

ESTUDO DO CONTROLO ESTRUTURAL NA MIGRAÇÃO DE FLUIDOS NUM SECTOR DA ZONA SUL PORTUGUESA



LARA EMANUELA RODRIGUES DE SÁ

**DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS
UNIVERSIDADE DE ÉVORA**

**JULHO
2001**

RESUMO

O conjunto intricado de veios de quartzo que intersecta os meta-turbiditos da Formação da Brejeira da Zona Sul Portuguesa, de idade Namuriano médio-Vestefaliano superior (Pereira, 1995) é interpretado como um sistema de escape de fluidos intra-formacionais formado durante a deformação progressiva que afectou esta Formação durante a orogenia varisca.

São descritas e interpretadas as diversas posições estruturais que os veios de quartzo ocupam no seio da série sedimentar, quer no interior de estratos, quer em superfícies de interface entre os mesmos.

Descreve-se e compara-se a fracturação hidráulica na área de estudo com modelos propostos baseados no estudo de formações litostratigraficamente muito semelhantes, com o mesmo estilo de deformação, aflorantes no Sudoeste de Inglaterra (Cosgrove, 1997).

Os resultados obtidos a partir da análise estrutural dos veios de quartzo e da formação encaixante, permitiram a elaboração de modelos de fracturação e migração de fluidos relacionados com as estruturas peliculares de cavalgamento, dobramento tangencial longitudinal e dobramento flexural, em regime de deformação progressiva.

O presente estudo permitiu a individualização de estruturas compatíveis com os modelos de deformação peliculares apresentados para a área (Silva *et al.* 1990). A deformação geral na área de estudo caracteriza-se por dobras deitadas ou com planos axiais pouco inclinados, vergentes para Sudoeste, raramente desenvolvendo clivagem, compatíveis com deformação progressiva coaxial. Estas estruturas foram cortadas por falhas de orientação NE-SW de inclinação variada, em geral superior a 45°, com separação horizontal esquerda e com desenvolvimento local de dobras apertadas com eixos moderadamente mergulhantes para NE. Discutem-se e comparam-se estas observações com modelos anteriores para áreas vizinhas ou mesmo para a Zona Sul Portuguesa (Ribeiro, 1983, Carocha *et al.*, 2000, Carocha, 2001).

Efectuou-se o estudo de estruturas sedimentares primárias indicadoras de paleocorrentes, interpretadas à luz dos modelos geométricos e cinemáticos obtidos pelo presente estudo e comparadas com modelos anteriores para a Zona Sul Portuguesa (Oliveira, 1983) e também com modelos actuais de deposição de turbiditos (Lebreiro, 1995).

AGRADECIMENTOS

Esta dissertação surge na sequência do trabalho realizado no âmbito da Bolsa de Iniciação à Investigação Científica, Programa PRAXIS, do Ministério da Ciência e Tecnologia, agregada ao projecto TECTIBER da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. A realização desse trabalho só foi possível devido ao empenho e apoio dado pelo investigador responsável do projecto, **Professor Doutor António Ribeiro**, para a obtenção da referida bolsa e pelo apoio financeiro necessário à realização do trabalho de campo.

Ao amor da minha vida, **Rui Robalo**, «Muito obrigado!».

Gostaria igualmente de agradecer a todas as pessoas com as quais tive o privilégio de aprender e cujo apoio foi de extrema importância ao longo de todo o tempo que precedeu a elaboração do presente trabalho.

Assim, ao **Professor Pedro Terrinha**, muito mais que um Orientador, um Amigo, com quem tive a sorte de poder discutir todos os pontos e vírgulas deste trabalho, agradeço a ajuda prestada, o apoio e compreensão que sempre me soube transmitir.

Ao **Professor José Brandão Silva**, a quem devo grande parte dos conhecimentos adquiridos em Geologia Estrutural, seja pelo trabalho de campo realizado sob a sua orientação, seja devido às inúmeras discussões científicas subsequentes. Acima de tudo, agradeço toda a Amizade, carinho e entusiasmo que sempre soube transmitir, assim como a sinceridade com que me ajudou a abordar vários assuntos ao longo do tempo. O meu percurso científico foi sempre conduzido pelos seus sábios conselhos!

Aos **Colegas de Mestrado**, ao **Professor Rui Dias**, ao **Professor Alexandre Araújo** e ao **Professor Manuel Francisco Pereira**, pela análise crítica que sempre souberam fazer nas diversas etapas de discussão do trabalho, em particular no que respeitou à preparação e elaboração desta dissertação.

À **Marisa Loureiro**, Geóloga de excelentes capacidades, melhor Amiga ainda, muito obrigado pelas idas ao campo, pelas tão enriquecedoras discussões geológicas e principalmente por toda a paciência que tiveste para mim.

Aos amigos Cláudia Peixoto, Margarida Veríssimo, Pedro Madureira e Patrícia Moita, obrigada por todo o apoio e paciência que sempre tiveram.

Aos meus pais Marília Sá e Silvestre Sá, à minha irmã Cláudia Sá, ao tio Alberto Rodrigues e à Amiga Patrícia Figueiredo, obrigado pela paciência e por todo o Amor, carinho e apoio que sempre me souberam dar.

Ao Dr. Carlos Ribeiro, agradeço o entusiasmo que me transmitiu, as proveitosas discussões no campo e acima de tudo a disponibilidade e dedicação que demonstrou para o estudo das lâminas delgadas.

À Direcção do Colégio D. Luísa Sigea, na pessoa da amiga Dr^a Luísa Bolota, agradeço o apoio técnico disponibilizado assim como ter permitido flexibilidade de horário laboral.

À restante Família e Amigos, à Florbela Cebola, o meu muito obrigado também.

ÍNDICE

1. Introdução.....	1
2. Enquadramento geológico da área estudada	3
2.1 Localização da área	3
2.2 A Zona Sul Portuguesa	5
3. Caracterização estrutural da área estudada.....	9
3.1 Factores que condicionam a geometria das estruturas mesoscópicas	12
4. Análise pormenorizada do corte geológico esquemático.....	14
5. Circulação de fluidos em bacias sedimentares.....	19
5.1 Fracturação	19
5.2 Fracturação hidráulica.....	24
5.3 Migração dos fluidos durante o dobramento e cavalgamentos	25
6. Veios de quartzo como testemunhos da circulação de fluidos	27
6.1 Tipos de veios de quartzo	28
6.2 Mecanismos de formação de veios de quartzo	32
6.2.1 Veios paralelos à estratificação.....	34
6.2.2 Fendas de quartzo perpendiculares à estratificação	37
6.2.3 Relação dos veios com o dobramento	37
6.2.3.1 Formação de veios durante o dobramento flexural	38
6.2.3.2 Formação de veios durante a deformação tangencial longitudinal (DTL)....	41
6.2.3.3 Estruturas secundárias associadas ao dobramento.....	45
6.3 Cronologia relativa dos veios de quartzo.....	46

7. Análise geométrica e cinemática de alguns sectores	49
7.1 Sector A.....	49
7.2 Sector B.....	51
7.3 Sector C	59
7.4 Sector D	64
7.5 Sector E.....	68
7.6 Sector F.....	69
7.7 Sector G	75
7.8 Sector H	78
8. Análise de paleocorrentes	85
8.1 Metodologia e apresentação dos resultados	87
8.2 Análise dos resultados	96
9. Discussão dos resultados	98
9.1 Estilo de dobramento.....	98
9.2 Veios de quartzo	101
9.3 Falhas.....	104
9.4 Clivagem	106
10. Conclusões.....	109

Bibliografia

Anexo – Corte Geológico Esquemático

– Esboço Estrutural

– Esboço estrutural simplificado das duas fases de deformação

– Mapa de Paleocorrentes

1. INTRODUÇÃO

O presente trabalho tem como objectivo principal o estudo do controlo estrutural na génese dos veios de quartzo, bem como a definição das condições de migração de fluidos, através da análise de veios hospedados em formações de fácies *Flysch* da Zona Sul Portuguesa.

Foram também analisados dados de paleocorrentes no sentido de caracterizar as direcções principais de fluxo aquando da deposição dos sedimentos.

Para tal escolheu-se uma área onde as litologias aflorantes apresentassem clivagem pouco desenvolvida e reduzida deformação intrínseca - condições essenciais para a realização deste estudo - localizada entre a Praia da Cordoama e a Praia do Castelejo, no sudoeste algarvio, concelho de Vila do Bispo.

No desenvolvimento deste trabalho estabeleceu-se um paralelismo com modelos pré-existentes para a evolução geodinâmica deste segmento do Orógeno Varisco Ibérico. Efectuaram-se igualmente comparações com modelos propostos para a génese dos veios de quartzo existentes em determinadas áreas do Sudoeste da Inglaterra.

Em termos de metodologia de trabalho, o conhecimento estrutural e cinemático da referida área foi efectuado com base no estudo da deformação e da análise cinemática dos veios de quartzo associados a estruturas mesoscópicas cuja evolução geométrica fosse bem definida.

A partir dos dados geométricos elaborou-se um esboço estrutural geral onde estão representadas a estratificação, a clivagem, os eixos de dobras e as falhas. Elaborou-se igualmente um corte geológico esquemático pormenorizado de toda a área com uma escala aproximada de 1:1400. O esboço estrutural geral, o esboço estrutural simplificado e o mapa de paleocorrentes foram elaborados com o auxílio do *software* Microstation, utilizando como base a linha de costa digitalizada a partir da Carta Militar de Portugal do Serviço Cartográfico do Exército, Folha 601 – Vila do Bispo, à escala 1:25000.

Uma vez que os veios de quartzo, presentes na área em estudo se assemelham macroscopicamente, procedeu-se à amostragem com base na posição estrutural que ocupam em relação às litologias, permitindo assim a sua sistematização.

Introdução

Durante a realização do trabalho de campo, a colheita de dados de natureza estrutural incluiu a determinação das suas atitudes, apresentadas ao longo do texto em tabelas e nos diagramas de projecção estereográfica elaborados.

Nas figuras ilustrativas das estruturas presentes na área, referindo-se todas elas às mesmas litologias, adoptou-se a seguinte legenda comum:



Leito pelítico



Leito grauvacóide



Fluido silicioso

Optou-se por não traduzir alguma terminologia por a sua utilização na língua original ser comum em textos científicos.

2.ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO DA ÁREA ESTUDADA

2.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

O trabalho foi desenvolvido na zona mais externa da cadeia Varisca Ibérica, no extremo SW do território português - Costa Vicentina - integrado na zona tectonostratigráfica designada por Zona Sul Portuguesa (ZSP), uma das grandes unidades geológicas do soco varisco da Península Ibérica, representada na Figura 2.

Foi escolhida uma área compreendida entre a Praia da Cordoama e a Praia do Castelejo, a Sul da Carrapateira, no concelho de Vila do Bispo, com cerca de 2500m de extensão, delimitada a vermelho na Figura 1.

Na ZSP é evidenciada uma variação da deformação e do grau metamórfico no sentido da vergência orogénica. Assim, a NE situam-se as formações mais antigas, deformadas e com grau de metamorfismo mais alto, as idades são progressivamente mais recentes para SW, em unidades menos deformadas e afectadas de graus metamórficos mais baixos.

Estando a área de estudo localizada em zonas externas da ZSP, optou-se pela sua escolha em função das características tectonostratigráficas favoráveis que apresenta: sedimentos geralmente afectados por baixos graus de deformação e metamorfismo insipiente.

Foi também possível determinar direcções de paleocorrentes nos sedimentos, procedendo-se à remoção da deformação de modo a determinar a direcção das correntes de fundo no momento da deposição dos sedimentos.

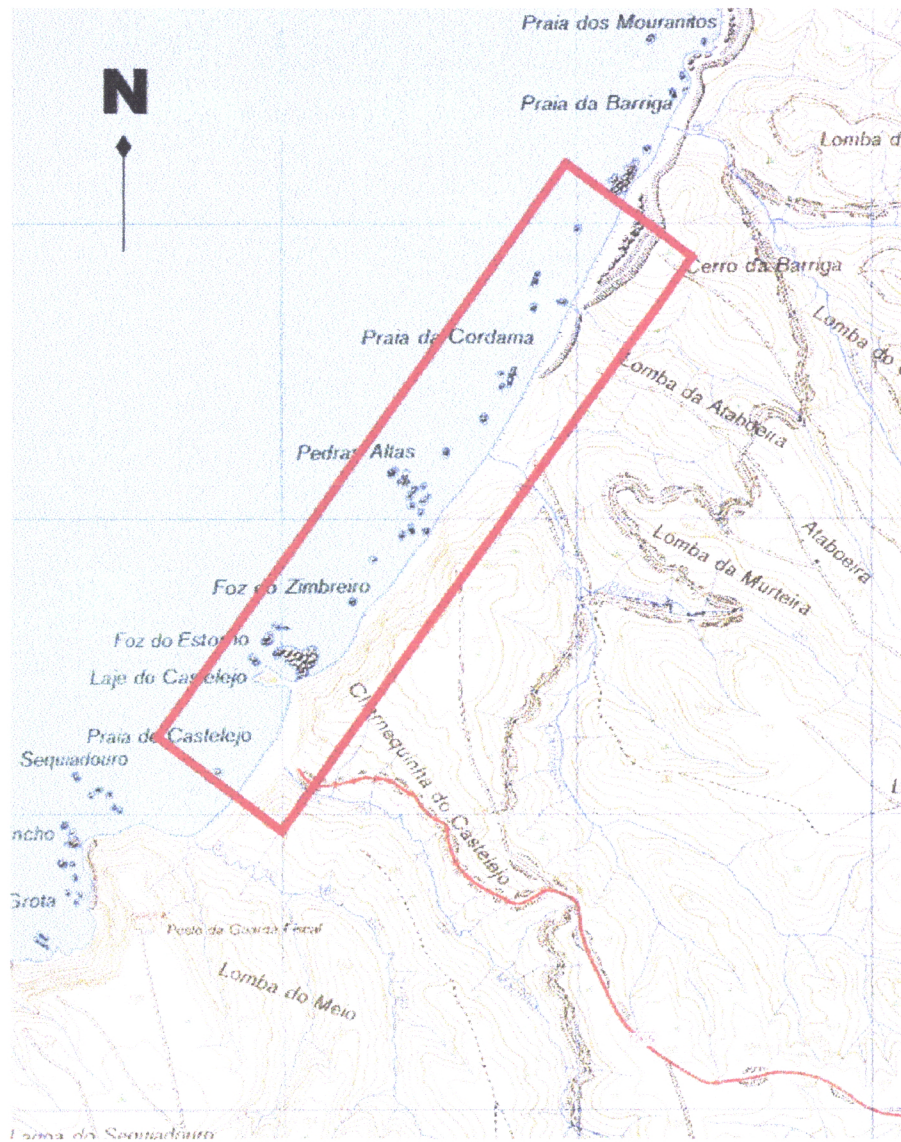


Figura 1

Localização geográfica da área estudada

Extracto da Carta Militar de Portugal do Serviço Cartográfico do Exército,
Folha 601 – Vila do Bispo, à escala 1:25000.

2.2. A ZONA SUL PORTUGUESA

A ZSP é a zona tectonostratigráfica que ocupa o extremo SW da Cadeia Varisca Ibérica, limitada a Norte pela Zona de Ossa Morena (ZOM), através do Cavalgamento de Ferreira Ficalho ou do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (Oliveira 1990; Silva *et al.* 1990). Também contacta a Sul com a Orla Mesocenozóica Algarvia e a Noroeste com a Bacia do Sado (Figura 2).

Utilizando critérios estruturais e estratigráficos, de Norte para Sul definem-se diferentes domínios tectonostratigráficos (Figura 2): o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, o Domínio do Antiforma do Pulo do Lobo, a Faixa Piritosa, o Grupo *Flysch* do Baixo Alentejo e o Domínio Sudoeste Português (Oliveira 1990; Silva *et al.* 1990).

Nesta zona externa da Cadeia Varisca as estruturas encontram-se arqueadas, de acordo com a virgacão do Arco Ibero-Armoricano, e apresentam atitudes N-S a ocidente, junto à margem Atlântica, que rodam gradualmente para E-W a oriente, em território espanhol (Silva *et al.* 1990). A vergência das dobras é para SW, segundo a direcção de transporte orogénico. Os acidentes cavalgantes, o plano axial das dobras e a clivagem regional evidenciam um decréscimo progressivo de inclinação em direcção a SW (Silva 1983). A ZSP caracteriza-se por uma tectónica do tipo *thin-skinned* (Ribeiro e Silva 1983) (Figura 3), à qual está associada um regime de deformação não coaxial segundo transpressão esquerda, de acordo com a cinemática do ramo Sul da estrutura maior do Arco Ibero-Armoricano. Assim sendo, este segmento pode ser interpretado como um complexo de carreamentos empilhados. No contexto de uma tectónica pelicular formam-se descolamentos sub-horizontais associados a estruturas tipo *duplex*, delimitadas por falhas lítricas compressivas (Ribeiro e Silva 1983). Segundo os mesmos autores, na ZSP existiriam evidências geológicas e geofísicas sugerindo a presença de um descolamento na base de um complexo imbricado (Figura 3), abaixo do qual se situaria um substrato não deformado, anterior ao Devónico Superior. Entre o Viseano Superior e o Vestefaliano Inferior, a ZSP teria sido actuada por um regime transpressivo, possivelmente relacionado com a reactivação de uma subducção do tipo A. Esta reactivação terá sido responsável pelo descolamento basal da ZSP, induzindo uma tectónica pelicular neste segmento do orógeno varisco (Silva *et al.* 1990).

Enquadramento geológico da área

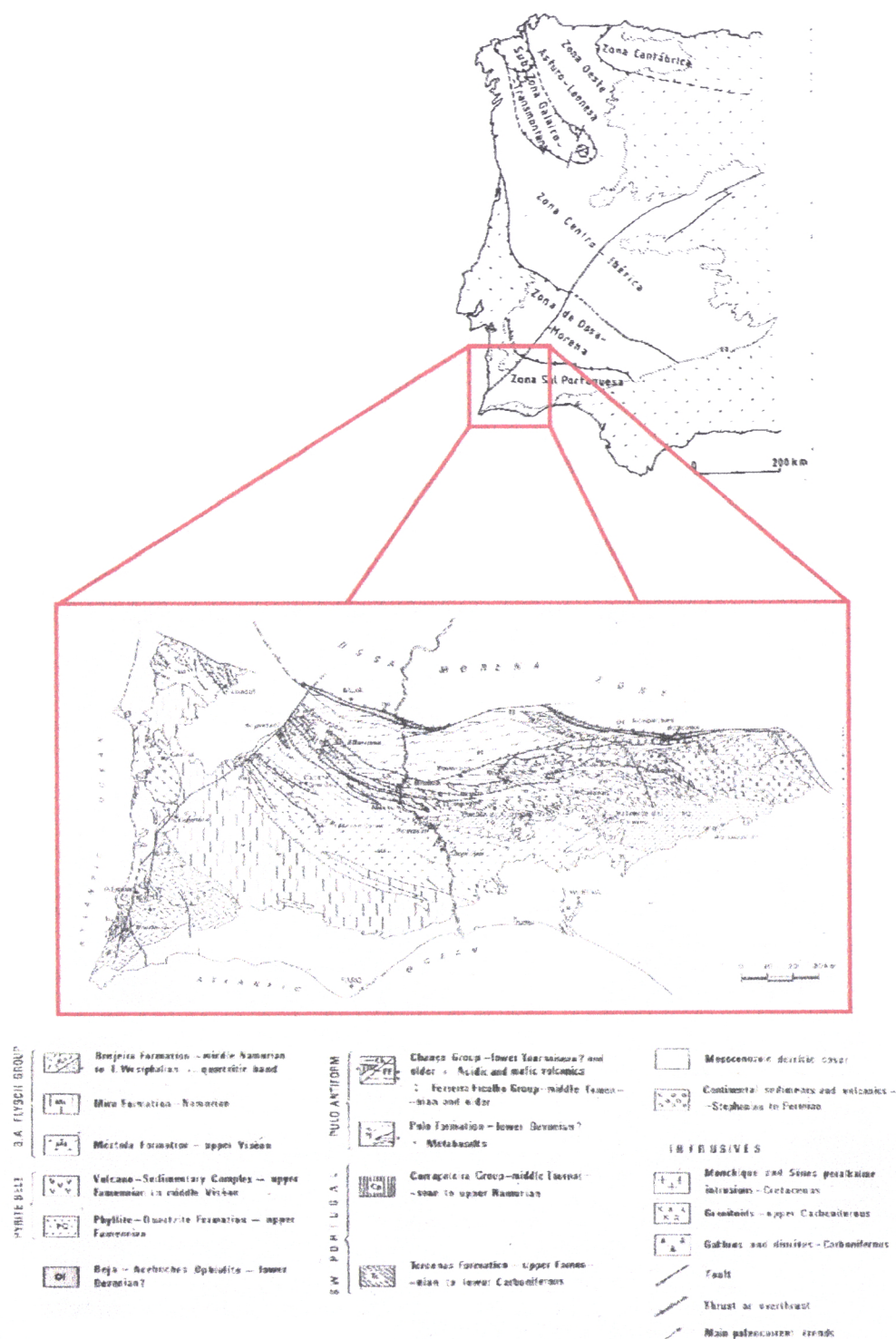


Figura 2

- 1) As grandes unidades geológicas do soco hercínico da Península Ibérica, segundo as divisões zoneográficas definidas por **Lotze (1945)**, **Julivert et al (1974)**, **Ribeiro (1979)** (Adaptado de Ribeiro (1979))
- 2) Mapa geológico e respectiva estratigrafia da Zona Sul Portuguesa (**Oliveira 1990**)

No Domínio Sudoeste da ZSP, estão cartografados os antiformas de Aljezur e da Bordeira. Em termos litoestratigráficos, ocorrem siltitos e quartzitos do Fameniano Superior, siltitos e carbonatos do Toumasiano Inferior ao Namuriano Superior e uma sequência turbidítica do Vestefaliano, a Formação da Brejeira (Oliveira *et al.* 1983; Ribeiro *et al.* 1987).

Segundo Ribeiro (1983), para o Domínio Sudoeste estão descritas três fases de deformação. A primeira fase de deformação, a mais importante, seria responsável pelas estruturas principais cartografadas na área, sendo caracterizada por dobras com eixos NW-SE e planos axiais de inclinação variável mergulhantes para NE. As dobras apresentam geralmente clivagem xistenta de plano axial, mas nas áreas menos deformadas a clivagem aparece restringida às zonas de chameira e aos flancos mais deformados. A segunda fase teria sido responsável pelo dobramento de estruturas anteriormente formadas, com eixos NW-SE e planos axiais subverticais. Durante esta fase, um encurtamento moderado terá gerado uma clivagem de crenulação. Na terceira fase teria ocorrido a formação do Antiforma da Bordeira e a clivagem S_3 , observada localmente. Este antiforma apresentaria eixo NNE-SSW e geometria do tipo dobra em caixa, com os flancos afectados por falhas normais. Para o mesmo autor, o campo de tensões que teria gerado as estruturas de terceira fase teria sido responsável também pelo sistema de falhas conjugadas WNW-ESE, esquerdas e ENE-WSW, direitas.

Apesar de existirem algumas incertezas quanto ao início do vulcanismo bimodal, associado à génese dos jazigos de sulfuretos polimetálicos da Faixa Piritosa, este vulcanismo cessou após o Viseano Superior, uma vez que se dá a passagem do regime transtensivo ao regime transpressivo, no qual é favorecida a deposição do Grupo *Flysch* do Baixo Alentejo, em bacias de ante-país (Silva *et al.* 1990). No Domínio Sudoeste Português, a partir do Namuriano é favorecida a deposição de fácies turbidíticas, nomeadamente a Formação da Brejeira, durante o Vestefaliano. Em regime compressivo desenvolvem-se estruturas cavalgantes imbricadas, com dobramentos associados de acordo com o modelo *thin-skinned* (Silva *et al.* 1990).

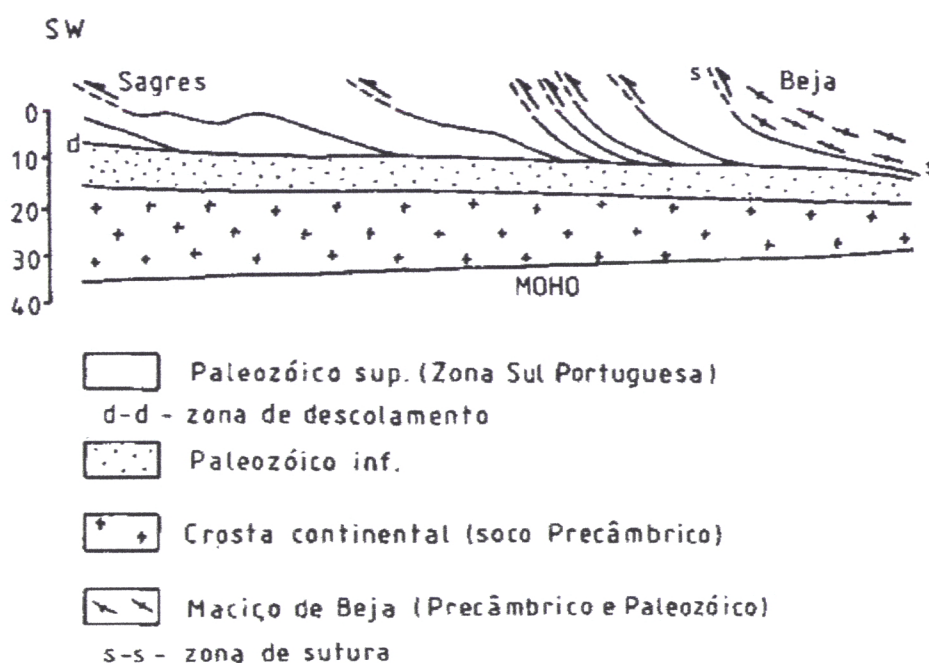


Figura 3

Representação esquemática da estrutura profunda da ZSP

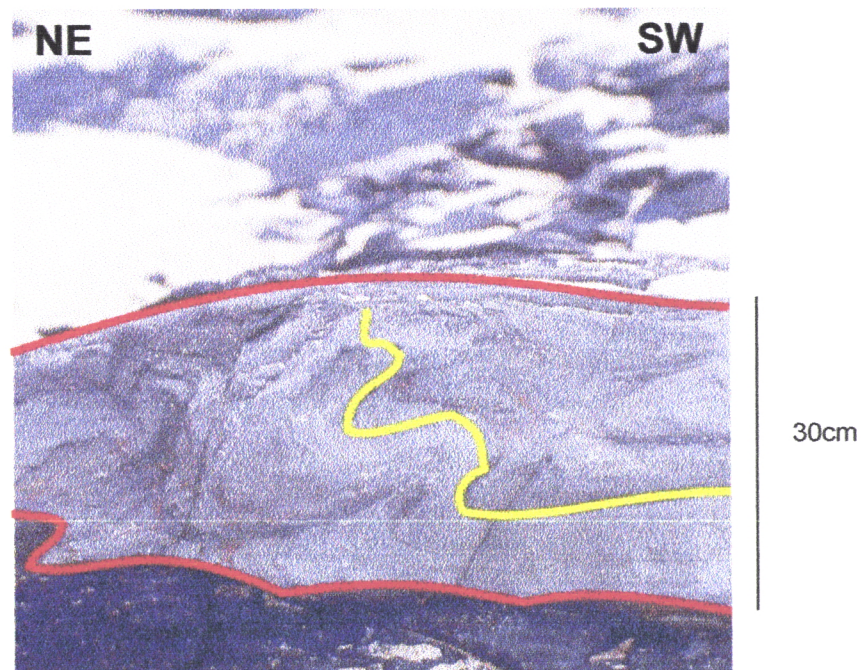
(Adaptado de Ribeiro e Silva, 1983)

A ZSP tem um regime metamórfico de baixo grau, não ultrapassando a zona da clorite, que originou fácies de Xistos Verdes nas zonas mais internas - Formação do Pulo do Lobo - decrescendo para fácies de Prenite-Pumpelite/Xistos Verdes - na Faixa Piritosa - encontrando-se no extremo SW a fácies Zeolítica (Munhá *et al.* 1979). Existe uma concordância entre os limites das zonas metamórficas com a direcção geral das estruturas. Assim sendo, o grau de metamorfismo e a deformação são maiores nas zonas mais internas, diminuindo progressivamente no sentido SW, para as zonas mais externas (Schermmerhorn 1975; Oliveira *et al.* 1990; Ribeiro *et al.* 1990).

Deduz-se das descrições anteriores, das observações de campo e da petrografia resultantes deste trabalho que as condições metamórficas que presidiram à formação dos veios de quartzo da área estudada, deverão ter resultado de um grau de metamorfismo muito baixo, não passando a fácies zeolítica, tal como as litologias onde se encontram.

3. CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DA ÁREA ESTUDADA

No sector localizado entre a Praia da Cordoama e a Praia do Castelejo afloram terrenos da Formação da Brejeira, de idade Namuriano Médio ao Vestefaliano Superior (Pereira 1997). Esta formação turbidítica é constituída por sequências de camadas decimétricas a métricas de pelitos cinzentos escuros que alternam com grauvaques de granularidade fina a média, de cor cinzenta. Observam-se com alguma frequência estruturas primárias associadas à deposição dos sedimentos, nomeadamente dobras sin-sedimentares, (Fotografia 1) que indicam que estes sedimentos se depositaram numa zona de talude, inclinada, sujeita a instabilidade gravítica. Por outro lado observam-se também indicadores de paleocorrentes, nomeadamente *groove marks* e *flute casts* que serão analisadas no capítulo 8.



Fotografia 1

Dobras sin-sedimentares (a amarelo) em leito grauvacóide (S_0 delimitado a vermelho),
a Sul da Laje do Castelejo, no Domínio III.

Caracterização estrutural da área estudada

Em anexo encontra-se representada a estrutura da área estudada num corte geológico esquemático, a uma escala aproximada de 1:1400, cuja descrição pormenorizada é feita no capítulo 4.

Devido ao carácter anisotrópico da série sedimentar multiestratificada, gerou-se um conjunto de dobras em *chevron* como resposta a um episódio compressivo. Estas dobras apresentam uma geometria em que os flancos são planares e articulados por chameiras curtas e angulosas, bem definidas, tratando-se de estruturas geralmente assimétricas. Esta geometria resulta do mecanismo de deslizamento flexural entre as camadas competentes e a fluência dúctil, nos leitos incompetentes. Desta forma as dobras em *chevron* afectam sequências multiestratificadas, com a superfície de estratificação a funcionar como plano cinematicamente activo. Os flancos longos são extensos e pouco deformados, enquanto que nos flancos curtos, estão de um modo geral, concentradas as zonas mais deformadas.

O dobramento é caracterizado por sequências de dobras deitadas, vergentes para SW, com planos axiais pouco inclinados e eixos que mergulham poucos graus para SSE, o que pode ser observado no corte geológico esquemático apresentado em anexo.

Estes sedimentos sofreram um regime de deformação progressiva, sendo possível encontrar zonas que evidenciam interferência de dobramentos, descritas com maior pormenor nos capítulos seguintes.

Na área estudada existem evidências geométricas e cinemáticas que permitem caracterizar com rigor uma primeira fase de deformação, existindo também, embora em muito menor quantidade, evidências de uma segunda fase de deformação.

O primeiro episódio compressivo gerou dobras que exibem evidências geométricas que permitem separar um estágio de deformação precoce, D1a e outro D1b.

A Figura 4 pretende ilustrar a evolução geométrica das dobras deste sector da Costa Vicentina. Assim, as dobras em *chevron* de plano axial sub-horizontal vergentes para SW, com uma simetria monoclinica (Figura 4b), deverão corresponder a um estágio de deformação precoce (D1a). Ter-se-ão formado assim os extensos flancos longos sub-horizontais, cuja inclinação contrasta com os flancos curtos, por vezes inversos (Figura

4I). Num regime de deformação progressiva e com a continuação do encurtamento, os flancos sub-horizontais, orientados favoravelmente terão sido dobrados por mecanismos de deformação tangencial longitudinal (DTL), exibindo dobras concêntricas de eixo sub-horizontal e plano axial subvertical (D1b) (Figura 4II). Estas dobras, pouco frequentes, apresentam uma simetria ortorrômbica (Figura 4a), semelhante à que está ilustrada na Fotografia 8. Por outro lado os flancos curtos, favoravelmente orientados terão sofrido estiramento (Figura 4III), o que pode explicar os cavalgamentos, para SW com laminação de alguns destes flancos. Pode ser este o motivo que explica a predominância de flancos longos, em detrimento dos curtos.

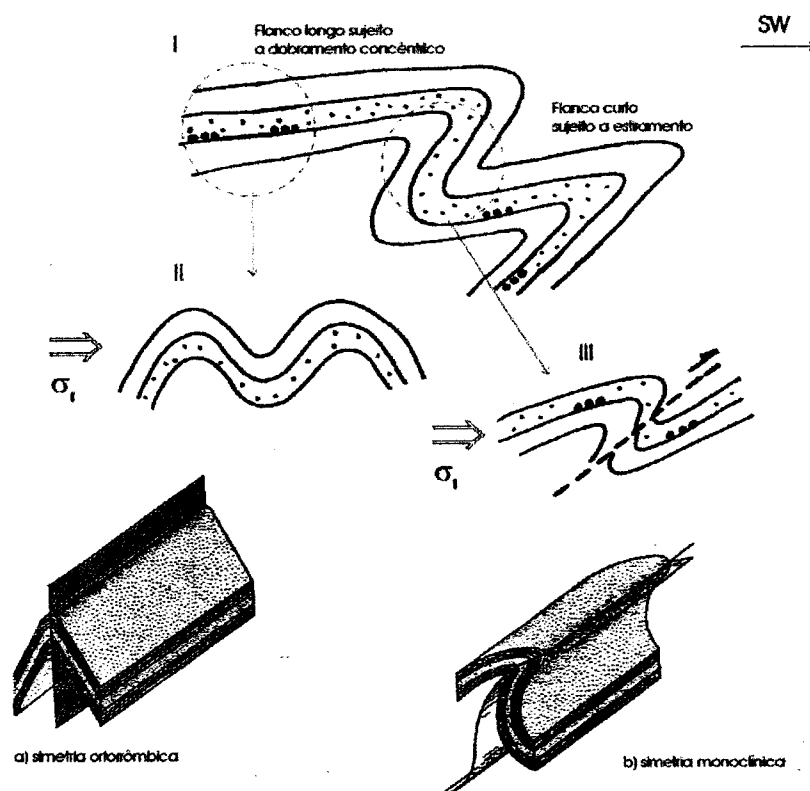


Figura 4

A figura pretende ilustrar a geometria dos dobramentos, na área estudada. Está representada a evolução e modificação da simetria das dobras durante o 1º episódio de deformação progressiva.

(Adaptado Ramsay 1982)

- I - Dobras em *chevron* com planos axiais pouco inclinados, flancos longos com estratificação subhorizontal e flancos curtos muito inclinados (D1a).
- II - Dobramento concêntrico dos flancos longos (D1b).
- III - Estiramento e laminação dos flancos curtos (D1b).
 - a) Simetria ortorrômbica, das dobras concêntricas.
 - b) Simetria monoclinica, das dobras em *chevron*.

Caracterização estrutural da área estudada

Na área estudada, apesar do regime compressivo não ter originado clivagem penetrativa, localmente, em zonas onde a deformação é maior, existe uma clivagem xistenta, incipiente, de plano axial.

A segunda fase de deformação, D2, encontra-se pouco representada, observa-se apenas em dois sectores, através da orientação NE-SW dos eixos de dobras mesoscópicas. A orientação destas dobras é compatível com algumas falhas verticais com desligamento esquerdo, tardias, nas quais não se observam estrias. Estas estruturas poderão ser eventualmente co-genéticas e ter-se-ão formado num regime de transpressão esquerda.

Esta fase encontra-se bem representada noutras áreas da Costa Vicentina, nomeadamente na zona da Praia do Telheiro, descrita por Caroça (2001) e Caroça *et al.* (2000) e na Praia de Almogrove (Loureiro in prep.).

Apresenta-se em anexo um esboço estrutural simplificado representando as estruturas geradas durante as duas fases de deformação.

3.1 FACTORES QUE CONDICIONAM A GEOMETRIA DAS ESTRUTURAS MESOSCÓPICAS

Ao longo da área estudada constata-se a existência de dobras geometricamente diferentes, controladas por diferentes factores, nomeadamente:

- a) A espessura dos leitos - o comprimento de onda das dobras varia consoante a espessura dos leitos afectados: quanto mais finos os leitos, menor é a amplitude das dobras geradas;
- b) Os contrastes reológicos - os pelitos são rochas dúcteis que absorvem a deformação durante o dobramento, enquanto que os grauvaques são rochas competentes. Neste tipo de sequências multiestratificadas é frequente observar-se a presença de dobras desarmónicas.

Caracterização estrutural da área estudada

Por outro lado os mecanismos de dobramento combinados com os factores referidos anteriormente são também responsáveis pela variação geométrica das estruturas. Assim, em DTL, nas bancadas competentes formam-se dobras concêntricas; por deslizamento flexural entre as camadas competentes e a fluência dúctil do material incompetente, geram-se dobras em *chevron*.

4. ANÁLISE PORMENORIZADA DO CORTE GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO

A área estudada está representada num corte geológico esquemático, apresentado em anexo, com cerca de 2500m de comprimento, orientado NE-SW. O corte começa cerca de 1000m a Norte da Praia da Cordoama e termina 400m a Sul da Praia do Castelejo, representando a zona de arriba com uma altura média de 30m.

Utilizaram-se como critérios de polaridade sedimentar das bancadas ao longo do corte, fundamentalmente figuras do tipo *groove casts* e gradação sedimentar, presente nos grauvaques.

Para simplificar a descrição do corte, individualizaram-se quatro domínios (ver corte geológico esquemático), apesar de não existir qualquer fronteira estrutural ou estratigráfica que os diferencie.

DOMÍNIO I

Observam-se dobras monoclinicas vergentes para SW, características da área estudada, com eixos e plano axial sub-horizontais, geradas por um mecanismo de *flexural slip*, apresentando uma geometria em *chevron*. Aparecem por vezes associadas ao flanco longo das dobras descritas anteriormente, dobras ortorrômbicas de plano axial subvertical.

DOMÍNIO II

Em termos gerais esta zona é um extenso flanco longo, praticamente sub-horizontal, afectado por falhas inversas com movimento para SW, inclinando 30° a 50°, na qual estão também presentes retrocavalgamentos vergentes para NE, alguns deles gerados nos estádios finais de encurtamento.

Praticamente a meio deste domínio, intercalados nas litologias turbidíticas, aparecem veios de quartzo subhorizontais. Encontram-se em leitos pouco espessos de material silicioso formando dobras desarmonicas, com comprimento de onda muito curto, esquematizadas na Figura 5. Esta desarmonia das dobras existe porque se tratam de camadas pouco espessas de material competente inserido no seio de rochas mais

dúcteis, os pelitos (*Single layer shortening*). É uma evidência da influência da espessura dos leitos, da viscosidade e das diferentes reologias, no comprimento de onda das dobras.

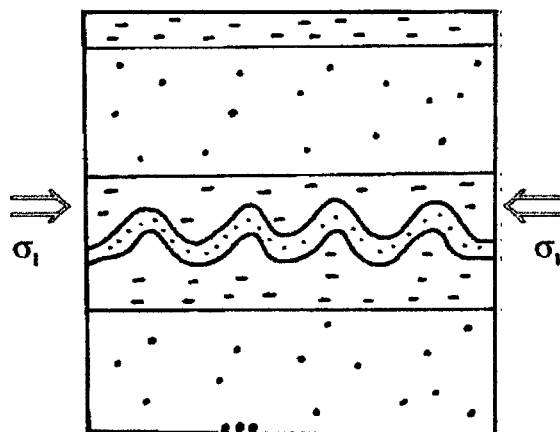


Figura 5

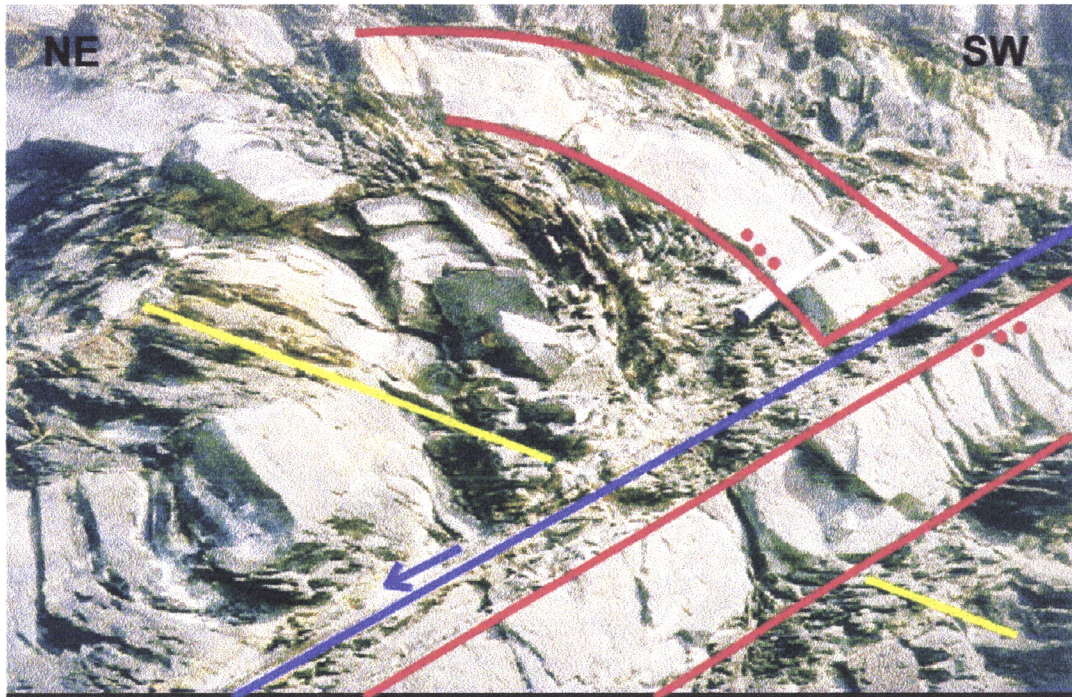
Representação esquemática dobramento desarmónico de um leito pouco espesso de grauvaque, no seio de uma matriz pelítica.
(Adaptado Ramsay 1982)

Determinados sectores da arriba estão cobertos por um depósito de vertente cinzento escuro, constituído por calhaus de dimensão variada de material grauvacóide no seio de um cimento argiloso.

DOMÍNIO III

Entre a Praia da Cordoama e a Praia do Castelejo, tal como no Domínio I, a estrutura é formada por dobras vergentes para SW, de eixos e planos axiais praticamente subhorizontais, destacando-se os sectores F e G, uma vez que as dobras apresentam geometrias diferentes da estrutura geral, que serão explicadas no capítulo 7.

Entre o Sector G e H existem exemplos de estruturas extensionais formadas em regime compressivo. Durante a deformação, o “tombamento” de dobras anteriormente formadas induz o rompimento na zona de charneira, por acção de um acidente com cinemática de falha normal e o consequente atraso do flanco longo em relação ao flanco curto, como se pode ver na Fotografia 2 e na Figura 6.



Fotografia 2

Exemplo de uma estrutura extensional formada durante o regime compressivo. Pode observar-se uma dobra (a vermelho), com clivagem S_1 de plano axial (a amarelo), materializada nas zonas mais pelíticas, que foi actuada por um acidente com movimentação normal (a azul).

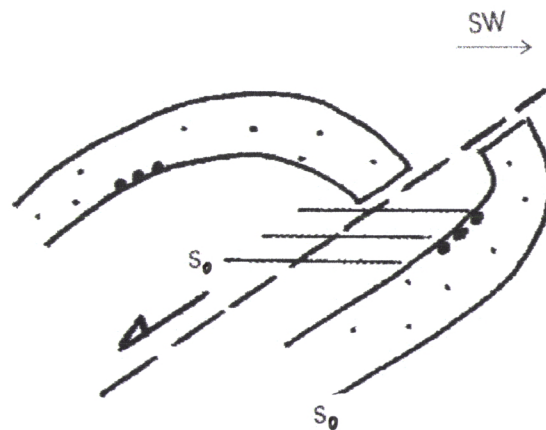


Figura 6

Representação esquemática das estruturas presentes na Fotografia 1, nomeadamente a falha normal materializada pelo rejeito da bancada grauvacóide. Salienta-se que a clivagem de plano axial é contemporânea do processo.

Análise pormenorizada do corte geológico esquemático

A Sul do sector H e a Norte da Praia do Castelejo, pode-se inferir a presença de uma falha que põe em contacto camadas muito inclinadas de um flanco inverso, com um flanco normal sub-horizontal (ver corte esquemático). A Sul da falha, a presença de estruturas em *pinch and swell* num leito pouco espesso de material grauvacóide, implica uma permuta local das tensões principais, induzida pelo peso da coluna litostática e consequente extensão local do flanco longo, durante o dobramento. Nesta zona algumas bancadas mais pelíticas evidenciam fracturação poligonal (Fotografia 4), resultado de um processo de fracturação hidráulica referido no capítulo seguinte.

No seio destas rochas multiestratificadas, em regime compressivo a presença de estruturas em *pinch and swell* e das fracturas extensionais pode ser explicada devido ao peso da coluna litostática. As fracturas poligonais, com orientação aleatória parecem materializar o percurso dos fluidos, quando estes são expulsos dos leitos impermeáveis de pelitos, durante a compactação das litologias, tal como acontece quando há desidratação de leitos argilosos e se geram fendas de dessecação.

É também de referir a existência de uma rocha intrusiva, observada em lâmina delgada, esta rocha apresenta uma textura muito fina, com uma matriz cinzenta muito clara, no seio da qual existem pequenos cristais verdes pálidos, euédricos, com secção rectangular.

No acesso à Praia do Castelejo e na Laje do Castelejo assenta, em discordância sobre as formações paleozóicas, uma formação dunar quaternária com estratificação entrecruzada, inclinada para SE.

DOMÍNIO IV

No sector imediatamente a Sul da Praia do Castelejo a arriba está coberta por depósitos de vertente (não representados no corte), o que dificulta a análise da estrutura, sendo no entanto, possível identificar um acidente sub-horizontal com movimentação para SW, que provoca o avanço diferencial das dobras.

Está presente uma brecha de falha constituída calhaus angulosos de dimensão variada, de pelitos e grauvaques, envoltos numa matriz argilosa, cinzenta escura.

Análise pormenorizada do corte geológico esquemático

O corte termina numa zona de flanco curto, onde afloram lajes subverticais (Fotografia 3), com figuras sedimentares do tipo *groove-marks*.



Fotografia 3

Zona de flanco curto, que aflora na ponta Sul da Praia do Castelejo, onde se podem observar figuras de arraste em relevo com uma capa de alteração.

5. CIRCULAÇÃO DE FLUIDOS EM BACIAS SEDIMENTARES

Nas bacias sedimentares do tipo flexural, nas quais se enquadra a área estudada, durante o processo orogénico dá-se intensa circulação de fluidos. Os veios de quartzo alojados no seio das sequências turbidíticas são testemunhos da circulação desses fluidos.

Na área estudada, as evidências de campo, em particular os veios de quartzo e o tipo de fracturas, indicam que os fluidos desempenharam um papel importante durante a deformação frágil das litologias, mostrando que o processo dominante de geração de fracturas foi a **fracturação hidráulica**, ocorrida desde os primeiros estádios de deformação da bacia.

5.1 FRACTURAÇÃO

A orientação espacial da fracturação hidráulica é função da magnitude da tensão diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$), da orientação das tensões principais, das propriedades intrínsecas da rocha e da coesão interna do material.

A Figura 7A representa os estados de tensão necessários à geração de **fendas de tracção** (*tensile fractures*), e **fracturas conjugadas** (*shear fractures*). Os dois círculos de Mohr representam diferentes estados de tensão. Nela está representada a envolvente completa do critério de ruptura frágil, baseada nos critérios de ruptura de Griffith e Navier-Coulomb, que combina a curva parabólica e a recta. O critério de Navier-Coulomb está relacionado com a ocorrência das **fracturas conjugadas** em regime compressivo, enquanto o critério de Griffith se relaciona com as **fendas de tracção**, geradas em regime extensional. As **fendas de tracção** são paralelas a σ_1 (compressão máxima) e para se formarem necessitam uma tensão diferencial menor, que na figura está representada pelo círculo de Mohr com pequeno diâmetro. As **fracturas conjugadas** estão distanciadas de um ângulo θ , que é bissectado por σ_1 e formam-se quando a tensão diferencial é maior, representada na figura pelo círculo de Mohr com o diâmetro grande (Cosgrove 1995).

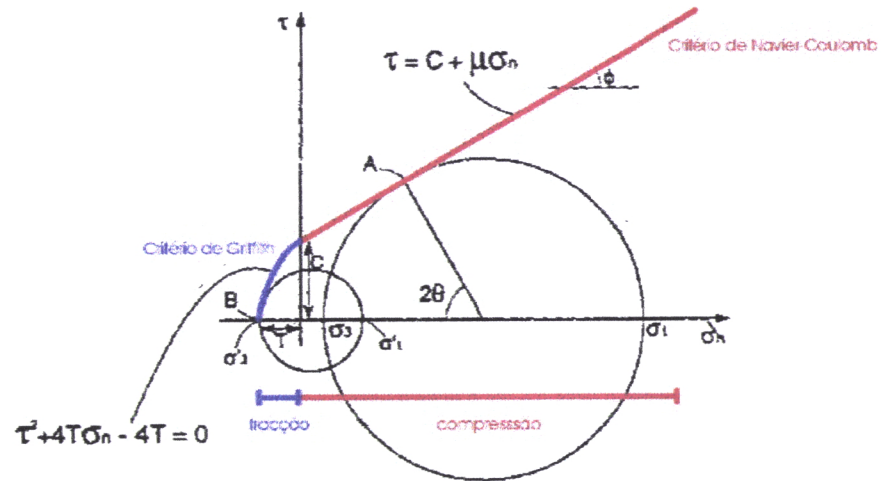


Figura 7A

Os dois círculos de Mohr representam dois estados de tensão distintos.

A) implica uma menor tensão diferencial, geram-se fendas de tração (*tensile fractures*)

B) implica uma maior tensão diferencial, geram-se fracturas conjugadas (*shear fractures*)

(Adaptado, Cosgrove 1995)

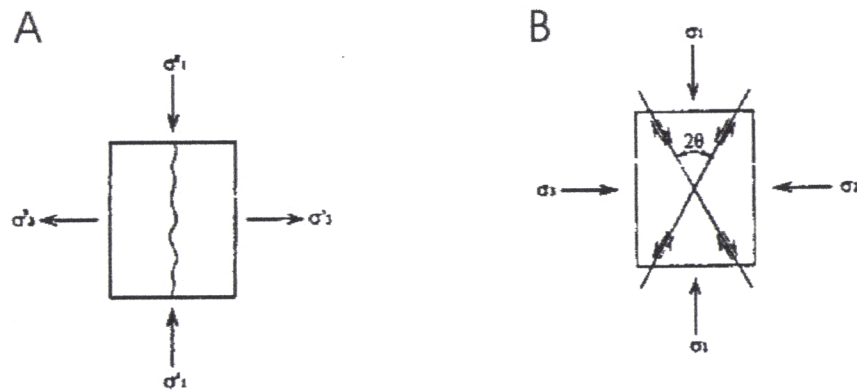


Figura 7B

Esquemas dos tipos de fracturas presentes nas rochas, que variam consoante a tensão diferencial.

O esquema A e B, da Figura 7B, correspondem respectivamente aos círculos A e B, da Figura 7A.

(Adaptado, Cosgrove 1995)

No que diz respeito às variáveis representadas no diagrama, T é a grandeza que representa a resistência à tracção do material, τ é a tensão cisalhante, σ_3 e σ_1 são as tensões normais. Para se gerarem fendas de tracção é necessário que o círculo de Mohr toque na envolvente de ruptura, apenas no ponto $\tau=0$, $\sigma_3=T$. Estas condições só ocorrem se a tensão diferencial ($\sigma_1-\sigma_3$), isto é, o diâmetro do círculo for inferior ao valor de $4T$.

Na área compreendida entre a Praia do Castelejo e Praia da Cordoama, não se observam exemplos de fracturas conjugadas, mas as fracturas extensionais são abundantes. As **fracturas extensionais** podem apresentar diferentes orientações espaciais. Cada estado de tensão esquematizado na Figura 8, em que as fracturas são a expressão da deformação frágil, tem correspondência com exemplos reais. Os quatro círculos de Mohr representados nessa figura satisfazem as condições descritas anteriormente para as fracturas extensionais. A tensão diferencial no diagrama da Figura 8a) varia de um valor inferior a $4T$ no círculo i até zero no ponto iv. Assim, as rochas contêm evidências destas fracturas - Figura 8b. Esta figura representa todos os estados intermédios de tensão: *tensile fractures* alinhadas segundo planos paralelos a σ_1 (i); fracturas cada vez menos alinhadas à medida que se diminui a tensão diferencial (ii e iii); até terem uma orientação aleatória e darem origem a texturas brechóides (iv) (Cosgrove 1995).

A relação entre estas fracturas extensionais e as tensões principais envolvidas na sua génese, está expressa nas Figuras 7A e 7B, que representa a envolvente para o critério de ruptura frágil Navier-Coulomb/Griffith.

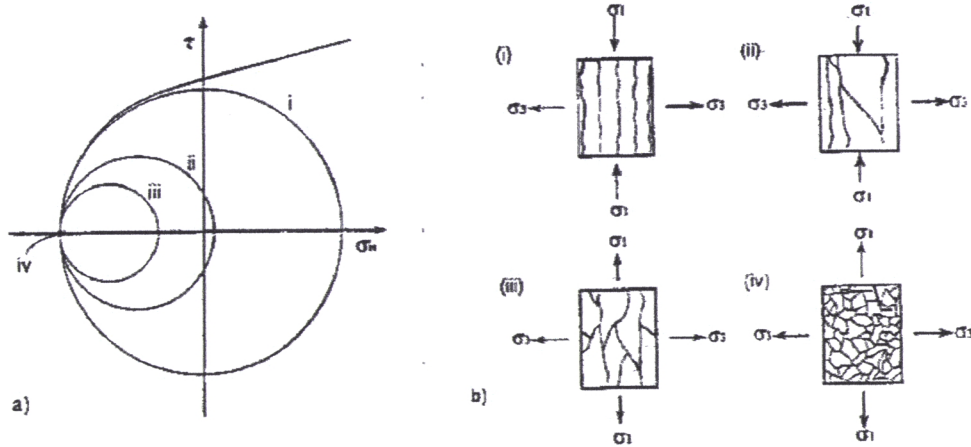
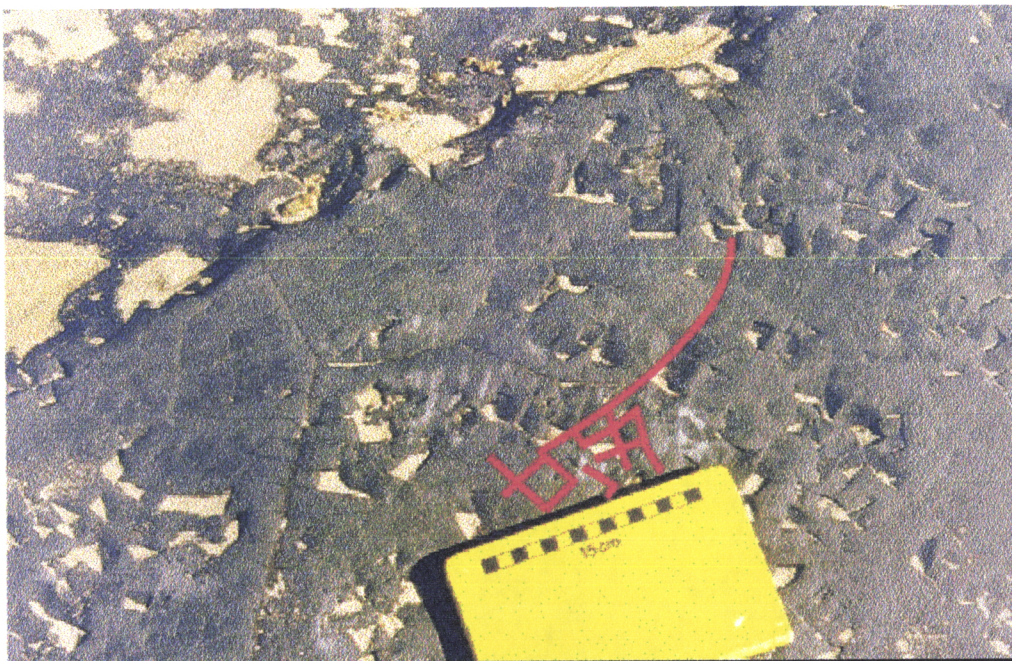


Figura 8

- a) Diagrama que representa 4 círculos de Mohr, para 4 estados de tensão diferentes. Estes estados de tensão originam fracturas extensionais, em que $\sigma_1 - \sigma_3 < 4T$.
- b) i, ii, iii, iv são a forma como se organizam as fracturas extensionais nas rochas. À medida que se diminui a tensão diferencial, "desorganiza-se" a fracturação. As brechas formadas por fracturação hidráulica correspondem ao exemplo b) iv

(Adaptado, Cosgrove 1995).



Fotografia 4

Fracturas extensionais definindo prismas poligonais (a vermelho), em algumas bancadas pelíticas da Praia do Castelejo, a Sul do sector H.

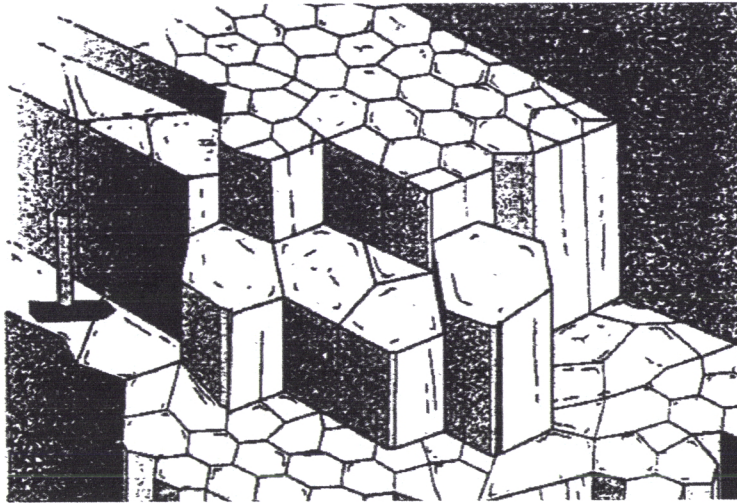


Figura 9

Prismas poligonais nos pelitos, definidos pelas fracturas extensionais verticais, geradas por fracturação hidráulica (esquema explicativo da Fotografia 4)

(Adaptado, Cosgrove 1997)

No flanco longo de uma dobra em *chevron*, que aflora a Sul do sector H, as bancadas pelíticas exibem o tipo de fracturação que está ilustrado na Fotografia 4 e na Figura 9.

É possível que fendas de tracção e fracturas conjugadas ocorram lado a lado, geradas no mesmo episódio de deformação. Estas estruturas são susceptíveis de se formarem a todas as escalas. As tensões diferenciais são aplicadas desde a rede cristalina até à escala das placas tectónicas. Assim, é possível encontrar exemplos de *tensile fractures* e *shear fractures* desde a lâmina delgada, até à escala da crosta, quando se formam, por exemplo, os sistemas de dobras e cavalgamentos. O *shear failure* é um processo facilitado pela elevada pressão de fluidos, que ocorre por exemplo quando se inicia o movimento entre as superfícies de estratificação, durante os cavalgamentos ou durante a movimentação relativa das bancadas, no dobramento flexural.

5.2 FRACTURAÇÃO HIDRÁULICA

A pressão de fluidos (p_{H_2O}) é um parâmetro que influencia de forma decisiva o comportamento das rochas na crosta em relação à fracturação, quer se tratem de hidrocarbonetos, água líquida ou fluidos aquosos, gases e magmas.

A existência de fluidos no sistema reduz a pressão externa aplicada, ou seja, a pressão do fluido contraria todas as tensões normais, querendo isto dizer que o material se comporta como se fosse actuado por uma tensão efectiva, inferior à tensão externa aplicada. Por exemplo, o aumento da pressão de fluidos durante a compactação, opõe-se a σ_1 (compressão máxima), causado pelo empilhamento de sedimentos; o que implica a diminuição da tensão efectiva ($\sigma_1 - p_{H_2O}$) e ($\sigma_3 - p_{H_2O}$). Assim, o círculo de Mohr desloca-se para a esquerda um valor de magnitude equivalente à p_{H_2O} , até tocar a envolvente provocando a fracturação (Figura 10) (Cosgrove 1995). O estado de tensão 1 gera fracturas conjugadas, enquanto que os estados 2, 3 e 4 geram fracturas extensionais.

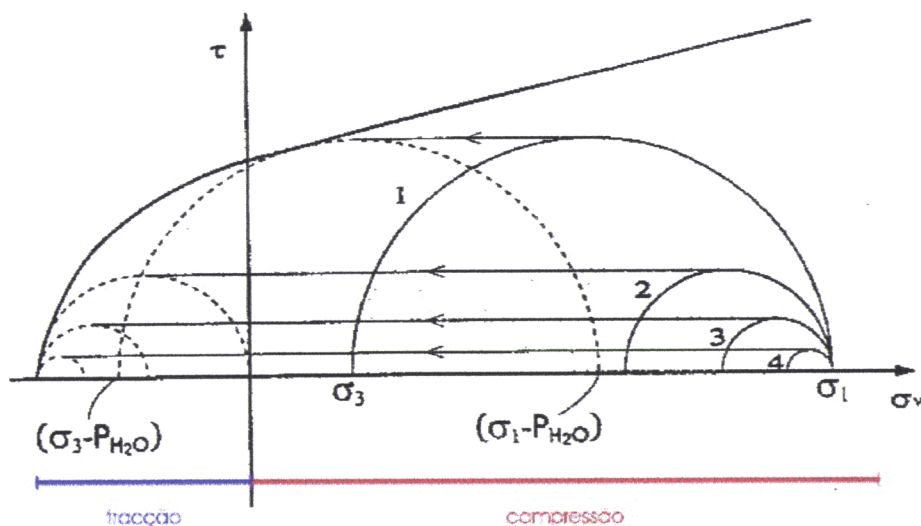


Figura 10

1, 2, 3, 4 são círculos de Mohr, para 4 estados diferentes de tensão, que não causam falhamento.

A pressão de fluidos desloca os círculos para a esquerda, um valor de p_{H_2O} , assim quando os novos círculos, representados a tracejado, tocam a envolvente dá-se a fracturação hidráulica.

(Adaptado, Cosgrove 1995)

Quando ocorre fracturação hidráulica, a orientação das fracturas é função directa da tensão diferencial, resultando deste processo os diferentes padrões de fracturação das rochas, esquematizados na Figura 8b.

5.3 MIGRAÇÃO DOS FLUIDOS DURANTE O DOBRAMENTO E CAVALGAMENTOS

Diversos autores referem a existência de carreamentos com grandes flechas de recobrimento, em que as rochas são transportadas dezenas de quilómetros ao longo de um plano de falha sub-horizontal. Este processo só é possível com elevadas pressões de fluidos, capazes de reduzir a tensão normal efectiva no plano de falha, reduzindo desta forma a tensão compressiva horizontal necessária para se dar o movimento (Hubbert e Rubey 1959; Price 1989). Desta forma o aumento da pressão de fluidos em regime compressivo facilita o movimento, nomeadamente em superfícies de estratificação e zonas de cisalhamento, levando à formação de grandes sistemas de dobras e cavalgamentos. A formação de dobras e cavalgamentos provoca a migração de fluidos, por pequenos impulsos, através da sequência sedimentar.

O fluido ao ser expulso ao longo de uma fractura, tem como resultado injeções e precipitações múltiplas. Na Figura 11 exemplifica-se conceptualmente a variação da pressão de fluidos com o aumento da tensão cisalhante. A tensão cisalhante τ , aumenta progressivamente ao longo do tempo e a p_{H_2O} mantém-se constante, até que τ atinge uma magnitude capaz de produzir deformação frágil levando à ruptura do material. Neste momento diminui a p_{H_2O} , e os fluidos deixam de estar confinados, uma vez que se escapam através da superfície de ruptura. Este contínuo e progressivo aumento de τ , induz a entrada de fluidos no sistema, que levam ao conseqüente aumento da p_{H_2O} , até se atingirem novas condições para a fracturação. Quando esta ocorre dá-se o decréscimo brusco da τ , cessando o movimento e criando condições para a precipitação dos veios. O fluido é expulso ao longo das falhas ou fracturas e o resultado são injeções e precipitações múltiplas de sílica em veios.

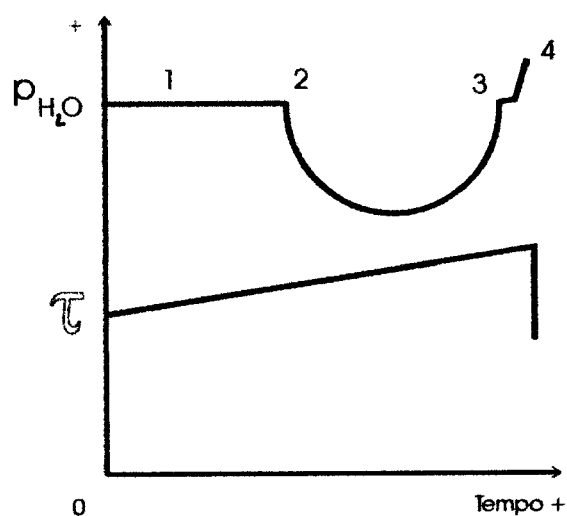


Figura 11

Esquema simplificativo do perfil da variação da pressão de fluidos, ao longo do tempo.

- 1 - Pressão constante.
 - 2 - O aumento do tamanho dos poros da rocha, que permite a entrada de fluido e a consequente descida da pressão.
 - 3 - A deformação dos poros da rocha e consequente fecho faz subir a pressão de fluidos.
 - 4 - Subida da pressão, que provoca fracturação.
- Depois do movimento dá-se o bloqueio das fendas.

6. VEIOS DE QUARTZO COMO TESTEMUNHOS DA CIRCULÇÃO DE FLUIDOS

Durante todo o processo orogénico houve circulação de fluidos nas sequências multiestratificadas da área estudada. Os veios de quartzo são a materialização destes fluidos e, através do seu estudo, é possível caracterizar de que forma a deformação controlou a sua migração.

A deformação induziu a mobilização dos fluidos siliciosos da formação turbidítica, constituída por alternância de pelitos e grauvaques, que fornecem respectivamente a componente aquosa e a sílica. Deste modo, estão criadas condições para a existência no sistema, grande quantidade de água proveniente da compactação das argilas, e sílica disponível nos grauvaques.

No sector entre a Praia da Cordoama e a Praia do Castelejo, inseridos em litologias turbidíticas, encontram-se inúmeros veios de quartzo. Tratam-se de veios sintáxicos, formados por quartzo remobilizado do encaixante. Em certos veios os cristais estão bem desenvolvidos, sendo possível nalguns casos definir a orientação do crescimento das fibras, o que permite o estudo dos campos de tensões locais. O crescimento dos cristais é paralelo à direcção ao longo da qual as paredes da fenda se foram afastando, sendo esta a direcção de distensão principal na rocha. No veios menos deformados é possível individualizar a linha média perpendicular à direcção de abertura (Figura 12).

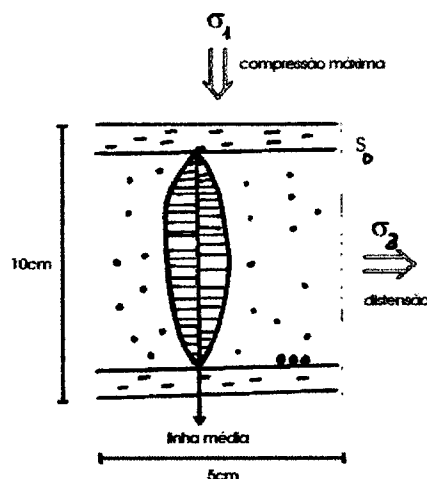


Figura 12

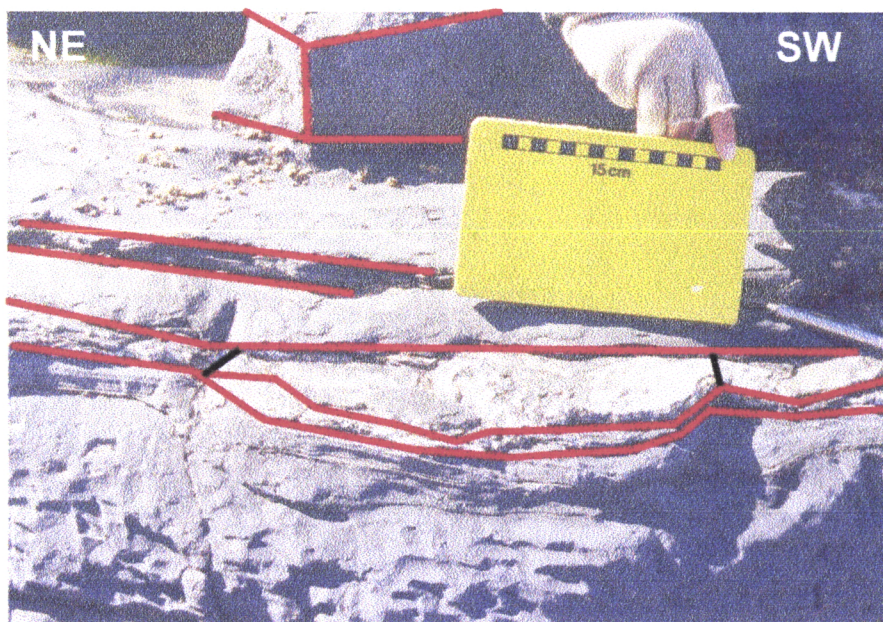
Representação esquemática de uma fenda de tracção perpendicular à estratificação, inserida num leito grauvacóide. É possível verificar que os cristais de quartzo crescem perpendicularmente às paredes da fenda.

6.1 TIPOS DE VEIOS DE QUARTZO

Os veios de quartzo hospedados nos pelitos e grauvaque da zona estudada são semelhantes entre si. No entanto, observações mais pormenorizadas permitem estabelecer algumas diferenças. Apresentam por exemplo uma pequena diferença de aspecto e a nível composicional, que permite a sua distinção em veios simples e veios compósitos.

Os veios simples são formados apenas por quartzo leitoso em massa de aspecto límpido, apresentando possanças centimétricas a decimétricas, frequentemente perpendiculares à estratificação.

Os veios compósitos mostram alternância entre material silicioso e material pelítico (Fotografia 5), são, de um modo geral, veios de quartzo no interior dos quais é possível individualizar finas “fatias” de rocha encaixante. Estes veios apresentam possanças centimétricas e encontram-se frequentemente numa posição paralela à estratificação, mostrando por vezes estrias indicadoras de movimento para SW. As observações feitas no campo e em lâmina delgada mostram que estes veios cresceram a partir de múltiplos impulsos, como se explica no esquema da Figura 11, e não o resultado de um crescimento contínuo.



Fotografia 5

Exemplo de um veio compósito intercalado na estratificação (a vermelho), entre os sectores C e D, no domínio II.

Veios de quartzo como testemunhos da circulação de fluidos

Também no aspecto textural se verificam algumas diferenças, desta forma os veios, os veios perpendiculares à estratificação apresentam uma estrutura em pente, na qual os cristais se desenvolveram a partir dos bordos da fenda para o interior, como se encontra esquematizado na Figura 12. Por outro lado nos veios subparalelos aos planos de estratificação, os cristais desenvolveram-se subparalelamente à direcção de abertura da fenda, como resposta a movimentos cisalhantes. A direcção de crescimento dos cristais está de acordo com a direcção de transporte, evidenciada pelas estrias resultantes da estratificação cinematicamente activa, paralelas ao sentido da vergência orogénica.

Do ponto de vista mineralógico, as lâminas delgadas dos veios são apresentadas uma paragénesis maioritariamente constituída por quartzo, embora possam conter alguns cristais de carbonatos e de clorite, esta última junto ao bordo dos veios. É possível também identificar em lâmina delgada fases carbonatas e siliciosas, materializadas por pequenas vénulas, que cortam os cristais de quartzo mais antigos

Os cristais de quartzo são equigranulares e as suas fronteiras nem sempre são bem definidas, apresentando por vezes um aspecto rendilhado. A junção entre eles é feita com pontos triplos a 120° . Esta situação pode evidenciar apenas o início da recristalização uma vez que se esta tivesse sido completa teríamos grãos límpidos e com fronteiras bem definidas. A presença de fronteiras nebulosas entre os grãos pode indicar que houve início da migração dos defeitos na rede cristalina do quartzo, provocando alguma subgranulação. Quando o processo de recristalização dinâmica não acontece por completo é frequente encontrarem-se conjuntos de situações intermédias, como as descritas anteriormente.

No caso dos veios compósitos, amostra C9, comprova-se em lâmina delgada as observações de campo, ou seja, apresentam alternâncias de material silicioso branco e de material pelítico, escuro.

Veios de quartzo como testemunhos da circulação de fluidos

Nas lâminas em que é possível ver o encosto do veio com os grauvaques ou com os pelitos (amostra C6) verifica-se que a granularidade dos cristais é menor junto ao contacto; no entanto, os cristais são equigranulares para o interior do veio e o contacto veio/rocha encaixante está sublinhado por alguns óxidos euédricos. As diferenças de granularidade entre os cristais de quartzo desta lâmina podem ser explicadas por mais do que um episódio de abertura da fenda de tracção, ou então, quando se deu nova deformação depois da formação da fenda, o contacto funcionou como uma anisotropia, devido ao contraste reológico, havendo redução dos grãos mais periféricos.

Duma forma geral nota-se a presença de muitos planos de pequenas inclusões fluidas, que por vezes parecem uma poalha, dando um aspecto sujo aos cristais de quartzo. Os planos formados pelas inclusões fluidas têm três direcções distintas, sendo duas delas praticamente ortogonais. Como os planos de inclusões fluidas se formam associados a fracturas e são de uma forma geral paralelos à direcção principal de abertura - σ_3 (compressão mínima) - a existência destes em mais do que uma direcção pode ser evidência de mais do que um episódio distensivo, apenas a materialização das direcções de σ_2 e σ_3 , ou a materialização de fracturas conjugadas (*shear fractures*).

Algumas lâminas apresentam extinção ondulante, o que mostra que os grãos de quartzo sofreram deformação plástica. Outras lâminas mostram um serrilhado entre os grãos, resultante de um mecanismo de deformação designado solução por pressão.

QUADRO I

Síntese das estruturas observadas em lâmina delgada relacionadas com os mecanismos de deformação intracristalina que as originaram

ESTRUTURAS	MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO
▪ Grãos com diferentes granularidades	▪ Mais do que uma abertura da fenda ou redução dos grãos periféricos por deformação
▪ Extinção ondulante	▪ Deformação plástica
▪ Contacto entre os grãos por pontos triplos	▪ Início de recristalização
▪ Grãos com fronteiras serrilhadas	▪ Solução por pressão

QUADRO II

Tabela de localização das amostras a partir das quais foram efectuadas lâminas delgadas.

AMOSTRA	TIPO DE VEIO	LOCALIZAÇÃO
C1 - dobra	Fenda II, dobradas, perpendiculares à estratificação	Praia da Cordoama, Domínio III, a Norte do sector F.
C2 - acidente cavalgante para SW	Paralelo à estratificação, no flanco normal, preenchendo plano de falha.	Praia da Cordoama, Domínio III, a Norte do sector F.
C3	Paralelo à estratificação, no flanco inverso.	Praia da Cordoama, Domínio III, a Norte do sector F.
C4	Perpendicular à estratificação, no flanco inverso.	Praia da Cordoama, Domínio III, a Norte do sector F.
C5	Paralelo à estratificação, no flanco normal.	Praia da Cordoama, Domínio II, sector B.
C6	Fenda I, perpendicular à estratificação, no flanco normal.	Praia da Cordoama, Domínio II, sector B.
C7 - lâmina perpendicular ao eixo da dobra	Fendas II, dobradas, perpendiculares à estratificação, no flanco normal.	Praia da Cordoama, Domínio II, sector B.
C8 - falha normal	Preenchendo planos de falha, no flanco normal.	Praia da Cordoama, Domínio II, sector B.
C9	Paralelo à estratificação, veio compósito, no flanco normal.	Praia da Cordoama, Domínio II, sector C.
C10	Paralelo à estratificação, veio simples, no flanco normal.	Praia da Cordoama, Domínio II, entre o sector B e o C.

Sendo o grau de deformação e de metamorfismo na área estudada muito baixo, não se observa uma lineação de estiramento mineral. Para a análise cinemática foram considerados como indicadores de movimento as estrias nas superfícies de estratificação, os planos de falha e os veios de quartzo.

O estudo petrográfico das amostras colhidas encontra-se ainda em fase preliminar, estão em curso trabalhos que permitirão tirar conclusões do ponto de vista da deformação intracristalina e das condições termobarométricas e composicionais dos fluidos que originaram estes veios de quartzo.

Apesar das diferenças anteriormente mencionadas para os veios de quartzo, no âmbito do presente estudo optou-se por sistematizá-los de acordo com a cinemáticas dos mecanismos que os geraram.

6.2 MECANISMOS DE FORMAÇÃO DE VEIOS DE QUARTZO

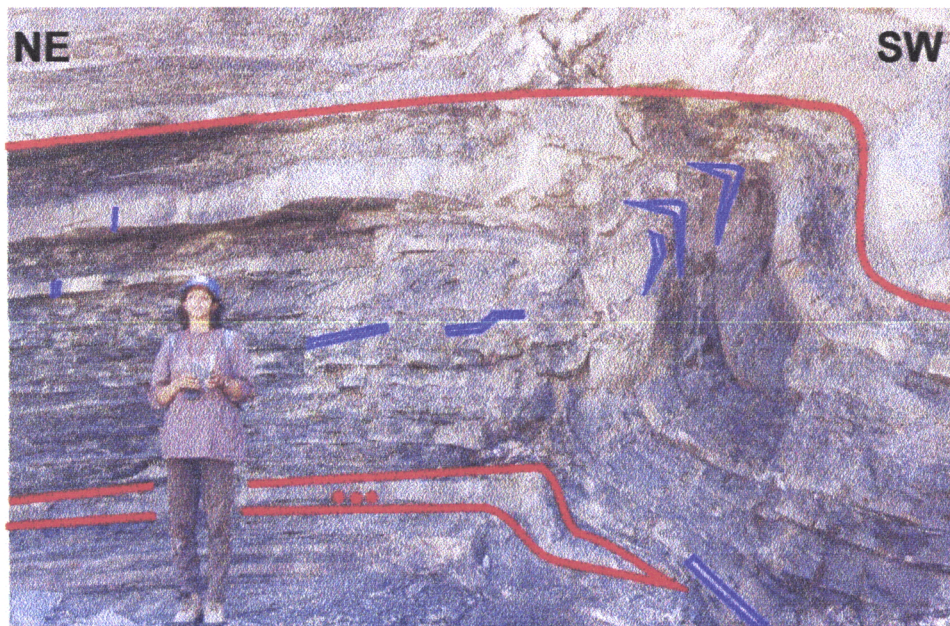
Durante o Carbónico a ZSP constituía uma extensa bacia onde se depositavam espessas séries turbidíticas, resultantes do desmantelamento das zonas internas da cadeia orogénica. A área estudada insere-se numa bacia do tipo flexural, bacia de antepaís ou prisma acrecionário, que durante a Orogenia Varisca, em regime transpressivo, deu origem a um *fold-thrust belt* Carbónico (Oliveira 1990; Silva *et al.* 1990). Desta deformação resultaram também sistemas de veios de quartzo que ocupam diferentes posições estruturais em relação à estrutura envolvente. Encontra-se quartzo em veios compósitos paralelos à estratificação (Fotografia 5), fendas de tracção normais à estratificação (Fotografia 6), chameiras de dobras (Fotografia 7), associado a acidentes (Fotografia 2), estruturas associadas ao dobramento, nomeadamente veios sigmóides nos flancos de certas dobras (Figura 17 e 20), preenchendo “redes” de fracturas e formando estruturas em T (Fotografia 8).

Veios de quartzo como testemunhos da circulação de fluidos



Fotografia 6

Fendas de tracção (delimitadas a vermelho) formadas por quartzo leitoso em massa, perpendiculares à estratificação invertida (a azul).



Fotografia 7

Veios de quartzo (a azul) dobrados e acomodados na zona de charneira de uma dobra, geometricamente semelhantes a estruturas do tipo *saddle reef*. Na Fotografia é possível também identificar veios de quartzo em várias posições estruturais, nomeadamente nos flancos das dobras, perpendiculares e paralelos à estratificação (a vermelho).

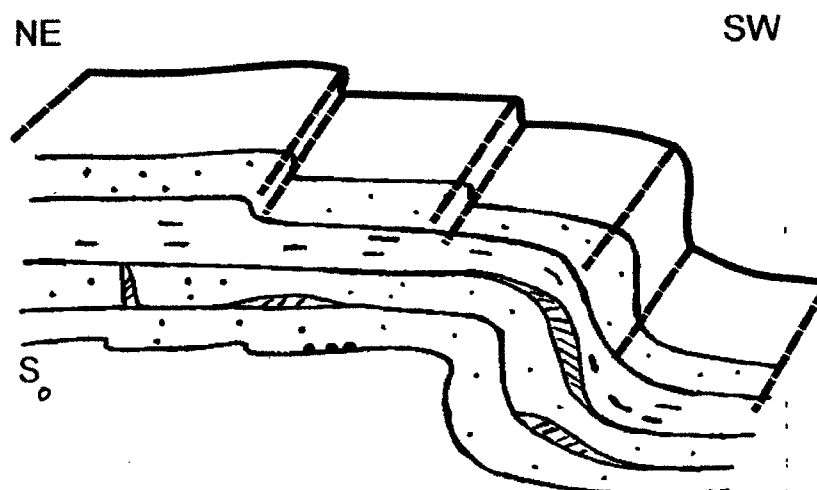


Figura 13

Esquema explicativo da Fotografia 7.

Estão representados os flancos longo e curto de uma dobra vergente para SW, onde se podem observar veios de quartzo em diferentes posições estruturais, nomeadamente na zona de chameira, nos flancos perpendiculares à estratificação e paralelos.

6.2.1 VEIOS PARALELOS À ESTRATIFICAÇÃO

No sector entre a Praia da Cordoama e Praia do Castelejo é possível identificar vários veios de quartzo subparalelos à estratificação materializando superfícies de cavalgamentos.

Os veios compósitos são alternâncias milimétricas de “fatias” de material pelítico aprisionadas no seio de precipitado silicioso, formam, por vezes, geometria em patamares. Estes veios são evidência da compressão tectónica que actuou sobre a pilha sedimentar, induzindo um aumento da pressão de fluidos nos poros da rocha com magnitude suficiente para reactivar S_0 (Figura 14). Desta forma, reactivam-se anisotropias planares, nomeadamente a estratificação. Quando a coesão entre as camadas, o peso da coluna de sedimentos e σ_1 (compressão máxima) são vencidos, dá-se o movimento com deslizamento entre os leitos (Figura 15). Deste processo resulta a formação ou reactivação de cavalgamentos subparalelos à estratificação por fracturação hidráulica. Em alguns casos é possível identificar estrias que indicam o sentido de movimento.

Veios de quartzo como testemunhos da circulação de fluidos

O aumento do encurtamento e consequente falta de espaço, põe lado a lado litologias diferentes, o que pode implicar um contraste reológico. Assim, o plano de ruptura muda de inclinação formando a geometria em rampas. O avanço da superfície de ruptura faz-se por um processo de pequenos incrementos de movimento, formando estruturas em rampas e patamares (Figura 15). Depois do impulso que leva ao movimento, o fluido é expulso, o que implica uma diminuição na pressão de fluidos e provoca um bloqueio temporário. Como a bacia continua a ser actuada por um regime compressivo, dá-se o aumento da pressão de fluidos até se atingirem de novo condições para ocorrer fracturação e o processo repete-se. Quando há precipitado silicioso associado a estruturas do tipo Rampa/Patamar, este encontra-se preferencialmente na zona de Patamar, uma vez que as zonas de Rampa são zonas de achatamento, não propícias a criação de espaço e consequente deposição dos veios de quartzo.

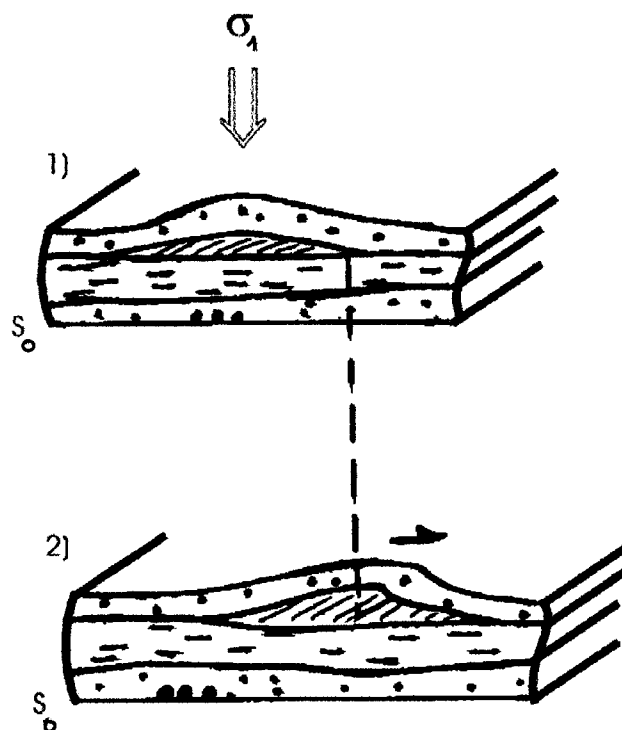


Figura 14

Processo de formação de veios de quartzo paralelos à estratificação:

- 1) Início dos veios de quartzo perpendiculares à estratificação
- 2) Dá-se a reactivação da estratificação porque $p_{H_2O} > \sigma_1 + C_0$ (coesão do material), que induz o movimento.

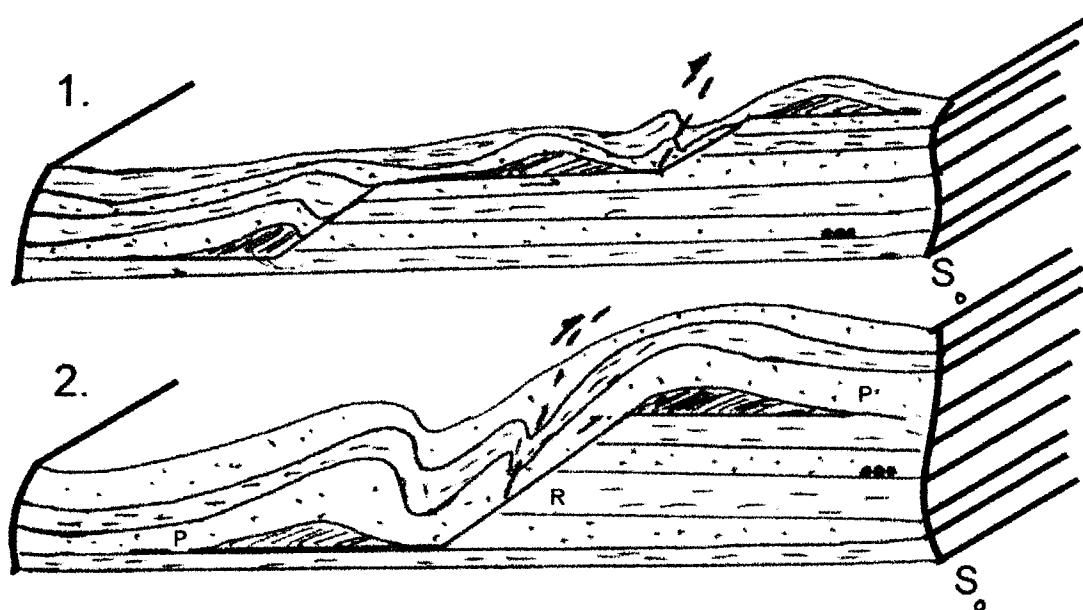


Figura 15

Estruturas geradas em ambiente geotectónico de encurtamento:

Geometria em rampas e patamares à qual está associada a formação de cavalgamentos e dobras desarmónicas, observa-se a precipitação de quartzo nas zonas de Patamar. Os veios de quartzo paralelos à estratificação são formados por um processo de fracturação hidráulica.

Estas evidências geométricas de fracturação em rampas e patamares, podem ser explicadas pelo esquema da Figura 11, no qual cada ciclo corresponde a um conjunto rampa/patamar.

Face ao exposto e pela análise das evidências de campo, poderá concluir-se que os veios compósitos se começaram a formar provavelmente nos primeiros estádios de deformação da bacia.

6.2.2 FENDAS DE QUARTZO PERPENDICULARES À ESTRATIFICAÇÃO

Neste regime de encurtamento a instalação dos acidentes cavalgantes produz sobrecarga litostática no *footwall*, induzindo uma permuta local das tensões principais, ficando σ_1 (compressão máxima) vertical, favorável à abertura de fendas de tracção verticais, perpendiculares à estratificação (Fotografia 6), embora seja possível ter σ_1 vertical apenas com o peso da coluna litostática. Estas *tensile fractures*, paralelas a σ_1 (compressão máxima), para se formarem implicam uma pequena tensão diferencial, de acordo com o referido no capítulo 5.1.

Algumas fendas perpendiculares à estratificação encontram-se dobradas (Fotografia 12B) uma vez que o peso da coluna litostática provoca deformação nas fendas geradas anteriormente.

Em termos cronológicos estas fendas de tracção ter-se-ão formado a partir do momento em que o peso da coluna litostática foi suficiente para ter σ_1 vertical, ou quando ocorreram empilhamentos.

6.2.3 RELAÇÃO DOS VEIOS COM O DOBRAMENTO

As dobras crescem por pequenos incrementos devido a uma série de movimentos, ao longo dos planos de estratificação, que dão origem à estratificação cinematicamente activa, testemunhada por estrias nas superfícies de S_0 . Estes movimentos são facilitados pelo aumento/alívio da pressão de fluidos, ao longo dos planos de estratificação. Trata-se de uma situação em que os processos se induzem mutuamente, em que a entrada de fluido cria espaço, permitindo a nucleação da dobra e vice-versa (Figura 16).

Na Figura 16a) há um aumento de volume na *kink-band* continuando até $\theta = \omega$ em 16b) quando atinge o máximo. Até este ponto os fluidos são atraídos da região envolvente para a dobra. A formação da dobra continua e a partir de determinada altura o volume da *kink-band* é reduzido e os fluidos são expulsos. Em 16c) quando $2\theta = \omega$ o volume da *kink-band* é o mesmo do início do processo.

O tipo de dobras predominantes na área estudada tem uma geometria em *chevron*, propícia às relações angulares entre as superfícies de estratificação que levam ao processo esquematizado na Figura 16. No início do dobramento os gradientes de tensão “atraem” os fluidos para o núcleo da dobra em formação. A partir de um ponto crítico o gradiente é invertido e o aumento do encurtamento induz a saída de fluidos da dobra.

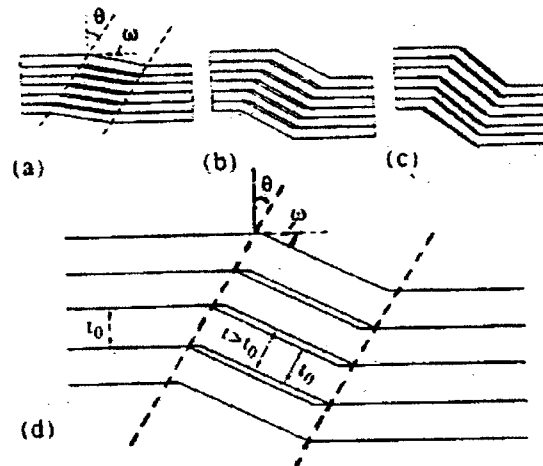


Figura 16

Dobramento em caixa em leitos multiestratificados. No início do dobramento, o volume aumenta e os fluidos são atraídos para a dobra, mas quando $\theta = \omega$ o volume diminui e os fluidos são expulsos.
- T_0 espessura dos leitos; T espessura disponível para acomodar os leitos na kink-band.

(Adaptado, Cosgrove 1991)

6.2.3.1 FORMAÇÃO DE VEIOS DURANTE O DOBRAMENTO FLEXURAL

A Figura 17 mostra exemplos de sistema de veios que se podem gerar durante o dobramento flexural. Em casos simples os veios formam-se a 45° e 135° , da estratificação, consoante a posição nos flancos (Figura 17A). À medida que o dobramento se intensifica, os veios formados anteriormente sofrem modificações geométricas e criam-se condições propícias à formação de novos veios (Figuras 17B e 17C). Como consequência, os veios sofrem uma rotação que conduz ao aumento do ângulo que faziam inicialmente com a estratificação, ficando desta forma favoravelmente orientados para sofrer encurtamento e consequente dobramento. Uma vez que se tratam de veios pouco espessos numa matriz mais dúctil, geram dobras com comprimento de onda muito curto. Combinações destas geometrias podem ser encontradas em flancos dobrados. Por outro lado, o veio inicial pode evoluir para uma forma sigmóidal ou exibir um padrão complexo de crescimento das fibras (Ramsay e Huber, 1983).

Veios de quartzo como testemunhos da circulação de fluidos

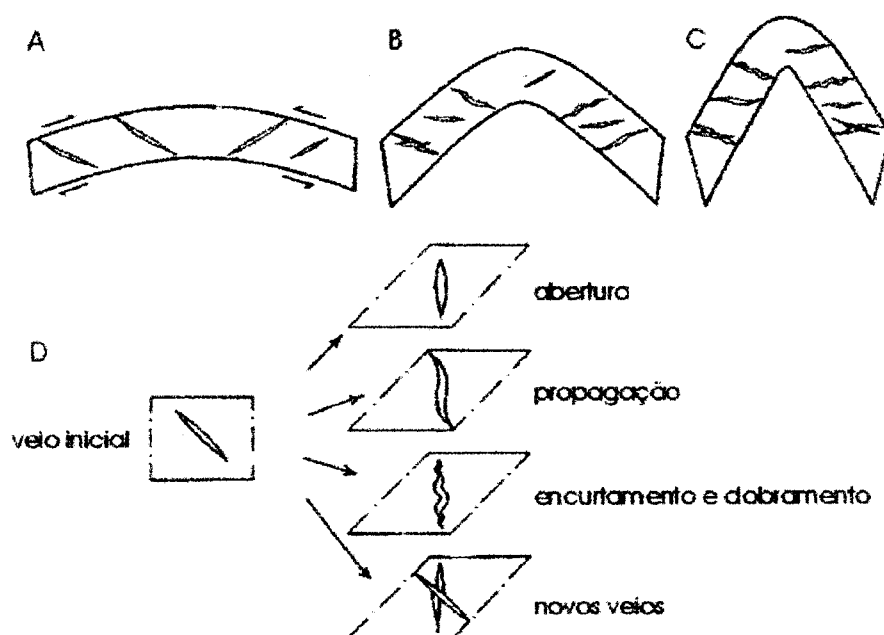


Figura 17

Figuras A, B, C - Geometria dos veios gerados numa dobra flexural em diferentes estados de desenvolvimento.

Figura D - representação esquemática das modificações geométricas sofridas pelo veio planar, à medida que aumenta o encurtamento

(Adaptado de Ramsay, e Huber, 1983).

Conforme se representa na Figura 18, são frequentes os veios de quartzo nos flancos das dobras, formando estruturas escalonadas (Fotografias 7 e 14) com pequenos rejeitos induzidos pela movimentação cisalhante, gerada durante o dobramento por *flexural-slip*. Assim os veios perpendiculares à estratificação resultam da extensão local, provocada pelo estiramento das zonas de flanco durante o dobramento, enquanto que os veios paralelos à estratificação mostram evidências de movimentação tangencial, preservadas nas estrias *slickensides* paralelas à movimentação orogénica.

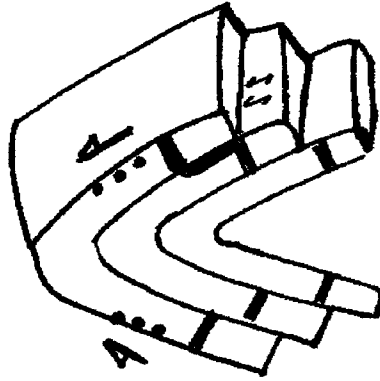


Figura 18

Representação esquemática da formação de veios de quartzo escalonados, durante o dobramento flexural (trata-se de um caso particular de rejeito de uma mesma família de veios)

Os veios de quartzo associados ao dobramento flexural ter-se-ão formado anteriormente aos veios associados a mecanismos de DTL uma vez que as dobras monoclinicas são anteriores às dobras ortorrômbicas, como já foi referido no capítulo 4.

Há que ter em atenção que os veios podem ter sido dobrados após a sua génese, ou podem tratar-se apenas de quartzo precipitado em zonas de abertura de espaço (chameira) dando origem a estruturas em *saddle reef* (Figura 19, alínea 3), que por vezes no campo se tomam difíceis de distinguir de veios dobrados (Figura 19, alínea 2). Apesar de resultarem de mecanismos distintos, apresentam no final uma geometria muito semelhante, sendo de esperar encontrar nos veios dobradas estrias de movimento, indicando estratificação cinematicamente activa e, no caso das *saddle reef*, quartzo sob a forma de cristais.

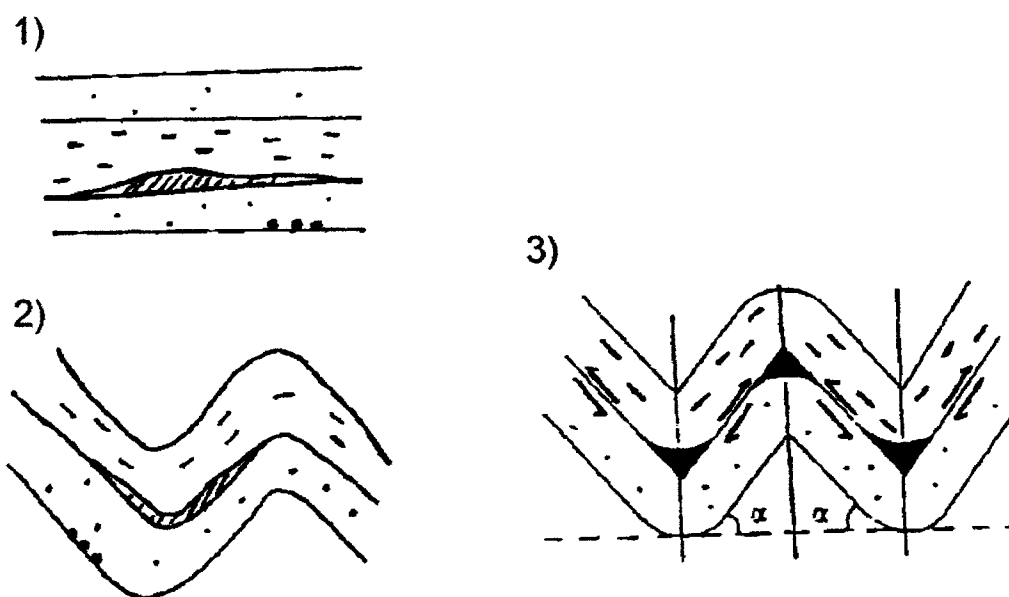


Figura 19

Diferença entre veios dobrados e injeção de fluidos na zona de charneira.

- 1) Formação de um veio de quartzo paralelo à estratificação.
- 2) Dobramento de todo o conjunto.
- 3) Fluido silicioso injectado na zona de charneira durante o dobramento.

Espaços produzidos durante o dobramento e que são preenchidos por fluidos circulantes

Adaptado de Park (1983)

6.2.3.2. FORMAÇÃO DE VEIOS

ASSOCIADOS À DEFORMAÇÃO TANGENCIAL LONGITUDINAL (DTL)

As dobras da área em estudo além de apresentarem geometria monoclinica vergente para SW, exibem por vezes uma geometria ortorrômbica, típica das dobras concêntricas. Estas dobras formam-se através de um mecanismo de dobramento denominado DTL, no qual a compressão máxima σ_1 é paralela às bancadas que sofrem encurtamento.

A Figura 20 representa algumas estruturas secundárias geradas durante o dobramento, nomeadamente dobras menores assimétricas, por vezes com uma clivagem de plano axial nos leitos mais incompetentes (flanco direito da figura), ou veios sigmóides (flanco esquerdo da figura).

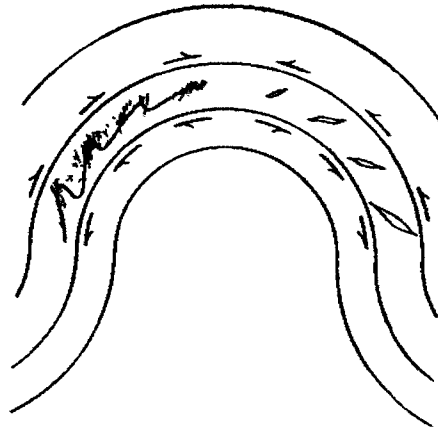


Figura 20

Estruturas menores formadas durante o dobramento, nomeadamente dobras menores assimétricas com clivagem e fendas de tracção sigmoidais.

A Figura 21 exemplifica um processo que pode gerar um sistema de fracturas:

- 1) O arco externo sofre extensão, com a formação de fendas e falhas normais - as elipses de deformação têm o eixo maior sub-horizontal;
- 2) Na zona intermédia não há deformação - a fibra neutra é caracterizada por círculos;
- 3) O arco interno sofre compressão, formam-se cavalgamentos - as elipses de deformação têm o eixo maior subvertical.

Durante o dobramento pode dar-se a migração da fibra neutra da seguinte forma: no arco interno, onde predomina o encurtamento, sobe; no arco externo desloca-se para baixo devido à extensão. Se todo o conjunto for afectado por dobramento flexural, estruturas de extensão e de compressão são postas lado a lado, formando um sistema de fracturas, que se traduz numa rede de elevada permeabilidade.

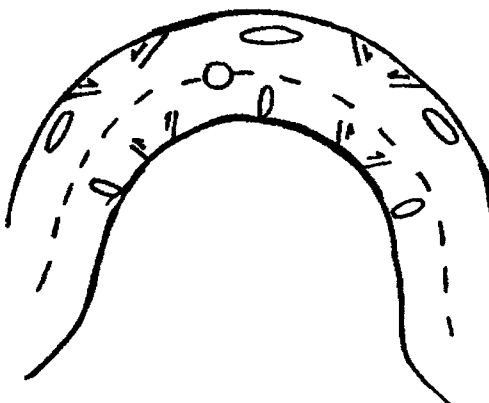
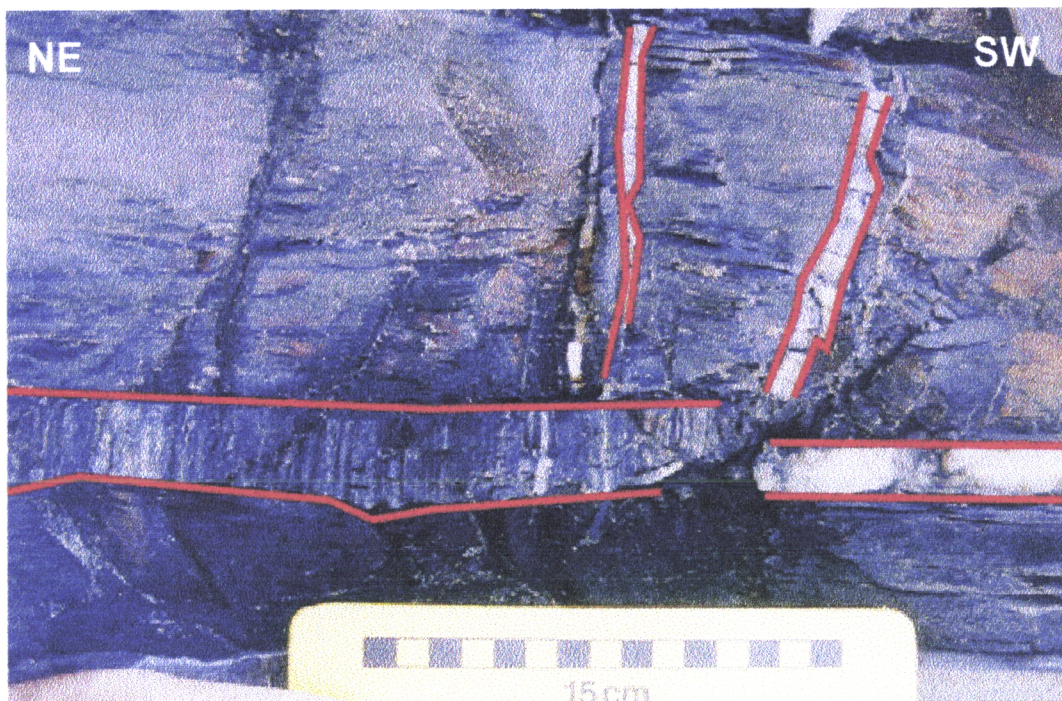


Figura 21

Hipótese de formação de uma rede de fracturas, na zona de charneira que pode conduzir ao escape de fluidos, e explicar a geometria de certas fendas. Os círculos e as elipses mostram o estado de deformação no interior da bancada dobrada.

Os fluidos circulam preferencialmente nas fracturas. Desta forma, quando existe remobilização dos fluidos siliciosos durante o processo orogénico, a sílica tem tendência a precipitar nas fendas do arco externo e nos acidentes cavalgantes do arco interno das dobras concêntricas.

O aparecimento de veios que exibem uma geometria em T é frequente e pode estar associado ao dobramento flexural ou ao dobramento em DTL. Esta geometria em T das fendas, ilustrada pela Fotografia 8, pode sugerir a formação de canais para a migração do fluido durante o processo tectónico.



Fotografia 8

Geometria em T das fendas de quartzo (delimitadas a vermelho), alojadas nas superfícies da estratificação e que "alimentam" outras, perpendiculares à estratificação, no Sector E – Domínio II.

Como as dobras associadas a mecanismos de DTL são posteriores, alojam veios com elas relacionados gerados aquando deste dobramento.

Durante o trabalho de campo surgiram situações em que não foi possível identificar os mecanismos geradores de determinadas geometrias, uma vez que é frequente os veios exibirem geometrias que podem ser atribuídas a diferentes mecanismos de formação ou gerados pela combinação de mais do que um mecanismo.

6.2.3.3. ESTRUTURAS SECUNDÁRIAS ASSOCIADAS AO DOBRAMENTO

Durante o dobramento dos leitos multiestratificados existem vários factores que condicionam a geometria das dobras, fazendo variar o seu estilo e comprimento de onda, conforme referido no capítulo 3.1. Por outro lado dobramento pode induzir um estado de tensão que leva à formação de estruturas menores, também conhecidas por estruturas secundárias ou de acomodação da deformação (Ramsay 1974; Price e Cosgrove 1990). As estruturas referidas anteriormente localizam-se preferencialmente na zona de chameira das dobras, podendo ser de carácter frágil ou dúctil.

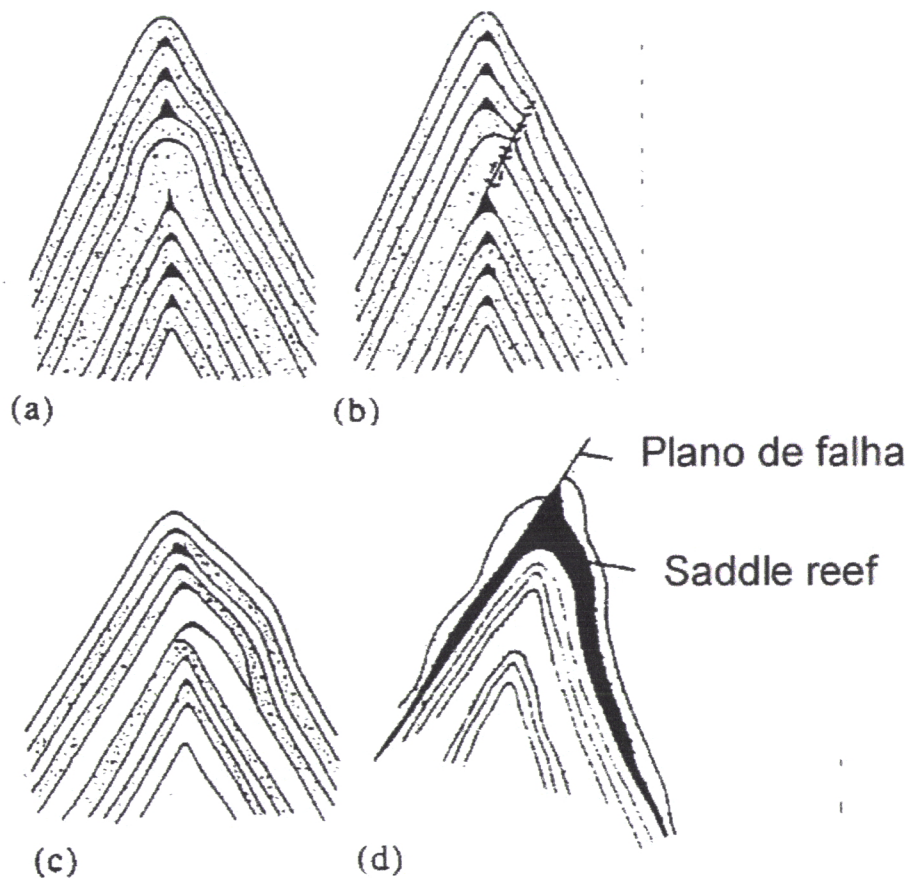


Figura 22

Estruturas de acomodação de fluidos, na zona de charneira, permitindo quer a acumulação de fluidos, quer o escape dos mesmos.

(Adaptado, Cosgrove 1991)

Para além das estruturas de acomodação, as tensões geradas na zona de chameira permitem a formação de fracturas no arco externo e no arco interno (Figura 21). As fracturas representadas nas Figuras 22b) e 22d), combinadas com as estruturas de acomodação, aumentam bastante a permeabilidade na zona de charneira, formando canais de elevada permeabilidade que permitem a migração dos fluidos e sua eventual precipitação, ilustrado na Fotografia 9. Assim, quando os fluidos são expulsos das dobras nos seus estádios finais de formação (Figura 16) saem por estas zonas de anisotropia.

6.3 CRONOLOGIA RELATIVA DOS VEIOS DE QUARTZO

Durante o desenvolvimento deste estudo observaram-se vários veios de quartzo contemporâneos dos dobramentos e dos cavalgamentos, sendo possível estabelecer uma ordem cronológica da sua génese.

Nas Fotografias 7 e 9 está representada a diversidade das relações de corte entre os veios e sua posição na estrutura encaixante. Estas evidências mostram que a precipitação de sílica aconteceu repetidamente nos vários estádios da deformação. Deste modo, a injeção de fluidos nos leitos impermeáveis de pelitos, que forma os veios compósitos, reduz a fricção e promove o deslizamento subparalelo à estratificação, associado à formação de rampas e patamares (início dos cavalgamentos - Figura 14 e 15). Este tipo de geometria em rampas/patamares pode ter precedido o dobramento a grande escala, enquanto as fendas de tracção normais à estratificação ter-se-ão formado, devido aos cavalgamentos, pelo empilhamento de carga litostática no *footwall* dos mesmos, ou apenas devido a um aumento da carga litostática na pilha sedimentar.

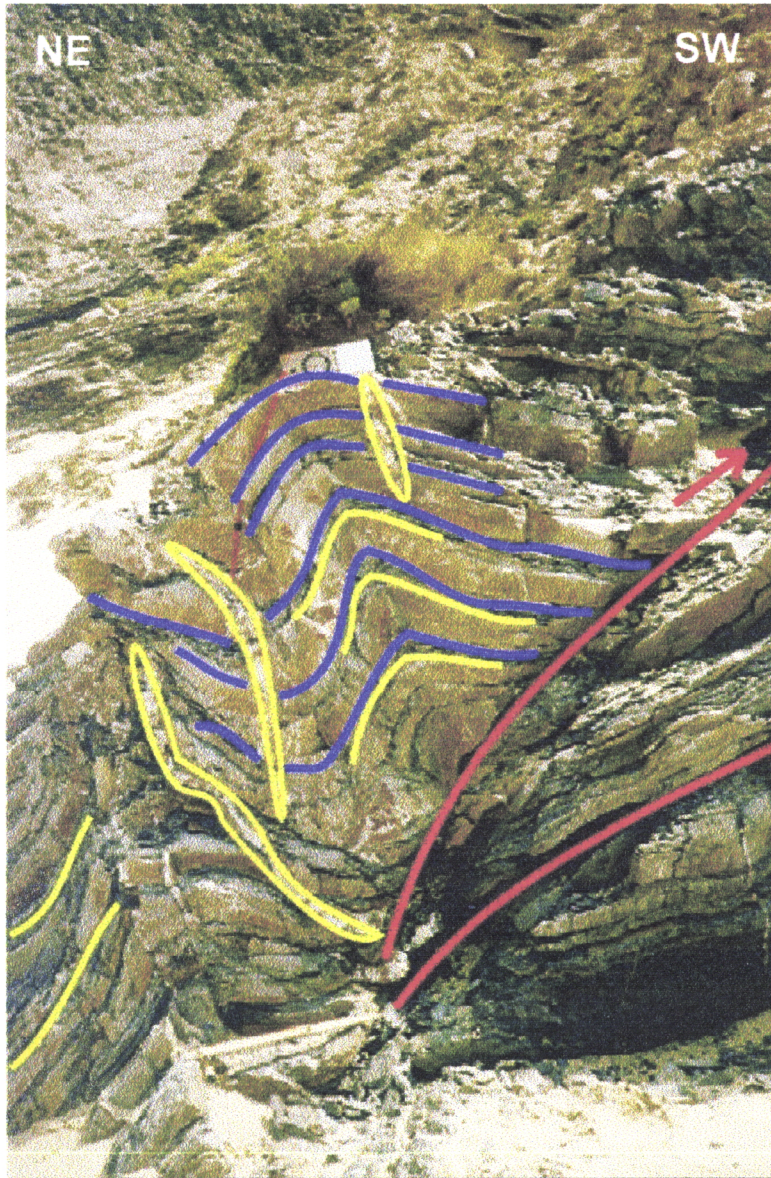
Em síntese, a génese dos veios de quartzo pode ser ordenada da seguinte forma:

- 1) formam-se veios de quartzo entre planos de estratificação que servem de descolamento basal a dobras flexurais e de nucleação de cavalgamentos, isto é, de patamares;
- 2) geram-se fendas verticais, perpendiculares à estratificação, quando há permuta local das tensões principais, induzidas pelo aumento da carga;

Veios de quartzo como testemunhos da circulação de fluidos

- 3) as fendas verticais podem ser dobradas devido ao aumento progressivo do peso da coluna litostática;
- 4) geram-se as fendas associadas ao mecanismo flexural, que se observam nos flancos das dobras em *chevron*. Estas fendas são perpendiculares e/ou paralelas à estratificação;
- 5) geram-se as fendas associadas ao mecanismo de DTL, uma vez que as dobras concêntricas assim geradas são posteriores às dobras em *chevron*.

Uma vez que a área estudada foi sujeita a um regime de deformação progressiva, com eventos diacrónicos, os veios de quartzo entre planos de estratificação não são necessariamente mais antigos que as fendas associadas ao mecanismo de DTL e vice-versa.



Fotografia 9

Na fotografia estão representadas dobras ortorrômbicas (a azul) de plano axial subvertical e eixos subhorizontais, onde se geraram estruturas de acomodação da deformação. A estrutura está afectada por falhas inversas (a vermelho). Os veios de quartzo (a amarelo) apresentam relações de corte entre si e diferentes posições estruturais na rocha encaixante. Pode observar-se veios na zona de charneira da dobra, nos flancos, perpendiculares à estratificação, paralelos à estratificação, entre os sectores F e G – Domínio III.

7. ANÁLISE GEOMÉTRICA E CINEMÁTICA DE ALGUNS SECTORES

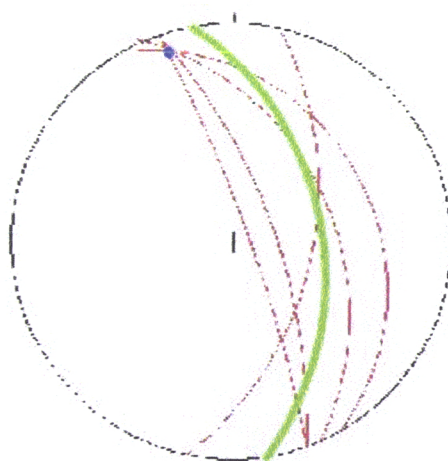
Neste capítulo pretende-se analisar algumas das estruturas particulares que se observam na área.

As rochas da área estudada foram afectadas por uma deformação progressiva durante a qual se geraram estruturas que são a resposta do material ao encurtamento, que parecem por vezes não estar de acordo com as características gerais da deformação regional. Deste modo, foram seleccionados alguns sectores que serão descritos e analisados com maior pormenor, por se tratarem de zonas onde a deformação gerou estruturas a registar, por serem sectores que permitem concluir acerca das direcções e/ou sentidos de movimento, tensões principais e idades relativas de determinados eventos que ocorreram durante a deformação.

Os Sectores descritos de seguida encontram-se assinalados no corte geológico esquemático apresentado em anexo.

7.1 SECTOR A

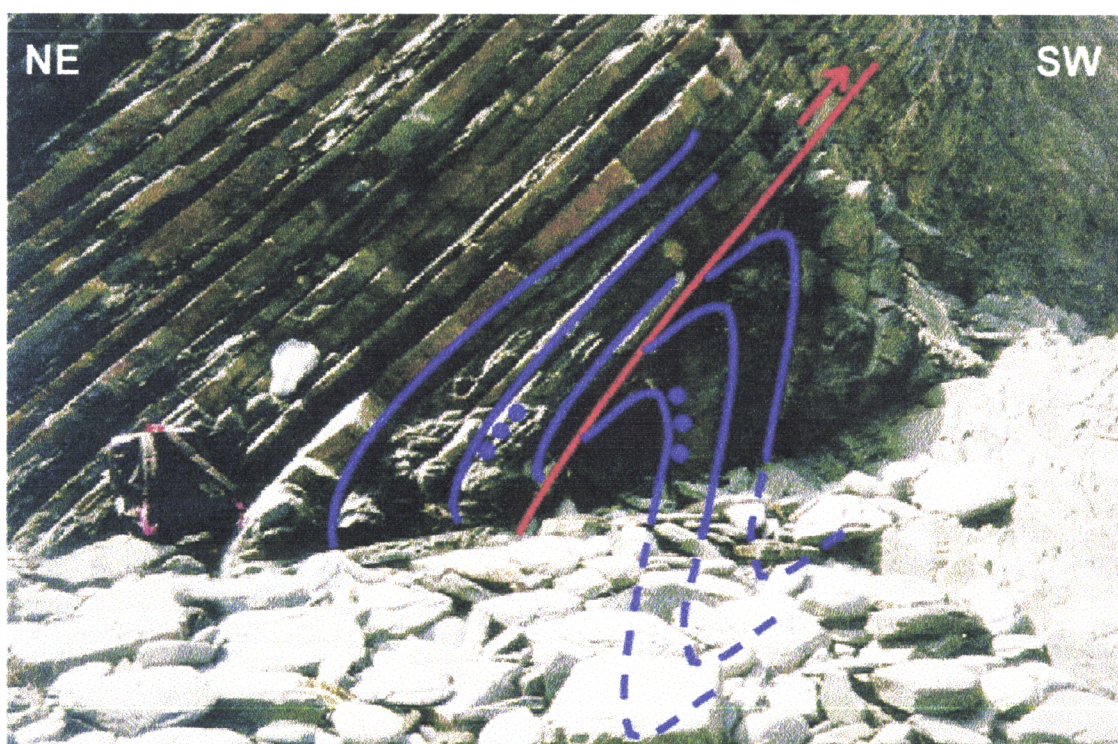
O Estereograma 1 representa as atitudes de algumas estruturas que podem ser observadas no sector A, nomeadamente eixos de dobras, uma falha inversa e a estratificação.



Estereograma 1

Dois eixos de dobras (a azul), uma falha inversa (a verde) e cinco estratificações (a vermelho).

Neste Sector observa-se a relação entre o dobramento e actuação de um acidente cavalgante, na zona de charneira da dobra. Trata-se de uma dobra menor do flanco curto da estrutura maior, na qual a compressão provocou encurtamento das estruturas com laminação dos flancos da dobra por acção da falha. Como as estrias do plano de falha não são conclusivas, não é possível classificar o tipo de falha. A Fotografia 10 e a Figura 23 esquematizam as estruturas observadas no Sector, relacionando-as com o contexto da estrutura geral.



Fotografia 10

Falha inversa (a vermelho) na zona de charneira de uma dobra (a azul),
provocando a laminação dos flancos.

Trata-se de uma macro dobra do flanco curto da estrutura maior.

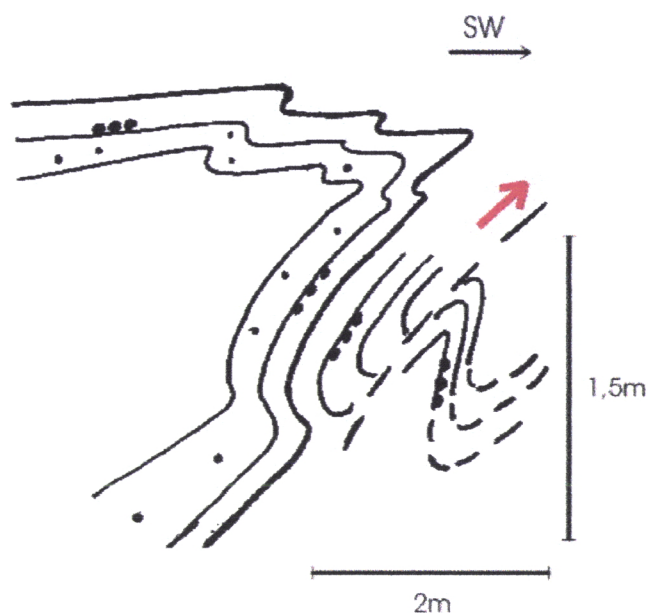
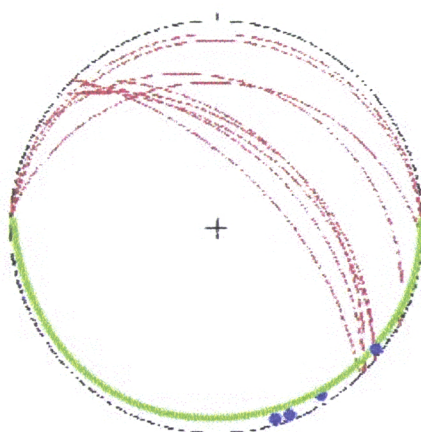


Figura 23

Esquema explicativo da Fotografia 10, onde se pode observar a formação de uma estrutura de acomodação da deformação, gerada na zona de charneira de uma macro dobra no flanco inverso.

7.2 SECTOR B

O Estereograma 2 representa as atitudes das estruturas que podem ser observadas no sector B, nomeadamente as estratificações, os eixos de dobras e uma falha subhorizontal com movimento para SW.

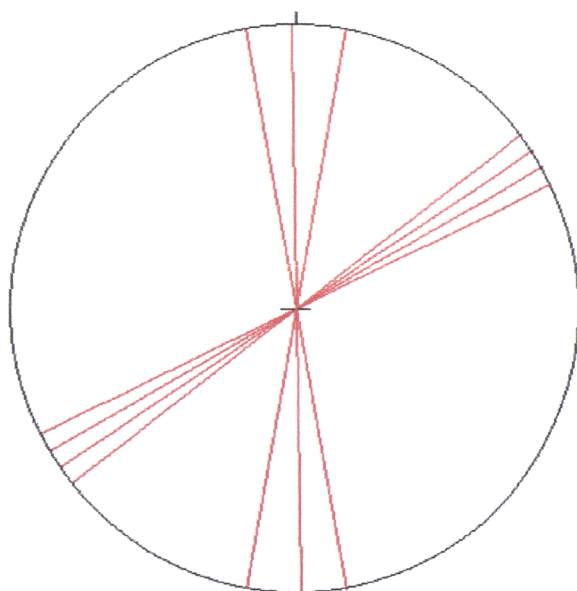


Estereograma 2

Dez estratificações (a vermelho), quatro eixos de dobras (a azul), uma falha (a verde).

Neste Sector observam-se relações entre movimentos tangenciais, que activaram cinematicamente os planos de estratificação, e o dobramento da série sedimentar, ambos causados pelo transporte orogénico para SW. Os planos de estratificação activa estão preenchidos por quartzo estriado (*lx*) que, para além de serem indicadores cinemáticos, testemunham a presença de elevadas pressões de fluidos nestes planos. Entre alguns leitos existe dobramento desarmónico devido ao avanço diferencial destes e consequente rompimento, materializado por um acidente sub-horizontal com movimento para SW (Figura 24A).

Para além das estruturas descritas anteriormente, encontram-se dois tipos de fendas de tracção de quartzo com atitudes distintas, perpendiculares à estratificação, representadas no Estereograma 3. Existem planos de quartzo paralelos à estratificação que “alimentam” outros subverticais. Nos planos sub-horizontais, é possível identificar dois tipos de estrias de movimento: as estrias *lx1* fazem 15° com os eixos das dobras e podem materializar uma possível direcção de estiramento em *a*, aproximadamente NE-SW, concordante com a vergência orogénica; as estrias *lx* indicam outro movimento aproximadamente com direcção NW-SE (Figura 24A).

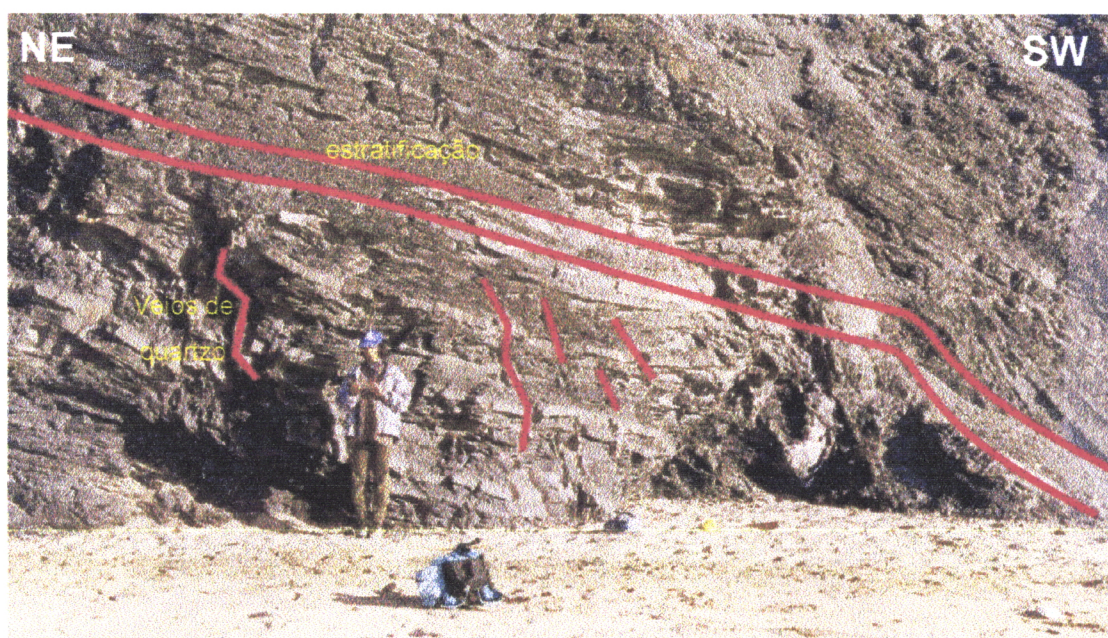


Estereograma 3

Quatro fendas tipo II NE-SW e três fendas tipo I N-S.

Os veios subverticais têm diferentes características (Estereograma 3). As fendas I (NS,sv) dobradas, que aparecem no flanco longo, formaram-se por cisalhamento simples e são contemporâneas das grandes dobras vergentes para SW, uma vez que os eixos das dobras das fendas I são paralelos aos eixos da estrutura geral (Figura 24A). As fendas II (N55E, sv) parecem ser posteriores às fendas I e aparecem na zona de charmeira das dobras. Estas fendas são perpendiculares aos eixos das dobras da estrutura geral, não podendo ser interpretadas como fendas típicas da extensão do arco externo.

Nas Figuras 24A e 24B, está representada a relação geométrica entre os diferentes elementos estruturais observados neste Sector.



Fotografia 11

Panorâmica geral do Sector B, onde se pode observar um a dobra monoclínica, de eixo subhorizontal, vergente para SW. No flanco longo estão alojados veios de quartzo, dobrados, perpendiculares à estratificação, com cerca de 1,50m de altura e de 5cm de espessura.

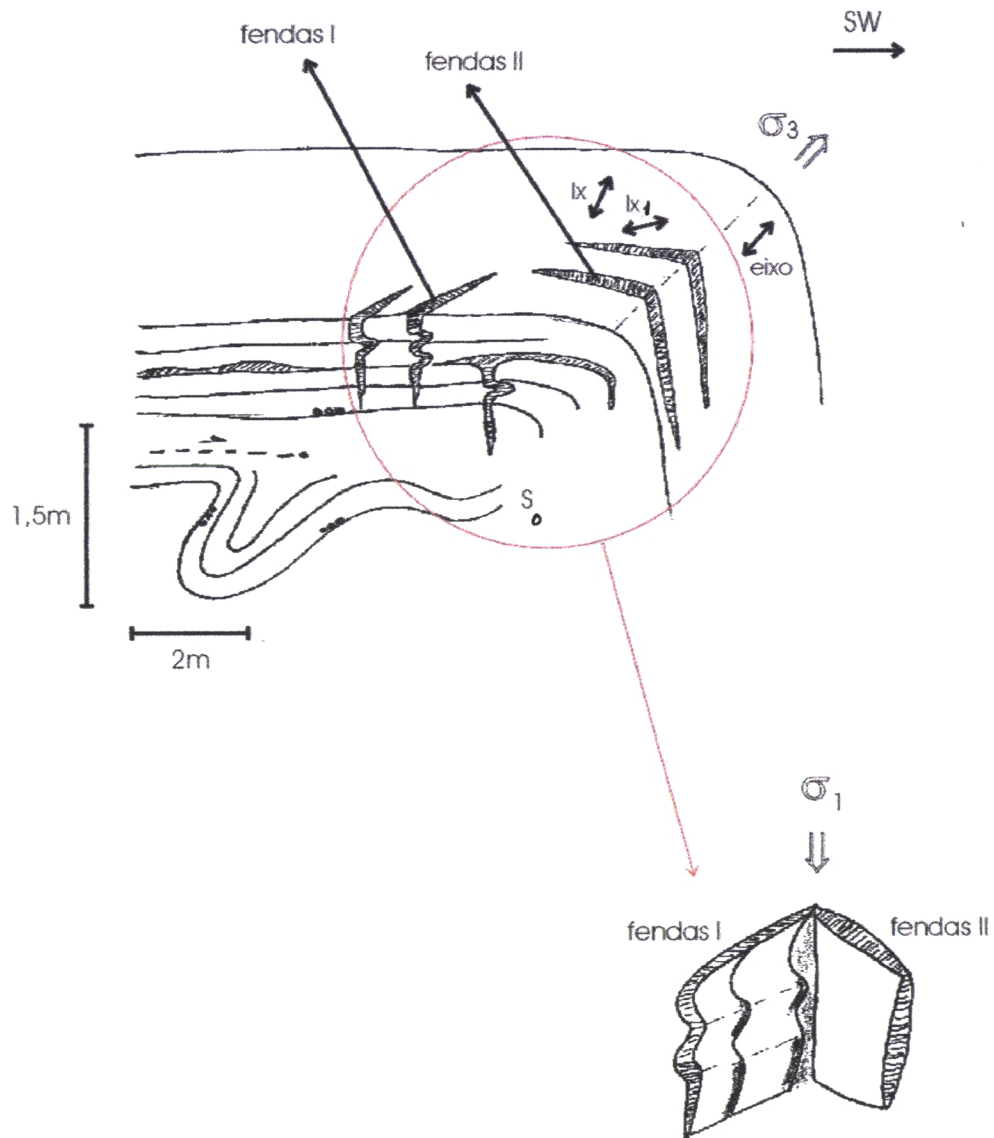


Figura 24A

O esquema pretende representar as relações observadas entre as estruturas presentes no Sector B, nomeadamente o veio de quartzo sub-horizontal, as estrias de movimento lx e $lx1$, e o acidente subhorizontal com movimento para SW, paralelo ao flanco longo da dobra. Observa-se também o dobramento desarmónico induzido por acção do acidente. Em pormenor está representada a posição relativa das fendas I e II.

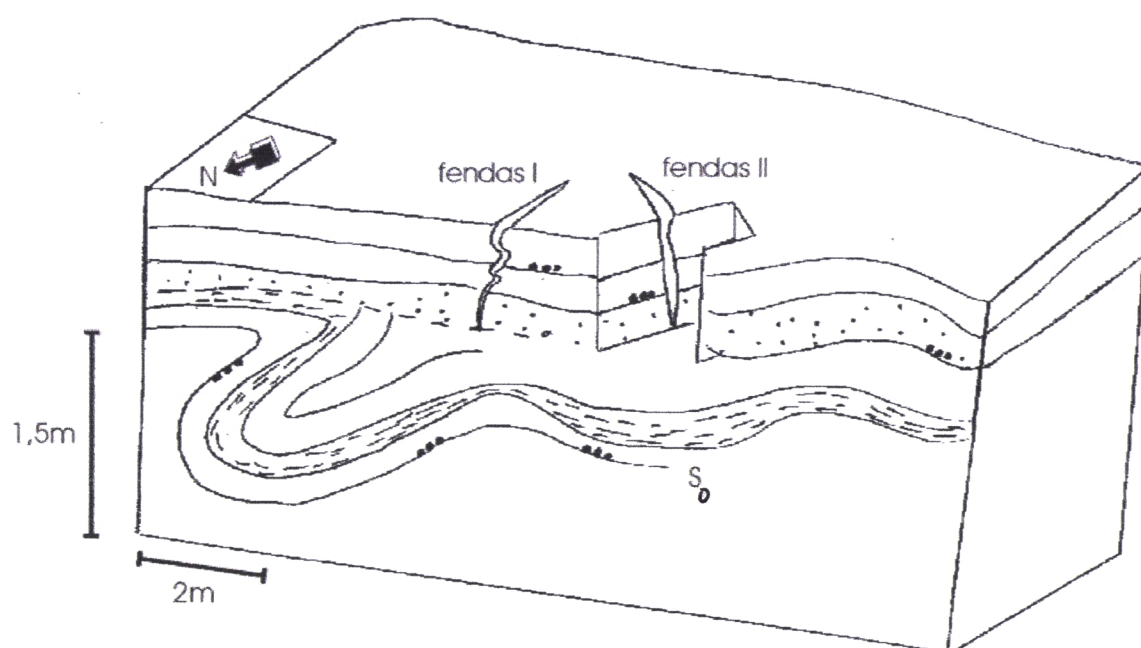


Figura 24B

Bloco-diagrama explicativo da relação geométrica entre as estruturas observadas no Sector B.

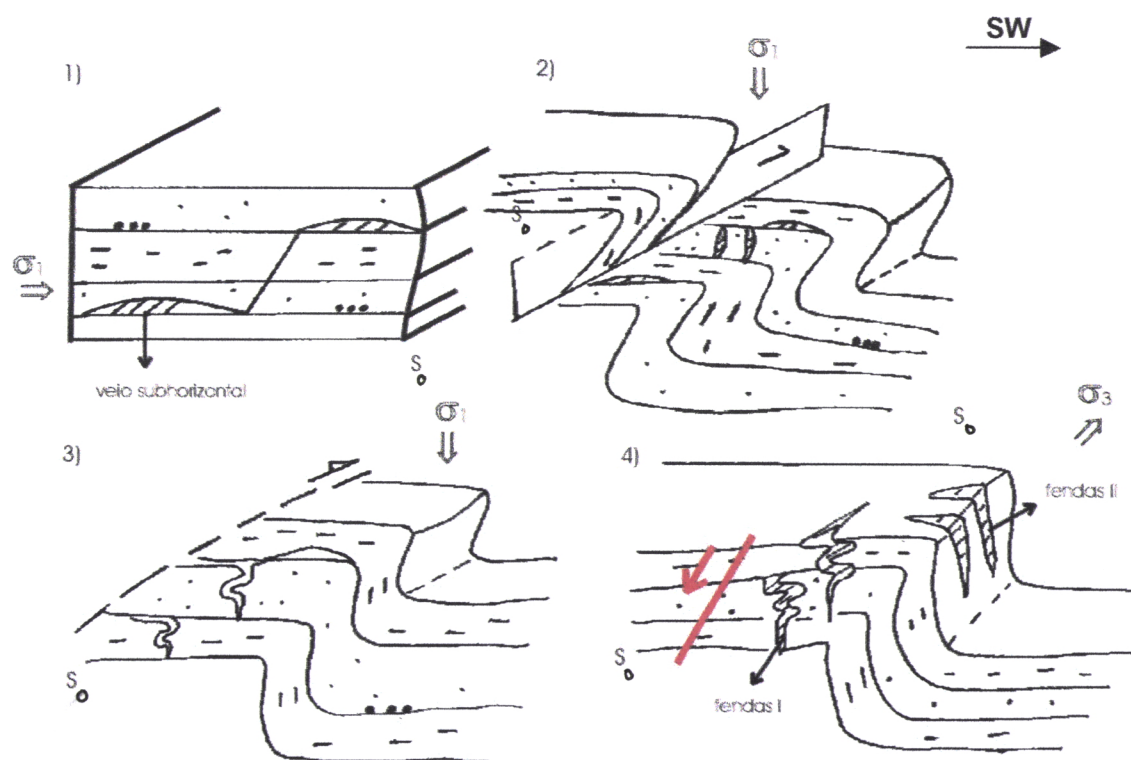
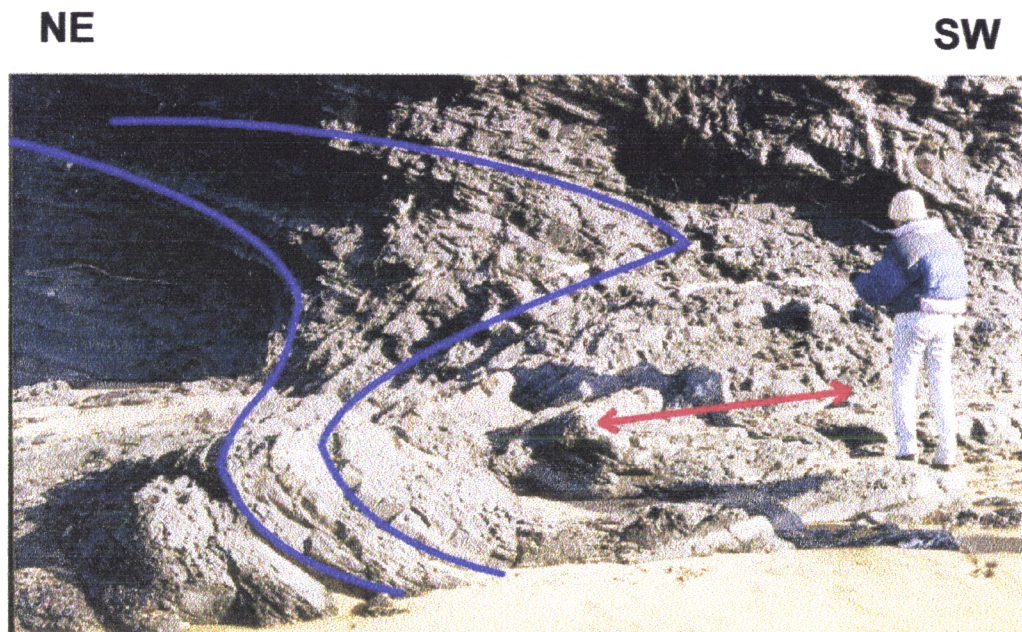


Figura 24C

Evolução cinemática da génese das estruturas presentes no Sector B
e consequente geração das fendas I e II.



Fotografia 12A

Pormenor dos eixos sub-horizontais (a vermelho) das dobras do Sector B (a azul).



Fotografia 12B

Pormenor das fendas I (a azul) dobradas no Sector B.



Fotografia 12C

Pormenor das fendas subverticais (a vermelho), perpendiculares à estratificação (a azul), no flanco longo da dobra do Sector B.

A Figura 24C esquematiza a evolução cinemática das diferentes estruturas observadas no Sector B. Depois da diagénese dos leitos multiestratificados, a bacia começa ser actuada por um campo de tensões compressivo que gera encurtamento sob a forma de dobras e cavalgamentos vergentes para SW.

1) Formação dos veios sub-horizontais

À medida que actuaram os processos de compactação sedimentar e compressão tectónica, deu-se um aumento da pressão de fluidos nos poros da rocha. Esta pressão de fluidos, atinge uma magnitude suficiente para reactivar S_0 . Assim, por fracturação hidráulica aparecem os veios paralelos à estratificação (Figura 14, Fotografia 5).

Neste processo de encurtamento, geram-se cavalgamentos que avançam devido a pequenos incrementos de movimento.

2) Formação das fendas I

Após o cavalgamento, ter-se-á produzido empilhamento que induziu a uma permuta local das tensões principais. A compressão máxima (σ_1) vertical, é favorável à abertura de fendas de tracção verticais, perpendiculares à estratificação (Fotografia 6).

3) Deformação das fendas I

Devido ao aumento da carga litostática provocado pelo cavalgamento, há deformação das fendas I anteriormente geradas (Fotografia 12B).

4) Formação das fendas II

Para se formarem as fendas II (Fotografia 12C) é necessário existir uma permuta das tensões principais, σ_3 por σ_1 . As fendas I e II embora espacialmente afastadas cerca de 30° (Estereograma 3) não devem corresponder a um sistema de fendas conjugadas, uma vez que algumas fendas I dobradas são anteriores às fendas II.

É possível que o cavalgamento responsável pela formação das fendas I, assim como o *hangingwall* referido, tenham sido erodidos no Sector em questão, uma vez que não são nele observáveis.

7.3 SECTOR C

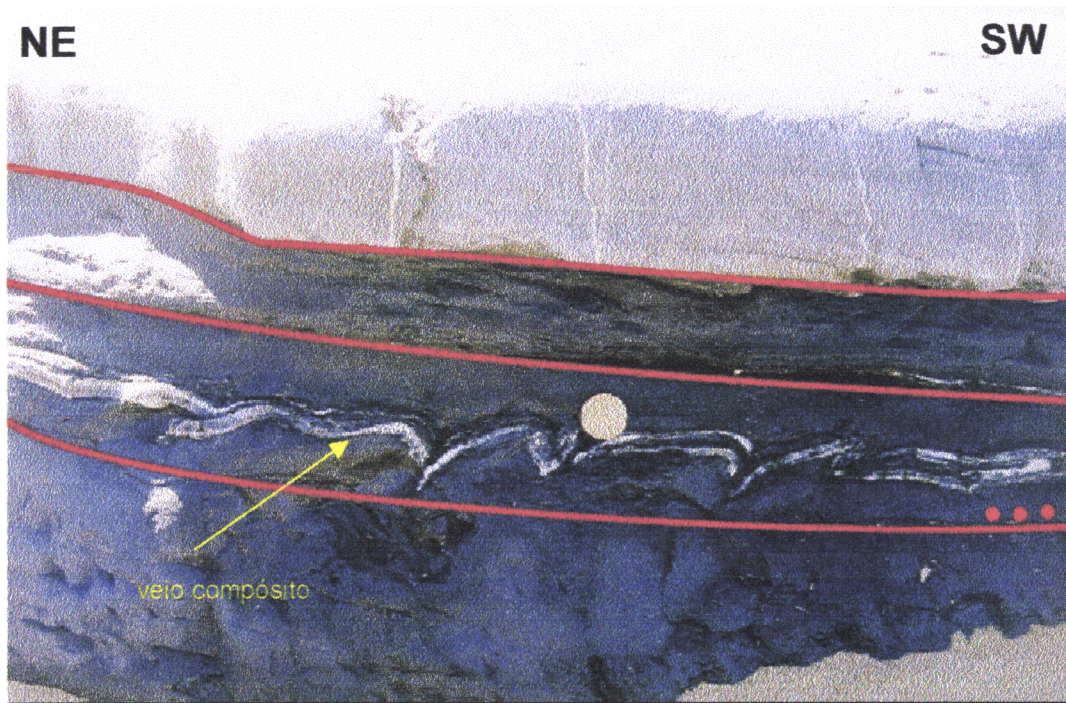
Veio compósito de quartzo	Fracturas
S ₀ -N46W, 30SW	S54W, subvertical
Estrias	Eixos das dobras do veio
lx-31, S54W	34, S54W
ln-30, N42W	Atitude geral dos eixos das dobras
	8, S40E

A tabela anterior indica as atitudes das estruturas presentes no Sector C.

Na Fotografia 13 observa-se um conjunto de camadas, com polaridade normal, orientadas (N46W, 30SW), que raramente a areia deixa a descoberto. Paralelo à estratificação existe um veio compósito dobrado, ou seja, um plano de quartzo leitoso, com 0,5 cm de espessura, intercalado com “fatias” de rocha encaixante, com 2mm de espessura que pode materializar o início de um cavalgamento, conforme se explica na Figura 14.

Estão presentes neste Sector estruturas de ambas as fases de deformação.

Os eixos das dobras do veio, paralelos às fracturas por vezes preenchidas por outros veios perpendiculares a S₀, correspondem a eixos da segunda fase de deformação. Paralelamente a estas fracturas e eixos, existe nas bancadas mais pelíticas uma lineação lx (31, S54W) que pode representar a direcção de transporte para SW, da primeira fase de deformação. Nestas bancadas desenvolveu-se também uma intensa fracturação poligonal (Fotografia 4). Numa posição ortogonal a lx, aparece uma fraca lineação de crenulação ln (30, N42W), conforme se explica na Figura 25A1. O facto das lineações serem perpendiculares entre si parece estar de acordo com a existência de permutas locais das tensões principais σ_1 , σ_3 . O esboço estrutural (Figura 25A2) mostra a relação entre as estrias de movimento lx e ln, os eixos das dobras do veio compósito, a estratificação, as fracturas verticais e a atitude geral dos eixos das dobras.



Fotografia 13

Observa-se um veio composto no Sector C, que materializa o início da formação de um cavalgamento com ligeiro dobramento. Este veio apresenta dobras desarmónicas e com pequeno comprimento de onda, uma vez que se trata de um veio pouco espesso de material competente inserido numa matriz mais dúctil. O eixo das dobras deste veio é paralelo às fendas de quartzo perpendiculares à estratificação.

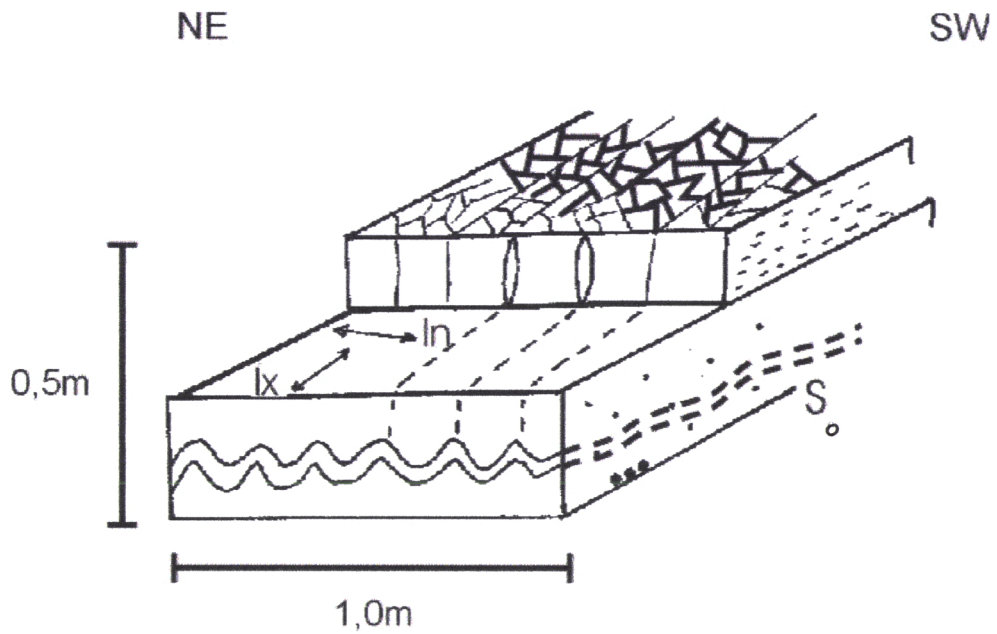


Figura 25A1

Bloco diagrama explicativo das relações geométricas entre as estruturas presentes no Sector C.

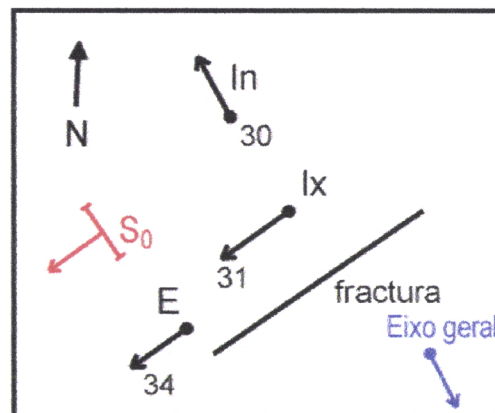


Figura 25A2

Esboço estrutural do Sector C. Pode observar-se a estratificação (a vermelho) e a relação entre as estrias de movimento, o eixo da dobra D 2 e o eixo geral da estrutura (a azul).

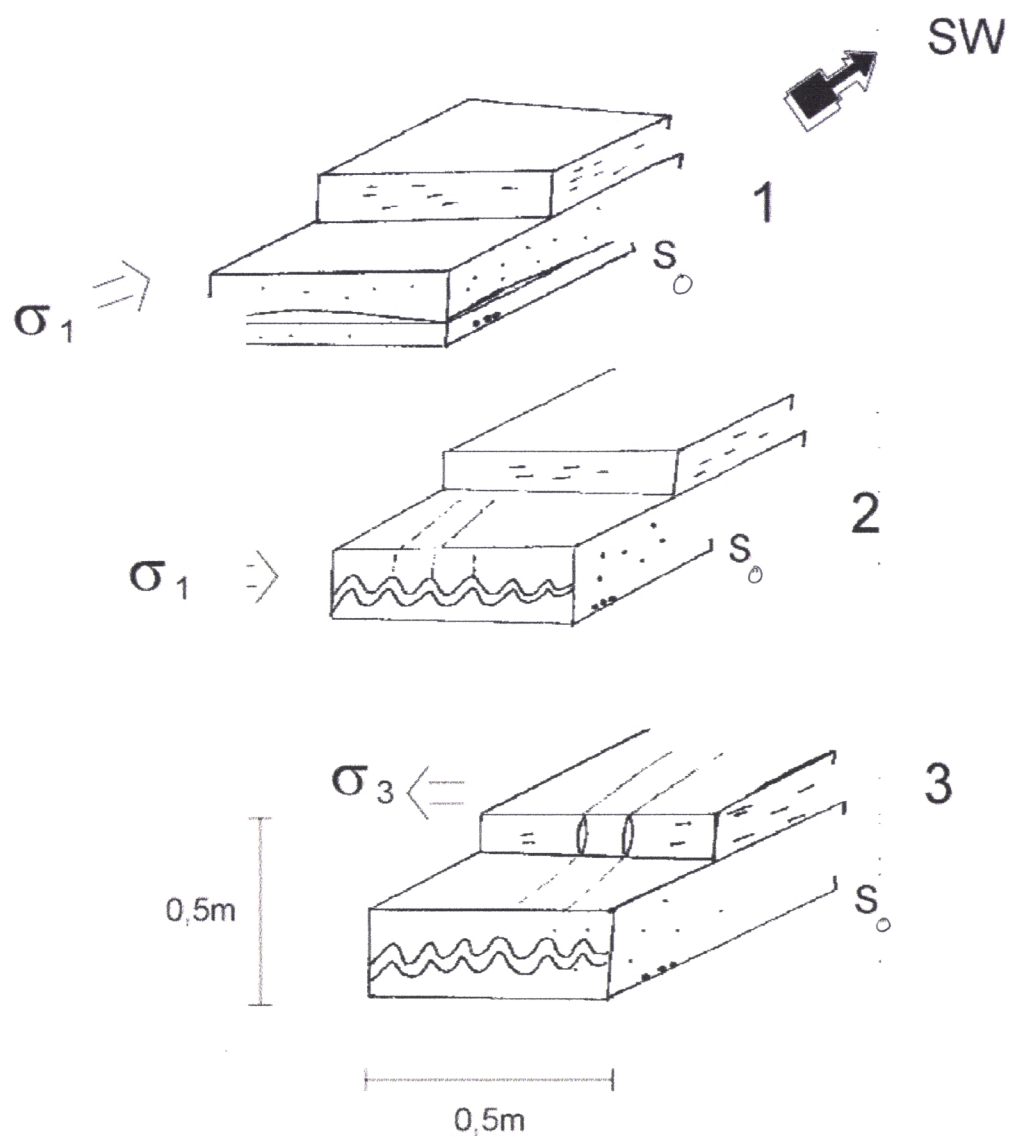


Figura 25B

Evolução cinemática das estruturas presentes no Sector C.

A Figura 25B esquematiza a evolução cinemática das diferentes estruturas observadas no Sector C. Assim, podemos hierarquizar a formação destas estruturas, fazendo uma análise dinâmica:

1) Formação do cavalgamento durante a primeira fase de deformação (D1a)

Início do cavalgamento, com movimento para SW, e desenvolvimento de estrias de movimento (*lx*) que materializam a direcção de transporte orogénico.

2) Dobramento do veio compósito paralelo à estratificação durante a segunda fase de deformação (D2)

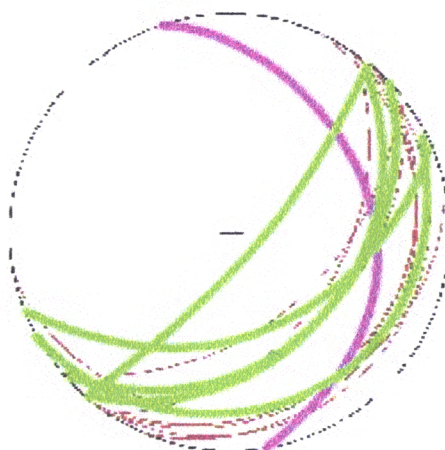
Permuta local do campo de tensões e dobramento.. O veio apresenta dobras com comprimento de onda muito curto (Fotografia 13), sendo mais um exemplo da influência da espessura dos leitos, da viscosidade e das diferentes reologias, no comprimento de onda das dobras (também explicado pela Figura 5).

3) Abertura de fendas perpendiculares à estratificação

Alívio de tensões que permite a abertura de fracturas onde se vão alojar os veios de quartzo perpendiculares à estratificação, e desenvolvimento da lineação *ln*.

7.4 SECTOR D

O Estereograma 4 representa as atitudes das estruturas que caracterizam este sector, nomeadamente as estratificações, os planos de falha que as afectam e a clivagem.



Estereograma 4

Oito estratificações (a vermelho), cinco falhas (a verde) e uma clivagem (a rosa)

Neste sector (Fotografias 14 e 15) os pelitos apresentam-se bastante friáveis, com bancadas de polaridade invertida e limitadas por duas falhas prováveis, sendo uma delas f4 da Figura 26. Assim, é possível encontrar lado a lado bancadas com estratificação invertida e normal, conforme se encontra esquematizado no corte geológico em anexo, não se conseguindo, no entanto, determinar a atitude dos planos de falha nem os seus movimentos.

Os veios de quartzo perpendiculares à estratificação apresentam, por vezes, pequenos rejeitos permitindo esboçar movimentos cisalhantes (Figura 18). Pela orientação dos cristais de quartzo dentro das fendas é possível determinar a sua direcção de abertura (Figura 12), tratando-se de veios formados durante o dobramento flexural.

Esta zona é afectada por uma falha (f4) cujo plano não é bem definido, estando, no entanto, materializada por uma faixa de material xistento negro, brechificado e bastante desagregado, cuja atitude varia entre (N20E, 30S) e (N40E, sv), com movimento esquerdo e estrias *dip-slip* (28, S40E).



Fotografia 14

Pormenor das fendas de quartzo (a amarelo) perpendiculares à estratificação (a azul) e cisalhadas, no Sector D. É possível observar, principalmente do lado inferior esquerdo da fotografia, material escuro brechificado que materializa uma zona de falha (falha a vermelho).

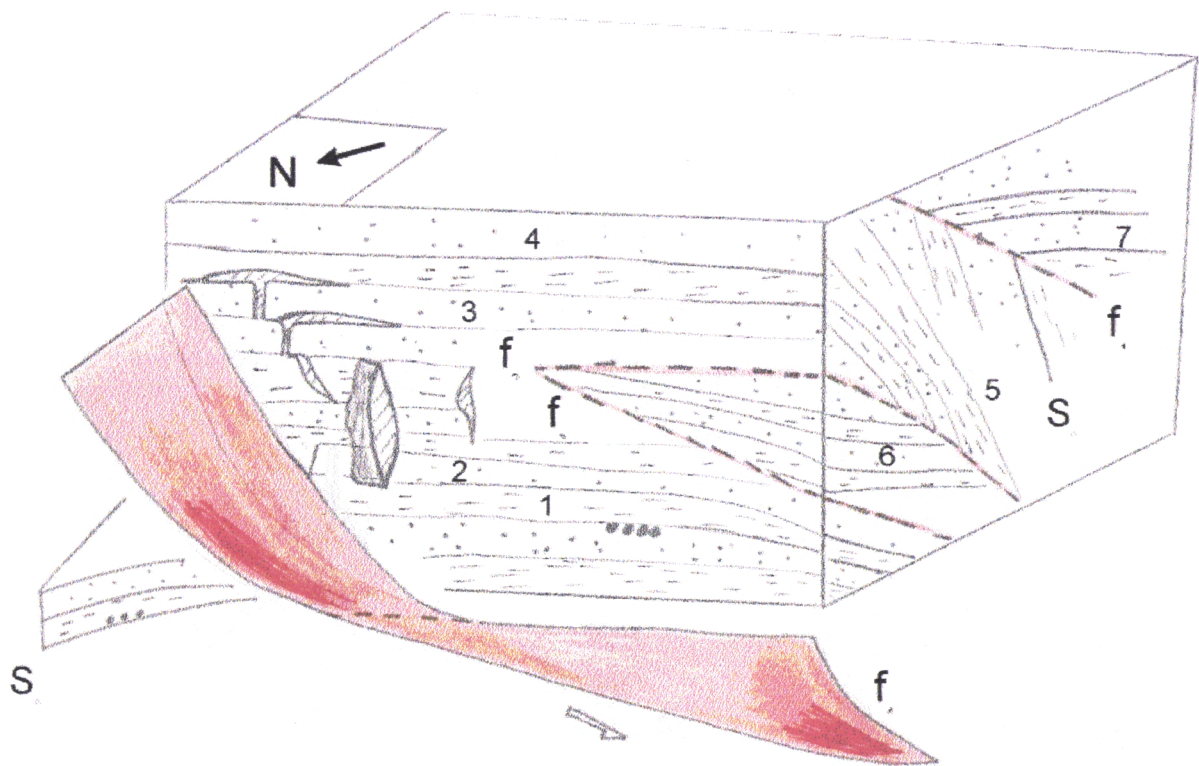
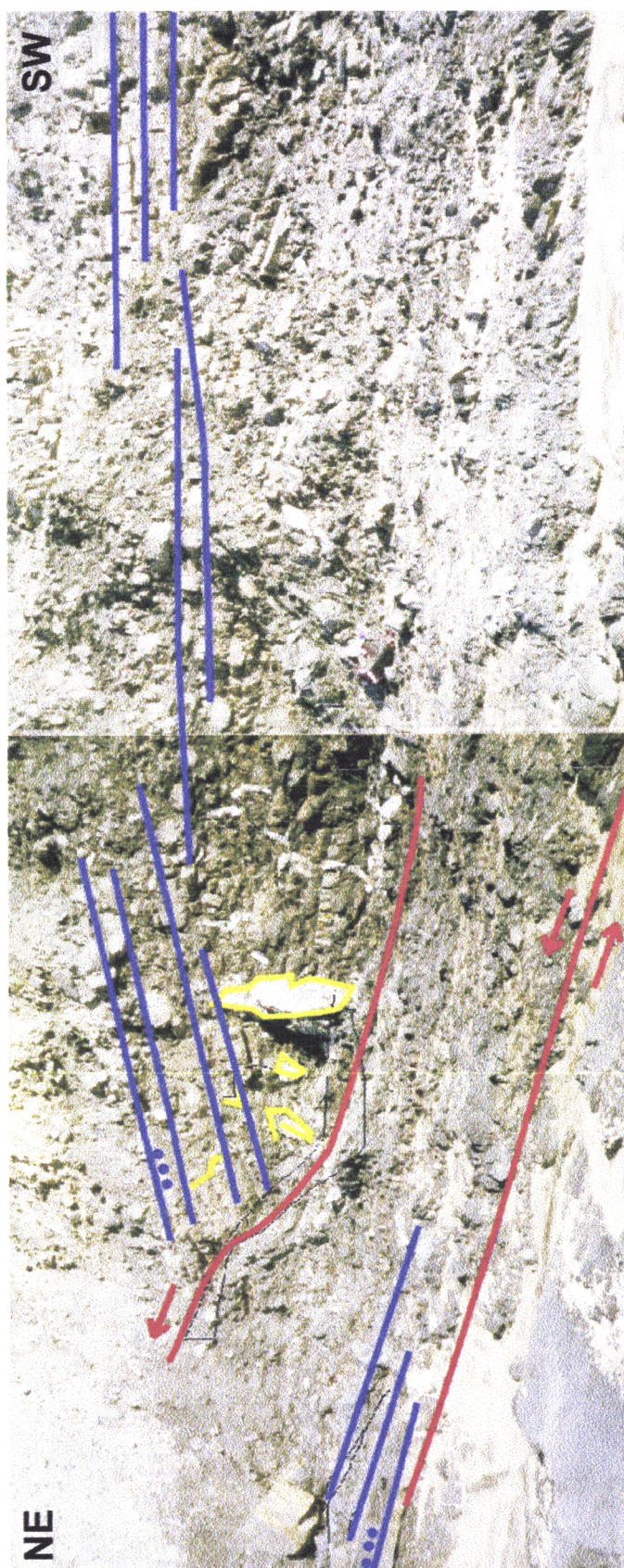


Figura 26

Bloco diagrama representativo do Sector D, o qual esquematiza vários acidentes cortando a estratificação, nomeadamente as falhas f1, f2, f3 e f4, cujas atitudes se indicam na tabela seguinte. Estão representados também veios de quartzo escalonados paralelos e perpendiculares à estratificação. Neste sector está exemplificado o processo explicado pela Figura 18.

Estratificação	Falhas
1 - N50E,42SE	f1 - N68E,50SE
2 - N34E,48SE	f2 - N48E,40SE
3 - N38E,13SE	f3 - N40E,40SE
4 - N35E,20SE	f4 - N40E,78S
5 - N50E,54SE	
6 - N40E,22E	
7- N,78E,20SE	



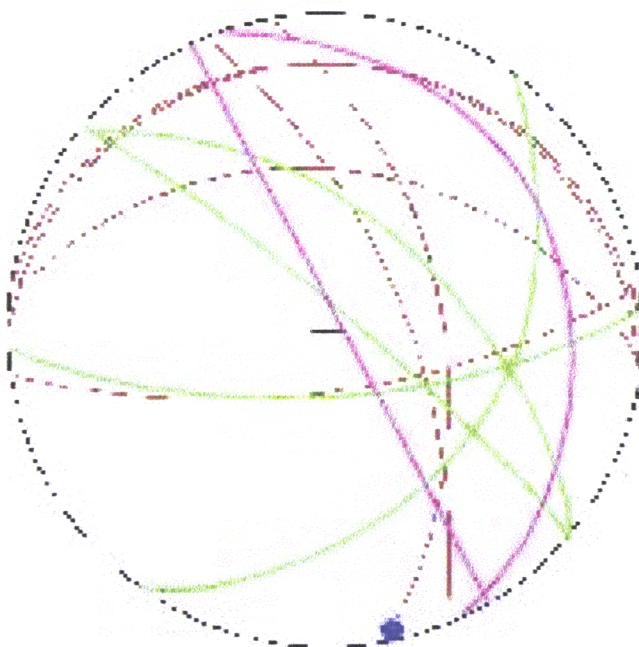
Fotografia 15

Panorâmica geral do afloramento D, onde também são visíveis os veios de quartzo (a amarelo) perpendiculares à estratificação (a azul). A NE localiza-se a falha provável que limita este sector e que o põe em contacto com bancadas em que a polaridade é normal (falhas a vermelho).

7.5 SECTOR E

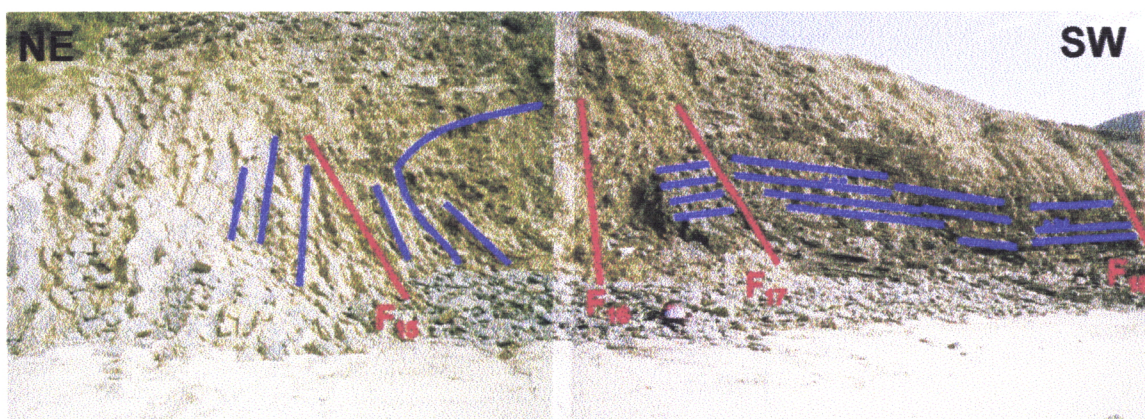
É uma zona que se encontra bastante alterada, possivelmente por acção da meteorização e dos acidentes. Parte do Sector está coberto por um depósito de vertente, constituído por um cimento escuro no seio do qual se encontram clastos centimétricos de litologias pelíticas e grauvacóides. Observa-se uma dobra, de plano axial e eixo subhorizontais (Fotografia 16). As estratificações estão afectadas por várias falhas (Figura 26). O presente sector contacta por falha com o Sector D, no qual as bancadas apresentam polaridade invertida, como está representado no corte geológico esquemático apresentado em anexo.

O Estereograma 5 representa a relação entre as estruturas presentes no Sector E, nomeadamente as estratificações, o eixo da dobra, as falhas e a clivagem.



Estereograma 5

Um eixo de dobra (a azul), cinco falhas (a verde) ,
seis estratificações (a vermelho) e duas clivagens (a rosa).



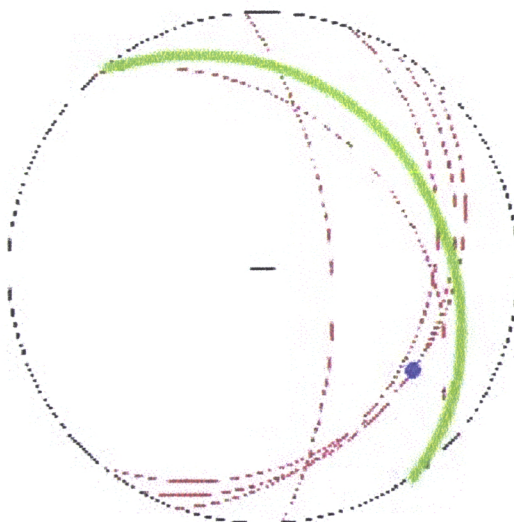
Fotografia 16

Panorâmica geral do Sector E, onde se pode observar a zona NE, coberta por um depósito de vertente, em que as litologias estão bastante alteradas, apresentando uma coloração amarelada.

À meio da fotografia observa-se uma dobra que está representada no corte geológico (estratificação a azul e falhas a vermelho)

7.6 SECTOR F

O Estereograma 6 representa as estruturas presentes no Sector F, nomeadamente uma falha, um eixo de dobra e as estratificações.



Estereograma 6

Uma falha (a verde), um eixo de dobra (a azul) e cinco estratificações (a vermelho).

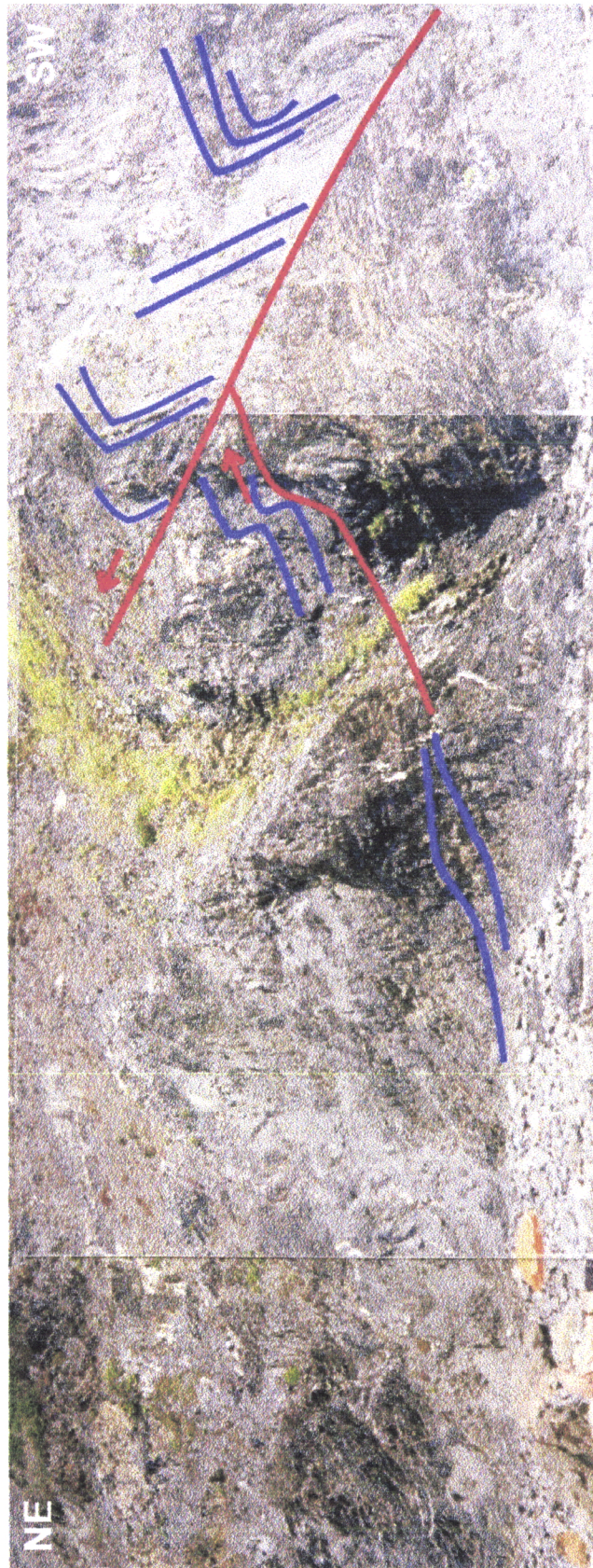
Trata-se um sector em que as dobras são geometricamente diferentes do corte em geral. O encurtamento gerou falhas inversas que reorientaram estruturas formadas anteriormente, nomeadamente as dobras e o cavalgamento (Fotografia 17).

Neste Sector os acidentes não chegam, por si só, para justificar a intensidade da deformação. A presença de planos axiais dobrados poderia sugerir mais que uma fase de deformação, no entanto, tratando-se de dobras com eixos paralelos geradas num regime coaxial, deverão resultar de um processo de deformação progressiva.

Associados às dobras identificam-se veios de quartzo com pequenos movimentos cisalhantes, perpendiculares à estratificação, formados por um mecanismo semelhante ao exemplificado na Figura 18.

A Figura 27A representa esquematicamente o sector F, no qual se observam acidentes cortando a estrutura e reorientando dobras anteriormente formadas.

A Figura 27B pretende hierarquizar os diferentes eventos de deformação.



Fotografia 17

Panorâmica geral do Sector F, onde se pode observar a relação entre as dobras (a azul) e os acidentes (a vermelho) que as afectam.



Fotografia 18

Pormenor das litologias dobradas e reorientadas (a azul) por um acidente, com movimentação para NE, no Sector F. Observa-se igualmente veios de quartzo, perpendiculares à estratificação, associados ao dobramento.

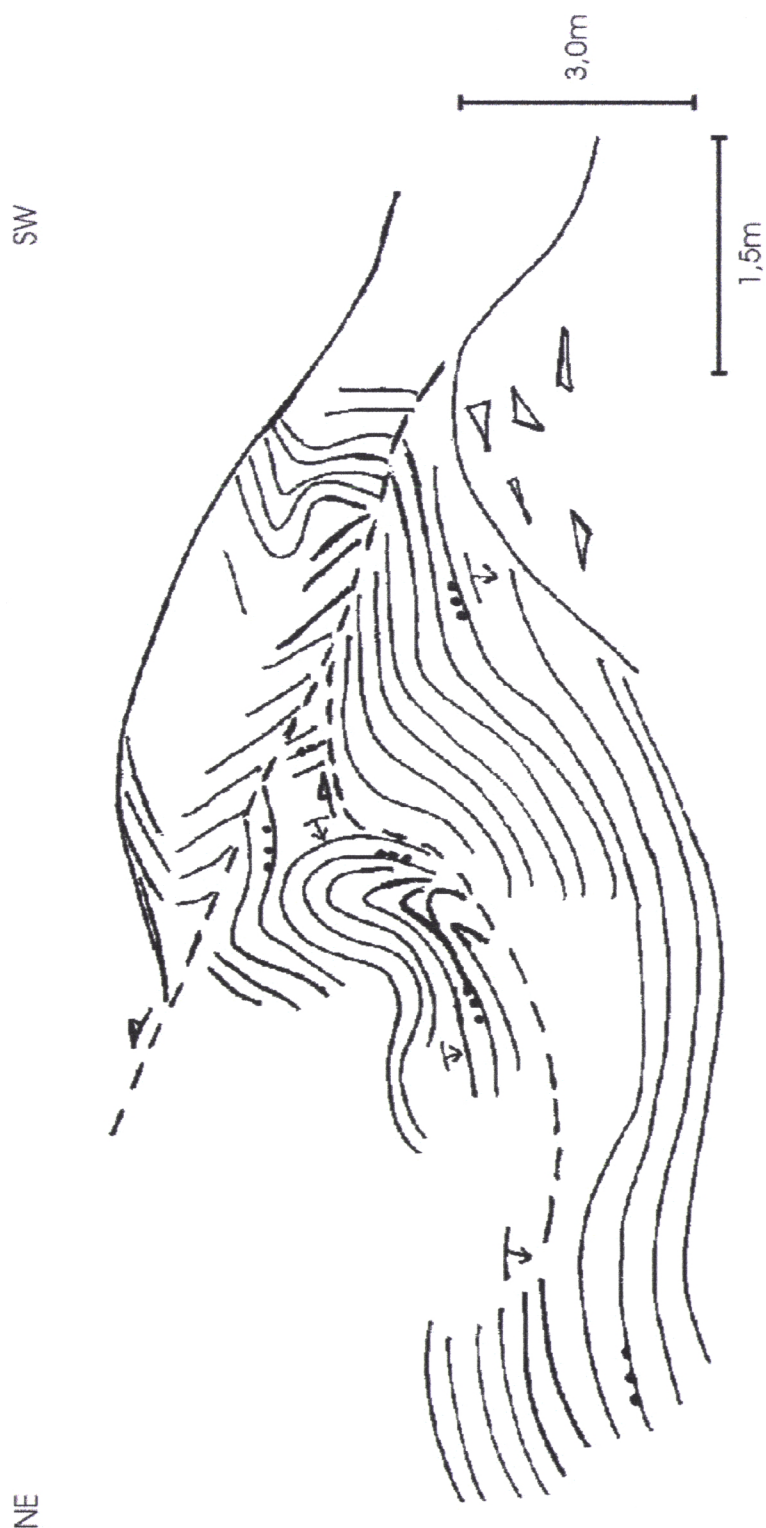


Figura 27A

Corte esquemático representativo do Sector F, no qual se observa um retrocavalgamento vergente para E que reorienta as dobras anteriormente formadas. Parte da estrutura está coberta por um depósito de vertente.

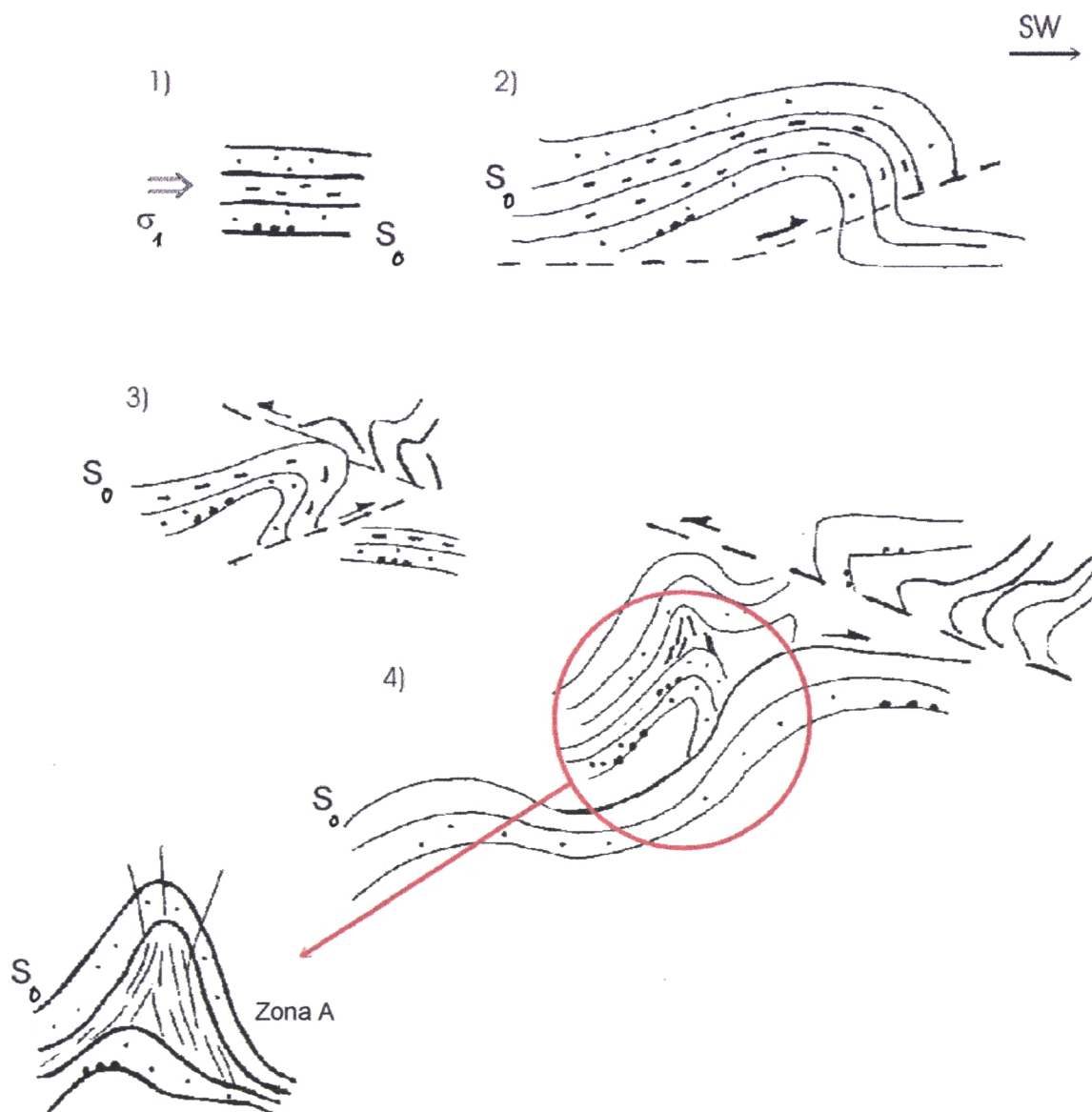


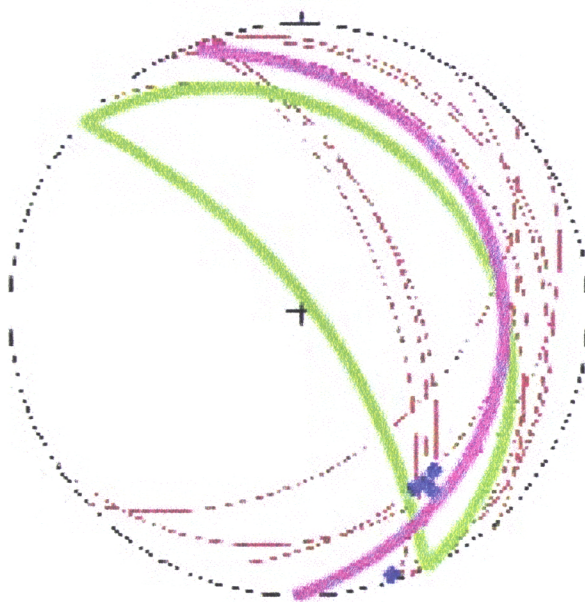
Figura 27B

Análise cinemática das estruturas observadas no Sector F.

- 1) deposição de leitos sub-horizontais;
 - 2) em regime compressivo inicia-se o dobramento seguido de cavalgamento;
 - 3) na fase final do encurtamento gera-se o retrocavalgamento que reorienta as estruturas formadas anteriormente;
 - 4) relação entre as estruturas observadas, no sector F, no estágio final da deformação.
- Zona A) particularidade da charmeira da dobra, com clivagem de plano axial materializada nas zonas pelíticas.

7.7 SECTOR G

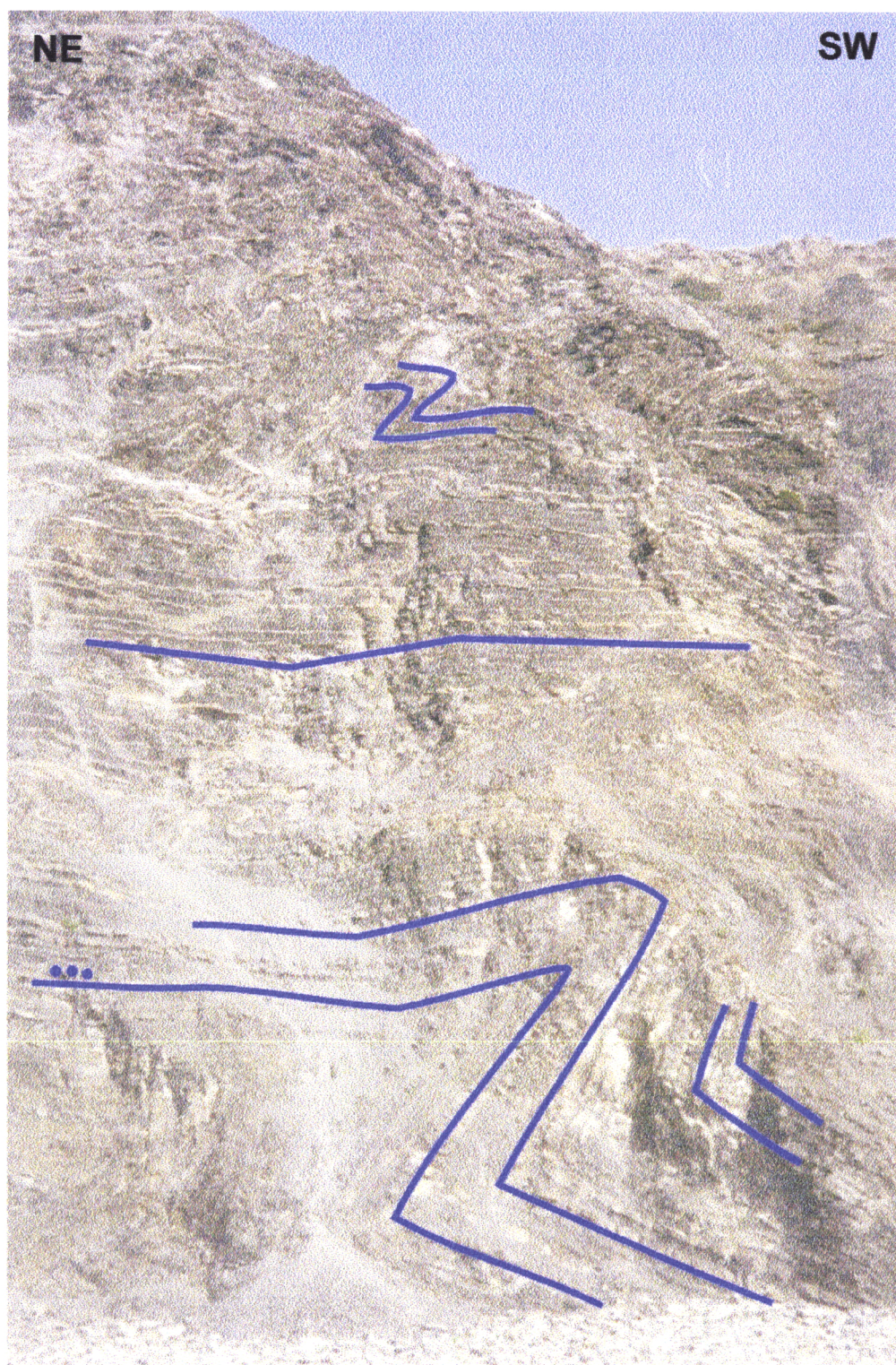
O Estereograma 7 representa a relação geométrica entre as estruturas presentes no Sector G, nomeadamente as estratificações, os eixos de dobras, as falhas e a clivagem.



Estereograma 7

Dez estratificações (a vermelho), cinco eixos de dobras (a azul),
duas falhas (a verde) e uma clivagem (a rosa).

Extensa área, com boa exposição nas arribas, na qual as dobras reflectem o padrão da estrutura geral. Observam-se dobras de plano axial pouco inclinado vergentes para SW e eixos pouco inclinados para SSE (Figura 28A, Fotografias 19 e 24). Além das arribas, a plataforma também tem boa exposição, quando está maré baixa (Figura 28B, Fotografia 20).



Fotografia 19

Panorâmica geral do sector G, onde se observam as dobras de plano axial subhorizontal(a azul), vergentes para SW, na zona de arriba.

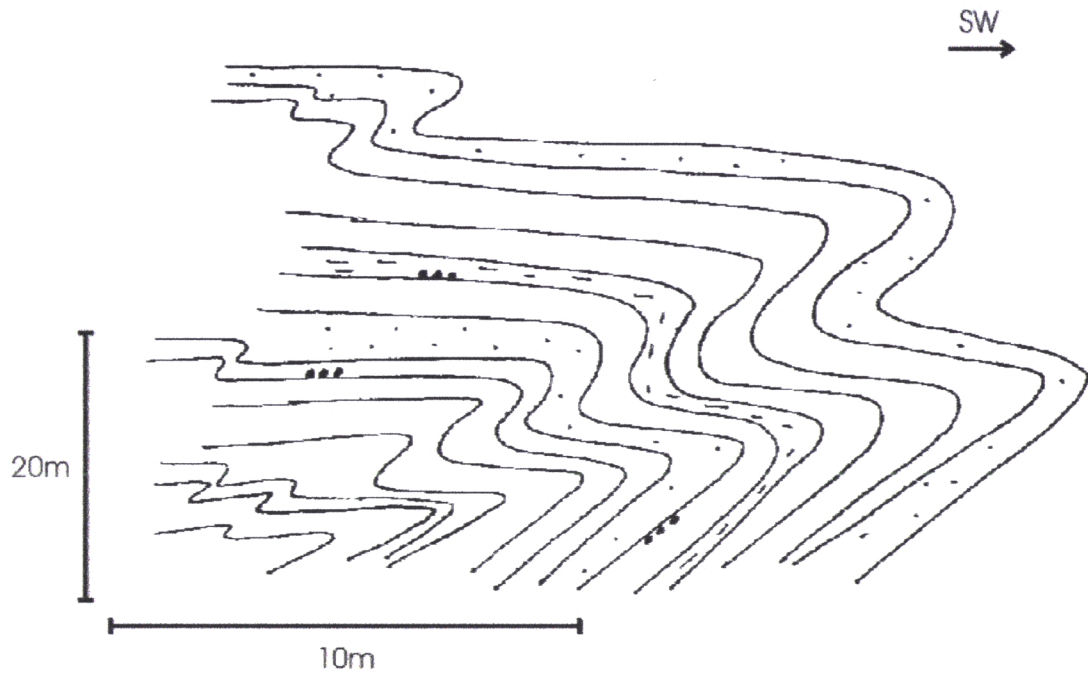
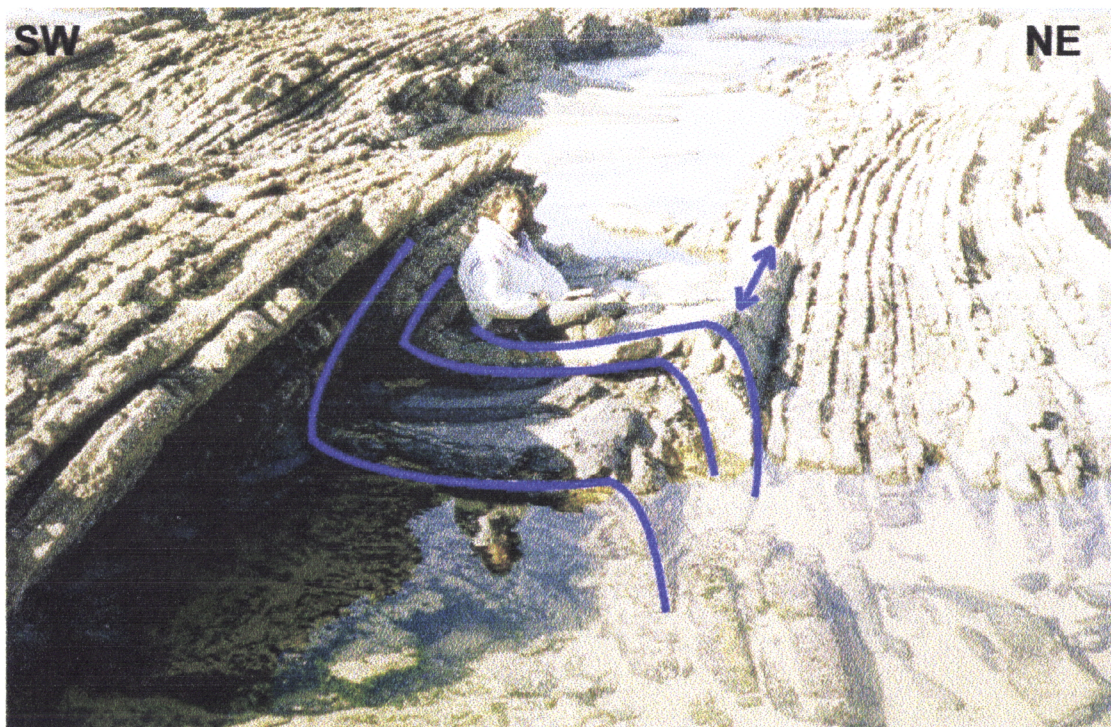


Figura 28A

Esquema explicativo da Fotografia 16A, esquematizando o estilo de dobramento característico da área, com dobras vergentes para SW e planos axiais e eixos sub-horizontais.



Fotografia 20

Dobras de eixo horizontal (a azul), na zona de plataforma, sector G.

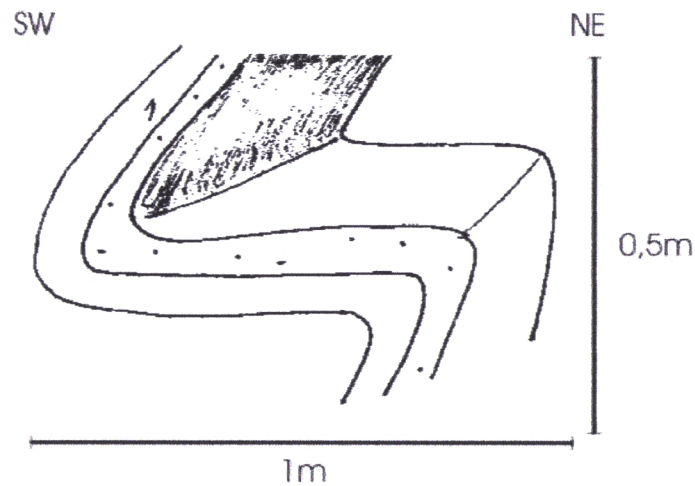
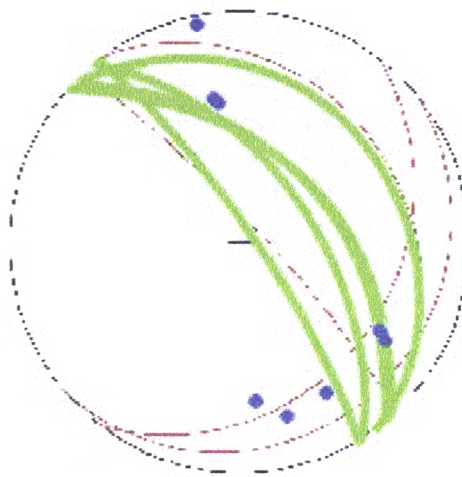


Figura 28B

Esquema explicativo da Fotografia 20 no qual se esquematizam as dobras de eixo horizontal da plataforma – sector G.

7.8 SECTOR H

O Estereograma 8 e as Figuras 29A, 29B e 29C pretendem representar uma zona do corte na qual a deformação é bastante intensa. Verifica-se aqui a presença de eixos de dobras redobrados afectados por falhas. O paralelismo entre os eixos das dobras de primeira e segunda gerações e a ausência de clivagem em ambas não permite caracterizar diferentes fases de deformação orogénica, mas apenas dois episódios de deformação coaxiais, ou seja, de deformação progressiva.



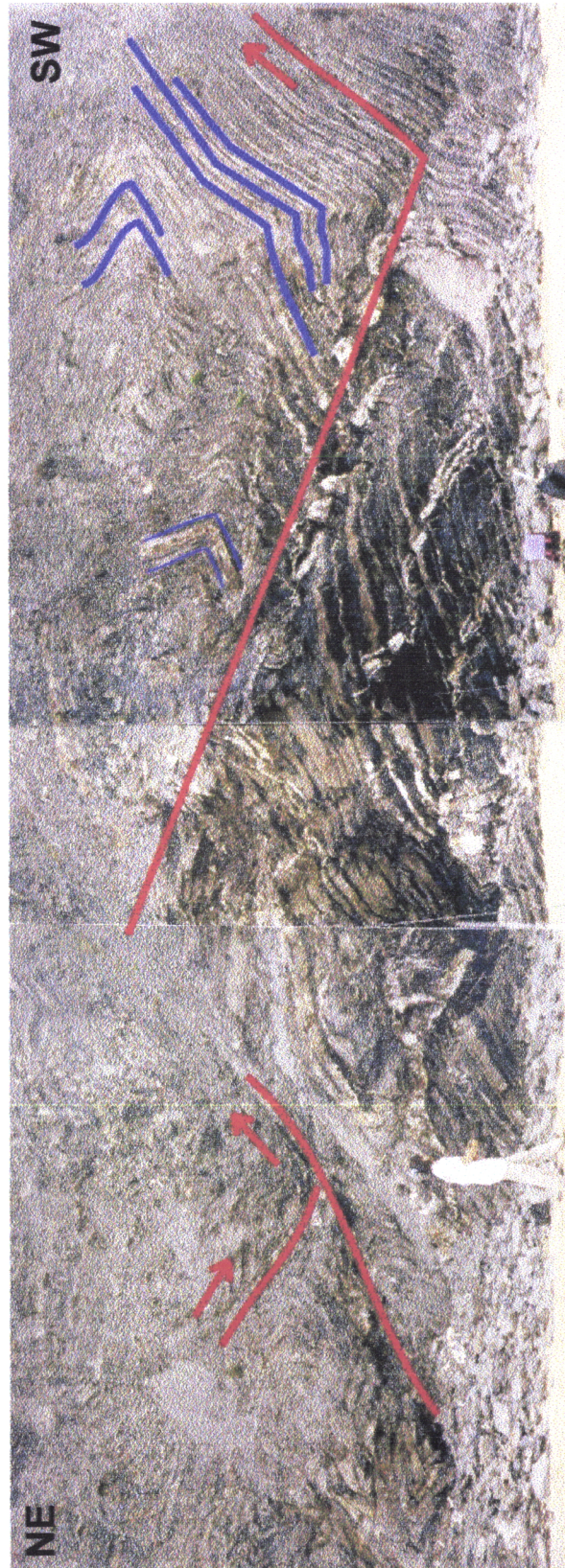
Estereograma 8

Sete eixos de dobras (a azul), cinco falhas (a verde) e cinco estratificações (a vermelho).

Neste Sector estão presentes dois planos de clivagem contemporâneos, um pouco inclinado para NE, e outro mais inclinado para SW, concordante com o movimento dos retrocavalgamentos (Fotografia 25).

O Sector está cortado por vários acidentes: falhas inversas de baixo ângulo, (N84E,3N) e (N60E,45NE), com movimentação para SW; retrocavalgamentos vergentes para NE e falhas normais tardias, resultantes da sobrecarga litostática. Como se trata de um sector bastante deformado, toma-se por vezes difícil determinar a polaridade das bancadas assim como os sentidos de movimento dos planos de falha.

Os veios de quartzo estão associados aos acidentes e ao dobramento, nomeadamente nas zonas de chameira das dobras (Fotografias 21 e 22B).



Fotografia 21

Panorâmica geral do afloramento H
(estratificação a azul e falhas a vermelho).

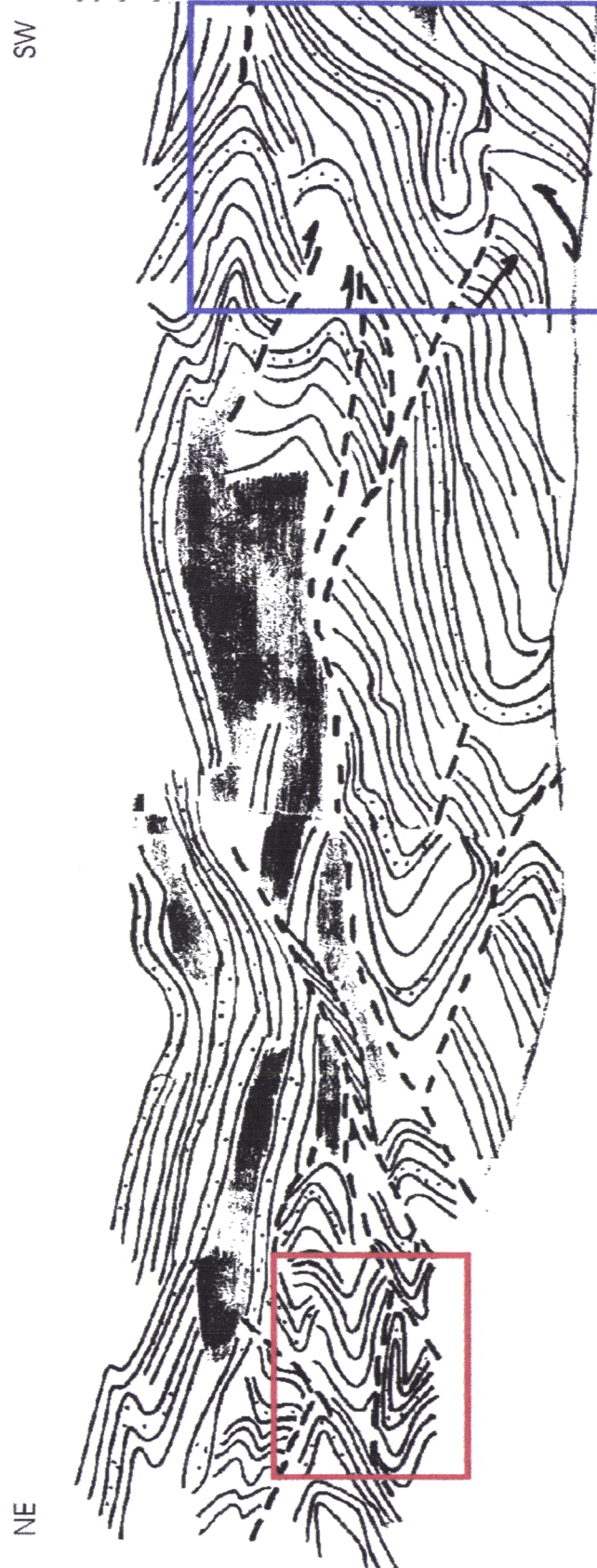


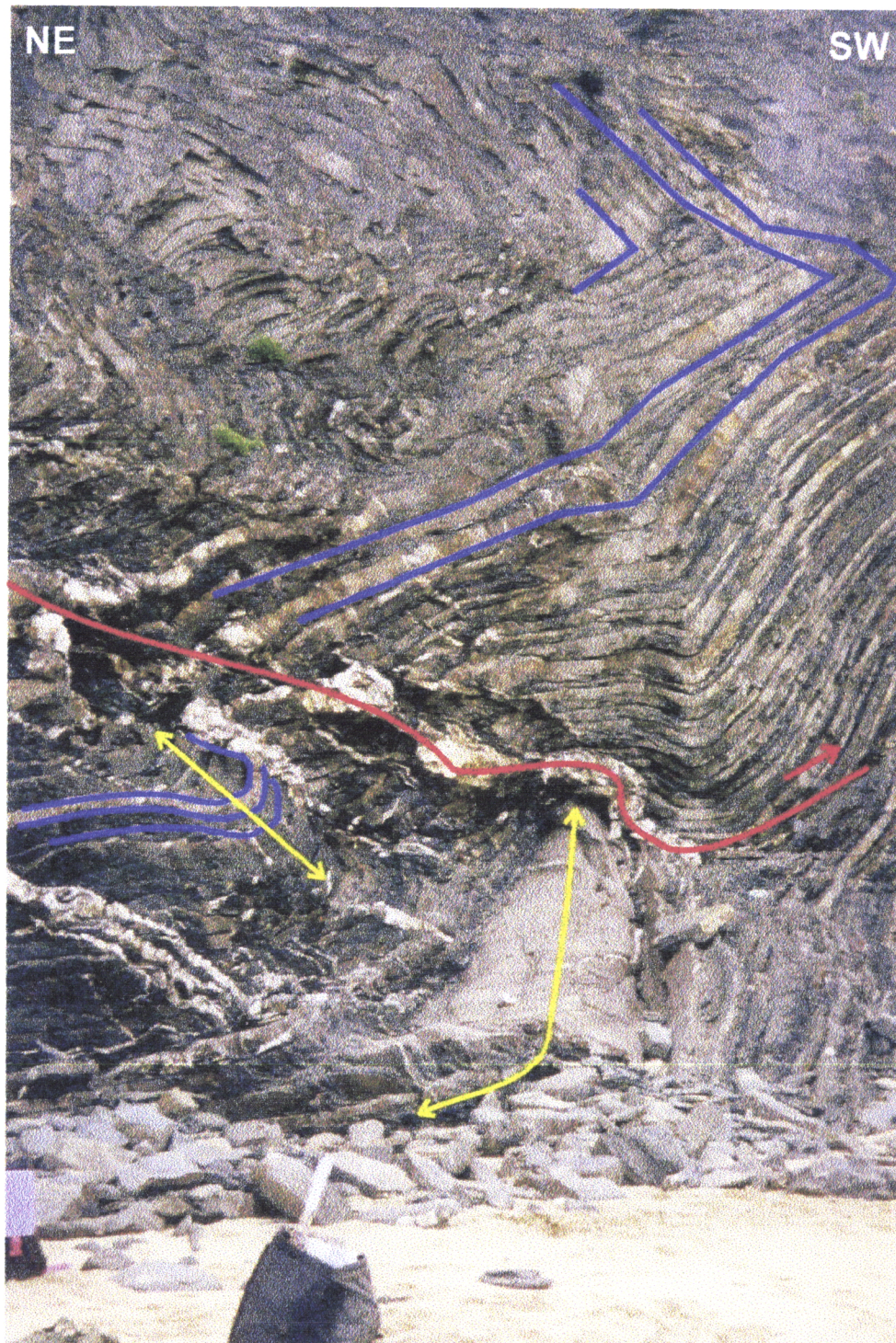
Figura 29A

Corte esquemático explicativo das relações entre as estruturas presentes no Sector H, destacando-se as duas zonas identificadas, explicadas na página seguinte. Observa-se a relação das falhas inversas com as dobras redobradas, evidenciando a actuação da deformação progressiva neste sector. As zonas a sombreado representam a cobertura de depósitos de vertente, onde não foi possível caracterizar a estrutura.



Fotografia 22A

Pormenor de uma dobra redobrada (a azul), com eixos sub-horizontais, coaxiais, afectada por acidentes (a vermelho), no Sector H (plano axial da fase D1A dobrado, a amarelo, e plano axial D1B, a verde).



Fotografia 22B

Pormenor dos eixos (a amarelo) no Sector H, do lado esquerdo observa-se um eixo subvertical e na parte central inferior observa-se um eixo subhorizontal, redobrado. É possível verificar também a abundância de veios de quartzo neste sector intensamente deformado (estratificação a azul e cavalgamento dobrado a vermelho).

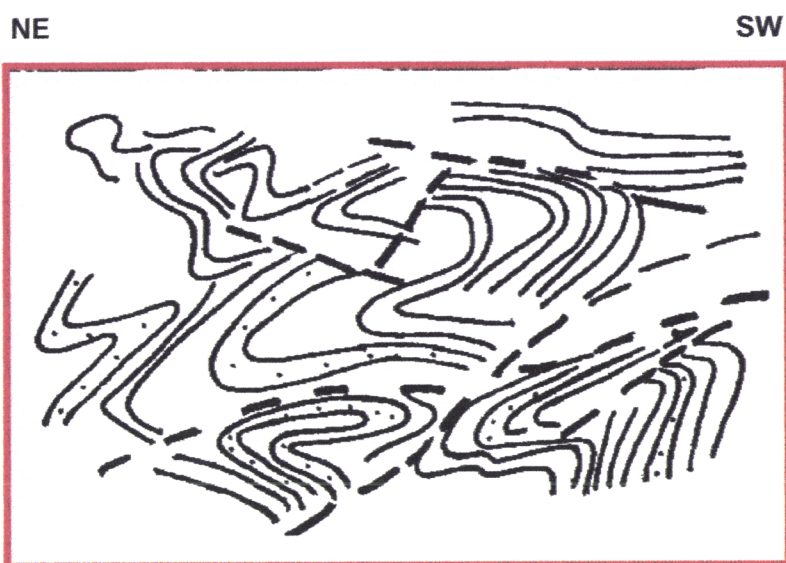


Figura 29B

Detalhe do corte esquemático do sector H, ilustrativo da dobra redobrada limitada por acidentes, Fotografia 22A.

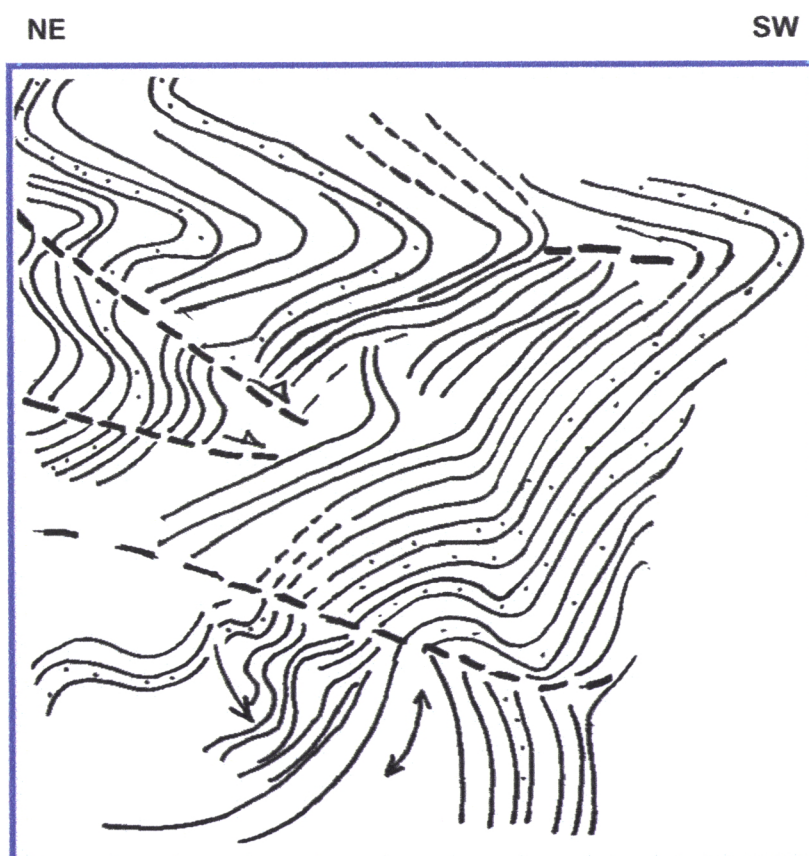


Figura 29C

Detalhe do corte esquemático do sector H, ilustrativo de eixos dobrados, Fotografia 22B.

8. ANÁLISE DE PALEOCORRENTES

Ao longo da área estudada é possível identificar várias estruturas primárias associadas à deposição turbidítica, em particular figuras de arraste do tipo *groove marks* e *flute casts* (Fotografia 23, Figura 30).



Fotografia 23

Leito grauvacóide onde se observam *groove marks* e *flute casts*,
(identificados a azul) evidenciando uma polaridade sedimentar inversa,
na Laje do Castelejo (G4) – Domínio III.

Tratam-se de estruturas sin-sedimentares, resultantes respectivamente do transporte de restos vegetais e de clastos sobre o fundo arenoso marinho, cuja dimensão condiciona o seu comprimento e espessura. Este transporte, provoca sulcos nos leitos turbidíticos, observáveis em molde interno após a diagénese, na face inferior da camada, constituindo deste modo fiáveis indicadores de polaridade sedimentar.

Ambas as estruturas permitem deduzir a direcção da corrente que as originou, mas só as *flute casts* permitem concluir quanto ao sentido da mesma.

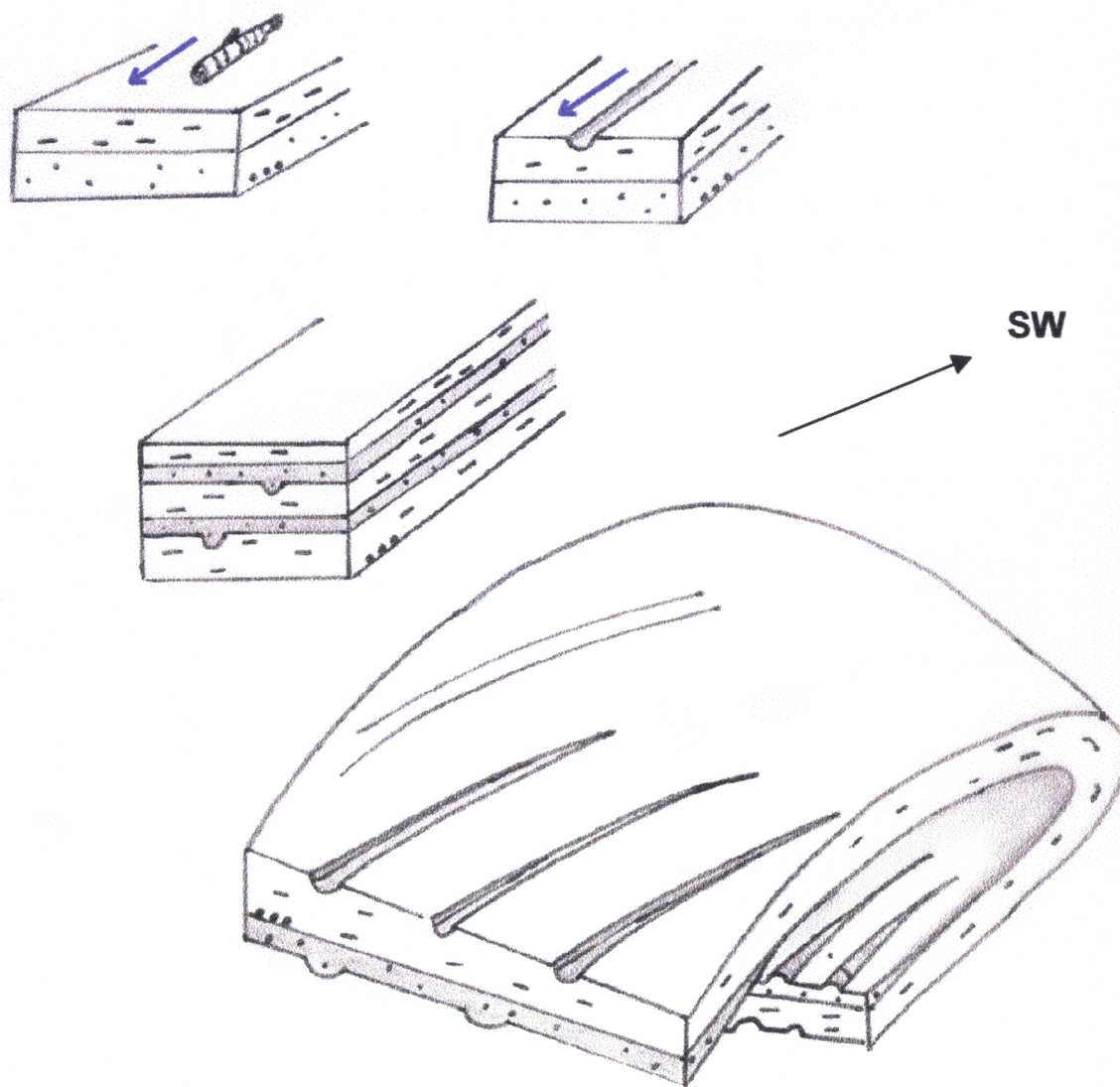


Figura 30

Representação esquemática da formação de figuras de arraste e posterior dobramento das bancadas que as contém.

As groove marks são estruturas lineares formadas por arraste de um objecto no sedimento, por outro lado as flute casts apresentam, em planta, uma forma parabólica estreita e alongada, resultante da acção erosiva da corrente em torno de calhaus sobre o sedimento mole, a abertura da parábola indica o sentido de fluxo da corrente.

Uma vez que se formam em posição sub-horizontal a determinação da direcção e sentido da corrente no instante geológico em que se formaram é efectuada retirando a deformação associada às camadas onde se encontram recorrendo a projecção estereográfica.

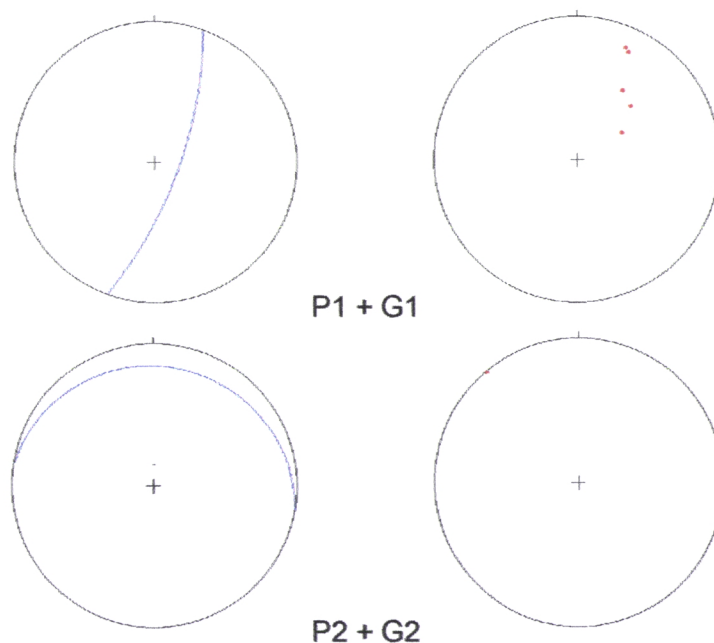
Ao longo da área estudada foram medidas cerca de 130 lineações correspondentes a estruturas do tipo *groove marks* e *flute casts*, cujas dimensões variam desde 0,5cm de espessura e 1,0cm de comprimento até dezenas de centímetros de espessura e alguns metros de comprimento, indiciando respectivamente correntes menos e mais fortes.

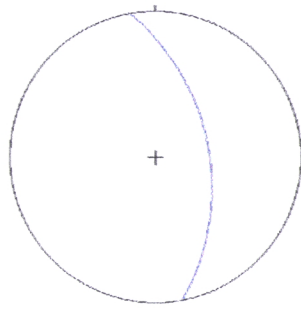
8.1 METODOLOGIA E APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

Efectuou-se a medição sistemática das figuras de arraste em toda a área. Tratam-se de lineações primárias medidas maioritariamente nos flancos curtos das dobras, aparecem como contra-moldes nos leitos grauvacóides, uma vez que estes são mais resistentes à erosão.

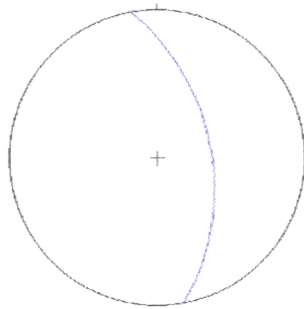
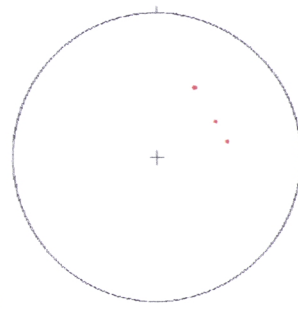
Por forma a facilitar a análise dos dados, as medições foram denominadas de G1 a G10, estando G1 mais a Norte na Praia da Cordoama e G10 no extremo Sul da Praia do Castelejo (Mapa de paleocorrentes apresentado em anexo).

As medições efectuadas em G2 e apenas uma em G5 foram obtidas em flancos longos, os quais não foram horizontalizados, em projecção estereográfica uma vez que se apresentam pouco inclinados.

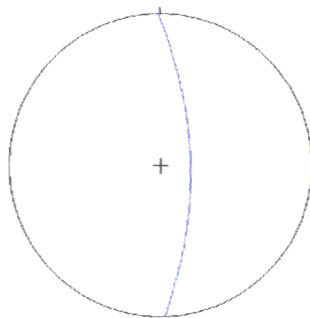
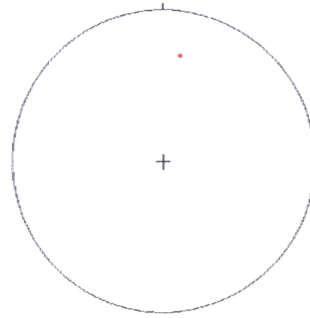




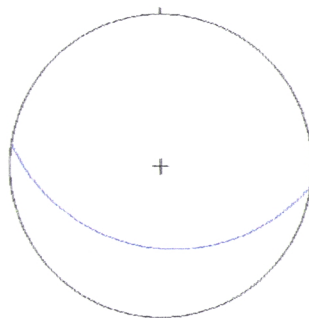
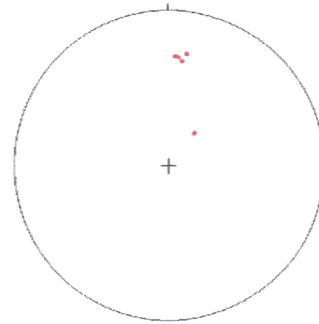
P3 + G3



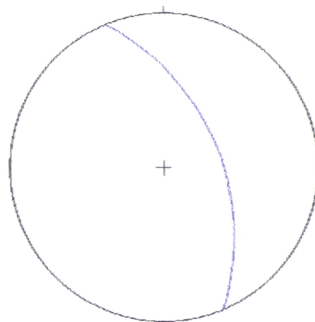
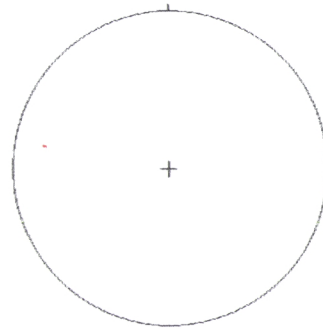
P4 + G4



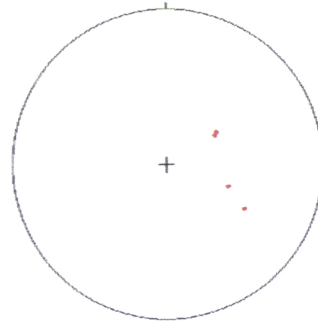
P5 + G5



P5A + G5A



P6 + G6



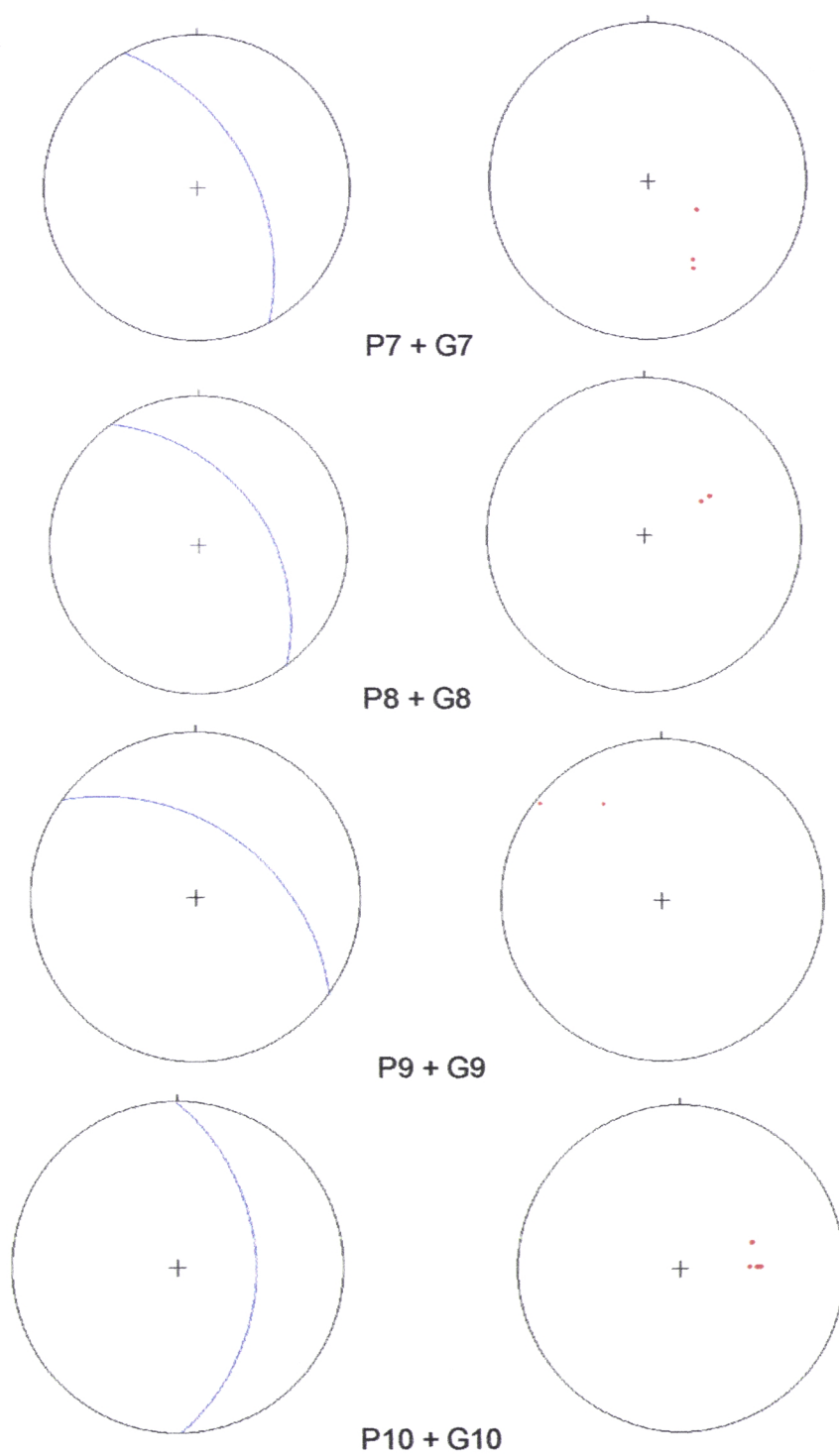
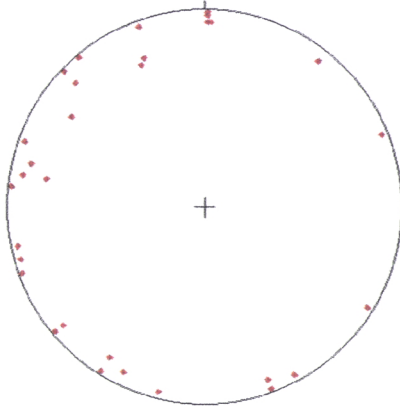


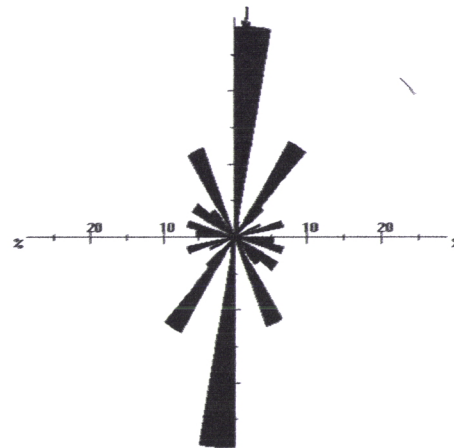
Figura 31

Projeções estereográficas correspondentes às medições das lineações (G - pontos a vermelho) e à respectiva estratificação (P – linhas a azul).

Procedeu-se ao tratamento dos dados com a ajuda da projecção estereográfica rebatendo os flancos das dobras à horizontal (em torno da direcção da camada) e consequentemente as respectivas lineações. Nas projecções seguintes estão representadas as lineações horizontalizadas.



Estereograma 9



Rosa Vectorial 1

Projecção estereográfica de cento e trinta lineações horizontalizadas.

Rosa vectorial das direcções preferenciais das lineações.

NOTA: Algumas lineações não são horizontais, facto que pode estar associado a erros de medição.

Nos Quadros III e IV indicam-se as lineações medidas em leitos distintos, correspondentes a figuras de arraste, e anotam-se igualmente o número de medições paralelas.

Quadro III

Praia Cordoama

Localização/Número	Medição	Flanco	Tipo	Estratificação	Horizontal 1	Eixo	Horizontal 2
Domínio I Sector A – G1							
3 lineações	16, N24E	inverso	groove	N20E, 70NE	12, N22W	20, N28E	8, S34W
4 lineações	18, N26E	inverso	groove		14, N24W		12, S34W
1 lineação	60, N60E	inverso	groove		6, N46W		12, N50W
5 lineações	46, N46E	inverso	groove		12, N56W		2, N3W
3 lineações	42, N34E	inverso	groove		6, N76W		6, S8W
Domínio I Sector E – G2							
2 lineações	1, N40W	longo	groove	N80W, 10N	1, N40W	–	–
Domínio I Sector E – G3							
3 lineações	50 N60E	inverso	groove	N10W, 50E	2, N68E	10, S18E	1, N73E
6 lineações	48 N78E	inverso	groove		2, S78W		2, S60W
13 lineações	44 N30E	inverso	groove		6, S32W		6, N82E

Quadro IV

Praia do Castelejo

Localização/Número	Medição	Flanco	Tipo	Estratificação	Horizontal 1	Eixo	Horizontal 2
Domínio III G4							
3 lineações	30, N10W	inverso	groove	N10W, 60E	1, N46W	–	–
Domínio IV G5							
1 lineações	60, N40E	inverso	groove	NS, 68E	2, S28E	0, NS	–
4 lineações	18, N10E	inverso	groove		1, S20E	–	–
3 lineações	22, N8E	inverso	groove		4, S20E	–	–
2 lineações	20, N4E	inverso	groove		2, N20W	–	–
3 lineações	20, N6E	inverso	groove		4, N80W	–	–
1 lineações	12, N80W	longo	groove	N72W, 28S	12, N80W	–	–
Domínio IV G6							
3 lineações	50, N60E	inverso	groove	N22W, 50NE	2, S74W	–	–
2 lineações	48, N58E	inverso	groove		1, S70W	–	–
2 lineações	44, S70E	inverso	groove		4, S26W	–	–
2 lineações	30, S60E	inverso	groove		4, N38E	–	–
Domínio IV G7							
3 lineações	50, S60E	inverso	groove	N28W, 50E	2, S14W	20, S46E	12, N17W
5 lineações	30, S30E	inverso	groove		1, S32W		16, N46W
2 lineações	26, S28E	inverso	groove		4, N2E		20, N55W

Praia do Castelejo

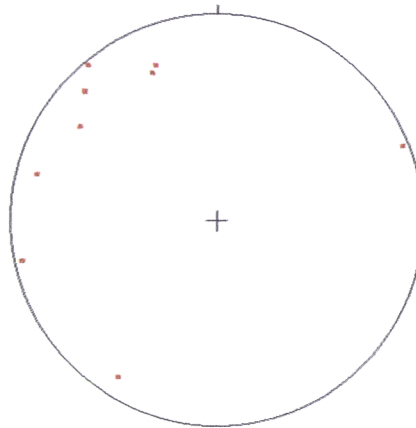
Localização/Número	Medição	Flanco	Tipo	Estratificação	Horizontal 1	Eixo	Horizontal 2
Domínio IV G8							
4 lineações	44, N60E	inverso	groove	N36W, 42NE	1, S50W	–	–
3 lineações	38, N60E	inverso	flute para N	N36W, 42NE	4, S50W	–	–
Domínio IV G9							
3 lineações	2, N52W	normal	groove	N54W, 44NE	2, S58E	–	–
Domínio IV G9							
4 lineações	20, N32W	normal	flute para N	N54W, 44NE	1, N84W	–	–
Domínio IV G10							
14 lineações	38 EW	inverso	groove	NS 40E	2 N1E	–	–
10 lineações	44 EW	inverso	groove		4 N1E	–	–
12 lineações	40 EW	inverso	groove		1 N1E	–	–
6 lineações	40 N70E	inverso	groove		2 N70W	–	–

NOTA: O Número corresponde às medições paralelas em cada camada, horizontal 1 diz respeito às lineações horizontalizadas em torno da direcção da camada e horizontal 2 é a coluna referente às lineações horizontalizadas em torno do eixo da dobras mais próxima.

Teoricamente o método mais correcto para horizontalizar lineações utiliza o eixo da dobra, como eixo de rotação. Na maior parte das medições efectuadas nesta área não foi possível fazê-lo, por diferentes razões, nomeadamente:

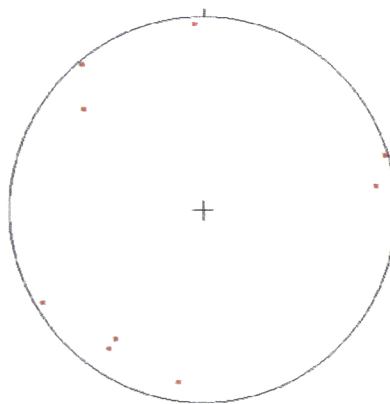
- a distância do eixo da dobra à camada onde foi efectuada a medição;
- a existência de falhas na zona de charneira das dobras , que afectam os eixos;
- eixos de dobras redobradas.

No que diz respeito à Praia da Cordoama as lineações foram horizontalizadas em torno da direcção da camada que as contém (Estereograma 10) e em torno do eixo das respectivas dobras (Estereograma 11).



Estereograma 10

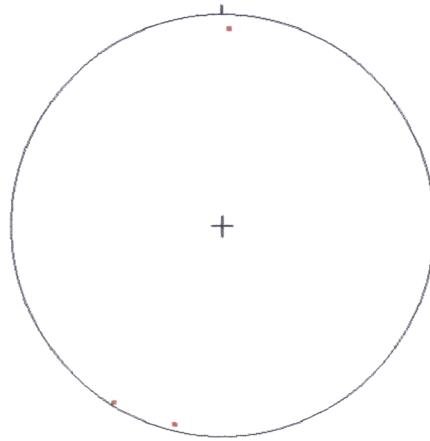
38 lineações horizontalizadas em torno da direcção da camada.



Estereograma 11

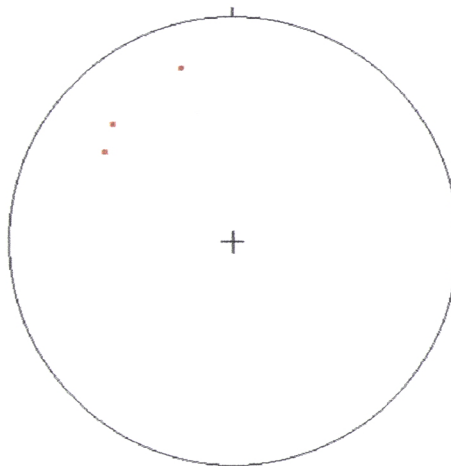
38 lineações horizontalizadas em torno do eixo da dobra.

Em relação à Praia do Castelejo só foi possível horizontalizar com os dois métodos as lineações referentes a G7 (Estereogramas 12 e 13).



Estereograma 12

10 lineações horizontalizadas em torno da direcção da camada.



Estereograma 13

10 lineações horizontalizadas em torno do eixo da dobra.

Verifica-se pela análise dos Estereogramas 10, 11, 12 e 13, que usando os métodos referidos anteriormente para horizontalizar as bancadas e as lineações nelas contidas, se obtêm resultados diferentes. Desta forma o método de horizontalização é também um factor determinante para explicar a dispersão espacial observada nas medições efectuadas.

Para G6, G7, G8, G9 e G10 o eixo mais próximo apresenta uma atitude anómala no que diz respeito à orientação média dos eixos da área, para G4 o eixo da dobra mais próxima está demasiadamente afastado e para G5 o eixo é horizontal. Desta forma, optou-se por horizontalizar os flancos que contêm as lineações, utilizando a direcção da camada que as contém.

8.2 ANÁLISE DOS RESULTADOS

A Rosa Vectorial 1 mostra claramente duas modas principais que não se afastam significativamente do descrito por T. **Oliveira** (1983). Porém os dados recolhidos na área estudada apresentam uma dispersão significativa, que pode ser justificada por diversos factores:

- erros inerentes ao rebatimento da estratificação, devido à utilização de eixos de rotação inadequados, como por exemplo o caso em que as estratificações foram redobradas ou afectadas por falhas;
- irregularidades paleogeográficas, como exemplo desta última hipótese apresenta-se a comparação com os análogos actuais da zona da Planície Abissal do Tejo e do Rincão do Lebre, na Margem Continental do Sudoeste Português.

Nos pontos assinalados a verde na Figura 32 reconheceu-se a presença de turbiditos (**Lebreiro**, 1995).

Na Zona A, as desembocaduras dos canhões submarinos de Lisboa e Setúbal apresentam orientações distintas (**Lebreiro**, 1995).

Na Zona B, no Rincão do Lebre, a direcção dos fluxos turbidíticos apresenta as orientações assinaladas na figura a rosa (com. oral P. **Terrinha**).

Verifica-se assim que os turbiditos actuais apresentam grande dispersão de orientações, quer pelos canhões que controlam a sua deposição terem orientações distintas, quer pela dispersão de orientações nos leque turbidíticos.

Os dados colhidos na área do presente estudo, embora de idade Carbónica e em rochas deformadas, poderão eventualmente ter também apresentado uma dispersão primária, controlada pela paleogeografia.

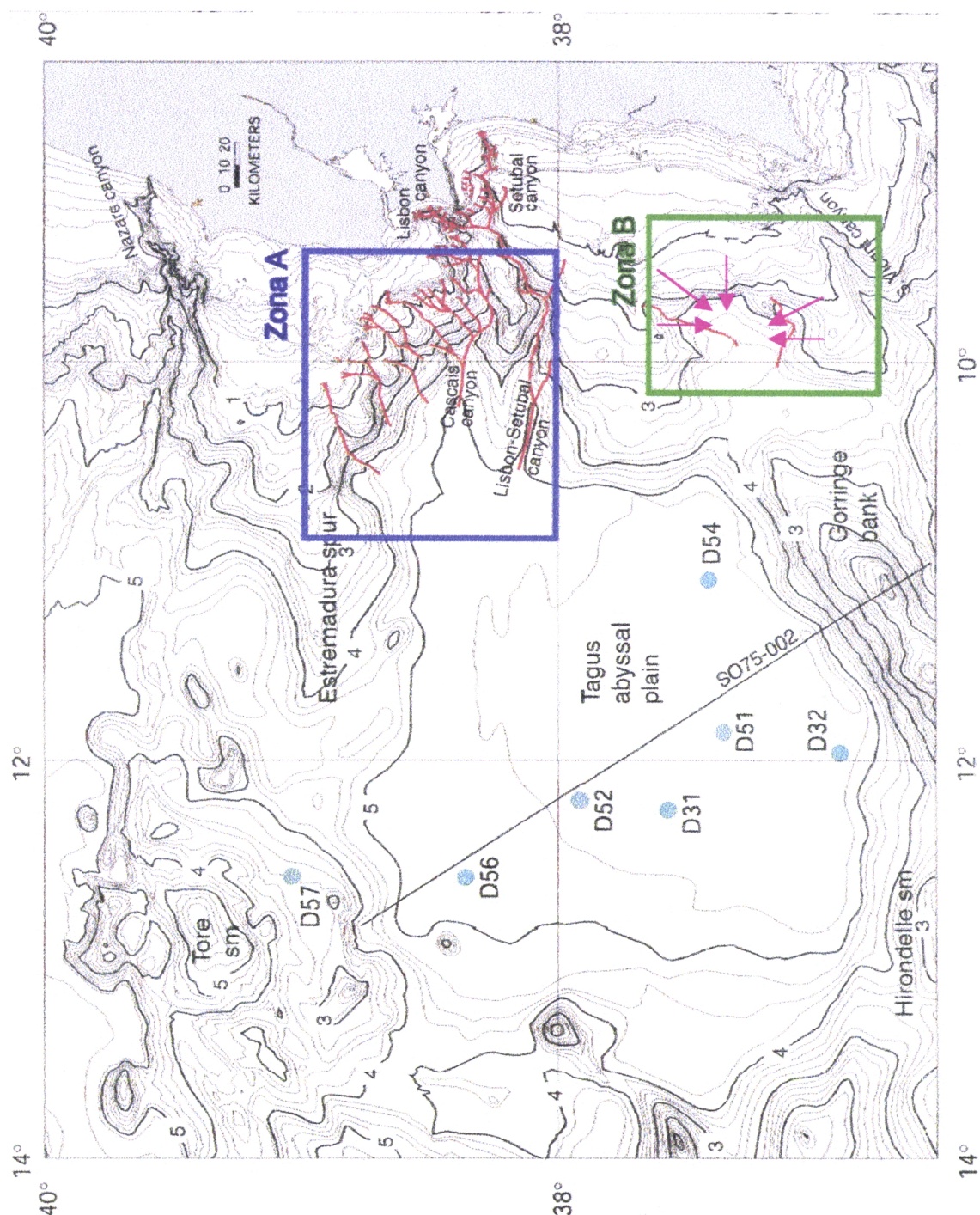


Figura 32

Mapa de batimetria do off-shore do Sudoeste português, onde se observam o canhão de Lisboa-Setúbal e o canhão de S.Vicente e a topografia sinuosa a eles associada. Os círculos verdes indicam a localização das sondagens (Adaptado **Lebreiro 1995**).

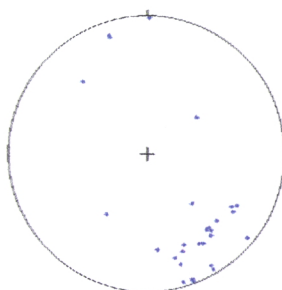
9. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A área estudada está inserida na zona mais externa do orógeno varisco, apresentando as litologias mais recentes, menos deformadas e com o grau metamórfico mais baixo de toda a cadeia. Pode afirmar-se que a deformação intrínseca das rochas é baixa, uma vez que a maior parte das dobras deste sector foram geradas por dobramento flexural, no qual a deformação se concentra principalmente nas zonas de charneira. Outra evidência do baixo grau de deformação é o facto de não se observar uma clivagem bem desenvolvida.

9.1 ESTILO DE DOBRAMENTO

De uma forma geral, toda a estrutura da área apresenta-se vergente para SW, em extensos flancos longos, sub-horizontais, cuja inclinação contrasta com os flancos curtos, por vezes inversos (Figura 33). Os planos axiais das dobras são pouco inclinados e os eixos mergulham poucos graus para SE (Fotografia 24). O Estereograma 14 representa a atitude dos eixos das dobras, variáveis entre a horizontal e cerca de 20° de inclinação, quase todos inclinando para o quadrante SE, perpendiculares às estrias de movimento em S_0 . Sendo esta geometria correspondente à fase D1a. Os únicos eixos que apresentam uma atitude diferente são os das dobras do veio compósito do Sector C e o eixo de uma dobra no extremo Sul da área (ver esboço estrutural em anexo), são possivelmente eixos de dobras de segunda fase, D2.

Associadas ao flanco longo das dobras em *chevron* aparecem por vezes dobras concêntricas de eixos sub-horizontais e plano axial subvertical referentes à fase D1b (Fotografia 24).



Estereograma 14

28 eixos de dobras.

Na Figura 33, estão representadas todas as estratificações medidas durante o presente trabalho, mostrando uma direcção predominante NW-SE que materializa o dobramento da primeira fase.

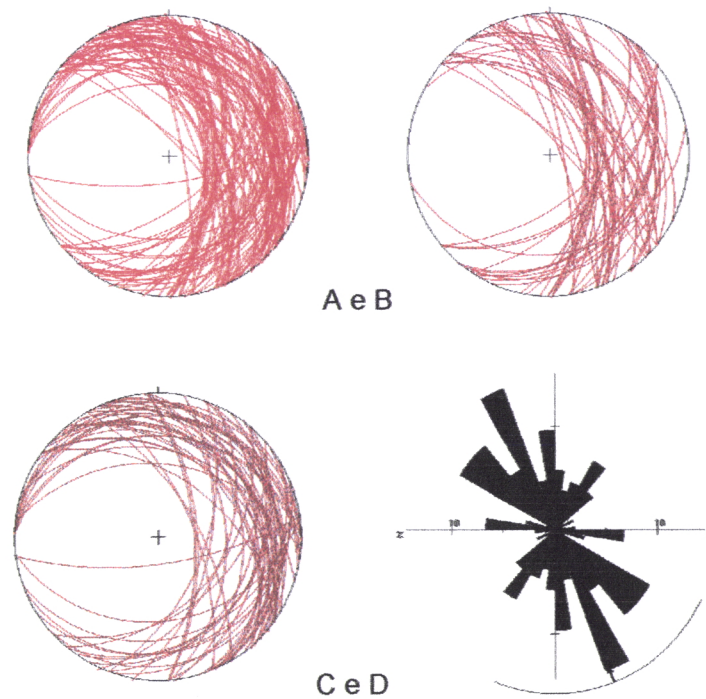


Figura 33

Projecções estereográficas das estratificações medidas:

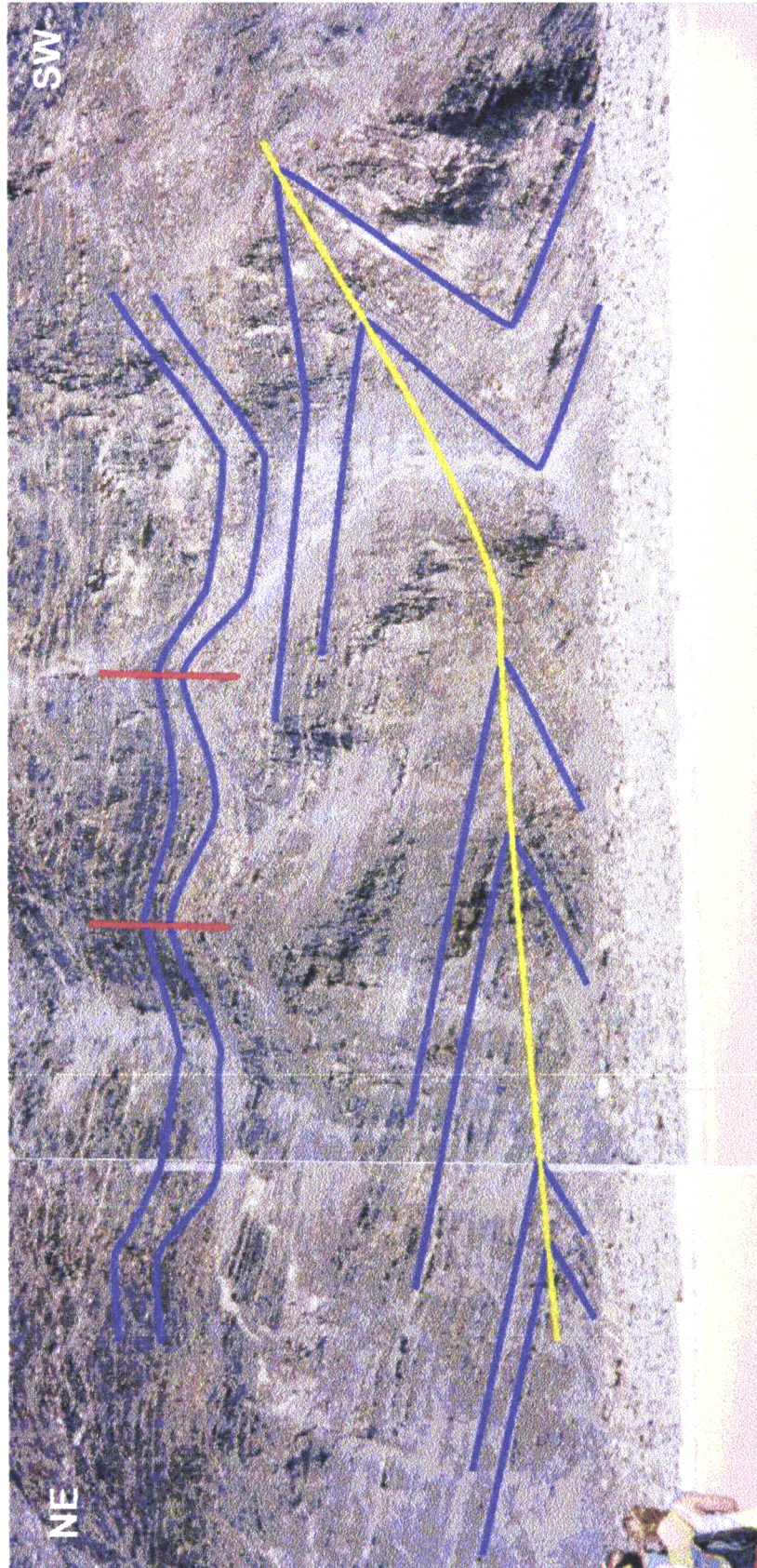
Estereograma A: 106 estratificações (total)

Estereograma B: 50 estratificações no flanco curto

Estereograma C: 56 estratificações no flanco longo

Rosa Vectorial D: direcções preferenciais das estratificações

Os estereogramas B e C da Figura 33 correspondem respectivamente às estratificações medidas no flanco curto das dobras, com maior inclinação e às estratificações medidas no flanco longo das dobras, menos inclinadas.



Fotografia 24

Panorâmica geral do sector G. Dobras (a azul) geradas durante a primeira fase de deformação:

D1a- dobras monoclinicas, de plano axial subhorizontal (a amarelo), vergentes para SW.

D1b- dobras ororrômbicas de plano axial subvertical (a vermelho), no flanco longo das dobras

9.2 VEIOS DE QUARTZO

Encontram-se veios de quartzo com orientações distintas em ambos os flancos, cortando a estratificação ou nela inseridos, algumas das fendas horizontais alimentam outras verticais.

Os veios foram gerados durante todo o processo de deformação, resultando de diferentes mecanismos de formação, sob a acção de campos de tensão distintos.

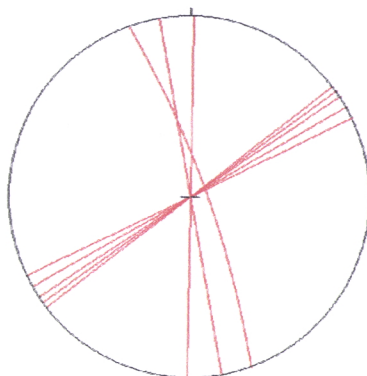
Os veios mais precoces ter-se-ão formado nos estádios iniciais de deformação da bacia, assim quando há aumento da pressão de fluidos nos poros da rocha, com magnitude suficiente para reactivar S_0 (Figura 14), estes aproveitam anisotropias existentes, provocando deslizamento nestas superfícies. O movimento dá-se quando o atrito gerado pelo peso da coluna de sedimentos é vencido, resultando deste processo veios compósitos e fendas horizontais, que materializam, por vezes, acidentes sub-horizontais paralelos à estratificação. Estas estruturas são pouco eficazes na drenagem do fluido responsável pelo alívio de tensões, formando-se em regimes compressivos, propícios à geração de falhas inversas, nos quais σ_3 (compressão mínima) está vertical.

As fendas de tracção verticais formam-se com um campo de tensões propício à geração de falhas normais extensionais e desligamentos, com σ_1 (compressão máxima) vertical, o que acontece quando há um aumento da carga litostática.

Assim, para explicar a existência das diferentes fendas é necessário invocar uma permuta local do campo de tensões ou justificar a existência de fendas conjugadas.

De seguida apresentam-se as projecções estereográficas dos veios de quartzo, agrupados de acordo com a sua posição estrutural:

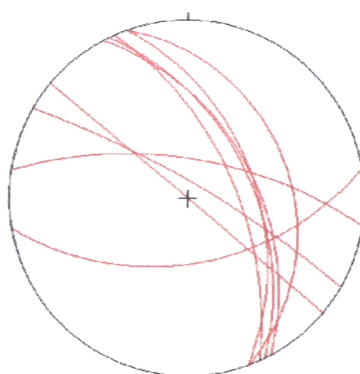
- No Estereograma 15, veios que cortam a estratificação, em flancos longos, apresentando duas atitudes distintas, correspondentes às fendas I e II analisadas no Sector B;



Estereograma 15

Oito veios de quartzo perpendiculares à estratificação, no flanco longo.

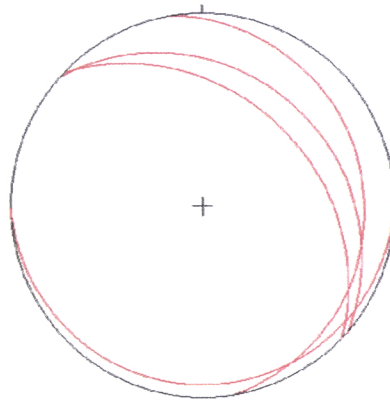
- No Estereograma 16, veios que cortam a estratificação, nos flancos curtos, apresentam atitudes variáveis, onde predomina uma direcção NNW-SSE, mergulhando para ENE;



Estereograma 16

Nove veios de quartzo perpendiculares à estratificação, no flanco curto.

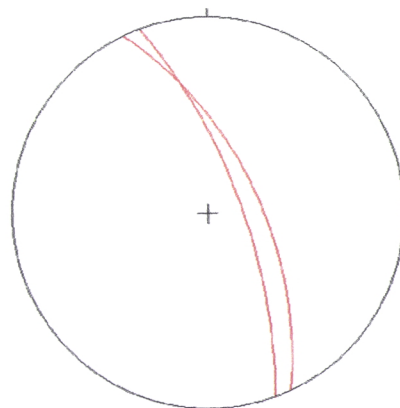
- No Estereograma 17, veios paralelos à estratificação, no flanco longo, praticamente horizontais, com estrias de movimento que indicam uma direcção de transporte para SW;



Estereograma 17

Quatro veios de quartzo paralelos à estratificação, no flanco longo.

- No Estereograma 18, veios paralelos à estratificação, no flanco inverso, com uma atitude média NW-SE, inclinando para NE. Estes veios são pouco abundantes, o que pode ser explicado, tendo em conta que as zonas de flanco inverso são zonas de achatamento, não propícias à precipitação de fluido.

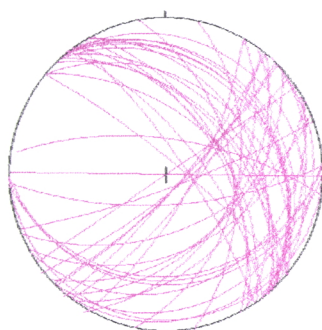


Estereograma 18

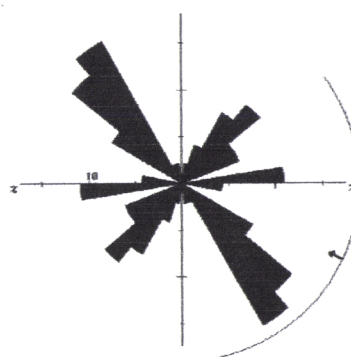
Quatro veios de quartzo paralelos à estratificação, no flanco curto.

9.3 FALHAS

Nos diagramas de projecção estereográfica e na rosa vectorial seguintes estão projectadas as falhas representativas do tipo de acidentes presentes na área, esquematizadas igualmente no corte geológico esquemático no esboço estrutural simplificado e no esboço estrutural geral, em anexo. A ausência de estrias de movimento, na maior parte das falhas não permite a sua caracterização precisa, assim foram classificadas em falhas com separação inversa e falhas com separação normal. Existem falhas nas quais foi possível identificar movimentos desligantes esquerdos, por rejeito de marcadores.



Estereograma 19



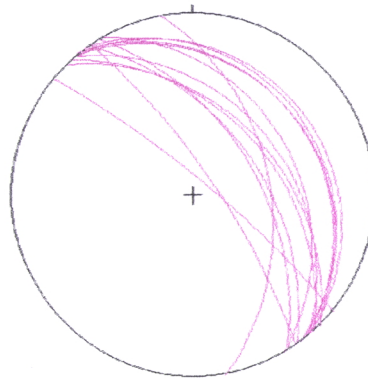
Rosa Vectorial 2

Quarenta e seis falhas representadas no estereograma.

Direcções preferenciais das falhas medidas na área representadas na rosa vectorial.

A Rosa Vectorial 2 indica as direcções das principais famílias das falhas medidas ao longo de todo o corte (46 falhas).

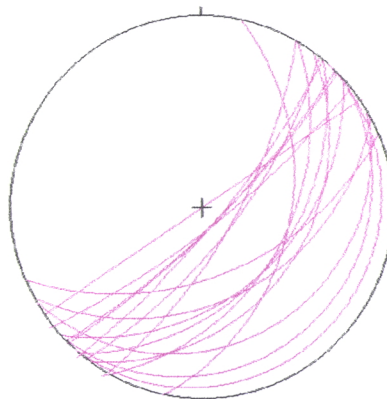
O Estereograma 19 mostra a orientação de 46 planos de falha medidos na área e o histograma indicas as suas principais direcções, observam-se três classes principais, falhas NW-SE, falhas NE-SW e mais raramente falhas E-W.



Estereograma 20

Quinze falhas NW-SE, com separação inversa.

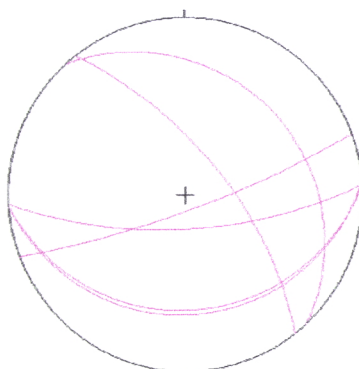
O Estereograma 20 é referente às falhas com direcção NW-SE e separação inversa, geradas possivelmente por acção do campo de tensões da primeira fase de deformação. As fases iniciais da deformação geraram acidentes pouco inclinados, com movimentação para SW, que podem corresponder à zona de patamar das estruturas em Rampas/Patamares, enquanto que os mais inclinados poderão corresponder à zona de rampa. Existe outro tipo de acidentes cavalgantes um pouco mais inclinados, vergentes para NE, que correspondem aos retrocavalgamentos, estas estruturas parecem ter sido geradas na fase final do processo de encurtamento.



Estereograma 21

Dezassete falhas NE-SW, com separação inversa.

O Estereograma 21 é referente às falhas com direcção NE-SW com separação inversa e outras de desligamento esquerdo, geradas possivelmente por acção do campo de tensões da segunda fase de deformação.



Estereograma 22

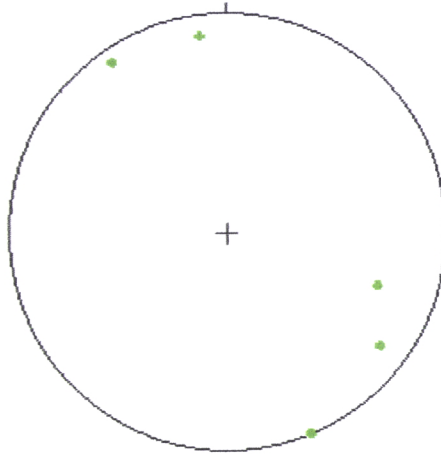
Seis falhas normais.

Ao longo do corte esquemático identificam-se algumas falhas normais (estereograma 22), que se geraram em resposta ao incremento da carga litostática, que induziu a permuta local do campo de tensões, ou como estruturas de acomodação da deformação, poderão também corresponder a antigas falhas inversas. Identificaram-se algumas falhas normais tardias NNE-SSW, inclinando poucos graus para W, podem estar relacionadas com as falhas normais que se geraram aquando da abertura do Oceano Atlântico, no Mesozóico.

9.4 CLIVAGEM

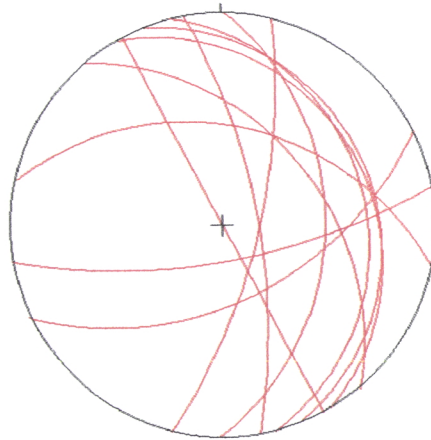
O sector entre a Praia da Cordoama e a Praia do Castelejo apresenta clivagem muito incipiente, que aparece apenas localmente, materializada nas zonas pelíticas e principalmente associada a zonas onde a deformação é mais intensa marcada no esboços estruturais e no corte geológico esquemático. Trata-se de uma clivagem, S_1 , de plano axial, que não apresenta transecção, uma vez que L_1 (intersecção da estratificação, S_0 e da clivagem, S_1) é paralela aos eixos das dobras (Estereograma 14). Esta clivagem com direcção NW-SE (Estereograma 24) assim como o dobramento e os acidentes cavalgantes (Figura 34 e Estereograma 20) são o resultado da actuação do campo de tensões da primeira fase de deformação.

Nos Estereogramas 23 e 24 estão representadas respectivamente as atitudes de L1 e da clivagem.



Estereograma 23

Cinco lineações de intercepção entre S_1 e S_0 .



Estereograma 24

Onze medições de S_1 .

Em determinados locais como entre os Sectores B e C e a Norte do Sector H, existe confrontação da clivagem, que apresenta inclinações opostas, originando planos de clivagem concorrentes, mas contemporâneos (Fotografia 25) (ver corte geológico esquemático apresentado em anexo).



Fotografia 25

Planos de clivagem (a vermelho) com atitudes distintas a Norte do Sector H – Domínio III.

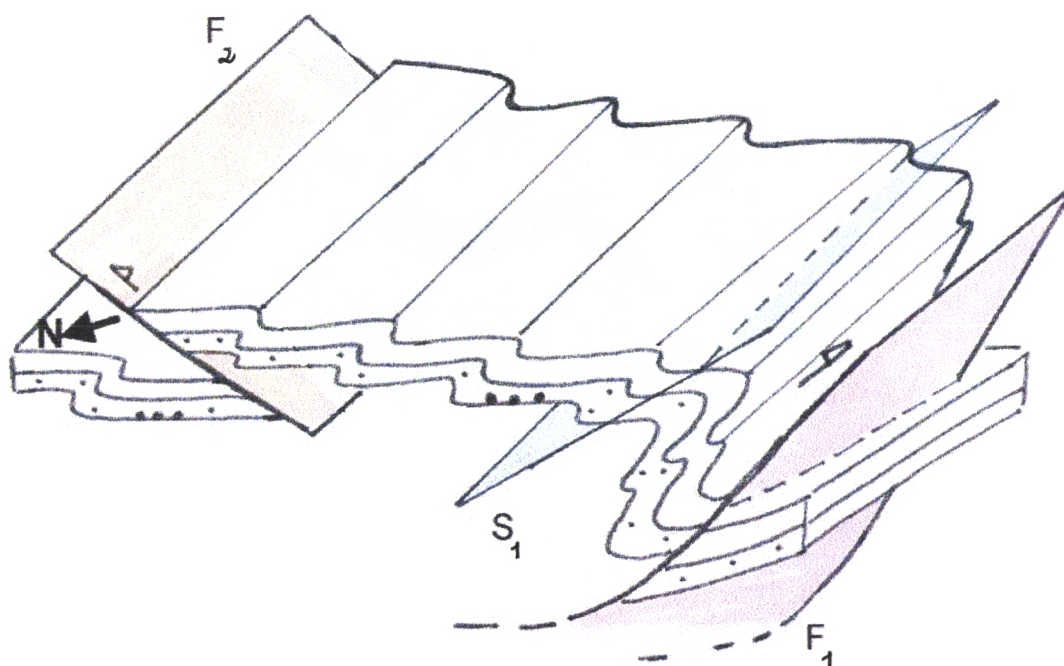


Figura 34

Esquema explicativo do posicionamento dos cavalgamentos (F_1), retrocavalgamentos (F_2) e clivagem (S_1) relativamente à estrutura geral.

10. CONCLUSÕES

A área onde foi desenvolvido este trabalho é caracterizada pela existência de dobras com geometria em *chevron*, de plano axial subhorizontal, e cavalgamentos, ambos indicando movimento para SW. Estas estruturas foram geradas durante os primeiros episódios compressivos (D1a), por mecanismos de dobramento flexural. Além destas, existem dobras concêntricas associadas aos flancos longos das dobras monoclinicas, formadas por DTL, resultantes da deformação progressiva que afecta as litologias presentes (D1b). Estão igualmente presentes diversas falhas e uma clivagem xistenta pouco penetrativa, associadas ao dobramento. Todas estas estruturas foram geradas em deformação progressiva, num regime de encurtamento, ao qual foi sujeita a Formação da Brejeira aqui aflorante.

No desenvolvimento do presente trabalho procurou-se identificar as três fases de deformação descritas para o Domínio SW da ZSP:

- a primeira fase está evidente na geometria e cinemática da área, na qual se observam dobras de plano axial subhorizontal de direcção NW-SE , vergentes para SW;
- a segunda fase de deformação é menos evidente e está materializada por estruturas orientadas NE-SW;
- não se encontraram, no entanto, evidências geométricas e/ou cinemáticas de outras fases de deformação.

Com base nas evidências estruturais conclui-se que durante a primeira fase de deformação terá actuado um regime compressivo, com a compressão máxima orientada NE-SW, enquanto que durante a segunda fase o campo de tensões terá sido reorientado e a compressão máxima terá tido uma direcção NW-SE.

Os veios de quartzo são testemunhos da circulação de fluidos siliciosos, desde os estádios iniciais de compactação pré-tectónica, nas sequências multiestratificadas de pelitos e grauvaques. A sua génese está associada a diferentes mecanismos, nomeadamente à formação da geometria em Rampa/Patamar e à formação dos cavalgamentos, dependendo igualmente dos mecanismos de dobramento e das trajectórias de deformação no dobramento flexural e na DTL.

Estes veios estão presentes em diferentes posições estruturais: associados a dobras em *chevron*, em dobras concêntricas, nas zonas de chameira, nos flancos longos e curtos das dobras, perpendiculares e/ou paralelos à estratificação. O facto de apresentarem diversidade relativamente à sua posição no encaixante, mostra que se formaram ao longo de todo o processo de deformação. Assim, prova-se que a sua génese está relacionada com o mecanismo de deformação, sendo igualmente o resultado da actuação da fracturação hidráulica, contemporânea do encurtamento provocado nestas litologias turbidíticas.

Os fluidos siliciosos estão presentes em todo o processo de deformação progressiva sofrido por estas sequências litológicas durante a Orogenia Varisca. De acordo com as evidências presentes na área estudada e a evolução da deformação, é possível sintetizar a sua génese da seguinte forma:

- 1) Formam-se veios de quartzo intercalados nos planos de estratificação que funcionam como descolamento basal das dobras flexurais e de nucleação de cavalgamentos;
- 2) Geram-se fendas verticais, perpendiculares à estratificação, devido ao aumento da carga, que induz a permuta local das tensões principais;
- 3) Depois da sua formação as fendas verticais podem ser dobradas devido ao aumento progressivo do peso da coluna litostática;
- 4) Geram-se as fendas associadas ao dobramento flexural; nos flancos das dobras em *chevron*, observam-se quer perpendiculares, quer paralelas à estratificação;
- 5) Geram-se as fendas associadas ao mecanismo de DTL, uma vez que as dobras concêntricas se formam posteriormente às dobras em *chevron*.

Conclusões

Como complemento do estudo do controlo estrutural na migração de fluidos neste sector da Costa Vicentina, analisaram-se igualmente as direcções preferenciais das paleocorrentes. Ainda que estas se tenham formado aquando da deposição dos sedimentos, entre o Namuriano médio e o Vestefaliano superior, apresentam uma dispersão primária controlada pela paleogeografia tal como os turbiditos que se depositam actualmente.

Sugestões para um futuro trabalho de investigação

Na sequência do estudo petrográfico preliminar realizado neste trabalho, em lâminas delgadas de alguns veios de quartzo presentes na área estudada, poderá proceder-se à caracterização composicional e termobarométrica dos fluidos siliciosos que os geraram, assim como à análise da deformação intracristalina observada.

BIBLIOGRAFIA

- Allen, J. (1984) – *Sedimentary Structures: Their character and physical basis*. Elsevier, pp 253-281.
- Cosgrove, J. W. (1993) - *The interplay between fluids, folds and thrusts during deformation of a sedimentary succession*. Journal of Structural Geology, vol 15, nº 3-5, pp 491 to 500.
- Cosgrove, J. W. (1995) - *The expression of hydraulic fracturing in rocks and sediments*. Geological Society Special Publication, No 92, pp 187-196.
- Cosgrove, J. W. (1997) - *The influence of mechanical anisotropy on the behaviour of the lower crust*. Tectonophysics 280, p 1-14.
- Cosgrove, J. W. (1997) - *Hydraulic fractures and their implications on regarding the state of stress in a sedimentary sequence during burial*. Evolution of geological structures in micro-to macro-scales. Edited by S. Sengupta. Chapman & Hall, London
- Cosgrove, J. W. (1997) - *Fluid induced fractures in sediments and rocks and the use of desiccation fractures as a mechanical analogues*. Journal of Geological Society of China, vol 40, pp. 243-260.
- Davis, G., Reynolds S. (1996) - *Structural geology of rocks and regions-Kinematic*. John Wiley & Sons, New York.
- Fonseca, P. (1995) – *Estudo da Sutura Varisca no SW Ibérico nas regiões de Serpa - Beja – Torrão e Alvão – Viana do Alentejo* – Dissertação apresentada à Universidade de Lisboa para a obtenção do grau de Doutor em Geologia, na especialidade de Geodinâmica Interna.
- Kullberg, M. Carla (1992/93) - *Apontamentos de Geologia Estrutural*.
- Lebreiro, S. M. (1995) – *Sedimentation history off Iberia: Tore Seamount, Tagus and horseshoe abyssal plains*. University of Cambridge. UK.

Bibliografia

- Pereira, Z. (1997) – *Palinologia e petrologia orgânica do Sector Sudoeste da Zona Sul Portuguesa*, Tese de Doutoramento, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto.
- Price, N. J. and Cosgrove, J. W. (1990) - *Analysis of Geological Structures*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Ramsay, J., Huber, M. (1987) - *The techniques of Modern Structural Geology, vol. 1 – Strain Analysis, vol. 2 - Folds and Fractures*. Academic Press Inc., London.
- Ribeiro, A. (1983) – *Structure of Carrapateira Nappe in the Bordeira area, SW Portugal*. In: Sousa, M. L. e Oliveira, J. T. Eds- *The Carboniferous of Portugal*, Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal (Lisboa), 29, 91-97.
- Ribeiro, A. e Silva, J. B. (1983) – *Structure of the South Portuguese Zone*. In: Sousa, M. J. L. e Oliveira, J. T. Eds- *The Carboniferous of Portugal*, Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal (Lisboa), 29, pp. 84-89.
- Ribeiro, A. (1983b) – *Curso de Geologia Estrutural Complementar*. Ed. Associação de Estudantes da Faculdade de Ciências de Lisboa.
- Ribeiro, A., Oliveira, J. T., Ramalho, M., Ribeiro, L. (1997) – *Carta Geológica de Portugal, à escala 1:50000. Notícia explicativa da folha 48D – Bordeira*. Serviços Geológicos de Portugal.
- Silva, J.B. (1983)– *Estrutura da Faixa Piritosa: O Estado actual dos conhecimentos com base na cartografia estrutural de uma área na zona de Mértola*. Dissertação para as provas de aptidão científica e pedagógica. Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa.
- Silva, J.B. (1989) - *Estrutura de Geotransversal da Faixa Piritosa: Zona do Vale do Guadiana. Estudo da tectónica pelicular em regime de deformação não coaxial* - Dissertação apresentada à Universidade de Lisboa para a obtenção de grau de Doutor de Geologia, na Especialidade de Geologia Estrutural.

Bibliografia

- Silva, J.B. (1998) – Enquadramento Geodinâmico da Faixa Piritosa na Zona Sul Portuguesa. In: V Congresso Nacional de Geologia de Lisboa.
- Silva, J.B., Oliveira, J.T., Ribeiro A. (1990) –*Structural Outline*. In: R. D. Dallmeyer e E. Martinez Eds- *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 348-361.
- Oliveira, J. T. (1983)- *The Marine Carboniferous of South Portugal : A stratigraphic and sedimentological approach*. In: Sousa, M. J. L. e Oliveira, J. T. Eds- *The Carboniferous of Portugal*, Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal (Lisboa), 29.
- Oliveira, J. T. (1988)- Contribuição para o conhecimento da evolução tectonográfica da Zona Sul Portuguesa. Tese Doutoramento da faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa.
- Oliveira, J.T. (1990) – *Stratigraphy and synsedimentary tectonism*. In: R. D. Dallmeyer e E. Martinez Eds- *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 334-347.

ANEXO

CORTE GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO

Ref.ª	ESTRATIFICAÇÕES	Ref.ª	ESTRATIFICAÇÕES
1	N36W 22NE	29	N30E 20SW
2	N67E 13SE	30	N29W 16 SW
3	N44W 58SW	31	N22W 8E
4	N85W 20S	32	N26W 10N
5	N62W 20SW	33	N36W 18NE
6	N82E 29S	34	N38E 22W
7	N10W 26E	35	N43W 80NE
8	N24W 50NE	36	N50E 8SE
9	N20W 18NE	37	N4W 40NE
10	N76W 10S	38	N10W 14NE
11	N32E 25 SE	39	N20W 10NE
12	N36W 20SE	40	N15W 12SW
13	N24E 18SE	41	N18E 12N
14	N22W 62SE	42	N6W 30E
15	N82E 68S	43	N4W 22E
16	N84W 36S	44	N1E 52E
17	N89W 10S	45	N40W 12S
18	N10W 50E	46	N1W 60E
19	N10E 50E	47	N10W 78E
20	N20E 53E	48	N8W 54NE
21	N50E 40SE	49	N24E 40NE
22	N40E 40SE	50	N34W 20SW
23	N70E 20SE	51	N30W 60 SW
24	N40W 30NE	52	N30E 20SE
25	N4W 62 W	53	N22W 50NE
26	N20W 56NE	54	N28W 50E
27	N58E 14SE	55	N36W 42NE
28	N48E 36SW	56	N54W 44NE

Ref.ª	Falhas	Ref.ª	Falhas
1	N10W 44NE	19	N30W 30NE
2	N42W 22SW	20	N45E 78SE
3	N70E 80SW	21	N40W 35NE
4	N30E 70SW	22	N56E 89N
5	N86E 22N	24	N52E 78SE
6	N40W 20NE	23	N36W 18SW
7	N38W 20NE	25	N38W 64NE
8	N89E 20N	26	N42W 42NE
9	N31W 51NE	27	N40W 16NE
10	N12E 40SE	28	N44W 40NE
11	N30E 42SE	29	N35W 49SW
12	N86E 24N	30	N34W 76NE
13	N46E 10SE	31	N28W 48NE
14	N42E 5SE	32	N46E 78S
15	N36E 32SE	33	N62E 38SE
16	N50W 80N	34	N82W 64S
17	N87E 68S	35	N89W 89S
18	N50W 80S	36	N38E 70NE

Nota : Esta tabela apresenta as medições referidas no corte geológico esquemático.

ESBOÇO ESTRUTURAL