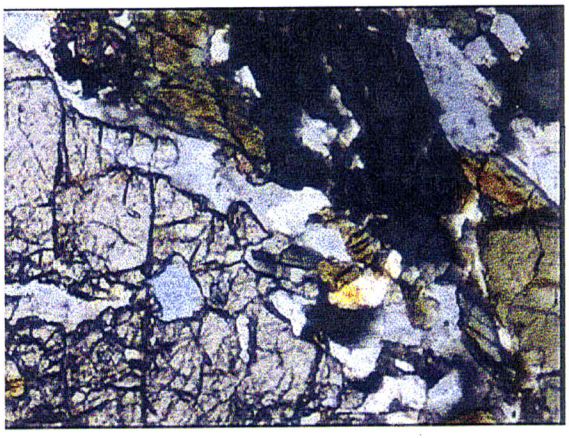


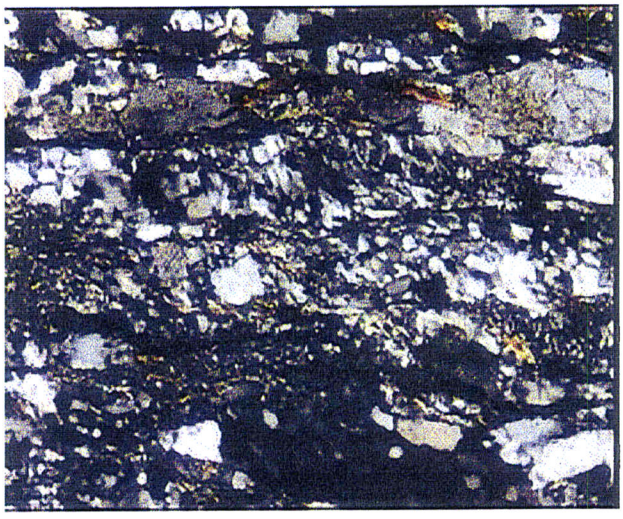
Figura 79



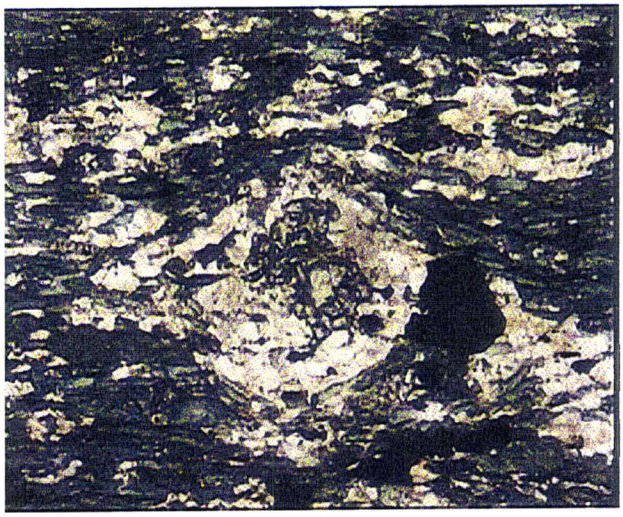
Fotografia 155



Fotografia 156



Fotografia 157



Fotografia 158

Fotografia 159 - Microfotografia onde se observa o desenvolvimento de bandas de quartzo recristalizado dinamicamente indicando movimentação esquerda em micaxistos da Unidade de Contenda-Barragem do Caia. (NW-SE da esquerda para a direita). (plano XZ-máxima largura 1.1mm).

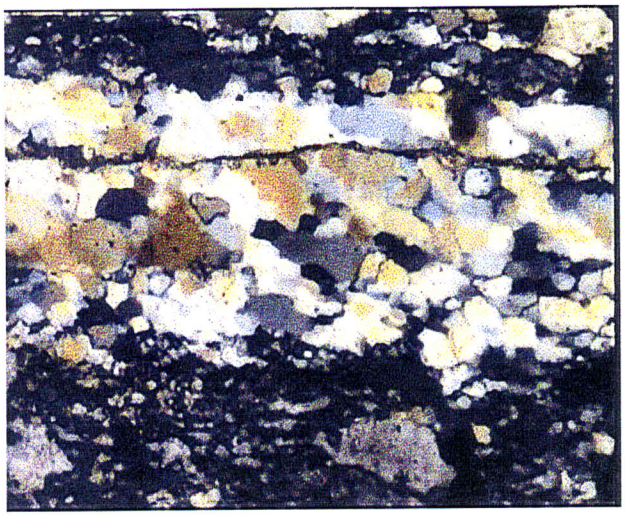
Fotografia 160 - Microfotografia onde se observm feldspatos com caudas de recristalização de quartzo definindo um fabric paralelo ao alinhamento de micas, em micaxistos da Unidade de Contenda-Barragem do Caia. (NW-SE da esquerda para a direita). (plano XZ-máxima largura 1.1mm).

Fotografia 161 - Microfotografia em gnaisses micáceos silimaníticos da Unidade de Campo Maior. (NW-SE da esquerda para a direita). (a Oeste de Degolados). (plano XZ-máxima largura 1.1mm).

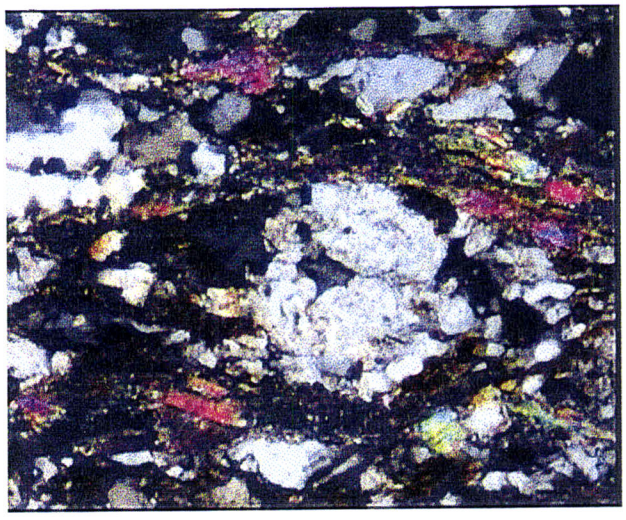
Fotografia 162 – Fotografia do dobramento do fabric principal com eixos subparalelos à lineação de estiramento em gnaisses micáceos silimaníticos da Unidade de Campo Maior. (a Oeste de Degolados). (SW-NE da esquerda para a direita).

Fotografia 163 - Microfotografia com pormenor da textura de gnaisses félsicos da Unidade de Campo Maior onde se observa biotite com inclusões de rútilo. (a Oeste de Degolados).(sem orientação). (plano XZ-máxima largura 1.1mm).

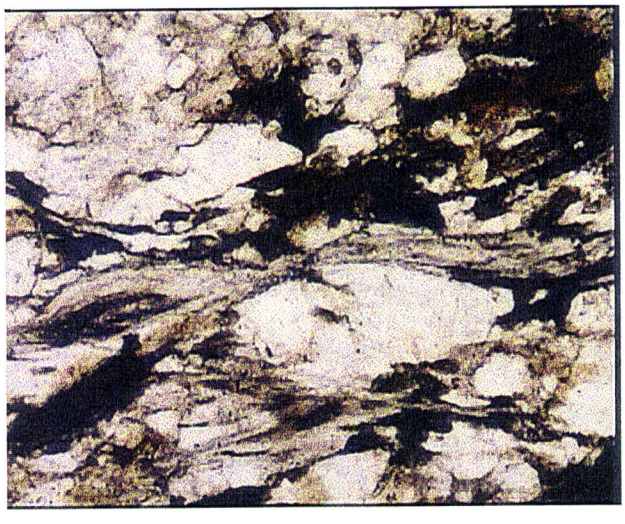
Fotografia 164 - Fotografia de um encrave de rocha previamente foliada nos gabros do Maciço de Campo Maior (a Leste de Campo Maior).(sem orientação).



Fotografia 159



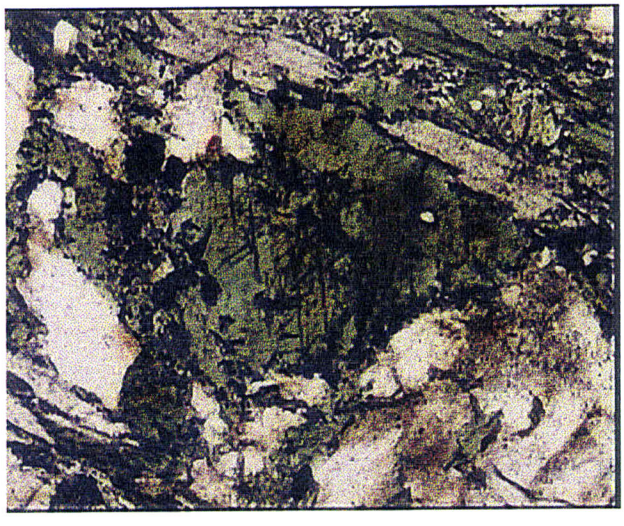
Fotografia 160



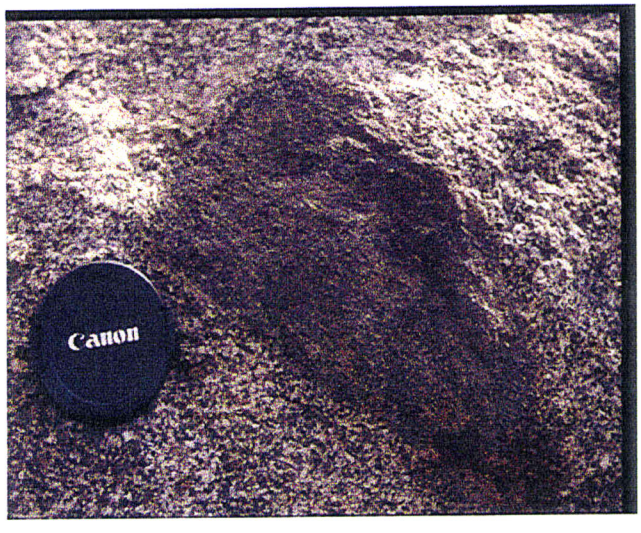
Fotografia 161



Fotografia 162



Fotografia 163



Fotografia 164

SSE, sempre associada a critérios cinemáticos que indicam movimentação esquerda;
3) A lineação de estiramento é definida por paragéneses minerais de alto grau metamórfico na Unidade de Campo Maior, de grau intermédio a baixo nas unidades da Contenda-Barragem do Caia e de Arronches;
4) A milonitização marcada pelo comportamento plástico do quartzo acompanha as estruturas assinaladas por paragéneses de temperatura elevada o que sugere um processo continuo de deformação segundo um percurso metamórfico retrogrado;
5) A existência de um fabric S-L anterior preservado nos metachertes negros da Formação de Mosteiros e que é afectado pelo desenvolvimento posterior da foliação e lineação regional;
6) A descrição de micaxistos granatíferos cujas granadas apresentam uma foliação interna por vezes discordante do fabric externo;

3.2.2.7. O Maciço de Campo Maior

Relativamente ao Maciço de gabros e noritos de Campo Maior apenas nos referiremos a algumas das relações com o encaixante, cujos contornos não são claros e na maioria inexistentes, dada a escassez de afloramentos. Cortado pela falha de Messejana, este maciço é representado a Oeste deste acidente por rochas de natureza gabroica com ortopiroxena (gabros e noritos), por piroxenitos (marco geodésico de Zebro) e por anortositos (Km36 da estrada de Degolados para Campo Maior), com padrão cartográfico que contacta as Unidades de Campo Maior e de Contenda-Barragem do Caia. Embora não se estabeleça uma relação directa entre a inflecção do fabric principal destas unidades na proximidade deste corpo ígneo, este facto parece verificar-se em alguns pontos. A deformação nas rochas gabróicas traduz-se pela presença de uma familia de fracturas N38-52°E subparalela à direcção da falha de Messejana e outra N70-86°E.

Rodeado por uma rocha gabróica sem deformação aparente, junto ao bordo com a unidade de Campo Maior, a aproximadamente dois quilómetros a Leste de Degolados, observa-se uma pequena mancha alongada segundo N20W paralelamente ao fabric planar regional NW-SE. Representa uma rocha quartzo-feldspática de granularidade média a fina milonitizada, com porfiroclastos de feldspato numa matriz fina. O fabric da rocha foliada é marcado por bandas de quartzo recristalizado, pelo alinhamento de micas e anfibolas (agora clorite) e pelo alinhamento de feldspato fracturados e rodados dando critérios cinemáticos com movimentação esquerda.

A Leste da falha de Messejana as rochas gabróicas apresentam um encaixante gnaissico-migmátitico com termos anfibólicos que apresenta relações de anatexia com rochas quartzo-dioríticas. Por outro lado, as rochas gabróicas circundam um afloramento circunscrito com cerca de 0,5 Km^2 de rochas piroxénicas de textura granoblástica similar às desenvolvidas em granulitos, constituidas por plagioclase+quartzo+ortopiroxena+anfibola verde-acastanhada+biotite ("charnoquitos" do marco geodésico de Cabeça Gorda, a aproximadamente um quilómetro a Nordeste de Campo Maior, segundo COELHO e GONÇALVES, 1972). Estas rochas de alto grau

metamórfico surgem como encraves, juntamente com rochas de natureza anfibolitica de granularidade fina e foliadas (Fotografia 164), nos gabros de Campo Maior.

Desta descrição referimos como aspectos estruturais mais relevantes:

1) A existência de encraves de rochas deformadas e metamorfizadas nos gabros de Campo Maior;
2) Os granulitos com ortopiroxena que preservam um fabric contrastante com o carácter pouco deformado dos gabros e noritos de Campo Maior;

3.3. A Megaestrutura de Assumar

Pela primeira vez designada por GONÇALVES e CARVALHOSA (1993/94), como Megaestrutura de Assumar e incluida nos domínios setentrionais da ZOM, representa uma extensa exposição de rochas atribuídas ao Proterozóico.

Nela identificam-se as fácies típicas do Proterozóico Superior representado pela Série Negra com a particularidade de ocorrer uma importante faixa de anfibolitos que chega a atingir cerca de um a dois quilómetros de largura. A Formação de Mosteiros surge separada através de discordância de um conjunto vulcano-sedimentar félsico mais recente, ao qual atribuimos idade na transição Neoproterozóico-Câmbrico Inferior (Complexo vulcano-sedimentar de Freixo-Segóvia, PEREIRA e SILVA, 1996), que inclui as unidades basais do que foi descrito como Câmbrico de Assumar (GONÇALVES, 1971). A topo e discordante sobre este conjunto vulcânico surge uma sequência sedimentar (Complexo detritico e carbonatado de Assumar) que se inicia por facies detríticas que perdem importância para o topo em detrimento do surgir de deposição carbonatada, constituindo o bordo de uma bacia atribuida ao Câmbrico Inferior.

A litoestratigrafia da Megaestrutura de Assumar apresenta características similares àquelas descritas, em território espanhol, para a sequência litoestratigráfica do Antiforma de Olivenza-Monestério (EGUILUZ, 1988), com continuidade para Sudeste no Domínio de Tambor (APRAIZ, 1998). Não é registada contudo a mesma representatividade das unidades metamórficas referidas na caracterização do que é referido como Núcleo migmático de Monestério (EGUILUZ et al., 1993; 1997). Ao Proterozóico Superior representado pela Série Negra, com a subdivisão na Formação de Montemolin onde predominam anfibolitos, e à Formação de Tentúdia, surge discordante um conjunto vulcano-sedimentar do Neoproterozóico-Câmbrico Inferior, de que é exemplo a Formação de Malcocinado (522±8 Ma, U/Pb em zircão, ORDOÑEZ-CASADO, 1998). A topo e separado por discordância angular é descrito um conjunto detritico-carbonatado do Câmbrico Inferior onde se incluem da base para o topo a Formação de Torreárboles, detrítica, e a Formação de Pedroches, essencialmente carbonatada (LIÑAN, 1978).

3.3.1. Enquadramento geológico da Megaestrutura de Assumar

A Megaestrutura de Assumar representa uma faixa, com cerca de sessenta quilómetros de comprimento por cinco a oito quilómetros de largura. Contacta a Norte com a Megaestrutura do Crato-Arronches-Campo Maior através do limite setentrional da bacia do Câmbrico de Assumar (GONÇALVES, 1971), e a Sul, está separada do Sector de Alter-do-Chão – Elvas (OLIVEIRA et al., 1991) pela Falha de Alter-do Chão (Figura 80). A Noroeste é cortada pela intrusão granítica de Nisa-Alpalhão-Castelo de Vide e a Sudoeste pelo maciço granítico de Monforte-Santa Eulália, ambas tardi-Variscas.

A litoestratigrafia da Megaestrutura de Assumar apresenta como rochas mais recentes uma sequência de plataforma de facies carbonatada, com calcários cristalinos e margosos intruidos por corpos básicos, que para a base dá lugar sucessivamente a fácies detriticas finas com argilitos, e a fácies detriticas grosseiras caracterizadas pela ocorrência de espessas bancadas de arenitos impuros feldspáticos/arcósicos (Complexo detritico e carbonatado de Assumar). Este conjunto representa as unidades superiores do que foi designado por Câmbrico de Assumar (GONÇALVES, 1971), equivalente por

Figura 80 – Mapa esquemático com a distribuição das unidades litológicas da Megaestrutura de Assumar e localização dos cortes estudados (para enquadrar veja o mapa geológico do NE Alentejano em anexo).
1, Complexo detritico e carbonatado de Assumar,
2, Complexo vulcano-sedimentar de Freixo-Segóvia,
3, Formação de Mosteiros,
4, Anfibolitos de Besteiros,
5, Corpos granitóides (inclui Complexo de Barreiros e o alinhamento de Barquete-Bedanais-Aguilhão),
6, Complexo grabro-sienítico de Alter do Chão,
7, Vulcanismo na base do Câmbrico de Elvas.

Log da Megaestrutura de Assumar (sem escala) (margem superior).

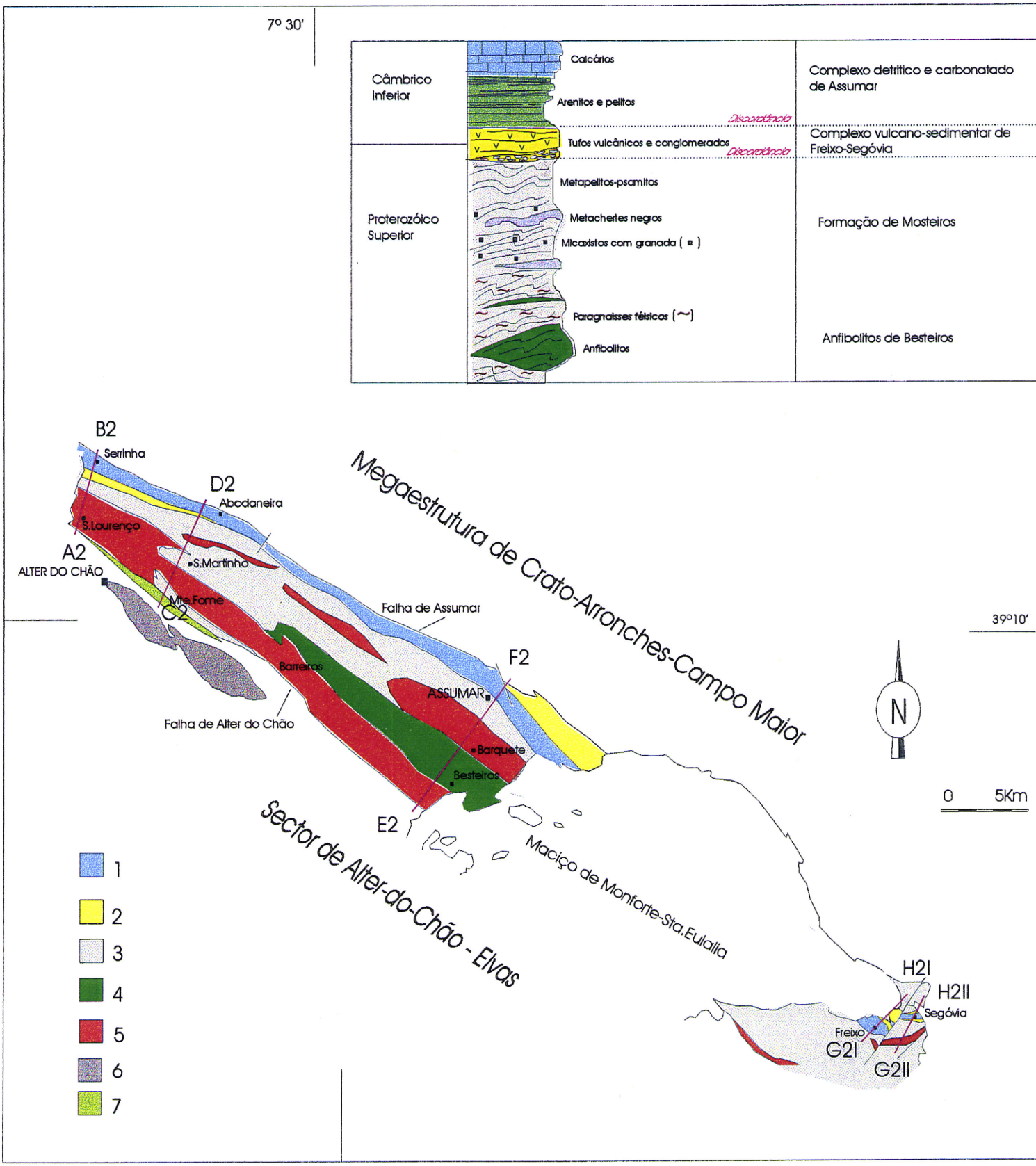

7º 30'
Câmbrico Inferior
Proterozóico Superior
Calcários
Arenitos e pelitos
Discordância
Tufos vulcânicos e conglomerados
Discordância
Metapelitos-psamitos
Metachertes negros
Micaxistos com granada (▪)
Paragnaisses félsicos (~)
Anfibolitos
Complexo detrítico e carbonatado de Assumar
Complexo vulcano-sedimentar de Freixo-Segóvia
Formação de Mosteiros
Anfibolitos de Besteiros
B2
Serrinha
D2
Abodaneira
S.Lourenço
A2
ALTER DO CHÃO
S.Martinho
Mte.Fome
C2
Falha de Assumar
Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior
39º10'
F2
Barreiros
ASSUMAR
Falha de Alter do Chão
Barquete
Besteiros
E2
N
0
5Km
Sector de Alter-do-Chão - Elvas
Maciço de Monforte-Sta.Eulália
H2I
H2II
Segóvia
Freixo
G2I
G2II
1
2
3
4
5
6
7

Figura 80

correlação estratigráfica ao Câmbrico Inferior fossilífero definido no seu prolongamento em território espanhol por LUNA e PACHECO (1953) e, mais tarde, descrito como Formação de Torreárboles e Formação de Pedroches (LIÑAN, 1978).

A muro e separado por discordância observa-se um complexo-vulcano sedimentar félsico (CVS de Freixo-Segóvia), que representa o que tem sido designado em trabalhos anteriores como unidades inferiores do Câmbrico de Assumar (GONÇALVES, 1971). É constituido por tufos finos e escoadas ácidas/riolíticas, e por conglomerados cujos clastos são essencialmente de rochas ígneas, reconhecendo-se também clastos de metachertes negros provenientes muito provavelmente da Série Negra sobre a qual se encontram discordantes.

O soco Proterozóico Superior (Série Negra) surge representado a Sul por uma potente unidade de anfibolitos (Anfibolitos de Besteiros, PEREIRA e SILVA, 1999a) que passam a Norte a uma sequência monótona de metassedimentos com intercalações de metachertes negros e de anfibolitos e niveis carbonatados (mais raros), no que se designa por Formação de Mosteiros (GONÇALVES e VITOR OLIVEIRA, 1986).

Na Série Negra cartografam-se dois importantes alinhamentos de corpos magmáticos félsicos de natureza granitóide, ante-Variscos. A Sul e limitado pela Falha de Alter-do-Chão, surge o granitóide deformado de Barreiros que inclui associados termos granodioríticos, leucogranitos, diques básicos e retalhos do encaixante (Complexo granitóide de Barreiros). Situado a Norte do primeiro surge o alinhamento assinalado pelos corpos granitóides deformados de Barquete-Bedanais-Aguilhão (Figura 80). Estas rochas intrusivas provocam assimilação metamórfica do encaixante nos seus bordos e apresentam um cortejo de diques leucocráticos que cortam a foliação prévia do encaixante.

3.3.2. Caracterização geométrica e cinemática da Megaestrutura de Assumar

A Megaestrutura de Assumar encontra-se afectada por cisalhamento simples onde a distribuição da deformação é heterogénea, com o aparecimento de corredores de intensa milonitização associados a desligamentos com movimentação sinistrógira a controlarem a disposição espacial de estruturas em leque. Nestas estruturas a foliação e as falhas principais admitem variações de inclinação ao longo da sua direcção, o que caracteriza o regime transpressivo responsável pela sua génese (ver Figura 8).

A estruturação principal e que afecta o Proterozóico Superior e Paleozóico Inferior sobrepõe-se a etapas de uma evolução tectónica anterior preservadas em estruturas descritas para a Série Negra, nos limites discordantes entre esta última e o CVS de Freixo-Segóvia, bem como entre o CVS de Freixo-Segóvia e o Complexo detritico e carbonatado de Assumar. Com efeito, apresença de clastos incluidos nos conglomerados de base do CVS de Freixo-Segóvia e nos níveis conglomeráticos do Complexo detritico e carbonatado de Assumar, bem como relações intrusivas dos corpos granitóides com a Série Negra, e a ocorrência de rochas intrusivas hiperalcalinas no Câmbrico Inferior, são indicadores da existência de mais de uma etapa de evolução tectónica.

Para sintetizar a caracterização desta estrutura, optámos por descrever em pormenor quatro cortes geológicos, escolhidos por serem representativos das principais

variações geométricas observadas (Figura 80). Efectuaram-se estudos cartográficos à escala 1:25,000 e 1:5,000 com o objectivo de se definirem os traços gerais da megaestrutura, suas relações macro- e mesoscópicas e sempre que se justificasse aplicaram-se estudos à escala microscópica: 1) corte A2-B2 de S.Lourenço-Serrinha; 2) corte C2-D2 de Monte da Fome-S.Martinho-Abodaneira; 3) corte E2-F2 de Besteiros-Barquete-Assumar e 4) corte G2-H2 de Freixo-Segóvia: subdividido no corte G2I-H2I de Freixo e no corte G2II-H2II de Segóvia;

3.3.2.1. O corte A2-B2 de S.Lourenço-Serrinha,

O corte A2-B2 de S.Lourenço-Serrinha, aquele situada mais a Noroeste (Figura 81), foi escolhido escolhido ao longo do troço da estrada N245 que liga as povoações de Alter-do-Chão e do Crato. Podem observar-se a estruturação ante-deposição do CVS de Freixo-Segóvia (Cadomiana) preservada nos afloramentos de metachertes negros da Formação de Mosteiros, que se encontram como encraves no seio do Complexo granitóide de Barreiros. São igualmente observáveis relações geométricas que definem as discordâncias entre as unidades inferiores e superiores do Câmbrico de Assumar, num conjunto afectado por estruturação Paleozóica (provavelmente Varisca) que se reflete pelo desenvolvimento de foliação penetrativa bastante inclinada para o quadrante Sudoeste.

Neste corte a Falha de Alter-do-Chão, a Norte do Complexo básico-ultrabásico de Alter-do Chão (Figura 80), surge como um desligamento esquerdo separando rochas meta-vulcânicas félsicas a Sul, (incluidas nas unidades inferiores do Câmbrico de Elvas), de rochas intrusivas do Complexo granitóide de Barreiros. Uma foliação de direcção NW-SE bastante inclinada para SW e com estiramento a mergulhar 8°-10° para NW, marca desta forma uma movimentação com descida do bloco Norte.

No marco geodésico de S.Lourenço observa-se um retalho de Série Negra caracterizado por um alinhamento NNW – SSE de afloramentos de metachertes negros com meta-pelitos associados. A foliação principal com estiramento associado encontra-se dobrada em estruturas apertadas definindo uma geometria inclinada para Nordeste. A foliação nos metachertes negros apresenta direcção oblíqua e sentido de inclinação contrário (S_x^{-1}-N25°-35°W, 80°-75°NE) ao das estruturas planares posteriores (S_x-N35-40°W, 80°S), estas registadas no granitóide deformado envolvente (Figura 82). O grau de recristalização dos metachertes negros demonstra crescimento dos grãos de quartzo por efeito provável do aquecimento associado à instalação do corpo ígneo representado pelo granito tectonizado.

A Norte do granitóide de Barreiros passa-se a facies típicas da Formação de Mosteiros através de uma sequência monótona de metapelitos-psamitos micáceos com intercalações de metachertes negros, sobre a qual assentam em discordância conglomerados, tufos e escoadas de natureza félsica do CVS de Freixo-Segovia. Os conglomerados de matriz vulcânica aflorantes na ribeira de Linhais apresentam clastos de rochas magmáticas félsicas, de metapelitos, quartzo e metachertes negros (Fotografia 168 – Figura 83), estirados segundo o mergulho de 4° para Leste numa foliação E-W, 74° S. Destes conglomerados passa-se para o topo a tufos (Fotografia 169 – Figura 83),

Figura 81 – Mapa da distribuição das principais estruturas e unidades do corte A2-B2 entre os marcos geodésicos de S.Lourenço e de Serrinha.
1, estratificação (So),
2, foliação (Sx),
3, dobras mesoscópicas,
4, lineação de estiramento (L_e),
5, lineação de estiramento anterior (L_e^{-1}),
6, sentido de inclinação da falha,
7, componente de desligamento esquerdo,
8, movimento relativo de blocos: preto-descida, branco-subida,
9, Complexo detritico (B) e carbonatado (A) de Assumar,
10, CVS de Freixo-Segóvia com conglomerados (A),
11, Formação de Mosteiros,
12, Unidade de Arronches,
13, Complexo granitoide de Barreiros com encraves de metachertes negros (A),
14, vulcanismo do Câmbrico de Elvas.

Localização do corte A2-B2 na Megaestrutura de Assumar (a azul no canto superior direito).

Corte esquemático A2-B2 de S.Lourenço-Serrinha com os aspectos gerais da estrutura da região (margem inferior).

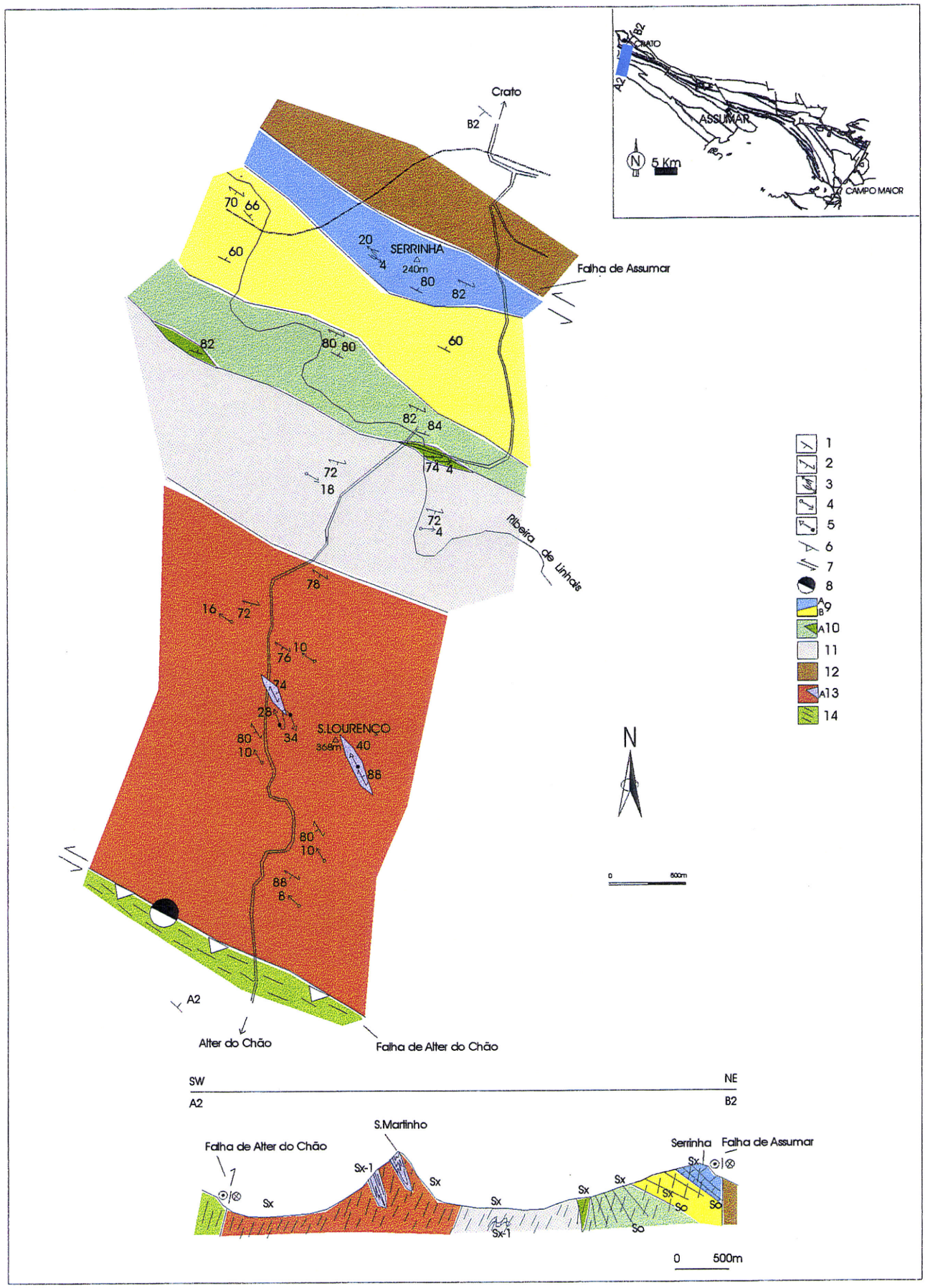

Crato
B2
A2
ASSUMAR
5 Km
CAMPO MAIOR
SERRINHA
240m
Falha de Assumar
Ribeira de Linhais
S.LOURENÇO
356m
Alter do Chão
Falha de Alter do Chão
N
0 500m
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
SW
NE
A2
B2
S.Martinho
Falha de Alter do Chão
Serrinha
Falha de Assumar
Sx
Sx-1
So
0 500m

Figura 81

Figura 82 – Corte esquemático com estereogramas que mostram a relação geométrica entre a foliação principal (Sx) desenvolvida no granitóide de Barreiros a inclinar para Sul (meio circulo a preto) e a foliação anterior (S_x^{-1}) preservada nos metachertes negros e com sentido de inclinação contrário (meio circulo a vermelho). Note-se a lineação de estiramento principal (L_e) a mergulhar poucos graus para NNW (estrela a vermelho) e a lineação de estiramento anterior (L_e^{-1}) dobrada (quadrado a preto). (estrada Alter do Chão-Crato).

Figura 83 – Corte esquemático ilustrando as relações geométricas entre a Formação de Mosteiros, o CVS de freixo-Segóvia e o Complexo detritico e carbonatado de Assumar (marco geodésico de Serrinha).
1, calcários com intercalações centimétricas de pelitos para a base, do Complexo detritico e carbonatado de Assumar,
2, pelitos do Complexo detritico e carbonatado de Assumar,
3, arenitos feldspáticos do Complexo detritico e carbonatado de Assumar,
4, tufos félsicos do CVS de Freixo-Segóvia,
5, conglomerados do CVS de Freixo-Segóvia,
6, metassedimentos da Formação de Mosteiros.

Note-se o esquema de pormanor do dobramento associado a movimentação esquerda desenvolvido nas rochas carbonatadas do Complexo detritico e carbonatado de Assumar (marco geodésico de Serrinha).

Fotografia 165 – Fotografia do conglomerado do CVS de Freixo-Segóvia com clastos muito estirados e achatados definindo um fabric S-L (ribeira de Linhais). (ESE-WNW da esquerda para a direita) (superfície subhorizontal).

Fotografia 166 – Fotografia de tufos do CVS de Freixo-Segóvia com estratificação bem preservada com granotriagem (ribeira de Linhais). (WNW-ESSE da esquerda para a direita) (superfície vertical).

Fotografia 167 – Fotografia de rochas carbonatadas do Complexo detritico e carbonatado de Assumar (marco geodésico de Serrinha). (S-N da esquerda para a direita) (superfície subhorizontal).

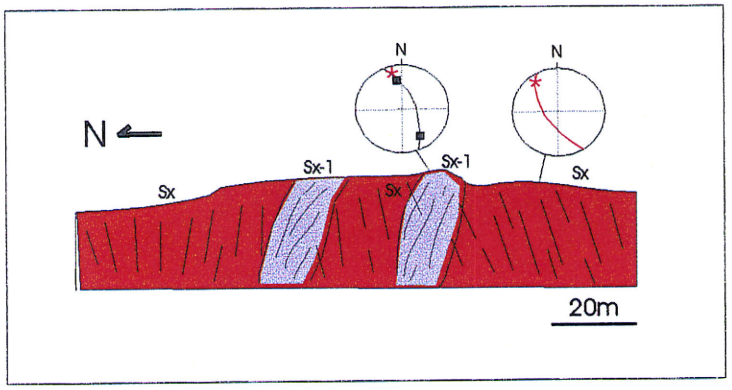
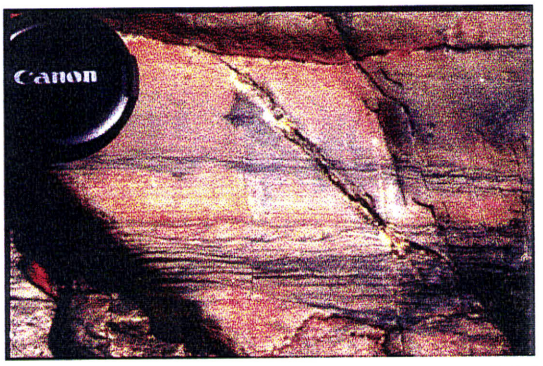
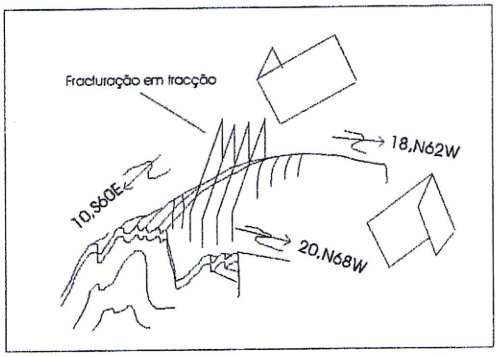


Figura 82

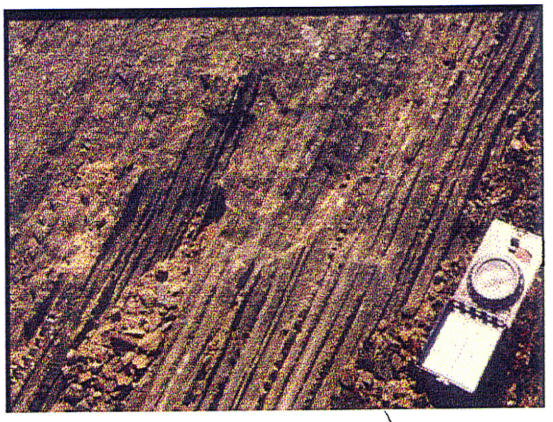


Fotografia 166





Fotografia 165



Fotografia 167

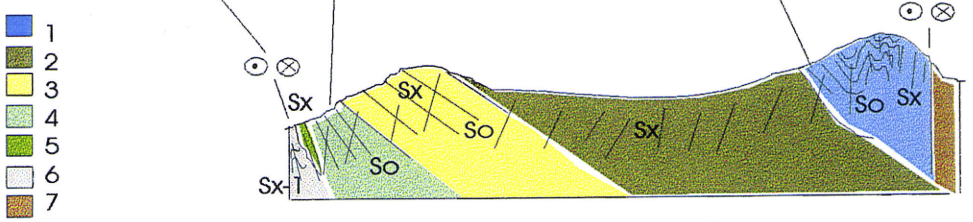


Figura 83

onde se define a estratificação (So-N80°W,80°-84° NE) inclinando em sentido oposto ao da clivagem (S_x-N84°W,80°-82°SW).

Onde se localiza o marco geodésico da Serrinha, encontra-se uma possante sequência de arenitos impuros arcósico-feldspáticos que assentam sobre o conjunto vulcano-sedimentar anterior, segundo bancadas menos inclinadas para NE (So-N75°-65°W,60°NE), o que sugere a existência de discordância angular entre os dois conjuntos (Figura 83).

Ao caminharmos para as unidades mais recentes deste conjunto sedimentar incluido no que se define como Complexo detritico e carbonatado de Assumar, observamos a perda de importância das facies detríticas mais grosseiras, com o aparecimento de bancadas alternantes de arenitos e pelitos, dando lugar a um conjunto pelitico importante. Para os niveis superiores incluem-se alternancias centimétricas de niveis peliticos e carbonatados (So-N70°W,80°NE) (Fotografia 170), aos quais se sobrepõem estratigraficamente espessas bancadas de calcários (So//S_x-N60°W,82°S), por vezes com bolsadas de argilitos no seu interior.

As unidades carbonatadas apresentam dobramento com planos axiais bastante inclinados sub-paralelos à clivagem (S_x-N60°W,82°SW) e dobras constituindo estruturas periclinais com eixos a mergulhar com ângulos inferiores a 20° tanto para NW como SE (Figura 83). Estas unidades carbonatadas estão limitadas a Norte por um importante desligamento esquerdo que marca a fronteira com a Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior, a Falha de Assumar.

Desta descrição referimos como aspectos mais significativos:

1) A vergência das estruturas para NE, com a foliação segundo NW-SE e inclinada para SW definindo os planos axiais do dobramento com eixos pouco inclinados;
2) A lineação de estiramento a mergulhar ~10° para NW, na Falha de Alter do Chão (de direcção NW-SE e bastante inclinada para SW) ao estar associada a critérios de movimentação esquerda define transporte tectónico oblíquo do tipo cavalgamento, com subida do bloco Sul;
3) O facto do granitóide de Barreiros incluir retalhos (encraves) de rochas da Formação de Mosteiros com uma estruturação anterior;
4) A lineação de estiramento de direcção constante NW-SE, admite variações no seu mergulho pois, a Sul (granitóide de Barreiros) mergulha ~10°NW passando a Norte a dispor-se próxima da horizontalidade (Formação de Mosteiros);
5) A estruturação anterior preservada na Formação de Mosteiros, selada pela discordância que a separa do CVS de Freixo-Segóvia;
6) A provável discordância angular entre o CVS de Freixo-Segóvia e o Complexo detritico e carbonatado de Assumar;

3.3.2.2. O corte C2-D2 de Monte da Fome-S.Martinho-Abodaneira

Situado a cerca de seis quilómetros para Sudeste do corte A2-B2 anterior, neste corte C2-D2 de Monte da Fome-S.Martinho-Abodaneira (Figura 84) sobressai a

Figura 84 – Mapa da distribuição das principais estruturas e unidades do corte C2-D2 entre o Monte da Fome (a Norte de Alter Pedroso) e o marco geodésico de Abodaneira.
1, estratificação (So),
2, foliação (Sx),
3, lineação de estiramento (L_e),
4, lineação de estiramento anterior (L_e^{-1}),
5, sentido de inclinação da falha,
6, componente de desligamento esquerdo,
7, movimento relativo de blocos: preto-descida, branco-subida,
8, eixo de culminação de estrutura em leque,
9, Complexo detritico (B) e carbonatado (A) de Assumar,
10, vulcanismo da base do Câmbrico de Elvas com metavulcanitos félsicos (A) e conglomerados (B),
11, Formação de Mosteiros com metachertes negros (A),
12, Unidade de Arronches,
13, Complexo granitoide de Barreiros com encraves de metachertes negros (A),

Localização do corte C2-D2 na Megaestrutura de Assumar (a azul no canto superior direito).

Corte esquemático C2-D2 de Mte.Fome-S.Martinho-Abodaneira com os aspectos gerais da estrutura da região (margem inferior).

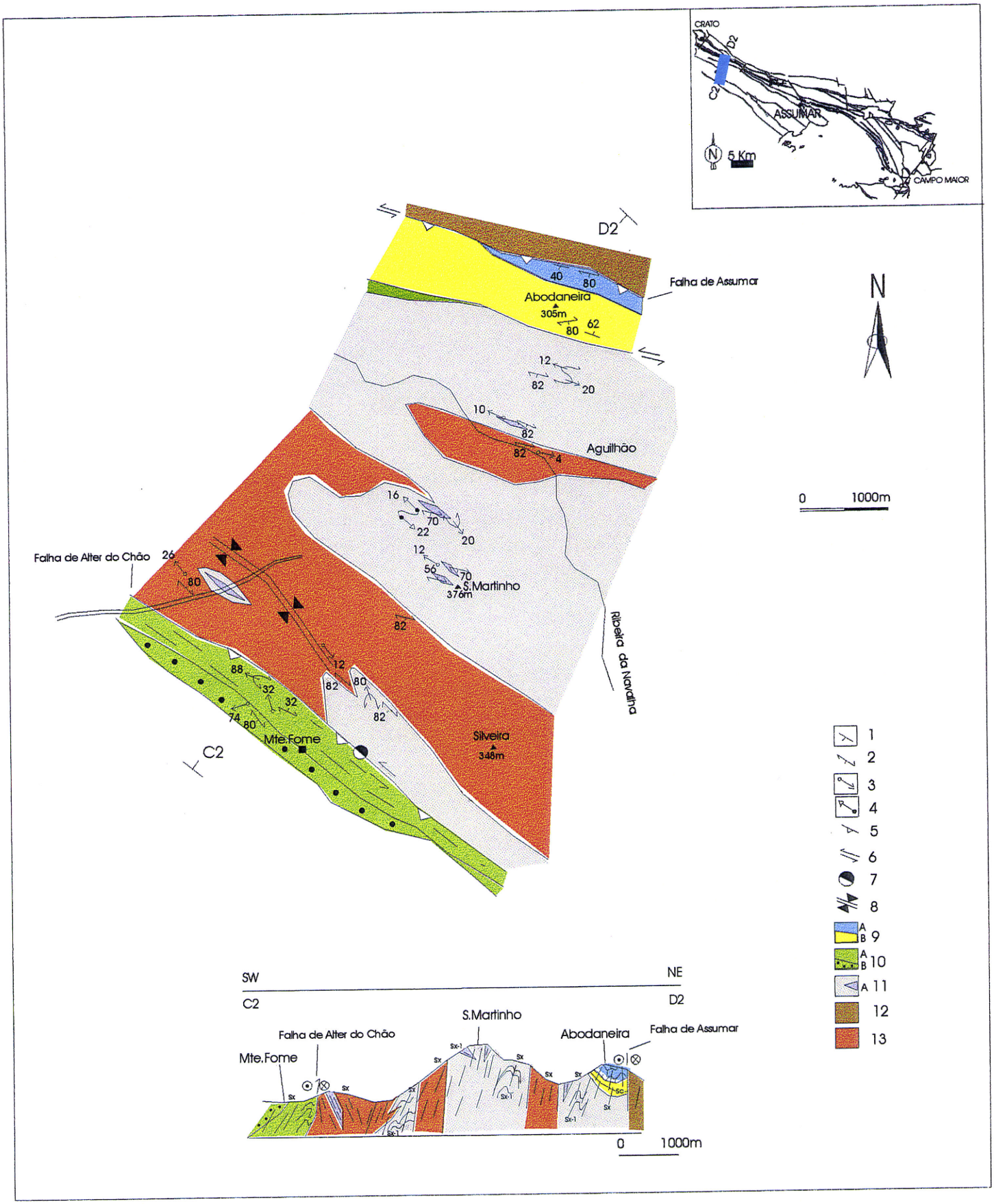

CRATO
D2
C2
ASSUMAR
5 Km
CAMPO MAIOR
D2
Falha de Assumar
Abodaneira
305m
Aguilhão
S.Martinho
376m
Falha de Alter do Chão
Mte.Fome
C2
Silveira
348m
Ribeira da Navalha
N
0 1000m
SW
NE
C2
D2
S.Martinho
Falha de Alter do Chão
Abodaneira
Falha de Assumar
Mte.Fome
0 1000m
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

Figura 84

descrição do tipo de relações entre a Formação de Mosteiros e o Complexo granitóide de Barreiros, com o granitóide tectonizado do alinhamento de Aguilhão-Bedanais-Barquete, bem como o contacto com o CVS de Freixo-Segovia.

Neste corte a Falha de Alter-do-Chão assinala os limites meridionais do Complexo granitóide de Barreiros e da Formação de Mosteiros com as unidades inferiores do Câmbrico de Elvas, do Sector de Alter-do-Chão - Elvas (Série clástica, GONÇALVES, 1971; Formação conglomerática-psamítica de natureza riolítica, MATA e MUNHÁ, 1990).

A Sul do Monte da Fome, as rochas do Complexo gabro-sienítico de Alter-do-Chão estão representadas por termos peralcalinos (com anfibolas e/ou piroxenas sódicas) com um fabric planar (S-N40°-60°W, 80°-85°SW) bem desenvolvido mas que parece assinalar um fabric primário magmático controlado provavelmente por achatamento induzido pela deformação regional aquando da sua instalação.

Estas rochas intrusivas peralcalinas contactam a Norte com as unidades carbonatadas e com unidades inferiores vulcano-sedimentares félsicas que se atribuem à base do Câmbrico de Elvas. O vulcanismo poderá representar o equivalente do CVS de Freixo-Segóvia por se encontrar numa posição estratigráfica similar e por incluir termos félsicos com conglomerados de matriz vulcânica com clastos de lavas riolíticas, granitóides, tufos ácidos, quartzo e metachertes negros, intercalados em tufos e escoadas de natureza riolítica. Os clastos apresentam-se muito estirados (Fotografias 171 e 172 – Figura 85), mergulhando L_e-74°,S70°W numa foliacão S_x-N20°W,80°S, sugerindo cavalgamento do bloco Sul. Estes conglomerados surgem intercalados em tufos e escoadas felsicas intensamente milonitizadas (influência do movimento ao longo da Falha de Alter-do-Chão), cujo fabric tectónico S-L se encontra posteriormente afectado por dobras com eixos muito inclinados para o quadrante WNW (E-80°,N60°W).

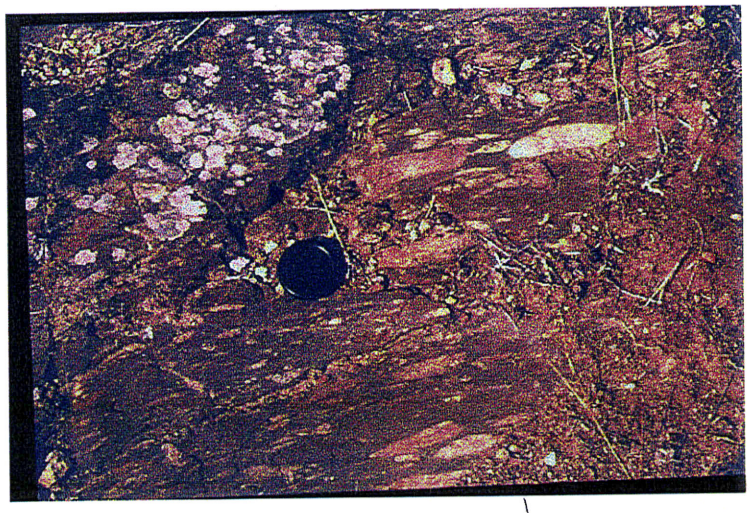
A Norte da Falha de Alter-do-Chão surge a Formação de Mosteiros (Série Negra) representada por metassedimentos e anfibolitos intercalados, que apresentam interferência de fases de deformação, ao contrário do observado no granitóide e cortejo de diques félsicos (Complexo granitóide de Barreiros) que a intruem (Figura 86). De facto verifica-se que os metapelitos-psamitos e anfibolitos associados surgem com uma foliação, marcada por segregação metamórfica, de direcção norteada (S_x^{-1}- N5-10°W ou N10°-20°E) inclinando mais de 60° ora para Leste ora para Oeste, por se encontrar afectada por dobramento posterior. Estas dobras com eixos mergulhando tanto para o quadrante NW como para o quadrante SE surgem com planos axiais oblíquos a S_x^{-1} e subparalelos a S_x- N15°-30°W, 80°-86°WSW.

O granitóide representa um granito de duas micas deformado, com um fabric planar com desenvolvimento de alinhamentos de muscovites e recristalização de quartzo a rodearem porfiroclastos essencialmente de microclina com inclusões de biotite. As biotites incluidas nos porfiroclastos parecem assinalar um fabric anterior à intensa recristalização do quartzo, cujos cristais formam uma textura poligonal. A foliação Sx também afecta diques félsicos que cortam ou surgem paralelos à foliação S_x^{-1} dos metassedimentos (Fotografias 173 e 174 – Figura 86), surgindo por vezes dobrados conjuntamente com ela. Verifica-se que a inclinação da foliação S_x no granitóide varia de Sul para Norte descrevendo uma geometria em leque cujo ramo setentrional com

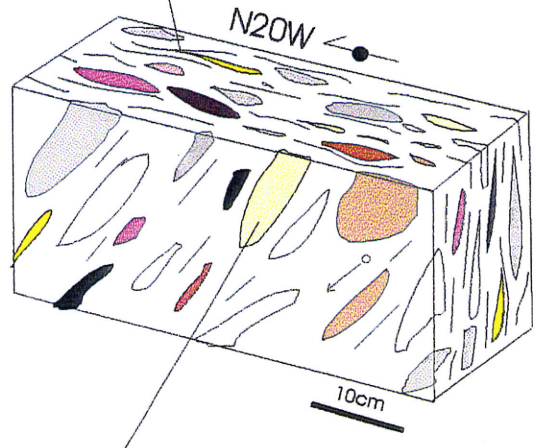
Figura 85 – Esquema com disposição geométrica dos clastos do conglomerado aflorante no Monte da Fome, constituindo um fabric S-L com a particularidade de a lineação de estiramento se encontrar muito inclinada, a Sul da Falha de Alter do Chão.

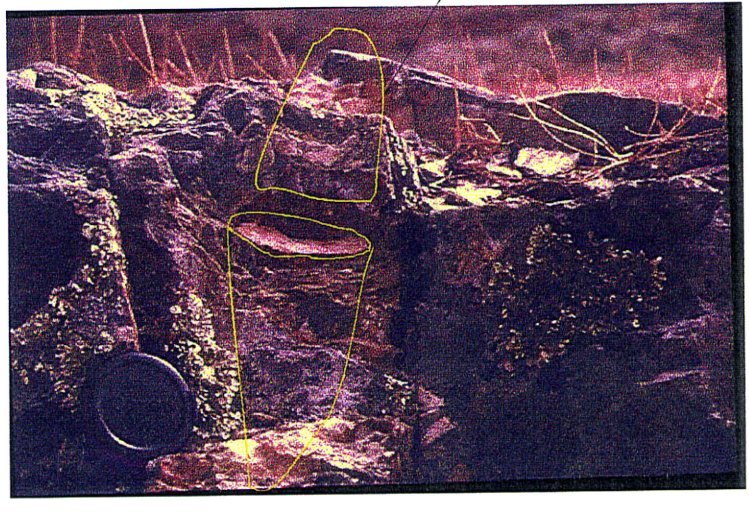
Fotografia 168 – Fotografia dos clastos alongados e achatados, do conglomerado do monte da Fome (superficie horizontal) (NW-SE da esquerda para a direita).

Fotografia 169 – Fotografia de pormenor de um clasto com eixo maior proximo da verticalidade, do conglomerado do monte da Fome (superficie vertical paralela à foliação principal) (NW-SE da esquerda para a direita).



Fotografia 168





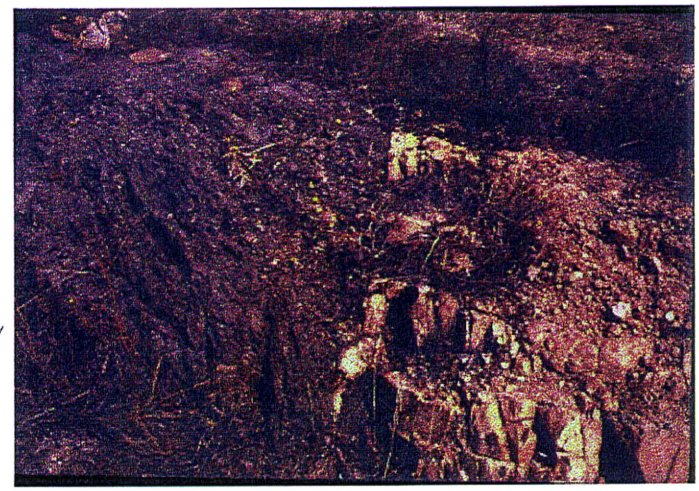
Fotografia 169

Figura 85

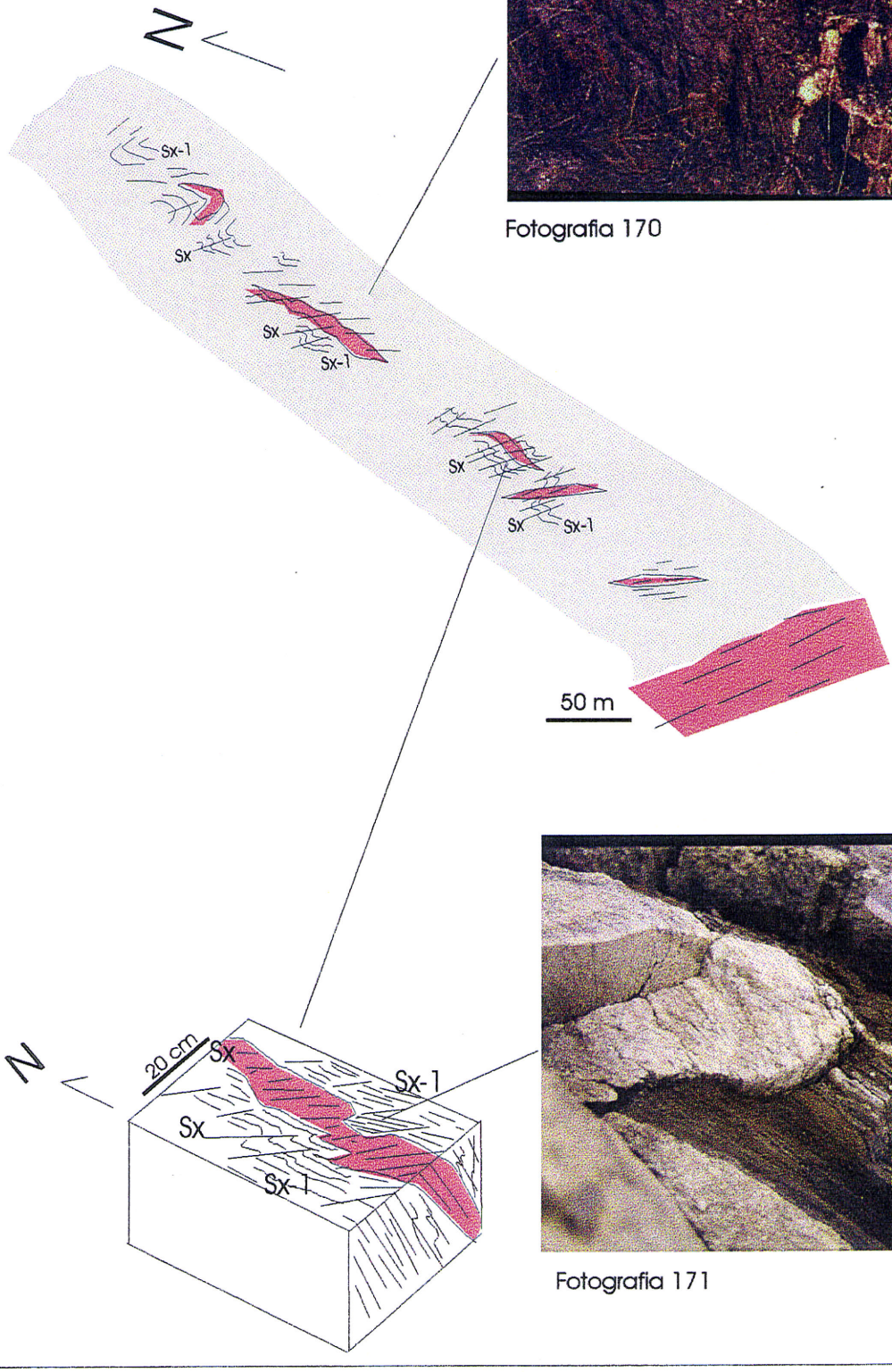
Figura 86 – Mapa esquemático com as relações entre as rochas granitóides de Barreiros e o encaixante metassedimentar que apresenta um estruturação anterior (S_x^{-1}), num conjunto asfectado por estruturação posterior (Sx). (a Norte do monte da Fome).

Fotografia 170 - Fotografia de um dique granitóide a cortar metassedimentos que exibem uma estuturação anterior. (superficie horizontal) (W-E da esquerda para a direita).

Fotografia 171 - Fotografia de pormenor de um dique félsico que corta uma foliação anterior e que por sua vez se encontra dobrado pela estruturação posterior (superficie horizontalizada) (NW-SE da esquerda para a direita).



Fotografia 170



Fotografia 171

Figura 86

inclinação para o quadrante SW se propaga pelas restantes unidades da Megaestrutura de Assumar até ao limite com a Megaestrutura do Crato-Arronches-Campo Maior (ver mapa geral).

A Série Negra para Norte do Complexo granitóide de Barreiros, apresenta intercalações de metachertes negros que preservam um fabric S-L afectado por dobras de eixos a mergulharem em sentidos opostos e de plano axial subparalelo a S_x-N50°-60°W,70-80°SW.

Na ribeira da Navalha observa-se a intrusão do granitóide de Aguilhão, representado por uma textura grosseira com desenvolvimento de planos c+s+c' definidos pelo alinhamento de moscovite a contornar porfiroclastos de feldspato alcalino, indicando movimentação esquerda. A direcção de transporte L_e-4°,S80°E associada a S_x-N80°W,82°SW descreve uma situação de desligamento esquerdo puro.

O marco geodésico da Abodaneira encontra-se sobre a mancha de depósitos arcósicos que apresentam estratificação bem definida por variações granulométricas das bancadas com polaridade normal (So-N72W,62NE) e afectadas por clivagem inclinada para o quadrante Sul (Sx- N86°E,80°S). Esta unidade que parece surgir discordante directamente sobre a Série Negra embora as condições de afloramento não permitam definir com exactidão o contacto, apresenta sobreposta uma unidade de rochas carbonatadas cuja geometria define um pequeno sinclinal (So-N70°W,40°SW e S_x-N50°W,80°S) limitado a Norte pela Falha de Assumar.

Desta descrição referimos como aspectos mais significativos:

1) A vergência generalizada das estruturas para NE, com a foliação segundo NW-SE e inclinada para SW definindo os planos axiais do dobramento com eixos pouco inclinados; excepção à mudança do sentido de inclinação da foliação a Sul de Silveira (no granitóide de Barreiros e na Formação de Mosteiros);
2) A lineação de estiramento a mergulhar ~30° para NW, na Falha de Alter do Chão (de direcção NW-SE e bastante inclinada para SW) ao estar associada a critérios de movimentação esquerda define transporte tectónico oblíquo do tipo cavalgamento, com subida do bloco Sul;
3) O facto do granitóide de Barreiros incluir retalhos (encraves) de rochas da Formação de Mosteiros e de apresentar relações de corte com estruturação prévia;
4) A lineação de estiramento de direcção constante NW-SE, admite variações no seu mergulho pois, a Sul (granitóide de Barreiros) mergulha ~30°NW passando a Norte a dispor-se próxima da horizontalidade (Formação de Mosteiros);
5) A estruturação anterior preservada na Formação de Mosteiros, selada pela discordância que a separa do CVS de Freixo-Segóvia;

3.3.2.3. O corte E2-F2 de Besteiros-Barquete-Assumar

Próximo do contacto com a intrusão tardi-Varisca do Maciço granítico de Monforte-Sta.Eulália é descrito o corte E2-F2 de Besteiros-Barquete-Assumar (Figura

Figura 87 – Mapa da distribuição das principais estruturas e unidades do corte E2-F2 de Besteiros-Barquete-Assumar.
1, estratificação (So),
2, dobras mesoscópicas,
3, foliação (Sx),
4, lineação de estiramento (L_e),
5, lineação de estiramento anterior (L_e^{-1}),
6, componente de desligamento esquerdo,
7, movimento relativo de blocos: preto-descida, branco-subida,
8, sentido de inclinação da falha,
9, eixo de culminação de estrutura em leque,
10, Complexo detritico e carbonatado de Assumar,
11, CVS Freixo-Segóvia com metavulcanitos félsicos (A) e conglomerados (B),
12, Formação de Mosteiros com metachertes negros (A),
13, Anfibolitos de Besteiros,
14, rochas granitoides deformadas (inclui Complexo granitóide de Barreiros e o alinhamento de Barquete),
15, Granodioritos no Complexo granitóide de Barreiros,
16, rochas peralcalinas,
17, Complexo de gabros e sienitos de Alter do Chão.

Localização do corte E2-F2 na Megaestrutura de Assumar (a azul no canto superior direito).

Corte esquemático E2-F2 de Besteiros-Barquete-Assumar com os aspectos gerais da estrutura da região (margem inferior).

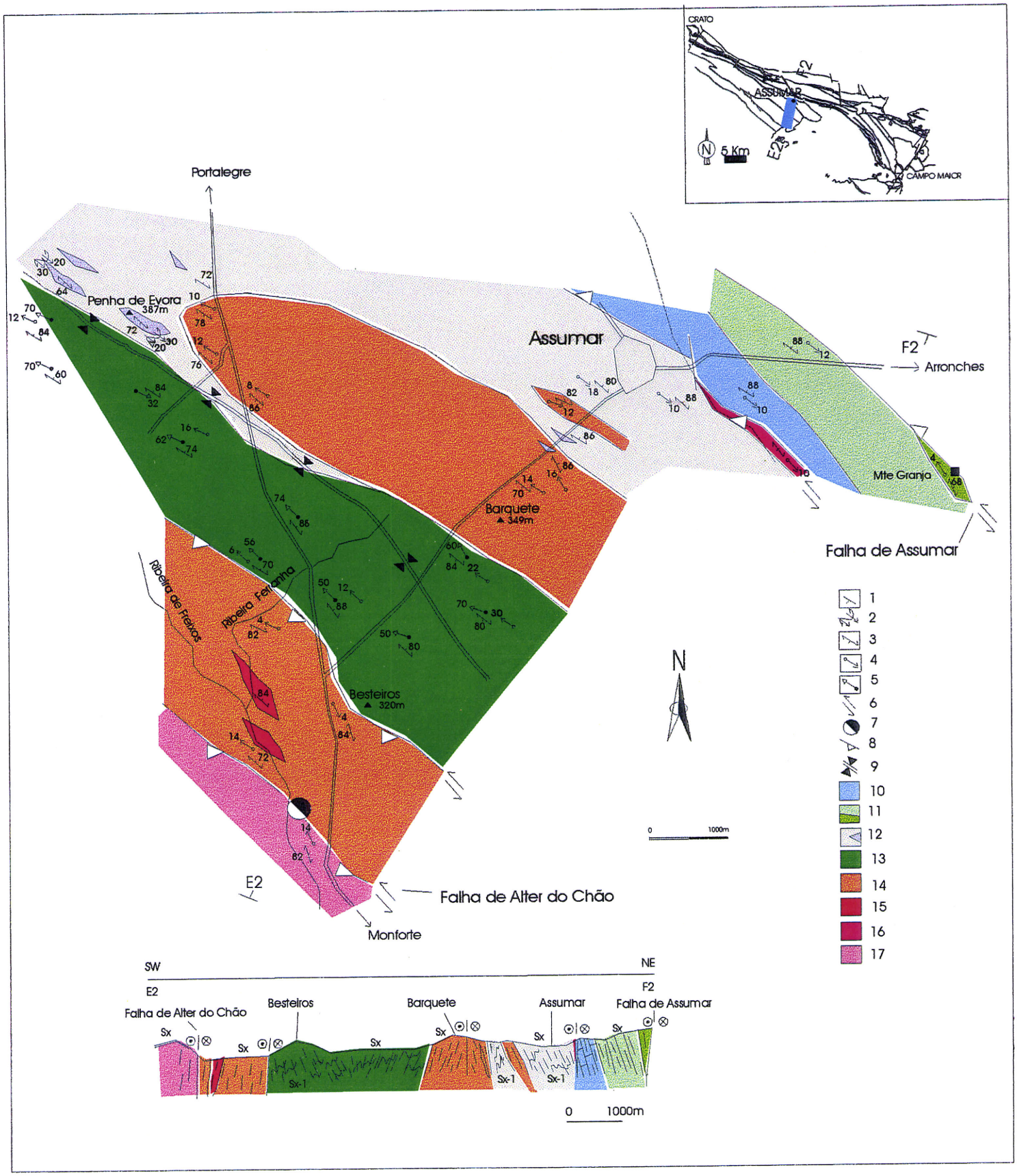

CRATO
ASSUMAR
CAMPO MAIOR
5 Km
Portalegre
Penha de Evora
387m
Assumar
F2
Arronches
Mte Granja
Barquete
349m
Falha de Assumar
Ribeira de Freixos
Ribeira Fernanha
Besteiros
320m
N
0 1000m
E2
Falha de Alter do Chão
Monforte
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
SW
NE
E2
F2
Falha de Alter do Chão
Besteiros
Barquete
Assumar
Falha de Assumar
Sx
Sx-1
0 1000m

Figura 87

87), atráves de dados colhidos na região atravessada pela IP2 e troço IP2-Assumar da estrada N371.

As rochas intrusivas peralcalinas do Complexo gabro-sienítico de Alter-do-Chão com um fabric planar-linear N20°-30°W bastante inclinado para NE (>80°) e lineação de estiramento mergulhando poucos graus (<5°) para o quadrante NW, contactam granitos biotíticos milonitizados (Fotografias 175 e 176) do Complexo granitóide de Barreiros, através da falha de Alter do Chão.

As rochas intrusivas de Barreiros apresentam foliação S_x- N40°-50°W,72°NE com uma lineação de estiramento L_e-14°,N50W que para Norte muda o sentido da inclinação para o quadrante SW (S_x-N40-50°W,82-84°SW e L_e horizontalizada), definindo assim uma estrutura em leque circunscrita à mancha que assinala a sua distribuição no terreno.

Na ribeira de Ferranha e continuação para a ribeira dos Freixos, dentro do alinhamento destes granitos biotíticos tectonizados observam-se granodioritos (Fotografia 184) orientados segundo N40°-50°W, aos quais surgem associados diques félsicos e anfibolíticos que os cortam (Fotografia 186). Estes granodioritos apresentam restitos ricos em minerais máficos (Fotografias 185 e 187) provavelmente resultantes da assimilação de metassedimentos.

O limite setentrional do Complexo granitóide de Barreiros com uma potente unidade de anfibolitos (Anfibolitos de Besteiros) com cerca de um quilómetro e meio a dois quilómetros de largura, é assinalado por intensa milonitização em corredores discretos do tipo desligamento esquerdo (Fotografias 177, 178, 179 e 180).

Os Anfibolitos de Besteiros apresentam um fabric planar bem desenvolvido, caracterizado por um bandado metamórfico com alternância milimétrica a centrimétrica de bandas melanocráticas onde predomina a hornblenda, com bandas leucocratas, ricas em feldspato+quartzo finamente granular (Fotografia 182 e 183). Esta estrutura planar sofreu dobramento com eixos subparalelos a uma lineação mineral bastante penetrativa L_i e/ou L_e^{-1}-50°-70°, N40°-50°W à qual se sobrepõe outra lineação fraca que mergulha L_e-6°-30°,N40°-50°W (Fotografia 181 - Figura 88). A foliação Sx ou S_x//S_x^{-1} dos anfibolitos varia o sentido de inclinação de N40°-50°W,60°-80°NE a Sul para N40°-50°W,80°-84°SW, entre os marcos geodésicos de Besteiros e de Barquete respectivamente, descrevendo uma geometria em leque.

A Sul do marco geodésico da Penha de Évora, o ramo Nordeste da estrutura em leque não se faz representar no interior da mancha de anfibolitos já que estes apresentam a foliação tombada para Nordeste (S_x-N50°-60°W,60°-80°NE) surgindo este somente representado geometricamente nas cristas de metachertes negros da Formação de Mosteiros. Esta estrutura em leque apresenta desta forma a particularidade de a direcção da sua zona axial verticalizada constituir um alinhamento oblíquo à direcção dos limites entre diferentes unidades litológicas (Figura 87).

No marco geodésico de Penha de Évora metachertes negros ocorrem intercalados numa sequência de metapelitos-psamitos pertencentes à Formação de Mosteiros. Neste ponto geográfico, estando já a Norte dos Anfibolitos de Besteiros, verifica-se que a geometria é definida por dobras com eixos a mergulharem para o

Fotografia 172 – Fotografia de uma facies grosseira granitóide intensamente cisalhada do Complexo de Barreiros (estrada IP2 Estremoz-Portalegre, a Sul do cruzamento para Assumar). (NW-SE da esquerda para a direita) (largura máxima de 15 cm).

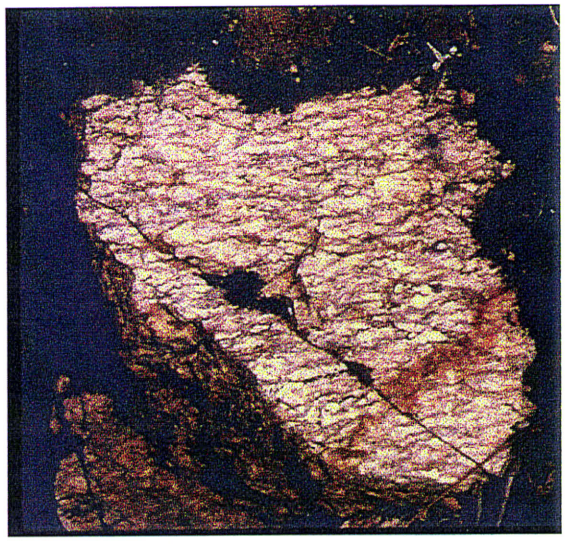
Fotografia 173 – Fotografia de uma facies grosseira rósea granitóide deformada do Complexo de Barreiros (ribeira de Ferrenhos) (NW-SE da esquerda para a direita).

Fotografia 174 – Microfotografia com aspecto da textura filonítica desenvolvida em granitóides do Complexo de Barreiros. Note-se as bandas de quartzo recristalizado dobradas (NW-SE do canto superior esquerdo para o canto inferior direito). (plano XZ-largura máxima 1.1 mm).

Fotografia 175 – Microfotografia com aspecto da textura filonítica desenvolvida em granitóides do Complexo de Barreiros. Note-se as bandas de quartzo recristalizado alinhadas segundo o fabric principal e, ainda a redução drástica da granularidade da rocha (NW-SE do canto superior esquerdo para o canto inferior direito). (plano XZ-largura máxima 1.1 mm).

Fotografia 176 – Fotografia com bandas centimétricas de filonitos (ver pormenor da textura nas fotografias 174 e 175) no granitoide de Barreiros. Note-se a granularidade grosseira da rocha ignea (margem inferior) a passar à banda de intenso cisalhamento (onde se localiza a seta a amarelo).(NW-SE da esquerda para a direita). (IP2 junto ao cruzamento para Assumar).

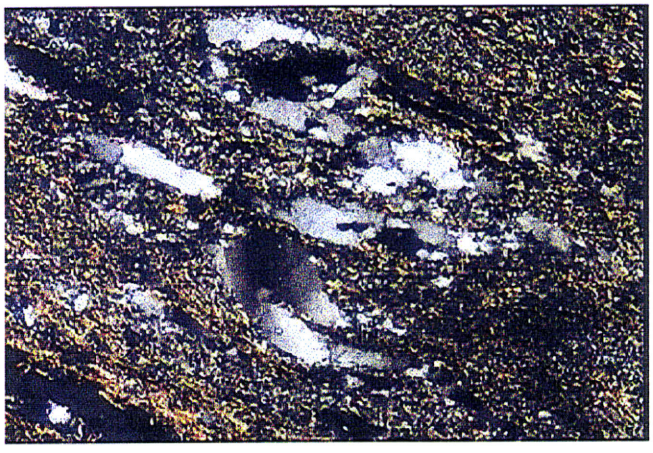
Fotografia 177 – Microfotografia com pormenor de um feldspato fracturado e rodado numa estrutura do tipo "bookshelf" indicando movimentação esquerda (pormenor da textura do granitóide da fotografia 172). (plano XZ-largura máxima 1.1 mm). (NW-SE da esquerda para a direita).



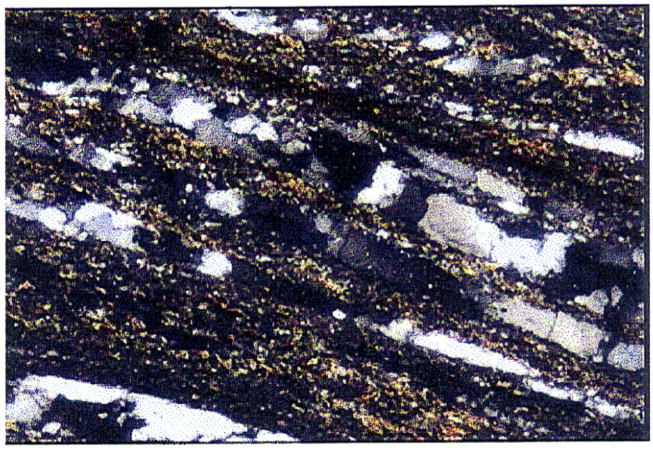
Fotografia 172



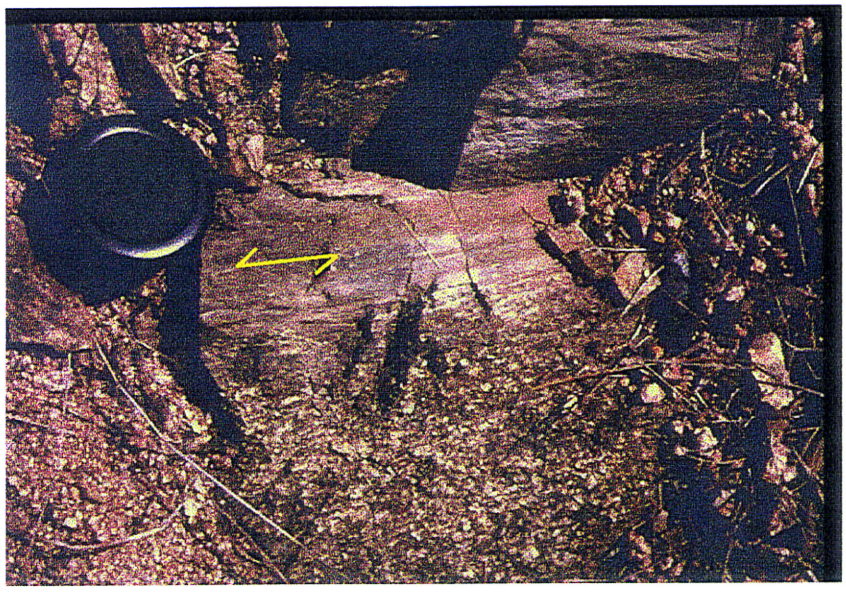
Fotografia 173



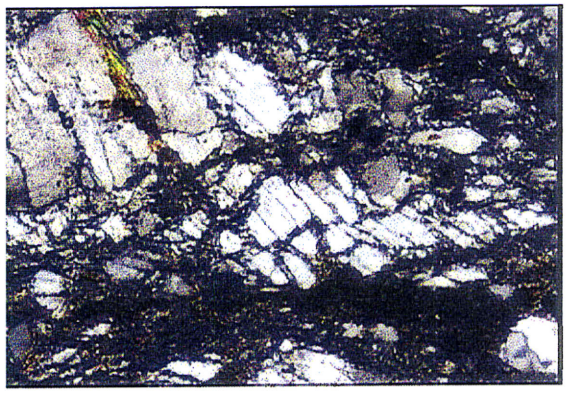
Fotografia 174



Fotografia 175



Fotografia 176



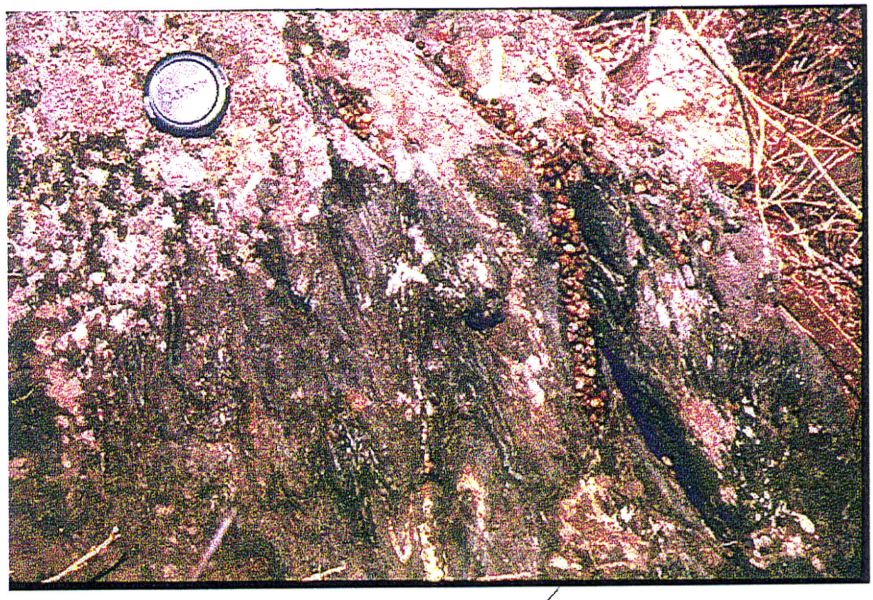
Fotografia 177

Figura 88 – Esquema que mostra a estruturação dos Anfibolitos de Besteiros, onde é evidente a existência de um fabric planar-linear (S_x^{-1} e L_e^{-1})anterior ao fabric principal (Sx e L_e) que afecta de um modo generalizado toda a àrea do Corte E2-F2.

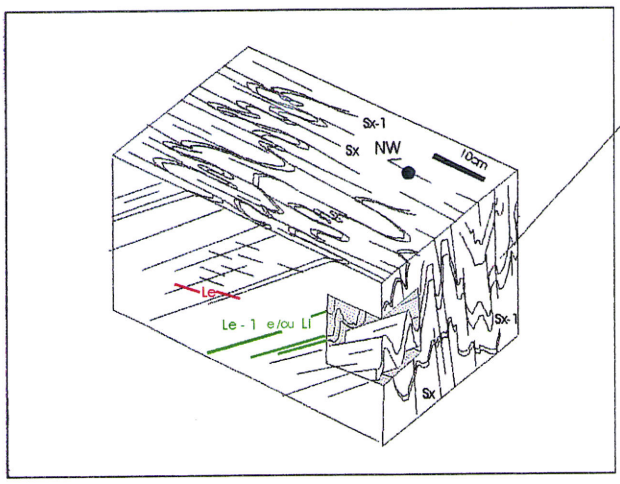
Fotografia 178 – Fotografia com o aspecto do dobramento nos Anfibolitos de Besteiros (a SW de Barquete).(SW-NE da esquerda para a direita). (superficie perpendicular a Sx e subverticalizada).

Fotografia 179 – Microfotografia com a textura dos Anfibolitos de Besteiros que indica a existência de um fabric penetrativo com alinhamento de anfibolas (actinolite) a sobrepôr-se a uma paragénese anterior com porfiroclastos de horneblenda (plano XZ relativo a S_x^{-1} e L_e^{-1} - largura máxima 1.1 mm). (NW-SE da esquerda para a direita).

Fotografia 180 – Microfotografia com a textura dos Anfibolitos de Besteiros que indica a existência de um fabric penetrativo marcado pelo alinhamento de anfibolas e bandas com quartzo e feldspato recristalizados com granularidade fina (plano XZ relativo a S_x^{-1} e L_e^{-1} - largura máxima 1.1 mm). (NW-SE da esquerda para a direita).

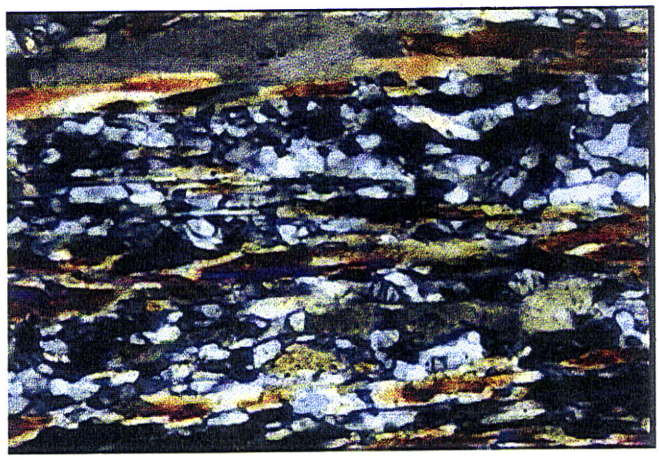


Fotografia 178





Fotografia 179



Fotografia 180

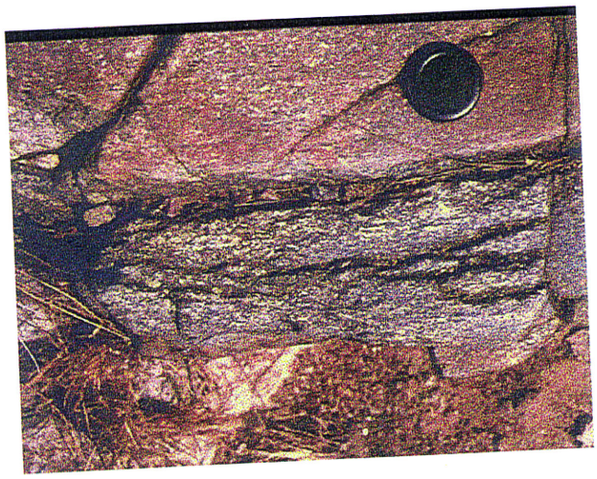
Figura 88.

Fotografia 181 – Fotografia com aspecto da relação entre facies granitóides róseas de Barreiros e ocorrências de granodioritos, na ribeira de Ferranha. (NW-SE da esquerda para a direita).

Fotografia 182 – Fotografia que mostra o contacto de facies granitóides félsicas do Complexo de Barreiros com granodioritos com profusão de restitos máficos neste caso bem alinhados com o fabric principal que afecta o conjunto. (ribeira de Ferranha). (NW-SE da esquerda para a direita).

Fotografia 183 – Fotografia que mostra um dique básico a cortar granodioritos, na ribeira de Freixos (W-E da esquerda para a direita).

Fotografia 184 – Fotografia que mostra granodioritos com restitos máficos, na ribeira de Freixos (sem orientação).



Fotografia 181



Fotografia 182



Fotografia 183



Fotografia 184

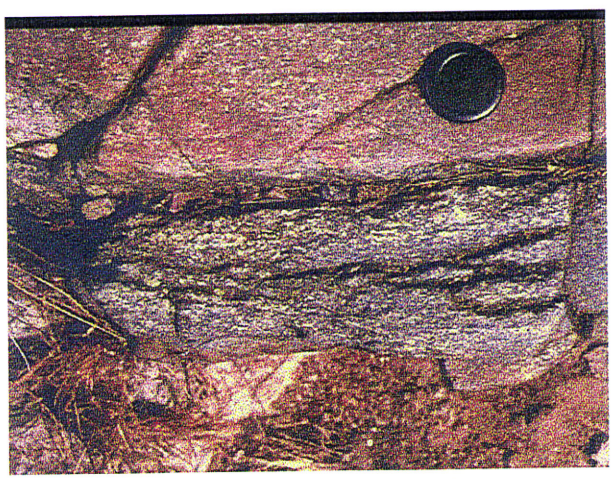
Fotografia 185 – Microfotografia com a textura dos "paragnaisses" na Formação de Mosteiros, a Norte do alinhamento granitóide de Barquete, com recristalização grosseira do quartzo e biotite castanha. (plano XZ relativo a S_x^{-1} e L_e^{-1} - largura máxima 1.1 mm). (NW-SE da esquerda para a direita).

Fotografia 186 – Fotografia com o aspecto dos "paragnaisses" na Formação de Mosteiros, a Norte do alinhamento granitóide de Barquete. (SW-NE da esquerda para a direita). (superficie perpendicular a Sx e subverticalizada).

Fotografia 187 – Microfotografia com a textura de anfibolitos que surgem associados aos "paragnaisses" na Formação de Mosteiros, a Norte do alinhamento granitóide de Barquete (plano XZ relativo a S_x^{-1} e L_e^{-1} - largura máxima 1.1 mm). (NW-SE da esquerda para a direita).

Fotografia 188 – Microfotografia com pormenor de feldspatos fracturados e rodados em estruturas do tipo "bookshelf" indicando movimento esquerda em milonitos desenvolvidos em rochas hiperalcalinas (Assumar), (plano XZ - [illegible] máxima 1.1 mm). (NW-SE da esquerda para a direita).

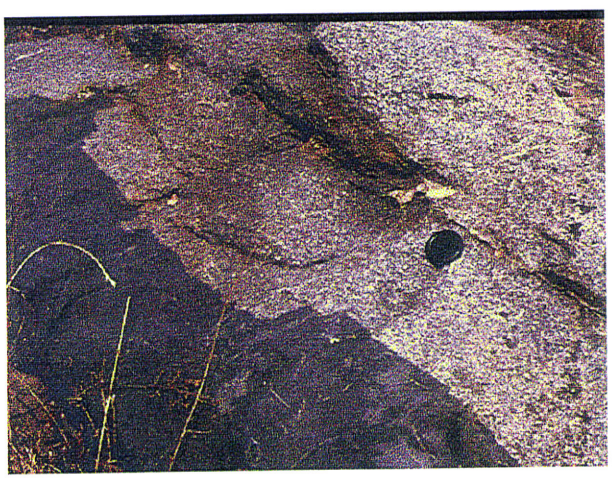
Fotografia 189 – Microfotografia com pormenor de anfibolas estiradas e bandas de quartzo recristalizado numa matriz muito fina em milonitos desenvolvidos [illegible]



Fotografia 181



Fotografia 182



Fotografia 183



Fotografia 184

quadrante SE (E-20°-30°,S50°E) com planos axiais subparalelos à foliação S_x-N56°-64°W,72°-64°SW, que afectam uma foliação prévia S_x^{-1}.

A Formação de Mosteiros a Norte dos anfibolitos de Besteiros está representada por paragnaisses biotíticos (Fotografias 188 e 189) com anfibolitos intercalados (Fotografia 190), que passam para Norte a metapelitos-psamitos e micaxistos, por vezes com granada, marcando um decréscimo do grau metamórfico neste sentido.

Como intrusão na Série Negra observamos o granito tectonizado de Barquete onde se desenvolve uma foliação S_x-N30°-50°W,80°-70°SW com lineação de estiramento associada L_e-8°-16°,N35°-45°W, contactando a Sudeste com os Anfibolitos de Besteiros. Associado a este corpo intrusivo observam-se diques félsicos que cortam claramente a estruturação prévia S_x^{-1} do encaixante e que, por sua vez, estão afectados pela foliação regional, S_x. O limite setentrional deste corpo granítico é marcado pela mudança no sentido da inclinação da foliação que passa para o quadrante NE, descrevendo mais uma estrutura em leque cuja zona axial está representada nas unidades que constituem a bacia do Câmbrico de Assumar.

Ainda neste corte, o limite entre o Câmbrico carbonatado de Assumar e a Formação de Mosteiros apresenta intensa milonitização que pode ser bem caracterizada a partir da observação e estudo do fabric tectónico da rocha alcalina que aí aflora (a SE de Assumar). O fabric planar-linear muito forte (S_x-N50°W,subvertical e L_e-10°,S50°E) é marcado por intenso estiramento das anfibolas e/ou piroxenas sódicas rodeadas por inúmeras fitas de quartzo recristalizado (Fotografia 192). Observam-se critérios de movimentação esquerda em feldspato fracturados e rodados em estruturas do tipo "bookshelf" (Fotografia 191).

Para Nordeste, a partir da Série Negra encontramos as rochas carbonatadas do Complexo detrítico e carbonatado de Assumar que passam a tufos e conglomerados do CVS de Freixo-Segóvia (ver Figura 87). Os tufos estão afectados por intenso cisalhamento com génese de planos c+s+c' (Fotografia 193), e conglomerados com calhaus muito alongados segundo o estiramento L_e-4°,N25°-30°W (monte da Granja) associado à foliação (Fotografias 194 e 195 – Figura 89), S_x-N25°-30°W,70-80°NE, limitados setentrionalmente pela Falha de Assumar.

Desta descrição referimos como aspectos mais significativos:

1) As mudanças de vergência tanto para NE como para SW, associada ao desenvolvimento de estruturas em leque;
2) O desenvolvimento de um estrutura em leque negativa (granitóide de Barreiros) entre duas estruturas em leque positivas (Anfibolitos de Besteiros, a Sul, e CVS de Freixo-Segóvia, a Norte);
2) A lineação de estiramento a mergulhar ~14° para NW, na Falha de Alter do Chão (de direcção NW-SE e bastante inclinada para SW) ao estar associada a critérios de movimentação esquerda define transporte tectónico oblíquo do tipo cavalgamento, com subida do bloco Sul;
3) A lineação de estiramento a mergulhar ~10° para SE ou subhorizontal, na Falha de Assumar (de direcção NW-SE e bastante inclinada para SW) ao estar

Fotografia 185 – Microfotografia com a textura dos "paragnaisses" na Formação de Mosteiros, a Norte do alinhamento granitóide de Barquete, com recristalização grosseira do quartzo e biotite castanha. (plano XZ relativo a S_x^{-1} e L_e^{-1} - largura máxima 1.1 mm). (NW-SE da esquerda para a direita).

Fotografia 186 – Fotografia com o aspecto dos "paragnaisses" na Formação de Mosteiros, a Norte do alinhamento granitóide de Barquete. (SW-NE da esquerda para a direita). (superficie perpendicular a Sx e subverticalizada).

Fotografia 187 – Microfotografia com a textura de anfibolitos que surgem associados aos "paragnaisses" na Formação de Mosteiros, a Norte do alinhamento granitóide de Barquete (plano XZ relativo a S_x^{-1} e L_e^{-1} - largura máxima 1.1 mm). (NW-SE da esquerda para a direita).

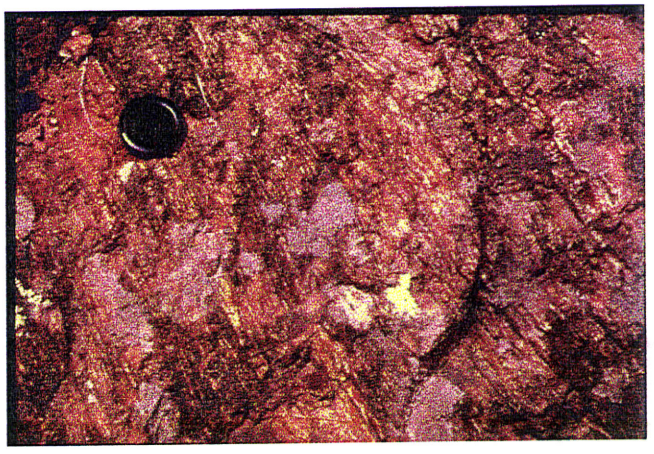
Fotografia 188 – Microfotografia com pormenor de feldspatos fracturados e rodados em estruturas do tipo "bookshelf" indicando movimentação esquerda em milonitos desenvolvidos em rochas hiperalcalinas (Assumar), (plano XZ - largura máxima 1.1 mm). (NW-SE da esquerda para a direita).

Fotografia 189 – Microfotografia com pormenor de anfibolas estiradas e bandas de quartzo recristalizado numa matriz muito fina, em milonitos desenvolvidos em rochas hiperalcalinas (Assumar), (plano XZ - largura máxima 1.1 mm). (NW-SE da esquerda para a direita).

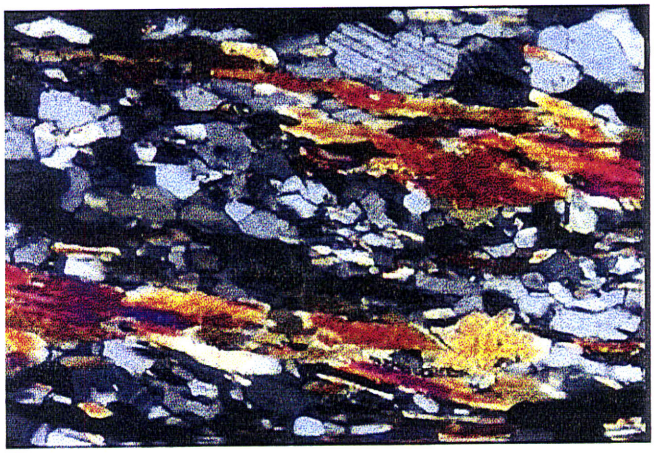
Fotografia 190 – Microfotografia que mostra o fabric desenvolvido em metavulcanitos do CVS de Freixo-Segóvia, com planos c' a indicarem movimentação esquerda (Assumar). (plano XZ - largura máxima 1.1 mm). (NW-SE da esquerda para a direita).



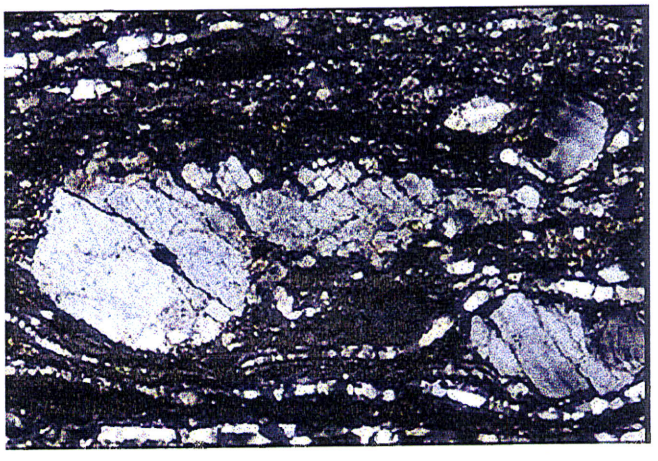
Fotografia 185



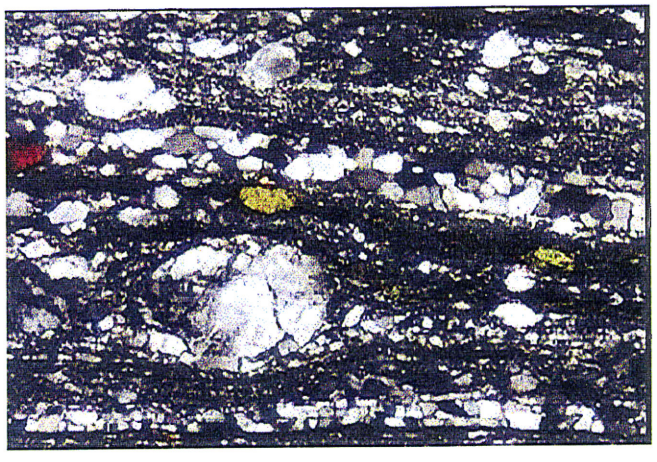
Fotografia 186



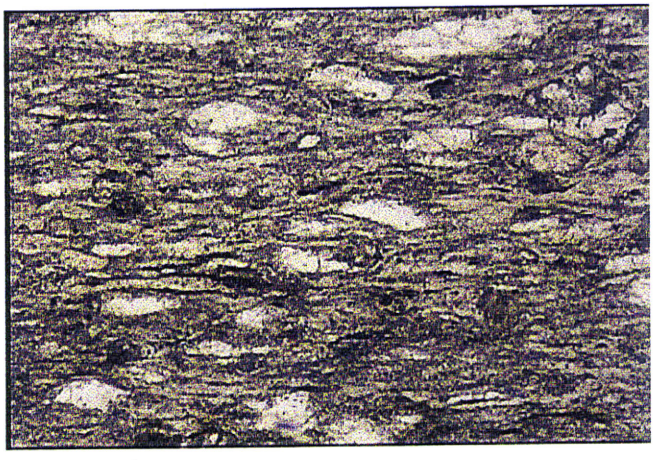
Fotografia 187



Fotografia 188



Fotografia 189



Fotografia 190

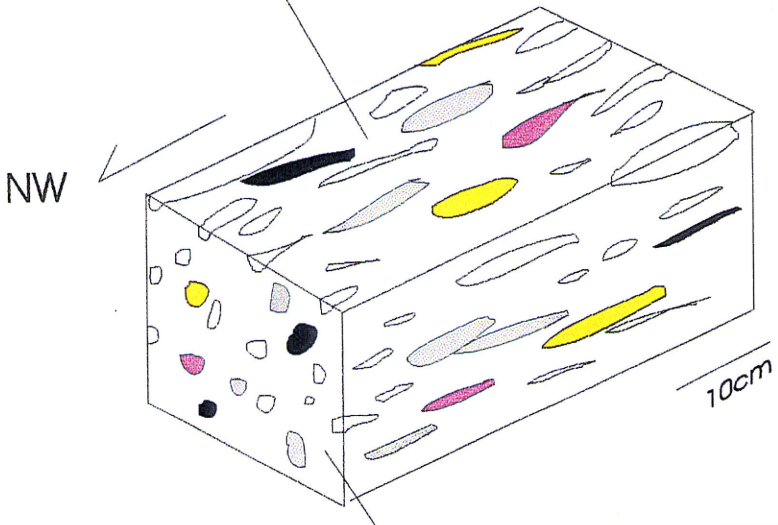
Figura 89 – Esquema com disposição geométrica dos clastos do conglomerado aflorante no Monte da Granja (NE de Assumar), constituindo um fabric L a L-S com a lineação de estiramento pouco inclinada, na Falha de Assumar.

Fotografia 191 – Fotografia dos clastos alongados e estirados em forma de charutos, do conglomerado do CVS de Freixo-Segóvia (superficie horizontal) (NW-SE da esquerda para a direita).

Fotografia 192 – Fotografia de uma superficie vertical e perpendicular à foliação principal, na qual se observam secções subcirculares dos clastos referidos na fotografia 191. (NE-SW da esquerda para a direita).



Fotografia 191





Fotografia 192

Figura 89

associada a critérios de movimentação esquerda define transporte tectónico oblíquo do tipo falha normal, com descida do bloco Sul, ou tipo desligamento;
4) O facto do granitóide de Barreiros incluir retalhos (encraves) de granodioritos provavelmente relacionados com anatexia da Formação de Mosteiros;
5) O granitóide de Barquete a cortar uma estruturação anterior desenvolvida em paragnaisses, anfibolitos e netachertes negros da Formação de Mosteiros em grau metamórfico intermédio;
6) O fabric planar-linear desenvolvido em grau metamórfico intermédio nos Anfibolitos de Besteiros, posteriormente afectado por dobramento com planos axias definidos pela foliação NW-SE regional;
7) A obliquidade entre os limites entre diferentes unidades e os eixos de culminação das estruturas em leque (ex. – Anfibolitos de Besteiros e Formação de Mosteiros aflorante na Penha de Évora);
8) O regime constritivo localizado nos conglomerados do CVS de Freixo-Segóvia na Falha de Assumar (monte da Granja);
9) A análise microestrutural revela a deformação frágil do feldspato contrastando com comportamento plástico do quartzo o que é indicio de temperaturas da ordem dos ~300-400ºC (baixo grau metamórfico) para as condições de deformação;

3.3.2.4. O corte G2-H2 de Freixo-Segóvia, a Sudoeste de Campo Maior

O corte G2-H2 de Freixo-Segóvia (Figura 90) localizado a Sudoeste de Campo Maior, apresenta como aspecto notável, a definição da discordância entre a Formação de Mosteiros (Proterozóico Superior) e o Complexo vulcano-sedimentar de Freixo Segóvia (transição Proterozóico Superior / Câmbrico Inferior).

Da Formação de Mosteiros representada por metapelitos-psamitos, localmente com ocorrências de metavulcanitos em associação com metachertes negros e rochas carbonatadas, estabelece-se uma passagem por discordância a fácies vulcânicas do CVS de Freixo-Segóvia ou, directamente a fácies sedimentares do Complexo detritico e carbonatado de Assumar.

O CVS de Freixo Segóvia inclui tufos félsicos com intercalações de conglomerados poligénicos passando para o topo a espessas escoadas ácidas, essencialmente riolíticas, com níveis piroclásticos associados. Ascendendo na coluna estratigráfica, identifica-se uma outra discordância mais recente, entre este último e o Complexo detritico e carbonatado de Assumar. Trata-se de um complexo do Câmbrico Inferior constituido por arenitos impuros e/ou arcoses na base, passando para o topo a rochas carbonatadas com intercalações esporádicas de níveis argilíticos brechificados. A caracterização do contraste de estilos de deformação entre estas diferentes unidades (PEREIRA e SILVA, 1996) é igualmente uma característica verificada.

Para melhor descrição desta região resolvemos apresentar dois cortes principais, separados pela Falha de Messejana de orientação NE-SW: o **corte G2I-H2I de Freixo** a Oeste da Falha de Messejana e o **corte G2II-H2II de Segóvia** a Leste da mesma falha.

Figura 90 – Mapa da distribuição das principais estruturas e unidades do corte G2-H2 de Freixo-Segóvia.
1, estratificação (So),
2, dobras mesoscópicas,
3, foliação (Sx),
4, lineação de estiramento (L_e),
5, sinclinal
6, lineação de estiramento anterior (L_e^{-1}),
6, componente de desligamento esquerdo,
7, Complexo detritico e carbonatado de Assumar,
8, CVS Freixo-Segóvia com metavulcanitos félsicos (A) e conglomerados (B),
9, Formação de Mosteiros com metachertes negros (A) e mármores (B),
14, rochas granitoides deformadas,
15, Complexo granitóide de Sta.Eulália,
16, diques doleriticos,

Localização do corte G2-H2 na Megaestrutura de Assumar (a azul no canto superior direito).

Cortes esquemáticos G2 I - H2 I de Freixo e G2 II – H2 II de Segóvia com os aspectos gerais da estrutura da região (margem inferior).

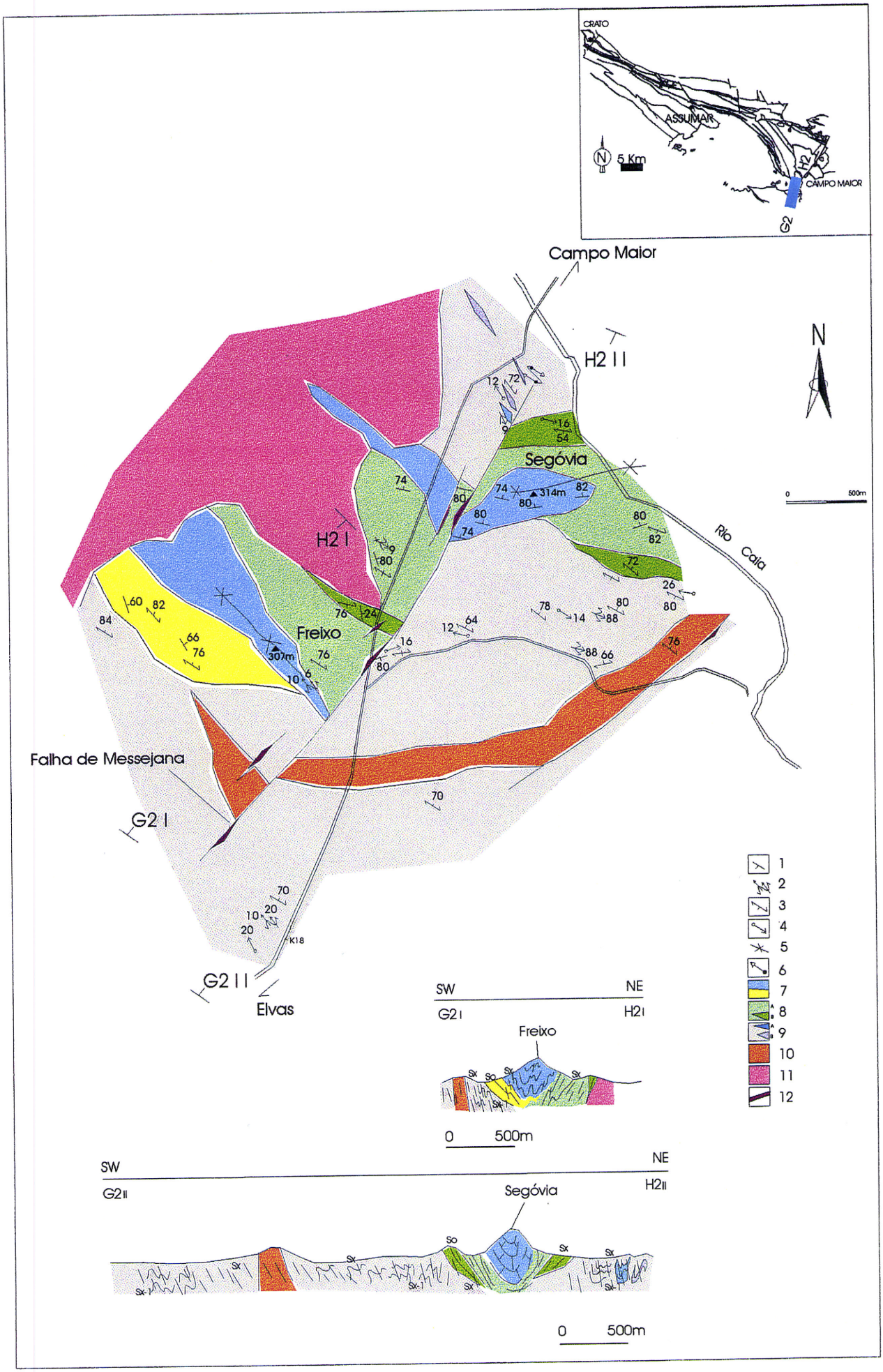

CRATO
ASSUMAR
5 Km
CAMPO MAIOR
G2
Campo Maior
H2 II
N
0 500m
Segóvia
314m
H2 I
Rio Caia
Freixo
307m
Falha de Messejana
G2 I
G2 II
Elvas
K18
SW
NE
G2 I
H2 I
Freixo
So
Sx
0 500m
SW
NE
G2 II
H2 II
Segóvia
0 500m
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Figura 90

Ao considerarmos o *corte G2I-H2I de Freixo* a Oeste da Falha de Messejana, verificamos que o Complexo detritico e carbonatado de Assumar e o CVS de Freixo-Segóvia se encontram em conjunto afectados por dobramento macroscópico, com dobras de eixos orientados segundo NW-SE e planos axiais bastante inclinados e tombados para Nordeste. A Sul do marco geodésico de Freixo, as unidades detríticas do Câmbrico Inferior assentam discordantemente sobre os metassedimentos da Série Negra (Figura 92). A estratificação está bem preservada nas unidades arcósicas/areníticas (So-N50-55W,60-65NE) (Fotografia 197) descrevendo-se estruturas sedimentares como granotriagem e estratificação entrecruzada. O metamorfismo é de muito baixo grau e a deformação limita-se a um achatamento dos grãos de quartzo que por vezes exibem extinção ondulante, definindo uma clivagem (S_x-N62°W,76NE).

Por sua vez, os metapelitos-psamitos da Formação de Mosteiros exibem uma foliação penetrativa S_x^{-1}, afectada por outra mais recente muito inclinada S_x-N60-64°W,80-82°NE (Fotografia 198 – Figura 91), que a transpõe (S_x^{-1}//S_x) ou figura como plano axial de dobras apertadas. Na Formação de Mosteiros o grau metamórfico apesar de baixo, na zona da biotite (quartzo+biotite+clorite+opacos±plagioclase) é nitidamente contrastante com o da cobertura Paleozóica.

O marco geodésico de Freixo localiza-se sobre as unidades carbonatadas do Câmbrico Inferior que apresentam dobramento apertado a afectar a estratificação com eixos pouco inclinados para NW e planos axiais N70°W,86°NE (Fotografia 196). O contacto setentrional desta mancha de rochas carbonatadas é feito directamente sobre metavulcanitos félsicos (S_x-N60°W,88°NE, So-N70°W,80°NE, E//L1(intersecção So com SX)-9°,S60°E) que incluem escoadas riolíticas e conglomerados incluidos no CVS de Freixo-Segóvia. Um quilómetro para Nordeste do marco geodésico de Freixo, as rochas carbonatadas contactam directamente com a Série Negra, tal como se verifica a Leste da Falha de Messejana.

No *corte G2II-H2II de Segóvia,* a Leste da Falha de Messejana, a Formação de Mosteiros apresenta a Norte do marco geodésico de Segóvia o desenvolvimento de dobramento isoclinal apertado com planos axiais subparalelos à foliação, S_x e/ou S_x// S_x^{-1}-N10°-20°W,75°-85°N. Os eixos apresentam-se a mergulhar ligeiramente para SE (E-4°-8°,S40°E) no mesmo sentido da lineação de estiramento (L_e-10°-20°,S30°-35°E), transpondo um fabric S-L anterior preservado em metachertes negros.

A estas litologias da Série Negra em fácies metamórficas de baixo grau, zona da biotite, sobrepõe-se cartograficamente em discordância, um conjunto constituido por conglomerados, tufos félsicos e escoadas riolíticas representando o CVS de Freixo-Segóvia, sobre o qual se sucedem também em discordância, unidades carbonatadas do Complexo detritico e carbonatado de Assumar, cujas fácies metamórficas são de muito baixo grau. Este conjunto Neoproterozoico-Câmbrico Inferior surge afectado por dobramento de grande amplitude definindo uma macroestrutura sinclinal de direcção WNW-ESE, com plano axial muito inclinado para Norte. No limite SW deste sinclinal é possível caracterizar a geometria das duas prováveis discordâncias a partir das relações cartográficas entre os diferentes limites geológicos.

Figura 91 – Esquema que mostra a discordância existente entre o Complexo detritico (amarelo) e carbonatado (azul) de Assumar, do Câmbrico Inferior, e a Formação de Mosteiros (cinzento), do Proterozóico Superior, a Leste do marco geodésico de Freixo. Argumento chave para afirmar que existe uma estruturação e metamorfismo ante-deposição das sequências do Paleozóico, ou seja, atribuidos à orogenia Cadomiana.

Fotografia 193 – Fotografia com dobramento mesoscópico em calcários do Complexo detritico e carbonatado de Assumar (marco geodésico de Freixo), (superficie verticalizada, SW-NE da esquerda para a direita).

Fotografia 194 – Fotografia com estratificação em arenitos do Complexo detritico e carbonatado de Assumar, justapostos em discordância sobre o soco Proterozóico Superior (a Leste do marco geodésico de Freixo), (superficie verticalizada, N-S da esquerda para a direita).

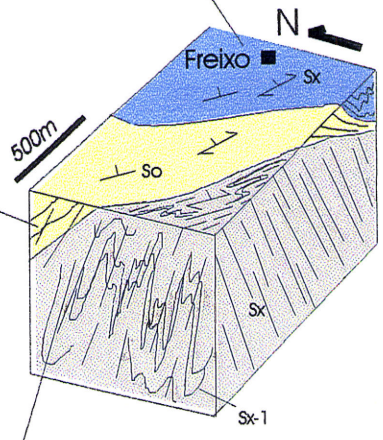
Fotografia 195 – Fotografia que mostra o fabric penetrativo subverticalizado desenvolvido em metassedimentos do soco Proterozóico Superior (a Leste do marco geodésico de Freixo), (superficie verticalizada, N-S da esquerda para a direita).



Fotografia 193



Fotografia 194





Fotografia 195

Figura 91

Desta descrição referimos como aspectos mais significativos:

1) A vergência generalizada das estruturas para SW, com a foliação segundo NW-SE e inclinada para SW definindo os planos axiais do dobramento com eixos pouco inclinados;
2) O sinforma Dk nucleado em unidades carbonatadas do Complexo detritico e carbonatado de Assumar;
3) A lineação de estiramento a mergulhar ~10-20° tanto para NW como para SE mas, sempre associada a foliação NW-SE, bastante inclinada para NE;
4) A estruturação e metamorfismo anteriores preservados na Formação de Mosteiros, selada pela discordância que a separa do CVS de Freixo-Segóvia ou do Complexo detritico e carbonatado de Assumar;
5) A provável discordância angular entre o CVS de Freixo-Segóvia e o Complexo detritico e carbonatado de Assumar;
6) O regime de achatamento e constrição localizado nos conglomerados do CVS de Freixo-Segóvia na Falha de Assumar (a Sudeste do marco geodésico de Segóvia);

4. Discussão geral e conclusões

4.1. A transpressão e partição da deformação em niveis crustais superficiais na Zona de Cisalhamento de Portalegre-Esperança

A Zona de Cisalhamento de Portalegre-Esperança (ZCPE) representa o bordo meridional da ZCI, no Nordeste Alentejano (ver Figura 37). A sua estratigrafia regista o desenvolvimento de uma bacia do Paleozóico Inferior discordante sobre o soco Proterozóico Superior da ZOM, a Série Negra (Formação de Mosteiros). Inclui na base uma sequência de vulcanoclastitos de natureza félsica, de idade indeterminada Câmbrico?-Ordovícico Inferior? (Formação da Urra), sobre a qual assenta em discordância uma sequência transgressiva (Formação do Quartzito Armoricano). Com icnofósseis classificados do Arenig esta última formação teria origem em extensas plataformas areníticas que, com o aprofundamento da bacia deram lugar a deposição de sedimentos finos onde se identificaram graptólitos do Landeilo-Lanvirniano (PERDIGÃO 1967).

Para esta região, o limite entre a ZOM e a ZCI coincide com um importante acidente tectónico (Falha de Mosteiros) sobreposto ao limite estratigráfico Formação de Mosteiros – Formação da Urra, onde as relações primárias se encontram transpostas. No entanto, Há a registar a presença de um registo tectónico preservado no soco Proterozóico Superior da ZOM que se encontra selado pela colmatação da bacia Paleozóica de afinidade Centro-Ibérica. Este facto é comprovado pela existência de um fabric tectónico anterior, na Formação de Mosteiros, que conjuntamente com a Formação da Urra é afectada pelo fabric principal da ZCPE.

Se for prolongado este limite para território espanhol, no Domínio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina (APALATEGUI e PEREZ-LORENTE, 1983) de acordo com um carácter regional, é possível constatar que é assinalada a presença de um conglomerado bastante grosseiro. Na região de Albuquerque, já perto da fronteira com Portugal, a fracção grosseira deste nível detrítico perde importância à medida que subimos na coluna estratigráfica, cedendo lugar a uma sequência de vulcanoclastitos com fácies similares àquelas descritas para a Formação da Urra, em território português. Esta é caracterizada por heterogeneidade na distribuição das fracções de diferente granularidade, fazendo supôr fortes variações nas condições de deposição.

Por sua vez, no sector de Mérida este conglomerado tem a particularidade de incluir clastos de rochas ígneas de natureza diorítica que poderão estar relacionadas com corpos intrusivos no Proterozóico Superior da ZOM, aflorantes a Sul, que se pensa poderem estar associados a magmatismo orogénico Cadomiano, do tipo arco (EGUILUZ et al. 1999). Evidências desta importante discordância marcando a separação entre sequências Paleozóicas, que na base são constituidas essencialmente por sequências de vulcanoclastitos, depositadas sobre um soco Proterozóico Superior previamente deformado e metamorfizado foram claramente descritas em Espanha (HERRANZ, 1984). Por exemplo no sector de Peraleda (CAPDEVILLA et al., 1971) o metamorfismo da Série Negra foi atribuido ao período 575 – 550 Ma de acordo com os dados radiométricos de BLATRIX e BURG (1981) e de DALLMEYER e QUESADA (1992).

O carácter regional claramente discordante deste limite entre a Formação da Urra e a Formação de Mosteiros, levou-nos a considerá-lo como uma importante fronteira paleogeográfica entre a ZOM e a ZCI, no Paleozóico Inferior (PEREIRA e SILVA, 1995).

Reportando-nos ao registo estratigráfico da ZCPE, verificamos que a deposição das sequências Paleozóicas se inicia com um complexo e heterogéneo conjunto vulcanodetritico (Formação da Urra). Com efeito, esta apresenta variações laterais e verticais complexas de fácies detríticas, assinalando o desenvolvimento de sedimentação em bacias na proximidade de importantes fontes de magmatismo instaladas no soco Proterozóico, num contexto provável de instabilidade geodinâmica. Assim se poderá explicar a presença de clastos de rochas metamórficas e ígneas (provavelmente oriundas do desmantelamento do soco Proterozóico da ZOM), e sobretudo, de riolitos e quartzitos (provenientes das sequências detríticas do Câmbrico da ZOM?), presentes em níveis basais da Formação da Urra. Para o topo da sequência, passamos de vulcanoclastitos grosseiros e/ou arenitos feldspáticos e quartzitos, a niveis peliticos ou psamíticos sob a forma de intercalações. Este registo sedimentar, testemunho de instabilidade tectónica ante-Arenig, ao qual se associa importante magmatismo, está presente em diversas regiões da ZCI em Portugal (OLIVEIRA et al., 1992), o que lhe confere um carácter regional.

Sobre este conjunto surgem em discordância os quartzitos Armoricanos, representados por espessas sequências de plataforma terrígena assinalando um período de deposição uniforme, sem importantes variações laterais e verticais de fácies, por toda a ZCI (JULIVERT e MARTINEZ, 1983).

Intruindo este registo sedimentar do Paleozóico Inferior da ZCPE, os corpos granitóides de Portalegre e do Carrascal apresentam-se cortados pela intrusão granitóide tardi-Varisca de Alpalhão-Castelo de Vide que se liga ao alinhamento de Los Pedroches em Espanha. Idades radiométricas atribuem ao granitóide de Portalegre, 440±6 Ma (Rb/Sr em rocha total, PRIEM et al., 1970), o que nos leva a considerar a ocorrência de magmatismo alcalino no Paleozóico Inferior no limite Ordovícico-Silúrico, considerado por alguns autores como associado a estádios anorogénicos pós-Cadomianos (OCHSNER, 1993), ou na sequência de processos de instalação magmática de idade Caledónica (SERRANO PINTO,1984), mais tarde consideradas como ante-Hercínicas mais modernas (SERRANO PINTO et al., 1987). As relações entre os dois granitoides estão mal conhecidas e só com estudos pormenorizados de geoquímica e de geofísica se poderão vir a tirar algumas conclusões.

Este conjunto sedimentar e magmático encontra-se afectado por intensa deformação desenvolvida em regime transpressivo com componente de movimentação esquerda, definindo o que designamos por ZCPE. A deformação apresenta-se com um padrão de distribuição heterogénea, onde faixas paralelas à direcção principal do orógeno, tanto mostram intenso desenvolvimento de cisalhamento simples não-coaxial ao qual está geralmente associada intensa milonitização, como mostram deformação onde predomina cisalhamento puro com milonitização menos penetrativa e onde se preservam estruturas e texturas primárias. A partição da deformação é uma

característica importante desta zona de cisalhamento e resulta da presença de fortes contrastes reológicos inerentes à coluna estratigráfica.

O fabric planar principal cuja orientação varia de NW-SE (região de Portalegre) a W-E (região de Esperança), surge bastante inclinado para SW e S respectivamente, e com lineacção de estiramento associada admitindo variações no sentido do mergulho. São estas variações que conferem à ZCPE uma geometria e cinemática peculiares, cuja descrição neste trabalho pode complementar a informação já existente relativa ao tipo de padrão de distribuição de estruturas em zonas transpressivas. De facto, considerando sistemas de simetria triclinica, obteem-se padrões mais complexos dos que os previstos para cisalhamento simples (ROBIN e CRUDEN, 1994; S.LIN, 1998).

Considerando que a ZCPE se localiza no ramo setentrional de um estrutura em leque dissimétrica regional cuja zona axial se localiza nos domínios setentrionais da ZOM (RIBEIRO et al., 1987; PEREIRA e SILVA,1995,1997), a sua foliação com inclinação constante para S-SW ou seja tombada para N-NE, representa o fabric planar generalizado para o bordo meridional da ZCI, bem como deste sector do Nordeste Alentejano. A lineação de estiramento forte característica do fabric S-L desta zona de cisalhamento, apresenta a particularidade de variar o sentido de mergulho (nunca excedendo os 30-40°), tanto para o quadrante NW como para o quadrante SE. Esta geometria, quando associada aos critérios cinemáticos que indicam, na maioria dos casos movimentação esquerda, permitem definir três tipologias diferentes relativas ao sentido do transporte tectónico (Figura 92):

i) Transporte tectónico oblíquo simulado por uma componente de cavalgamento do bloco Sul sobre o bloco Norte (para o caso de estarmos perante uma foliação a inclinar para SW com lineação de estiramento associada a mergulhar para o quadrante NW – ex. corte A-B da serra da Penha, região de Portalegre; (ver Figura 38);

ii) Transporte tectónico oblíquo simulando uma componente de falha normal com descida do bloco Sul relativamente ao bloco Norte (se tivermos uma foliação a inclinar para SW com lineação de estiramento associada a mergulhar para o quadrante SE – exemplos: cortes E-F e G-H do rio Caia e da ribeira de Arronches, respectivamente), (ver Figuras 43 e 45);

iii) Transporte tectónico subhorizontal do tipo desligamento esquerdo puro (com foliação a inclinar para SW ou S e lineação de estiramento subhorizontal (exemplo: corte K-L da ribeira de Abrilongo, região de Esperança), (ver Figura 49);

iv)

Estas variações verificam-se tanto paralelamente ao orógeno, segundo a direcção da foliação principal NW-SE, como perpendicularmente, segundo NW-SE (ex. corte E-F do rio Caia).

Outro aspecto importante refere-se ao facto de a foliação por vezes se apresentar inclinada para o quadrante NE, o que se observa em território espanhol (região de Albuquerque). Neste caso, a foliação quando associada ao estiramento mergulhante para o quadrante W, com critérios de movimentação esquerda, definem uma geometria e

Figura 92 – Esquema da estrutura da Zona de Cisalhamento de Portalegre-Esperança com principais elementos estruturais projectados em mapa e com blocos diagrama de três das principais situações observadas e que permitem caracterizar a partição da deformação: i) situação de Portalegre onde predomina a componente cavalgante com movimentação esquerda (canto superior esquerdo); ii) a situação do rio Caia onde se passa num corte tranversal ao orógeno, de componente normal com movimentação esquerda a componente cavalgante de movimentação esquerda (centro); iii) e a situação de Esperança marcada pelo desligamento puro de movimentação esquerda (canto inferior direito).

1, Anticlinal,
2, Sinclinal,
3, componente de desligamento esquerdo,
4, Sentido de inclinação da falha,
5, Lineação de estiramento e sentido do transporte tectónico,
6, Movimento relativo de blocos: preto-descida, branco-subida.

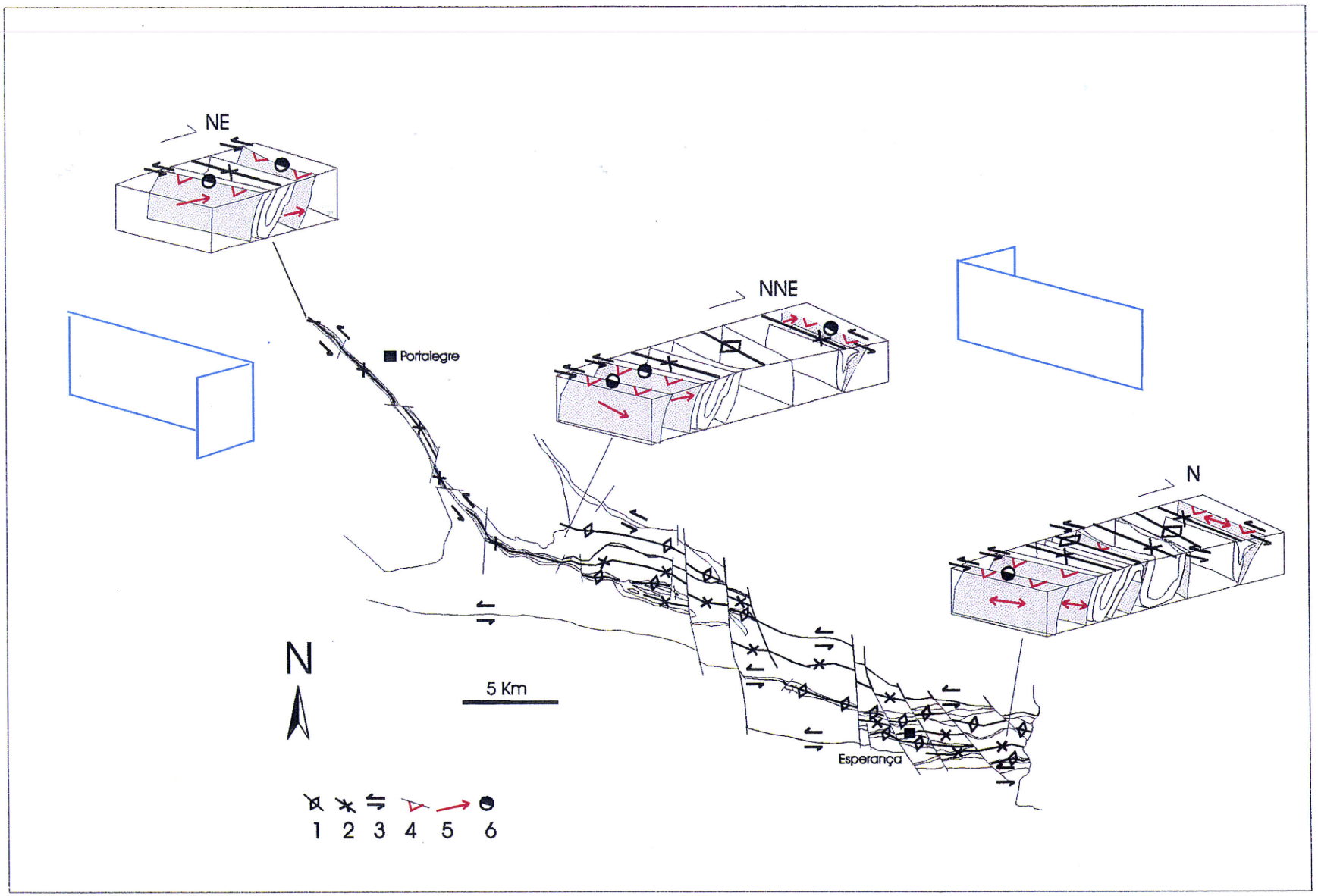


Figura 92

cinemática que indica transporte tectónico oblíquo com componente normal de descida do bloco Norte.

Se nos debruçarmos agora sobre a geometria e cinemática do dobramento da ZCPE verificamos que, uma vez que a partição da deformação é condicionada por importantes contrastes reológicos patentes na coluna estratigráfica, existe uma relação directa entre este regime de deformação e o desenvolvimento de dobras mais amplas ou mais apertadas. Neste trabalho consideramos ser o dobramento resultante dum processo de deformação contínua, mostrando-se pouco adequada a tentativa de espartilhar os dados de acordo com a definição de diferentes fases de dobramento tal como foi proposto por SANDERSON et al. (1991) para uma área vizinha em território espanhol, e extrapolada para a ZCPE. De facto, se não dissociarmos a geometria da cinemática, conceitos fundamentais na compreensão da evolução estrutural desta região, facilmente nos apercebemos da actuação de um sistema dinâmico onde o dobramento desenvolvido a diferentes escalas (Dk, Ddm), está estritamente relacionado com o fabric S-L expresso na região. Dobras periclinais (Dk) com eixos de direcção geralmente subparalela à direcção do orógeno, mergulhantes com angulos inferiores a 30° tanto para o quadrante NW como para o SE, por vezes, com planos axiais ligeiramente oblíquos à folialção principal, admitem o desenvolvimento de dobramentos a uma escala menor (Ddm) em zonas preferencialmente localizadas. Estas zonas preferenciais onde há concentração de movimentação tectónica, localizam-se frequentemente em interfaces de forte contraste reológico (limite entre vulcanoclastitos da Urra e quartzitos Armoricanos, niveis peliticos intercalados nas espessas bancadas de quartzito Armoricano, limite entre os quartzitos Armoricanos e metapelitos do Landeilo-Lanvirniano). Estes corredores de deformação apresentam-se geralmente nos flancos de dobras amplas Dk e apresentam na sua dependência o desenvolvimento de dobramentos apertados Ddm. Neste processo de dobramento em que a estratificação figura como superficie potencial à concentração da deformação quando o contraste reológico é significativo, sempre que esta condição se verifica e quando a estratificação atinge valores significativos de inclinação como consequência das primeiras etapas evolutivas da génese de dobras, passam a estar criadas condições para o aparecimento de um corredor de intensa movimentação tectónica onde predomina a deformação cisalhante não coaxial. Em contraste são preservadas areas onde a deformação por cisalhamento puro é dominante e permite a preservação de estruturas e texturas primárias.

O tipo de dobramento descrito para a ZCPE e que se observa junto à fronteira já no lado espanhol (SANDERSON et al., 1991) e em Mérida (BANDRÉS e EGUILUZ, 1999), tem sido descrito como mudando num sector mais a SE, na região de Hornachos. Aqui é descrita a existência de dobras quilométricas com planos axiais deitados vergentes para NE que se encontrariam redobradas por uma xistosidade verticalizada (AZOR et al., 1994; POYATOS et al., 1995) sem correlação em Portugal.

De um modo generalizado à maioria das litologias da ZCPE, nas áreas onde a deformação cisalhante não-coaxial se faz acompanhar de intensa milonitização, observamos à escala microscópica, que as texturas primárias apenas se preservam em grãos relíquia, ou sob a forma de agregados quartzosos envolvidos por novos grão resultantes de recristalização dinâmica do quartzo. Nos vulcanoclastitos da Formação da

Urra a sua textura mesoscópica classificada como "porfiróide" (GONÇALVES,1971), resulta da preservação de porfiroclastos de quartzo e de feldspato de dimensões milimétricas geralmente com caudas de recristalização de quartzo, numa matriz muito fina com quartzo recristalizado e sericite, reflectindo desta forma uma textura milonítica. Relativamente aos quartzitos Armoricanos, quando afectados por milonitização desenvolvem texturas mesoscopicas peculiares (textura grosseira, maciça, filítica, sacaróide, brechóide). Ao microscópio estas texturas traduzem diversos aspectos da milonitização, que devem ser função essencialmente da heterogeneidade imposta pelas diferenças encontradas nos fabrics primários destas rochas. No entanto, tudo depende também do gradiente geotérmico da região, da provável existências de domas térmicos em profundidade, do sistema de circulação de fluidos, da evolução das taxas de deformação, entre outros factores. Quanto à deformação das rochas granitóides (granito de Portalegre e granito do Carrascal) constata-se que, de acordo com o comportamento frágil do feldspato que contrasta com o comportamento plástico do quartzo, as condições de temperatura da deformação para a ZCPE ocorreram sob baixo grau metamórfico, na facies dos xistos verdes.

4.2. O padrão heterogéneo de distribuição da deformação e metamorfismo na Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior

A Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior é constituida por um conjunto de unidades tectonometamórficas (unidades de Campo Maior, de Contenda-Barragem do Caia, de Arronches e de Ouguela) evoluidas a partir de um registo estratigráfico Proterozóico Superior a Câmbrico Inferior, no qual se desenvolveu intenso magmatismo Paleozóico, e no qual podem ser encontradas relíquias crustais mais antigas.

A sequência estratigráfica está preservada no bordo Norte desta megaestrutura, no contacto com a ZCPE. A Sul, a sequência estratigráfica mostra-se transposta por metamorfismo Paleozóico nas Unidades de Arronches e da Contenda-Barragem do Caia, ou ainda, bem conservada na Megaestrutura de Assumar.

No bordo setentrional da Unidade de Campo Maior surge a Unidade de Azeiteiros cuja presença assinala um importante salto metamórfico. Esta Unidade de Azeiteiros que apresenta intensa deformação e também, diferenciação metamórfica, que se reflete pelo aparecimento de texturas paragnáissicas, está limitada a Sul pela falha de Azeiteiros. O seu limite Norte coincide com outro acidente tectónico cuja história regista comportamento dúctil a frágil, com a presença de milonitização afectada por posterior cataclase, separando-a das rochas do CVS de Nave de Grou e da Formação de Mosteiros, unidades estas que estarão na sua origem.

Na Formação de Mosteiros foram identificados cianobactérias atribuidas ao Proterozóico Superior (GONÇALVES e PALÁCIOS, 1984) e a topo surge, em provável discordância um complexo vulcanosedimentar félsico (CVS de Nave de Grou), que preserva as suas texturas primárias. Discordante sobre o CVS de Nave de Grou e a Formação de Mosteiros, aparece o Complexo detrítico e carbonatado de Ouguela (Câmbrico de Ouguela, M.PEREIRA, 1970). Inicia-se por uma espessa sequência de plataforma, terrígena, evoluindo para facies de ambientes transicionais do tipo deltaico com intercalações de pelitos, interrompida por nova sedimentação de materiais mais

grosseiros. Os arenitos aqui representados incluem passagens conglomeráticas que têm a particularidade de conter clastos de rochas metamorfizadas e tectonizadas (por ex. metachertes negros com um fabric tectónico planar-linear afectado por dobramento) provenientes do soco Proterozóico Superior (Formação de Mosteiros) (ver Fotografia 146). Neste caso é possível discutir se a presença destes clastos sugere a selagem de um periodo de deformação anterior à deposição do Câmbrico Inferior (Cadomiano). Por outro lado, o facto de este complexo sedimentar se encontrar pouco deformado pelo regime cisalhante generalizado, parece reflectir que existem sectores que são preservados da intensa deformação Paleozóica, traduzindo deste modo a sua distribuição heterogénea. Para o topo da sequência Câmbrica surgem rochas carbonatadas onde foram identificados restos de equinodermes. Na Série Negra cartografam-se corpos magmáticos hiperalcalinos ou alcalinos, o ortognaisse de Cevadais, a Norte de Campo Maior (482±12 Ma, Rb/Sr rocha total, PRIEM et al., 1970) e o ortognaisse de Endreiros, a SE do Crato (466±10 Ma, GONÇALVES e FERNANDES, 1973). Datados do Ordovícico Inferior a Médio, estes complexos intrusivos mostram relações de corte em relação ao encaixante onde é assinalada a presença de uma estruturação prévia no encaixante. O metamorfismo que afecta esta sequência é de baixo grau excepto quando nos dirigimos para a proximidade com as unidades de Campo Maior, de Azeiteiros e de Ouguela. A corroborar estes dados, no prolongamento para Espanha, na região de Mina Afortunada foi descrito um doma anatéctico a afectar a Série Negra, cujo metamorfismo de alto grau e baixas pressões (ABALOS e EGUILUZ, 1992) foi datado de 528±6 Ma (U/Pb, zircão, ORDOÑEZ-CASADO et al., 1997), do Câmbrico Inferior-Médio, o que leva estes autores a considerar estas condições metamórficas como estando associadas ao colapso extensional da crusta espessada, no final da orogenia Cadomiana.

A definição das diferentes unidades que se cartografam a Sul da sequência estratigráfica Proterozóico Superior-Câmbrico Inferior, foi baseada na separação de associações litológicas afectadas por distintas condições de metamorfismo e, por vezes, com características tectónicas também elas distinguiveis. Através deste trabalho, verificamos a existência de gradientes metamórficos em todas as unidades e também entre elas. Quanto à estruturação, todas as unidades apresentam o desenvolvimento de intenso fabric S-L, mas na Unidade de Arronches, que se localiza ao longo do bordo com a Megaestrutura de Assumar, é possível identificar um fabric planar-linear anterior ao regional. Estas heterogeneidades justificam, em nosso entender, a individualização de distintas unidades para este sector do Nordeste Alentejano. No entanto, estamos conscientes de que não está bem esclarecido o verdadeiro significado destas subdivisões, por falta de informação geoquímica e radiométrica, correndo-se o risco de estas subdivisões virem a perder significado num contexto regional e temporal, considerando que outros autores poderão vir a utilizar critérios diferentes. De facto, a complexidade deste conjunto amalgamado por intensa deformação pode ser abordada num contexto globalizante, tal como foi interpretado por DELGADO-QUESADA (1977) refererindo-se à Formação dos gnaisses de Azuaga, quando pretendia descrever o soco mais antigo, e mais tarde, por AZOR et al. (1994) e QUESADA (1997) que definiram a existência de uma única unidade, por pretenderem conferir-lhe um

significado geodinâmico específico associado unicamente a um ciclo evolutivo, embora incluindo unidades com idades diferentes (Unidade Central e Unidade Acreccional respectivamente). Noutro sentido ainda, como interpreta ABALOS (1992), é considerado um agrupamento de quatro unidades distintas, de modo a realçar os contrastes das condições metamórficas que surgem a afectar diferentes associações litológicas (Gnaisses miloníticos de Higuera de Llerena, Lâmina eclogítica, Gnaisses blastomiloníticos migmáticos, Complexo leptino-anfibólico), neste caso também assinalando um único evento geodinâmico. Na nossa perspectiva a história destas unidades pode ser explicada por uma série de eventos geodinâmicos, sedimentares, magmáticos e metamórficos, que actuaram sobre um soco Proterozóico e na cobertura Paleozóica, de acordo com um processo contínuo associado sempre a importante instabilidade tectónica, desde tempos geológicos ante-Câmbricos até Carbónicos.

A estrutura caracteriza-se pela presença generalizada de um fabric S-L essencialmente milonítico, com foliação muito inclinada, tanto para o quadrante NE como SW, frequentemente subverticalizada, na qual se lê uma lineação de estiramento muito penetrativa, com mergulho geralmente de poucos graus, tanto para NW como SE.

Na Unidade de Campo Maior, os gnaisses e migmatitos apresentam uma foliação com desenvolvimento de blastomilonitização de direcção NW-SE, muito inclinada para os quadrantes NE ou SW podendo surgir verticalizada, com lineação de estiramento subhorizontal, que em alguns locais (cortes C1-D1 do rio Caia, E1-F1 da ribeira de Arronches e G1-H1 das ribeiras do Caga-no-Ninho – Tinoca – Abrilongo) surge a circundar boudins de retroeclogitos (MATA e MUNHÁ, 1986; QUESADA e MUNHÁ, 1990). Estes retroeclogitos ocorrem sob a forma de anfibolitos granatíferos que preservam uma paragénese anterior de elevadas pressões e temperatura retrogradada para paragénese minerais de mais baixo grau metamórfico. O fabric tectónico acompanha o desenvolvimento das paragéneses minerais na facies anfibolítica, com continuação para condições metamórficas na facies dos xistos verdes. As mudanças verificadas nos valores da inclinação do fabric planar são interpretadas como o tombamento tardio da foliação milonítica, por efeito do desenvolvimento progressivo de estruturas em leque, considerando a cinemática de movimentação esquerda em regime transpressivo. A milonitização é intensa em faixas discretas, comprovando a distribuição heterogénea da deformação nesta unidade. Nos bordos da Unidade de Campo Maior podemos cartografar gnaisses micáceos com silimanite (cortes C1-D1 do rio Caia e G1-H1 das ribeiras do Caga-no-Ninho-Tinoca-Abrilongo), mineral que cresce alinhado com o fabric principal e que em alguns locais desenvolve tectonitos – L.

Na Unidade de Ouguela verifica-se a existência de um gradiente prograd o relativo às condições de metamorfismo, no sentido de Sul para Norte (Corte I1-J1 de Cevadais-Ouguela) e afectando uma sequência de rochas que consideramos com origem provavel da actuação de intensa deformação sobre a Formação de Mosteiros e do CVS de Nave de Grou. O fabric S-L é intenso, desenvolvendo-se em diferentes tipos de rochas gnaissicas e em micaxistos, com lineação de estiramento invariavelmente a mergulhar poucos graus para NW numa foliação que se mantem de forma geral inclinada para SW mas que admite variações na sua inclinação. Estas variações resultam do tombamento da estrutura planar para NE acompanhado por dobramento suave e amplo com dobras

de geometria em Z. Observa-se também dobramento apertado isoclinal intrafoliar cujos eixos são paralelos ao estiramento como direcção de transporte tectónico. O termo intrafoliar é neste caso utilizado para salientar o facto de considerarmos os conceitos de deformação progressiva ou contínua como indissociavelmente ligados à génese de dobras com eixos paralelos à direcção de transporte tectónico, numa abordagem essencialmente cinemática. O facto de estas dobras estarem a afectar o fabric planar milonítico regional não é interpretado como demonstrativo de diferentes fases de deformação recorrendo ao critério geométrico mas, pelo contrário como resultante de um único processo contínuo e ininterrupto. Assim, embora a estruturação possa apresentar diferentes características geométricas e graus de deformação, na realidade, os elementos estruturais observados podem incluir-se na mesma fase de deformação.

A lineação de estiramento é marcada no bordo Sul da Unidade de Ouguela pelo alinhamento de biotite castanha + silimanite e mais a Norte pelo alinhar de cristais de distena + silimanite + biotite castanha. Este dado é de especial importância porque o fabric aqui desenvolvido (facies anfibolitica $T > 550°C$ com pelo menos pressões intermédias $P > 4$ Kb; CARMICHAEL, 1978 *in* YARDLEY, 1989), tem a mesma geometria e cinemática observável mais a Sul no ortognaisse de Cevadais. Esta rocha hiperalcalina que apresenta relações de corte relativamente a uma estruturação do encaixante, bem como a um metamorfismo prévio à sua instalação, foi datada do Ordovícico inferior (PRIEM et al., 1970). Este constrangimento temporal é relevante para interpretarmos a génese deste fabric e da paragénese metamórfica associada, numa etapa geodinâmica posterior ao Ordovícico Inferior.

Ainda, em relação com o tombamento das estruturas para NE, junto ao contacto com o Complexo detrítico e carbonatado de Ouguela onde é assinalado um brusco salto metamórfico, observa-se um cataclasito desenvolvido sobre um fabric milonítico. Os micaxistos da Unidade de Ouguela tendem a apresentar dobramento mesoscópico desenvolvido sobre o fabric milonítico S-L (Sx e L_e) anteriormente descrito, com xistosidade (Sx^{+1}) de plano axial associada a inclinar para SW, a qual relacionamos com a clivagem xistenta desenvolvida nos niveis peliticos intercalados nos arenitos Câmbricos. Estamos assim em presença de outro exemplo onde elementos estruturais passiveis de serem diferenciados pela abordagem geométrica podem ser incluidos na mesma fase de deformação, se tomarmos em consideração a cinemática que acompanha a sua génese.

Na Unidade da Contenda-Barragem do Caia, o fabric S-L é característico em todas as litologias que, deste modo se apresentam com uma foliação (Sx) bastante inclinada tanto para SW como NE e cuja lineação de estiramento poucos graus mergulha para NW ou SE, próximo de Arronches, passando a inclinar mais de 20° para SE, na região da Barragem do Caia,. Assiste-se a variações no sentido da inclinação da foliação, descrevendo estruturas em leque tal como tem sido referido para outras unidades. Em alguns locais os critérios cinemáticos de movimentação esquerda predominantes dão lugar a situações onde se descrevem mais do que um sistema de movimento, esquerdo e direito, compatíveis com regime de cisalhamento puro e onde se constata o desenvolvimento de boudinage a afectar os planos foliados, paralelamente e perpendicularmente à lineação.

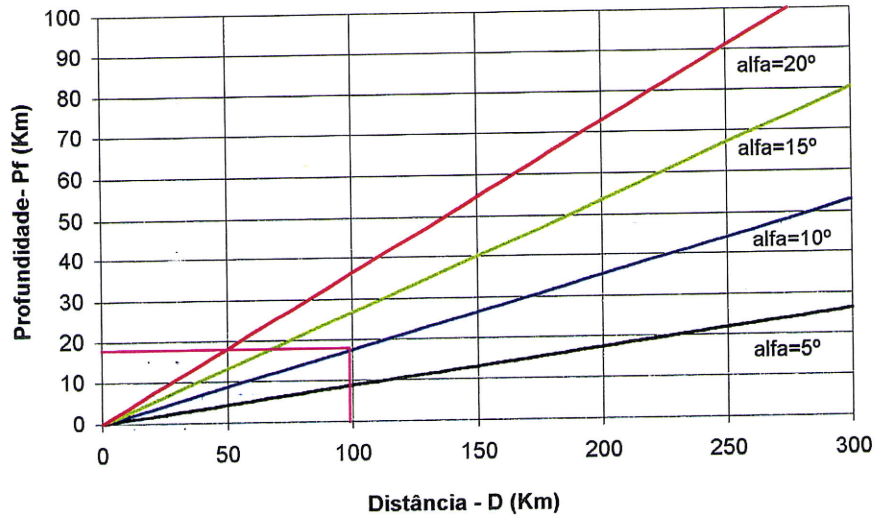
A Unidade de Arronches apresenta uma particular complexidade estrutural, pois nela, encontra-se preservada uma estruturação anterior ao fabric S-L regional (Sx), que temos vindo a descrever para as restantes unidades. Observa-se que este fabric linear-planar ao qual estão associados critérios de movimentação esquerda considerando deformação cisalhante não-coaxial desenvolve-se em metassedimentos e rochas magmáticas associadas sob condições da facies anfibolítica, passando para Norte e Noroeste a facies dos xistos verdes. Um dado relevante aqui presente, é o facto de rochas intrusivas básicas e ácidas cortarem claramente um fabric tectónico e metamórfico prévio (S_x^{-1}) no encaixante. As paragéneses minerais associadas ao fabric S-L principal (Sx), pós-intrusões, surgem desenvolvidas sobre paragéneses anteriores. Por sua vez, apresentam evidências de estarem a ser retrogradadas para condições de mais baixo grau metamórfico, isto ainda em associação com os processos de milonitização generalizados à maioria das litologias.

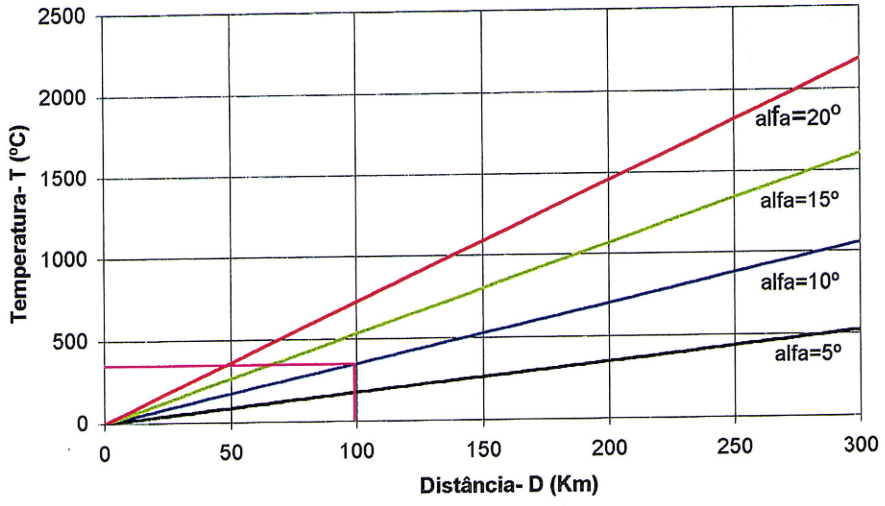
Um dos tipos de rochas mais peculiares desta Unidade de Arronches são micaxistos granatíferos (anteriormente individualizados sob a designação de Unidade de Micaxistos, PEREIRA, 1995; PEREIRA e SILVA, 1997, correlacionável com as rochas aluminosas da Formação de Atalaya descritas por ABALOS, 1992). Mostram claramente blastese de granada e biotite, que preservam um fabric no seu interior marcado por inclusões orientadas de opacos e quartzo, mais silimanite, numa paragénese mineral afectada por intensa deformação cisalhante não coaxial com componente de movimentação esquerda. Esta cinemática provoca rotação dos porfiroblastos sintectónicos num processo que nos parece ser gradual e continuo no tempo.

Em termos macroscópicos na Unidade de Arronches, tal como foi descrito para a Unidade de Ouguela, salienta-se o tombamento da foliação milonítica para o quadrante NE com desenvolvimento de dobras amplas (Corte E1-F1 da ribeira de Arronches-rio Caia), bem como no sentido oposto, para SW (corte K1-L1 da Barragem do Caia-Degolados). Aqui destaca-se a presença de dobras isoclinais com planos axiais muito deitados subparalelos a num fabric linear-planar (S_x^{-1}) em metachertes negros, por sua vez redobradas, sobre as quais se desenvolve o fabric S-L principal (Sx).

Os saltos metamórficos salientados na descrição sumária das relações entre as diferentes unidades que constituem a Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior podem ser explicados se considerarmos que, associado ao fabric S-L principal que se caracteriza por lineação mergulhando poucos graus numa foliação muito inclinada e com critérios cinemáticos de movimentação esquerda desenvolvida em regime transpressivo, pode acomodar-se um importante deslocamento vertical. Assumindo por exemplo um deslocamento de 100 Km e uma lineação de estiramento a mergulhar 10° obtem-se um deslocamento vertical de 18 Km, o que nos dá a ideia de ser possivel surjirem lado a lado unidades, cujos limites coincidem com saltos metamórficos caracterizados por diferenças de pressão e de temperatura, para este caso calculadas como da ordem dos 5 Kb e dos 350°C, considerando padrões médios para a pressão litostática e gradiente geotérmico (e.g. YARDLEY, 1989) (ver Figura 93).

Figura 93 – Gráficos que traduzem a relação directa entre o Deslocamento (D) e a Profundidade (Pf) numa zona de cisalhamento com componente de desligamento obliqua. Para os diferentes valores de profundidade atribuem-se valores correspondentes de Pressão (P) e Temperatura (T), segundo os padrões médios para a pressão litostática (0,26-0,32 Kbar/Km) e para o gradiente geotérmico (15-30°/Km) (YARDLEY, 1989).
Projectam-se as rectas relativas a diferentes graus de inclinação da lineação de transporte (α) considerando a equação Tg α=Pf / D.


Profundidade- Pf (Km)
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
0
50
100
150
200
250
300
Distância - D (Km)
alfa=20°
alfa=15°
alfa=10°
alfa=5°


Temperatura- T (°C)
2500
2000
1500
1000
500
0
0
50
100
150
200
250
300
Distância- D (Km)
alfa=20°
alfa=15°
alfa=10°
alfa=5°

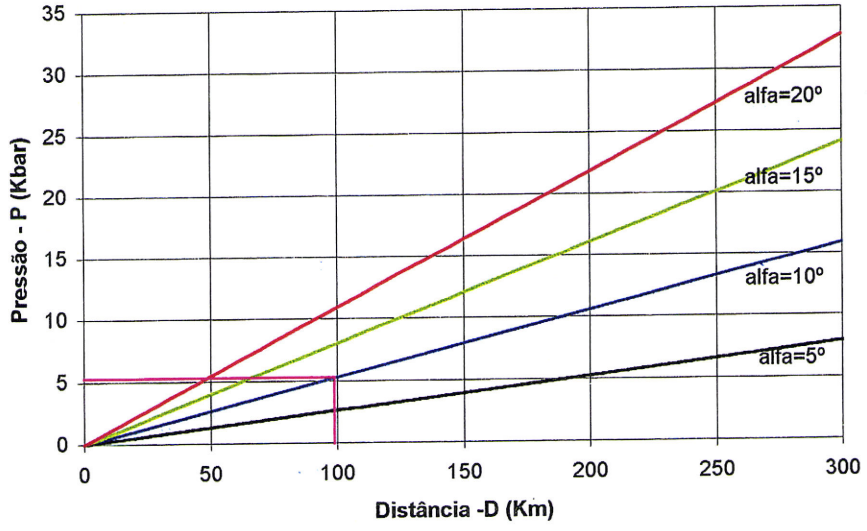

Pressão - P (Kbar)
35
30
25
20
15
10
5
0
0
50
100
150
200
250
300
Distância -D (Km)
alfa=20°
alfa=15°
alfa=10°
alfa=5°

Figura 93

4.3. O soco Cadomiano (ante-deposição do Câmbrico) na Megaestrutura de Assumar

A Megaestrutura de Assumar marca o limite meridional dos extensos afloramentos de Proterozóico Superior dos domínios setentrionais da ZOM no Nordeste Alentejano. Para Sul descrevem-se espessas sequências de Câmbrico no que se designa por Sector de Alter do Chão – Elvas (OLIVEIRA et al., 1991), onde apenas se encontram afloramentos de Proterozóico Superior enraizados, numa restrita área a Sudeste de Elvas.

O Proterozóico Superior da Megaestrutura de Assumar está representado por rochas características da Série Negra (CARVALHOSA, 1965), a qual foi designada por Formação de Mosteiros (GONÇALVES e CARVALHOSA, 1993/94) para o Nordeste Alentejano, com a particularidade de incluir uma possante unidade de anfibolitos (Anfibolitos de Besteiros, PEREIRA e SILVA 1999a,b). Assim podemos considerar a existência de uma sequência monótona de metassedimentos, com metachertes negros característicos, e ocorrências de rochas vulcânicas ácidas e básicas. A Formação de Mosteiros e os Anfibolitos de Besteiros estão afectados por metamorfismo prograd, atingindo condiçoes de alta temperatura e facies anfibolítica a Sul, decrescendo o grau metamórfico para Norte. Neste contexto, descrevem-se ocorrências de granodioritos na ribeira do Freixo (corte E2-F2), que podem representar os níveis mais profundos onde se atingiram condições de anatexia. Esta hipótese é especulativa, dada a escassez de dados geoquímicos e radiométricos, mas a ideia terá consistência se tivermos em consideração o contexto regional e uma correlação com o prolongamento desta megaestrutura em Espanha, no que se designa por Antiforma de Monestério (EGUILUZ, 1988; EGUILUZ e ABALOS, 1992) e continuação no Domínio de Tambor (APRAIZ, 1998). Estes autores consideram a Série Negra dividida em: i) Formação de Montemolin representada por micaxistos biotíticos onde a ocorrência de anfibolitos é importante, que na base inclui granodioritos anatéticos (526 ± 9 Ma, U/Pb, OSCHNER, 1993) e migmatitos, e ii) Sucessão de Tentudia, considerada mais recente (545 a 560 Ma, U/Pb em zircões, SCHÄFER et al., 1993), onde o vulcanismo félsico e os niveis carbonatados são representativos.

Os Anfibolitos de Besteiros apesar de estarem retrogradados apresentam evidências de terem sido sujeitos previamente a condições metamórficas prováveis de alta temperatura, tal como se verifica para os metassedimentos que lhes estão associados, cuja segregação metamórfica é significativa, comprovada pelas texturas paragnaissicas desenvolvidas. Para Norte, os paragnaisses com biotite e granada dão lugar a micaxistos biotíticos, por vezes granatíferos, indicando um decréscimo nas condições de temperatura do metamorfismo. A topo da Formação de Mosteiros surge em discordância um conjunto vulcano-sedimentar félsico, representado na base por niveis de conglomerados, que subindo na sequência passam a materiais tufíticos grosseiros a finos e escoadas riolíticas (CVS Freixo-Segóvia, PEREIRA e SILVA, 1996). Os conglomerados apresentam como particularidade o facto de incluirem clastos do soco metamorfizado e deformado. Este conjunto de natureza vulcânica encontra-se na mesma posição estratigráfica daquele que, em território Espanhol se designa como Formação de Malcocinado (FRICKE, 1941, *in* EGUILUZ et al., 1997), com idade

atribuida ao limite Proterozóico Superior-Câmbrico Inferior (520-530 Ma, SCHÄFER,1990; OSCHNER, 1993; ORDOÑEZ-CASADO, 1998).

Discordante sobre o CVS de Freixo-Segóvia afloram rochas detríticas (arenitos arcósicos que passam a pelitos), às quais se sobrepõem niveis carbonatados, com ocorrências esporádicas de pelitos e de rochas vulcânicas básicas. Este conjunto detritico-carbonatado é atribuido ao Câmbrico Inferior (Complexo detritico e carbonatado de Assumar; corte A2-B2 de S.Lourenço-Serrinha), por correlação com o Câmbrico Inferior fossilífero estudado em Espanha (Formação de Torreárboles e Formação de Pedroches, LIÑAN, 1978). O registo estratigráfico onde se inclui o CVS de Freixo-Segóvia e o Câmbrico detritico-carbonatado de Assumar, tem sido interpretado como o testemunho de vulcanismo de natureza calco-alcalina associada a um arco continental do tipo andino sin- a tardi-orogénico Cadomiano (EGUILUZ, 1988; SANCHEZ CARRETERO et al., 1989, 1990). Por seu turno, o Câmbrico Inferior representaria sequências de plataforma terrígena e carbonatada resultantes da colmatação de bacias pouco profundas (LIÑAN et al., 1997). Relativamente ao soco Proterozóico Superior, a Série Negra é interpretada como representando sequências sedimentares com vulcanismo associado, sinorogénicas e relacionadas com o preenchimento de bacias marginais (QUESADA, 1992,1997; EGUILUZ et al., 1995). O metamorfismo de alta temperatura e baixa pressão descrito para o Antiforma de Monestério é interpretado como estritamente relacionado com as fases tardias dos processos colisionais Cadomianos (EGUILUZ e ABALOS, 1992).

Na Megaestrutura de Assumar cartografam-se dois importantes alinhamentos de rochas granitóides que intruem a Série Negra e cujas relações de corte mostram claramente que são posteriores a uma estruturação e metamorfismo prévios, preservados no soco Proterozóico Superior (cortes C2-D2 de Monte da Fome-Aguilhão-Abodaneira e E2-F2 de Besteiros-Barquete-Assumar). Temos assim, i) o Complexo granitóide Barreiros limitado a Sul pela Falha de Alter do Chão, incluindo rochas de natureza granítica cujas relações são complexas, fazendo suspeitar da existência de diferentes eventos magmáticos. Observam-se ainda algumas manchas restritas de granodioritos (ribeira do Freixo), com relações de corte com diques básicos e retalhos de rochas do encaixante metassedimentar e vulcânico; ii) a Norte deste último complexo ígneo, ocorre o alinhamento de Barquete-Bedanais-Aguilhão, este com rochas granitóides homogéneas (GONÇALVES, 1978). Neste contexto, salienta-se o facto de estes diferentes corpos igneos poderem representar eventos magmáticos seriados no tempo, cuja decifração deverá ser um objectivo essencial para aprofundar a caracterização da evolução geodinâmica desta região.

A coluna estratigráfica e o magmatismo félsico estão afectados no seu conjunto por deformação cisalhante em regime transpressivo com componente de movimento esquerdo, em condições de metamorfismo de baixo grau, na facies de xistos verdes. É possível verificar que as paragéneses metamórficas da Série Negra retrogradaram para condições de baixo grau metamórfico o que é corroborado pelas condições de baixa temperatura inferidas para a deformação desenvolvida nos granitóides. Estas condições caracterizam-se por milonitização da rocha com o feldspato comportando-se de modo frágil, enquanto o quartzo surge com comportamento plástico. A milonitização

distribui-se de forma heterogénea, o que se traduz pelo aparecimento de estreitas faixas de filonitos, nestes granitóides.

A estruturação principal da Megaestrutura de Assumar está marcada pelo desenvolvimento de uma foliação penetrativa bastante inclinada, cuja direcção NW-SE admite variações no sentido da sua inclinação para os quadrantes NE ou SW. Esta geometria descreve estruturas macroscópicas complexas e compósitas em leque com zonas axiais oblíquas aos limites geológicos, comprovando uma imposição geométrica posterior, o que se verifica igualmente na Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior (Figura 94). De facto, na Série Negra a foliação Sx afecta um fabric planar-linear anterior, o que não se verifica para o CVS de Freixo-Segóvia e para o Complexo detritico e carbonatado de Assumar. Nestes dois últimos, a estruturação é simples e diz respeito somente ao desenvolvimento de uma foliação sob a forma de um fabric planar bastante inclinado, ao qual está associada uma lineação de estiramento mergulhando poucos graus para os quadrantes NW ou SE, ao longo da qual se lêem critérios cinemáticos de deformação não-coaxial com componente de movimentação esquerda. À escala macroscópica identificam-se dobras amplas nucleadas em fácies carbonatadas do Complexo detritico e carbonatado de Assumar (corte G2-H2 de Freixo – Segóvia), cartograficamente discordante sobre o CVS de Freixo-Segóvia. Em estruturas dobradas dissimétricas com um dos flancos não desenvolvido, é possivel constatar que o Câmbrico Inferior assenta directamente sobre o soco Proterozóico Superior, segundo padrão que também sugere a existência de discordância.

Um dos aspectos particulares da estruturação é o facto de ser clara a existência de heterogeneidade na distribuição da deformação e consequentemente dos fabrics a ela associados. Deste modo a deformação observada em ambos os flancos de uma dobra pode apresentar diferentes graus, como consequência de uma partição da deformação provocada por diferentes factores e expressa nomeadamente por um tombamento dominante, regime não-coaxial, existência de corredores de deformação ou ainda variação de facies com diferentes reologias. Um dos exemplos que podemos referir é o caso dos fabrics gerados nos conglomerados basais do CVS de Freixo-Segóvia aflorantes em ambos os flancos das dobras macroscópicas atrás referidas. No flanco Sul da dobra dissimétrica nucleada no Complexo detritico e carbonatado de Assumar no marco geodésico da Serrinha, na ribeira de Linhais (corte A2-B2 de S.Lourenço-Serrinha) e em ambos os flancos da estrutura dobrada no marco geodésico de Segóvia, no rio Caia (corte G2-H2 de Freixo-Segóvia), o fabric é caracterizado por uma estrutura planar-linear (S-L), com foliação bastante inclinada e lineação de estiramento pouco inclinada, imprimindo aos clastos desta rocha detrítica uma geometria oblata a prolata com o eixo de maior alongamento segundo o estiramento (L_e). No entanto, no flanco Norte da dobra dissimétrica localizada a Norte de Assumar, na proximidade da Unidade de Arronches da Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior (Corte E2-F2 de Besteiros-Barquete-Assumar), o fabric passa a ser essencialmente linear-planar (L-S), com foliação muito inclinada e estiramento subhorizontal. São atingindas situações de um tectonito-L cujos clastos do conglomerado apresentam geometria prolata com o eixo de maior alongamento paralelo à lineação de estiramento (L_e). Estes dados reflectem o carácter complexo e não-linear da distribuição das estruturas nesta zona transpressiva.

Figura 94 – Blocos diagrama que ilustram a estrutura da Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior e sua relação com a Megaestrutura de Assumar. Note-se que os eixos de culminação de estruturas em leque não coincidem necessariamente com os limites de diferentes unidades, o que demonstra o seu caracter tardio.
A-B, corte de Alter do Chão – Crato, C-D, corte de Arronches, E-F, corte de Campo Maior-Ouguela.

1, Lineação de estiramento (L_e),
2, Foliação principal (Sx),
3, Eixo de culminação de estrutura em leque.

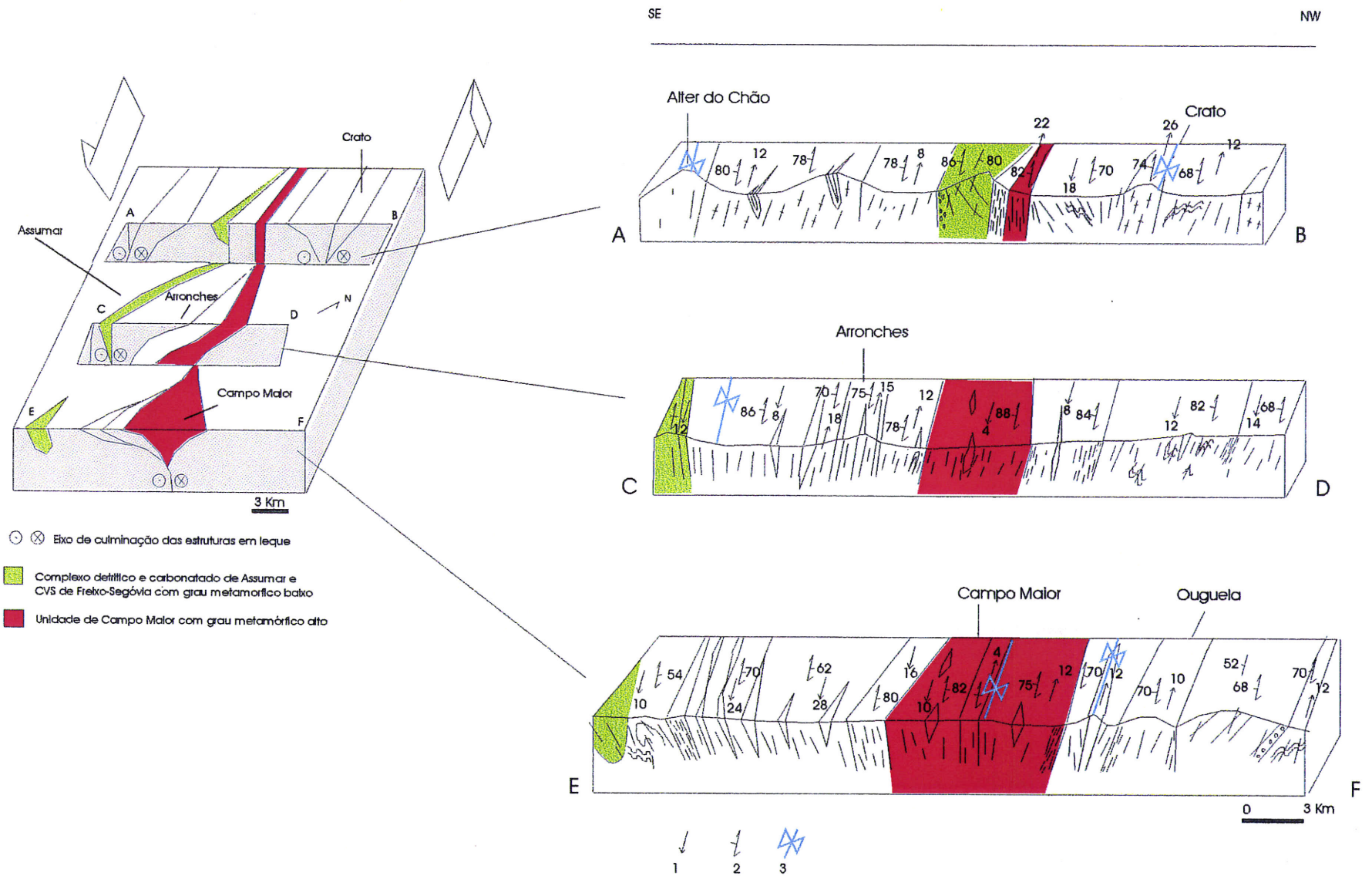

SE
NW
Alter do Chão
Crato
Assumar
Arronches
Campo Maior
Ouguela
A
B
C
D
E
F
N
3 Km
0
3 Km
Eixo de culminação das estruturas em leque
Complexo detrítico e carbonatado de Assumar e CVS de Freixo-Segóvia com grau metamorfico baixo
Unidade de Campo Maior com grau metamórfico alto
1
2
3

Figura 94

Um outro aspecto, diz respeito à mancha dos Anfibolitos de Besteiros, onde esta exibe uma estruturação provavelmente resultante da interferência de fases (F_x^{-1} + Fx), contrastando com as rochas intrusivas granitóides que a limitam a Sul e a Norte, que apresentam somente uma foliação (Sx) muito inclinada e lineação de estiramento (L_e) forte, pouco inclinada. A estrutura nos anfibolitos é caracterizada por um fabric planar S_x^{-1} a ser afectado por dobramento e génese de foliação associada posterior (Sx). Daí resulta um padrão de dobramento homogéneo com eixos mergulhantes 30-50° para o quadrante NW e paralelos a uma lineação mineral cujo significado está por clarificar (estiramento L_e^{-1} ou intersecção $S_x^{-1} \cap Sx$). Ainda sobre a foliação Sx lê-se uma lineação fraca subhorizontal que poderá representar L_e, e que estaria a representar a lineação de estiramento forte pouco inclinada desenvolvida nos granitóides. Neste caso estamos perante uma situação em que a existência de uma estruturação anterior é afectada pelo desenvolvimento de outro fabric penetrativo, bem representado noutras rochas de diferente características reológicas como os granitóides posteriores. Não será de excluir a hipótese de estes corpos granitóides, pelo facto de apresentarem um fabric tão penetrativo poderem constituir intrusões sintectónicas. A resolução deste problema parece ter que se sujeitar ao recurso a um estudo detalhado de determinações geocronológicas, pois se de facto se confirmar a existência de duas fases de deformação (no caso de a lineação inclinada ser de intersecção) poder-se-à juntar mais um dado à evolução geodinâmica complexa da região.

Na Megaestrutura de Assumar é evidente a existência de uma história geodinâmica com registo metamórfico e tectónico anterior à deposição do Câmbrico Inferior. É por isso designada de Cadomiana por afectar rochas do Proterozóico Superior e por influenciar o desenvolvimento de magmatismo em relação com o preenchimento de bacias no limite Proterozóico Superior-Câmbrico Inferior, bem como estabelecer uma transição de condições de instabilidade para condições mais estáveis, favoráveis à deposição de sedimentos em bacias do Paleozóico Inferior. Regista-se também a ocorrência de magmatismo Paleozóico cuja extensão temporal está por definir por não existirem dados radiométricos. Todo o conjunto é afectado por intensa deformação cisalhante não-coaxial, desenvolvida em regime transpressivo com componente de movimentação esquerda tal como se havia constatado para a ZCPE e para a Megaestrutura do Crato-Arronches-Campo Maior, referindo-se no entanto que são escassos os dados para se caracterizar a geometria e cinemática da estruturação Cadomiana.

4.4. Considerações sobre a natureza das relações geológicas entre o bordo Sul da ZCI e os domínios setentrionais da ZOM, integrando a informação apresentada neste trabalho

O registo geológico observado ao longo do bordo ZCI / ZOM traduz uma evolução polifásica onde diversos factores actuando diacronicamente contribuem para um quadro complexo e multivariado.

Um dos aspectos principais deste limite ZOM /ZCI é que a sua natureza variou ao longo de tempo geológico e do espaço geográfico, daí ter sido descrito segundo diversos critérios por diferentes autores.

Se recorrermos a uma análise comparativa das colunas estratigráficas destas duas zonas, verificamos que as rochas mais antigas atribuidas ao Proterozóico Superior apresentam diferenças significativas entre as sequências sedimentares da Série Negra e o Complexo Xisto-Grauváquico, respectivamente na ZOM e na ZCI. No entanto, é de salientar que a passagem ao Câmbrico Inferior é assinalada em ambas as zonas por um período de instabilidade geodinâmica que se repercute no registo sedimentar pelo aparecimento de complexos vulcanosedimentares de natureza calco-alcalina na ZOM (SANCHEZ-CARRETERO et al., 1990) e pela presença de depósitos caóticos resultantes do colapso de importante plataforma carbonatada (Olistostroma de Membrillar, VIDAL et al., 1994). O Câmbrico Inferior tende a surgir discordante sobre o Proterozóico Superior na ZOM (LIÑAN et al., 1997) mas na ZCI esta transição que tem sido considerada brusca com existência de uma discordância erosiva (SAN JOSE et al., 1990), é recentemente considerada gradual por não serem identificadas sequências transgressivas generalizadas (PALÁCIOS e VIDAL, 1996).

Para o Ordovícico verificamos que a existência de um período de sedimentação controlado por magmatismo félsico marca a base deste período na ZCI (OLIVEIRA et al., 1992) com passagem a facies tipicas de plataforma detritica (Formação dos quartzitos Armoricanos). Este facto não é concerteza alheio aos dados que indicam que nas regiões que bordejam a ZCI é notória a representatividade de rochas intrusivas granitóides de idade 510-470 Ma num periodo considerado como tardi- a pós-Cadomiano, associado a processos distensivos à escala regional (SERRANO PINTO et al., 1987). O Ordovícico representado pelos típicos quartzitos Armoricanos apresenta como aspecto mais relevante o facto de se encontrar discordante tanto sobre o soco Proterozóico Superior da ZCI, a Norte do Sinclinal de S.Mamede-Albuquerque-La Codosera, como sobre a Série Negra, a Sul deste último alinhamento e a Norte da zona de cisalhamento de Tomar-Badajoz-Cordova (ZCTBC). Salienta-se o facto de não existir registo sedimentar Ordovícico-Silúrico nos domínios setentrionais da ZOM entre a Falha de Mosteiros e o acidente tectónico da Juromenha. Para Sul do limite meridional do Sector de Alter do Chão-Elvas, o registo Ordovicico inferior apresenta sequências sedimentares e conteúdo faunístico distintos, num quadro evolutivo que se mantem pelo Silúrico até ao Devónico Inferior (ROBARDET e GUTIERREZ MARCO, 1990). O periodo de tempo geológico Devónico Superior-Carbónico Inferior está representado na ZOM por bacias de depósitos sinorogénicos com sequências flichóides do tipo ante-pais e com sequências continentais do tipo intramontanhoso, onde a bacia de Pedroches inclui sequências do Carbónico Inferior que se estendem para Norte sobre a ZCI, mostrando a ligação existente neste período entre as duas zonas (QUESADA et al., 1990). Convém referir que tanto na ZOM como na ZCI a sequência Silúrico-Devónico existe, denotando diferenças de facies e faunisticas, o que tem sido referido por certos autores como evidência para se considerar que estas zonas tenham tido uma evolução independente durante o Paleozóico Inferior (ROBARDET, 1976; BURG et al., 1981; AZOR et al., 1994). Autores como ROBARDET et al., 1990 e MATTE, 1991, referem

mesmo que esta separação, de aproximadamente 15° em latitude no Devónico Superior (PERROUD, 1985) que equivaleria a 1665 Km de distância, dever-se-ia a importante oceanização. De facto, as diferenças que existem podem ser explicadas sem recorrer ao fenomeno de oceanização, que aliás não é substanciada pelos dados até hoje descritos, se tivermos em consideração que a ZCI corresponderia a um fosso com o bordo meridional na ZOM e que esta última estaria sob influência de intenso adelgaçamento sem oceanização, situações geodinâmicas favoráveis para imprimir heterogeneidades no registo sedimentar das duas zonas.

Mais a Sul, a bacia de Matachel também do Carbónico Inferior, que inclui sequências terrígenas e de natureza vulcânica bimodal e surge discordante sobre a Série Negra, representa um sinclinal apertado entre dois acidentes do tipo desligamento, definindo o seu núcleo a zona axial de uma estrutura em leque transpressiva Varisca intracontinental (ABALOS, 1992; ABALOS e EGUILUZ, 1992). Ao longo de toda a zona de transição entre a ZOM e a ZCI e alinhadas segundo a sua direcção, localizam-se várias bacias que preservam em estruturas sinclinais sequências estratigráficas completas do Ordovícico Inferior ao Carbónico. Quando se admitem situações geodinâmicas associadas a subducção (AZOR et al., 1995; ORDOÑEZ-CASADO, 1998) sem se registarem importantes lacunas no registo estratigráfico nem a presença de unidades sedimentares e magmáticas sinorogénicas como testemunho de instabilidade nos processos evolutivos de uma margem continental activa, parece em nosso ver uma interpretação sem enquadramento geológico regional.

Por outro lado, a presença de rochas intrusivas Ordovícicas e a ausência do registo sedimentar da mesma idade e estendendo-se até ai Silúrico, sugere que os domínios setentrionais da ZOM já estariam sob influencia dum regime transpressivo com importante "uplift" associado. Deste modo, fica comprometida a ideia de um periodo no Paleozóico Inferior de estabilidade geodinâmica com desenvolvimento de condições generalizadas de adelgaçamento da litosfera, com "rifting" e desenvolvimento de estensas bacias sedimentares. Consideramos também importante enfatizar o facto de que, em território espanhol esta lacuna Ordovícico-Silúrica é igualmente generalizada para os dominios a Norte do alinhamento da Juromenha mas, contrariamente ao que se verifica em Portugal, existem sequências sedimentares e vulcânicas do periodo Devónico-Carbónico em bacias desenvolvidas provavelmente em regime transtensivo.

Esta complexidade, envolvendo uma história geodinâmica polifásica e continuada no tempo, considerando as diferentes relações de distribuição espacial das sequências sedimentares e do magmatismo do lado da ZCI bem como do lado da ZOM, reflete o carácter activo deste limite. Por outro lado, a distribuição do metamorfismo e os padrões da deformação complementam a informação, contribuindo assim para o aprofundar dos conhecimentos relativos à interpretação da sua natureza.

O metamorfismo neste bordo da ZCI é considerado como de baixo grau com pressões baixas a intermédias (LOPEZ MUNGUIRA et al., 1991), enquanto que na ZOM se observa uma evolução polimetamorfica, com eventos no Proterozóico e no Paleozóico.

Na ZCTBC regista-se a presença de rochas eclogíticas agora retrogradadas, que assinalam condições de metamorfismo de alta pressão e alta temperatura. A ocorrência

destas rochas em associação com rochas gnaissico-migmatíticas que evoluiram em condições metamórficas de mais baixa temperatura e pressão (QUESADA e MUNHÁ, 1990; ABALOS, 1992; AZOR et al., 1994), tem sido interpretada como testemunho de uma sutura exumada num contexto geodinâmico de sistemas de subducção e de colisão continental, excluindo a hipótese de condições de sobrepressão, pois não se aplica à génese de eclogitos de alta temperatura (MANCKTELOW, 1993).

Para o problema da exumação deste tipo de rochas, cujas taxas têm necessariamente que ser elevadas para que as paragéneses que as caracterizam se mantenham preservadas, têm surgido vários modelos onde se explica este processo como consequência da combinação do "up-lift" com a deformação: a erosão assistida por isostasia e por tectónica, a denudação tectónica por extensão pós-colisão e afundamento e exumação em prismas acrecionários (e.g. DUCHÊNE et al., 1997).

Considerando que estes mecanismos de exumação podem ser sujeitos a uma abordagem Lagrangiana, podemos considerar que a crusta não sofre levantamento com igual velocidade para todos os pontos, isto porque a deformação imprime diferentes taxas de velocidade do deslocamento. Por outro lado, num ambiente orogénico onde os movimentos tectónicos sejam significativos, a advenção de calor provocada por deslocamentos com componente vertical pode exceder a condução do mesmo e a crusta pode apresentar valores anormais, em excesso, para o gradiente geotérmico (DUCHÊNE et al., 1997), o que favorece o desenvolvimento de condições de ductilidade para a deformação.

A extrusão de material proveniente de níveis crustais profundos também tem sido associada ao desenvolvimento de estruturas em leque ("flower structures") em sistemas de desligamento transpressivo, o que é negligenciado pelos modelos de PLATT (1993). De facto, admite-se que os sistemas transpressivos se podem prolongar para níveis crustais profundos como estruturas verticais que facilitam o movimento do tipo desligamento e servem de condutas à ascenção de material (FOSSEN e TIKOFF, 1998), isto se considerarmos a extrusão lateral como um dos factores que influencia as taxas de exumação vertical, tendo em consideração o ângulo de obliquidade relativo à movimentação das placas litosféricas envolvidas (AVÉ LALLEMANT e GUTH, 1990; THOMPSON et al., 1997).

Relativamente à ZCTBC, faz-se referência a processos de imbricação de diferentes cunhas litosféricas com transporte tectónico através de cavalgamentos geometricamente dispostos em estruturas do tipo duplex (ABALOS, 1992) e também, a desnudação provocada por colapso extensional da zona espessada (AZOR et al., 1994,1996), de acordo com ideias exploradas por PLATT (1986).

Um tema discussão que se coloca hoje em dia é qual a idade deste evento de eclogitização, com implicações directas na interpretação da evolução geodinâmica da ZCTBC, no contexto dos ciclos de acrecção e dispersão/fragmentação continental. Para alguns autores a sutura é considerada como associada ao ciclo Cadomiano (RIBEIRO et al., 1990; QUESADA, 1992,1997; ABALOS, 1992; ABALOS e EGUILUZ, 1992; EGUILUZ et al., 1995,1997; PEREIRA e SILVA, 1997) e para outros, ao ciclo Varisco (BURG et al., 1981; MATTE, 1986,1991; AZOR et al., 1994,1996), onde os dados radiométricos se revelam como o principal ponto de discórdia.

Seguidamente iremos descrever dois casos concretos onde esta problemática está bem patente. O primeiro caso diz respeito à datação que proporcionou a idade mais antiga da ZCTBC em anfibolitos (retroeclogitos) da Lâmina Eclogítica definida por ABALOS (1992), cujo método U/Pb em zircão forneceu a idade de 611±17/-12 Ma para o protólito (SCHÄFER, 1990). No entanto, QUESADA (1997) considera esta idade como referente a um estádio metamorfico pós-eclogitização, provavelmente relacionado com exumação, pois afirma que os unicos zircões que identifica na rocha estão associados a veios trondhjemíticos. Em contrapartida e utilizando o método Sm/Nd em granadas, SCHÄFER (1990) obteve a idade de 505±50 Ma para o metamorfismo, eclogitização destas rochas. Dados anteriores e baseados no método Rb/Sr em rocha total referem-se à idade de 423±38 Ma (GARCIA CASQUERO et al., 1985), interpretada na altura como referente à instalação destas rochas, mas que SCHÄFER (1990) considera como o resultado de "reseting". Na mesma rocha, BURG e BLATRIX (1981) haviam determinado a idade de 330-335 Ma utilizando o método Ar^{40}/ Ar^{39} em concentrados de biotite, interpretada como reflectindo um evento metamorfico (AZOR et al., 1996). Este conjunto de idades reflete um registo policiclico de eventos cujas relações estão longe de estar bem conhecidas. O segundo caso, refere-se a amostras colhidas em território português, nos anfibolitos granatiferos da unidade de Arronches. Dados obtidos por QUESADA e DALLMEYER (1994) através do método Ar^{40}/ Ar^{39} em hornblenda obtiveram a idade de 358.2 ± 5.3 Ma, interpretada como o reflexo metamórfico do "up-lift" transpressivo com manutenção das temperaturas acima dos 500°C. Dados apresentados recentemente por ORDOÑEZ-CASADO (1998) para as mesmas rochas, utilizando o método SHRIMP em zircões, referem a idade de 490±17 Ma para o protólito magmático e de 322±10 Ma para o pico metamórfico que o afectou. O desfasamento em relação aos dados obtidos por QUESADA e DALLMEYER (1994) é explicado por aquela investigadora como sendo resultantes de excesso de argon. Neste caso dos anfibolitos de Arronches, as idades consideradas como do protólito são próximas por excesso, em relação às idades obtidas por exemplo para o doma anatético de Mina Afortunada, que representa um evento de alto grau metamórfico Cadomiano (507+9-7 Ma, U/Pb em monazite; OSCHNER, 1993). As mesmas idades são contudo aproximadas por defeito em relação àquelas obtidas para o magmatismo peralcalino de Alter Pedroso (482±16 Ma U/Pb em zircão; LANCELOT e ALLEGRET, 1982) ou de Aceuchal (477+5/-4 Ma, U/Pb em zircão; OSCHNER, 1993).

Facilmente se depreende que o problema reside no modo como se faz o estabelecimento das relações entre os valores numericos obtidos e a sua interpretação, bem como em caracteristicas inerentes à amostragem no que concerne à inserção do afloramento no contexto de relações regionais.

Admitindo que a maioria dos dados radiométricos estão correctos podemos igualmente interpretá-los como correspondendo a um cortejo de possibilidades no contexto de um processo tectono-metamórfico compósito e contínuo no tempo.

UNIVERSIDADE DE EVORA

4.5. O sector do Nordeste Alentejano como exemplo de transpressão desenvolvida a diferentes níveis crustais.

De modo a sintetizar a informação reunida nesta tese de Doutoramento considerando uma interpretação abrangente das diferentes relações estruturais e metamórficas expostas nos dominios setentrionais da ZOM no sector do Nordeste Alentejano, apresentamos o modelo em que salientamos o desenvolvimento de um regime transpressivo do tipo transcorrente esquerdo em diferentes níveis crustais (ver Figura 95).

A ZCPE representa uma zona transpressiva com componente de movimentação esquerda, à qual está associada partição da deformação, afectando um nivel crustal superior sob condições de baixo grau metamórfico.

Nela localiza-se uma bacia do Ordovícico Inferior de afinidade Centro-Ibérica discordante sobre o soco Proterozóico Superior da ZOM, apresentando-se intruida por magmatismo alcalino do Ordovícico Superior-Silúrico Inferior.

A sua estrutura é caracterizada por desenvolvimento de um fabric S-L acompanhado de milonitização, com foliação NW-SE a W-E bastante inclinado para SW e com lineação de estiramento mergulhando menos de 30° tanto para o quadrante NW como SE. Esta foliação dispõe-se segundo um padrão de distribuição heterogéneo e complexo de um ramo orogénico vergente para NE, bem como por dobramentos com planos axiais tombados para NE-N e eixos subparalelos à lineação de estiramento, que marca a direcção do transporte tectónico.

A Megaestrutura do Crato-Arronches-Campo Maior representa uma zona transpressiva com componente de movimentação esquerda, à qual está associada partição da deformação, afectando diferentes niveis crustais: superiores (sob condições metamórficas de baixo grau); intermédios (sob condições de baixo alto grau metamórfico) e inferiores (onde ocorrem rochas granulíticas e eclogíticas).

Nela desenvolve-se sobre uma sequência estratigráfica que inclui uma bacia do Câmbrico Inferior discordante sobre vulcanismo calco-alcalino no limite com o soco Proterozóico Superior da ZOM e onde ocorre magmatismo alcalino do Ordovícico Superior a Silúrico Inferior.

A estrutura é caracterizada pelo desenvolvimento de um fabric S-L acompanhado de milonitização, com foliação NW-SE a N-S bastante inclinado para SW ou NE. A lineação de estiramento associada mergulha menos de 30° tanto para o quadrante NW como SE, segundo um padrão de distribuição heterogéneo e complexo de estruturas em leque compósitas, e por dobramento com planos axiais tombados tanto para NE como para SW, com eixos subparalelos à lineação de estiramento que marca a direcção do transporte tectónico.

O soco Proterozóico Superior preserva uma estruturação e metamorfismo anterior à deposição do Câmbrico Inferior.

A Megaestrutura de Assumar representa uma zona transpressiva com componente de movimentação esquerda, à qual está associada partição da deformação, afectando niveis crustais superiores (sob condições metamórficas de baixo grau).

Figura 95 – Bloco diagrama esquemático que resume a estrutura proposta neste trabalho para os domínios setentrional da ZOM e seu limite com a ZCI. Nele estão representados os diferentes níveis crustais e estilos de deformação em regime transpressivo associado a intenso cisalhamento esquerdo. O desenvolvimento dos seus diferentes sectores (Megaestrutura de Assumar, Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior e Zona de Cisalhamento de Portalegre-Esperança) neste modelo está directamente associado a uma importante zona de cisalhamento intracontinental que se prolongaria em profundidade.
Note-se a existência de estruturas tombadas, que em níveis crustais inferiores podem surgir deitadas por efeito de amplos dobramentos com direcções axiais paralelas ao transporte tectónico, geometria e cinemática que foi descrita para o prolongamento desta estrutura em território espanhol (BURG et al., 1981).
Convém referir que este esquema não pretende representar qualquer polaridade herdade de subducção mas sim salientar a problemática da transcorrência.
Adaptado de TEYSSIER e TIKOFF, 1998.

1, Granitoides não tectonizados tardi-variscos (~280Ma)
2, Granitoides tectonizados sin- a ante-variscos
3, Bacia do Paleozoico Inferior de afinidade Centro-Ibérica
4, Bacias do Câmbrico Inferior da ZOM
5, Soco Proterozóico Superior da ZOM
6, Tectonitos variscos de grau metamórfico intermédio a alto

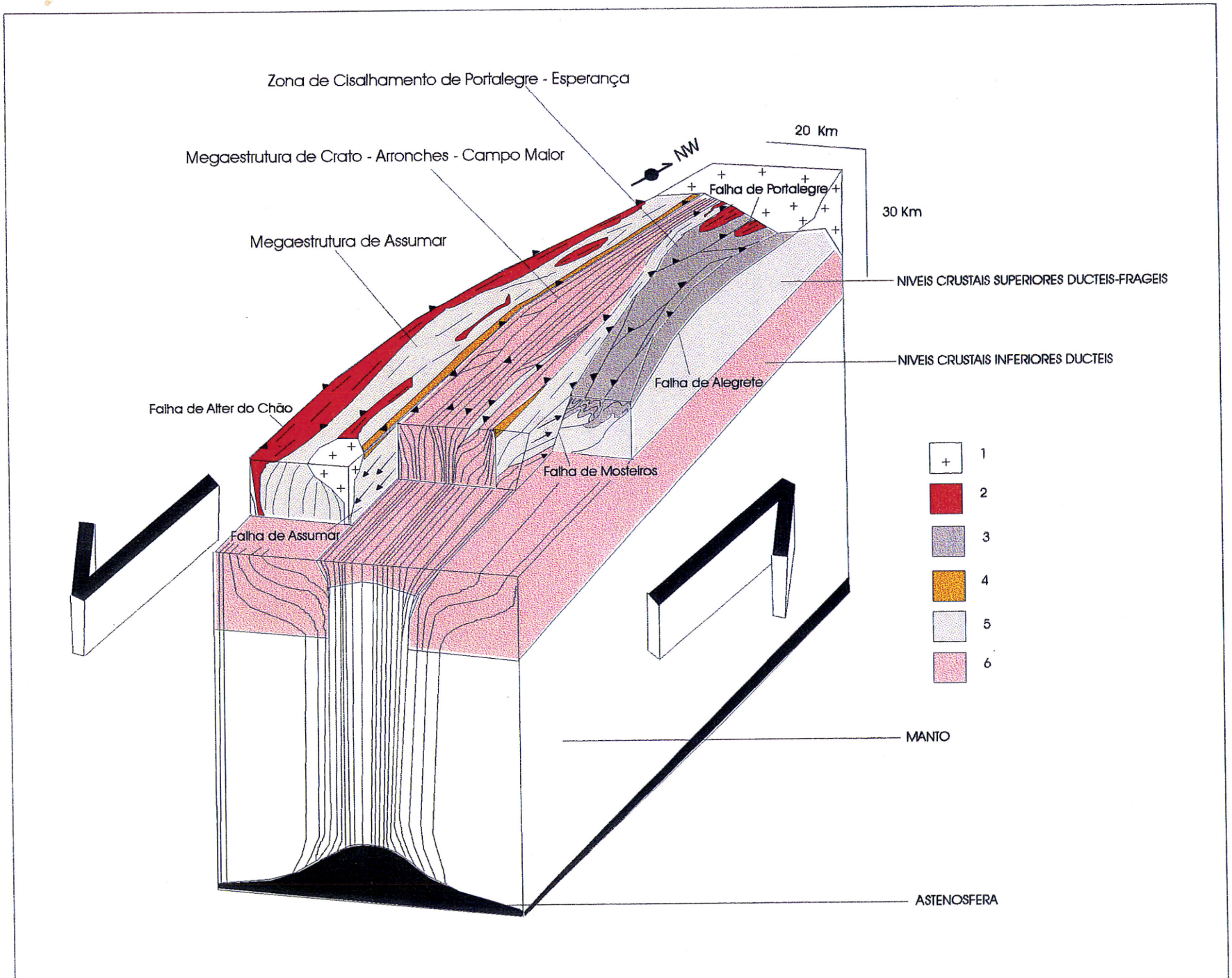

Zona de Cisalhamento de Portalegre - Esperança
Megaestrutura de Crato - Arronches - Campo Maior
Megaestrutura de Assumar
NW
20 Km
30 Km
Falha de Portalegre
NIVEIS CRUSTAIS SUPERIORES DUCTEIS-FRAGEIS
NIVEIS CRUSTAIS INFERIORES DUCTEIS
Falha de Alegrete
Falha de Alter do Chão
Falha de Mosteiros
Falha de Assumar
1
2
3
4
5
6
MANTO
ASTENOSFERA

Figura 95

A sua estratigrafia faz-se representar por uma bacia do Câmbrico Inferior discordante sobre vulcanismo calco-alcalino no limite com o soco Proterozóico Superior da ZOM e magmatismo alcalino Paleozóico.

A estrutura é caracterizada por desenvolvimento de um fabric S-L acompanhado de milonitização, com foliação NW-SE bastante inclinado para SW ou NE e com lineação de estiramento associada a mergulhar menos de 20° tanto para o quadrante NW como SE, segundo um padrão de distribuição heterogéneo e complexo de estruturas em leque compósitas, e por dobramento com planos axiais tombados tanto para NE como para SW, com eixos subparalelos à lineação de estiramento que marca a direcção do transporte tectónico.

O soco Proterozóico Superior preserva uma estruturação desenvolvida em niveis crustais intermédios, associada a metamorfismo de alto a baixo grau, anterior à deposição do Câmbrico Inferior.

As três megaestruturas conjugam-se na expressão de uma estrutura maior que mantem um conjunto coerente de características geométricas e cinemáticas que é limitada a Norte pelo Sinclinal da Serra de S.Mamede e a Sul pelo Sector de Alter do Chão-Elvas, definindo em ambos os casos uma mudança em termos de vergência regional.

Esta estrutura maior pode ser caracterizada como uma megazona de cisalhamento intracontinental com prolongamento em profundidade, que acomoda importante movimento transcorrente esquerdo, pelo menos posterior ou contemporâneo à instalação de magmatismo Ordovícico e, por outro lado, anterior à instalação dos corpos graníticos tardi-Variscos.

II.1. Bibliografia

ABALOS, B. (1992). Cinemática y mecanismos de deformacíon en regimen de transpressíon. Evolucíon estructural y metamórfica de la Zona de Cizalha Dúctil de Badajoz-Córdoba. Tesis Doctoral, Univ.Pais Vasco, *Serie Terra Nova, Lab.Xeol.Laxe*, 430p.

ABALOS B., GIL IBARGUCHI,J.I. e EGUILUZ, L. (1991).Cadomian subduction / collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba Shear Belt (SW Spain). *Tectonophysics*, 199, pp.51-72

ABALOS, B. e EGUILUZ, L. (1992). The Late Proterozoic suture zone of SW Iberia: a link to the reconstruction of the Cadomian-Avalonian-Panafrican transpressive orogen of the circum-Atlantic region. C.R. Acad. Sci. France, 314,pp.691-698

ANDERSON, D.L. (1994). Superplumes and supercontinents. *Geology*, 22, pp.39-42

ANDRADE, A S. (1983). Contribuition à l'analyse de la suture hercynienne de Beja (portugal), perpectives metallogeniques. These doctoral,*INPL*,Nancy, 137p.

APALATEGUI, O e PEREZ-LORENTE, F. (1983). Nuevos datos en el borde meridional de la zona Centro-Ibérica. El dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina. *Stud. Geol. Salmant.*, 18, pp.193-200

APALATEGUI, O, EGUILUZ, L. e QUESADA, C. (1990). Ossa-Morena Zone.Structure *In* Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Dallmeyer,R.D. e Martinez-Garcia, E. (Eds.), Springer-Verlag pp.280-191

APRAIZ, A. (1998). Geologia de los Macizos de Lora del Rio y Valuengo (ZOM). Evolucion tectonometamorfica y significado geodinamico. Tesis Doctoral, *Univ.Pais Vasco*, 575p.

ARAUJO, A (1995). Estrutura de uma geotransversal entre Brinches e Mourão (ZOM): Implicações na evolução geodinâmica da Margem Sudoeste do Terreno Autóctone Ibérico. Tese de Doutoramente. *Univ. Évora.*, 200p.

ARAÚJO, A e RIBEIRO, A (1997). Estrutura dos domínios meridionais da Zona de Ossa-Morena. . *In* Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico). Homenagem ao Prof.Francisco Gonçalves. A Araújo e M.F.Pereira (Eds.), Univ.Évora,pp.169-182

AVÉ LALLEMENT, H.G. e GUTH; L.R. (1990). Role of extensional tectonics in exhumation of eclogites and blueschists in na oblique subduction setting: Northeastern Venezuela. Geology, 18, pp.950-953.

AZOR, A, GONZALEZ LODEIRO, F. e SIMANCAS, J.F. (1993). Cadomian subduction/collision and Variscan transpression in the Badajoz-Cordoba shear belt, SW Spain: a discussion on the age of the main tectonometamorphic events. *Tectonophysics*, 217, pp.343-346

AZOR, A, GONZALEZ LODEIRO, F. e SIMANCAS, J.F. (1994). Tectonic evolution of the boundary between the Central Iberian and Ossa-Morena zones (Variscan Belt, SW Spain). *Tectonics*, 13, pp.45-61.

AZOR, A, GONZALEZ LODEIRO, F. e SIMANCAS, J.F. (1995). Geochronological constraints on the evolutionof a suture: the Ossa-Morena/Central Iberian contact (Variscan Belt, SW Iberian Peninsula). Geol. Rundsch., 84, pp.375-383.

BANDRÉS, A. e EGUILUZ, L.(1999). Deformation of the Merida Massif (OMZ, Iberian Massif, Spain). XV RGOP, *Jour.Conf.Abstracts, Cambridge Public.*, vol.4, n.3, 1005p.

BARD,J.P., BURG, J.P., MATTE, Ph. e RIBEIRO, A. (1980). La chaine hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. *26eme Cong.Geol.Int.Paris*, Coll. C6 et Mem.B.R.G.M. 108,pp.233-246

BERTHÉ, D., CHOUKROUNE, P. e GAPAIS,D.(1979). Orientations preferentielles du quartz et orthogneissification progressive en regime cisaillant: l"xample du cissaillement sud-Armoricain. *Bull.Mineral.*, 102, pp.265-272.

BEETSMA, J.J. (1995). The late Proterozoic/Paleozoic and Hercynian crustal evolution of the Iberian Massif, N Portugal as traced by geochemistry and Sr-Nd-Pb isotope systematics of the pre-Hercynian terrigenous sediments and Hercynian granitoids. PhD thesis, *Univ.Amsterdam*, Netherlands, 223p.

BLADIER, V. (1974) - Structure et Petrologie de la Bande Blastomylonitique de Badajoz-Cordoba (Chaine Hercynienne Sud-Iberique a l'ouest d'Azuaga, Espagne).Les roches cataclastiques-classification-interpretation.These 3éme cycle,*U.S.T.L.* Monpellier, pp.1-97

BLADIER,V. e LAURENT, PH. (1976) - La zone mylonitique de Badajoz-Cordoue. Raccords avec la zone Portalegre-Coimbra. *Comunic.Serv.Geol.Port.*,tomoLX, 267 p.

BLATRIX, P. e BURG,J.P. (1981) - 40Ar/40Ar Dates from Sierra Morena (Southern Spain). Variscan metamorphism and cadomian orogeny.N.Jb.Miner.Mh.,10,pp.470-478

BORGES, F.S., MARQUES, M. e NORONHA, F. (1985).Excursão geologica no complexo gnaissico da Foz do Douro. In: Livro Guia das excursões geologicas a realizar em Portugal. *IX RGOP*, Porto

BURG, J.; IGLÉSIAS, M.; LAURENT, P.; MATTE, Ph.; RIBEIRO, A. (1981) - Variscan intracontinental deformation: The Coimbra -Cordoba shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics* 76. pp.161-177

CAPDEVILLA, R., MATTE, Ph. e PAREDES, J.(1971). La nature du Precambrien et ses relations avec le Paleozoique dans la Sierra Morena centrale (Sud de l'Espagne). *C.R. Acad.Sci.Paris*, Serie D, 273, pp.1359-1362

CARVALHOSA (1965). Contribuição para o conhecimento geologico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo*). Mem.Serv. Geol. Portugal*, 2, 130p.

COELHO, A V. P. e GONÇALVES, F. (1972). Nota prévia sobre o provável Precambrico mais antigo do Alto Alentejo. Serie de afinidade charnoquítica de Campo Maior. *Bol.Mus.Lab.Min.Geol.Fac.Ciênc.*, Lisboa, 13, pp.59-81

CONEY, P., JONES, D.L. e MONGER, J.W.H. (1980). Cordilleran suspect terranes. Nature, 288, pp.329-333.

DALLMEYER, R.D. e QUESADA, C. (1992). Cadomian vs. Variscan evolution of OMZ (SW Iberia): field and 40Ar/39Ar mineral age constraints. *Tectonophysics*, 216, pp-339-364.

DELGADO, J. F. N. (1905). Contribuições para o estudo dos terrenos Paleozóicos. Com. Serv. Geol. Portug.6.pp.56-122.

DELGADO e CHOFFAT (1899). Carta geológica de Portugal, na escala 1/500 000 (3ªedição), Lisboa, *Dir.Trab.Geol.*

DEWEY,J.F., HOLDSWORTH, R.E. e STRACHAN, R.A. (1998). Transpression and transtension zones. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.,A, e Dewey, J.F. (eds). Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. *Geol.Soc., London, Sp.Publ.*, 135, pp.1-14.

DIAS, R. e RIBEIRO, A (1994). Constriction in a transpressive regime: na example in the Iberian branch of the Ibero-Armorican arc. *Journal Structural Geology*, Vol.16, No.11, pp.1543-1554

DIEZ BALDA, M.A, VEGAS, R. e GONZALEZ LODEIRO (1990). Central Iberian Zone. Allochthonous Sequences. Structure in the Northwest of the Iberian Peninsula. *In* Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Dallmeyer,R.D. e Martinez-Garcia, E. (Eds.), Springer-Verlag, pp.220-236

DIEZ BALDA, M.A, MARTINEZ CATALAN, J.R. e AYARZA ARRIBAS, P. (1995). Syn-collisional extensional collapse parallel to the orogenic trend in a domain of steep tectonics: the Salamanca Detachment Zone (Central Iberian Zone, Spain). Journ.Struct.Geol., 17 (2), pp.163-182.

D'LEMOS, R.S., STRACHAN, R.A. e TOPLEY, C.G. (1990). The Cadomian orogeny in the North Armorican Massif: a brief review. *In* D'Lemos, R.S., Strachan,R.A. e Topley, C.G. (eds) The cadomian orogeny, Geol.Soc.Spec.Public., No.51, pp.3-12

DUCHÊNE, S., LARDEAUX, J.-M. e ALBAREDE, F.(1997). Exhumation of eclogites: insights from depth-time path analysis. *Tectonophysics*, 280, pp.125-140.

EGUILUZ, L. (1988)- Petrogenesis de rocas igneas y metamorficas en el Anticlinorio Burguillos-Monesterio, Macizo Iberico Meridional. Tesis doctoral, Univ.Pais Vasco, 694p.

EGUILUZ, L. e ABALOS,B. (1992). Tectonic setting of cadomian low-pressure metamorphism in the Central Ossa-Morena Zone (Iberian Massif, SW Spain).*Precambrian Research*, 56,pp.113-137

EGUILUZ, L., APRAIZ, A, ABALOS, B. e MARTINEZ-TORRES, L.M. (1995). Evolution de la zone d'Ossa Morena (Espagne) au cours du Protérozoique supérieur: corrélations avec lórogène cadomien nord armoricain. Geol. France,N°3,pp.35-47

EGUILUZ, L., APRAIZ, A e ABALOS, B. (1997). Metamorfismo cadomiense en el sector español de la zona de Ossa-Morena. *In* Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico).

Homenagem ao Prof.Francisco Gonçalves. A Araújo e M.F.Pereira (Eds.), Univ.Évora,pp.91-118

EGUILUZ, L., GIL-IBARGUCHI, J.I., ABALOS, B. e BANDRES, A (1999). Cadomian-Variscan orogenic evolution of the OMZ and related areas of the Iberian Massif. XV RGOP, *Jour.Conf.Abstracts, Cambridge Public.*, vol.4, n.3, p.1009

ESCUDER VIRUETE, J., VILLAR, P., RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R., MONTESERIN, V. e SEBASTISTEBAN, J.I. (1995). Evolucion tectonotermica del area metamorfica del SO de Salamanca (ZCI de Espana). *Bol.Geol.Min.*, 106(4), pp. 303-315

FARIAS ARQUER, P. (1992). El Paleozoico Inferior de la Zona de Galicia-Trás os Montes (Cordillera Herciniana, NW de Espana).*In*: *Paleozoico Inferior de Ibero-America*. Gutierrez Marco, J.G., Saavedra, J. e Rabano, I. (eds). Univ.Extremadura, pp.495-504.

FERREIRA, N., IGLESIAS, M., NORONHA, F., PEREIRA, E., RIBEIRO, A e RIBEIRO, M.L. (1987). Granitóides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. *In* Geologia de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hesperico. Livro Homenagem L.C. Garcia de Figueirola. F. Bea, A Carnicero, J.C. Gonzalo, M.Lopez Plaza e M.D. Rodriguez Alonso (Eds), Univ.Salamanca, pp.37-51

FONSECA, P.E. (1995). Estudo da Sutura Varisca no SW Ibérico nas regiões de Serpa-Beja-Torrão e Alvito-Viana do Alentejo. Tese de Doutoramento, *Fac.Ciênc.Univ. Lisboa*, 325p.

FONSECA, P.E. (1997).Domínios meridionais da Zona de Ossa-Morena e limites com a Zona Sul Portuguesa: metamorfismo de alta pressão relacionado com a Sutura Varisca Ibérica. *In* Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico). Homenagem ao Prof.Francisco Gonçalves. A Araújo e M.F.Pereira (Eds.), Univ.Évora,pp.133-168

FOSSEN, H. e TIKOFF, B. (1993). The deformation matrix for simultaneous pure shear, simple shear and volume change, and its application to transpression/transtension tectonics. Journ.Struct.Geol., 15, pp.413-425

FOSSEN, H. e TIKOFF, B. (1998). Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. *In:* Holdsworth, R.E., Strachan, R.,A, e Dewey, J.F. (eds). Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. *Geol.Soc., London, Sp.Publ.*, 135,

GAMA PEREIRA, L. (1987). Tipologia e evolução da sutura entre a ZCI e a ZOM, nos sectores de Alviázere e de Figueiró dos Vinhos. Tese Dout., *Univ.Coimbra*, 331p.

GAMA PEREIRA,L. e MACEDO (1983). Sobre a idade dos granitos de Figueiró dos Vinhos, Pedrogão Grande e dum pegmatito do Casal de Zote (Dornes) no sector da sutura da ZOM/ZCI a Norte de Tomar (Portugal Central): algumas implicações geotectónicas. *Comum.Serv.Geol.Port.*, 69(2), pp.265-266.

GARCIA CASQUERO, J.L., BOELRIJK, N.ªI.M., CHACÓN, J. e PRIEM, H.N.A (1985). Rb-Sr evidence for the presence of Ordovician granites in the deformed basement of the Badajoz-Cordoba belt, SW Spain. Geol.Rundschau, 74, pp.379-384.

GEBAUER, D. (1993). Intra-grain zircon dating within the Iberian Massif: Ollo de Sapo augengneisses, bimodal gneisses from the Massif de Guilleries (Girona), graywake of the Tentudia Group (Serie Negra, SW Spain) and the HP/HT-Rock association at Cabo Ortegal (Galicia).*Comunicações XII Reun.Geol.Oeste Peninsular*, Universidade Évora, vol.II, pp.41-46

GIL IBARGUCHI, J.I. e ARENAS, R. (1990).Central Iberian Zone. Autochthonous Sequences.Metamorphic Evolution of the Allochtonous Complexes from the Northwest of the Iberian Peninsula. *In* Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Dallmeyer,R.D. e Martinez-Garcia, E. (Eds.), Springer-Verlag,pp.237-246.

GONÇALVES, F. (1969-1970) - Provável conglomerado de base no Precâmbrico Superior de Portugal., Sep.Bol.Soc.Geol.Port.,vol.XVII,pp.109-119

GONÇALVES, F. (1971) - Subsídios para o conhecimeto geológico do Noroeste Alentejano. Memória 18 (Nova Série). Serv. Geol. Portug. 62p.

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

GONÇALVES, F., ASSUNÇÃO, C.T. e COELHO, A V.P. (1972). Carta geológica de Portugal na escala 1/50 000. Noticia explicativa da folha 33-C, Campo Maior, Lisboa, *Serv.Geol.Port.*, 41 p.

GONÇALVES, F. e COELHO, AV.P. (1972). Novos elementos sobre gnaisses nefelinicos e rochas hiperalcalinas albiticas do Alto Alentejo. *Bol.Soc.Geol.Port.*, 18 (1), pp.105-117.

GONÇALVES, F. e FERNANDES,A.P. (1973) - Carta geológica de Portugal na escala 1/50000.Noticia explicativa da folha 32-B, Portalegre,Lisboa,*Serv.Geol.Port.*,45p.

GONÇALVES, F. e PERDIGÃO, J. CORREIA (1977) - Carta geológica de Portugal na escala 1/50000.Noticia explicativa da folha 33-A, Assumar,Lisboa,Serv.Geol.Port.,37p.

GONÇALVES, F.; PERDIGÃO, J.; COELHO, A.; MUNHÁ, J. (1978) - Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000. Notícia explicativa do falha 33-A, Assumar. Serv. Geol. Portug. 37p.

GONÇALVES, F. e PALACIOS, T. (1984). Novos elementos paleontológicos e estratigráficos sobre o proterozóico português da Zona de ossa-Morena. Mem.Acad.Cienc.Lisboa,Tomo 25,pp.225-235.

GONÇALVES, F. e VITOR OLIVEIRA (1986). Alguns aspectos do Precâmbrico da Zona de Ossa Morena em Portugal. O Proterozóico Superior de Estremoz. Mem.Acad.Cienc.Lisboa,Classe de Ciencias,Tomo 27,pp..111-117

GONÇALVES, F. e CARVALHOSA, A.(1993-1994)- O Proterozóico da Zona de Ossa Morena no Alentejo. Síntese e actualização de conhecimentos. Mem. Acad. Ciênc. Lisboa, Classe de Ciências, t. 34. 35p.

GOODWIN, A.M. (1996*). Principles of Precambrian Geology*. Academic Press Ltd., London, 327p.

GOODWIN, L.B. e WILLIAMS, P.F. (1996). Deformation path partitioning within a transpressive shear zone, Marble Cove, Newfoundland. Journ.Struct.Geol., 18, pp.975-990.

GUTIERREZ MARCO, J.C., SAN JOSE, M.A e PIEREN, A.P.(1990). Central Iberian Zone. Autochthonous Sequences.Stratigraphy. Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy. *In* Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Dallmeyer,R.D. e Martinez-Garcia, E. (Eds.), Springer-Verlag,pp.160-171

HARLAND (1971). Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen. Geol.Mag., 108, pp.27-42.

HERRANZ (1984). Las descontinuidades estratigraficas principales en el sector central del NE de "Ossa-Morena": rango y significado tectonosedimentario. Mem.Not., *Publ.Mus.Lab.Min.Geol.*, Univ.Coimbra, 97, pp.51-80

HOFFMAN, P.F. (1991). Did the breakout of Laurentia turn Gondwana inside-out?. *Science*, 252, pp.1409-1412

JONES R.R., HOLDSWORTH, R.E. e BAILEY, W. (1997). Lateral extrusion in transpression zones: the importance of boundary conditions. *Journ.Struct.Geol.*, 19, pp. 1201-1218.

JONES, R.R. e HOLDSWORTH, R.E. (1998). Oblique simple shear in transpression zones. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.,A, e Dewey, J.F. (eds). Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. *Geol.Soc., London, Sp.Publ.*, 135

JULIVERT, M., FONTBOÉ, J.M., RIBEIRO, A e CONDE, L.N. (1972). Mapa tectónico de la Peninsula Ibérica e Baleares. Inst.Geologico y Minero de España, Madrid, 101p.

JULIVERT, M. e MARTINEZ, F.J. (1983). Estructura de conjunto y vision global de la cordillera herciniana. *In:* Livro Jubilar J.M.Rios:Geologia de Espana, tomo I, *Publ.IGME*, pp.612-630.

LANCELOT, J.R. e ALLEGRET, A (1982). Radiochronologie U/Pb de lórthogneiss alcalin de Pedroso (Alto Alentejo, Portugal) et evolution ante-hercynienne de l'Europe occidentale. *N.Jb. Mineral. Mh.*, pp.385-394

LAURENT, P. (1974). Structure et Petrologie de la Bande Blastomylonitique de Badajoz-Cordoba a l'ouest d'Azuaga.These 3eme cycle.*Univ.Montpellier*,105p.

LEFORT,J.P. e RIBEIRO, A (1980). La faille Porto-Badajoz-Cordove a-t-elle controle l'evolution de l'ocean paleozoique Sud-Armoricain? *Bull.Soc.Geol.France*, (7), t.XXII, 3, pp.455-462.

LETERRIER e NORONHA, F. (1998).Evidencias de plutonismo calcoalcalino Cadomiano e de um magmatismo do tipo Morb no Complexo Metamórfico da Foz do Douro (Porto). Actas do V Congr. Nacion. Geologia, *Comum. ,I.G.M.*, Lisboa, pp.B-146-149

LIN, S, JIANG, D. e WILLIAMS, P.F. (1998). Transpression (or transtension) zones of triclinic symmetry: natural example and theoretical modelling. *In*: Holdsworth, R.E., Strachan, R.,A, e Dewey, J.F. (eds). Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. *Geol.Soc., London, Sp.Publ.*, 135, pp.41-57.

LIÑAN, E. (1978). Biostratigrafia de la Sierra de Cordoba. Tesis doctoral, *Univ. Granada*, 191p.

LIÑAN, E. e QUESADA, C. (1990). Ossa-Morena Zone. Stratigraphy. Rift phase (Cambrian). *In* Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Dallmeyer,R.D. e Martinez-Garcia, E. (Eds.), Springer-Verlag,pp. 259-266

LIÑAN, E., GONÇALVES, F., GÁMEZ VINTANED, J.A e GOZALO, R. (1997). Evolucíon paleogeográfica del Cámbrico de la Zona de Ossa-Morena basada en el registro fósil. *In* Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico). Homenagem ao Prof.Francisco Gonçalves. A Araújo e M.F.Pereira (Eds.), Univ.Évora,pp.1-26

LOPES, L., PEREIRA, M.F., SILVA,J.B., RIBEIRO, A. e GONÇALVES, F. (1995). Estilos de deformação varisca nos domínios setentrionais da Zona de Ossa-Morena (Transversal Estremoz-Portalegre). IV Cong.Nac.Geol., Univ.Porto, *Mus.Lab.Miner.Geol.*, Mem.n°4, p.269-273

LOPEZ MUNGUIRA, A, NIETO, F., SEBASTIAN PARDO, E. e VELILLA, N. (1991). The composition of phyllosilicates in Precambrian low-grade metamorphic, clastic rocks from the Southern Herperian Massif (Spain) used as na indicator to metamorphic conditions. *Precambrian research*, 53, pp.267-279.

LOTZE, F. (1945). Zur Gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotechk. Forsch.*, 6, pp.78-92.

LUNA, I.R. e PACHECO, F.H. (1953). Mapa geologico de Espana, escala 1/50 000. Explicacion de la hoja 775, Badajoz, Madrid, *Inst.Geol.Min.Esp.*, 80p.

MALLARD, L.D. e ROGERS, J.J. (1997). Relationship of Avalonian and Cadomian terranes to Grenville and Pan-African events. *J.Geodynamics*, vol.23,No.3/4,pp.197-221

MANCKTELOW, N.S. (1993). Tectonic overpressure in competent mafic layers and the development of isolated eclogites. J.Metamorphic Geol., 11, pp. 801-812.

MARQUES,F.O, RIBEIRO,A e MUNHÁ, J.M (1996). Geodynamic evolution of the Continental Allochthonous Terrane (CAT) of the Bragança Nappe Complex, NE Portugal, *Tectonics*, 15, pp.747-762

MARQUES,F.O , MUNHÁ, J.M. e SANTOS, J.F. (1997). Maciço de Bragança. *Livro Guia da Excursão pré-reunião, XIV RGOP*, Gomes, M.E.P. (coord), UTAD, pp.31-42

MARTINEZ CATALAN, J.R. (1990). West Asturian-Leonese Zone.Introduction. *In* Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Dallmeyer,R.D. e Martinez-Garcia, E. (Eds.), Springer-Verlag p.91.

MARTINEZ CATALAN, J.R., PEREZ-ESTAUN, A, PULGAR, J.A e MARCOS, A (1990). West Asturian-Leonese Zone.Structure. *In* Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Dallmeyer,R.D. e Martinez-Garcia, E. (Eds.), Springer-Verlag pp.103-114

MATA, J. e MUNHÁ,J. (1986). Geodynamic significance of high grade metamorphic rocks from Degolados-Campo Maior (Tomar-Badajoz-Cordoba shear zone). *Maleo* (Abstr) 2 (13), p.28

MATA, J. e MUNHÁ, J. (1990). Magmatogénese de metavulcanitos câmbricos do Nordeste Alentejano: os estados iniciais de "rifting" continental. *Com.Serv.Geol. Portugal*,74:76, pp.61-69

MATTE,Ph. (1983) -Two geotraverses across the Ibero-Armorican variscan arc of western europe. N.Rast and F.Delany (eds), Profiles of orogenic belts.Am.Geophys.Union Geodyn.Ser,10,pp.53-81

MATTE, Ph. (1986). Tectonics and plate tectonic model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*,126, pp.329-374

MATTE, Ph. (1991). Accretionary history and crustal evolution of the variscan belt in western Europe. *Tectonophysics*, 196, pp.309-337

MATTE, Ph. e RIBEIRO, A (1975).Forme et orientation de l'ellipsoide de deformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hipotheses sur la genese de l'arc Ibero-Armoricain. *C.R.Acad.Scien.Paris*, ser.D,280,pp.2825-2828.

McKERROW e COCKS, L.R.M. (1995). The use of biogeography in the terrane assembly of the Variscan Belt of Europe. Studia Geophysica et Geodaetica, 39, pp.269-275

MEERT, J.G. e VAN DER VOO (1997). The assembly of Gondwana 800-550 Ma. *J.Geodynamics*, vol.23,No.3/4,pp.223-235

MENDES, F. (1967). Contribution a l'étude geochronologique, par le methode au strontium, des formations cristallines du Portugal. *Bol. Mus.Lab.Min.Geol.Fac.Ciencias*, 11(1), pp 1-155

MICHARD, A., GURRIER, P., SOUDANT, M. e ALBARED, F. (1985). Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. Internal aspects of crustal evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, pp. 601-610

MOCZYDLOWSKA, M. (1995). Cambrian microplankton distribution in Iberia and Baltica, and possible palaeogeographic relatioships. *Comum.*XIII RGOP, Salamanca, pp.117-120

MOORES, E.M. e TWISS, R.J. (1995). Tectonics. W.H.Freeman e Company, New York, 415p.

MUNHÁ,J.M., RIBEIRO, A e RIBEIRO, M.L. (1984). Blueschists in the Iberian Variscan Chain (Trás-os-Montes, NE Portugal), *Comum.Serv.Geol. Port.*, 70, pp.31-53

MUNHÁ, J., OLIVEIRA, J.T., RIBEIRO, A, OLIVEIRA, V., QUESADA, C. e KERRICH, R. (1986). Beja-Acebuches Ophiolite: characterization and geodynamic significance. *Maleo* (Abstr) 2 (13), p.31

MURPHY, J.B. e NANCE, R.D. (1989). Model for the evolution of the Cadomian-Avalonian belt. *Geology*, v.17, pp.735-738

MURPHY, J.B. e NANCE, R.D. (1991). Supercontinent model for the contrasting character of Late Proterozoic orogenic belts. *Geology*, v.19, pp.469-472

NAGLER, T. (1990). Sm-Nd, Rb-Sr and common lead isotopo geochemistry on fine-grained sediments of the Iberian Massif. *PhD Thesis, ETH*, 141p.

NANCE, R.D., MURPHY, J.B., STRACHAN, R.A, D'LEMOS, R.S. e TAYLOR, G.K. (1991). Late Proterozoic tectonostratigraphic evolution of the Avalonian and Cadomian terranes. *Precambrian Research*, 53, pp.41-78

NANCE, R.D. e MURPHY, J.B. (1994) Contrasting basement isotopic signatures and the palinspatic restoration of peripheral orogens: Example from the Neoproterozoic Avalonian-Cadomian belt. *Geology*, v.22, pp.617-620

NOBLET, Ch. e LEFORT, J.P. (1990). Sedimentological evidence for a limited separation between Armorica and Gondwana during the Early Ordovician. *Geology*, v.18, pp.303-306

NORONHA, F. e LETERRIER, J. (1995). Complexo metamórfico da Foz do Douro. Geoquimica e geocronologia. Resultados preliminares. IV Cong.Nac.Geol., *Mem.4, Mus.Lab.Mineral.Geol.*, Univ. Porto, Fac.Ciencias. pp. 769-774.

OLIVEIRA, J.T. (1990). South Portuguese Zone. Stratigraphy and Synsedimentary Tectonism. *In* Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Dallmeyer,R.D. e Martinez-Garcia, E. (Eds.), Springer-Verlag pp.334-347

OLIVEIRA, J.T., OLIVEIRA, V. e PIÇARRA, J.M. (1991). Traços gerais da evolução tectonoestratigráfica da Zona de Ossa Morena em Portugal. *Cuadernos Lab.Xeológico de Laxe*, Coruña, v.16, pp.221-250

OLIVEIRA,J.T., PEREIRA, E., PIÇARRA, J.M.., YOUNG, T. e ROMANO, M. (1992). O Paleozóico Inferior de Portugal: Síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. In paleozoico inferior de Ibero- América. Gutierrez Marco,J.C., Saavedra, J. e Rábano, I. (Eds), Univ.Extremadura, pp.359-375

ORDOÑEZ-CASADO, B., (1998). Geochronological studies of the Pre-Mesozoic basement of the Iberian Massif: the Ossa Morena zone and Allochthonous Complexes within the Central Iberian zone. PhD Diss *ETH* n.12.940, Zurich, 235p.

ORDOÑEZ-CASADO, B., GEBAUER, D. e EGUILUZ, L. (1997). SHRIMP zircon ages dating protolith formation of orthogneisses and their hercynian migmatization: results from the Coimbra-Badajoz-Cordoba Shear Belt. Comunicações, XIV Reunião Geologia Oeste Peninsular, Vila Real, UTAD, pp.165-168

OSCHNER, A (1993). U-Pb Geochronologyof the Upper Proterozoic-Lower Paleozoic geodynamic evolution in the Ossa Morena Zone (SW Iberia): Constrains on the timing of the cadomian orogeny. PhD Diss *ETH* n. 10.392, Zurich, 430p.

PALACIOS,T. e VIDAL, G. (1996). Introduction to the late Neo proterozoic-early Lower Cambrian of Central Iberian. *Field trip guide, Cambrian Field Conference*, Linan, E., Gamez-Vintaned, J.A, e Gozalo, R. (eds).

PASSCHIER, C.W. e TROUW, R.A J. (1996). *Microtectonics.* Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 289p.

PEDRO, J.C., ARAUJO, A, FONSECA, P. e MUNHÁ, J.(1998) Litogeoquimica da sequência ofiolítica no sector de Oriola (ZOM) e sua importância na reconstituição geotectónica do ramo SW da Cadeia Varisca Ibérica. Actas do V Congr. Nacion. Geologia, *Comum. ,I.G.M.*, Lisboa, pp.B-138-141

PENHA,M.H. e ARRIBAS,A (1974).Datacion geocronologica de algunos granitos uraniferos españoles. *Bol.Geol.Min.España*.LXXXV,pp.271-273

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

PEREIRA, E., RIBEIRO, A, SILVA, J.B. e ROMÃO, J. (1998). O Precâmbrico da região de Tomar em relação com os orógenos Cadomiano e Varisco. Actas do V Congr. Nacion. Geologia, *Comum. ,I.G.M.*, Lisboa, pp. D-11-14

PEREIRA, E., ROMÃO, J. e CONDE, L. (1998). Geologia da transversal de Tomar-Mação: sutura entre A ZCI e a ZOM. Livro guia das excursões, V Cong.Nac.Geologia. Pereira, E. e Dias, R. (eds), pp.159-188

PEREIRA, E., GONÇALVES, L.S. e MOREIRA, A.(1980). Carta Geologica de Portugal à escala 1/50000. Noticia Explicativa da folha 13-D (Oliveira de Azemeis), *Serv.Geol.Portugal*, 68p.

PEREIRA, M.F. (1995) - Estudo Tectónico da Megaestrutura de Crato-Arronches- Campo Maior: Faixa Blastomilonítica e o limite Setentrional da ZOM com o autóctone Centro-Ibérico (Nordeste Alentejano). Mestrado em Geologia Dinâmica Interna. Dep. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa.108p.

PEREIRA, M. (1970). Notas sobre a petrologia dos arenitos do Câmbrico Inferior do Alto Alentejo (Ouguela). *Com.Serv. Geol. Port.*, 54, pp.17-26

PEREIRA, M.F. (1995). Estudo tectónico da Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo maior: Faixa Blastomilonitica e o limite Setentrional da ZOM com o ACI (Nordeste Alentejano). Mestrado Geologia Dinamica Interna. *Depto.Geol.Fac.Cien.Univ.Lisboa*, 108p.

PEREIRA, M.F. e SILVA, J.B. (1995)- Evidências de deformação cadomiana na Faixa Blastomilonítica (Nordeste Alentejano).,IV C.N.G. Univ.Porto,Fac.Cienc.,Mem.n°4, pp.293-297.

PEREIRA, M.F. e SILVA,J.B. (1995).Characterization of the ductile variscan deformation within the Ossa-Morena Zone (OMZ)-Central Iberian Autochthonous (CIA) transition zone (NE Alentejo-Portugal). *In* Comunicaciones XIII RGOP, M.D.Rodriguez Alonso y J.C. Gonzalo Curral (Eds), Univ.Salamanca, pp.135-139

PEREIRA, M.F. e SILVA, J.B. (1996) - Contraste de estilos estruturais entre o soco Proterozóico Superior e a cobertura do Câmbrico Inferior na Faixa Blastomilonítica (Campo Maior - Nordeste Alentejano).2ªConf.Annual G.G.E.T.,pp.66-70

PEREIRA, M.F. e SILVA,J.B. (1997). A estrutura nos domínios setentrionais da Zona de Ossa-Morena: a Faixa Blastomilonítica e a zona de transição com o Autóctone Centro Ibérico (Nordeste Alentejano-Portugal), *In* Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico). Homenagem ao Prof.Francisco Gonçalves. A Araújo e M.F.Pereira (Eds.), Univ.Évora,pp.183-204

PEREIRA, Z. (1997). Palinologia e Petrologia orgânica do sector Sudoeste da ZSP. Tese doutoramento, Fac.Cienc.Univ. Porto, 268p.

PÉREZ ESTAÚN, A e BASTIDA, F. (1990). Cantabrian zone. Structure. *In* Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Dallmeyer,R.D. e Martinez-Garcia, E. (Eds.), Springer-Verlag pp.55-69

PÉREZ ESTAÚN, A, BASTIDA, F., MARTINEZ CATALAN, J.R., GUTIERREZ MARCO, J.C., MARCO, A e PULGAR, J.A. (1990). West Austurian-Leonese zone. Stratigraphy. *In* Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Dallmeyer,R.D. e Martinez-Garcia, E. (Eds.), Springer-Verlag pp.92-102

PERDIGÃO, J.C. (1967). Os graptólitos e fauna associada da região de Portalegre. *Com.Serv.Geol.Portugal*, 52, pp. 65-78

PERROUD, H.(1985). Synthese des resultats paleomagnetiques sur le Massif Armorican. *Hercynica*, 1(1), pp.65-71.

PEUCAT, J.J., BERNARD-GRIFFITHS, J., GIL IBARGUCHI, J.I., DALLMEYER, R.D., MENOT, P., CORNICHET, J. e IGLÈSIAS PONCE DE LEON, M. (1990) Geochimical and geochronological cross-section of the deep variscan crust: the Cabo Ortegal high-pressure nappe (Northwest Spain). *Tectonophysics*, 177, pp.263-292

PILLOLA, G.L., LEONE,F., GÁMEZ-VINTANED, J.A, LIÑAN, E., DABARD, M.P. e CHAUVEL, J.J. (1994). The Lower Cambrian Astropolichnus hispanicus: palaeoenvironmental and palaeogeographic significance. Studies on Ecology and Paleoecology of Benthic Communities. R.Matteucci et al. (Eds). Boll.Soc.Paleont. Ital., Spec.Vol.2, Mucchi, Modena,pp.253-267

PLATT, J.P. (1986). Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, 97, pp.1037-1053.

PLATT, J.P. (1993). Exhumation of high pressure rocks: a review of concepts ans process. *Terra nova*, 5, pp.119-133.

PRIEM, H.N.A, BOELRIJK, N.A I.M. e VERSCHURE, E.AT.(1970). Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula. *Eclog.Geol.Helv.*, 63, pp.255-274.

QUESADA, C. (1990a). Precambrian sucessions in southwestern Iberia: their relationship to Cadomian orogenic events. *In* R.S.D'Lemos, R.A.Strachan e C.G.Topley (eds), The Cadomian Orogeny, Geol.Soc.Spec.Publ.London, 51,pp.353-362

QUESADA, C. (1990b). Ossa-Morena Zone. Introduction. *In* Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Dallmeyer,R.D. e Martinez-Garcia, E. (Eds.), Springer-Verlag,pp.249-251

QUESADA, C. (1992)- Evolución Tectónica del Macizo Ibérico. In: Paleozóico Inferior de Ibero Americana. Gutierrez-Marco Saavedra e Rabano (eds.) *Univ.Estremadura, Mérida.* pp.173-190.

QUESADA, C. (1997). Evolucion Geodinámica de la Zona de Ossa-Morena durante el ciclo Cadomiense. *In* Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico). Homenagem ao Prof.Francisco Gonçalves. A Araújo e M.F.Pereira (Eds.), Univ.Évora, pp.205-230

QUESADA, C., ROBARDET, M. e GABALDON, V. (1990). Ossa-Morena Zone. Stratigraphy. Synorogenic Phase (Upper Devonian-Carboníferous-Pérmico inferior). *In* Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Dallmeyer,R.D. e Martinez-Garcia, E. (Eds.), Springer-Verlag pp. 273-279

QUESADA, C., FONSECA, P.E., MUNHA, J., OLIVEIRA, J.T. e RIBEIRO, A (1994). The Beja-Acebuches Ophiolite (Southern Iberia Variscan fold belt): Geological characterization and geodynamic significance. *Boletin Geologico y . Minero,* vol.105-1,pp.3-49.

QUESADA, C. e DALLMEYER, R.D. (1994). Tectonothermal evolution of the Badajoz-Cordoba shear zone (SW Iberia): characteristics and 40Ar/39Ar mineral age constraints. *Tectonophysics*, 231, pp.195-213.

RABU, D., CHANTRAINE, J., CHAUVEL, J.J., DENIS, E., BALÉ, P. e BARDY, PH. (1990). The Broverian (Upper Proterozoic) and the cadomian orogeny in the Armorican Massif *In* D'Lemos, R.S., Strachan,R.A. e Topley, C.G. (eds) The cadomian orogeny, Geol.Soc.Spec.Public., No.51, pp.81-94

RAMSAY e HUBER (1983). *The techniques of Modern Structural Geology*. Vol.2, Academic Press, London.

RAST, N. (1997). Mechanism and sequence of assembly and dispersal of supercontinents. *J.Geodynamics*, vol.23,No.3/4,pp.155-172.

RIBEIRO, A (1974). Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. *Serv. Geol. Portugal.* Mem.24. 168p.

RIBEIRO, A, (1990). Central-Iberian Zone. Introduction. *In* Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Dallmeyer,R.D. e Martinez-Garcia, E. (Eds.), Springer-Verlag,pp.145-146

RIBEIRO, A (1997). Maciço de Morais. *Livro Guia da Excursão pré-reunião, XIV RGOP*, Gomes, M.E.P. (coord), UTAD, pp.11-27

RIBEIRO, A., ANTUNES,M.T., FERREIRA, M.P., ROCHA, R.B., SOARES, A F., ZBYSZEWSKI, G., MOITINHO DE ALMEIDA, F., CARVALHO, D. e MONTEIRO, J.H. (1979). Introduction à la Geologie generale du Portugal. *Serv.Geol.Portugal.*, 114p.

RIBEIRO,A, QUESADA, C. e DALLMEYER, R.D.(1987). Tectonostratigraphic Terranes and the geodynamic evolution of the Iberian Variscan Fold Belt. Conf. On Deformation and Plate tectonics, Gijon, Abst. pp-60-61

RIBEIRO, A, QUESADA, C. e DALLMEYER, R.D. (1990a). Geodynamic evolution of the Iberian Massif. *In* Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Dallmeyer,R.D. e Martinez-Garcia, E. (Eds.), Springer-Verlag,pp.399-409

RIBEIRO, A, PEREIRA, E. e DIAS, R. (1990b). Central Iberian Zone. Allochthonous Sequences. Structure in the Northwest of the Iberian Peninsula. Dallmeyer,R.D. e Martinez-Garcia, E. (Eds.), Springer-Verlag,pp.220-236

RIBEIRO, A e PEREIRA, E. (1992). Carta geológica de Portugal. Noticia Explicativa da folha 1, escala 1/200 000, Serv.Geol.Portugal, pp.51-57

RIBEIRO, A, PEREIRA, E., CHAMINÉ, H.I. e RODRIGUES,J.(1995). Tectónica do megadomínio de cisalhamento entre a ZOM e a ZCI na região de Porto-Lousã. IV Cong. Nac. Geol.*Mem.n°4, Univ.Porto,Fac.Cien.Mus.Lab.Min.Geol.*,Porto, pp.299-303

RIBEIRO, A e PEREIRA, E. (1997). Introdução à geologia do NE de Trás-os-Montes. *Livro Guia da Excursão pré-reunião, XIV RGOP*, Gomes, M.E.P. (coord), UTAD, pp.3-7

RIBEIRO,M.L., MOREIRA,A, MOREIRA,M.E., MOREIRA,. M., FERREIRA,P. E TORRES,L. (1995). Geoquímica das facies internas do complexo eruptivo de Nisa (NE Alentejo). IV Cong. Nac. Geol.*Mem.n°4, Univ.Porto,Fac.Cien.Mus.Lab.Min.Geol.*,Porto, pp.801-804

RIBEIRO, M.L., MUNHÁ, J., MATA, J. e PALACIOS, T.(1997). Vulcanismo na Zona de Ossa-Morena e seu enquadramento geodinâmico. *In* Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico). Homenagem ao Prof.Francisco Gonçalves. A Araújo e M.F.Pereira (Eds.), Univ.Évora, pp.37-56

RICHARD, P. e COBBOLD, P. (1990). Experimental insights into partitioning of fault motions in continental convergent wrench zones.*Annales tectonicae*, Sp. Issue, IV, (2), pp.35-44.

ROBARDET, M. (1976) - L'originalite du segment hercynienne sud-Iberique au Paleozoique Inferieur: Ordovicien, Silurien et Devonien dans le nord de la Province de Seville (Espagne).C.R.Acad.Sci.P?aris, 283,pp.999-1002

ROBARDET,M. e GUTIERREZ MARCO, J.C. (1990a). Ossa-Morena Zone. Stratigraphy.Passive Margin Phase (Ordovician-Silurian-Devonian) *In* Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Dallmeyer,R.D. e Martinez-Garcia, E. (Eds.), Springer-Verlag,pp. 267-272

ROBARDET,M. e GUTIERREZ MARCO, J.C. (1990b). Sedimentary and faunal domains in the Iberian Península during Lower Paleozoic times. *In* Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Dallmeyer,R.D. e Martinez-Garcia, E. (Eds.), Springer-Verlag,pp.383-395

ROBARDET, M., PARIS,F. e RACHEBOUEF, P.R. (1990). Palaeogeographic evolution of southwestern Europe during Early Palaeozoic times. *In* Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. McKerrow, W.S. e Scotese, C.R. (Eds). Geol.Soc.Mem. N°12,pp.411-419

ROBARDET, M., BLAISE, J., BOUYX, E., GOURVENNEC, R., LARDEUX,H., LE HERISSE,A., LE MENN,J., MELOU,M., PARIS,F., PLUSQUELLEC,Y., PONCET, J., REGNAULT, S., RIOULT,M. e WEYANT,M. (1993). Paleogeographie de l'Europe occidentale de l'Ordovicien au Devonien. Bull.Soc.Geol.France,t.164, n°5, pp.683-695

ROBIN, P-Y., e CRUDEN, AR. (1994). Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. . *Journ.Struct.Geol.*,16(4), 447-466.

ROGERS, J.J.W., UNRUG, R. e SULTAN, M. (1995). Tectonic assembly of Gondwana. *J.Geodynamics*, vol.19,pp.1-34

ROMÃO, J.C. e RIBEIRO, A(1995). Estudo estrutural da região de Mação. *1ªConf.Anual GGET* (resumos).

SANDERSON, D. e MARCHINI, R.D. (1984). Transpression. *Journ.Struct.Geol.*, 6, 449-458.

SANDERSON, D.; ROBERTS, S.; Mc.GOWAN, J. e GUMIEL, P.(1991) - Hercynian transpressional tectonics at the southern margin of the Central Iberian Zone, West Spain. Journ. Geol. Soc. London. Vol.148. pp. 893-898.

SAN JOSÉ, M.A., PIEREN, A.P., GARCIA-HIDALGO, J.F., VILAS, L., HERRANZ, P., PELAEZ, J.R. e PEREJON, A (1990). Central Iberian Zone. Autochthonous Sequences.Stratigraphy. Ante-Ordovician Stratigraphy. *In* Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Dallmeyer,R.D. e Martinez-Garcia, E. (Eds.), Springer-Verlag,pp.147-159

SANCHEZ-CARRETERO, R., CARRACEDO, M., EGUILUZ, L., GARROTE, A, e APALATEGUI, O.(1989). El magmatismo calcoalcalino del Precambrico terminal en la ZOM (Macizo Iberico). Ver.Soc.Geol.Espana, 2, pp.7-21

SANCHEZ-CARRETERO, R., EGUILUZ, L., PASCUAL, E. e CARRACEDO, M. (1990). 4 Igneous Rocks, Ossa-Morena Zone *In*: Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Dallmeyer e Martinez-Garcia (eds), *Springer Verlag*, pp.292-313.

SANTAMARIA, J. e PARDO ALONSO, M.V. (1995). Evolucion tectonostratigrafica de los materiales Precambrico-Cambricos de la ZCI. *Comunicaciones, XIII RGOP*, M.D. Rodriguez Alonso e Gonzalo Corral (Eds), Salamanca, pp.209-213

SANTOS ZALDUEGUI, J.F., SCHARER, U., GIL IBARGUCHI, J.I. e GIRARDEAU, J. (1996). Origin and evolution of the Paleozoic Cabo Ortegal ultramafic-mafic complex (NW Spain): U-Pb, Rb-Sr and Pb-Pb isotope data. *Chemical Geology*, 129, pp-281-304

SCHAFER, H.J.(1990). Geochronological investigations in the Ossa Morena Zone, SW Spain. PhD.Thesis.*Swiss Federal Institute of Technology*. Diss.ETH nº9246, 153p.

SCHAFER, H.J., GEBAUER, D., NAGLER, T.H. e EGUILUZ, L. (1993). Conventional and ion-microprobe U-Pb dating of detrital zircons of the Tentudia Group (Serie Negra, SW Spain): implications for zircon systematics, stratigraphy, tectonics and the Precambrian/Cambrian boundary. *Contrib.Mineral.Petrol.*, 113, pp.289-299.

SCHREURS e COLLETA (1998). Analogue modelling of faulting in zones of continetal transpression and transtension. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.,A, e Dewey, J.F. (eds). Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. *Geol.Soc., London, Sp.Publ.*, 135, pp.59-79.

SERRANO PINTO, M.,(1984). Granitoides caledónicos e hercínicos na ZOM (Portugal). Nota sobre aspectos geocronológicos. Mem. E Notic., Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, 97, pp. 81-94.

SERRANO PINTO, M., CASQUET, C., IBARROLA, E., CORRETGE, L.G. e PORTUGAL FERREIRA, M. (1987). Síntese geocronológica dos granitóides do Maciço Hespérico. *In* Geologia de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hesperico. Livro Homenagem L.C. Garcia de Figueirola. F. Bea, A Carnicero, J. Gonzalo, M.Lopez Plaza e M.D. Rodriguez Alonso (Eds), Univ.Salamanca, pp.69-86

SHELLEY, D. (1996). *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Classification, textures, microstructures and preferred orientations. Chapman & Hall, 445p.

SHERIDAN, R.E. (1997). Pulsation tectonics as a control on the dispersal and assembly of supercontinents. *J.Geodynamics*, vol.23,No.3/4,pp.173-196

SILVA,J.B. (1989). Estrutura de uma geotransversal da Faixa Piritosa: zona do Vale do Guadiana. Tese Doutoramento.*Fac.Cien.Univ.Lisboa*, 450p.

SILVA, J.B. (1997). Geodinâmica ante-Mesozóica do sector Oeste da Zona de Ossa-Morena e regiões limítrofes: síntese com base em recentes observações. . *In* Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico). Homenagem ao Prof.Francisco Gonçalves. A Araújo e M.F.Pereira (Eds.), Univ.Évora, pp. 231-262.

SILVA,J.B. (1998). Sucessão de fases de deformação Varisca no Oeste Ibérico. Actas do V Congr. Nacion. Geologia, *Comum. ,I.G.M.*, Lisboa, pp.D-7-D-10

SILVA,J.B., OLIVEIRA, J.T. e RIBEIRO, A. (1990). 3 Structural Outline. South Portuguese Zone. *In* Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Dallmeyer,R.D. e Martinez-Garcia, E. (Eds.), Springer-Verlag,pp.348-362

SILVA, J.B.; PEREIRA, M.F.; RIBEIRO, A. (1993)- The northern domains of the Ossa Morena Zone: structure and geodynamic evolution. In: XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular. Terra Abstracts, Abstract Supplement nº6 to Terra Nova, vol. 5. p.9.

SILVA,J.B., RIBEIRO, A, OLIVEIRA, J.T., PIÇARRA, J.M. e ARAUJO, A (1994). Thin-skinned model for the Ossa-Morena Zone. Bol.Soc.Geol.Espana, vol.105-6, pp.531-536.

SILVA, A.F., ROMÃO, J.C. e SEQUEIRA, AJ.D.(1988). Geotransversal no Grupo das Beiras (CXG) entre os sinclinorios de Mação e Penha Garcia (Centro Leste de portugal). Resumo, X RGOP, Bragança

SIMPSON, C. e SCHMID, S.M. (1983). Na evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, pp.1281-1288.

SKEHAN, J.W. (1997). Assembly and dispersal of supercontinents: the view from Avalon. *J.Geodynamics*, vol.23,No.3/4,pp.237-262

SNOKE, A,W, TULLIS, J. E TODD, V.R.(1998). *Fault-related rocks. A photographic Atlas*. Princeton Univ.Press, 617p.

SOLDEVILLA, J.B. (1992) La sucession paleozoica en el sinforma de la Codosera-Pueblo de Obando. *Estud.Geol.*,48 (5-6), Mus.Nac.Cien.Nat., Madrid, pp.353-362, ,

SUAREZ, O , CORRETGE, L.G. e MARTINEZ, F.G. (1990). West Asturian-Leonese Zone. Distribution and Characteristic of the Hercynian metamorphism. *In* Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Dallmeyer,R.D. e Martinez-Garcia, E. (Eds.), Springer-Verlag pp.103-114

TAIT, J.A, BACHTADSE, V., FRANKE, W. E SOFFEL, H.C.(1997). Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints. Geol Rundsch, 86, pp.585-598.

TEIXEIRA, C. (1954). El Cambrico de Portugal. *Est. Geol. Madrid*, t.X,nº23-24, pp.355-369

TEIXEIRA, C. (1981) - Geologia de Portugal-Precâmbrico e Paleozóico (vol. I*). Fundação C. Gulbenkian.*629p.

TEIXEIRA, C. e GONÇALVES, F. (1980). Introdução à geologia de Portugal. Lisboa, *Inst.Nac.Inv.Cien.*, 478p.

TEIXEIRA, C. e ASSUNÇÃO, C.F.T. (1958). Sur la geologie et la petrographie des gneiss à riebeckite et aegyrine et des Syenites à nepheline et sodalite de Cevadais, prés d'Ouguela (Campo Maior), portugal. Com.Serv.Geol.Portugal, 15, pp.117-122.

TEIXEIRA, C. e GONÇALVES,F. (1967). Novos elementos acerca do Câmbrico do Alentejo. Bol. Acad. Cienc.Lisboa, Nova ser., 39, pp.161-163

TEYSSIER, C. e TIKOFF, B. (1998). Strike-slip partitioned transpression of the San Andreas fault system: a lithospheric-scale approach. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.,A, e Dewey, J.F. (eds). Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. *Geol.Soc., London, Sp.Publ.*, 135, pp.143-158.

TIKOFF, B. e TEYSSIER, C. (1994). Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journ.Struct. Geol.*, 16, pp.1575-1588.

TIKOFF,B. e GREENE, D. (1997). Stretching lineations in transpressional shear zones. *Journ.Struct. Geol.*, 19, pp.29-40.

THOMPSON, A B., SCHULMANN, K. e JEZEK, J.(1997). Extrusion tectonics and elevation of lower crustal metamorphic rocks in convergent orogens. Geology, 25, pp.491-494.

TORSVIK T.H., SMETHURST, M.A., MEERT, J.G., VAN DER VOO, R., McKERROW, W.S., STURT, B.A., BRASIER, M.D. e WALDERHAUG, H.J. (1996). Continental breaK-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic-a tale of Baltica and Laurentia. *Earth Sci. Ver.*, 40, pp.229-258.

TRUYOLS, J., ARBIZU, M.A., GARCIA ALCALDE, J.L., GARCIA LOPEZ, S., MENDEZ BEDIA, I., SOTO, F. e TRUYOLS MASSONI, M. (1990). The Asturian-Leonese Domain (Cantabrian Zone). *In* Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Dallmeyer,R.D. e Martinez-Garcia, E. (Eds.), Springer-Verlag,pp.10-19

TURCOTTE, D.L. e SCHUBERT, G. (1982). Geodynamics- Applications of continuum physics to geological problems. John Wiley e Sons, New York, 450p.

VAIL, P.R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S.A., EISNER, P.N e PEREZ-CRUZ, C. (1991). The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology- an overview. Sequences. *In* Cycles and Events in Stratigraphy. Einsele et al.(Eds.), Springer-Verlag, Berlim Heidelberg, pp.618-659

VIDAL, G., PALACIOS, T., GAMEZ-VINTANED, J.A, DIEZ BALDA, M.A e GRANT, S.W.F.(1994). Neoproterozoic-early Cambrian geology and paleontology of Iberia. *Geological Magazine*, 131 (6), pp.729-765.

VILAS, L. e SAN JOSE, M.A. (1990). Central Iberian Zone. Autochthonous Sequences.Stratigraphy.Introduction. *In* Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Dallmeyer,R.D. e Martinez-Garcia, E. (Eds.), Springer-Verlag,pp.145-146

WINDLEY, B.F. (1995). *The evolving continents*. 3th edition, John Wiley e Sons, Chichester, 526p.

YARDLEY, B.W.D. (1989). *An introduction to metamorphic petrology*. Longman, Essex, 248p.

II.2. Curriculum vitae

Nome: Manuel Francisco Colaço de Castro Pereira
Data de Nascimento: 06/05/1967
Nacionalidade: Portuguesa

1987-1991
Licenciatura em Geologia, Ramo Científico, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.

1990-1991
Professor Provisório, escola Secundária C+S Francisco Arruda, Lisboa.

1992-1995
Mestrado em Geologia Dinâmica Interna, Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.

1993-1995
Estagiário de Investigação, Departamento de Geociências da Universidade de Évora.

1995
Assistente de Investigação, Departamento de Geociências da Universidade de Évora.

1996-1999
Assistente, Departamento de Geociências da Universidade de Évora.

1996-1999
Bolseiro de Doutoramento PRODEP, medida 5, Acção 5.2. – Formação Avançada para o Ensino Superior.

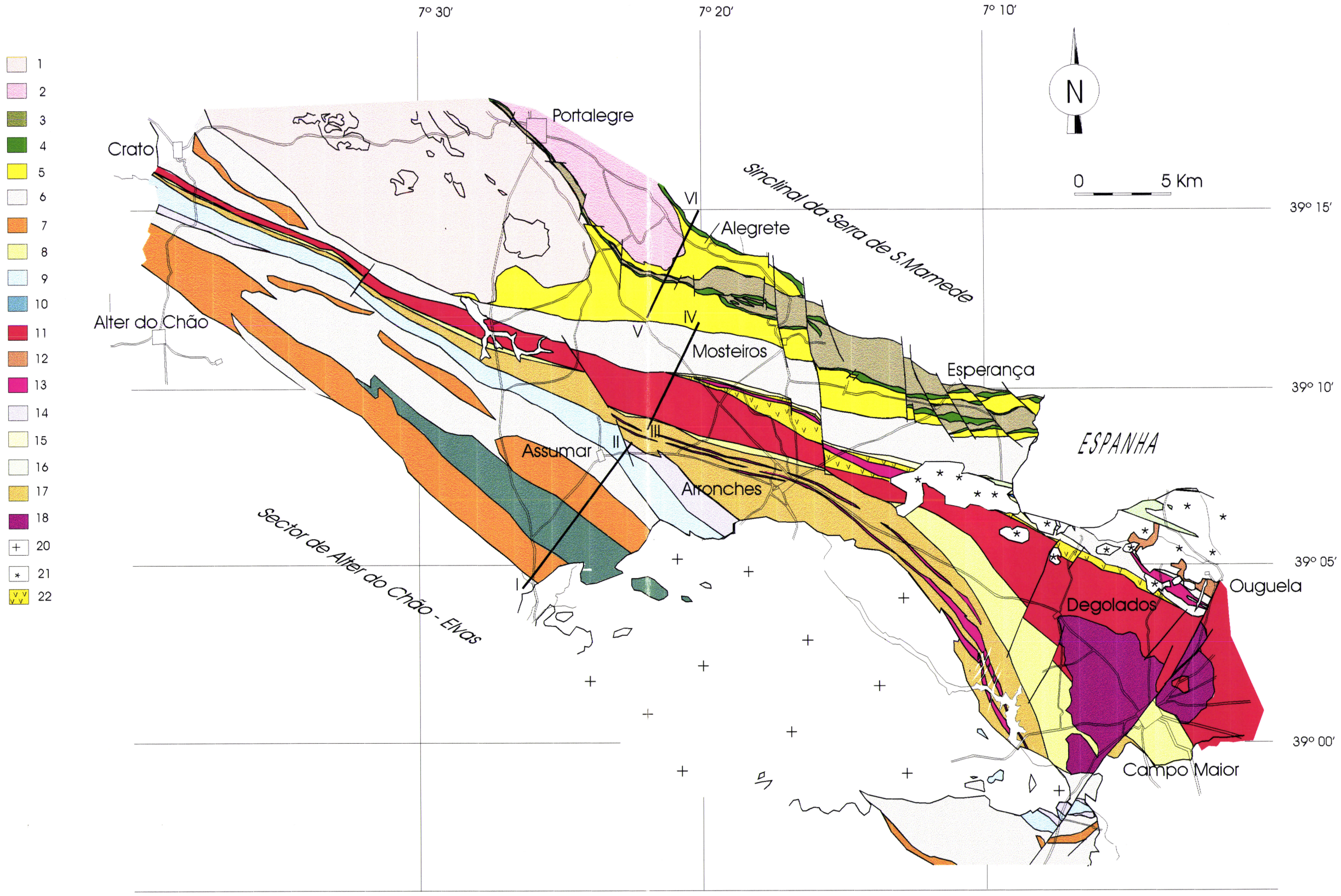
II.3. Mapa geológico e corte geral da área estudada (Nordeste Alentejano).

II.3. Mapa geológico e corte geral da área estudada (Nordeste Alentejano).

Legenda
1, Granito do Carrascal,
2, Granito de Portalegre,
3, Formação do Quartzito Armoricano, xistos negros do Lanvirniano-Landeilo,
4, Formação do quartzito Armoricano, quartzitos Armoricanos,
5, Formação da Urra,
6, Formação de Mosteiros,
7, Granitoídes tectonizados (de de Endreiros, o alinhamento de Aguilhão-Bedanais-Barquete e o Complexo de Barreiros),
8, Unidade da Contenda-Barragem do Caia,
9, Complexo detritico e carbonatado de Assumar,
10, Anfibolitos de Besteiros,
11, Unidade de Campo Maior,
12, Unidade de Ouguela,
13, Rochas hiperalcalinas (de Cevadais e de Fialha-Arronches),
14, Complexo vulcano-sedimentar de Freixo-Segóvia,
15, Complexo vulcano-sedimentar de Nave de Grou,
16, Complexo detritico e carbonatado de Ouguela,
17, Unidade de Arronches,
18, Maciço de gabros e noritos de Campo Maior,
19, Granito de Monforte-Santa Eulália,
20, Depósitos,
21, Unidade de Azeiteiros.

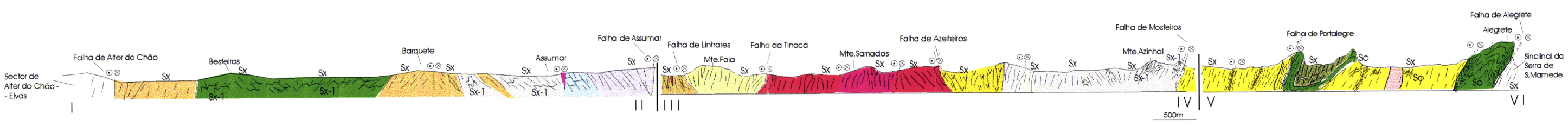
Corte geral da área estudada inclui: I – II, corte de Barreiros-Barquete-Assumar, III – IV, corte do rio Caia entre o monte Faia e o monte Azinhal, corte V – VI do rio Caia-Alegrete.

Mapa geológico do Nordeste Alentejano



SW

NE



Adaptado de Gonçalves, 1971; Pereira, 1999

II.4. Esboço da estrutura da área estudada (Nordeste Alentejano)

II.4. Esboço da estrutura da área estudada (Nordeste Alentejano)

Localização das falhas principais (de Alegrete, de Portalegre, de Mosteiros, de Marmeleiros, de Azeiteiros, da Tinoca, de Linhares, de Assumar e de Alter do Chão).

Legenda
1, Movimento relativo de blocos: preto-descida, branco-subida,
2, componente de desligamento esquerdo,
3, Sentido de inclinação da falha,
4, Eixo de culminação de estrutura em leque,
5, Sinclinal,
6, Anticlinal.

Esboço da Estrutura do Nordeste Alentejano

7° 40′ 7° 30′ 7° 20′ 7° 10′ 7° 00′

39° 15′ 39° 10′ 39° 05′ 39° 00′

Crato
Falha de Portalegre
Portalegre
Falha de Alegrete
Alter do Chão
Falha de Alter do Chão
Mosteiros
Falha de Mosteiros
Esperança
Assumar
Falha de Assumar
Arronches
Falha de Azeiteiros
Falha de Marmeleiros
Falha de Linhares
Ouguela
Falha da Tinoca
Degolados
Campo Maior

1
2
3
4
5
6

N

0 5 Km

Pereira 1999