

UNIVERSIDADE DE LISBOA

FACULDADE DE CIÊNCIAS

Departamento de Geologia



**Tectónica e caracterização da fraturação do Maciço
Calcário Estremenho, Bacia Lusitaniana.**

**Contributo para a prospeção de rochas ornamentais
e ordenamento da atividade extrativa.**

Jorge Manuel Ferreira de Carvalho

Doutoramento em Geologia

(Geologia Económica e do Ambiente)

2013

UNIVERSIDADE DE LISBOA

FACULDADE DE CIÊNCIAS

Departamento de Geologia



**Tectónica e caracterização da fraturação do Maciço
Calcário Estremenho, Bacia Lusitaniana.**

**Contributo para a prospeção de rochas ornamentais e
ordenamento da atividade extrativa.**

Jorge Manuel Ferreira de Carvalho

Tese orientada pelo Prof. Doutor Pedro António Gancedo Terrinha e pela
Prof^a Doutora Maria Carla Ribeiro Kullberg, especialmente elaborada para a obtenção do
grau de doutor em Geologia (Geologia Económica e do Ambiente)

2013

À Madalena, à Margarida

e à Ju

Em memória de

Giuseppe Manuppella

RESUMO

O estudo da fraturação do Maciço Calcário Estremenho (MCE) por intermédio de interpretação de fotografia aérea, de imagem de satélite (*Google Earth*TM) e de levantamento sistemático de fraturas em afloramentos permitiu verificar que as fraturas correspondem maioritariamente a diaclases e que muitas delas foram reativadas em cisalhamento. Estão organizadas em 5 famílias direcionais principais (NNE-SSW, WSW-ENE, WNW-ESE, NW-SE e NNW-SSE) e uma secundária (NE-SW).

Cobrindo todo o espectro azimutal, a sua distinção em famílias direcionais foi possível porque se distribuem de modo diferenciado por diferentes domínios tectonostratigráficos do MCE que, por sua vez, coincidem aproximadamente com as suas unidades morfoestruturais. A esses domínios está associado um padrão de diaclasamento específico.

Cada uma das famílias direcionais contém mais do que uma família sistemática de diaclases que se distinguem pela idade da sua instalação. Portanto, a uma mesma direção de diaclasamento correspondem diferentes episódios de deformação.

Tendo em conta os resultados obtidos a partir do reconhecimento de fases de *rifting* para o setor central da Bacia Lusitaniana a oeste do MCE, através da interpretação de perfis de reflexão sísmica multicanal, e os resultados de um reconhecimento das principais estruturas tectónicas do MCE, bem como o conhecimento existente acerca da evolução geológica do MCE, elaborou-se uma proposta de integração das principais famílias de diaclases no contexto tectónico evolutivo.

Com base num reconhecimento dos locais onde está instalada a indústria extrativa de blocos para calcários ornamentais, em particular dos condicionalismos geológicos que presidem a essa atividade, procedeu-se ao reconhecimento das unidades litostratigráficas do MCE, em função dos critérios que condicionam a sua aptidão para esse tipo de indústria, nomeadamente a homogeneidade textural e cromática, a disposição estrutural, a espessura dos estratos e a volumetria disponível. Da conjugação dos dados assim obtidos com os respeitantes aos padrões de diaclasamento, definiram-se áreas potenciais para a exploração de calcários ornamentais no MCE.

Palavras-chave: Maciço Calcário Estremenho (MCE), tectónica do MCE, *rifting* da Bacia Lusitaniana, estudo regional de fraturação, diaclases, rochas ornamentais.

ABSTRACT

A regional study of the fracturing of the Maciço Calcário Estremenho (MCE) (transl. Estremadura Calcareous Massif) based on the interpretation of aerial photographs, satellite images (Google Earth™) and systematic measurements of fractures in outcrops using the scanline method, allowed to verify that most of them correspond to mode I fractures (joints), which were later reactivated as faults. These are organized into five main directional families (NNE-SSW, WSW-ENE, WNW-ESE, NW-SE e NNW-SSE) and a secondary family (NE-SW).

Although these families cover the entire azimuthal spectrum, they are unevenly distributed in the field, i.e. different tectonostratigraphic domains display different directional families of joints.

Each one of the main directional families hosts more than one systematic joint set, as they differ on their different age of formation. Therefore, each directional family includes joint sets formed in different deformation episodes.

Taking into account the results obtained from the interpretation of multichannel seismic reflection profiles and from the study of the main tectonic structures of the MCE, a tectonic model for the formation of the various families of fractures is proposed, which includes the Mesozoic rifting and the inversion tectonics phases.

Based on the recognition of the ornamental stone quarries, with emphasis on the geological constraints to that activity, a regional study of the MCE lithostratigraphic units was made taking into account the criteria that determine their suitability for this industry, namely the textural and chromatic homogeneity, the structural disposition, the bed thickness and the available volume. The combination of the obtained results with the ones respecting the regional joint patterns led to the definition of potential areas for the exploration of ornamental stone deposits.

Keywords: Maciço Calcário Estremenho (MCE), tectonics of the MCE, rifting of the Lusitanian Basin, regional fracturing study, joints, ornamental stones.

AGRADECIMENTOS

Por diversas razões, a realização desta tese prolongou-se por muito tempo; demasiado tempo. Assim, as minhas primeiras palavras de agradecimento são dirigidas aos meus orientadores, Pedro Terrinha (meu colega de curso) e Carla Kullberg (minha professora nos seus primeiros anos de docência). Não só me incentivaram para a realização da tese, como nunca desistiram de me orientar e apoiar.

Em segundo lugar quero agradecer o apoio institucional e logístico por parte do corpo dirigente do LNEG e dos organismos precursores, com uma palavra de especial apreço ao Luís Martins.

Também o meu agradecimento a todos aqueles que de um modo ou de outro me incentivaram, apoiaram e, sobretudo, tiveram paciência para me acompanhar ao longo deste percurso, em particular os colegas do LNEG e, de entre eles, o Vítor Lisboa.

Especial obrigado ao colega Daniel Oliveira pela observação de lâminas delgadas e à colega Cândida Mendes pelo auxílio com o *Microsoft Excel*. Agradeço também à Graça Brito da FCT-UNL pelo processamento de imagens *Landsat Tm* e à Cristina Lopes do IPMA pelo apoio final na abordagem estatística.

Ao Luís Sousa da UTAD, obrigado pela disponibilidade, apoio e discussões profícuas

Não esqueço a disponibilidade e encorajamento prestados pelo Miguel Goulão, Vice-Presidente Executivo da ASSIMAGRA.

Agradeço ainda à FCT por uma bolsa de apoio ao pagamento de propinas nos anos iniciais dos estudos que culminaram nesta tese.

Por fim agradeço à minha família. Em particular às minhas filhas, Madalena e Margarida, e à minha esposa Ju, pela paciência que tiveram com um pai e marido demasiado tempo ausente. A elas devo tudo. Obrigado.

ÍNDICE

RESUMO	1
ABSTRACT	3
AGRADECIMENTOS	5
ÍNDICE	7
LISTA DE FIGURAS	11
LISTA DE TABELAS	17
INTRODUÇÃO.....	19
OBJETIVOS	21
ESTRUTURA DA TESE.....	23
A. ESTRUTURA E EVOLUÇÃO TECTÓNICA DO MCE.....	25
A1. ENQUADRAMENTO	25
A1.1. A BACIA LUSITANIANA	27
A1.1.1. Período distensivo	29
A1.1.2. Período compressivo	34
A1.1.3. Magmatismo	38
A1.2. O MACIÇO CALCÁRIO ESTREMENHO	38
A1.2.1. Limites e Morfoestruturas do MCE.....	38
A1.2.2. Litostratigrafia do MCE	40
A1.2.3. Falhas principais	40
A1.2.4. Dobras.....	42
A1.2.5. Rochas ígneas	43
A2. RECONHECIMENTO DE FASES DE RIFTING	45
A2.1. DADOS E METODOLOGIAS	45
A2.1.1. Sondagens profundas	45
A2.1.2. Perfis de Reflexão Sísmica Multicanal	48
A2.1.3. Método interpretativo dos perfis de reflexão sísmica multicanal	50
A2.1.4. Mapas de contorno estrutural e de isopacas	56
A2.2. INTEGRAÇÃO DOS DADOS E SUA INTERPRETAÇÃO	57
A2.2.1. Horizontes sísmicos	57
A2.2.2. Unidades sísmicas.....	61
A2.2.3. Falhas	64
A2.2.4. Mapas de contorno estrutural	65
A2.2.5. Mapas de isopacas.....	68
A2.3. DISCUSSÃO	73
A2.3.1. Estruturação da Bacia Triásica.....	73
A2.3.2. Halocinese e tectónica distensiva.....	74
A2.3.3. A estrutura de Caldas da Rainha.....	78
A2.3.4. As estruturas de Rio Maior – Porto de Mós e de Reguengo do Fetal.....	80
A2.3.5. A Depressão de Alpedriz	81
A2.4. CONCLUSÕES.....	81
A3. CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DO MCE	85
A3.1. METODOLOGIA.....	85
A3.2. IMAGEM LANDSAT TM.....	86
A3.3. CARACTERIZAÇÃO DAS PRINCIPAIS ESTRUTURAS DO MCE	89
A3.3.1. Falhas orientadas NNE – SSW.....	89

A3.3.2. Falhas orientadas NW – SE.....	108
A3.3.3. Falhas orientadas NE – SW.....	114
A3.3.4. Dobras.....	116
A3.4. A FORMAÇÃO DETRÍTICA E TERRA ROSSA DO MCE.....	118
A3.5. MAPA ESTRUTURAL DO MCE E SÍNTESE INTERPRETATIVA.....	126
A3.6. CONCLUSÕES.....	131
B. FRATURAÇÃO DO MACIÇO CALCÁRIO ESTREMENHO.....	133
B1. ELEMENTOS TEÓRICOS E METODOLÓGICOS PARA O ESTUDO DE DIACLASES.....	135
B1.1. GÊNESE E DEFINIÇÕES.....	136
B1.1.1. A abordagem mecânica.....	140
B1.2. INÍCIO, PROPAGAÇÃO E CAPTURA DE DIACLASES.....	142
B1.3. INTERAÇÕES MECÂNICAS E PADRÕES DE DIACLASAMENTO.....	146
B1.4. CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS DAS DIACLASES.....	154
B1.4.1. Forma e Planaridade.....	154
B1.4.2. Tamanho.....	155
B1.4.3. Abertura.....	155
B1.4.4. Espaçamento.....	156
B1.4.5. Orientação.....	162
B1.5. REATIVAÇÃO DE DIACLASES.....	163
B1.5.1. Critérios de campo para distinção entre diaclases e diaclases reativadas.....	164
B1.6. RELAÇÃO DAS DIACLASES COM OUTRAS ESTRUTURAS.....	165
B1.6.1. Diaclases associadas a dobras.....	166
B1.6.2. Diaclases associadas a falhas.....	168
B1.7. METODOLOGIAS PARA O ESTUDO ESTATÍSTICO DE DIACLASES.....	172
B1.7.1. Levantamento de diaclases em afloramentos.....	172
B1.7.2. Processamento estatístico de dados de fraturação.....	174
B1.7.3. Sequência dos procedimentos interpretativos.....	179
B1.7.4. Erros e Incertezas associados aos métodos de estudo de diaclases.....	180
B2. ESTUDO DA FRATURAÇÃO DO MCE POR FOTOGRAFIA AÉREA.....	187
B2.1. DADOS E MÉTODOS.....	187
B2.1.1. Obtenção dos dados e conversão para formato digital.....	187
B2.1.2. Metodologias aplicadas à interpretação.....	193
B2.2. RESULTADOS.....	200
B2.2.1. Distribuição e orientação geral das estruturas fotointerpretadas.....	200
B2.2.2. Análise setorial das fraturas fotointerpretadas.....	214
B2.3. SÍNTESE INTERPRETATIVA E CONCLUSÕES.....	244
B3. ESTUDO DA FRATURAÇÃO DO MCE EM AFLORAMENTOS.....	249
B3.1. METODOLOGIA.....	249
B3.1.1. Procedimento interpretativo dos dados e características gerais da amostra.....	252
B3.2. CARACTERIZAÇÃO GERAL DA FRATURAÇÃO DO MCE.....	257
B3.2.1. Fraturas quanto à sua natureza.....	257
B3.2.2. Fraturas quanto à orientação.....	267
B3.2.3. Diaclases quanto ao espaçamento e dimensão.....	275
B3.2.4. Síntese das características gerais da amostra MCE.....	280
B3.3. ANÁLISE SETORIAL DA FRATURAÇÃO DO MCE.....	281
B3.3.1. Setor Depressão de Alcobaça.....	285
B3.3.2. Setor Serra dos Candeeiros.....	288
B3.3.3. Setor Depressão da Mendiga.....	293
B3.3.4. Setor Santo António.....	295

B3.3.5. Setor Depressão de Alvados.....	307
B3.3.6. Setor Depressão de Alqueidão	308
B3.3.7. Setor São Mamede	309
B3.3.8. Setor Serra de Aire.....	312
B3.3.9. Setor de Fátima	317
B3.4. DISCUSSÃO DA ANÁLISE SETORIAL.....	318
B3.4.1. Domínios de igual padrão de diaclasamento	318
B3.4.2. Famílias de diaclases.....	321
B3.4.3. Distribuição e associações espaciais das famílias.....	323
B3.4.4. Paralelismo com orientação das bancadas sedimentares	328
B3.4.5. Tipos de diaclases e planos estilolíticos	330
B3.4.6. Relações de antiguidade	331
B3.4.7. Síntese.....	335
B3.5. ÁREAS MAL REPRESENTADAS ESTATÍSTICAMENTE	336
B4. ESPAÇAMENTO DAS PRINCIPAIS FAMÍLIAS DE DIACLASES	339
B4.1. OBJETIVO E METODOLOGIA	339
B4.2. RESULTADOS	341
B4.3. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES	350
B5. INTEGRAÇÃO DOS RESULTADOS NO CONTEXTO EVOLUTIVO DO MCE.....	353
B5.1. FAMÍLIA WNW-ESE E ESTILÓLITOS WNW-ESE E WSW-ENE.....	354
B5.2. FAMÍLIA NNE-SSW	355
B5.3. FAMÍLIA SECUDÁRIA NE-SW.....	356
B5.4. FAMÍLIA WSW-ENE	357
B5.5. FAMÍLIA NW-SE	358
B5.6. FAMÍLIA NNW-SSE	359
B6. SÍNTESE E CONCLUSÕES	361
C. CONTRIBUTOS PARA A PROSPEÇÃO DE ROCHAS ORNAMENTAIS	367
C1. INTRODUÇÃO	369
C2. PROSPEÇÃO DE ROCHAS ORNAMENTAIS	373
C2.1. CONCEITOS E DEFINIÇÕES.....	373
C2.2. METODOLOGIAS DE PROSPEÇÃO	374
C2.2.1. A cartografia geológica.....	377
C2.2.2. A avaliação do estado de fraturação.....	378
C3. ÁREAS POTENCIAIS PARA EXPLORAÇÃO DE CALCÁRIOS ORNAMENTAIS NO MCE.....	381
C3.1. OS RECURSOS GEOLÓGICOS E A INDÚSTRIA EXTRATIVA DO MCE	381
C3.2. METODOLOGIA E DADOS	386
C3.3. RESULTADOS.....	388
C3.3.1. Critérios respeitantes à homogeneidade e dimensionamento	388
C3.3.2. Síntese dos resultados quanto aos critérios Dimensionamento e Homogeneidade.....	398
C3.3.3. Critério Fraturação	402
C4. CONCLUSÕES.....	419
C5. TRABALHOS FUTUROS.....	423
BIBLIOGRAFIA	429
ANEXOS (DISPONIBILIZADOS EM CD)	443
ANEXO 1- LOGS SINTÉTICOS DE SONDAGENS PROFUNDAS.....	443

ANEXO 2- PERFIS DE REFLEXÃO SÍSMICA MULTICANAL	443
a) Perfis de Reflexão Sísmica Multicanal em formato <i>raster</i>	443
b) Lista de coordenadas de <i>shotpoints</i>	443
c) Tabela de profundidades <i>TWTT</i> dos horizontes sísmicos interpretados.	443
ANEXO 4- FRATURAS E LINEAMENTOS FOTOINTERPRETADOS.....	443
ANEXO 5- MAPAS TEMÁTICOS DE FOTOINTERPRETAÇÃO, ESCALA 1:100000	443
a) Distribuição geral dos elementos fotointerpretados.....	443
b) Distribuição dos elementos fotointerpretados por idade das rochas	443
c) Distribuição dos elementos fotointerpretados por tipo de litologia	443
d) Distribuição dos elementos fotointerpretados por espessura dos estratos sedimentares	443
e) Distribuição dos elementos fotointerpretados por setores do MCE	443
ANEXO 6- FRATURAS DE LEVANTAMENTOS DE CAMPO.....	443
a) Amostra total.....	443
b) Tamanho da Amostra.....	443
c) Procedimento para rotação de diaclases.....	443
ANEXO 7- FICHAS DE ANÁLISE SETORIAL DA FRATURAÇÃO	443
ANEXO 8- MAPA TEMÁTICO DA INDÚSTRIA EXTRATIVA DO MCE.....	443
ANEXO 9- MAPA DE ÁREAS POTENCIAIS VERSUS FOTOINTERPRETAÇÃO	443

LISTA DE FIGURAS

Figura 1- O Maciço Calcário Estremenho e regiões limítrofes.....	25
Figura 2- A microplaca ibérica no final do Aptiano.	27
Figura 3- Enquadramento do MCE no Setor Central da Bacia Lusitaniana.....	28
Figura 4- Tensões e deformações alpinas na Placa Ibérica.....	36
Figura 5- Carta geológica simplificada do MCE com definição das principais unidades morfoestruturais.....	39
Figura 6- Litostratigrafia do MCE.	41
Figura 7- Área de estudo com localização das sondagens profundas e das linhas sísmicas de reflexão multicanal cujos perfis foram interpretados.....	49
Figura 8- Localização das linhas sísmicas cujos perfis interpretados se apresentam neste trabalho.	50
Figura 9. Descontinuidades entre sequências sísmicas e modo de terminação dos refletores.....	51
Figura 10- Perfil sísmico m82-26 tomado como ponto de partida para a identificação das unidades sismostratigráficas e dos horizontes sísmicos.....	51
Figura 11- Perfil sísmico UTP82-21 e respetiva interpretação.....	52
Figura 12- Perfil sísmico MOG96-LUS-06 com respetiva interpretação sismostratigráfica e representação da sondagem Aljubarrota 2.	54
Figura 13- Perfil sísmico 81-3 e respetiva interpretação sismostratigráfica, com representação da sondagem São Mamede 1 (SM1).....	55
Figura 14- Coluna litostratigráfica e código de cores utilizados para a referência dos horizontes sísmicos correlacionáveis estratigraficamente.	56
Figura 15- Mapas de contorno estrutural dos horizontes sísmicos com identificação das falhas principais e das linhas sísmicas mais representativas.	66
Figura 16- Extrato do perfil sísmico MOG96-LUS07 e respetiva interpretação.	67
Figura 17- Mapas de variação de espessura (em tempo duplo) das unidades sísmicas.....	69
Figura 18- Perfil sísmico UTP81-4 e respetiva interpretação.....	71
Figura 19- Variação da espessura das unidades atravessadas pelas sondagens Ga1 e Alj2.	71
Figura 20- Desenvolvimento de almofadas de sal de acordo com os conceitos clássicos de diapirismo.....	75
Figura 21- Modelo analógico representativo do conceito de diapirismo reativo.	76
Figura 22- Modelação representativa de diapirismo por reativação de falhas num substrato parcialmente descolado da cobertura sedimentar.....	76
Figura 23- Modelação dos efeitos na cobertura sedimentar pouco espessa acima de um nível de descolamento por reativação distensiva de uma falha no soco.	77
Figura 24- Proposta de modelo evolutivo para a formação do Anticlinal de Gaiteiros e estádios iniciais da estrutura de Caldas da Rainha.	78
Figura 25- Proposta de correlação entre falhas triásicas e entre anticlinais salíferos (situação atual).....	79
Figura 26- Imagem <i>Landsat TM</i> (banda espectral 5 com filtro solar E-W) centrada no MCE.....	88
Figura 27- Interpretação do perfil sísmico 81-3.....	90
Figura 28- Legenda relativa à interpretação dos perfis sísmicos	90
Figura 29- Espelhos de falha do acidente Rio Maior - Porto de Mós em pedra situada entre Alcobertas e Casais Monizes.	93
Figura 30- Falha da Mendiga junto à Povoação de Valverde.....	97
Figura 31- Falhas intra-Batoniano nas pedreiras de blocos de Salgueiras.....	98
Figura 32- Esboço geológico da área de enquadramento da Falha de Reguengo do Fetal com indicação dos locais em que se procedeu ao seu reconhecimento.	98
Figura 33- Falha da Mendiga a truncar dobramento subparalelo (corte segundo W-E).....	99
Figura 34- Falha Reguengo do Fetal.....	99
Figura 35- Fotografias de lâminas delgadas da amostra Mend1.	101
Figura 36- Fotografias de lâminas delgadas da amostra Mend2.	102
Figura 37- Falha de Valverde como estrutura de inversão tectónica.....	103

Figura 38- Contato entre a Formação de Dagorda e a Formação de Alcobaça no Ponto 10 da Figura 57.	106
Figura 39- Contato entre a Formação de Dagorda e a Formação de Alcobaça no Ponto 11 da Figura 57.	106
Figura 40- Contato entre a Formação de Dagorda e a Formação de Alcobaça no Ponto 12 da Figura 57.	106
Figura 41- Contato entre a Formação de Dagorda e a Formação de Alcobaça, Ponto 13 do Mapa Estrutural. ...	107
Figura 42- Enquadramento da região de Alvados com indicação dos locais de reconhecimento de campo.	109
Figura 43- Falha de Minde. Fotografia e corte esquemático interpretativo.....	110
Figura 44- Corte esquemático na Falha da Pena Falsa (Ponto 2 da Figura 42; Ponto 16 da Figura 57).....	110
Figura 45- Reconhecimento estrutural da área a Oeste das Grutas de Santo António, entre as depressões de Alvados e Minde.....	111
Figura 46- Evolução esquemática da estrutura tectónica da Depressão de Alvados, em planta e em corte, durante os regimes distensivo e posteriormente compressivo.	112
Figura 47- Mapas cronostratigráficos de enquadramento da Falha do Arrife.....	115
Figura 48- Dobras com charneira paralela à Falha do Arrife a norte de Monsanto.	116
Figura 49- Depósito detrítico de Ataíja rico em clastos de quartzito bem rolados e muito grosseiros.....	118
Figura 50- Pedreira na região de Ataíja, a sul de Ponto 29, mostrando carso preenchido por depósito arenoconglomerático inconsolidado, argiloso e ferruginoso.....	120
Figura 51- Cavidades cársticas na Pedreira do Galinha preenchidas por arenito mal consolidado, constituído por grãos de quartzito e quartzo grosseiros, em cimento ferruginoso.....	120
Figura 52- Preenchimento de cavidade cárstica em calcários do Caloviano, em pedreira na Serra dos Candeeiros junto à povoação de Moita do Poço (Ponto 32).....	121
Figura 53- Cavidade cárstica em pedreira na zona de Ataíja preenchida por leitos de argilas e arenitos castanhos.	122
Figura 54- Dobra em calcários do Batoniano junto às Grutas de Alvados.....	123
Figura 55- Cavidade cárstica em bancadas subverticais da região de Alvados.	123
Figura 56- Depósito terroso com clastos de quartzitos rolados que atapetam fundos de dolinas.	124
Figura 57- Mapa estrutural do Maciço Calcário Estremenho.	127
Figura 58- Tipos de rutura em ensaios experimentais de uma amostra de rocha cilíndrica sob tensão axial.....	136
Figura 59- Desenvolvimento de falhas normais e diaclases segundo o Modelo de Anderson.	137
Figura 60- Diagramas de Mohr ilustrando o efeito da pressão de fluidos nas condições de rutura frágil das rochas. A- Baixos valores de tensão diferencial inicial; B- Altos valores de tensão diferencial inicial.	138
Figura 61- Envoltente combinada de Navier - Coulomb - Griffith demonstrativa dos três principais estados de tensão conducentes à rutura frágil.....	139
Figura 62- Disposição radial de fraturas a partir de uma heterogeneidade representada por uma pegada de dinossáurio (Jazida de icnitos de Vale de Meios – Pé da Pedreira, Alcanede).	140
Figura 63- Modos fundamentais de fraturação dos materiais.	141
Figura 64- Tensões associadas à abertura duma diaclase sob elevada pressão de fluidos.	143
Figura 65- Aspeto de diaclases curvas.....	143
Figura 66- Representação esquemática a três dimensões de uma estrutura plumosa.....	144
Figura 67- Estruturas plumosas em diaclases.....	145
Figura 68- Terminações típicas das diaclases.	145
Figura 69- Padrões de diaclasamento.....	146
Figura 70- Fendas de dissecação.....	147
Figura 71- Esquema ilustrativo das relações de antiguidade entre a) Falha e outras estruturas; b) Diaclase e outras diaclases.	147
Figura 72- Relação de antiguidade entre diaclases.....	148
Figura 73- Relação T duplo entre diaclases.	148
Figura 74- Sistema de Diaclases Fundamental	149
Figura 75- Exemplos de sistema Fundamental de Diaclases	149
Figura 76- Ilustração esquemática de dois modelos que podem conduzir ao desenvolvimento de padrão de diaclasamento ortogonal considerando $\sigma_3 < \sigma_2 < 0$	151
Figura 77- Fraturas de cisalhamento.....	151

Figura 78- Diaclases restritas às bancadas em que ocorrem por terminarem no plano de estratificação.....	152
Figura 79- Interação de diaclases com estratos mecânicos.....	152
Figura 80- Esquema ilustrativo de Diaclase Compósita.....	153
Figura 81- Mecanismos propostos para a interação entre fraturas e contatos litológicos.	153
Figura 82- Tipos mais comuns de distribuição estatística teóricas de dados respeitantes à caracterização geométrica das diaclases.	155
Figura 83- Relacionamento aproximadamente linear entre a espessura de bancadas e espaçamento entre fraturas.	156
Figura 84- Modelo proposto por Price, 1966 para explicar o relacionamento entre o espaçamento de fraturas e a espessura da bancada onde ocorrem.....	157
Figura 85- Ilustração do Mecanismo de Sombra de Tensão aplicado às cordas esticadas de uma raquete.	158
Figura 86- Variação do campo de tensões em torno de uma fratura Modo I	159
Figura 87- Modelo bidimensional da distribuição da tração numa bancada competente entre duas incompetentes	159
Figura 88- Dados de espaçamento versus espessura compilados por Ladeira & Price, 1981, e respetivas linhas de tendência.	160
Figura 89- Fraturas associadas a dobramentos	167
Figura 90- Estruturas frágeis associadas a dobramento por deslizamento flexural na região de Monsanto, MCE..	167
Figura 91- Falhas e diaclases em função da orientação do campo de tensões.	168
Figura 92- Desenvolvimento de falhas a partir de diaclases pré-existentes.....	169
Figura 93- Diaclases precursoras de zona de cisalhamento	170
Figura 94- Formação de falhas a partir de diaclases pré-existentes com desenvolvimento de estruturas “pull-apart”	170
Figura 95- Ilustração esquemática dos padrões complexos que se podem formar junto à extremidade das falhas e onde se integram as <i>wing cracks</i> e as <i>pinnate fractures</i>	171
Figura 96- Desenvolvimento de diaclases (<i>pinnate joints</i> ou <i>pinnate fractures</i>) disposta em <i>en échelon</i> ao longo de uma falha e indicadores do seu sentido de movimentação.	171
Figura 97- Desenvolvimento de diaclases (<i>wing cracks</i>) e estilólitos na terminação de falhas.	171
Figura 98- Deformação por cisalhamento simples em regime semifrágil.	172
Figura 99- Modificação na trajetória das diaclases em função de uma falha pré-existente	172
Figura 100 - Modo de representação de Diagramas de Rosa	176
Figura 101- Projeção Estereográfica.	177
Figura 102- Fluxograma para a definição de famílias direcionais de fraturação regional	180
Figura 103- Demonstração da correção dos espaçamentos observados pelo método de Terzaghi (A) e pelo método de Hudson & Priest (B).....	182
Figura 104- <i>Old Delft Scanning Stereoscope III</i>	188
Figura 105- Exemplar de uma das fotografias aéreas do MCE utilizadas.	189
Figura 106- Extrato da fotografia aérea da figura anterior à escala original (aprox. 1/26000).	190
Figura 107- Extrato do mosaico de imagens composto em <i>Geomedia</i>	191
Figura 108 - Relatório gerado em <i>Geomedia</i> referente ao procedimento de georreferenciação da fotografia aérea nº 4044 na Carta Militar nº308 por intermédio de 20 pontos homólogos.	192
Figura 109- Aspeto do <i>lapiaz</i> na Serra dos Candeeiros, 2,5 km a norte de Bezerra.	194
Figura 110- Área de depósitos recentes e raros afloramentos.....	195
Figura 111- Tabela de entrada de dados em na aplicação <i>Spheristat</i>	197
Figura 112- Exemplo de imagem obtida em <i>Google Earth</i> referente a área restrita, a norte da Serra de Aire....	198
Figura 113- Extrato de fotografia aérea representativo da área evidenciada pela imagem da Figura 112 (retângulo vermelho).....	199
Figura 116- Distribuição das fraturas e lineamentos por sistemas e séries estratigráficas, com indicação do valor absoluto e da percentagem.	202

Figura 114- Mapa de enquadramento das estruturas fotointerpretadas e diagramas de rosa ponderados ao comprimento	203
Figura 115- Enquadramento das estruturas fotointerpretadas quanto à idade das rochas e quanto às principais estruturas regionais.....	204
Figura 117- Fraturação na Formação de Lourinhã (Jurássico Sup.)	205
Figura 118- Distribuição das estruturas fotointerpretadas em função da litologia.	207
Figura 119- Distribuição da fraturação em função da espessuras das bancadas sedimentares.	208
Figura 120- Exemplos do relacionamento particular entre fraturas e falhas fotointerpretadas com outras estruturas em extrato do mapa da Figura 115.....	213
Figura 121- Esquematisação das unidades tectonostratigráficas da região do MCE.	215
Figura 122- Evolução de padrão de diaclasamento em T para + por reativação das diaclases.	215
Figura 123- Fraturas fotointerpretadas no MCE e respetivos diagramas de rosa em agrupamento por setores (diagramas ponderados ao comprimento das fraturas).	217
Figura 124- Distribuição estatística da orientação das fraturas a Oeste da Serra dos Candeeiros em função da idade das rochas afetadas.....	218
Figura 125- Sistema ortogonal de fraturação na Serra dos Candeeiros.....	219
Figura 126- Variação da orientação das fraturas fotointerpretadas nas proximidades de Moita do Poço, Serra dos Candeeiros.	220
Figura 127- Distribuição das principais famílias de fraturas fotointerpretadas na Depressão da Mendiga.	222
Figura 128- Diagrama respeitante às fraturas no Planalto de Sto. António.	223
Figura 129- Distribuição por classes azimutais das fraturas fotointerpretadas no Planalto de Santo António. ...	225
Figura 130- Fraturas fotointerpretadas a noroeste de Serra de Santo António.	227
Figura 131- Sistema ortogonal de fraturas na área de Pé da Pedreira.....	227
Figura 132- Distribuição das principais famílias de fraturas nos setores correspondentes ao Planalto de São Mamede, Planalto de Fátima e Serra d'Aire.	230
Figura 133- Fraturação na região Cabeço de Marvila, Planalto de São Mamede.	234
Figura 134- Distribuição espacial das principais famílias de diaclases no MCE.	240
Figura 135- Distribuição estatística das fraturas orientadas entre os azimutes 90 e 150 no MCE	242
Figura 136- Principais direções de fraturação no MCE por interpretação de fotografia aérea.	247
Figura 137- Idades de instalação provável das famílias de diaclases do MCE e das fraturas com correspondência em lineamentos N-S, a partir da fotointerpretação de fotografias aéreas.	248
Figura 138- Distribuição dos Pontos de Amostragem de fraturas.	251
Figura 139- Ficha de Campo para Levantamento de fraturação pelo método da <i>scanline</i>	251
Figura 140- Locais típicos de levantamento de fraturação.....	252
Figura 141- Estações de amostragem de fraturas.	254
Figura 142- Sequência de processamento dos dados de fraturação.	256
Figura 143- Arenitos micáceos do Jurássico Superior (Formação de Lourinhã) na Depressão de Alcobaça.	257
Figura 144- Carsificação de fraturas e seu preenchimento	259
Figura 145- Padrão de fraturação observado em <i>Google Earth™</i> (a) e correspondência com padrão ortogonal em T observado no terreno para o mesmo local (b).	259
Figura 146- Fraturas interligam-se umas nas outras por alargamento devido a carsificação.	259
Figura 147- Coalescência entre fraturas e brusca mudança de orientação.....	260
Figura 148- Fratura preenchida por depósitos siliciclásticos vermelhos e com planos não planares.....	260
Figura 149- Aspeto de "picos e cuvetes" resultante da dissolução de calcários.....	260
Figura 150- Superfícies planares, pouco rugosas mas cobertas por incrustações finas de cristais de calcite e de óxidos e hidróxidos de manganês e ferro.	260
Figura 151- Superfícies de fratura lisas e sem incrustações.	261
Figura 152- Exemplos ilustrativos de veios de calcite.	261
Figura 153- Exemplos ilustrativos das superfícies dos planos de fraturas consideradas como diaclases.	262
Figura 154- Exemplos ilustrativos de fraturas consideradas diaclases reativadas.....	262
Figura 155- Estratificação rejeitada ao longo de diaclases reativadas.....	263

Figura 156- Reduzida espessura da caixa de falha relativamente à extensão do plano de falha como indicador de que se trata de diaclase reativada.....	263
Figura 157- Estrutura de tipo pull-apart resultante da coalescência entre duas diaclases por reativação cisalhante.....	264
Figura 158- Diaclases ortogonais resultantes de campo de tensões no local da justaposição entre fraturas maiores.....	264
Figura 159- Esquema interpretativo da génese de estruturas do tipo "pull-apart" por reativação cisalhante de diaclases (a) e da formação de <i>cross-joints</i> de acordo com os modelos propostos para a permuta local do campo de tensões regional (b).....	264
Figura 160- Fraturas de cisalhamento conjugadas em pedreiras nas proximidades da Falha Reguengo do Fetal.....	265
Figura 161- Fraturas de cisalhamento conjugadas cortando nitidamente vários estratos sedimentares.....	265
Figura 162- Exemplos ilustrativos de <i>joint zones</i>	266
Figura 163- Tipos de fraturas presentes na amostragem MCE.....	266
Figura 164- Estereograma e densidade de pontos da amostragem MCE.....	267
Figura 165- Diagramas de densidade de pontos da amostragem MCE desagregada segundo a natureza das fraturas.....	268
Figura 166- Variação da inclinação das fraturas na amostra MCE.....	269
Figura 167- Diagrama de contorno de fraturas com inclinações inferiores a 70° e excluindo falhas.....	270
Figura 168- Diagramas de rosa relativos às diaclases da amostra MCE (amostra MCE Modo I) em função de se apresentarem, ou não, reativadas ou mineralizadas.....	270
Figura 169- Modelo utilizado para a correção e normalização provisória dos dados da Amostra MCE após filtragem, considerando uma normalização de todos os dados a bancadas de espessura unitária.....	272
Figura 170- Diagramas de Rosa relativos às diaclases da amostra MCE Modo I após normalização integral dos dados.....	273
Figura 171- Modelo utilizado para a correção e normalização definitiva dos dados da Amostra MCE após filtragem, normalizando unicamente ao comprimento unitário os dados obtidos sobre bancadas com espessura superior a 1,5 m.....	273
Figura 172- Diagramas de Rosa relativos às diaclases da amostra MCE Modo I normalizada em definitivo.....	274
Figura 173- Roseta correspondente aos estilólitos MCE normalizados.....	274
Figura 174- Diaclases no MCE quanto à abertura.....	276
Figura 175- Distribuição da abertura das diaclases do MCE em função da orientação.....	276
Figura 176- Distribuição da abertura quanto ao tipo de diaclase.....	277
Figura 177- Tipo de preenchimento das diaclases quanto à abertura.....	278
Figura 178- Depósitos de preenchimento das diaclases em função da sua direção.....	278
Figura 179- Caracterização das diaclases quanto ao comprimento dos seus traços nas superfícies de estratificação.....	279
Figura 180- Modelo de ficha caracterizadora da fraturação em cada setor do MCE.....	282
Figura 181- Diaclasamento no MCE: diagramas de rosa por estação de levantamento, respeitantes a dados ponderados de diaclases, diaclases reativadas e veios de calcite.....	283
Figura 182- Diaclasamento no MCE: diagramas de rosa por setor de amostragem, respeitantes a dados ponderados de diaclases, diaclases reativadas e veios de calcite.....	284
Figura 183- Interpretação fotogeológica da região norte do Setor Depressão de Alcobaça.....	288
Figura 184- Diaclases em frente de exploração de calcários ornamentais.....	289
Figura 185- Relação de corte num ponto de amostragem da estação 53.....	290
Figura 186- Padrão de diaclasamento esquemático da região sul da Serra dos Candeeiros, representativo dos padrões de diaclasamento menos complexos.....	291
Figura 187- Comparação entre a distribuição estatística da direção das fraturas fotointerpretadas na Serra dos Candeeiros e a das levantadas em afloramentos.....	291
Figura 188- Distribuição por classes azimutais das fraturas fotointerpretadas na Serra dos Candeeiros.....	292

Figura 189- Diaclase com orla de escurecimento e “vitrificação” denunciadora da passagem de fluidos hidrotermais.....	294
Figura 190- Fotointerpretação do Setor Depressão da Mendiga na região de Valverde.	295
Figura 191- Padrão de fraturação ilustrativo da Estação 38 do subsetor J1-Sto António.	297
Figura 192- Interpretação fotogeológica do Planalto de Santo António.	298
Figura 193- Relação entre veios e diaclases na Estação 30 do subsetor J2ZA-Sto. António.....	299
Figura 194- Fraturação no subsetor J2ZA a sul da Ribeira da Canada.	300
Figura 195- Fraturação na Formação Barranco do Zambujal a sul da Ribeira da Canada.	301
Figura 196- Relações de antiguidade na estação 44.	305
Figura 197- Fraturas fotointerpretadas na Depressão de Alqueidão.....	308
Figura 198- Fraturação no Planalto de São Mamede discriminada quanto à sua natureza.	310
Figura 199- Episódios de deformação consecutivos denunciados por diaclase orientada WNW-ESE a que se sobrepõe estilólito.....	311
Figura 200- Comparação entre a distribuição estatística da direção das fraturas fotointerpretadas no Planalto de São Mamede e a das levantadas em afloramentos.....	312
Figura 201- Distribuição dos dados respeitantes a fraturas amostradas na Serra de Aire.....	313
Figura 202- Distribuição estatística das fraturas amostradas na Serra de Aire quanto à sua natureza.	314
Figura 203- Família NW-SE na Serra de Aire (Estação 9).....	315
Figura 204- Fraturas fotointerpretadas na Serra de Aire e comparação das distribuições estatísticas dos dados de campo e dos fotointerpretados.....	316
Figura 205- Fraturas fotointerpretadas no Jurássico Superior do Planalto de Fátima.	317
Figura 206- Domínios de igual padrão de diaclasamento no MCE.....	319
Figura 207- Tipos de diaclases por domínios de igual padrão de diaclasamento no MCE.	320
Figura 208- Diagrama correspondente às diaclases nos afloramentos do Cretácico Inferior e Superior da Bacia de Amiais.	337
Figura 209- Modelo utilizado para o cálculo dos espaçamentos caraterísticos de cada família direcional ao longo de cada <i>scanline</i>	341
Figura 210- Distribuição dos espaçamentos das principais famílias direcionais de diaclases no MCE e sua comparação com curvas de distribuição teórica.	343
Figura 211- Distribuição dos espaçamentos das diaclases orientadas NW-SE a nordeste e a sudoeste dos sistema de falhas de Alvados – Minde (FAM).	344
Figura 212- Distribuição dos espaçamentos obtidos para as famílias melhor representadas em bancadas de espessura muito elevada.	344
Figura 213- Relação entre os espaçamentos e a espessura das bancadas para as principais famílias de diaclases do MCE.	346
Figura 214- Relação entre os espaçamentos e a espessura das bancadas para as famílias de diaclases caraterísticas dos domínios de igual padrão de diaclasamento.	347
Figura 215- Relação entre o espaçamento e a espessura das bancadas para a família NE-SW no Domínio Fórnea após exclusão de valor atípico obtido sobre a unidade Calcários do Codaçal.	349
Figura 216- Frente de exploração de calcários ornamentais em Cabeça Veada.....	349
Figura 217- Episódios de diaclasamento no contexto evolutivo do MCE.....	354
Figura 218- Padrões de diaclasamento no MCE.	362
Figura 219- Valores da produção de rochas ornamentais em Portugal.	370
Figura 220- Sequência de trabalhos na prospeção de rochas ornamentais.	375
Figura 221- Mapa geológico do MCE com indicação das principais pedreiras e núcleos de indústria extrativa. .	382
Figura 222- Exemplo de pedreiras em poço.	383
Figura 223- Tipos de calcários ornamentais no MCE.	384
Figura 224- Variedades de calcários ornamentais do MCE.	385
Figura 225- Pedreira em flanco de encosta no núcleo de exploração do Codaçal.....	385
Figura 226- Explorações de calçada em Pé da Pedreira (A) e na Depressão de Alqueidão, a Este da Batalha (B). 386	

Figura 227- Esboço geológico da área que abrange os núcleos de exploração de Moleanos, Casal do Rei, Ataíja e Casais de Sta. Teresa, concelho de Alcobaça.	394
Figura 228- Corte geológico no núcleo de pedreiras de Ataíja.	395
Figura 229- Esboço geológico do núcleo de Moita do Poço, concelho de Alcobaça.	396
Figura 230- Corte geológico no núcleo de pedreiras de Moita do Poço.	396
Figura 231- Mapa de Áreas Potenciais provisórias para a produção de blocos de calcários ornamentais no MCE (critérios respeitantes à Homogeneidade e ao Dimensionamento).	400
Figura 232- Áreas Potenciais (critérios Homogeneidade e Dimensionamento) versus fraturas fotointerpretadas.	404
Figura 233- Áreas Potenciais (critérios Homogeneidade e Dimensionamento) versus fraturação em afloramentos.	405
Figura 234- Pedreira e escombreira no núcleo de exploração de Casais de Sta. Teresa (Ataíja).	406
Figura 235- Vista parcial das pedreiras no núcleo de Ataíja.	407
Figura 236- Frente de exploração em Casal Farto onde é apreciável o espaçamento da família NW-SE.	413
Figura 237- Áreas potenciais do MCE para a produção de blocos destinados à indústria das rochas ornamentais.	418
Figura 238- Enquadramento geológico do PNSAC no MCE e respetivas Áreas de Intervenção Específica para a Indústria Extrativa.	424

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Datações radiométricas dos corpos ígneos aflorantes no MCE e regiões limítrofes.	43
Tabela 2- Sondagens utilizadas para correlação com os perfis de reflexão sísmica e descrição sintética das unidades atravessadas.	47
Tabela 3- Perfis de reflexão sísmica interpretados.	48
Tabela 4- Planos de falha e estrias medidos ao longo do acidente Rio Maior - Porto de Mós.	92
Tabela 5- Variação da espessura das unidades litostratigráficas do Jurássico Superior.	95
Tabela 6- Distribuição das <i>Scanlines</i> de amostragem de fraturas por Estações e Setores do MCE.	255
Tabela 7- Tamanho da amostragem de fraturas realizada no MCE.	256
Tabela 8- Tamanho da amostragem de fraturas considerada representativa do MCE.	257
Tabela 9- Dados estatísticos relativos ao comprimento das <i>scanlines</i> e à espessura dos estratos da Amostra MCE Modo I.	275
Tabela 10- Dados de espaçamento mediano obtidos para a família NE-SW no Domínio Fórnea.	348
Tabela 11- Principais critérios a pesquisar durante a prospeção de rochas ornamentais.	376
Tabela 12- Critérios de decisão na prospeção de rochas ornamentais.	377

INTRODUÇÃO

Os trabalhos que conduziram à presente tese tiveram o seu início em 1999, imediatamente após um recrudescer do interesse na Bacia Lusitaniana por parte da comunidade científica, incluindo a relacionada com a prospeção de hidrocarbonetos. Na altura, como funcionário do extinto Instituto Geológico e Mineiro, agora Laboratório Nacional de Energia e Geologia, o autor desenvolvia a sua atividade profissional em trabalhos de cartografia a grande escala no Maciço Calcário Estremenho. Esses trabalhos tinham como objetivo o apoio à indústria extrativa aí instalada e a sua integração nos instrumentos de ordenamento do território que então vigoravam.

Na sequência do acompanhamento e contributos prestados para a revisão das folhas 27-A e 27-C da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000 e para a elaboração do capítulo "Tectónica" das respetivas notícias explicativas, foi proposto ao autor, por um dos seus atuais orientadores, Prof. Dr. Pedro Terrinha, e pelo coordenador da revisão dessas folhas, o Dr. Giuseppe Manuppella, entretanto falecido, a realização de uma tese de doutoramento dedicada à estrutura e evolução tectónica do Maciço Calcário Estremenho. Os estudos a realizar teriam como suporte abordagens e resultados que tinham sido alcançados recentemente, em particular os decorrentes da realização de um projeto financiado pela Comunidade Europeia em 1996, informalmente conhecido por Projeto Milupobas.

Nessa altura de mudança de século estava-se também no início duma nova abordagem ao âmbito dos doutoramentos em geologia na Universidade de Lisboa e que hoje se pode dizer consagrada: a procura de respostas, com repercussão prática, a um problema específico. Nesse sentido e tendo em conta o cerne da atividade profissional que o autor vinha desenvolvendo, os trabalhos de doutoramento a realizar tinham, como objetivo paralelo, contribuir em benefício da exploração de rochas ornamentais no Maciço Calcário Estremenho, nomeadamente no que respeita aos condicionalismos impostos pela fraturação que afeta essas rochas.

A tese ficou registada nos Serviços Académicos da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa com o título "Estrutura do Maciço Calcário Estremenho: evolução tectónica e caracterização da fraturação".

Inicialmente estava previsto uma dedicação a tempo integral aos estudos de doutoramento por parte do autor. Contudo, a realidade rapidamente se mostrou contrária ao prosseguimento de tal objetivo. O início duma forte redução do quadro técnico do extinto Instituto Geológico e Mineiro, levou à necessidade do autor assegurar alguns dos compromissos assumidos por aquele instituto, a maioria deles em nada relacionados com os estudos em curso. Mesmo nunca os tendo posto completamente de lado, eles sofreram fortes atrasos decorrentes de sucessivas paragens, o que levou a que se prolongassem, por mais de uma década, até aos dias de hoje.

Por esta razão, a presente tese está desfasada temporalmente relativamente à tipologia das que hoje se realizam. Não visou a demonstração de capacidade científica na resolução de um problema concreto, mas sim demonstrar essa capacidade através de contributos em vários domínios de estudo, visando aprofundar o conhecimento da estrutura e compreensão da evolução tectónica do Maciço Calcário Estremenho.

Esses estudos integravam o reconhecimento e caracterização das principais estruturas tectónicas do Maciço Calcário Estremenho, tendo em vista a determinação da cronologia dos eventos de deformação e respetivos paleocampos de tensão, a interpretação de perfis sísmicos de reflexão e análises de subsidência tectónica e total, para o estabelecimento dos episódios de *rifting* e *uplift* que

afetaram a região e, por fim, o reconhecimento de padrões de fraturação, sua integração no modelo evolutivo elaborado e avaliação do modo como condicionam a exploração de rochas ornamentais.

A partir dos trabalhos inicialmente realizados, rapidamente se chegou à conclusão da não existência de dados para a região do Maciço Calcário Estremenho que pudessem suportar, com maior acuidade que até então, uma cronologia de eventos de deformação e um estabelecimento preciso de episódios de *rifting* e de *uplift*. Em particular, devido a:

- Reduzido número de planos estriados nos principais acidentes tectónicos, por efeito da fenomenologia cársica;
- Reduzido número de marcadores estratigráficos pós-jurássico na maior parte da região;
- Reduzido número e baixa qualidade dos perfis de reflexão sísmica que abrangem o maciço alvo de estudo e;
- Apenas um sondagem profunda vinculável a perfil sísmico na região do maciço, mas sem dados respeitantes a diagrfias; apenas duas sondagens profundas na Depressão de Alcobaça, contígua ao Maciço Calcário Estremenho, com diagrfias disponíveis apenas para alguns troços e respeitantes unicamente a dados de velocidades sónicas.

Ora, tendo em atenção o lapso de tempo decorrido, mas não descurando os estudos que entretanto se haviam realizado, entendeu-se a necessidade de reformular o objetivo inicial da tese tendo como pano de fundo:

- A necessidade sentida pelo autor em se valorizar cientificamente de modo a aumentar a sua capacidade de resposta às solicitações que lhe eram dirigidas;
- A atividade profissional do autor na valorização dos recursos geológicos com valor económico que ocorrem naquele maciço e sua integração nos instrumentos de ordenamento do território.

Assim, o objetivo da tese passou a centrar-se no estudo da fraturação que afeta o Maciço Calcário Estremenho procurando, por um lado, o seu enquadramento na evolução tectónica conhecida e, por outro, o modo como essa fraturação, a par com outros critérios geológicos, condiciona a prospeção e exploração das rochas ornamentais e contribui para a preservação deste tipo de recursos no âmbito dos instrumentos de gestão e ordenamento do território.

OBJETIVOS

Perante o que foi mencionado, o tema central desta tese é a fraturação do Maciço Calcário Estremenho, o qual, de agora em diante se passará a designar pelo acrónimo MCE. Neste âmbito tem como objetivos específicos determinar:

- Os padrões de fraturação que o afetam;
- A natureza, génese e enquadramento desses padrões na evolução tectónica da Bacia Lusitaniana;
- Como esses padrões de fraturação condicionam a exploração de rochas ornamentais e, consequentemente, como o seu conhecimento pode contribuir para as metodologias a aplicar à prospeção desses recursos minerais.

Relativamente aos dois primeiros objetivos, enquadráveis no conhecimento da tectónica regional, são inovadores pelo desconhecimento que existe acerca do modo como o MCE se apresenta fraturado. Com efeito, a este respeito e que sejam do conhecimento do autor, apenas se reportam os seguintes três trabalhos:

- Gruneisen, Hirlemann, Jannot *et al.*, 1973: estudo sistemático da fraturação restrito ao Planalto de São Mamede e ao chamado Doma da Pragosa, tendo em vista o seu eventual relacionamento com estruturas diapíricas.
- Drogue & Almeida, 1984: estudo da fraturação restrito à Serra de Aire tendo em vista a determinação de paleocampos de tensão.
- Crispim, 1995: tese de doutoramento em hidrogeologia mas com uma forte componente de geologia estrutural nas regiões que enquadram as depressões de Alvados e de Minde e na qual se apresenta uma primeira sistematização de padrões de fraturas.

Relativamente ao terceiro objetivo ele é completamente inovador na medida em que tal nunca foi realizado. Com efeito, os trabalhos no âmbito da geologia dedicados à temática da fraturação que afeta as rochas ornamentais no MCE reportam-se a locais muito restritos, sem que se tenha procedido à racionalização do seu valor regional. São eles:

- Costa, Moreira & Manupella, 1988: levantamentos não sistemáticos das principais direções de fraturação nos núcleos de exploração de rochas ornamentais do MCE.
- Carvalho, 1997a: levantamento sistemático da fraturação no núcleo de exploração de rochas ornamentais de Pé da Pedreira.
- Quartau, 1998; 2000: levantamentos sistemáticos de fraturação em pedreiras dos núcleos de exploração de rochas ornamentais de Cabeça Veada e do Codaçal, respetivamente.
- Duarte, Santarém Andrade & Saraiva, 2010: trabalho respeitante a dissertação de Mestrado no qual se apresentam as descontinuidades que afetam uma pedreira de calcários ornamentais na região de Fátima.

ESTRUTURA DA TESE

Para alcançar os objetivos atrás enunciados, em particular o enquadramento da fraturação que afeta o MCE no contexto evolutivo da Bacia Lusitaniana, os estudos levados a cabo tiveram como suporte, não apenas a bibliografia existente acerca dessa evolução, mas também os dados adquiridos pelo autor. Assim, este trabalho encontra-se organizado em três secções:

- Seção A: Estrutura e Evolução Tectónica do Maciço Calcário Estremenho;
- Seção B: Fraturação do Maciço Calcário Estremenho;
- Seção C: Contributos para a Prospeção de Rochas Ornamentais no Maciço Calcário Estremenho.

Na Seção A, após um breve enquadramento geológico do MCE no contexto da evolução da Bacia Lusitaniana, realizado a partir do que se encontra publicado sobre o assunto, apresenta-se uma caracterização estrutural do MCE que integra dois capítulos. Um dedicado ao reconhecimento das estruturas associadas aos episódios de *rifting* da Bacia Lusitaniana, suportado na interpretação realizada pelo autor de perfis sísmicos de reflexão, e outro dedicado à caracterização estrutural do MCE.

Essa caracterização integra a apresentação de um novo Mapa Estrutural do MCE realizado a partir da interpretação de dados existentes, em particular a cartografia geológica à escala 1/50 000. Contudo, este novo Mapa Estrutural do MCE difere dos apresentados até agora por outros autores, pois integra os resultados do capítulo anterior de interpretação de perfis sísmicos e, ainda, dados resultantes dos reconhecimentos de campo efetuados sobre as principais estruturas tectónicas.

Por fim, como corolário da primeira seção, este capítulo integra uma síntese respeitante à evolução tectónica do MCE, a qual ainda não havia sido feita com o detalhe apresentado.

Esta Seção A integra ainda dois anexos:

- Anexo 1- *Logs* Sintéticos de Sondagens. Compreende os *logs* sintéticos realizados pelo autor a partir da interpretação de 19 *logs* detalhados respeitantes a sondagens realizadas no âmbito de campanhas de prospeção de hidrocarbonetos, de carvão e de salgema.
- Anexo 2- Perfis de Reflexão Sísmica Multicanal. Compreende imagens digitalizadas dos perfis apresentados no corpo de texto e respetiva interpretação; coordenadas dos *shotpoints* de todos os perfis interpretados e profundidades *TWTT* dos horizontes sísmicos.
- Anexo 3- Imagem *Landsat TM* à escala aproximada 1/100000.

A Seção B tem como objetivo dar a conhecer os padrões da fraturação que afetam as rochas aflorantes no MCE, bem como a sua integração no contexto evolutivo desse maciço. Tendo-se concluído que essa fraturação está essencialmente representada por diaclases, esta seção inicia-se com um capítulo de introdução teórica ao estudo das diaclases onde se abordam os seus aspetos genéticos e o tipo de metodologias que se adotam para o seu estudo. Como a maioria dos trabalhos publicados acerca de diaclases e que constituem a base do conhecimento teórico existente foram realizados sobre rochas ígneas ou sobre rochas detríticas siliciclásticas de granulometria fina, para ilustração desta introdução teórica recorreu-se, sempre que possível, a exemplos do MCE. Destacaram-se aqueles que por efeito da fenomenologia cársica, carecem de maior cuidado interpretativo.

No segundo capítulo da Seção B, faz-se a interpretação de uma cobertura de fotografia aérea do MCE, a uma escala aproximada de 1/26000, e apresentam-se os respetivos resultados e conclusões. Servem de enquadramento aos obtidos no terceiro capítulo, no qual, com base em levantamentos de campo, se apresenta a caracterização da fraturação no que respeita à sua natureza, propriedades geométricas e relações de antiguidade. Tal permitiu a realização inédita do primeiro mapa sintético de padrões de fraturação do MCE. A integração dos resultados obtidos na Seção A com os desta Seção B, deu lugar a uma nova síntese interpretativa com caráter conclusivo.

Esta Seção B também integra anexos, nomeadamente:

- Anexo 4- Fraturas Fotointerpretadas. Documento onde constam as coordenadas das fraturas e lineamentos fotointerpretados.
- Anexo 5- Mapas Temáticos de Fotointerpretação. Como o nome indica, contém 5 mapas temáticos à escala 1:100000 onde se projetam as fraturas fotointerpretadas. Estão também intercalados no texto, redimensionados para o formato de folha A4 mas com alguma perda de legibilidade, razão pela qual se apresentam neste anexo a maior escala.
- Anexo 6- Fraturas de Levantamentos de Campo. Documentos onde constam os dados de todas as fraturas obtidos pelo levantamento de campo, bem como documento respeitante ao procedimento para a rotação de fraturas.
- Anexo 7- Análise Setorial. Documento onde constam, organizados sob a forma de fichas, os resultados da interpretação dos levantamentos de campo por setores do MCE.

Na Seção C apresentam-se as mais-valias dos resultados obtidos anteriormente para a prospeção e exploração de calcários para fins ornamentais no MCE, destacando-se a sua integração num processo metodológico adaptado à prospeção de rochas ornamentais que foi elaborado pelo autor. Dado o caráter regional dos estudos efetuados, essas mais-valias traduzem-se sobretudo na apresentação de um Mapa de Áreas Potenciais para a Exploração de Rochas Ornamentais no MCE.

Respeitantes a esta Seção C incluem-se dois anexos. Respeitam a imagens também apresentadas no texto mas que, por isso, perdem legibilidade. São eles:

- Anexo 8- Mapa temático da indústria extrativa do MCE.
- Anexo 9- Mapa de Áreas Potenciais Provisórias versus fraturas fotointerpretadas.

A maioria dos dados obtidos no decorrer dos estudos realizados foi integrada em Sistema de Informação Geográfica, *Geomedia Professional v6*. Esta é a aplicação que serviu de base à elaboração dos diversos mapas apresentados.

A. ESTRUTURA E EVOLUÇÃO TECTÓNICA DO MCE

A1. ENQUADRAMENTO

O Maciço Calcário Estremenho localiza-se na região central de Portugal, enquadrado pelas cidades de Leiria, Alcobaça, Rio Maior, Torres Novas e Ourém (Figura 1). É parte integrante da Bacia Lusitaniana, sendo uma unidade geomorfológica que se individualiza pelas suas peculiaridades de âmbito litostratigráfico e tectónico. Peculiaridade litostratigráfica porque nele se regista a maior extensão de afloramentos em rochas calcárias do Jurássico Médio no território nacional em virtude de se encontrar estrutural e morfologicamente sobrelevado relativamente às regiões limítrofes, donde a singularidade tectónica.

Essas circunstâncias conferem ao MCE características próprias em termos biofísicos (modelado cársico e habitats associados), sociais (baixa densidade populacional de características rurais) e económicas (agricultura de subsistência e pastoreio).

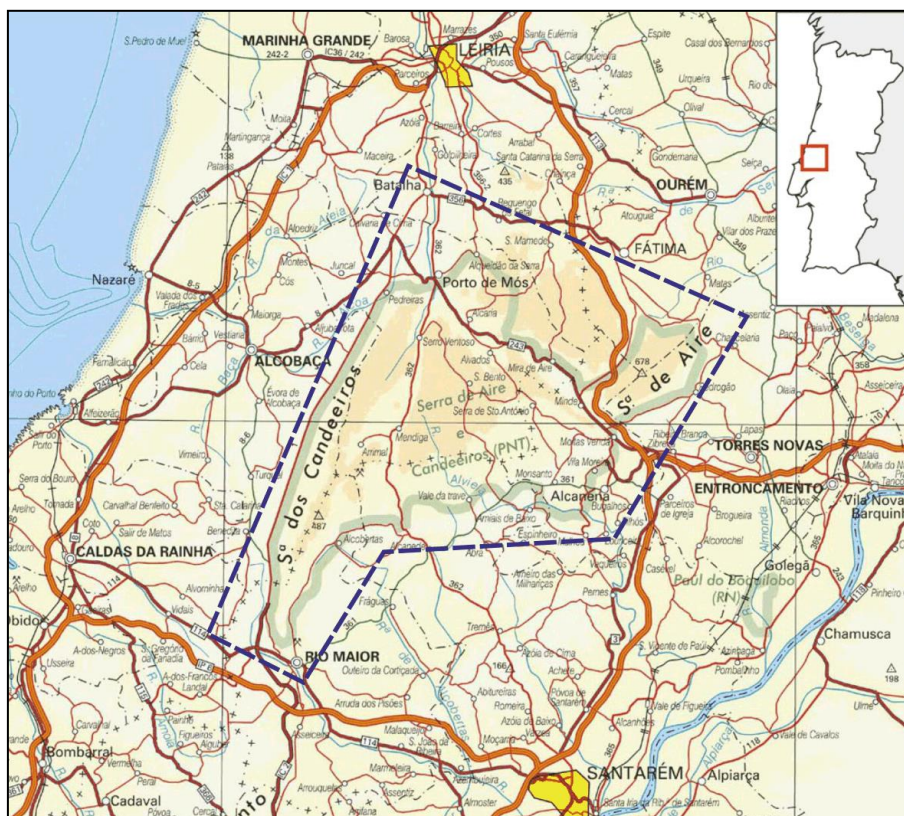


Figura 1- O Maciço Calcário Estremenho e regiões limítrofes (delimitação a verde corresponde ao PNSAC).

A baixa produtividade económica associada às atividades tradicionais do MCE sofreu uma mudança radical, a partir do final dos anos 70 do século XX, com o início da exploração de calcários para fins ornamentais. Inicialmente com características artesanais, rapidamente se industrializou por adoção de técnicas mecanizadas e de metodologias de exploração adequadas. Hoje em dia, esta atividade constitui um dos mais importantes fatores de desenvolvimento económico e social da região, com repercussão a nível nacional. De acordo com os mais recentes dados estatísticos disponibilizados pela Direção Geral de Energia e Geologia (<http://www.dgeg.pt?cr=9168>), o valor da produção de calcários ornamentais no MCE durante o ano de 2011 alcançou os 53 milhões de euros, resultantes da exploração de 730 mil toneladas de calcário.

Ainda do ponto de vista económico, mas também ambiental, o MCE denota extrema importância no que respeita aos recursos em águas subterrâneas. Trata-se de um dos principais aquíferos cársicos do país. Do reduzido número de exurgências conhecidas, a do Alviela é aproveitada para abastecimento público à região de Lisboa desde finais do século XIX, com uma capacidade de produção diária atual de 50000 m³ (EPAL, 2011).

Os *habitats* característicos das regiões cársicas presentes no MCE, a par com a necessidade de preservação ambiental dos recursos hidrogeológicos mencionados e a que se junta um elevado valor patrimonial geomorfológico e geológico, estiveram na base da criação do PNSAC - Parque Natural da Serra de Aire e Candeeiros, que abrange grande parte da área do MCE.

Esta região do território nacional foi pela primeira vez estudada de forma global por Alfredo Martins no âmbito de uma tese de doutoramento em geografia física, mas onde faz várias incursões no domínio geológico, nomeadamente no respeitante à estruturação tectónica do Maciço (Martins, A.F., 1949. Maciço Calcário Estremenho - Contribuição para um Estudo de Geografia Física. Tese de Doutoramento em Ciências Geográficas, Universidade de Coimbra). Já anteriormente haviam sido realizados alguns trabalhos nesta unidade morfoestrutural, mas todos de âmbito pontual, como os de Freire de Andrade dedicados ao estudo das estruturas diapíricas (Andrade, 1927; 1933), ou os de J. Conceição relativos aos trabalhos de prospeção das minas de carvão do Couto Mineiro do Lena, situado entre Valverde (Mendiga) e a Batalha (Conceição, 1944).

Posteriormente à tese de Alfredo Martins os trabalhos geológicos realizados na região do MCE respeitam, sobretudo, aos decorrentes da elaboração da cartografia geológica à escala 1/50000, nomeadamente das folhas 26-B (Alcobaça), 26-D (Caldas da Rainha), 27-A (Vila Nova de Ourém) e 27-C (Torres Novas) e respetivas Notícias Explicativas. No âmbito do estudo das fácies carbonatadas características do MCE, sua estratigrafia e aspetos particulares relacionados com a sua evolução geológica e paleoambiental importa destacar Azerêdo, 1993; 1998; Henriques, 2000; Azerêdo, Wright & Ramalho, 2002; Azerêdo, Duarte, Henriques *et al.*, 2003; Figueiredo, 2009. Numa abordagem à caracterização estrutural e evolução tectónica da Bacia Lusitaniana, mas incidindo muito sobre a região do MCE, contam-se os trabalhos de Willis, 1988 e de Kullberg, 2000.

Relativamente aos aspetos geomorfológicos importa destacar os trabalhos de Ferreira, Rodrigues & Zêzere, 1988 e de Rodrigues, 1991. A respeito dos aspetos hidrogeológicos, nos quais está incorporada uma importante componente de estudo geológico-estrutural, destacam-se os já referidos trabalhos realizados por Drogue & Almeida, 1984 e, particularmente, os de J. A. Crispim na tese de doutoramento apresentada à Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa (Crispim, 1995).

Outros estudos, de carácter localizado e vocacionados para os aspetos económicos, incidiram mais uma vez sobre os recursos em carvão (Moreira, Manuppella & Pereira, 1988), sobre os recursos em areias especiais (Galopim de Carvalho & Pereira, 1973) e também sobre os recursos em rochas ornamentais e industriais (Manuppella, 1971; Manuppella, Moreira, Costa *et al.*, 1985; Costa *et al.*, 1988; Quartau, 1998), incluindo os do autor, em particular, Carvalho, 1996; 1997a; 1998; Carvalho & Henriques, 2007.

O estudo do MCE tem que ser sempre enquadrado no contexto geral da evolução tectónica da Bacia Lusitaniana, formada durante o Mesozoico na consequência dos episódios distensivos que levaram à abertura do Oceano Atlântico e sua posterior evolução em regime tectónico compressivo.

A1.1. A BACIA LUSITANIANA

A Bacia Lusitaniana (BL) é uma bacia intracratónica que se situa no bordo Oeste da microplaca Ibérica (Figura 2 e Figura 3). Corresponde a uma bacia de *rifting* alongada aproximadamente segundo N-S, com um comprimento e largura na ordem dos 200 e 100 km, respetivamente, incluindo tanto as áreas emersas, como as imersas.

Tem sido alvo de numerosos estudos destacando-se, pelo seu carácter de síntese, os de Ribeiro, Antunes, Ferreira *et al.*, 1979; Montenat, Guery, Jamet *et al.*, 1988; Willis, 1988; Wilson, Hiscott, Willis *et al.*, 1989; Cunha, 1993; Cunha & Pena dos Reis, 1995; Pinheiro, Wilson, Pena Dos Reis *et al.*, 1996; Ribeiro, Silva, Cabral *et al.*, 1996b; Rocha, Marques, Kullberg *et al.*, 1996; Kullberg, 2000; Azerêdo *et al.*, 2003; Kullberg, Rocha, Soares *et al.*, 2006; Rey, Dinis, Callapez *et al.*, 2006; Dinis, Rey, Cunha *et al.*, 2008. Atualmente está para publicação uma nova síntese da evolução da BL, nomeadamente a de Kullberg, Rocha, Soares *et al.*, 2013, a qual constitui uma atualização da anteriormente elaborada em 2006 (Kullberg *et al.*, 2006). Essa, por sua vez, adota muitos dos modelos e conceitos apresentados em Ribeiro *et al.*, 1996b; Rocha *et al.*, 1996; Kullberg, 2000. Por esta razão, salvo casos específicos, a referência a esta mais recente síntese equivale à referenciação das anteriores.

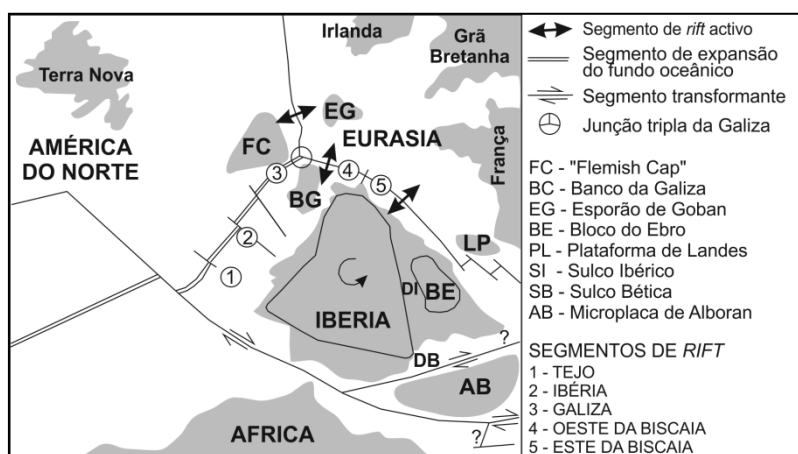


Figura 2- A microplaca ibérica no final do Aptiano (adaptado de Rey *et al.*, 2006).

Estes autores inserem a evolução da BL no contexto da abertura do Atlântico norte como resultado de diversos episódios tectónicos distensivos. Estes iniciaram-se no Triásico Superior e culminaram no Aptiano superior com a separação entre a Ibéria e os Grandes Bancos do Canadá, dando lugar à instalação de uma margem passiva de tipo não vulcânico (Pinheiro *et al.*, 1996; Whitmarsh, Manatschal & Minshull, 2001; Tucholke & Sibuet, 2007) – a Margem Oeste Ibérica. A separação terá ocorrido de modo faseado, de sul para norte, entre os 134 Ma e os 112 Ma (Pinheiro *et al.*, 1996), por rotura de litosfera mantélica subcontinental exumada, a que se seguiu expansão oceânica (Whitmarsh & Wallace, 2001; Tucholke & Sibuet, 2007).

Como resultado da conjugação entre essa rotura de sul para norte e a expansão oceânica de Oeste para Este no Golfo da Biscaia, a Ibéria sofreu uma rotação sinistrogira de cerca de 35°. Essa rotação teve início no Aptiano e perdurou até ao final do Santoniano (Srivastava, Roest, Kovacs *et al.*, 1990; Jabaloy, Galindo-Zaldívar & González-Lodeiro, 2002; Rosenbaum, Lister & Duboz, 2002; Sibuet, Srivastava & Spakman, 2004), conduzindo à colisão entre a Ibéria (acoplada à Placa Africana) e a Eurásia que culminou com a formação dos Pirenéus já no Eocénico (Casas Sainz & Faccenna, 2001; Andeweg, 2002). Recentemente, alguns autores têm vindo a defender que a rotação da Ibéria

decorreu totalmente no período de tempo correspondente ao Aptiano (Gong, Langereis & Mullender, 2008; Vissers & Meijer, 2012).

Neste contexto, a partir do final do Cretácico Superior, mais concretamente, a partir do Campaniano, a BL passou a estar sob a influência generalizada de um regime tectónico compressivo, sofrendo inversão (Kullberg *et al.*, 2013).

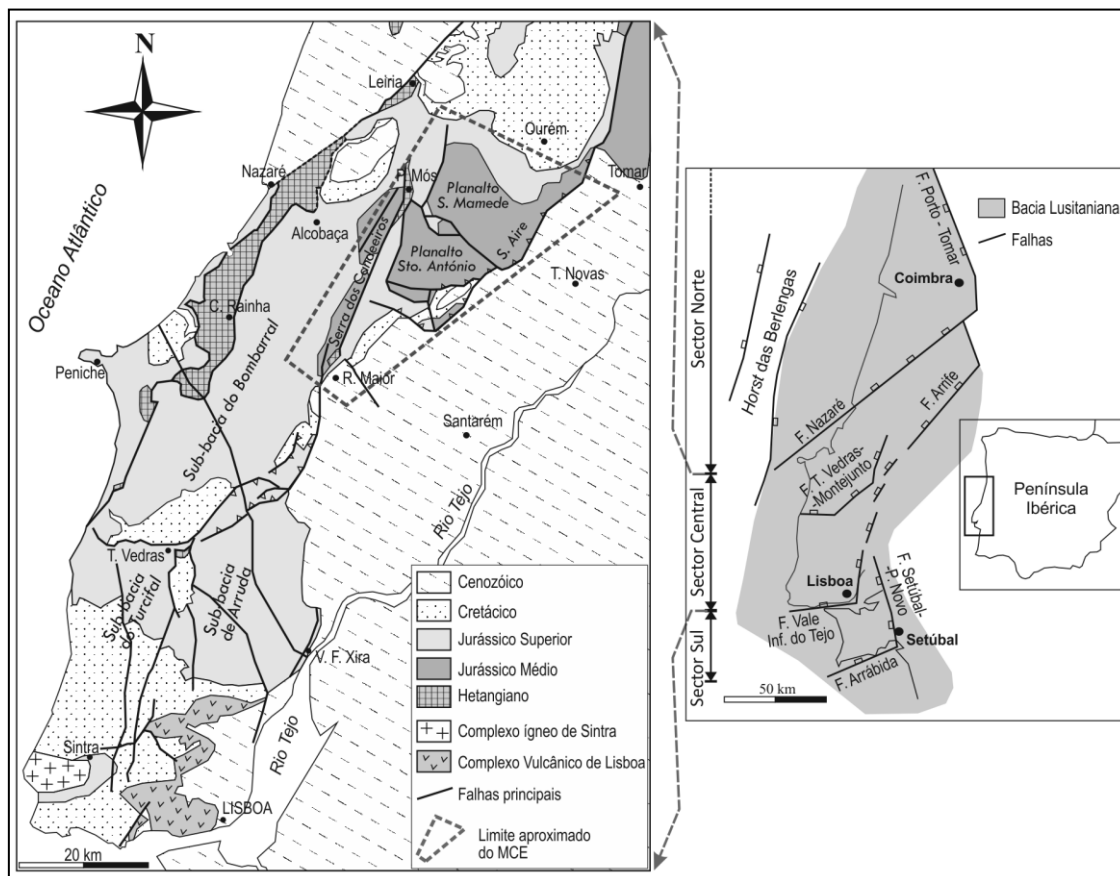


Figura 3- Enquadramento do MCE no Setor Central da Bacia Lusitaniana. Subdivisões da BL de acordo com Kullberg *et al.*, 2006; geologia adaptada da Carta Geológica de Portugal à escala 1/1000000 (ed. LNEG).

Na BL depositaram-se sedimentos mesozoicos cuja espessura total ronda os 4 a 5 km (Ribeiro *et al.*, 1979; Wilson, 1988). A sua estratigrafia geral está bem estabelecida, tendo sido particularmente descrita por Ribeiro *et al.*, 1979; Wilson, 1988; Cunha & Pena dos Reis, 1992; Soares & Duarte 1995; Rocha *et al.*, 1996; Kullberg *et al.*, 2013. A maioria destes autores considera a existência de grandes seqüências sedimentares limitadas por descontinuidades (*unconformity bounded sequences*) que refletem as sucessivas etapas evolutivas da bacia, as quais se podem considerar subdivididas em dois grandes grupos: as que refletem o período distensivo do Triásico Superior ao final do Cretácico, abrangendo quase todo o Mesozoico, e as que refletem o período compressivo a partir do final do Cretácico.

Esta depressão tectónica está limitada por acidentes longitudinais herdados da orogenia varisca (Figura 3): a ocidente, a falha do bordo Este do *horst* das Berlengas; a oriente, um sistema complexo de falhas escalonadas das quais se destacam a Falha de Falha de Porto – Tomar, Falha do Arrife e Falha de Setúbal – Pinhal Novo (Ribeiro *et al.*, 1979; Montenat *et al.*, 1988; Pinheiro *et al.*, 1996; Kullberg *et al.*, 2013). Diversos outros acidentes também herdados da orogenia varisca e orientados do mesmo modo, mas também segundo NE-SW e mesmo segundo W-E, compartimentam fortemente

a bacia com reflexos na sua evolução ao nível da distribuição e espessura das fácies sedimentares (Kullberg *et al.*, 2013). Assim, é geralmente aceite a subdivisão da bacia em três setores (Figura 3):

- Um Setor norte com um limite setentrional mal conhecido na região de Aveiro e um limite meridional correspondente à Falha da Nazaré.
- Um Setor Central, para sul da Falha da Nazaré e cujo limite meridional é alvo de discussão. Rocha & Soares, 1984, consideram que esse limite corresponde ao sistema constituído pelas Falhas de Torres Vedras – Montejunto – Arrife. Para Kullberg *et al.*, 2013, o limite corresponderá à Falha do Vale Inferior do Tejo.
- Um Setor sul cujo bordo meridional corresponde à Falha da Arrábida.

A BL apresenta-se estruturada, então, por esses acidentes maiores, mas também pela ocorrência de estruturas halocinéticas. Estas estão orientadas predominantemente segundo NNE-SSW e também têm correspondência com a reativação de falhas do soco, em locais em que os depósitos de idade hetangiana, ricos em evaporitos, apresentavam elevadas espessuras (Ribeiro *et al.*, 1979; Wilson, 1988). Nos locais em que essa espessura era reduzida as falhas do soco propagaram-se por toda a cobertura sedimentar. As movimentações halocinéticas ter-se-ão iniciado no Jurássico Médio (Ribeiro *et al.*, 1979; Montenat *et al.*, 1988) e prolongado até ao Pliocénico (Cabral, 1995). As estruturas diapíricas terão rejogado em todos os períodos de compressão (Ribeiro *et al.*, 1979). Durante o período de inversão da BL assume-se que tanto estiveram envolvidas estruturas enraizadas no soco (*thick skinned*) como estruturas peliculares (*thin skinned*), tendo estas últimas como base de descolamento os depósitos evaporíticos (Kullberg *et al.*, 2013).

A1.1.1. Período distensivo

Durante o período de tempo em que a BL esteve sujeita a um regime tectónico generalizadamente trativo, desde o Triásico Superior ao Cretácico Inferior, é comum considerar-se que a sua evolução decorreu de 3 ou de 4 episódios de *rifting* bem traduzidos no registo sedimentar. Autores como Montenat *et al.*, 1988; Wilson, 1988; Wilson *et al.*, 1989; Cunha & Pena dos Reis, 1995; Pinheiro *et al.*, 1996; Rocha *et al.*, 1996; Pena dos Reis & Pimentel, 2010, são defensores de um modelo que inclui 3 episódios de *rifting*. Entre os autores que defendem um modelo evolutivo de 4 episódios de *rifting* contam-se Stapel, Cloetingh & Pronk, 1996; Rasmussen, Lomholt, Andersen *et al.*, 1998; Alves, Gawthorpe, Hunt *et al.*, 2002; 2003a; Kullberg *et al.*, 2013. Suportam esta hipótese em estudos mais recentes de verificação de variações de fácies e de espessuras resultantes de subsidência controlada por falhas ou por movimentações halocinéticas, conforme reconhecido pela interpretação de perfis sísmicos e ainda com base em variações nas taxas de subsidência entre os diferentes setores da BL.

Ao longo deste trabalho adota-se este último modelo seguindo, genericamente, a recente síntese de Kullberg *et al.*, 2013. Considera-se que um episódio ou fase de *rifting* corresponde ao processo geodinâmico regional trativo que conduz ao adelgaçamento da litosfera e, eventualmente, à sua rotura. Está-lhe associada uma megassequência deposicional característica, genericamente constituída pelas sequências pré, sin e pós-*rift*.

A1.1.1.1. 1º Episódio de *Rifting* (Triásico – Sinemuriano)

A este primeiro episódio corresponde uma megassequência sedimentar que se iniciou por depósitos vermelhos de natureza terrígena genericamente considerados do Triásico Superior (Formação de Silves) a que se seguem diacronicamente depósitos margosos ricos em evaporitos que constituem a Formação de Dagorda, cuja idade, no setor central da BL, é essencialmente hetangiana (Rocha *et al.*, 1996). Esta sequência termina com a deposição da Formação de Coimbra no Sinemuriano, a qual apresenta uma natureza inicial dolomítica.

Embora sem dados concretos que o possam confirmar sem margem para dúvidas, existe consenso de que a Formação de Silves se terá depositado em bacias tectónicas do tipo *graben* e *half-graben* em franca subsidência (Montenat & Guéry, 1984; Wilson *et al.*, 1989; Pinheiro *et al.*, 1996; Rocha *et al.*, 1996; Rasmussen *et al.*, 1998; Kullberg, 2000 Kullberg *et al.*, 2013). O campo distensivo estaria orientado segundo NE-SW (Matos, Miranda, Pina *et al.*, 2010; Kullberg *et al.*, 2013).

Alguns autores, como Stapel *et al.*, 1996; Rasmussen *et al.*, 1998; Alves *et al.*, 2002, consideram que esta primeira fase de *rifting* na BL terá decorrido apenas até ao topo do Hetangiano, correspondendo os depósitos evaporíticos à sequência pós-*rift*. Já Kullberg *et al.*, 2013, consideram que a sequência de pós-*rift* terá tido o seu início apenas no final do Hetangiano, altura em que a Formação de Dagorda traduz maiores influências marinhas, conforme demonstrado pelo aumento do seu carácter evaporítico e pela presença de níveis dolomíticos. A Formação de Coimbra ter-se-á depositado numa rampa carbonatada.

A1.1.1.2. 2º Episódio de *Rifting* (Pliensbaquiano – Caloviano Superior)

O limite superior que aqui se considera para a megassequência representativa do segundo episódio de *rifting* não segue o modelo de Kullberg, 2000, que o coloca no Oxfordiano. Segue antes o modelo defendido por autores como Montenat & Guéry, 1984; Wilson *et al.*, 1989; Pinheiro *et al.*, 1996; Pena dos Reis & Pimentel, 2010 (3 episódios de *rifting*) ou Stapel *et al.*, 1996; Rasmussen *et al.*, 1998 (4 episódios de *rifting*).

A sequência sedimentar representativa deste episódio está representada pelas formações de Brenha e de Candeeiros, de acordo com a nomenclatura geralmente utilizada na interpretação de perfis sísmicos. A formação de Brenha, de natureza margo-calcária, traduz um acentuar progressivo das condições marinhas que se tinham iniciado no episódio anterior, tendo a sedimentação ocorrido sobre uma rampa carbonatada que agora se apresenta basculada para ocidente (Azerêdo *et al.*, 2003). Esta nova estruturação da bacia em *half graben* resulta das transformações associadas a um impulso distensivo segundo E-W no início do Pliensbaquiano (Kullberg *et al.*, 2013). Essas transformações estão ainda traduzidas por soerguimentos de blocos e movimentações halocinéticas com geração de anticlinais salíferos a partir do Toarciano (Montenat & Guéry, 1984; Guéry, Montenat & Vachard, 1986; Wilson *et al.*, 1989; Rasmussen *et al.*, 1998). Desses soerguimentos e movimentações halocinéticas e resultaram fortes variações de fácies e de espessura das unidades carbonatadas que se depositaram neste período de tempo.

A formação de Candeeiros depositou-se diacronicamente do Bajociano ao Caloviano. Essa deposição decorreu sob um ambiente de quiescência tectónica, demonstrando as unidades sedimentares uma tendência regressiva que terá mesmo dado lugar à instalação de uma rampa carbonatada de alta

energia a partir do Batoniano (Azerêdo *et al.*, 2003). Essa rampa está representada por fácies oolíticas bioclásticas.

A passagem para a sequência seguinte está marcada por uma lacuna sedimentar que abrange o Caloviano superior e o Oxfordiano inferior e à qual estão associados episódios erosivos que chegam a alcançar o Batoniano. Azerêdo *et al.*, 2002, consideram que esta descontinuidade se verifica a nível de toda a BL e que terá correspondência com evento eustático regressivo a nível global, mas com fortes influências tectônicas de âmbito local pois, como também documentado anteriormente por Montenat *et al.*, 1988, verificam-se diferenças angulares entre os depósitos acima e abaixo da descontinuidade. Como mais adiante se referirá, estas influências tectônicas deverão ter correspondência com um curto episódio de inversão precoce na BL e melhor documentado na Bacia Algarvia (Terrinha, 1998; Terrinha, Ribeiro, Kullberg *et al.*, 2002).

Em Kullberg *et al.*, 2013, considera-se que a megassequência representativa deste segundo episódio de *rifting* abrange ainda os depósitos de todo o Oxfordiano. Esses autores justificam essa hipótese pelo fato de considerarem que a tendência regressiva que afetou a rampa carbonatada a partir do Bajociano terá tido o seu apogeu após o hiato do Caloviano – Oxfordiano. Esse apogeu está traduzido pelos depósitos lacustres do Oxfordiano médio (Formação de Cabaços) e a eles seguiram-se, para o final desse andar, os calcários da Formação de Montejunto representativos de um novo acentuar das influências marinhas (sequência pós-*rift*).

A1.1.1.3. 3º Episódio de *Rifting* (Oxfordiano médio – Berriasiano inferior)

Como referido, à exceção Kullberg *et al.*, 2013, a maioria dos autores que têm vindo a ser referenciados considera que a sequência sedimentar representativa do segundo principal episódio de *rifting* na BL tem o seu início marcado pela deposição de calcários característicos de ambientes lacustres datados do Oxfordiano médio e sobre os quais assentam calcários característicos de ambientes marinhos. Estes, ainda do Oxfordiano médio, ter-se-ão depositado sobre uma plataforma tectonicamente instável que justifica as fortes variações de fácies que denotam por toda a BL e que incluem desde fauna típica de ambientes de relativa profundidade até às principais bioedificações que conhecidas na bacia (Leinfelder & Wilson, 1989; Rocha *et al.*, 1996).

Estas variações de fácies ocorreram na dependência de subsidência controlada por movimentação de falhas e por anticlinais salíferos que mostram crescimento no Oxfordiano, também eles na dependência do rejuvenescimento da atividade de falhas tardi-variscas (Guéry *et al.*, 1986; Wilson *et al.*, 1989; Canerot, Rey, Baptista *et al.*, 1995; Rasmussen *et al.*, 1998; Alves *et al.*, 2002; 2003a; Alves, Manuppella, Gawthorpe *et al.*, 2003b). Alguns autores, como Montenat *et al.*, 1988 e Pinheiro *et al.*, 1996, consideram que estas movimentações halocinéticas terão mesmo levado à extrusão diapírica, sendo as estruturas posteriormente seladas no Kimeridgiano.

De acordo com Kullberg *et al.*, 2013, a orientação do campo distensivo estaria na continuação do que se vinha verificando desde o Pliensbaquiano, ou seja, em torno de E-W. Porém, Wilson *et al.*, 1989, consideram que a ocorrência de estruturas filonianas orientadas NW-SE e que datam do final do Jurássico é indiciadora de que o campo distensivo estaria orientado NE-SW. Como mais à frente será abordado, Ribeiro *et al.*, 1996b, atribuem a essas estruturas filonianas uma diferente origem.

É por esta altura, no Oxfordiano médio, que se iniciou a individualização das sub-bacias de Bombarral, Turcifal e Arruda (Figura 3), as quais foram preenchidas por uma muito espessa sequência de depósitos siliciclásticos representativos do auge da distensão, entre o topo do Oxfordiano e a base do Kimeridgiano (Wilson, 1988; Rocha *et al.*, 1996; Pena dos Reis, Cunha, Dinis *et al.*, 2000; Alves *et al.*, 2003b; Carvalho, Matias, Torres *et al.*, 2005). A partir do final do Kimeridgiano e até ao Berriasiano inferior, a sedimentação manteve um carácter predominantemente siliciclástico, com algumas intercalações margosas no início. Contudo, as fácies passaram a ser representativas de sistemas prográdantes fluvio-deltaicos, dominados por variações eustáticas, tendo correspondência com a fase final de colmatção total da bacia sob lenta subsidência térmica (Pena dos Reis *et al.*, 2000; Pena dos Reis & Pimentel, 2010). Estes mesmos autores, bem como a maioria dos que têm vindo a ser referidos, associam o final deste episódio de *rifting* da BL à rotura continental ou de litosfera mantélica exumada, com subsequente formação de crosta oceânica que por esta altura terá ocorrido na Planície Abissal do Tejo (Mauffret, Mougnot, Miles *et al.*, 1989; Srivastava, Sibuet, Cande *et al.*, 2000; Pereira & Alves, 2011). Contudo, outros autores afirmam que essa rotura terá ocorrido posteriormente, na passagem entre o final do Valanginiano e o Hauteriviano inicial (Pinheiro *et al.*, 1996; Tucholke, Sawyer & Sibuet, 2007; Tucholke & Sibuet, 2007). Na realidade, este é um assunto em discussão atual, quer para a Planície Abissal do Tejo, quer para as restantes áreas da Margem Oeste Ibérica, de tal modo que se coloca em causa o significado da *breakup unconformity* em margens de *rifting* não vulcânicas (Sibuet, Srivastava & Manatschal, 2007; Péron-Pinvidic & Manatschal, 2009), bem como o significado geodinâmico das anomalias magnéticas neste tipo de margens (Bronner, Sauter, Manatschal *et al.*, 2011).

A1.1.1.4. 4º Episódio de *Rifting* (Berriasiano superior – Aptiano superior)

É consensual que este episódio de *rifting* foi o responsável pela separação entre a Ibéria e o Canadá por três roturas consecutivas que progrediram de sul para norte, dando início ao processo de expansão do fundo oceânico. O testemunho sedimentar da ocorrência deste episódio na BL corresponde a uma megassequência representada, sobretudo, para sul da região de Torres Vedras (Wilson, 1988; Rocha *et al.*, 1996; Kullberg *et al.*, 2006; Rey *et al.*, 2006). Os depósitos são siliciclásticos, de natureza fluvial, passando lateralmente, para sul, a depósitos marinhos constituídos por margas e calcários, representativos das zonas mais profundas da bacia (Rocha *et al.*, 1996; Rey *et al.*, 2006). No Setor Central da BL, para norte do extenso afloramento da região de Torres Vedras (Figura 3), esta megassequência está praticamente ausente, o que corresponde a importante lacuna sedimentar reconhecida por todos os autores até agora referidos. Apenas ocorre até à região de Alcanede sobre a forma de retalhos dispersos assentes em discordância sobre as formações jurássicas. Estes retalhos continuam a mostrar um carácter fluvial e admitem-se como correspondentes a socalcos marginais da bacia de deposição (Rocha *et al.*, 1996).

Kullberg *et al.*, 2013, consideram que é neste período de tempo que decorrem as primeiras movimentações diapíricas efetivas, ou seja, em que houve movimentação vertical de massas salíferas com rompimento da cobertura. Segundo os mesmos autores, essas movimentações terão sido despoletadas por magmatismo no início deste episódio distensivo e o campo distensivo continuaria com uma orientação próxima de E-W.

A1.1.1.5. Evolução cretácica pós-rift (Aptiano superior - Maastrichtiano)

No Aptiano superior verifica-se uma importante descontinuidade que corresponde a uma superfície de erosão afetando toda a BL (Descontinuidade D14 de Kullberg *et al.*, 2013). Estará relacionada com importante soerguimento térmico decorrente do *rifting* na margem Oeste Ibérica, marcando o início da expansão oceânica do Atlântico norte (Dinis & Trincão, 1995; Rey *et al.*, 2006; Dinis *et al.*, 2008). Sobre esta superfície de erosão e cobrindo blocos basculados, depositou-se, no período compreendido entre o Aptiano superior e o Campaniano inferior, uma nova megassequência sedimentar constituída, fundamentalmente, por diversos corpos siliciclásticos grosseiros de ambientes fluvio-deltaicos. Traduzem o enchimento final da BL durante a subsidência térmica pós-rift (Rey *et al.*, 2006; Dinis *et al.*, 2008).

Na realidade, segundo Rey *et al.*, 2006, o pleno enchimento é alcançado de modo diacrónico entre o Albiano médio, na região de Lisboa, e o final do Cenomaniano – início do Turoniano, na região de Figueira da Foz, com a instalação de uma rampa carbonatada que abrangia quase toda a bacia. A partir desta altura não faz mais sentido o conceito morfológico de BL, pois deixaram de existir os relevos tectónicos que a limitavam a Oeste, tendo-se instalado uma paleogeografia de margem passiva que se mantém até à atualidade. Estes mesmos autores consideram que a instalação desta rampa decorreu de profundas transformações paleogeográficas na Ibéria por efeito do início da expansão oceânica no Golfo da Biscaia, de Oeste para Este, a partir do Aptiano. Como resultado da conjugação dessa abertura oceânica com a que já se vinha processando na Bacia da Galiza, inicia-se a rotação sinistrogira da Ibéria. Essa rotação terá sofrido aceleração a partir do Cenomaniano e terá cessado no Campaniano inferior, altura em que cessou a abertura do Golfo da Biscaia e a Ibéria passou a estar solidária com a placa africana (Rey *et al.*, 2006; Dinis *et al.*, 2008).

A sedimentação do final do Cretácico, do Campaniano médio ao Maastrichtiano, reflete o fim da expansão oceânica no Golfo da Biscaia e o início incipiente da compressão pirenaica entre a Ibéria e a Eurásia no Campaniano (Dinis *et al.*, 2008; Kullberg *et al.*, 2013). Corresponde a nova megassequência de natureza fluvial (arenitos e lutitos) que ocorre unicamente para norte da Falha da Nazaré e cujas variações de fácies estão associadas a rejuvenescimento da atividade diapírica (Pena dos Reis, 2000; Dinis *et al.*, 2008). Do mesmo modo, estes e outros autores (Pinheiro *et al.*, 1996; Alves *et al.*, 2003a), apontam que muitas das variações laterais de fácies que caracterizam toda a sedimentação pós-aptiana e ainda a descontinuidade traduzida por superfície cársica que se verifica na passagem do Cenomaniano ao Turoniano, estarão relacionadas com movimentações diapíricas.

A1.1.1.6. Inversões precoces

Embora durante o Mesozoico a BL tenha estado sujeita a um regime tectónico distensivo, houve períodos da sua evolução marcados por descontinuidades estratigráficas que se associam a curtos episódios compressivos (Kullberg *et al.*, 2013). Este tipo de episódios foi pela primeira vez descrito na Bacia Algarvia por Terrinha, 1998; Terrinha *et al.*, 2002, nomeadamente:

- Falhas inversas sin-sedimentares no final do Carixiano;
- Dobramentos apertados associados a falhas inversas intra-Caloviano, estando ambas as estruturas truncadas pela descontinuidade Caloviano sup. – Oxfordiano inf. a médio;
- Discordância angular entre o Cretácico Inferior e o Jurássico Superior, estando este mais deformado que o primeiro.

Relativamente às evidências destes episódios na área emersa da BL, Kullberg *et al.*, 2013, apontam as associadas à importante descontinuidade do Jurássico Médio – Jurássico Superior, nomeadamente uma falha inversa datável deste intervalo de tempo e que se encontra selada e, na Serra dos Candeeiros (MCE), uma discordância angular entre as unidades do Jurássico Superior e as do Jurássico Médio, estando estas últimas mais deformadas que as primeiras.

Ribeiro *et al.*, 1996b, referem também evidências para um outro episódio de inversão precoce associado à descontinuidade entre o Jurássico e o Cretácico na região do MCE. Tais evidências assentam no fato de um filão que atribuem a um cortejo ígneo datado isotopicamente da passagem Jurássico – Cretácico, cortar uma falha normal invertida. Portanto, o filão pós-data a inversão. Estes autores admitem que as causas que estão na base desta inversão transitória justificam a instalação imediatamente posterior de estruturas filonianas orientadas em torno de NW-SE e estarão relacionadas com ajustamentos litosféricos derivados da movimentação relativa entre África, Ibéria e Europa, ou com colapsos térmicos não compensados por extensão. Kullberg *et al.*, 2006; Kullberg *et al.*, 2013, não fazem referência a esta evidência, pelo que se admite que a colocam em causa. Contudo, admitem que à semelhança do que é referenciado no Algarve por Terrinha *et al.*, 2002, o último episódio de rifting na BL também poderá ter sido precedido de inversão precoce na passagem do Jurássico ao Cretácico.

A1.1.2. Período compressivo

A partir do final do Cretácico a Península Ibérica ficou sujeita a um regime tectónico generalizadamente compressivo que se mantém até à atualidade e conduziu à inversão tectónica das estruturas formadas durante a distensão mesozoica na BL. Essa inversão decorreu em duas etapas principais, nomeadamente a fase compressiva Pirenaica (final do Cretácico - Paleogénico) e a Bética (Miocénico). As estruturas tectónicas de inversão no território português são sobretudo representativas da compressão miocénica (Ribeiro *et al.*, 1979).

O Setor Central da BL foi o mais atingido pelo soerguimento tectónico e erosão, levando à exposição das formações mesozoicas mais antigas. Os sedimentos resultantes acumularam-se em duas bacias marginais ao Setor, nomeadamente a Bacia do Mondego, a norte, e a Bacia do Baixo Tejo, a sul (Cunha, 1992). Podem, por isso, ser consideradas bacias de antepaís (*foreland basins*).

A sedimentação pós-cretácica é fundamentalmente de natureza continental siliciclástica, com diferenciações carbonatadas, lacustres, como as que ocorrem na Bacia do Baixo Tejo. Cunha, 1992, individualizou 8 sequências sedimentares de primeira ordem limitadas por descontinuidades que refletem a evolução da margem Oeste da Ibéria onde se situa a BL sob regime tectónico compressivo.

A1.1.2.1. Fase Pirenaica

A compressão pirenaica resultou da colisão entre a Ibéria (solidária com a Placa Africana) e a Placa Euroasiática a partir do Campaniano inferior. Desta compressão, cujo clímax foi atingido no final do Eocénico (Casas Sainz & Faccenna, 2001; Andeweg, 2002), resultaram os Pirenéus, após subducção incipiente no Golfo da Biscaia, bem como numerosas outras estruturas que afetaram sobretudo o Maciço Hespérico durante o Paleogénico (Pinheiro *et al.*, 1996; Galdeano, 2000; Rosenbaum *et al.*, 2002; Liesa & Simón, 2009).

Na região da BL, Cunha, 1992, considera duas etapas tectonossedimentares que se relacionam com a compressão pirenaica. Uma, do fim do Campaniano ao início do Eocénico médio (Luteciano), tem o seu início marcado pela intrusão dos maciços subvulcânicos alcalinos de Sintra, Sines e Monchique, pela extrusão dos basaltos da região de Lisboa, pelo abatimento do bloco a NW da Falha da Nazaré e, ainda, por diapirismo. A outra etapa decorre do Eocénico médio (final do Luteciano) ao final do Oligocénico e corresponde ao auge da compressão nos Pirenéus.

Com base nas distribuições de fácies dos preenchimentos detríticos das bacias do Mondego e do Baixo Tejo – Sado, tem sido admitido que essas bacias tiveram o seu desenvolvimento inicial no decorrer desta última etapa compressiva como resultado da reativação por tração secundária de falhas tardi-variscas orientadas NE-SW (Galopim de Carvalho, Ribeiro & Cabral, 1985; Cunha, 1992; Pimentel & Azevedo, 1994; Barbosa, 1995).

A1.1.2.2. Fase Bética

Tendo-se amalgamado a Ibéria com a Eurásia no final do Oligocénico, a fronteira de placas com maior atividade transferiu-se para sul, ativando movimentação sinistrogira na fronteira Açores – Gibraltar. A convergência passou a desenrolar-se entre a Placa Africana e a Ibéria, levando à formação da Cadeia Bética no sul de Espanha, bem como diversas outras estruturas como resultado da transmissão das tensões compressivas de sul para norte na Placa Ibérica (Pinheiro *et al.*, 1996; Morales, Serrano, Jabaloy *et al.*, 1999; Galdeano, 2000; Andeweg, 2002; Jabaloy *et al.*, 2002; Liesa & Simón, 2009). Em Portugal, a cadeia da Arrábida é o resultado mais expressivo da transmissão dessa compressão intraplaca (Ribeiro *et al.*, 1979; Kullberg, Kullberg & Terrinha, 2000).

Cunha, 1992, considera que a Fase Bética se traduziu na região da BL por 2 etapas tectonossedimentares. Uma decorreu do final do Oligocénico (Chatiano superior) à base do Miocénico superior (Tortoniano inferior) e a outra decorreu do Miocénico superior (Tortoniano sup.) até ao final do Pliocénico ou ter-se-á mesmo prolongado para o Plistocénico. A esta última etapa o autor associa o auge da compressão bética em Portugal com reativação dos acidentes subparalelos àquela cadeia montanhosa. De acordo com De Vicente, Cloetingh, Van Wees *et al.*, 2011, esse clímax terá sido alcançado no Tortoniano médio.

De um modo geral, as estruturas béticas no território português estão traduzidas pela reativação cavalgante ou transpressiva dos acidentes tardi-variscos e mesozoicos, pela formação de dobramentos de grande amplitude, pela criação de bacias na frente dos cavalgamentos e pela reativação das estruturas salinas. A este respeito, Rasmussen *et al.*, 1998, refere que o diapirismo efetivo na BL apenas ocorreu pela primeira vez durante o Miocénico médio.

Como referido anteriormente, a Cadeia da Arrábida é estrutura mais representativa da compressão miocénica em Portugal. O seu levantamento decorreu de dois impulsos compressivos. O primeiro é de idade intra-Burdigaliano (Antunes, Elderfield, Legoinha *et al.*, 1995) e o segundo, o mais intenso, é posterior ao Tortoniano médio e anterior ao Pliocénico (Ribeiro *et al.*, 1979; Ribeiro, Kullberg, Kullberg *et al.*, 1990). Recentemente, Pais, Cunha, Pereira *et al.*, 2012, referem não ser possível atribuir a este segundo impulso tectónico uma idade posterior ao Serravaliano superior.

Para além da Cadeia da Arrábida, Ribeiro *et al.*, 1979; Ribeiro *et al.*, 1990; Terrinha, Kullberg, Kullberg *et al.*, 1996; Kullberg *et al.*, 2013, referem outras estruturas representativas da compressão bética em Portugal, nomeadamente:

- O Sistema de Cavalgamentos Arrife – Tejo que mimetiza o bordo distensivo oriental do setor central da BL;
- A Falha da Nazaré como cavalgamento de idade finicretácica, vergente para NW e que corta, segundo a direção, a falha extensional com o mesmo nome;
- A Cavalgamento da Serra da Boa Viagem, a norte da Figueira da Foz, que corresponde a uma estrutura vergente para norte limitada por duas rampas laterais;
- Indentadores resultantes da interseção de acidentes E-W e NNE-SSW por efeito da compressão NW-SE miocénica e
- Diapirismo.

O estilo tectónico da deformação foi condicionado pela existência dos evaporitos da base do Mesozoico que funcionaram como nível de descolamento do soco, conduzindo a uma tectónica do tipo pelicular (Kullberg *et al.*, 2013). Este estilo de deformação distribuiu-se por largas áreas e foi o responsável pelos principais encurtamentos e soerguimentos (Ribeiro *et al.*, 1996b). O Setor Central da BL foi o que sofreu maior inversão, sendo a continuação da Cordilheira Central Portuguesa. Contudo e ainda segundo os mesmos autores, abaixo do nível evaporítico, a deformação concentrou-se na reativação transpressiva de alguns acidentes maiores tardi-variscos, ou seja, em tectónica *thick skinned*.

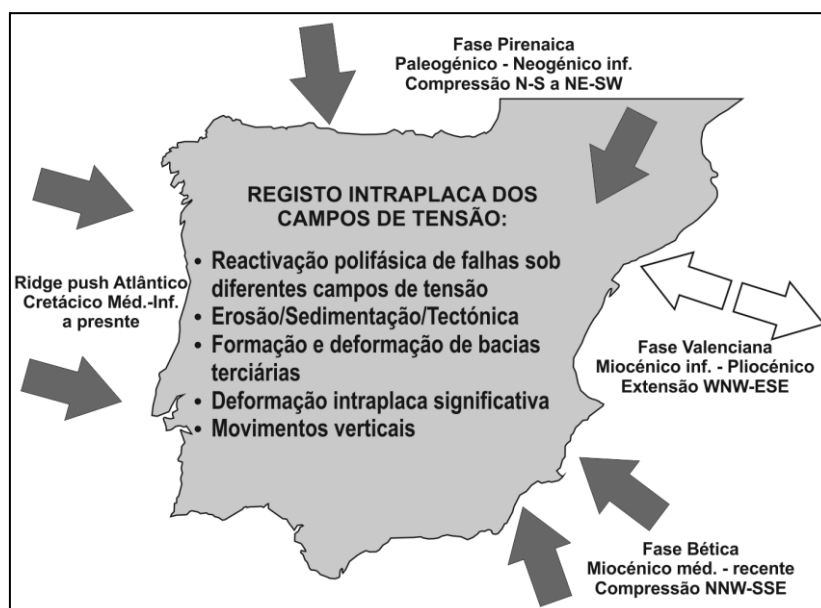


Figura 4- Tensões e deformações alpinas na Placa Ibérica (adaptado de Cloetingh, Burov, Beekman *et al.*, 2002).

A1.1.2.3. Paleotensões

Desde o final do Cretácico a microplaca ibérica tem estado sujeita a um regime tectónico generalizadamente compressivo. Esse regime é dependente da combinação e modo de transmissão intraplaca de três forças principais (Figura 4): as resultantes da convergência a norte com a Placa Euroasiática, as resultantes da convergência a sul com a Placa Africana e as resultantes da expansão oceânica atlântica (*ridge push* atlântico) (Andeweg, 2002; Cloetingh *et al.*, 2002; Liesa & Simón, 2009).

Atualmente existe consenso em admitir que a combinação dessas forças resultou num regime tectónico compressivo geral orientado N-S, o qual, a partir do final do Miocénico, rodou para NW-SE (De Vicente *et al.*, 2011). De acordo com Andeweg, 2002, não faz sentido aplicar o conceito de fases tectónicas à Ibéria pois os paleocampos de tensão, para além de variarem no tempo, dependeram do modo como as três principais forças litosféricas mencionadas se combinaram em cada local. Contudo, tal como discriminado atrás, tem sido comum referir dois episódios compressivos principais: o pirenaico e o bético.

A partir das inúmeras direções preferenciais de compressão determinadas ao longo dos anos para a Ibéria, Liesa & Simón, 2009, admitem que elas resultam de três campos de tensão compressiva intraplaca principais e independentes, mas que se sobrepõem no espaço e no tempo:

- NE-SW – é a tensão de âmbito mais regional na Ibéria e terá prevalecido essencialmente do Eocénico ao Oligocénico superior. Resulta da combinação do *ridge push* atlântico com as tensões transmitidas a partir de norte por efeito da convergência com a Europa.
- NNE-SSW – desde o Oligocénico superior ao final do Miocénico e correlaciona-se com o envolvimento do soco na convergência pirenaica, assumindo o *ridge push* atlântico um papel secundário.
- WNW-ESE a NW-SE – desde o Eocénico ao Miocénico inferior. Sempre relacionada com o *ridge push* atlântico e sua combinação inicial com a convergência na margem oriental da Ibéria nos estádios originais da orogenia (convergência WNW-ESE) e, posteriormente, com a tensão transmitida de sul devido à convergência com a Placa Africana, inicialmente segundo NNW-SSE.

Os dados relativos à orientação dos campos de tensão em Portugal, na região correspondente à BL, durante o Cenozoico são escassos. Como já mencionado, a génese das principais bacias cenozoicas estará associada a compressões orientadas NE-SW, a partir do Eocénico médio. Particularmente para a Bacia do Baixo Tejo, Barbosa, 1995, admite que a sua evolução terá decorrido sob influência de tectónica compressiva orientada segundo N-S, do Oligocénico superior ao início do Miocénico superior e, posteriormente, segundo NNW-SSE.

Outros autores basearam-se em estilólitos, critérios cinemáticos de planos de falhas e respetivas relações de corte, para determinar os campos de tensão cenozoicos no território português. Lepvrier & Mougnot, 1984, referem, para o Setor Central da Bacia Lusitaniana, um episódio compressivo segundo N-S a NNE-SSW que terá ocorrido do final do Cretácico Superior até ao Eocénico médio. Já Drogue & Almeida, 1984, apontam essa mesma orientação para o Eocénico e uma orientação NNW-SSE para o Miocénico. Willis, 1988, refere um impulso compressivo N-S a NE-SW algures no período compreendido entre a base do Cretácico Superior e o Oligocénico.

Relativamente às idades apontadas por estes autores para os episódios compressivos deduzidos a partir de estruturas frágeis, importa notar, tal como eles próprios o fazem, que essas idades são meramente especulativas, dada a ausência de marcadores estratigráficos cenozoicos nos locais em que recolheram os dados. Por essa mesma razão, Crispim, 1995, também com base em medições de planos estriados no MCE, determinou uma direção de compressão NE-SW que evolui por etapas sucessivas até NW-SE, sem contudo especificar a sua idade.

Ribeiro, Cabral, Baptista *et al.*, 1996a e Ribeiro, 2000, consideram que na margem Oeste da Ibéria, o campo de tensões compressivo tem vindo a rodar no sentido contrário aos ponteiros do relógio desde o início do Miocénico (NNW-SSE) até à atualidade (WNW-ESE), como resultado da instalação incipiente duma fronteira de placas ativa na margem Oeste da Placa Ibérica.

A1.1.3. Magmatismo

A individualização da microplaca ibérica, como resultado da fragmentação da *Pangeia* no início do Mesozoico até à rotura final que deu lugar à abertura do Atlântico norte, foi acompanhada de magmatismo. Embora alguns autores defendam que o registo dessa atividade em Portugal compreende quatro ciclos magmáticos (Ribeiro *et al.*, 1979; Pinheiro *et al.*, 1996), o consenso parece apontar para a existência de apenas três ciclos (Ferreira & Macedo, 1983; Martins, 1991; Miranda, Valadares, Terrinha *et al.*, 2009; Martins, Miranda, Alves *et al.*, 2010; Kullberg *et al.*, 2013). Tendo em conta os dados mais recentes apresentados por Martins *et al.*, 2010, estes correspondem a:

- I. Ciclo de afinidade toleítica com idade compreendida entre 202 e 198 Ma;
- II. Ciclo transicional entre os 147 e os 141 Ma;
- III. Ciclo alcalino entre os 94 e os 72 Ma.

Ainda de acordo com os mesmos autores, o primeiro ciclo está associado às fases iniciais da abertura do Atlântico Central, estando representado na Ibéria essencialmente por rochas extrusivas. Enquadra-se na chamada Província Magmática do Atlântico Central (*CAMP – Central Atlantic Magmatic Province* (Marzoli, Renne, Piccirillo *et al.*, 1999)). Em Portugal e de acordo com Kullberg *et al.*, 2013, este ciclo está essencialmente representado na Bacia Algarvia, não estando na BL.

O segundo ciclo ocorreu durante a passagem Jurássico – Cretácico, estando particularmente bem representado no Setor Central da BL por intermédio de estruturas hipabissais de afinidade alcalina a subalcalina. Kullberg *et al.*, 2013, referem que este magmatismo transicional terá tido a sua origem por fusão parcial do manto subcontinental litosférico, como resultado de um processo de acreção astenosférica (*underplating*) sob regime distensivo.

Por fim, o terceiro ciclo de atividade magmática ocorreu durante o Cretácico Superior e apresenta natureza alcalina. É o mais bem representado na placa Ibérica e nele integram-se os maciços de Sintra, Sines e Monchique. Na BL, para além do Maciço de Sintra, correspondem a este ciclo o Complexo Vulcânico de Lisboa, o Complexo Radial de Mafra e estruturas filonianas no interior dos diapiros de Rio Maior e Sesimbra. Miranda *et al.*, 2009, especificam dois impulsos magmáticos para este terceiro ciclo. Um aos 94 – 88 Ma, durante a abertura do Golfo da Biscaia e consequente rotação sinistrogira da microplaca ibérica, e outro aos 75 – 72 Ma, coincidente com os estádios iniciais da compressão Alpina.

A1.2. O MACIÇO CALCÁRIO ESTREMENHO

A1.2.1. Limites e Morfoestruturas do MCE

O MCE integra-se no Setor Central da BL (Figura 3). Com uma forma aproximadamente trapezoidal, ocupa cerca de 750 km² e apresenta-se sobrelevado relativamente às regiões limítrofes. Tem como limites a Bacia Terciária do Tejo a sudeste, a Bacia de Ourém a nordeste e a bacia de Bombarral – Alcobaça a noroeste.

O limite sudeste do MCE com a Bacia Terciária do Tejo corresponde à Falha do Arrife que, como abordado anteriormente, é uma das falhas do bordo oriental da BL. Atualmente, por efeito da inversão cenozoica, corresponde a um cavalgamento NE-SW sobre a Bacia Terciária do Tejo. Esta,

sendo o principal domínio tectonossedimentar limitante da Bacia Lusitaniana nesta região do país, pode ser considerada como uma bacia de antepaís (*foreland basin*) (Ribeiro *et al.*, 1990; Ribeiro *et al.*, 1996b).

O limite setentrional é estratigráfico e sem características morfológicas assinaláveis, pois não está marcado por nenhum acidente tectónico. Tem correspondência com o início de extensa área de afloramentos do Cretácico e do Neogénico, de natureza essencialmente siliciclástica, que ocorrem, sobretudo, para norte da linha que une as cidades de Ourém e Leiria.

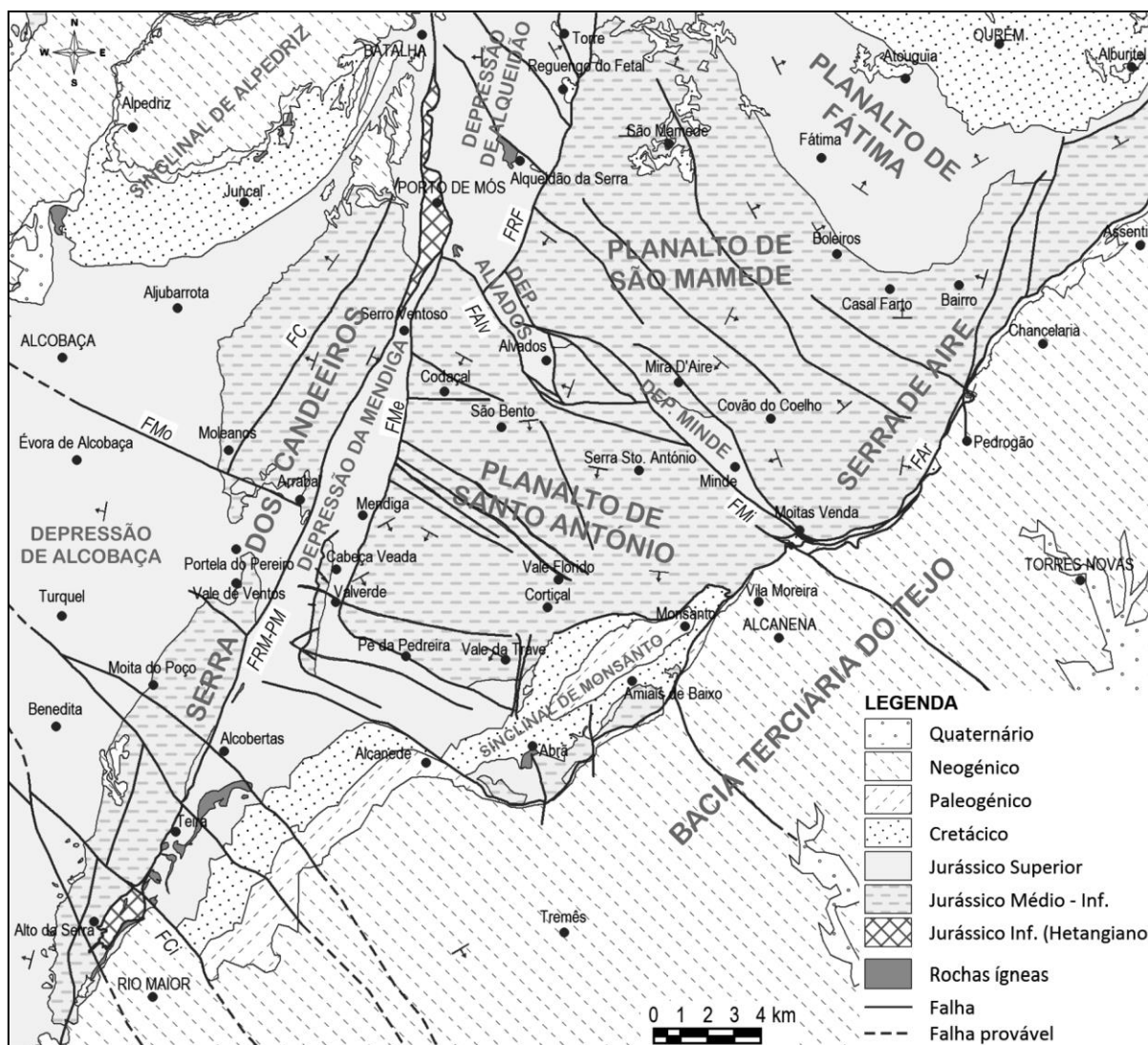


Figura 5- Carta geológica simplificada do MCE com definição das principais unidades morfoestruturais (FAR- Falha do Arrife, FAlv- Falha de Alvados, FC- Falha dos Candeeiros, FCi- Falha de Cidral, FMe- Falha da Mendiga, FMi- Falha de Minde, FMO- Falha de Moleanos, FRF- Falha de Reguengo do Fetal e FRM-PM- Falha de Rio Maior – Porto de Mós; geologia adaptada da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000). Caracterização estrutural é apresentada no Mapa Estrutural do MCE da Figura 57.

O limite noroeste é o sopé da Serra dos Candeeiros, o qual, pelo menos parcialmente, tem correspondência com um acidente tectónico – a Falha dos Candeeiros. Para ocidente deste alinhamento mantêm-se os afloramentos de rochas jurássicas, carbonatadas e detríticas, numa zona deprimida relativamente ao MCE: a Bacia (ou Depressão) de Alcobça – Bombarral.

No MCE distinguem-se três unidades morfoestruturais elevadas, nomeadamente, a Serra dos Candeeiros, o Planalto de Santo António e o Planalto de São Mamede. Considera-se neste trabalho que o Planalto de São Mamede engloba a chamada Plataforma de Fátima, definida por Martins, 1949,

e que a Serra de Aire constitui um prolongamento ainda mais elevado desse planalto para sudeste. Estas unidades morfoestruturais estão separadas por zonas deprimidas associadas a importantes acidentes tectónicos (Figura 5):

- A Depressão da Mendiga (associada às falhas da Mendiga e de Rio Maior – Porto de Mós) e sua continuação para norte, pela Depressão de Alqueidão (associada à Falha de Reguengo do Fetal), separam a Serra dos Candeeiros do Planalto de Santo António e do Planalto de São Mamede, respetivamente;
- As depressões de Alvados e de Minde, associadas ao sistema de Falhas de Alvados – Minde, separam o Planalto de Santo António do Planalto de São Mamede e da Serra de Aire.

A1.2.2. Litostratigrafia do MCE

Conforme o mapa da Figura 5, as rochas aflorantes no MCE datam do Hetangiano ao Pliocénico mas, maioritariamente, são do Jurássico Médio e Superior. É notório que o Jurássico Médio ocorre nas zonas sobre-elevadas, ao passo que o Jurássico Superior ocupa, sobretudo, as regiões deprimidas atrás mencionadas. O Hetangiano, a que correspondem depósitos de natureza evaporítica, aflora ao longo duma estreita faixa entre Rio Maior e Porto de Mós que corresponde a uma "parede de sal" (Kullberg, 2000), ou seja, acidente tectónico ao logo do qual se deu a ascensão dos depósitos evaporíticos. Junto às cidades mencionadas verifica-se o alargamento dessa estrutura.

Quanto à Litostratigrafia, apresenta-se na Figura 6 a coluna respeitante à região do MCE. Foi elaborada tendo em conta as propostas de nomenclatura mais recentes, de acordo com o mencionado na respetiva legenda.

A1.2.3. Falhas principais

Como abordado atrás, há uma relação muito estreita entre a morfologia do MCE e as estruturas tectónicas. Estas correspondem a falhas orientadas segundo três direções preferenciais: NNE-SSW, NW-SE e NE-SW.

Os acidentes NNE-SSW são os mais frequentes e integram 4 grandes falhas: a Falha dos Candeeiros que limita a Serra com o mesmo nome a Oeste, a Falha de Rio Maior – Porto de Mós que limita essa Serra do lado oriental e que já foi abordada, e o sistema constituído pela Falha da Mendiga (no bordo ocidental do Planalto de Sto. António) e pela Falha de Reguengo do Fetal (no bordo ocidental do Planalto de São Mamede). Estes acidentes terão funcionado como falhas normais durante as fases extensionais mesozoicas e pelo menos algumas delas terão sofrido inversão durante o Cenozoico, como será o caso da Falha de Rio Maior – Porto de Mós (Kullberg, 2000; Manuppella, Antunes, Almeida *et al.*, 2000).

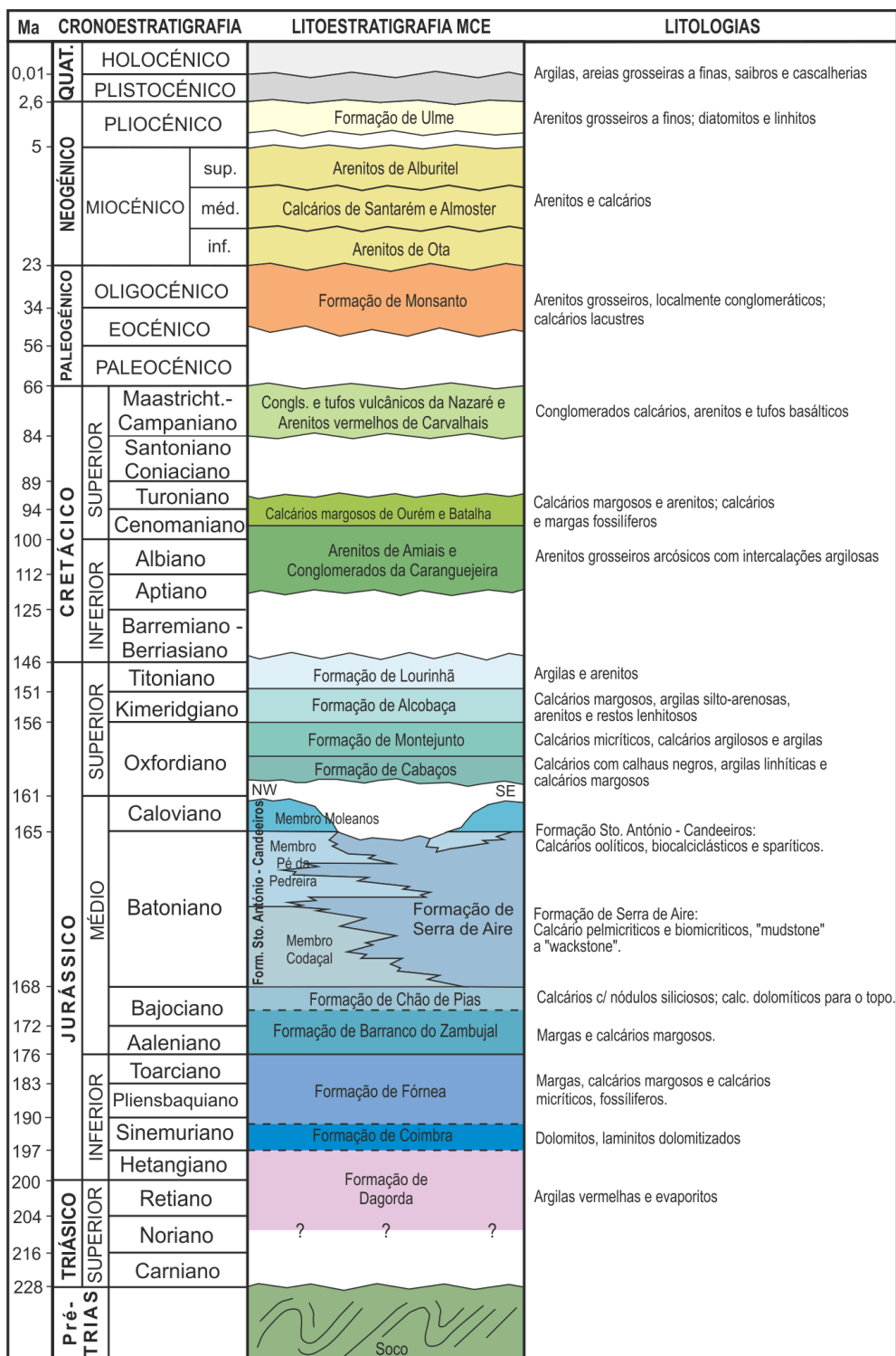


Figura 6- Litostratigrafia do MCE (formações de Dagorda, de Coimbra e formações do Jurássico Sup. de acordo com nomenclatura e definições utilizadas em Kullberg *et al.*, 2013; formações do Jurássico Inf. e Médio de acordo com Azerêdo, 2007; limites das unidades do Cretácico Inf. de acordo com Dinis, 2001, mas com designações informais presentes nas folhas 27-A e 27-C da Carta Geológica de Portugal 1/50000 (IGM); unidades do Cretácico Sup. e do Miocénico de acordo com Barbosa, 1995 mas com terminologia das folhas referidas; Paleogénico e Pliocénico de acordo com Pais *et al.*, 2012; geocronologia de Gradstein, Ogg, Smith *et al.*, 2004 e Ogg, Ogg & Gradstein, 2008).

No que respeita aos acidentes tectónicos NW-SE, eles estão fundamentalmente representados pelo sistema de falhas escalonadas de Alvados e Minde as quais estão interligadas na região de Alvados, limitando uma zona deprimida. À semelhança das anteriores, terão funcionado como falhas normais durante o período distensivo Mesozoico. A sua atividade terá conduzido à estruturação em *roll over* do bloco a teto, ou seja, o atual Planalto de São Mamede. Conforme o mapa da Figura 5 elucida, este

sistema terá sido reativado posteriormente como rampa lateral dextrogira do Cavalgamento do Arrife, durante o período de inversão (Ribeiro *et al.*, 1996b; Manuppella *et al.*, 2000).

Ribeiro *et al.*, 1996b, referem a existência, sob o *roll over* de São Mamede, de uma espessa sequência pelito-evaporítica hetangiana, com aproximadamente dois mil metros de espessura. Associam-na a um *graben* no soco Triásico, na continuação de um outro a norte da Falha da Nazaré (*graben* de Monte Real) e admitem que não terá sido remobilizada halocineticamente. O sistema de falhas de Alvados – Minde estará na continuação do bordo ocidental desse *graben* (Kullberg, 2000).

A direção NW-SE está ainda representada por acidentes que compartimentam os dois planaltos, estando alguns deles intruídos por rochas doleríticas. A par com outros de grandes dimensões que afetam sobretudo a Depressão de Alcobaça e se prolongam para a Bacia Terciária do Tejo, constituem um dos traços distintivos do Setor Central da BL. Como já anteriormente abordado, Wilson *et al.*, 1989, associam estes acidentes às fases distensivas mesozoicas. Como consequência da posterior compressão miocénica terão sido reativados como desligamentos direitos (Pinheiro *et al.*, 1996).

Quanto à direção NE-SW, ela está sobretudo representada pela Falha do Arrife. Como já anteriormente foi referido, esta falha constitui parte do bordo oriental da BL. Durante a compressão miocénica foi reativada em cavalgamento vergente para SE, em estilo *thin skinned* com descolamento nos depósitos evaporíticos, sem que tenha havido recuperação total da extensão (Ribeiro *et al.*, 1990; Ribeiro *et al.*, 1996b; Manuppella *et al.*, 2000; Kullberg *et al.*, 2013).

A1.2.4. Dobras

Os dobramentos no MCE estão representados, tanto por dobras de grande raio de curvatura, como por dobras apertadas. De entre os primeiros destaca-se o já referenciado *roll over* de São Mamede. Destaca-se também a estruturação anticlinal da Depressão de Alqueidão, da Serra dos Candeeiros e da Serra de Aire. Estas duas últimas estão provavelmente associadas a domas salíferos (Kullberg, 2000). Apresentam eixos sub-horizontais orientados NNE-SSW a NE-SW e terminações periclinais. À exceção do *roll-over* de São Mamede, crê-se que os restantes dobramentos estejam associados à inversão tectónica miocénica (Ribeiro *et al.*, 1996b; Manuppella *et al.*, 2000). Contudo, pelo menos relativamente à Depressão de Alqueidão, o fato de alguns retalhos de depósitos cretácicos assentarem sobre diferentes unidades do Jurássico Superior, permite inferir que este sistema já se apresentava estruturado à semelhança, eventualmente, do reportado por Terrinha *et al.*, 2002, para a Bacia Algarvia. Também relativamente à Serra de Candeeiros se pressupõe uma estruturação anterior ao Miocénico. Com efeito, como já referido anteriormente, verifica-se uma discordância angular entre o Jurássico Superior e o Médio (Montenat *et al.*, 1988; Kullberg *et al.*, 2006).

No contexto da inversão miocénica insere-se ainda a estrutura sinclinal de Monsanto que se desenvolve paralelamente ao Arrife e onde estão preservados depósitos do Cretácico ao Oligocénico inferior.

Quanto aos dobramentos apertados eles acompanham os principais acidentes, nas suas imediações, sendo indicativos da sua reativação em compressão. É o caso particular dos dobramentos na Depressão da Mendiga, entre a falha com o mesmo nome e a Falha de Rio Maior – Porto de Mós, e os que ocorrem nas imediações do Cavalgamento do Arrife.

A1.2.5. Rochas ígneas

No que respeita aos corpos ígneos aflorantes no MCE e regiões limítrofes, podem-se subdividir em três grupos principais, consoante o tipo de estruturas a que se encontram associados:

- Corpos instalados em falhas de orientação NW – SE a WNW – ESE;
- Corpos associados às estruturas diapíricas;
- Corpos isolados com correspondência a aparelhos vulcânicos.

Os correspondentes ao primeiro grupo ocorrem no MCE propriamente dito. Excetua-se o Filão das Gaeiras que atravessa transversalmente a Depressão de Alcobaça, passando junto à povoação que lhe dá o nome. De acordo com a cartografia geológica à escala 1/50000, este grande filão corta a falha que constitui o bordo Este da estrutura de Caldas da Rainha. Estes corpos filonianos afetam todo o Jurássico. As datações radiométricas disponíveis apontam idades para a sua instalação que variam entre os 154 Ma e os 93 Ma (Tabela 1).

Os corpos ígneos associados às estruturas diapíricas são pequenas intrusões dispersas que ocorrem no interior do diapiro das Caldas da Rainha (já fora do MCE), afetando o Hetangiano, e os aflorantes ao longo do acidente de Rio Maior – Porto de Mós. Estes últimos cortam as formações Jurássicas. As datações disponíveis variam entre os 136 MA e os 103 MA, se excluirmos o valor de 77 MA obtido para o corpo de São Martinho por se encontrar bastante alterado (Willis, 1988).

Tabela 1- Datações radiométricas dos corpos ígneos aflorantes no MCE e regiões limítrofes.

Nome	Localização	Enquadramento	Direção	Idade (Ma)	Refª
Perulhal	3 km E Batalha	E diapiro RM-PM	NW-SE	154 ± 4	Willis, 1988
Alqueidão da Serra	5 km NE Porto Mós	E diapiro RM-PM	NW-SE	140 ± 3	Ferreira & Macedo, 1983
Alqueidão da Serra	5 km NE Porto Mós	E diapiro RM-PM	NW-SE	136 ± 4	Willis, 1988
Portal da Serra	5 km N Rio Maior	Encosto E diapiro RM-PM	NNE-SSW	136 ± 4	Willis, 1988
Alcobertas	2 km N Alcobertas	Encosto E diapiro RM-PM	NNE-SSW	133 ± 3	Ferreira & Macedo, 1983
Gaeiras	5 km W Óbidos	E diapiro C Rainha	WNW-ESE	132 ± 2	Ferreira & Macedo, 1987
Tojal de Cima	4 km N Porto Mós	Encosto W diapiro RM-PM	N-S	103 ± 4	Willis, 1988
Vale do Porco	5 km NW Alcanede	E diapiro RM-PM	WNW-ESE	93 ± 4	Willis, 1988 (Filão de Valverde)
Nazaré	1,5 km NW Nazaré	W diapiro C Rainha		80 ± 3	Macedo, 1998
São Martinho	5 km N Rio Maior	Encosto E diapiro RM-PM	NNE-SSW	77 ± 4 (alterado)	Willis, 1988

Nos aparelhos vulcânicos incluem-se a brecha vulcânica de Abrã que afeta rochas do Cenomaniano, a brecha vulcânica de Alpedriz que corta o Aptiano – Albiano e o corpo de Alqueidão da Serra que afeta o Jurássico Superior e que parece associado a um acidente de orientação NW-SE. A instalação deste último terá ocorrido entre aos 140 Ma (Ferreira & Macedo, 1983) ou aos 136 Ma (Willis, 1988), ou seja, no Valanginiano. Neste grupo pode-se englobar ainda a emissão basáltica da Nazaré que de acordo com Macedo, 1998, assenta sobre o Turoniano, o que é congruente com a datação obtida de 80 Ma.

Tendo em atenção os episódios de atividade magmática referenciados para a BL, verifica-se uma relativa concordância com os dois mais recentes, o de natureza transicional e o de natureza alcalina. Na realidade, muitas destas estruturas estiveram na base da definição desses mesmos episódios.

A2. RECONHECIMENTO DE FASES DE RIFTING

A2.1. DADOS E METODOLOGIAS

Para a compreensão da evolução tectónica numa dada região há que recorrer à caracterização das suas principais estruturas. Numa primeira abordagem é comum fazer-se uso da cartografia geológica existente e de meios de deteção remota, nomeadamente imagens de satélite e fotografias aéreas.

Para o caso particular do MCE algumas das principais etapas da sua evolução ocorreram em períodos de tempo de que o registo geológico nesta região é escasso ou em que os dados disponíveis são inconclusivos, nomeadamente os estádios iniciais e finais da sua evolução. Visando suprir essa falta de informação, a área de estudo foi alargada à região da sub-bacia de Bombarral - Alcobaça abrangida pelas folhas 26-B e 26-D da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50 000, tendo-se procedido ao seu estudo essencialmente através da interpretação dos perfis de reflexão sísmica, impressos em papel, existentes e disponíveis para consulta pública no NPEP – Núcleo para a Pesquisa e Exploração do Petróleo do ex-IGM e agora integrado na Direção Geral de Energia e Geologia, sob a designação DPEP - Divisão para a Pesquisa e Prospecção do Petróleo. Esses perfis respeitam a sísmica de reflexão multicanal realizada por empresas sob regimes de contratos de prospecção e pesquisa petrolífera. Essa interpretação integrou ainda dados das sondagens profundas.

A metodologia adotada, embora genérica, seguiu os passos apontados por Fox, 1989 para regiões sob forte influência de tectónica salífera:

- Interpretação dos perfis de reflexão sísmica correlacionando-os entre si e integrando todos os dados disponíveis,
- Realização de mapas estruturais para os horizontes sísmicos considerados relevantes,
- Realização de mapas de isopacas para as sequências deposicionais consideradas,
- Integração e interpretação de todos os dados

A interpretação sismostratigráfica e estrutural dos perfis de reflexão sísmica multicanal foi realizada sobre papel, em fotocópias das versões impressas pelo método *OZALID* fornecidas pela DPEP. Os horizontes sismostratigráficos foram posteriormente digitalizados e importados para uma aplicação informática de cálculo, *Surfer*, a fim de permitir a elaboração dos mapas estruturais e de isopacas referidos. A metodologia inerente a esse processo encontra-se descrita em A2.1.4.

A2.1.1. Sondagens profundas

Consultaram-se os relatórios das sondagens realizadas na região em estudo e a partir deles elaboraram-se *logs* sintéticos com a informação mais relevante para apoio à interpretação sismostratigráfica. Esses *logs* constam do Anexo 1.

As sondagens respeitam a diversas campanhas de prospecção com objetivos diversos: sal (na região de Rio Maior e na estrutura de Caldas da Rainha, em particular na região de Óbidos), carvão (no antigo Couto Mineiro do Lena durante os anos 40 do século XX, em particular na chamada depressão da Mendiga e mais recentemente, na zona da Batalha) e hidrocarbonetos. Na Tabela 2 apresentam-se de modo ainda mais sintético, as unidades litostratigráficas atravessadas pelas sondagens que se mostram mais relevantes para a interpretação dos perfis sísmicos, nomeadamente as sondagens realizadas para prospecção de petróleo e/ou gás. A sua localização consta da Figura 7. A nomenclatura

litostratigráfica que se apresenta na Tabela 2 é a constante dos respectivos relatórios e refere-se à disponibilizada pela Direção Geral de Energia e Geologia (DGEG, 2011).

A sondagem Alj1, por localizada no interior da estrutura das Caldas da Rainha, a cerca de 2900 m de Alpedriz, apenas tem valor local, revelando uma cobertura de sedimentos arenosos do Pliocénico com 73 m de espessura a que se seguem cerca de 2400 m de sedimentos da Formação Dagorda e 84 m de Formação Silves, alcançando o soco metamorfizado aos 2562 m.

A sondagem SM1, cerca de 3 km a sul de São Mamede, serviu de controlo unicamente para a região do Planalto de Fátima, já que esta região se encontra separada da Bacia de Alcobaça, onde recai a maioria dos perfis de reflexão sísmica, por importantes acidentes tectónicos. Esta sondagem tem a particularidade de ter atravessado uma grande espessura de sedimentos da Formação Dagorda que se admite não mobilizada halocineticamente e onde se destaca a abundância de halite. Para esta sondagem não existem dados relativos a velocidades das litologias atravessadas, pelo que o seu vínculo ao perfil 81-3 foi realizado por recurso aos dados de velocidades *stack* constantes do próprio perfil. Esta correlação mostra-se consistente com a realizada por outros autores, nomeadamente Lomholt, Rasmussen, Andersen *et al.*, 1995; Rasmussen *et al.*, 1998.

A sondagem Alj2, situada a cerca de 1500 m a Este de Aljubarrota, destaca-se pela reduzida espessura da Formação de Dagorda: 29 m. Após o vínculo desta sondagem ao perfil MOG96-LUS06 por intermédio dos dados de velocidade disponíveis, apenas se tomou como referência para correlação com os restantes perfis sísmicos a discordância correspondente à passagem Jurássico Médio – Jurássico Superior. Esta opção prendeu-se com a baixa qualidade do perfil em causa.

De acordo com o levantamento da sondagem realizado pela empresa Mohave na altura da sua realização, a passagem Jurássico Médio – Jurássico Superior ocorre aos 229 m. Uma posterior reinterpretação litológica levou a empresa a elaborar um “log” final colocando essa passagem aos 40 m de profundidade abaixo do *Kb* (*Kelly bushing*). No entanto, no relatório da sondagem é também referido um estudo biostratigráfico que aponta para a ocorrência da referida passagem aos 230 m abaixo do *Kb*. Embora as diagrfias realizadas nesta sondagem só forneçam dados de caracterização direta das litologias atravessadas a partir dos 359 m, segundo a tabela de conversão de tempos em profundidades, constante do relatório técnico da sondagem, esta profundidade corresponderá a um tempo duplo (TWT) de 0,1 s abaixo do *datum* sísmico. Face à análise conjunta do perfil MOG96-LUS06 e da cartografia de superfície, nomeadamente o local de afloramento da discordância, parece mais correto considerar a cota de 230 m, ou seja que no local de realização da sondagem a passagem Jurássico Médio – Jurássico Superior ocorre a 220,6 m abaixo da superfície topográfica, o que em termos de tempo duplo no perfil sísmico corresponde aos 0,1 segundos já mencionados. Dados de *Check Shot Survey* e de VSP (*Vertical Seismic Profile*) só existem nesta sondagem para profundidades superiores a 400 m e 500 m, respetivamente, pelo que não foi possível correlacionar os dados anteriores com eventuais variações de velocidade.

A sondagem GA1 foi realizada a cerca de 2150 m a NW de Turquel, na Bacia de Alcobaça. Nesta sondagem consta um *log* de velocidades calibrado resultante dos ensaios nela realizados, nomeadamente, *Check Shot Survey* e Perfil Sísmico Vertical (VSP). Serviram de base ao vínculo desta sondagem com os perfis UTP82-21 e MOG96-LUS07. Como veremos adiante, as correlações entre horizontes sísmicos e horizontes geológicos com base nos dados de velocidade disponíveis só se revelou eficaz para o topo dos níveis pelíticos e evaporíticos da Formação Dagorda, dada a intensa fraturação que afeta os horizontes superiores. No relatório desta sondagem consta ainda uma

descrição sumária das diferentes formações atravessadas, bem como a profundidade da sua ocorrência, suportada em estudos biostratigráficos, os quais constam de relatório próprio.

Tabela 2- Sondagens utilizadas para correlação com os perfis de reflexão sísmica e descrição sintética das unidades atravessadas.

SONDAGEM GAITEIROS (GA1)			
Profundid. (m)	Cronostratigrafia	Formação	Descrição
0 - 239	Titoniano	Lourinhã	Arenitos calcários com intercalações de argilitos vermelhos. Leitos ocasionais de lignito e de calcários micríticos, tornando-se estes mais frequentes para a base.
239 - 309	Kimeridgiano	Alcobaça	Calcários cinzentos a castanhos, micríticos a grainstone intercalados com argilas cinzentas e castanhas.
309 - 722	Oxfordiano méd. - sup.	Montejunto	Calcários de cor creme a cinzenta, micríticos a grainstone com oólitos, <i>pellets</i> e ocasionalmente fragmentos de conchas e de corais. Raros leitos de argilitos.
722 - 823	Oxfordiano médio	Cabaços	Calcários microcristalinos castanhos e cinzentos-escuros, lenhitosos e traços de pirite.
823 - 1826	Bajociano - Caloviano	Candeeiros	Calcários micríticos de cores claras a cinzentas escuras, calcários oolíticos e intercalações de calcários dolomíticos e dolomitos.
1826 - 2247	Sinemuriano sup. - Aaleniano	Brenha	Calcários micríticos cinzentos a cinzento escuros.
2247 - 2289	Sinemuriano inf.	Coimbra	Dolomitos cinzentos com raras intercalações de calcários.
2289 - 2368	Hetangiano	Dagorda	Dolomitos com níveis anidriticos passando para a base a argilitos siltíticos cinzentos.
SONDAGEM ALJUBARROTA 1 (ALJ1)			
Profundid. (m)	Cronostratigrafia	Formação	Descrição
0 - 73	Pliocénico	-	Areias siliciosas castanhas e silts.
73 - 2478	Hetangiano	Dagorda	Argilitos vermelhos e cinzentos alternantes com arenitos, dolomitos calcários, halite, anidrite e raros calcários micríticos.
2478 - 2562	Triásico Sup.	Silves	Argilitos alternantes com arenitos finos a grosseiros e silts avermelhados. Níveis de anidrite e gesso raros.
2562 - 2686	Paleozoico	"Soco"	Rochas metamórficas
SONDAGEM ALJUBARROTA 2 (ALJ2)			
Profundid. (m)	Cronostratigrafia	Formação	Descrição
0 - 229	Oxfordiano méd. - sup.	Cabaços / Montejunto	Calcários micríticos de cor creme clara, localmente oolíticos. Para a base apresentam caráter pelóidico e níveis calcareníticos com 5% grãos de quartzo.
229 - 1110	Bajociano - Caloviano	Candeeiros	Calcários pelóidicos e oolíticos de cor creme.
1110 - 1730	Sinemuriano sup. - Aaleniano	Brenha	Calcários micríticos argilosos de cor cinzenta escura esverdeada.
1730 - 2760		Brenha	Calcários micríticos de cores claras muito ricos em foraminíferos e elevada porosidade. A partir dos 2500 m os calcários adquirem caráter argiloso.
2760 - 2898	Sinemuriano inf.	Coimbra	Dolomitos e calcários dolomíticos cinzento esverdeados e escuros. Intercalações de argilas vermelhas e de anidrite.
2898 - 3027	Hetangiano	Dagorda	Argilas siltíticas vermelhas com intercalações de níveis siltíticos e anidriticos.
3027 - 3616	Triásico Sup.	Silves	Siltitos e arenitos vermelhos, localmente conglomeráticos com calhaus de rochas metamórficas. Intercalações de calcários micríticos ricos em matéria orgânica. Anidrite disseminada.
SONDAGEM SÃO MAMEDE (SM1)			
Profundid. (m)	Cronostratigrafia	Formação	Descrição
0 - 185	Bajociano - Caloviano	Candeeiros	Calcários de cores claras, localmente oolíticos com tendência argilosa para a base.
185 - 802	Sinemuriano sup. - Aaleniano	Brenha	Calcários e calcários argilosos cinzentos com intercalações de lignitos e de margas.
802 - 917	Sinemuriano inf.	Coimbra	Alternâncias de calcários e dolomitos passando para a base a um predomínio de dolomitos. Leitos finos de argilitos e de anidrite.
917 - 1120	Hetangiano	Dagorda	Dolomitos e calcários dolomíticos com níveis de anidrite e halite.
1120 - 3198		Dagorda	Halite rosada translúcida com finas intercalações de calcários dolomíticos, de anidrite e de argilitos cinzentos a vermelhos. Dos 1525 aos 1880 m: argilitos e argilitos calcários com disseminações de halite.
3198 - 3392	Triásico Sup.	Silves	Margas arenosas cinzentas e avermelhadas passando para a base a arenitos de grão fino a grosseiro.

A2.1.2. Perfis de Reflexão Sísmica Multicanal

Os perfis sísmicos de reflexão multicanal estudados (Figura 7 e Tabela 3) abarcam sobretudo a área da Bacia de Bombarral compreendida entre os acidentes das Caldas da Rainha e de Rio Maior – Porto de Mós. Correspondem às linhas da campanha realizada pela empresa Union Texas Petroleum nos anos de 1981 e 1982, cujos dados foram adquiridos pela C. G. G. e processados pela Digicon - Digital Exploration Ltd. Esta mesma empresa procedeu em 1989 a um reprocessamento desses dados para a companhia de prospeção da Marinex Petroleum PLC. A empresa Simon-Horizon, Ltd reprocessou em 1990 a linha UTP81-3 para a empresa Neste Petroleum (Portugal). Da campanha realizada pela Union Texas Petroleum, esta é a única linha que ultrapassa os limites da sub-Bacia de Alcobaça, prolongando-se para Este, para o MCE.

Em fase posterior à interpretação destas linhas, ficaram disponíveis para consulta pública as adquiridas pela JMC Geophysics, Ltd para a campanha de prospeção realizada pela empresa Mohave Oil & Gas durante os anos de 1996 e 1997 e que foram processados pela empresa Western Atlas. Algumas linhas desta campanha prolongam-se para a região do MCE, atravessando alguns dos seus principais acidentes tectónicos, donde o interesse de que se revestiu o seu estudo. Infelizmente os perfis sísmicos mostram-se muito pouco elucidativos, denotando, uma baixa qualidade de processamento. Só pontualmente se revelaram úteis.

Os dados referentes às sondagens e aos perfis de reflexão sísmica foram integrados num Sistema de Informação Geográfica (*Geomedia Pro*). Na Figura 8, apresenta-se um extrato da Figura 7 onde, tendo em vista uma melhor legibilidade, estão apenas representadas as linhas sísmicas cujos perfis e respetivas interpretações estão aqui ilustrados e que também se apresentam, a maior escala, no Anexo 2. A base geológica utilizada resulta de adaptação da publicada pelo LNEG à escala 1/50000 e nela diferenciam-se as unidades do Jurássico Superior pelo fato de serem discerníveis na interpretação realizada sobre os perfis sísmicos.

Tabela 3- Perfis de reflexão sísmica interpretados.

Perfis UTP	Perfis Marinex		Perfis Neste	Perfis Mohave
UTP81-4	m81-3	m82-27	81-3	MOG96-LUS02
UTP81-5	m81-4	m82-28		MOG96-LUS06
UTP81-9	m81-6	m82-29		MOG96-LUS07
UTP82-15	m82-17	m82-30		MOG96-LUS08
UTP82-21	m82-25	m82-31		MOG96-LUS16
UTP82-24	m82-26	m82-32		MOG96-LUS18

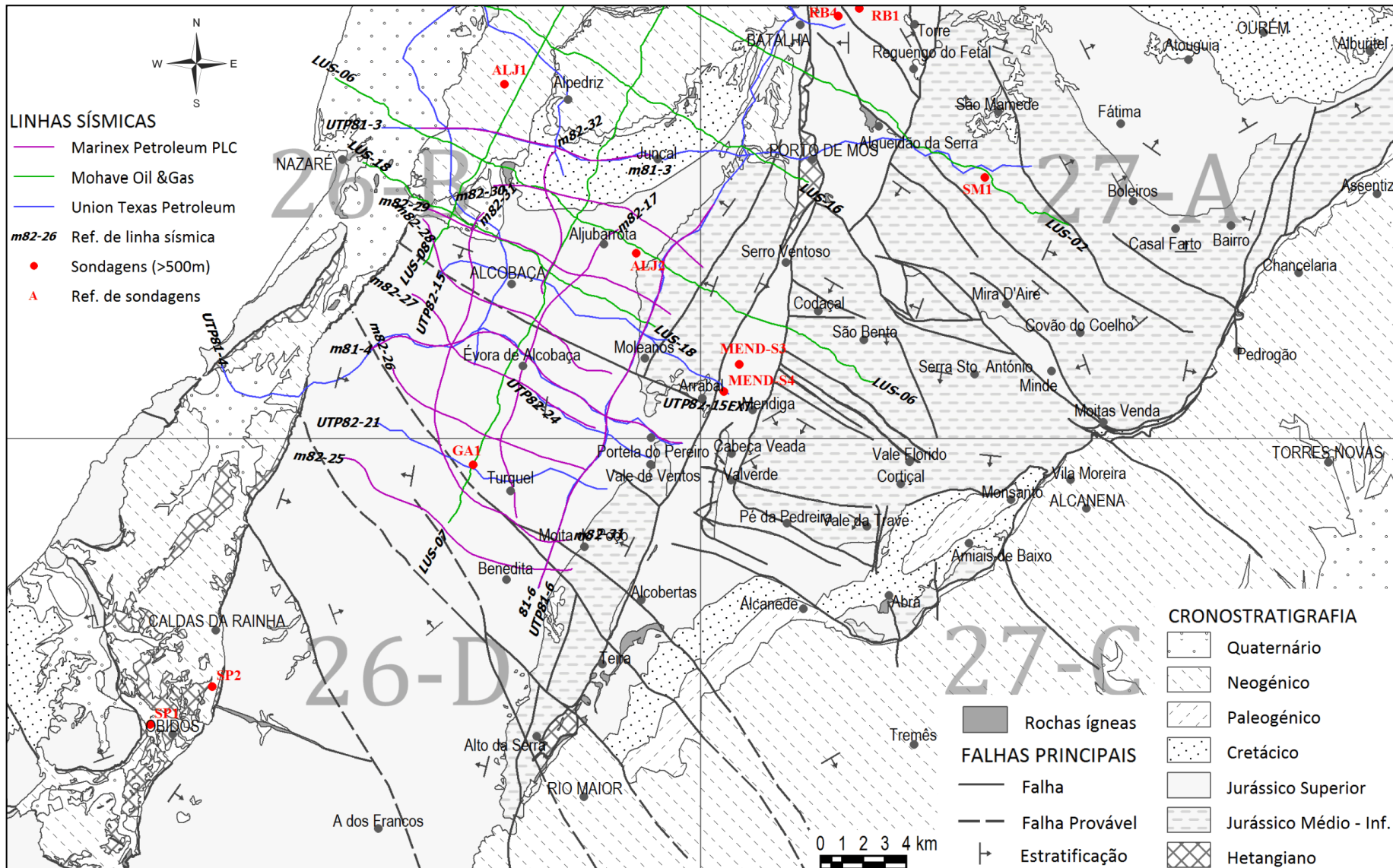


Figura 7- Área de estudo com localização das sondagens profundas e das linhas sísmicas de reflexão multicanal cujos perfis foram interpretados (base geológica adaptada da cartografia geológica à escala 1/50000 do LNEG).

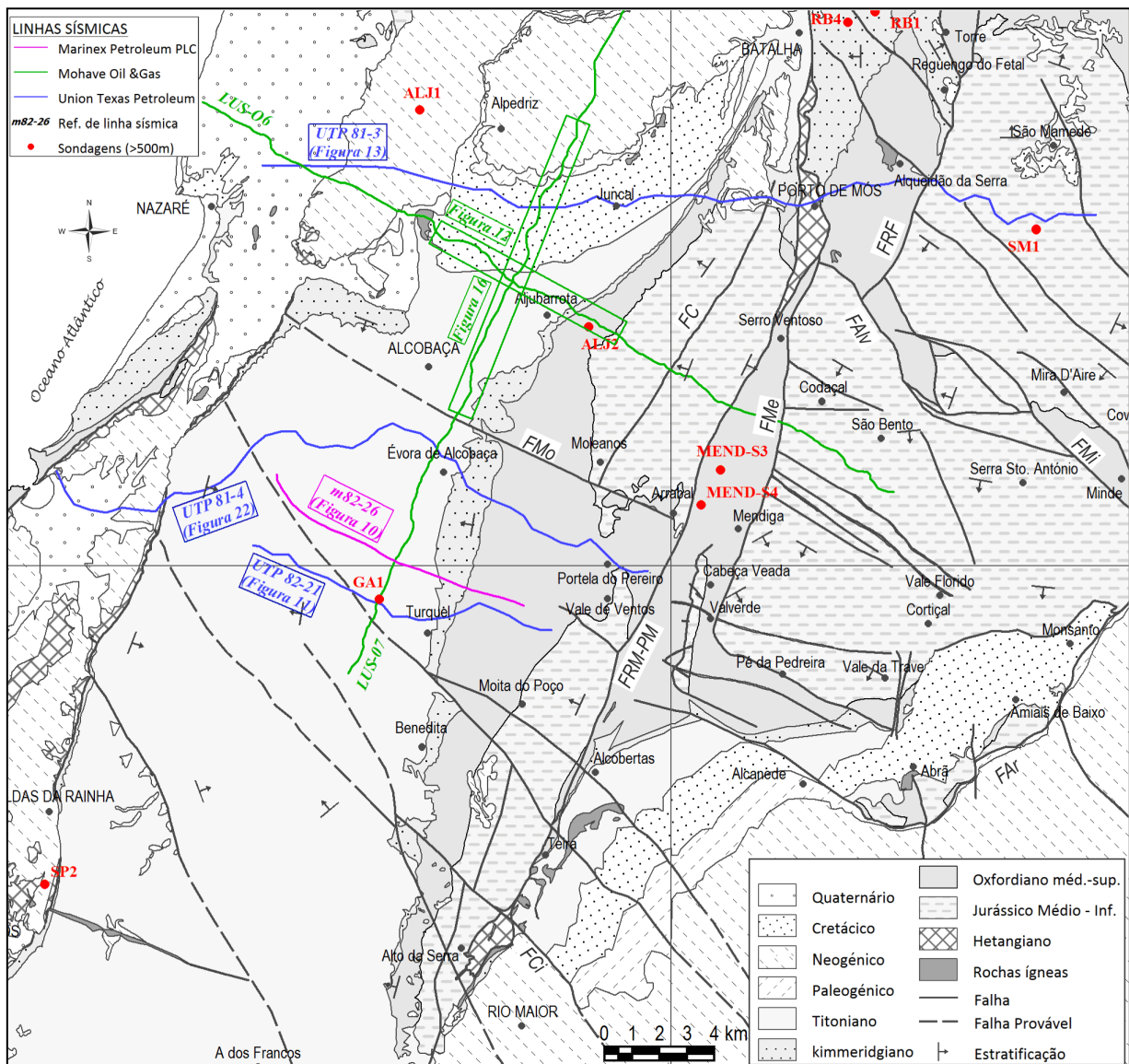


Figura 8- Localização das linhas sísmicas cujos perfis interpretados se apresentam neste trabalho (FAR- Falha do Arrife, FAIV- Falha de Alvaldos, FC- Falha dos Candeeiros, FCI- Falha do Cídril, FMe- Falha da Mendiga, FMI- Falha de Minde, FMO- Falha de Moleanos, FRF- Falha de Reguengo do Fetal e FRM-PM- Falha de Rio Maior – Porto de Mós; base geológica adaptada da cartografia à escala 1/50000 do LNEG, dando-se destaque aos andares do Jurássico Superior).

A2.1.3. Método interpretativo dos perfis de reflexão sísmica multicanal

O procedimento adotado teve em atenção a metodologia de Mitchum Jr, Vail & Sangree, 1977a; Mitchum Jr, Vail & Thompson III, 1977b; Bally, 1987, bem como posteriores considerações de Hubbard, 1988 e de Prosser, 1993. Os primeiros autores defendem uma equivalência entre sequências sísmicas (sequências contínuas de refletores sísmicos conformes e limitadas por superfícies de descontinuidade) e sequências deposicionais, ou seja, unidades estratigráficas que englobam sequências de estratos geneticamente relacionados entre si e limitadas por discordâncias (“*unconformities*”), cuja deposição está relacionada com as variações eustáticas globais do nível médio do mar. As descontinuidades que limitam as sequências sísmicas são identificáveis pelo modo de terminação dos refletores sísmicos (Figura 9) e correspondem, assim, a discordâncias correlacionáveis no espaço. Estudos posteriores vieram demonstrar que essas correlações não podem ser tomadas globalmente mas apenas limitadas a bacias de idade e evolução muito semelhantes (Hubbard, 1988). Em regimes tectónicos ativos Prosser, 1993, adianta que as sequências deposicionais não podem ser

correlacionadas com as variações eustáticas do nível do mar, devendo antes sê-lo com a subsidência tectônica, em particular no que respeita a ambientes de *rifting*.

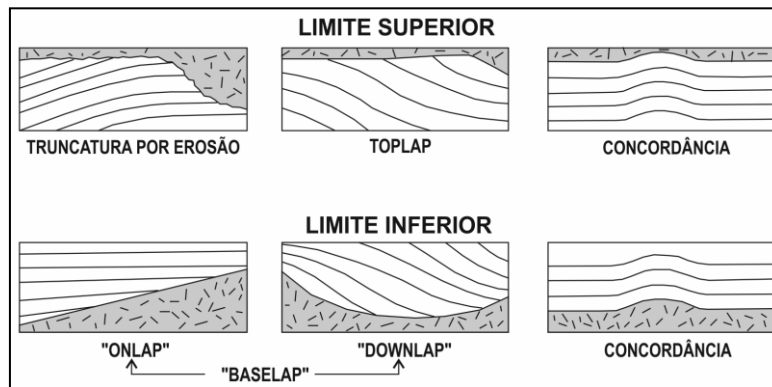


Figura 9. Descontinuidades entre seqüências sísmicas e modo de terminação dos refletores (adaptado de Mitchum Jr *et al.*, 1977a)

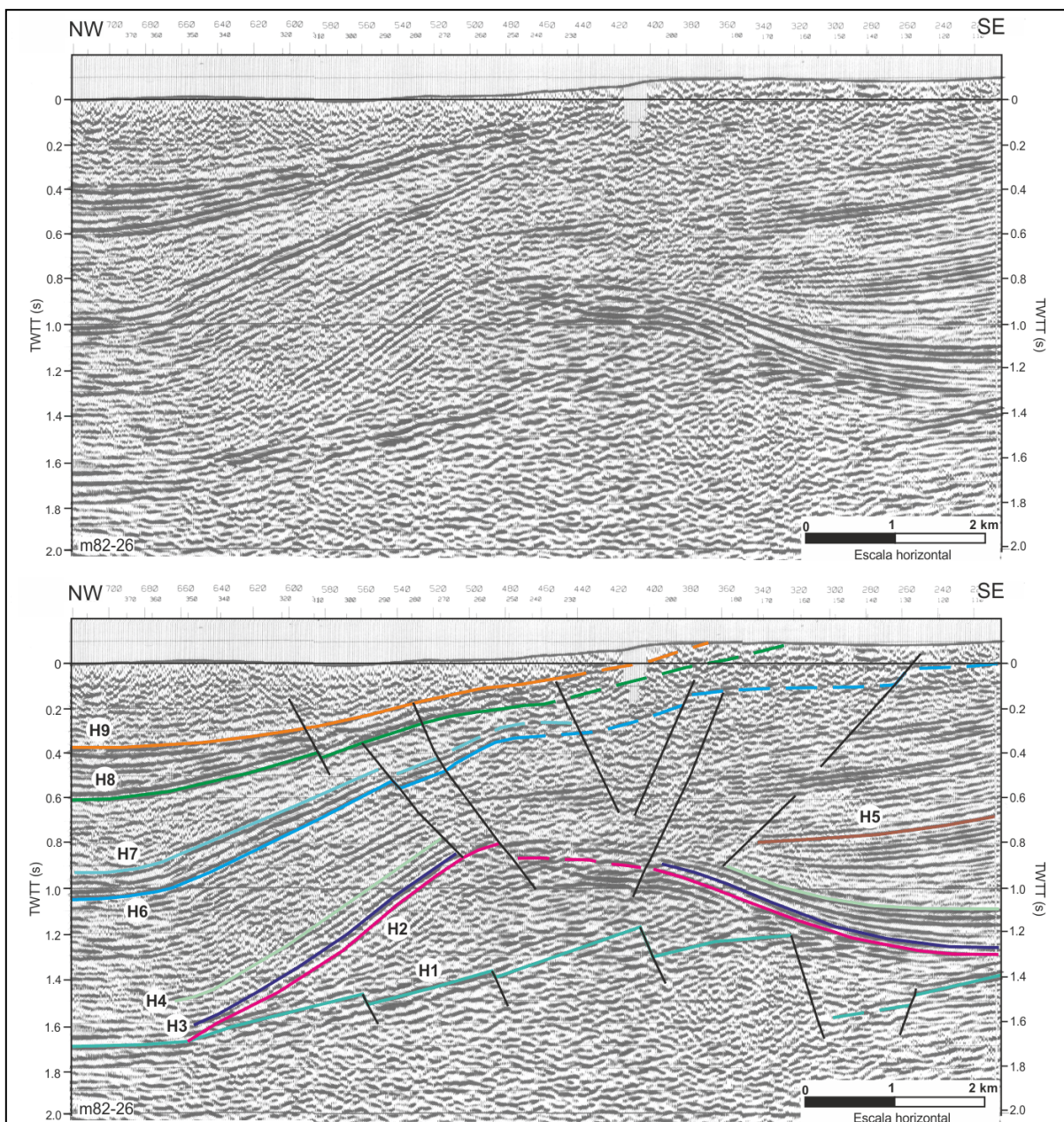


Figura 10- Perfil sísmico m82-26 tomado como ponto de partida para a identificação das unidades sismostratigráficas e dos horizontes sísmicos (H1 a H9). Localização do perfil consta na Figura 8.

A interpretação realizada foi essencialmente de âmbito estrutural, integrando dados de sondagens profundas e de geologia de superfície. Assentou na identificação de unidades sísmicas por intermédio dos padrões sísmicos patenteados e das interfaces (horizontes sísmicos) que as limitam. Essa identificação e posterior seleção de horizontes sísmicos para interpretação foram condicionadas pela qualidade dos perfis disponíveis e pela escassez de dados de sondagens profundas na região. Num primeiro passo procedeu-se à identificação genérica de horizontes e unidades sísmicas no perfil m82-26 (Figura 10), pela excelente legibilidade apresentada e no qual ressalta uma estrutura anticlinal com um núcleo de rochas evaporíticas, como já anteriormente referenciado para esta região por Montenat *et al.*, 1988. Esses horizontes foram referenciados de H1 a H9 (Figura 10) e a sua descrição é apresentada em A2.2.1. Num segundo passo procedeu-se de igual modo para os restantes perfis de reflexão sísmica multicanal disponíveis, correlacionando-se geometricamente entre eles os horizontes. Por fim, num terceiro passo, procedeu-se ao vínculo dos horizontes à sondagem Gaiteiros 1 (Ga1), através do perfil UTP82-21 (Figura 11) e à sondagem Aljubarrota 2 (Alj2), através do perfil MOG96-LUS06 (Figura 12). Tal procedimento teve como objetivo correlacionar estratigraficamente os horizontes sísmicos e apenas foi possível para os horizontes H2, H6, H8 e H9.

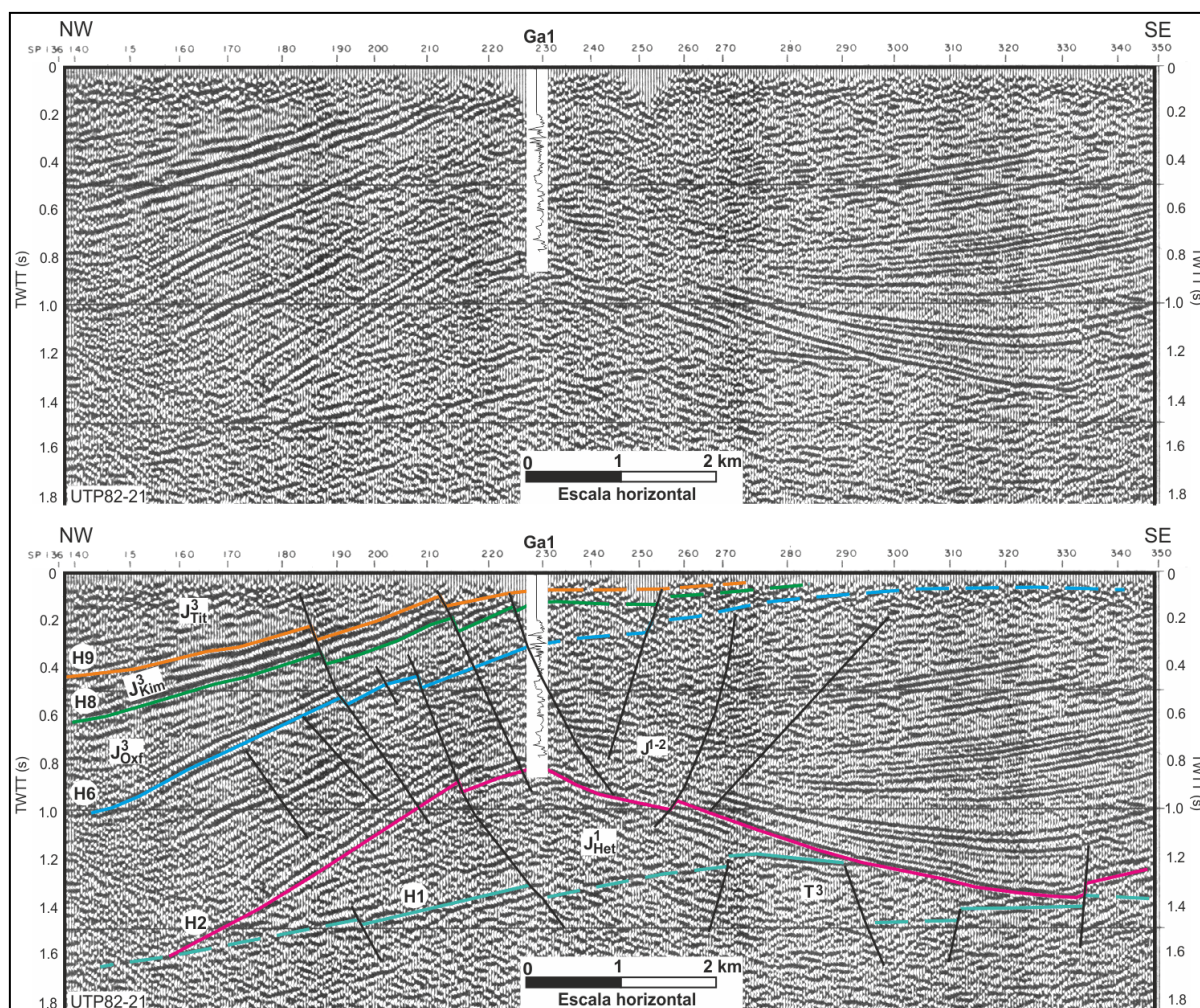


Figura 11- Perfil sísmico UTP82-21 e respetiva interpretação. H1 a H9: horizontes sísmicos selecionados para interpretação; T3: Triásico Sup.; J1Het: Hetangiano; J1-2: Jurássico Inf. e Méd.; J3Oxf: Oxfordiano; J3Kim: Kimeridgiano e J3Tit: Titoniano. Sondagem Gaiteiros 1 (Ga1) representada pelo respetivo "log" de velocidades calibrado. Localização do perfil na Figura 8.

A sondagem Ga1 foi realizada na zona axial da já mencionada estrutura anticlinal, a qual, por essa razão, passa a ser denominada por Anticlinal de Gaiteiros. Essa zona axial mostra-se bastante fraturada, dificultando a destriça fiável dos refletores. Por isso, o constrangimento da interpretação

com os dados da cartografia geológica de superfície assumiu um papel relevante na correlação entre os horizontes H6, H8 e H9, de um e outro lado da estrutura anticlinal.

No perfil 81-3 (Figura 13), com vínculo à sondagem SM1, foi possível confirmar o caráter do refletor tomado como referência para a definição do horizonte H1. Nesse perfil, a par com o apresentado na Figura 16, foi possível identificar um outro horizonte a que se atribuiu a designação H10 e que foi possível correlacionar com a cartografia geológica de superfície.

Tiveram-se ainda em atenção os trabalhos similares realizados em áreas adjacentes, nomeadamente, os de Lomholt *et al.*, 1995; Rasmussen *et al.*, 1998; Alves *et al.*, 2003a; Alves *et al.*, 2003b; Carvalho *et al.*, 2005.

Na Figura 14 apresenta-se uma coluna litostratigráfica abrangente das unidades que ocorrem na região em estudo, com identificação dos códigos de cores utilizados para referenciar os horizontes que foi possível correlacionar estratigraficamente com maior precisão. Esta coluna resulta de uma adaptação da apresentada por Azerêdo, 1998, em função de uma outra, já anteriormente referida, que é comumente utilizada nos projetos de prospeção petrolífera na Bacia Lusitânica e é disponibilizada pela Direção Geral de Energia e Geologia (DGEG, 2011). Com efeito, pese embora os recentes avanços que se têm verificado no que respeita à formalização da litostratigrafia para a Bacia Lusitânica (Soares & Duarte 1995; Duarte & Soares, 2002; Azerêdo, 2007, entre outros), no que respeita a correlações com dados sísmicos tem sido comum o uso da coluna litostratigráfica disponibilizada pela DGGE, como é o caso de Leinfelder & Wilson, 1998; Rasmussen *et al.*, 1998; Alves *et al.*, 2003b e, muito recentemente, Pereira & Alves, 2011. Relativamente ao intervalo Sinemuriano sup. – Caloviano méd., ele está representado pelas formações de Brenha e Candeeiros. Esta última depositou-se apenas a partir do Bajociano superior nas regiões meridionais da BL. Contudo, salvo indicação expressa, no presente trabalho designa-se por formação Brenha o conjunto formado por estas duas unidades.

A identificação de falhas nos perfis sísmicos teve em conta os critérios e conceitos genéricos apresentados em Anstey, Siraki & Montgomery, 1992 e muitos dos exemplos apresentados em Jenyon, 1986 para o caso particular de áreas afetadas por tectónica salífera.

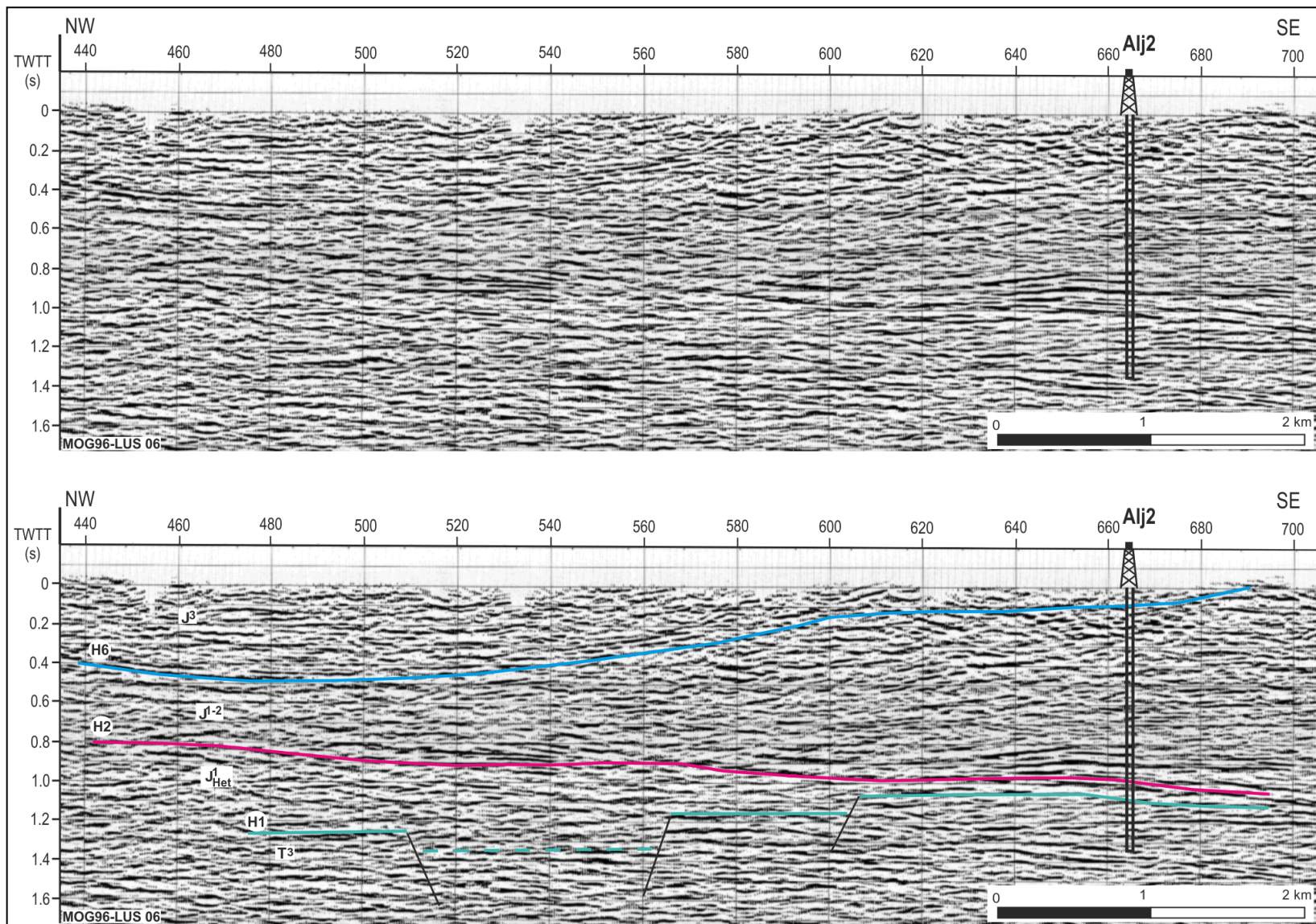


Figura 12- Perfil sísmico MOG96-LUS-06 com respetiva interpretação sismostratigráfica e representação da sondagem Aljubarrota 2. H1, H2 e H6: horizontes sísmicos; T3: Triásico Sup.; J1Het: Hetangiano; J1-2: Jurássico Inf. e Méd.; J3: Jurássico Sup. Localização do perfil na Figura 8.

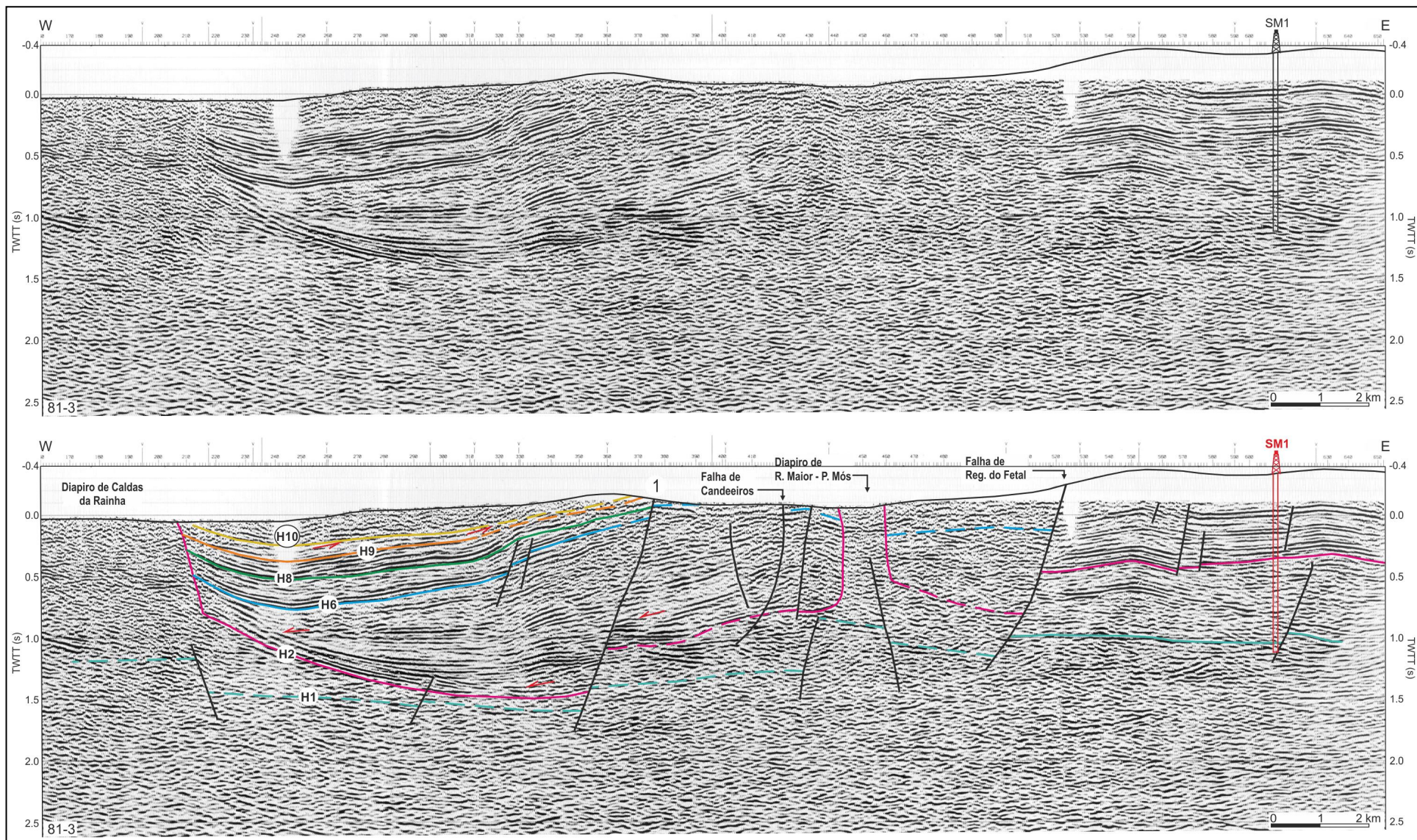


Figura 13- Perfil sísmico 81-3 e respetiva interpretação sismostratigráfica, com representação da sondagem São Mamede 1 (SM1). H1 a H10: horizontes sísmicos; T3: Triásico Sup.; J1Het: Hetangiano; J1-2: Jurássico Inf. e Méd.; J3Oxf: Oxfordiano; J3Kim: Kimeridgiano e J3Tit: Titoniano; K: Cretácico. 1- Falha não reconhecida em superfície. Localização do perfil na Figura 8.

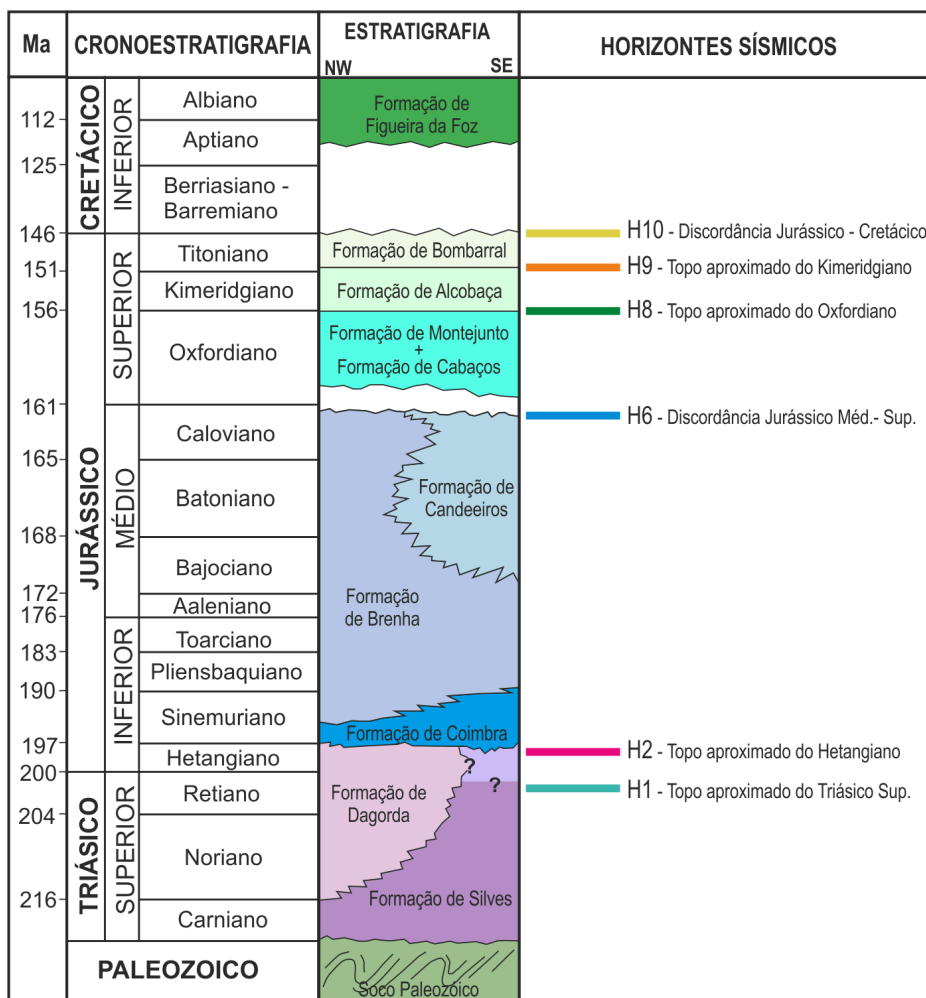


Figura 14- Coluna litostratigráfica e código de cores utilizados para a referência dos horizontes sísmicos correlacionáveis estratigraficamente (litostratigrafia adaptada de Azerêdo, 1998, DGEG, 2011, e Dinis, 2001).

A2.1.4. Mapas de contorno estrutural e de isopacas

Os mapas de contorno estrutural para os horizontes sísmicos e os mapas de isopacas, revelando a variação de espessura das diferentes unidades, foram realizados em função dos tempos duplos dos perfis sísmicos (TWTT- *Two Way Travel Time*). Para tal recorreu-se à aplicação informática *Surfer*, versão 8.05 (*Golden Software, Inc.*), fazendo uso dos dados digitais respeitantes à localização geográfica dos *shotpoints* das linhas sísmicas. Os dados correspondentes à profundidade, em tempo duplo, de ocorrência dos horizontes sísmicos obtiveram-se a partir da interpretação realizada sobre as cópias em papel dos perfis sísmicos. Consideraram-se os dados relativos à profundidade em tempo duplo a cada 40 ou 20 *shotpoints*, em função da complexidade da interpretação de cada perfil. Tais intervalos correspondem a distâncias médias aproximadas de 1000 m ou 500 m, respetivamente.

Os dados foram compilados numa folha de cálculo em formato compatível com o requerido pela aplicação *Surfer* e constam do Anexo 2. Com base neles e tendo em vista a elaboração dos mapas de contorno estrutural, foram seguidos os seguintes passos para cada um dos horizontes sísmicos:

- Criação de ficheiro representativo de uma rede regular de valores x,y,z por interpolação dos dados (*gridding*) pelo método do Inverso do Quadrado da Distância.

- Criação de mapa de curvas de nível (neste caso, de isócronas) a partir do ficheiro do passo anterior e anulação ou branqueamento (*blanking*) das áreas com extrapolação incorreta de dados. Como exemplo podem referir-se as áreas para as quais o programa procedeu a extrapolação mas onde, na realidade, o horizonte em questão já não se encontra abaixo da superfície topográfica.
- Criação de mapa idêntico ao anterior mas com representação de falhas. A importância do passo anterior assenta no fato de permitir uma primeira visualização dos traços estruturais gerais, servindo como referência à orientação do traçado dos principais acidentes tectónicos.

De acordo com o manual da aplicação *Surfer*, o método do Inverso do Quadrado da Distância adotado para a interpolação dos dados baseia-se na seguinte equação:

$$\hat{Z}_j = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{Z_i}{h_{ij}^2}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{h_{ij}^2}} \quad \text{em que} \quad \begin{array}{l} h_{ij} - \text{distância efectiva de separação entre} \\ \text{o nó "j" da rede e o ponto vizinho "i"} \\ \hat{Z}_j - \text{valor interpolado para o nó "j" da rede} \\ Z_i - \text{pontos vizinhos} \end{array}$$

Embora este método tenha como desvantagem a tendência a criar os chamados efeitos de bolha (*bullseye effect*) perante dados isolados e/ou valores díspares dos vizinhos, apresenta como vantagens o fato de respeitar os valores originais nos locais onde foram medidos e o fato de, na aplicação *Surfer*, permitir a interpolação dos dados tendo em atenção a existência de barreiras físicas à progressão contínua dos dados. No caso presente, tal revelou-se de grande importância pois permitiu que essa interpolação tivesse em atenção as falhas principais que se consideraram a afetar cada um dos horizontes.

Para a realização dos mapas de isopacas, correspondentes às espessuras TWTT dos intervalos entre os horizontes sísmicos recorreu-se também à aplicação *Surfer*, nomeadamente à funcionalidade disponível em realizar cálculos matemáticos entre redes regulares e equidimensionais. Para o efeito utilizou-se a função *Rede C = Rede A – Rede B*, representando a Rede C uma rede de nós com valores correspondentes à diferença de valores entre os nós das redes A e B na mesma posição.

Todos os mapas apresentam uma quadrícula de referência geográfica. O sistema de coordenadas utilizado é o Hayford-Gauss, *Datum* de Lisboa, com translação para ponto fictício ("coordenadas militares").

A2.2. INTEGRAÇÃO DOS DADOS E SUA INTERPRETAÇÃO

A2.2.1. Horizontes sísmicos

A2.2.1.1. Horizonte 1: Topo aproximado do Triásico Superior

Este horizonte corresponde ao topo da Formação Silves e foi intersetado pelas sondagens Alj1, Alj2 e SM1. Corresponde ao primeiro (mais recente) de um par de refletores paralelos, descontínuos e de média a elevada amplitude. A elevada profundidade a que ocorre e o provável baixo contraste de impedância acústica entre a Formação de Silves e o soco, deverão estar na origem do baixo grau de continuidade que caracteriza este horizonte. Para isso também deverá contribuir a fraturação que o afeta, tendo sido possível identificar algumas falhas que o atravessam.

A2.2.1.2. Horizonte 2: Topo aproximado de Hetangiano

Este horizonte só não foi atravessado pela sondagem Alj1. Corresponde ao mais antigo de um par de refletores paralelos de forte amplitude e franca continuidade lateral, exceto nas áreas afetadas por falhas. Corresponde ao topo dos depósitos argilíticos, margosos e ricos em evaporitos que constituem a Formação de Dagorda, excluindo-se, portanto, as litologias dolomíticas que se lhe sobrepõem e que fazem ainda parte dessa formação, o que se pode conferir no "log" da sondagem Gaiteiros 1 (Anexo 1).

A2.2.1.3. Horizonte 3: Topo aproximado do Sinemuriano

Trata-se de horizonte bastante contínuo e de grande amplitude, imediatamente acima do horizonte 2, ao qual é paralelo. Embora não tenha sido possível o seu vínculo fiável com nenhuma das sondagens que o atravessam, admite-se que corresponda ao topo da Formação de Coimbra, datada do Sinemuriano, por comparação com interpretações de outros autores noutros perfis de reflexão sísmica multicanal realizados na Bacia Lusitaniana, nomeadamente, Rasmussen *et al.*, 1998; Carvalho *et al.*, 2005.

No perfil apresentado na Figura 10, mais propriamente no flanco oriental do Anticlinal de Gaiteiros, é possível constatar que este horizonte 3 limita inferiormente uma unidade sísmica acentuadamente divergente para leste. Já no flanco ocidental, os refletores acima deste estão em aparente continuidade.

Não foi possível identificar este horizonte na maioria dos perfis sísmicos disponíveis, o que condicionou interpretações respeitantes à caracterização da unidade sismostratigráfica que delimita superiormente, como se verá em A2.2.2.3.

A2.2.1.4. Horizonte 4 e Horizonte 5: Intra Pliensbaquiano - Caloviano.

Relativamente aos horizontes 4 e 5, a sua destrição não foi possível para a maioria dos perfis disponíveis. Também não foi possível correlacioná-los estratigraficamente com maior precisão que reportá-los ao intervalo compreendido entre o Pliensbaquiano e o Caloviano.

O horizonte 4 corresponde ao último refletor de grande amplitude e continuidade da unidade sísmica divergente atrás referida e que se observa no flanco oriental do Anticlinal de Gaiteiros (Figura 10 e Figura 11). Acima deste horizonte os refletores mantêm-se divergentes, mas de baixa amplitude e menor continuidade. No flanco ocidental mantêm-se as mesmas características, porém os refletores da unidade sísmica suprajacente mostram-se paralelos a este horizonte 4 ou muito ligeiramente divergentes para Oeste.

A identificação do horizonte 5 também só foi possível no flanco oriental do Anticlinal de Gaiteiros, em particular nos perfis apresentados na Figura 10 e na Figura 11. Limita superiormente a unidade sísmica divergente que tem vindo a ser referida, correspondendo ao mais antigo refletor de uma espessa unidade sísmica constituída por refletores paralelos de moderada a elevada amplitude e também moderada a elevada continuidade.

A2.2.1.5. Horizonte 6: Discordância Jurássico Méd. – Jurássico Sup.

Este horizonte foi confirmado no perfil MOG96-LUS06 (Figura 12), tendo como suporte os dados da sondagem Alj2 e a cartografia geológica de superfície. Neste perfil tomou-se o horizonte 6 como o mais antigo de um par de refletores paralelos de amplitude moderada a forte e de continuidade persistente mas não constante.

No extrato do perfil MOG96-LUS06 que se apresenta na Figura 12, é possível constatar, cerca de 2 km a noroeste do local de implantação da sondagem Alj2, nítida truncatura erosiva dos refletores subjacentes a este horizonte, ao passo que ainda mais para noroeste, em direção ao diapiro argilo-salífero de Caldas da Rainha, se verifica paralelismo, o que corresponderá, portanto, a uma paraconformidade. Este paralelismo é o caráter que prevalece nos perfis localizados a norte do paralelo de Alcobaça (Figura 8).

Para sul de Alcobaça a situação é ligeiramente distinta, estando condicionada pelo Anticlinal de Gaiteiros (Figura 11). Com efeito, para ocidente deste anticlinal, o horizonte 6 apresenta sempre caráter de paraconformidade com a sequência subjacente, denotando grande amplitude e continuidade, pelo que se torna muito fácil segui-lo ao longo dos perfis sísmicos disponíveis.

Na zona axial do anticlinal e por consequência da intensa fraturação que aí se verifica, o horizonte 6 é de difícil destrição, tendo-se tido como referência a sondagem GA1. Para leste deste anticlinal mantêm-se as dificuldades em seguir este refletor em todos os perfis sísmicos disponíveis, tendo-se recorrido ao constrangimento por parte dos dados de superfície. De notar que Lomholt *et al.*, 1995, referenciam esta mesma dificuldade relativamente ao perfil BL-9, localizado alguns quilómetros a sul, em que também se constata a existência do anticlinal salífero, embora bastante menos desenvolvido.

A delineação deste horizonte no perfil 81-3 (Figura 13), entre a estrutura de Rio Maior e a Falha Reguengo do Fetal, é pura suposição, o que se deve à intensa fraturação que afeta esta região, conforme se deduz do intenso ruído sísmico que a caracteriza no perfil sísmico. A delineação apresentada tentou obedecer à estrutura anticlinal que se observa na cartografia de superfície e ao fato de que este horizonte deverá ocorrer a uma profundidade considerável. Isto porque mais a norte, em sondagens realizadas para prospeção de carvão, foram atingidas profundidades de quase 800 m sem que este horizonte tenha sido alcançado (*log* de sondagem RB1, Anexo 1). Assim, se considerarmos que em função do mergulho da estrutura anticlinal para norte e dos diversos acidentes que a afetam, a discordância Jurássico Médio - Jurássico Superior poderá ocorrer na região em causa a profundidades na ordem dos 500 m e se considerarmos, ainda, velocidades das ondas sísmicas na ordem dos 4000 a 5000 ms⁻¹ para as litologias típicas do Oxfordiano e Kimeridgiano nesta região, obtêm-se valores de profundidade em tempo duplo na ordem dos 0,25 a 0,2 s, respetivamente, abaixo da superfície topográfica. Estes valores serviram, então, de referência à marcação do horizonte 6 nesta região. Os valores de velocidade apontados estão de acordo com os reportados para estas litologias na região de Arruda dos Vinhos (Carvalho *et al.*, 2005) e para as sondagens GA1 e Alj2.

A2.2.1.6. Horizonte 7: Intra Oxfordiano

Este horizonte corresponde à depressão descontínua que no perfil sísmico m82-26 da Figura 10 marca o topo duma unidade sísmica constituída por refletores de forte amplitude e continuidade,

ligeiramente divergentes para Oeste a partir da zona axial do Anticlinal de Gaiteiros. Para leste dessa zona axial não é possível delinear este horizonte. Nos restantes perfis sísmicos este horizonte continua a ser identificável, contudo, o caráter divergente da unidade sísmica subjacente apenas se verifica no mencionado perfil m82-26, pelo que não deve ser tomado como regra.

Não foi possível vincular estratigraficamente este horizonte. Eventualmente corresponderá a contraste acústico gerado pela passagem da Formação de Cabaços à Formação de Montejunto. Com efeito, de acordo com Azerêdo *et al.*, 2002 e observações do autor, a Formação de Cabaços é genericamente constituída por alternância de litologias reologicamente bem distintas, favoráveis a respostas sísmicas contrastantes e, portanto, possivelmente responsáveis pela elevada amplitude dos refletores abaixo do horizonte 7. Já a Formação de Montejunto é constituída por bancadas mais ou menos maciças de calcários de natureza diversa, mas numa sequência relativamente monótona cuja resposta sísmica não deverá ser muito contrastante.

A2.2.1.7. Horizonte 8: Topo aproximado de Oxfordiano

Corresponde ao topo aproximado do conjunto formado pelas Formações de Cabaços e Montejunto. Definiu-se como sendo a depressão de média amplitude e descontínua que surge imediatamente abaixo dum pacote de refletores divergentes de muito forte amplitude e continuidade (Figura 10). É bem identificável em todos os perfis e interpreta-se como correspondendo à passagem de um conjunto inferior homogéneo constituído essencialmente por calcários (Formação de Montejunto) para um conjunto superior (Formação de Alcobaça) tipificado por alternância de calcários e argilas e consequente resposta em termos de contrastes de refletividade sísmica.

A2.2.1.8. Horizonte 9: Topo aproximado do Kimeridgiano

Corresponde ao topo aproximado da Formação de Alcobaça. Define-se na depressão imediatamente acima do mais recente dos refletores de forte amplitude e continuidade que caracterizam a unidade subjacente. Traduz a eventual brusca variação de velocidades decorrente da passagem às litologias compactas e predominantemente argilo-gresosas que caracterizam a Formação de Lourinhã. As diagrfias realizadas na sondagem GA1 apenas fornecem resultados para profundidades maiores que aproximadamente 500 m, pelo que a sua delimitação em alguns locais foi muito constrangida pelos dados de cartografia geológica de superfície.

A2.2.1.9. Horizonte 10: Discordância Jurássico – Cretácico

Na área em estudo os terrenos do Cretácico ocorrem unicamente na estrutura sinclinal de Alpedriz e em retalhos nas proximidades da Nazaré e no Planalto de São Mamede (mapa da Figura 8). O horizonte sísmico correspondente à discordância Jurássico – Cretácico é apenas intersetado nos perfis a norte de Alcobaça, não o sendo por nenhuma das sondagens disponíveis. Este horizonte apenas foi identificado com algum rigor no perfil 81-3 (Figura 13), tendo como suporte o constrangimento de superfície dos locais de afloramento do Cretácico (Figura 8).

A2.2.2. Unidades sísmicas

A2.2.2.1. Triásico Superior (Formação de Silves)

Abaixo do horizonte 1 verifica-se a ocorrência de um intervalo de 0,1 a 0,2 segundos TWT caracterizado por refletores de baixa a moderada amplitude e fraca continuidade que corresponderão às litologias da Formação de Silves, conforme comprovado localmente pelas sondagens Alj1, Alj2 e SM1. O seu limite inferior não foi identificado pois no registo sísmico verifica-se transição, mais ou menos extensa, para uma zona de reflexões caóticas que se assumem como “soco acústico”, eventualmente socio Paleozoico.

A2.2.2.2. Hetangiano (Formação de Dagorda)

Está limitado pelos horizontes 1 e 2 e corresponde a um pacote de refletores caóticos, de baixa amplitude, no interior da qual surgem, localmente, conjuntos de refletores subparalelos de grande amplitude, com alguma continuidade. Estes aspetos admitem-se como característicos da sequência pelito-evaporítica da Formação de Dagorda.

A espessura desta unidade é muito variável, o que se interpreta como devido a remobilizações halocinéticas. Como já antes foi mencionado, houve lugar à formação de um anticlinal salífero, o qual parece estar na dependência de um graben que, a oriente da sua zona axial, afeta o Horizonte 1, não se prolongando superiormente (Figura 10 e Figura 11). Em alguns locais, como no extremo ocidental do perfil da Figura 11, verifica-se justaposição do Horizonte 2 sobre o Horizonte 1, por remobilização total da sequência pelito-evaporítica (“*salt weld*”).

Na região do Planalto de São Mamede (Figura 5 e Figura 8), a sondagem SM1 mostra que na Formação de Dagorda, após cerca de 200 m de uma sequência dolomítica, ocorre uma espessa sequência constituída essencialmente por halite, com cerca de 2000 m de possança, no interior da qual surge uma intercalação com cerca de 350 m de espessura, constituída por argilitos e argilitos calcários. Pela análise do perfil 81-3 apresentado na Figura 13, constata-se que o pacote de refletores sísmicos correspondentes à Formação Dagorda não denota um carácter caótico. Antes pelo contrário, existem mesmo conjuntos de refletores sub-horizontais com grande amplitude e continuidade.

A constatação anterior tem sido interpretada como resultado da preservação da sequência evaporítica num *graben* de idade Triásico – Hetangiano, orientado segundo NW-SE (*graben* de São Mamede – Monte Real), sem que tenha sofrido remobilizações halocinéticas. Constitui uma das mais importantes evidências para um evento tectónico distensivo com aquela idade (Kullberg *et al.*, 2013).

A2.2.2.3. Sinemuriano a Caloviano (Formação de Coimbra, formação de Brenha e formação de Candeeiros)

O pacote de refletores sísmicos entre os horizontes 2 e 6 corresponde às litologias do Sinemuriano ao Caloviano, ou seja, da mais antiga para a mais recente, à Formação de Coimbra, à formação de Brenha e à formação de Candeeiros (Figura 14).

Tendo como referência os perfis m82-26 (Figura 10) e UTP82-21 (Figura 11) e tal como abordado anteriormente, a unidade sísmica que integra os horizontes 2 e 3, ocupando, em tempo duplo, uma espessura de 30 a 40 milissegundos que se mostra constante em ambos os flancos do Anticlinal de Gaiteiros, deverá corresponder à Formação de Coimbra. Na realidade, deverá ainda abranger as rochas dolomíticas que ocorrem no topo da Formação de Dagorda. Com efeito, tendo em atenção os dados da sondagem GA1, este conjunto de rochas dolomíticas (topo da Formação de Dagorda e Formação de Coimbra) apresenta uma espessura de 100 m, o que corresponde aos valores de tempo duplo mencionados se considerarmos uma velocidade das ondas sísmicas para essas litologias na ordem dos 6000 ms^{-1} , conforme os dados de velocidade calibrados existentes para esta sondagem.

A razão para a não individualização desta unidade sismostratigráfica correspondente às rochas dolomíticas do topo da Formação de Dagorda e da Formação de Coimbra, ao contrário do que foi feito por outros autores em áreas contíguas (Lomholt *et al.*, 1995; Rasmussen *et al.*, 1998), prende-se com a sua precária representatividade ao longo dos restantes perfis interpretados, impedindo a sua delimitação de um modo contínuo credível, pelo que se optou por não o fazer. Presume-se que acompanhará o andamento geral do Horizonte 2, sem grandes variações de espessura.

Sobre a unidade anterior desenvolve-se uma outra que no flanco oriental do Anticlinal de Gaiteiros é caracterizada por refletores divergentes para leste da zona axial desse anticlinal (Figura 10 e Figura 11). Nela é possível a distinção de subunidades sísmicas em função da maior ou menor amplitude e continuidade dos refletores mas para as quais não existem dados que permitam a sua correlação com as unidades litostratigráficas conhecidas da Bacia Lusitaniana.

Relativamente à mais antiga dessas unidades sísmicas, caracterizada por refletores de muito forte amplitude e continuidade, foi possível delimitar o seu topo através do horizonte 4, em ambos os flancos do Anticlinal de Gaiteiros. Contudo, no flanco ocidental, esta subunidade não se apresenta divergente, mostrando, antes, uma espessura constante de 0,1 s TWT (Figura 10).

Continuando a ter a Figura 10 como referência, acima desta subunidade desenvolve-se uma outra cujos refletores mostram uma divergência ainda mais acentuada para leste da zona axial do Anticlinal de Gaiteiros. Verifica-se também que esta é quase transparente até cerca de metade da sua espessura, voltando a apresentar refletores de amplitude e continuidades elevadas na sua parte superior. Não é possível a sua individualização no flanco ocidental do Anticlinal de Gaiteiros onde, desde o horizonte 4 ao 6, se observa um pacote de refletores de amplitude moderada a forte e continuidade moderada e que também mostram alguma divergência para ocidente, levando a ligeiro espessamento da unidade nessa direção.

Tomando novamente em atenção o flanco oriental, esta subunidade termina no horizonte 5, contínuo e de forte amplitude, que marca o início de uma sequência de refletores que lhe são semelhantes e paralelos, embora localmente descontínuos. Esta subunidade prolonga-se até ao horizonte 6 que marca a descontinuidade Jurássico Médio – Jurássico Superior.

As características das subunidades sísmicas pós sinemurianas e anteriores ao Jurássico Superior apontam que a deposição das unidades litostratigráficas correspondentes, nomeadamente as formações de Brenha e de Candeeiros, terá sido condicionada, pelo menos na sua parte inferior, por um depocentro decorrente da mobilização da Formação de Dagorda. Estes aspetos serão novamente abordados e discutidos nos capítulos A2.2.5.2 e A2.3.2.

A2.2.2.4. Oxfordiano médio a superior (Formação de Cabaços e Formação de Montejunto)

O Oxfordiano médio e superior está limitado inferiormente pelo Horizonte 6, correspondente à descontinuidade entre o Jurássico Médio e o Superior. Superiormente está limitado pelo Horizonte 8. Distinguem-se duas subunidades unidades sísmicas: uma inferior, até ao horizonte 7 (Figura 10), e uma superior.

A subunidade inferior é constituída por refletores de grande amplitude e continuidade. No perfil sísmico m82-26 (Figura 10), constata-se que no flanco ocidental do Anticlinal de Gaiteiros, esta subunidade é ligeiramente divergente para oeste. Contudo e tal como já foi referido anteriormente, esse carácter divergente apenas é constatável naquele perfil, pelo que não deve ser tomado como regra. A espessura desta subunidade, conforme verificável nos restantes perfis sísmicos interpretados, entre eles os apresentados na Figura 11 e na Figura 13, ronda os 40 a 60 milissegundos TWT. Dadas as características conhecidas da Formação de Cabaços, também foi anteriormente mencionado que esta subunidade poderá ter correspondência com essa formação.

Sobre a subunidade anterior desenvolve-se uma outra cujo topo é o Horizonte 8 e que se presume tenha correspondência com a Formação de Montejunto. Apresenta-se constituída por refletores de amplitude moderada e pouco contínuos que se mostram nitidamente divergentes para ocidente em todos os perfis centrados no Anticlinal de Gaiteiros. A sua espessura é, portanto, variável, na ordem dos 0,1 s TWT na zona axial do anticlinal, a 0,35 s na região mais ocidental do perfil m82-26 (Figura 10). Nos perfis realizados a norte do paralelo de Alcobaça em que foi possível distinguir esta unidade, como é o caso do que se apresenta na Figura 13, os refletores apresentam-se paralelos, com uma espessura total a rondar 0,1 s TWT. Junto à estrutura de Caldas da Rainha verifica-se ligeiro adelgaçamento desta subunidade.

A2.2.2.5. Kimeridgiano (Formação de Alcobaça)

O Kimeridgiano está representado na região pela Formação de Alcobaça cuja característica alternância entre litologias calcárias e margosas deverá ser responsável pela forte amplitude e continuidade demonstrada pelos refletores que constituem esta unidade entre os horizontes 8 e 9. Tal como na unidade sísmica anterior, os refletores desta mostram-se divergentes, com aumento de espessura para ocidente do Anticlinal de Gaiteiros. Mantendo as semelhanças com a unidade anterior, essa variação de espessura já não se verifica nos perfis realizados a norte do paralelo de Alcobaça. Com efeito, no perfil 81-3 (Figura 13), onde os refletores desta unidade denotam alguma perda de amplitude e continuidade, ela apresenta uma espessura constante traduzida por uma diferença de 0,15 s TWT entre os horizontes que a limitam. Ainda à semelhança com a unidade anterior, o Kimeridgiano mostra nesta região um ligeiro adelgaçamento junto ao diapiro de Caldas da Rainha.

A2.2.2.6. Titoniano (Formação de Lourinhã)

Acima do Horizonte 9 desenvolve-se uma unidade sísmica constituída por refletores paralelos de amplitude moderada e continuidade baixa a moderada que se admite ter correspondência com as litologias predominantemente argilo-gresosas que caracterizam a Formação de Lourinhã datada do Titoniano. Esta unidade apresenta-se truncada pelo Horizonte 10 (Figura 13), sendo que estas

constatações são comuns às de outros autores que as demonstram com maior evidência em regiões próximas (Lomholt *et al.*, 1995; Rasmussen *et al.*, 1998; Alves *et al.*, 2002; Alves *et al.*, 2003b).

A2.2.2.7. Aptiano sup. a Cenomaniano inf.

Acima do Horizonte 10 os refletores que se associam ao início dos depósitos areníticos grosseiros característicos do Aptiano superior a Cenomaniano inferior mostram-se paralelos, com amplitude moderada a baixa e fraca continuidade. Contudo, estas observações não se podem tomar como representativas da sequência sedimentar referida, pois as observações reportam-se apenas a uma reduzida espessura, conforme observado no perfil 81-3 (Figura 13).

A2.2.3. Falhas

Foram identificadas diversas falhas nos perfis interpretados. Podem-se dividir em dois grupos, nomeadamente, as que afetam a unidade sísmica correspondente à Formação de Silves, por vezes prolongando-se para as unidades superiores, e as que se desenvolvem unicamente nas unidades acima da correspondente aos depósitos evaporíticos hetangianos.

As que afetam a Formação de Silves mostram geometria de movimentação normal e apresentam-se, no geral, fortemente inclinadas para leste. Nos perfis a sul do paralelo de Alcobaça, verifica-se uma estrutura em graben a leste da zona axial do Anticlinal de Gaiteiros que se desenvolve superiormente. O mesmo parece ocorrer no perfil 81-3 (Figura 13), portanto já a norte de Alcobaça, mas agora relativamente à estrutura diapírica de Caldas da Rainha. Localmente, onde a espessura da unidade sísmica correspondente à Formação de Dagorda é bastante reduzida, estas falhas prolongam-se superiormente. É exemplo desta situação a falha na região mais oriental do perfil UTP82-21 (Figura 11). Neste mesmo perfil é também possível verificar, sob a região axial do anticlinal salífero de Gaiteiros, uma falha que afeta todas as unidades sísmicas, desde o Triásico ao Oxfordiano médio e superior. Contudo, no perfil m82-26 (Figura 10), cerca de 1500 m a NE do anterior, verifica-se que das falhas aí existentes em posição estrutural semelhante, nenhuma se prolonga para os níveis superiores. Também no perfil 81-3 (Figura 13), alguns dos acidentes maiores aí marcados, cortam todas as unidades sísmicas identificadas, como é o caso da Falha de Reguengo do Fetal e de um outro a cerca de meia distância entre as estruturas diapíricas de Rio Maior – Porto de Mós e de Caldas da Rainha, mas que não está identificado à superfície.

Estes dados permitem desde já depreender que estes acidentes são, originalmente, anteriores à deposição da Formação de Dagorda, que uns terão sido reativados após essa deposição e que outros não o terão sido. Por outro lado, essa reativação terá sido, pelo menos parcialmente, controlada pela espessura da Formação de Dagorda.

No que respeita às falhas que afetam unicamente as unidades acima do Hetangiano, também apresentam geometria de falha normal e estão dispostas em leque centrado no Anticlinal de Gaiteiros, o que pressupõe o seu condicionamento genético por essa estrutura. Embora a maioria corte as unidades sísmicas atribuídas ao Jurássico Inferior, Médio e Superior, é notável no perfil da Figura 11, um certo número de falhas que termina de encontro ao Horizonte 3 que marca a discordância entre o Jurássico Médio e o Superior, o que indicia dois períodos de movimentação: um contemporâneo da descontinuidade e outro posterior.

A2.2.4. Mapas de contorno estrutural

Foram elaborados mapas de contorno estrutural para 5 dos 10 horizontes definidos (Figura 15), nomeadamente para os horizontes 1, 2, 6, 8 e 9. Não se realizaram para os restantes por escassez de dados.

A2.2.4.1. Mapa de Horizonte 1 (Topo aproximado do Triásico Superior)

O mapa apresentado na Figura 15-A permite verificar um elevado controlo e complexidade estrutural para este horizonte sísmico correspondente aproximadamente ao topo do Triásico Superior, ou seja, ao topo da Formação de Silves. São de realçar:

- Uma depressão setentrional cujos limites Este e Oeste correspondem a acidentes tectónicos orientados NNE-SSW, de movimentação normal, sensivelmente coincidentes com as estruturas de Caldas da Rainha e de Rio Maior e que certamente estão na sua origem. As maiores profundidades deste *graben* ocorrem em direção à Falha da Nazaré que se desenvolve a norte, mas não representada nas figuras referidas. Essa falha deverá, provavelmente, constituir o seu limite setentrional. À exceção dos acidentes coincidentes com as estruturas diapíricas mencionadas, a generalidade dos restantes acidentes tectónicos apresenta pendores para ocidente. Esta depressão também está presente nos mapas correspondentes aos horizontes superiores e coincide com a estrutura sinclinal de Alpedriz onde se encontram preservados sedimentos terciários.
- Uma região central, sobrelevada, de orientação W – E a WNW - ESE. O seu condicionamento tectónico parece evidente pelo fato de ter correspondência com estruturas superficiais subparalelas, nomeadamente a Falha de Moleanos (Figura 5). Contudo, do estudo dos perfis sísmicos, não foi possível concluir da existência de algum acidente contínuo passível de ser delineado, com alguma segurança, transversalmente à direção NNE – SSW. Duas hipóteses se colocam: esta estrutura tem origem em falhas normais de fraca continuidade espacial e distribuídas de forma escalonada ou tem origem em algum acidente principal, posteriormente afetado pelos de orientação NNE – SSW. Para qualquer destas hipóteses, o fato da maioria dos perfis sísmicos se apresentarem subparalelos, dificulta a sua deteção. Na Figura 16 apresenta-se um extrato do perfil MOG96-LUS 07 onde não se faz a destrição das unidades do Jurássico Superior por dificuldades de interpretação fiável. Neste perfil orientado paralelamente aos acidentes regionais NNE – SSW, a Depressão de Alpedriz corresponde a uma flexura monoclinal nitidamente associada a movimentação normal, em tempos pós-Jurássico Superior, por parte das falhas inclinadas para norte que afetam a Formação de Silves.
- Uma depressão meridional que se desenvolve em monoclinal basculado para Oeste, em direção ao diapiro de Caldas da Rainha. Embora junto a esta estrutura os dados sejam escassos, a depressão parece estar limitada a ocidente por falha normal, inclinada para leste. Um *graben* estreito e orientado segundo NNE-SSW limita este monoclinal a leste. Os acidentes tectónicos denotam um pendor generalizado para oriente, ao contrário do que se verifica na depressão norte. Estas falhas raramente se prolongam para níveis superiores, denunciando aqui o papel “selante” que geralmente é atribuído à Formação Dagorda. Os casos em que tal acontece parecem

corresponder a situações de reativação posterior, perante espessuras diminutas daquela Formação, entretanto mobilizada halocineticamente.

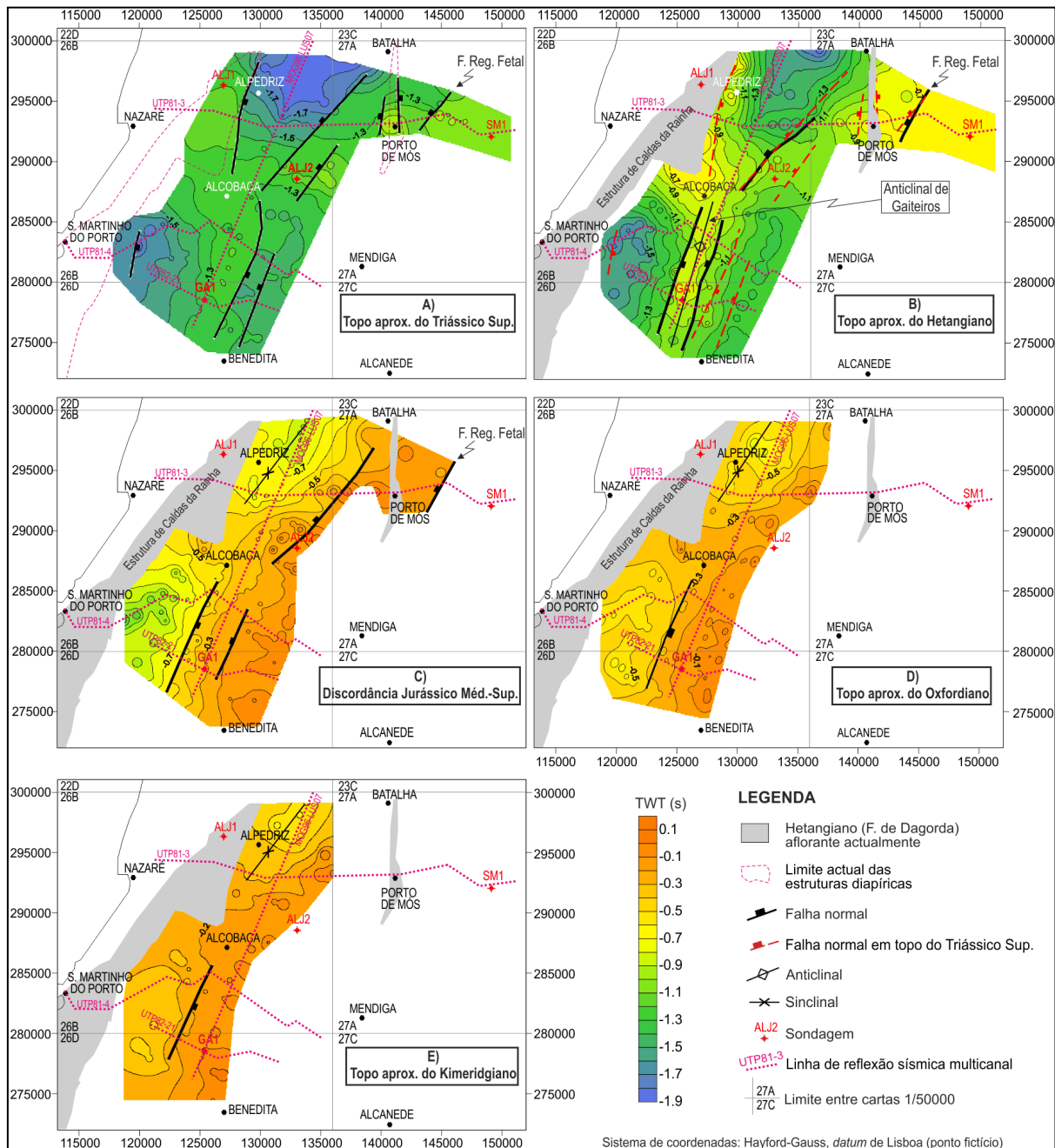


Figura 15- Mapas de contorno estrutural dos horizontes sísmicos com identificação das falhas principais e das linhas sísmicas mais representativas, nomeadamente, UTP81-3 (Figura 13), UTP81-4 (Figura 18), UTP82-21 (Figura 11) e MOG96-LUS07 (Figura 16).

Embora os dados disponíveis sejam escassos para a região a SE da Batalha, é também possível inferir aí uma outra depressão. Estará limitada a Oeste por acidente coincidente com a estrutura de Rio Maior – Porto de Mós e a Este pela Falha de Reguengo do Fetal, as quais se prolongam para níveis superiores, alcançando a superfície. De realçar também a simetria estrutural entre esta falha e a que ocorre mais a ocidente, entre as estruturas de Rio Maior e de Caldas da Rainha, que também se prolonga para as unidades sobrejacentes, limitando um bloco ocidental em que a formação Brenha apresenta evidentes sinais de crescimento sintectónico, como se pode constatar no perfil 81-3 (Figura 13). Essa falha não está identificada à superfície e, não lhe tendo sido atribuído um nome, vem referenciada naquele perfil com o número 1.

Para leste da Falha de Reguengo do Fetal o horizonte correspondente ao topo aproximado da Formação Silves, bem como o que se lhe sucede superiormente, contrasta por se apresentar sub-horizontal (pelo menos segundo a direção E – W) e pouco afetado tectonicamente (veja-se o perfil 81-3, Figura 13). Esta falha parece, então, constituir fronteira com as regiões mais a Oeste, onde é nítida a ocorrência de frequentes acidentes a afetar este horizonte.

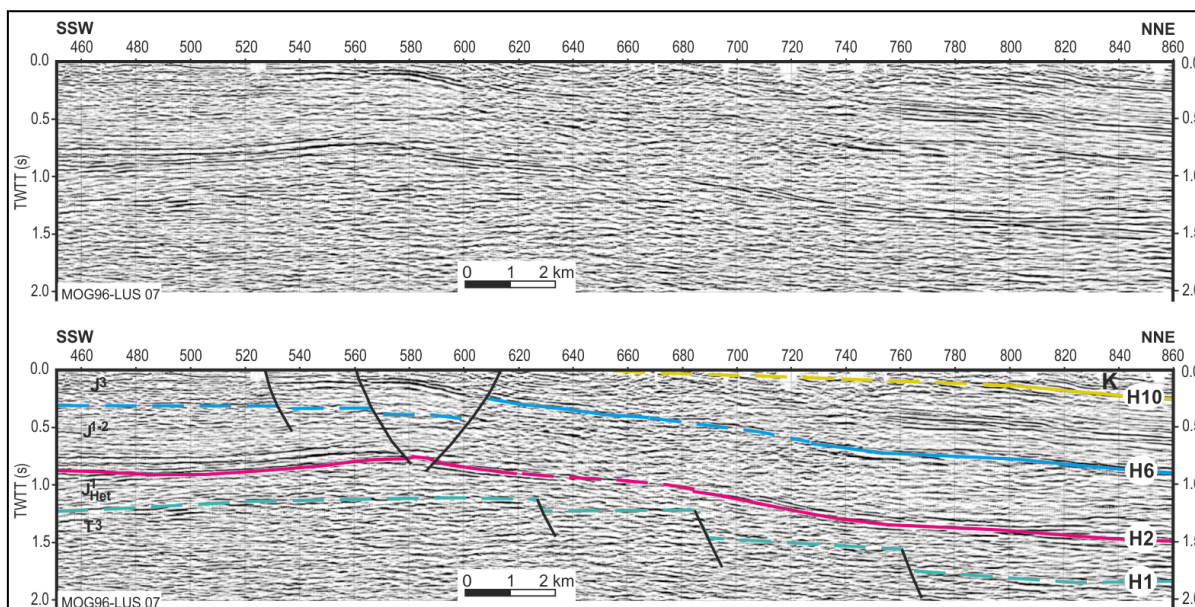


Figura 16- Extrato do perfil sísmico MOG96-LUS07 e respetiva interpretação. H1 a H10 – Horizontes sísmicos; T3- Triásico Sup.; J1Het- Hetangiano; J1-2- Jurássico Inf. e Méd.; J3- Jurássico Sup. e K- Cretácio. Localização do perfil na Figura 8. A movimentação das falhas de T3 após H6 terá induzido a remobilização de J1Het e o basculamento para norte das unidades superiores.

A2.2.4.2. Mapa de Horizonte 2 (Topo aproximado do Hetangiano)

As isóbatas apresentadas neste mapa representam o topo aproximado da Formação Dagorda (Figura 15-B), mais concretamente, o topo dos depósitos evaporíticos dessa Formação, e acompanham, no geral, as respeitantes ao Horizonte 1. Contudo, para sul de Alcobaça e paralelamente ao *graben* definido pelo topo da Formação de Silves, desenvolve-se uma estrutura anticlinal orientada NNE – SSW que já foi referenciada anteriormente como Anticlinal de Gaiteiros. Na sua zona axial este anticlinal está afetado por numerosas falhas normais que definem uma nova estrutura em *graben* que se prolonga para os níveis acima do Horizonte 2, conforme verificável na Figura 10 e na Figura 11. Destas, só estão representadas as duas mais importantes. Raramente se prolongam extensivamente pela unidade sísmica subjacente que corresponde à Formação de Dagorda.

A análise dos perfis sísmicos que atravessam transversalmente o anticlinal evidenciam-lhe uma forma assimétrica, a que mais à frente se procurará dar justificação, com o flanco ocidental mais inclinado que o oriental. Lateralmente desenvolvem-se duas bacias: uma para SW de Alcobaça e outra para NNE da vila de Benedita. Interpretam-se como resultantes da mobilização da Formação Dagorda, às quais, em termos de tectónica salífera, é costume atribuir a designação de *periferal sinks*.

Importa ainda destacar a continuidade entre a zona axial do Anticlinal de Gaiteiros e o bordo leste do diapiro de Caldas da Rainha a norte de Alcobaça, em termos de profundidade de ocorrência deste horizonte.

A2.2.4.3. Mapa de Horizonte 6 (Discordância Jurássico Médio – Jurássico Superior)

Para este horizonte que corresponde à descontinuidade que limita superiormente os depósitos do Jurássico Médio, continua a ser possível a destrição de duas depressões separadas por uma região orientada em torno de W-E na região de Alcobaça (Figura 15-C). A principal diferença com o Horizonte 2 reside na ausência do Anticlinal de Gaiteiros. Outra diferença assinalável é a inexistência da depressão a NE da Benedita. Ou seja, há uma continuidade estrutural em todo o sector leste da área estudada.

Ao contrário do referenciado para os Horizontes 1 e 2, a depressão setentrional apresenta-se assimétrica, com o respetivo depocentro deslocado para Oeste, em direção à estrutura diapírica de Caldas da Rainha. Configura um sinclinal assimétrico e subparalelo ao que se regista na cartografia de superfície. Ainda contrariamente ao que se observa nos mapas respeitantes aos horizontes 1 e 2, no relativo ao Horizonte 6 as maiores profundidades verificam-se na depressão a SW de Alcobaça.

A2.2.4.4. Mapa de Horizontes 8 e 9 (Topos aproximados do Oxfordiano e do Kimeridgiano)

Seguem, no essencial, o andamento estrutural respeitante ao Horizonte 6. Porém, as maiores profundidades voltam a ocorrer na região deprimida norte (Figura 15-D e Figura 15-E).

A2.2.5. Mapas de isopacas

Relativamente à variação da espessura das Formações presentes foram elaborados os mapas de isopacas (Figura 17) respeitantes aos intervalos:

- Horizonte 1 - Horizonte 2, equivalente aproximadamente ao intervalo de tempo Triásico Superior – Hetangiano. Equivale à espessura da Formação de Dagorda.
- Horizonte 2 - Horizonte 6, aproximadamente equivalente ao intervalo de tempo Sinemuriano – Caloviano (mais propriamente até à discordância Jurássico Médio – Jurássico Superior). Equivale à espessura das formações de Coimbra e de Brenha, integrando, ainda, as rochas dolomíticas do topo da Formação de Dagorda. Dadas as espessuras comparativamente menores dos dolomitos das formações de Dagorda e de Coimbra, este intervalo reflete essencialmente a variação de espessura da formação de Brenha, depositada entre o Pliensbaquiano e o Caloviano, inclusive. Como anteriormente apontado, considera-se a formação de Brenha correspondente ao conjunto formado pela formação de Brenha *sensu stricto* e pela formação de Candeeiros.
- Horizonte 6 - Horizonte 9, equivalente ao conjunto formado pelas formações de Cabaços, de Montejunto e de Alcobaça, ou seja ao intervalo Oxfordiano médio - Kimeridgiano. Não existem dados respeitantes ao topo da Formação de Lourinhã que permitam a elaboração de mapa representativo da variação de espessura de todo o Jurássico Superior.

Em relação à Formação Silves e pelo fato de não ter sido possível identificar o horizonte sísmico correspondente à sua base, também não é apresentado o mapa de isopacas correspondente. Porém,

com base nas sondagens Alj1 e Alj2 que a interseitam, respetivamente, ao longo de 84 m e 589 m, sem que neste segundo caso se tenha alcançado a sua base, é imperativo admitir variações de espessura para esta Formação. Estas estarão certamente na dependência de uma sedimentação sintectónica, à semelhança do que tem sido postulado por outros autores como Ribeiro *et al.*, 1979; Wilson *et al.*, 1989; Rasmussen *et al.*, 1998; Alves *et al.*, 2002; Kullberg *et al.*, 2013.

A importância dos mapas de isopacas, referentes, na presente circunstância, a valores de tempo duplo, reside no fato de evidenciarem os locais de espessamento ou adelgaçamento das formações geológicas, donde se poder inferir a localização das paleo-depressões e paleo-elevações.

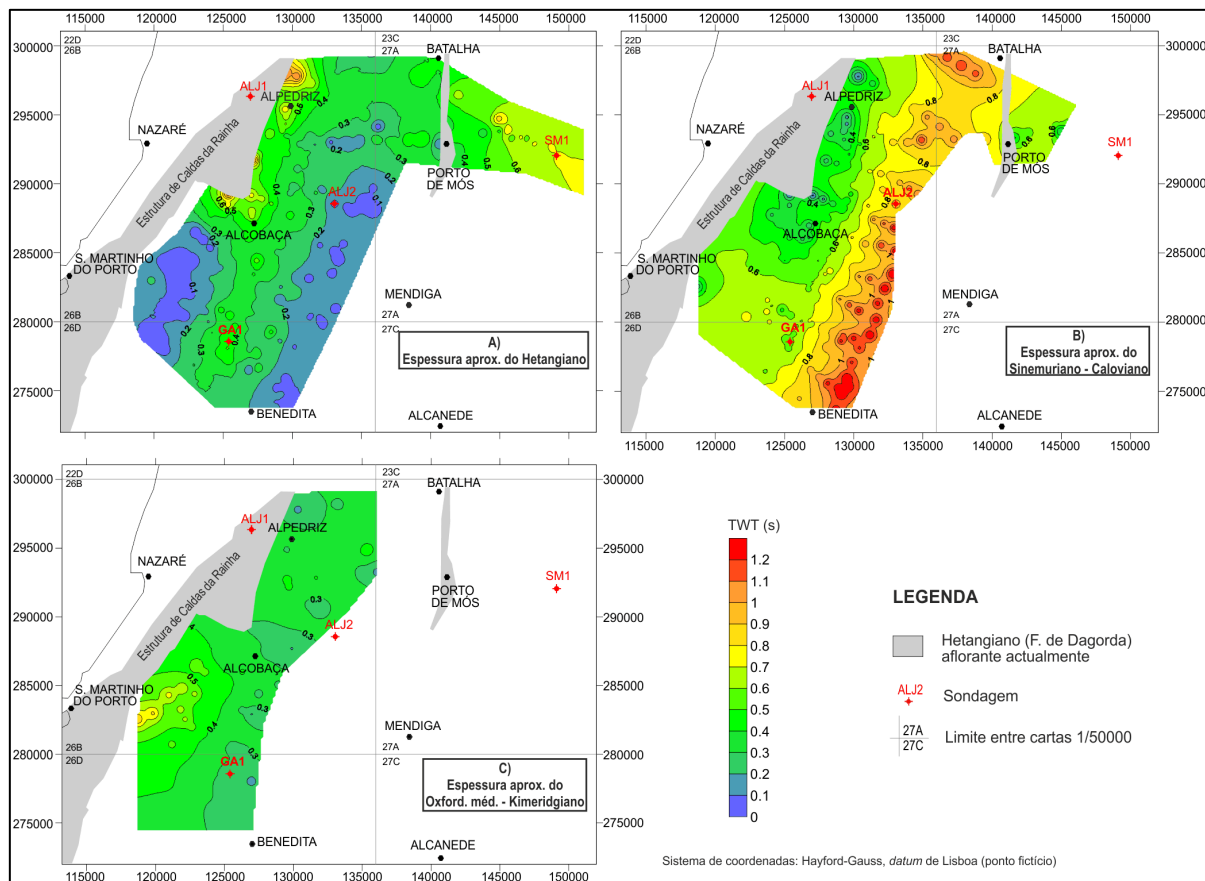


Figura 17- Mapas de variação de espessura (em tempo duplo) das unidades sísmicas.

A2.2.5.1. Mapa de Intervalo Horizonte 1 - Horizonte 2 (Hetangiano)

Este mapa (Figura 17-A) mostra as variações de espessura da Formação de Dagorda. Destaca-se a semelhança com o mapa da Figura 15-B referente à disposição estrutural do topo aproximado desta Formação, em particular para as regiões a sul de Alcobaça:

- Um alinhamento de espessuras elevadas com correspondência no Anticlinal de Gaiteiros representado na Figura 15-B.
- Adelgaçamento lateral bastante pronunciado com correspondência nas duas bacias periféricas que ladeiam o anticlinal (*periferal sinks*). Esse adelgaçamento é tal que a Formação Dagorda acaba mesmo por dar lugar a uma “cicatriz de sal” (*salt weld*).

Esta semelhança é indicativa de que tanto a morfologia estrutural, como as variações de espessura da Formação, estão diretamente relacionadas com a sua mobilização na dependência de acidentes tectónicos, como de há muito tem sido reconhecido por diversos autores, nomeadamente por Zbyszewski, 1959; Ribeiro *et al.*, 1979, entre outros.

Para norte de Alcobaça ocorre espessamento em direção à estrutura de Caldas da Rainha, evidenciando aparente continuidade com o flanco leste da estrutura anticlinal atrás mencionada. Neste aspeto importa destacar que se no mapa correspondente ao topo aproximado desta Formação, é nítida a existência duma região central sobrelevada e transversal às principais estruturas, tal aparece não ter influenciado a espessura da Formação.

A2.2.5.2. Mapa de Intervalo Horizonte 2 – Horizonte 6 (Sinemuriano a Caloviano)

Como referido anteriormente, embora incluindo a espessura correspondente às rochas dolomíticas do topo da Formação de Dagorda e da Formação de Coimbra, a Figura 17-B reporta, no essencial, a variação de espessura da formação de Brenha. Não existem evidências, com representatividade ao nível dos perfis estudados, de variações significativas para o conjunto formado por aquelas litologias dolomíticas.

Do mapa em questão (Figura 17-B) e tendo como referência o Anticlinal de Gaiteiros, cuja linha de charneira se estende sensivelmente entre o local da sondagem GA1 e Alcobaça (Figura 15-B), constata-se, a sul desta povoação:

- A ocidente da linha de charneira a espessura é constante, tendendo a diminuir ligeiramente com a proximidade à estrutura de Caldas da Rainha. Não há, portanto, uma correspondência com o adelgaçamento verificado na Formação Dagorda nesta região. Porém, da observação dos perfis m82-26 (Figura 10) e UTP81-4 (Figura 18) é notório ligeiro espessamento da formação Brenha nesta região, o qual deverá estar associado a alguma mobilização dos evaporitos da Formação subjacente.
- A oriente verifica-se forte espessamento a que corresponde uma geometria em forma de cunha. Coincide com o adelgaçamento que se verifica inferiormente por parte da Formação Dagorda, sendo manifesta a relação genética existente entre ambos os fatos. Este relacionamento ter-se-á iniciado logo após a deposição da Formação de Coimbra mas não se prolongou por todo o tempo de deposição da formação de Brenha, tendo cessado bastante antes do final do Jurássico Médio. Isso está denunciado, no perfil da Figura 10, pelo horizonte 5 que limita inferiormente uma subunidade sísmica de refletores paralelos, de uma outra de refletores divergentes. Ainda a este respeito e tendo como suporte a Figura 19, é notória a espessura constante da formação de Candeeiros por contraponto com uma forte variação para a formação de Brenha, aqui tomada no seu sentido restrito. Embora seja obrigatório ter especial atenção ao fato das variações de espessura traduzidas na Figura 19 se reportarem a uma direção NNE-SSW, não é de excluir a hipótese de que a subunidade sísmica de refletores divergentes (entre os horizontes 2 e 5 da Figura 10) possa corresponder à formação de Brenha *sensu stricto*, ou seja, limitada inferiormente pela Formação de Coimbra e superiormente pela formação de Candeeiros. Nesta perspetiva, a subunidade sísmica de refletores paralelos acima da anterior e denunciadora de sedimentação num período de acalmia tectónica, teria correspondência com a formação de Candeeiros. Infelizmente, a deficiente qualidade do perfil MOG96-LUS06 (Figura 12), e a intensa fraturação

que afeta este intervalo acima da zona de charneira do anticlinal salífero (Figura 11) não permitem confirmar esta hipótese.

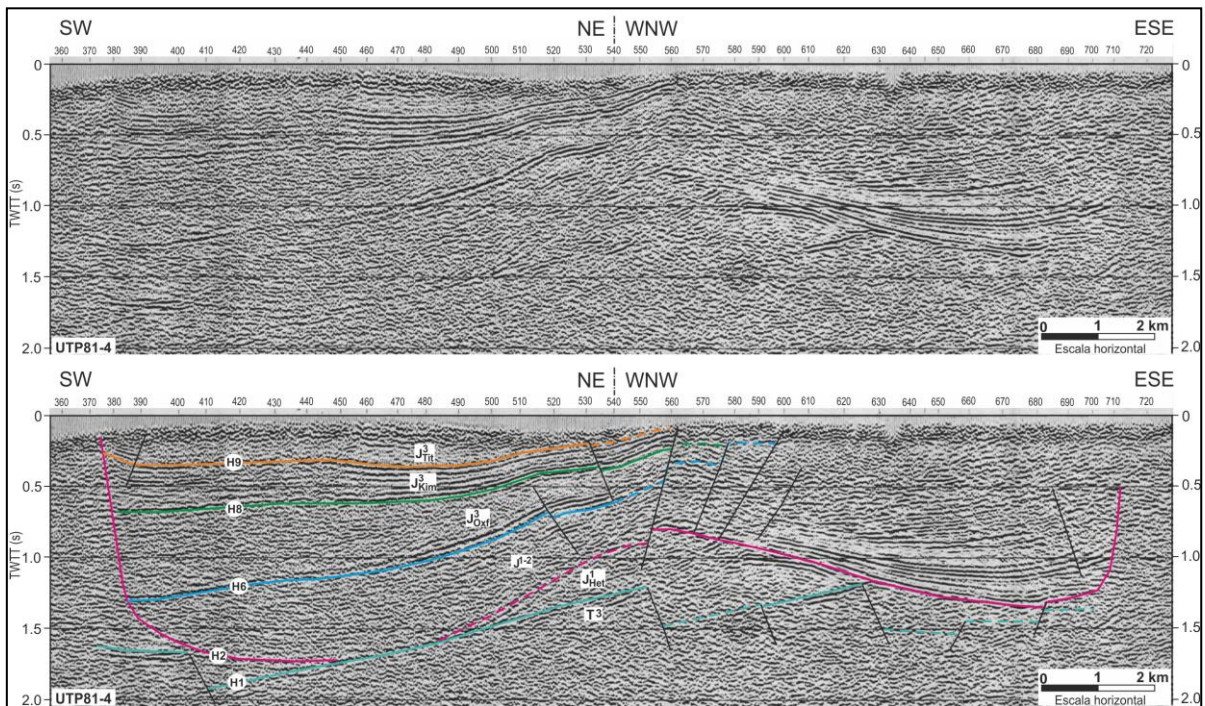


Figura 18- Perfil sísmico UTP81-4 e respetiva interpretação. H1 a H9: horizontes sísmicos; T3: Triásico Sup.; J1Het: Hetangiano; J1-2: Jurássico Inf. e Méd.; J3Oxf: Oxfordiano; J3Kim: Kimeridgiano e J3Tit: Totoniano. Localização do perfil na Figura 8

Para norte de Alcobaça, junto ao bordo do diapiro de Caldas da Rainha, verificam-se as menores espessuras da formação de Brenha. Por contraponto com os valores de 1,3 segundos em tempo duplo alcançados a sul, a leste do Anticlinal de Gaiteiros, aqui a espessura desta formação é diminuta, com valores na ordem de 0,1 s (TWTT). Para leste verifica-se aumento gradual da espessura até valores de 1,1 s, pondo em evidência uma geometria em forma de cunha por parte desta unidade, à semelhança e em continuidade, pelo menos aparente, com o que se passa a sul de Alcobaça.

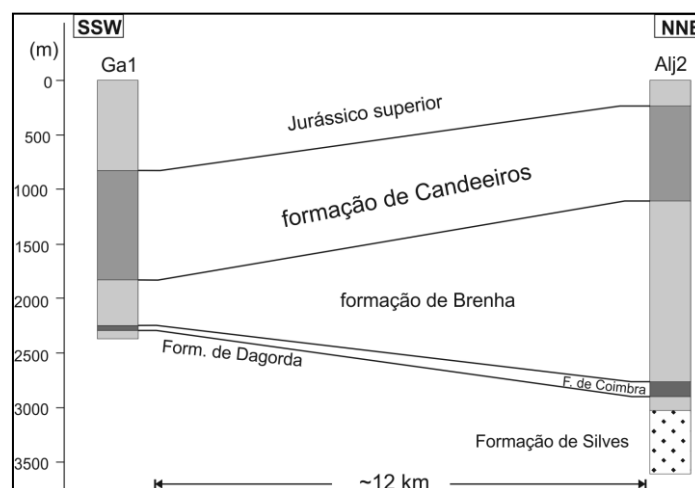


Figura 19- Variação da espessura das unidades atravessadas pelas sondagens Ga1 e Alj2. Na região central e meridional da BL, a parte superior da formação de Brenha, a partir do Bajociano, corresponde à formação de Candeeiros, por variação lateral de fácies, conforme representado na Figura 14.

Embora os dados sejam escassos, após um máximo alcançado sensivelmente a meia distância entre as estruturas de Caldas e de Porto de Mós, parece haver tendência para diminuição de espessura em

direção a esta última. Tendo em conta o perfil UTP81-3 apresentado na Figura 13, tal está nitidamente associado a um acidente tectónico de orientação NNE – SSW que nessa figura está referenciado pelo número 1. Atravessa todas as unidades mas não está reconhecido na cartografia geológica de superfície. Esta falha parece ter controlado não só a deposição da formação Brenha, como também contribui para o afundamento generalizado da Formação Silves a norte de Alcobaça.

Do mesmo modo que verificado a sul relativamente ao flanco oriental do Anticlinal de Gaiteiros, também aqui é evidente que a geometria em cunha da formação de Brenha está associada à mobilização horizontal dos evaporitos subjacentes e que essa movimentação halocinética terá cessado antes do topo do Jurássico Médio. Ainda do mesmo modo, este fato demonstra-se pela ocorrência de uma subunidade de refletores sísmicos paralelos entre si que limitam uma outra inferior de refletores divergentes.

Voltando novamente a atenção para a Figura 19, importa mencionar a variação de espessura da Formação de Coimbra para norte e sul do paralelo de Alcobaça. Com efeito, se a sul os dados existentes se reportam aos da sondagem GA1, onde foram intersetados 42 m, a norte foram intersetados 115 m na sondagem Alj2. Embora já tenham sido referenciadas situações de sobrelevação de sequências evaporíticas na ausência de cobertura sedimentar por efeito de fenómenos de hidratação (Hoyos, Doblas, Sánchez-Moral *et al.*, 1996), tal não parece plausível para justificar um alto fundo que condicionasse a deposição da Formação de Coimbra a sul de Alcobaça, tanto mais que não se identificam nos perfis evidências de que a sua espessura varie de um e outro lado do Anticlinal de Gaiteiros. A justificação para tal variação de espessura em tão reduzida distância terá de ser encontrada noutras causas, eventualmente numa estruturação sinsedimentar. Por outro lado, embora a relação de espessuras seja mais do dobro, também é certo que ela se verifica segundo a direção regional NNE-SSW e que os dados são escassos para que se proceda a outro tipo de ilações significativas.

A2.2.5.3. Mapa de Intervalo Horizonte 6 – Horizonte 9 (Oxfordiano méd. a Kimeridgiano)

O mapa da Figura 17-C pretende ser representativo das variações de espessura do Jurássico Superior, excetuando-se os depósitos referentes ao Titoniano por não se conhecer o respetivo topo. Identifica-se, junto ao bordo da estrutura de Caldas da Rainha, a sul de Alcobaça, um espessamento do conjunto destas unidades, o qual é coincidente com a depressão definida nesta região pelo horizonte correspondente à discordância do Jurássico Médio. Este espessamento, truncado a Oeste pela estrutura de Caldas da Rainha (Figura 18), conduz a uma geometria em forma de cunha para leste, em direção à zona axial do Anticlinal de Gaiteiros, a partir da qual a espessura se mantém constante. Estes fatos denunciam um nítido controlo da sedimentação durante este período de tempo por efeito da remobilização da Formação Dagorda entre o diapiro de Caldas de Rainha e o referido anticlinal. A divergência para Oeste dos refletores sísmicos que constituem este intervalo (Figura 18) corrobora esse controlo.

A norte de Alcobaça destaca-se o fato de este conjunto não apresentar variações significativas de espessura, o que se mostra compatível com o paralelismo entre os refletores sísmicos que o caracterizam nesta região. Tem implicações diretas ao nível de se poder estabelecer que a estrutura

de Caldas da Rainha não influenciou, ou influenciou muito pouco, a deposição do Jurássico Superior a norte do paralelo de Alcobaça

Este intervalo correspondente ao Oxfordiano médio – Kimeridgiano não pode ser apreciado na sua totalidade na área compreendida entre a estrutura de Rio Maior – Porto de Mós e a Falha de Reguengo do Fetal, pois aí não se conhece o topo do Kimeridgiano (Figura 8). Contudo, pela análise do perfil sísmico 81-3 apresentado na Figura 13, nessa área parece haver um espessamento, pelo menos por parte do Oxfordiano, relativamente à região a ocidente da Falha de Reguengo do Fetal. Pese embora a qualidade dos dados para esta região não permitir ilações precisas, é legítimo assumir que neste período de tempo terá havido um controlo tectónico da sedimentação por parte da Falha Reguengo do Fetal, coevo com movimentação dos evaporitos da Formação de Dagorda em direção à estrutura de Rio Maior – Porto de Mós.

A2.3. DISCUSSÃO

A2.3.1. Estruturação da Bacia Triásica

Os aspetos anteriormente apresentados relativamente à Formação Silves demonstram o seu condicionamento tectónico por acidentes de movimentação normal orientados segundo NNE – SSW. A sua disposição estrutural, bem como a das unidades que se lhe seguem, conduz à presunção da existência de uma outra importante direção de fraturação, orientada em torno de E-W, com tendência para WNE - ESE, aproximadamente transversal, portanto, à anterior. O fato da maioria dos perfis sísmicos se apresentarem subparalelos a esta direção dificulta a deteção de acidentes assim orientados. Porém, essa presunção baseia-se no fato do horizonte sísmico correspondente ao topo do Triásico se apresentar estruturado em duas depressões, uma para norte do paralelo de Alcobaça e outra para sul, estando elas separadas por uma região elevada e alinhada sensivelmente segundo WNW-ESE que não permite a interligação entre as estruturas NNE-SSW de ambas as depressões (Figura 15-A). Esta direção WNW-ESSE é semelhante à de falhas conhecidas à superfície da região em estudo (Figura 8) e à de acidentes maiores que terão compartimentado a BL (Kullberg *et al.*, 2013), como referido em capítulos anteriores.

Outro fato que suporta esta hipótese é a ocorrência de falhas a afetar o topo do Triásico na região em causa e que se presumem com esta direção, conforme é dado a observar nos perfis de reflexão sísmica realizados transversalmente, como é o caso do apresentado na Figura 16. Contudo, não foi possível estabelecer uma correspondência entre estas falhas pelos diferentes perfis.

Modelações experimentais têm demonstrado a existência de um relacionamento direto entre as estruturas frágeis geradas numa cobertura sedimentar com a reativação de estruturas pré-existentes no substrato, na ausência de uma camada de descolamento (Higgins & Harris, 1997; Patton, Logan & Friedman, 1998; Withjack & Callaway, 2000; Bahroudi, Koyi & Talbot, 2003; Finch, Hardy & Gawthorpe, 2004). Os resultados dessas modelações, a par com a similaridade com as orientações do sistema conjugado de fraturação tardi-variscas, traduzido por desligamentos esquerdos e direitos orientados, respetivamente, segundo N25E e N80E (Marques, Mateus & Tassinari, 2002), permitem postular que os acidentes da Formação Silves correspondem ou pelo menos estão relacionados com a reativação, no Triásico, das estruturas tardi-variscas, como resposta aos primeiros episódios distensivos que estão na origem da Bacia Lusitaniana, o que aliás tem sido referido por muitos outros autores, entre eles, Ribeiro *et al.*, 1979; Wilson *et al.*, 1989. Assim, tal como para os acidentes NNE-

SSW que afetam o Triásico, admite-se que os orientados aproximadamente segundo E – W mas com tendência para WNW-ESSE, também correspondam à reativação de acidentes tardi-variscos, pese embora não existir uma correlação tão direta em termos de orientação.

Tal como mais à frente será abordado, a estruturação atual do Jurássico Superior em função duma falha WNW-ESSE na região de Alcobaça, resultará da sua reativação após o Jurássico.

A2.3.2. Halocinese e tectónica distensiva

A halocinese ou movimentação autónoma de depósitos salíferos (Trusheim, 1960) desempenhou um importante papel na evolução da região, condicionando particularmente a sedimentação das unidades subjacentes. Sendo a tectónica regional distensiva um dos principais mecanismos despoletadores da halocinese (Vendeville & Jackson, 1992; Nalpas & Brun, 1993; Jackson & Vendeville, 1994), a compreensão da evolução das estruturas salíferas pode fornecer importantes dados quanto ao tempo e modo de atuação de tais fenómenos na região em estudo.

Em primeiro lugar e como já mencionado anteriormente, importa destacar que a Formação Dagorda não é constituída exclusivamente por sal. Na sua constituição entram outras litologias, nomeadamente calcários, calcários dolomíticos e dolomitos, gesso, argilas e margas. No entanto, para efeitos descritivos podemos considerá-la como uma unidade argilo-evaporítica com capacidade de atuar como nível de descolamento e de, por halocinese, deformar a cobertura sedimentar sob a qual se encontra. Como resultado extremo dessa deformação pode haver rutura da cobertura sedimentar, formando-se então estruturas salíferas perfurantes, ou seja, diapiros (Jackson & Talbot, 1986). Estas propriedades advêm das características reológicas do sal, em particular o seu comportamento dúctil perante taxas de deformação baixas e a inalterabilidade da sua densidade com a pressão litostática (Bishop, 1978; Jackson & Talbot, 1986).

Os dados apresentados nos capítulos anteriores são evidentes no que respeita a:

- Algum relacionamento genético entre o anticlinal salífero de Gaiteiros e o *graben* no substrato correspondente à Formação de Silves, dada a proximidade e paralelismo entre ambas as estruturas (Figura 10, Figura 11 e Figura 18)
- Período de subsidência pronunciada no final do Sinemuriano, logo após a deposição da Formação Coimbra, o qual conduziu ao espessamento da formação de Brenha de Oeste para Este. A norte de Alcobaça este espessamento verifica-se a partir da estrutura de Caldas da Rainha (Figura 13), ao passo que a sul de Alcobaça verifica-se a partir do anticlinal salífero de Gaiteiros (Figura 10 e Figura 11).
- A disposição dos refletores sísmicos correspondentes à formação de Brenha mostra que a rápida subsidência a leste do Anticlinal de Gaiteiros terá cessado antes do final do Jurássico Médio, eventualmente no Bajociano, já que a nível geral da BL e em particular na região do MCE, se reconhece um predomínio de fácies de baixa profundidade a partir sensivelmente do Bajociano inferior (Azerêdo, 2007).
- No Jurássico Superior iniciou-se novo período de subsidência pronunciada que agora se manifesta no flanco ocidental do Anticlinal de Gaiteiros (Figura 10, Figura 11 e Figura 18). Traduz-se pelo espessamento das unidades do Jurássico Superior, pelo menos no que respeita à sua parte basal e média. Para leste desse anticlinal não se verificam variações de espessura assinaláveis.

Tendo como referência a perfil sísmico m82-26 (Figura 10), importa discutir os mecanismos que poderão estar na origem desta estruturação, sendo à partida evidente que a tectónica salífera desempenhou um papel importante. Com efeito e dadas as particularidades físicas atrás mencionadas, o sal tende a movimentar-se gravitacionalmente (Bishop, 1978; Jackson & Talbot, 1986; Jenyon, 1986). Os trabalhos clássicos de abordagem à formação e evolução das estruturas diapíricas que se iniciaram nos finais do século XVIII e perduraram para lá da metade inicial do século passado, suportavam-se neste conceito e nos derivados das modelações experimentais de líquidos imiscíveis de diferentes densidades. À luz destes conceitos clássicos, a halocinese e diapirismo, ou seja, a perfuração vertical da cobertura sedimentar por parte dos depósitos evaporíticos, estariam dependentes da criação de instabilidades gravitacionais por inversão de densidades resultante de coberturas sedimentares muito espessas sobre esses depósitos, superiores a 600 – 800 m, aproximadamente, em geral de ordem quilométrica. Também o estabelecimento de cargas litostáticas diferenciais sobre o sal, por erosão localizada da cobertura ou por cunhas sedimentares progradantes, era admitido como mecanismo despoletador destes processos.

Ora, para o presente caso não é possível invocar o mecanismo de inversão de densidades dada a reduzida espessura da Formação Coimbra, pelo que a presente estrutura anticlinal poderá ser explicada, ainda à luz dos conceitos clássicos, pela criação de condições de carga litostática diferencial induzida tectonicamente pela reativação das estruturas do soco, de acordo com o modelo que se apresenta na Figura 20.

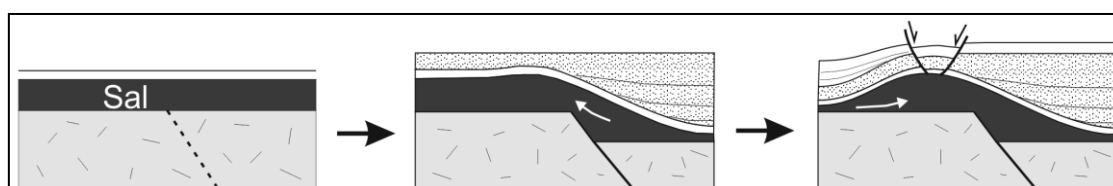


Figura 20- Desenvolvimento de almofadas de sal de acordo com os conceitos clássicos de diapirismo.

O modelo apresentado explica a formação de um depocentro por migração do sal induzida por reativação de estruturas frágeis no substrato. A partir do momento em que foi despoletada, essa migração dar-se-ia autonomamente, em direção ao muro do plano reativado, por inversão de densidades, terminando por esgotamento do sal no bloco abatido. Um episódio distensivo posterior teria como consequência o despoletar de nova halocinese, com formação de um novo depocentro sobre o bloco levantado e com o acentuar da estrutura anticlinal, de que resultaria a sua assimetria. O arqueamento gravítico da estrutura por impulso do sal induziria a fraturação da cobertura sedimentar. Este período de halocinese cessaria do mesmo modo que o primeiro, por esgotamento do sal, com formação de uma *salt weld*.

Nesta perspetiva, a fraturação da cobertura sedimentar acima do anticlinal estará relacionada com os fenómenos distensivos locais provocados pela movimentação gravítica do sal. Trata-se de um modelo verosímil por conceptualmente apelativo, mas que a partir de finais da década de 80 do século passado foi posto em causa com base no surgimento de novos conceitos suportados em modelações numéricas e analógicas nas quais se adotaram sistemas mais adequados à simulação dos materiais rochosos e das condições de deformação da crosta terrestre. Em particular, estes novos conceitos vieram pôr em causa os fenómenos na origem do despoletar da halocinese e na origem, localização e orientação das estruturas frágeis geradas na cobertura sedimentar acima do nível salífero.

O conceito de Diapirismo Reativo (Vendeville & Jackson, 1992; Jackson & Vendeville, 1994), ilustrado na Figura 21, veio demonstrar que a halocinese ocorre associada à fraturação da cobertura sedimentar por efeitos de tectónica distensiva regional do tipo pelicular. Ou seja, é o adelgaçamento por fraturação da cobertura e consequente criação de espaço que despoleta a movimentação do sal para zonas mais elevadas e não a reativação das estruturas do soco. Assim, as estruturas frágeis na cobertura sedimentar não são uma resposta local à ascensão gravítica do sal, como pressuposto no modelo anterior; antes são a resposta à distensão provocada na cobertura por efeitos de tectónica regional pelicular. São, assim, a causa e não o efeito da ascensão do sal.

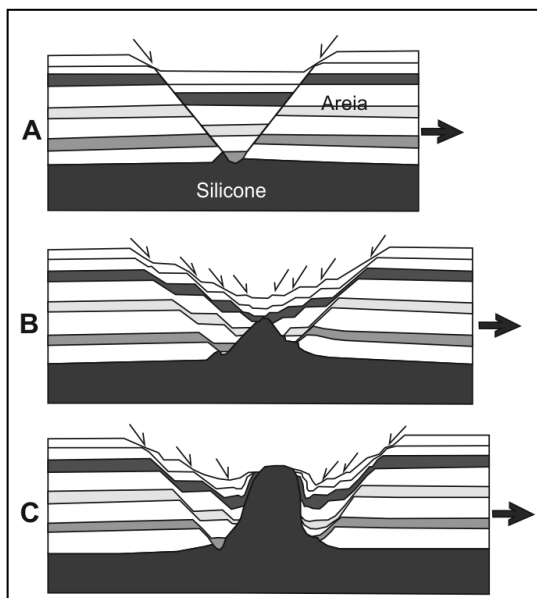


Figura 21- Modelo analógico representativo do conceito de diapirismo reativo (adaptado de Jackson & Vendeville, 1994).

Perante o envolvimento do soco, como parece evidente na região de Alcobaça, as modelações experimentais sugerem que o sal, devido à sua baixa viscosidade (considerando o seu comportamento análogo ao de um fluido viscoso), impede que as falhas reativadas nesse soco se propaguem para os níveis superiores, a não ser que o nível salífero seja de espessura reduzida (Vendeville, Hongxing & Jackson, 1995). O sal atua então como nível de descolamento entre a cobertura sedimentar e o substrato, sendo a deformação local atenuada pela migração do sal em

direção ao bloco abatido, conforme a Figura 22 pretende ilustrar. A localização das estruturas frágeis geradas na cobertura continua a não estar diretamente relacionada com a das falhas do substrato, mas antes com a “viscosidade” do nível de descolamento, com a relação de espessuras entre o nível de descolamento e a cobertura sedimentar, com heterogeneidades dessa cobertura sedimentar e com as condições de fronteira do sistema, entre outras variáveis (Vendeville & Jackson, 1992; Nalpas & Brun, 1993; Jackson & Vendeville, 1994; Vendeville *et al.*, 1995; Higgins & Harris, 1997; Withjack & Callaway, 2000).

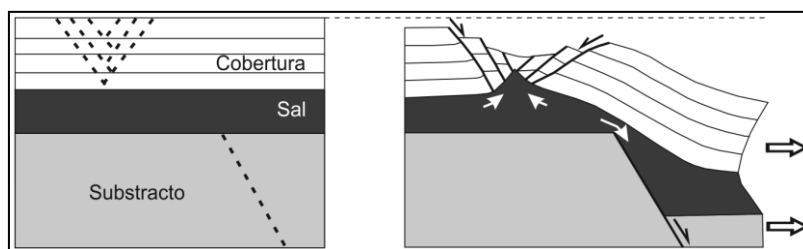


Figura 22- Modelação representativa de diapirismo por reativação de falhas num substrato parcialmente descolado da cobertura sedimentar (adaptados de Vendeville & Jackson, 1992; Jackson & Vendeville, 1994).

O mecanismo que este modelo representa parece adaptar-se bem e justificar a estrutura anticlinal salífera de Gaiteiros, admitindo-se que esta não terá evoluído para uma estrutura perfurante (diapirismo) por insuficiente quantidade de sal. Também se poderá adaptar aos estádios iniciais de desenvolvimento das estruturas de Caldas da Rainha e de Rio Maior – Porto de Mós.

Este modelo tem sido utilizado por outros autores para justificar a evolução de estruturas salíferas noutras regiões do globo, como são os casos do Mar de Barents (Nilsen, Vendeville & Johansen, 1995),

Mar do norte (Stewart & Coward, 1995) e do Atlas tunisino (Hlaiem, 1999). Contudo, não explica a assimetria existente no Anticlinal de Gaiteiros, nem como se poderia desenrolar face a uma situação em que a cobertura sedimentar acima do nível salífero apresenta espessura muito reduzida. Para tais situações Nalpas & Brun, 1993, demonstram que perante uma diminuta espessura de cobertura sedimentar os fenómenos tectónicos distensivos com envolvimento de falhas do substrato não dão origem à formação de estruturas diapíricas mas apenas de almofadas e anticlinais de sal. Portanto, se estes resultados podem justificar a formação precoce do anticlinal de Gaiteiros, continuam a não justificar a sua assimetria nem o fato de os dois depocentros que o ladeiam não serem coevos.

Para a justificação destes fatos terá que se admitir a formação desta estrutura em função de dois episódios de tectónica distensiva em que, pelo menos no primeiro deles, terá havido envolvimento do substrato. Assim, como resultado dum primeiro episódio tectónico, terá havido a formação de um anticlinal salífero de grande comprimento de onda (Nalpas & Brun, 1993), associado a uma flexura monoclinal por movimentação do sal ao longo do plano de falha reativado e em direção ao bloco abatido (Withjack & Callaway, 2000), de acordo com o modelo que se apresenta na Figura 23. Esta dobra forçada pela extensão do substrato (*extensional forced fold*) foi assim a responsável pelo depocentro a leste do Anticlinal de Gaiteiros e que teve como consequência o espessamento da formação de Brenha nesta região.

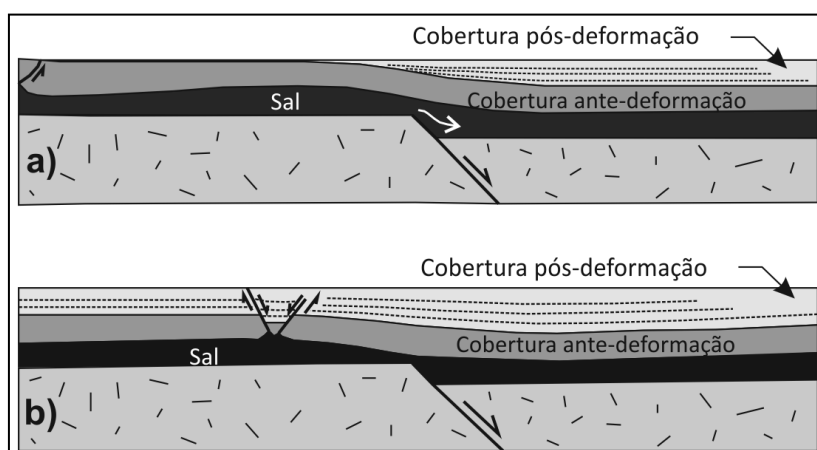


Figura 23- Modelação dos efeitos na cobertura sedimentar pouco espessa acima de um nível de descolamento por reativação distensiva de uma falha no soco (adaptado de Withjack & Callaway, 2000). Notar semelhança com Figura 16.

As modelações experimentais que suportam este mecanismo demonstram ainda que o sal se movimenta ao longo do bloco abatido em direção oposta à do plano de falha, o que vem justificar que em Gaiteiros este mecanismo tenha cessado por esgotamento local do sal e assim se compreendendo a cicatriz que se observa a leste do anticlinal. Esta movimentação do sal para leste poderá, de alguma forma, ter contribuído para uma primeira estruturação, incipiente, do anticlinal da Serra dos Candeeiros e da estrutura diapírica de Rio Maior.

Após um período sedimentar sob condições de quietude tectónica, novo impulso distensivo posterior à deposição da formação Candeeiros, terá levado à formação do depocentro a ocidente do atual Anticlinal de Gaiteiros por movimentação halocinética do sal em função da extensão com adelgaçamento por fraturação da cobertura sedimentar, agora já com espessura relevante. Ou seja, de acordo com o modelo da Figura 22, mas com movimentação do sal a partir de ocidente, devido à sua depleção a leste. Não se terá alcançado um estágio de diapirismo efetivo também por esgotamento do sal, aqui igualmente comprovado por uma cicatriz, alcançando-se unicamente o estágio de anticlinal salífero (ou *salt pillow*) que terá perdurado até ao presente. As variações de

espessura do Jurássico superior entre as falhas que constituem o *graben* na zona axial do anticlinal (Figura 10 e Figura 11), confirmam a génese desse graben num episódio distensivo regional e não no arqueamento da estrutura, o que está de acordo com o conceito de diapirismo reativo.

O modelo que se apresenta na Figura 24 pretende representar de modo esquemático a hipótese evolutiva para a formação do Anticlinal de Gaiteiros. Abrange também a estrutura de Caldas da Rainha que mais à frente se discutirá. Teve como base os perfis sísmicos m82-26 e UTP81-4 que se apresentam na Figura 10 e na Figura 18, respetivamente.

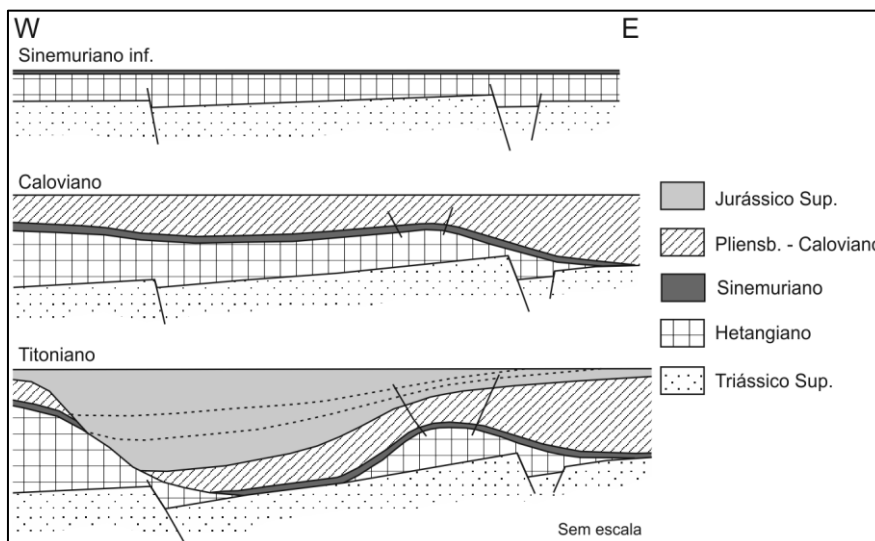


Figura 24- Proposta de modelo evolutivo para a formação do Anticlinal de Gaiteiros e estádios iniciais da estrutura de Caldas da Rainha.

No que respeita à orientação das falhas que constituem a estrutura em *graben* que afeta a sequência sedimentar acima da Formação Dagorda e que condicionaram a génese do anticlinal salífero, elas apresentam-se orientadas NNE-SSW. Resultados experimentais mostram que a orientação das estruturas geradas numa cobertura acima de um nível de descolamento depende unicamente da orientação do campo de tensões (Higgins & Harris, 1997). Na eventualidade de anisotropias pré-existentes na cobertura, os primeiros incrementos distensivos são acomodados nessas estruturas mas, com o continuar da extensão, rapidamente se desenvolvem estruturas orientadas transversalmente ao campo de tensões (Bahroudi *et al.*, 2003; Bellahsen & Daniel, 2005). Assim, é de admitir que o campo distensivo no início do Jurássico Superior estava orientado aproximadamente segundo WNW – ESE.

A direção do anticlinal ou flexura monoclinal iniciada no final do Sinemuriano está claramente na dependência da orientação dos acidentes pré-existentes na Formação de Silves, pelo que não é possível inferir com rigor acerca da orientação do campo distensivo responsável pela sua reativação.

A2.3.3. A estrutura de Caldas da Rainha

Os dados de sísmica de reflexão multicanal relativos à estrutura de Caldas da Rainha são escassos, pois apenas o perfil UTP81-4 (Figura 18) alcança o seu bordo oriental e de modo oblíquo às estruturas. Esses dados reportam-se sobretudo a:

- Existência de uma falha na Formação de Silves nas imediações do diapiro de Caldas da Rainha, à semelhança do que se verifica para o Anticlinal de Gaieteiros;
- Ligeiro espessamento para Oeste da formação de Brenha entre o diapiro das Caldas da Rainha e o Anticlinal de Gaieteiros;
- Acentuado espessamento do Jurássico Superior entre essas duas estruturas mas com uma geometria em forma de cunha crescente para Oeste.

Estes dados levam à hipótese de que a estrutura perforante das Caldas da Rainha evoluiu a partir de um anticlinal de sal, também pelo mecanismo *extensional forced fold* e coevo daquele que tem vindo a ser discutido (Figura 24). Ou seja, no final do Sinemuriano, a reativação distensiva de falha triásicas terá despoletado migrações laterais dos depósitos evaporíticos, conduzindo a um eventual anticlinal com grande raio de curvatura, à semelhança do estágio inicial do Anticlinal de Gaieteiros. Como o espessamento denunciado pela formação de Brenha entre as duas estruturas é pouco relevante, a migração de sal para leste a partir da falha triásica junto à estrutura de Caldas da Rainha não terá sido muito intensa. Contudo, durante a rápida subsidência que conduziu ao espessamento do Jurássico Superior, essa migração lateral terá sido bastante relevante, culminando na cicatriz de sal que se observa entre as duas estruturas. Portanto, o episódio distensivo que ocorreu no início do Jurássico Superior contribuiu para o acentuar dos dois anticlinais.

Da hipótese atrás exposta depende-se que o suprimento de argilas e evaporitos para a estruturação do anticlinal de Caldas da Rainha terá tido, sobretudo, proveniência de Oeste e em grande quantidade, conduzindo a um anticlinal bastante mais desenvolvido que o de Gaieteiros. Esta assunção prende-se com o fato da estruturação atual mostrar que esse anticlinal terá evoluído para uma estrutura perforante. Tendo em atenção que os refletores sísmicos representativos do Jurássico Superior estão truncados por esse diapiro (Figura 18 e Figura 13), a extrusão terá ocorrido posteriormente.

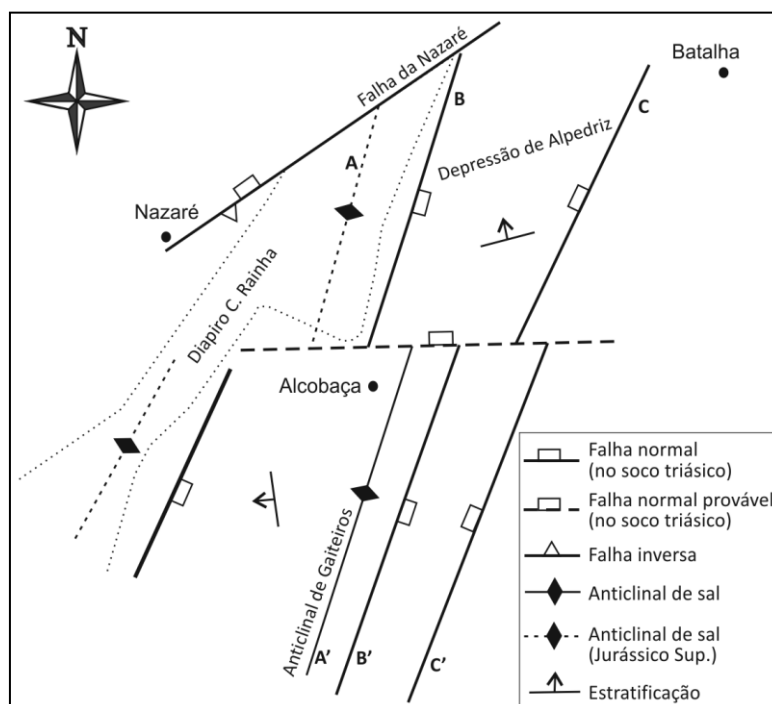


Figura 25- Proposta de correlação entre falhas triásicas e entre anticlinais salíferos (situação atual).

Esta hipótese de modelo evolutivo para o diapiro de Caldas da Rainha apenas é válida para o troço desta estrutura a sul do paralelo de Alcobaca. Com efeito, a norte desse paralelo constata-se uma

simetria de formas com o flanco oriental do Anticlinal de Gaiteiros. Tal é evidente quando se compara esse flanco na Figura 10 ou na Figura 11, com a estruturação a leste do diapiro de Caldas da Rainha na Figura 13. Essa simetria, em particular no que respeita à variação de espessura das unidades sísmicas, a par com a continuidade que é possível estabelecer entre essas unidades numa região para a outra em termos da sua disposição estrutural, permite admitir que são a continuação uma da outra, de acordo com o mapa esquemático que se apresenta na Figura 25. Este representa uma hipótese de correlação entre falhas do Triásico e o Anticlinal de Gaiteiros do Jurássico Superior, tal como se observam atualmente a norte e a sul numa falha provável orientada em torno de W-E, imediatamente a norte de Alcobaça.

Essa falha, provavelmente herdada dos acidentes tardi-variscos, como abordado anteriormente a propósito da estruturação do substrato Triásico Superior, limita uma região meridional em que esse substrato se apresenta sobrelevado relativamente a uma região setentrional que tem correspondência com a Depressão ou Sinclinal de Alpedriz. O padrão cartográfico atual das estruturas nesta região, ou seja a interligação entre o diapiro de Caldas da Rainha com o Anticlinal de Gaiteiros, terá resultado, pelo menos parcialmente, da reativação desse acidente em tempos pós jurássicos, como mais à frente será discutido em A2.3.5. Eventualmente, esse padrão também se insere no contexto de uma indentação tectónica, segundo o modelo proposto por Terrinha *et al.*, 1996.

A2.3.4. As estruturas de Rio Maior – Porto de Mós e de Reguengo do Fetal

Relativamente à estrutura de Rio Maior - Porto de Mós e a julgar unicamente com base nos dados de sísmica de reflexão, em particular pela interpretação do perfil 81-3 apresentado na Figura 13, a sua evolução durante as etapas iniciais de tectónica distensiva terá sido mais complexa que a de Caldas da Rainha ou os resultados da sua evolução posterior mascaram os efeitos dessas etapas iniciais.

Tendo fundamentalmente em conta as variações de espessura da formação de Brenha, com crescimento a partir de ambos os lados da estrutura de Rio Maior-Porto de Mós, é também aqui óbvia uma halocinese precoce associada a extensão a partir do final do Sinemuriano com envolvimento do soco. É presumível que a estrutura de Rio Maior tenha evoluído paralelamente com a falha Reguengo do Fetal e que a movimentação conjunta destes acidentes tenha despoletado, durante o Jurássico Inferior e parte do Jurássico Médio, a formação de um anticlinal de sal ocupando a área correspondente à Serra dos Candeeiros. Ou seja, à semelhança do proposto para a estrutura de Caldas da Rainha.

Ainda à semelhança com essa estrutura, a de Rio Maior – Porto de Mós terá provavelmente sido reativada durante o episódio do Jurássico Superior, conduzindo à fraturação da cobertura por distensão pelicular e induzindo, localmente, o desenvolvimento vertical desse anticlinal salífero. Contudo não existem evidências diretas que suportem tal hipótese, tal como não existem evidências relativamente ao período em que ocorreu a extrusão do sal. Tanto poderá ter ocorrido durante nesse episódio, como posteriormente.

A Falha Reguengo do Fetal assume um papel fundamental como fronteira às movimentações halocinéticas. Eventualmente esse papel de fronteira já estava assumido desde a formação do *graben* Triásico de São Mamede – Monte Real pois separa um domínio a ocidente em que a Formação de Silves se apresenta muito afetada por acidentes tectónicos, de outro a leste em que tal não se verifica.

A2.3.5. A Depressão de Alpedriz

A Depressão de Alpedriz (Figura 25), onde sobre os depósitos do final do Jurássico Superior assenta uma sequência descontínua de depósitos do Aptiano-Albiano ao Pliocénico, tem sido considerada uma estrutura de abatimento por evacuação do sal a partir do Cretácico, tendo a sua estrutura sido acentuada no Paleogénico e no Miocénico (Ribeiro *et al.*, 1996b e Kullberg *et al.*, 2013).

Os dados apresentados, nomeadamente o perfil da Figura 16, demonstram que segundo NNE – SSW esta depressão apresenta-se como uma flexura monoclinal inclinada para o quadrante norte, cuja génese estará relacionada com o mecanismo já anteriormente referido que conduz a dobramento forçado pela extensão (*extensional forced fold*), perante a movimentação normal de falhas afetando o substrato Triásico. Não terá ocorrido intensa migração para NNE por parte dos depósitos evaporíticos da Formação de Dagorda, pois esta apresenta espessura relativamente constante nesse sentido.

Os dados disponíveis de reflexão sísmica multicanal apenas permitem inferir que esses acidentes atuaram após o Jurássico Médio, pois, como é dado a observar no perfil referido, as unidades sísmicas correspondentes ao Jurássico apresentam-se basculadas para norte e com espessura constante segundo a direção NNE-SSW. Nesse perfil o Jurássico Superior não está representado na totalidade, estando truncado pelo Cretácico. Contudo, os refletores sísmicos correspondentes mostram-se paralelos e acompanham o horizonte basculado respeitante à descontinuidade Jurássico Médio – Jurássico Superior, pelo que é admissível que a reativação daqueles acidentes triásicos que se presumem orientados WNW-ESE possa apenas ter ocorrido para o final do Jurássico Superior ou mesmo posteriormente.

Tratando-se de uma movimentação normal de falhas orientadas em torno de E-W, será pouco provável a sua associação aos movimentos distensivos que caracterizam o último episódio de *rifting* segundo essa mesma direção. Também não é credível associá-la aos episódios de inversão da bacia dada a orientação dos campos compressivos em torno de N-S. Assim, do que se conhece da evolução da BL, resta a sua associação a trações secundárias do episódio compressivo precoce que se presume também terá afetado a BL na passagem do Jurássico ao Cretácico e que está na origem da descontinuidade Jurássico – Cretácico. Admite-se que esse episódio estaria orientado subparalelamente aos acidentes em causa. Trata-se de uma solução que também permite justificar a preservação dos depósitos do Cretácico Inferior nesta depressão.

Considerando a forma elíptica que esta depressão ostenta atualmente, na qual se define um eixo de dobra sinclinal segundo NE – SW (Figura 5), paralelo à Falha da Nazaré (Figura 25), não é de descurar a hipótese de que a sua forma tenha sido pronunciada perante os episódios compressivos miocénicos segundo NW – SE, conforme postulado por Ribeiro *et al.*, 1996b.

A2.4. CONCLUSÕES

O estudo realizado sobre perfis sísmicos incidiu, sobretudo, na Depressão (ou Bacia) de Alcobaça. Esta apresenta uma estruturada geral em monoclinal basculado para Oeste, à semelhança do substrato Triásico em que assenta. Este apresenta-se recortado por falhas segundo NNE-SSW.

Dois impulsos tectónicos distensivos, um no final do Sinemuriano e outro no início do Jurássico Superior, conduziram à formação de anticlinais salíferos e a regiões de acentuada subsidência, conforme denunciado por fortes variações de espessura nas unidades correspondentes à formação de Brenha e ao Jurássico Superior (Oxfordiano e Kimmeridgiano).

Um dos anticlinais desenvolve-se segundo NNE-SSW, para sul da cidade de Alcobaça e denominou-se Anticlinal de Gaiteiros. Outro ter-se-á desenvolvido na região de Caldas da Rainha, de modo subparalelo, e terá evoluído para uma estrutura perfurante após o Jurássico Superior. Em ambos os casos, a associada migração lateral dos evaporitos terá ocorrido de W para E. Provavelmente, o acidente de Rio Maior – Porto de Mós terá evoluído tido uma evolução semelhante.

O campo tectónico distensivo do Jurássico Superior estaria orientado segundo WNW-ESE, perpendicular à orientação das falhas normais principais.

A estruturação inicial da Depressão de Alpedriz terá ocorrido na passagem do Jurássico ao Cretácico por reativação secundária de acidentes no substrato Triásico orientados em torno de E-W, mais provavelmente segundo WNW-ESE.

Todas estas considerações resultantes da interpretação dos perfis de reflexão sísmica multicanal e que assentam numa evolução tectónica e sedimentar controlada pela remobilização halocinética da Formação de Dagorda carecem de suporte em balanços de massa relativos à quantidade de sal evacuado *versus* volume de sedimentos que se presumem a ocupar o espaço dessa evacuação. Os dados existentes não são suficientes para tal, nomeadamente devido ao número reduzido de sondagens profundas e de perfis sísmicos que abarcam toda a bacia de Alcobaça entre as estruturas de Caldas da Rainha e Rio Maior e devido à inexistência de um conhecimento profundo das características reológicas da Formação de Dagorda que, como se apontou, é bastante heterogénea quanto à sua constituição.

Por outro lado, este estudo da Bacia de Alcobaça baseado em perfis de reflexão sísmica não permite ilações concretas quanto à região do MCE porque:

- Os perfis disponíveis que atravessam essa região são de fraca qualidade;
- As principais falhas compartimentam fortemente a região, condicionando fortemente a evolução dos diferentes blocos. Assim, a estrutura de Rio Maior – Porto de Mós estabelece fronteira entre a Depressão da Mendiga e a Bacia de Alcobaça e o sistema de Falhas Reguengo do Fetal – Mendiga estabelece fronteira entre aquela depressão e os Planaltos de São Mamede e de Santo António.

Porém como ambas as regiões estão adjacentes, é lícito admitir que terão sido submetidas a campos de tensões regionais idênticos e coevos. Assim, tendo também em conta o atual estado de conhecimentos sobre estas regiões, conforme apresentado no capítulo respeitante ao enquadramento geológico, podem-se afirmar as seguintes etapas evolutivas para o final do Triásico e todo o Jurássico:

- Estruturação triásica – hetangiana por intermédio de falhas no substrato subjacente aos depósitos evaporíticos, seguida de acalmia tectónica no Sinemuriano.
- Estiramento pós-Sinemuriano – Batoniano seguido de acalmia durante o Batoniano – Caloviano e terminando num episódio de inversão pouco acentuado.

- Estiramento Oxfordiano – Kimeridgiano seguido de acalmia tectónica até novo período de inversão acompanhado de vulcanismo durante a transição do Jurássico Superior para o Cretácico.

A3. CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DO MCE

O presente capítulo tem como objetivo fundamental a elaboração de um mapa estrutural do MCE que permita sustentar a interpretação da sua evolução tectónica de forma a enquadrar os diferentes padrões de fraturação que nele se observam. Para o efeito, após uma apresentação da natureza dos dados utilizados e das metodologias empregues para a sua obtenção, faz-se uma caracterização das principais estruturas tectónicas do MCE. Essa caracterização é feita a nível individual, ou seja, para cada estrutura ou grupo de estruturas similares, integrando os dados disponíveis e discutindo-os. Apresenta-se ainda uma caracterização sucinta e discussão acerca dos depósitos detríticos que na cartografia geológica à escala 1/50000 (Folhas 27-A e 27-C) vêm referenciados como Formação detrítica e terra rossa do Maciço Calcário Estremenho, datados do Holocénico.

Não se apresenta um subcapítulo dedicado exclusivamente à discussão dos resultados. Essa faz-se separadamente e tão breve quanto possível para cada grupo de estruturas.

A3.1. METODOLOGIA

A respeito dos dados utilizados para a identificação e caracterização dos principais acidentes do MCE importa, em primeiro lugar, referir que esta unidade morfotectónica desde há muito que tem vindo a ser alvo de estudos interpretativos baseados, sobretudo, na cartografia geológica existente e em reconhecimentos de campo de carácter pontual. Excetuam-se os trabalhos realizados por Crispim, 1995 e por Willis, 1988, os quais já contêm uma forte componente de reconhecimento e interpretação das estruturas no campo.

Serviram as observações anteriores para destacar que a área em estudo não é desconhecida quanto às principais estruturas que a caracterizam, tanto mais que na sua maior parte está abrangida por cartografia geológica recente. Assim, no presente estudo, os dados que serviram de suporte à caracterização das principais estruturas do MCE, resultaram de:

- Imagens de satélite *Landsat TM*.
- Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000, Folhas 26-B, 26-D, 27-A e 27-C.
- Perfis sísmicos de reflexão, integrando-se aqui as conclusões obtidas em capítulo anterior e repetindo a apresentação de alguns dos perfis de referência.
- Imagens de satélite disponibilizadas pela aplicação *Google Earth™*.
- Reconhecimentos de campo.

A utilização de imagens de satélite em geologia estrutural tem como principal objetivo a identificação das estruturas de âmbito regional que marcam uma determinada região. Como já referido, as principais estruturas do MCE já estão, desde há muito tempo, bem identificadas na cartografia geológica disponível. Assim, a análise de tais imagens visou, sobretudo, determinar a eventual existência de outras estruturas não identificadas nos trabalhos de campo e de observação de fotografias aéreas que presidiram à elaboração dessa cartografia.

No que respeita à cartografia geológica, ela constituiu a base para a caracterização dos diferentes acidentes do MCE. Para alguns deles, essa caracterização foi complementada com os dados resultantes da interpretação de perfis sísmicos que foi o tema do capítulo anterior.

Quanto à aplicação *Google Earth™*, a sua utilização deveu-se aos seguintes motivos:

- A maior resolução permitida pelas imagens de satélite disponibilizadas, relativamente às *Landsat TM*.
- As capacidades de visualização simulada a três dimensões próprias da aplicação.
- As capacidades de manipulação do modo de visualização dessas imagens quanto à ampliação, orientação e basculamento.

A utilização do *Google Earth™*, para além da identificação dos acidentes já conhecidos, permitiu também a identificação de acidentes e estruturas menores, o reconhecimento de aspetos cinemáticos de alguns dos acidentes e, ainda, o reconhecimento de alguns padrões de fraturação. Contudo, neste aspeto, a utilização desta aplicação apresenta algumas deficiências, as quais estão apresentadas mais à frente, no capítulo respeitante ao reconhecimento de padrões de fraturação.

Com base nas informações retiradas dos meios atrás apresentados foi realizada uma caracterização preliminar das principais estruturas do MCE. Essa caracterização ganhou caráter definitivo após a integração dos dados resultantes dos reconhecimentos efetuados no terreno.

A obtenção de dados de campo acerca dos principais acidentes não é geralmente fácil, em particular no que respeita à medição de indicadores cinemáticos. Com efeito, embora a maioria dos acidentes reconhecidos apresentem uma assinatura morfológica típica, desde pequenos mas bem identificáveis socalcos ou depressões, a imponentes escarpas de falha, são escassos os indicadores cinemáticos nos planos de falha. Tal deve-se à natureza calcária dos afloramentos e consequente alteração química que os afeta.

A3.2. IMAGEM LANDSAT TM

A imagem *Landsat TM* utilizada tem a referência 204 33 92 e data de 1992. Sendo constituída por 7 bandas espectrais, fez-se o seu processamento na aplicação ERMAPPER, a fim de obter 6 novas imagens: uma correspondente à composição colorida das bandas 3, 2 e 1, ou seja, correspondente à chamada composição de cor Real, outra correspondente à composição colorida das bandas 4, 5 e 3, e outras 4 correspondentes à banda 5 mas com filtros direcionais E-W, N-S, NW-SE e NE-SW.

Após uma análise sumária de todas as imagens, optou-se por proceder a uma análise detalhada sobre a imagem resultante da banda 5 com filtro E-W, em suporte papel. Neste foram realçados os principais lineamentos observados com possível correspondência a estruturas geológicas. Posteriormente esses lineamentos foram transpostos para a imagem digital e integrados no projeto “SIG” elaborado na aplicação *Geomedia Professional* que serviu de base integradora de todos os dados.

A comparação dos lineamentos identificados com a cartografia geológica permitiu verificar que a maioria deles tem correspondência com as estruturas geológicas já conhecidas. Tomando em atenção a Figura 26, os principais lineamentos que não denotam correspondência com acidentes já conhecidos no MCE são os identificados pelas letras A a H. O seu reconhecimento de campo resultou infrutífero, exceto para o identificado pela letra B. Verificou-se que corresponde a um acidente localmente intruído por rocha filoniana bastante alterada, não tendo sido possível a obtenção de outros dados relevantes. Como resultado da sua identificação, este acidente consta da atual Folha 26-B (ainda não publicada), no âmbito da colaboração prestada ao coordenador da sua revisão. Destaca-se também o conjunto de estruturas radiais identificadas pela letra E. Ocorrem no Doma da Pragosa, conforme

denominação atribuída por Gruneisen *et al.*, 1973. Estes autores consideram que esta estrutura corresponde a uma pequena intrusão diapírica.

Relativamente ao acidente B, identificado no terreno, ele apresenta-se orientado WNW-ESE, subparalelo a outros tendencialmente segundo NW-SE. Nos capítulos subsequentes, estas direções de fraturação serão analisadas em maior detalhe. Aqui adianta-se que esta direção de lineamentos WNW-ESE foi também identificada por outros autores, nomeadamente Kullberg, Terrinha & Kullberg, 1997 que admitem a sua correspondência com estruturas trativas associadas à compressão quaternária segundo a mesma direção.

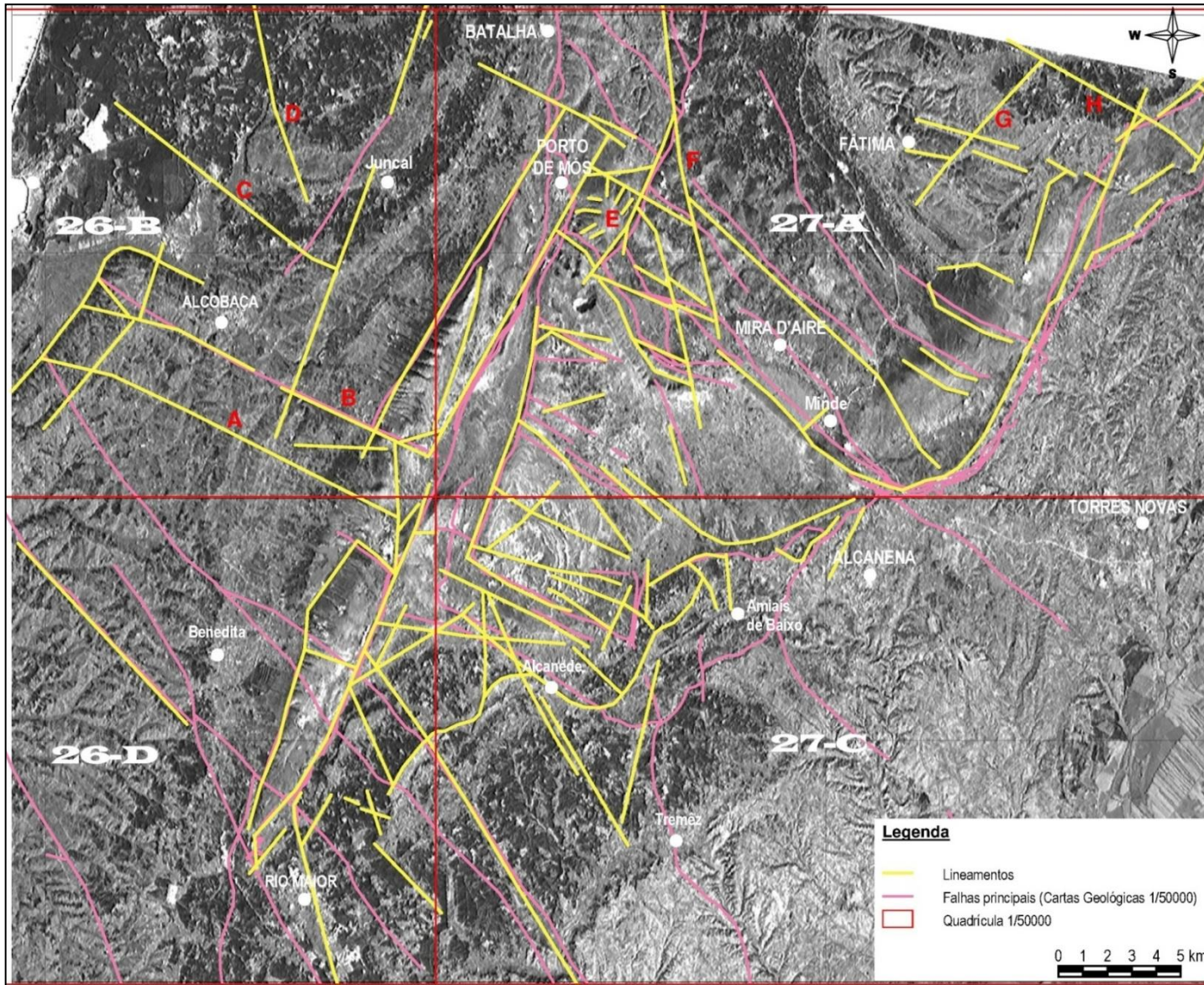


Figura 26- Imagem *Landsat TM* (banda espectral 5 com filtro solar E-W) centrada no MCE. As letras a vermelho referem os lineamentos que foram alvo de reconhecimento no campo.

A3.3. CARACTERIZAÇÃO DAS PRINCIPAIS ESTRUTURAS DO MCE

As principais direções de fraturação pelas quais o MCE se encontra estruturado são NW - SE (a WNW – ESE), NNE - SSW e NE - SW. A sua forma atual resulta da movimentação mais ou menos complexa de acidentes tectónicos orientados segundo essas direções. Distinguem-se 3 zonas soerguidas separadas por 2 grandes depressões (Figura 5):

Zonas Soerguidas

- Serra dos Candeeiros;
- Planalto de Santo António;
- Conjunto Planalto de São Mamede - Serra de Aire

Depressões

- Mendiga - Porto de Mós - Alqueidão
- Minde - Alvados

A3.3.1. Falhas orientadas NNE – SSW

Como principais acidentes estruturantes do MCE orientados segundo NNE – SSW devemos considerar a Falha dos Candeeiros, o sistema Falha da Mendiga - Falha do Reguengo do Fetal e a Falha de Rio Maior - Porto de Mós. Com esta orientação apresenta-se também a estrutura diapírica de Caldas da Rainha. Esta, embora não se localize no MCE, fornece dados auxiliares para a compreensão da evolução regional.

A3.3.1.1. Falha dos Candeeiros

De acordo com os dados da cartografia geológica trata-se duma falha normal que esteve ativa pelo menos durante o Jurássico Médio, visto estar encoberta quase sempre pelo Jurássico Superior. Posteriormente, pelo menos o seu troço mais a sul terá sido reativado, pois corta o Miocénico, bem como pequena área de afloramento de Jurássico Superior na região a sul de Rio Maior.

Tomando em atenção um dos perfis sísmicos que atravessam esta falha (Figura 27), confirma-se a sua atuação ante-Jurássico Superior: parte da sequência correspondente ao Jurássico Inferior e Médio evidencia sinais de crescimento sintectónico na sua direção. Esses sinais são mais evidentes relativamente a um outro acidente que lhe será paralelo e que se desenvolve a ocidente, afetando o Triásico. Contudo, esse acidente não está identificado à superfície. Já a falha de Candeeiros não afeta o substrato, perdendo-se nos depósitos evaporíticos, o que aponta que a sua atuação corresponda a uma compensação geométrica pelicular (*thin skinned*) perante o aumento de espessura do Jurássico Inferior e Médio.

No que respeita à atividade mais recente da Falha dos Candeeiros e de acordo interpretação constante do perfil da Figura 27, a presença de Jurássico Superior a muro indicia movimentação inversa pós-Jurássica. A análise das cartas geológicas apenas permite constatar que a falha corta os depósitos Miocénicos e que para sul, já na Folha 30-B, constitui mesmo o limite ocidental dos afloramentos desta série, pondo-os em contato com os do Jurássico Superior, o que já indicia inversão

tectónica miocénica com levantamento do bloco oriental. A sua atividade terá sido, então, mais intensa a sul.

A par com a ausência de depósitos cretácicos e paleogénicos, o Miocénico assenta diretamente sobre o Jurássico já estruturado, ou seja, tanto sobre o Jurássico Médio como sobre o Superior. Tais fatos deverão estar associados à inversão que se iniciou no final do Cretácico mas também poderá haver contributo de episódio de inversão na BL, aquando da passagem do Jurássico ao Cretácico, à semelhança da Bacia Algarvia (Terrinha *et al.*, 2002), embora dele não existam evidências concretas na BL (Kullberg *et al.*, 2013).

A presença de sedimentos do Pliocénico encostados a esta falha, em particular no seu troço mais a norte, alerta-nos para a sua possível atuação em tempos ainda mais recentes. Não sendo a relação de corte com tais depósitos muito clara (Cabral, 1995), outros dados levam a supor que esta falha não tenha atuado durante ou após o Pliocénico. Os sedimentos desta série que ocorrem junto à Falha dos Candeeiros poderão corresponder antes a resquícios de uma plataforma de abrasão marinha junto a uma paleo-arriba da falha. Tais dados são:

- Os sedimentos Pliocénicos junto à Falha Candeeiros estão sensivelmente à mesma cota que os que ocorrem mais para ocidente, já fora do contexto de atuação da Falha.
- Na região de Rio Maior apenas existem pequenos retalhos de Pliocénico nas zonas abatidas a teto da Falha, donde ser plausível admitir que as regiões a muro já estavam levantadas.

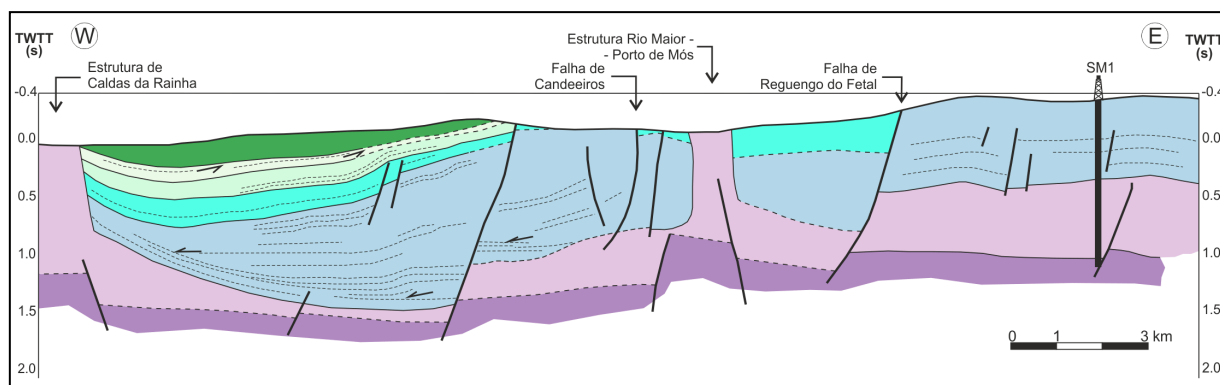


Figura 27- Interpretação do perfil sísmico 81-3. Para efeito de melhor apreciação, a espessura do Jurássico Superior está exagerada entre a Falha de Candeeiros e a de Rio Maior – Porto de Mós.

CRETÁCICO INFERIOR	Albiano	Formação de Figueira da Foz
	Aptiano	
	Berrias.-Barremiano	
JURÁSSICO SUPERIOR	Titoniano	Formação de Bombarral
	Kimeridgiano	Formação de Alcobaça
	Oxfordiano	Formações de Montejunto e de Cabaços
JURÁSSICO MÉDIO	Caloviano	Formação de Brenha e Formação de Coimbra
	Batoniano	
	Bajociano	
	Aaleniano	
JURÁSSICO INFERIOR	Toarciano	Formação de Dagorda ?
	Pliensbaquiano	
	Sinemuriano	
TRIÁSICO SUPERIOR	Hetangiano	Formação de Silves
	Retiano	
	Noriano	
	Carniano	

Figura 28- Legenda relativa à interpretação dos perfis sísmicos

A expressão desta falha está bem marcada no terreno ao longo de todo o flanco ocidental da Serra dos Candeeiros, exceto na sua região central, a qual também se mostra relativamente deprimida. Tal como há muito apontado por Martins, 1949, deverá corresponder a uma região em que a falha perde intensidade, eventualmente correspondendo a flexura. O perfil de reflexão sísmica multicanal apresentado anteriormente na Figura 18 abarca esta região. Nele não se verificam evidências que suportem a marcação deste acidente tectónico, sendo antes perceptível a existência de uma estrutura diapírica.

Em síntese, a Falha dos Candeeiros terá atuado como falha normal em parte do Jurássico Inferior e talvez ainda em parte do Jurássico Médio. Pelo menos durante o Miocénico terá atuado como falha inversa ou, mais provavelmente, tendo em atenção a orientação do campo de tensões regionais que se presume para esta altura e já anteriormente referido, terá atuado como desligamento esquerdo transpressivo.

A3.3.1.2. Falha de Rio Maior – Porto de Mós

Este acidente tectónico tem uma expressão regional mais significativa que a da Falha dos Candeeiros mas a evolução de ambos parece andar a par, limitando a Serra dos Candeeiros a Este e a Oeste, respetivamente (Figura 5).

Cartograficamente apenas é possível inferir que este acidente terá tido uma atuação pós-Jurássica, pois corta o Titoniano. O padrão cartográfico regional (Figura 5) aponta que essa atuação tenha ocorrido em desligamento esquerdo: o bloco de Jurássico Méd.-Inf. da Serra dos Candeeiros, a ocidente do sistema constituído por este acidente tectónico e pela Falha da Mendiga, mostra-se deslocado para SSW relativamente ao bloco com a mesma idade do Planalto de Santo António.

Os dados resultantes da interpretação de perfis sísmicos também são pouco concludentes. Este acidente parece corresponder a uma Parede de Sal que terá evoluído por reativação duma falha de soco sob um anticlinal salífero (Figura 27). Esse anticlinal ter-se-á formado durante o Jurássico Inferior por migração lateral da Formação de Dagorda, justificando a diminuição de espessura da formação Brenha de ambos os lados deste acidente, conforme se pode constatar na Figura 27. Não existem dados que permitam verificar quando terá ocorrido a extrusão de sal. Contudo, Terrinha *et al.*, 1996, admitem que a génese da bacia pliocénica de Rio Maior estará associada à extrusão de evaporitos no Diapiro de Rio Maior, por efeito dos esforços tectónicos miocénicos.

Os reconhecimentos de campo permitiram verificar abundância de indicadores cinemáticos em vários pontos ao longo deste acidente, nomeadamente nos assinalados pelos números 2, 3 e 4 do Mapa Estrutural que se apresenta na Figura 57. Desenvolve-se em dois troços principais: um troço sul, entre Rio Maior e a aldeia de Arrimal, a Este da Mendiga, e um troço norte, desta zona até Porto de Mós.

Relativamente ao troço que se desenvolve para norte da povoação do Arrimal, os critérios cinemáticos são fundamentalmente representativos de movimentação em desligamento esquerdo por parte de planos de falha tendencialmente orientados em torno de NNE-SSW, com pendores elevados para Oeste (Tabela 4). A deformação mostra-se bastante intensa: rochas calcárias e margosas bastante fraturadas na caixa de falha, na qual também ocorrem fragmentos de rochas doleríticas; no encaixante as camadas apresentam-se verticalizadas, por vezes invertidas (Ponto 4 de Figura 57).

Tabela 4- Planos de falha e estrias medidos ao longo do acidente Rio Maior - Porto de Mós (atitude dos planos de falha segundo a "regra da mão direita").

Planos de Falha			Estrias		
Troço	Direção	Inclinação	Inclinação	Azimute da Inclinação	Movimento
N	208	86	10	203	Esquerdo
N	208	86	8	16	Esquerdo
N	200	82	20	204	Esquerdo
N	200	82	10	18	Esquerdo
N	212	66	20	24	Esquerdo
N	204	86	46	208	Normal Esquerdo
N	230	73	60	254	Normal Esquerdo
S	22	68	68	116	Normal Direito
S	36	62	30	48	Esquerda Normal
S	23	71	32	32	Esquerda Normal
S	177	86	48	357	Normal Esquerdo
S	42	62	54	90	Normal Esquerdo
S	22	72	48	40	Normal Esquerdo
S	22	72	48	180	Inversa Esquerda
S	22	78	44	190	Esquerda Inversa
S	22	78	70	178	Normal

Relativamente ao troço sul, entre Rio Maior e Arrimal, as observações reportam-se unicamente a uma pedra abandonada onde se realizou a exploração de espessas massas de calcite a preencher a caixa de falha que aqui apresenta uma largura na ordem dos 100 m. Nesta pedra (Figura 29) são muito abundante os planos de falha que exibem indicadores cinemáticos. Na Tabela 4 apresentam-se os respeitantes a alguns dos planos mais representativos pela extensão que apresentam, sendo de realçar que mostram estrias visíveis à distância. Ao contrário do troço norte, as medições foram efetuadas sobre o lábio ocidental da falha que se mostra tendencialmente inclinado para Este. Indicam que a movimentação terá sido oblíqua, predominantemente esquerda. A abertura provocada por este tipo de movimentação terá permitido a instalação das massas de calcite.

Os dados apresentados deverão corresponder às movimentações mais recentes deste acidente. Apontam que o troço norte é representativo de movimentação em desligamento esquerdo, provavelmente induzida por um regime tectónico transpressivo sinistrogiro. Já o troço sul parece resultar de reativação da estrutura sob um regime transtensivo, também sinistrogiro. Não foram observados critérios que fornecessem informação quanto à relação de antiguidade entre estas duas cinemáticas. Quanto à idade, apenas a presença de blocos de natureza dolerítica na caixa de falha do troço norte permite inferir que a movimentação identificada é posterior à instalação dessas rochas que, nesta região, muito provavelmente farão parte do cortejo ígneo de natureza transicional que se instalou entre o final do Jurássico e o Cretácico Inferior. Dada a natureza das principais movimentações identificadas pode-se admitir que a respeitante ao troço sul tenha ocorrido durante o período generalizadamente distensivo da BL e que a respeitante ao troço norte tenha ocorrido já no período de inversão tectónica da BL.

A área em que estes dois troços da Falha Rio Maior – Porto de Mós convergem corresponde a uma área bastante plana e deprimida, entre os 320 m e os 340 m de cota, onde aflora um depósito arenoconglomerático de aspeto terroso, mal consolidado e mal calibrado que os cobre. É constituído por

clastos finos a muito grosseiros, medianamente rolados, de quartzo, quartzito e hidróxidos de ferro em formas botrioides (goethite, limonite?) envoltos numa matriz argilo-ferruginosa de cor castanha escura a avermelhada. Este depósito assenta sobre calcários margosos datados do Oxfordiano e está referenciado na cartografia geológica como Formação detrítica e terra rossa do Maciço Calcário Estremenho, tendo-lhe sido atribuída a idade Holocénico. Contudo, estas mesmas características podem facilmente ser apreciadas junto à Lagoa Grande do Arrimal onde, nessa cartografia, está referenciado como constituindo um pequeno afloramento do Cretácico Inferior (Ponto 30 na Figura 57).



Figura 29- Espelhos de falha do acidente Rio Maior - Porto de Mós em pedreira situada entre Alcobertas e Casais Monizes.

Cerca de 500 m a sul dessa lagoa (Ponto 1 no mapa da Figura 57) verifica-se que onde estão referenciados afloramentos do Jurássico Superior ocorrem, na realidade, depósitos que aparentam semelhanças com os anteriores, embora sem o aspeto terroso e que são bem observáveis numa barreira da estrada. Situam-se à mesma cota e são constituídos, no topo, por um conglomerado argiloso, mal consolidado e mal calibrado, com clastos de quartzo e quartzito rolados de diâmetro maior até 20 cm. Apresenta cor castanho claro a amarelado e espessura superior a 1 m. Em pequena trincheira anexa observou-se que sob este depósito surgem níveis argilo-carbonatados de cor amarelada, cinzenta e vermelha, por vezes bastante plásticos, nos quais são frequentes grãos de quartzo de diâmetro inferior a 0,5 cm, medianamente rolados. A espessura observável destes níveis argilosos é de 1 m. Em visita posterior esta trincheira já não se encontrava acessível.

Mais à frente voltar-se-ão a abordar estes depósitos pois coloca-se o problema de determinar com clareza a sua idade e, portanto, pós-datar a última atuação da Falha de Rio Maior – Porto de Mós. A serem depósitos do Cretácico Inferior (Aptiano-Albiano), tal como o pequeno retalho assim referenciado, a movimentação mais recente da Falha de Rio Maior – Porto de Mós ser-lhes-ia anterior, mas ainda do Cretácico inferior, de modo a justificar a já mencionada ocorrência de fragmentos doleríticos na caixa de falha do troço norte. Contudo, como se registam diferentes tipos de movimentação, mais provavelmente a atuação da falha ao longo do tempo não terá sido idêntica em todos os seus pontos.

O fato desta região se apresentar deprimida e a forma aproximadamente trapezoidal da área de afloramento do depósito de cobertura, indiciam que sob ele ocorra um alargamento da Falha de Rio Maior – Porto de Mós com extrusão da Formação de Dagorda, à semelhança do que se verifica junto

às cidades que lhe dão o nome. Contudo, também é certo que os dois troços que constituem este acidente perdem expressividade com a aproximação a esta região deprimida, sendo essa, eventualmente, uma outra razão para a sua existência. É mesmo admissível que os dois troços não se cheguem a unir.

Em suma, a Falha de Rio Maior – Porto de Mós tem correspondência com uma falha antiga, enraizada no soco, cuja reativação no Jurássico Inferior a Médio terá despoletado a formação de um doma salífero. Este doma poderá estar na génese da estruturação anticlinal da Serra dos Candeeiros. A movimentação mais recente identificada deu-se em desligamento esquerdo, provavelmente já sob regime tectónico compressivo, pelo menos relativamente ao troço que se desenvolve entre Arrimal e Porto de Mós. Se os depósitos que cobrem esta falha na região do Arrimal forem do Cretácico, essa movimentação terá ocorrido no início deste período; se forem posteriores, a movimentação mais recente também deverá ser posterior, provavelmente miocénica.

A3.3.1.3. Sistema Falha da Mendiga – Falha Reguengo do Fetal

Estas duas falhas são aqui tratadas em conjunto porque as suas características são muito semelhantes. Podem mesmo corresponder a um mesmo acidente afetado por uma falha de transferência de movimento a que corresponderá a Falha de Alvados, conforme discutido por Kullberg, 2000.

Atuaram como falhas normais durante as fases extensionais mesozoicas, com abatimento dos respetivos blocos Oeste. A sua atividade durante o Jurássico Inferior e Médio pode ser apreciada pela interpretação de perfil sísmico que se apresenta na Figura 27. Aí é possível constatar que a Falha do Reguengo do Fetal está enraizada no soco Triásico e que a formação Brenha sofre um espessamento acentuado na sua direção. Esse espessamento parece controlado pela migração da Formação de Dagorda para a estrutura diapírica centrada no acidente Rio Maior – Porto de Mós, correspondendo a atuação da Falha Reguengo do Fetal a uma compensação geométrica.

No que respeita à atividade no Jurássico Superior, o perfil sísmico mencionado não permite apreciar com clareza se a Falha Reguengo do Fetal controlou a deposição desta série. No entanto, dados da espessura das unidades litostratigráficas obtidos a partir da análise da cartografia existente e respetivas Notícias Explicativas, bem como de dados de sondagens realizadas nas décadas de 40 e 80 do século XX para prospeção de lenhites nas regiões da Mendiga e da Batalha (Conceição, 1944; Moreira *et al.*, 1988) mostram que a espessura do Jurássico Superior alcança mais de 1000 m a teto do sistema Falha da Mendiga – Falha de Reguengo do Fetal, ao passo que a muro só atinge os 430 m (Tabela 5). Mesmo tendo em atenção que os andares não estão representados na sua totalidade, estando truncados pelo Cretácico, as evidências apontam que este sistema de falhas terá tido atividade extensional, pelo menos durante o Oxfordiano.

Após o Cretácico Inferior este sistema volta a manifestar atividade, pois essa série está cortada pela Falha do Reguengo do Fetal, junto à povoação que lhe deu o nome. Contudo, em regiões mais a norte, já na Folha 23-C (Leiria), a falha perde expressão, não afetando o Cretácico Inferior que aí aflora em grande extensão. Assim, a sua atividade poderá estar restrita localmente e temporalmente ao final do Cretácico Inferior (Aptiano – Albiano). Porém, também é certo que muito dificilmente será possível seguir cartograficamente esta falha nas litologias siliciclásticas mal consolidadas que caracterizam o Cretácico Inferior. Não existem dados quanto à natureza dessa movimentação. A geometria atual é de falha normal.

Tabela 5- Variação da espessura das unidades litostratigráficas do Jurássico Superior.

Região	Unidade Litostratigráfica	Espessura
Depressão de Alcobaça	Formação de Cabaços (Oxfordiano médio – sup.)	40 m
	Formação de Montejunto (Oxfordiano superior)	320 m
	Formação de Alcobaça (Kimeridgiano)	80 m
	TOTAL	440 m
Depressão de Alqueidão	Formação de Cabaços (Oxfordiano médio – sup.)	50 m
	Formação de Montejunto (Oxfordiano superior)	700 m
	Formação de Alcobaça (Kimeridgiano)	270
	TOTAL	1020 m
Planalto de Fátima	Formação de Cabaços (Oxfordiano médio – sup.)	160 m
	Formação de Montejunto (Oxfordiano superior)	270 m
	TOTAL	430 m

Outros dados existem que podem contribuir para a compreensão da evolução destes acidentes no período compreendido entre Jurássico Superior e o topo do Cretácico Inferior. Assim, a teto da Falha Reguengo do Fetal, o Jurássico Superior encontra-se estruturado em anticlinal, o qual, por sua vez, está truncado pelos depósitos do Aptiano – Albiano, permitindo deduzir duas hipóteses:

- A estruturação em anticlinal corresponde a um *roll-over* devido a atividade extensional da falha entre o final do Jurássico Superior e o topo do Cretácico Inferior ou,
- Corresponde a uma estrutura resultante de tectónica compressiva que decorreu após o Kimeridgiano e antes do Aptiano-Albiano, com provável reativação da falha em movimentação inversa.

O Jurássico Superior a teto da Falha Reguengo do Fetal está cortado por acidentes genericamente orientados segundo NW-SE. De acordo com Moreira *et al.*, 1988, os dados respeitantes à espessura e natureza das unidades litostratigráficas obtidos a partir das sondagens realizadas nesta região para prospeção de lenhites indiciam que estes acidentes NW-SE também tiveram atividade sinsedimentar no Oxfordiano. A estes acidentes NW-SE estão associados, localmente, filões e aparelhos vulcânicos de natureza básica cuja idade radiométrica aponta que se terão instalado entre o final do Jurássico Superior e o Cretácico Inferior (*cf.* A1.2.5). Assim, estes acidentes não só terão atuado durante o Oxfordiano, como também durante a passagem do Jurássico ao Cretácico. Essa atividade, tal como a da Falha do Reguengo do Fetal, ter-se-á prolongado pelo menos até ao topo do Cretácico Inferior, pois também cortam sedimentos do Aptiano – Albiano. Não existem dados concretos quanto à natureza destas movimentações entre o final do Jurássico Superior e o final do Cretácico Inferior.

As observações de campo realizadas sobre as falhas da Mendiga e de Reguengo do Fetal permitiram a obtenção de alguns dados complementares quanto ao seu modo e período de atividade. A ambos acidentes estão associadas dois tipos de brechas de falha. Um tipo resulta da movimentação mais recente desses acidentes e outro presume-se que resulte da movimentação no decorrer do Jurássico Médio.

No que respeita a estas brechas de falha mais antigas, elas ocorrem sempre a muro das zonas de esmagamento mais recentes, em calcários do Jurássico Médio, conforme representado no corte esquemático que se apresenta na Figura 30 e que se refere concretamente à Falha da Mendiga (Ponto 5 do mapa da Figura 57). Estas brechas são, em termos litológicos, calcários micríticos em que a matriz e os elementos clásticos constituintes são de natureza idêntica às das rochas que afloram contiguamente e que estão datadas do Batoniano. Embora esta brecha não apresente um carácter cataclástico evidente, ela deverá estar associada a um antigo acidente do Batoniano. Com efeito, ela apenas se observa nos locais em que a muro do sistema de falhas em causa aflora o Batoniano. Por

outro lado, comprava-se atividade tectónica para essa idade, conforme ilustrado pelas fotografias da Figura 31. Aí verifica-se que em frentes de desmonte das pedreiras de blocos em Salgueiras (Ponto 9 do Mapa Estrutural), onde se exploram calcários oolíticos do Batoniano, estes estão afetados por pequenas falhas normais que não ultrapassam os limites da unidade.

Neste pressuposto, o sistema Falha da Mendiga – Falha de Reguengo do Fetal que atualmente coloca em contato o Batoniano com o Jurássico Superior em geometria de falha normal, terá aproveitado zona de fraqueza correspondente a acidente de idade Batoniano.

Quanto às brechas de falha mais recentes, estão intercaladas entre os planos de falha principais desses acidentes, apresentando espessura variável. São constituídas por material esmagado das rochas encaixantes, sendo comum, particularmente para a Falha da Mendiga, a ocorrência de preenchimentos de calcite que chegam a alcançar 1 m de espessura e não se apresentam deformados, conforme se pode constatar na Figura 30. Aí os planos de falha têm direção NNE-SSW e pendores entre $65^{\circ}W$ e $85^{\circ}W$. Os dados cinemáticos mais significativos foram obtidos em grandes lisos de falha numa pedreira a sul de Porto de Mós (Ponto 1 da Figura 32; Ponto 6 do Mapa Estrutural), onde macro estrias orientadas $12,220$ denunciam movimentação em desligamento esquerdo. Na pedreira em causa a Falha da Mendiga trunca dobramento anticlinal subparalelo que lhe deverá estar associado (Figura 33).

Os dados anteriores apontam para uma movimentação em regime transpressivo, a qual, pela sua expressividade, deverá ter sido a mais recente. Contudo, não é incomum a observação de critérios de movimentação oblíqua inversa direita ou mesmo normal esquerda, ao longo do acidente, o que demonstra uma evolução complexa para a Falha da Mendiga.

O fato dos preenchimentos de calcite não se apresentarem deformados indicia que a sua deposição ocorreu posteriormente à última movimentação cisalhante deste acidente por ocupação de espaços livres na caixa de falha. Esse espaço livre será resultado, provavelmente, da dissolução e arraste dos materiais esmagados aí existentes.

Para a atividade mais recente da Falha de Reguengo do Fetal destacam-se os planos de falha ricos em planos polidos, estriados e com fibras de calcite que se podem observar nos locais correspondentes aos locais 2 e 3 do mapa da Figura 32 (pontos 7 e 8 do Mapa Estrutural), com realce para este último dada a grande dimensão desses mesmos planos (Figura 34). Os indicadores cinemáticos observados também denunciam movimentação em desligamento esquerdo mas em que a movimentação segundo a inclinação assume um papel de maior relevo. Com efeito, no ponto 3 (Figura 32), os planos de falha medidos apresentam-se orientados NNE-SSW, com pendores na ordem dos 45° para Oeste e abundantes estrias de calcite com inclinação $48^{\circ}SW$.

Relativamente a esta falha, os reconhecimentos de campo também permitiram verificar que ela perde importância para NNE da povoação Reguengo do Fetal (Figura 32), passando a simples alinhamento de fraturas. Contudo, verifica-se que houve uma transferência da sua atividade para o troço que se desenvolve a partir daquela povoação em direção à aldeia de Torrinhãs, segundo NNW-SSE, estabelecendo o contato entre o Kimeridgiano ou mesmo o Cretácico Inferior (a teto) e o Oxfordiano (a muro). Certamente retomou uma fratura anterior paralela às que aqui se mostram intruídas por rochas doleríticas. Corta os sedimentos cretácicos que ocorrem nessa aldeia e prolonga-se para fora da área de estudo, sempre com elevada expressão morfológica. Medições sobre extensos lisos de falha a norte de Torrinhãs, com mais de 100 m de comprimento por 2 a 6 m de largura, mas já fora da

área abrangida pela carta 27-A (ponto 4, Figura 32), permitiram verificar a sua atitude: 170, 40W. Fibras de calcite 38,298 denunciam movimentação oblíqua dextrogira, com componente normal.

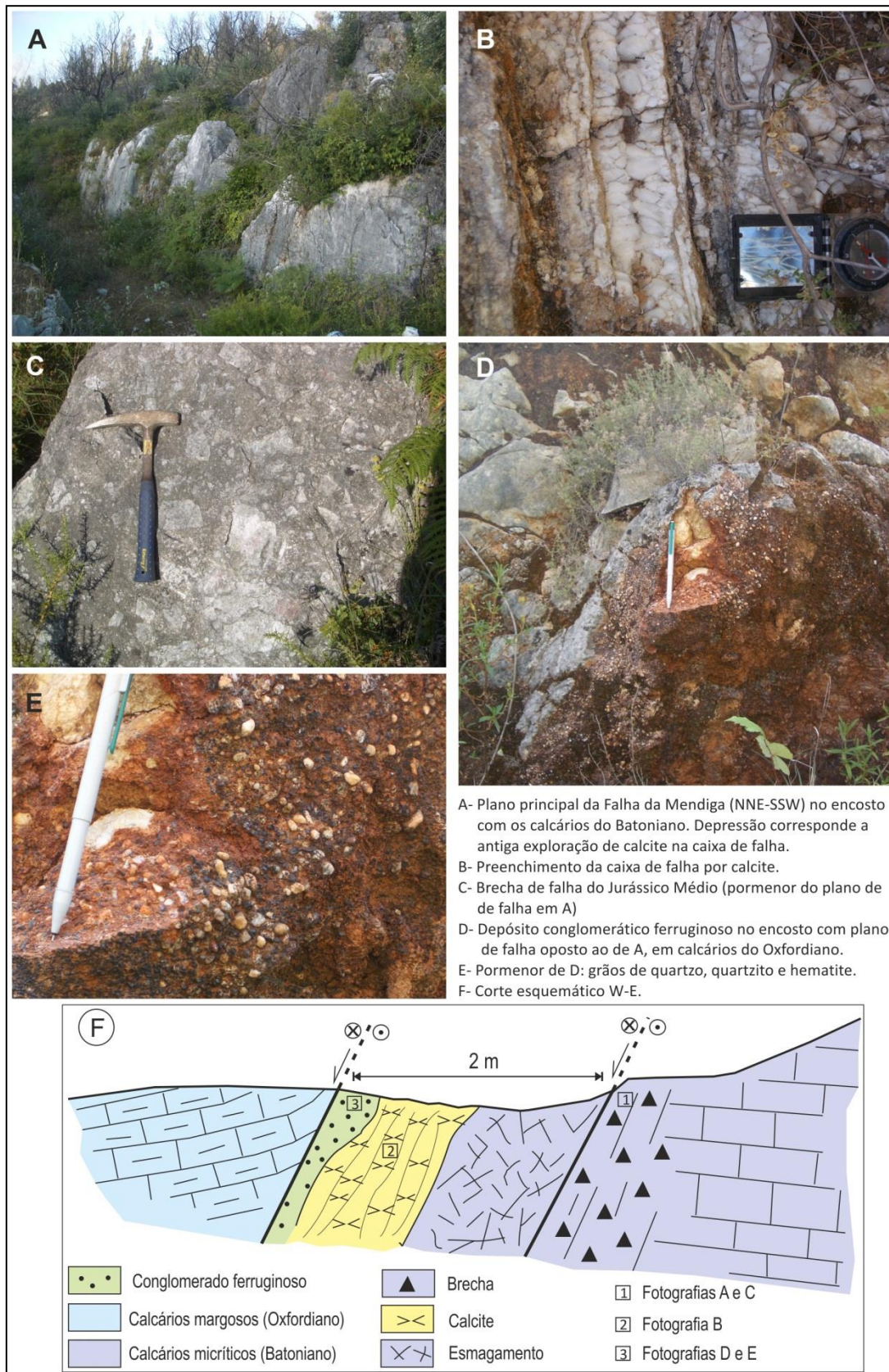


Figura 30- Falha da Mendiga junto à Povoação de Valverde.

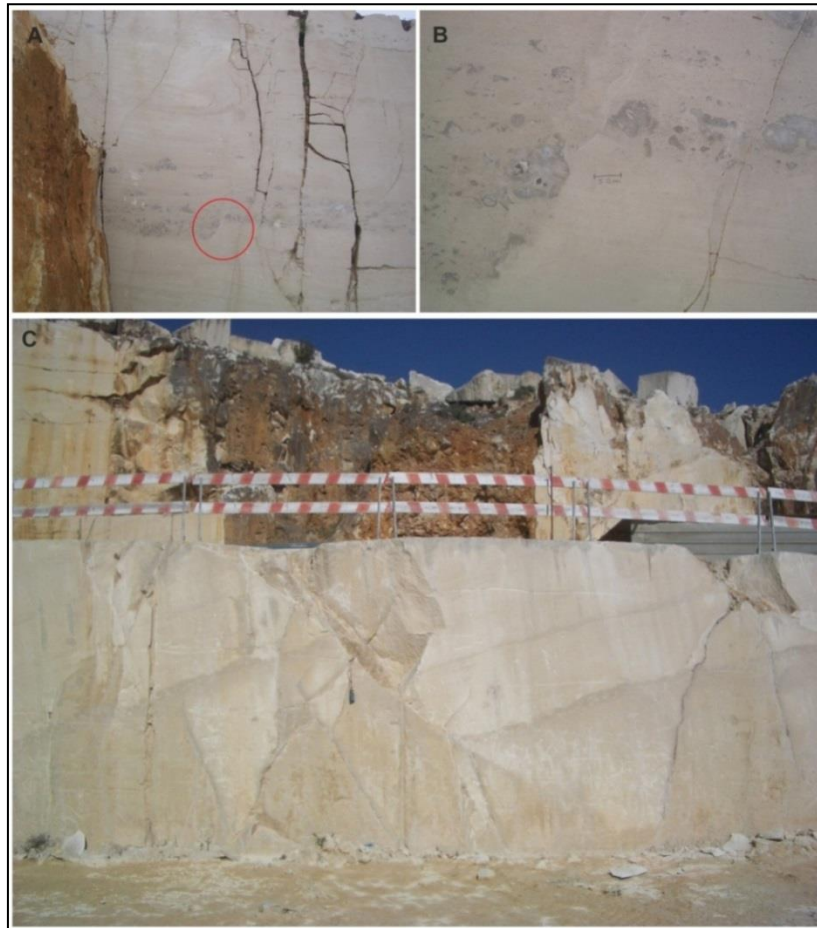


Figura 31- Falhas intra-Batoniano nas pedreiras de blocos de Salgueiras (falhas em A e C inclinam para ocidente; B é pormenor de circunferência vermelha assinalada em A).

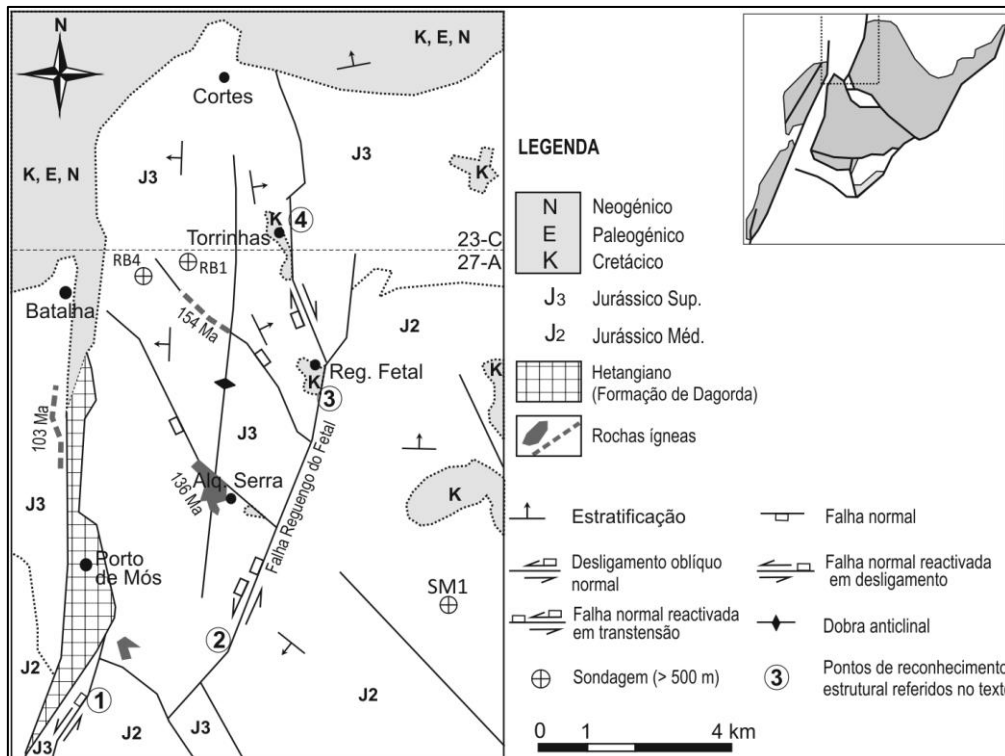


Figura 32- Esboço geológico da área de enquadramento da Falha de Reguengo do Fetal com indicação dos locais em que se procedeu ao seu reconhecimento (adaptação das folhas 23-C e 27-A da Carta Geológica de Portugal, 1/50000, Ed. LNEG).



Figura 33- Falha da Mendiga a truncar dobramento subparalelo (corte segundo W-E).



Figura 34- Falha Reguengo do Fetal.

O sentido de desligamento é, portanto, oposto ao verificado mais a sul, nos troços que se desenvolvem segundo NNE-SSW, o que poderá ser indicativo de diferentes episódios de deformação. Um primeiro terá favorecido a movimentação dos troços pré-existentes orientados NNE-SSW e um segundo terá favorecido os troços NNW-SSE, sob novo campo tectónico. Porém, também é certo que os dois tipos de movimentação observados são compatíveis num mesmo episódio de deformação, desde que se admita um regime distensivo orientado E-W.

Quanto às relações de antiguidade entre estes episódios de deformação para o sistema de falhas da Mendiga e do Reguengo do Fetal, apenas para a da Mendiga é possível tecer algumas considerações. Tendo em atenção que a deformação cisalhante predominantemente em desligamento esquerdo é a que melhor está representada, mas que também foram observados, a nível pontual, critérios de movimentação oblíqua normal esquerda, é admissível que esta última seja mais antiga, estando mascarada.

No que concerne à idade, os dados disponíveis referem-se, particularmente, às relações de corte entre a Falha de Reguengo do Fetal e os depósitos de idade cretácica. Essas relações já foram abordadas anteriormente, tendo-se admitido que esta falha teve uma atividade extensional que se prolongou,

pelo menos, até ao Aptiano-Albiano. Assim, é admissível que as movimentações oblíquas normais que se verificam para este sistema de falhas traduzam essa atividade extensional. Como referido por Kullberg, 2000; Kullberg *et al.*, 2006, por esta altura o campo distensivo estaria orientado aproximadamente segundo E-W, o que se mostra compatível com o tipo de movimentação denunciado pelos diferentes troços da Falha de Reguengo do Fetal.

Sendo os depósitos do Cretácico Inferior representativos do período pós-*rift* da BL, coloca-se o problema de explicar por que razão estão cortados pela Falha de Reguengo do Fetal numa geometria de falha normal. Ou seja, como justificar que as movimentações oblíquas que se têm vindo a mencionar tenham ocorrido após a instalação de uma margem passiva. Duas hipóteses sobressaem e para as quais não se encontrou solução:

- A movimentação deve-se a reajustamentos finais da crosta ou
- A movimentação é francamente pós-Cretácico Inferior e resulta de trações secundárias associadas à compressão pirenaica subparalela às falhas em causa, à semelhança do postulado por Barbosa, 1995; Ribeiro *et al.*, 1996b, para a génese da Bacia Terciária do Tejo.

Sendo as movimentações oblíquas mais antigas, a movimentação predominantemente em desligamento esquerdo evidenciada pela Falha da Mendiga deverá estar associada à inversão da BL, provavelmente no Miocénico.

Como observável nas fotografias da Figura 30, no encosto com os calcários do Jurássico Superior ocorre um depósito conglomerático bem consolidado que também preenche parcialmente a caixa de falha. É eminentemente silicioso, sendo constituído fundamentalmente por grãos de quartzito bem rolados e grãos nodulares de óxidos e hidróxidos de ferro, provavelmente goethite. Contudo, estes revelam algum magnetismo indiciando a presença de magnetite. Ocorrem também grãos de quartzo mas menos frequentes que os de quartzito. O cimento que engloba estes elementos é de natureza argilo-carbonatada e ferruginosa, de cor vermelha a amarelada. Noutros locais desta caixa de falha este tipo de depósito apresenta-se constituído por um cimento carbonatado de cor francamente amarela que engloba uma areia fina de quartzo hialino.

De cada um destes depósitos foi colhida uma amostra e realizada a sua caracterização em lâmina delgada. Quanto ao conglomerado de cor avermelhada (amostra Mend1) as respetivas fotografias em luz transmitida que se apresentam na Figura 35, confirmam o elevado rolamento dos grãos de quartzito, muitos deles com um elevado grau de esfericidade. Confirmam também o caráter carbonatado e ferruginoso do cimento que os aglutina. Este preenche fraturas em grãos de quartzo (Figura 35-C).

As fotografias respeitantes a luz refletida sobre a mesma amostra mostram que os nódulos opacos que se admitiam corresponder a goethite são, na realidade grãos de hematite, nalguns casos com bordadura de ilmenite. Não foi detetada magnetite. Os grãos de hematite apresentam-se muito arredondados, sem arestas, tal como os grãos de quartzito, e não mostram evidências de estruturas internas de crescimento. Alguns destes grãos mostram estruturas de corrosão por parte do cimento ferruginoso que os aglutina, o que a par com os fatos anteriores, demonstra alguma complexidade evolutiva para este depósito. Mostram também pequenas fraturas preenchidas por calcite.

Quanto à amostra Mend2, respeitante ao depósito de cor amarela, as respetivas fotografias que se apresentam na Figura 36, mostram uma rocha de aspeto brechoide constituída por grãos de quartzo anédricos, angulosos e algo corroídos, envoltos num cimento carbonatado, ligeiramente ferruginoso.

Mostram ainda aglomerações de óxidos/hidróxidos de ferro cuja forma denuncia a alteração de grãos de hematite idênticos aos da amostra anterior.

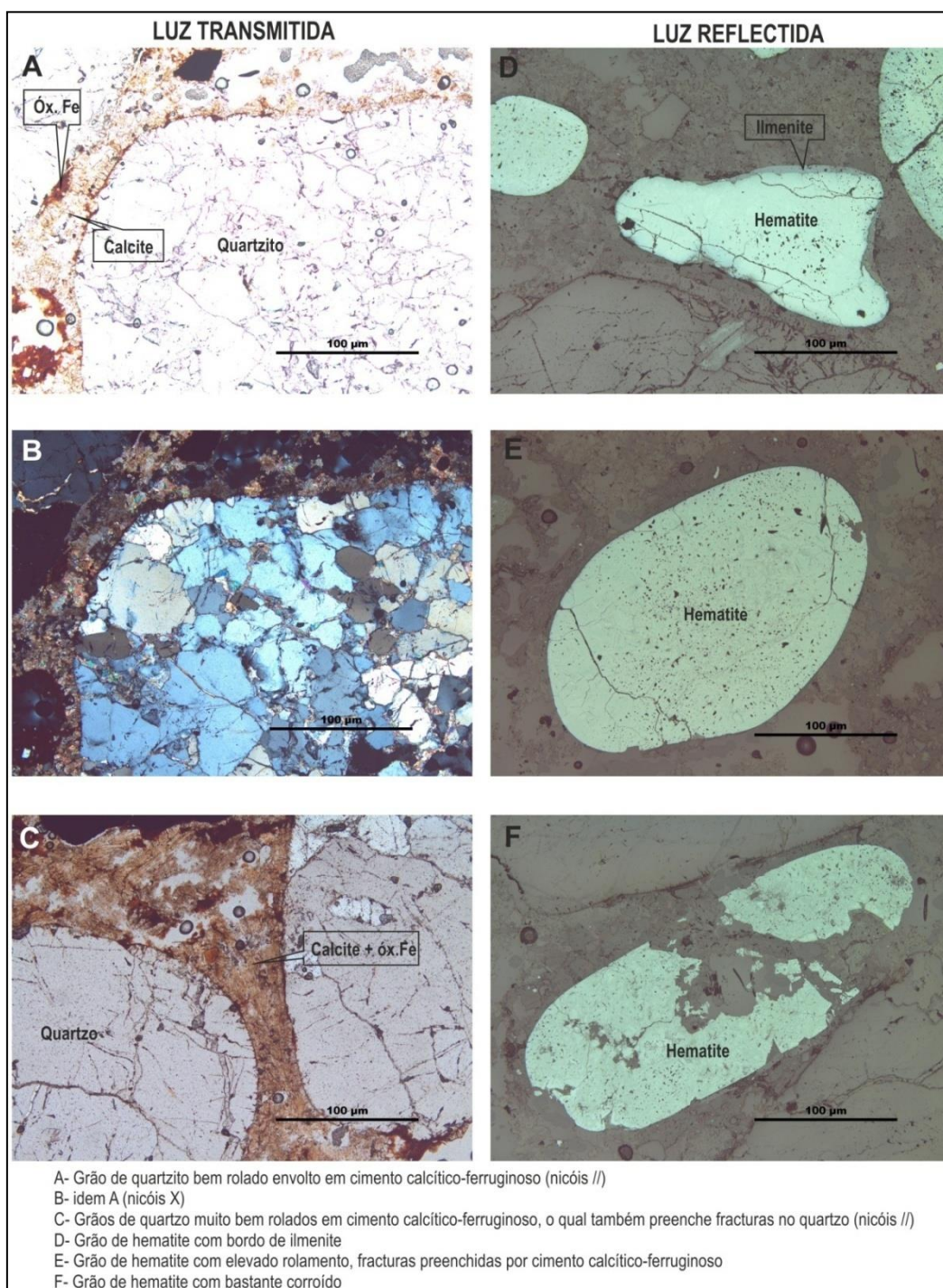


Figura 35- Fotografias de lâminas delgadas da amostra Mend1.

Admite-se que estes depósitos correspondam a preenchimento de estruturas cársticas que se terão desenvolvido facilmente por dissolução e arraste dos materiais já esmagados. Implica que os atuais afloramentos que constituem esta caixa de falha já estariam junto à superfície aquando da deposição desses sedimentos. Contudo, os aspetos particulares destas rochas, postos em evidência em lâmina delgada, levantam muitas dúvidas quanto à sua génese e evolução, em particular:

- As formas muito arredondadas dos grãos de hematite e a ausência de estruturas internas de crescimento estão unicamente associadas ao processo genético que lhes deu origem a partir dos resíduos insolúveis dos calcários?
- Os grãos de hematite, tal como os grãos de quartzo e quartzito, apresentam fraturas preenchidas pelo cimento que os aglutina. É isso indicativo de deformação tectónica?
- Quais as características do ambiente sedimentar que favoreceu a corrosão dos grãos de quartzo na amostra Mend2?
- Não tendo sido detetada magnetite, qual a causa para o magnetismo evidenciado por estes depósitos?

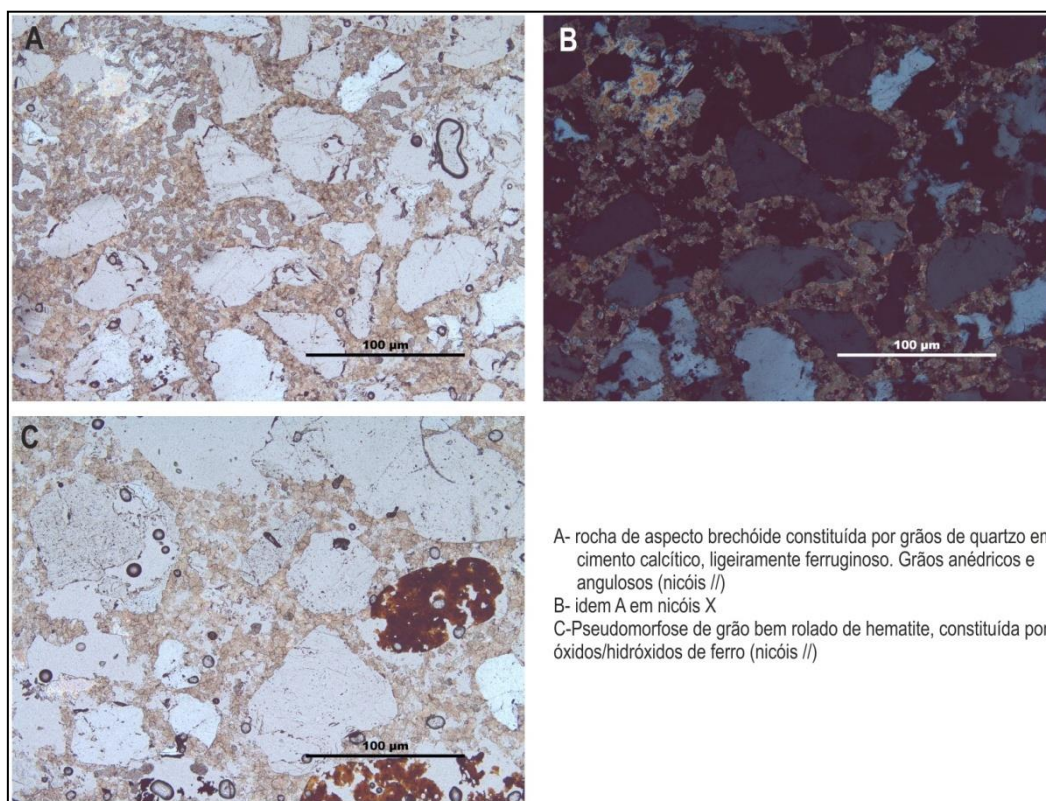


Figura 36- Fotografias de lâminas delgadas da amostra Mend2.

A resposta a estas questões carece de mais dados mas, não sendo este o tema central da presente tese, não se desenvolveram esforços para os obter. Contudo, parece evidente que os depósitos representados pelas amostras em causa não terão uma génese comum e terão sofrido processos evolutivos algo complexos.

Mais à frente, a propósito da formação detrítica e *terra rossa* do Maciço Calcário Estremenho, tal como vem referenciada na cartografia geológica 1/50000, estes tipo de depósitos será novamente abordado. Contudo, é desde já possível adiantar que os agora analisados, embora se apresentem bem consolidados, apresentam semelhança notável com os que foram referenciados junto às lagoas do Arrimal, no que respeita à natureza dos elementos constituintes, pelo menos a "olho nu".

Em síntese, o sistema de Falhas da Mendiga – Reguengo do Fetal deverá corresponder a sistema herdado da deformação tardi-varisca que foi reativado durante episódios extensionais no Jurássico Inferior, Médio e Superior (Oxfordiano). Após a deposição dos primeiros níveis datados do Aptiano-Albiano, a Falha de Reguengo do Fetal voltou a movimentar-se extensionalmente, conduzindo à geometria de falha normal que hoje exhibe. Já a Falha da Mendiga, para além de patentear geometria semelhante, apresenta evidências de movimentação em desligamento esquerdo que deverá ter

ocorrido durante a fase de inversão da BL. Depósitos conglomeráticos siliciclásticos de idade indeterminada truncam a movimentação mais recente deste acidente.

A estruturação anticlinal da Depressão de Alqueidão equivale a um *roll-over* induzido pela movimentação extensional da Falha de Reguengo do Fetal durante o Jurássico Superior ou resulta de episódio de inversão precoce na passagem do Jurássico ao Cretácico, à semelhança do que está documentado para a Bacia Algarvia por Terrinha *et al.*, 2002. Esta estrutura anticlinal está atravessada por falhas NW-SE que tiveram atividade extensional durante, pelo menos, o Oxfordiano. Terão sido injetadas por diques doleríticos na passagem do Jurássico ao Cretácico.

A3.3.1.4. A Falha de Valverde

A Falha de Valverde é um acidente que se situa entre a Falha de Rio Maior – Porto de Mós e a Falha da Mendiga que põe em contato normal o Jurássico Superior com camadas espessas de calcários oolíticos do Jurássico Médio (Figura 37). Na sua terminação meridional roda para uma orientação WNW-ESE, à semelhança do que se verifica para a Falha da Mendiga, cerca de 1,5 km a NE. Por outro lado, este troço mostra-se paralelo a um desligamento dextrogiro cavalgante que deverá corresponder a transferência de movimento da Falha do Arrife, a qual será abordada mais à frente.

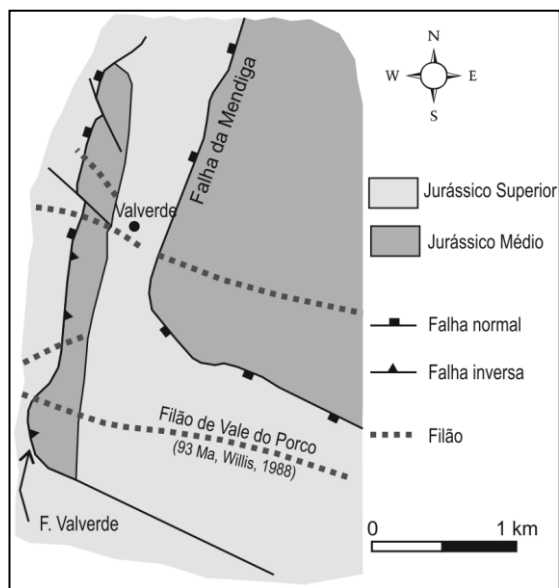


Figura 37- Falha de Valverde como estrutura de inversão tectónica (esboço adaptado de Terrinha, Ribeiro, Silva *et al.*, 1995).

A importância atribuída a este acidente reside no fato de vários autores admitirem que ele marca um episódio de inversão precoce e transitório do MCE na passagem do Jurássico para o Cretácico (Terrinha *et al.*, 1995). Consideram que após uma atividade inicial como falha normal, durante os períodos extensionais que afetaram a região, esta falha terá sofrido inversão antes de ter sido cortada por uma estrutura filoniana conhecida por Filão de Vale do Porco, datado da base do Cretácico Superior (93 Ma, Willis, 1988). Esta designação foi inicialmente atribuída por

Assunção & Brak-Lamy, 1951, pelo fato de passar junto a vértice geodésico com esse nome. Contudo, a datação referida foi realizada por Willis, 1988 que o designou por Filão de Valverde. Erradamente pois junto à povoação de Valverde ocorrem outros filões, um deles de grandes dimensões.

No campo, mais precisamente no Ponto 19 assinalado no mapa da Figura 57, foi efetivamente possível verificar que o Filão de Vale dos Porcos corta a escarpa denunciadora desta falha, a qual não mostra indícios de ter sido posteriormente reativada. Na base dessa escarpa, com cerca de 5 m de altura, foi observado plano de falha orientado 6,82 W mas nele não foram encontrados indicadores cinemáticos. No entanto, no Ponto 20, junto à terminação setentrional da Falha de Valverde, foram observados indícios de movimentação entre camadas do Jurássico Médio a cerca de 10 m da falha. Esses indícios, em planos de estratificação N12E, 58E, reportam-se a estrias e fibras de calcite orientadas 16, N24E que denunciam movimentação desligante esquerda. Não sendo compatíveis com movimentação entre

camadas em função do basculamento que exibem, deverão ser denunciadoras da movimentação da Falha de Valverde. Eventualmente, este tipo de movimentação poderá traduzir episódio compressivo.

Assim sendo, restam por analisar as incongruências quanto à idade atribuída ao episódio de inversão. A assunção de que o Filão de Vale do Porco se teria instalado durante a transição Jurássico – Cretácico baseou-se no fato de ele integrar um grupo de estruturas genericamente orientadas NW-SE cujas datações radiométricas disponíveis (entre os 154 e os 132 Ma), bem como as características químico-mineralógicas, contribuíram para a definição de um ciclo magmático de natureza transicional na BL nesse período entre o final do Jurássico e o Cretácico Inferior. Não foi, portanto, levada em linha de conta a datação radiométrica de 93 ± 4 Ma obtida para esse filão por Willis, 1988, que coloca a sua instalação já no Cretácico Superior, no início do período de tempo correspondente ao ciclo de natureza alcalina que afetou a BL. Ou estamos perante valor anómalo que o próprio autor da datação não terá levado em conta, ou não poderemos considerar este exemplo como ilustrativo de inversão na passagem Jurássico – Cretácico.

Assim, quanto muito, poder-se-á dizer que o filão de Vale do Porco, tal como os aparelhos vulcânicos de Alpedriz (pós-Aptiano-Albiano) e de Abrã (pós-Cenomaniano), poderão integrar-se no último ciclo de natureza alcalina apontado para a BL. Contudo, embora as estruturas em causa não possam constringer de modo tão determinante o episódio de inversão à transição Jurássico - Cretácico, o fato de tal ser possível para outras regiões, nomeadamente no Algarve (Terrinha *et al.*, 2002), mantém a hipótese de o mesmo ter ocorrido na Bacia Lusitaniana.

A3.3.1.5. Estrutura Diapírica de Caldas da Rainha

A estrutura diapírica de Caldas da Rainha limita a Oeste a área de enquadramento do MCE na Bacia Lusitaniana, ou seja, na chamada Bacia Bombarral – Alcobaça. De acordo com a cartografia geológica à escala 1/50000, esta estrutura corresponde a um antiforma com os bordos truncados por falhas que colocam a Formação de Dagorda em contato com diferentes unidades do Jurássico Superior e, inclusive, com o topo do Jurássico Médio. Localmente essas falhas estão cobertas por depósitos pliocénicos. Assim, os dados cartográficos apenas permitem inferir que esta estrutura esteve ativa entre o Cretácico Inferior e o Pliocénico. Como o filão das Gaeiras (Figura 7, Figura 8 e Figura 57) corta o seu bordo oriental e está datado do Hauteriviano (Tabela 1, pág. 43), presume-se que a estrutura de Caldas da Rainha tenha atuado pelo menos no período de tempo correspondente à passagem do Jurássico ao Cretácico. Zbyszewski, 1959, refere que os depósitos pliocénicos se apresentam, localmente, bastante basculados e Ribeiro & Cabral, 1998, admitem atividade pós-Pliocénico perante regime transpressivo NNW-SSE a NW-SE.

Ainda analisando o padrão cartográfico desta estrutura, ela denota alargamentos e estrangulamentos. Estes têm sido associados a indutores que controlaram a deformação durante a fase compressiva do Miocénico (Terrinha *et al.*, 1996).

Conforme exposto em A2.3.3, os dados resultantes da interpretação de perfis sísmicos denunciam que o diapiro de Caldas da Rainha terá tido uma evolução complexa a partir de um anticlinal de sal cujo desenvolvimento se ocorreu por etapas entre o Jurássico Médio e Superior. Relativamente à evolução deste anticlinal para estrutura perfurante apenas é possível afirmar que ela terá ocorrido após o Jurássico Superior, sendo que o padrão cartográfico atual deverá ser resultado da interligação com o

Anticlinal de Gaiteiros (Figura 25) na passagem Jurássico – Cretácico e da indentação tectónica atrás mencionada.

Sobre esta estrutura foram efetuados reconhecimentos de campo expeditos em locais cujo acesso se encontra atualmente facilitado pela construção da autoestrada A8. Essas observações incidiram nos locais em que é possível observar o contato entre a Formação de Dagorda e as do Jurássico Superior, nomeadamente nos pontos 10 a 13 da (Figura 57):

- O contato da Formação de Dagorda com o Jurássico Superior não apresenta inclinações típicas de falhas normais ou inversas: nos pontos 10 e 12 da Figura 57 a atitude do contato é definida pela das bancadas estreitas de calcários margosos que constituem a base da unidade mais recente (Formação de Alcobaça), respetivamente, N45E, 55SE e N20E, 24E.
- A Formação de Dagorda mostra-se constituída por argilas carbonatadas de tons avermelhados alternantes com finos leitos acinzentados e, por vezes, níveis calcíticos com 1 a 2 cm de espessura (Figura 38A e Figura 41B). Não foram observados níveis de minerais evaporíticos. No Ponto 10, os 50 cm do topo da Formação de Dagorda, imediatamente abaixo da Formação de Alcobaça, apresentam-se recortados por uma densa rede de filonetes de calcite definindo uma estrutura de aspeto esquelético (Figura 38B). Eventualmente corresponderão a fendas de dissecação por exposição subaérea que posteriormente foram preenchidas por calcite.
- A Formação de Alcobaça, no Ponto 10, mostra-se constituída por bancadas estreitas de calcários bioclásticos, micríticos, margosos, por vezes lumachélicos. Alternam com bancadas de argilas calcárias de cor cinzenta e ricas em fragmentos de conchas. No Ponto 11 mostra-se constituída por bancadas de arenitos cinzentos de cimento argiloso, por vezes carbonatado, alternantes com argilas vermelhas com laivos acinzentados.
- No contato entre a Formação de Dagorda e o Jurássico Superior ocorrem sempre rochas calcárias de natureza conglomerática:
 - No Ponto 10, sobre as estruturas esqueléticas mencionadas, assentam duas bancadas de arenito conglomerático que totalizam 1 m de espessura. Apresentam cimento carbonatado de cor castanho amarelada e os clastos são de quartzo e quartzito bem rolados, com diâmetros máximos na ordem dos 5 mm.
 - No Ponto 11 a Formação de Alcobaça assenta sobre a Formação de Dagorda por intermédio de um conglomerado poligénico: clastos grosseiros (até 10 cm de diâmetro máximo) de calcários micríticos cinzentos a cremes, mais ou menos bioclásticos e rolados, numa matriz de grãos de quartzo e cimento carbonatado de cor castanha amarelada (Figura 39C e D).
 - Em Sobral da Lagoa, Ponto 13, a Formação de Dagorda está subjacente à Formação de Montejunto. No contato esta corresponde também a rocha de natureza conglomerática mas de difícil classificação devido à dimensão métrica de muitos dos seus elementos constituintes (Figura 41C e D).

Os dados apresentados mostram que na maioria dos casos observados a Formação de Dagorda contata com a Formação de Alcobaça e sugerem que esse contato corresponde uma discordância angular expressa por um conglomerado de base. Depreende-se que a extrusão diapírica de Caldas da Rainha é anterior à deposição da Formação de Alcobaça e, portanto, anterior ao Kimeridgiano. O fato de localmente a Formação de Dagorda contatar com a Formação de Montejunto (Oxfordiano) ou mesmo com o topo do Jurássico Médio, sugere que a extrusão terá sido diacrónica.

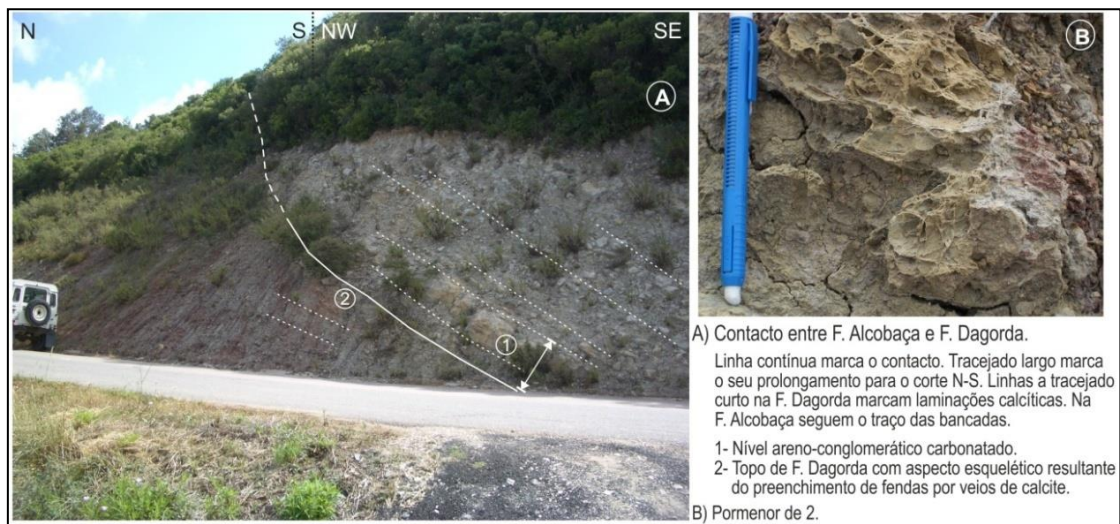


Figura 38- Contato entre a Formação de Dagorda e a Formação de Alcobaça no Ponto 10 da Figura 57.



Figura 39- Contato entre a Formação de Dagorda e a Formação de Alcobaça no Ponto 11 da Figura 57.

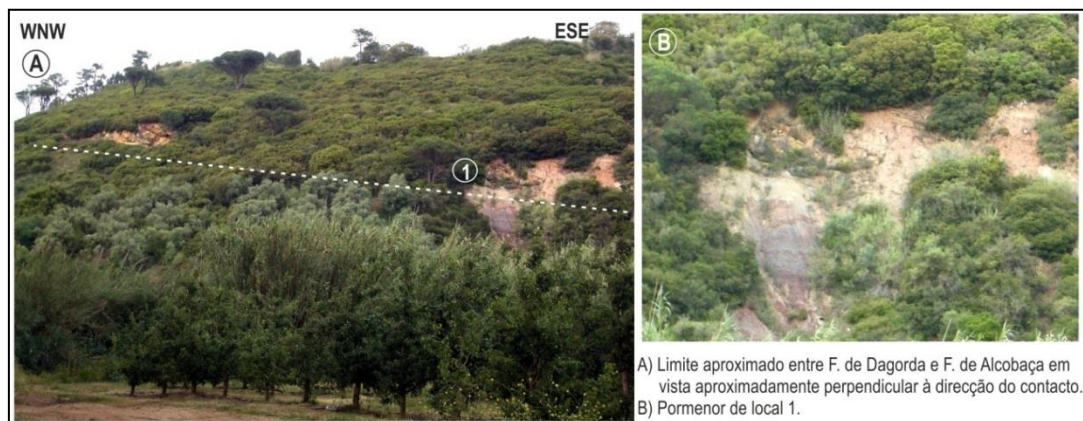


Figura 40- Contato entre a Formação de Dagorda e a Formação de Alcobaça no Ponto 12 da Figura 57.

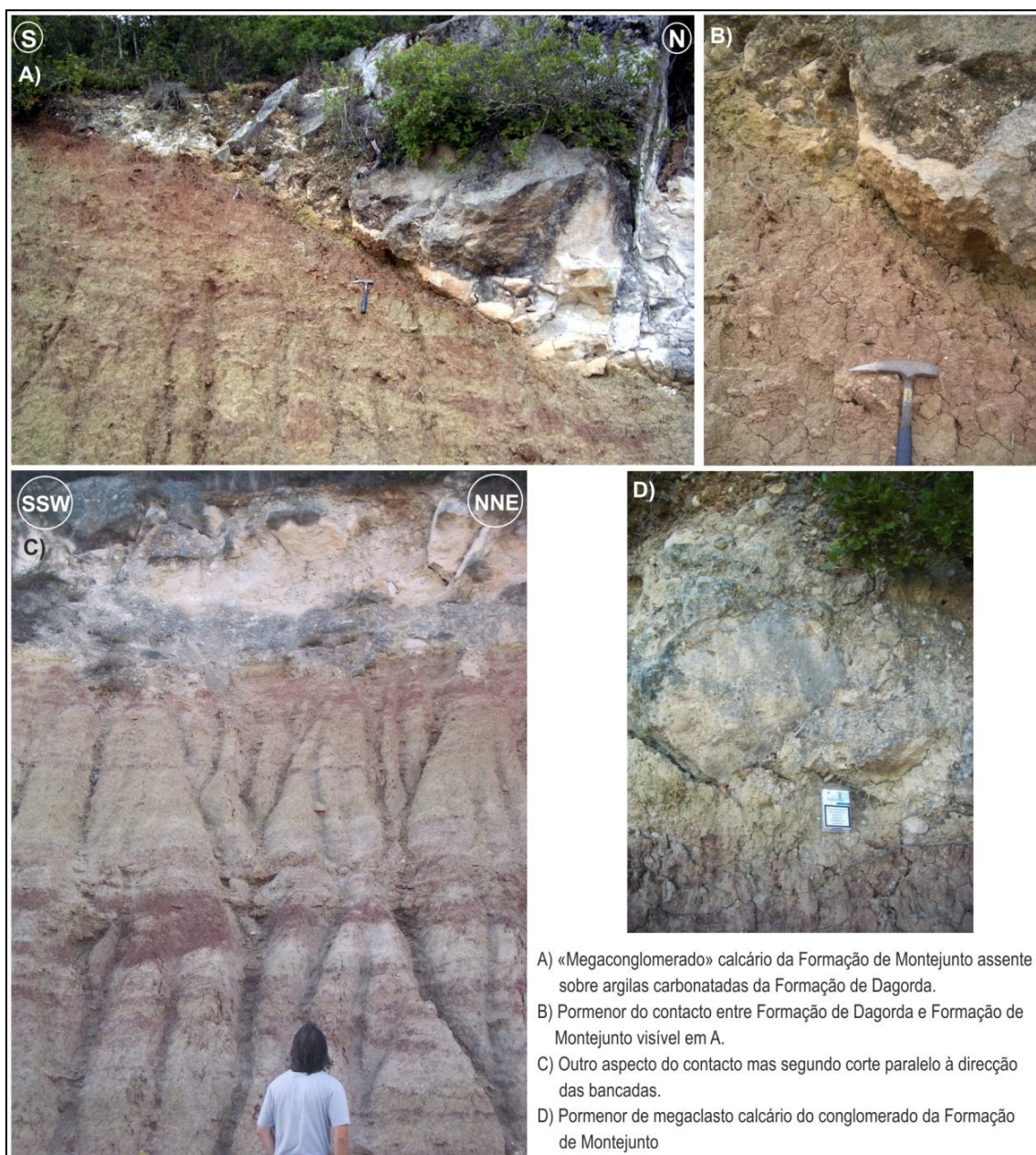


Figura 41- Contato entre a Formação de Dagorda e a Formação de Alcobça no Ponto 13 do Mapa Estrutural.

Estas conclusões não são compatíveis com as obtidas em A2.3.3 a partir da interpretação de perfis sísmicos, em que pelo fato dos refletores sísmicos do Jurássico Superior estarem truncados pelo Diapiro de Caldas da Rainha se concluiu que a extrusão dessa estrutura terá ocorrido posteriormente. Não se avançou na tentativa de resolver este dilema porque esse não é o objetivo principal do presente estudo. A sua resolução a nível mais imediato passará por:

- Interpretação de outras linhas sísmicas que atravessem a estrutura de Caldas da Rainha e que porventura apresentem maior resolução.
- Caracterização apurada das litologias aqui identificadas como pertencentes ao Hetangiano e ao Jurássico Superior de modo a determinar com rigor a sua natureza e a que unidades litostratigráficas pertencem.

Contudo, é de assinalar que também Montenat & Guéry, 1984; Montenat *et al.*, 1988, baseados em observações de campo, afirmam que a extrusão diapírica de Caldas da Rainha terá ocorrido anteriormente ao Jurássico Superior, afirmando mesmo que terá sido no Bajociano. Wilson, 1988,

considera que tal extrusão ocorreu antes do Oxfordiano médio para justificar variações de fácies que se verificam em estruturas coraliárias da Formação de Montejunto assentes sobre a Formação de Dagorda. Por outro lado, outros autores consideram que o diapirismo com extrusão de sal apenas ocorreu no Cretácico (Kullberg *et al.*, 2013) ou no Miocénico (Rasmussen *et al.*, 1998) e que os contatos em paraconformidade estratigráfica observados na região de Columbeira pelos autores atrás mencionados, correspondem, na realidade, a uma sequência contínua entre a Formação de Dagorda e rochas de idade Sinemuriano, fazendo-se o contato tectónico entre estas e o Kimeridgiano. Muito recentemente, Kullberg *et al.*, 2013, discutem estes aspetos. Sugerem que as observações que apontam para diapirismo ante-Cretácico, em particular domas hetangianos interpretados em perfis sísmicos e variações de fácies em torno desses domas, estão associadas, na realidade, a fortes basculamentos ao longo de falhas.

Zbyszewski, 1959, autor do primeiro estudo moderno sobre esta estrutura e da cartografia geológica que ainda hoje prevalece, afirma que o contato é tectónico. Porém, salvaguarda que em alguns locais, como aqueles aqui assinalados, tal não se verifica. No entanto, não justifica as razões para tal discrepância.

A3.3.2. Falhas orientadas NW – SE

Com uma orientação genérica NW-SE há a considerar no MCE o sistema de Falhas de Alvados – Minde e o Sistema que corta os Planaltos de Santo António e de São Mamede, a Depressão de Alcobaça e a Bacia Terciária do Tejo (Figura 5).

A3.3.2.1. Sistema de Falhas de Alvados – Minde

Dentre os acidentes orientados NW – SE destaca-se o sistema constituído pelas falhas de Alvados e de Minde. Trata-se de um sistema de duas falhas escalonadas (*left overstep*) de direção geral NW - SE e que de acordo com a cartografia geológica estão interligadas, na região de Alvados, por uma zona onde se apresentam orientadas sensivelmente segundo a direção WNW - ESE, delimitando uma zona deprimida onde afloram as litologias mais recentes – a Depressão de Alvados. Tendo como base uma adaptação da Folha 27-C da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000, apresenta-se na Figura 42 um mapa de enquadramento desta região. Nele estão também representados os locais de reconhecimento estrutural aos quais se faz referência neste trabalho. Esses mesmos pontos estão também referenciados no mapa estrutural do MCE que se apresenta na Figura 57, embora com uma numeração diferente.

Este sistema de falhas apresenta-se inclinado para NE e terá tido atividade pós-Jurássico Superior: as unidades dessa série que se encontram a teto das falhas estão em contato com as do Jurássico Inferior e Médio que se encontram a muro. Porém, estando o bloco correspondente ao Planalto de São Mamede estruturado em anticlinal de grande amplitude e com a mesma orientação deste sistema de falhas, admite-se que este dobramento corresponda a um *roll-over* resultante de atuação distensiva desse sistema no decorrer do Jurássico. Como as espessuras do Jurássico Médio que são possíveis de avaliar a partir da carta geológica são semelhantes a teto e a muro das falhas, admite-se também que a sua atividade extensional tenha ocorrido sobretudo no decorrer do Jurássico Superior. Essa atividade estará limitada pelo topo do Cretácico Inferior, já que os respetivos depósitos truncam o referido *roll-*

over. Posteriormente, este sistema de falhas terá sido reativado em desligamento direito, como falha de transferência do Cavalgamento do Arrife, conforme sugerido pelo padrão cartográfico no local em que se interseitam.

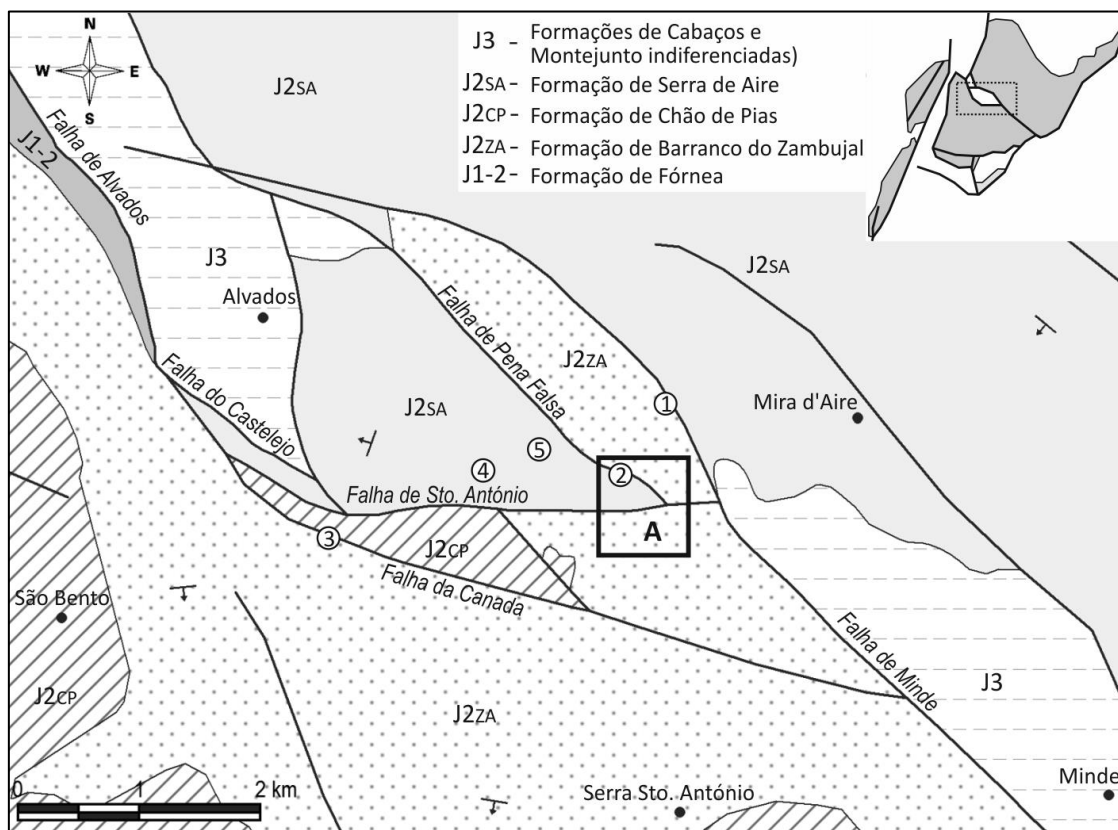


Figura 42- Enquadramento da região de Alvados com indicação dos locais de reconhecimento de campo. 1-Falha de Minde (Figura 43), 2- Falha da Pena Falsa (Figura 44), 3- Falha da Canada, 4- Pedreiras de Alvados (Figura 54 e Figura 55), 5- Depósitos siliciclásticos em dolinas (Figura 56); A- Área de interligação entre as falhas de Sto. António e de Pena Falsa (Figura 45). Geologia adaptada da Folha 27-A da Carta Geológica de Portugal 1/50000, ed. LNEG.

Como se referiu anteriormente, o sistema constituído pelas Falhas da Mendiga e de Reguengo do Fetal também esteve ativo durante o Jurássico Superior. Assim, pelo padrão cartográfico resultante da interseção destes dois sistemas, também é lícito admitir que o sistema Alvados – Minde tenha funcionado como falha de transferência de movimento do sistema anterior, naquele período de tempo.

Os reconhecimentos de campo efetuados sobre este sistema de falhas permitiram obter alguns dados quanto à sua atividade mais recente. Foi possível confirmar a movimentação dextrogiro da Falha de Minde (Ponto 1 do mapa da Figura 42; Ponto 14 da Figura 57) e da Falha de Alvados (Ponto 15 do mapa da Figura 57). Porém, relativamente à Falha de Minde, ainda foi possível confirmar que exibe uma geometria de falha normal. Na realidade, corresponde a uma falha normal invertida, conforme se constata no corte esquemático que se apresenta na Figura 43. Nele é possível distinguir duas movimentações distintas:

- Movimentação inversa que resultou numa caixa de falha com cerca de 6 metros de espessura onde os calcários margosos da Formação de Barranco do Zambujal (Aaleniano – Bajociano inf.) se apresentam esmagados;
- Movimentação em desligamento dextrogiro que resultou num plano de falha discreto que pôs em contato os calcários micríticos da Formação de Serra de Aire (Batoniano) com os da Formação de Barranco do Zambujal.

Poderão corresponder a episódios de deformação distintos em que a movimentação dextrográ corresponsderá ao episódio mais recente porque dificilmente os critérios que permitiram a sua caracterização (fibras de calcite e estrias) estariam preservados se fossem anteriores à movimentação inversa, a que está associado intenso esmagamento. Contudo, pelo fato de se identificarem dois locais de deformação distintos, é mais provável que as estruturas observadas correspondam a uma situação de partição da deformação com a componente de cisalhamento simples concentrada na interface entre litologias reologicamente distintas.

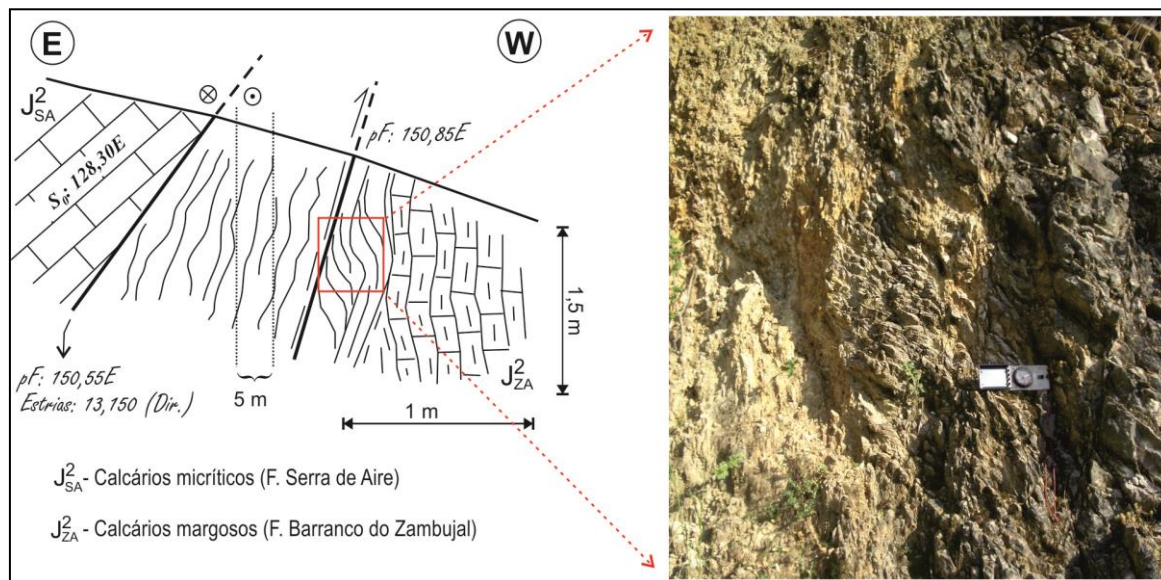


Figura 43- Falha de Minde. Fotografia e corte esquemático interpretativo do que se observa no Ponto 1 da Figura 42 (Ponto 14 da Figura 57).

No que respeita à falha que se desenvolve paralelamente à de Minde mas a Oeste desta, entre o Alto de Alvados e as Grutas de Santo António e a que Crispim, 1995, deu o nome de Falha da Pena Falsa, verificou-se no Ponto 2 da Figura 42 que inclina para sudoeste, colocando também o Batoniano em contato com o Aaleniano – Bajociano inf., numa geometria de falha normal. À semelhança dos acidentes anteriores, também se apresenta invertida (Figura 44).

De acordo com o esboço estrutural sobre imagem do Google Earth™ que se apresenta na Figura 45, verificou-se também que a Falha da Pena Falsa não termina de encontro à falha E-W representada na Folha 27-A (Figura 42) e que aqui se dá o nome de Falha de Santo António pois passa imediatamente a sul das grutas com a mesma denominação. Na realidade, esses dois acidentes interligam-se no local a que é costume dar o nome de Ventas do Diabo ou Buracas de Mira D'Aire.

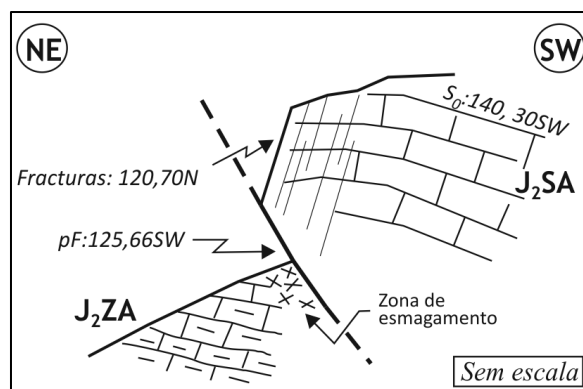


Figura 44- Corte esquemático na Falha da Pena Falsa (Ponto 2 da Figura 42; Ponto 16 da Figura 57). J_{2ZA} : Formação de Barranco do Zambujal (Aaleniano-Bajociano inf.); J_{2SA} : Formação de Serra de Aire (Batoniano).

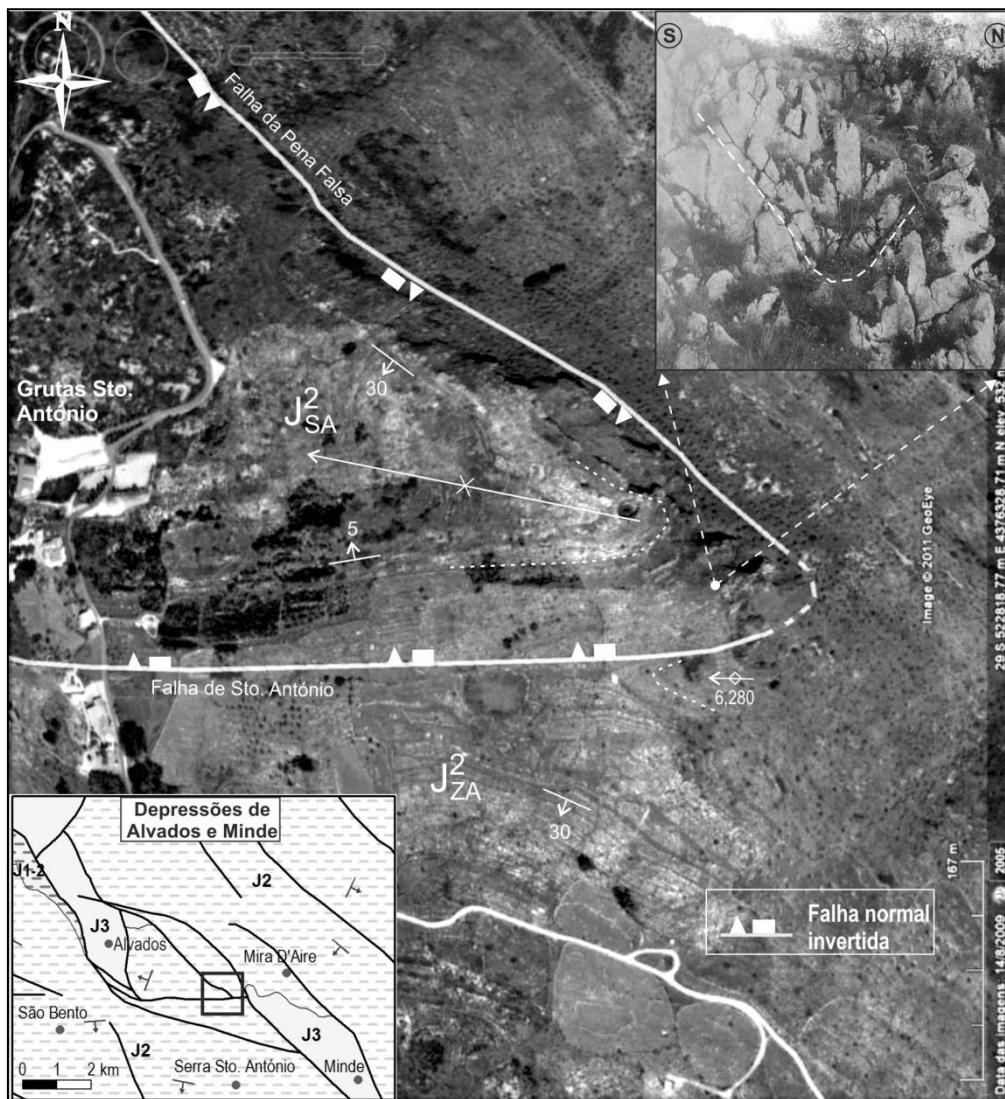


Figura 45- Reconhecimento estrutural da área a Oeste das Grutas de Santo António, entre as depressões de Alvados e Minde. Imagem Google Earth™. (J²_{SA}: Formação Serra de Aire (Batoniano); J²_{ZA}: Formação de Barranco do Zambujal (Aaleniano – Bajociano)). Figura de enquadramento adaptada da Folha 27-A da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000, (ed. LNEG).

A Falha de Santo António apresenta elevados valores de inclinação para norte e também se apresenta como uma falha normal invertida, pelo que, nesta região bastante elevada e limítrofe da Depressão de Alvados, desenvolve-se uma cunha de Batoniano em contato por falha normal invertida sobre as unidades mais antigas, a qual conduziu a dobramentos invulgarmente intensos para o MCE. Essa cunha cavalgante e dobramentos associados são facilmente perceptíveis através das imagens disponibilizadas pelo *Google Earth*™ (Figura 45). As duas cavidades a que é costume dar o nome de "Ventas do Diabo" desenvolveram-se em duas charneiras anticlinais.

A Falha de Alvados, na sua região meridional, roda para ESE (Figura 42). A este troço orientado WNW-ESE é vulgarmente atribuído o nome de Falha da Canada. Apresenta inclinações na ordem dos 45° a 65° para norte e põe em contato a Formação Chão de Pias, a teto, com a Formação de Barranco do Zambujal, a muro e que lhe está subjacente estratigraficamente. Trata-se duma falha normal mas cujos critérios cinemáticos nos extensos e bem expostos planos de falha mostram que a sua atividade mais recente foi em inversão (Ponto 3 da Figura 42; Ponto 17 da Figura 57). Tal como para todas as restantes falhas atrás mencionadas, o processo de inversão da Falha da Canada não levou à recuperação total do rejeito sofrido em regime distensivo.

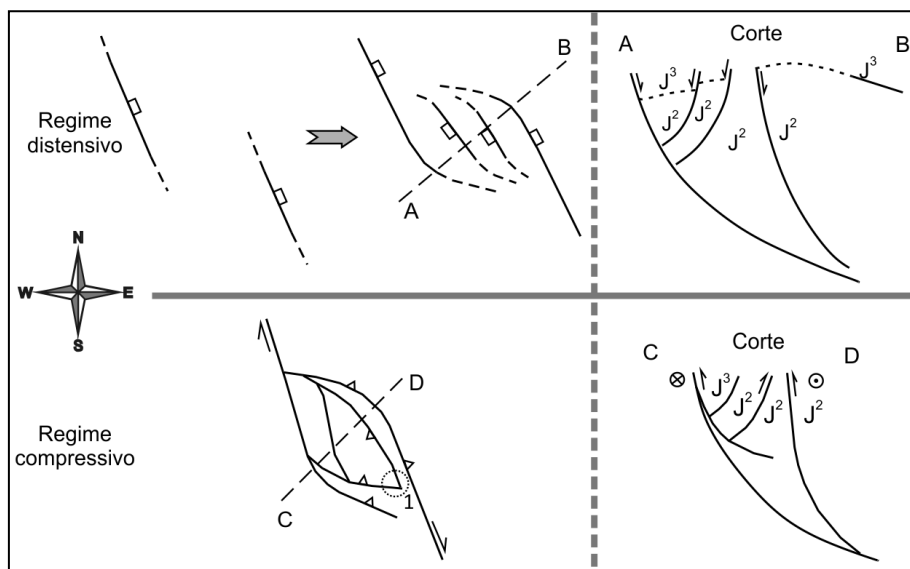


Figura 46- Evolução esquemática da estrutura tectónica da Depressão de Alvados, em planta e em corte, durante os regimes distensivo e posteriormente compressivo. Círculo 1 corresponde à área representada na Figura 45.

Perante estes dados admite-se que as falhas de Alvados e de Minde atuaram como falhas normais durante o Jurássico Superior e eventualmente também no cretácico Inferior ante-Aptiano - Albiano. A Depressão de Alvados resultará, durante esse período de tempo, da interligação dessas falhas por intermédio de rampas laterais a que correspondem os troços orientados aproximadamente segundo E – W (Figura 46). Durante a inversão este sistema foi reativado em desligamento dextrogiro com forte componente cavalgante, atuando como transferência de movimento da Falha do Arrife. As rampas laterais funcionaram como *restraining bends* dando origem a uma estrutura do tipo duplex (*contractional duplex* de Woodcock & Fischer, 1986), a que corresponde a Depressão de Alvados e ao qual estão associados dobramentos mais ou menos apertados. O padrão cartográfico atual desta região, complexo e de difícil interpretação quando olhado em detalhe, resultará da sobreposição de vários episódios de deformação. Não existem marcadores que possam restringir o período ou períodos de tempo em que terá ocorrido a inversão destas estruturas. Contudo, facilmente se faz corresponder a transpressão dextrogiro do sistema de Falhas de Alvados – Minde a um episódio compressivo regional orientado entre N e NE e, portanto, compatível com a fase pirenaica de inversão da bacia.

A3.3.2.2. Acidentes NW-SE nos Planaltos de São Mamede e Santo António, nas Depressões de Alqueidão e de Alcobaça e na Bacia Terciária do Tejo

Estes acidentes constituem um dos principais traços estruturantes do Maciço Calcário Estremenho bem como da Bacia de Alcobaça e da Bacia Terciária do Tejo, compartimentando-os por movimentação normal numa série de blocos levantados e abatidos, transversalmente à sua orientação geral. Cartograficamente afetam todas as unidades litostratigráficas da região, desde a Formação de Dagorda, datada do Hetangiano, até aos depósitos areno-lenhitosos e diatomíticos Pliocénicos da Bacia de Rio Maior.

Não existem evidências cartográficas diretas quanto à atuação destes acidentes NW-SE ante-Pliocénico. Contudo, existem evidências indiretas. Assim, na região abrangida pelo Planalto de São Mamede e Serra de Aire (Figura 5), estão alinhados com o *roll-over* de São Mamede e com a Falha de Minde. É admissível que estejam diretamente associados ao campo de tensões regional responsável

pela atuação daquela falha no Jurássico Superior ou com o campo de tensões local associado ao *roll-over*. Em qualquer das hipóteses a sua atividade terá ocorrido no Jurássico Superior. Com efeito, esta atuação durante a fase extensional que caracteriza o Jurássico Superior já foi aventada anteriormente a propósito das variações de espessura registadas para as unidades dessa série que se verificam em sondagens realizadas na região da Batalha (Depressão de Alqueidão) e que terão sido, pelo menos parcialmente, controladas pelas falhas NW-SE que ocorrem nessa região.

Outros dados indiretos que apontam que estes acidentes terão atuado em tempos mais remotos que o Pliocénico respeitam ao fato de estarem truncados pelo sistema Mendiga – Reguengo do Fetal e pela Falha do Arrife que mais à frente se abordará. Assim, pelo menos tiveram efetivamente atividade anterior aos últimos movimentos daqueles acidentes regionais. Interessantemente, também estão truncados pelo troço norte da Falha de Rio Maior – Porto de Mós mas já cortam e rejeitam o troço sul desse acidente. Tal constatação, a par com o fato de na Depressão de Alcobaça e na Bacia Terciária do Tejo estes acidentes NW-SE apresentarem um caráter mais retilíneo que nas restantes regiões, indicia que estamos perante acidentes geneticamente diferenciados e com diferentes idades, embora com a mesma direção geral.

Os que afetam a Bacia Terciária do Tejo e a Depressão de Alcobaça serão mais recentes e eventualmente associados unicamente às fases de inversão Miocénica da Bacia ou mesmo posteriores, conforme também já foi postulado por outros autores, nomeadamente Willis, 1988; Ribeiro *et al.*, 1990; Pinheiro *et al.*, 1996; Ribeiro *et al.*, 1996b. Em particular, a Falha do Cidral que delimita a Bacia de Rio Maior a NE (Figura 5), terá atuado como falha normal durante o Pliocénico. Com efeito, de acordo com Galopim de Carvalho & Pereira, 1973, essa bacia define-se pelo abatimento do bloco a SW da falha, estando preenchida por depósitos areníticos, lenhitosos e diatomíticos do topo do Pliocénico. Porém, separa dois blocos distintos. Um a NE onde, sobre as rochas jurássicas, assentam rochas do Cretácico, do Paleogénico e do Neogénico. No bloco SW, sobre um Jurássico já estruturado, assenta diretamente o Miocénico. A ausência da sequência constituída pelos sedimentos cretácicos e paleogénicos será devida à sua erosão por levantamento inverso do bloco SW no início do Miocénico.

Relativamente ao traçado pouco retilíneo dos acidentes NW-SE que se presumem mais antigos, esse aspeto resulta provavelmente da sua atuação perante diferentes campos de tensões. Com efeito, pelo menos no que respeita às falhas assim orientadas na Depressão de Alqueidão, a sua atividade não estará restrita apenas à fase extensional do início do Jurássico Superior (*cf.* A3.3.1.3, pág. 95) e à sua injeção por diques doleríticos na passagem do Jurássico ao Cretácico (*cf.* A1.2.5). Prolongar-se-á pelo Cretácico, já que também o cortam em Alqueidão da Serra e em Torrinhãs (Figura 32) e provavelmente terão sido reativados durante o Cenozóico.

Prestando unicamente atenção aos acidentes que se encontram intruídos por rochas ígneas, nomeadamente os atrás mencionados, mas também os que ocorrem no Planalto de Santo António e a sul deste, podem distinguir-se os seguintes tipos (Figura 32 e Figura 47):

- Os que apresentam traçado retilíneo segundo WNW-ESE. São o conjunto de filões e falhas paralelas que se situam para sul da povoação de Valverde e ainda o acidente que foi inicialmente identificado em imagens de satélite e que aqui passamos a atribuir o nome de Falha de Moleanos (Ponto 18).
- Os acidentes genericamente orientados NW-SE mas que apresentam traçado pouco retilíneo. São os que ocorrem no Planalto de Santo António, imediatamente a norte dos anteriormente

referidos. Esse traçado resulta da alternância de troços filonianos francamente segundo NW-SE com outros de tendência WNW-ESE.

- Os acidentes da Depressão de Alqueidão, também de traçado irregular, mas aqui por alternância de troços francamente segundo NW-SE com troços de tendência NNW-SSE, sendo que as rochas ígneas estão associadas aos troços NW-SE.

De realçar ainda que estas estruturas filonianas não ocorrem na região correspondente ao Planalto de São Mamede e Serra de Aire, ou seja, para leste do sistema de Falhas de Alvados – Minde. Este fato, a par com os atrás apresentados, leva a admitir que as diferenças subtis de orientação entre WNW-ESE, NW-SE e NNW-SSE possam ter significado geodinâmico, ou seja, corresponderem a diferentes episódios tectónicos. Um terá sido responsável pela instalação generalizada dos acidentes NW-SE. O outro, posterior e datado da passagem Jurássico - Cretácico, terá sido responsável pela instalação das estruturas filonianas, nuns casos aproveitando os acidentes NW-SE pré-existentes e noutros dando lugar a novos acidentes segundo WNW-ESE. Por fim, um outro episódio terá sido responsável pelos troços NNW-SSE sem magmatismo associado. Trata-se de uma hipótese a que se procurará dar resposta em capítulos posteriores desta tese dedicados ao estudo da fraturação.

Por algum motivo as estruturas filonianas não se terão instalado no Planalto de São Mamede. Admite-se que tal possa ser devido à conhecida existência em profundidade de grande espessura da Formação de Dagorda. O seu comportamento plástico terá impedido a progressão dos filões para níveis mais superficiais.

A3.3.3. Falhas orientadas NE – SW

Há a considerar fundamentalmente a Falha do Arrife. De acordo com a cartografia geológica à escala 1/50000, trata-se de um cavalgamento que transporta o MCE sobre a Bacia Terciária do Tejo. Deverá ter correspondência com uma das falhas sinistrogiras da fraturação tardi-varisca que foi sucessivamente reativada durante a distensão Mesozoica e durante a inversão Cenozoica (Arthaud & Matte, 1975; Ribeiro *et al.*, 1979).

Na área de estudo. Conforme representado nos mapas da Figura 47, a Falha do Arrife prolonga-se desde a região de Assentiz, a NE (Figura 47-B), até à região de Alcanede, a SW (Figura 47-A). Em Moitas Venda, na região NE da Figura 47-A, está desligado pela já referida Falha de Minde, a qual, no entanto, não se prolonga para a Bacia Terciária do Tejo. Depreende-se que aquando do cavalgamento, essa falha tenha funcionado como falha de transferência de movimento.

A NE de Monsanto (Figura 47-A) a Falha do Arrife bifurca-se em 2 troços, desenvolvendo-se entre eles a estrutura sinclinal de Monsanto onde estão preservados sedimentos do Cretácico ao Oligocénico Inferior. Nas proximidades de Abrã o troço sul roda para NW-SE, correspondendo a partir desse local a nova falha de transferência, a qual se perde, a NW de Alcobertas, próximo da Falha de Rio Maior – Porto de Mós, já sob a forma de dobra ("cavalgamento cego"). O troço norte perde-se junto a uma estrutura WNW-ESE onde está instalado um filão dolerítico bastante alterado (Filão de Valverde). Eventualmente prolongar-se-á por ele, perdendo a componente de cavalgamento.

Os reconhecimentos de campo sobre este acidente permitiram reconhecer as suas características cavalgantes em vários locais. Para além do corte da Autoestrada A1 junto a Moitas Venda e na estrada

de acesso a esta povoação a partir da Autoestrada, a falha pode ser bem caracterizada no Ponto 1 da Figura 47-B (Ponto 21 da Figura 57).

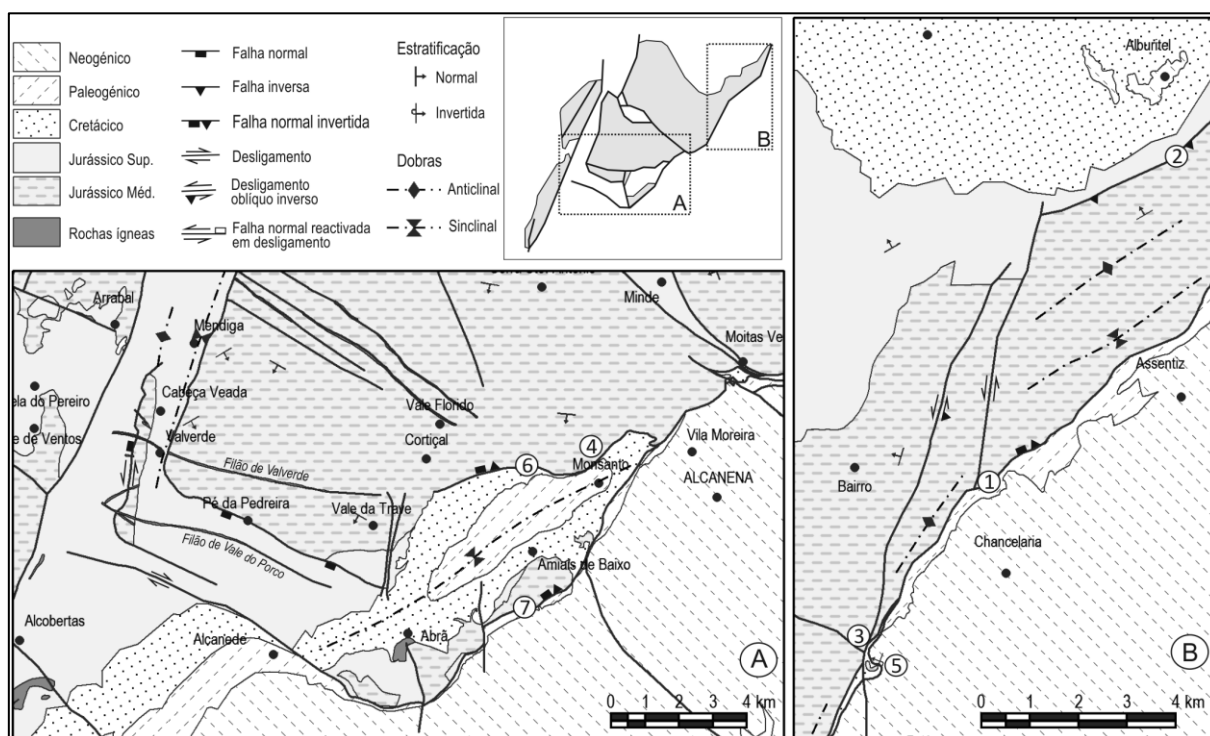


Figura 47- Mapas cronostratigráficos de enquadramento da Falha do Arrife por adaptação da cartografia geológica à escala 1/50000 (ed. LNEG), com indicação dos pontos de reconhecimento estrutural referidos no texto.

O traçado irregular deste acidente deve-se ao fato de estar cortado por numerosas pequenas rampas laterais, sobretudo orientadas NNE-SSW e NW-SE. Pelo seu caráter regional destacam-se a já mencionada falha que se desenvolve segundo WNW-ESE a norte de Alcanede, o já mencionado sistema de falhas Alvados – Minde e os acidentes NNE-SSE que atravessam a Serra de Aire. Estes últimos, representados na Figura 47-B, apresentam-se inclinados para SE e correspondem a desligamentos esquerdos com uma apreciável componente de movimentação inversa que conduziu a uma elevada tectonização das litologias encaixantes.

O contato entre o Jurássico Médio e o Jurássico Superior na região nordeste da área em estudo é feito por intermédio de acidente cavalgante que, apresentando-se inclinado para sul, deverá corresponder a cavalgamento antitético do Arrife. Conforme se pode apreciar no Ponto 2 (v.g. Poço) da Figura 47-B, este acidente também conduziu a elevada tectonização das litologias do Jurássico Médio.

Os reconhecimentos permitiram ainda constatar que a teto da Falha do Arrife se desenvolvem dobras que lhe são paralelas e que deverão traduzir a deformação inicial anterior à rutura (Pontos 3 e 4 da Figura 47, com equivalência nos Pontos 22 e 23 da Figura 57).

Os depósitos Cretácicos, bem como os Paleogénicos, estão afetados pelo Cavalgamento do Arrife. Inclusive, chega a ocorrer inversão da sequência, como se pode verificar no Ponto 5 da Figura 47-B (Ponto 24 da Figura 57). Preenchimentos areno-conglomeráticos ferruginosos bem consolidados, de grãos de quartzo e quartzito, semelhantes aos que foram referenciados para a caixa de Falha da Mendiga (Figura 30 em A3.3.1.3), preenchem cavidades na caixa de Falha do Arrife, bem como cavidades que truncam bancadas já basculadas por efeito da inversão desse acidente. Assim, tal como foi dito relativamente à Falha da Mendiga, presume-se que aquando da deposição destes sedimentos siliciclásticos, a Falha do Arrife já estava exposta. Para além disso, já tinha funcionado em regime

compressivo. Tal tipo de relações entre estes depósitos e o acidente do Arrife são facilmente observáveis em vários locais, particularmente nos cortes das estradas a que correspondem os Pontos 6 e 7 da Figura 47-A (Pontos 25 e 26 da Figura 57).

A3.3.4. Dobras

As dobras observáveis no MCE e áreas envolventes são bastante apertadas junto das principais falhas, apresentando-se com grande raio de curvatura quando afastadas delas. Apresentam eixos sub-horizontais e terminações periclinais.

No que respeita às dobras apertadas junto às principais falhas, elas estão orientadas segundo duas direções preferenciais:

- NNE – SSW, nas proximidades de acidentes com a mesma orientação e com os quais estarão geneticamente relacionados. É o caso dos dobramentos que ocorrem na Depressão da Mendiga (Figura 47-A).
- NE – SW, nas proximidades da Falha do Arrife com a qual também estarão geneticamente relacionados (Figura 48, Ponto 4 da Figura 47-A com equivalência no Ponto 23 da Figura 57).



Figura 48- Dobras com charneira paralela à Falha do Arrife a norte de Monsanto.

De modo disperso ocorrem outros dobramentos mais ou menos apertados e com diferentes orientações, mas sempre na dependência de falhas cuja cinemática é caracterizada por uma forte componente de cavalgamento. É o caso dos dobramentos E-W já atrás mencionados que ocorrem na estrutura de Alvados (Figura 45 e Ponto 27 da Figura 57), dos orientados NE-SW, associados ao cavalgamento do Jurássico Médio sobre o Jurássico Superior na região nordeste da área estudada e, ainda nesta mesma região, os associados a falhas NNE-SSW. Como se verá na última seção desta tese, esta associação entre falhas inversas (ou invertidas) e dobras é condicionadora da existência de uma variedade específica de calcários ornamentais.

No que respeita aos dobramentos de grande raio de curvatura importa salientar sobretudo o orientado NNE-SSW que afeta o Jurássico Superior da Depressão de Alqueidão e o NW-SE que afeta o

Jurássico Médio do Planalto de São Mamede. Ambos já foram anteriormente abordados. O primeiro está truncado pelos depósitos do Aptiano – Albiano e tanto poderá corresponder a um *roll-over* do Jurássico Superior, como a um anticlinal resultante de episódio de inversão precoce na passagem do Jurássico ao Cretácico. O segundo deverá corresponder a um *roll-over* associado à movimentação distensiva do sistema de Falhas de Alvados – Minde durante o Jurássico Superior, estando também truncado pelos depósitos siliciclásticos cretácicos.

São de salientar também os dobramentos a que correspondem as depressões de Alcobaça e de Alpedriz, e o anticlinal da Serra dos Candeeiros.

A Depressão de Alcobaça tem sido genericamente apontada como uma estrutura sinclinal simétrica limitada a W pela estrutura diapírica das Caldas da Rainha e a Este pela Serra dos Candeeiros. A análise das cartas geológicas 1/50 000 que a abrangem, em conjunto com a interpretação dos perfis sísmicos disponíveis, mostra que na realidade a zona axial desta estrutura estará localizada mais para Oeste, para as proximidades da estrutura das Caldas (Figura 57). A sua génese estará relacionada essencialmente com os fenómenos de subsidência associados à movimentação das Margas da Dagorda durante o Jurássico superior. Não invalida que a sua curvatura tenha sido posteriormente acentuada por efeito da inversão tectónica.

No que respeita à estrutura conhecida por Sinclinal de Alpedriz que se desenvolve aproximadamente entre as cidades de Batalha e Alcobaça (Figura 57), trata-se duma estrutura de forma aproximadamente elíptica, subparalela à Falha da Nazaré e na qual se verifica uma sucessão litostratigráfica, desde o Cretácico ao Pliocénico, mais ou menos contínua, conforme se pode constatar pela cartografia geológica publicada à escala 1/50000.

Conforme os dados sísmicos sugerem (*cf.* A2.3.5), a sua génese está associada a um abatimento, ao nível do substrato triásico, controlado a ocidente e a oriente por falhas NNE-SSW, a norte pela Falha da Nazaré e a sul por um sistema de falhas orientadas em torno de E-W, inclinadas para norte. Como discutido anteriormente, admite-se que esse abatimento tenha a sua origem em trações secundárias associadas a compressão precoce na passagem Jurássico – Cretácico.

Considerando a forma elíptica do padrão atual de afloramentos, com a definição de um eixo de dobra sinclinal segundo NE – SW, não é de descurar a hipótese de que a sua forma tenha sido pronunciada perante os episódios compressivos miocénicos segundo NW – SE, conforme postulado por Ribeiro *et al.*, 1996b

No que respeita ao anticlinal da Serra dos Candeeiros ele é bem perceptível pela própria morfologia da serra e pelo padrão cartográfico das formações na cartografia geológica à escala 1/50000. Contudo, no que respeita à atitude das bancadas verifica-se que genericamente estão orientadas NNE-SSW, com inclinações para ocidente, sendo raros os locais em que em que as bancadas se apresentam inclinadas para leste. Este aspeto poderá ser justificado se considerarmos que a Falha de Rio Maior – Porto de Mós trunca o anticlinal nas proximidades da sua zona axial.

Os perfis sísmicos apresentados na Figura 27 e na Figura 18 são pouco elucidativos quanto às causas subjacentes a este aspeto. No da Figura 27, que atravessa a terminação periclinal desta estrutura, ela é pouco perceptível, sendo notório que em profundidade não há grande variação de espessura por parte da Formação de Dagorda. Isto ao contrário do que se verifica no perfil da Figura 18, em que a Serra dos Candeeiros corresponde a local para onde ocorreu intensa migração daquela Formação.

Perante estes dados e os que foram apresentados relativamente à evolução da Falha de Rio Maior – Porto de Mós e da Falha de Candeeiros, pode-se admitir que o anticlinal da Serra dos Candeeiros

tenha tido a sua origem associada a um doma salífero cuja génese, por seu turno, tenha sido despoletada pela movimentação daquelas duas falhas no Jurássico Inferior. O seu funcionamento durante as fases compressivas terá levado ao acentuar da estrutura anticlinal ao mesmo tempo que a terão truncado e, portanto, condicionado a sua direção segundo NNE-SSW.

Porém, este modelo não explica a discordância angular entre o Caloviano superior e o Oxfordiano inferior a médio que se conhece para esta região, tendo em conta a estabilidade tectónica que se verifica no final do Jurássico Médio, conforme denunciado pelo paralelismo entre os refletores sísmicos nos perfis de reflexão sísmica atrás referenciados. Não invalidando a existência de um anticlinal salífero inicial, Kullberg, 2000, propõe antes que o anticlinal da Serra dos Candeeiros seja o resultado de episódio compressivo precoce correspondente a esse intervalo de tempo, justificando, desse modo, a discordância angular.

Por fim, importa também referir a estrutura sinclinal de Monsanto que se desenvolve paralelamente à Falha do Arrife, na realidade, entre os dois troços em que essa Falha se subdivide. Nesta estrutura, entre Monsanto e Alcanede (Figura 47), estão preservados sedimentos do Cretácico ao Paleogénico. A sua formação estará associada à inversão tectónica Miocénica daquele acidente maior. Pais *et al.*, 2012, denominam esta estrutura como sinclinal de Alcanena e referem que ela corresponde a um dos testemunhos da atuação de esforços compressivos paleogénicos nesta região do país. Justificam tal afirmação pelo fato dos depósitos do final do Paleogénico aí existentes assentarem discordantemente sobre depósitos cretácicos que se mostram num sinclinal mais apertado.

A3.4. A FORMAÇÃO DETRÍTICA E TERRA ROSSA DO MCE

Tal como já foi referenciado ao longo dos subcapítulos anteriores, sobre as formações de idade Jurássica ocorrem depósitos areno-conglomeráticos, argilosos e ferruginosos, mais ou menos extensos. Nas cartas geológicas mais recentes que cobrem a área em apreço estão datados do Holocénico e vêm referenciados como “Formação detrítica e terra rossa do Maciço Calcário Estremenho”.



Figura 49- Depósito detrítico de Ataija rico em clastos de quartzito bem rolados e muito grosseiros.

Não foi efetuado no campo um reconhecimento específico e sistemático destes depósitos. Contudo, nas observações pontuais realizadas verificou-se que se apresentam inconsolidados e com aspeto terroso, sendo constituídos, genericamente, por areias e seixos de quartzo e quartzito envoltos numa

matriz silto-argilosa e ferruginosa de cor variando do amarelo ao vermelho. Na maior parte das vezes também se verifica a presença de grãos nodulares com cor castanho escura e brilho vítreo que, a "olho nu" se identificam como óxidos e hidróxidos de ferro, provavelmente goethite (limonite, segundo Martins, 1949). Esses grãos nodulares são muito semelhantes aos existentes nos depósitos de características semelhantes, mas consolidados, que ocorrem na caixa da Falha da Mendiga que anteriormente foram descritos, pelo que também deverão corresponder a hematite.

Por vezes, estes depósitos incluem ainda clastos de calcários de natureza idêntica aos que ocorrem nas imediações. Mas, como são frequentemente utilizados para fins agrícolas, sendo alvo de frequentes aragens, não é possível afirmar com clareza se esses clastos de calcário são parte integrante do depósito original ou se a sua presença resulta dessa atividade antropogénica.

A dimensão dos clastos é muito heterogénea num mesmo depósito e de local para local. Tipicamente, os de maiores dimensões alcançam os 6 mm de diâmetro, contudo é comum a ocorrência de níveis com clastos de quartzito bem rolados e de grandes dimensões, chegando a alcançar 30 cm de diâmetro, como é o caso do depósito representado na Figura 49. Esta refere-se ao Ponto 28 (Figura 57) que se localiza junto ao extenso depósito desta natureza (Ponto 29), entre Ataíja de Cima e Ataíja de Baixo, mostrando que na realidade a sua extensão ainda é maior. Quanto ao rolamento os clastos apresentam-se, no geral, bem rolados. No entanto, não é incomum a ocorrência de clastos angulosos em determinados locais. Este conjunto de dados aponta para uma natureza poligénica por parte destes depósitos e, quanto à sua idade, apenas se pode dizer que são posteriores ao Caloviano na região de Ataíja. Porém, depósitos semelhantes atapetam outras depressões no MCE onde truncam rochas datadas do Oxfordiano, como é o caso do Polje de Minde (Crispim, 1995) ou da zona deprimida na região de Arrimal que já foi referida a propósito da Falha de Rio Maior – Porto de Mós, pelo que a sua idade é posterior ao Oxfordiano.

Pelo menos na região de Ataíja, este depósito grosseiro parece atapetar uma superfície muito aplanada, com cotas aproximadamente entre os 160 e os 180 m, talhada em depósito semelhante que preenche o carso desenvolvido em calcários do Caloviano, mas sem o aspeto terroso e sendo menos cascalhento. Contudo, tal sobreposição nunca foi verificada de modo direto, apenas se deduzindo pelas diferenças de cotas de observação. A fotografia da Figura 50, obtida em pedreiras a sul do Ponto 29, mostra essa superfície aplanada. Mostra também os depósitos que preenchem as cavidades cársticas que numa observação à distância comumente são identificados como terra rossa. Porém, uma observação de pormenor mostra que estamos perante um depósito semelhante ao que vem sendo descrito. As principais diferenças residem na raridade ou mesmo ausência de grandes seixos de quartzito e pela mais abundante presença de argila que neste caso é de cor vermelha. Para o local a que se refere a Figura 50 não se dispõe de uma fotografia de pormenor do depósito mas ele é idêntico ao que ocorre noutros locais, como os referenciados pelos Pontos 31 (Figura 51) e 32 (Figura 52). Noutras situações, ainda na região de Ataíja, o carso é mesmo ocupado por leitos de argila, agora de cor castanha amarelada, alternantes com leitos siltíticos e areníticos (Figura 53).

Dos reconhecimentos de campo efetuados, é possível afirmar que a maioria das cavidades cársticas está preenchida por este tipo de depósitos siliciclásticos vermelhos, independentemente da cota a que se encontram. Apenas uma minoria estará preenchida apenas por depósito argiloso caracteristicamente resultante da dissolução dos calcários, ou seja, terra rossa. Na realidade, hoje em dia é aceite que a maioria dos depósitos referenciados como terra rossa corresponde a depósitos complexos derivados fundamentalmente de sedimentos exteriores ao carso, sendo neles incorporados

os resíduos insolúveis dos calcários. Estes constituem apenas uma pequena fração desses depósitos (Feng, Zhu & Cui, 2009).



Figura 50- Pedreira na região de Ataíja, a sul de Ponto 29, mostrando carso preenchido por depósito areno-conglomerático inconsolidado, argiloso e ferruginoso.

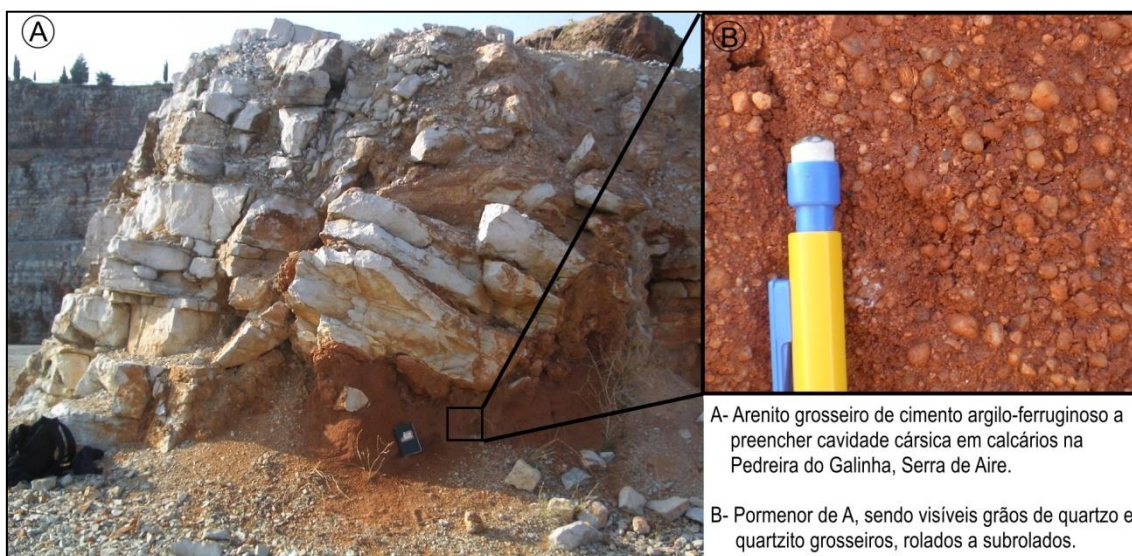


Figura 51- Cavidades cársticas na Pedreira do Galinha preenchidas por arenito mal consolidado, constituído por grãos de quartzito e quartzos grosseiros, em cimento ferruginoso.

Com características muito semelhantes surgem os depósitos referenciados nos subcapítulos anteriores que ocorrem nas caixas de falha de alguns acidentes principais, nomeadamente na da Falha da Mendiga (Figura 30) e na da Falha do Arrife. Aí, contudo, apresentam-se bem consolidados.

Interessa referir dois casos particulares de cavidades cársticas preenchidas por este tipo de depósitos, nomeadamente a cavidade já referenciada na Serra dos Candeeiros, perto da povoação Moita do Poço (Ponto 32) que afeta calcários do Caloviano e uma outra em pedraira na região de Alvados (Ponto 33).

No que respeita à cavidade do Ponto 32 (Figura 52), ela localiza-se sensivelmente à cota 350 m. Formou-se numa zona de interseção de fraturas de duas diferentes famílias sistemáticas; uma segundo WNW-ESE e outra segundo NNW-SSE, mas não é possível afirmar que haja uma associação genética com alguma delas. O depósito arenítico grosseiro ilustrado na Figura 52 ocupa parcialmente

esta cavidade mas é observável que ela resulta do alargamento de uma cavidade anterior preenchida por bancadinhas milimétricas de calcários quimiogénicos muito puros. Estes, por sua vez, apresentam pequenos dobramentos assimétricos, com eixos segundo NNW-SSE (Figura 52-D) e que não parecem corresponder a estruturas do tipo *slump*.

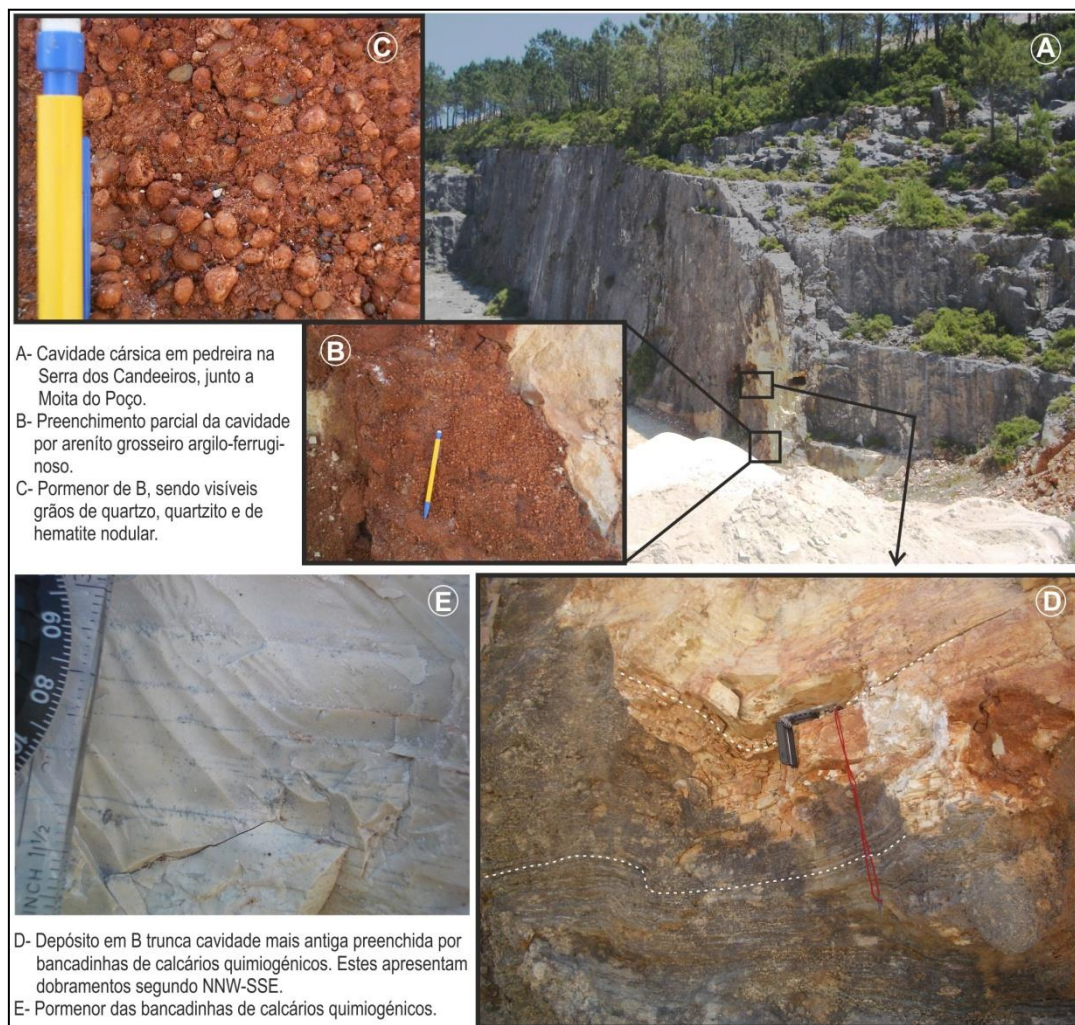


Figura 52- Preenchimento de cavidade cárstica em calcários do Caloviano, em pedraira na Serra dos Candeeiros junto à povoação de Moita do Poço (Ponto 32).

Interpreta-se que um soerguimento da Serra dos Candeeiros conduziu à exposição subaérea do Caloviano, com precipitação de calcários quimiogénicos nas cavidades cársticas que se desenvolveram, colmatando-as. Não invalida que para essa exposição subaérea também haja forte contribuição de regressão acentuada, de acordo com o proposto por Azerêdo *et al.*, 2002.

Tendo em atenção o que já foi dito relativamente à génese desta Serra (*cf.* A3.3.4) e o fato dos calcários quimiogénicos se apresentarem dobrados com eixos segundo NNW-SSE, é admissível considerar que esse dobramento traduz o episódio compressivo precoce responsável pela estruturação anticlinal da Serra dos Candeeiros no período de tempo compreendido entre o Caloviano superior e o Oxfordiano inferior a médio, conforme o modelo proposto por Kullberg, 2000. Assim, embora a direção geral da Serra dos Candeeiros se apresente segundo NNE-SSW devido ao controlo estrutural exercido pelas falhas de Candeeiros e de Rio Maior – Porto de Mós, deduz-se que a compressão estaria orientada segundo WSW-ENE.

Posteriormente, novo episódio de soerguimento expôs o Caloviano a novo episódio de carsificação cujas cavidades foram preenchidas pelos depósitos silico-ferruginosos grosseiros que truncaram os carbonatados das cavidades anteriores. Subentende-se que entre as duas fases de carsificação terá ocorrido subsidência com soterramento dos calcários do Caloviano, podendo-se datar a primeira fase de carsificação do período correspondente à descontinuidade Caloviano – Oxfordiano.

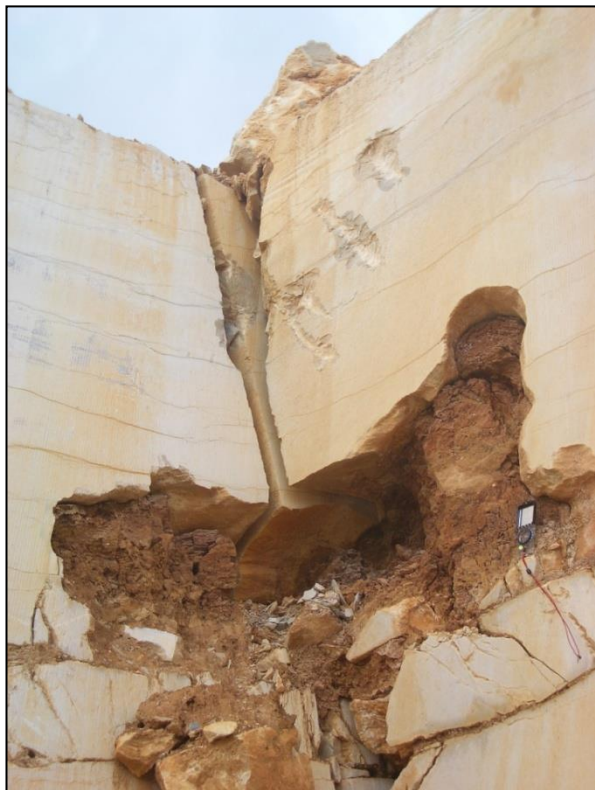


Figura 53- Cavidade cársica em pedra na zona de Ataija preenchida por leitos de argilas e arenitos castanhos.

A outra cavidade cársica que aqui se destaca afeta calcários do Batoniano que têm sido explorados numa pedra da região de Alvados, junto às grutas com o mesmo nome (Ponto 33 à cota 480 m). As bancadas de calcário apresentam-se bastante tectonizadas por efeito da proximidade a uma falha normal invertida com direção E-W. A esta falha, a que se deu o nome de Falha de Santo António e que já foi anteriormente abordada a propósito da caracterização das falhas de Alvados e de Minde (cf. A3.3.2.1), estão associados dobramentos, como o ilustrado na Figura 54 e que tendem a ficar mais apertados para sul, com a proximidade à referida falha.

No flanco sul desta dobra, as bancadas verticalizadas e visíveis em segundo plano na fotografia da Figura 54, estão afetadas por uma cavidade cársica sub-horizontal que se encontra ligada à superfície por uma outra, subvertical e estreita, que se desenvolveu entre os planos de estratificação (Figura 55). Trata-se, portanto, duma cavidade que representa um episódio de carsificação posterior à deformação sofrida pelos calcários. Eventualmente, terá sido na sequência dessa deformação que ocorreu o soerguimento responsável pela exposição subaérea destes calcários do Batoniano.

Ora, o interior da cavidade sub-horizontal mencionada encontra-se preenchido por uma alternância entre níveis silto-argilosos, um pouco micáceos e níveis areníticos de grãos de quartzo e quartzito finos a grosseiros, rolados e que mostram uma granotriagem positiva. Estes níveis apresentam cor castanho claro, laminação sedimentar paralela e uma espessura total de 1,20 m. É notória a sua semelhança com os preenchimentos que se verificam na zona da Ataija à cota 160 m (Figura 53), ou seja, um desnível de 320 m.

O depósito parece cortado por pequena falha. Os leitos a teto dessa falha apresentam-se basculados 50° para nordeste e tendem a horizontalizar com o afastamento a esse acidente. Contudo, não é possível esclarecer totalmente se o basculamento se deve à atuação da falha (porque não é possível obter a certeza de que se trata efetivamente duma falha), ou se deve a controlo da sedimentação pelo paleo-relevo da cavidade. A tratar-se de uma falha, significa que após a deformação, soerguimento e consequente carsificação e deposição dos sedimentos arenoargilosos, estes calcários foram afetados por novo episódio de deformação.

No topo, o depósito arenoargiloso está truncado por um leito horizontal carbonatado de cor branca que é o resultado de precipitação química muito recente pois ainda se mostra inconsolidado.



Figura 54- Dobra em calcários do Batoniano junto às Grutas de Alvados.



Figura 55- Cavidade cárstica em bancadas subverticais da região de Alvados.

Muitos dos alargamentos cársticos subverticais que se desenvolvem entre as bancadas na pedra representada na Figura 55 também estão preenchidos até à superfície por depósito arenoargiloso idêntico ao que preenche a cavidade maior. À superfície, nas proximidades desta pedra, existem pequenas dolinas cujo fundo se encontra atapetado por depósito siliciclástico que chega a alcançar, pelo menos, 1,5 m de espessura (Ponto 34 à cota 525 m). Apresenta-se com aspeto terroso, cor

castanha, inconsolidado, areno-silto-argiloso, micáceo e com abundantes clastos de quartzito ovais, muito bem rolados, com diâmetro até 5 cm. Cerca de 200 m a norte desse Ponto 34, este mesmo depósito cobre parcialmente a Falha da Pena Falsa. A fotografia da Figura 56 representa uma amostra característica destes depósitos que atapetam dolinas.



Figura 56- Depósito terroso com clastos de quartzitos rolados que atapetam fundos de dolinas.

A importância dada nesta tese a estes depósitos siliciosos de tendência conglomerática, reporta-se à determinação da sua idade e, com isso, constranger a idade do episódio ou episódios que conduziram à carsificação das unidades litostratigráficas sobre os quais ocorrem.

Perante a idêntica natureza dos grãos e seixos constituintes destes depósitos siliciclásticos, uma primeira abordagem assenta na assunção de que todos eles correspondam a uma única unidade que se depositou sobre o MCE em regime subaéreo, colmatando um carso que entretanto se havia formado. Ainda, pela proximidade a outros depósitos de características idênticas que ocorrem às mesmas cotas apenas a alguns metros de distância e que estão datados do Cretácico Inferior, como é o caso que se verifica na zona do Arrimal e no Planalto de São Mamede, é admissível considerá-los como correspondentes aos primeiros acarreios cretácicos que se terão remexido com a terra rossa existente e depositado nas depressões e cavidades.

Esta primeira abordagem levanta de imediato problemas de interpretação quanto ao período de atividade de alguns dos acidentes que eles truncam. Assim, por exemplo, a Falha de Rio Maior – Porto de Mós estaria inativa desde o Cretácico Inferior, o que não parece verosímil face aos conhecidos episódios de inversão tectónica que ocorreram posteriormente e durante os quais ela esteve ativa, na interpretação de vários autores, como é o caso de Montenat *et al.*, 1988 e de Ribeiro *et al.*, 1996b.

Martins, 1949, na sua obra de referência dedicada ao MCE aborda estes depósitos e divide-os em 2 grupos:

- Seixos de quartzo e quartzito mal rolados e subangulosos, até 15 cm de diâmetro, soltos ou numa matriz argilosa de cor vermelha escura e com grãos de areia siliciosa. Localmente este grupo pode também estar representado por arenito caulífero de tons claros, englobando seixos mal rolados ou por argila de tons variegados – vermelho, branco, amarelo – com seixinhos mal rolados e areias quartzosas.

- Areais quartzosas de cores "amarelo doiradas com amêndoas" de quartzo branco bem roladas e pisólitos de limonite, bem como argilas ferruginosas. Surgem à superfície ou a preencher cavidades cársticas ou, ainda, nos fundos das dolinas misturadas com terra rossa.

O autor referido, embora admitindo que estes depósitos possam ser mais antigos, considera-os terciários, do Paleogénico. Os do primeiro grupo, a que dá o nome de Nível das Pias e que tanto ocorrem nos topos mais elevados, como nas depressões mais baixas, serão posteriores às areias e argilas ferruginosas do segundo grupo que terá erodido, ficando apenas preservados nas cavidades e depressões. Admite também que ambos os grupos terão tido origem na retoma dos sedimentos cretácicos.

Outros autores debruçaram-se posteriormente sobre este tipo de depósitos, em particular, os que ocorrem nos maciços calcários a norte do MCE (Cantanhede, Sicó, Outil, entre outros).

Gomes, 1991; 1996, considera que as argilas hiperaluminosas com concreções ferruginosas que preenchem cavidades cársticas em calcários do Jurássico Médio da região de Andorinha, Cantanhede, são do Cretácico Inferior e anteriores à Formação da Figueira da Foz Aptiano – Albiano) ou, quanto muito, fazem parte do seu membro inferior.

Cunha, 1989, afirma que nessas regiões a norte do MCE, grande parte das galerias superficiais inativas devem remontar às fases iniciais de carsificação durante o Cretácico Inferior e que as dolinas estão atapetadas por depósitos gresosos cretácicos ou mais recentes. Posteriormente (Cunha, 2005) refere que há vestígios de diferentes tipos de coberturas superficiais que marcam um processo cárstico duradouro e complexo com fases de carsificação intra-Jurássico, cretácicas ou pré-cretácicas, terciárias e quaternárias.

Soares, 2001, numa síntese dos conhecimentos existentes acerca dos períodos de carsificação que afetaram os maciços de Sicó, Alvaiázere e estremenho, distingue duas grandes fases evolutivas:

- Uma primeira fase, na passagem do Jurássico Médio ao Superior, em que ocorreu carsificação e deposição de *alteritos* castanho-avermelhados nas cavidades.
- Uma segunda fase terá tido início anterior à deposição dos arenitos do Cretácico Inferior, tendo como vestígios a deposição em cavidades cársticas das Argilas de Andorinha anteriormente mencionadas. Esse carso foi posteriormente soterrado pelos arenitos do Cretácico Inferior. Posteriormente, em franca fase de inversão paleogénica, terá havido remobilização desses arenitos, dando origem aos depósitos siliciclásticos, imaturos, conglomeráticos e vermelhos atribuídos por Martins, 1949, ao Oligocénico.

O mesmo autor coloca ainda a hipótese do Nível das Pias, definido e datado por Martins, 1949, como sendo Paleogénico, corresponder à evolução de um nível que teve a sua origem ainda no Jurássico e sobre o qual se depositaram os arenitos do Cretácico Inferior, justificando que os fundos das dolinas, independentemente das cotas atuais, se encontrem atapetadas por esses arenitos.

Em suma, perante esta breve resenha bibliográfica em que se evidencia um grande grau de incerteza quanto à idade dos depósitos siliciclásticos que atapetam os calcários e colmatam as cavidades cársticas do MCE, os dados de campo agora recolhidos pontualmente sobre estes depósitos também não permitem ilações inequívocas quanto à sua idade. Alguns, preservados em cavidades cársticas, poderão ser representativos dos primeiros acarreios do Cretácico Inferior, à semelhança dos depósitos da região de Andorinha descritos por Gomes, 1996. No entanto, a maioria será o resultado da

remobilização da sedimentação cretácica em função das relações de eustatismo – tectonismo subsequentes. Trabalhos sistemáticos de cartografia, caracterização e inventariação dos diferentes tipos de depósitos, acompanhados do estudo dos conteúdos polínicos, poderão vir a fornecer indicações concretas quanto às suas idades, contribuindo para a compreensão da evolução pós Aptiano-Albiano do MCE.

A3.5. MAPA ESTRUTURAL DO MCE E SÍNTESE INTERPRETATIVA

No presente capítulo apresenta-se uma breve síntese interpretativa decorrente dos conhecimentos obtidos acerca das principais estruturas tectónicas do MCE. Para o efeito elaborou-se o Mapa Estrutural do MCE que se apresenta na Figura 57. Tecem-se algumas considerações sobre as condições dinâmicas regionais que terão presidido às diferentes fases evolutivas. Perante a escassez de marcadores estratigráficos, esta síntese reporta-se, sobretudo, ao período compreendido entre o final do Triásico e o final do Jurássico, no qual este subsector da BL esteve sujeita a um regime geral de extensão crustal.

Dado o carácter introdutório que se pretende para esta primeira seção da tese, não é apresentado um subcapítulo dedicado à discussão dos resultados obtidos, tanto mais que ela foi sendo parcialmente realizada nos subcapítulos precedentes. Apenas se fará quando tal se justificar, nomeadamente nos casos que possam entrar de algum modo em conflito com o que tem vindo a ser genericamente afirmado por outros autores. A estes também só se fará referência quando estritamente necessário pois já foram referenciados ao longo deste trabalho. No geral, seguem-se as ideias apresentadas por Kullberg *et al.*, 2013.

Assim, o generalizadamente reconhecido episódio de *rifting* que teve início no final do Triásico terá dado início à estruturação da BL com a formação, no setor em apreço, de dois *grabens*: o de São Mamede – Monte Real e um outro limitado pelas falhas precursoras das atuais estruturas diapíricas de Caldas da Rainha e de Rio Maior – Porto de Mós.

Sobre o substrato triásico fraturado segundo NNE-SSW e que hoje se apresenta basculado para Oeste, deu-se a deposição de espessa sequência de sedimentos margosos ricos em níveis evaporíticos a que corresponde a Formação de Dagorda. Colmatando as bacias triásicas surgem as rochas dolomíticas e calcárias que constituem a Formação de Coimbra (Sinemuriano). O campo tectónico distensivo responsável por este primeiro episódio de *rifting* estaria orientado segundo NE-SW.

Na transição do Sinemuriano para o Pliensbaquiano novo episódio de *rifting* dá início a um novo ciclo que perdurará até ao Caloviano. A reativação distensiva das falhas triásicas nessa transição despoletou movimentações halocinéticas por parte da Formação de Dagorda, conduzindo ao desenvolvimento de anticlinais de sal com grande raio de curvatura e a fortes variações de espessura por parte da formação de Brenha. Um desses anticlinais desenvolve-se para sul de Alcobaça segundo uma direção paralela às falhas subjacentes, tendo sido aqui denominado Anticlinal de Gaiteiros. Do mesmo modo, é provável que se tenham desenvolvido estruturas semelhantes na região que atualmente corresponde à estrutura perfurante de Caldas da Rainha e na região que abrange a Serra dos Candeeiros e a estrutura de Rio Maior – Porto de Mós.

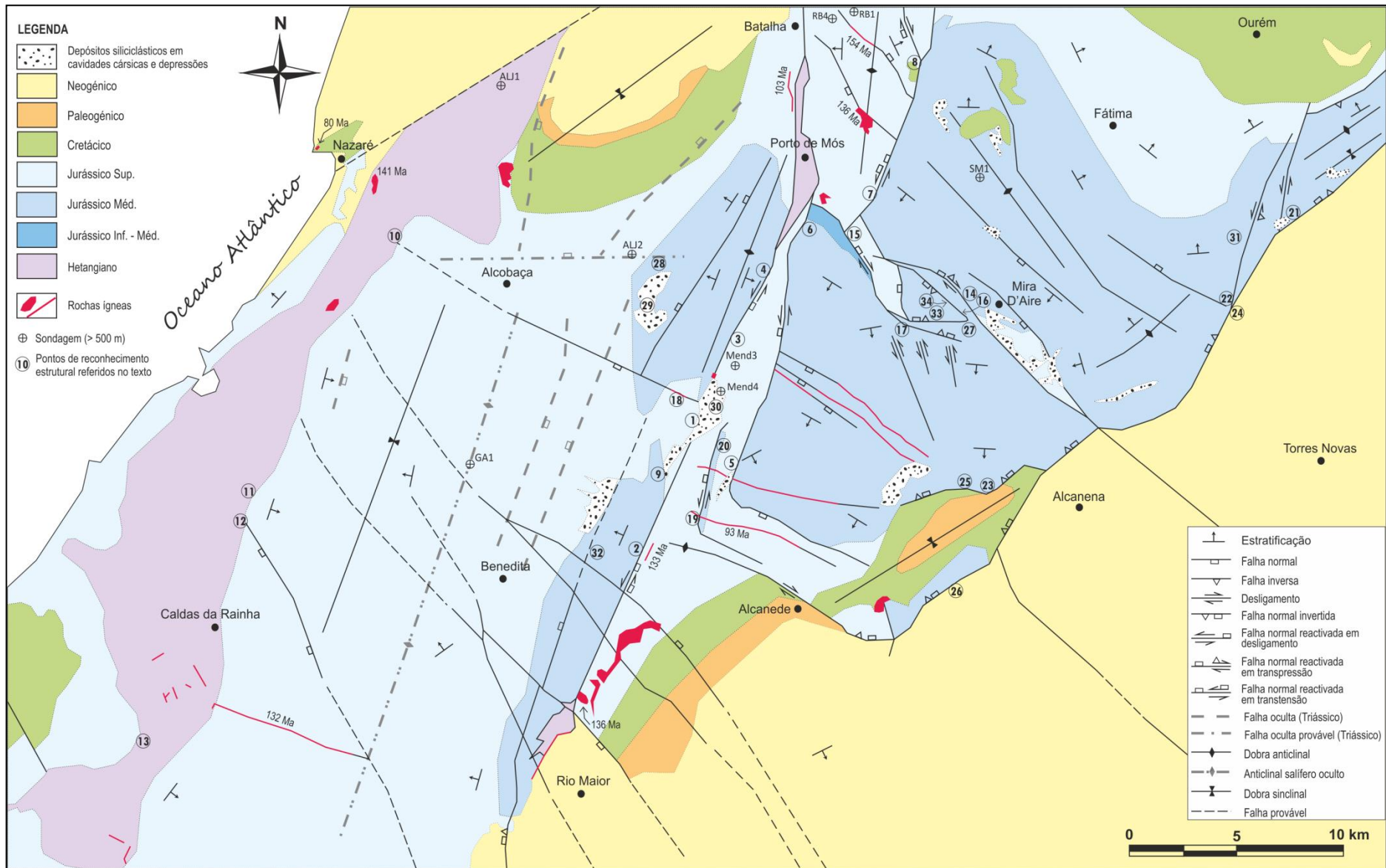


Figura 57- Mapa estrutural do Maciço Calcário Estremenho.

O sistema constituído pelas falhas da Mendiga e de Reguengo do Fetal também estaria ativo neste período de tempo. Enraizado no soco, terá compensado geometricamente o crescimento da formação de Brenha por movimentação da Formação de Dagorda em direção à estrutura de Rio Maior – Porto de Mós e Serra dos Candeeiros. A muro da Falha de Reguengo do Fetal presume-se que não ocorreram movimentações halocinéticas relevantes. O *graben* de São Mamede terá aprisionado a Formação de Dagorda até aos dias de hoje.

O final deste ciclo está marcado por uma importante descontinuidade traduzida por lacuna sedimentar, carsificação e discordância angular entre os calcários do Oxfordiano médio e os do Caloviano e mesmo do Batoniano. Crê-se que esta descontinuidade tenha correspondência com variações eustáticas a nível global, mas também com período transitório de inversão tectónica que poderá estar na origem, segundo Kullberg *et al.*, 2013, do início da estruturação anticlinal da Serra dos Candeeiros. Em estruturas cársicas associadas ocorrem sedimentos que se presumem dessa idade e que apresentam pequenos dobramentos de eixos orientados NNW-SSE, levando a supor que esse episódio compressivo precoce estivesse orientado segundo WSW-ENE (*cf.*A3.4, pág. 121).

Ribeiro *et al.*, 1996b, consideram como eventuais causas para a inversão transitória a ocorrência de ajustamentos ao nível da trajetória da placa ibérica ou ajustamentos nas suas margens ativas relativamente à Europa e a África ou, ainda, a colapso termal. A estas causas poder-se-á também juntar reajustamentos litosféricos nas áreas mais marginais por efeito da diminuição da intensidade do impulso distensivo cujo auge terá sido no início deste episódio de *rifting*.

Perante estas duas últimas hipóteses é admissível considerar que o campo distensivo característico deste ciclo teria a mesma direção que o episódio compressivo precoce subsequente, ou seja, WSW-ENE. Trata-se de uma hipótese que apura a de Kullberg *et al.*, 2013, que referem que esse campo estaria orientado em torno de E-W.

Também de acordo com Kullberg *et al.*, 2013, este período de inversão não marca a passagem a um terceiro episódio de *rifting*, o qual só terá tido início a partir do Kimeridgiano com uma mudança drástica na natureza da sedimentação. A este respeito, o que os dados apresentados nesta tese mostram é uma acentuada variação da espessura do Oxfordiano e do Kimeridgiano, tendo-se interpretado que elas traduzem movimentações horizontais e verticais dos depósitos evaporíticos. Também se interpretou que essas movimentações terão sido despoletadas pela fraturação da cobertura sedimentar do Jurássico Inferior e Médio, em função de um episódio tectónico distensivo no início do Oxfordiano.

Essas movimentações halocinéticas no Jurássico Superior terão levado ao pronunciar das estruturas anticlinalis anteriormente geradas no Jurássico Inferior e Médio. Em particular, a das Caldas da Rainha ter-se-á desenvolvido bastante, podendo mesmo ter ocorrido extrusão neste período, de modo a justificar as observações de campo que apontam para contato sedimentar discordante entre unidades do Jurássico Superior e a Formação de Dagorda. Já relativamente ao anticlinal salífero na região central da Depressão de Alcobça (anticlinal de Gaiteiros), a sua evolução terá cessado nesta altura por esgotamento de sal.

Também sobre o bloco de soco soerguido que tem correspondência com o acidente de Rio Maior – Porto de Mós, terá continuado a desenvolver-se um anticlinal salífero, acentuando a estruturação da Serra dos Candeeiros. Não existem dados que permitam determinar se a sua evolução para parede de sal que hoje se conhece ocorreu nesta altura ou em fase posterior. As falhas da Mendiga e do

Reguengo do Fetal e provavelmente também a Falha de Valverde, atuaram como falhas de crescimento, pelo menos durante o Oxfordiano médio.

Os acidentes NNE-SSW que se formaram na cobertura Jurássica sobre o anticlinal de sal que se desenvolveu para sul de Alcobaça por efeito da tectónica regional distensiva (cf. A2.3.2) mostram que o campo de tensões estaria orientado segundo WNW-ESE. Assim, o campo distensivo parece ter rodado dextrogiamente desde NE-SW, no Triásico Superior, para WSW-ENE no final do Sinemuriano, até WNW-ESE, no início do Oxfordiano.

É também relativamente a este episódio distensivo do início do Jurássico Superior que existem evidências quanto à atuação do sistema de Falhas de Alvados e de Minde. Estando o campo tectónico distensivo orientado segundo WNW-ESE, a sua atividade terá sido em transtensão dextrogiada, o que está de acordo com o pressuposto de que este sistema terá funcionado, simultaneamente, como transferência de movimento entre a Falha da Mendiga e a Falha de Reguengo do Fetal, o que aliás já havia sido proposto por Kullberg, 2000. Contudo, essa compatibilidade já não se verifica com o modelo proposto na Figura 46 para a génese da Depressão de Alvados onde a interligação de ambas as falhas ocorre por intermédio de rampas laterais que evoluem como *releasing bends* durante a transtensão dextrogiada, dando origem a uma estrutura de tipo *pull-apart*. Essa compatibilidade já seria assegurada se o campo tectónico prevalente neste período de tempo estivesse orientado próximo de NE – SW, como proposto por Wilson *et al.*, 1989.

No MCE existem outros acidentes paralelos ao sistema anterior, nomeadamente os que ocorrem na Depressão de Alqueidão e os que ocorrem no Planalto de São Mamede e se prolongam para a Serra de Aire. Os primeiros também terão funcionado durante a distensão do Oxfordiano e provavelmente ainda no Kimeridgiano. Os segundos deverão estar associados ao *roll-over* que se gerou no planalto referido em função da atividade da Falha de Minde durante este episódio, a qual, de acordo Ribeiro *et al.*, 1996b, seria do tipo pelicular. Mais precisamente e porque esses acidentes NW-SE estão instalados em litologias do Jurássico Médio, eles traduzem esforços trativos segundo NE-SW associados ao basculamento para SW, em direção à Falha de Minde, por parte do substrato com essa idade, num contexto distensivo geral que estaria orientado segundo WNW-ESE.

O final deste ciclo distensivo está marcado pela deposição no final do Jurássico da Formação de Lourinhã, de natureza essencialmente terrígena, que colmata as bacias entretanto criadas ou alargadas e aprofundadas. Contudo, essa Formação, bem como outras mais antigas, até ao Batoniano, encontram-se truncadas por depósitos siliciclásticos datados do Aptiano – Albiano. Esta lacuna estratigráfica, na dependência de importante soerguimento, tem sido interpretada como resultante de um quarto episódio de *rifting* que culminou na descontinuidade de rotura da bacia no Aptiano Superior (Dinis & Trincão, 1995; Rey *et al.*, 2006; Dinis *et al.*, 2008; Kullberg *et al.*, 2013). Durante este período em que a região em estudo estaria emersa, não existem evidências diretas quanto à eventual atuação das estruturas que se têm vindo a referir. Apenas relativamente à Falha de Reguengo do Fetal se deduziu a sua movimentação transtensiva esquerda ainda no decorrer do final do Cretácico Inferior.

Antes deste último episódio de *rifting* poderá ter ocorrido novo período de inversão precoce na BL, durante a passagem do Jurássico ao Cretácico, à semelhança do documentado para a Bacia Algarvia. Porém as evidências encontradas não são conclusivas:

- Provável movimentação em desligamento esquerdo por parte da Falha de Valverde antes do Cretácico Superior;

- Anticlinal do Jurássico Superior a teto da Falha do Reguengo do Fetal apresenta-se truncado pelos depósitos siliciclásticos do topo do Cretácico Inferior, sendo que essa estruturação poderá ser devida a episódio compressivo no final do Jurássico.

Outra evidência não conclusiva respeita aos corpos filonianos orientados WNW-ESE que se instalaram na passagem do Jurássico ao Cretácico. Se o campo regional distensivo estava orientado em torno de E-W, ou mais precisamente segundo WNW-ESE, conforme deduzido anteriormente (cf. A2.3.2), é muito pouco provável que esse campo fosse responsável pela instalação dessas estruturas filonianas subparalelas. Assim, admite-se como mais provável que esses corpos estejam associados a um episódio compressivo caracterizado por uma componente principal de compressão máxima horizontal orientada WNW-ESE e compressão mínima segundo NNE-SSW.

Após o episódio de *rifting* Cretácico e num ambiente de detumescência térmica associado à instalação de uma margem passiva a Oeste da Bacia Lusitaniana, ocorreu a sua colmatação por intermédio dos depósitos siliciclásticos grosseiros já mencionados e que integram a Formação de Figueira da Foz. Estes corresponderão à base duma plataforma carbonatada pois evoluem para litologias calcárias, recifais que na área em estudo estão representadas pelos Calcários Margosos de Ourém e Batalha datados do Cenomaniano superior a Turoniano inferior (formação de Costa de Arnes, Rey *et al.*, 2006). Durante este período de tempo e até ao fim do Cretácico, a região do MCE sempre se manteve relativamente soerguida e sujeita, tal como a restante área da Bacia, a variações eustáticas e soerguimentos por efeito de novo episódio compressivo transitório e tectónica diapírica (Cunha, 1993; Kullberg *et al.*, 2013).

É neste âmbito que devem ser entendidos os depósitos siliciclásticos ferruginosos, mais ou menos grosseiros que no MCE ocorrem sob a designação de Formação detrítica e terra rossa do MCE, datados do Holocénico (Folhas 27-A e 27-C da Carta Geológica de Portugal). Uns representarão os primeiros acarreios continentais da base da Formação da Figueira da Foz, ao passo que outros representarão a remobilização dessa Formação em função das variações eustáticas e soerguimentos do Cretácico Superior, sempre truncando as estruturas e unidades litostratigráficas anteriores. Outros, certamente a maioria, representarão novas remobilizações já no Paleogénico e mesmo no Neogénico.

Na passagem para o Cenozoico a Bacia Lusitaniana passou a estar sujeita a um regime compressivo generalizado que perdura até à atualidade e que conduziu à inversão da Bacia. Como explicitado no capítulo de enquadramento geológico, esse regime resulta da colisão entre África, Ibéria e Eurásia. A colisão entre a Ibéria e a Eurásia foi mais pronunciada durante o período compreendido entre Cretácico terminal e o final do Paleogénico. Deu origem aos Pireneus e por isso é comum atribuir-lhe o nome de Fase Pirenaica. O regime compressivo estaria centrado entre N-S e NE-SW. A colisão entre a Ibéria e África fez-se sentir fundamentalmente a partir do Miocénico superior. Deu origem à Cadeia Bética por efeito de esforços NNW-SSE a NW-SE (Fase Bética).

A compressão paleogénica está muito mal representada em Portugal, certamente devido à sua obliteração pelas estruturas resultantes da compressão Miocénica. Kullberg *et al.*, 2013, referem que entre as estruturas passíveis de serem associadas a esta fase compressiva conta-se a Depressão de Alcobça e o Sinclinal Alpedriz por efeito de trações secundárias associadas a compressão NE-SW. Os dados agora apresentados relativamente ao Sinclinal de Alpedriz parecem antes apontar que na sua génese estará uma flexura monoclinal para o quadrante norte que afeta todo o Jurássico por efeito de movimentação extensiva de falhas do soco. Na falta de outros dados, admite-se que essa movimentação estará associada ao *rifting* do Cretácico ou, mais provavelmente, a tração secundária

do episódio compressivo transitório da passagem Jurássico – Cretácico. As fases compressivas posteriores terão apenas acentuado a sua forma.

No MCE, outros fatos constituem evidências da compressão Pirenaica, nomeadamente as lacunas e discordâncias que se verificam na sequência sedimentar pós-Cretácico Inferior e em particular a ausência de depósitos paleogénicos na região de Ourém, a qual poderá estar associada a soerguimento por inversão da Falha do Arrife nesta fase. Também compatíveis com a fase pirenaica são as estruturas resultantes de compressão que se apresentam orientadas E-W na região de Alvados, bem como a transpressão dextrogiro identificada para o sistema de Falhas de Alvados - Minde.

A hipótese anterior não invalida que o sistema constituído pelas Falhas de Alvados e de Minde tenha atuado posteriormente na fase compressiva miocénica, como transferência de movimento do cavalgamento do Arrife. Com efeito, esta falha que constitui um dos bordos extensionais da Bacia Lusitânica, terá sido reativada inversamente durante a fase de compressão Bética e terá sido a principal responsável pela recuperação da extensão anterior pois coloca o Jurássico Médio em contato com os depósitos terciários miocénicos.

À compressão miocénica também deverá estar associado o pronunciamento dos acidentes NW-SE que cortam longitudinalmente o Planalto de São Mamede e transversalmente a Serra de Aire, bem como deverá estar associado o desenvolvimento dos acidentes com a mesma orientação que atravessam a Bacia Terciária do Baixo Tejo e se prolongam para a Depressão de Alcobaça. Afetam também a Falha de Rio Maior – Porto de Mós e a Falha de Candeeiros, mas certamente já em episódio de reativação pliocénica. É o caso específico da Falha do Cidral que antes de ter atuado como falha normal no Pliocénico, já havia atuado como falha inversa.

A atividade da Falha de Rio Maior – Porto de Mós durante a fase Bética não é evidente, podendo ter cessado a sua atividade no episódio Pirenaico. Para esta hipótese contribui o fato da movimentação esquerda que se deduz a partir do padrão cartográfico à escala 1/50000 parecer estar transferida para o troço meridional da Falha de Candeeiros e seu prolongamento para sul.

A3.6. CONCLUSÕES

De modo sintético, as principais conclusões que os dados apresentados nesta primeira seção da tese permitiram obter e que se revestem de maior interesse para a seção seguinte, respeitante ao estudo da fraturação que afeta o MCE e seu enquadramento no modelo evolutivo deste, são:

- Desde o final do Sinemuriano até ao final do Cretácico Inferior a BL esteve sujeita a um regime tectónico generalizadamente distensivo. Este condicionou a evolução em extensão dos principais acidentes do MCE e conduziu à formação de domas de sal, bem como a acentuadas variações de espessura de muitas das unidades jurássicas.
- Identificaram-se efeitos de dois impulsos tectónicos distensivos: um no final do Sinemuriano e outro no Oxfordiano médio.
- O primeiro impulso distensivo estaria orientado WSW-ENE e o segundo impulso estaria WNW-ESE.
- Existem evidências para dois episódios de inversão transitórios: um no final do Caloviano e outro na passagem do Jurássico ao Cretácico. As evidências respeitantes a este último não assumem um carácter conclusivo.

- O primeiro episódio de inversão precoce estará na dependência de compressão segundo WSW-ENE e o segundo na dependência de compressão orientada WNW-ESE.
- A maioria dos principais acidentes do MCE terá sido reativada sob efeito do regime compressivo generalizado que se instalou no final do Cretácico e perdura até à atualidade.
- A reativação inversa de alguns acidentes, nomeadamente na região de Alvados, mostra-se compatível com compressão orientada em torno de NNE-SSW que, provavelmente, corresponde à fase Pirenaica.
- As principais evidências de inversão estarão associadas à fase Bética, caracterizada por compressão segundo NNW-SSE. Entre essas evidências destaca-se a reativação em desligamento esquerdo por parte de acidentes orientados NNE-SSW, como é o caso da Falha da Mendiga e a reativação em cavalgamento por parte da Falha do Arrife. A este episódio compressivo também se pode associar a extensão secundária denunciada pelos acidentes NW-SE que atravessam a Bacia Terciária do Tejo e a Depressão de Alqueidão.

B. FRATURAÇÃO DO MACIÇO CALCÁRIO ESTREMENHO

O MCE constitui uma unidade morfostrutural sobrelevada relativamente às regiões circundantes. As rochas de natureza calcária que o constituem afloram, em grande parte, desprovidas de solos de cobertura, possibilitando observar que estão afetadas por uma rede mais ou menos densa de fraturas. O conhecimento dessa fraturação importa a vários níveis, desde os contributos para a compreensão da evolução tectónica do MCE, através da determinação dos paleocampos de tensão que estão na sua origem, até aspetos de âmbito mais aplicado em que a compartimentação dos maciços rochosos é um importante fator a considerar. Para o caso presente destaca-se a modelação de aquíferos e a determinação de áreas favoráveis à exploração de rochas ornamentais.

São escassos os trabalhos publicados sobre a fraturação que afeta o MCE. Entre eles contam-se os de âmbito muito restrito e aplicados ao aproveitamento económico de rochas ornamentais, como sejam os de Carvalho, 1997a; 1998; Quartau, 1998. Com um âmbito um pouco mais alargado, mas ainda assim restritos à caracterização estrutural genérica do Planalto de São Mamede e da Serra de Aire contam-se, respetivamente, os trabalhos de Gruneisen *et al.*, 1973 e de Drogue & Almeida, 1984. Por fim, Crispim, 1995, debruça-se sobre a fraturação das regiões de Alvados e de Minde por intermédio da interpretação de fotografias aéreas e por levantamento de planos de falha estriados.

O presente estudo de fraturação abarca todo o MCE mas alarga-se também à Depressão de Alcobaça visando um enquadramento alargado para os dados obtidos. Tem 2 objetivos principais:

- Conhecer a natureza, geometria e orientação das fraturas que afetam o MCE, como suporte a estudos aplicados de maior pormenor em áreas mais restritas.
- Enquadrar o padrão de fraturação do MCE no seu esquema geológico evolutivo.

Como objetivos específicos contam-se as seguintes questões:

- Quais são as principais famílias de fraturas no MCE?
- Como estão distribuídas espacialmente essas famílias?
- Qual é a natureza dessas fraturas?
- Como e quando se instalaram?

Para o efeito, a metodologia de trabalho adotada envolveu, numa primeira fase, um estudo interpretativo das fotografias aéreas que abarcam a região, o qual foi complementado pontualmente com a observação de imagens disponibilizadas pelo *Google Earth™*. Numa segunda fase envolveu o levantamento de fraturas em afloramentos. Estas duas fases de trabalho são apresentadas em capítulos distintos (B2 e B3)

Como se verá, a fraturação que afeta o MCE respeita sobretudo a diaclases. Assim, a título introdutório, apresenta-se um capítulo dedicado ao estado atual do conhecimento respeitante a este tipo de estruturas e às metodologias utilizadas para o seu estudo (B1). Nele dá-se particular destaque à apresentação de exemplos de campo do MCE. Perante a mencionada escassez de trabalhos sobre a fraturação desta região, é também dedicada atenção particular aos aspetos descritivos dos padrões de fraturação que a afetam.

B1. ELEMENTOS TEÓRICOS E METODOLÓGICOS PARA O ESTUDO DE DIACLASES

As diaclases são, provavelmente, um dos aspetos geológicos mais apelativos visualmente, seja para o técnico especializado, seja para o cidadão comum. Pollard & Aydin, 1988, referem-nas como as estruturas geológicas mais omnipresentes em toda a crosta terrestre, ocorrendo numa grande variedade de rochas e de ambientes tectónicos, afetando profundamente a fisiografia.

Ao mesmo tempo, as diaclases são também das estruturas mais intrigantes no que respeita às condições que lhes deram origem e das que mais condicionam a atuação do Homem sobre o território, nomeadamente ao nível das obras de engenharia, das mais simples às mais complexas. Por estas razões e nestes mesmos campos de investigação; mais académico, no respeitante à compreensão dos seus condicionalismos genéticos e, mais aplicado, no que concerne aos condicionalismos por elas impostos, as diaclases são, desde há muito, alvo de estudo por parte de diversos autores, essencialmente com as seguintes motivações:

- Sendo as diaclases indicadores muito sensíveis do campo de tensões que as originaram, como mais à frente se verá, o seu estudo fornece informações para a compreensão dos paleocampos de tensão regionais das regiões onde ocorrem.
- Um adequado conhecimento dos sistemas de diaclases, em particular no que respeita à sua orientação, tipo, densidade e interconectividade, pode dar importantes informações no campo da abertura e estabilidade de escavações subterrâneas, fundações de grandes estruturas (pontes, barragens, etc.).
- Se a esse conhecimento for adicionado o conhecimento acerca da sua abertura e preenchimento ou não por minerais, isso permitirá extrapolações acerca da condutividade hidráulica dos maciços rochosos e eventuais locais para a acumulação de fluidos (aquíferos, petróleo, minérios associados a veios, etc.).

De entre os primeiros trabalhos de referência respeitantes ao estudo das diaclases há que citar os de Griffith, 1921, o de Terzaghi, 1965 e o de Price, 1966. O primeiro constitui a base referencial à abordagem mecânica do modo de fraturação dos materiais. O trabalho de Terzaghi (em conjunto com outros da mesma autora) constitui referência no estudo das diaclases aplicado à geologia de engenharia e à geotecnia. Price, 1966, enquadra estruturalmente as diaclases no âmbito da deformação frágil das rochas e dá particular ênfase às particularidades do diaclasamento em rochas sedimentares estratificadas.

Durante os finais das décadas de 70 e 80 do séc. XX publicam-se trabalhos relevantes no que respeita à determinação de paleocampos de tensão com base em estudos regionais de diaclases no Planalto Apalachiano dos EUA, nomeadamente os de Engelder & Geiser, 1980 e Engelder, 1985.

Pollard & Aydin, 1988, apresentam um trabalho de referência no qual fazem uma resenha do estado de conhecimento, na altura, acerca das diaclases, referindo que durante grande parte do século XX, os estudos regionais envolvendo diaclases tiveram como base uma colheita intensiva de dados e seu posterior processamento estatístico, mas raramente chegando a resultados conclusivos. Em particular, Pollard & Aydin, 1988, centram-se nos aspetos mecânicos da génese e propagação das diaclases nos maciços rochosos, chamando a atenção para a necessidade de integrar os conhecimentos existentes sobre a mecânica da fraturação linear elástica dos materiais, os quais foram desenvolvidos a partir do trabalho publicado por Griffith, 1921. De então para cá muitos outros trabalhos têm sido publicados a

respeito das diaclases, quer do ponto de vista académico, quer aplicado, mas, passados mais de 20 anos sobre a sua publicação, continua a ser um estudo de referência no que às diaclases diz respeito. Desses trabalhos e no que concerne à geologia estrutural, ou seja, no que respeita à determinação das condições de origem e significado das diaclases, realçam-se os publicados por Becker & Gross, 1996; Bahat, 1999; Caputo & Hancock, 1999; Bai & Pollard, 2000b; Bai, Maerten, Gross *et al.*, 2002; Peacock, 2004; Quesada, Picard, Putot *et al.*, 2009. Particularmente dedicados ao enquadramento regional das diaclases e paleocampos de tensão associados, destacam-se os trabalhos de Hancock, Maddock, Zoback *et al.*, 1991; Engelder & Peacock, 2001; Eyal, 2001; Peacock, 2001; Belayneh, 2004; Whitaker & Engelder, 2005; Blenkinsop, 2008.

B1.1. GÉNESE E DEFINIÇÕES

Os estudos experimentais e teóricos acerca do comportamento mecânico dos materiais demonstram que a fraturação decorre do comportamento frágil que denotam quando submetidos a esforços sob determinadas condições de temperatura, num lapso de tempo específico.

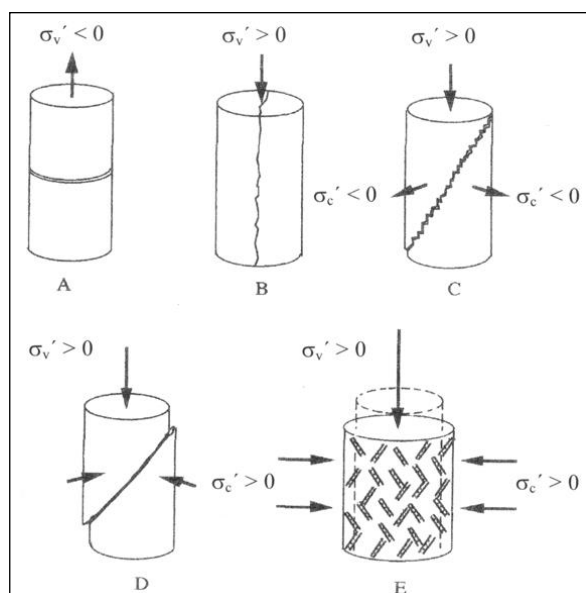


Figura 58-Tipos de rutura em ensaios experimentais de uma amostra de rocha cilíndrica sob tensão axial (Mandl 2005)

A Figura 58 sintetiza esquematicamente a rutura das rochas em ensaios laboratoriais, consoante o tipo e modo de aplicação de tensões axiais e pressões confinantes sobre essas rochas. Na ausência de pressão confinante, a rutura dá-se por fraturas planares de carácter dilatacional, com uma direcção perpendicular à da tensão aplicada, se esta for trativa (Figura 58-A), ou com uma direcção paralela à da tensão aplicada, se ela for de carácter compressivo (Figura 58-B). A estas fraturas dá-se o

nome de **diaclases**. Formam-se segundo uma direcção normal à da componente de compressão principal mínima (σ_3) e, portanto, paralelamente ao plano definido por $\sigma_1 - \sigma_2$.

Perante esforços axiais compressivos e em que a pressão confinante assume valores negativos, isto é, tem carácter trativo, a rutura dá lugar a **fraturas híbridas** (Figura 58-C) em que a uma componente dilatacional está também associada uma componente de cisalhamento. Como mais à frente se verá, um confinamento trativo no interior da crosta é possível desde que induzido pela pressão de fluídos, permitindo explicar a formação de diaclases em profundidade. Considerando um confinamento positivo, a rutura dá inicialmente lugar a diaclases, como representado na Figura 58-B, mas com o aumento do esforço compressivo dá lugar a **fraturas de cisalhamento** (Figura 58-D). O plano definido pelas fraturas de cisalhamento contém a componente de tensão principal intermédia (σ_2) e está inclinado menos que 45° (em geral, cerca de 30°) relativamente à componente compressiva normal máxima (σ_1) (Price & Cosgrove, 1990; Mandl 2005).

A Figura 58-E representa a situação em que ocorre cataclase da rocha por confinamento positivo muito intenso.

Extrapolando para a realidade geológica, as diaclases traduzem a deformação das rochas quando estas são submetidas a tensões diferenciais. Os seus planos formam-se perpendicularmente à direção da compressão mínima principal, de acordo com o modelo preconizado por Anderson, 1951 (Figura 59).

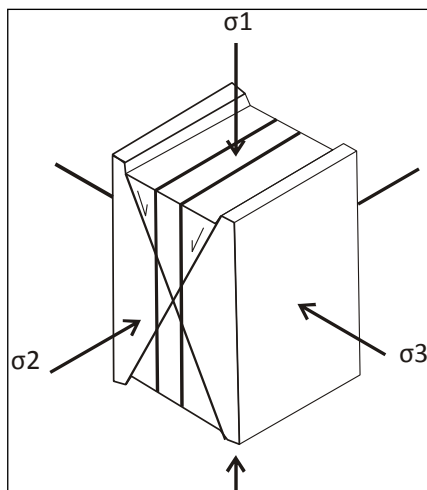


Figura 59- Desenvolvimento de falhas normais e diaclases segundo o Modelo de Anderson (adaptado de Davis & Reynolds, 1996).

Durante muitos anos prevaleceu a ideia de que as diaclases eram estruturas geradas em níveis superficiais da crosta por efeito de regimes tectónicos distensivos. Isto porque em profundidade, estando as rochas sujeitas a um esforço total confinante compressivo, não se podiam verificar as condições de tração necessárias à sua iniciação e propagação (Price & Cosgrove, 1990; Davis & Reynolds, 1996; Mandl 2005; Quesada *et al.*, 2009, entre outros). No entanto, muitos aspetos causavam intriga, nomeadamente a ocorrência de diaclases e veios associados a estruturas nitidamente geradas em profundidade. Como explicar a ocorrência a grande profundidade das condições de extensão que os veios representam?

Este dilema começou a ser resolvido por K. Terzaghi em 1936 com a introdução do conceito de Tensão Efetiva aplicado à mecânica dos solos (Price & Cosgrove, 1990; Nuth & Laloui, 2008) e posteriormente adaptado à mecânica das rochas por Hubbert e Rubey em 1959 (Price & Cosgrove, 1990; Davis & Reynolds, 1996). Os trabalhos destes autores vieram permitir demonstrar que a tensão a que as rochas estão sujeitas em profundidade corresponde a um somatório que deve incluir a pressão de fluidos intersticiais. A tensão efetiva (σ) num dado ponto da rocha é, então, igual à diferença entre a tensão total (S) a que a rocha está sujeita, menos a pressão exercida pelos fluidos (p): $\sigma = S - p$.

Valores relativamente reduzidos de tensão diferencial são os mais comuns na crosta terrestre (Twiss & Moores, 1992). Nestas situações, se a pressão de fluidos for suficientemente elevada, de tal modo que exceda a compressão mínima total (S_3), resulta uma componente de tensão mínima efetiva (σ_3) negativa, ou seja, de carácter trativo. Se, por sua vez, esta for superior à resistência das rochas à tração, estas fraturam pelo mecanismo a que se convencionou chamar de Fraturação Hidráulica, originando, neste caso, fraturas orientadas normalmente a essa tração efetiva, ou seja, diaclases (Figura 60-A). Assim, este mecanismo permite explicar a formação de fraturas dilatacionais a grandes profundidades.

Se, pelo contrário, o estado inicial de tensão é caracterizado por elevada tensão diferencial, o aumento da pressão de fluidos pode conduzir à fraturação das rochas por cisalhamento (Figura 60-B).

No entanto, conforme apontado por Price & Cosgrove, 1990, para o caso particular da geração de diaclases, outros trabalhos experimentais apontam a necessidade de se verificarem algumas condições para que a fraturação das rochas por tração ocorra em profundidade, mesmo considerando a pressão de fluidos:

- É necessário que a tensão principal mínima efetiva tenha uma magnitude superior à da resistência das rochas à tração: $\sigma_3 = S_3 - p > T$ (em que S_3 é a tensão mínima total aplicada à rocha, p é a pressão dos fluidos e T é a resistência da rocha à tração).

- É necessário que a tensão diferencial a que as rochas estão sujeitas seja relativamente baixa, ou seja, $\sigma_1 - \sigma_3 = S_1 - S_3 < 4T$, sendo que o valor $4T$ deriva dos testes padronizados para a determinação da resistência das rochas à tração (Price & Cosgrove, 1990; Davis & Reynolds, 1996; Belayneh & Cosgrove, 2010).

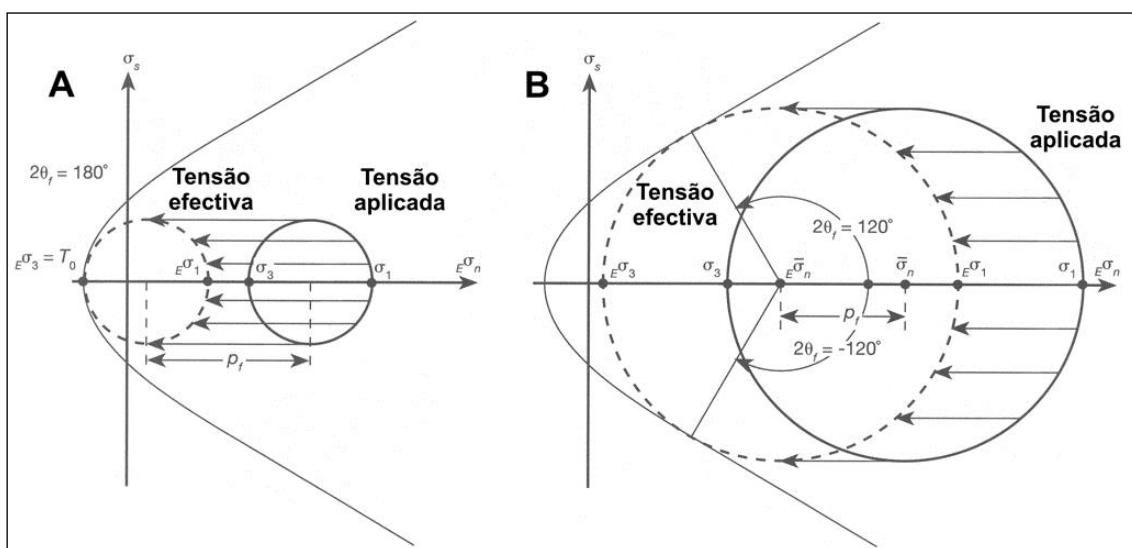


Figura 60- Diagramas de Mohr ilustrando o efeito da pressão de fluidos nas condições de rutura frágil das rochas. A- Baixos valores de tensão diferencial inicial; B- Altos valores de tensão diferencial inicial. Subscrito E refere-se a tensão efectiva e P refere-se à tensão de fluidos (adaptado de Twiss & Moores, 1992).

Quando a rutura das rochas se dá por este mecanismo é óbvio que há um escape da pressão de fluidos, pelo que deixam de se verificar as condições atrás mencionadas. Com um gradual restabelecimento da pressão de fluidos, essas condições podem novamente ser alcançadas, originando novo episódio de diaclasamento. Engelder, 1987; Davis & Reynolds, 1996, justificam este mecanismo como o responsável pelas evidências que muitas diaclases exibem relativamente a episódios distintos e consecutivos de rutura e ainda como responsável pelo crescimento de veios de modo cadenciado (o mecanismo *crack and seal* de Ramsay, 1980).

Com base nas premissas anteriores necessárias ao desenvolvimento de diaclases, Davis & Reynolds, 1996 e Price & Cosgrove, 1990, consideram que a sua formação pode estar associada às principais fases que envolvem a evolução de uma bacia sedimentar, nomeadamente desde o processo diagenético e de afundimento até profundidades da ordem dos 5 km, passando por posterior afetação por tectónica compressiva e, finalmente, por soerguimento crustal e erosão. Portanto, no que respeita aos mecanismos potencialmente geradores de diaclases, há a considerar:

- Tensões verticais litostáticas,
- Tensões tectónicas, trativas ou compressivas, regionais ou locais,
- Tensão de fluidos,
- Relaxamento de tensões tectónicas,
- Relaxamento isostático induzindo expansão horizontal;
- Contrações térmicas.

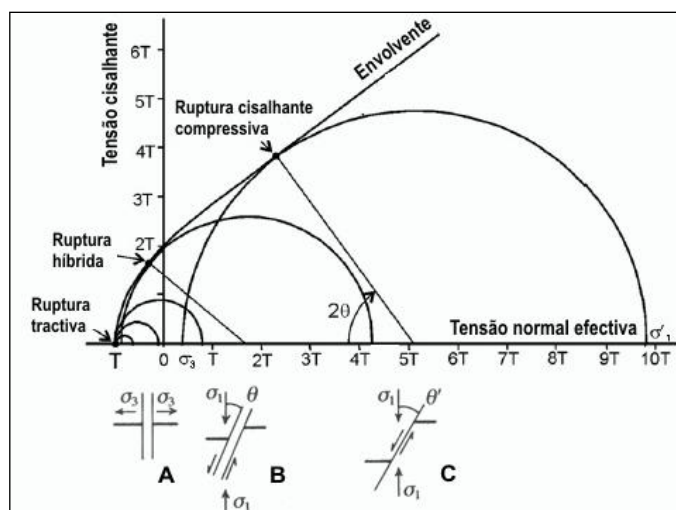
De acordo com Bahat, Rabinovitch & Frid, 2005, as diaclases podem, então, ser categorizadas geneticamente em:

- Diaclases de afundimento (*burial joints*) ou hidráulicas (segundo Engelder, 1987), como sendo as resultantes da elevada pressão de fluídos gerada pela carga litostática e compactação dos sedimentos.
- Diaclases sintectónicas que também se formam a grande profundidade na crosta terrestre por efeito da elevada pressão de fluídos e das tensões tectónicas.
- Diaclases de exumação que se formam nos níveis superficiais da crosta. Distinguem-se três subtipos:
 - *Uplift joints*: resultantes das trações horizontais criadas nas rochas por efeito da expansão lateral que sofrem na passagem de níveis inferiores da crosta para níveis mais superficiais. A sua orientação depende da do campo tectónico remoto contemporâneo na altura do soerguimento e por isso também são chamadas de diaclases neotectónicas;
 - *Releasing joints*: as resultantes da libertação de tensões residuais de um campo tectónico anterior ou do relaxamento de um *fabric* próprio da rocha, como por exemplo, a xistosidade.
 - *Sheet joints*: diaclases sub-horizontais resultantes diretamente da remoção da carga litostáticas e cuja frequência diminui com a profundidade.

O mesmo autor distingue ainda uma outra categoria de diaclases subverticais que denomina diaclases pós-soerguimento (*post uplift joints*). Considera-as resultantes da interação do relevo com campos tectónicos locais.

A Figura 61 demonstra as condições para a rutura frágil em função das tensões efetivas através da combinação dos critérios de rutura por cisalhamento em compressão (envolvente linear de Navier – Coulomb) e dos critérios de rutura em tração (envolvente parabólica ou de Griffith). Para baixos valores de tensão diferencial ($< 4T$, sendo T a resistência da rocha à tração), a rutura é dilatacional, dando lugar à formação de diaclases (A). Para elevados valores de tensão diferencial ocorre rutura por cisalhamento devido à compressão, com formação de fraturas de cisalhamento (C). Valores de tensão diferencial em torno de $4T$ resultam na formação de fraturas híbridas (B), com componente de extensão e de cisalhamento (Belayneh & Cosgrove, 2010). Contudo, relativamente a estas últimas, tem sido posta em causa a existência de condições para a sua ocorrência na natureza (Engelder, 1999) e só recentemente se conseguiram reproduzir com clareza em ensaios laboratoriais (Ramsey & Chester, 2004).

Figura 61- Envolvente combinada de Navier - Coulomb - Griffith demonstrativa dos três principais estados de tensão conducentes à rutura frágil (adaptado de Price & Cosgrove, 1990; Belayneh & Cosgrove, 2010).



A representação gráfica, por intermédio de diagramas de Mohr, das condições de tensão para a ocorrência da rutura frágil originando diaclases não fornecem indicações quanto à sua direcção de propagação, nem quanto ao seu

comportamento após a ruptura, nomeadamente no que respeita à interação com outras estruturas (Pollard & Aydin, 1988). Para tal é necessário recorrer aos conceitos inerentes à teoria da Fraturação Mecânica Linear Elástica dos materiais.

B1.1.1. A abordagem mecânica

Sabe-se hoje que as diaclases têm início em heterogeneidades das rochas (Atkinson, 1987; Pollard & Aydin, 1988). Ou seja, os locais concretos onde ocorrem as diaclases e restantes fraturas nos cilindros de rochas usados nos testes experimentais representados na Figura 58, dependem de heterogeneidades existentes nesses cilindros. Estas imperfeições perturbam o campo de tensões de uma maneira tal que o esforço de tração local, nas imperfeições, excede a resistência da rocha à tração. Na natureza, podem estar representadas de diferentes modos e a diversas escalas (Main, Meredith, Sammonds *et al.*, 1990; McConaughy & Engelder, 2001), desde uma microfissura pré-existente, a um grão de maiores dimensões, um fóssil, uma superfície de estratificação ou mesmo um icnofóssil como o representado na fotografia da Figura 62. McConaughy & Engelder, 2001, referem mesmo que estas heterogeneidades de maior dimensão desempenham um papel crucial para o desenvolvimento das diaclases para além da escala microscópica.

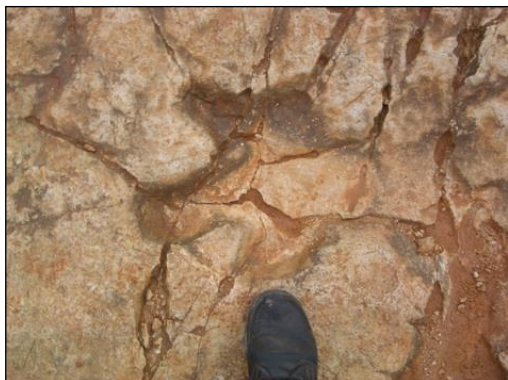


Figura 62- Disposição radial de fraturas a partir de uma heterogeneidade representada por uma pegada de dinossáurio (Jazida de icnitos de Vale de Meios – Pé da Pedreira, Alcanede).

Pollard & Aydin, 1988, afirmam que a direção ao longo da qual uma diaclase se desenvolve é controlada pelo campo de tensões na sua extremidade, ocorrendo paralelamente à tensão máxima horizontal que aí se verifica. Esta afirmação baseia-se nos atuais conceitos da Fraturação Mecânica Linear Elástica dos Materiais, os quais derivam dos estudos iniciados por Griffith, 1921. Este autor demonstrou que a fraturação dos materiais em regime frágil é facilitada pela existência de microfissuras que chegam ao nível da rede cristalina e nas quais há tensão acumulada nas suas extremidades (“tips”). Essa tensão chega a ser 10 vezes superior à acumulada nas paredes dessas microfissuras. Em sua homenagem foi dado o nome de Fendas de Griffith a estas microfissuras (*Griffith cracks*). Atualmente assume-se que todos os materiais contêm essas microfissuras, a partir das quais a ruptura tem início (Gdoutos, 2005): perante a aplicação de tensões diferenciais, a ruptura dá-se na extremidade destas microfissuras e a propagação da ruptura dá-se pela sua coalescência em função da proximidade mas, sobretudo, da orientação relativamente às tensões aplicadas.

Seguindo os conceitos anteriores, consideram-se três modos fundamentais de movimentação relativa entre ambos os lados destas microfissuras junto às suas extremidades (Figura 63) e que têm correspondência ao nível macroscópico (Engelder, 1987; Pollard & Aydin, 1988; Davis & Reynolds, 1996; Mandl 2005):

- Modo I ou de Abertura: quando não há deslocamento ao longo dos planos de fratura, mas apenas perpendicularmente a esse plano. Belayneh, 2004, refere que este modo de fraturação dá lugar a fraturas de extensão (diaclases) por sujeição da extremidade da fissura a tensão normal.
- Modo II ou de Escorregamento: há deslocamento por cisalhamento ao longo do plano da fratura e perpendicularmente ao plano frontal à direção de propagação da fratura. Este modo dá lugar a fraturas de cisalhamento que se poderão traduzir por falhas com movimento segundo a sua inclinação, normais ou inversas.
- Modo III ou de Rasgamento: há deslocamento paralelamente à superfície da fratura e ao plano frontal à direção de propagação, originando-se fraturas de cisalhamento que, neste caso, se poderão traduzir em falhas com movimento segundo a sua direção, ou seja, desligamentos.

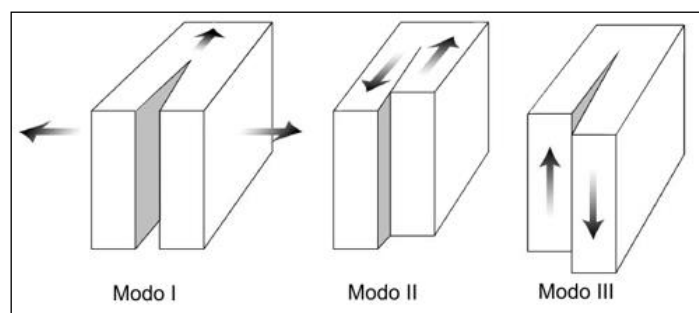


Figura 63- Modos fundamentais de fraturação dos materiais.

Estes fundamentos, quando aplicadas à caracterização do estado de deformação dos maciços rochosos e, portanto, à prática da geologia estrutural, padecem do fator Escala de Observação. Com efeito, uma fratura que à vista desarmada não denota movimento cisalhante pode denotá-lo se observada à escala microscópica. Outro fator a considerar é que estes três modos de desenvolvimento de fraturas correspondem a situações – limite experimentais. Não têm em conta a realidade geológica no que respeita à continuidade que se verifica nas relações tensão – deformação, desde a rutura frágil, passando pela semifrágil, até à dúctil e que permite entender, por exemplo, a formação de diaclases dispostas em *en échelon* (Price & Cosgrove, 1990). Não dá conta, ainda, de estádios intermédio como sejam os correspondentes às fraturas híbridas, ou seja as que se originam predominantemente em tração mas a que se associa uma componente de cisalhamento.

Por outro lado, como referido por Price & Cosgrove, 1990; Twiss & Moores, 1992; Davis & Reynolds, 1996, é muito difícil a distinção entre diaclases e fraturas de cisalhamento, pelo que é aconselhável que essa distinção só deva ser feita perante evidências bem concretas.

Daqui tem resultado também uma terminologia variada e por vezes confusa a respeito das diaclases, sendo comum a utilização de termos como Diaclases de Cisalhamento (*shear joints*), Diaclases Conjugadas e as já referidas Diaclases Híbridas. Outras designações contribuem para o aumento dessa controvérsia. É o caso de Diaclases de Extensão (*extension joints*), que remete para o tipo de deformação acomodado pelas diaclases, e o caso de Diaclases de Tração (*tension joints*), que remete para o estado de tensão que as origina. Pollard & Aydin, 1988, sugeriram que todas estas designações deveriam ser abandonadas e que se adotasse a designação Diaclase unicamente para aquelas fraturas cujas evidências de campo pudessem comprovar o seu modo de abertura como fraturas de Modo I.

Porém, a realidade mostra que na literatura mais recente continua a ser usada uma terminologia variada. Particularmente nota-se que em estudos no âmbito da Engenharia Geológica é comum a utilização das designações Diaclase, Diaclase de Cisalhamento e Falha, sendo que, em contraponto às falhas, as diaclases de cisalhamento são aquelas que ocorrem de modo sistemático. Já no âmbito dos

estudos de Geologia Estrutural é comum a utilização das designações Fratura de Extensão ou de Dilatação (*extension* ou *dilatational fracture*) e Fratura de Cisalhamento (*shear fracture*). Mandl 2005, considera importante a distinção entre Diaclases de Tração (*tension joints*) e Diaclases de Extensão ou de Clivagem (*cleavage or extension joints*). Segundo este autor, as primeiras são as geradas por tração efetiva como resultado de extensão aplicada externamente. As Diaclases de Extensão serão as geradas paralelamente a uma compressão máxima efetiva elevada em situações de compressão mínima efetiva próxima de zero ou mesmo igual a zero. O ambiente tectónico favorável à sua ocorrência será o de bacias de ante país (*foreland basins*) associadas a cinturas de dobras e cavalgamentos (*thrust and fold belts*). Ainda de acordo com Mandl 2005, fraturas de cisalhamento são aquelas em que o rejeito é diminuto relativamente ao comprimento da fratura e que em termos mecânicos constituem um pré-estádio de falha que não chegou a evoluir.

No presente trabalho adotam-se a seguinte terminologia e conceitos: diaclases são fraturas que à vista desarmada não evidenciam movimentação cisalhante e terão sido geradas segundo o Modo I de fraturação. Fraturas com evidências de movimentação cisalhante são denominadas fraturas de cisalhamento, se ocorrerem de modo sistemático, ou falhas, se ocorrerem isoladamente. Corresponderão ao Modo II ou III de fraturação. Um veio é uma diaclase que foi mineralizada durante ou após a sua abertura. Eventuais exceções serão devidamente referenciadas.

B1.2. INÍCIO, PROPAGAÇÃO E CAPTURA DE DIACLASES

Como atrás abordado, as diaclases são fraturas geradas perpendicularmente à direção de compressão mínima principal e traduzem parte do modo como as rochas se deformam perante a atuação de campos de tensão com uma geometria e características específicas. Este é o entendimento mesoscópico da concentração de esforços trativos nas extremidades das Fendas de Griffith que, alcançando determinada magnitude, levam à sua rutura. Essa magnitude é função da tração efetiva gerada no interior das rochas por efeito da pressão de fluidos – o chamado Efeito Poro-elástico (Engelder & Lacazette, 1990). Porém, importa notar que este mecanismo é na realidade mais complexo, pois é necessário considerar o balanço entre a pressão gerada por esse efeito poro-elástico e a gerada no interior das microfissuras, por ação dos fluidos que aí também existam, conforme ilustrado pela Figura 64.

Conforme referido por Pollard & Aydin, 1988 e Engelder & Lacazette, 1990, os trabalhos experimentais realizados por Secor, 1965, vieram demonstrar a possibilidade das diaclases se formarem no interior da crosta terrestre a partir da rutura de microfissuras por este mecanismo. Pollard & Aydin, 1988, afirmam mesmo que provavelmente este é o processo mais eficaz para despoletar a formação de diaclases, ou seja, a partir da rutura preferencial e coalescência de microfissuras alinhadas perpendicularmente à direção da compressão mínima remota e sujeitas a uma elevada pressão de fluidos interna.

Quando se propaga num meio homogêneo e isotrópico, a frente de rutura numa diaclase vertical cresce em todas as direções concêntricamente a partir de um ponto de iniciação (Ruf, Rust & Engelder, 1998), sendo essa propagação controlada pelo campo de tensões junto à extremidade da diaclase. Pollard & Aydin, 1988, analisam as condições dinâmicas associadas à propagação de diaclases em função do modo de abertura das microfissuras e das variações de orientação do campo de tensões

remoto relativamente ao existente na extremidade dessas microfissuras. Mostram que a direção preferencial de propagação de uma diaclase será aquela que conduza ao maior decréscimo do estado de tensão do sistema e que tal condição se verifica quando, em Modo I, a deformação resulta de um campo de tensões remoto com a componente de compressão mínima orientada perpendicularmente à direção das microfissuras, as quais, para efeitos de simplificação, se consideram orientadas todas do mesmo modo. Na realidade, e continuando a considerar um meio isótropo, existirão microfissuras com as mais variadas orientações mas, como as tensões trativas de maior amplitude estão concentradas nas extremidades das microfissuras orientadas perpendicularmente à compressão mínima remota, serão estas as que mais facilmente sofrem um incremento de abertura (Davis & Reynolds, 1996).

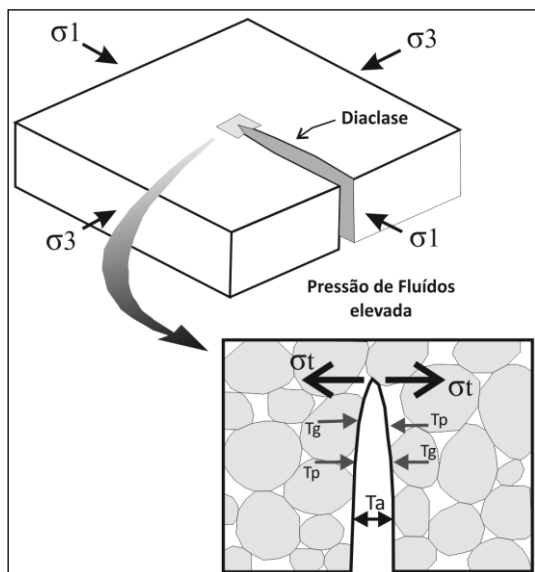


Figura 64- Tensões associadas à abertura duma diaclase sob elevada pressão de fluidos. A abertura da fratura ocorre devido à tração (σ_t) que se concentra junto à sua extremidade e que excede σ_3 . A tensão de abertura (T_a) devida à pressão de fluidos no interior das microfissuras excede a tensão confinante que resulta da pressão exercida pelos poros (T_p) e pelos grãos (T_g) sobre as suas paredes (adaptado de Pluijm & Marshak, 2004).

Perante variações na orientação do campo de tensões remoto, geram-se tensões cisalhantes junto às extremidades das microfissuras. De modo a favorecer o restabelecimento de um estado de equilíbrio, por decréscimo das tensões, os incrementos de abertura nas extremidades das microfissuras dão-se com o seu realinhamento perpendicular à compressão mínima

remota, assim se explicando as variações de orientação frequentemente observáveis nas diaclases (Figura 65) (Rawnsley, Rives & Petit, 1992; Rawnsley, 1998; Engelder & Peacock, 2001).



Figura 65- Aspeto de diaclases curvas (em Engelder & Peacock, 2001).

Tipicamente, as superfícies das diaclases estão ornamentadas por grande variedade de estruturas a que, no seu conjunto, se dá o nome de Estruturas Plumosas ou Estruturas em Pluma. A descrição e interpretação deste tipo de estruturas é uma especialidade bastante desenvolvida no âmbito dos estudos de fraturação e fadiga dos materiais a que se dá o nome de Fractografia. Começou a ser aplicado à geologia em 1896 com a publicação do trabalho de J. B. Woodworth, intitulado "On the fracture system of joints, with remarks on certain great fractures" e publicado nos "Proceedings of the Boston Society of Natural History, 27, 163-184" (Ameen, 1995). Diversos trabalhos publicados nas décadas de 70 e 80 do século passado despoletaram um forte interesse pelo estudo destas estruturas, o qual se mantém.

A Figura 66 representa esquematicamente, a três dimensões, uma estrutura plumosa típica. A terminologia adotada para as diversas ornamentações é muito variável de autor para autor. Mantém-se aqui a terminologia inglesa.

De modo mais ou menos pronunciado, estas estruturas formam-se sempre que há rutura dos materiais rochosos por intermédio de diaclases. No entanto, fenómenos posteriores de alteração poderão levar à sua obliteração. São um sinal inequívoco do Modo I de fraturação e, por outro, são uma expressão direta da trajetória de propagação das diaclases (Pollard & Aydin, 1988). Na Figura 67 apresentam-se alguns exemplos destas estruturas que ornamentam as superfícies das diaclases.

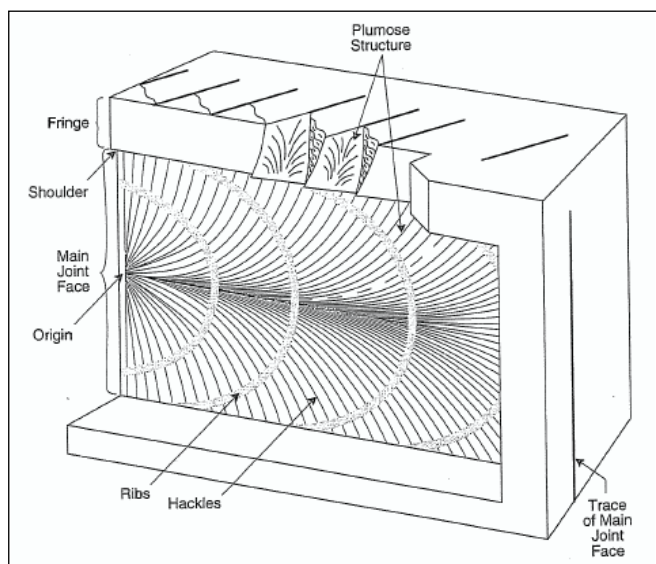


Figura 66- Representação esquemática a três dimensões de uma estrutura plumosa (em Davis & Reynolds, 1996).

Com base em trabalhos próprios e de outros autores, Price, 1966; Pollard & Aydin, 1988; Price & Cosgrove, 1990; Twiss & Moores, 1992; Wu & Pollard, 1995; Davis & Reynolds, 1996; Engelder, Gross & Pinkerton, 1997; Bahat *et al.*, 2005, referem ainda que as estruturas plumosas permitem ilações acerca do local de origem das diaclases e do estado de tensão que condicionou todo o historial da sua

propagação. Belayneh & Cosgrove, 2004, aplica a análise destas estruturas à determinação da orientação dos campos de tensões que originaram as diaclases na margem sul da Bacia do Canal de Bristol (Reino Unido), pois, como referido por Hancock *et al.*, 1991, as estruturas plumosas que ornamentam as diaclases permitem distinguir fisicamente a orientação de σ_1 e σ_2 : o eixo das plumas corresponde à direção de σ_1 .

A presença de estruturas plumosas complexas nas superfícies das diaclases, nomeadamente as chamadas *rib marks* ou *arrest marks* (Figura 67-a) revela que o seu modo de propagação não é um processo que se desenrolou num momento único, mas sim um processo incremental (Engelder, 1987) dependente de sucessivos ganhos da energia suficiente para a rutura da rocha ocorrer (Davis & Reynolds, 1996).

Deixando de se verificar tensões trativas junto às extremidades das diaclases com amplitude suficiente para se dar a rutura, estas deixam de se propagar e os seus traços, nas superfícies de observação, mostram usualmente uma terminação em forma de gancho (Figura 68-A). Noutras situações a diaclase termina numa série de fraturas dispostas em *échelon* (Figura 68-D).

A propagação e a captura (*arrest*) de diaclases são influenciadas pela proximidade entre elas. A tensão necessária para que duas diaclases paralelas e nas proximidades uma da outra se propaguem é sensivelmente a mesma que a necessária para a propagação de uma única (Pollard & Aydin, 1988). O campo de tensões local é tal que cada diaclase favorece a propagação da outra por indução de tração junto à terminação da diaclase vizinha. Quando, pela propagação de ambas, elas começam a se sobrepor lateralmente (*overlap*), as trações junto às terminações de ambas anulam-se mutuamente, dando lugar a tensões compressivas que causam um abrupto cessar da propagação. Isto explica

porque razão na natureza é tão comum a existência de diaclases em *en echelon* sobrepondo-se lateralmente apenas um pouco (Pollard & Aydin, 1988). Ainda segundo estes autores, a razão para o aparecimento das comuns terminações em forma de gancho (Figura 68-B) e da relação “extremidade de diaclase contra plano de outra diaclase”, conforme representado na Figura 68-C, deve-se ao fato de o campo de tensões na extremidade de cada uma delas induzir tensões cisalhantes junto à extremidade da diaclase vizinha, daí resultando uma trajetória curva final.



Figura 67- Estruturas plumosas em diaclases. a) “Rib marks” em arenito, Utah, EUA (<http://ic.ucsc.edu/~casey/eart150/Lectures/Joints/joints.htm>). b) Estrutura plumosa indicando o sentido de propagação da diaclase da direita para a esquerda; Dinorwie, North Wales, United Kingdom. Fotografia de J. Ramsay em <http://www.rci.rutgers.edu/~schlich/structureslides/plumose.html>. c) Plumas incipientes com origem num nóculo de sílex em diaclase recente resultante da ação humana sobre bancadas de calcários da Formação Chão de Pias, MCE. d) Estrutura plumosa, mostrando direção de propagação sub-horizontal da diaclase, em bancada de calcário micrítico da Formação Serra de Aire, em Pé da Pedreira, MCE.

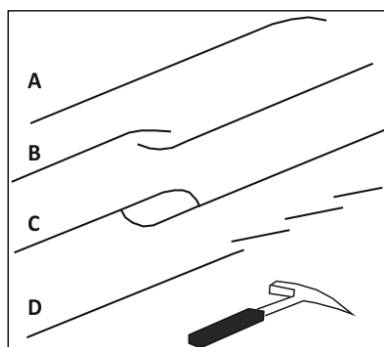


Figura 68- Terminações típicas das diaclases. A) terminação em gancho; B) Terminações em gancho na aproximação a outra diaclase; C) Caso extremo do anterior, curvando as terminações de modo a fazerem ângulo reto com a diaclase vizinha; D) Terminação em *en echelon* (adaptado de Davis & Reynolds, 1996).

B1.3. INTERAÇÕES MECÂNICAS E PADRÕES DE DIACLASAMENTO

Para além da interação entre diaclases paralelas entre si, é necessário também considerar os aspetos relacionados com a interação entre diaclases não paralelas ou com outras descontinuidades e que condicionam os típicos padrões de diaclasamento que se observam na natureza (Figura 69). Essas interações devem ser interpretadas à luz da mecânica de fraturação, nomeadamente à luz das variações dos campos de tensões nas extremidades das diaclases à medida que se aproximam de outras descontinuidades.

Usualmente, as diaclases terminam de encontro a outras descontinuidades como planos de estratificação, falhas ou outras diaclases. Tal como no subcapítulo anterior, diz-se que a diaclase foi capturada. O exemplo mais evidente é o das chamadas fendas de dissecação, como mostra a fotografia da Figura 70. As fendas de dissecação correspondem a diaclases geradas em função dos esforços trativos resultantes da contração por perda de água. Na figura apresentada é evidente que as fendas mais recentes (menos abertas) tendem a terminar, segundo ângulos retos, de encontro às mais antigas (mais abertas e tendencialmente de maior comprimento).

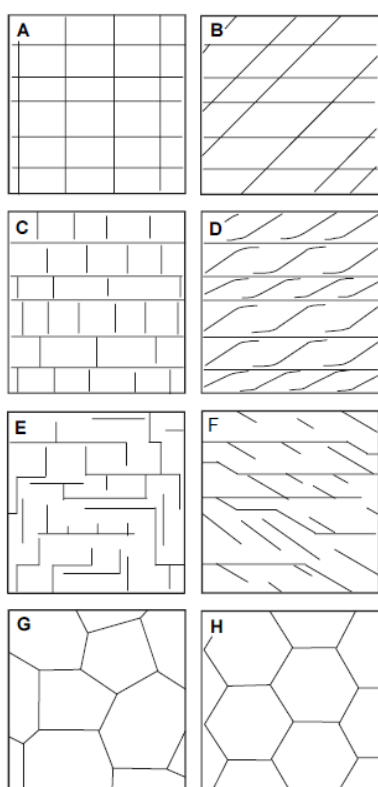


Figura 69- Padrões de diaclasamento. A) Padrão ortogonal de diaclases contínuas (Padrão +); B) Padrão não ortogonal de diaclases contínuas (Padrão X); C) Padrão ortogonal com uma família de diaclases contínuas (Padrão T); D) Padrão não ortogonal com uma família contínuas; E) Padrão ortogonal de diaclases descontínuas; F) Padrão não ortogonal de diaclases descontínuas; G) Interseções triplas entre todas as diaclases (Padrão Y); H) Interseções triplas em ângulos de 120° (em Pollard & Aydin, 1988).

As relações de corte entre diaclases ou entre diaclases e outras estruturas não devem ser interpretadas à semelhança do que se interpreta para as falhas (Figura 71). A regra geral mostra-nos que as diaclases mais recentes terminam contra as pré-existentes, desde que estas não se apresentem seladas por minerais. Porém, existem várias situações em que essa regra pode não se verificar: a energia de propagação das diaclases mais recentes ser muito elevada e a abertura das pré-existentes ser muito reduzida, as propriedades elásticas do material de enchimento das diaclases pré-existentes, o maior ou menor número de diaclases nas proximidades, as relações de comprimento das diaclases, etc.

A razão para as diaclases terminarem de encontro a outras descontinuidades que se apresentem abertas ou preenchidas por material com baixa resistência à tração, não as atravessando, prende-se com o fato de essas descontinuidades suprirem a transmissão do campo de tensões existente na terminação das diaclases (Dyer, 1988; Helgeson & Aydin, 1991; Gross, 1993; Ruf *et al.*, 1998; Mandl 2005). Assim, os típicos padrões de diaclasamento que se observam na natureza (Figura 69) devem ser interpretados à luz deste conceito.

No entanto, em sistemas de diaclasamento complexos ou em que algumas das diaclases tenham sido reativadas em cisalhamento, as relações de corte atrás apontadas têm sempre de ser tomadas de um ponto de vista estatístico aproximado, do tipo: as diaclases da família X tendencialmente terminam de encontro às da família Y (La Pointe & Hermanson, 2006). Mais, como referem Price & Cosgrove, 1990, dever-se-á também assumir que perante duas famílias bem distintas de diaclases, a que apresentar

maiores comprimentos individuais deverá ser a mais antiga. Isto porque, pelos sucessivos incrementos de diaclasamento, as diaclases que já eram longas, mais longas ficam relativamente às que se formaram posteriormente, mesmo que entretanto se estabeleçam relações de corte que possam indicar o contrário.

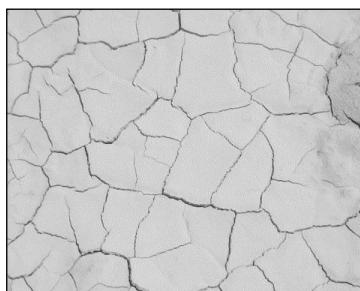


Figura 70- Fendas de dissecação.

Também relativamente aos veios é possível estabelecer relações simples, particularmente quanto ao *timing* da sua instalação: se uma família de fraturas com a mesma orientação é constituída por diaclases e por veios, tal é significativo de que os veios são posteriores, ou seja, representam um novo episódio tectónico que conduziu à abertura e mineralização das diaclases pré-existentes. Considerando um único episódio de diaclasamento, ou todas as diaclases estariam mineralizadas ou, então, nenhuma estaria (Price & Cosgrove, 1990).

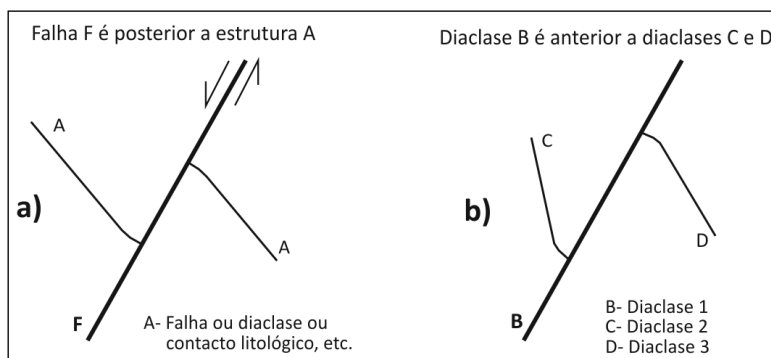


Figura 71- Esquema ilustrativo das relações de antiguidade entre a) Falha e outras estruturas; b) Diaclase e outras diaclases.

Segundo Dyer, 1988, na presença de um conjunto sistemático de diaclases e como resposta a um eventual novo estado de tensão, formar-se-ão novas diaclases entre as pré-existentes. Estas novas diaclases não cortam as anteriores, antes terminam nelas e as suas extremidades tendem a rodar de modo a ficarem paralelas (Figura 72-A) ou perpendiculares às pré-existentes (Figura 71 e Figura 72-B). Ainda segundo este autor, o que determina se as diaclases novas defletem para ficarem paralelas ou perpendiculares às antigas tem a ver com a mudança da magnitude das tensões principais junto às diaclases antigas. Essa magnitude é função da orientação e da razão entre as magnitudes das tensões principais regionais (para além do coeficiente de fricção ao longo da diaclase). Assim, considerando tensões horizontais, esse autor considera:

- Se o campo regional apresentar uma razão $-3 < \sigma_1/\sigma_3 < -1/3$, as diaclases novas tendem a ficar paralelas com as antigas. Além disso, se a razão apresentar um número negativo elevado quer dizer que σ_1 é elevado e compressivo e que σ_3 é tensão trativa efetiva.
- Se o campo regional apresentar uma razão $-1/3 < \sigma_1/\sigma_3 < 1$, as diaclases tendem a defletir para ficar perpendiculares às discontinuidades pré-existentes.

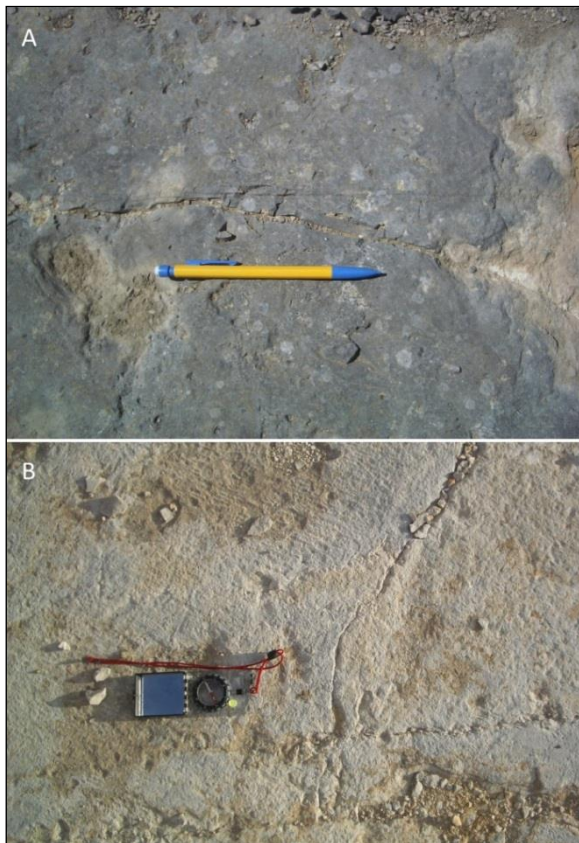


Figura 72- Relação de antiguidade entre diaclases. A mais recente roda junto à mais antiga de modo a se orientar paralelamente (A) ou perpendicularmente (B). (planos artificiais sub-horizontais e paralelos à estratificação em pedra na Serra dos Candeeiros - MCE).

Relativamente aos padrões de diaclasamento apresentados na Figura 69, a sua classificação baseia-se na distinção entre diaclases ortogonais ou não ortogonais entre si. Cada um dos grupos é, por sua vez, classificado consoante a continuidade das diaclases: diaclases contínuas ou diaclases descontínuas.

As diaclases não ocorrem isoladas na natureza, mas sim organizadas em **famílias (sets)**. De acordo com a definição clássica de Price, 1966 (pág. 111), se as diaclases se apresentam planares e paralelas ou subparalelas entre si, formando um conjunto ou família, então elas dizem-se **diaclases sistemáticas** e constituem uma **família sistemática**. Desde então

esta definição tem vindo a ser apurada por muitos dos autores que têm vindo a ser referidos, acrescentando a essa definição que as diaclases sistemáticas se estendem por largas áreas, ou seja, têm significado regional e apresentam **espaçamento** regular, sendo o espaçamento a distância perpendicular entre duas diaclases consecutivas da mesma família. Duas ou mais famílias sistemáticas constituem um **sistema**.

Ainda segundo Price, 1966, as **diaclases não sistemáticas** são aquelas irregulares, com formas curvas ou conchoidais.

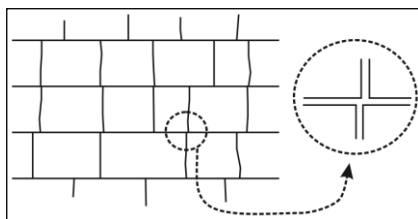


Figura 73- Relação T duplo entre diaclases.

Alguns padrões têm merecido especial atenção, nomeadamente os padrões tipo + e X, pois parecem contrariar o que atrás foi exposto relativamente às diaclases terminarem nas pré-existentes.

Segundo Pollard & Aydin, 1988, várias hipóteses têm sido colocadas:

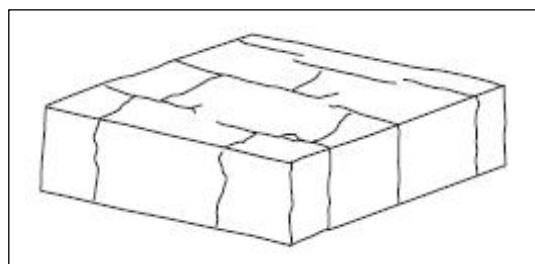
- As diaclases pré-existentes correspondiam a veios na altura da formação das novas diaclases e, portanto, não constituíam entraves à sua propagação. Posteriormente, os veios terão sido alterados, restando unicamente as fraturas abertas.
- As diaclases pré-existentes estavam fechadas aquando da formação das novas diaclases.
- Duas diaclases terminam de um lado e do outro de uma pré-existente, mas tão próximas uma da outra que dão a impressão de que se trata de uma interseção tipo + ou X, quando na realidade se trata de uma interseção em T duplo (Figura 73).

Nickelsen & Hough, 1967, introduziram o conceito de **Sistema de Diaclases Fundamental**, como sendo constituído por duas famílias desiguais de diaclases: uma família sistemática e contínua e uma família

de diaclases não sistemáticas, descontínuas e aproximadamente perpendiculares às primeiras (Figura 74 e Figura 75). Price, 1966, denominou estas diaclases não sistemáticas como **cross joints**. Este termo não deve ser confundido com as diaclases que ocorrem transversalmente a eixos de dobras (*cross fold joints*) que mais à frente serão abordadas. O Sistema de Diaclases Fundamental é o mais simples e mais comum na natureza, podendo, num mesmo local, existir mais do que um Sistema Fundamental.

Este sistema de diaclases tem também merecido particular atenção no que respeita às condições necessárias à sua instalação e consequências para a interpretação de relações de antiguidade. Numa perspectiva mais abrangente que não só a dos sistemas ortogonais, Pollard & Aydin, 1988, consideram que cada família sistemática de diaclases contínuas corresponde a um episódio de deformação e, por regra, uma família sistematicamente truncada por outra, é mais recente. Relações de corte alternantes entre duas famílias sistemáticas de diaclases são indicativas de que ambas foram geradas durante o mesmo episódio tectónico

Figura 74- Sistema de Diaclases Fundamental (em Price, 1966)



Classicamente, o sistema fundamental de diaclases é considerado como resultante da rotação do campo de tensões regional (Dyer, 1988; Gross, 1993; Ruf *et al.*, 1998). Numa primeira etapa forma-se a família sistemática e, numa segunda etapa, após rotação de 90° do campo de tensões, formam-se as **cross joints**, ou seja, diaclases ortogonais às anteriores e limitadas por elas, pelas razões já anteriormente mencionadas. O mesmo raciocínio pode ser aplicado para padrões não ortogonais em que uma das famílias é sistemática.

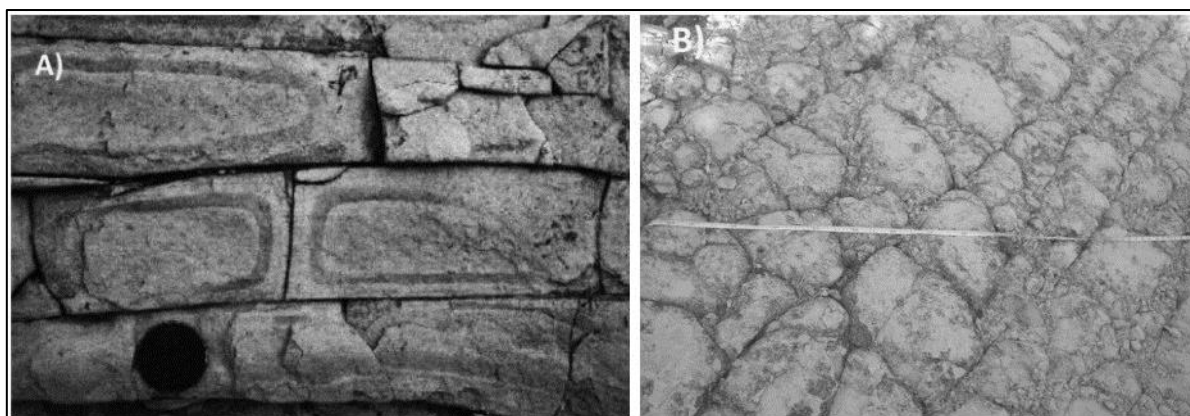


Figura 75- Exemplos de sistema Fundamental de Diaclases. A) Formação de Monterrey, Califórnia, EUA (em Bai *et al.*, 2002). B) Calcários margosos do Jurássico superior, Pé da Pedreira, MCE

Em trabalho posterior, Bai *et al.*, 2002, referem que a formação de **cross joints** não implica necessariamente a rotação do campo de tensões. Apresentam uma resenha dos mecanismos que têm sido propostos para justificar a ocorrência destes sistemas de diaclases, nomeadamente mecanismos de âmbito local e de âmbito regional. Relativamente aos mecanismos locais referem:

- Flexão de faixas de rochas (“rock band warping”): devido ao fato de as diaclases sistemáticas cortarem as bancadas em estreitas faixas paralelas, elas ficam mais suscetíveis a eventuais flexões paralelas às diaclases induzidas, a título de exemplo, por dobramentos ou basculamentos regionais induzidos por falhas. Estas deformações poderão levar ao aparecimento de trações locais responsáveis pelas novas diaclases perpendiculares às anteriores.

- Libertação da tensão sob extensão biaxial (“stress release under biaxial extension”): a partir do momento em que as diaclases sistemáticas se formam, a σ_3 efetiva responsável pela sua formação e que lhes é perpendicular, cai para zero. Se as rochas estiverem sujeitas a extensão biaxial, é possível que a tensão que atuava paralelamente às diaclases sistemáticas passe a ser σ_3 efetivo, ou seja, que haja uma permuta entre σ_3 e σ_2 (Caputo, 1995), tendo como resultado a formação de diaclases perpendiculares às anteriores. Este mecanismo é o invocado por Ramsay & Huber, 1983, para a formação de “boudins” em tablete de chocolate sob condições de tração biaxial.

Relativamente aos mecanismos regionais, Bai *et al.*, 2002, referem:

- Relaxamento da deformação visco – elástica (“visco - elastic strain relaxation”): modelações analógicas permitiram concluir que em extensão uniaxial formam-se fraturas perpendicularmente à direção de extensão. Retirando a força de tração o corpo tende a voltar ao seu estado original por extensão numa direção perpendicular à anterior. Resultam, então, novas diaclases segundo uma direção perpendicular à do conjunto sistemático. Este mecanismo difere do mecanismo local atrás apresentado, na medida em que aqui se considera o cessar dos esforços regionais. Geologicamente este processo pode ser associado a levantamentos crostais e erosão.
- Rotação das tensões regionais principais.

Relativamente a estes mecanismos regionais os autores mencionados apresentam uma visão crítica: considerando uma rotação de 90° por parte do σ_3 regional, seria de esperar que as novas diaclases ocorressem de modo indiscriminado entre as diaclases sistemáticas pré-existentes. No entanto, na natureza verifica-se que perante diaclases sistemáticas com diferentes espaçamentos, a frequência das novas diaclases descontínuas é maior quando as anteriores apresentam espaçamentos baixos. Referem ainda que tal seletividade poderá representar que o espaçamento das novas diaclases está dependente do espaçamento das pré-existentes, conforme sugerido por Gross, 1993; Ruf *et al.*, 1998. Porém, acreditam que tal variação também poderá representar uma permuta local dos eixos de tensão principais, promovendo o aparecimento das novas diaclases, quando as pré-existentes atingem um determinado valor crítico no que respeita ao espaçamento, tal como sugerido por Caputo, 1995; Bai & Pollard, 2000a; b.

Caputo, 1995, sugere que sucessivas permutas locais do campo de tensões podem resultar num padrão de diaclasamento ortogonal em que as relações de corte não são evidentes: tanto as diaclases da família secundária (*cross joints*) terminam na família inicial e sistemática, como se verifica o contrário, o que confirma que são coevas.

Mandl 2005, está genericamente de acordo com os autores anteriores, considerando que a formação de sistemas ortogonais de diaclases se deve fundamentalmente a processos de permuta do campo de tensões a nível local, após a formação da família sistemática, mas num mesmo episódio tectónico.

Bai *et al.*, 2002, referem ainda que para distinguir se as diaclases não sistemáticas ortogonais (***cross joints***) se devem a processos locais ou regionais, há que ter em atenção outras estruturas existentes nos afloramentos que possam fornecer indícios quanto à evolução tectónica, tal como planos estriados e estilólitos. Sugerem que um aspeto diagnóstico para determinar se a família descontínua resulta de processos locais é a tendência que demonstra para ocorrer sobretudo entre as diaclases contínuas com menor espaçamento. Assim, se entre diaclases sistemáticas com diferentes espaçamentos, as *cross joints* apenas ocorrerem entre as que apresentam menor espaçamento, é porque a sua instalação se deve a mecanismos locais. Se, pelo contrário, a sua origem se deve a mecanismos regionais, a sua presença será constante (Figura 76).

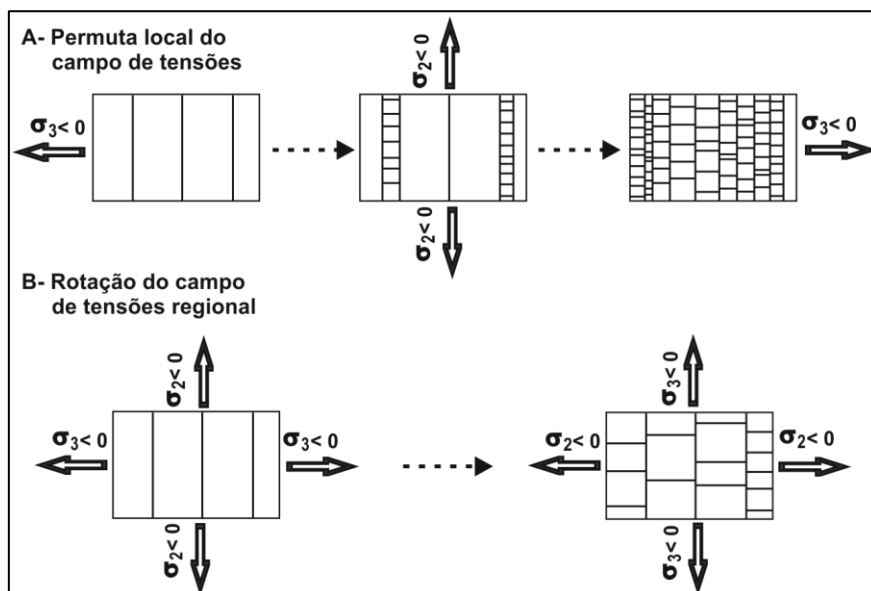


Figura 76- Ilustração esquemática de dois modelos que podem conduzir ao desenvolvimento de padrão de diaclasamento ortogonal considerando $\sigma_3 < \sigma_2 < 0$. Em A o desenvolvimento das diaclasas sistemáticas e das que lhes são ortogonais ocorre sob o mesmo campo de tensões regional; em B ocorre por rotação do campo de tensões regional (adaptado, com modificações, de Bai *et al.*, 2002)

Bai *et al.*, 2002 referem que a formação de cross joints por este mecanismo de permuta local do campo de tensões só ocorre quando ambas as componentes principais de tensão horizontal são trativas e que tais condições deverão estar restritas aos níveis mais superiores da crosta, sugerindo que este mecanismo estará associado a soergimento crustal e erosão.

Relativamente aos padrões não ortogonais de fraturação (de tipo X) em que não existem evidências macroscópicas de cisalhamento, coloca-se a seguinte questão: correspondem as falhas conjugadas (e portanto formadas ao mesmo tempo num determinado episódio tectónico) ou são diaclasas?

Figura 77- Fraturas de cisalhamento (plano subparalelo à estratificação em pedraira; Reguengo do Fetal, MCE. Circunferência engloba bússola que serve de escala).



Mandl 2005, considera que, tratando-se de diaclasas, estas unicamente se formariam com tal padrão em situações estruturais particulares, nomeadamente associadas a dobramentos e/ou a bacias de ante país. E mesmo nestas situações particulares, obrigatoriamente corresponderiam a dois episódios distintos de diaclasamento, com rotação do campo de tensões. Obrigaría ainda que as diaclasas mais antigas já estivessem fechadas ou mineralizadas antes do segundo episódio ocorrer, de modo a que as novas diaclasas pudessem cortar as mais antigas. Assim, apenas para situações com fortes evidências de que uma das famílias de fraturas estava mineralizada, antes de ser cortada pela outra, é que se pode colocar a hipótese de se tratar de um sistema de diaclasas. Caso contrário as fraturas devem ser interpretadas como fraturas de cisalhamento (Figura 77).

A interação mecânica de diaclasas que mais tem sido alvo de estudo é a referente à interação com as superfícies de estratificação em sequências sedimentares, pois desde há muito se constata a ocorrência de diaclasamentos limitados a bancadas sedimentares. Este tipo de interação tem

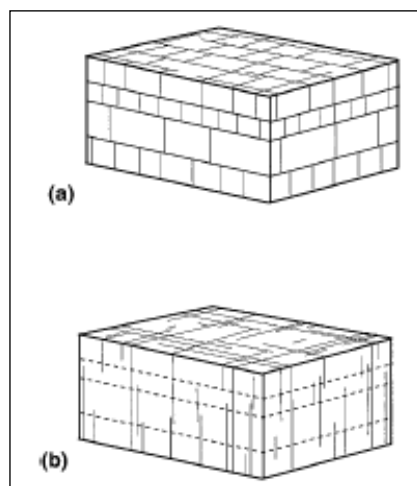
consequências diretas no espaçamento das famílias sistemáticas, donde, consequências ao nível da intensidade do estado de fraturação dos maciços rochosos. Por outro lado, as evidências de campo mostram que as diaclases tanto podem atravessar as superfícies de estratificação, como podem terminar nelas, à semelhança das terminações abordadas anteriormente de encontro a outras estruturas com baixa ou nenhuma coesão mecânica. Por esta razão, a determinação do modo como esta interação ocorre tem ainda importantes consequências ao nível do conhecimento da circulação de fluidos em maciços de rochas estratificadas: se as fraturas terminam nos contatos entre bancadas, a circulação de fluidos pode adquirir um caráter tortuoso, ao passo que se as fraturas atravessarem os contatos essa circulação pode adquirir um caráter mais linear.

Figura 78- Diaclases restritas às bancadas em que ocorrem por terminarem no plano de estratificação (Cabeço Marvila, Planalto de São Mamede, MCE. Circunferência engloba bússola que serve de escala).



Gross, 1993, distingue dois tipos fundamentais de interação: diaclases que terminam em planos de estratificação, funcionando estes como fronteiras mecânicas efetivas (Figura 78), e diaclases que terminam aleatoriamente numa dada seção vertical dum maciço rochoso. Odling, Gillespie, Bourguine *et al.*, 1999, analisando sistemas de diaclasamento comuns, denominam como Sistemas Confinados por Estratos (“stratabound systems”) aqueles em que as fraturas estão restritas a uma bancada específica e cujo padrão pode não se repetir na bancada imediatamente acima ou abaixo. Nos Sistemas não Confinados (“non-stratabound systems”) tal não se verifica (Figura 79).

Figura 79- Interação de diaclases com estratos mecânicos. a) Sistema Confinado. b) Sistema não Confinado (em Odling *et al.*, 1999).



O que condiciona a propagação ou não das diaclases entre diferentes bancadas sedimentares ou estratos mecânicos é o tipo de contato entre essas bancadas e a natureza das bancadas (Helgeson & Aydin, 1991). A maior ou menor coesão do contato entre duas bancadas com as mesmas características mecânicas condiciona a propagação das diaclases. Se essa coesão for baixa, as tensões na extremidade de uma diaclase em propagação dissipam-se ao longo do contato, pelo que a diaclase cessa de encontro ao plano de estratificação, à semelhança do que se verifica na interação com outras diaclases. Eventualmente, sob elevada pressão de fluidos, pode ocorrer a sua injeção ao longo das superfícies de estratificação, sendo este o processo pelo qual Mandl 2005, justifica a instalação de filões-camada.

Como frequentemente as diaclases terminam em outras discontinuidades planares que não os planos de estratificação, como por exemplo, um plano estilolítico paralelo à estratificação, muitos autores preferem referir as diaclases relativamente ao Estrato Mecânico (“mechanical layer”) a que estão confinadas (Narr & Suppe, 1991).

No que respeita à natureza das rochas em contato, a propagação ou não propagação das diaclases de uma para a outra é função das respectivas elasticidades (Módulo de Young) e resistências à fraturação, ou seja, em termos qualitativos, é função da diferença de competência entre as bancadas. Se esta diferença não for significativa, as fraturas propagar-se-ão de uma bancada para outra, ao passo que, se houver diferença significativa, as diaclases tenderão a terminar na interface mecânica entre elas.

Figura 80- Esquema ilustrativo de Diaclase Compósita (adaptado de Helgeson & Aydin, 1991). Notar que não é uma diaclase que se apresenta desfasada, na vertical, por aparente deslocamento lateral no leito incompetente, mas sim duas diaclases desfasadas na vertical e que terminam no leito incompetente.

Helgeson & Aydin, 1991, documentam, em trabalhos realizados em seqüências sedimentares dos Montes Apalaches (EUA), o que chamam de Diaclases Compósitas. Estas assemelham-se a uma única diaclase que atravessa várias camadas de diferentes competências, sendo sucessivamente refratada nas superfícies de estratificação (Figura 80). Verificam que, na realidade, nos estreitos leitos incompetentes as diaclases não se propagam. Surgem, sim, no leito competente seguinte, mas desfasadas lateralmente uma curta distância relativamente ao ponto onde a diaclase anterior terminou, sugerindo a existência de algum tipo de comunicação das tensões através dos leitos incompetentes.

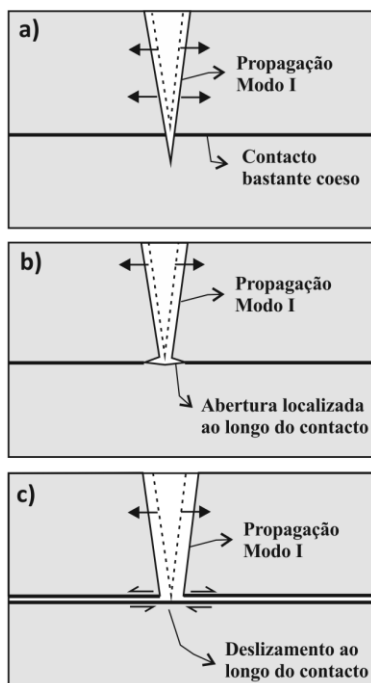
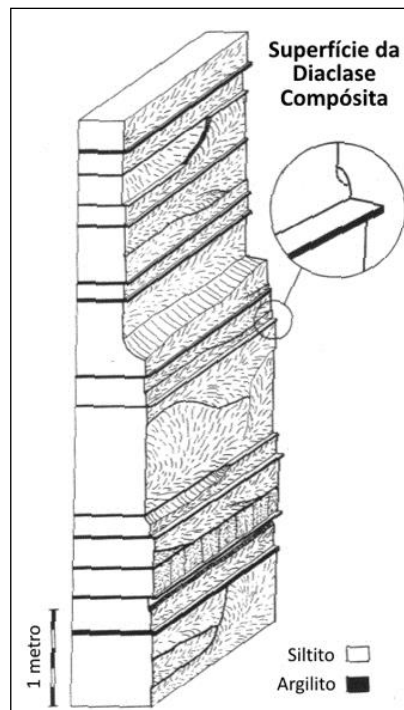


Figura 81- Mecanismos propostos para a interação entre fraturas e contatos litológicos. a) Fratura propaga-se atravessando contato coeso entre litologias de competência mecânica semelhante; b) Fratura termina em contato pouco coeso, com eventual abertura deste; c) Fratura termina em contato pouco resistente ao cisalhamento, ocorrendo deslizamento ao longo desse contato (adaptado de Cooke & Underwood, 2001).

Por modelações numéricas, os autores anteriores concluem sobre variações no campo de tensões, induzidas nos leitos incompetentes, para justificar a formação destes alinhamentos verticais de diaclases desfasadas lateralmente. Contudo, Mandl 2005, refere que o fenómeno ainda não está bem compreendido mas que assume bastante importância pelo fato de demonstrar que não há uma independência total entre diaclases formadas em bancadas sedimentares diferentes, ou seja, o sistema mecânico não está totalmente isolado: os contatos entre camadas ou estreitos leitos incompetentes possibilitam, perante a chegada de uma frente de fratura, que esta mantenha ainda algumas tensões concentradas na sua extremidade, as quais, quando somadas às tensões trativas existentes na camada adjacente, permitem o despoletar de uma nova fratura. Mais recentemente, Quesada *et al.*, 2009, também por processos numéricos, pormenorizam as condições de tensão ou compressão que presidem à formação destas diaclases compósitas.

Cooke & Underwood, 2001 apresentam uma resenha dos trabalhos realizados até então acerca dos modos e mecanismos que governam a interação entre diaclases e planos de estratificação, resumindo-os por intermédio do esquema que se apresenta na Figura 81. Nesse esquema o comportamento das diaclases está representado unicamente em função das características do contato entre duas bancadas sedimentares. Por intermédio de modelações numéricas simularam a ocorrência das Diaclases Compósitas de Helgeson & Aydin, 1991, concluindo que estas ocorrem preferencialmente quando os contatos litológicos apresentam uma coesão moderada.

B1.4. CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS DAS DIACLASES

Dershowitz & Einstein, 1988, resumem os aspectos que consideram mais importantes para a caracterização geométrica das diaclases, nomeadamente, a forma e planaridade, o tamanho, a abertura, o espaçamento, a orientação e a terminação. Quanto a este último aspecto, ele já aqui foi apresentado, pelo que não se considera necessário voltar a abordá-lo.

B1.4.1. Forma e Planaridade

A **forma** das diaclases é, talvez, a sua característica menos conhecida pois são raras as situações em que a sua observação é possível a três dimensões. A aparência prismática de muitos afloramentos condicionados por diaclases, sugere que estas apresentem formas poligonais. No entanto, têm sido descritas diaclases elípticas em observações de campo, ou circulares em diaclases produzidas laboratorialmente. De entre as formas poligonais, as quadrangulares deverão ser as mais comuns. Com efeito, admite-se que em sequências sedimentares as diaclases deverão apresentar estas formas porque geralmente estão limitadas, acima e abaixo, pelos planos de estratificação e, lateralmente, por outras fraturas.

Recentemente, a forma das diaclases foi abordada num trabalho publicado por Zhang & Einstein, 2009. Estes autores, para além de apresentarem uma revisão da literatura sobre o assunto, chegam basicamente às mesmas conclusões: se as diaclases não estão constrangidas por outras estruturas geológicas, tendem a apresentar formas elípticas ou, mais raramente, circulares. Se estão constrangidas, tendem a apresentar formas retangulares.

A decisão sobre a forma das diaclases é um dos aspectos fundamentais nos modelos teóricos adotados para a modelação tridimensional do diaclasamento dos maciços rochosos, como sejam o Modelo Ortogonal e o Modelo de Veneziano, entre outros devidamente apontados em Dershowitz, 1985 e Dershowitz & Einstein, 1988.

As diaclases são estruturas tridimensionais constituídas por duas superfícies planares separadas por uma abertura que pode, ou não, estar preenchida por minerais. A **planaridade** refere-se ao modo como essas superfícies se afastam de um plano ideal. Em ISRM, 1978, a planaridade é referida como **rugosidade**, apontando-se que esta pode ter duas ordens de grandeza: o **ondulado** (“waviness”), ou seja, variações de grande escala relativamente a um plano ideal, e a **irregularidade**, ou seja, variações de pequena escala. Apresentam valores qualificativos para as diferentes ordens de grandeza.

Dershowitz & Einstein, 1988, consideram também duas ordens de grandeza para avaliar a planaridade das diaclases: o **ondulado**, para desvios maiores que um milímetro relativamente a um plano ideal; a **rugosidade** para desvios menores que um milímetro.

A avaliação da planaridade tem importância sobretudo ao nível da determinação da resistência aos movimentos cisalhantes por parte das fraturas não mineralizadas.

B1.4.2. Tamanho

O **tamanho** ou dimensão das diaclases refere-se ao comprimento dos seus traços de interseção com a superfície dos afloramentos, pois uma completa informação sobre a dimensão real das diaclases é difícil de obter, à semelhança do que foi referido para a determinação da sua forma. O comprimento dos traços pode variar de alguns centímetros até aos milhares de metros (Dershowitz & Einstein, 1988).

Como os comprimentos dos traços que são dados a observar na natureza dependem do tamanho real das diaclases, mas também da extensão dos afloramentos, a dimensão das diaclases é usualmente avaliada através de um parâmetro denominado **persistência** (I.S.R.M., 1978; Dershowitz & Einstein, 1988; Palmstrom, 1995). Para efeitos de aplicação prática, existem valores normalizados de natureza qualitativa para avaliar a persistência que constam em ISRM, 1978.

Diversas metodologias estatísticas têm sido propostas para inferir sobre a dimensão das fraturas em função do comprimento dos seus traços nos afloramentos, como é o caso das mencionadas em Dershowitz & Einstein, 1988, e em Priest & Hudson, 1981; Kulatilake & Wu, 1984; Zhang & Einstein, 1998; Priest, 2004. Baseiam-se, essencialmente na determinação dos modos de distribuição dos comprimentos dos traços, tendo sido reportados os modos de distribuição exponencial negativa e log-normal (Figura 82) como sendo os mais comuns (Dershowitz & Einstein, 1988).

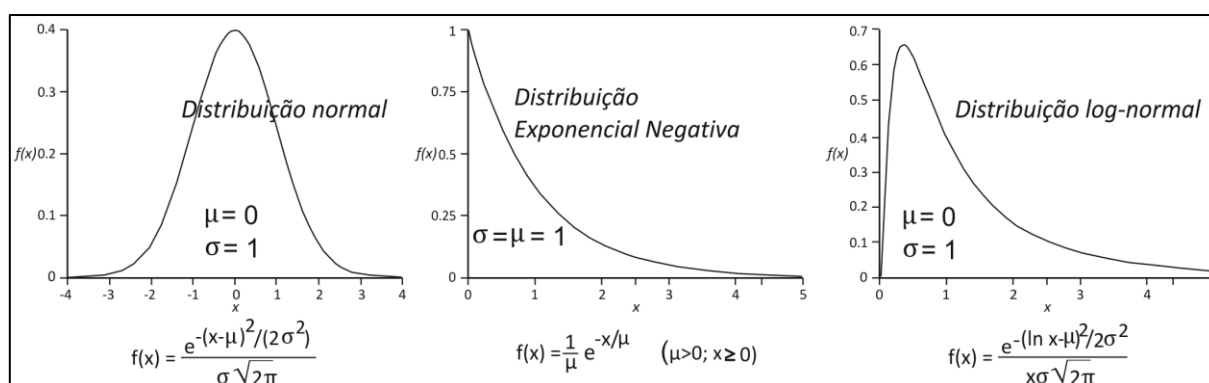


Figura 82- Tipos mais comuns de distribuição estatística teóricas de dados respeitantes à caracterização geométrica das diaclases.

B1.4.3. Abertura

A **abertura** de uma diaclase ou outra fratura é a distância, medida na perpendicular, entre as suas superfícies. O conhecimento deste parâmetro tem relevância, sobretudo, ao nível da mecânica de circulação de fluidos pelo interior dos maciços rochosos e também, obviamente, ao nível da estabilidade desses maciços, caso as diaclases não se apresentem mineralizadas.

Também relativamente à abertura das diaclases têm sido realizados estudos estatísticos que apontam para distribuições do tipo log-normal e exponencial negativa (Dershowitz & Einstein, 1988).

B1.4.4. Espaçamento

Como já anteriormente foi referido, o **espaçamento** é a distância perpendicular entre duas diaclases consecutivas da mesma família. É, talvez, o parâmetro que mais tem sido alvo de trabalhos de investigação, em particular no campo da geologia de engenharia, nomeadamente sobre o modo de distribuição deste parâmetro, tendo em vista a sua previsibilidade na caracterização dos maciços rochosos. Abordar-se-á aqui, unicamente, o espaçamento entre diaclases que afetam sequências sedimentares, devendo-se ter em atenção o que já foi dito atrás a respeito da interação mecânica das diaclases com as superfícies de estratificação.

Desde há muito tempo que observações de campo permitiram constatar que o espaçamento entre diaclases sistemáticas se aproxima da espessura dos bancos competentes em que ocorrem e pelos quais estão limitadas (Price, 1966; Hobbs, 1967; Narr & Suppe, 1991; Gross, 1993, entre outros).

Price, 1966; Price & Cosgrove, 1990, referem que autores anteriores, nos anos 40 do séc. XX, demonstraram a existência de uma relação aproximadamente linear entre a espessura de camadas competentes e o espaçamento das diaclases que as afetam (Figura 83). De tal modo que $W=Ka$, em que é W é o espaçamento, K representa uma constante associada à natureza litológica e a é a espessura da bancada. Estes autores referem também que esta proporcionalidade entre o espaçamento e a espessura pode ser relacionada com tensões cisalhantes que se desenvolvem nas superfícies de contato entre um banco competente e os bancos incompetentes adjacentes, de acordo com o modelo que se apresenta na Figura 84.

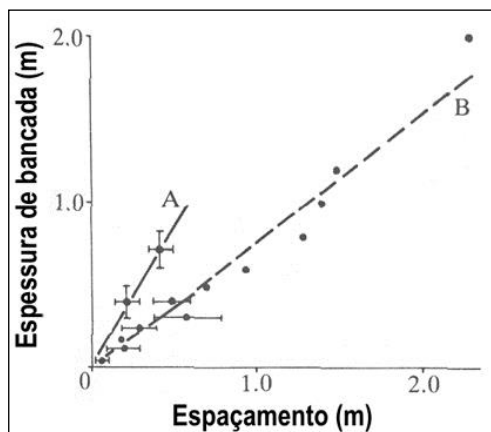


Figura 83- Relacionamento aproximadamente linear entre a espessura de bancadas e espaçamento entre fraturas (adaptado de Price, 1966).

Submetendo a camada competente a tração remota, haverá lugar à formação de uma primeira diaclase, representada por AA na Figura 84. Admitindo a ausência de coesão ao longo dos planos de estratificação, será de esperar que essa diaclase continue em abertura até ao momento em que o esforço tractivio deixe de atuar, dando

lugar, eventualmente, a largas aberturas. Ora, essa situação não é comum na natureza porque, como existe sempre alguma coesão entre bancadas, há lugar ao desenvolvimento de tensões cisalhantes nas respetivas interfaces que impedem que a deformação seja acomodada por uma abertura infinita dessa diaclase (Figura 84-b)).

Mantendo-se o esforço tractivio que conduziu à abertura da primeira diaclase, ocorre uma variação dessa tensão ao longo da bancada e que aumenta para ambos os lados da diaclase, pois nesta está reduzida a zero. Esse aumento verifica-se ao longo da bancada por uma distância W , a partir da

diacrise, até alcançar a sua magnitude original, ou seja, a magnitude da tração remota. Essa distância W corresponde, portanto, à distância mínima a partir da qual se pode gerar uma nova fratura.

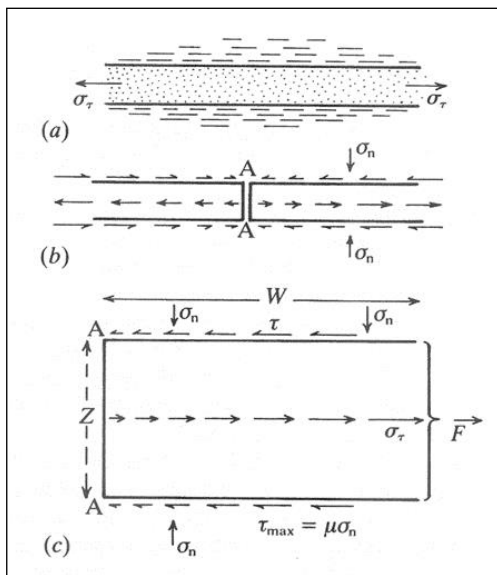


Figura 84- Modelo proposto por Price, 1966 para explicar o relacionamento entre o espaçamento de fraturas e a espessura da bancada onde ocorrem (em Price & Cosgrove, 1990).

A fim de demonstrar a relação linear mencionada, os autores recorrem à condição de equilíbrio representada na Figura 84-c): a soma das tensões cisalhantes ao longo do comprimento W em ambos os contatos litológicos (superior e inferior) é igual à força trativa F que atua ao longo da camada, ou seja, $\tau W = \sigma T Z = F$, em que Z representa a espessura da bancada, em acordo com a

Figura 84. Admitindo que a espessura da camada é o dobro de Z , para manter a condição de equilíbrio perante uma mesma tração σ_τ , é necessário que a distância W também duplique, pois as tensões cisalhante e normal (litostática) mantêm-se constantes. Ou seja, variando a espessura da bancada, a distância entre diaclases consecutivas (espaçamento) varia proporcionalmente.

Este modelo é conhecido por Modelo de Price ou Modelo de Deslizamento entre bancadas. Consiste, portanto, num balanço das forças atuantes sobre uma bancada competente que está em contato e fricção com bancadas adjacentes e incompetentes. Dele se deriva que a relação W/Z é proporcional à resistência à tração da rocha e inversamente proporcional à carga litostática. Assim, o espaçamento decresce com a profundidade e apenas é gerado um conjunto de diaclases regularmente espaçadas. O continuar da distensão apenas provocará o alargamento das diaclases (Mandl 2005).

Hobbs, 1967, apresenta um outro modelo teórico que difere do anterior por considerar que os planos de estratificação se apresentam fortemente coesos e que a bancada competente apresenta uma espessura consideravelmente inferior à das bancadas incompetentes, acima e abaixo. Neste modelo, também conhecido por Modelo de Transferência da Tensão (*Stress Transfer Model*), a fraturação da bancada competente, por efeito de esforços trativos remotos e na impossibilidade de deslizamento entre bancadas, induz campos de tensões localizados bastante complexos, cuja resolução analítica aponta para o espaçamento das diaclases ser diretamente proporcional:

- À espessura das bancadas.
- À raiz quadrada da razão entre a tensão exercida e a deformação unitária sofrida pela bancada, ou seja, a raiz quadrada do Módulo de Young da bancada competente.
- Ao inverso da raiz quadrada do módulo da resistência ao cisalhamento com as bancadas adjacentes.

Hobbs, 1967, conclui ainda que o espaçamento diminui com a deformação tectónica e a formação de novas diaclases não ocorre de modo contínuo mas sim por incrementos nessa deformação ou episódios de deformação. Ou seja, ao passo que no modelo de Price o continuar do esforço trativo é acomodado pelo alargamento das diaclases originalmente formadas, neste modelo de Hobbs é acomodado pela sucessiva formação de uma nova diaclase a meia distância entre duas anteriores.

O modelo de Hobbs é o que mais tem sido usado para explicar a formação de diaclases e a regularidade dos espaçamentos. Tratando-se de um modelo teórico tem sofrido algumas modificações de forma a melhor explicar o que se observa, quer na natureza, quer em modelações analógicas e numéricas.

Narr & Suppe, 1991 consideram que o modelo de Hobbs apenas permite explicar a regularidade dos espaçamentos das diaclases em bancadas sedimentares desde que se considere a existência de imperfeições nessas bancadas.

Pollard & Segall, 1987, aplicam à deformação frágil das rochas os conceitos da teoria da fraturação elástica dos materiais. Neste trabalho, precursor do publicado no ano seguinte por Pollard & Aydin, 1988, os autores introduzem um novo mecanismo para explicar a regularidade do espaçamento de uma família de diaclases sistemáticas, bem como a sua semelhança com a espessura das bancadas onde ocorrem. É o chamado Mecanismo de Perturbação da Tensão (“Stress Perturbation Mechanism”) e que também é conhecido pelo Mecanismo de Sombra da Tensão (“Stress Shadow Mechanism”) (Figura 85).

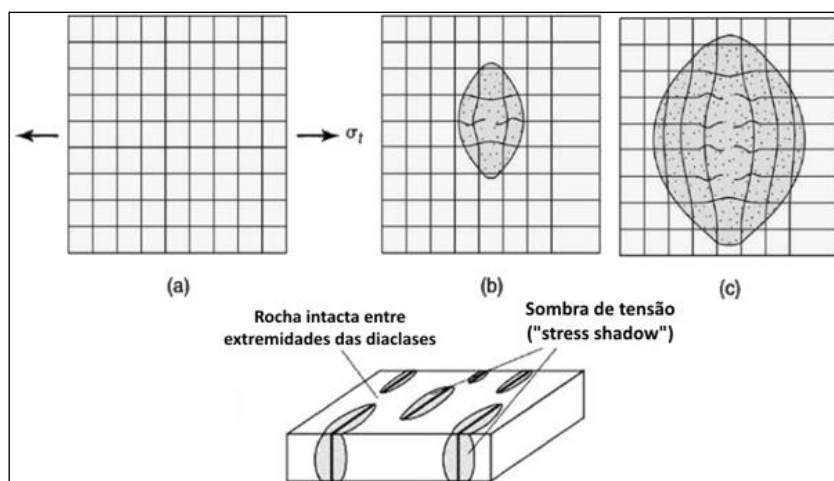


Figura 85- Ilustração do Mecanismo de Sombra de Tensão aplicado às cordas esticadas de uma raquete.

O modelo que esses autores tomam como ponto de partida difere dos anteriormente apresentados na medida em que consideram a inexistência de deslizamento com fricção entre bancadas, bem como a inexistência de diferenças de competência. Explicam, no entanto, que é uma derivação do modelo de Hobbs, em que o espaçamento das diaclases e o fato de este ser idêntico à espessura da bancada, é o resultado das perturbações induzidas no campo de tensões pela instalação de uma diaclase inicial: considerando uma bancada sujeita, na sua totalidade, a um campo de tensões homogêneo, a instalação de uma primeira diaclase induz uma modificação do campo de tensões em seu torno (Figura 86), de tal modo que apresenta magnitude zero nas superfícies livres da diaclase e aumenta à medida que se afasta dela até alcançar o valor remoto. A uma certa distância da diaclase inicial verifica-se a existência de tensão suficiente para o surgimento de uma nova diaclase, a qual é semelhante à espessura da bancada.

Fischer, Gross, Engelder *et al.*, 1995, por intermédio de modelações numéricas, chegam à conclusão de que este mecanismo também pode ser aplicado a camadas de diferente competência (Figura 87).

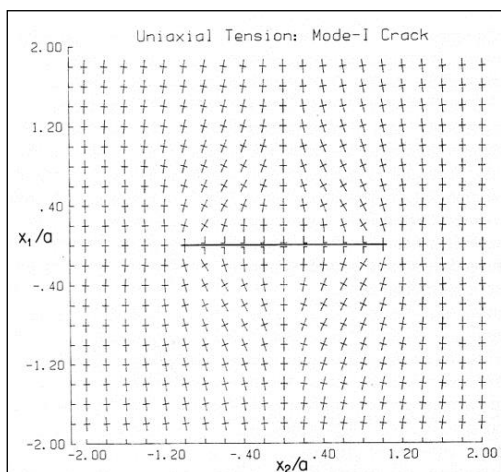
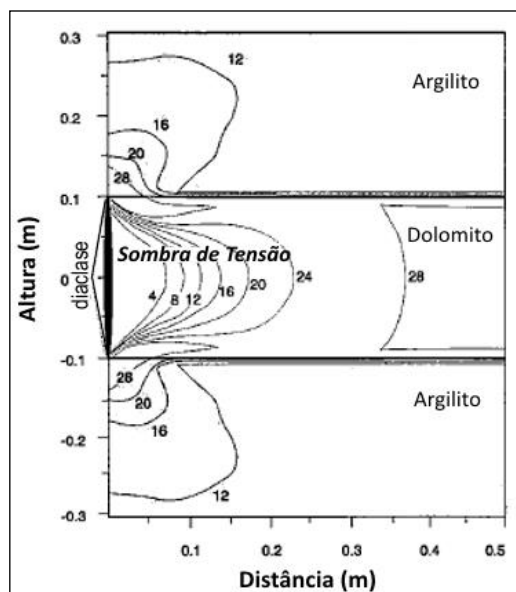


Figura 86- Variação do campo de tensões em torno de uma fratura Modo I (em Pollard & Segall, 1987)

Porém, na natureza observam-se muitas situações discrepantes relativamente aos mecanismos apresentados, com particular destaque para situações em que as bancadas apresentam espessuras elevadas e para situações em que as diaclases apresentam espaçamentos muito reduzidos.

Ladeira & Price, 1981, afirmam que a relação direta entre o espaçamento e a espessura das bancadas, largamente documentada por autores anteriores, baseia-se em observações sobre bancadas cuja espessura não ultrapassa 1,5 m. Observações realizadas por estes autores em diversos locais sobre bancadas com espessuras superiores, incluindo medições em grauvaques do Carbónico do Baixo Alentejo de Portugal (Figura 88-a)), permitiram constatar graficamente que os dados definem duas linhas de tendência: as linhas OA e BC na Figura 88-b). A primeira traduz a relação direta entre espaçamento e espessura de bancada que pode ser explicada pelos mecanismos já abordados. A segunda traduz a existência de baixos espaçamentos relativamente à espessura das bancadas em que ocorrem ou, de outro modo, uma independência do espaçamento relativamente à espessura.

Figura 87- Modelo bidimensional da distribuição da tração numa bancada competente entre duas incompetentes (adaptado de Engelder *et al.*, 1997)



Ladeira & Price, 1981, sugerem que esta independência se deve ao fato do diaclasamento ser controlado pelo mecanismo de fraturação hidráulica das rochas. O mesmo é proposto por Price & Cosgrove, 1990. Estes autores propõem dois mecanismos para explicar a relação entre os espaçamentos e a espessura das bancadas: quando as bancadas são pouco espessas os espaçamentos são influenciados pelas trações que se desenvolvem na interface entre bancadas competentes e incompetentes, ao passo que o espaçamento em bancadas muito espessas é independente da espessura e resulta do mecanismo de fraturação hidráulica.

Contrariando as observações anteriores, Engelder *et al.*, 1997 reportam uma situação em que verificam correlação entre o espaçamento e a espessura para bancadas sedimentares com espessuras até 10 m. Comentam que desconhecem justificações geológicas que possam estar na origem desta discrepância.

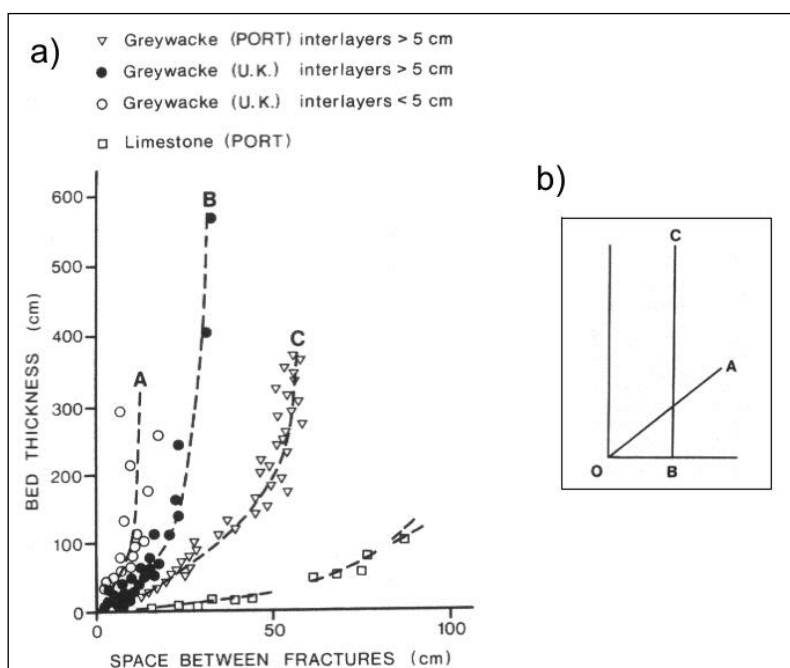


Figura 88- Dados de espaçamento versus espessura compilados por Ladeira & Price, 1981, e respectivas linhas de tendência.

Como mais à frente se verá, estas considerações relativamente ao espaçamento de diaclases em bancadas muito espessas têm implicações diretas no presente trabalho, no que respeita à normalização dos dados de campo.

Quanto à ocorrência na natureza de espaçamentos de muito baixa amplitude, e portanto, também independentes da espessura das bancadas, é explicada pelo chamado mecanismo de **Sequential Infilling** que corresponde a uma derivação do modelo teórico de Hobbs, 1967 (Gross, 1993; Becker & Gross, 1996): à medida que a tensão remota aumenta, o espaçamento decresce por surgimento de novas diaclases entre as pré-existentes, até um momento crítico em que a deformação passa a ser acomodada pela reabertura dessas diaclases e não pela instalação de novas. Esse momento crítico corresponde a um estado de **saturação de fraturas** por parte da bancada sedimentar (Rives, Razack, Petit *et al.*, 1992; Gross, 1993; Wu & Pollard, 1995; Becker & Gross, 1996; Arlegui & Simón, 2001).

Para explicar a relação entre a o espaçamento e a espessura das bancadas e ao mesmo tempo explicar o estado de saturação mencionado, Bai & Pollard, 2000a, afirmam que o modelo de Hobbs deve ser abandonado e propõem um novo modelo teórico baseado em ensaios numéricos e analógicos que é conhecido por Mecanismo de Transição da Tensão (*Stress Transition Model*). Os resultados desses ensaios permitiram concluir que durante o processo de *sequential infilling*, quando a razão entre o espaçamento e a espessura das bancadas atinge um determinado valor crítico, que tem correspondência com o estado de saturação, verifica-se uma inversão (transição) do campo de tensões a nível local: a tensão local perpendicular às diaclases muda de carácter tractivo para compressivo. Assim, enquanto essas condições se mantiverem, não há lugar à instalação de novas diaclases paralelas às já existentes. O estado de saturação corresponde a um estado em que o espaçamento é semelhante à espessura da bancada.

Como mencionado anteriormente (*cf.* B1.3) e realçado por Davis, Reynolds & Kluth, 2012, este mecanismo permite explicar a geração de *cross joints* sem que ocorra uma rotação do campo de tensões regional. No momento em que a bancada sedimentar atinge o estado de saturação, a tensão local perpendicular às diaclases da família sistemática muda de trativa para compressiva, ou seja,

passa a existir uma tensão trativa local e paralela à família sistemática que poderá dar lugar à instalação de uma família ortogonal.

Com base nas observações reportadas por outros autores a respeito da razão entre espaçamento (S) e espessura da bancada (T), Bai & Pollard, 2000a, classificam esse relacionamento em 4 grupos distintos:

- Grupo I: $S/T \geq 1,2$;
- Grupo II: $0,8 \leq S/T < 1,2$;
- Grupo III: $0,3 \leq S/T < 0,8$;
- Grupo IV: $S/T < 0,3$.

Os espaçamentos no Grupo I correspondem a bancadas sedimentares diaclasadas mas que ainda não estão saturadas. O espaçamento é tendencialmente superior à espessura da bancada sedimentar. Os esforços que levaram ao diaclasamento não se prolongaram suficientemente no tempo, ou não foram suficientemente intensos para que se alcançasse o estado de saturação.

O Grupo II corresponde ao estado de saturação de diaclases sendo que, para uma dada família de fraturas, o valor crítico de espaçamento que corresponde a este estado de saturação é determinado pela espessura da bancada, pelas propriedades elásticas da bancada fraturada e das adjacentes e ainda pela carga litostática, sendo independente da deformação média aplicada.

Relativamente aos espaçamentos dos Grupos III e IV, menores ou bastante menores que a espessura da bancada, incluindo situações locais de intenso diaclasamento (*joint zones; joint swarms*), Bai & Pollard, 2000a, referem que a sua origem não pode ser explicada pelos mecanismos anteriormente propostos nem pelo que eles próprios propõem. Como hipótese apontam que fraturas com tão baixos espaçamentos poder-se-ão formar em profundidade na crosta, a partir da propagação de microfissuras ou outras heterogeneidades das rochas, sob condições de elevada pressão litostática e/ou elevada pressão de fluidos no interior dessas microfissuras. Para além disso, num artigo que acompanha o anterior, Bai & Pollard, 2000b, referem que a instalação de novas diaclases após o estado de saturação, processa-se preferencialmente a partir de heterogeneidades junto aos contatos litológicos e não tanto a partir das que ocorrem a meia distância de duas diaclases pré-existentes.

Caputo, 2010, considera que todos estes modelos pecam pelo fato de não considerarem que as diaclases se apresentam muitas vezes mineralizadas, ou seja, correspondem a veios. Se durante ou imediatamente após a sua formação, as diaclases são preenchidas por minerais, não se verifica a brusca diminuição da tensão para magnitudes próximas de zero junto às diaclases, conforme preconizado nos mecanismos anteriores. Este autor (Caputo & Hancock, 1999; Caputo, 2005) justifica a ocorrência de finos veios (tipo fio de cabelo) com espaçamentos muito reduzidos pelo mecanismo que denominou *crack jump*, por oposição ao *crack and seal* de Ramsay, 1980: se os minerais que formam o veio são menos competentes que a rocha encaixante, então a sua reativação por novo episódio de diaclasamento, ocorre pelo mecanismo de *crack and seal*; se são mais competentes que a rochas encaixante, o novo episódio dá lugar à formação de novos veios. Ambos os mecanismos podem coexistir num mesmo afloramento, traduzindo o envolvimento de numerosos fatores que tanto podem ser variações no campo de tensões, variações da mineralogia dos veios, variações internas da composição da rocha, etc.

O fato de estes veios muito finos surgirem com espaçamentos tão reduzidos, que podem ser na ordem de 2 a 3 mm, e o fato de muitas vezes apresentarem variações angulares que podem chegar a 30°, é

interpretado por Caputo, 2005, como sendo devido a permutas sucessivas do campo de tensões a nível local.

Em suma e embora na natureza se observem muitas discrepâncias, assume-se como regra geral que o espaçamento entre diaclases em bancadas com espessuras abaixo de 1,5 m está diretamente relacionado com a espessura dessas bancadas, conforme postulado por ambos os modelos clássicos teóricos apresentados. Relativamente a camadas com espessuras elevadas, são poucos e contraditórios os dados existentes.

Como se viu, muitos dos estudos que têm sido publicados acerca do espaçamento de diaclases reportam-se aos mecanismos que condicionam a regularidade desses espaçamentos e sua relação com a espessura das bancadas sedimentares ou “bancada mecânica”. No entanto e fundamentalmente no campo da geologia de engenharia, é também abundante a literatura a respeito do modo de distribuição estatística desta relação entre espaçamento e espessura de bancada, bem como do modo de distribuição dos espaçamentos ao longo de um determinado suporte de amostragem.

Relativamente aos dados da relação entre espaçamento e espessura da bancada, para além da sua comparação com curvas de distribuição teóricas, têm também sido implementados índices de normalização, a fim de se poderem comparar dados de diversas origens. Entre eles, os mais comuns são:

- FSR (*Fracture Spacing Ratio*) – razão entre a espessura de uma bancada e o espaçamento mediano nessa bancada (Gross, 1993);
- FSI (*Fracture Spacing Index*) – medida de densidade de diaclases que se define como sendo o declive da reta de regressão que melhor se ajusta aos dados de FSR (Narr & Suppe, 1991);
- JSR (*Joint Spacing Ratio*) – avalia a relação entre o espaçamento de diaclases ortogonais com o espaçamento da família sistemática entre as quais se desenvolvem, definindo-se como o espaçamento das diaclases ortogonais normalizado pela média dos espaçamentos da família sistemática (Ruf *et al.*, 1998);

Relativamente ao modo de distribuição estatística dos espaçamentos têm sido reportados diversos tipos de distribuição, com destaque para a log-normal (Narr & Suppe, 1991; Becker & Gross, 1996) e para a exponencial negativa (Priest & Hudson, 1981; Baecher, 1983; Hudson & Harrison, 1997). Mais recentemente têm surgido vários autores a apontar características fratais para a distribuição dos espaçamentos, entre eles, Merceron & Velde, 1991; Ehlen, 2000; Rouai, 2006.

B1.4.5. Orientação

Tal como para os parâmetros anteriormente abordados, é usual a aplicação de funções de distribuição estatística para a análise dos dados de orientação das diaclases. Como em capítulo posterior se verá em maior detalhe, essas funções são de aplicação específica a dados de natureza direcional.

Com a análise estatística dos dados de orientação pretende-se, por um lado, inferir sobre a orientação e número de famílias de diaclases existentes numa dada população. Por outro, pretende-se

determinar as características de cada uma dessas famílias, particularmente no que respeita à distribuição dos dados de orientação em torno de um valor médio.

Alcançados esses objetivos, eles constituem o ponto de partida para a grande maioria dos trabalhos que envolvam o conhecimento do estado de fraturação dos maciços rochosos, quer quantitativamente, quer qualitativamente e sejam eles mais aplicados, no âmbito da geologia de engenharia, ou mais académicos, no âmbito da geologia estrutural.

B1.5. REATIVAÇÃO DE DIACLASES

Como já abordado anteriormente, as diaclases correspondem a fraturas Modo I que se propagam numa direção perpendicular à da componente principal de compressão mínima (Figura 63). As fraturas de cisalhamento formam-se em Modo II ou III e propagam-se segundo direções que fazem um ângulo aproximado de 30° com a componente de compressão máxima.

Se a nível teórico e experimental a distinção entre diaclases e fraturas de cisalhamento é relativamente simples, não o é tanto a nível macroscópico, pois depende da escala de observação, sendo esta a razão pela qual, na prática, se assume que diaclases são as fraturas que à vista desarmada não apresentam nenhuma evidência de cisalhamento, podendo estar preenchidas por minerais. Mas sendo as diaclases indicadores fiáveis da geometria do campo de tensões na sua génese, ressalta a importância de uma correta identificação genética destas estruturas.

Dificuldades maiores surgem se, por efeito da modificação do campo de tensões, as diaclases são reativadas em cisalhamento, como frequentemente acontece podendo mesmo evoluir para falhas (Pollard & Aydin, 1988). Passa a ser necessário considerar também a distinção entre, fraturas de cisalhamento e diaclases reativadas em cisalhamento.

Se as diaclases forem reativadas por um novo episódio tectónico, mas ainda em Modo I, a necessidade dessa distinção não assume a relevância dos casos anteriores, tanto mais que na maior parte dos casos, o processo de abertura e propagação de uma diaclase não é um processo contínuo, mas sim incremental, como atestam as chamadas *rib marks* que ornamentam as suas superfícies.

Os autores antes mencionados consideram que a existência de diaclases reativadas é evidência certa da atuação de dois episódios de deformação distintos. No entanto, tal como referido por Wilkins, Gross, Wackera *et al.*, 2001, essa assunção não deverá ter um carácter tão perentório. Com efeito e como mais à frente será mencionado, tomando como exemplo a formação de diaclases associadas a um estágio precoce de dobramento, elas tenderão a rodar em conjunto com as bancadas sedimentares onde estão instaladas, à medida que o dobramento se desenvolve. Eventualmente, poderão mesmo ser reativadas em cisalhamento, embora todo o processo se desenrole unicamente pelo episódio tectónico responsável pelo dobramento.

Abordando a análise cinemática e dinâmica de diaclases reativadas, Wilkins *et al.*, 2001, afirmam que as metodologias existentes para a reconstrução dos paleocampos de tensão a partir de dados de planos estriados de falhas, estão idealizados para grandes populações de falhas com uma grande variedade de orientações e vetores de movimentação. Não são efetivas para uma única população de falhas e respetivos vetores de movimento, ambos orientados uniformemente, porque a movimentação ao longo de fraturas pré-existentes pode ocorrer como resposta a um largo espectro geométrico de tensões.

B1.5.1. Critérios de campo para distinção entre diaclases e diaclases reativadas

No campo, uma determinada família de fraturas sistemáticas, leia-se com as mesmas características geométricas, subparalelas entre si e com espaçamento regular, poderá apresentar aspetos que levem a presumi-las como diaclases, nomeadamente o fato de não evidenciarem movimentação cisalhante a olho nu. Alguns critérios podem ser considerados a fim de confirmar a hipótese de se tratar de verdadeiras diaclases, ou seja, fraturas mecanicamente formadas em Modo I. A maioria desses critérios, se tomados individualmente, não detêm um caráter perentório. No entanto, se tomados em grupo, poderão contribuir para validar essa hipótese com um elevado grau de certeza.

No que respeita à distinção entre diaclases e fraturas de cisalhamento, Hancock, 1985, apresentou uma sistematização correspondente ao estado de conhecimento da altura. Posteriormente o assunto foi tratado pontualmente por autores como Pollard & Aydin, 1988; Price & Cosgrove, 1990; Davis & Reynolds, 1996; Peacock, 2001; Mandl 2005 que alertam para a necessidade de não confundir umas com outras e que a sua distinção pode ser difícil. Do mesmo modo, também no que respeita à distinção entre diaclases e diaclases reativadas, têm sido publicados pontualmente alguns critérios, com particular destaque para Wilkins *et al.*, 2001.

Da sistematização apresentada por Hancock, 1985, para a diferenciação entre diaclases e fraturas de cisalhamento destacam-se os seguintes:

- Se a observação à lupa dos minerais constituintes de veios permitir distinguir que estes apresentam formas alongadas e perpendiculares às paredes da fratura, é sinal de que a fratura ocorreu em Modo I. Se os minerais se apresentarem oblíquos é sinal de que a diaclase foi reativada (Pollard & Aydin, 1988) ou que, na realidade, corresponde a uma fratura híbrida.
- A presença de estruturas plumosas na superfície das fraturas é indicadora de que correspondem a diaclases.
- Fraturas paralelas a indicadores cinemáticos bem reconhecidos, como por exemplo paralelas a veios em *en échelon* que definem uma zona de cisalhamento, deverão corresponder a diaclases. Do mesmo modo, fraturas paralelas a veios cujos minerais alongados não evidenciem sinais de deformação, deverão corresponder a diaclases.
- Relações de simetria entre estruturas podem indicar a natureza de uma dada família de fraturas. A título de exemplo, se uma sequência sedimentar é cortada por uma falha normal e contém estilólitos de origem tectónica paralelos às bancadas, é provável que fraturas verticais paralelas à direção da falha e perpendiculares a essas bancadas, correspondam a diaclases, de acordo com o *modelo anderseniano* de fraturação.

Ora, a respeito destes critérios importa, desde já, comentar que são apenas indicadores pois, em acordo com o postulado por Pollard & Aydin, 1988, o fato de algumas fraturas de uma determinada família corresponderem a diaclases, não implica que as restantes também o sejam, pois poderão ter sido reativadas. Pode deduzir-se sim que todas terão sido originadas como diaclases, como mais à frente se verá a respeito das associações estruturais entre diaclases e falhas. Estes autores referem ainda que a existência de estrias sobrepostas a estruturas plumosas significa que a fratura se originou como diaclase mas que posteriormente foi reativada em cisalhamento.

Wilkins *et al.*, 2001, ao estudarem as populações de diaclases e falhas presentes no flanco de um anticlinal, chegaram à conclusão de que ambos os tipos de fraturas eram coevos de um determinado episódio de deformação, mas que as falhas resultavam da reativação de diaclases dum episódio anterior. A estas falhas passaram a chamar Diaclases Falhadas (“Faulted Joints”), termo que tem vindo a ganhar algum peso na literatura. Para além dos atrás enunciados, estes autores apresentam outros critérios relativamente aos quais importa voltar a referir que a reativação de diaclases pode ocorrer por rotação do campo de tensões ou por reorientação das diaclases relativamente a esse mesmo campo de tensões:

- As diaclases tendem a estar limitadas a uma determinada bancada, perpendiculares a ela e com um espaçamento regular.
- As fraturas de cisalhamento têm menos tendência a estarem limitadas a um único banco, tendem a afastar-se da perpendicularidade relativamente às bancadas onde ocorrem e tendem a apresentar indicadores cinemáticos nos seus planos.
- As falhas tendem a atravessar vários bancos e a apresentar estrias ou outros indicadores cinemáticos nas superfícies dos seus planos, bem como algum tipo de material esmagado entre eles.

Perante estes critérios esses autores consideram a existência de situações típicas na natureza que possibilitam distinção imediata, como sejam:

- Perante duas famílias de fraturas com a mesma orientação e geometria, em que uma delas está identificada como sendo constituída por diaclases e a outra apresenta estrias ou outros indicadores cinemáticos de cisalhamento, provavelmente esta última família corresponde a diaclases reativadas.
- O fato de um determinado conjunto de cisalhamentos estar confinado a determinadas bancadas, apresentarem ausência de brecha de falha e ausência de falhas conjugadas é um forte indicador de que correspondem a diaclases reativadas.
- Cisalhamentos de grande comprimento mas com rejeitos diminutos deverão corresponder a diaclases reativadas.

Muitas outras situações se podem considerar pela conjugação dos critérios apresentados e que variarão de caso para caso. Um importante fato a reter é que a direção de uma família de diaclases reativadas é a mesma que tinha antes dessa reativação, permitindo, portanto, avaliar a orientação de o3 original. Excetuam-se os casos em que as diaclases estejam associadas a flancos de dobras, pois podem ter rodado durante o episódio responsável pelo dobramento. O modo como as diaclases são reativadas depende de numerosos fatores, como sejam, o grau de abertura e coesão entre os seus planos e, sobretudo, a sua orientação relativamente ao novo campo de tensões (Price & Cosgrove, 1990; Davis & Reynolds, 1996).

B1.6. RELAÇÃO DAS DIACLASES COM OUTRAS ESTRUTURAS

É comum uma abordagem genética das diaclases em função da sua distribuição na crosta e relacionamento com outras estruturas. Como abordado em B1.1, distinguem-se usualmente as resultantes de processos de subsidência e diagénese (*burial joints*), as sintectónicas e as associadas a soerguimento (*uplift joints*).

Particularmente no que respeita às de origem tectónica há que ter em atenção a sua distribuição espacial. As de âmbito regional distribuem-se por largas áreas da crosta terrestre sem variações pronunciadas na sua orientação e cuja génese está relacionada com campos de tensão remotos. As de âmbito local relacionam-se, obviamente, com campos de tensão locais, sendo comum a distinção entre as associadas a dobramentos e a falhas e, ainda, as associadas à instalação de corpos ígneos intrusivos. Este tipo de abordagem, particularmente no que respeita a diaclases associadas a campos de tensão locais induzidos pelo desenvolvimento de outras estruturas, deverá ser sempre tido em consideração quando há uma nítida associação espacial de proximidade entre diaclases e outras estruturas maiores.

Face à natureza da área objeto do presente estudo, não se fará uma abordagem às diaclases resultantes da instalação de corpos ígneos nem às resultantes de contrações termiais ou, ainda, às diaclases sub-horizontais resultantes de descompressão litostática por erosão (*sheet joints*). Também não se abordarão as diaclases cuja génese possa ser associada à atuação de campos de tensão remotos, pois essas constituíram o cerne dos capítulos anteriores. Unicamente se abordarão as diaclases associadas a falhas e a dobramentos.

B1.6.1. Diaclases associadas a dobras

No que respeita às diaclases associadas a dobramentos, a sua génese e modo como se orientam dependem de numerosos condicionalismos, desde a cinemática do próprio dobramento (Price, 1966; Ramsay & Huber, 1987; Price & Cosgrove, 1990; Davis & Reynolds, 1996), até à evolução geométrica das dobras e condicionalismos impostos por fraturas pré-existentes (Cosgrove & Ameen, 2000; Bellahsen, Fiore & Pollard, 2006; Mynatt, Seyum & Pollard, 2009). Generalizando para os mecanismos de dobramento por deslizamento flexural e por deformação tangencial longitudinal de uma sequência de bancadas competentes (Ramsay, 1967), há que considerar duas situações consecutivas (Einstein & Dershowitz, 1990; Price & Cosgrove, 1990; Cosgrove & Ameen, 2000; Mandl 2005):

- A formação de diaclases e outras fraturas por efeito dos esforços compressivos responsáveis pelo dobramento, mas numa fase anterior ao desenvolvimento das dobras propriamente ditas.
- A formação de fraturas associadas às trações secundárias resultantes do desenvolvimento da dobra (Figura 89).

A conjugação destas duas situações pode dar lugar à ocorrência de padrões de fraturação bastante complexos pois, de forma bastante simplificada:

- Na etapa inicial do dobramento e por efeito dos esforços compressivos, há lugar à formação de diaclases verticais segundo o plano $\sigma_1 - \sigma_2$. São usualmente chamadas Diaclases Transversais ou Ortogonais, por se orientarem transversalmente ao plano axial das dobras. Acomodam, portanto, a extensão paralela aos eixos. Podem, ainda, bisetar o ângulo agudo de eventuais fraturas de cisalhamento coevas.

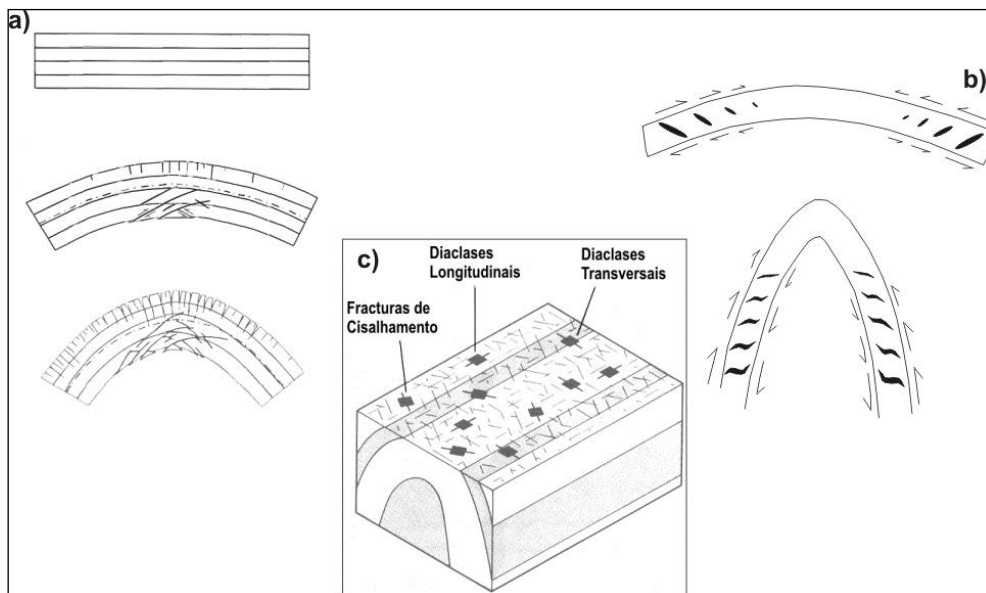


Figura 89- Fraturas associadas a dobramentos. a) Diaclases longitudinais no arco externo e fraturas de cisalhamento no arco interno de dobramento por deformação tangencial longitudinal. b) Veios de tração no interior de bancadas dobradas por deslizamento flexural. c) Padrão de fraturação à superfície. (adaptado de Ramsay & Huber, 1987; Davis & Reynolds, 1996)

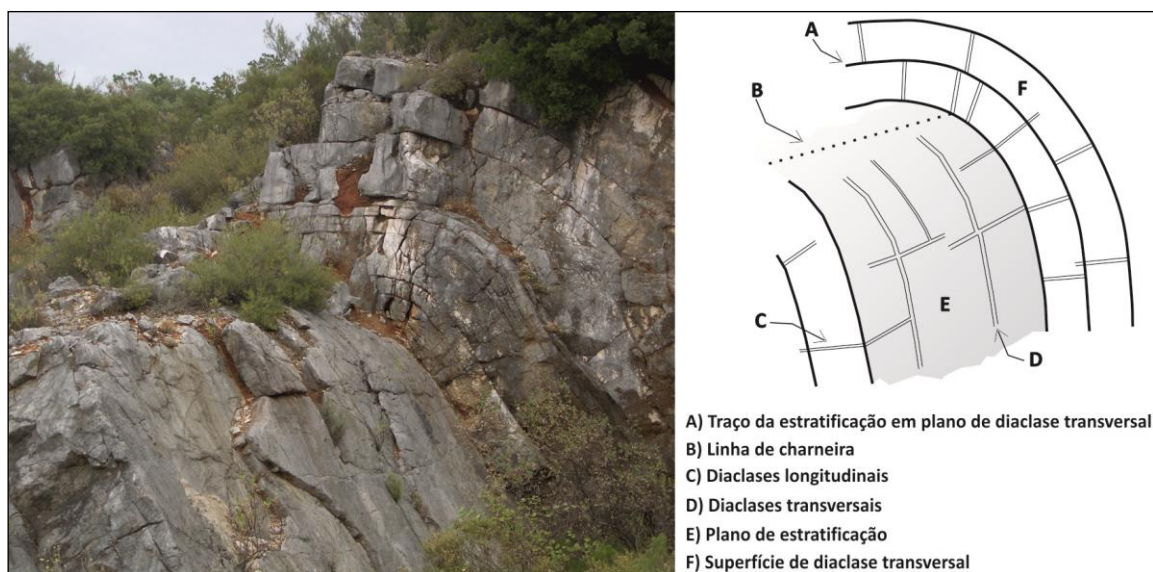


Figura 90- Estruturas frágeis associadas a dobramento por deslizamento flexural na região de Monsanto, MCE. Embora não visível na fotografia, os planos de estratificação apresentam-se estriados como resultado do deslizamento entre bancadas. Do mesmo modo não perceptível na fotografia, as bancadas de calcário apresentam-se recortadas por inúmeros veios de calcite, muitos deles sistematicamente organizados em *en échelon*, de acordo com a Figura 89b).

- Em associação com as diaclases anteriores podem surgir outras segundo uma direção que lhes é perpendicular e, portanto, paralelas ao eixo das dobras – Diaclases Longitudinais. A sua formação deverá estar relacionada com trações secundárias entre as diaclases transversais, de acordo com os mecanismos anteriormente apresentados relativamente aos sistemas de diaclases ortogonais. No entanto, Davis & Reynolds, 1996 e Bahat *et al.*, 2005 admitem que a sua formação só tenha lugar nas fases finais do dobramento, já em descompressão, por trações associadas ao relaxamento da estrutura.
- Com o efetivo desenvolvimento da dobra e em função das trações induzidas localmente que, por sua vez, dependem do mecanismo cinemático do dobramento, surgem novas fraturas. Considerando o mecanismo de deformação tangencial longitudinal surgem, tipicamente, diaclases

no arco externo das dobras e fraturas de cisalhamento conjugadas no arco interno (Figura 89-a)). As diaclases estarão orientadas paralelamente aos eixos das dobras, à semelhança das abordadas antes, ou, simplesmente, poderá haver lugar à sua reabertura. Perante o mecanismo de deslizamento flexural há tendência para o surgimento de diaclases ou, mais comumente, veios no interior das bancadas por efeito do binómio de tensões que aí tem lugar (Figura 89-b)). Com o evoluir do dobramento estes veios acabam por apresentar formas sigmoidais e, eventualmente, podem estar cortados por novos veios. A evolução geométrica das dobras com o tempo acaba por influenciar a orientação de todas as estruturas geradas precocemente.

A Figura 89 –c), adaptada de Davis & Reynolds, 1996, pretende demonstrar de modo simplificado o padrão de fraturação associado a dobramentos. A Figura 90 mostra exemplo ilustrativo de estruturas frágeis associadas a dobramento pelo mecanismo de deslizamento flexural e que ocorre, por sua vez, associado ao Cavalgamento do Arrife.

B1.6.2. Diaclases associadas a falhas

Em relacionamento espacial e genético com falhas é muito mais comum a ocorrência de fraturas de cisalhamento e outras falhas do que diaclases. No entanto, pretende-se aqui abordar essencialmente o relacionamento existente com as diaclases.

O relacionamento entre diaclases e falhas depende dos campos de tensões regionais. Tendo em conta os mais comuns na crosta terrestre, também chamados de *andersonianos*, esse relacionamento é comumente traduzido por intermédio de blocos diagrama, como os apresentados na Figura 91.

Autores como Peacock, 2001; Mandl 2005; Blenkinsop, 2008, têm abordado o relacionamento entre falhas e diaclases sistematizando-o em função da cronologia relativa: diaclases **anteriores** a falhas, diaclases **precursoras** e **contemporâneas** de falhas e diaclases **posteriores** a falhas. Em particular, Blenkinsop, 2008, faz uma resenha do estado de conhecimento a respeito deste tema.

Relativamente às **diaclases anteriores a falhas** há a considerar duas situações, nomeadamente a de padrões regionais de diaclasamento rejeitados por falhas e que, portanto, não oferecem dúvidas quanto ao seu relacionamento cronológico, e a situação de falhas originadas a partir de diaclases. Relativamente a este último caso Pollard & Aydin, 1988 referem o desenvolvimento de falhas a partir da reativação por cisalhamento de diaclases pré-existentes, em função da rotação do campo de tensões (Figura 92). O padrão de fraturação originado poderá facilmente ser confundido com um dos típicos padrões de diaclasamento que anteriormente foram abordados, donde a importância na correta interpretação genética das fraturas.

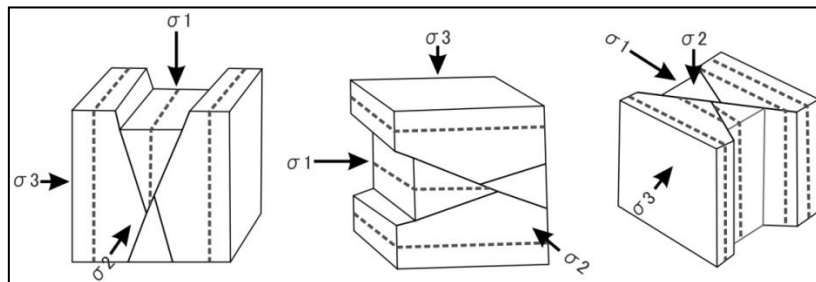


Figura 91- Falhas e diaclases em função da orientação do campo de tensões.

Na Figura 92, apresentam-se duas situações evolutivas semelhantes mas que resultam em padrões diferentes. A primeira corresponde a uma família de diaclases com o padrão A que evolui para o conjunto de fraturas com o padrão B. As diaclases em A são reativadas em desligamento esquerdo, em função da reorientação do campo de tensões. Esse novo campo de tensões dá lugar ao desenvolvimento, nas extremidades de algumas das diaclases pré existentes (pois, como já referido, é aí que se concentra a tensão diferencial), a novas diaclases orientadas perpendicularmente à direção da nova compressão mínima horizontal e que vão servir de ligação entre as diaclases reativadas, originando falhas. Obtém-se, assim, um padrão de fraturação em que coexistem diaclases e falhas subparalelas. A segunda situação, reportada por Dyer, 1988, parte de um padrão C de diaclases mais persistentes. Por reorientação do campo de tensões, a maioria é reativada em cisalhamento esquerdo, formando-se, entre elas novas diaclases orientadas consistentemente com o novo campo de tensões e resultando o padrão de fraturação D.

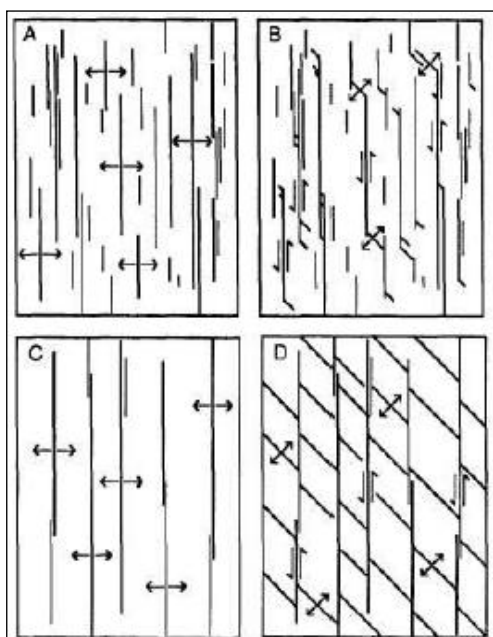


Figura 92- Desenvolvimento de falhas a partir de diaclases pré-existent (em Pollard & Aydin, 1988). Dois padrões de diaclasamento A e C evoluem para os padrões B e D, respectivamente, por efeito de rotação do campo de tensões (as setas indicam a direção de σ_3).

Em ambas as situações há lugar à formação de novas diaclases. Estas são, portanto, contemporâneas das falhas e serão abordadas mais à frente, neste capítulo.

Diaclases precursoras de falhas são aquelas que se formam sob o mesmo campo de tensões da falha que “sobre” elas se vai instalar. A este respeito importa primeiro ter em atenção que as falhas, tal como as diaclases, se formam a partir da interação e coalescência de muitas microfissuras (Mandl 2005; Healy, Jones & Holdsworth, 2006). A geometria destas microfissuras e o

campo de tensões que as envolvem, controlam a propagação das falhas em meios isotrópicos e a sua orientação final. Em meios anisotrópicos, como sequências sedimentares bem estratificadas, a propagação e orientação final das falhas depende também das variações de competência mecânica entre as diferentes litologias (Ferril & Morris, 2003).

Mandl 2005; Healy *et al.*, 2006, referem que para litologias com um forte caráter frágil, têm sido descritas situações de diaclasamento concentrado em aglomerações ou *clusters* com uma determinada orientação preferencial e que este tipo de aglomerados ocorre a diferentes escalas. Quando suficientemente próximos uns dos outros, tendem para a coalescência, dando origem a bandas de cisalhamento. Mollema, 1999, apresenta o caso que mais tem sido citado por outros autores como exemplo típico de um destes corredores de intenso diaclasamento precursor de falhas, correspondente, no caso apresentado na Figura 93, a um corredor de numerosas diaclases dispostas em *en échelon*, entre as quais se formaram diaclases transversais. Perante o campo de tensões regional, a interação entre estas duas famílias de diaclases terá permitido o desenvolvimento do cisalhamento. Peacock, 2001, com base nesta situação e nas reportadas por outros autores, refere que quando se verifica um aumento na frequência de diaclases com a aproximação a zonas de falha, essas diaclases deverão ser interpretadas como precursoras dessas falhas e, portanto, geradas sob o mesmo campo regional de tensões.



Figura 93- Diaclases precursoras de zona de cisalhamento (em Mollema, 1999)

No que respeita às **diaclases formadas contemporaneamente a falhas** há a considerar as que se formam nas extremidades das falhas e mesmo ao longo das falhas. Enquadram-se nestas situações as diaclases neoformadas entre as falhas (ou diaclases reativadas) reportadas na Figura 92, bem como as reportadas por Peacock, 2001, com a particularidade destas contribuírem para o desenvolvimento de estruturas *pull-apart* (Figura 94)

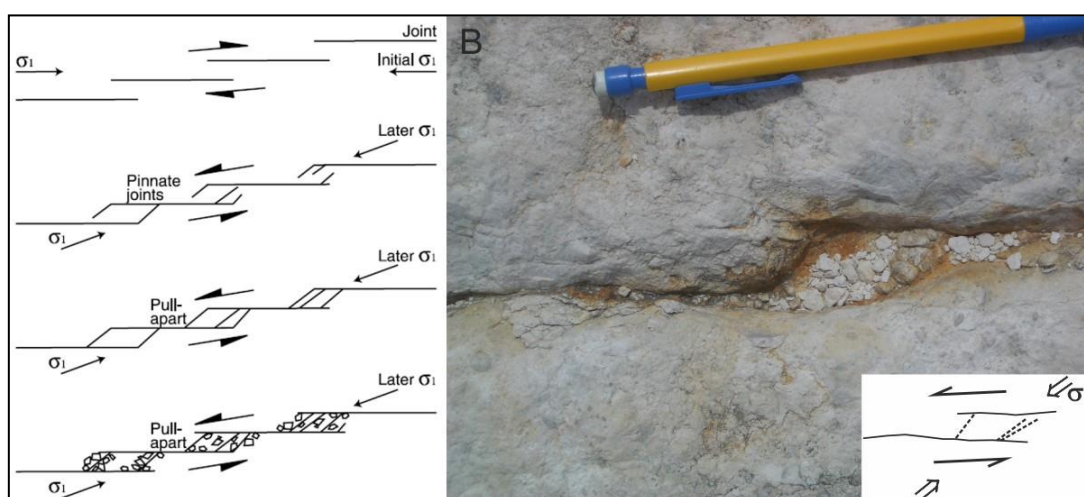


Figura 94- Formação de falhas a partir de diaclases pré-existentes com desenvolvimento de estruturas “pull-apart”. A- Esquema ilustrativo do mecanismo (em Crider & Peacock, 2004). B- Exemplo de “pull-apart” em plano de estratificação na Serra dos Candeeiros, MCE, com ilustração esquemática onde a tracejado se indicam as diaclases neoformadas perante σ_1 e as setas indicam o sentido de movimento.

Não é uniforme a terminologia para estas estruturas dilatacionais formadas nas extremidades e ao longo das falhas. Pollard & Aydin, 1988; Myers & Aydin, 2004, atribuem-lhes a designação genérica de *splay cracks*, ao passo que Homberg, Hu, Angelier *et al.*, 1997 e Mandl 2005, lhes dão o nome de *wing cracks*. Por seu turno, Peacock, 2001 e Crider & Peacock, 2004, atribuem-lhes a designação de *pinnate joints* ou *wing cracks*.

Wilkins *et al.*, 2001 e Kim, Peacock & Sanderson, 2004, distinguem *pinnate joints* (ou *pinnate fractures*) de *wing cracks* (Figura 95). As primeiras iniciam-se ao longo do comprimento de uma falha, fazendo com ela ângulos agudos. Hancock, 1985, refere estas diaclases como estruturas indicadoras do sentido de movimentação das falhas, inclinando no sentido dessa movimentação (Figura 95 e Figura 96). Podem ocorrer em diversos contextos, desde muito locais a regionais e frequentemente

estão dispostas em *en échelon* (Twiss & Moores, 1992, Figura 96). As *wing-cracks* iniciam-se próximo da terminação das falhas, ortogonalmente a elas e tendem, numa curta distância, a mudarem para orientação bem diferenciada de modo a ficarem alinhadas com a compressão máxima regional (Figura 97).

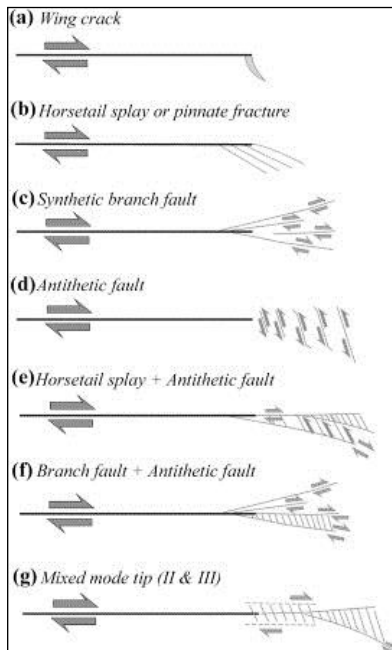


Figura 95- Ilustração esquemática dos padrões complexos que se podem formar junto à extremidade das falhas e onde se integram as *wing cracks* e as *pinnate fractures*. Estas últimas distinguem-se das anteriores porque tendem a desenvolver-se segundo o comprimento da falha e não propriamente na extremidade (em Kim *et al.*, 2004).

Por efeito da atuação de uma falha nas rochas encaixantes, Mandl 2005 e Kim *et al.*, 2004, distinguem a deformação que ocorre na chamada “zona de processamento” da falha, junto à sua extremidade, da deformação que ocorre ao longo da falha. Junto à extremidade das falhas, onde se dá a sua propagação, a fraturação, para além de muito intensa, é complexa devido à ocorrência de diversos tipos de fraturas (Figura 95). Já nas rochas encaixantes ao longo da falha e para regimes distensivos, é comum a ocorrência de algumas formas de deformação típicas associadas a falhas normais, como flexuras e estruturas *roll-over*. A estas, por sua vez, podem

estar associadas diaclases devidas à extensão a que as rochas ficam sujeitas pelos mecanismos já abordados a respeito dos dobramentos.

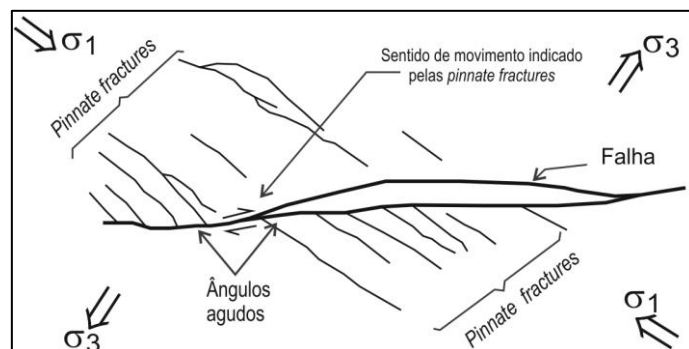


Figura 96- Desenvolvimento de diaclases (*pinnate joints* ou *pinnate fractures*) disposta em *en échelon* ao longo de uma falha e indicadoras do seu sentido de movimentação (adaptado de Twiss & Moores, 1992).

Outras relações que indicam contemporaneidade entre diaclases e falhas podem ocorrer. Engelder, 1987, relata a ocorrência de diaclases nas imediações de sistemas conjugados de falhas normais com direção paralela à dessas falhas, segundo o modelo preconizado por Anderson, 1951.

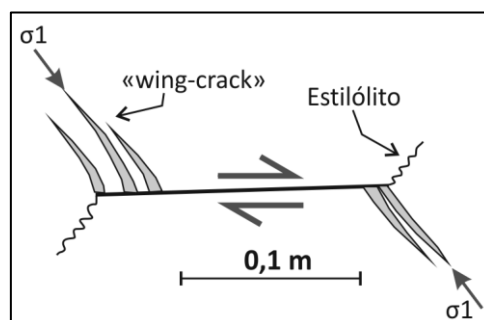
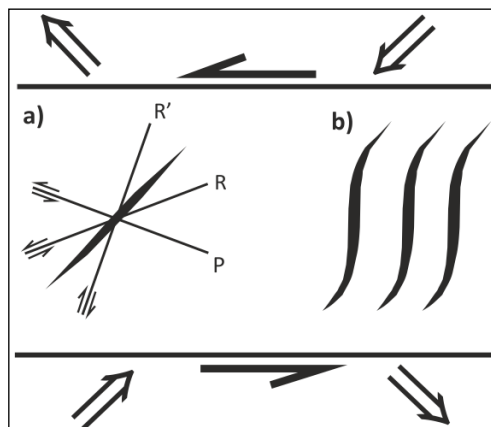


Figura 97- Desenvolvimento de diaclases (*wing cracks*) e estilólitos na terminação de falhas (adaptado de Kim *et al.*, 2004; Mandl 2005).

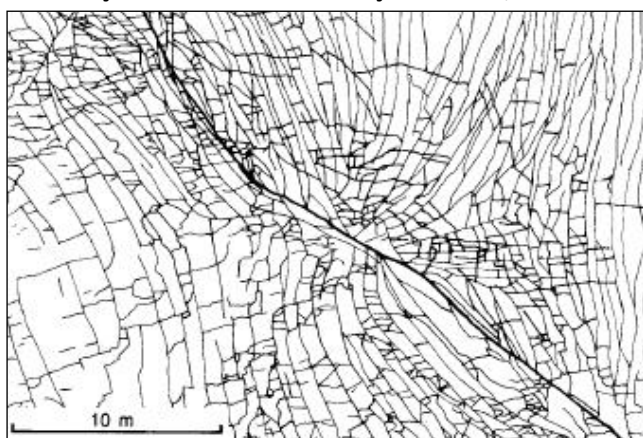
Situação desde há muito bem documentada é a que corresponde a diaclases e veios em *en échelon* associados a zonas de cisalhamento em deformação semifrágil e, portanto, coevos dessa deformação. A Figura 98 documenta esquematicamente as estruturas que acomodam a deformação nestas zonas. Hancock, 1972, refere que numa relação angular de 40° a 45° com a direção de cisalhamento formam-se veios segundo a direção da compressão máxima principal no interior da zona de cisalhamento e que é próxima da de σ_1 que está na origem desse cisalhamento (Figura 98-a)). Por deformação progressiva, estes veios que se dispõem em *en échelon*, rodam e adquirem um aspeto sigmoidal (Figura 98-b)). Como tem vindo a ser referido, a abertura e propagação de fraturas em Modo I dá-se nas suas extremidades, razão pela qual os veios sigmoidais rodados apresentam as respetivas terminações orientadas segundo σ_1 .

Figura 98- Deformação por cisalhamento simples em regime semifrágil. a) Distribuição teórica das fraturas criadas numa zona de cisalhamento semifrágil. b) Veios sigmoidais por efeito da deformação progressiva (adaptada de Hancock, 1972).



Perante situações de deformação extrema pode mesmo haver rutura ao longo dos veios, dando origem a uma falha. De ambos os lados restarão relíquias destes veios que, assim, também poderão ser considerados como estruturas precursoras de falhas.

Durante o processo tectónico que conduz à formação de diaclases, estas podem sofrer mudanças de orientação devido a modificações locais, induzidas por falhas pré-existentes no campo de tensões.



Rawnsley *et al.*, 1992; Rawnsley, 1998, referem casos paradigmáticos onde, tendencialmente, as diaclases curvam em direção a pontos de maior concentração de tensão nas falhas (Figura 99).

Figura 99- Modificação na trajetória das diaclases em função de uma falha pré-existente (em Rawnsley, 1998)

B1.7. METODOLOGIAS PARA O ESTUDO ESTATÍSTICO DE DIACLASES

B1.7.1. Levantamento de diaclases em afloramentos

Normalmente, as diaclases ocorrem em extensas áreas da superfície terrestre, com a particularidade de se apresentarem dispostas em conjuntos sistemáticos no que respeita à orientação e ao espaçamento. Deste modo, é aceitável que para obter informação acerca desses conjuntos sistemáticos de diaclases, se retirem amostras sobre as quais se possam aplicar procedimentos de inferência estatística. Tendo isto em vista e considerando o reconhecimento de diaclases ou outras fraturas em afloramentos, há fundamentalmente dois tipos de abordagem (ISRM, 1978; Priest, 1993). Uma abordagem subjetiva, em que apenas são descritas e medidas as descontinuidades consideradas

mais importantes; outra, objetiva, em que são medidas e descritas todas as descontinuidades que intersectam uma determinada linha ou área de referência sobre os afloramentos.

A abordagem subjetiva, também chamada Método Seletivo (Davis & Reynolds, 1996; Manda & Mabee, 2010) é eficaz perante sistemas de diaclasamento persistentes e pouco complexos. Tratando-se de um método mais expedito, é apropriado para o estudo de áreas de grande dimensão quando o tempo é restrito. Depende muito da sensibilidade de quem executa o trabalho e do grau de conhecimento entretanto adquirido sobre a região.

A abordagem objetiva, embora mais morosa que a anterior, revela-se mais eficaz para sistemas de fraturação complexos, devendo estar enquadrada num plano amostragem sistemático Einstein & Baecher, 1983. Compreende as seguintes metodologias mais comuns ISRM, 1978:

- **Método da Linha de Referência.** Na literatura anglo-saxónica este método é conhecido por *Scanline Method*, terminologia cujo uso direto já está bastante implementado, pelo que também será utilizada de ora em diante. Trata-se da metodologia de levantamento de fraturas em afloramentos mais comum no campo da Engenharia Geológica (Priest, 1993), visando a avaliação quantitativa do estado de fraturação dos maciços rochosos. Consiste na medição das fraturas que intersectam uma linha de referência estabelecida sobre um determinado afloramento. Trata-se de um método rápido e eficaz para o levantamento sistemático de dados de fraturação (La Pointe & Hudson, 1985; Priest, 1993).
- **Método da Área de Referência** (*Area Method, Window Method*). Este baseia-se na medição de todas as fraturas abarcadas por uma janela de amostragem, quadrangular ou circular, estabelecida sobre os afloramentos. Embora um pouco mais morosa que a anterior, tem a vantagem de, como mais à frente se verá, evitar a necessidade de proceder a correções sobre a frequência dos dados angulares medidos e permitir, de modo mais direto, a avaliação da densidade de fraturação (Davis & Reynolds, 1996; Mauldon, Dunne & Rohrbaugh, 2001; Chilès, Wackernagel, Beucher *et al.*, 2008). Uma variação deste método inclui a elaboração de mapas de fraturação em pavimentos selecionados dos afloramentos. Com efeito, Barton, Larsen, Page *et al.*, 1993, refere que o estudo da fraturação que afeta os maciços rochosos, para efeitos de elaboração de modelos geotécnicos, de permeabilidade ou de campos de tensões, deve basear-se neste tipo de levantamentos. Como a rede de fraturação que afeta os maciços é tridimensional, este autor justifica que ao adotar-se um método de amostragem bidimensional, apenas se está a perder uma dimensão da amostragem, ao passo que quando se utilizam *scanlines*, perdem-se duas dimensões.

Quer se empregue um método, quer o outro, há um fator comum que importa ter em atenção e que diz respeito à dimensão do suporte de amostragem utilizado (*scanline* ou área). Essa importância resulta da necessidade de serem amostradas diaclases que eventualmente façam parte de uma família sistemática caracterizada por um elevado espaçamento. Importa, portanto, algum conhecimento prévio dos sistemas de fraturação existentes na área em estudo, sendo que a fotografia aérea pode aqui desempenhar um papel crucial. Para regiões de ocorrência de sequências sedimentares pouco deformadas e tendo em conta a já abordada relação existente entre espaçamento das diaclases e espessura dos estratos, Davis & Reynolds, 1996, sugere que as *scanlines* ou diâmetros do círculo de amostragem tenham um comprimento semelhante ao da espessura do estrato sobre o qual se realizam as medições.

Outros aspectos que merecem consideração do ponto de vista prático são os apontados por Priest & Hudson, 1981; Einstein & Baecher, 1983; Priest, 1993, nomeadamente:

- Para regiões em que a densidade de fraturação seja bastante intensa, pode-se estabelecer um limite inferior (truncagem) ao comprimento das diaclases a serem medidas, sendo comum estabelecer esse limite em 0,1 m.
- Para levantamentos pelo método da *scanline* e a fim de uniformizar posteriores cálculos sobre o espaçamento das famílias direcionais existentes, deve-se iniciar a *scanline* numa diaclase, ou seja, aos zero metros de cada *scanline* deverá corresponder uma diaclase.
- A realização de duas *scanlines* ortogonais entre si minimiza o enviesamento dos dados de orientação (tema que mais à frente se abordará em detalhe).
- Tem pouca representatividade medir todas as fraturas paralelas que ocorrem com espaçamentos na ordem de 1 cm. Será menos moroso medir algumas delas a intervalos espaçados de 10 a 20 cm, consoante a área de ocorrência, anotando o número de diaclases que existem em cada um desses intervalos.

Outras metodologias existem, mas menos comuns. Merece, no entanto, destaque a proposta por Wise & McCrory, 1982. Para áreas em que se verificam dificuldades no estabelecimento de correlações entre os dados de orientação das fraturas nas diferentes estações de amostragem pelos métodos comuns, estes autores propõem a realização de perfis de amostragem entre estações espaçadas, a fim de trazer para a evidência as variações entre elas. Ao longo de cada perfil a amostragem não será contínua, mas antes sistemática em função de uma distância pré-determinada. Em cada “subestação” propõem a medição das principais fraturas segundo um método seletivo.

Na sequência de uma variante ao Método da Área de Referência, baseado no levantamento de todos os traços de fratura observáveis em fotografias de afloramentos, têm surgido recentemente novas propostas assentes no processamento digital, mais ou menos automático, de imagens a diferentes escalas de áreas fraturadas, como é o caso de Ribeiro, 1994; Aguiar, 2003; Kemeny & Post, 2003.

B1.7.2. Processamento estatístico de dados de fraturação

Seja qual for a metodologia empregue, a amostragem estatística de sistemas de fraturas deve ter em consideração as diferenças entre a População e a População Amostral, sendo que a primeira é constituída por todas as fraturas existentes na área em estudo, estejam expressas nos afloramentos ou unicamente em profundidade ou mesmo sob depósitos de cobertura recentes, e a segunda é constituída pelo conjunto de todas as fraturas que seria possível amostrar em toda a área Lanney, 1978; Einstein & Baecher, 1983. Os procedimentos estatísticos que se aplicam sobre uma determinada amostra permitem apenas inferir as características da População Amostral. Não permitem inferências sobre a População porque essas inferências já requerem também inferências geológicas, as quais pouco têm a ver com estatística. Assim, os dados levantados constituem uma amostra sobre a qual se pretendem aplicar processos estatísticos que permitam inferir as características da população amostral em função do objetivo final a que se propõe esse conhecimento. No que respeita à descrição do conjunto das características geométricas das diaclases que afetam um maciço rochoso, Dershowitz & Einstein, 1988, consideram a existência de dois modos de abordagem ao processamento e interpretação dos dados de campo:

- O Método Tradicional, também chamado de Método Desagregador, pelo qual as diferentes características geométricas das diaclases são alvo de procedimentos estatísticos de modo separado, como por exemplo, a elaboração de diagramas de polos para avaliar a distribuição das orientações, histogramas para avaliar a distribuição dos espaçamentos, das aberturas, etc. Posteriormente o processo envolve o discernimento de eventuais correlações. Trata-se da metodologia tradicionalmente aplicada em estudos no âmbito da geologia estrutural e da geologia de engenharia.
- Uma metodologia mais recente e que teve forte desenvolvimento a partir dos anos 80 do século passado, não se centra nas características individuais das diaclases, mas antes no inter-relacionamento e interdependência dessas mesmas características. Esta metodologia ou Método Agregador, centra-se na elaboração de modelos teóricos de sistemas de diaclasamento dos maciços rochosos que, por adaptação específica a cada caso, permitam, tanto quanto possível, visualizar o estado de fraturação desses maciços. São exemplos o Modelo Ortogonal, o Modelo de Dershowitz e o Modelo de Discos de Baecher (Dershowitz & Einstein, 1988). Esta metodologia tem cada vez mais vindo a ter aplicabilidade no campo da engenharia geológica, em particular no que concerne à modelação de aquíferos fissurados e de jazidas de hidrocarbonetos.

No que respeita ao processamento estatístico dos dados de sistemas de fraturas, Einstein & Baecher, 1983, consideram 3 características geométricas principais das descontinuidades que podem ser descritas estatisticamente: a densidade de ocorrência (espaçamento, frequência), a orientação e a dimensão.

O tratamento dos dados de **orientação das fraturas** é o primeiro passo de todo o processamento estatístico dos dados, pois constitui a base para a definição das famílias direcionais existentes. Basicamente existem dois métodos para representar graficamente a orientação de fraturas: Diagramas de Rosas e projeções estereográficas de planos ou polos de fraturas.

O diagrama de rosa (ou roseta) usa-se sobretudo para representar dados de orientação de fraturas subverticais, permitindo uma percepção muito imediata da proporção entre as diversas famílias direcionais presentes. Quando tal se justifique, poderá ser acompanhado de histograma de barras demonstrativo da variação da inclinação das fraturas. Poderá também ser utilizado para representar vetores, sendo que nessa situação as barras ou pétalas não serão simétricas relativamente aos eixos principais. A Figura 100 a) mostra um exemplo típico de um diagrama em rosa relativa a 131 fraturas subverticais. Outro modo de representação consiste em unir os pontos centrais de cada pétala (classe frequência), conforme demonstrado pela Figura 100 b) e a que é costume atribuir o nome de *kite diagram*.

Um diagrama em rosa não é mais que uma forma de histograma circular. A sua representação convencional (como representado na Figura 100 a)) apresenta como inconveniente o grande realce que é dado às classes de maior frequência. Este inconveniente deriva da representação do comprimento dos raios dos segmentos de círculo (pétalas da rosa) proporcionalmente aos valores da frequência. Como resultado, as pétalas correspondentes às maiores frequências apresentam áreas desproporcionalmente elevadas, o que pode conduzir a interpretações erróneas. Daqui, a importância que é preciso prestar às diferenças entre as percentagens de cada classe azimutal.

Para obviar este problema é sempre possível recorrer à construção de rosetas em que a proporcionalidade entre as pétalas e a frequência de cada classe azimutal seja evidenciada com base na sua área e não no comprimento da sua altura. Para isso, os segmentos de círculo das rosetas

deverão ser proporcionais à raiz quadrada da frequência (Swan & Sandilands, 1995; Baas, 2000; Davis, 2002), como é o caso apresentado na Figura 100 c), onde são bem evidentes as diferenças com a roseta convencional. A maioria das aplicações informáticas disponíveis no mercado para a construção de diagramas em rosa apresenta como opção a possibilidade de os construir por este modo.

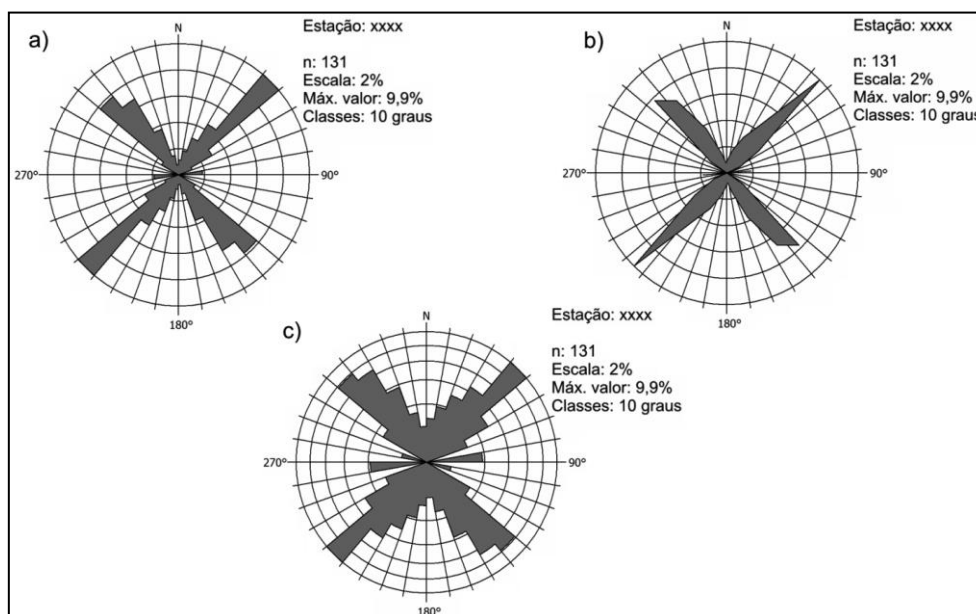


Figura 100 - Modo de representação de Diagramas de Rosa. Para uma mesma amostra obtém-se: a) representação normal; b) representação "kite"; c) representação proporcional à área

Em qualquer dos casos este tipo de diagramas deverá sempre indicar o número total de observações, a amplitude das classes e a escala, esta última geralmente sob a forma de percentagem de observações. Tal como na abordagem estatística de dados lineares, os histogramas circulares são muito sensíveis no que respeita à definição da amplitude das classes e ao seu ponto de origem (Davis, 2002). As amplitudes mais comuns em diagramas de rosa são de 10^0 , 15^0 ou 30^0 . O ponto de origem mais comum é o azimute 0^0 mas, caso se verifiquem frequências de dados relativamente elevadas em torno deste valor, convirá ensaiar a projeção de dados a partir de outro azimute.

A grande maioria das aplicações informáticas disponíveis para a elaboração de Diagramas de Rosa apresenta potencialidades para o cálculo de alguns parâmetros estatísticos, nomeadamente, a orientação média, o desvio padrão (ou a variância) e intervalos de confiança. Importa, no entanto, ter em atenção que o cálculo destes parâmetros só faz sentido para distribuições unimodais dos dados, ou seja, se os dados de fraturação definem duas famílias direcionais distintas e bem marcadas, para a maioria das situações não tem significado saber qual a direção média. Há que ter em atenção também que o cálculo desses parâmetros não é nem pode ser efetuado do mesmo modo que para os dados lineares tradicionais. Como exemplo prático, se considerarmos duas fraturas orientadas, respetivamente, segundo os azimutes 1^0 e 179^0 , imediatamente temos a perceção de que a sua orientação média é N – S. No entanto, se calcularmos a sua média aritmética pelo método tradicional, obtemos o valor de 90^0 , o que nitidamente não corresponde à realidade. O ramo da estatística que se debruça sobre estes problemas é chamado de Estatística Circular ou Estatística Direcional, tendo sido fortemente desenvolvido por Mardia, 1972.

Assim, para dados de natureza direcional a direção média $\bar{\theta}$ é a direção do vetor resultante (vetor médio) da soma dos dados direcionais. Ou seja, assumindo que cada fratura é um vetor unitário com

coordenadas $x_i = \cos \theta$ e $y_i = \sin \theta$, sendo θ o azimute, e assumindo um dado n° de direções $\theta_1, \dots, \theta_n$, então Vetor Médio é dado por (Davis, 2002):

$$\bar{\theta} = \tan^{-1} \frac{\sum_{i=1}^n \sin \theta_i}{\sum_{i=1}^n \cos \theta_i}$$

O comprimento do vetor resultante padronizado em função do número de dados, é dado por (Davis, 2002):

$$\bar{R} = \frac{\sqrt{(\sum_{i=1}^n \cos \theta_i)^2 + (\sum_{i=1}^n \sin \theta_i)^2}}{n}$$

Este vetor resultante varia de zero a um e é uma medida de dispersão dos dados análoga à variância, mas expressa em sentido oposto, ou seja, elevados valores de R representam baixa dispersão dos dados em torno da média. De forma a trabalhar com uma medida de dispersão que aumenta com o afastamento dos dados relativamente à média, é usual trabalhar com o complementar de R , a que se dá o nome de Variância Circular (Davis, 2002):

$$S = 1 - \bar{R}$$

De modo a testar hipóteses acerca dos dados circulares, é necessário, tal como para os dados lineares tradicionais, considerar um modelo de características conhecidas. O mais usual é a Distribuição de Von Mises, a qual é equivalente à Distribuição Normal.

A projeção estereográfica é o método mais usual e universalmente aceite para visualizar dados relativos a orientações. No campo da visualização dos dados de orientação de fraturas, este método torna-se particularmente relevante quando estas não se apresentam subverticais. Como fundamentalmente se pretende trabalhar estatisticamente os agrupamentos (ou *clusters*) de fraturas, o seu inter-relacionamento espacial ou, ainda, o seu relacionamento com outras estruturas, a rede vulgarmente utilizada não é a rede estereográfica (Rede de Wulff ou rede de iguais ângulos) mas sim a rede de igual área, também chamada de Rede de Schmidt. Todavia, na prática, é comum o uso da designação Rede Estereográfica para designar indistintamente qualquer uma delas. Em geologia estrutural, por convenção, as projeções realizam-se no hemisfério inferior.

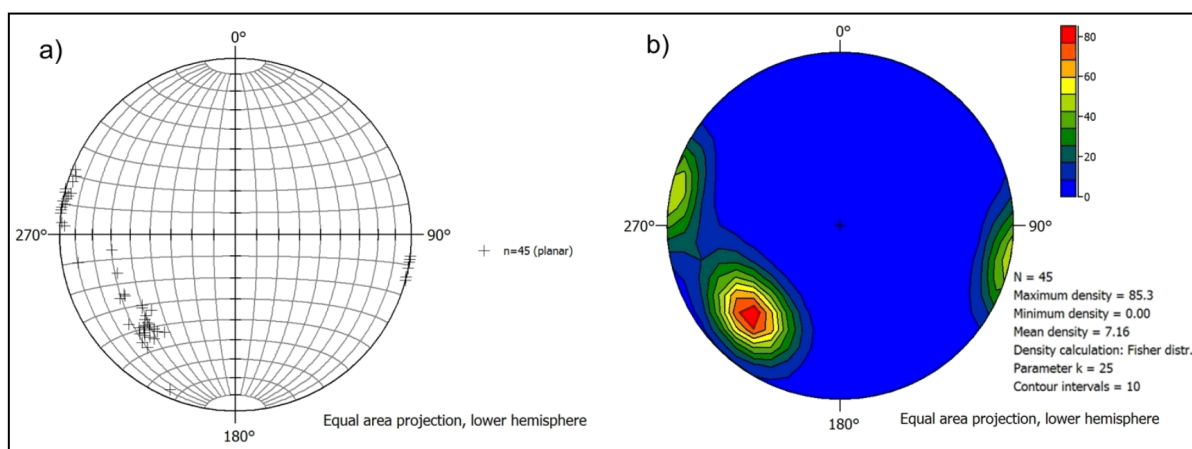


Figura 101- Projeção Estereográfica. Em a) exemplo de estereograma com projeção de polos de planos e em b) o respetivo diagrama de contorno de densidades de pontos.

Tomando a projeção dos polos dos planos de fraturas, esta metodologia apresenta ainda a grande vantagem de facilmente ser possível a identificação de *clusters* de orientação, bem como o seu tamanho relativo (Figura 101 a)). Essa identificação pode basear-se na observação direta de aglomerações de pontos na rede estereográfica ou em diagramas de contorno de densidade de pontos (Figura 101 b)). Estes são obtidos pela contagem do número de dados que caem dentro duma determinada distância angular a partir duma direção de origem, ou seja, a partir duma estação de contagem. O contributo de cada dado para o valor de cada estação depende da função que determina a distância angular e/ou de uma função de ponderação que seja aplicada.

Existem diversas metodologias disponíveis para a elaboração destes diagramas de contorno. Entre as mais comuns contam-se a de Schmidt e a de Kamb que envolvem a contagem do número de pontos projetados numa dada área de amostragem da rede, em que todos os pontos dentro dessa área são ponderados do mesmo modo (Stesky, 2009). Os resultados obtidos por estes métodos dependem, em maior ou menor grau, do tamanho da amostra. Já outros métodos, como os denominados gaussianos, não dependem do tamanho da amostra, sendo, por isso, apropriados para comparação de conjuntos de dados de diferente tamanho (Vollmer, 1995). Estes envolvem a contagem de todos os dados de uma só vez e a sua ponderação por intermédio de uma função gaussiana cuja curtose aumenta ou diminui a resolução das variações de densidade de pontos (Stesky, 2009). Na presente tese utilizou-se o programa *Spheristat* da empresa *Pangaea Scientific*, cuja função gaussiana de ponderação é dada por $w = \exp [k (\cos (\theta)-1)]$, em que k é a curtose e θ é distância angular à estação de contagem.

Na representação de dados obtidos a partir de projeções estereográficas deve ser assinalado se esses dados correspondem a linhas, planos ou polos; qual o método de contorno de densidade de pontos escolhido, respetivo intervalo de classes, o tipo de projeção e o número de observações.

Devido à natureza dos dados, existem muitas situações em que a identificação de clusters não é imediatamente perceptível, pelo que têm sido desenvolvidas metodologias matemáticas diversas para proceder a tal identificação. De entre as mais comuns Munier, 2004 refere as propostas por Shanley & Mahtab, 1976; Miller, 1983; Schaeben, 1984; Huang & Charlesworth, 1989; Pecher, 1989; Vollmer, 1995, mencionando que tendo em conta a variabilidade inata dos fenómenos geológicos e os erros associados a qualquer plano de amostragem, as diferenças existentes entre os métodos propostos são pouco relevantes. No entanto, uma das principais vantagens na utilização de algum dos algoritmos propostos reside na possibilidade de cálculo da orientação média e da dispersão de cada um dos clusters e, a partir daí, poderem ser realizados testes de hipóteses. Para projeções esféricas, como é o caso, a distribuição estatística teórica mais usual para a realização desses testes é a distribuição de Von Mises-Fisher, a qual não é mais que uma extensão da de Von Mises por incorporação de uma terceira dimensão.

Relativamente aos dados de **espaçamento, frequência e dimensão**, o seu processamento estatístico baseia-se sobretudo na elaboração de histogramas e sua comparação com curvas de distribuição teóricas, o que anteriormente já foi referido. Paralelamente ou posteriormente estes dados podem ser processados em função da determinação dos valores de índices geotécnicos formulados empiricamente, como sejam, entre outros, o *Volumetric Joint Count* – J_v (ISRM, 1978) e o *Weighted Joint Density* – WJ_d (Palmstrom, 1995). Estes índices têm a sua principal aplicação no campo da blocometria ou seja na previsão da dimensão e forma de blocos rochosos limitados por fraturas.

B1.7.3. Sequência dos procedimentos interpretativos

A abundante literatura que tem sido publicada a respeito do estado de fraturação dos maciços rochosos é essencialmente do âmbito da engenharia geológica. De modo mais ou menos detalhado, os trabalhos publicados abordam a sequência de procedimentos e métodos adotados ou a adotar para o estudo de diaclases. De entre esses e pela ênfase que colocam nestes aspetos, podem-se destacar Attewell & Farmer, 1976; I.S.R.M., 1978; Barton *et al.*, 1993; Priest, 1993; Nelson, 2001. Em relatórios respeitantes a trabalhos aplicados à seleção de sítios para armazenamento de resíduos nucleares, Munier, 2004 e La Pointe & Hermanson, 2006 detalham bastante os aspetos relacionados com a determinação das principais famílias direcionais de fraturação, integrando dados provenientes de vários métodos de levantamento. A correta determinação das orientações preferenciais existentes é crucial, pois os resultados obtidos irão servir de base a todos os restantes procedimentos para a caracterização das fraturas.

A sequência de procedimentos advogada por esses autores visando a determinação das famílias de diaclases com maior representatividade regional envolve 3 etapas consecutivas:

- Em cada estação de amostragem identificar grupos homogêneos por intermédio de diagramas de rosa ou estereogramas, consoante a necessidade.
- Determinar se os grupos ou famílias direcionais identificadas para cada estação se repetem e, portanto, se correspondem a orientações regionais ou se, pelo contrário, correspondem a variações locais. Aqui os autores realçam que os grupos direcionais identificados em cada estação fazem parte de uma orientação regional se, para além de se repetirem por diversas estações, também se verificar a mesma relação cronológica. Ou, caso as orientações variem mas se mantenha a relação cronológica, esses grupos poderão na mesma ser de âmbito regional, desde que as variações de orientação possam ser enquadradas numa variação geral da geometria do padrão de diaclasamento.
- Cada família direcional de características regionais pode ainda ser caracterizada em função do seu eventual relacionamento com lineamentos identificados em fotografia aérea.

A abordagem sequencial abordada nas duas primeiras etapas pode ser visualizada no fluxograma que se apresenta na Figura 102.

Relativamente à determinação da ordem cronológica relativa entre os grupos direcionais, La Pointe & Hermanson, 2006, propõe 3 parâmetros de avaliação:

- Uma família de diaclases termina consistentemente contra uma outra família.
- A família que parece mais antiga (com base nas relações de corte entre diaclases que foram abordadas anteriormente) apresenta maiores persistências ou a que parece mais recente denota consistentemente menores persistências.
- A família que parece mais antiga apresenta espaçamentos uniformemente distribuídos ou, tomando a família que parece mais recente, esta apresenta-se distribuída no espaço de modo mais restringido.

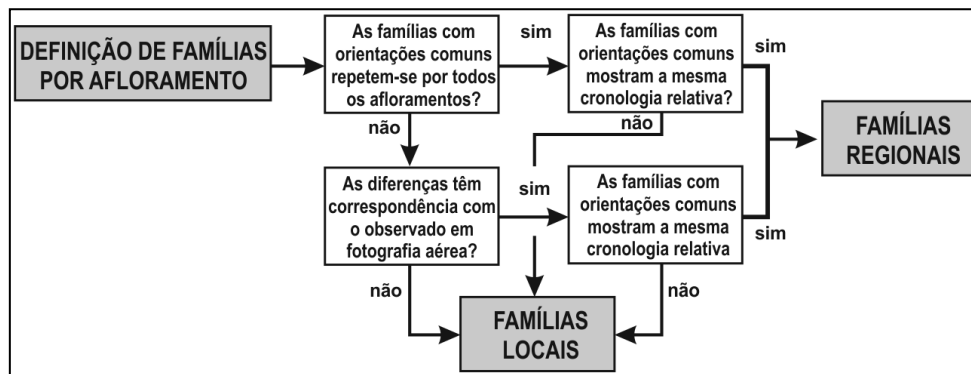


Figura 102- Fluxograma para a definição de famílias direcionais de fraturação regional (adaptado de La Pointe & Hermanson, 2006)

B1.7.4. Erros e Incertezas associados aos métodos de estudo de diaclases

Um dos aspetos que mais distingue a geologia e a engenharia geológica de outras áreas do conhecimento científico é a incerteza existente quanto a resultados e conclusões (Einstein & Baecher, 1982). A esta constatação associa-se diretamente a variabilidade espacial da realidade geológica e, conseqüentemente, a representatividade dos dados geológicos obtidos por amostragem.

Assim, um dos aspetos fundamentais a ter em conta relativamente a dados resultantes do levantamento estatístico de diaclases é se eles são representativos, ou seja, se o número de amostras colhidas é suficiente para permitir inferências sobre a região em estudo. Kohlbeck & Scheidegger, 1977, referem que não há uma resposta absoluta, dependendo esse número de região para região e das características das próprias fraturas e respetivos sistemas.

Einstein & Baecher, 1983, partilham da mesma opinião, referindo que para a amostragem estatística de descontinuidades nos maciços rochosos permitir inferências sobre a população amostrada, não importa que a amostra seja representativa, pois ela pode ser alvo de ponderações adequadas. O que importa é que o plano de amostragem seja representativo no sentido de:

- Ser maior que zero a probabilidade de cada elemento da população ser amostrado;
- Ser conhecida a probabilidade relativa de cada elemento surgir na amostra;
- Ser dada importância à observação de cada elemento numa proporção inversa à probabilidade de ser amostrado.

Para alcançar essas condições os mesmos autores e ainda Priest, 1993, consideram que a melhor metodologia deverá basear-se em amostragem aleatória e sistemática. Este último autor avança que na caracterização de maciços rochosos para casos específicos de obras de engenharia, tipicamente são necessários dados de 2000 a 2500 fraturas distribuídas por 5 a 15 pontos de amostragem.

Neste contexto facilmente se percebe a importância que assume o prévio conhecimento da área em estudo em diversas vertentes (geologia, geomorfologia, características dos afloramentos, etc.), para o que muito também poderá contribuir um primeiro reconhecimento com base em fotografia aérea. A título de exemplo, este prévio conhecimento permite recolher informações acerca da eventual existência de famílias direcionais caracterizadas por elevados espaçamentos e que, portanto, requeiram a necessidade de recorrer a *scanlines* de grande comprimento, como, aliás, já foi referido anteriormente.

No que respeita concretamente aos erros e incertezas do processo de amostragem, trata-se de uma temática que constitui um importante campo de investigação da estatística. O **Erro** pode ser definido como a diferença entre um valor calculado ou estimado e o valor real. A **Incerteza** é a falta de certeza absoluta resultante de observações ou cálculos não fiáveis totalmente (Palmstrom, 2001). Einstein & Baecher, 1983, apontam como principais fontes de erro e incertezas na amostragem estatística de sistemas de fraturas as que de seguida se apresentam.

B1.7.4.1. Erros de amostragem

Os erros de amostragem podem ser de dois tipos:

- Erros de Enviesamento (*bias* na literatura anglo-saxónica): resultantes de não serem amostrados membros da população na proporção adequada à sua real ocorrência. A melhor maneira de os evitar é programar a amostragem de modo completamente aleatório. De entre estes erros destacam-se os que resultam do enviesamento dos dados relativos à orientação e comprimento dos traços das fraturas. Estes serão alvo de abordagem específica mais à frente, pois existem métodos que permitem a sua remoção.
- Erros aleatórios: os devidos à maior ou menor probabilidade de amostrar todo o tipo de membros da população. Evitam-se aumentando o tamanho de amostragem. Dependem, como é óbvio, da variabilidade da população.

a) Erro de amostragem associado ao enviesamento dos dados de orientação

Este erro é vulgarmente conhecido na literatura anglo-saxónica por *orientation bias*. Como referido anteriormente, um dos métodos mais comuns para a amostragem de fraturas em afloramentos é o chamado Método da *Scanline*. A este método está associada uma incerteza relativamente à frequência de fraturas intersetadas pela *scanline*, pois as que ocorrem paralelamente a essa *scanline* não são amostradas e as que ocorrem fazendo baixos ângulos com a *scanline* têm menor probabilidade de ser amostradas que as que fazem ângulos elevados. Estas evidências foram pioneiramente apresentadas por Terzaghi, 1965, e posteriormente discutidas por vários autores, entre os quais Einstein & Baecher, 1983; Hudson & Priest, 1983; La Pointe & Hudson, 1985; Hudson & Harrison, 1997; Mauldon & Mauldon, 1997; Park, 2002; Peacock, Harris & Mauldon, 2003; Chilès *et al.*, 2008.

Terzaghi, 1965, propôs uma correção geométrica simples para as frequências obtidas por esta metodologia: a razão entre o Espaçamento aparente das fraturas intersetadas por uma *scanline* e o Espaçamento real é dado por $1/\sin \alpha$, em que α é o ângulo entre a fratura e a *scanline* (Figura 103-A) pelo que as frequências observadas devem ser ponderadas por este fator de correção. Por outras palavras, a frequência medida das fraturas que intersetam uma *scanline* segundo um ângulo α está avaliada por defeito em $\omega = 1/\sin \alpha$, sendo ω o fator de correção.

Veja-se que se a *scanline* for normal às fraturas, $\alpha = 90^\circ$, então $\omega = 1$, ou seja a frequência observada é a frequência real. Se $\alpha < 90^\circ$, então $\omega > 1$, o que, multiplicando pela frequência aparente observada, a valoriza.

Veja-se também que para baixos valores de α , ou seja, para fraturas subparalelas à *scanline*, o valor de $\sin \alpha$ aproxima-se de zero, pelo que o fator de correção tende para infinito. Por este fato, a maioria

dos autores considera uma janela angular partir da qual não se aplica a correção, normalmente 5° a 20°.

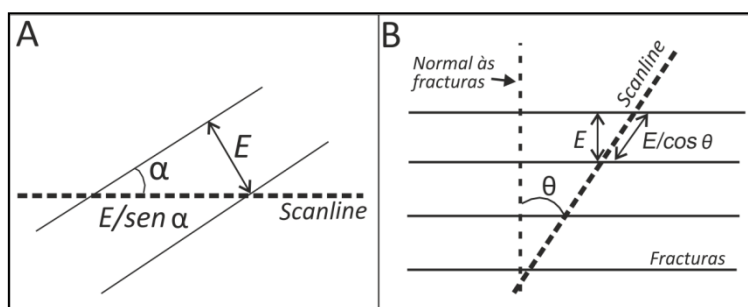


Figura 103- Demonstração da correção dos espaçamentos observados pelo método de Terzaghi (A) e pelo método de Hudson & Priest (B).

Na prática e consoante o formato dos dados angulares, o cálculo do ângulo α pode conduzir a resultados negativos. Como os valores da frequência são sempre positivos, toma-se antes o valor absoluto desse ângulo ou, mais especificamente, assume-se o fator de correção como sendo $\omega = |1/\sin \alpha|$.

Muitas das posteriores discussões pelos autores atrás referidos, relacionam-se com aperfeiçoamentos a este fator de correção (geralmente referido na literatura por “Correção de Terzaghi”) e a sua aplicação a casos práticos diversos, já que ele foi definido teoricamente em função de espaçamentos regulares. Em particular, a partir do trabalho de Hudson & Priest, 1983, a maioria dos autores prefere aplicar a correção de Terzaghi em função do cosseno do ângulo entre a *scanline* e a direção normal às fraturas, dada a maior maneabilidade matemática: em projeções esféricas, visando o tratamento tridimensional dos planos de fratura, é mais fácil trabalhar com os seus polos. Assim, considerando para simplificação um caso a duas dimensões como o representado na Figura 103-B, considera-se que a frequência real λ de uma família de fraturas se obtém a partir da relação $\lambda_s = \lambda \cos \theta$, em que λ_s é a frequência observada ao longo da *scanline*, θ é o ângulo entre a *scanline* e a normal às fraturas e sabendo que o espaçamento médio E é o recíproco da frequência. Por outro lado, como os valores da frequência têm de ser sempre positivos, assume-se o valor do módulo do cosseno de θ , pelo que o fator de correção passará a ser $\omega = 1/|\cos \theta|$.

Na prática há várias maneiras de aplicar esta correção, sendo que no mercado existe *software* que permite a aplicação direta da correção de Terzaghi aos dados de campo, como por exemplo, *Oriana* (Kovach Computing Services), *SpheriStat* (Pangaea Scientific), *Dips* (Rocscience Inc.) *Stereonet* (Rockware Inc.) e *GEORient* (HolcombeCoughlinOliver Consultants).

Caso o sistema de fraturação presente na área em estudo seja de tal modo uniforme que após um primeiro processamento dos dados não corrigidos, estes evidenciem de modo muito concreto uma ou mais famílias direcionais, aplica-se este fator de correção ao valor médio de cada uma das famílias direcionais. Exemplificando:

- Direções de diaclases verticais em *scanline* 1 orientada segundo o azimute 80: 25, 24, 25, 24, 26, 26, 23, 27, 85, 84, 86.
- Direções de diaclases verticais em *scanline* 2 orientada segundo o azimute 120: 24, 26, 85, 83, 86, 84, 87, 85, 86, 84, 85.
- De um estereograma de densidade de pontos ou da simples observação dos dados, ressalta uma concentração de dados em torno do azimute 25 e do azimute 85, com frequências absolutas semelhantes, respetivamente 10 e 12.

- Aplicação da correção à família com azimute 25 na *scanline* 1: Sendo que Freq. Real = Freq. Observada/sen α e que $\alpha = 80 - 25 = 65$, então $F_{N25} = 8/\text{sen } 65 = 9$.
- Aplicação da correção à família de azimute 85 na *scanline* 1: não se aplica dado o baixo valor angular com a *scanline*, donde $F_{N85} = 3$.
- Segundo o mesmo método para a *scanline* 2, obteremos $F_{N25} = 2$ e $F_{N85} = 16$.
- Após as correções, as frequências absolutas reais das famílias direcionais segundo os azimutes 25 e 85 são, respetivamente, 11 e 19, valores substancialmente diferentes dos medidos e que se refletiriam a dois níveis, a saber:
 - Na proporção entre as duas famílias direcionais, sendo que na realidade a família centrada no azimute 85 é quase duas vezes mais frequente que a centrada no azimute 25, e
 - Na determinação dos espaçamentos médios de cada uma das famílias, caso fosse apresentado o comprimento de cada uma das *scanlines*.

Caso o sistema de fraturação na área em estudo não permita uma imediata visualização de quais as famílias direcionais predominantes, Hudson & Priest, 1983, sugerem a repartição dos dados de campo por classes azimutais de baixo ângulo, por exemplo 10^0 , e tomar a sua mediana (neste caso, 5^0) como equivalente a uma família direcional. Obter-se-ão, assim, dados de frequências corrigidas para as fraturas que integram cada uma dessas classes azimutais. Método semelhante e mais preciso, mas mais moroso, consiste em aplicar a correção às frequências de fraturas em todo o espectro azimutal, grau a grau, ou seja, por classes azimutais com um grau de amplitude, equivalente à resolução da bússola.

A correção do enviesamento dos dados de orientação tem a sua grande aplicabilidade no campo da engenharia geológica, para uma avaliação o mais rigorosa possível do estado de fraturação dos maciços e particularmente quando se verifica a necessidade de estimação da intensidade de fraturação em diferentes locais através de funções de distribuição apropriadas. Para os casos em que não se verifica essa necessidade; aqueles em que se pretende essencialmente determinar a relação de grandeza entre as frequências das famílias de fraturas existentes, pode-se evitar a necessidade de proceder às correções atrás enunciadas pela realização em cada estação de amostragem de 2 *scanlines* ortogonais entre si. Com efeito, considerando um afloramento com uma ou mais famílias de fraturas e sobre o qual se implantam 2 *scanlines* ortogonais entre si, a frequência observada para cada família ao longo de cada *scanline* é inferior à frequência real. No entanto, mantêm-se a proporcionalidade real entre a média das frequências de cada família.

Outra vantagem desta metodologia é que o fato de se realizarem duas linhas de amostragem ortogonais entre si evita que subsistam famílias direcionais por amostrar. As mesmas vantagens podem ser obtidas pela utilização de janelas de amostragem, como proposto por Mauldon *et al.*, 2001.

b) Erros de amostragem associados ao enviesamento dos dados de comprimento dos traços das fraturas

A abordagem a estes erros é bastante mais complexa que a anterior, tanto mais que o objeto final de estimação são as fraturas tomadas como planos num espaço tridimensional e não os seus traços nos afloramentos. Com efeito, os comprimentos das linhas de interseção das fraturas com os afloramentos são os dados disponíveis para inferir acerca do tamanho dessas mesmas fraturas, sendo que *a priori* é necessário adotar um modelo geométrico para essas mesmas fraturas. De acordo com

Baecher, 1983, os modelos mais comumente utilizados para este efeito e para o caso concreto de diaclases, são o Modelo do Disco Aleatório definido Baecher, Lanney & Einstein, 1977 e por Barton, 1978, e o Modelo Aplanado de Poisson definido por Veneziano, 1978. O primeiro considera as diaclases como entidades circulares ou elípticas planas ao passo que o segundo as considera como superfícies poligonais convexas.

Seja qual for o modelo considerado, o qual tem relevância sobretudo ao nível da estimação das dimensões reais das diaclases e sua disposição no espaço, é evidente que a probabilidade delas intersectarem um afloramento é proporcional à sua dimensão. Daqui resulta uma desproporção entre traços de diaclases longos e curtos nos dados amostrados que está enviesada da realidade. Por outro lado, há ainda que considerar a probabilidade de uma diaclase que intersecta um determinado afloramento ser ou não amostrada. Assim, considerando por razões de simplicidade o caso bidimensional, a probabilidade de uma diaclase com um comprimento L ser amostrada num dado afloramento é o produto da probabilidade de ela surgir nesse afloramento pela probabilidade condicional de ela ser intersectada por uma linha de amostragem, se a diaclase estiver nesse afloramento. Os dados de campo enfermam, portanto, de uma parcialidade, a qual é conhecida por Enviesamento do Comprimento (*length bias*).

À amostragem do comprimento dos traços das fraturas está associado o conceito de persistência, ou seja, a extensão lateral desses traços para além da interseção com a linha de amostragem. De acordo com Kulatilake & Wu, 1984, Hudson & Harrison, 1997, a variação da distribuição da persistência das fraturas medidas em afloramentos depende das orientações da linha de amostragem e da superfície do afloramento em que ela é implantada, bem como depende também da existência de erros associadas a enviesamentos por **truncagem** e **censura** dos dados (*truncation bias*; *censoring bias*).

Por **truncagem** dos dados entende-se o estabelecimento de limites à coleta de dados. É, por exemplo, o caso muito comum de não serem consideradas as fraturas cujos traços no afloramento sejam inferiores a um determinado valor de comprimento. De acordo com Einstein & Baecher, 1983, a truncagem introduz uma tendência nos resultados que resulta no aumento da média da amostragem. No entanto, estes mesmos autores defendem que caso essa truncagem não ultrapasse um determinado valor, ao nível de 10% da média, este enviesamento pode ser ignorado.

Por **censura** dos dados entende-se a impossibilidade de medir os comprimentos dos traços de fratura que ultrapassam os limites dos afloramentos. Tem como resultado um enviesamento dos dados no sentido dos menores comprimentos e que na prática é impossível evitar.

Pese embora as várias propostas que têm surgido para avaliar o comprimento das fraturas, nomeadamente através da implementação de correções aos dados de amostragem com base em funções estatísticas de distribuição teóricas, das quais se destacam as propostas de Priest & Hudson, 1981; Einstein & Baecher, 1983; La Pointe & Hudson, 1985; Barton *et al.*, 1993; Kulatilake, Wathugala & Stephansson, 1993; Zhang & Einstein, 2000, ou através da implementação de estimadores estatísticos, como proposto por Mauldon *et al.*, 2001, a realidade mostra que ainda não se encontrou um método coerente para solucionar o problema (Hudson & Harrison, 1997; Mauldon *et al.*, 2001).

B1.7.4.2. Erros de Medição

São os que resultam de erros de leitura dos instrumentos ou da má calibração dos instrumentos. Dividem-se em:

- Sistemáticos: aqueles que se repetem por todo o plano de amostragem, como seja por exemplo, um instrumento mal calibrado. Se não nos apercebermos deles não há maneira de os evitar e portanto, há que antecipar que este tipo de erros não ultrapasse um determinado nível.
- Aleatórios: são imprevisíveis, por acidentais e inevitáveis. Dizem-se inevitáveis no sentido em que é impossível assegurar, por exemplo, que não houve um único erro de leitura do azimute de determinada diaclase. Caem também neste campo os erros associados à sensibilidade/perícia do geólogo para avaliar a variabilidade espacial inata dos fenómenos geológicos, como seja o fato dos planos de fratura não serem perfeitamente planares, ou para conseguir identificar corretamente a orientação de fraturas ou estratos pouco inclinados. Este tipo de erros reduz-se por aumento do tamanho da amostra.

B1.7.4.3. Erros de Estimação

São aqueles causados pelas diferenças existentes entre os dados estatísticos de cada amostra e portanto resultantes da natureza aleatória das amostras tomadas individualmente. Por exemplo, a orientação média de uma amostra de diaclases sofre da **incerteza relativa ao fato de resultar da orientação média de cada estação de amostragem que, por sua vez, já tem uma incerteza associada.**

Abordadas as principais fontes de erros e incertezas que podem afetar uma amostragem estatística, importa também referir que o principal fator para a obtenção de uma amostragem de qualidade é o conhecimento desses mesmos erros e incertezas, procedendo à correção daqueles em que tal é possível. Nos capítulos seguintes dedicados ao estudo da fraturação do MCE abordar-se-ão as decisões tomadas ao nível da metodologia de amostragem e da correção de erros, em função da área de estudo e objetivos pretendidos.

B2. ESTUDO DA FRATURAÇÃO DO MCE POR FOTOGRAFIA AÉREA

A fotografia aérea é, desde há várias décadas, uma ferramenta de deteção remota comum no âmbito da geologia. Tem sido utilizada essencialmente como suporte de reconhecimento prévio à cartografia geológica de áreas extensas. A sua interpretação permite obter informações de índole diversa, destacando-se as respeitantes à natureza e estratigrafia das unidades litológicas e as respeitantes às estruturas que afetam essas unidades. A qualidade dessas informações depende das regiões em estudo, em particular no que respeita às suas características geológicas e densidade da cobertura vegetal. A melhor qualidade de informação obtém-se quando as regiões alvo de estudo apresentam um coberto vegetal pouco denso e as rochas estão expostas, como é o caso de grandes áreas do MCE.

O presente capítulo visa apresentar os resultados e conclusões obtidas a partir da interpretação de fotografias aéreas que abrangem a área em estudo e que estão disponíveis em formato analógico. Essa fotointerpretação não teve como intuito um reconhecimento genérico e preliminar da região, em particular no que respeita às suas estruturas geológicas principais, mas antes o reconhecimento de padrões regionais de fraturação como suporte aos dados resultantes dos levantamentos de campo.

Um primeiro subcapítulo (B2.1) é dedicado à apresentação dos dados e metodologia utilizada para a sua obtenção, bem como da utilizada para a interpretação desses dados, incluindo a sua análise estatística em aplicações informáticas específicas. Discutem-se também essas metodologias. Os resultados obtidos constam de outros subcapítulos, nomeadamente, um respeitante a uma abordagem geral da região em estudo (B2.2.1) e outro respeitante a uma abordagem por setores (B2.2.2). Por fim apresenta-se uma síntese interpretativa desses resultados e conclusões.

A estes subcapítulos estão associados anexos. Dizem respeito a listagens dos dados das estruturas fotointerpretadas e a mapas à escala 1:100000 que abarcam a totalidade da região estudada e onde estão projetadas essas estruturas.

Importa também referir que o único trabalho de que se teve conhecimento e que aplicou a interpretação fotogeológica ao MCE é a tese para a obtenção do grau de doutor em Geologia apresentada por J. Crispim em 1995 à Universidade de Lisboa. Essa interpretação serviu de suporte aos estudos hidrogeológicos que constituem o cerne dessa tese mas, contudo, não abrange a totalidade do MCE, debruçando-se apenas sobre as regiões de Alvados e Serra de Aire.

B2.1. DADOS E MÉTODOS

B2.1.1. Obtenção dos dados e conversão para formato digital

O alvo do estudo fotogeológico foi o MCE. Contudo, visando um enquadramento dos dados a obter para esta região, a fotointerpretação incidiu ainda sobre as áreas circundantes, nomeadamente, a totalidade da área ocupada pelas Folhas 26-B, 26-D, 27-A e 27-C da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000.

As fotografias aéreas utilizadas, em formato papel e a preto e branco, foram tiradas num voo realizado em 1958 pela *USAF*. A sua escala aproximada é 1/26000. Estão arquivadas nos serviços de documentação do LNEG num sistema de referência que as mantém agrupadas em função dos números das Cartas Militares dos Serviços Cartográficos do Exército à escala 1/25000.

Em áreas restritas das Cartas Militares nºs 317, 327 e 339, para as quais a cobertura fotográfica anterior se mostrava incompleta, foram utilizadas fotografias também a preto e branco e a uma escala aproximada de 1/50000. Foram obtidas num voo realizado em 1953 de autoria não identificável e estão arquivadas no LNEG à semelhança das anteriores.



Figura 104- Old Delft Scanning Stereoscope III.

A observação das fotografias foi realizada de modo sistemático recorrendo-se a um estereoscópio de referência *Old Delft Scanning Stereoscope III* (Figura 104), o qual permite ampliações até 4,5 X. Sobre fotografias alternadas de cada estereopar fotográfico foi aplicada uma película de acetato, tendo sido sobre essa película que se anotaram as estruturas fotointerpretadas (Figura 105 e Figura 106) por intermédio de uma caneta de tinta indelével e ponta fina, permitindo traços com cerca de 0,5 mm de largura. Para cada tipo de estrutura observada utilizou-se uma caneta de cor diferente.

Distinguíram-se os seguintes tipos de estruturas: fraturas, falhas, interseção de planos de estratificação com a topografia e lineamentos diversos.

Embora em fotogeologia seja norma comum que os diversos aspetos observados sejam interpretados genericamente como lineamentos, no presente caso do MCE foi possível a interpretação da grande maioria como sendo fraturas. Esta possibilidade decorre do fato de extensas áreas deste maciço se apresentarem desprovidas de solos de cobertura e, conseqüentemente, desprovidas de vegetação. Estando as bancadas sedimentares a descoberto foi possível a identificação direta das fraturas que as afetam. Em muitos casos constatou-se que algumas dessas fraturas rejeitavam nitidamente as bancadas sedimentares, pelo que foram de imediato classificadas como falhas. Na realidade, maioritariamente não se identificaram fraturas, mas sim cavidades cársticas preenchidas ou não por depósitos terrígenos. No entanto, acredita-se que estas resultem do alargamento das fraturas, pelo que continuar-se-á a referi-las deste modo.

A integração de todos os dados foi realizada em *Geomedia Pro* v.6.1. Para tal, converteu-se cada conjunto, constituído por uma fotografia e respetiva película anotada, para formato digital por intermédio de um *scanner HP Scanjet 3530C* e aplicação informática de processamento de imagens *raster*. Após a importação destas imagens digitais para a aplicação SIG anteriormente referida, passando assim a integrar uma base de dados de imagens previamente criada para o efeito, procedeu-se à sua georreferenciação. Da execução destes passos resultou um mosaico de imagens abarcando toda a região fotointerpretada e de que a imagem da Figura 107 representa um extrato da região sudoeste do Planalto de Santo António.

O procedimento de georreferenciação envolveu os seguintes passos em *Geomedia Pro*:

- Estabelecimento, no sistema de coordenadas e *datum* adotados, de uma quadrícula correspondente às Cartas Militares à escala 1/25000.
- *Scannerização* das Cartas Militares à escala 1/25000 por intermédio de *scanner CONTEX*, modelo Hawk-Eye Cx36 Plus, e sua importação para a aplicação *Geomedia*.

- Georreferenciação das imagens correspondentes a cada uma das Cartas Militares por ajuste à quadrícula respectiva.
- Importação das imagens correspondentes às fotografias aéreas anotadas para *Geomedia* e sua georreferenciação através da opção *Image Registration*. Esta opção baseia-se em sobrepor duas imagens por correspondência entre pontos homólogos. A maioria dos pontos homólogos identificados em ambas as imagens (Carta Militar e fotografia aérea) correspondeu a vértices geodésicos, edificações isoladas e inflexões acentuadas de estradas e caminhos.



Figura 105- Exemplar de uma das fotografias aéreas do MCE utilizadas. As anotações foram realizadas sobre uma película de acetato transparente sobreposta à fotografia. Cor azul refere-se a linhas de água e outros lineamentos, a cor verde refere-se ao traço da estratificação, a cor preta refere-se a fraturas e a cor vermelha refere-se a falhas (a imagem está redimensionada).

As cartas militares que foram utilizadas no processo de georreferenciação das fotografias não foram as mais recentes disponíveis e que correspondem à 3ª edição da série M888 dos Serviços Cartográficos do Exército. Utilizaram-se as da 2ª edição que datam da década de 60 do século passado, a fim de ser menor o desfasamento, em termos de idade, com as fotografias aéreas e, portanto, uma melhor correspondência entre pontos homólogos, nomeadamente caminhos e edificações.

Por fim, procedeu-se à digitalização dos elementos fotointerpretados fazendo uso das ferramentas de desenho disponibilizadas pela aplicação *Geomedia*. Esses elementos foram devidamente categorizados de acordo com a sua tipologia: fraturas, falhas, lineamentos e limites de bancadas sedimentares correspondentes à interseção dos planos de estratificação com a topografia. Posteriormente foram ainda categorizados em função das unidades estratigráficas que afetam. Para elementos que afetavam mais do que uma unidade a regra seguida foi a de os relacionar com a unidade mais recente.



Figura 106- Extrato da fotografia aérea da figura anterior à escala original (aprox. 1/26000). As anotações referem-se a fraturas (traços a negro), fraturas identificadas como falhas (traços a vermelho), lineamentos (a azul) e limites de bancadas com indicação do sentido da inclinação (a verde).

Relativamente aos elementos fotointerpretados como lineamentos, a maioria corresponde aos seguintes tipos de estruturas:

- Linhas de água e vales secos, entendendo-se estes últimos como formas de erosão normal em litologias onde predominam os fenómenos de carsificação.
- Estruturas de abatimento cársico.
- Acidentes topográficos coincidentes com escarpas de falha conhecidas.
- Fraturas, por se apresentarem paralelas, com a mesma ordem de grandeza e espacialmente associadas a outras estruturas identificadas como tal.

Como o objetivo específico deste estudo fotogeológico se centra na determinação das estruturas tectónicas frágeis, optou-se por excluir todos os lineamentos respeitantes a linhas de água e vales secos de características não retilíneas e, portanto, dificilmente associáveis a fraturas de modo imediato. Esta opção prendeu-se com a necessidade de reduzir a densidade de elementos representados.

Relativamente aos lineamentos paralelos e em estreita associação espacial com outras fraturas, sendo de reduzido número optou-se por também os classificar como fraturas.

Assim, de modo definitivo, os elementos fotointerpretados e digitalizados em *Geomedia* ficaram classificados como falhas, fraturas, depressões cársicas, estratificação e lineamentos (estes últimos compreendendo agora unicamente os coincidentes com escarpas conhecidas e outros não correlacionáveis de imediato). Falhas e fraturas totalizam, no seu conjunto, um total de 9249 elementos fotointerpretados. Os lineamentos totalizam 650 elementos, a estratificação compreende 517 e as depressões cársicas compreendem 146.

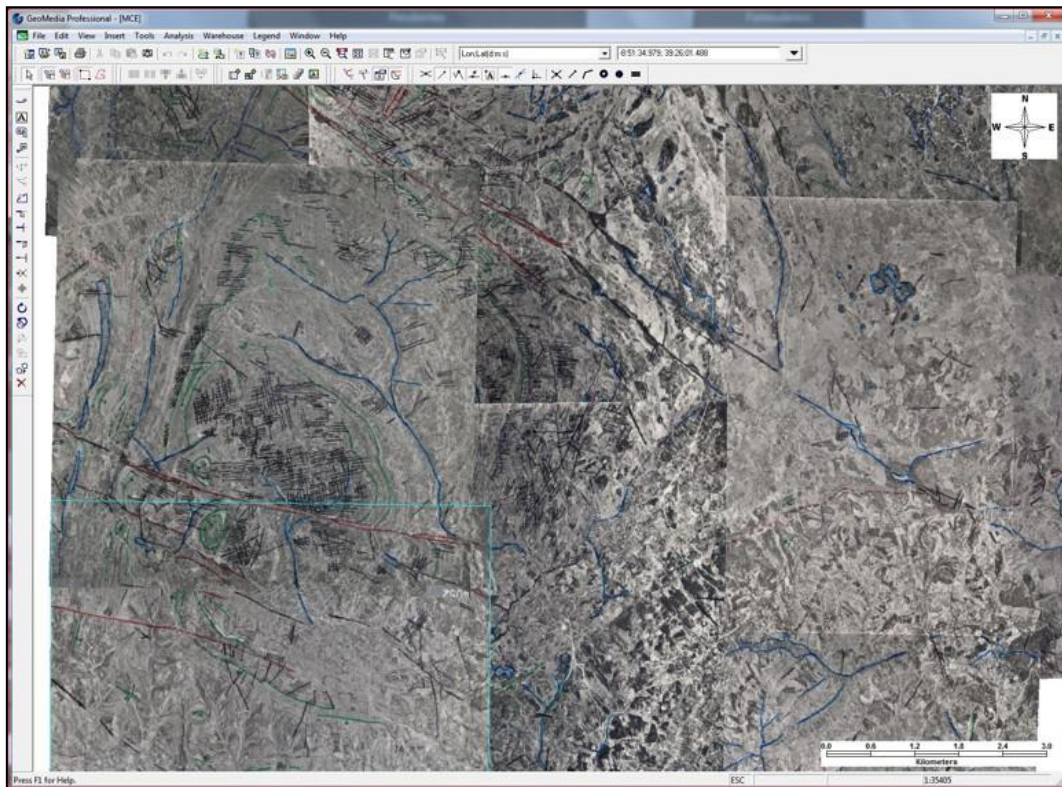


Figura 107- Extrato do mosaico de imagens composto em *Geomedia*.

B2.1.1.1. Discussão

Como todos os métodos, o reconhecimento por fotografia aérea encerra vantagens e desvantagens. No presente estudo, com o objetivo de reconhecer padrões de fraturação, as principais vantagens prenderam-se com a rapidez de execução e com o fato de se ter obtido uma visão de conjunto da região, o que permitiu o estabelecimento imediato de relações espaciais entre as estruturas observadas e suas direções preferenciais. Contudo, importa aqui discutir sobretudo as suas desvantagens e qual a sua influência nos resultados obtidos. Podem ser subdivididas nas inerentes aos dados, ou seja, às próprias fotografias, e nas decorrentes da metodologia empregue para a sua observação e transposição para formato digital.

Quanto às desvantagens inerentes às próprias fotografias, elas reportam-se sobretudo a problemas de escala. Com efeito, a escala das fotografias utilizada, aproximadamente 1/26000, mostra-se inadequada para discernir com clareza as relações de corte entre as famílias de fraturas presentes ou para discernir se essa impossibilidade se deve, não à escala, mas sim às condições naturais da rede de fraturas. Este fato influencia os resultados obtidos na medida em que as relações de antiguidade admitidas entre famílias, carecem de confirmação por outros meios, nomeadamente por observações diretas no terreno.

Outra desvantagem inerente às fotografias prende-se com as variações de escala que se verificam de fiada para fiada, de fotografia para fotografia e mesmo dentro de cada fotografia, sendo essa a razão pela qual a escala das fotografias se diz aproximada. Essas variações resultam da própria metodologia de aquisição das fotografias (estabilidade do voo, máquina fotográfica e lentes utilizadas) e, portanto, não são controláveis no processo fotointerpretativo. No entanto, como adiante será descrito, são passíveis de minimização no processo de georreferenciação na aplicação *Geomedia Pro*.

No que respeita à metodologia utilizada para anotar as fraturas observadas nas fotografias, o traço da caneta utilizada, com 0,5 mm de largura, impediu que muitas fossem transpostas para a folha de acetato. Com efeito, as capacidades de ampliação até 4,5 vezes do estereoscópio *Old Delft Scanning Stereoscope III*, têm correspondência com uma observação das fotografias a uma escala próxima de 1/5778, o que permitiu, para alguns locais específicos, identificar um grande número de fraturas. Muitas vezes, o traço da caneta abrangia mais do que uma fratura, o que tem correspondência com espaçamentos na ordem dos 6 m ou menos. Contudo, só foi possível anotar sobre a folha de acetato espaçamentos mínimos na ordem dos 0,5 mm, o que corresponde a espaçamentos a rondar os 13 m. Assim, em muitas situações de elevada frequência de fraturas, os espaçamentos estão sobrevalorizados, impedindo juízos de valor rigorosos quanto à comparação dos espaçamentos de diferentes áreas.

Quanto ao método utilizado para a transposição dos dados para formato digital, os erros associados estarão relacionados com ligeiras deformações e modificações de escala decorrentes do processo de *scannerização*. Contudo, à semelhança das variações de escala próprias das fotografias, esses erros são minimizados no processo georreferenciação no Sistema de Informação Geográfica. Para tal, baseando-se o processo na correspondência entre pontos homólogos das duas imagens, procurou-se obter correspondência entre um grande número de pontos homólogos e que a sua distribuição fosse o mais uniforme possível na fotografia.

Uma apreciação do rigor respeitante à georreferenciação pode ser realizada pela visualização de relatórios específicos, como o representado na Figura 108 e, se julgado necessário em função de elevados valores residuais, poder-se-á repetir o procedimento e/ou adicionar novos pontos homólogos de controlo.

Name: 308_4044						
#	Type	Raster Row:	Raster Column:	X: (m)	Y: (m)	Residuals: (m)
1	Control	1275	1579	140316	299359.92	3.06
2	Control	1538	400	137655.1	298849.71	29.26
3	Control	2533	58	136766.33	296661.59	26.68
4	Control	2568	2018	141204.63	296400.63	9.68
5	Control	741	561	138051.71	300647.6	11.15
6	Control	847	972	138980.86	300377.98	4.3
7	Control	76	1333	139839.49	302095.24	11.58
8	Control	263	1656	140586.12	301668	37.56
9	Control	250	2364	142125.02	301593.33	37.71
10	Control	485	2293	141981.91	301085.21	3.59
11	Control	906	2044	141390.83	300153.99	0.31
12	Control	1078	1407	139949.41	299820.08	7.88
13	Control	2210	237	137226.27	297376.92	7.9
14	Control	2395	675	138201.04	296931.02	16.19
15	Control	2367	1556	140167.18	296924.8	27.42
16	Control	1665	2457	142270.19	298413.92	8.29
17	Control	1510	2073	141426.08	298772.72	22.2
18	Control	1987	1695	140523.9	297741.95	5.2
19	Control	1719	2027	141309.94	298316.44	18.25
20	Control	2008	1029	139022.34	297754.39	3.86
RMS error:	(m)			18.53		

Figura 108 - Relatório gerado em *Geomedia* referente ao procedimento de georreferenciação da fotografia aérea nº 4044 na Carta Militar nº308 por intermédio de 20 pontos homólogos. Nas colunas, # refere-se ao número de ordem do ponto de controlo, *Type* refere o tipo de ponto, *Raster Row* e *Raster Column* referem as coordenadas da imagem, X e Y referem as correspondentes coordenadas referidas ao Ponto Central, *Datum* de Lisboa, com falso X=200 km e falso Y=300 km, e *Residuals* refere-se ao erro obtido.

Durante o processo de digitalização dos elementos fotointerpretados, e ainda para minimizar as variações de escala dentro da própria fotografia, procurou-se, para as áreas com informação repetida devido ao processo de sobreposição, digitalizar a informação mais próxima do centro das fotografias.

Os erros induzidos no resultado final decorrentes das variações de escala, mesmo após a sua minimização pelo processo de georreferenciação, traduzem-se pela observação de ligeiros desfasamentos entre os traços referentes a formas morfológicas notáveis e os seus equivalentes na simbologia das Cartas Militares como por exemplo, linhas de água. Tendo em atenção que também essa simbologia enferma de erros e os máximos desfasamentos são na ordem dos 50 m, considera-se que são pouco relevantes no resultado final.

Como se verá no capítulo seguinte referente às metodologias aplicadas ao processo interpretativo, estas envolveram a elaboração de bases cartográficas para a projeção dos traços respeitantes aos elementos fotointerpretados. Aí será possível observar localmente situações anómalas de relacionamento espacial entre os elementos fotointerpretados e os elementos do mapa de base. Um exemplo típico será o traço de algumas fraturas fotointerpretadas ultrapassar transversalmente e de modo muito ligeiro, o traço do mapa de base respeitantes a uma falha. Este tipo de situações deverá ser interpretado à luz do que anteriormente foi mencionado a respeito das variações de escala e do processo de georreferenciação. Para o exemplo mencionado deverá considerar-se que as fraturas fotointerpretadas terminam de encontro à falha.

B2.1.2. Metodologias aplicadas à interpretação

A interpretação dos dados fotogeológicos respeitantes à fraturação da área em estudo foi abordada de três modos distintos que se complementam:

- Projeção dos dados em mapas temáticos, permitindo obter conclusões acerca da sua orientação e da sua distribuição e condicionamento espacial.
- Construção de gráficos (diagramas de rosa) que permitem apreciar estatisticamente as orientações preferenciais.
- Utilização pontual de imagens de satélite com grande resolução, por intermédio da aplicação *Google Earth*, para discernimento das relações de corte entre as fraturas.

B2.1.2.1. Mapas Temáticos

Tendo em atenção que:

- O modo como as fraturas se apresentam orientadas depende da orientação das tensões tectónicas que as originaram, da presença de estruturas pré-existentes e da orientação destas relativamente às tensões;
- A idade dos episódios tectónicos que estão na origem da deformação traduzida pelas fraturas poderá ser determinada pela discriminação por idades das litologias afetadas;
- A densidade de fraturas num dado local, para além da intensidade dos esforços que as originaram, depende fundamentalmente da natureza das litologias presentes e da espessura dos “estratos mecânicos” a que eventualmente estão confinadas, que por sua vez condiciona a deformação frágil acumulada;

elaboraram-se os seguintes Mapas Temáticos onde se projetaram os dados resultantes da interpretação fotogeológica:

- Mapa Cronostratigráfico (Figura 116, pág. 204);
- Mapa Litológico (Figura 118, pág. 207);
- Mapa de Espessura das Bancadas Sedimentares (Figura 119, pág. 208).

Estes mapas, elaborados à escala 1/100000, constam do Anexo 5 mas também se apresentam no presente texto redimensionados para o tamanho da página. Neles estão também projetados

diagramas de rosa que permitem uma apreciação estatística da orientação preferencial das fraturas fotointerpretadas.

O Mapa Cronostratigráfico foi elaborado com base nas folhas da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000 referentes à área em estudo. Nele estão delimitadas também as principais estruturas tectónicas que caracterizam a região, por adaptação do Mapa Estrutural apresentado em capítulo anterior (Figura 57, pág. 127). Inclui, ainda, a delimitação de áreas reconhecidas no campo onde as rochas se apresentam extremamente fraturadas. Essas áreas estão espacialmente associadas a alguns acidentes maiores, nomeadamente ao cavalgamento do Arrife, à falha de Rio Maior – Porto de Mós e a estruturas frágeis longitudinais à Serra dos Candeeiros (Figura 109). Outras, como a zona de intensa fraturação associada à Falha de Santo António, em Alvados, ou a muro da Falha Reguengo do Fetal, por mais restritas não foram delimitadas cartograficamente.



Figura 109- Aspeto do *lapiaz* na Serra dos Candeeiros, 2,5 km a norte de Bezerra, e que está associado à sobrefraturação dos Calcários Micríticos de Serra de Aire (Batoniano). Não foi possível a deteção de direções preferenciais de fraturação. Em segundo plano e realçada a tracejado vermelho, observa-se zona estreita e aplanada correspondente à Falha Rio Maior – Porto de Mós. A região elevada corresponde ao Cerro dos Casais, conforme nomenclatura na Folha 27-A da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000, onde aflora o Jurássico Superior.

No que respeita ao Mapa Litológico, a sua elaboração baseou-se nas afinidades litológicas entre as unidades litostratigráficas cuja caracterização consta das Notícias Explicativas das folhas 1/50000 que abrangem a região. Em função dessas afinidades litológicas estabeleceram-se as seguintes unidades:

- Rochas ígneas;
- Arenitos e argilitos;
- Argilitos, margas e calcários margosos;
- Dolomitos e calcários dolomíticos;
- Calcários;
- Depósitos terrígenos de cobertura (incluindo Terra Rossa).

Esta última unidade – Depósitos terrígenos de cobertura – engloba os aluviões, os depósitos de terraços e a Formação detrítica e terra rossa do MCE, constantes da cartografia à escala 1/50000. Contudo, na área abrangida pelo MCE, a delimitação desta unidade decorre, em grande parte, do conhecimento de campo adquirido, razão pela qual foi representada com limite a tracejado. Aí sua espessura é reduzida, raramente ultrapassando um metro nas zonas centrais, sendo constituída por

materiais de natureza e origem genética diversa, conforme foi extensivamente abordado em capítulo anterior, a propósito da caracterização estrutural do MCE (cf. A3.4). Como refere Martins, 1949, são “... depósito de natureza siliciosa, cujos restos esparsos não constituem afloramentos contínuos, antes aparecem um pouco por toda a parte, metidos nos fundos da rocha e em pequenas depressões, ou misturados na terra rossa das dolinas e vales carsificados ...”. Assim, embora as áreas demarcadas para a ocorrência desta unidade no MCE sejam bastante extensas, não devem ser entendidas como unidades contínuas, mas sim como litologia predominante em áreas em que as rochas subjacentes afloram de modo disperso em blocos de dimensão métrica, tal como documentado pela fotografia da Figura 110.

Os locais onde foram interpretadas fraturas nas áreas abrangidas pelos Depósitos Terrígenos de Cobertura que atapetam o MCE correspondem a esses locais de dimensão restrita onde ocorrem afloramentos das unidades subjacentes. Essas estruturas fotointerpretadas são raras mas tal fato não está relacionado com a escassez de afloramentos dessas unidades, mas antes com a sua reduzida dimensão, o que face à escala das fotografias utilizadas, impossibilita a resolução de fraturas.



Figura 110- Área de depósitos recentes e raros afloramentos (afloramentos de Calcários do Codaçal a norte de Monsanto).

No que respeita ao Mapa de Espessura das Bancadas Sedimentares, sendo praticamente impossível conhecer e delimitar cartograficamente cada bancada sedimentar, este mapa teve como base o estabelecimento de classes de variação da espessura das

bancadas das unidades litostratigráficas presentes. Os dados disponíveis nas Notícias Explicativas, a par com os conhecimentos de campo, apenas permitiram o estabelecimento das seguintes duas classes de intervalo:

- Espessura de bancada menor que 1 m. É característica das Formações Alcobaça, Montejunto, Cabaços, Serra D’Aire, Chão de Pias, Barranco do Zambujal e Fórnea. Importa referir que nestas unidades também é comum a ocorrência local de bancadas sedimentares com espessuras um pouco superiores, em particular nos calcários micríticos da Formação Serra de Aire e nos que ocorrem, com a mesma natureza, intercalados no equivalente lateral a que corresponde a Formação de Santo António - Candeeiros. Na Formação de Montejunto e também a nível local e de modo esporádico, podem ocorrer bancadas com espessuras até 3 m, como é a situação que se verifica imediatamente a sul da povoação Pé da Pedreira, onde essas rochas são exploradas para fins ornamentais. Contudo, mesmo estas apresentam heterogeneidades subparalelas à estratificação que configuram limites mecânicos.
- Espessura de bancada maior ou igual que 1 m. Classe característica dos membros da Formação Santo António – Candeeiros, nomeadamente o Membro do Codaçal, de Pé da Pedreira e de Moleanos que correspondem a calcários biolitoclásticos oolíticos, de granularidade mais ou menos grosseira. Estas unidades constituem corpos maciços nos quais é difícil a distinção de superfícies de estratificação. São notáveis algumas situações em que esses corpos apresentam espessura

superior a 15 m sem que neles se observem descontinuidades que possam corresponder a superfícies de estratificação. Essas espessuras foram observadas em alguns núcleos de exploração de rochas ornamentais, particularmente em Cabeça Veada e Codaçal. Porém, nem sempre assim é porque em muitas situações também foi possível individualizar bancadas com espessura na ordem dos 2 a 4 m.

Estas duas classes não abrangem todas as unidades litostratigráficas da região em estudo. Com efeito, não abrangem as “Margas de Dagorda” (Hetangiano), nem a Formação de Lourinhã (topo do Jurássico Superior), nem ainda, todas as que lhe são posteriores. Estas unidades são maioritariamente constituídas por alternâncias de níveis argilosos e arenosos cujas espessuras podem variar de alguns centímetros a vários metros. Por este motivo optou-se por não as considerar no mapa de espessuras elaborado.

Admitindo a hipótese das fraturas observadas corresponderem a diaclases e tomando em atenção o que foi apresentado no capítulo teórico a respeito da relação de proporcionalidade existente entre o espaçamento de famílias sistemáticas de diaclases e a espessura dos estratos mecânicos onde ocorrem, o presente mapa não permitirá a verificação desse relacionamento. Tal deve-se a que essa proporcionalidade é geralmente admitida apenas para bancadas com espessuras inferiores a 1,5 m e os dados constantes da literatura acerca desse relacionamento reportam-se a medições de campo muito precisas, quer dos espaçamentos, quer das espessuras. Do mesmo modo, a metodologia utilizada para a anotação das fraturas sobre as fotografias aéreas conduziu, em muitas situações, à sobrevalorização dos espaçamentos reais, conforme discutido anteriormente.

Contudo, como as duas classes estabelecidas se referem a valores extremos, pois, na realidade, a classe inferior a 1 m é constituída maioritariamente por bancadas de espessura menor que 0,5 m e a classe respeitante às bancadas com espessura superior a 1 m apresentará valores médios a rondar os 3 m, optou-se por testar a existência de outras eventuais correlações através deste Mapa de Espessuras.

B2.1.2.2. Diagramas de Rosa

No que respeita à apreciação estatística das orientações preferenciais das fraturas, esta foi realizada por intermédio da aplicação informática *Spheristat*, desenvolvida e comercializada pela empresa *Pangaea Scientific*. Esta aplicação tem como principal objetivo a análise estatística de dados geológicos de natureza circular através de estereogramas e diagramas de rosa.

O presente estudo debruçou-se fundamentalmente sobre dados planares, nomeadamente dados de fraturas fotointerpretadas. Contudo, estes dados são, na realidade, os traços da interseção dessas fraturas com a superfície topográfica, correspondendo geometricamente a linhas com uma dada direção e comprimento. Excluindo a avaliação dos comprimentos, pois a sua apreciação em fotografia aérea depende de fatores extrínsecos ao fenómeno de fraturação, como seja a existência ou não de depósitos de cobertura, a análise estatística incidiu unicamente sobre a direção das fraturas. Por essa razão, essa análise baseou-se na interpretação de diagramas de rosa elaborados na aplicação referida. Esta permite a entrada direta de dados ou a sua importação a partir de ficheiros de texto devidamente formatados de acordo com a estrutura de tabela do programa que se apresenta na Figura 111.

#	Estação	X	Y	Z	Estrutura	Grupo	Peso	Azimute	Inclinação	Informação adicional
1										
2										
3										
4										
5										
6										
7										
8										
9										
10										
11										

Figura 111- Tabela de entrada de dados em na aplicação *Spheristat*. Nas colunas, Estrutura refere-se ao tipo de dados (planares ou lineares), permitindo a associação de simbologia apropriada a esses dados para a sua eventual projeção em mapas; Grupo permite a diferenciação dos dados em grupos distintos e a atribuição de símbolos específicos para a sua projeção em rede estereográfica; Peso permite atribuir valores para a ponderação de cada um dos dados.

Os valores introduzidos nesta tabela foram obtidos pela importação de ficheiros de texto produzidos no programa *Geomedia Pro* através da opção *Ascii unloader*. Em *Microsoft Excell* foram formatados de acordo com a estrutura *Spheristat*: cada segmento de reta é importado pela representação das coordenadas de cada ponto em linhas consecutivas, encarregando-se o *Spheristat* de calcular o comprimento de cada segmento de reta, o seu azimute e as coordenadas do seu ponto médio através da opção *Linear from Endpoints*. A partir destes dados já é possível a elaboração de diagramas de rosa, sendo que a variável comprimento pode ser considerada como variável ponderadora.

A aplicação permite também diversos modos de filtragem dos dados a fim de possibilitar análises seletivas, como por exemplo, a projeção dos dados referentes unicamente a Estações específicas e/ou pertencentes a um determinado grupo e/ou cujos azimutes variam entre valores específicos, etc.. Por intermédio dessas filtragens e das realizadas previamente em *Geomedia Pro*, foram construídos diversos diagramas em função da tipologia das estruturas fotointerpretadas e da natureza ou da idade das rochas que afetam, entre outros. De modo individual ou em conjunto com os mapas anteriormente apresentados, possibilitaram os resultados e ilações que se apresentam nos capítulos seguintes.

A escala dos diagramas de rosa apresentados refere-se a percentagem relativa de dados. Foram construídos segundo o método convencional, ou seja, aquele em que os raios de circunferência são proporcionais à frequência. Esta opção prende-se com a necessidade de dar destaque às classes de maior frequência numa população de dados bastante uniforme, como é o caso presente. No mesmo sentido, os valores de frequência foram ponderados ao comprimento dos elementos fotointerpretados, de forma a destacar as direções de fraturação mais persistentes. O método pelo qual a aplicação executa esta ponderação resume-se à simples multiplicação das frequências absolutas pelo valor dos comprimentos, sendo o resultado final apresentado sob a forma de frequência relativa. Nos casos em que se tenha optado por outra metodologia, tal é devidamente assinalado.

Importa referir que no decorrer da digitalização das estruturas fotointerpretadas, muitas foram representadas por mais do que um segmento de reta. Como no processo de exportação desses dados a partir do *Geomedia Pro* cada segmento de reta é considerado como um elemento distinto, o número total de elementos importados pelo *Spheristat* é superior ao número dos que na realidade foram fotointerpretados. Com efeito, e como já aqui foi referido, o número total de fraturas e lineamentos fotointerpretados é de 9899, ao passo que o número de elementos correspondentes importados pelo

Spheristat é de 12439. Sendo norma, em qualquer análise estatística, a apresentação do número de elementos que constituem a amostra, servem estas considerações para justificar o fato do número n de elementos referido nos diagramas de rosa construídos ser superior ao real. Esta discrepância não tem influência nos resultados. Tendo os diagramas de rosa sido elaborados com ponderação das frequências ao comprimento das fraturas, servem ainda as considerações anteriores para justificar que essa ponderação está por defeito, pois as fraturas de maiores dimensões estão traduzidas por segmentos de reta de menores dimensões.

B2.1.2.3. Google Earth

A aplicação *Google Earth* faz uso de imagens de satélite que, à semelhança das fotografias aéreas, traduzem o espectro da luz visível. Por esta razão e pelo fato dessas imagens apresentarem resoluções bastante elevadas, equivalentes a escalas bem maiores que a das fotografias utilizadas no presente estudo, optou-se pela sua referência neste capítulo.

A utilização do *Google Earth* prendeu-se essencialmente com a referida elevada resolução das imagens disponibilizadas e com as suas facilidades no que respeita à escolha de ângulos, basculamentos e sobrelevação para a visão tridimensional. Em particular, recorreu-se a esta ferramenta para a tentativa de identificação de relações de corte entre as famílias de fraturas observadas previamente em fotografia aérea. Embora tal tenha sido possível apenas localmente e não de modo generalizado, por questões que se prendem com a qualidade das imagens e com as características próprias do terreno e das fraturas, os dados obtidos revelaram-se fundamentais para a interpretação dos resultantes da fotointerpretação. Contudo, devido às restrições próprias do *Google Earth* e que mais à frente se referem, esses dados não foram tratados vectorialmente para integração com os já existentes. Correspondem unicamente a imagens pontuais bastante detalhadas da área em estudo (Figura 112), sobre as quais se realçaram as relações de corte observadas. Esse realce foi realizado por intermédio da digitalização das fraturas que melhor evidenciam essas relações, fazendo-se uso, para o efeito, da ferramenta “adicionar caminho”.

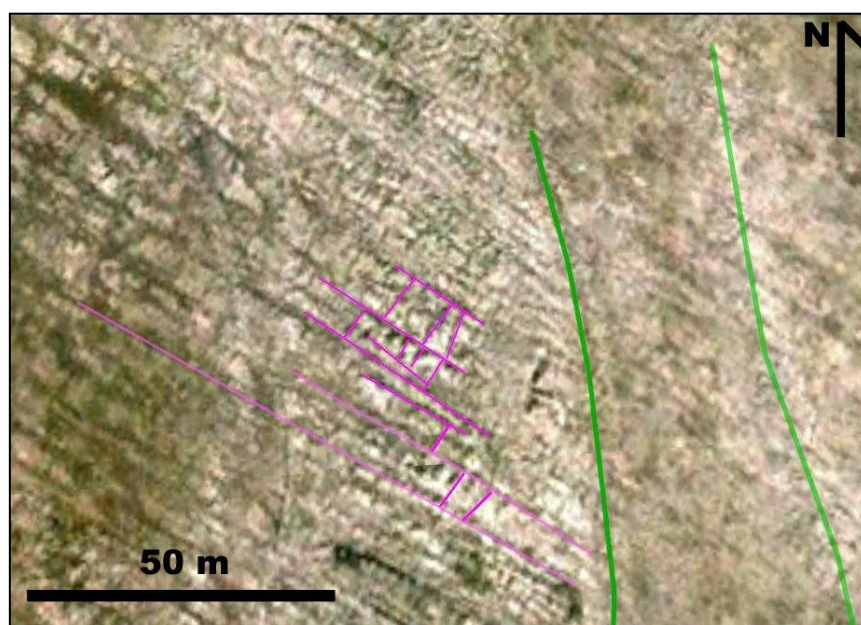


Figura 112- Exemplo de imagem obtida em *Google Earth* referente a área restrita, a norte da Serra de Aire, onde duas famílias de fraturas (linhas a cor púrpura) denunciam um padrão de fraturação em T. Linhas a verde representam os limites de algumas das bancadas de calcário.

A imagem da Figura 113 representa um extrato ampliado cerca de 4,5 vezes (o máximo permitido pelo estereoscópio utilizado) da fotografia aérea anotada que abrange a área representada na Figura 112. Nessa área, realçada pelo retângulo vermelho nela assinalado, são notórias as diferenças entre ambas as imagens no que respeita à informação que é possível obter: a imagem do *Google Earth* permite identificar duas famílias de fraturas, uma sistemática e outra não, ortogonais entre si, cuja disposição define um padrão em T e em que o espaçamento da família sistemática é bastante reduzido. Se essas fraturas corresponderem a diaclases, a relação de corte entre elas permite afirmar que a família sistemática é mais persistente que se apresenta orientada segundo NW-SE é anterior à família não sistemática de *cross joints* segundo NE-SW e que esta será o resultado de uma rotação de 90° por parte do campo de tensões regional. Eventualmente e dado o espaçamento apertado denunciado por essa família sistemática, a mais recente, embora posterior, poderá ter-se gerado no decorrer do mesmo episódio tectónico em função de trações secundárias entre as diaclases da família anterior (cf. B1.3). Já a partir da área correspondente na fotografia aérea, nada mais se pode adiantar que a existência de uma única família sistemática de fraturas.



Figura 113- Extrato de fotografia aérea representativo da área evidenciada pela imagem da Figura 112 (retângulo vermelho). A ampliação é a máxima permitida pelo estereoscópio utilizado (4,5x). A verde representa-se o traçado da estratificação e sentido de inclinação dos estratos. A preto representam-se fraturas que, na área abrangida pelo retângulo vermelho, traduzem uma única família direcional, ao contrário do que se verifica na Figura 112.

Pese embora as potencialidades atrás postas em evidência, o *Google Earth* não foi utilizado para o levantamento sistemático das estruturas que afetam a região pelas seguintes razões:

- Na altura em que se verificou a disponibilização de imagens com elevada resolução para a área em estudo, já a interpretação das fotografias aéreas havia sido realizada.
- Não há uniformidade na qualidade/resolução do mosaico de imagens que abrange a região.
- O processamento digital que conduziu à elaboração e disponibilização *on-line* dessas imagens e que se desconhece, provocou diversos artefactos que se traduzem por distorções e “sub ou sobre-exposições luminosas” localizadas.

- Não se conhece a precisão do processo de georreferenciação das imagens.
- A aplicação carece de ferramentas de desenho vetorial adequadas a uma digitalização facilitada das estruturas observadas.
- Não existem opções para a exportação em formato vetorial das digitalizações efetuadas de modo a que possam ser analisadas e manipuladas noutra tipo de aplicações, nomeadamente as específicas de análise estatística.

Contudo, resolvidas as questões expostas, o *Google Earth* será, sem dúvida, uma ferramenta com enormes potencialidades para a identificação sistemática de estruturas geológicas a uma escala local.

B2.2. RESULTADOS

B2.2.1. Distribuição e orientação geral das estruturas fotointerpretadas

O Mapa de Enquadramento das estruturas fotointerpretadas que se apresenta no Anexo 5 à escala 1/100000 e na Figura 115, redimensionado para o tamanho da página, fornece uma visão geral da distribuição espacial dessas estruturas e do modo como se encontram orientadas. Neste mapa é notável que os elementos fotointerpretados, no seu conjunto, esboçam os traços gerais conhecidos da região. De modo também bastante evidente constata-se que a fraturação não se distribui uniformemente por toda a região, estando concentrada na área correspondente ao MCE mas, mesmo neste maciço, existem regiões com maior densidade de fraturas que outras, o que é indicador de algum tipo de condicionamento.

Particularmente na região correspondente ao MCE, verifica-se um arranjo da fraturação em grupos de fraturas paralelas entre si, com espaçamento aproximadamente constante e persistências semelhantes, o que é indicativo de que fraturas deverão estar relacionadas geneticamente, fazendo parte de famílias sistemáticas. Destas sobressai uma família cuja orientação está centrada em WNW-ESE.

Conforme demonstrado pelos diagramas de rosa respeitantes à totalidade das fraturas e que estão anexos ao mapa da Figura 115, essa direção apenas sobressai no diagrama realizado pelo método tradicional, ou seja, no qual o comprimento dos raios de circunferência (o comprimento das pétalas) é proporcional às frequências. Com efeito, a relevância desta família relativamente à direção de fraturação menos frequente é diminuta, apenas cerca de 5%. O mesmo se pode dizer relativamente a outras duas famílias secundárias, nomeadamente segundo NNE-SSW e NNW-SSE. O diagrama construído com a área das pétalas proporcional à frequência dá uma imagem mais real da distribuição estatística das orientações, mostrando que a fraturação se distribui por todo o espectro azimutal. Assim, sob uma perspetiva global, deve considerar-se a não existência de direções preferenciais de fraturação na região em estudo.

A relevância da família WNW-ESE patenteada na Figura 115 é, portanto, aparente pois não é devida a um maior número de fraturas assim orientadas. Deve-se ao fato de ocorrer com elevadas persistências em zonas específicas extensas, onde ocorre de modo quase exclusivo.

Tomando isoladamente as fraturas identificadas como falhas, mantém-se a dispersão de orientações. Contudo, já é possível notar alguma preferência pelas direções NNE-SSW, NW-SE e NNW-SSE.

Já no que respeita aos lineamentos, embora também com forte dispersão por todo o espectro azimutal, há uma nítida predominância dos orientados segundo NNE-SSW, o que é demonstrativo de algum tipo de controlo estrutural.

B2.2.1.1. Distribuição das fraturas quanto à idade das rochas e estruturas regionais

O Mapa Cronostratigráfico que se apresenta na Figura 116 permite apreciar a distribuição das fraturas em função da idade das grandes unidades estratigráficas e o seu relacionamento com os principais acidentes tectónicos. O aspeto que de imediato é posto em evidência por este mapa é que as fraturas afetam fundamentalmente as formações do Jurássico Médio. Em menor número afetam o Jurássico Superior e praticamente não afetam as unidades estratigráficas posteriores. Estes fatos levam de imediato a supor um decréscimo da atividade tectónica responsável pela fraturação a partir do Jurássico Médio. Contudo, o presente mapa não permite comprovar esta hipótese pois outros fatores poderão ser responsáveis por esta diferenciação, em particular os respeitantes às características reológicas das formações, como se verá mais à frente.

No que respeita às áreas de afloramento do Jurássico Médio verifica-se que não há uma distribuição uniforme da fraturação, antes concentrando-se esta em áreas preferenciais. A existência de zonas de sobrefraturação explica o reduzido número de fraturas fotointerpretadas em alguns locais. A maioria das fraturas identificadas como falhas ocorre na área correspondente aos afloramentos do Jurássico Médio ou coincidem com acidentes maiores que estabelecem o limite com outras unidades litostratigráficas.

Também particularmente evidente na área de afloramento do Jurássico Médio e em particular, no Planalto de Santo António, é o fato do traçado da interseção da estratificação com a superfície topográfica constituir, uma fronteira contra a qual terminam muitas das fraturas. Tal permite concluir que muitas das superfícies de estratificação constituem horizontes que impedem a propagação das fraturas.

No Jurássico Superior as fraturas concentram-se preferencialmente nas depressões da Mendiga, de Alqueidão da Serra e de Alcobaça. Nesta última é nítido que não estão distribuídas uniformemente. Estão concentradas imediatamente a ocidente da Serra dos Candeeiros, onde parecem estar limitadas por níveis estratigráficos particulares, denunciados pelos limites entre bancadas que aí foi possível identificar. As fraturas marcam e definem a Falha de Moleanos: acidente orientado WNW-ESE, imediatamente a sul de Alcobaça, que consta das folhas da carta geológica à escala 1/50000 que abarcam esta região particular.

A área de afloramento do Jurássico Superior para ocidente da estrutura diapírica de Caldas da Rainha é bastante reduzida, bem como o número de fraturas aí identificadas. Estão maioritariamente dispostas de modo perpendicular à direção da estratificação, sendo de realçar que, embora tendencialmente terminem de encontro ao lineamento que marca o contato entre o Jurássico Superior e o Hetangiano, é notável que muitas o atravessam e rejeitam.

Ainda numa perspetiva geral, o presente mapa (Figura 116) mostra que as principais estruturas da região, nomeadamente o diapiro de Caldas da Rainha, as falhas de Rio Maior – Porto de Mós, da Mendiga, de Reguengo do Fetal, de Alvados, de Minde e do Arrife, estão denunciadas por fraturas ou lineamentos bastante persistentes. Para muitas das fraturas foi possível constatar que correspondem

a falhas. Verifica-se também que muitas dessas estruturas regionais condicionam as famílias de fraturas que se desenvolvem nas suas imediações, limitando a sua progressão, o que sugere que são estruturas anteriores ou em íntima relação genética com essas famílias.

Essas estruturas principais estão orientadas segundo 3 direções, nomeadamente, NNE-SSW, NW-SE e NE-SW. Tomando em atenção os diagramas de rosa presentes na Figura 115, dessas direções apenas a NNE-SSE se mostra relevante estatisticamente. A fraturação associada aos acidentes NW-SE deverá estar mascarada pela dispersão evidenciada pelas fraturas orientadas em torno de WNW-ESE.

Particularizando para a fraturação que afeta o Jurássico Médio, o respetivo diagrama mostra-se quase idêntico ao que respeita à totalidade da população de fraturas. A isso não é alheio o fato de esse diagrama corresponder a mais de 70% dos dados (Figura 114). No entanto, a observação do mapa da Figura 116 mostra que as diferentes orientações não se distribuem aleatoriamente por toda a área de afloramento do Jurássico Médio. Como já foi referido anteriormente, as fraturas estão organizadas em famílias sistemáticas, as quais se distribuem por áreas específicas, o que releva para a necessidade de uma análise mais pormenorizada, setorial, da região correspondente ao MCE, pois é aí que aflora o Jurássico Médio.

Relativamente às fraturas que afetam o Jurássico Superior, elas estão preferencialmente orientadas segundo WNW-ESE. Como já referido, esta orientação está particularmente patente imediatamente a ocidente da Serra dos Candeeiros, por intermédio de fraturas bastante persistentes. As rochas que afetam correspondem essencialmente às Formações Alcobaça, Montejunto e Cabaços. Já na restante área da Depressão de Alcobaça, onde aflora a Formação de Lourinhã, as fraturas estão praticamente ausentes o que terá a ver com a baixa competências das rochas que a constituem (Figura 6).

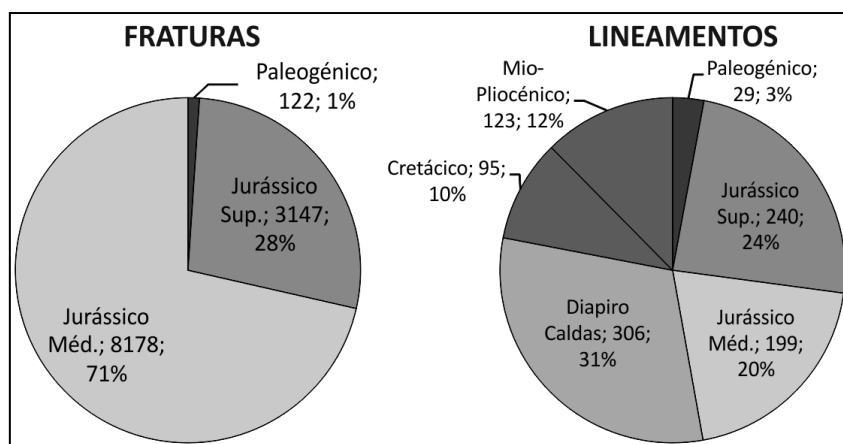


Figura 114- Distribuição das fraturas e lineamentos por sistemas e séries estratigráficas, com indicação do valor absoluto e da percentagem. No diagrama respeitante a lineamentos indica-se a estrutura de Caldas da rainha por nela ocorrerem lineamentos a afetar unidades cronostratigráficas do Hetangiano ao Pliocénico.

O gráfico da Figura 117 representa as fraturas que afetam a Formação de Lourinhã na Depressão de Alcobaça e ainda para ocidente do diápiro de Caldas da Rainha. Embora a sua representatividade seja reduzida face à dimensão da área de afloramento dessa Formação, constata-se que as fraturas estão orientadas preferencialmente segundo NE-SW e NNW-SSE, estando a família WNW-ESE que caracteriza o Jurássico Superior no seu todo, mal representada.

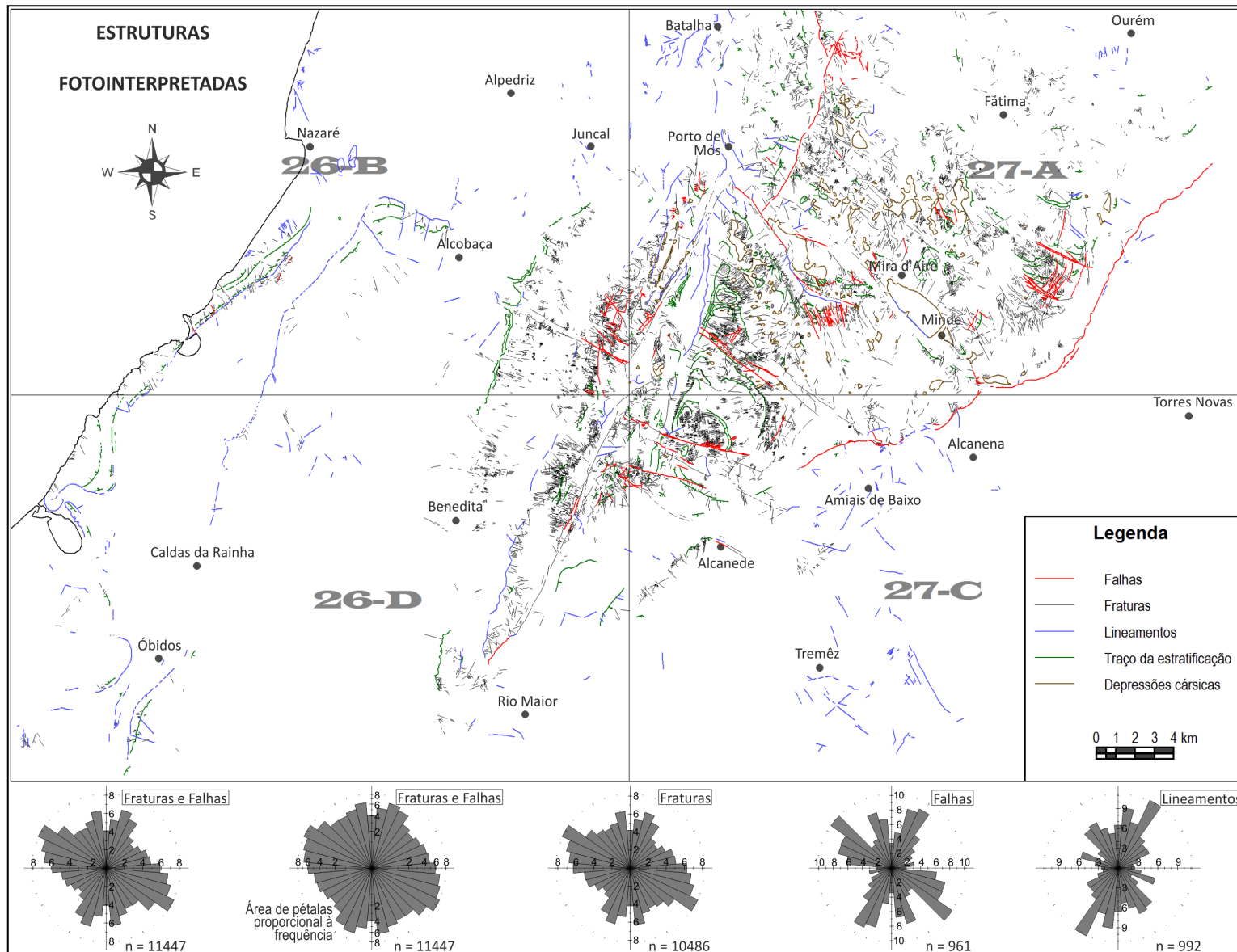


Figura 115- Mapa de enquadramento das estruturas fotointerpretadas e diagramas de rosa ponderados ao comprimento

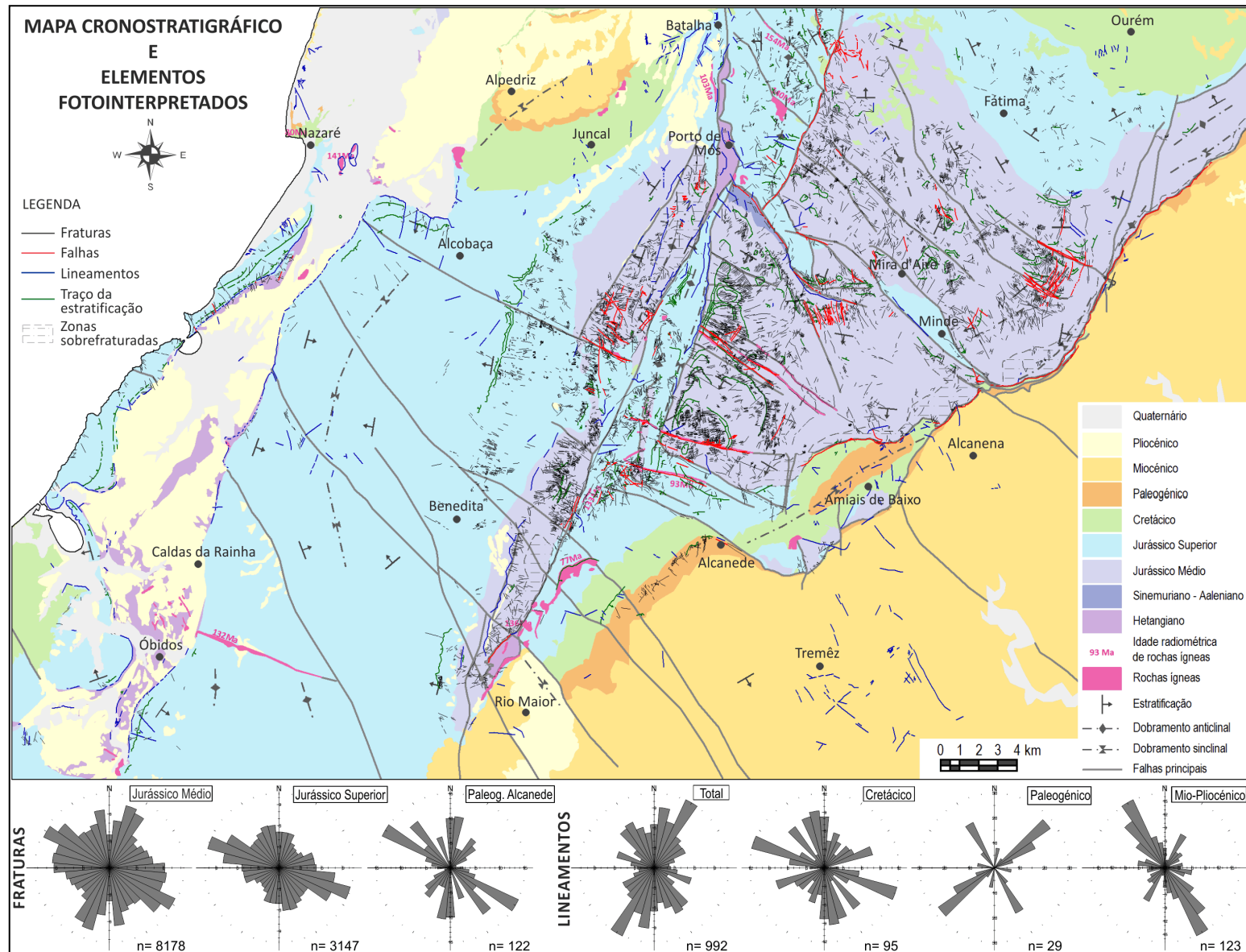


Figura 116- Enquadramento das estruturas fotointerpretadas quanto à idade das rochas e quanto às principais estruturas regionais

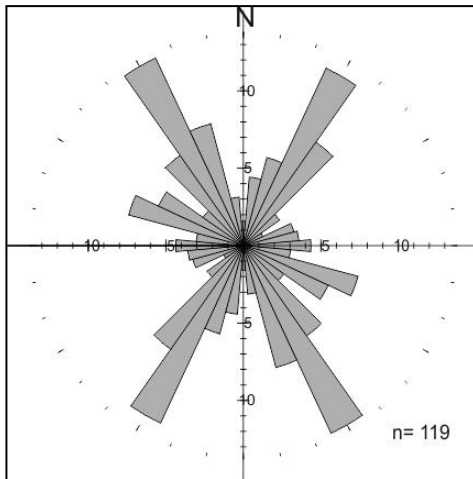


Figura 117- Fraturação na Formação de Lourinhã (Jurássico Sup.) na Depressão de Alcobaça e a ocidente do diapiro de Caldas da Rainha.

Relativamente ao Paleogénico, praticamente só foram identificadas fraturas nos afloramentos que se estendem de Alcanede em direção a Rio Maior. Na realidade, nessa região, as fraturas identificadas afetam exclusivamente essa série estratigráfica. Embora a sua representatividade seja baixa, pois apenas foram identificadas 122 fraturas, o diagrama respetivo (Figura 116) mostra 3 direções de orientação preferenciais: NW-SE, N-S e NE-SW.

Nos afloramentos do Cretácico e do Mio-Pliocénico não foram identificadas fraturas. Em alternativa, e embora o número de elementos fotointerpretados também não seja elevado, avaliam-se os lineamentos aí identificados.

No Cretácico os lineamentos mostram uma grande dispersão de orientações, podendo, contudo, salientar-se um predomínio dos orientados NNW-SSE (a N-S) e dos WNW-ESE.

No Paleogénico também foram identificados lineamentos. Estes seguem em traços gerais as direções de fraturação que afetam esse sistema, excluindo a direção N-S.

Nos afloramentos Miocénicos e Pliocénicos os lineamentos foram identificados, na sua maioria, na Bacia Terciária do Tejo. É nítido o predomínio dos orientados NNW-SSE (a NW-SE), notavelmente paralelos às falhas que constam da cartografia geológica à escala 1/50000.

Salienta-se que em nenhuma das regiões assinaladas é particularmente evidente, para os lineamentos, a orientação preferencial segundo NNE-SSE demonstrada pelo diagrama respeitante à totalidade dos lineamentos da região em estudo, o que indica que o predomínio dessa orientação se deve aos que marcam a estrutura diapírica de Caldas da Rainha e os grandes acidentes frágeis da região com a mesma orientação que afetam o Jurássico.

Quanto à idade das famílias de fraturas identificadas, pouco se pode adiantar para além do fato de serem posteriores às formações que cortam, ou seja, serão posteriores ao Jurássico. Mesmo tendo em atenção que o topo do Jurássico Superior está afetado quase exclusivamente por fraturas NNE-SSW e NNW-SSE, a dispersão dos dados constantes do respetivo diagrama de rosa (Figura 117) prenuncia a existência de outras direções de fraturação. Considerando as que afetam o Paleogénico, é possível admitir que as fraturas orientadas N-S (mal representadas no Jurássico), NW-SE e NE-SW sejam posteriores a este sistema. No entanto, o seu significado regional é muito baixo, dado o nítido condicionamento estrutural da região onde foram identificadas.

Admitindo que os lineamentos observados nas rochas pós-Jurássico têm correspondência com fraturas, então a direção WNW-ESE, identificada unicamente nos depósitos do Cretácico Inferior, seriam posteriores. Contudo esses lineamentos poderão, tão só, corresponder a uma mimetização de estruturas que afetem o Jurássico subjacente. Ainda no Cretácico, a direção NNW-SSE apresenta forte dispersão para N-S, pelo que poderá corresponder ao episódio que levou à instalação de fraturas com essa direção N-S no Paleogénico ou, poderá corresponder aos mesmos lineamentos NNW-SSE que afetam os depósitos Mio-Pliocénicos.

B2.2.1.2. Distribuição das fraturas quanto às litologias

Para além da intensidade dos esforços tectónicos, o maior ou menor número de fraturas patenteado por uma determinada região depende também da competência das rochas que nela ocorrem. O mapa da Figura 118 permite apreciar a distribuição dos elementos fotointerpretados em função das litologias aflorantes. Em grande parte justifica a razão pela qual não há uma distribuição uniforme de fraturas por toda a região. Consta-se que a fraturação está fundamentalmente associada às rochas mais competentes, ou seja, às litologias carbonatadas. Em menor número afeta a unidade Argilitos, Margas e Calcários Margosos e estão quase ausentes nos Arenitos e Argilitos, onde se observam maioritariamente lineamentos.

Nas regiões do MCE abrangidas pelos Depósitos Terrígenos de Cobertura constata-se a ocorrência mais ou menos frequente de fraturas, ao contrário do que se verifica noutras regiões da área estudada onde também ocorrem aqueles depósitos. A justificação para tal fato já foi anteriormente mencionada e prende-se com o fato de, nesse maciço, estes depósitos apresentarem reduzida espessura e não serem contínuos. Os locais onde foram identificadas fraturas correspondem, na realidade, a locais onde ocorrem as rochas calcárias subjacentes, em afloramentos de maior ou menor dimensão e mais ou menos dispersos. É notável a correspondência desses depósitos com os locais onde foram fotointerpretadas as depressões cársticas.

Importa ainda notar que nos Argilitos, Margas e Calcários Margosos as fraturas ocorrem em bandas dispostas paralelamente à direção da estratificação, o que é elucidativo da existência de uma exclusividade litológica, a qual certamente se reporta a níveis mais competentes nesta unidade, nomeadamente os calcários mais ou menos margosos constituintes da Formação de Montejunto (Oxfordiano sup.). Do mesmo modo, a banda de fraturação a SW de Alcanede, na unidade Arenitos e Argilitos, reporta-se às litologias carbonatadas que caracterizam localmente o Paleogénico, nomeadamente na região referida, e que são menos comuns noutras áreas de afloramento desta unidade.

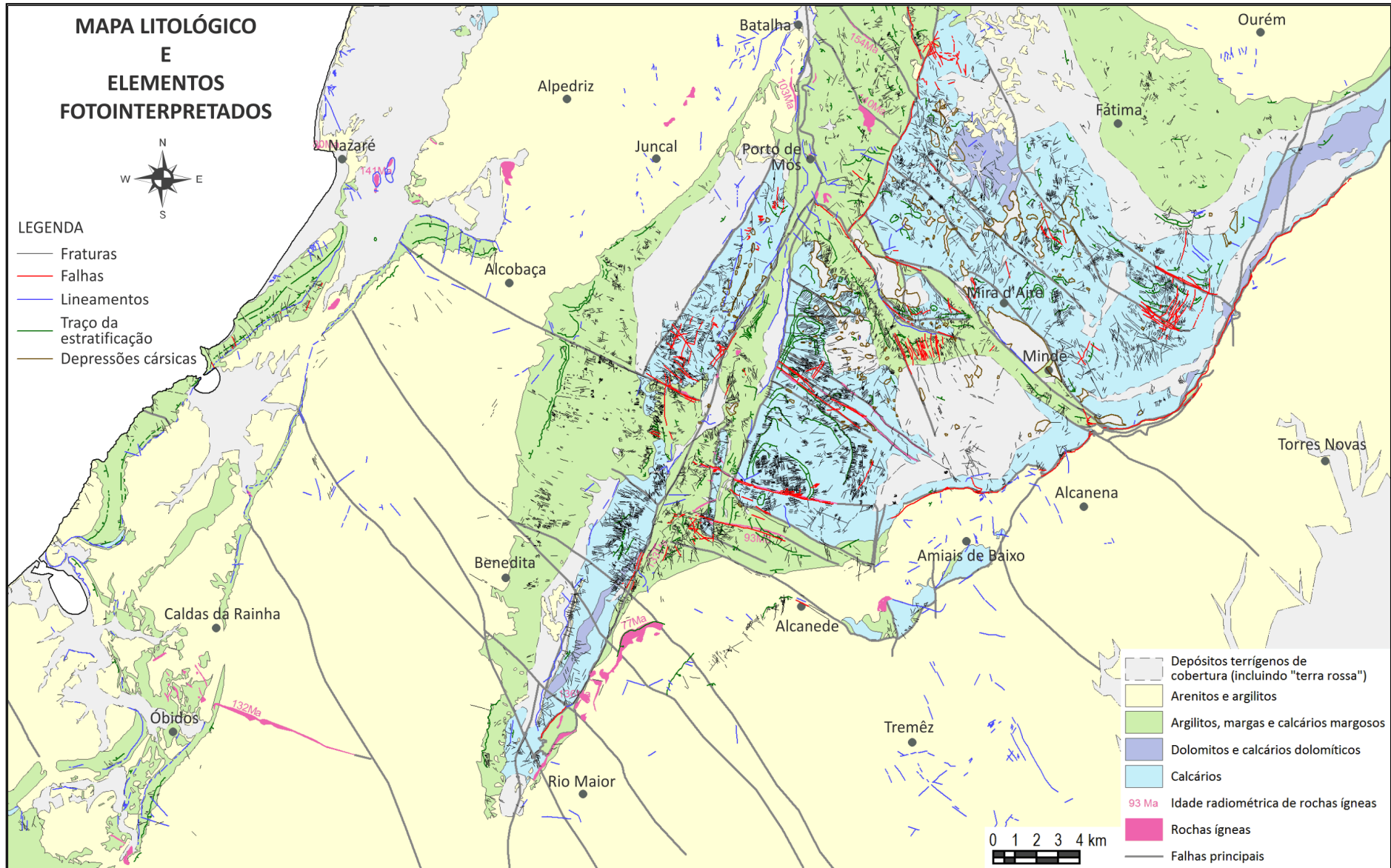


Figura 118- Distribuição das estruturas fotointerpretadas em função da litologia.

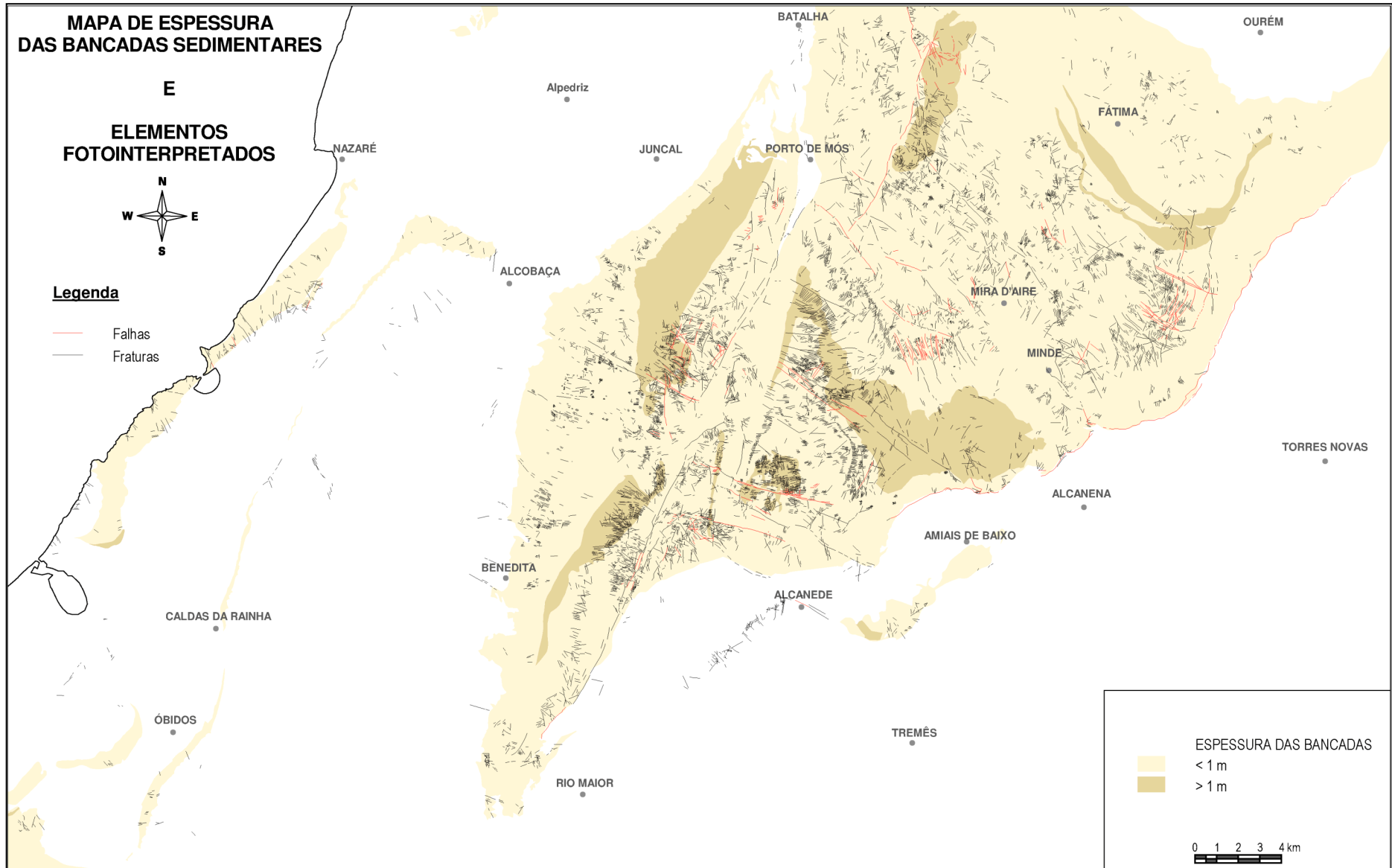


Figura 119- Distribuição da fraturação em função da espessuras das bancadas sedimentares.

B2.2.1.3. Distribuição das fraturas quanto à espessura das bancadas

Num ensaio para verificar da existência de eventuais correlações entre a espessura das bancadas e as fraturas que as afetam, o mapa apresentado na Figura 119 permite verificar que alguns dos afloramentos de bancadas espessas parecem controlar o desenvolvimento das famílias sistemáticas de fraturas que os afetam. Isso é particularmente evidente na Área de Pé da Pedreira, a norte de Alcanede, e na Serra dos Candeeiros, a NE da Benedita. Outro aspeto que sobressai de imediato neste mapa é a existência de grandes áreas de afloramentos de bancadas espessas em que as fraturas são raras ou mesmo ausentes, como por exemplo, a norte de Amiais de Baixo. Porém, tal deve-se aos depósitos de cobertura que aí ocorrem, conforme se constata no mapa respeitante às litologias.

Quanto ao fato de alguns destes afloramentos sobressaírem por estarem afetados unicamente por duas ou 3 famílias de fraturas sistemáticas bastante persistentes, na realidade isso parece dever-se antes à grande extensão da área que ocupam. Com efeito, noutras zonas mais restritas e em que as bancadas apresentam espessuras inferiores a 1 m, verificam-se situações semelhantes.

No que respeita à orientação, algumas dessas famílias de fraturas ocorrem predominantemente nas bancadas com elevada espessura, como é o caso da família WNW-ESSE na área de Pé da Pedreira e na Serra dos Candeeiros. Porém, os dados disponíveis não permitem vislumbrar nenhuma relação direta de causa e efeito entre a espessura e a direção de fraturação. Este aspeto voltará a ser abordado a respeito da análise setorial do MCE.

Assim, para além de algumas famílias direcionais de fraturas estarem associadas preferencialmente aos afloramentos de bancadas espessas, não se constata nenhuma outra correlação particular entre a fraturação e a espessura das bancadas, seja quanto à sua distribuição espacial, persistência, ou espaçamento. Contudo, isso não implica que essas correlações não possam existir, em particular no que respeita ao espaçamento. O fato é que, caso essas correlações existam, a precisão dos dados disponíveis quanto à espessura das bancadas e quanto ao valor mínimo dos espaçamentos que foi possível anotar nas fotografias aéreas, não permite a sua averiguação.

B2.2.1.4. Discussão e síntese

Uma abordagem conjunta aos resultados obtidos a partir da análise dos mapas que se apresentam nas Figura 115 a Figura 119 é elucidativa quanto às razões que estão na base da distribuição não uniforme de fraturas pela região em estudo. Em primeiro lugar estão as características das litologias aflorantes, nomeadamente no que respeita à sua competência. Assim e por comparação com a região correspondente ao MCE, onde afloram maioritariamente rochas competentes datadas do Jurássico Médio, o reduzido número de fraturas que se verifica em grande parte dos afloramentos do Jurássico Superior e de que a Bacia de Alcobaça é exemplo paradigmático, deve-se à natureza predominantemente areno-argilo-margosa das Formações que aí ocorrem, nomeadamente Cabaços, Alcobaça e Bombarral. Níveis mais competentes de calcários margosos que ocorrem localmente na Formação de Alcobaça ou que constituem o essencial da Formação de Montejunto, justificam um maior número de fraturas fotointerpretadas em locais específicos. Destes destaca-se a região imediatamente a ocidente da Serra dos Candeeiros e a zona sul da Depressão da Mendiga.

A ausência de fraturas nas áreas de afloramento de formações posteriores ao Jurássico prende-se com as mesmas razões, ou seja com a reduzida competência das respetivas litologias que, neste caso são predominantemente areno-argilosas.

O fato do número de fraturas fotointerpretadas decrescer abruptamente dos locais de afloramento do Jurássico Médio para os afloramentos de idade mais recente não deve, portanto, ser interpretado à luz de um decréscimo da atividade tectónica, mas sim no âmbito das diferenças de competência das respetivas litologias.

Particularmente para o MCE, a cobertura dos afloramentos do Jurássico Médio por depósitos residuais resultantes da sua alteração ou outros, justifica o reduzido número de fraturas fotointerpretadas em muitos locais deste Maciço. Sem que tal possa ser comprovado pelos dados disponíveis, admite-se que os locais de maior acumulação desses depósitos correspondam, na realidade, àqueles onde a fraturação é mais intensa. Isto à semelhança de outros que foram identificados como locais de sobrefraturação. Por ocorrerem em zonas topograficamente elevadas, não houve essa acumulação de depósitos residuais ou, mais provavelmente, terão sido removidos devido a ação mecânica dos agentes erosivos.

Por fim, um outro fator que condiciona a distribuição espacial das fraturas observadas em fotografia aérea reporta-se à existência de barreiras estruturais à sua progressão, nomeadamente falhas e contatos entre bancadas sedimentares.

Quanto à orientação, as fraturas distribuem-se por todo o espectro azimutal. Contudo, alguma relevância pode ser atribuída às direções WNW-ESE, NNW-SSE e NNE-SSW. Essa relevância resulta do seu peso estatístico mas, fundamentalmente, é devida ao fato das fraturas assim orientadas se apresentarem agrupadas em determinadas regiões, constituindo aglomerados de fraturas paralelas entre si, com persistência semelhante e espaçamento regular. Por esta razão deverão estar geneticamente relacionadas entre si, constituindo famílias sistemáticas de fraturação.

Dessas direções preferenciais, apenas a NNE-SSW é coincidente com a direção de alguns dos principais acidentes tectónicos que marcam a região, em particular a Falha de Rio Maior – Porto de Mós e o sistema Mendiga – Reguengo do Fetal. A direção NW-SE das importantes falhas de Alvados e de Minde poderá estar mascarada pela dispersão que caracteriza a família WNW-ESE. Já a direção NE-SW da Falha do Arrife é das menos relevantes estatisticamente.

No que respeita à distribuição da orientação das fraturas em função da idade dos afloramentos, assinala-se que as que afetam o Jurássico Superior mostram uma tendência nítida para WNW-ESE. Já nas que ocorrem no Jurássico Médio não existe nenhuma orientação preferencial. Contudo, na região do MCE, há uma nítida organização das fraturas em famílias sistemáticas e cuja distribuição espacial não é uniforme, o que justifica a necessidade de uma análise setorial específica para essa região.

Nos afloramentos pós-Jurássico, só nos do Paleogénico foram observadas fraturas. Estão orientadas segundo 3 direções preferenciais, nomeadamente NW-SE, N-S e NE-SW, esta última com um caráter secundário. Contudo, dado o condicionamento estrutural da região onde estas fraturas foram observadas e o seu reduzido número, as direções mencionadas poderão não ter representatividade regional.

Os lineamentos que foram observados nos depósitos correspondentes ao topo do Cretácico Inferior mostram uma tendência de orientação segundo NNW-SSE (a N-S) e WNW-ESE. Já os observados no Mio-Pliocénico estão preferencialmente orientados apenas segundo NNW-SSE (a NW-SE).

Quanto à idade da fraturação apenas se pode afirmar que é pós-Jurássico. A grande dispersão de orientações que se verifica a nível geral e que se reflete na dificuldade no estabelecimento de famílias de fraturas e, ainda, a muito baixa representatividade dos dados referentes às rochas do final do Jurássico Superior ou posteriores, impedem outras conjeturas que não sejam puramente especulativas. Como hipótese de trabalho admite-se que:

- A família de fraturas WNW-ESE, bem definida para o Jurássico Superior, seja de idade Cretácica porque está mal representada nas unidades litostratigráficas posteriores.
- Os lineamentos N-S com representatividade ao nível do Cretácico e, sobretudo, do Paleogénico, poderão ter correspondência com um episódio de fraturação ainda durante o Paleogénico ou já no Neogénico.
- Com representatividade no Paleogénico, por intermédio de fraturas e lineamentos, destaca-se um sistema ortogonal constituído pelas famílias NW-SE e NE-SW que também ainda deverá ser do Paleogénico ou posterior.
- Os lineamentos NNW-SSE, a terem correspondência com fraturas, representarão um episódio de fraturação do final do Miocénico ou pós-Miocénico.

Embora não se tivesse dedicado nenhum subcapítulo à natureza das fraturas observadas em fotografia aérea, os dados que foram apresentados quanto à sua distribuição e organização no espaço permitem algumas considerações a esse respeito, para além da distinção feita desde o início entre fraturas e falhas. Assim, tomando em atenção os aspetos teóricos acerca da distinção entre diaclases, fraturas de cisalhamento e falhas, importa aqui destacar alguns deles, nomeadamente:

- As diaclases, quando não reativadas, tendem a apresentar-se limitadas a uma única bancada sedimentar ou a um conjunto específico de bancadas. Já as fraturas de cisalhamento e as falhas tendem a cortar os planos de estratificação, atravessando várias bancadas. Do mesmo modo, as diaclases tendem a terminar de encontro a outras estruturas pré-existentes, como falhas ou outras diaclases, ao passo que os cisalhamentos tendem a cortá-las.
- Perante duas famílias de fraturas paralelas que se distinguem pelo fato de uma apresentar evidências de ser constituída por diaclases e a outra por fraturas de cisalhamento, é muito provável que os cisalhamentos correspondam, na realidade, a diaclases reativadas.
- As diaclases e as fraturas de cisalhamento não ocorrem isoladamente mas sim organizadas em famílias, ou seja, em conjuntos de fraturas com características geométricas semelhantes. As falhas tendem a ocorrer de modo isolado.
- As famílias de diaclases tendem a organizar-se espacialmente definindo padrões típicos, dos quais os mais comuns são os de tipo ortogonal. As fraturas de cisalhamento tendem a definir padrões não ortogonais.

Não obstante que a distinção entre diaclases e fraturas de cisalhamento implique, no mínimo, uma observação a “olho nu” das fraturas nos afloramentos, os dados obtidos a partir da fotointerpretação permitem verificar alguns dos aspetos atrás referidos e, portanto, inferir acerca da natureza das fraturas observadas. Algumas situações paradigmáticas são de realçar:

- Em Pé da Pedreira (Figura 5) é notável a organização das fraturas em duas famílias sistemáticas que se mostram ortogonais entre si (Figura 106). Exemplo semelhante consta na Figura 112, referente a um local específico a noroeste da Serra de Aire, nas imediações de Covão do Coelho.
- São várias as situações em que as fraturas fotointerpretadas terminam sistematicamente de encontro ao traçado da interseção da estratificação com a topografia (Figura 113 e Figura 120). Tais situações constituem indicadores muito fortes de que essas fraturas estão limitadas a um conjunto restrito de bancadas sedimentares, senão mesmo a uma única bancada.
- Algumas situações mostram famílias de fraturas que terminam de encontro a acidentes maiores, sem evidências de que tenham sido rejeitadas, pois estão ausentes no lado oposto desses acidentes. Exemplo paradigmático verifica-se imediatamente a norte da povoação Codaçal (Figura 120).
- Muitas das falhas fotointerpretadas não ocorrem isoladas mas sim em grupos de falhas paralelas entre si, sendo a região a noroeste de Serra de Sto. António o exemplo mais elucidativo de tal situação (Figura 120). Para além disso, entre elas existem fraturas que lhes são paralelas e para as quais não foram detetadas evidências de movimentação cisalhante. Duas hipóteses principais podem ser consideradas: as fraturas entre as falhas também denotam movimentação cisalhante mas que não foi possível detetar em fotografia aérea, ou são diaclases. A verificar-se esta última hipótese, muito provavelmente as falhas deverão corresponder a diaclases reativadas.

O conjunto destas observações leva a inferir que a grande maioria das fraturas fotointerpretadas na área em estudo corresponde a diaclases. Muitas, senão mesmo a maioria, terão sido reativadas em cisalhamento, existindo evidências concretas disso apenas para aquelas que foram identificadas como falhas.

Partindo do pressuposto anterior, de que as fraturas observadas correspondem a diaclases, levanta-se um novo problema que tem a ver com a espessura das bancadas, o espaçamento entre as fraturas, a sua persistência e a escala de observação. Com efeito, conforme mencionado anteriormente, os espaçamentos mínimos anotados nas fotografias aéreas à escala aproximada de 1/26000, foram de 0,5 mm, o que tem correspondência com espaçamentos reais na ordem dos 13 m. Também foi mencionado, a respeito da metodologia empregue neste trabalho, que as ampliações permitidas pelo estereoscópio utilizado possibilitaram a observação de espaçamentos na ordem dos 6 m. Ou seja, podemos considerar que o menor espaçamento apresentado pelas famílias sistemáticas de diaclases observadas ronda os 6 m.

Recorrendo aos conceitos teóricos respeitantes à proporcionalidade entre o espaçamento de uma família de diaclases e a espessura da bancada sedimentar que afetam, somos levados a admitir que a espessura das bancadas na área em estudo deverá aproximar-se dos 6 m. Ora, mesmo considerando que essa aproximação será por defeito, já que essa proporcionalidade depende da resistência de cada rocha à tração, o mapa respeitante à espessura das bancadas que foi apresentado na Figura 119, mostra que só em determinadas regiões essa condição se verifica. Na realidade, a maioria das bancadas competentes da área em estudo apresenta espessuras inferiores a 1 m.

A resposta a esta incongruência passa pelo modo como as diaclases se instalam em sequências sedimentares e pelas elevadas persistências que denotam. Assim, em bancadas sedimentares pouco espessas e que estão mecanicamente desligadas das bancadas adjacentes, como geralmente se verifica no MCE, as diaclases tendem a estar confinadas àquelas em que foram geradas. A progressão da deformação nas bancadas adjacentes dá-se por formação de novas diaclases. Cada bancada constitui, portanto, um sistema de fraturação confinado em que as diaclases numa bancada são

independentes das que existem na bancada adjacente. Por outro lado, excluindo os fatores genéticos que estão na origem da maior ou menor dimensão do comprimento das diaclases, pois a sua altura depende da espessura do estrato, o comprimento dos seus traços de interseção com as superfícies de estratificação, ou seja, a sua persistência, depende da relação entre o declive topográfico e o basculamento das bancadas. Na área em análise, os valores destas duas variáveis são geralmente baixos e muitas situações resultam em superfícies topográficas estruturais, sendo nelas possível a observação de áreas relativamente extensas dum mesmo plano de estratificação. Contudo, muito raramente serão extensas ao ponto de permitirem a observação de persistências com 26 m de comprimento, ou mais, pois a grande maioria é superior a 100 m. Este valor de 26 m corresponde ao menor comprimento dos traços anotados em fotografia aérea.

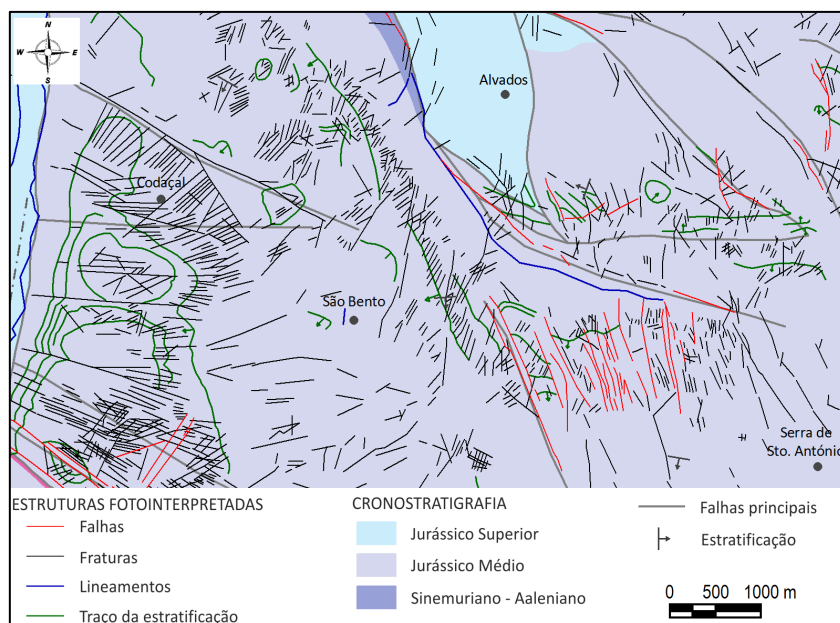


Figura 120- Exemplos do relacionamento particular entre fraturas e falhas fotointerpretadas com outras estruturas em extrato do mapa da Figura 116. A norte de Codaçal fraturas NE-SW terminam de encontra a uma falha; aNE de São Bento as fraturas terminam de encontro ao traço da estratificação; a NW de Serra Sto. António ocorre um conjunto de falhas paralelas entre si e intercaladas com outras fraturas.

Para as situações em que a superfície topográfica está angularmente afastada das superfícies de estratificação, o que é dado a observar em fotografia aérea é a interseção das diaclases com a frente das bancadas ou com alguma outra descontinuidade. Nestes casos, as diaclases melhor observáveis serão aquelas que, para além de ocorrerem em bancadas mais espessas e apresentarem espaçamentos suficientemente elevados, têm também aberturas suficientemente elevadas para serem detetadas. Contudo, para além do fato das aberturas típicas das diaclases não serem detetáveis em fotografia aéreas de escala reduzida, a persistência observável estará limitada pela espessura das bancadas.

No entanto, as elevadas persistências também podem ser justificadas pelo fato das fraturas observadas corresponderem, na realidade, a cavidades cársticas resultantes do alargamento das fraturas. Diaclases independentes mas que estejam em continuidade, ou próximo da continuidade umas das outras, em bancadas adjacentes distintas, poderão, por alargamento, dar origem a uma única cavidade cárstica de grande comprimento e profundidade. Contudo esta hipótese não permite justificar a regularidade dos espaçamentos observados, nem o carácter tão retilíneo dessas cavidades ao longo de centenas de metros, a não ser que correspondam ao alargamento de fraturas pré-existentes com essas características.

Perante os fatos apresentados, a hipótese que melhor pode explicar tanto o elevado espaçamento, como a elevada persistência das famílias sistemáticas de diaclases observadas na fotografia aérea é que, na realidade, elas correspondam a diaclases reativadas. Essa reativação ter-se-á dado em cisalhamento de modo a justificar que atravessem um grande número de bancadas adjacentes e mecanicamente desligadas entre si. Assim, de ora em diante, admite-se que as fraturas observadas em fotografia aérea e que não foram identificadas de imediato como falhas, correspondem a diaclases reativadas. A validação desta hipótese apenas será feita no capítulo seguinte em função dos dados de campo. Em termos da avaliação estatística das suas orientações podem simplesmente ser consideradas como diaclases.

B2.2.2. Análise setorial das fraturas fotointerpretadas

Por conveniência de apresentação dos respectivos resultados, a análise da fraturação que afeta a região do MCE apresenta-se estruturada de acordo com os setores estabelecidos na Figura 121. A maioria tem correspondência com unidades tectonostratigráficas. Excetua-se a distinção entre a Serra d’Aire e os planaltos de S. Mamede e de Fátima e as subdivisões na Serra dos Candeeiros e na Serra d’Aire. No primeiro caso, a distinção é essencialmente orográfica mas com correspondência no anticlinal que caracteriza aquela serra. No segundo caso, as subdivisões visam unicamente uma melhor referência geográfica.

Na Figura 123, que também consta no Anexo 5, apresentam-se as fraturas fotointerpretadas no MCE sobre uma base cronostratigráfica onde também estão representadas as principais estruturas que afetam e caracterizam esse maciço. Na Figura 123 constam ainda, diagramas de rosa que pretendem traduzir a distribuição estatística das orientações das fraturas pelos vários setores considerados.

Embora já tenha sido referido neste trabalho, nos subcapítulos seguintes será demonstrado que a escala da fotografia aérea utilizada não é suficientemente grande para permitir averiguar as relações de antiguidade entre as diaclases a partir das suas relações de corte. Por essa razão, far-se-á uso pontual das imagens de grande detalhe disponibilizadas pelo *Google Earth* a fim de averiguar dessas relações.

Contudo, como concluído anteriormente, todas as fraturas observadas à escala da fotografia aérea correspondem a diaclases reativadas o que, em princípio, invalida as relações de corte originais que possam ser detetadas pelas imagens *Google Earth*. Na verdade não será tanto assim por duas razões distintas. Por um lado, o detalhe proporcionado por essas imagens permite a observação de famílias de fraturas que, pela sua persistência e espaçamento, poderão corresponder a diaclases não reativadas. Por outro lado, a averiguação das relações de corte entre diaclases reativadas continua a ser um critério válido em situações específicas. Com efeito e conforme o desenho esquemático da Figura 122 pretende demonstrar, o padrão de diaclasamento em T característico do Sistema Fundamental de Diaclasamento, pode evoluir para duas situações extremas distintas, caso seja reativado:

- Manutenção do padrão ortogonal T, no qual a relação de corte original se mantém;
- Evolução para padrão ortogonal em +, para o qual não se consegue determinar a relação de corte original.

B2.2.2.1. Serra dos Candeeiros e Depressão de Alcobaça

Relativamente ao setor correspondente à Serra dos Candeeiros, este abrange formações do Jurássico Médio e Superior. Conforme se pode constatar no mapa da Figura 123, há uma nítida continuidade espacial entre o subsector Serra dos Candeeiros Centro e a Depressão de Alcobaça, tanto no que respeita à natureza e idade das litologias presentes, como no que respeita à fraturação. Por este motivo, optou-se pela análise integrada dos dados correspondentes à Serra dos Candeeiros e dos correspondentes à Depressão de Alcobaça compreendidos entre aquela serra e o meridiano de Alcobaça. Estes últimos compreendem, no essencial, os que afetam as Formações Cabaços e Montejunto do Oxfordiano Médio a Superior.

Neste setor destaca-se a família de fraturas orientada segundo WNW-ESE, o que se deve tanto à frequência elevada com que ocorrem, como à sua grande persistência, com valores superiores a 500 m em muitas delas. Tanto afetam as rochas do Jurássico Médio como do Jurássico Superior, pelo que se terão instalado posteriormente.

Como já antes mencionado, a grande concentração local destas fraturas WNW-ESE, em que muitas apresentam rejeitos, suportou a demarcação de um acidente regional, com a mesma orientação e a que está associado um filão dolerítico: a Falha de Moleanos, devidamente identificada na Figura 5 e que se desenvolve imediatamente a sul da cidade de Alcobaça (Figura 123). Em termos de orientação este acidente difere dos restantes que mais a sul cortam transversalmente a Bacia de Alcobaça segundo NW-SE e que não têm assinatura ao nível da fotografia aérea. Assim, embora com direções muito semelhantes, os acidentes regionais NW-SE, demarcados na cartografia geológica 1/50000, não parecem integrar a família de fraturas fotointerpretadas WNW-ESE, nem, conseqüentemente, os acidentes regionais com a mesma orientação.

Também a nível estatístico a direção WNW-ESE está perfeitamente evidenciada no diagrama de rosa respetivo constante da Figura 123, podendo mesmo afirmar-se que é a principal direção de fraturação. Na Figura 124 apresentam-se diagramas que discriminam as orientações preferenciais das fraturas pela idade das rochas afetadas na Serra dos Candeeiros. Apresentam-se ainda outros que discriminam, por um lado, as fraturas que afetam o Jurássico Superior da Bacia de Alcobaça adjacente à Serra dos Candeeiros, por outro, as fraturas que afetam os restantes afloramentos do Jurássico Superior da Bacia de Alcobaça, para ocidente dessa povoação, mas não representados na Figura 123. Destacam-se três aspetos principais no conjunto desses diagramas, nomeadamente:

- O Jurássico Superior da Serra dos Candeeiros está fraturado do mesmo modo que os afloramentos imediatamente a Oeste e que já se podem considerar da Bacia de Alcobaça. É notável o franco predomínio das fraturas orientadas WNW-ESE.
- O Jurássico Médio da Serra dos Candeeiros está também preferencialmente fraturado segundo WNW-ESE. Contudo, verifica-se uma forte dispersão de dados para NW-SE, sendo ainda possível destacar uma família secundária NNW-SSE centrada no azimute 170.
- O diagrama correspondente ao Jurássico Superior a Oeste de Alcobaça respeita às fraturas que ocorrem nos afloramentos da Formação de Lourinhã da Bacia de Alcobaça e aos das Formações Montejunto e Alcobaça que ocorrem para Oeste da estrutura diapírica de Caldas da Rainha. Nestas rochas cuja idade abrange quase todo o Jurássico Superior as fraturas apresentam-se predominantemente segundo NW-SE, centradas em 150, embora ainda com alguma prevalência por parte das WNW-ESE.

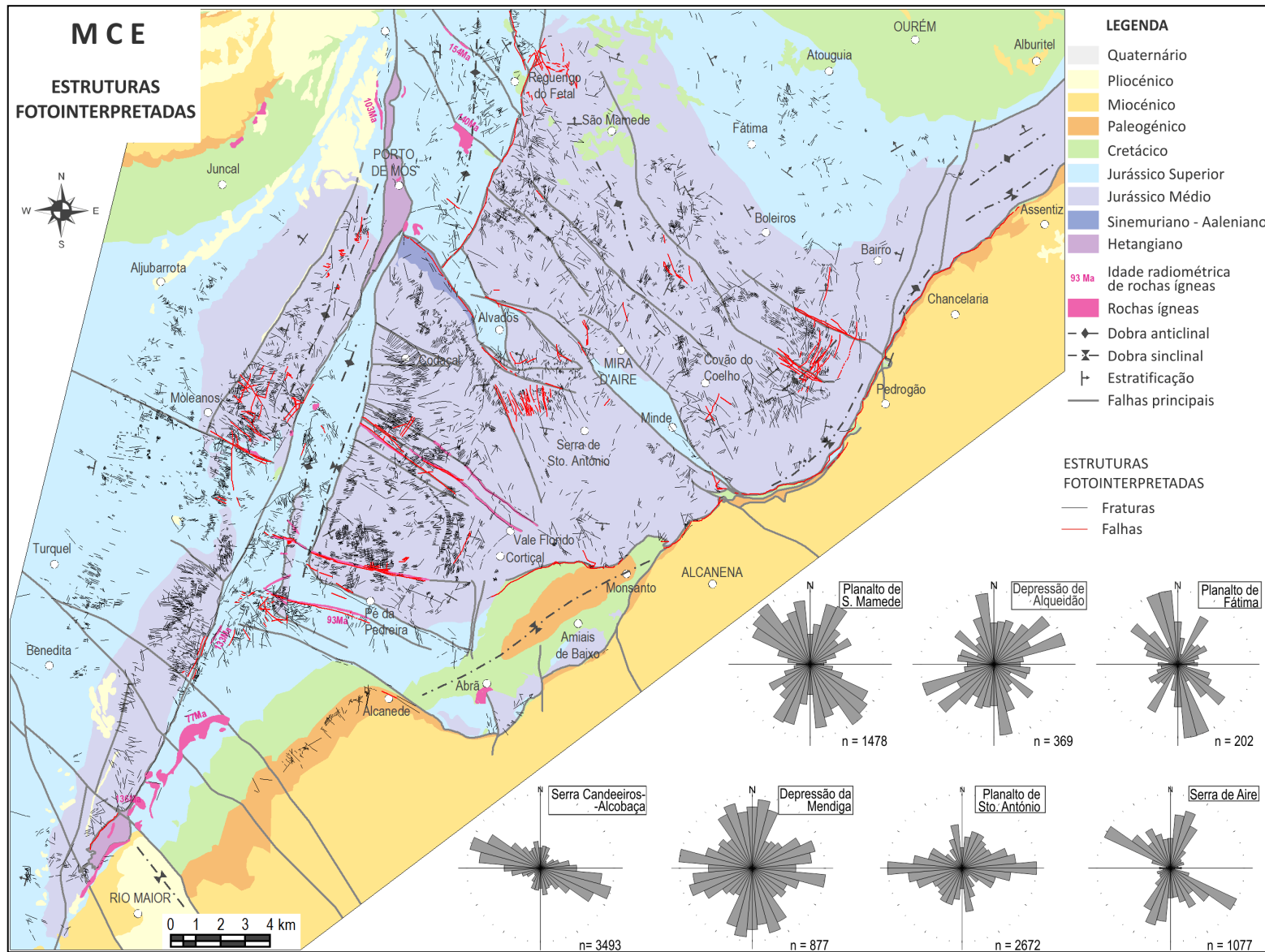


Figura 123- Fraturas fotointerpretadas no MCE e respetivos diagramas de rosa em agrupamento por setores (diagramas ponderados ao comprimento das fraturas).

Estes dados mostram fundamentalmente que o Jurássico Superior da Depressão de Alcobaça e Serra dos Candeeiros está quase exclusivamente afetado pelas fraturas WNW-ESE, com uma classe modal em 110, ao passo que o Jurássico Médio apresenta uma classe modal centrada no azimute 100 mas com uma forte dispersão até ao azimute 140 e compreende direções de fraturação secundárias que, por esse motivo, poderão ser anteriores às WNW-ESE. A forte dispersão para NW-SE deverá ser indicativa da existência de uma família com essa direção, paralela à dos acidentes regionais que atravessam a região sul da Serra dos Candeeiros.

Importa também notar que os afloramentos do Jurássico Superior fraturados WNW-ESE são essencialmente os da base desta série que ocorrem junto das estruturas maiores com a mesma orientação, ao passo que nos afloramentos mais recentes e que ocorrem em locais afastados dessas estruturas, predominam fraturas NW-SE, mas agora centradas no azimute 150. Isto parece indiciar um carácter localizado para ambas as famílias.

As restantes direções de fraturação nestes setores assumem pouco relevo do ponto de vista estatístico. Contudo, importa destacar as orientadas paralelamente à estrutura regional, ou seja, segundo NNE-SSW, pelo fato de, pelo menos aparentemente, limitarem o desenvolvimento espacial da família principal e por apresentarem elevadas persistências. O mapa da Figura 125-a), centrado em parte dos setores norte e Centro desta serra, pretende colocar esse aspeto em evidência. Resulta de uma filtragem aos dados da região a fim de unicamente mostrar as fraturas das famílias WNW-ESE (110 ± 15^0) e NNE-SSW (20 ± 15^0).

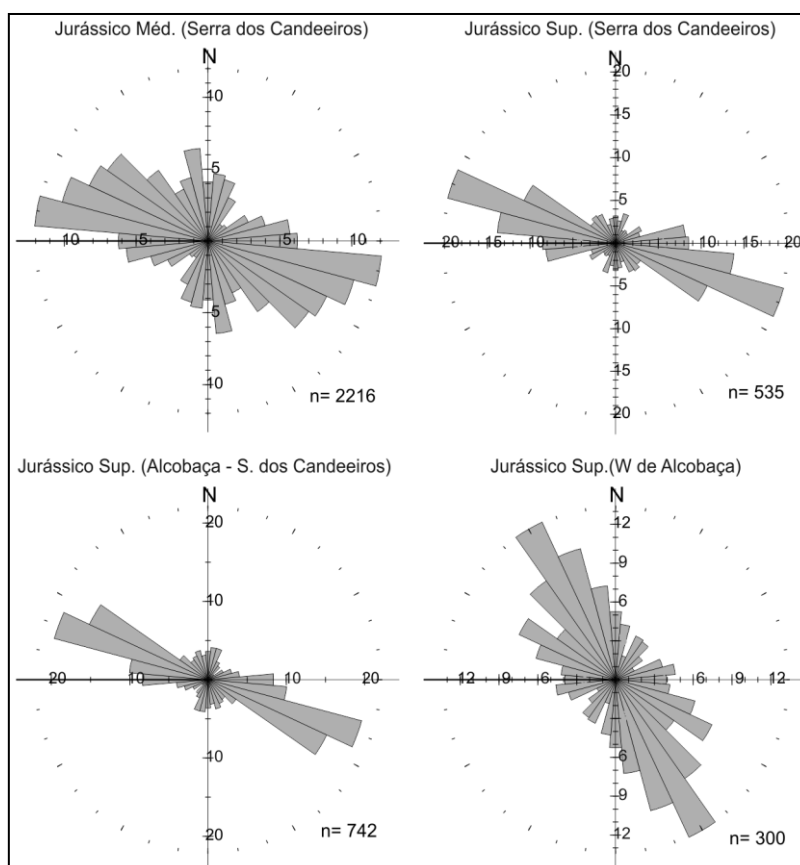


Figura 124- Distribuição estatística da orientação das fraturas a Oeste da Serra dos Candeeiros em função da idade das rochas afetadas.

Admitindo, como anteriormente discutido, que as fraturas identificadas em fotografia aérea correspondem a diaclases reativadas, as duas famílias referidas constituirão um sistema ortogonal de

diaclasamento. Alguns aspetos são de salientar relativamente a este sistema. Por um lado, o forte predomínio e carácter retilíneo dos traços das diaclases orientadas WNW-ESE, por outro, a elevada persistência e traçado irregular das NNE-SSW que, para além disso, aparentemente controlam o desenvolvimento das WNW-ESE.

A elevada frequência e sistematização das diaclases WNW-ESE, em conjunto com a irregularidade do traçado das NNE-SSW, aponta para um sistema ortogonal do tipo T, em que as diaclases WNW constituem a família sistemática e as NNE constituem uma não sistemática, secundária, na dependência das primeiras. Porém, isso não é congruente com a elevada persistência demonstrada pelas NNE, nem com o fato de limitarem o desenvolvimento das WNW. A Figura 125-b) é parcialmente esclarecedora destes aspetos, pois a observação de maior detalhe fornecida pela imagem do *Google Earth* permite verificar o seguinte:

- As duas direções de diaclasamento definem um padrão ortogonal de tipo +
- As diaclases WNW apresentam-se, de modo geral, retilíneas e contínuas.
- As diaclases NNE são tão ou mais abundantes que as anteriores e apresentam-se de dois modos: umas são descontínuas e estão limitadas pelas WNW; outras são contínuas e cortam as WNW, sem contudo as limitarem.



Figura 125- Sistema ortogonal de fraturação na Serra dos Candeeiros. a) Sistema ortogonal de fraturas fotointerpretadas. b) Imagem do Google Earth correspondente a parcela do quadrado assinalado a vermelho.

Estes fatos não são conclusivos quanto às relações de antiguidade entre as duas famílias, pois ambas mostram sinais de terem sido reativadas. Eventualmente, a família WNW-ESE, porque se apresenta tendencialmente mais contínua, será mais antiga e constituiria a família sistemática de um padrão T inicial. As diaclases NNE-SSW que se mostram retilíneas e contínuas na Figura 125-b), terão correspondência com as persistentes identificadas em fotografia aérea (Figura 125-a).

Este padrão ortogonal não é resolúvel na fotografia aérea que serviu de base ao presente estudo, razão pela qual não são possíveis ilações diretas quanto à antiguidade entre as fraturas a partir da fotografia aérea. As imagens do *Google Earth*, embora fornecendo informação muito mais detalhada, também não são conclusivas quanto a esse respeito.

Outro aspeto que merece evidência é variação de orientação das fraturas que se verifica nas imediações de Moita do Poço (Figura 126): a ocidente desta povoação as fraturas estão orientadas

segundo WNW-ESE; a leste, já na Serra dos Candeeiros, estão orientadas WSW-ENE e ainda mais a leste voltam a estar orientadas WNW-ESE, descrevendo um padrão aproximadamente sigmoidal. A representação desta área restrita na Figura 126, a uma escala maior, tem por fim melhor compreender as causas que estão na base desta variação de orientações que, pelo menos aparentemente, parece corresponder a uma rotação.

Nessa figura o aspeto que ressalta de imediato é que os traços das fraturas orientadas WSW-ENE estão, no essencial, restritos a uma litologia específica, nomeadamente, os Calcários de Moleanos. Estes diferem daqueles que os enquadram pela sua natureza oolítica e bancadas de espessura elevada, em geral superior a 2 m. Por outro lado, estes mesmos calcários estão também afetados por fraturas de orientação WNW-ESE, idênticas às que ocorrem para ocidente, nas rochas do Jurássico Superior, e para oriente, nos calcários das outras unidades do Jurássico Médio. Este aspeto é particularmente visível, não tanto pelo número de fraturas que aí ocorrem com essa orientação, mas pela orientação das linhas de água que atravessam este setor da Serra dos Candeeiros. Estes aspetos, a par com o fato de ambas as famílias de fraturas apresentarem traçados retilíneos, invalidam a hipótese de estarmos perante os efeitos de deformação progressiva com rotação do campo de tensões. Estaremos, sim, perante eventos de deformação distintos, por diferentes campos de tensões, em que os aspetos relativos à natureza e/ou à espessura das bancadas terão desempenhado algum papel condicionador.

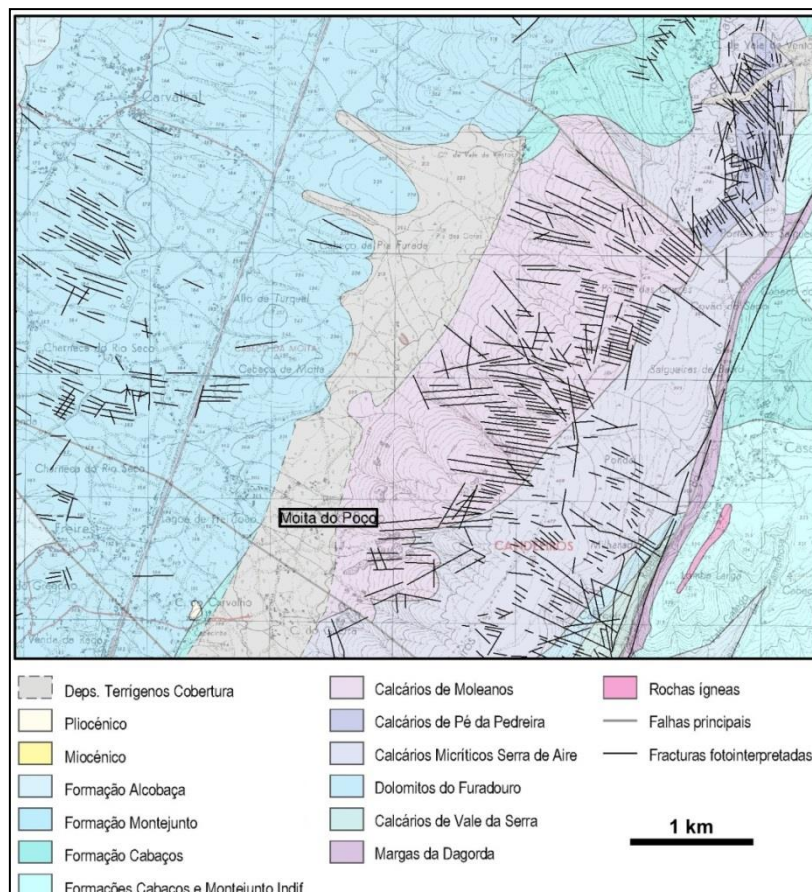


Figura 126- Variação da orientação das fraturas fotointerpretadas nas proximidades de Moita do Poço, Serra dos Candeeiros (nomenclatura litostratigráfica de acordo com o mencionado na Figura 6; base topográfica corresponde a extrato da carta nº 327 do IGeoE).

Um outro aspeto particular que importa destacar neste setor e que também é possível constatar em detalhe na Figura 126, é o que se verifica imediatamente a sudeste da povoação Vale de Ventos e que corresponde ao canto nordeste do mapa da figura mencionada. Aí, com aspeto lenticular, afloram

também calcários oolíticos em bancadas muito espessas mas que fazem parte do membro Pé da Pedreira, datados do Batoniano Superior. O que ressalta em termos de fraturação é que também estes calcários estão essencialmente afetados por fraturas com uma orientação pouco comum nas unidades litostratigráficas enquadrantes, nomeadamente, fraturas orientadas entre NW-SE a NNW-SSE. Assim, também para esta situação parece haver algum tipo de controlo litológico no que respeita ao modo de orientação das fraturas.

B2.2.2.2. Depressões da Mendiga e de Alqueidão da Serra

Estes dois setores são analisados em conjunto pela continuidade litostratigráfica e estrutural que evidenciam. Com efeito, ambas as depressões caracterizam-se por nelas aflorarem essencialmente argilitos, margas e calcários margosos do Jurássico Superior e por estarem condicionadas por importantes acidentes orientados NNE-SSW, nomeadamente a Falha de Rio Maior – Porto de Mós e o sistema Falha da Mendiga – Falha Reguengo do Fetal. Uma outra falha com a mesma orientação condiciona a ocorrência de um extenso afloramento do Jurássico Médio na parte central da Depressão da Mendiga. Ambas as depressões estão ainda condicionadas por acidentes transversais que por vezes estão intruídos por rochas de natureza dolerítica. Esses acidentes estão orientados WNW-ESE na Depressão da Mendiga (Figura 123 e Figura 127), ao passo que na depressão de Alqueidão da Serra se mostram orientados NW-SE (Figura 123).

Outro aspeto característico destas depressões é que as rochas que nelas ocorrem estão afetadas por dobramentos longitudinais. Na da Mendiga, que se apresenta estruturalmente como um *half-graben*, esses dobramentos tendem a ser apertados e a ocorrerem nas imediações dos acidentes que definem a depressão. Já a depressão de Alqueidão está estruturada num anticlinal de grande comprimento de onda, mergulhante para norte.

Esta complexidade estrutural, quando comparada com as restantes áreas do MCE, deverá estar na origem da distribuição das orientações das fraturas fotointerpretadas que, numa primeira abordagem, parece aleatória. Isto está também traduzido estatisticamente pelos respetivos diagramas de rosa presentes na Figura 123, os quais mostram que a fraturação cobre todo o espectro de orientações, sendo muito reduzidas as diferenças de percentagem entre as direções mais e menos frequentes. Mesmo assim, para a Depressão da Mendiga podem-se destacar 4 direções preferenciais de fraturação: NNE-SSW, WNW-ESE, NNW-SSE e WSW-ENE (Figura 127). Em termos puramente geométricos constituem 2 sistemas ortogonais, porém, os mapas da Figura 127 mostram não haver uma associação espacial nítida entre as famílias de cada par ortogonal, o que aponta para que não estejam relacionados geneticamente.

Relativamente à família NNE-SSW, verifica-se uma nítida associação espacial com a Falha de Rio Maior – Porto de Mós, à qual são paralelas (Figura 127). Já a família WNW-ESE está associada espacialmente aos filões e falhas aí representados com a mesma orientação. Muitas das fraturas desta família terão sido reativadas.

No que respeita à família WSW-ENE, as diaclases que a constituem distribuem-se essencialmente pela zona central da Depressão. À semelhança do que foi assinalado para a Serra dos Candeeiros, é notável que os calcários oolíticos aqui aflorantes em bancadas de grande espessura e que constituem grande parte do afloramento do Jurássico Médio, estão quase exclusivamente afetados por esta direção de fraturação.

Relativamente à família de diaclases NNW-SSE não se verifica nenhuma associação particular com as estruturas regionais, estando distribuídas por toda a Depressão da Mendiga. Esta direção de diaclasamento é que melhor está representada, a par com a direção NE-SW, na Depressão de Alqueidão, distribuindo-se por toda a sua área (Figura 123). Excetuando as fraturas que marcam o ramo da Falha Reguengo do Fetal que se prolonga da povoação com este nome em direção a Torre, não se verifica nenhuma outra associação preferencial por parte das diaclases NNW-SSE, quer em termos de orientação, quer de associação espacial. Já no que respeita às diaclases NE-SW, ainda na Depressão de Alqueidão, elas mostram-se perpendiculares aos acidentes que localmente estão intruídos por doleritos, embora sem nenhum relacionamento espacial de proximidade identificável.

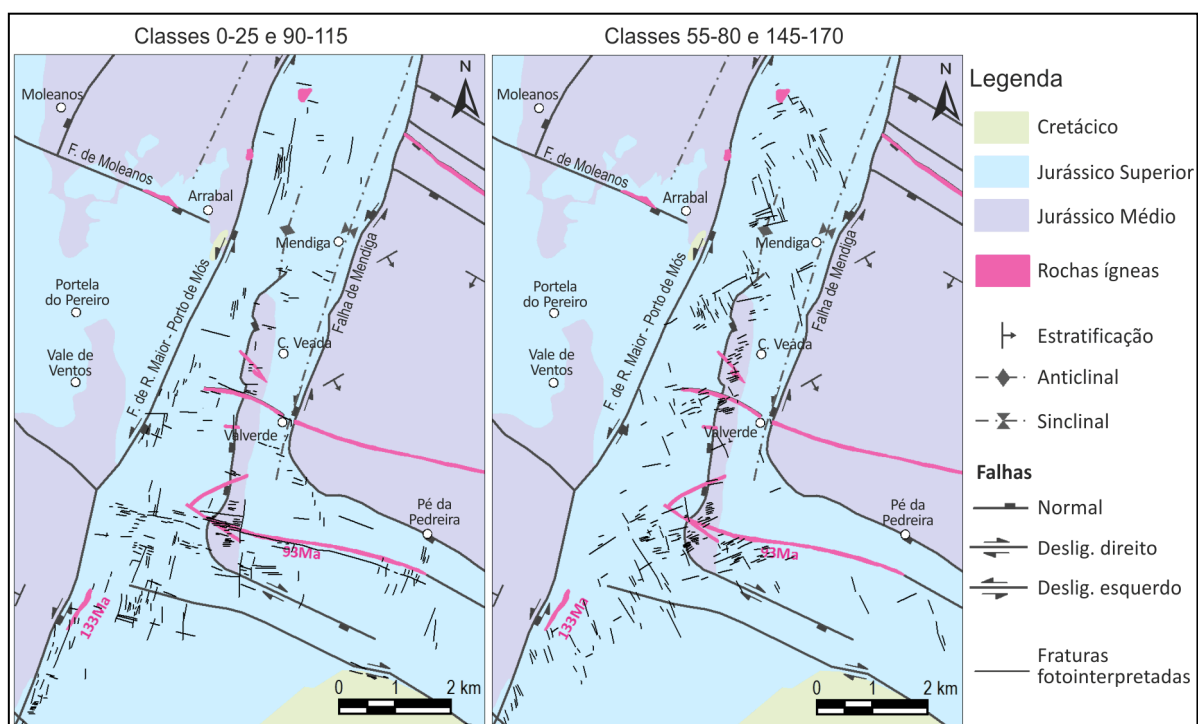


Figura 127- Distribuição das principais famílias de fraturas fotointerpretadas na Depressão da Mendiga.

Pelas observações apresentadas anteriormente e à semelhança do que foi mencionado para a Serra dos Candeeiros, é admissível associar a instalação da família de diaclases WNW-ESE com a dos acidentes orientados do mesmo modo. Corresponderão, eventualmente, a estruturas que lhes são precursoras, pois é nítido que a sua frequência aumenta com a proximidade a esses acidentes. Posteriormente, esta família terá sido reativada. Já no que respeita à família NNE-SSW, embora a sua associação espacial com a Falha Rio Maior – Porto de Mós seja evidente, a evolução desta terá sido complexa e, perante os dados disponíveis, pouco se pode adiantar.

Relativamente à família WSW-ENE o realce recai no fato de ser uma família característica dos afloramentos de calcários oolíticos do Jurássico Médio que ocorrem em bancadas muito espessas, estando mal representada no Jurássico Superior. Portanto, sem outros dados, apenas se pode adiantar que a sua instalação terá provavelmente ocorrido no início do Jurássico Superior ou que terá sido controlada por alguma das características específicas dessas litologias do Jurássico Médio, nomeadamente, elevada espessura das bancadas (15 a 20 m) e maior porosidade relativamente às litologias enquadrantes.

Numa outra perspetiva e como já foi referido anteriormente, a complexidade estrutural destas duas depressões deverá estar na origem da grande dispersão que se verifica na orientação das diaclases aí fotointerpretadas. Eventualmente, poder-se-á assumir que o sistema ortogonal constituído pelas

famílias WNW-ESE e NNE-SSW na depressão da Mendiga poderá corresponder, respetivamente, a diaclases transversais e longitudinais aos dobramentos que aí se verificam. Contudo, no mapa da Figura 127 respeitante a esse sistema ortogonal, não é perceptível nenhuma associação espacial entre estas estruturas que mereça realce.

B2.2.2.3. Planalto de Sto. António

O Planalto de Santo António (Figura 121 e Figura 123) apresenta-se estruturado em monoclinal ligeiramente basculado para sudoeste. Está limitado por importantes acidentes, nomeadamente a Falha da Mendiga e sua inflexão para ESE junto à povoação de Valverde, o sistema constituído pelas Falhas de Minde e de Alvados e, ainda, o ramo da Falha do Arrife que passa por Monsanto (Figura 5).

É neste setor do MCE que melhor se identificam fraturas em fotografia aérea e o seu arranjo em famílias sistemáticas. Isso deve-se à elevada competência dos calcários do Jurássico Médio que aí afloram ocupando larga extensão. Excetua-se a região compreendida entre Cortiçal, Serra de Sto. António e Moitas Venda pelas razões enunciadas em capítulo anterior (Cap. B2.2.1.4).

Dum ponto de vista genérico, as fraturas identificadas no Planalto de Sto. António distribuem-se estatisticamente por todos os quadrantes, mas o respetivo diagrama de rosa (Figura 123) permite constatar um predomínio acentuado das orientadas em torno de E-W. Por outro lado, tendo em atenção as famílias identificadas nos setores anteriormente abordados, a forte dispersão de orientações em torno dessa direção alerta para a necessidade de uma abordagem mais detalhada. O mesmo se pode afirmar a respeito das fraturas NNW-SSE e NNE-SSW que no mesmo diagrama também estão algo destacadas. Nesse sentido, elaborou-se o diagrama de rosa de maior pormenor, por classes azimutais de 5° e que consta da Figura 128. Nele constata-se:

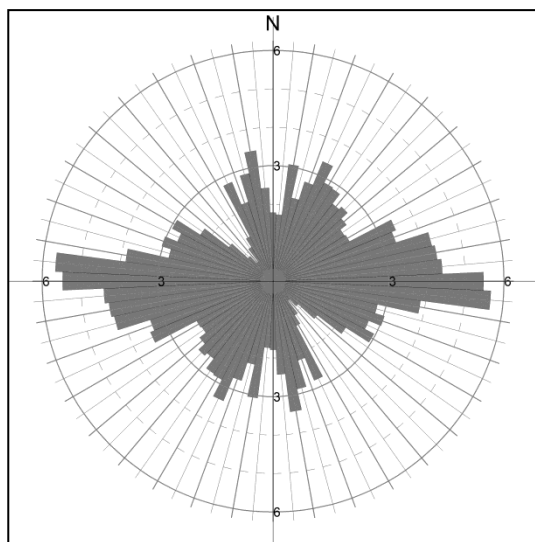


Figura 128- Diagrama respeitante às fraturas no Planalto de Sto. António.

- A maioria das fraturas está efetivamente orientada em torno de E-W, com ligeira tendência para WNW-ESE.
- Para valores azimutais inferiores a 90 verifica-se uma relativa constância de frequências até ao azimute 70, a partir do qual há um acentuado decréscimo.
- Entre os azimutes 10 e 40 há uma nova concentração de dados, os quais mostram uma classe modal centrada no azimute 25.
- Para valores azimutais superiores a 100 há um rápido decréscimo das frequências observadas mas que se mantêm constantes até sensivelmente ao azimute 125. Depois, quase ausência de fraturas orientadas até azimute 150.
- Entre os azimutes 155 e 175 verificam-se novamente elevadas frequências, com um pico centrado em 170.

Perante estas observações, elaboraram-se os mapas constantes da Figura 129 relativos ao Planalto de Sto. António e nos quais se projetaram as fraturas pelos intervalos de classe (abertos à direita) 10-40, 70-95, 95-130 e 150-180. Projetaram-se, ainda, as fraturas orientadas entre os azimutes 40-70 que no diagrama de rosa mencionado parecem corresponder a dispersão dos dois primeiros intervalos de classe.

Salvaguardando as restrições à observação impostas pelos depósitos de cobertura, verifica-se que as fraturas desses intervalos de classe não se distribuem uniformemente por todo o Planalto. Surgem de modo sistemático e exclusivo por áreas específicas, o que aponta para que correspondam, na realidade, a famílias de fraturação independentes. Assim, respetivamente àquelas classes, essas famílias serão as NNE-SSW, WSW-ENE, WNW-ESE e NNW-SSW.

O mapa respeitante à família NNE-SSW presente na Figura 129 mostra que esta ocorre maioritariamente nas regiões para leste e para norte da povoação São Bento, afetando sobretudo as unidades litostratigráficas Calcários Margosos e Margas do Zambujal, datada do Bajociano – Aaleniano e Calcários de Chão de Pias, do Bajociano Superior. A sua distribuição nesta unidade mostra um desenvolvimento em banda paralela à direção das bancadas sedimentares, o que é indicativo de controlo litológico, provavelmente relacionado com as competências distintas que existem entre as margas e os calcários margosos. Este mesmo controlo litológico deverá estar na origem da persistência relativamente baixa que os traços das fraturas desta família evidenciam quando comparados com os que se verificam em unidades litostratigráficas mais recentes. Nessas, as fraturas NNE-SSW ocorrem pouco frequentemente e organizadas em pequenas aglomerações que parecem estar associadas ao conjunto de acidentes de Vale Florido, relativamente aos quais se apresentam aproximadamente ortogonais. A norte de Vale da Trave esta família assume importância definindo um corredor de fraturação paralelo aos acidentes que se desenvolvem a leste dessa mesma povoação e que chegam a afetar o Cretácico de Amiais.

As fraturas orientadas entre os azimutes 40 e 70 ocorrem tanto nos afloramentos da base do Jurássico Médio, associadas às da família NNE-SSW, como dispersas pela restante área do Planalto, o que parece confirmar a hipótese de que correspondem simplesmente a valores de dispersão da família atrás mencionada e da que se lhe segue. Contudo, isso não invalida que não possam corresponder a algum episódio específico de fraturação caracterizado por uma forte dispersão de valores.

Relativamente às fraturas orientadas em torno de E-W, é evidente a distribuição espacial distinta entre as fraturas de tendência WSW-ENE e as de tendência WNW-ESE. As primeiras (classe 70-95) são características dos calcários oolíticos mas ocorrem também nos Calcários Micríticos de Serra d'Aire subjacentes, onde apresentam tendência para E-W. Estendem-se ainda para os Calcários Oolíticos do Codaçal, a norte. Muito provavelmente, esta é a mesma família que foi referenciada para os setores anteriores e que é característica das unidades de calcários oolíticos em bancadas espessas. Já a família WNW-ESE (classe 95 a 130) encontra-se nitidamente associada às estruturas filonianas do Planalto de Sto. António.

O destaque dado à região de Pé da Pedreira nos mapas correspondentes às classes 70-95 e 95-130 (Figura 129) pretende mostrar a razão que esteve na base para a definição da fronteira entre estas duas famílias de fraturas. Com efeito, é nítido que as fraturas da classe 70-95 estão essencialmente associadas aos calcários oolíticos que aí ocorrem em espessas camadas, ao passo que as orientadas entre 95-130 ocorrem fundamentalmente nas imediações do filão dolerítico que atravessa esses calcários (Filão de Valverde).

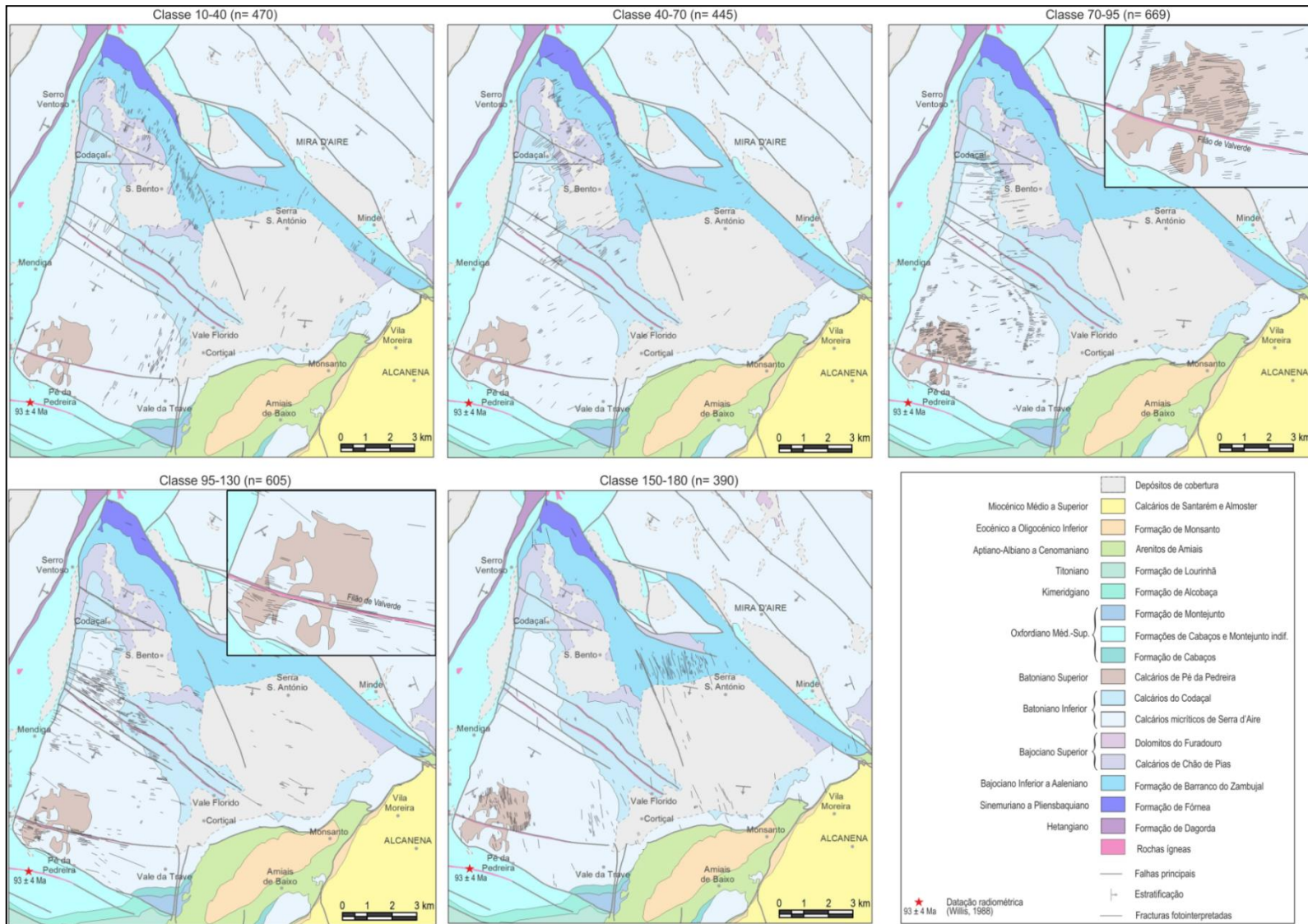


Figura 129- Distribuição por classes azimutais das fraturas fotointerpretadas no Planalto de Santo António (nomenclatura litoestratigráfica a partir de Azerêdo, 2007; Pais *et al.*, 2012; designações informais a partir da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000; valor n refere-se ao número de fraturas).

Ainda a respeito destas fraturas orientadas entre os azimutes 95-130, e tendo em conta o diagrama da Figura 128, é possível considerar uma classe modal centrada no azimute 95 com dispersão até à classe centrada no azimute 125, ou seja, uma família WNW-ESE com dispersão para NW-SE. Contudo, junto aos acidentes e estruturas filonianas de Vale Florido, genericamente orientados NW-SE, tanto ocorrem fraturas WNW-ESE, como ocorrem outras, ainda incluídas nesta classe de azimutes, mas que já se podem considerar de tendência francamente NW-SE, paralelas à orientação geral daquelas estruturas. Assim, voltando ao diagrama de rosa da Figura 128, parece mais sensato admitir duas orientações preferenciais extremas, uma centrada no azimute 95 e outra entre os azimutes 120 e 130. Ou seja, tal como referenciado para a Serra dos Candeeiros, deveremos estar perante duas famílias distintas de fraturas, nomeadamente WNW-ESE e NW-SE.

Ao contrário do Filão de Valverde que apresenta um traçado retilíneo, os filões de Vale Florido apresentam um traçado algo irregular resultante de troços, ora segundo NW-SE, ora segundo WNW-ESE. Tal como abordado no capítulo A3.3.2.2, este fato permite inferir que os filões estão essencialmente associados às fraturas WNW-ESE e que estas serão posteriores às NW-SE: aproveitaram e interligaram fraturas NW-SE durante a sua instalação. Tanto umas como outras apresentam, por vezes, persistências bastante elevadas, marcando as falhas e filões, e apresentam evidências de que terão sido reativadas em cisalhamento.

Por último, a classe N150-N180, na qual as fraturas que nela se integram estão predominantemente orientadas segundo o azimute 170, ou seja, NNW-SSE. A sua distribuição espacial é bastante precisa em duas diferentes zonas: na unidade Calcários margosos e margas do Zambujal (Bajociano Inferior a Aaleniano), a noroeste da povoação Serra de Santo António e nos calcários oolíticos de Pé da Pedreira.

A noroeste de Serra de Santo António (Figura 130) as fraturas NNW-SSE apresentam-se muito persistentes e paralelas à Falha de Alvados, definindo um acidente que está no prolongamento direto dessa falha e que se encontra demarcado na cartografia à escala 1/50000. Muitas destas fraturas foram fotointerpretadas como falhas devido aos nítidos rejeitos que impõem às bancadas que atravessam (Figura 130). Porém, muitas outras não apresentam evidências de movimentação cisalhante, o que permite deduzir que as falhas correspondem a diaclases reativadas, como discutido no capítulo B2.2.1.4. Quanto ao tipo de movimentação que caracteriza essa reativação, as imagens de deteção remota não são inequívocas. Contudo, como as bancadas estão, de modo geral, orientadas aproximadamente segundo E-W (Figura 130-a), com ligeiro basculamento para sul e como se verificam dobramentos de arraste junto a algumas das fraturas, admite-se movimentação em desligamento esquerdo (Figura 130-d). O prolongamento destas fraturas para norte está condicionado pela abundância de rochas margosas que aí se verifica.

Na área de Pé da Pedreira (Figura 131) esta família de fraturas NNW-SSE está, no essencial, limitada às bancadas espessas de calcários oolíticos que aí ocorrem. Conforme o mapa da Figura 131-a) pretende demonstrar, mostram um relacionamento estreito com a família WSW-ENE, constituindo um sistema ortogonal de fraturação. Esse mapa não permite, contudo, avaliar as relações de corte entre ambas as famílias. Também a imagem do *Google Earth* que consta dessa mesma figura não é elucidativa quanto a esse aspeto, permitindo unicamente verificar um padrão de fraturação ortogonal de tipo + e que o espaçamento entre as fraturas destas duas famílias é relativamente elevado. Em sequências sedimentares este tipo de padrão de diaclasamento é geralmente considerado como resultante de um dos seguintes aspetos (ou da sua conjugação):

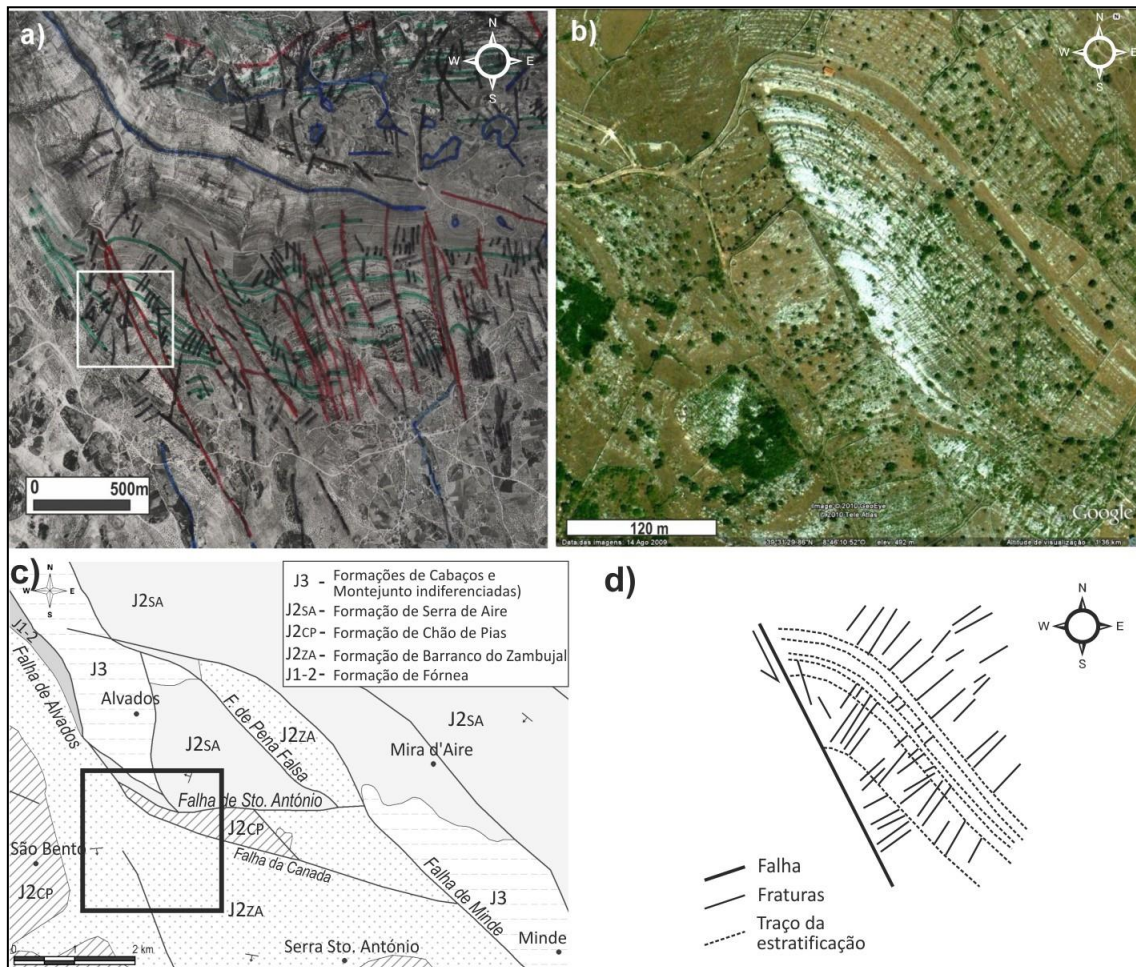


Figura 130- Fraturas fotointerpretadas a noroeste de Serra de Santo António. a) Extrato redimensionado da fotografia aérea (falhas a vermelho, fraturas a preto, interseção da estratificação com a topografia a verde e lineamentos a azul); b) imagem do *Google Earth* representativa da área demarcada a branco em a); c) enquadramento regional de a) a partir da cartografia geológica à escala 1/50000, com indicação da respetiva área por quadrado a preto e d) esquema interpretativo de b) que mostra que a família de fraturas NE-SW é posterior ao dobramento.

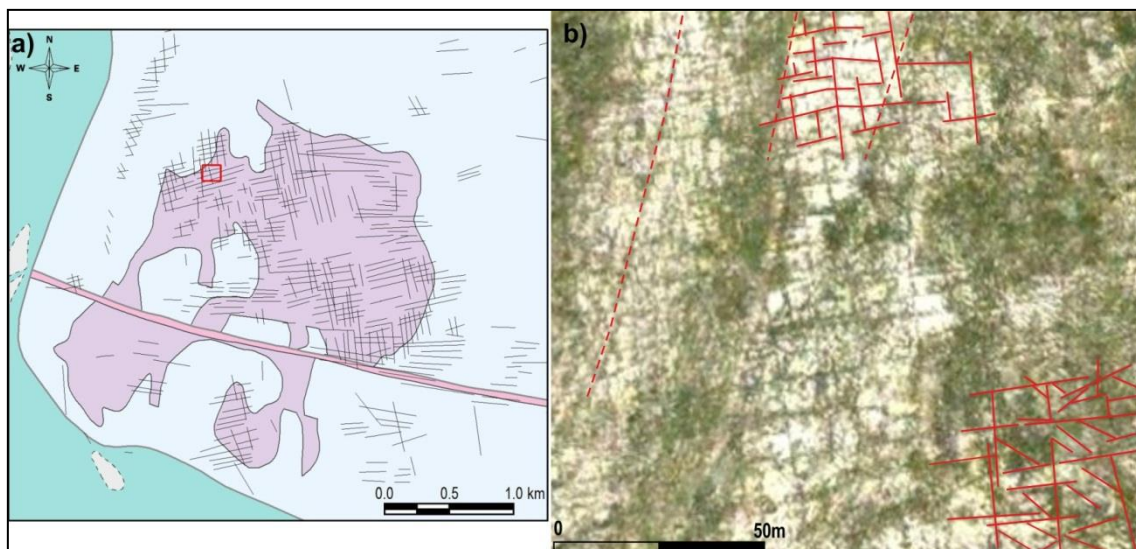


Figura 131- Sistema ortogonal de fraturas na área de Pé da Pedreira. a) projeção das fraturas fotointerpretadas (simbologia idêntica à da Figura 129); b) Imagem *Google Earth* da área representada a vermelho em a) e parcialmente editada a traço vermelho contínuo (fraturas) e descontinuo (traçado da estratificação)

- Uma das famílias apresentava-se mineralizada à altura da instalação da segunda família;
- O padrão inicial era de tipo T e posteriormente houve reativação em cisalhamento da família descontinua sob condições de elevada tensão diferencial;

- As duas famílias são coevas, resultando uma delas de permutas cíclicas locais entre σ_3 e σ_2 , perante um campo regional de extensão biaxial.

Qualquer das situações anteriores não é possível de confirmação pelos dados disponíveis.

Na imagem *Google Earth* da Figura 131 destaca-se ainda a existência de uma outra família de fraturas que não foi possível identificar para este local em fotografia aérea. São fraturas no canto sudeste da imagem que estão orientadas segundo NW-SE mas que um pouco mais a sul se apresentam francamente segundo WNW-ESE. Apresentam espaçamentos bem menores que os que caracterizam as restantes 2 famílias. Embora de modo não conclusivo, por deficiente resolução da imagem, estas fraturas WNW-ESE têm o seu desenvolvimento limitado pelas restantes, indicando que correspondem a um episódio de fraturação mais recente.

As principais observações resultantes desta análise mais pormenorizada sobre o Planalto de Santo António podem ser sintetizadas do seguinte modo:

- As fraturas apresentam-se organizadas em 5 famílias sistemáticas: NNE-SSW, WSW-ENE, WNW-ESE, NW-SE e NNW-SSE. Cobrindo quase todos os azimutes, a sua distinção só é possível porque se distribuem por locais específicos e distintos do Planalto.
- Essa distribuição parece depender da idade das unidades litostratigráficas que afetam, da espessura dessas unidades e/ou da sua natureza e competência à fraturação.
- A família NNE-SSW afeta sobretudo as rochas da base do Jurássico Médio.
- A família WSW-ENE afeta exclusivamente o Batoniano. Por questões que se prendem, pelo menos, com o espaçamento entre as fraturas, esta família é particularmente evidente nos locais de afloramento de bancadas com espessura elevada, em particular na área de Pé da Pedreira.
- As famílias WNW-ESE e NW-SE estão confinadas às proximidades de estruturas filonianas com a mesma orientação.
- As fraturas da família NNW-SSE dominam o padrão de fraturação a noroeste de Serra de Santo António, mostrando-se como diaclases reativadas em desligamento esquerdo. Na área de Pé da Pedreira estabelecem, em conjunto com uma família WSW-ENE, um sistema ortogonal de diaclasamento.
- As relações de antiguidade entre as diversas famílias mencionadas não são conclusivas. As razões para tal prendem-se com a escala de observação inerente à fotografia aérea. Contudo, atribuindo valor regional às observações de pormenor proporcionadas pelas imagens *Google Earth* e admitindo como válida a distribuição preferencial das famílias de diaclases por unidades litostratigráficas distintas, pode-se admitir que a família NNE-SSW é anterior ao sistema ortogonal WSW/NNW. Estas não estão representadas nas unidades da base do Jurássico Médio porque aí já existiria a família NNE-SSW com espaçamentos apertados e, portanto, impedindo o desenvolvimento das posteriores com persistências identificáveis em fotografia aérea. Por sua vez, este sistema ortogonal será anterior às famílias WNW e NW.

B2.2.2.4. Planalto de São Mamede, Serra d’Aire e Planalto de Fátima

O Planalto de São Mamede corresponde à área de afloramentos do Jurássico Médio a nordeste do sistema de acidentes Alvados – Minde e que a noroeste estão limitados pela Falha Reguengo do Fetal (Figura 123). Apresenta-se estruturado em anticlinal orientado segundo NW-SE, paralelamente ao sistema Alvados - Minde. Em continuidade estrutural com o Planalto de São Mamede, e por essa razão

abordados em conjunto, desenvolve-se para nordeste o Planalto de Fátima onde as litologias aflorantes datam do Jurássico Superior.

Para sudeste destes dois setores desenvolve-se a Serra d'Aire. Se a fronteira entre o Planalto de Fátima e a Serra d'Aire se pode estabelecer pelo limite entre o Jurássico Superior e o Médio, localmente marcado por acidente cavalgante (cf. Figura 57), já a fronteira entre o Planalto de São Mamede e a Serra d'Aire define-se aproximadamente pelo início do soerguimento topográfico correspondente a essa serra.

A Serra d'Aire também apresenta uma estrutura anticlinal, mas orientada segundo NE-SW, paralelamente à Falha do Arrife que a limita a sudeste. A sua abordagem faz-se em conjunto com a do Planalto de São Mamede devido à continuidade espacial que se verifica entre ambos os setores, quer em termos de Litostratigrafia, quer quanto à distribuição das fraturas fotointerpretadas.

Em nítido contraste com o que se passa no Planalto de Santo António, no de São Mamede não há uma distribuição espacial uniforme das famílias de fraturas por áreas específicas, ou seja, não se podem apontar locais de ocorrência preferencial de alguma família sistemática de fraturas. Excetuam-se os grandes acidentes longitudinais que o atravessam onde há algum predomínio de fraturas que lhes são paralelas ou que os marcam. Estes aspetos não deverão traduzir uma verdadeira dispersão geral de orientações porque estarão antes relacionados com a existência de depósitos terrígenos de cobertura. Estes limitam a observação dos afloramentos de rochas competentes e, conseqüentemente, limitam a apreciação de áreas extensas onde, eventualmente, predominariam determinadas orientações de fraturação.

Do mesmo modo, também na região correspondente ao Planalto de Fátima não se verifica alguma distribuição espacial particular das fraturas, nem é evidente uma sua organização em famílias sistemáticas. Porém, as razões para que tal aqui se verifique são distintas das do Planalto de São Mamede, estando diretamente relacionadas com a competência das rochas aflorantes, maioritariamente de natureza margosa, com intercalações mais argilosas ou mais carbonatadas. Estas litologias pouco competentes condicionam o desenvolvimento da fraturação, sendo também essa a razão para o reduzido número de fraturas identificadas relativamente à extensão que o setor apresenta.

Já no setor correspondente à Serra d'Aire verifica-se uma nítida organização das fraturas em duas famílias sistemáticas orientadas segundo NW-SE e NNE-SSW, definindo um padrão aproximadamente ortogonal. Muitas delas foram identificadas como falhas mas, apelando ao que já foi descrito e mencionado para outros locais, deverão, na realidade, corresponder a diaclases reativadas. Ambas as famílias são bastante persistentes, embora maior realce deva ser atribuído à NW-SE, a qual se mostra paralela aos acidentes que atravessam a Serra com esta orientação.

A nível estatístico, estas duas famílias principais estão bem individualizadas no diagrama de rosa respeitante à Serra d'Aire que consta na Figura 123, o mesmo se podendo afirmar relativamente ao que se passa no Planalto de Fátima. O diagrama respeitante ao Planalto de São Mamede é semelhante ao da Serra d'Aire mas com maior dispersão dos dados, o que traduz as apreciações feitas relativamente à dispersão das orientações das fraturas projetadas em mapa. Assim, admite-se que a realidade do Planalto de São Mamede seja idêntica, em termos estatísticos, ao que se verifica para a Serra d'Aire: uma família NW-SE e outra NNE-SSW.

Particularmente no Planalto de Fátima a direção de fraturação que mais se destaca é a NNW-SSE. Está também representada a nível estatístico no Planalto de São Mamede mas com um caráter secundário relativamente às duas outras famílias mencionadas. Na Serra d’Aire está mal representada.

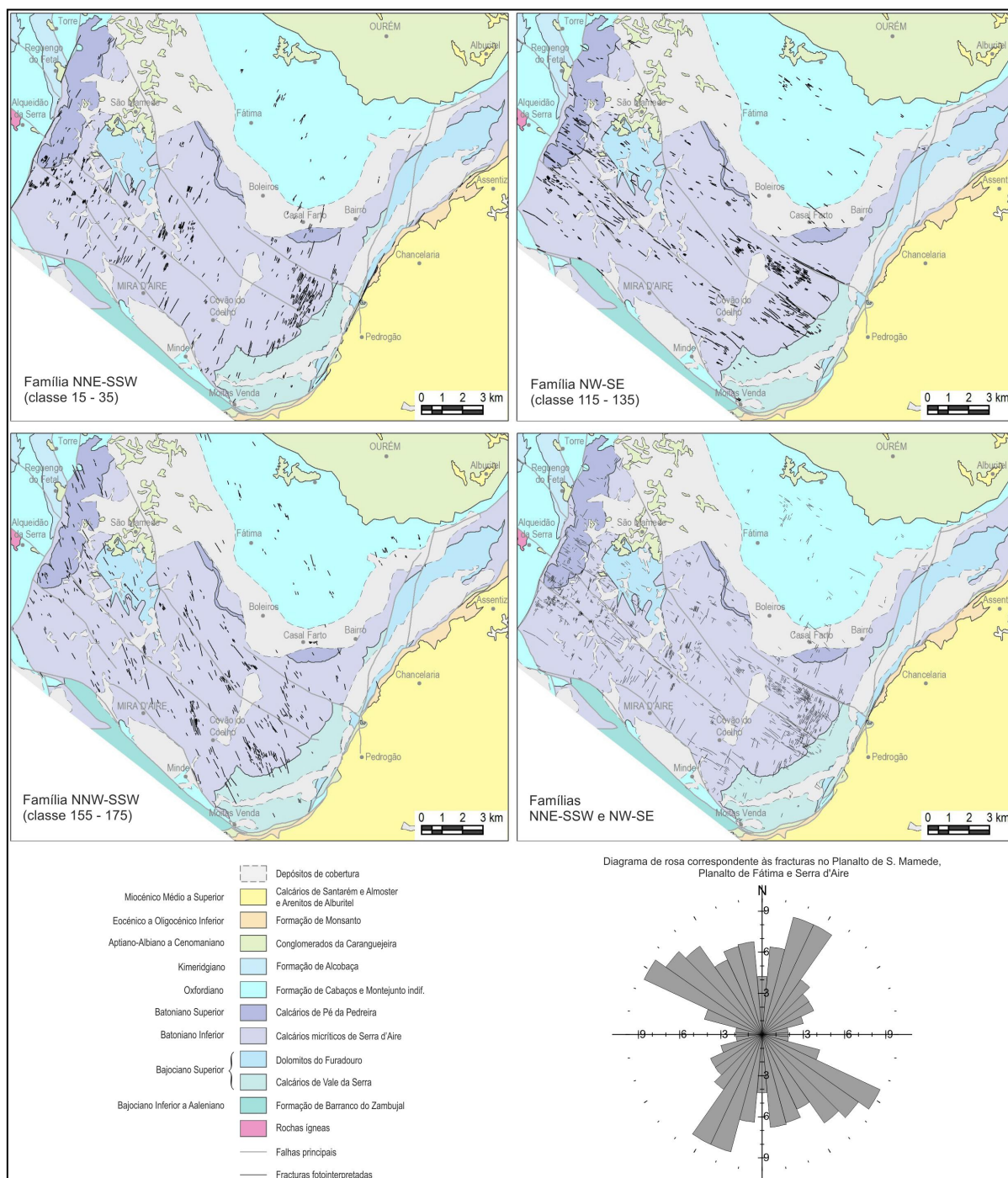


Figura 132- Distribuição das principais famílias de fraturas nos setores correspondentes ao Planalto de São Mamede, Planalto de Fátima e Serra d’Aire (nomenclatura litostratigráfica a partir de Azerêdo, 2007; Pais *et al.*, 2012; designações informais a partir da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000).

Os mapas presentes na Figura 132 pretendem destacar a distribuição espacial destas três principais famílias (NNE-SSW, NNW-SSE e NW-SE) nos setores em causa. De imediato permitem afirmar que a sua instalação terá ocorrido após o Jurássico Superior ou, quanto muito, durante o seu término, pois as unidades litostratigráficas por elas afetadas na região de Fátima (Formação de Cabaços e de Montejunto indiferenciadas) datam do Oxfordiano. Quanto à distribuição e disposição espacial relativamente a outras estruturas, os principais aspetos a considerar são:

- A família NW-SE apresenta-se paralela ao anticlinal de São Mamede, o qual deverá corresponder a uma estrutura distensiva do tipo *roll-over*, datada do final do Jurássico e associada à movimentação do sistema de falhas Alvados – Minde. Esta família é também paralela à direção geral definida pelos acidentes longitudinais a essa estrutura e, por outro lado, é perpendicular à estrutura anticlinal da Serra d’Aire, a qual estará associada à compressão Miocénica.
- A família NNE-SSW mostra um relacionamento angular com as estruturas atrás mencionadas que é aproximadamente o oposto da família NW-SE. Para além disso, mostra-se paralela à Falha Reguengo do Fetal e à Falha do Arrife nesta região, as quais terão tido atividade extensional em grande parte do Mesozoico, sendo posteriormente reativadas em compressão.
- As relações de corte entre as duas famílias anteriores não são elucidativas, tanto mais que correspondem a diaclases reativadas em cisalhamento. Não foi possível determinar o tipo de movimentação associada.
- Embora estas duas famílias estejam distribuídas por toda a região em apreço, verifica-se que não coincidem espacialmente, ou seja, nos locais onde predomina uma das famílias, a outra está muito mal representada.
- As fraturas NNW-SSE apresentam-se distribuídas de modo relativamente uniforme por todos os setores aqui considerados. Não se verifica nenhuma relação particular com as estruturas regionais. Excetua-se alguns dos troços dos acidentes longitudinais ao Planalto que se mostram orientados de acordo com esta direção.

Tendo em atenção o mencionado acerca da distribuição espacial não coincidente para as duas famílias aproximadamente ortogonais (NW-SE e NNE-SSW), depreende-se que sejam independentes uma da outra, não estando geneticamente relacionadas. Portanto, a relação de quase perpendicularidade entre elas deverá apenas ser geométrica.

Essa independência é também dedutível a partir de algumas observações de pormenor proporcionadas pelas imagens *Google Earth*, nomeadamente as apresentadas na Figura 112 e na Figura 133. Na primeira é visível que a família de fraturas mais persistente está orientada segundo NW-SE, apresentando espaçamento bastante reduzido. Entre elas desenvolve-se uma família descontínua segundo NE-SW, denunciando um típico padrão de fraturação ortogonal de tipo T. Caso ambas correspondam a diaclases, o espaçamento apertado da família sistemática permite admitir que a família descontínua seja uma família de *cross joints* contemporâneas da instalação da sistemática por efeito de trações secundárias locais (*cf.* B1.3 e B1.4.4). Quer pela sua orientação, quer pela sua dimensão (não resolúvel nas fotografias aéreas), estas diaclases descontínuas não têm correspondência com a família de fraturas regionais NNE-SSW.

Na Figura 133, correspondente à região conhecida por Cabeço de Marvila, em que a ausência de depósitos de cobertura e conseqüente ausência de vegetação densa proporciona excelentes condições de visualização da fraturação, verifica-se o contrário: a família sistemática dominante é a NNE-SSW e entre os espaçamentos apertados das respetivas fraturas desenvolvem-se diaclases descontínuas que lhes são perpendiculares (Figura 133-C, D). Portanto, para esta região, o padrão de fraturação predominante é também ortogonal do tipo T mas diferente do definido para outras regiões deste setor, como a representada pela Figura 112, pelo que se deduz a sua independência genética.

Por outro lado, no Cabeço de Marvila, esta família NNE-SSW apresenta grande dispersão de valores de orientação, desde N-S a NE-SW (Figura 133-C,F), mas a família descontínua acompanha essa dispersão (Figura 133-F). Assim, num raciocínio idêntico ao realizado para as famílias presentes na Figura 112, essa família descontínua também deverá corresponder a uma família de *cross joints* coevas da família

sistemática NNE-SSW. Ou seja, no Planalto de São Mamede existem duas famílias de fraturas sistemáticas, uma segundo NW-SE e outra segundo NNE-SSW, estando a ambas associada uma família de *cross joints*.

Embora a observação de fotografias aéreas mostre um predomínio de fraturas segundo NW-SE para o Cabeço de Marvila, a observação das imagens *Google Earth* permitiu verificar uma prevalência por parte do padrão dominado pela família NNE-SSW, o que se prende, evidentemente, com a maior resolução permitida. Essas imagens (Figura 133) permitem ainda verificar outros aspetos relevantes, nomeadamente a existência de falhas orientadas NW-SE (Figura 133-C e E) e que as fraturas variam de orientação de bancada para bancada (Figura 133-F).

No que respeita às falhas, elas apresentam um traçado geral NW-SE mas com troços segundo NNW-SSE, o que, a par com a sua dimensão, permite admitir que terão correspondência com as fraturas identificadas em fotografia aérea nesta região. Nitidamente cortam a família sistemática NNE-SSW, sendo-lhes, portanto, posteriores. A sua movimentação terá sido, pelo menos aparentemente, em desligamento esquerdo (Figura 133-E). Como as bancadas se apresentam ligeiramente basculadas para o quadrante sul, essa movimentação também poderá corresponder a simples abatimento do bloco NE ou conjugação de ambos. Como mais à frente se abordará, a sua génese deverá estar associada a reativação de diaclasamento NW-SE.

A forte dispersão evidenciada pela família NNE-SSW parece ser devida a variações importantes, de estrato para estrato, relativamente a essa orientação geral (Figura 133-F). Este fato é indicativo que o comportamento dos estratos à fraturação é independente do dos estratos adjacentes, sendo característico das situações em que há um descolamento mecânico entre os estratos. Estas situações são geralmente referidas como sistemas de fraturação confinados (*stratabound systems*) (Odling *et al.*, 1999; Belayneh & Cosgrove, 2004).

Como anteriormente referido, as relações de corte entre as três principais direções de fraturação e as unidades cronostratigráficas (Figura 132), permitem deduzir, genericamente, que a sua instalação ocorreu no Jurássico Superior, ou mesmo no seu término. A conjugação com os dados obtidos pela observação de imagens *Google Earth*, permite outras ilações:

- A observação da totalidade do Planalto de São Mamede por intermédio de imagens *Google Earth* mostra uma prevalência regional por parte dum padrão ortogonal dominado por fraturas NNE-SSW, relativamente ao padrão dominado pelas NW-SE, o que indicia o primeiro como mais antigo. Apresentando essas fraturas NNE-SSW a mesma direção que a Falha de Reguengo do Fetal e a Falha do Arrife nesta região, é provável que a sua instalação esteja associada à movimentação desses acidentes regionais durante a distensão mesozoica. Mais precisamente, como esta família afeta o Jurássico Médio, é provável que a sua instalação esteja associada aos esforços distensivos do Jurássico Superior porque, como deduzido no capítulo A3.5, estariam orientados perpendicularmente, segundo WNW-ESE.
- A família NW-SE, sendo mais recente, será dominante apenas nos locais onde não prevalecia a família anterior orientada segundo NNE-SSW. A região representada pela Figura 132 será representativa de um desses locais. Nos restantes ter-se-á instalado entre as fraturas NNE-SSW, confundindo-se com as respetivas *cross joints* e/ou alargando-as.
- As fraturas NW-SE observadas em fotografia aérea (Figura 132), correspondem às falhas com a mesma direção observadas em *Google Earth* (Figura 133). Por questões de paralelismo, é admissível que estas falhas resultem da reativação de diaclases NW-SE pré-existentes no substrato

Jurássico Médio. Estas, por sua vez e na sequência do que também foi deduzido no capítulo A3.5, deverão ser resultantes do basculamento para SW desse substrato e que estará na origem do *roll-over* de São Mamede, na dependência dos esforços distensivos que levaram à movimentação do sistema de Falhas de Alvados – Minde, no Jurássico Superior.

- Localmente, entre as fraturas NNE-SSW desenvolve-se uma família nitidamente orientada segundo NNW-SSE. A tratarem-se de diaclases, esta segunda família é posterior.

Conclui-se que as famílias NNE-SSW e NW-SE, embora independentes, são coevas do mesmo período de deformação, ou seja, do período distensivo que caracterizou o início do Jurássico Superior. Porém, a família NNE-SSW ter-se-á instalado assim que se iniciou esse período distensivo, ao passo que a família NW-SE apenas se instalou a partir do momento em que se fizeram sentir os esforços distensivos locais segundo NE-SW associados ao basculamento do substrato para SW em direção ao sistema de Falhas de Alvados – Minde. Desta conjugação de esforços regionais e locais terá resultado o crescimento de ambas as famílias mas, particularmente, o das respetivas *cross joints* por se apresentarem subparalelas a esses esforços.

O traçado irregular, entre NW-SE e NNW-SSE, patenteado pelos acidentes regionais que genericamente se mostram paralelos ao *roll-over* de São Mamede na cartografia geológica 1/50000, é equivalente ao denunciado pelas falhas observadas nas imagens *Google Earth* (Figura 133-C e E). Na sua origem deverá estar a coalescência das fraturas NW-SE com as de uma outra família segundo NNW-SSE que é posterior à NNE-SSW (Figura 133-D).

No que respeita ao relacionamento entre as famílias de fraturas observadas no Planalto de São Mamede com as observadas no anticlinal da Serra d’Aire, importa tomar em atenção que aos dobramentos estão comumente associadas Diaclases Transversais, Diaclases Longitudinais e cisalhamentos conjugados. As primeiras e os cisalhamentos conjugados estão na dependência da orientação do σ_1 responsável pelo dobramento. As Diaclases Longitudinais são geralmente consideradas como resultantes da libertação de tensões residuais na fase final dos dobramentos. Perante isto e dado o carácter regional das duas principais famílias de diaclases e a idade que se lhes atribuiu, é admissível que o processo de estruturação do anticlinal da Serra d’Aire tenha conduzido simplesmente à reativação dessas famílias. A ausência nesta região particular de fraturas sistemáticas orientadas obliquamente ao eixo anticlinal e que pudessem ser interpretadas como cisalhamentos conjugados poderá estar compensada também pela reativação dessas famílias.

B2.2.2.5. Discussão e síntese da análise setorial

A análise conjunta das fraturas fotointerpretadas no MCE mostra uma grande dispersão de orientações, não permitindo o discernimento de famílias preferenciais de fraturação. Contudo, uma análise setorial deste Maciço permitiu constatar que as fraturas se encontram agrupadas em 5 famílias principais, nomeadamente as orientadas segundo NNE-SSW, WSW-ESE, WNW-ESE, NW-SE, e NNW-SSE. A dispersão que se verifica a nível geral resulta, portanto, da ocupação de quase todo o espectro azimutal por estas 5 famílias.

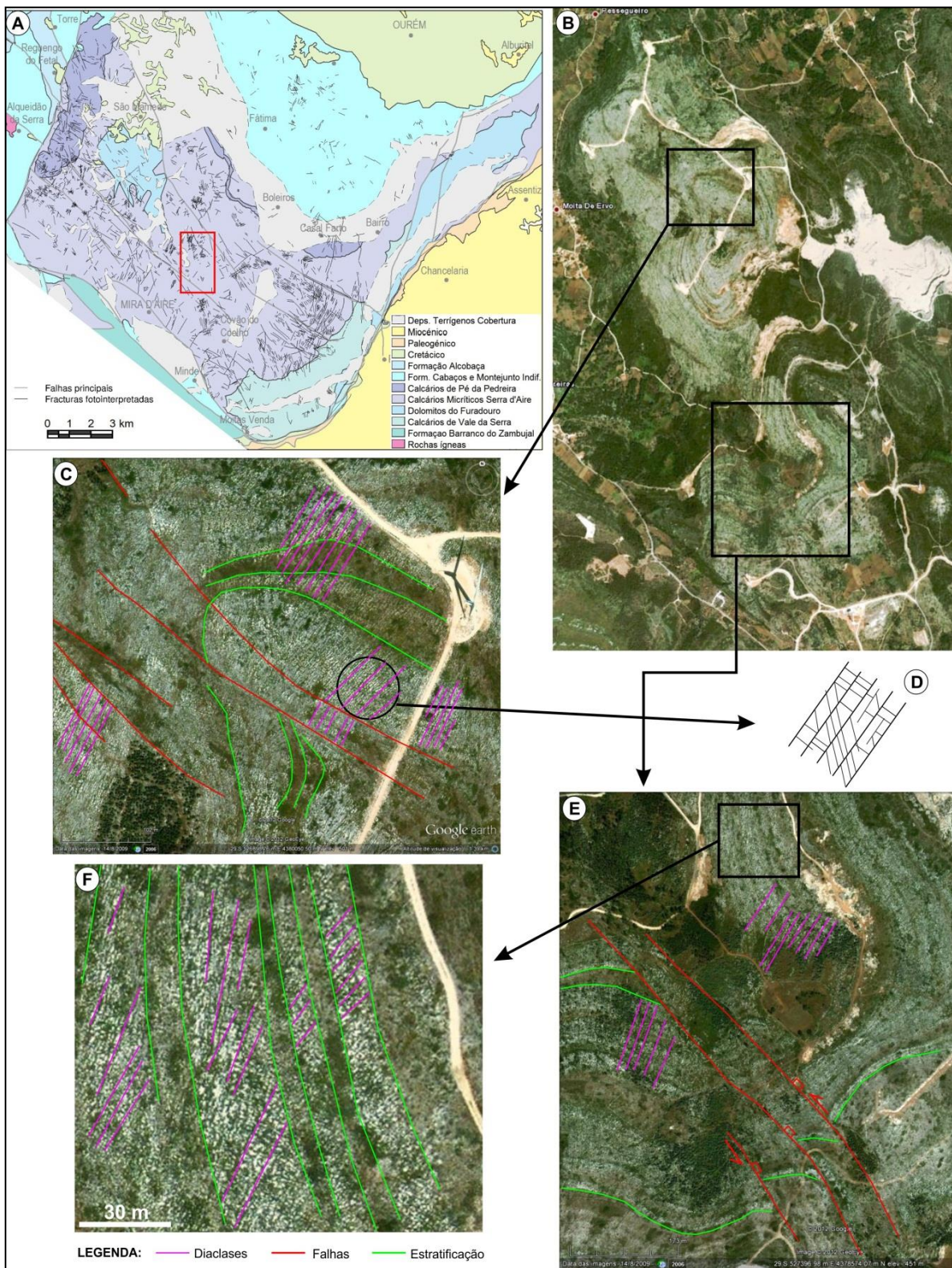


Figura 133- Fraturação na região Cabeço de Marvila, Planalto de São Mamede, com base em imagens *Google Earth* parcialmente editadas. A- Mapa de enquadramento com indicação da área observada em *Google Earth* (nomenclatura a partir de Azerêdo, 2007; Pais *et al.*, 2012 e da Carta Geológica de Portugal 1/50000); B- Região de Cabeço de Marvila respeitante ao retângulo vermelho assinalado em A; C- Sistema de fraturação ortogonal em T, com família sistemática contínua orientada em torno de NNE-SSW e cortada por falhas orientadas NW-SE; D- representação esquemática do diaclasamento no local assinalado em C mostrando diaclases NNW-SSE posterior à NNE-SSW; E- Falhas NW-SE que evidenciam movimentação aparente em deslizamento esquerdo e/ou normal; F- Local assinalado em E que evidencia mudanças de orientação da família NNE-SSW entre os diferentes estratos carbonatados. Curvaturas no traçado da estratificação são fundamentalmente devidas à topografia.

Os mapas presentes na Figura 134 mostram a distribuição dessas famílias pelo MCE. As fronteiras entre elas não devem ser consideradas rígidas, particularmente no que respeita aos intervalos de classe de azimutes que serviram de base à sua projeção nos mapas. Isso deve-se ao fato de não se ter optado por uma abordagem puramente estatística para a sua definição. Para além de englobarem alguma da dispersão em torno dos valores modais de cada setor, cada família foi definida tendo em conta a sua disposição relativamente às estruturas regionais. Por esta razão, a referenciação das diferentes famílias fez-se relativamente aos pontos colaterais e subcolaterais e não a valores azimutais. Contudo, da análise dos diagramas de rosa apresentados para os diferentes setores, podem-se considerar como mais comuns os seguintes valores, por classes modais de azimutes de amplitude 10^0 :

- Família NNE-SSW: desde azimute 10 a 40 mas com classes modais centradas nos azimutes 20 ou 30;
- Família WSW-ENE: desde 65 a 90, muito bem centrada no azimute 80;
- Família WNW-ESE: desde 90 a 120;
- Família NW-SE: dispersão entre 120 e 150, por vezes fortemente centrada em 140 ou 150;
- Família NNW-SSE: muito bem centrada no azimute 160 ou 170.

Como referido na abordagem ao MCE na sua globalidade, as fraturas que constituem estas famílias correspondem maioritariamente a diaclases reativadas. Assim, a sua orientação tem o significado genético correspondente ao das diaclases que estão na sua origem.

Duas destas famílias têm um carácter regional, pois distribuem-se de modo mais ou menos uniforme por todo o MCE e em todos os setores foram consideradas como sendo direções preferenciais de fraturação. São elas as famílias NNE-SSW e NNW-SSE. As restantes três famílias não têm um carácter tão regional porque a sua distribuição pelo MCE não é tão uniforme e, fundamentalmente, porque apenas foram consideradas relevantes em alguns dos setores deste maciço.

Uma abordagem puramente descritiva do relacionamento entre estas famílias de fraturas não permite determinar as relações de antiguidade entre elas, nem se de algum modo estão relacionadas geneticamente. Contudo, tomando em consideração que o Sistema Fundamental de Diaclasamento em rochas sedimentares se caracteriza por um padrão ortogonal, é admissível considerar que algumas destas famílias possam inicialmente ter constituído entre si sistemas ortogonais, nomeadamente os formados pelas famílias NNE-SSW/WNW-ESE e NNW-SSE/WSW-ENE. Porém, salvo exceções locais, essa hipótese deve ser rejeitada pois não existe uma distribuição espacial idêntica para as famílias de cada um dos eventuais sistemas, o que demonstra que as famílias são independentes umas das outras. Isto é corroborado pelos diferentes modos de distribuição de cada uma das famílias pelo MCE, em que umas têm carácter regional e outras não, conforme referido no parágrafo anterior. É corroborado ainda por observações a grande escala proporcionadas por imagens do *Google Earth*, as quais permitiram constatar, para muitas situações, que a cada uma destas famílias sistemáticas estão associadas fraturas ortogonais descontínuas. Assim, na realidade, cada uma destas famílias constitui o elemento sistemático dum sistema ortogonal de fraturas com padrão T.

Em algumas situações também foi possível observar que a família descontínua acompanha a dispersão de valores de orientação patenteada pela família contínua. Portanto, poderão corresponder a *cross joints* associadas a trações secundárias geradas aquando da instalação da família contínua e sistemática, de acordo com alguns dos modelos mencionado no subcapítulo B1.3. Devido à sua dimensão não são resolúveis na fotografia aérea que serviu de base ao presente estudo, razão pela

qual não devem ser confundidas com alguma das famílias sistemáticas definidas a nível regional, mesmo tendo a mesma orientação. A sua deteção apenas foi possível através das imagens de satélite proporcionadas pelo *Google Earth*.

Quanto à idade de instalação das 5 famílias sistemáticas apenas se pode afirmar que se terão instalado após o Jurássico Médio, para o caso das orientadas segundo WSW-ENE, e no final ou após o Jurássico Superior, para as restantes. Contudo, as imagens *Google Earth* e a disposição espacial dessas famílias relativamente às estruturas regionais, permitem, numa abordagem mais interpretativa, outras ilações no que respeita às relações de antiguidade entre elas e quanto à altura em que se terão instalado.

Abordando-se primeiramente as **famílias de carácter regional, a orientada NNE-SSW** (Figura 134-a) ocorre de modo proeminente em todos os setores do MCE, embora estatisticamente se apresente sempre como família secundária. Excetua-se a região norte do Planalto de Sto. António a que mais à frente se fará referência. Esta família afeta, tanto o Jurássico Médio, como o Jurássico Superior. Como se mostra paralela a importantes acidentes regionais, nomeadamente a Falha de Rio Maior – Porto de Mós e o sistema de Falhas da Mendiga e do Reguengo do Fetal, admite-se que a sua instalação terá ocorrido em função das tensões que levaram à movimentação desses acidentes após o Jurássico. Contudo, pelo fato desses acidentes regionais terem tido uma atuação polifásica anterior, e por no Planalto de Santo António esta família constituir a principal direção de fraturação das unidades litostratigráficas que datam do Aaleniano ao Bajociano superior, é também admissível que a sua instalação se tenha iniciado já no Jurássico Médio. Essas unidades litostratigráficas estão quase exclusivamente afetadas por esta família NNE-SSW, o que deverá estar relacionado com a reduzida espessura das bancadas que as constituem e consequentes reduzidos espaçamentos de fraturação, impedindo a instalação de outras famílias de fraturas. Assim, a família NNE-SSW deverá ser a mais antiga de todas as que foram identificadas no MCE mas terá sido reativada posteriormente.

Nas unidades da base do Jurássico Médio surgem outras fraturas de tendência NE-SW que deverão corresponder a dispersão da família NNE-SSE. Eventualmente, a instalação de ambas é coeva dum mesmo episódio de deformação caracterizado por oscilações do campo de tensões, à semelhança do reportado por Caputo & Hancock, 1999; Caputo, 2005.

Quanto à **família NNW-SSE** (Figura 134-d), surge como principal direção estatística de fraturação na Depressão de Alqueidão da Serra e no Planalto de Fátima. Nos restantes setores, embora de modo secundário, está sempre presente, o que atesta o seu carácter regional. A sua instalação terá ocorrido no final do Jurássico Superior ou posteriormente. Contudo, é de notar a ausência desta família junto às falhas e estruturas filonianas orientadas WNW-ESE a NW-SE. Tal fato poderá ser interpretado como sendo o resultado desta família se ter instalado posteriormente a essas estruturas. Não se terão instalado nesses locais porque as rochas também já se apresentavam bastante fraturadas.

Naquela depressão e no Planalto de São Mamede esta direção de fraturação parece condicionar o desenvolvimento das estruturas regionais que aí ocorrem com uma orientação geral NW-SE e que afetam o Cretácico Inferior. Com efeito, esses acidentes apresentam um traçado irregular constituído por troços segundo NW-SE e NNW-SSE, o que leva a supor que resultem da coalescência dessas duas famílias de fraturas. Quanto muito, pode-se admitir que uma das famílias seja anterior e a outra seja precursora dessas estruturas regionais. Contudo, não existem dados que permitam determinar a relação de antiguidade entre o episódio de coalescência dessas duas famílias e a deposição do Cretácico. Tanto pode ter ocorrido antes, o que implicaria que ambas as famílias seriam ante-

Cretácico, como pode ter ocorrido após o Cretácico e neste caso as famílias tanto poderiam ser anteriores como posteriores ao Cretácico.

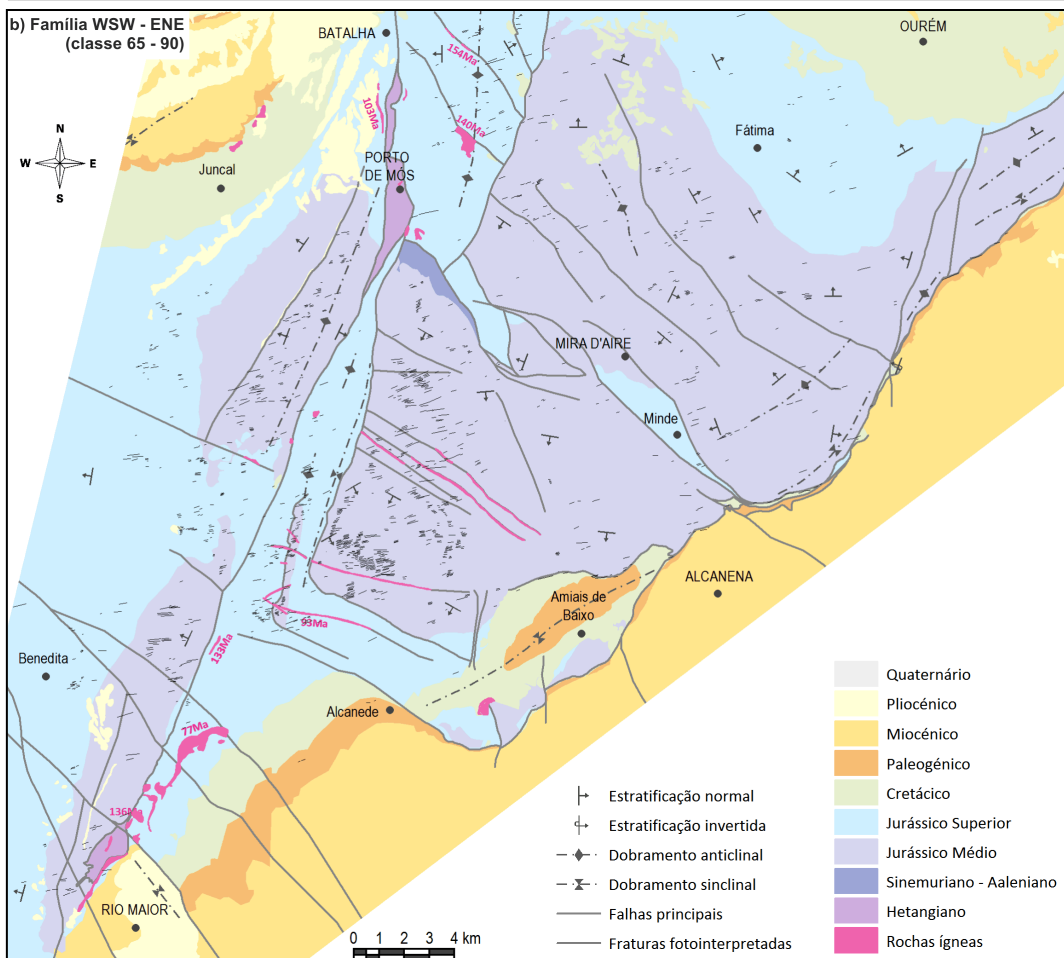
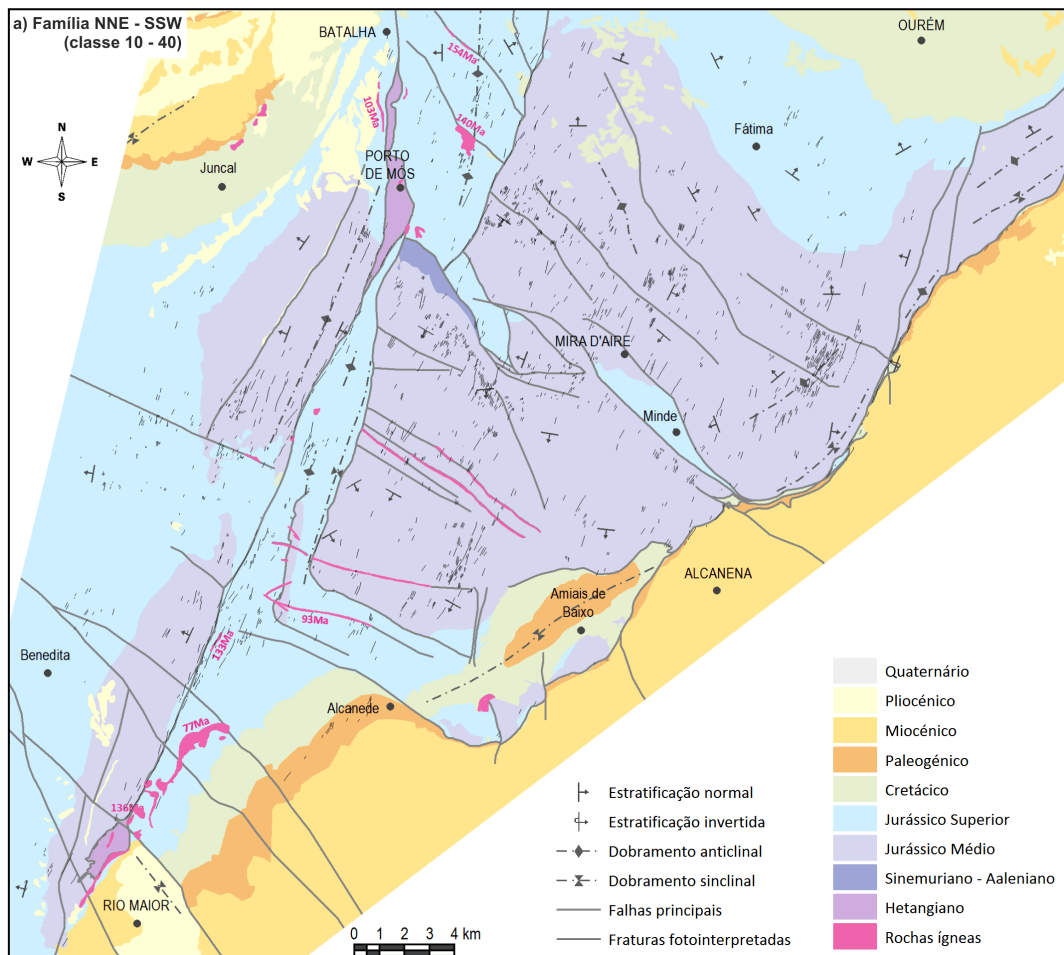
Pese embora o seu carácter regional, no Planalto de Santo António esta família NNW-SSE ocorre quase exclusivamente em dois locais distintos. Num deles, a sul da Depressão de Alvados, estas fraturas apresentam-se bastante persistentes e reativadas em desligamento esquerdo. Situam-se nas imediações de acidente regional com a mesma orientação, o qual, por sua vez, está na continuação da Falha de Alvados. O outro local em que esta família ocorre de modo proeminente é na área de Pé da Pedreira, associada exclusivamente aos calcários oolíticos. O mesmo se passa em área muito restrita da Serra dos Candeeiros em que calcários desta natureza também afloram. Este tipo de relacionamento será abordado de seguida, a propósito da família WSW-ENE.

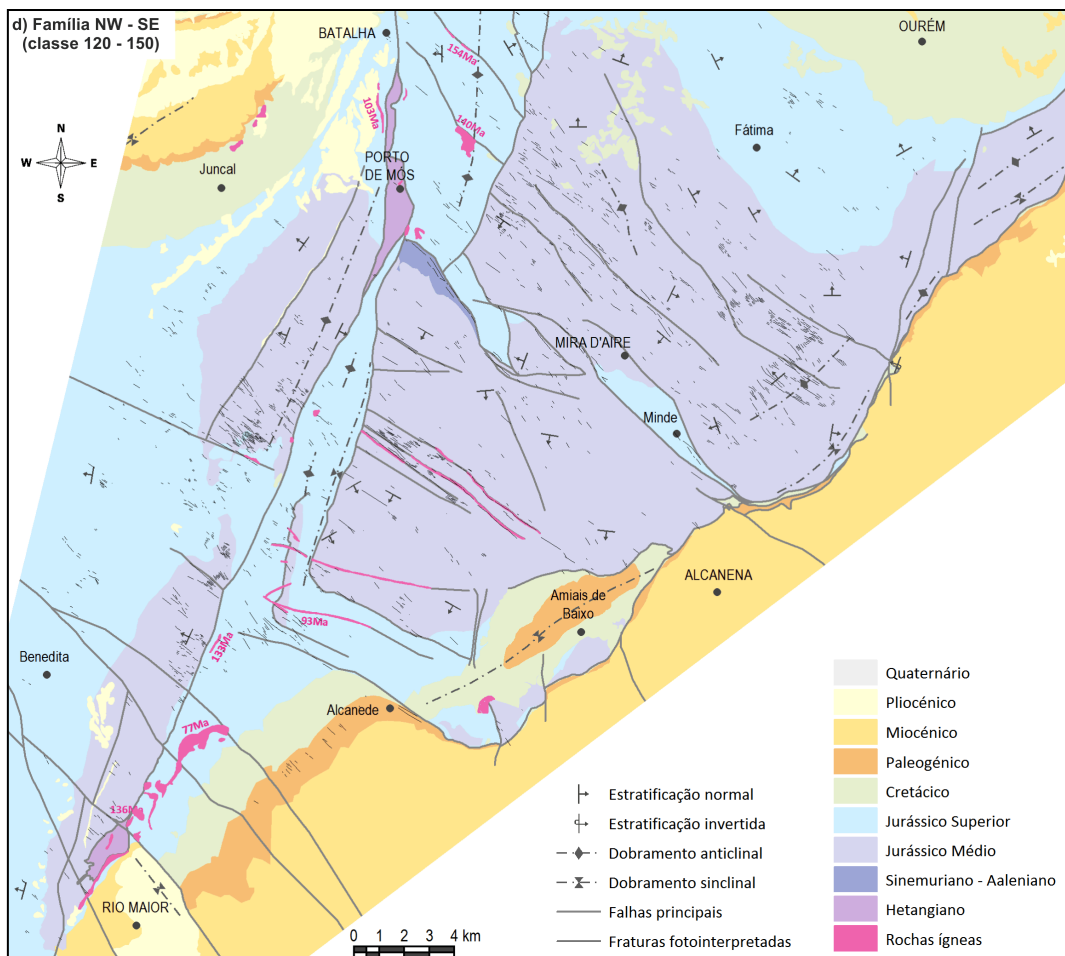
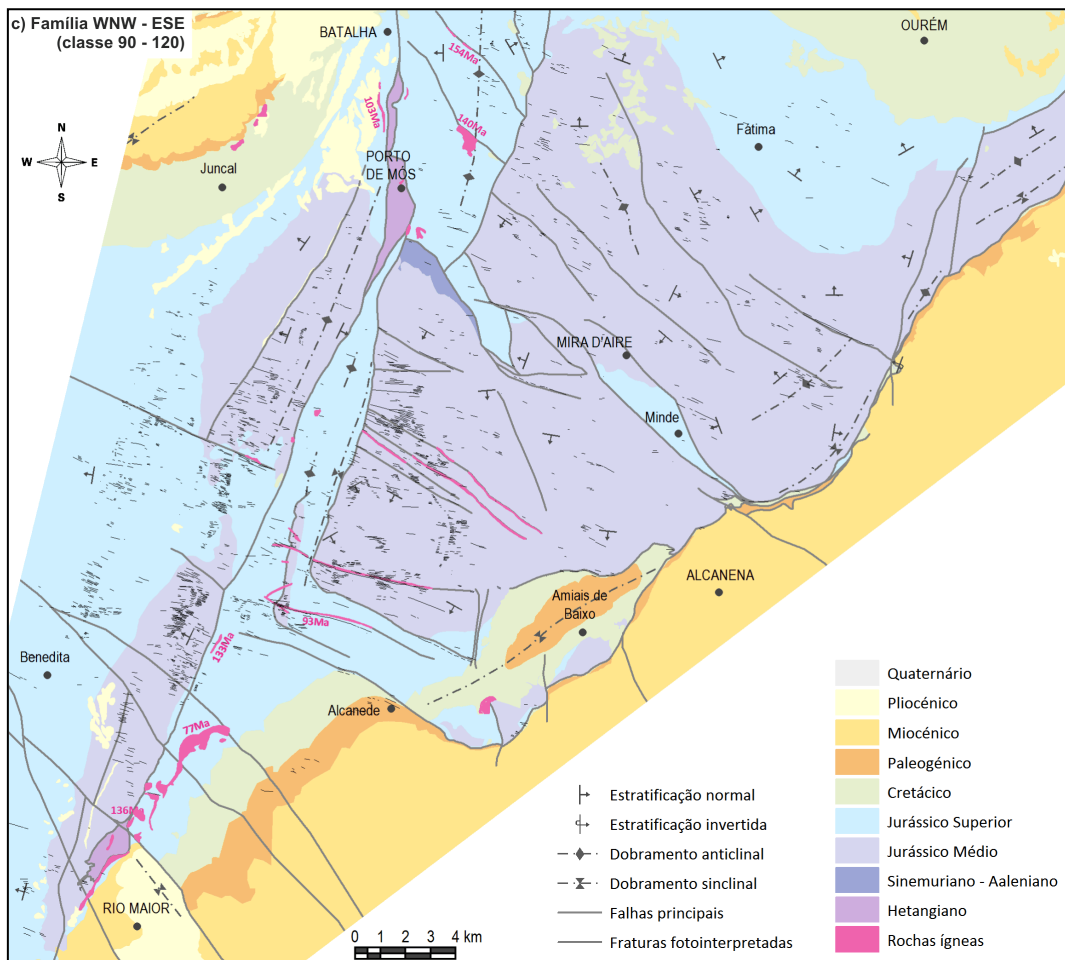
No que respeita às **famílias de carácter local** há a considerar a família WSW-ENE (Figura 134-b), a WNW-ESE (Figura 134-c) e a NW-SE (Figura 134-d).

A **família WSW-ENE** ocorre fundamentalmente associada a bancadas muito espessas (> 2 m) de calcários oolíticos e biocalcioclásticos de granularidade mais ou menos grosseira, das unidades litostratigráficas Calcários do Codaçal, Calcários de Pé da Pedreira e Calcários de Moleanos. Como estas unidades apresentam diferentes idades e como estas fraturas também ocorrem pelas restantes áreas do MCE mas de forma bastante dispersa, admite-se que haja uma exclusividade desta família relativamente àquelas litologias, sendo essa a razão pela qual é considerada uma família de âmbito local.

Essa exclusividade poderá ser explicada em função da granularidade grosseira e conseqüente maior porosidade que as referidas unidades litostratigráficas apresentam relativamente às restantes unidades do MCE, pois a porosidade facilita os mecanismos de fraturação por aumento da pressão de fluidos. Com efeito, o diaclasamento de bancadas muito espessas é geralmente atribuído a fraturação hidráulica (Ladeira & Price, 1981).

Assim, podem ser colocadas duas hipóteses. Uma em que as tensões diferenciais, num dado momento, eram bastante reduzidas e insuficientes para levar à rutura as rochas presentes no MCE. Exceções seriam os calcários de granularidade grosseira devido à elevada pressão de fluidos no seu interior. Outra hipótese é oposta da anterior, ou seja, as tensões diferenciais que levaram ao diaclasamento das restantes rochas do MCE não foram suficientemente elevadas para levar à rutura as espessas bancadas dos calcários oolíticos. Estes só terão fraturado após o Caloviano perante um episódio de deformação específico e coadjuvado por elevadas tensões de fluidos. Nesta situação, as rochas anteriores a este episódio de deformação também estariam afetadas por esta família mas por intermédio de diaclases pouco persistentes, controladas pelo espaçamento de famílias pré-existentes e, portanto, não resolúveis pela fotografia aérea.





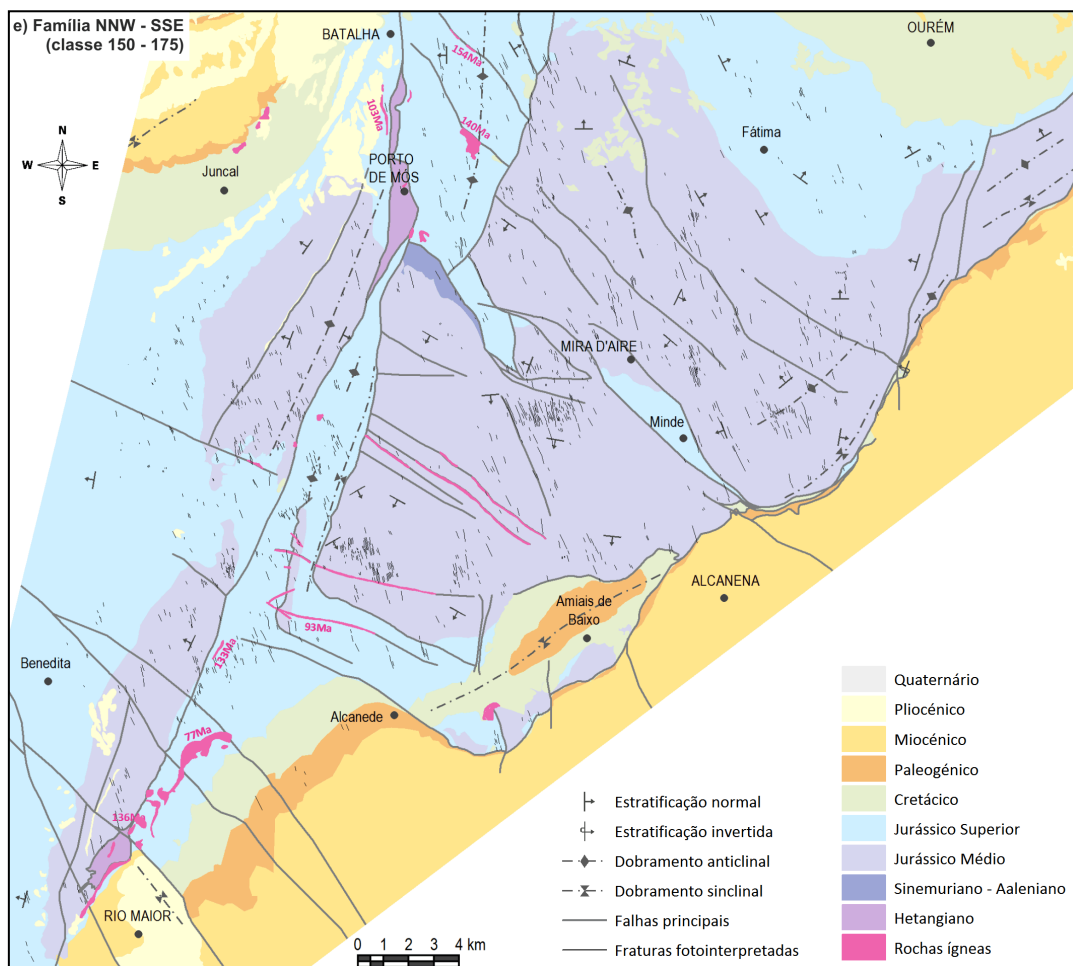


Figura 134- Distribuição espacial das principais famílias de diaclases no MCE. a) Família NNE-SSW distribui-se de modo regional, sendo a única família a afetar significativamente a base do Jurássico Médio, pelo que se presume que a sua instalação decorreu ainda durante o Jurássico Médio, tendo posteriormente sido reativada; b) Família WSW-ENE está associada a calcários oolíticos bastante espessos do Jurássico Médio, pelo que a sua instalação terá ocorrido entre o Jurássico Médio e o Superior; c) Família WNW-ESE corre associada a falhas e filões com a mesma orientação no Planalto de Sto. António e nas regiões para ocidente deste planalto, devendo corresponder a estruturas precursoras da instalação dos filões na passagem do Jurássico ao Cretácico d) Família NW-SE distribui-se por todo o maciço mas preferencialmente no Planalto de São Mamede associada ao roll-over do final do Jurássico Superior, estando nas restantes áreas associada a falhas e filões com orientação semelhante; e) Família NNW-SSE distribui-se uniformemente por toda a área de estudo, sendo coeva ou posterior do final do Jurássico Superior.

Qualquer destas hipóteses apresenta muitas ambiguidades. Não permitem explicar que na área de Pé da Pedreira esta família de diaclases ocorra ainda associada aos Calcários Micríticos da Serra d'Aire que aí afloram pois, tipicamente, correspondem a calcários de granularidade muito fina. De modo especulativo poder-se-á admitir que há uma efetiva exclusividade litológica e que a ocorrência desta família nos calcários micríticos subjacentes aos Calcários Oolíticos de Pé da Pedreira seja simplesmente devida à sua reativação posterior. Contudo, como esta família não afeta unicamente os calcários micríticos que estão no seu prolongamento lateral, pois também afeta os que se situam em locais mais a norte, esta hipótese obrigaria a admitir que essa unidade de Pé da Pedreira não teria um carácter lenticular tão restrito localmente, como postulado por Carvalho, 1997a. Antes abrangeria grande extensão no Planalto de Sto. António, prolongando-se, inclusive para a Depressão da Mendiga e Serra dos Candeeiros, onde ocorrem calcários de características semelhantes com a mesma idade.

As hipóteses anteriores não permitem ainda justificar a ausência desta família nos calcários oolíticos que afloram no Planalto de São Mamede e que se presumem contemporâneos dos de Pé da Pedreira, a não ser que se entre num campo puramente especulativo.

Resta ainda que a exclusividade desta família de fraturas a unidades litológicas específicas esteja relacionada com a idade dessas mesmas unidades, cujo intervalo de tempo compreende o Batoniano e o Caloviano. Ou seja, que a sua instalação tenha ocorrido após a deposição das rochas de idade Caloviana. Assim, esta hipótese reporta para a anteriormente apresentada em que, na eventualidade das litologias mais antigas já estarem fraturadas, isso condicionaria o desenvolvimento de diaclases WSW-ENE persistentes nessas litologias. Ou seja, a família WSW-ENE seria posterior à instalação de todas as restantes famílias de fraturas ou, pelo menos, daquelas que ocorrem onde ela não existe.

Dados pontuais transmitidos pela Figura 131 contrariam essa hipótese, constringindo superiormente esta família WSW-ENE pela instalação da WNW-ESE, pelo que ela se terá instalado entre o Caloviano e a passagem do Jurássico ao Cretácico, pois esta passagem deverá corresponder ao período de tempo de instalação da família WNW-ESE, como mais à frente se discutirá. Os mesmos dados, contudo, apontam que a família NNW-SSE que com ela estará relacionada de modo aparentemente coevo, também é anterior à WNW-ESE, pelo que o limite inferior para a instalação de ambas as famílias seria o topo do Jurássico Superior. Do mesmo modo, também se verá que a família NW-SE está constringida a este período de tempo, ou seja, num reduzido intervalo de tempo, entre o fim do Jurássico Superior e o Cretácico Inferior, ter-se-iam instalado essas 4 famílias de fraturas, o que não parece verosímil.

Como os dados da Figura 131 não são inequívocos, parece mais sensato apenas assumir que a família WSW-ENE é posterior ao Caloviano e que a sua instalação estará de algum modo condicionada pela litologia.

Quanto à família WNW-ESE, o mapa da Figura 134-c) mostra que as respetivas diaclases se distribuem por todo o MCE. Porém no Planalto de São Mamede parecem corresponder antes a valores extremos da família NW-SE. Com efeito, a família WNW-ESE afeta sobretudo o setor do Planalto de Sto. António e os que se situam para ocidente deste, onde constitui a principal família de fraturação do ponto de vista estatístico e mostra uma distribuição espacial intimamente associada a falhas e filões com a mesma orientação, sendo essas as razões que estiveram na base para considerar esta família de âmbito local.

Nas imediações das falhas e filões referidos, a frequência de fraturas desta família aumenta com a proximidade a essas estruturas, o que é sugestivo de que serão fraturas precursoras dessas falhas e filões.

Quanto à família NW-SE (Figura 134-d)), tal como a anterior, ocorre um pouco por todo o MCE, afetando o Jurássico Médio e Superior. Contudo, excetuando os setores a nordeste do sistema de falhas Alvados – Minde, nos restantes surge quase exclusivamente nas proximidades de acidentes maiores, donde o carácter local que lhe foi aqui atribuído.

Estatisticamente é a família mais bem representada no Planalto de São Mamede e na Serra d'Aire. Dado o paralelismo da família NW-SE com o sistema de Falhas Alvados – Minde e com a estruturação em *roll over* do Planalto de São Mamede, admite-se que a sua instalação esteja associada a essas estruturas. Nos restantes setores, em particular no Planalto de Santo António, na Serra dos Candeeiros e na Depressão de Alcobaça, surge fundamentalmente associada às falhas e estruturas

filonianas orientadas entre WNW-ESE e NW-SE, à semelhança da família anterior. Já na Depressão da Mendiga não se verifica essa associação.

Interessa discutir a relação existente entre as duas famílias anteriores de modo a determinar se correspondem a famílias distintas ou se constituem uma única família com um leque mais alargado de orientações. Os dados disponíveis que podem elucidar quanto a este aspeto são:

- O diagrama da Figura 135 correspondente aos setores Bacia de Alcobaça, Serra dos Candeeiros, Depressão da Mendiga, Depressão de Alqueidão e Planalto de Sto. António mostra que aí as fraturas se distribuem equitativamente entre os azimutes 90 e 120.
- O diagrama da Figura 135 correspondente aos setores Planalto de São Mamede, Serra d’Aire e Planalto de Fátima mostra que as fraturas estão centradas na classe 120 – 130 e que a maior dispersão ocorre para valores superiores.
- As falhas e filões WNW-ESE mostram um traçado bastante retilíneo e junto a elas apenas se verificam diaclases que lhes são paralelas. As estruturas de Vale Florido, no Planalto de Sto. António, apresentam orientação geral segundo NW-SE mas com um traçado irregular por alternância de troços francamente NW-SE com outros de tendência WNW-ESE. Junto a elas existem tanto fraturas WNW-ESE, como NW-SE
- No Planalto de São Mamede e Serra d’Aire não existem filões. As falhas que aí ocorrem apresentam traçado irregular por alternância de troços NW-SE e NNW-SSE.
- A estruturação em anticlinal que caracteriza a Depressão de Alqueidão está cortada por falhas. Estas apresentam um traçado irregular semelhante ao das que ocorrem no Planalto de São Mamede. Aos troços orientados segundo NW-SE estão associadas rochas ígneas.
- Ambas as famílias corresponderão a diaclases reativadas mas, analisando o diagrama correspondente àquelas para as quais foi identificada movimentação cisalhante (Figura 115), nota-se uma prevalência da família NW-SE.
- As diaclases NW-SE no Planalto de São Mamede, pelo paralelismo que evidenciam com o sistema Alvados – Minde, deverão estar associadas à distensão que levou à movimentação desse sistema e à formação do *roll-over* de São Mamede no Jurássico Superior. A idade das WNW está constringida, pela instalação dos filões, à passagem Jurássico – Cretácico.

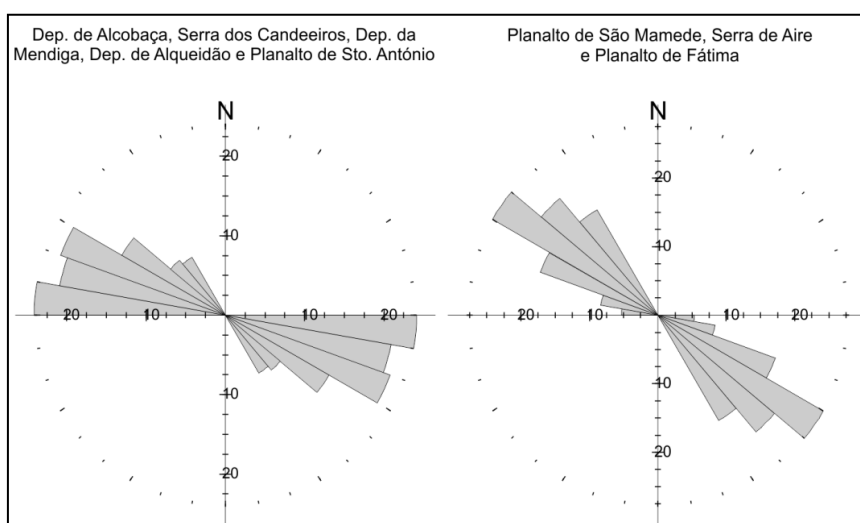


Figura 135- Distribuição estatística das fraturas orientadas entre os azimutes 90 e 150 no MCE

Embora possam ser consideradas várias hipóteses, é plausível admitir que estamos perante duas famílias de fraturas independentes, conforme já havia sido deduzido para os casos particulares dos setores Serra dos Candeeiros e Planalto de Santo António. Com efeito, há uma nítida diferenciação

espacial quanto à sua ocorrência. Assim, na sequência do que foi deduzido em A3.3.2.2 e em B2.2.2.4, a família NW-SE ter-se-á instalado primeiro que a WNW-ESE. Essa instalação ter-se-á processado perante um campo distensivo local, segundo NE-SW, resultante do basculamento do substrato do Jurássico Médio para SW em direção ao sistema de Falhas de Alvados – Minde. Por seu lado, esse basculamento será resultado da movimentação deste sistema de falhas perante um campo regional distensivo segundo WNW-ESE. O fato das fraturas NW-SE também afetarem os depósitos com a mesma idade, do início do Jurássico Superior, representa que elas se instalaram durante um processo de subsidência e diagénese (*burial joints*, Bahat *et al.*, 2005), o que contribui para a hipótese apresentada.

Num episódio de deformação posterior, datado do Jurássico – Cretácico Inferior, terá ocorrido a instalação das fraturas da família WNW-ESE como precursoras dos filões com a mesma orientação. Localmente, estes terão aproveitado as fraturas NW-SE pré-existentes e a sua ausência no Planalto de São Mamede e na Serra d’Aire poderá ser explicada pela presença em profundidade de espessos depósitos evaporíticos. Já quanto à escassez de fraturas WNW-ESE nestes setores, ela poderá estar relacionada com a maior abundância de fraturas pré-existentes que condicionariam o espaço disponível para a sua instalação, pois, como constatável na Figura 112 e na Figura 133, o espaçamento das famílias anteriores que aí ocorrem é muito reduzido.

Tendo por base as premissas anteriores, é enigmática a instalação da família NW-SE, para ocidente do Planalto de São Mamede, em *clusters* associados às estruturas filonianas, a par com a família WNW-ESE. Poderá, contudo, ser o resultado de oscilações do campo compressivo responsável pela instalação das estruturas filonianas, ou seja, embora com a mesma direção das que ocorrem no Planalto de São Mamede, a sua origem será distinta. Embora Terrinha *et al.*, 2002, refiram um intervalo de tempo muito curto para esse episódio compressivo, na ordem dos 5 Ma, Caputo, 2005 afirma e documenta variações importantes na orientação de campos tectónicos em períodos de duração inferior a 1 milhão de anos. Outra hipótese, similar à anterior mas que não implica modificações no campo de tensões regional, é continuar a admitir que a família NW-SE apenas se instalou para nordeste do sistema de Falhas de Alvados – Minde e que as que ocorrem com essa orientação para sudoeste desse sistema correspondem a dispersão da família WNW-ESE em função dum sistema de fraturação confinado às bancadas (*stratabound system*).

Em suma e de modo sintético, o MCE está afetado por 5 principais famílias de fraturas que se terão instalado como diaclases. Duas dessas famílias apresentam uma distribuição regional, nomeadamente as orientadas segundo NNE-SSW e NNW-SSE. Quanto à idade, os dados disponíveis apenas permitem afirmar com clareza que estas famílias ter-se-ão instalado após o Jurássico. Preconiza-se, no entanto, que a família NNE-SSW se tenha instalado durante o Jurássico Médio.

As restantes três famílias de fraturas mostram uma distribuição restrita a alguns setores do Maciço. São elas as famílias WSW-ENE, WNW-ESE e NW-SE. A primeira está essencialmente associada a espessas bancadas de calcários oolíticos, a segunda ocorre quase exclusivamente na proximidade de falhas e estruturas filonianas com a mesma orientação e a terceira ocorre fundamentalmente no Planalto de São Mamede e na Serra de Aire associada à movimentação do sistema de Falhas de Alvados - Minde. No que respeita à sua idade, só relativamente à orientada WNW-ESE se pode afirmar com algum grau de certeza que se terá instalado entre o Jurássico e o Cretácico, dado ser essa a altura em que se terão instalado os filões com os quais está associada. Admite-se também que a família WSW-ENE se tenha instalado entre o Jurássico Médio eo Superior e que a família NW-SE seja do início do Jurássico Superior.

Como estas orientações preferenciais cobrem a quase totalidade do espectro azimutal e considerando as idades de instalação atrás mencionadas, as sucessivas etapas evolutivas que o MCE sofreu até à atualidade terão conduzido, sobretudo, à reativação das fraturas pré-existentes.

B2.3. SÍNTESE INTERPRETATIVA E CONCLUSÕES

O estudo da fraturação realizado por intermédio de fotografias aéreas permitiu verificar que ela não se distribui uniformemente por toda a região em estudo. As razões que estão na base dessa falta de uniformidade prendem-se obviamente com as causas que estão na origem da fraturação, mas também com a competência das unidades litostratigráficas aflorantes e com a ocorrência de depósitos de cobertura. Prendem-se ainda com a ocorrência de áreas de fraturação intensa em que as fraturas não são individualizáveis devido aos baixos valores de espaçamento e persistência.

Assim, quando resultante de observações em fotografia aérea, a distribuição no espaço da fraturação que afeta uma determinada região deve, em primeiro lugar, ser considerada à luz dos fatores que podem condicionar essa distribuição e que não estejam diretamente relacionados com a sua gênese. Desses fatores destacam-se os atrás mencionados. Para regiões em que predominam rochas de natureza calcária, como é o caso de grande parte da área no presente estudo, dever-se-á prestar especial atenção à existência de depósitos residuais e de cobertura. Estes, mesmo que pouco espessos e com um caráter descontínuo, condicionam a observação de afloramentos de grandes dimensões. Esse condicionamento resulta diretamente desses mesmos depósitos e, indiretamente, da cobertura vegetal que neles se instala.

Quanto à sua natureza, as fraturas observadas correspondem a diaclases reativadas, o que é denunciado pelos elevados espaçamentos e persistências que denotam, atravessando várias bancadas sedimentares, e pelo fato de muitas rejeitarem nitidamente essas bancadas. Por esta mesma razão, pelo menos nos episódios de deformação mais recentes, essa reativação terá sido maioritariamente em cisalhamento. Contudo, inicialmente as fraturas ter-se-ão instalado como diaclases e foi com base neste pressuposto que se procedeu à interpretação dos dados respeitantes ao modo como se apresentam orientadas e se relacionam com outras estruturas.

No seu conjunto, não se verifica nenhuma orientação estatística preferencial por parte das diaclases. Quando analisadas em função da idade das rochas que afetam, as que ocorrem no Jurássico Médio não mostram nenhuma orientação preferencial. Já as que afetam as unidades competentes da base do Jurássico Superior estão preferencialmente orientadas segundo WNW-ESE. Contudo, a grande maioria das diaclases que constituem essa amostra foi observada nas imediações de falhas e filões orientados do mesmo modo, não podendo, portanto, ser considerada representativa de todo o Jurássico Superior aflorante na área estudada. Com efeito, tendo em atenção o Jurássico Superior fora da influência dessas estruturas, a direção de fraturação predominante é NNW-SSE, o que aponta de imediato para uma íntima associação entre o diaclasamento WNW-ESE e essas estruturas.

Nas unidades litológicas do topo do Jurássico Superior e mais recentes, as fraturas estão quase ausentes, o que se presume seja devido à sua baixa competência à fraturação, decorrente, por sua vez, da natureza areno-argilosa dessas unidades. Excetuam-se alguns afloramentos de natureza calcária no Paleogénico de Alcanede. Nestes prevalecem as fraturas segundo NW-SE, N-S e NE-SW. Contudo a representatividade das fraturas nestes afloramentos é limitada pois eles ocorrerem em áreas restritas e bastante condicionadas do ponto de vista estrutural.

Uma análise aos lineamentos identificados no Cretácico e no Mio-Pliocénico mostra uma prevalência da direção NNW-SSE. No Cretácico, esta direção NNW-SSE apresenta forte dispersão para N-S, podendo estar relacionada com as fraturas que afetam o Paleogénico orientadas do mesmo modo. É de realçar que nos afloramentos Jurássicos, esta direção de fraturação N-S está praticamente ausente. Ainda no Cretácico, uma direção secundária de lineamentos mostra-se segundo WNW-ESE.

Uma análise do MCE por setores permitiu aí definir 5 famílias principais de diaclasamento. Mostram-se independentes umas das outras e estão orientadas segundo NNE-SSW, WSW-ENE, WNW-ESE, NW-SE e NNW-SSE. Cobrindo quase todo o espectro azimutal, a sua destrinça só foi possível pelo fato de se distribuírem por diferentes setores deste Maciço (Figura 121, Figura 123 e Figura 136).

Em função dessa distribuição por diferentes áreas, do relacionamento entre si e com estruturas regionais e, ainda, em função dos conhecimentos existentes quanto à evolução do MCE, é possível conjecturar quanto às condições que presidiram à instalação dessas famílias. Embora baseadas nos dados disponíveis, ressalva-se que essas ilações denotam um caráter muito especulativo, pois as relações de antiguidade admitidas entre as diversas famílias podem estar totalmente comprometidas por terem sido reativadas em cisalhamento ao longo de vários episódios de deformação.

Assim, a consideração que se mostra menos especulativa é a assunção de que o **diaclasamento segundo WNW-ESE** é contemporâneo das estruturas filonianas com a mesma orientação. Os dados radiométricos disponíveis para estas estruturas apontam que elas se integram no ciclo magmático de natureza transicional que se instalou entre o Jurássico e o Cretácico (Figura 137). Ribeiro *et al.*, 1996b, admitem que elas são representativas de tração secundária associada a episódio compressivo precoce e transitório. Portanto, este estaria orientado segundo WNW-ESE.

Localmente, os filões terão aproveitado diaclases pré-existentes, justificando a irregularidade do traçado que alguns apresentam. O fato de não se terem instalado nos setores correspondentes ao Planalto de São Mamede e Serra d'Aire poderá estar relacionado com a conhecida presença de espessos depósitos evaporíticos em profundidade nestas regiões, os quais terão impedido a sua ascensão. Com efeito, são conhecidas as dificuldades das rochas evaporíticas deformarem em modo frágil (Davison, 2009). A não ocorrência da família WNW-ESE nesses setores poderá ser devida à reduzida espessura que é característica dos calcários aí aflorantes, com os consequentes reduzidos espaçamentos por parte de famílias de diaclases aí já existentes.

No que respeita à **família NW-SE**, admite-se que a sua instalação esteja associada à movimentação do sistema constituído pelas Falhas de Alvados e Minde durante o período de *rifting* do Jurássico Superior (Figura 137). Mais concretamente, pelo fato de ocorrerem sobretudo a teto desse sistema, as fraturas NW-SE deverão estar diretamente relacionadas com distensão local segundo NE-SW, por efeito do basculamento para SW do substrato Jurássico Médio. Por outro lado, esse basculamento deverá ser o responsável pela estruturação em *roll-over* do Planalto de São Mamede.

A presença de fraturas com esta orientação a ocidente daquele sistema de falhas deverá corresponder a dispersão da família WNW-ESE por oscilações do campo de tensões que a originou. Esta hipótese permite explicar o traçado irregular das estruturas filonianas que ocorrem no Planalto de Santo António.

A família NNE-SSW mostra uma distribuição regional e crê-se que seja a mais antiga de todas porque algumas das rochas mais antigas do MCE, nomeadamente as que datam do Aaleniano ao Bajociano Médio, estão exclusivamente afetadas pelas fraturas desta família. Como essas rochas também se

dispõem em bancadas muito estreitas, é presumível que os reduzidos espaçamentos impostos por esta família terão impedido a instalação de outras posteriores com persistências observáveis em fotografia aérea. Não existem dados concretos que permitam determinar quando se terão instalado. No entanto, a serem as mais antigas, essa instalação terá ocorrido antes da família WNW-ESE, ou seja, antes da passagem Jurássico – Cretácico. Assim, por questões de geometria, poderão estar associadas à fase distensiva do Oxfordiano – Kimeridgiano que, de acordo com o mencionado no capítulo A3.6, se presume caracterizada por uma componente de compressão mínima orientada WNW-ESE. Seriam, portanto, coevas das NW-SE, mas estas com caráter local, confinadas essencialmente ao Planalto de São Mamede, Serra d’Aire e Planalto de Fátima, como antes mencionado. Também por questões de geometria, a instalação da família NNE-SSW poderá ainda estar associada ao soterramento do Jurássico Médio (pós-Bajociano), por lenta subsidência controlada pelos acidentes regionais com a mesma orientação (cf. A3.3.1). Mais provavelmente, a família NNE-SSW ter-se-á instalado em ambas as fases e terá sido reativada nos episódios tectónicos posteriores.

Quanto às diaclases da **família WSW-ENE**, elas ocorrem quase exclusivamente associadas a espessas bancadas de calcários oolíticos do Jurássico Médio (Batoniano e Caloviano), onde, a par com diaclases NNW-SSE, constituem um sistema ortogonal de diaclasamento eventualmente relacionado geneticamente, pelo menos a nível desses afloramentos. Os dados disponíveis quanto a esta exclusividade litológica não são conclusivos mas admite-se que a instalação da família WSW-ENE esteja de algum modo relacionada com a elevada porosidade dos calcários referidos, o que terá facilitado o seu diaclasamento pelos mecanismos de fraturação hidráulica. Quanto à idade, apenas se pode afirmar que é posterior ao Caloviano. Provavelmente estará associada aos fenómenos que ocorreram na passagem do Jurássico Médio ao Superior, num processo semelhante ao que conduziu à instalação da família WNW-ESE na passagem do Jurássico ao Cretácico, ou seja, perante esforços compressivos de reduzida amplitude temporal.

Quanto à **família NNW-SSE** que se distribui regionalmente, apenas é possível afirmar que a sua instalação ocorreu após, ou mesmo ainda durante o topo do Jurássico Superior. Como a componente de compressão mínima do campo distensivo que caracterizou o Jurássico Superior estaria orientada segundo WNW-ESE, é pouco provável que a instalação desta família tenha estado na sua dependência, pelo que ela terá uma idade posterior, correspondendo, certamente, à família mais moderna de todas as consideradas na região em estudo. Para isso concorre o fato de esta família não ocorrer nas proximidades das estruturas filonianas, pois aí as rochas já se encontravam bastante fraturadas e a possibilidade destas fraturas NNW-SSE estarem na origem do traçado irregular demonstrado pelos acidentes genericamente orientados NW-SE no Planalto de São Mamede e na Depressão de Alqueidão, os quais cortam o Cretácico Inferior. Assim, pela sua orientação, esta família NNW-SSE poderá estar associada à inversão miocénica da Bacia Lusitaniana por efeito de esforços compressivos orientados do mesmo modo. Isso é suportado pelo fato dos lineamentos que afetam o Cretácico e o Mio-Pliocénico, também apresentarem esta direção, particularmente os do Neogénico.

Já no que respeita aos **lineamentos N-S** que afetam o Cretácico, poderão ter correspondência com uma família secundária de fraturas que afeta o Paleogénico da região de Alcanede e facilmente poder-se-á fazer a sua associação com um campo de tensões compressivo aproximadamente segundo N-S no decorrer da fase Pirenaica.

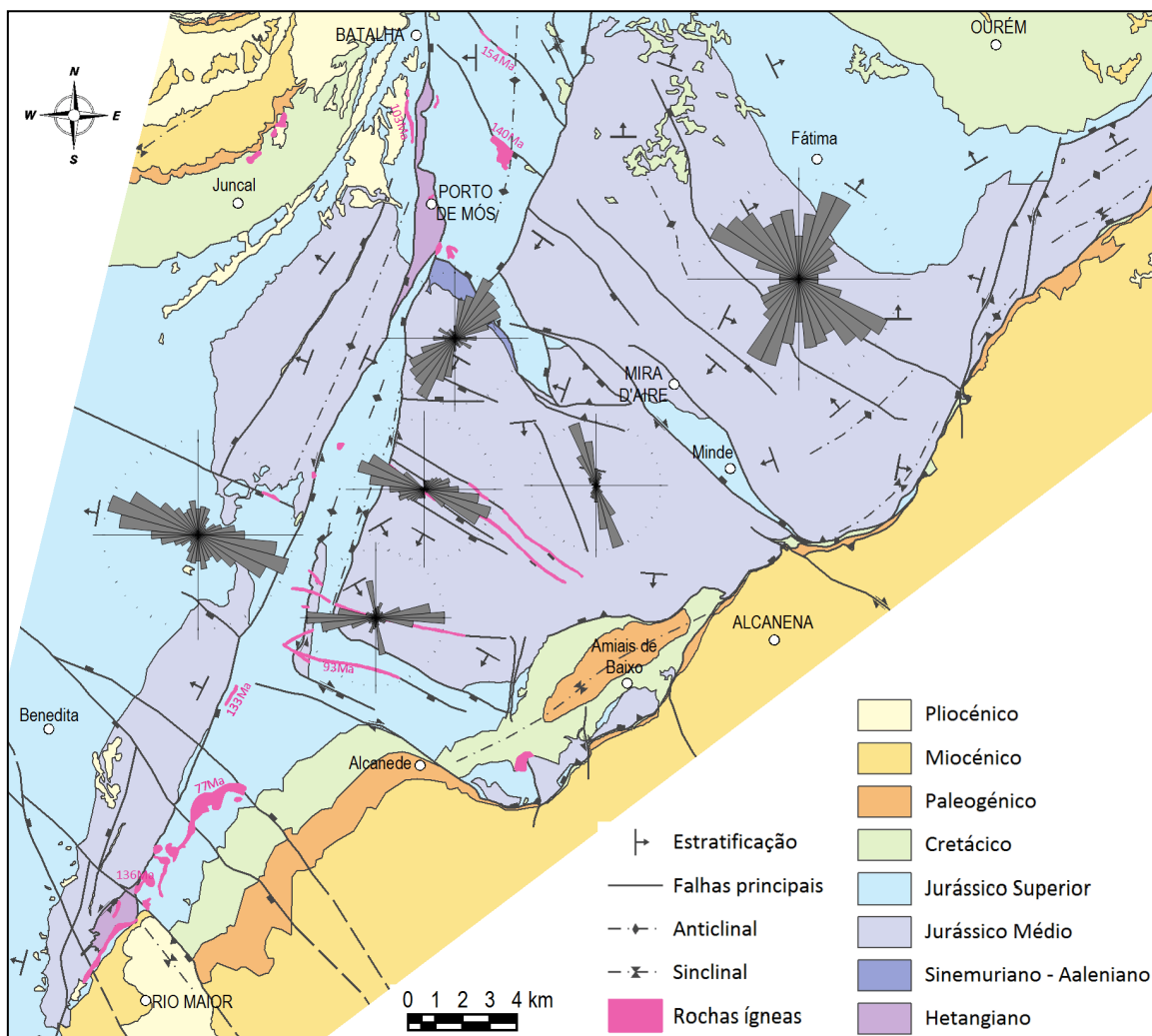


Figura 136- Principais direções de fraturação no MCE por interpretação de fotografia aérea. A localização das rosetas está aproximadamente centrada na área de que são representativas. As suas dimensões são variáveis em função da área abrangida, mas não são proporcionais.

Como referido a título introdutório deste capítulo, o estudo da fraturação que afeta o MCE teve como principal objetivo o reconhecimento de padrões regionais que servissem de suporte aos dados obtidos por intermédio de levantamentos de campo e que se apresentarão no capítulo seguinte. Deste modo, o que fundamentalmente interessa reter é que no MCE as fraturas estão organizadas nas 5 famílias sistemáticas referidas. A sua distinção foi possível pelo fato de se distribuírem com diferentes ordens de importância por áreas distintas, conforme evidenciado pela Figura 136.

Assim, no setor correspondente à Serra dos Candeeiros domina a família WNW-ESE. Esta família domina ainda nas unidades da base do Jurássico Superior que ocorrem nesta Serra e adjacientemente na Bacia de Alcobaça. Na região sul do Planalto de Sto. António domina o sistema ortogonal constituído pelas famílias WSW-ENE e NNW-SSE, o qual afeta particularmente os calcários oolíticos da área de Pé da Pedreira. Junto às estruturas filonianas dominam as fraturas WNW-ESE e, na região norte deste Planalto, dominam as fraturas NNE-SSW com forte dispersão para NE-SW. Ainda neste Planalto, mas a sul do polje de Alvados, é a família NNW-SSE que prevalece. Na área abrangida pelo Planalto de São Mamede e Serra de Aire, mas abrangendo ainda os afloramentos do Jurássico Superior do Planalto de Fátima, dominam duas famílias, nomeadamente a NNE-SSW e a NW-SE. A forte dispersão que aí se verifica por parte da família NW-SE deve-se à ocorrência da família de fraturas NNW-SSE que aqui denota um caráter secundário do ponto de vista estatístico, pois ter-se-á instalado posteriormente.

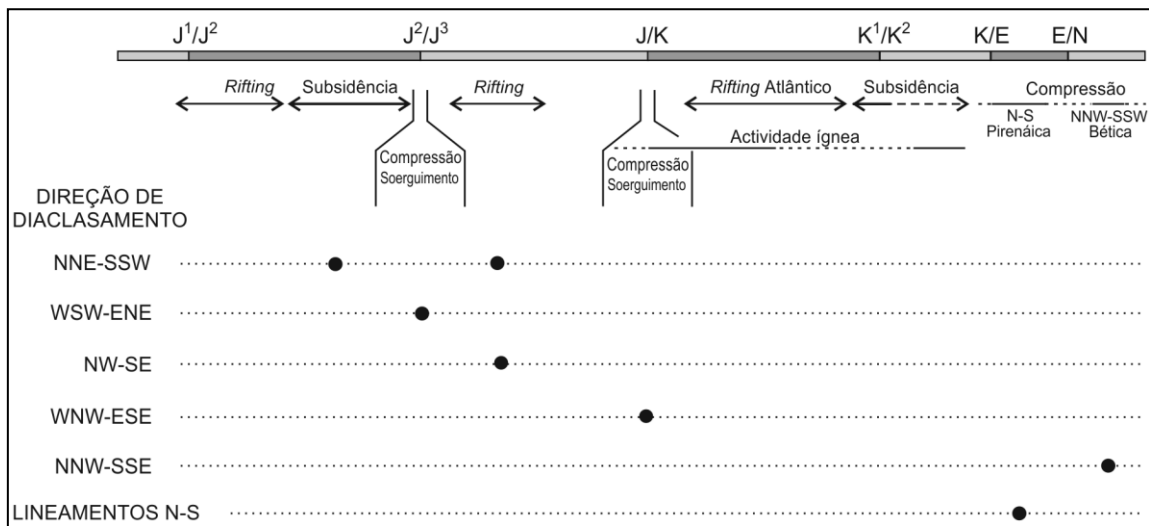


Figura 137- Idades de instalação provável das famílias de diaclases do MCE e das fraturas com correspondência em lineamentos N-S, a partir da fotointerpretação de fotografias aéreas, de acordo com as justificações apresentadas no texto.

Na Figura 137 esquematiza-se um ensaio quanto à idade de instalação destas 5 principais famílias de fraturação e quanto à sua eventual associação com os eventos que marcaram a evolução do MCE, em função do que foi explanado nos parágrafos anteriores. Incluem-se também os lineamentos fotointerpretados N-S, admitindo que têm correspondência com uma família de diaclases.

A validade das conclusões aqui enunciadas carece de confirmação por intermédio de levantamentos de campo que possibilitem o estabelecimento de relações de corte precisas entre as famílias de fraturas que aqui foram apresentadas. Estas, por seu turno, suportam a atribuição de um carácter regional ou local às famílias que venham a ser definidas com base nesses levantamentos de campo.

B3. ESTUDO DA FRATURAÇÃO DO MCE EM AFLORAMENTOS

Tendo sido determinados os padrões de fraturação do MCE a nível regional por intermédio da interpretação de fotografias aéreas, procurou-se avaliar o modo como esse padrão se traduz ao nível dos afloramentos. Para o efeito, procedeu-se a um levantamento exaustivo da fraturação por todo o MCE.

A nível de objetivos mais específicos, esse levantamento visou a aquisição de dados que permitissem obter conhecimento acerca da natureza, distribuição espacial e inter-relacionamento das famílias e sistemas de fraturas presentes, como ponto de partida para a integração de estudos de fraturação a realizar sobre áreas restritas.

Em subcapítulo anterior (*cf.* B1.7) foram apresentadas as metodologias genéricas aplicadas ao estudo de fraturas em afloramentos. Agora apresenta-se um subcapítulo dedicado exclusivamente à metodologia que se aplicou no levantamento efetuado, a que se segue um outro com a apresentação do modo como os dados foram processados e do modo como os respetivos resultados foram sendo interpretados. Tal procedimento permitiu um conhecimento geral das características da amostra, em particular no que respeita à sua natureza, características geométricas e orientação, o que consta num subcapítulo específico e sobre o qual ainda se apresenta um subcapítulo de síntese.

Posteriormente apresenta-se uma análise dessas características por setores do MCE. Permitiu obter resultados específicos quanto aos eventos tectónicos na origem dos padrões de fraturação que tipificam o MCE. Tais resultados são discutidos em subcapítulo próprio ao qual se segue um de síntese interpretativa e outro de conclusões.

No Anexo 6 apresentam-se os dados respeitantes ao levantamento de campo das fraturas.

B3.1. METODOLOGIA

A área que foi objeto de reconhecimento para levantamento de fraturas em afloramentos corresponde, grosso modo, à área compreendida entre o bordo leste da estrutura diapírica de Caldas da Rainha e a Falha do Arrife, estando limitada a norte e a sul pelos paralelos da Batalha e Rio Maior, respetivamente. Abarca bem mais que a região específica do MCE, na tentativa de maior correspondência com a área alvo do estudo fotogeológico.

Como já referido anteriormente, são escassos os trabalhos realizados nesta região que de alguma forma tenham visado a caracterização dos sistemas de fraturação aí presentes. Dada a extensão abrangida por esta região, seria normal que no presente estudo se optasse por uma abordagem subjetiva para a caracterização desses sistemas. No entanto, optou-se pela chamada abordagem objetiva, ou seja, aquela em que se recorre a um determinado suporte de amostragem para medir todas as fraturas por ele interseccionadas, em locais previamente selecionados. A razão para esta opção, normalmente utilizada na engenharia geológica, prende-se com:

- Escassez de dados anteriores com os quais os resultados a obter se pudessem comparar e acreditar.
- A abordagem subjetiva produz um enviesamento dos dados que não é controlável, pois a sua amplitude depende da perspicácia do geólogo mas, sobretudo, da maior ou menor complexidade dos sistemas de fraturação presentes (Manda & Mabee, 2010).

- Do ponto anterior decorre que pela abordagem seletiva, muitas incertezas ficariam por esclarecer, nomeadamente quanto ao enquadramento e papel desempenhado pelas inúmeras diaclases e veios de pequena dimensão observáveis nos afloramentos.
- Pouca informação sistemática se iria obter quanto a outras características das diaclases, em particular quanto ao seu espaçamento, como base de apoio a eventuais estudos posteriores de geologia aplicada a áreas mais restritas.

De entre as metodologias de levantamento de fraturação anteriormente apresentadas, a que se mostra mais favorável à interpretação no local dos sistemas presentes, conforme sugerido por Nelson, 2001, é a metodologia de cartografia detalhada de fraturas em pavimentos, proposta por Barton *et al.*, 1993. Na região do MCE existem numerosas pedreiras em que essa metodologia poderia ser aplicada, porém, a realidade mostra que essas pedreiras não estão dispersas por toda a região e nem todas possuem as características necessárias a esse tipo de amostragem, pelo que não seria possível a elaboração de mapas de fraturas em pavimentos de um modo sistemático e alargado a toda a área em estudo.

Assim, optou-se por realizar um levantamento com base no Método da *Scanline*, o qual se revela expedito e eficaz, conforme referido por vários autores, nomeadamente Attewell & Farmer, 1976; Priest & Hudson, 1981; Einstein & Baecher, 1983; La Pointe & Hudson, 1985; Priest, 1993; Hudson & Harrison, 1997; Chilès *et al.*, 2008. Porém, no decorrer do processo de amostragem, ressaltou a necessidade de proceder à interpretação do sistema de diaclasamento em cada ponto de amostragem, conforme intenção inicial, pelo que, nos locais mais favoráveis, ou seja, naqueles em que as condições de observação o permitiam e o sistema de diaclasamento não se mostrava demasiado complexo, procedeu-se igualmente à sua interpretação imediata. Esta visou essencialmente dois aspetos: quais as famílias direcionais predominantes e qual a relação cronológica entre elas.

Seguiram-se as recomendações gerais que os autores atrás apontados sugerem para os levantamentos em *scanline*, bem como as recomendações de Einstein & Baecher, 1983; Davis & Reynolds, 1996, no que respeita à prévia definição de domínios estruturais de amostragem. Assim, tendo em conta as diferentes unidades tectonostratigráficas da área em estudo, os resultados da fotointerpretação e o conhecimento acerca das características litológicas das diversas unidades, o levantamento de campo foi precedido de uma definição de Setores ou domínios estruturais para posterior agrupamento dos dados de cada ponto de amostragem (Figura 138). Em cada um desses pontos foram realizadas, regra geral, duas *scanlines* com direções ortogonais entre si, visando interseccionar todas as possíveis orientações de fraturação e evitar a necessidade de proceder a correções de frequência de fraturação induzidas pela amostragem ao longo de uma direção preferencial (*orientation bias*).

Relativamente a cada *scanline* foram recolhidos os dados constantes da Ficha de Campo que se exemplifica na Figura 139, onde, no campo referente às Características do Afloramento se anotaram dados como a litologia e sua idade, atitude da estratificação, espessura do estrato, entre outros considerados relevantes. No campo Famílias Sistemáticas esquematizou-se, sempre que possível, a direção e as relações de corte entre as famílias de fraturas presentes. O campo Azimute refere-se ao Rumo da *scanline*.

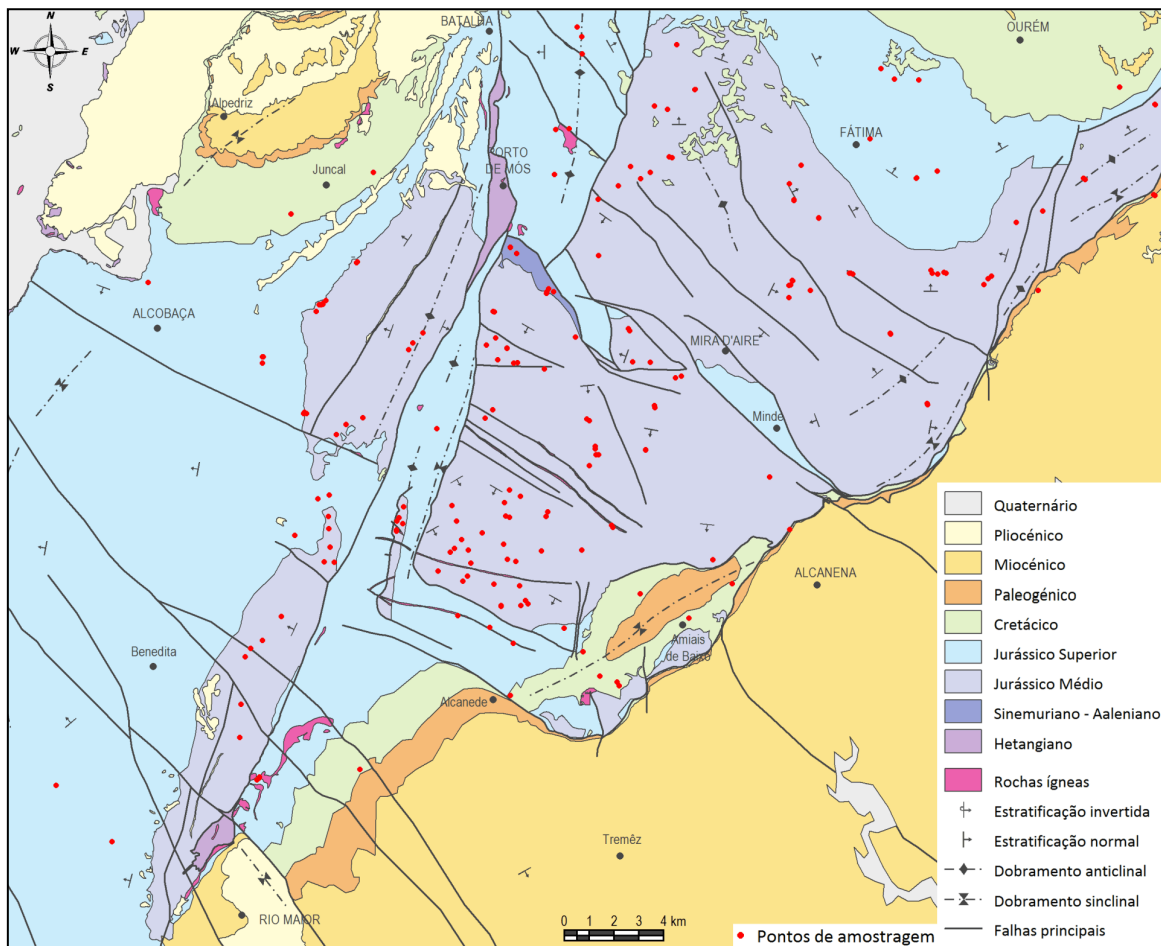


Figura 138- Distribuição dos Pontos de Amostragem de fraturas. Em cada ponto foram realizadas, regra geral, 2 scanlines ortogonais entre si.

Relativamente a cada uma das fraturas intersectadas foram recolhidos os dados referidos nessa Ficha, na qual constam, a título de exemplo, os dados relativos a três fraturas. O campo referente à Persistência de cada fratura foi preenchido de acordo com as normas propostas pela *International Society for Rock Mechanics ISRM, 1978*: “x” representa que a fratura ultrapassa os limites do afloramento, “r” representa que a fratura termina no próprio afloramento e “d” que a fratura termina numa outra descontinuidade.

Ref	Dist. Origem (m)	Direcção	Inclinação	Persistência				Abertura (mm)	Enchimento	Observações
				Comp.	x	r	d			
1	0	25	85E	0,6	x	x	x	2	calcite	Termina na fractura Refª 2
2	0,35	130	86W	1,2	x			10	Carso: argila	---
3	0,58	42	78W	1,2	x			15	Carso: calcite	---
4										
5										
6										
7										
8										
9										

Figura 139- Ficha de Campo para Levantamento de fraturação pelo método da scanline.

Salvo evidências em contrário, devidamente mencionadas na coluna “Observações”, cada fratura foi assumida como sendo uma diaclase. Mais à frente será discutida a natureza das diversas fraturas intersectadas.

Como já mencionado, embora o presente estudo se centre sobre o MCE, procurou-se uma distribuição dos pontos de amostragem numa área mais abrangente, à semelhança do que foi feito relativamente à fotografia aérea. Se para o caso específico da região do MCE muitas áreas correspondam a zonas de “rocha nua”, a realidade mostra que a carsificação mascara alguns dos dados a recolher para cada uma das fraturas, nomeadamente o seu pendor, abertura e tipo de preenchimento. Assim, não se procedeu a um levantamento baseado numa malha regular de pontos de amostragem, mas antes em função dos locais propícios à colheita dos dados requeridos, pelo que a grande maioria desses pontos correspondem a frentes e pisos de pedreiras e a barreiras de estradas e caminhos. As fotografias da Figura 140 representam os típicos locais de amostragem, sendo de notar que na Figura 140b) está materializada a *scanline* através de uma fita métrica.

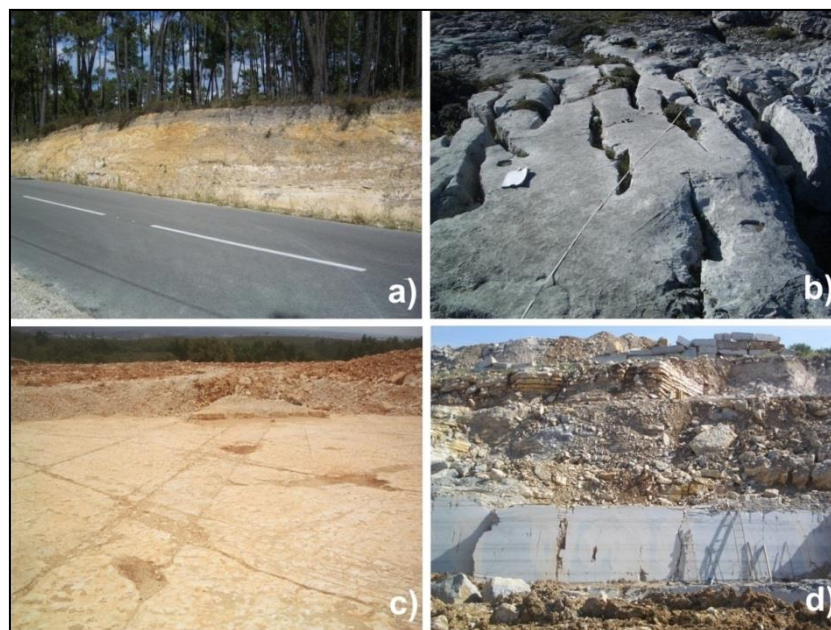


Figura 140- Locais típicos de levantamento de fraturação. a) barreira de estrada; b) afloramento; c) piso de pedreira; d) frente de pedreira.

Como regra geral, os pontos de amostragem foram ainda selecionados de modo a não se localizarem nas proximidades de grandes acidentes tectónicos, para que as fraturas aí existentes não representassem campos de tensões muito localizados e relativos a esses acidentes, mas sim campos de tensões regionais.

B3.1.1. Procedimento interpretativo dos dados e características gerais da amostra

No presente subcapítulo pretende-se dar a conhecer, de forma muito sintética, o processamento a que foi sujeita a amostra recolhida, bem como as suas características gerais.

O passo inicial assentou no agrupamento dos dados dos diferentes pontos de amostragem em Estações de Amostragem em função da proximidade entre si e da unidade litostratigráfica, daí resultando a Tabela 6, na qual, a cada setor corresponde uma ou mais Estações. Essa tabela constitui o suporte organizativo de todo o posterior tratamento informático e análises estatísticas dos dados. Na Figura 141 apresenta-se a distribuição espacial das estações de amostragem, sendo que cada uma corresponde ao ponto central aproximado dos respetivos pontos de amostragem. O Anexo 6 integra

os dados de fraturas obtidos em cada *scanline*, organizados por estações, e sintetiza o tamanho da amostra. As abreviaturas utilizadas na Tabela 6 para designar as diversas estações foram adaptadas da legenda na Folha 27-A da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000, juntando-lhes uma referência geográfica ou uma associação estrutural. O processamento dos dados obedeceu à sequência genérica apresentada na Figura 142 e na Tabela 7 apresentam-se os dados que resumem algumas das características da amostragem efetuada.

B3.1.1.1. Representatividade da amostra

Tomando como referência a área de estudo, cerca de 1200 km², e o número de 4349 fraturas medidas, obtemos uma relação aproximada de 3,6 fraturas por quilómetro quadrado, o que, à partida, é uma relação manifestamente baixa. No entanto, embora os conceitos e metodologias de amostragem adotados sejam os comumente aplicados à caracterização de maciços rochosos de dimensão mais ou menos restrita, visando a implantação de obras de engenharia, a exploração mineira ou modelações de fluxo em sistemas fissurados, o objetivo do presente estudo prende-se com a caracterização estrutural a uma escala inferior, dada a dimensão da área em causa. Ora, perante esta situação, não será tanto o número de amostras que permite aferir da sua representatividade, mas antes o plano de amostragem (Einstein & Baecher, 1983). Nesse sentido e como demonstrado anteriormente, procurou-se que todos os domínios estruturais estivessem devidamente representados (Figura 138). Na realidade, tal objetivo não foi plenamente alcançado, mormente nos setores correspondentes à Depressão da Mendiga, à Depressão de Alcobaça, às áreas de afloramento de depósitos de idade Cretácica ou mais recente e à região SE do Planalto de Santo António. Foi também realizada amostragem num ponto da soleira dolerítica de São Martinho, a pouco mais de 5 km para NNE de Rio Maior, cuja representatividade está, portanto, restrita a esse local.

No que respeita à Depressão da Mendiga, as litologias aí aflorantes correspondem aos Calcários Oolíticos de Pé da Pedreira dispostos segundo uma estreita faixa com a mesma orientação da Depressão, e aos calcários mais ou menos margosos datados do Jurássico Superior (formações de Cabaços e de Montejunto indiferenciadas). Os primeiros encontram-se sob exploração para fins ornamentais, tendo aí sido possível efetuar amostragem. Já no restante da área, onde afloram os calcários do Jurássico Superior, as condições de afloramento não são favoráveis, tendo apenas sido amostradas fraturas ao longo de uma *scanline*. Dada a extensão da área, esta amostra terá muito pouca representatividade, tanto mais que a Depressão da Mendiga corresponde a um domínio de deformação intensa por dobramentos (Willis, 1988). Mas, por esta mesma razão, não foram feitos esforços para uma maior amostragem, pois as fraturas estarão muito condicionadas pelas tensões locais associadas às estruturas existentes e não tanto pela tectónica regional.

Na Depressão de Alcobaça afloram, maioritariamente, argilas e arenitos da Formação de Lourinhã. Os únicos locais propícios à amostragem correspondem a barreiras de estradas e caminhos mas, mesmo esses, em muito más condições de observação. Os diversos percursos realizados permitiram constatar que, de um modo geral, estas litologias não se apresentam fraturadas, como seria de esperar. A fotografia da Figura 143 mostra um pequeno desmonte em que aflora um arenito de grão médio, micáceo, pouco consolidado, de cor esbranquiçada e sem uma única fratura (a cor rosada resulta de escorrência de níveis superiores). A amostragem que foi possível realizar incidiu sobre níveis areníticos de grão grosseiro, muito consolidados, em locais com evidências geomorfológicas de proximidade a

acidentes maiores. A amostragem realizada na Depressão de Alcobaça não é, portanto, representativa.

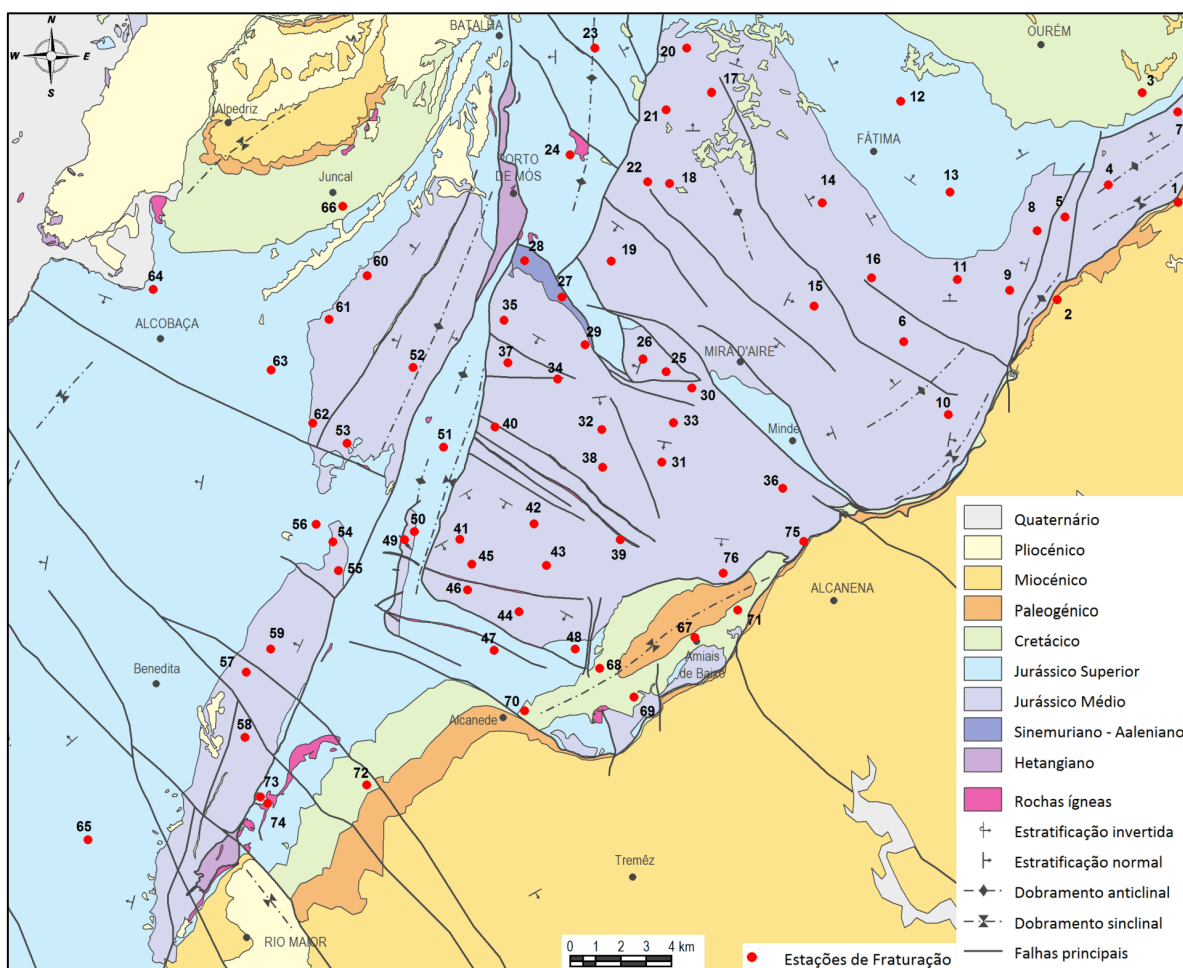


Figura 141- Estações de amostragem de fraturas. A sua localização corresponde ao ponto central aproximado dos pontos de amostragem que constituem cada uma e que constam da Figura 138.

Relativamente aos depósitos do Cretácico Inferior aflorantes na região de Ourém, no Sinclinal de Monsanto (entre Amiais de Baixo, Abrã e Alcanede) e no Sinclinal de Alpedriz (a norte de Alcobaça), estes também são de natureza argiloarenosa mal consolidada, não favorável à ocorrência de fraturas. Tal como para os depósitos da Formação de Lourinhã, os percursos efetuados nestas áreas permitiram constatar que tipicamente estes depósitos do Cretácico Inferior não se apresentam fraturados. No entanto, nestes depósitos tal evidência é muito mais clara devido à existência de numerosos barreiros com excelentes condições de observação. Assim, a amostragem obtida não representa um estado generalizado de fraturação dos depósitos do Cretácico Inferior. Refere-se a locais específicos de dimensão restrita e eventualmente associados a perturbações locais.

No que respeita aos depósitos do Cretácico Superior, nomeadamente do Cenomaniano, estes são de natureza carbonatada. Os afloramentos são escassos e de má qualidade, o que não possibilitou a medição de fraturas em vários locais. Assim, a amostragem sobre esta unidade não é representativa, servindo unicamente como indicadora.

Também os depósitos de idade Oligocénico que afloram junto à Falha do Arrife foram deficientemente amostrados devido, por um lado, à sua natureza argiloconglomerática e, por outro, à escassez de afloramentos propícios à medição de fraturas. Assim, os dois pontos amostrados nesta unidade não se podem considerar como representativos do seu estado de fraturação.

Tabela 6- Distribuição das Scanlines de amostragem de fraturas por Estações e Setores do MCE.

SETOR	ESTAÇÃO	SCAN	
Arrife	1-E3Arrife	1	
		2	
	2-E3Arrife	40	
	75-J2Arrife	178	
	76-J2Arrife	180	
Bacia de Ourém	3-K1Ourém	3	
Serra de Aire	4-J2Furadouro	4	
		5	
		6	
	5-J2Montinhoso	7	
		8	
		33	
	6-J2SA_Aire	34	
		232	
		233	
		35	
	7-J2SA_Aire	36	
		37	
	8-J2SA_Aire	38	
		39	
	9-J2SA_Aire	235	
		236	
		41	
	10-J2VS_Aire	42	
		43	
	11-J2Oolitic_Fátima	44	
		45	
		46	
		47	
		48	
		49	
		9	
	Fátima	12-J3Fátima	10
			11
			31
		13-J3Fátima	12
	13		
	32		
	14		
São Mamede	14-J2SA_S.MamedeE	15	
		16	
		17	
		18	
		19	
		237	
	15-J2SA_S.MamedeE	20	
		21	
		22	
		23	
		24	
		25	
		26	
		27	
16-J2SA_S.MamedeE	28		
	29		
	30		
	234		
17-J2SA_S.MamedeW	56		
	57		
18-J2SA_S.MamedeW	60		
	61		
	64		
	65		
	69		
	70		
19-J2SA_S.MamedeW	71		
	238		
20-Oolitic_RegFetal	239		
	58		
21-Oolitic_RegFetal	59		
	240		
22-Oolitic_RegFetal	66		
	67		
Depressão de	23-J3Alqueidão	50	
		51	

Alqueidão	24-J3Alqueidão	52
		53
		54
		55
		62
Depressão de Alvados	25-J2SA_Alvados	63
		68
		72
		73
		75
	26-J2SA_Alvados	76
		77
		241
		80
		81
	27-J1Fórnea	82
		83
		99
		100
		251
	28-J1Fórnea	252
		74
		78
		79
		84
	29-J2ZA	85
		86
		87
		88
		89
	30-J2ZA	90
		91
		92
		93
		97
	31-J2ZA	99
		116
		121
		122
		211
	32-J2ZA	212
		213
		214
		215
		216
	33-J2ZA	217
		98
		114
		115
		118
	34-J2CP	119
		120
		113
		117
		145
	35-J2CP	146
		147
		151
		152
		153
	36-J2CP	175
		139
		140
		141
		142
	37-J2Oolitic_Codaçal	143
		144
		148
		149
		150
	38-J2Oolitic_Codaçal	154
		155
		156
		135
		136
	39-J2Oolitic_Codaçal	137
		138
		158
		159
		162
	40-J2SA_StoAnt	163
		164
		165
		135
		136
	41-J2SA_StoAnt	137
		138
		158
		159
		162
	42-J2SA_StoAnt	163
		164
		165
		135
		136
	43-J2SA_StoAnt	137
		138
		158
		159
		162

Depressão da Mendiga	44-J2SA_StoAnt	166
		167
		168
		169
		170
		171
		245
		250
		253
		254
		157
		160
		161
		218
		219
Depressão de Alcobaça	45-J2Oolitic_PePedreira	220
		221
		255
		256
		172
		173
		174
		195
		176
		177
		196
		197
		198
		200
		Serra dos Candeeiros
223		
224		
226		
227		
225		
228		
194		
101		
102		
123		
124		
125		
244		
130		
Depressão de Alcobaça	47-J3_StoAnt	131
		248
		249
		187
		188
		230
		231
		243
		193
		229
		183
		184
		206
		207
		208
Depressão de Alcobaça	48-J3_StoAnt	185
		186
		246
		247
		189
		190
		191
		192
		242
		103
		104
		105
		106
		107
		108
Depressão de Alcobaça	49-J2Oolitic_CVeada	109
		110
		111
		112
		132
		133
		134
		126
		127
		128
		129
		94
		209
		210
		95
96		
181		
182		
201		
203		
204		
205		
199		
179		
202		
260		
257		
258		
259		

Sinclinal de Alpedriz	64-J3_AlcobN	127
		128
Sinclinal de Amiais	65-J3_AlcobS	129
		94
Sinclinal de Alpedriz	66-K1Alpedriz	209
		210
Sinclinal de Amiais	67-K1Amiais	95
		181
Sinclinal de Amiais	68-K1Amiais	182
		201
Sinclinal de Amiais	69-K1Amiais	203
		204
Sinclinal de Amiais	70-K1Amiais	205
		199
Sinclinal de Amiais	71-K2Amiais	179
		202
Alcanede	72-K2Alcanede	260
Dolerito São Martinho	73-Dolerito	257
		258
	74-J3Dolerito	259

Tabela 7- Tamanho da amostragem de fraturas realizada no MCE.

Fraturas	Nº Total de Fraturas	4349
	Frequência Máxima:	9,29 Fraturas/metro
	Frequência Mínima	0,11 Fraturas/metro
	Frequência Média	2,25 Fraturas/metro
	Frequência Mediana:	1,73 Fraturas/metro
Scanlines	Nº de Scanlines	260
	Comprimento Máximo	71,5 m
	Comprimento Mínimo	1,2 m
	Comprimento Total	3259,6 m
	Comprimento Mediano	9,5 m

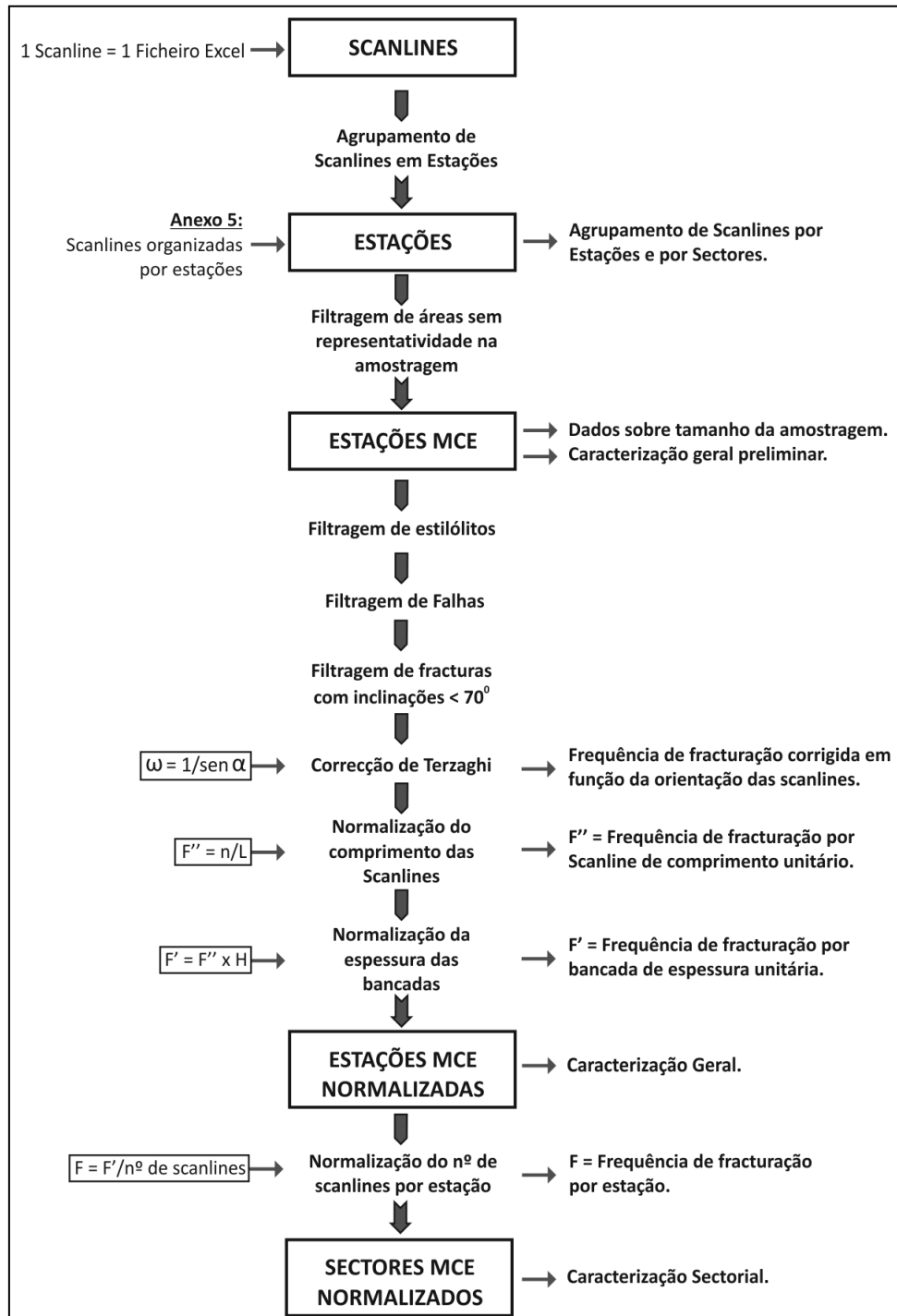


Figura 142- Sequência de processamento dos dados de fraturação.

Na região SE do Planalto de Santo António, mais concretamente, a região para norte da Falha do Arrife compreendida pelas povoações Cortiçal, Pia Carneira e Covão do Feto, afloram essencialmente calcários da Formação Chão de Pias e da Formação Calcários do Codaçal. Mas estes afloramentos são pouco abundantes e pouco extensos (pelas razões apontadas em A3.4 e B2.2.1.4), o que impossibilitou uma adequada implantação de pontos de amostragem. Nesta extensa área apenas foi realizada uma *scanline* cujos dados, portanto, também não têm representatividade.



Figura 143- Arenitos micáceos do Jurássico Superior (Formação de Lourinhã) na Depressão de Alcobaça.

Tendo em conta o exposto, as áreas e setores referidos não foram considerados ao nível da abordagem e processamento estatísticos subsequentes. Ainda por falta de representatividade e por terem sido realizados em afloramentos bastante afetados por acidentes maiores, foram retirados da amostra os pontos de amostragem correspondentes às estações nº 7, 25, 48, 75 e 76. Os respetivos dados de fraturação, destas e das anteriores estações, constituem unicamente indicadores não representativos.

A amostra estatística, de ora em diante considerada, é a que foi obtida nos setores correspondentes ao MCE, incluindo também a que foi obtida nos afloramentos calcários do Jurássico Superior, imediatamente a ocidente da Serra dos Candeeiros. As suas características gerais apresentam-se resumidas na Tabela 8.

Tabela 8- Tamanho da amostragem de fraturas considerada representativa do MCE.

Fraturas	Nº Total de Fraturas	3750
	Frequência Máxima:	9,29 Fraturas/metro
	Frequência Mínima	0,11 Fraturas/metro
	Frequência Média	2,31 Fraturas/metro
	Frequência Mediana:	1,81 Fraturas/metro
Scanlines	Nº de <i>Scanlines</i>	229
	Comprimento Máximo	71,5 m
	Comprimento Mínimo	1,2 m
	Comprimento Total	2799,69 m
	Comprimento Mediano	8,8 m

B3.2. CARACTERIZAÇÃO GERAL DA FRATURAÇÃO DO MCE

B3.2.1. Fraturas quanto à sua natureza

Como já enunciado, tem-se admitido que a grande maioria das fraturas medidas correspondem a diaclases, reativadas ou não. Com efeito, face aos critérios que mais à frente se explanarão, a grande maioria das fraturas medidas com nítidas evidências de movimentação cisalhante foram interpretadas

como diaclases reativadas. Porém, antes de se avançar nas etapas subsequentes que respeitam a filtragem de alguns dados e sua normalização, far-se-á uma abordagem concreta quanto à natureza das fraturas medidas na presente amostra.

A importância do discernimento de diaclases reativadas prende-se com o fato de mostrarem, salvo algumas exceções já referidas, a atuação de episódios tectônicos distintos, sendo que o primeiro terá sido o responsável pelo diaclasamento. Assim, perante uma família de diaclases reativadas, é possível não se saber a orientação do ou dos campos de tensões que levaram à sua reativação, mas sabe-se que a sua direção é perpendicular à de σ_3 na origem do diaclasamento. O ato de marcar num mapa o traço de interseção de uma diaclase ou diaclase reativada com a superfície de estratificação é equivalente a marcar a interseção do plano definido por σ_1 e σ_2 com a superfície de estratificação aquando da formação da diaclase.

O MCE apresenta algumas características favoráveis à observação da rede de fraturas que o afeta, nomeadamente, largas extensões de afloramentos com reduzido coberto vegetal e ainda numerosas pedreiras. Porém, tendo em vista o discernimento da natureza dessas fraturas, esta região já não é favorável face aos fenómenos resultantes da alteração química que afetou os calcários. Esses dificultam esse diagnóstico pelos critérios mais fidedignos: tipo de movimentação relativa entre os planos de cada fratura e presença de estruturas plumosas. Essas dificuldades traduzem-se, fundamentalmente, nos seguintes aspetos:

- As fraturas apresentam-se carsificadas, ou seja, alargadas relativamente à sua abertura original. Muitas vezes apresentam-se preenchidas por depósitos secundários, nomeadamente, argilas residuais (“terra rossa”), massas de calcite e, maioritariamente, por depósitos siliciclásticos de cor vermelha ricos em nódulos de hematite (Figura 144 e Figura 148). Quartau, 1998, refere a existência de uma concordância estatística entre as direções destas estruturas cársicas com as direções de fraturas pouco ou nada afetadas por fenómenos de dissolução, corroborando, portanto, que as estruturas cársicas mais ou menos retilíneas observadas à superfície correspondem ao alargamento de fraturas. Comprova, ainda, a existência de uma relação direta com o que é observado em *Google Earth*TM (Figura 145).
- Fraturas distintas mas paralelas entre si confundem-se como sendo uma única devido ao alargamento por carsificação (Figura 146).
- Fraturas distintas e com diferentes orientações resultam em cavidades disformes ou com mudanças bruscas de orientação (Figura 147).
- As fraturas alargadas, na ordem de 0,1 m ou mais, embora continuem a apresentar um traçado retilíneo, perdem as características planares típicas das diaclases (Figura 148).
- As superfícies das fraturas apresentam-se, por vezes, muito rugosas, ornamentadas por picos e cuvetes, como é emblemático da dissolução química dos calcários de granulometria fina (Figura 149). Noutras situações, a rugosidade é menor e pode estar marcada por finas incrustações de cristais de calcite de precipitação secundária, associados a óxidos e hidróxidos de ferro e manganês de cores acastanhadas mais ou menos escuras (Figura 150). Ainda noutras situações, a superfície pode apresentar-se lisa e sem incrustações minerais (Figura 151).

A diversidade de situações resultantes da afetação das fraturas pelos fenómenos de carsificação é bastante maior. Os casos apresentados apenas pretendem tipificar os mais comuns.

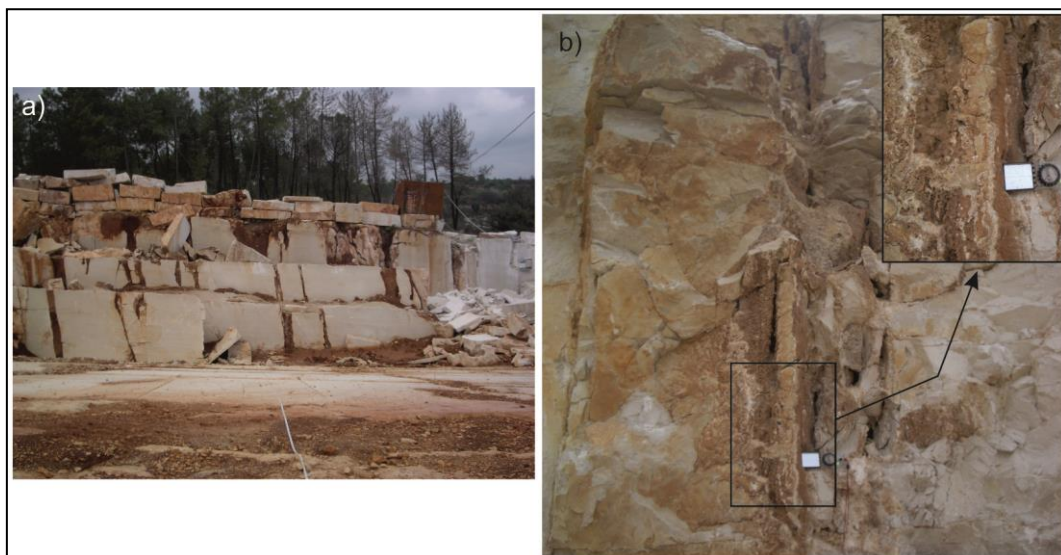


Figura 144- Carsificação de fraturas e seu preenchimento por a) depósito siliciclástico vermelho ou b) massas de calcite

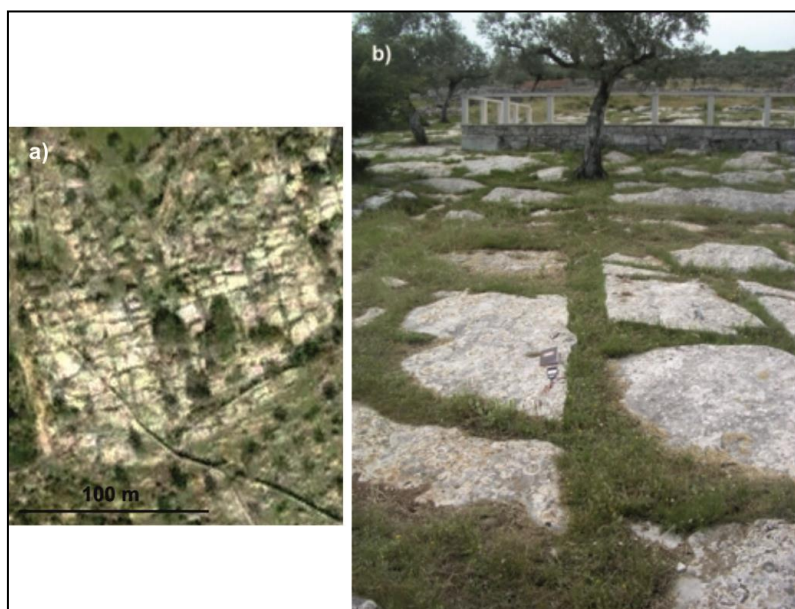


Figura 145- Padrão de fraturação observado em *Google Earth*TM (a) e correspondência com padrão ortogonal em T observado no terreno para o mesmo local (b).



Figura 146- Fraturas interligam-se umas nas outras por alargamento devido a carsificação.



Figura 147- Coalescência entre fraturas e brusca mudança de orientação.



Figura 148- Fratura preenchida por depósitos siliciclásticos vermelhos e com planos não planares.



Figura 149- Aspeto de "picos e cuvetes" resultante da dissolução de calcários



Figura 150- Superfícies planares, pouco rugosas mas cobertas por incrustações finas de cristais de calcite e de óxidos e hidróxidos de manganês e ferro.

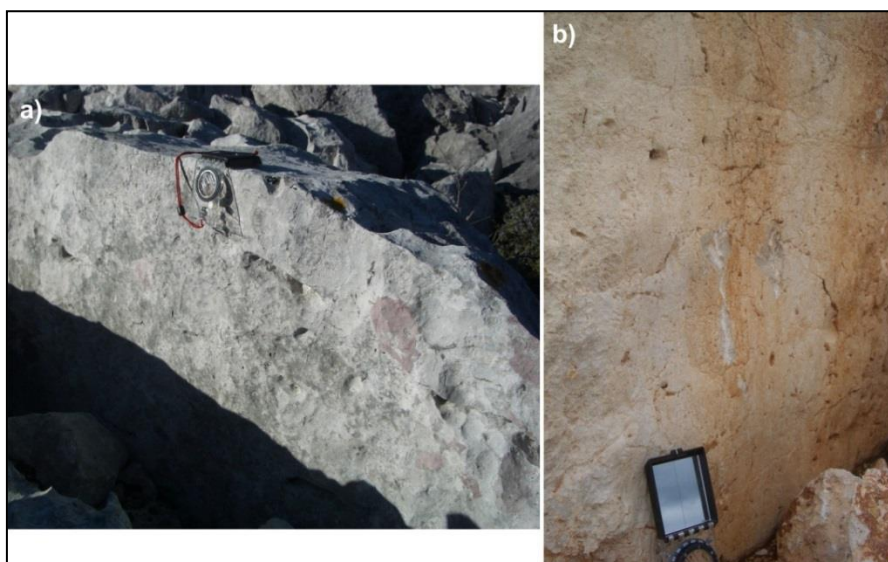


Figura 151- Superfícies de fratura lisas e sem incrustações. A fotografia a) refere-se a superfície exposta há bastante mais tempo que a superfície da fotografia b).

Para a determinação da natureza das fraturas presentes na região em estudo houve necessidade de recorrer a critérios expostos anteriormente (*cf.* B1), bem como fazer uso de outros decorrentes das observações e relacionamentos que foram sendo estabelecidos com o desenrolar dos trabalhos de campo. **Assim, foram consideradas como diaclases** as fraturas e veios sem evidência de movimentação cisalhante, organizadas em conjuntos sistemáticos e que, para além disso, evidenciavam as seguintes características:

- Fraturas perpendiculares à superfície de estratificação.
- Fraturas geralmente limitadas a um estrato sedimentar ou, quando atravessando vários estratos, tal pudesse ser interpretado como resultante do alargamento por carsificação ou como resultante do relacionamento local entre espessura, competência e grau de coesão entre estratos adjacentes.
- Paralelismo com veios cujos minerais, embora não fibrosos à vista desarmada, denotam crescimento sintaxial perpendicularmente aos planos da fratura, muitas vezes evidenciando o mecanismo *crack and seal* (Ramsay, 1980; Bons, Elburg & Gomez-Rivas, 2012), (Figura 152).
- Fraturas cujas superfícies se mostram planas, com rugosidade uniforme e pouco pronunciada, conforme as fotografias da Figura 150 e da Figura 151. Em particular, fraturas cujas superfícies se mostrem planas e lisas, mas não polidas, como os exemplos apresentados na Figura 153.

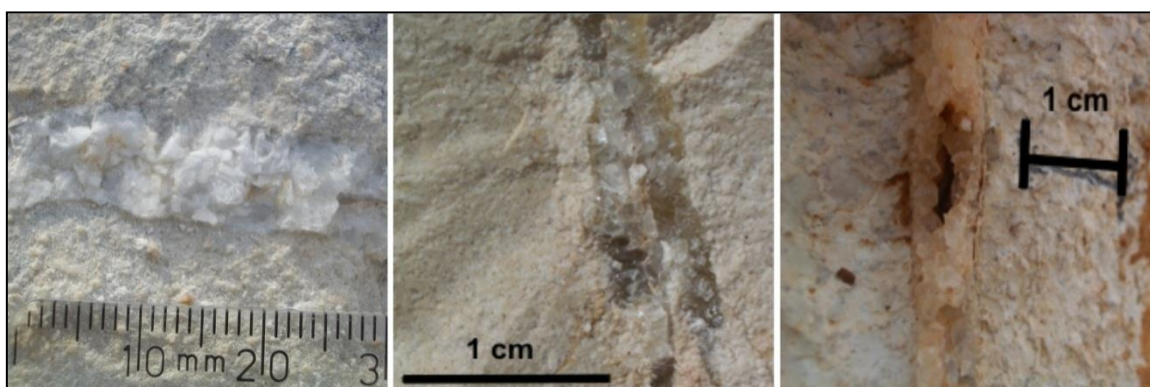


Figura 152- Exemplos ilustrativos de veios de calcite em que é apreciável a linha de sutura mediana dos cristais de calcite (veios sintaxiais, mecanismo *crack and seal*).

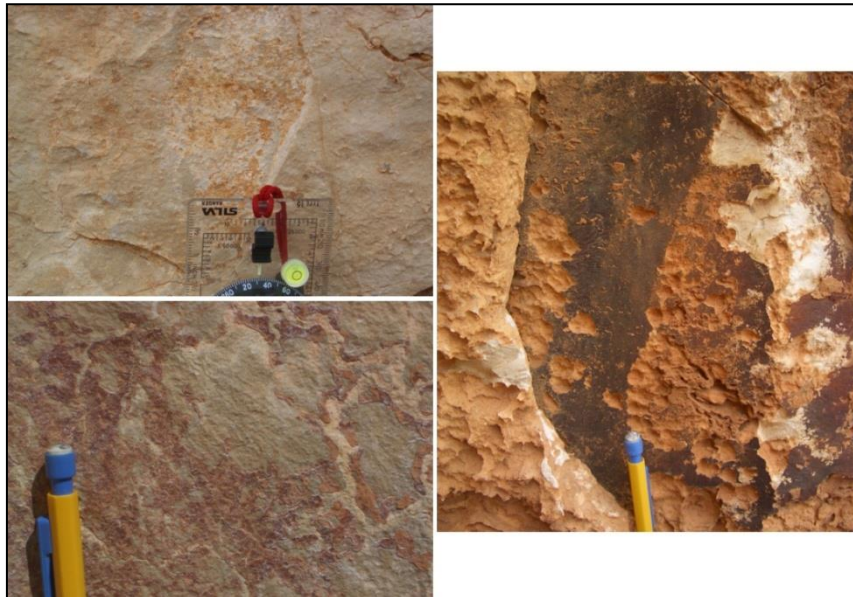


Figura 153- Exemplos ilustrativos das superfícies dos planos de fraturas consideradas como diaclases.

Como diaclases reativadas consideraram-se as fraturas com características idênticas às interpretadas como diaclases mas com evidências de movimentação cisalhante. Essas evidências traduzem-se, essencialmente, nos seguintes aspetos:



Figura 154- Exemplos ilustrativos de fraturas consideradas diaclases reativadas. a) plano estriado, b) e c) planos polidos, d) fraturas subverticais, com indícios de movimento cisalhante, mas limitadas a estratos sedimentares específicos.

- A existência de planos estriados, como os representados na Figura 154-a), ou polidos, como os Figura 154-b) e c), e limitados a estratos sedimentares específicos (Figura 154-d)). Note-se que o plano estriado da Figura 154-a) foi medido numa das fraturas representadas na Figura 154-d) que integram uma família que maioritariamente não apresenta indícios de movimentação cisalhante. Note-se ainda, relativamente aos planos polidos, as diferenças com os planos não polidos representados na Figura 153.

- A existência de níveis de referência rejeitados (Figura 155).
- A existência de material esmagado (“brecha de falha”) entre os planos das fraturas, como o representado na Figura 156-a e b). De notar a reduzida espessura deste material, quando comparada com a extensão total da fratura, parte da qual está representada na Figura 156-c). Este fato, em conjunto com a verticalidade da fratura e sua planaridade, constitui um dos principais critérios apontados por Wilkins *et al.*, 2001, para a decisão sobre diaclase reativada.
- Irregularidade dos traços de interseção das fraturas com a superfície quando interpretados como resultantes da coalescência entre fraturas próximas por reativação cisalhante. Comumente resultam estruturas do tipo *pull-apart* nos locais onde se verifica a justaposição lateral entre as fraturas (Figura 157). De notar, para o caso das estruturas do tipo *pull-apart*, as diferenças existentes com a fotografia da Figura 158. Nesta, verifica-se a existência de numerosas fraturas perpendiculares a duas de maiores dimensões no local onde se verifica a sua justaposição lateral. Interpretam-se como diaclases ortogonais (*cross joints*) resultantes da modificação do campo de tensões a nível local de acordo com o esquema apresentado na Figura 159 e que se reporta ao modelo proposto por Bai *et al.*, 2002 (cf. B1.3).



Figura 155- Estratificação rejeitada ao longo de diaclases reativadas



Figura 156- Reduzida espessura da caixa de falha relativamente à extensão do plano de falha como indicador de que se trata de diaclase reativada. a) Material esmagado entre planos de diaclase reativada, b) pormenor de fratura anterior noutra local, c) vista parcial da extensão da fratura.

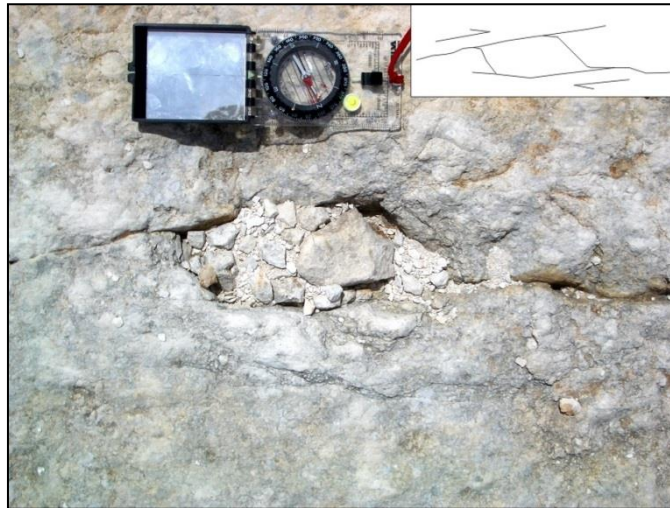


Figura 157- Estrutura de tipo pull-apart resultante da coalescência entre duas diaclases por reativação cisalhante.



Figura 158- Diaclases ortogonais resultantes de campo de tensões no local da justaposição entre fraturas maiores.

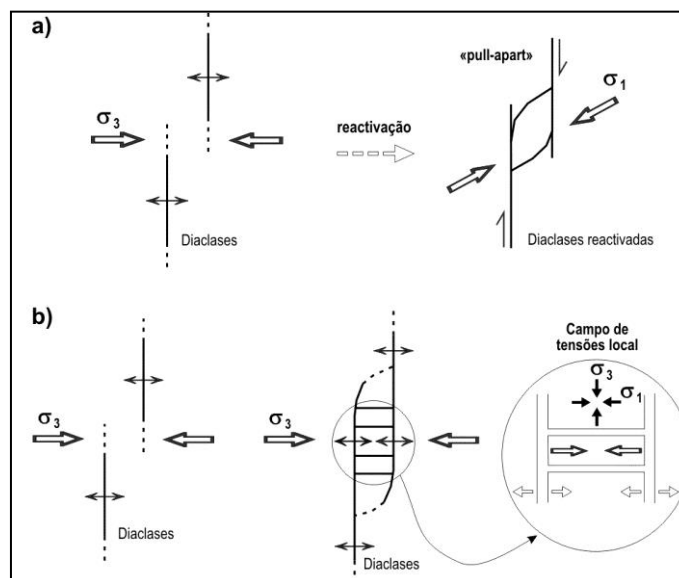


Figura 159- Esquema interpretativo da gênese de estruturas do tipo "pull-apart" por reativação cisalhante de diaclases (a) e da formação de *cross-joints* de acordo com os modelos propostos para a permuta local do campo de tensões regional (b), como abordado em B1.3.

Nos trabalhos de campo também se identificaram **fraturas de cisalhamento**. Ao contrário das anteriores, não se distribuem por toda a região em estudo, surgindo antes em locais específicos por

eventual associação com acidentes maiores. Pelo menos, esse deverá ser o caso das observadas em pedreiras na região de Reguengo do Fetal, na proximidade da Falha com o mesmo nome, mas que não fazem parte da presente amostragem. As fotografias da Figura 160 são elucidativas quanto às fraturas que aí ocorrem.

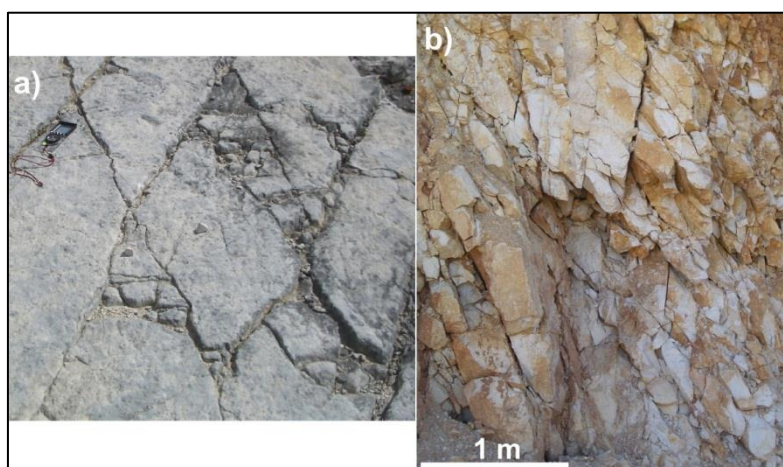


Figura 160- Fraturas de cisalhamento conjugadas em pedreiras nas proximidades da Falha Reguengo do Fetal. a) plano sub-horizontal e subparalelo a estratificação; b) plano vertical.

A sua identificação baseou-se nas evidências de movimentação cisalhante, a qual, na maior parte dos casos é diminuta, de ordem milimétrica. Baseou-se, ainda, no desvio da perpendicularidade relativamente aos estratos sedimentares, na comum ocorrência de pares conjugados e também no fato de, tendencialmente, não estarem limitadas a um único estrato, o que é facilmente constatável na fotografia da Figura 161.



Figura 161- Fraturas de cisalhamento conjugadas cortando nitidamente vários estratos sedimentares.

Como referido, este tipo de fraturas não foi considerado na amostragem quando se constatou a sua ocorrência de modo sistemático. Contudo, foram consideradas quando essa ocorrência era pontual, tendo sido, então, denominadas como **falhas**.

Os trabalhos de campo permitiram ainda identificar estruturas que se poderão classificar como corredores de fraturação ou de diaclasamento (Figura 154-d) e Figura 162). Na literatura anglo-saxónica são conhecidas por **joint zones**, optando-se aqui por esta denominação.

De acordo com Peacock, 2001; Finn, 2003; Myers & Aydin, 2004, as *joint zones* correspondem corredores de diaclases separadas entre si por espaçamentos bastante reduzidos relativamente aos que se verificam para os sistemas presentes na área onde ocorrem. Por vezes, esses espaçamentos são diminutos, de ordem centimétrica ou mesmo milimétrica. Normalmente, estes corredores apresentam elevados comprimentos e apresentam, eles mesmos, um espaçamento próprio. Para além disso, são muito comuns as evidências de reativação das diaclases que os constituem.

Crê-se que as *joint zones* correspondam a estruturas precursoras de falhas e que se terão iniciado a partir da nucleação de diaclases com elevada justaposição lateral, por mecanismos ainda muito mal compreendidos (Myers & Aydin, 2004). Para efeitos da presente sistematização, as *joint zones* identificadas foram consideradas como se de uma única diaclase se tratassem, com uma abertura equivalente à da sua largura. Por outro lado, como maioritariamente apresentam evidências de movimentação cisalhante, foram consideradas como diaclases reativadas.

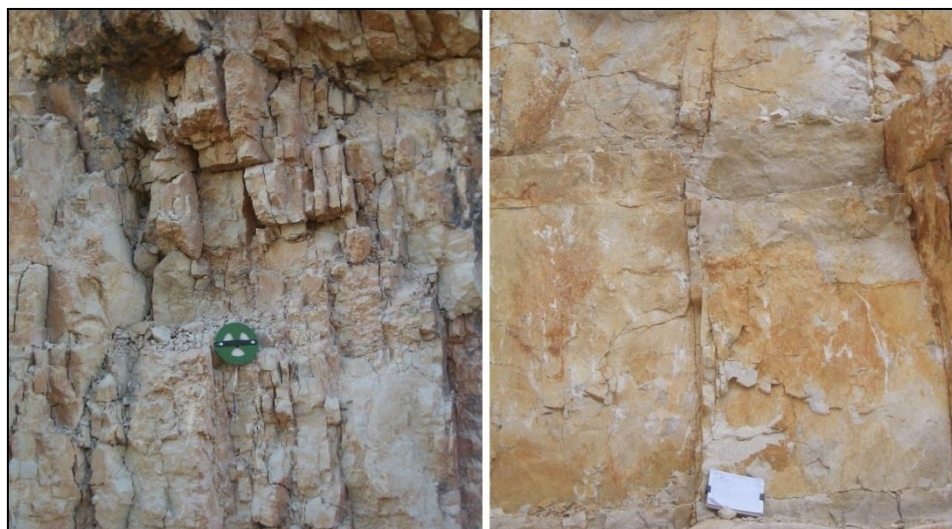


Figura 162- Exemplos ilustrativos de *joint zones*

Por fim, importa referir que também foram identificados **estilólitos**, tanto sub-horizontais como subverticais. Apenas estes últimos, de origem tectónica, foram tidos em consideração. No presente texto e salvo exceções devidamente referenciadas, usa-se o termo estilólito como sinónimo de plano estilolítico ou superfície estilolítica, na qual se desenvolvem os picos estilolíticos.

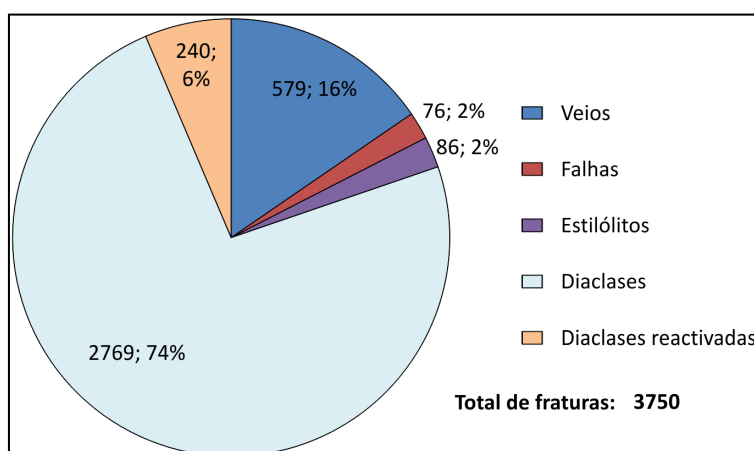


Figura 163- Tipos de fraturas presentes na amostragem MCE

Sumarizando, o gráfico da Figura 163 quantifica as fraturas que constituem a amostra MCE no que respeita à sua natureza, conforme identificação no campo. Importa notar o reduzido número de

fraturas com evidências de movimentação cisalhante (diaclasses reativadas e falhas) relativamente às diaclasses. No entanto, tal não deverá corresponder à realidade, particularmente no que respeita às diaclasses reativadas. Simplesmente, durante um levantamento sistemático de fraturas como o realizado, as fraturas foram classificadas em função das características mais proeminentes. Por outro lado e como já referido, o que importa não é tanto a caracterização de uma fratura individual, mas sim a caracterização da família de que ela faz parte. Assim, apelando novamente a Pollard & Aydin, 1988, o fato de uma família de diaclasses ter sido reativada, não implica que todas as diaclasses o tenham sido, ou seja, para o presente caso, para se decidir que uma determinada família foi reativada, basta que apenas algumas fraturas mostrem evidências disso.

B3.2.2. Fraturas quanto à orientação

O estereograma e o diagrama de contorno de densidade de pontos da amostra MCE que se apresentam na Figura 164 foram elaborados com os dados tomados tal e qual, isto é, não normalizados. Foi utilizado o programa *Spheristat* 3.1 (*Pangaea Scientific*), tendo o diagrama de contorno dessa figura e das que se lhe seguem, sido elaborado por aplicação da função gaussiana disponível nesse programa, com um valor de curtose (k) constante. Esta opção prende-se com o intuito de comparar amostras de diferentes tamanhos (*cf.* capítulo B1.7.2).

Esse estereograma e respetivo diagrama de contorno, permitem algumas considerações imediatas, nomeadamente que as fraturas são maioritariamente subverticais e estão distribuídas por todo o espectro azimutal, com ligeiras concentrações segundo, por ordem de importância, E – W, NE – SW e NW - SE.

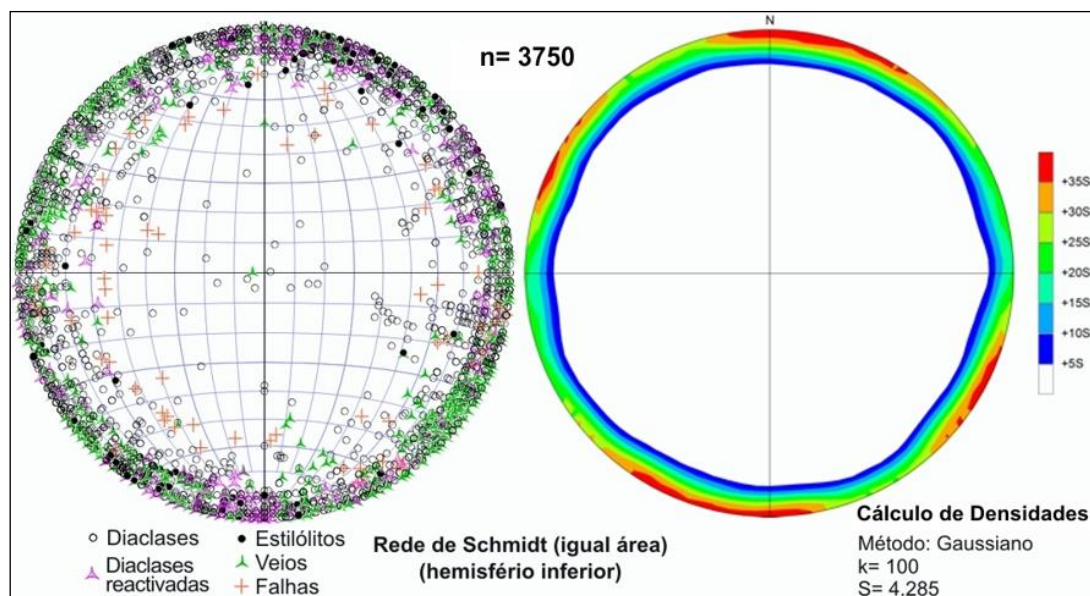


Figura 164- Estereograma e densidade de pontos da amostragem MCE (k refere-se à curtose da função gaussiana aplicada ao cálculo da densidade de pontos; S refere-se ao desvio padrão).

Desagregando a atitude das fraturas em função da sua natureza (Figura 165), constata-se que:

- O padrão de orientação das diaclasses (Figura 165-a) é semelhante ao da amostra total representado pela Figura 164. Este é um resultado esperado porque as diaclasses são muito mais numerosas que as restantes fraturas.

- As diaclases reativadas apresentam-se subverticais e mostram uma grande dispersão de orientações, tal como as não reativadas. Destaca-se, no entanto, um forte predomínio das orientadas segundo E – W, o que indicia, desde já, esta orientação como a mais favorável à reativação.
- As fraturas de cisalhamento, referidas como falhas na Figura 165-c por questões de simplificação de terminologia, mostram-se preferencialmente orientadas segundo NNE – SSW e NE – SW, subverticais. São também frequentes as falhas com inclinações na ordem dos 50 a 60^o, mas com grande dispersão no que respeita à direção. Porém, relativamente a estas, também é possível individualizar duas orientações preferenciais: uma segundo NE – SW e outra segundo NW – SE. Quer as duas famílias subverticais, quer as de inclinações menores, parecem corresponder, em termos angulares, a direções conjugadas.
- Os estilólitos mostram-se uniformemente orientados segundo WNW – ESE e subverticais.
- Os veios de calcite apresentam-se subverticais e com grande dispersão a nível da direção. Porém, é bem evidente um predomínio de veios orientados segundo NE – SW.

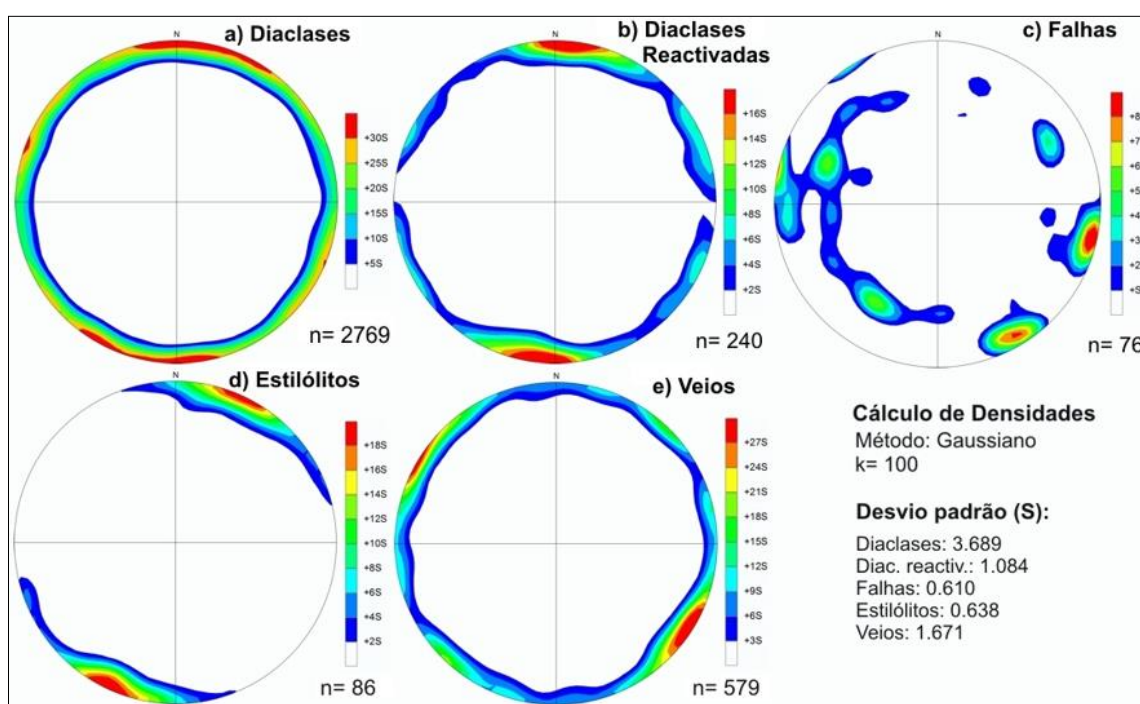


Figura 165- Diagramas de densidade de pontos da amostragem MCE desagregada segundo a natureza das fraturas.

As considerações anteriores reportam-se diretamente aos dados de campo tal e qual, isto é, sem nenhum tipo de correção ou normalização relativa ao suporte de amostragem. Importa, portanto, proceder à correção do enviesamento dos dados de orientação e à normalização estatística das frequências em função do comprimento desse suporte de amostragem e em função da espessura das bancadas. Contudo, antes de mais, proceder-se-á a uma nova filtragem dos dados em função da natureza das fraturas

B3.2.2.1. Filtragem dos dados da Amostra MCE

A amostra que tem vindo a ser alvo de análise e que se denominou Amostra MCE, resulta da amostragem total realizada em toda a área de estudo, expurgada das regiões consideradas mal representadas. Agora, desta Amostra MCE retiram-se os dados relativos a estilólitos, a falhas e a todas

as restantes fraturas com inclinações inferiores a 70° , pelas razões que de seguida se expõem e de modo a que se obtenha uma amostra respeitante apenas a fraturas inicialmente geradas em Modo I (cf. B1.1.1).

Os estilólitos representam um tipo particular de fraturas, com um significado genético oposto ao das diaclases. A orientação dos picos estilolíticos corresponde à da componente principal de compressão máxima, pelo que, quando estes estão perpendiculares ao plano estilolítico, este representa o plano definido por $\sigma_3 - \sigma_2$. Como visto anteriormente, parece haver uma orientação preferencial segundo WNW – ESE, subvertical, para os planos estilolíticos medidos, indiciando uma compressão principal máxima orientada NNE - SSW. Embora se excluam da amostra referente às diaclases, os dados respeitantes aos planos estilolíticos serão retomados para fins interpretativos.

Relativamente às falhas, ou seja, às fraturas de cisalhamento, já foi anteriormente abordado que a seleção dos pontos de amostragem procurou evitar a proximidade a grandes acidentes de modo a que, tanto quanto possível, os sistemas de fraturas medidos correspondessem aos campos de tensão remota. Tendo em conta o reduzido número de falhas medidas, uma das ilações que desde já é possível realizar com base nos dados atrás apresentados, é que a rede de fraturas que afeta o MCE é essencialmente constituída por diaclases, reativadas ou não. Com efeito, as falhas identificadas no levantamento de campo surgem de modo não sistemático, dispersas pelos vários pontos de amostragem. Não deverão, por isso, corresponder a uma resposta do maciço a campos de tensão remotos, mas sim a fenómenos localizados de reajuste, à escala do afloramento.

Assim, por não constituírem conjuntos sistemáticos por toda a área do MCE, excluem-se as falhas da amostra que de ora em diante será alvo de análise.

A razão para também se excluirmos todas as fraturas com inclinações inferiores a 70° prende-se com o que é passível de ser interpretado a partir do gráfico apresentado na Figura 166. Nele constata-se uma variação brusca na percentagem das fraturas com mais de 70° de inclinação. Estas constituem 90% da amostra. Sabendo-se que as diaclases resultantes da atuação de campos de tensão remotos tendem a desenvolver-se verticalmente, considera-se para a presente situação que as fraturas com valores de inclinação inferiores a 70° correspondem a uma das seguintes situações:

- Diaclases muito pouco inclinadas resultantes de fenómenos de decompressão por remoção de carga, que podem mesmo ter sido induzidos pelo Homem, no caso das pedreiras.
- Diaclases medidas em bancadas significativamente basculadas.
- Fraturas de cisalhamento.
- Outras situações que não foi possível identificar no campo.

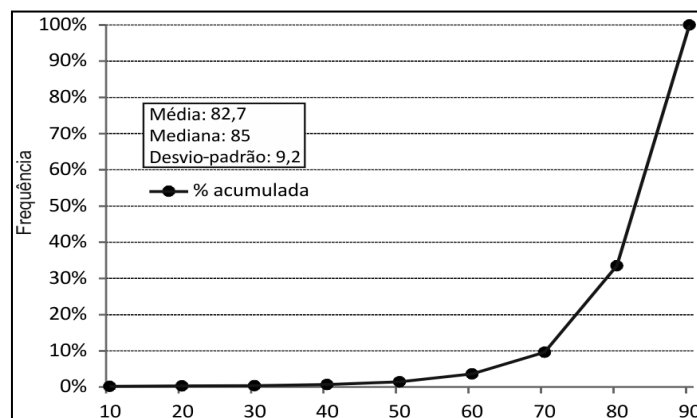


Figura 166- Variação da inclinação das fraturas na amostra MCE.

Quanto às diaclases medidas em bancadas significativamente basculadas, mais de 10° , a sua análise será alvo de abordagem específica, pois em alguns locais existem evidências de duas gerações de diaclases: uma ante-basculamento e outra pós-basculamento. Mantêm-se nesta amostra as diaclases subverticais aí medidas. Quanto à possibilidade de corresponderem a fraturas de cisalhamento, a sua exclusão foi já anteriormente considerada.

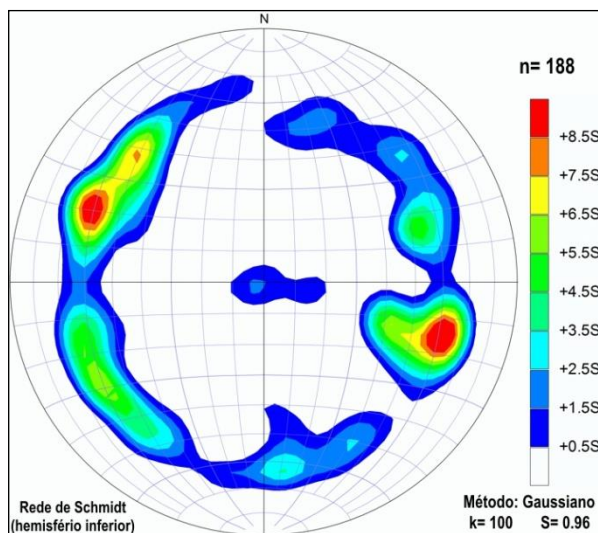


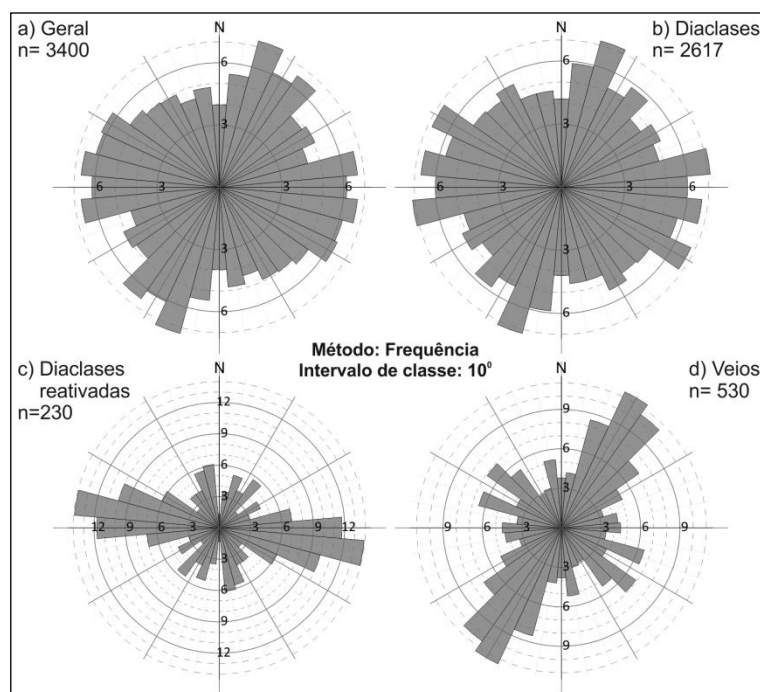
Figura 167- Diagrama de contorno de fraturas com inclinações inferiores a 70° e excluindo falhas.

No que respeita às restantes situações de fraturas pouco inclinadas, durante o levantamento de campo elas foram consideradas, por defeito, como diaclases, estando incluídas no conjunto que serviu para a elaboração do diagrama de contorno apresentado na Figura 165-a). Elaborando um diagrama de contorno específico para estas fraturas (Figura 167) e do qual se excluem as identificadas no campo como falhas, constata-se:

- Um conjunto de fraturas muito pouco inclinadas, as quais deverão corresponder às resultantes de fenómenos de descompressão por remoção de carga.
- Os restantes conjuntos de fraturas distribuem-se de modo sensivelmente semelhante ao que se verifica no diagrama da Figura 165-c) que respeita às falhas.

Figura 168- Diagramas de rosa relativos às diaclases da amostra MCE (amostra MCE Modo I) em função de se apresentarem, ou não, reativadas ou mineralizadas.

Estes dados sugerem, portanto, que estas fraturas deverão corresponder maioritariamente a fraturas de cisalhamento e, por essa razão, são também excluídos da amostra. Assim, a Amostra MCE de ora em diante considerada, é constituída pelas fraturas subverticais (inclinações superiores a 70°) identificadas como diaclases, reativadas ou não e mineralizadas ou não. Os Diagramas de Rosa apresentados na Figura 168 são representativos desta amostra. A escala destes diagramas, bem como a de todos os que se lhe seguem, refere-se a percentagem relativa de dados.



Quanto à orientação verifica-se que a totalidade dos dados mantém uma grande dispersão de valores azimutais, sendo que as diferenças observáveis têm muito pouco relevo.

A roseta representativa das diaclases assemelha-se muito à anterior; fato expectável, pois constituem a maioria da amostra. As diaclases reativadas e os veios apresentam orientações preferenciais segundo WNW – ESE e NE – SW, respetivamente, à semelhança do representado pelos diagramas de contorno da Figura 165.

B3.2.2.2. Correção do enviesamento e normalização da Amostra MCE

Como referido anteriormente a propósito dos Erros e Incertezas da amostragem estatística de fraturas (cf. B1.7.4.1), o método de amostragem por *scanline* padece do chamado enviesamento da orientação, pelo que as frequências observadas para as diferentes orientações de fratura deverão ser ponderadas pelo fator $\omega = 1/\sin^2\alpha$ (cf. B1.7.4.1). Referiu-se também que a realização de duas *scanlines* ortogonais entre si, em cada ponto de amostragem, anula a necessidade de se proceder a esta correção e ainda que é usual estabelecer um valor limite para o ângulo α , abaixo do qual não se aplica a correção.

No plano de amostragem efetuado, alguns dos pontos de amostragem não permitiram a realização de duas *scanlines* ortogonais entre si. Ou porque se tratava de um afloramento contínuo de um mesmo banco ao longo de um caminho estreito, ou porque se tratava de uma pedreira com acesso apenas a uma frente de desmonte, etc. Como para essas *scanlines* era necessário aplicar a correção a este enviesamento, também conhecida por Correção de Terzaghi, optou-se pela sua aplicação a todas as *scanlines*, para efeito de automatização de procedimentos. Tomou-se como limite inferior de aplicação deste fator de correção ω o valor $\alpha = 20^\circ$.

Como é óbvio, para a comparação de dados de frequências de orientações provenientes de suportes de amostragem de diferentes tamanhos, há que primeiro proceder à normalização desses tamanhos. Procedeu-se, então, à normalização para o comprimento unitário, das frequências absolutas observadas em cada *scanline*. Aplicando-se a correção de Terzaghi, esta normalização é imediata pela simples modificação do fator de correção para $\omega = n/L|\sin^2\alpha|$, em que n representa o número de fraturas observado para cada grau azimutal e L representa o comprimento da *scanline*.

Conforme abordado em capítulo anterior (cf. B1.4.4), desde o trabalho pioneiro de Price, 1966, é conhecida a existência de uma relação de proporcionalidade entre a espessura das bancadas sedimentares e o espaçamento de uma família de fraturas sistemáticas que a afete. Por outras palavras, a frequência com que ocorrem fraturas de uma determinada família depende da espessura dos estratos em que se instala. Assim, tendo em vista comparar os dados de frequência obtidos em bancadas com espessuras diferentes, há que os normalizar a uma espessura pré-definida.

No MCE grande parte das bancadas sobre as quais foram medidas as fraturas apresentam espessuras a variar entre 0,2 m e 0,6 m, porém, nas unidades de calcários biolitooclásticos grosseiros, as bancadas são maciças, ultrapassando em muitos casos os 20 m de espessura. Como referido no capítulo introdutório às diaclases (cf. B1.4.4), está generalizadamente aceite que a proporcionalidade entre o espaçamento de fraturas e a espessura das bancadas apenas é válida para espessuras inferiores a 1,5 m pois, nos dados apresentados por Ladeira & Price, 1981, e que até hoje têm vindo a servir de referência, verificam-se espaçamentos bastante reduzidos relativamente à espessura das bancadas, quando estas são muito espessas. Durante os levantamentos de campo do presente trabalho, foi possível constatar, por simples apreciação qualitativa, que essa situação é evidente. Porém, nesse capítulo introdutório, também se referiu que esta relação entre espaçamento e espessura em

bancadas sedimentares muito espessas é pouco conhecida e as conclusões a que se tem chegado são contraditórias (cf. Ladeira & Price, 1981; Engelder *et al.*, 1997). Assim, numa primeira fase de normalização dos dados em função da espessura das bancadas, optou-se pela normalização à espessura unitária e para esse efeito foram tomados os dados de frequências já previamente normalizados à *scanline* de comprimento unitário. Sendo a frequência inversamente proporcional à espessura, o procedimento de normalização dessas frequências à espessura unitária obtém-se multiplicando-as pela espessura da bancada onde foram medidas.

A Figura 169 mostra o modelo utilizado para a sequência de procedimentos de correção e normalização mencionados. Os resultados obtidos são maioritariamente inferiores a zero, com um elevado número de algarismos significativos, pelo que foram multiplicados por uma constante, $k=1000$, unicamente para efeitos de melhor adaptação à aplicação informática *Spheristat* utilizada para a análise estatística. Posteriormente também foram sujeitos a uma normalização em função do número de *scanlines* em cada estação. Essa normalização, que mais à frente se justificará aquando da análise setorial dos dados, consistiu em dividir cada um dos resultados obtidos pelo número de *scanlines* realizadas na estação a que correspondem.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N
	Scanline Nº	Espessura Banco	Comp. Scan	Azimuth Diacrise (0-180)	Freq. Absoluta	Azimuth Scanline	α	Suplementar de α	α em Radianos	Correção de Terzaghi	Freq. Corrigida	Freq. Corrigida se $\alpha < 20$	Norm. Compr.	Normaliz. Espessura
1														
2							=ABS(F-D)	=180-G	=RADIANOS(G)	=1/ABS(sen (I))	=E*J	=SE(OU(G<20;H<20);E;K)	=L/C	=M*B
3														
4														
5														
6														

Figura 169- Modelo utilizado para a correção e normalização provisória dos dados da Amostra MCE após filtragem, considerando uma normalização de todos os dados a bancadas de espessura unitária.

Como resultado da aplicação destes procedimentos de correção e normalização, os dados da Amostra MCE mostram os padrões de orientação expressos pelos diagramas de rosa da Figura 170. Ressaltam de imediato grandes diferenças com os da Figura 168, respeitantes à amostra não normalizada. Numa análise crítica aos resultados desta normalização, há a destacar:

- Uma preponderância bem marcada das fraturas orientadas segundo NW – SE, não expetável a partir dos dados não normalizados.
- A normalização dos dados relativos aos veios de calcite produziu um padrão de orientação perpendicular ao obtido para os não normalizados.

Investigando as razões para tão fortes discrepâncias, particularmente no que respeita aos veios de calcite, a análise dos dados numéricos obtidos pelo processo de normalização permitiu constatar que o padrão de orientação segundo NW – SE advém do elevado peso atribuído a um reduzido número de veios que ocorrem em bancadas de possança superior a 5 metros. Tal fato leva de imediato a admitir a inexistência de uma correlação linear entre o espaçamento das fraturas e a espessura das bancadas, quando esta é bastante elevada, tal como anteriormente referido e preconizado por Ladeira & Price, 1981 para bancadas com espessura superior a 1,5 m (cf. Capítulo B1.4.4).

Assim, optou-se por não aplicar a normalização de espessura aos dados das *scanlines* realizadas sobre bancadas de possança superior a 1,5 m. Para o efeito e de modo a que o modelo da Figura 169 fosse aplicável a todos os dados em conjunto, a fórmula utilizada para a normalização em função da espessura das bancadas foi modificado de modo a que a frequência obtida em bancadas com

espessura superior a 1,5 m fosse apenas normalizada em função do comprimento das *scanlines*, de acordo com o modelo final que se apresenta na Figura 171.

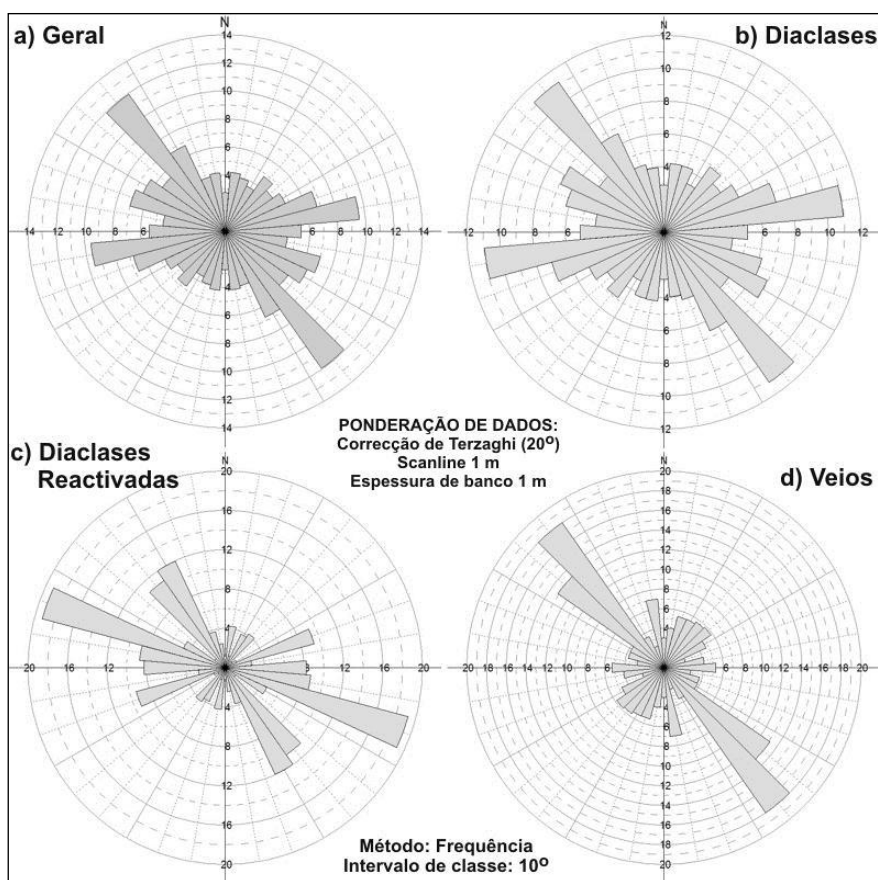


Figura 170- Diagramas de Rosa relativos às diaclases da amostra MCE Modo I após normalização integral dos dados (não são indicados os valores *n* relativos ao número de dados de entrada pois eles resultam das ponderações efetuadas).

Deste procedimento resultaram as rosetas que constam da Figura 172. À exceção do que se verifica para as diaclases reativadas, o procedimento de correção do enviesamento da orientação e sua normalização, não conduziu a diferenças assinaláveis com as rosetas da Figura 168.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N
	Scanline Nº	Espessura Banco:	Comp. Scan	Azimute Diaclase (0-180)	Freq. Absoluta	Azimute Scanline	α	Suplementar de α	α em Radianos	Correção de Terzaghi	Freq. Corrigida	Freq. Corrigida se $\alpha < 20$	Norm. Compr.	Normaliz. Espessura
1														
2							$=ABS(F-D)$	$=180-G$	$=RADIANOS(G)$	$=1/ABS(\text{sen}(I))$	$=E*J$	$=SE(OU(G<20;H<20);E;K)$	$=L/C$	$=SE(B>1.5;M;M*B)$
3														
4														
5														
6														

Figura 171- Modelo utilizado para a correção e normalização definitiva dos dados da Amostra MCE após filtragem, normalizando unicamente ao comprimento unitário os dados obtidos sobre bancadas com espessura superior a 1,5 m.

Concluindo, no que respeita à orientação geral das diaclases no MCE, é possível afirmar que:

- Distribuem-se por todo o espectro azimutal. A preponderância observada para as diaclases orientadas WNW – ESSE pode-se considerar desprezível, pois corresponde a uma diferença pouco superior a 1% de concentração relativamente a outras direções.
- As diaclases reativadas apresentam-se orientadas predominantemente segundo as direções NNW – SSE e WNW – ESSE. A distância angular entre estas duas famílias é de 60°, o que numa primeira análise sugere duas direções de reativação conjugadas.

- Os veios de calcite, embora com alguma dispersão, estão predominantemente orientados segundo NE-SW. Este fato aponta, desde já, para a hipótese de que a sua instalação terá ocorrido associada a um episódio de fraturação e/ou mineralização bem específico.

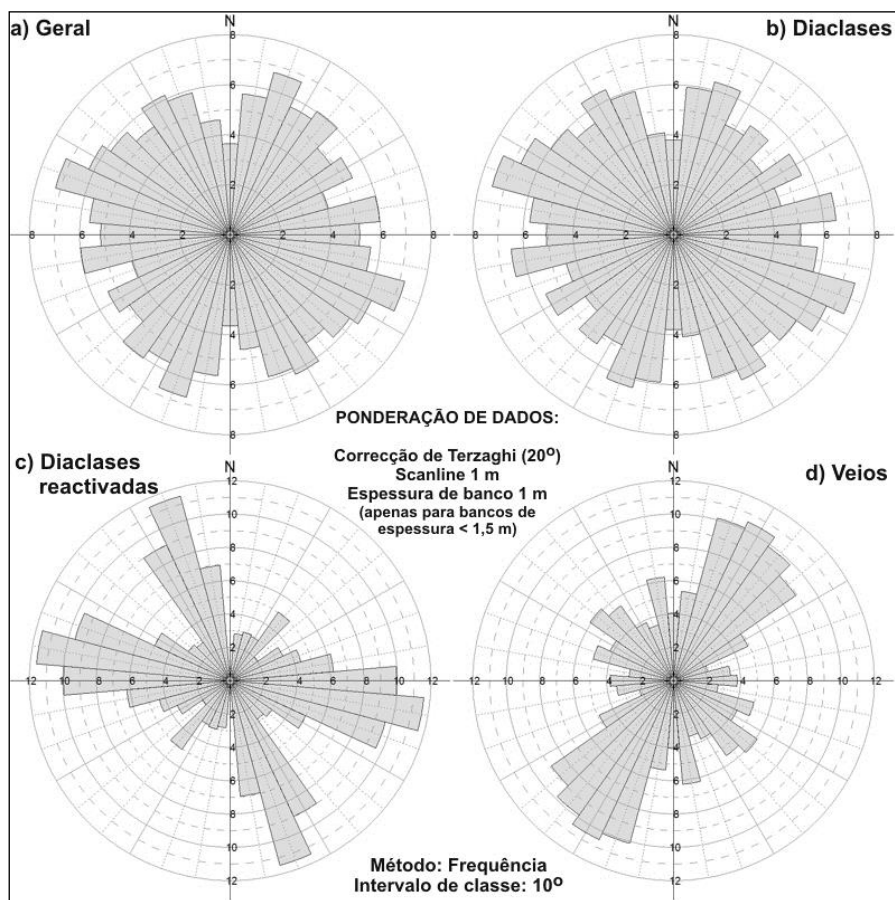


Figura 172- Diagramas de Rosa relativos às diaclases da amostra MCE Modo I normalizada em definitivo.

B3.2.2.3. Correção do enviesamento e normalização dos Estilólitos

À semelhança do realizado para os dados respeitantes às diaclases da Amostra MCE, também se aplicaram aos planos estilólíticos os mesmos procedimentos de correção do enviesamento e de normalização

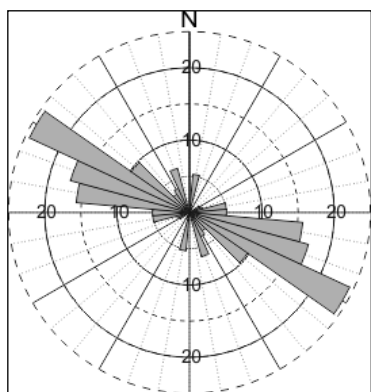


Figura 173- Roseta correspondente aos estilólitos MCE normalizados.

Embora não se conhecendo o modo como a frequência destas estruturas varia em função da espessura das bancadas, Tavani, Storti, Fernandez *et al.*, 2006, verificaram a existência de uma correlação linear entre ambas, à semelhança do que se verifica para as diaclases em bancadas com espessura inferior a 1,5 m. No presente trabalho verificou-se que, tendencialmente, os estilólitos estão limitados pelas superfícies de estratificação, pelo que também é plausível admitir essa relação linear. Assim, aos estilólitos também foi aplicada a normalização quanto à espessura das bancadas onde foram medidos.

A roseta da Figura 173 mostra que os estilólitos estão preferencialmente orientados segundo WNW-ESE, à semelhança do que já tinha sido apontado pelos dados não corrigidos constantes da Figura 165.

B3.2.2.4. Discussão sobre os procedimentos de normalização adotados

Tendo em atenção os dados estatísticos da Tabela 9, verifica-se uma grande dispersão de valores relativamente à média do comprimento das *scanlines* e à média da espessura das bancadas, o que justificou a normalização dos dados das fraturas relativamente a essas duas variáveis. No que respeita ao comprimento das *scanlines*, os desvios relativamente à média atingem 88% do valor desta e, relativamente à média das espessuras, atingem 187% do respetivo valor.

Tabela 9- Dados estatísticos relativos ao comprimento das *scanlines* e à espessura dos estratos da Amostra MCE Modo I.

	Comprimento das <i>scanlines</i> (m)	Espessura dos estratos (m)
Mediana	8,7	0,5
Média	12,19	3,11
Desvio Padrão	10,67	5,81
Valor mínimo	1,2	0,1
Valor máximo	71,5	20
Coefficiente de Variação (%) (100 x Desv.Padrão/Média)	88%	187%

Portanto, seria expetável que após esse procedimento os resultados diferissem substancialmente dos não normalizados, o que não veio a verificar-se. Isso deverá, então, estar relacionado com o fato de se terem efetuado duas *scanlines* ortogonais entre si na maioria dos pontos de amostragem, minimizando o erro de enviesamento das orientações das fraturas, mesmo antes da aplicação da correção de Terzaghi, e com o fato de se ter levantado um grande número de fraturas. Estando estas assunções corretas, conclui-se que a metodologia adotada para levantamento das fraturas e os procedimentos de normalização levados a cabo foram adequados.

Assim, também se conclui que embora os procedimentos de normalização não tenham conduzido a resultados substancialmente diferentes dos obtidos para os dados não normalizados, eles atribuem confiança a esses resultados.

B3.2.3. Diaclases quanto ao espaçamento e dimensão

Como referido na introdução teórica, a caracterização geométrica das diaclases envolve fundamentalmente 3 aspetos: a orientação, o espaçamento e a dimensão. Os dois últimos aspetos são comumente abordados estatisticamente em função de famílias direcionais definidas. Particularmente no que respeita ao espaçamento, o qual se define como sendo a distância perpendicular entre duas fraturas consecutivas da mesma família, a sua abordagem só desse modo faz sentido. Como no subcapítulo anterior se concluiu da inexistência de famílias predominantes bem definidas no conjunto dos dados relativos ao MCE, não é possível a sua caracterização quanto ao espaçamento.

O que acabou de se referir em relação ao espaçamento aplica-se também à caracterização das diaclases quanto à sua dimensão. Contudo, relativamente a este aspeto é possível uma caracterização genérica independente de famílias de diaclasamento preferenciais, como de seguida se apresenta.

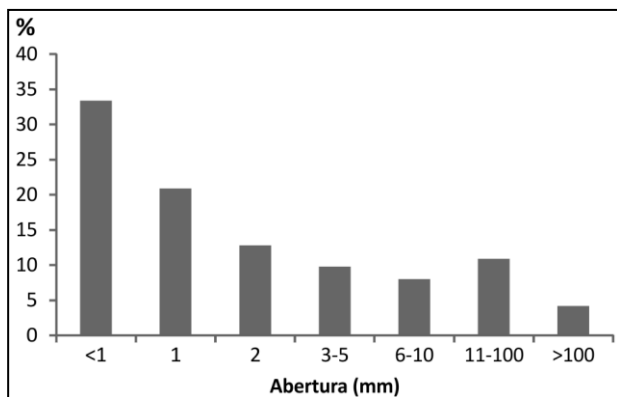


Figura 174- Diaclases no MCE quanto à abertura.

Sendo as diaclases estruturas tridimensionais, a sua dimensão descreve-se em termos da abertura e área, sendo que a área pode ser indiretamente apreciada pelo parâmetro comprimento.

Quanto à abertura, para além da relevância no âmbito da engenharia geológica para o dimensionamento da rede de fraturação dum maciço rochoso, apresenta também relevância no âmbito da geologia estrutural como importante quantificador da deformação sofrida por esse maciço. Uma situação simples de, digamos, apenas um milhão de diaclases de uma única família genética, cada uma com 1 mm de abertura, representa uma extensão de 1000 metros. Todavia, na natureza raramente as situações são tão simples e, para o caso do MCE, tomado no seu todo, há que contar com uma grande variação ao nível da orientação das diaclases, a qual deverá ter correspondência com diversas famílias e condições genéticas variadas. Mais, há que contar com uma forte incerteza quanto aos dados colhidos no campo, a qual deriva do alargamento das aberturas originais por efeito da carsificação.

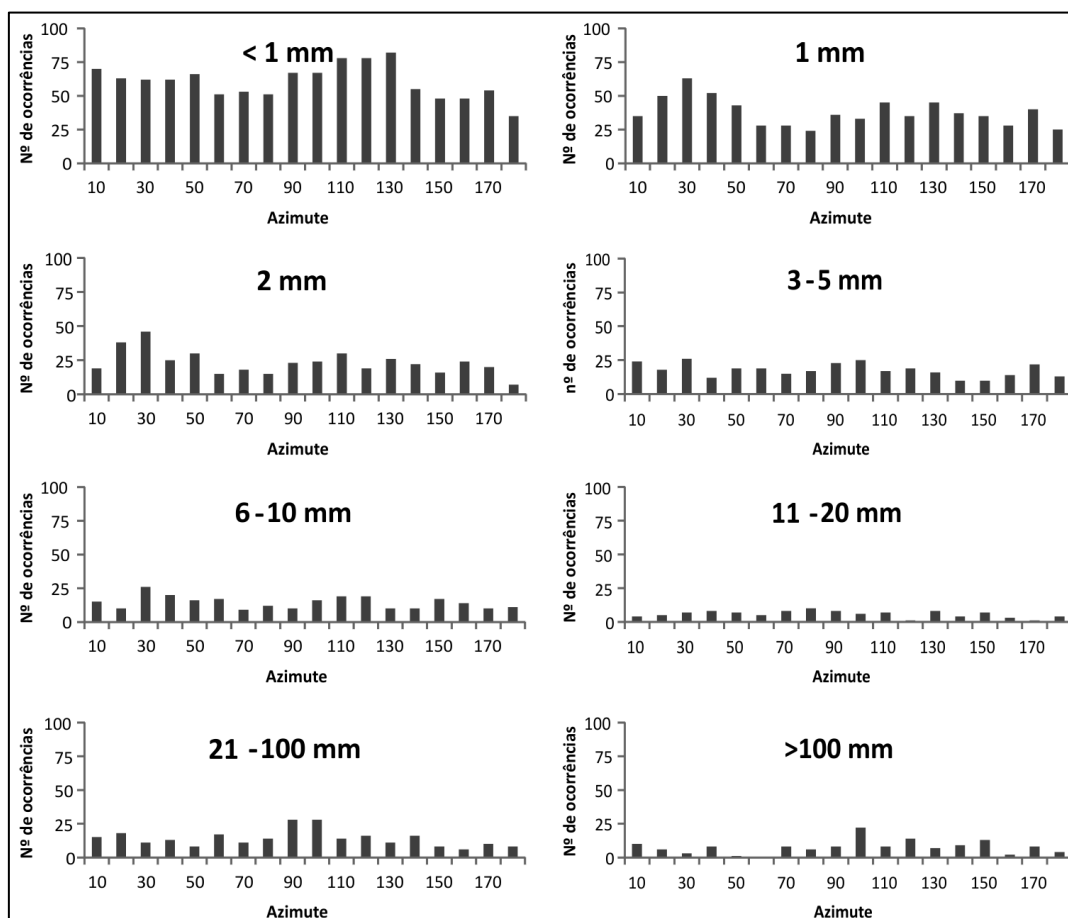


Figura 175- Distribuição da abertura das diaclases do MCE em função da orientação.

Por outro lado, para efeitos de uma eventual quantificação da deformação sofrida pelo MCE, a metodologia adotada para a medição das aberturas não foi suficientemente rigorosa porque se tomou

como unidade mínima de avaliação o milímetro. Contudo, dado o quase generalizado alargamento das diaclases devido à carsificação, tal quantificação também nunca poderia ser realizada com rigor.

Dada a diversidade de valores medidos, consideraram-se, para apreciação estatística, 8 classes de abertura em milímetros, a saber: menor que 1, 1, 2, 3 a 5, 6 a 10, 11 a 20, 21 a 100 e maior que 100. O gráfico da Figura 174 mostra que as diaclases têm predominantemente aberturas inferiores a 1 mm e que a sua distribuição pelas classes atrás referidas estará próxima de uma típica distribuição exponencial negativa. Contudo, esta conclusão deverá ser tomada com bastantes reservas decorrentes das incertezas e erros atrás mencionados e ainda do caráter empírico que presidiu à definição das classes de abertura.

Os gráficos Figura 175 mostram a distribuição das aberturas em função de classes azimutais, não se verificando nenhuma direção preferencial relevante. Excetuam-se as diaclases bastante alargadas por carsificação (classes 21-100 mm e >100 mm, Figura 175), para as quais se nota alguma preferência pelas direções compreendidas entre E-W e NW-SE. Pese embora os constrangimentos já enunciados, admite-se que estas diaclases atualmente mais alargadas terão correspondência com as de maior abertura ante-carsificação.

Avaliando a abertura em função do tipo de diaclase (Figura 176), constata-se que o gráfico correspondente à distribuição das aberturas para as diaclases é idêntico ao da Figura 174, o que se justifica pelo fato de constituírem a maioria dos dados. No que respeita às diaclases reativadas verifica-se que estas predominantemente apresentam grandes aberturas. Pese embora o alargamento devido à carsificação, depreende-se que estas corresponderão às maiores aberturas originais e/ou alargamento facilitado pelo esmagamento induzido pela movimentação cisalhante. Os veios de calcite têm possança generalizada na ordem de 1 mm, sendo muito raros os de dimensões superiores a 5 mm.

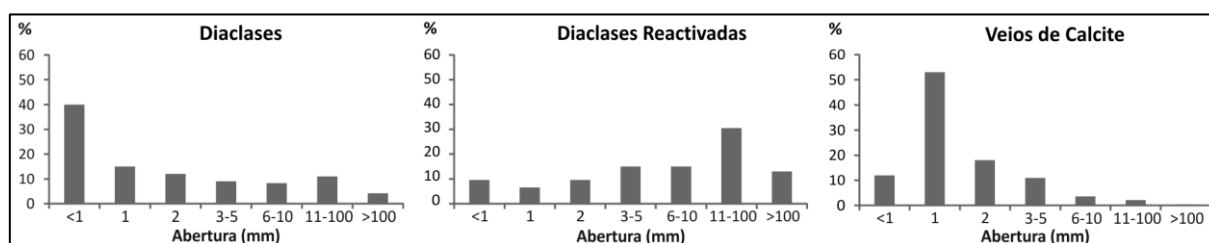


Figura 176- Distribuição da abertura quanto ao tipo de diaclase.

Importa ainda notar que é comum a ocorrência de dois tipos de depósitos sedimentares no interior das diaclases. Um está representado por argilas vermelhas, mais ou menos grumosas e com maior ou menor abundância de concreções de hematite e goethite com diâmetro milimétrico. São os comuns depósitos residuais da dissolução dos calcários (*terra rossa*) associados à fenomenologia cársica. Também em relação com esta fenomenologia cársica, é comum a ocorrência de concreções drúsicas de calcite no interior destes depósitos de *terra rossa* e a revestir as paredes das diaclases, razão pela qual não foram contabilizadas como veios. O outro tipo de preenchimento das cavidades cársicas e que é o mais frequente, está representado pelos depósitos siliciclásticos, mais ou menos argilosos que foram alvo de abordagem específica no Capítulo A3.4.

Os gráficos da Figura 177 mostram a distribuição destes depósitos pelas diferentes classes de abertura das diaclases. Se os depósitos do tipo *terra rossa* se distribuem por todas as aberturas, com relevância para as de maiores dimensões, já os depósitos areno-argilosos apenas ocorrem nas diaclases com as

maiores aberturas, fato que se justifica pelas características do próprio depósito: a granularidade grosseira impossibilitou o preenchimento das diaclases pouco abertas.

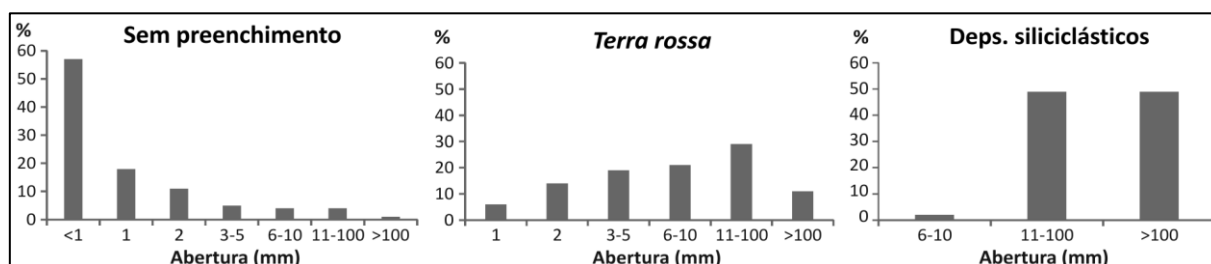


Figura 177- Tipo de preenchimento das diaclases quanto à abertura.

Os gráficos da Figura 178 mostram a distribuição destes dois tipos de preenchimento das diaclases alargadas por carsificação em função da sua orientação, constata-se que os depósitos de natureza argilosa ocorrem em todo o espectro azimutal das diaclases, embora com uma alguma tendência para as cavidades orientadas segundo E-W. Essa tendência está particularmente acentuada relativamente aos depósitos siliciclásticos, onde é notável que a sua ocorrência está fundamentalmente associada às diaclases orientadas E-W, com dispersão até às orientadas NW-SE.

Este fato demonstra, por um lado, que na altura da deposição destes sedimentos areno-argilosos, as unidades litostratigráficas afetadas estariam muito próximo da superfície, senão mesmo à superfície. Por outro, demonstra que o acarreio destes depósitos terá ocorrido preferencialmente segundo as direções mencionadas.

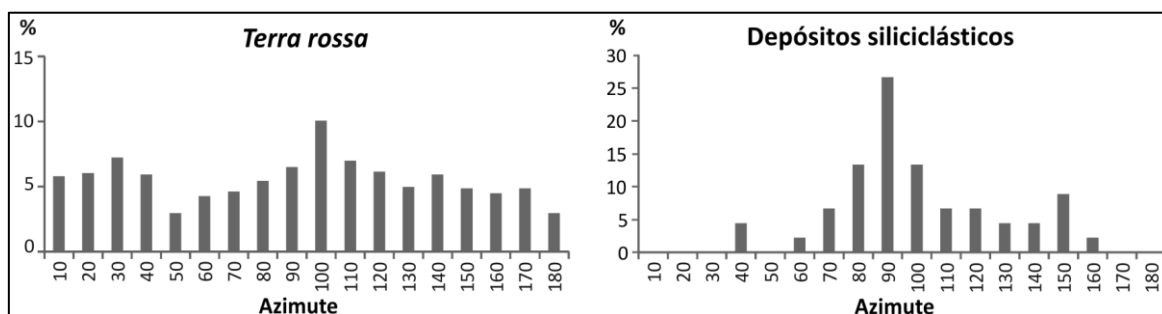


Figura 178- Depósitos de preenchimento das diaclases em função da sua direção.

No que respeita ao comprimento das diaclases, são raras as situações na natureza em que pelo menos um dos planos de uma diaclase está visível na sua totalidade. Assim, raramente é possível determinar o seu comprimento, pelo que esta dimensão é usualmente apreciada de modo indireto pela medida do comprimento dos traços de interseção das diaclases com os afloramentos. Contudo, os dados relativos ao comprimento dos traços das diaclases estão afetados por uma parcialidade que é costume denominar por enviesamento dos comprimentos (*length bias*) e que deriva da probabilidade de uma diaclase interseccionar um afloramento e da probabilidade de essa diaclase ser interseccionada por uma *scanline*. Estando ainda esses dados fortemente dependentes da dimensão dos afloramentos – o chamado enviesamento por censura dos dados (*censoring bias*) - a inferência estatística acerca da dimensão real das diaclases é um procedimento bastante complexo (Song & Lee, 2001).

A avaliação do comprimento das diaclases assume relevância sobretudo no âmbito da engenharia geológica e as metodologias mais recentes visam, sobretudo, a avaliação do comprimento real das fraturas de modo independente dos comprimentos dos seus traços nos afloramentos e minimizando os enviesamentos referidos (Priest, 2004; WEISS, 2008).

No âmbito da geologia estrutural a relevância deste parâmetro prende-se sobretudo com a avaliação do estado de evolução dos sistemas de diaclases que afetam um determinado maciço rochoso e, conseqüentemente, com a apreciação do seu estado de deformação. No entanto, dada a complexidade atrás mencionada e como essa apreciação também pode ser efetuada com base noutros parâmetros, nomeadamente a abertura e espaçamento, opta-se por apenas caracterizar sumariamente este parâmetro.

Os gráficos da Figura 179 mostram algumas das características dos comprimentos medidos nas superfícies de estratificação. Não incorporam, portanto, os comprimentos medidos noutras superfícies que não as de estratificação, como por exemplo, as frentes de exploração subverticais de pedreiras.

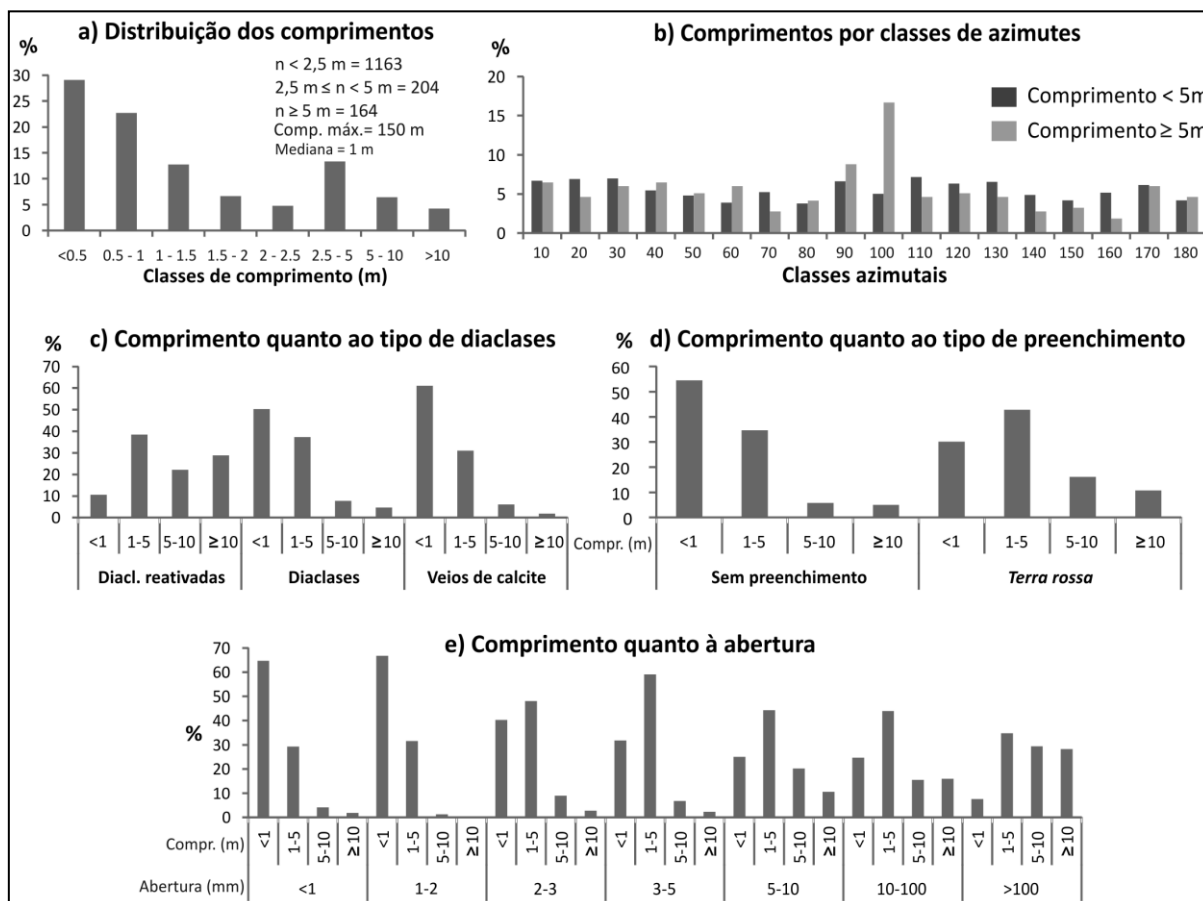


Figura 179- Caracterização das diaclases quanto ao comprimento dos seus traços nas superfícies de estratificação. n respeita ao número de diaclases e as classes em abcissas de c) e d) respeitam a classes de comprimento, em metros, do comprimento do traço das diaclases.

A distribuição dos comprimentos por classes (Figura 179-a)) mostra que a grande maioria é inferior a 1 m e que essa distribuição apresenta uma tendência exponencial negativa. Ressalva-se, no entanto que as classes apresentadas apenas têm amplitude uniforme até aos 2,5 m. O maior comprimento medido foi de 150 m. Ressalva-se também, mais uma vez, que os valores obtidos dependem da dimensão dos afloramentos e que o método de levantamento adotado omitiu as fraturas cujos comprimentos dos traços fossem inferiores a 0,2 m (enviesamento dos dados por truncagem ou *truncation bias*).

Tendo em atenção que a variabilidade da distribuição do comprimento dos traços se faz sentir sobretudo até aos 2,5 m, mas com um número ainda relativamente significativo de diaclases com traços até 5 m, optou-se por analisar a distribuição das suas orientações em função de duas classes de comprimento; uma menor que 5 m e outra maior ou igual a 5 m (Figura 179-b)). O único aspeto que ressalta dessa distribuição é que os traços de maior comprimento mostram uma classe modal

centrada entre os azimutes 90 e 100, podendo-se associar este fato às diaclases com maior abertura centradas em torno de E – W, conforme a Figura 175.

Relativamente à distribuição dos comprimentos em função do tipo de diaclases (Figura 179-c)), nada ressalta que não seja expetável: as diaclases reativadas distribuem-se por todas as classes de comprimento, as diaclases e os veios de calcite apresentam, sobretudo, baixos valores.

O gráfico da Figura 179-d) respeita ao tipo de preenchimento das diaclases, excetuando os veios de calcite. Nele não constam dados acerca de diaclases preenchidas por depósitos siliciclásticos porque respeita unicamente às diaclases medidas sobre superfícies de estratificação. Ou seja, nessas condições, apenas é possível observar a parte superficial do preenchimento, sendo que essa ou é constituída por um solo, que quando argiloso e de cor avermelhada se classificou como *terra rossa*, ou é constituído por resíduos da exploração de pedreiras.

Quanto à relação entre a abertura das diaclases e o seu comprimento (Figura 179-e)) verifica-se que nas diaclases com aberturas até 100 mm predominam as que têm os seus traços com comprimentos inferiores a 5 m. Apenas naquelas com aberturas superiores a 100 mm se verifica um predomínio de traços superiores a 5 m.

B3.2.4. Síntese das características gerais da amostra MCE

A amostragem de fraturas em afloramentos efetuou-se pelo método da *scanline*. Tendo em vista os objetivos pretendidos, a amostra obtida pode considerar-se representativa do MCE.

Quanto à sua natureza as fraturas da amostra representativa do MCE correspondem maioritariamente a diaclases, incluindo veios de calcite. Estão também representadas falhas, estilólitos e diaclases reativadas. Muito provavelmente, a maioria das fraturas identificadas como diaclases correspondem, na realidade, a diaclases reativadas. Contudo, as características dos afloramentos, em particular no que respeita ao fato de corresponderem a calcários afetados por carsificação, não se mostraram favoráveis à observação dos critérios que permitiriam tal distinção de modo objetivo.

As falhas ocorrem em número reduzido e de modo não sistemático, dispersas pelos vários pontos de amostragem. Não deverão corresponder, portanto, a uma resposta do maciço a campos de tensão remotos, mas antes a reajustes locais à escala do afloramento. Por essa mesma razão, foram excluídas da amostra para análises posteriores.

À semelhança do que se verificou no capítulo respeitante à interpretação fotogeológica, os dados globais do diaclasamento não apresentam nenhuma orientação preferencial, ocupando todo o espectro azimutal. Contudo, aquelas preenchidas por veios de calcite estão preferencialmente orientados segundo NE-SW. Já as diaclases reativadas estão preferencialmente orientadas segundo duas direções bem marcadas, nomeadamente, NNW-SSE e WNW-ESE. Também os estilólitos denotam uma orientação predominante, nomeadamente segundo WNW-ESE.

Não tendo sido possível definir famílias de diaclases quanto à sua orientação, excetuando os casos atrás mencionados, não foi realizada qualquer tipo de análise quanto ao espaçamento.

Quanto à abertura e ao comprimento há a destacar alguns aspetos principais. Assim, a grande maioria das fraturas medidas apresentam uma abertura inferior a 1 mm e comprimentos inferiores a 1 m,

ambas as variáveis com uma distribuição que estará próxima de uma curva exponencial negativa. Aquelas que demonstram maiores aberturas estão preferencialmente orientadas entre E-W e NW-SE, sendo que a direção centrada em torno de E-W também é a preferencial para as de traços com maior comprimento.

Para o caso particular dos veios de calcite, estes apresentam espessura a rondar 1 mm e comprimento geralmente inferior a 5 m, predominando os inferiores a 1 m. Já as diaclases reativadas caracterizam-se por grandes aberturas mas sem nenhuma ordem de grandeza preferencial para o comprimento dos seus traços. Aquelas que se apresentam preenchidas por depósitos siliciclásticos vermelhos estão preferencialmente orientadas em torno de E-W.

B3.3. ANÁLISE SETORIAL DA FRATURAÇÃO DO MCE

Não existindo nenhuma orientação preferencial para o diaclasamento do MCE tomado no seu todo, pretende-se neste capítulo avaliar da existência de famílias direcionais preferenciais a nível setorial, respetivas relações de antiguidade e relação com as direções regionais resultantes do estudo fotogeológico. Para o efeito, procedeu-se à análise e interpretação dos dados de cada estação de levantamento de fraturas de um modo integrado a nível setorial e, para esse fim, foi elaborada uma ficha para cada um dos setores ou subsetores (Anexo 7). Em cada uma delas consta um breve enquadramento geológico do setor, os condicionalismos associados ao levantamento de fraturas, a caracterização dessas fraturas e a sua interpretação em termos de famílias e sistemas de diaclasamento, bem como as respetivas relações de antiguidade e dados que suportaram o estabelecimento dessas relações. A nomenclatura litostratigráfica aí adotada é a formalizada por Azerêdo, 2007. Na Figura 180 apresenta-se o modelo de ficha utilizado, na qual se inseriram, a título de exemplo, algumas rosetas. As interpretações realizadas em cada ficha tiveram como base os dados de campo que constam no registo de cada uma das *scanlines* (Anexo 6).

Importa referir que os resultados obtidos para cada setor resultam da soma dos dados das estações que nele foram realizadas. Para esse efeito procedeu-se previamente à normalização dos dados de cada estação em função do número de *scanlines* realizadas em cada uma. Tal procedimento corresponde à última etapa de normalização dos dados que se apresenta na Figura 142. Tem como inconveniente o fato de atribuir maior peso relativo às estações de amostragem que compreendem um menor número de *scanlines*. Contudo, não havendo maneira de determinar quantitativamente até que ponto cada estação está melhor ou pior representada, admite-se que todas o estão igualmente, seja qual for o número de *scanlines* realizadas.

Relativamente aos dados em bancadas não sub-horizontais, em geral, com inclinações superiores a 10° , foram substituídos por outros resultantes da sua rotação, num procedimento de rebatimento da estratificação para a horizontal, o qual se encontra descrito no Anexo 6. Estão nesta situação os dados das estações nº 27 e 28 do setor J1-Sto. António, nº 49 e 50 do setor J2-Mendiga, nº 55 do setor J2-Ool_Salgueiras, nº 57, 58 e 59 do setor J2-Candeeiros Sul e nº 60, 61 e 62 do setor J2-Depressão de Alcobaça. Outras situações houve em que as bancadas apresentam inclinações relativamente acentuadas e para as quais não se procedeu à rotação das fraturas porque o reconhecimento de campo efetuado permitiu uma imediata distinção entre diaclases anteriores e posteriores ao basculamento. O procedimento de rotação da atitude das fraturas incidiu sobre os dados originais de campo, pelo que, após esse procedimento, foram corrigidos e normalizados como descrito em capítulo anterior (cf. B3.2.2.2). Em todas estas situações foi possível distinguir fraturas anteriores e

posteriores ao basculamento dos estratos. Contudo, o grau de certeza quanto a essa distinção depende da relação angular entre a atitude das fraturas e dos estratos em que foram medidas. No que respeita à direção das diaclases, o processo de rotação não conduziu a diferenças angulares relevantes.

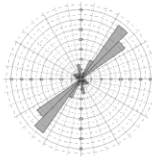
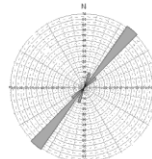
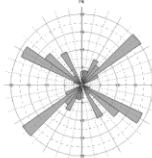
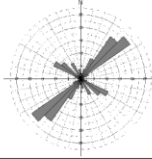
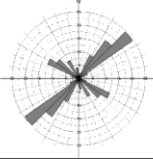
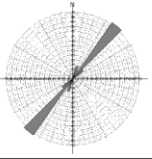
SECTOR: _____					
Subsector: _____					
ESTAÇÃO	GERAL	DIACLASES	VEIOS	DIACL. REACTIVADAS	ESTILÓLITOS
n ^o _____					
n ^o _____				2 Diacl Reactiv: N10	
TOTAL					
ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO LOCAL					
CONDICIONANTES - Tipologia das Scanlines - Características dos afloramentos					
LITOLOGIAS E ATITUDE DE BANCADAS					
DIREÇÕES PREFERENCIAIS					
TIPO DE FRACTURAS - Tipologia - Abertura - Persistência					
RELAÇÕES DE ANTIGUIDADE					
OBSERV. E FOTOS					

Figura 180- Modelo de ficha caracterizadora da fraturação em cada setor do MCE.

A partir dos dados de diaclasamento respeitantes ao MCE, incorporando, por substituição, os que foram rodados, elaboraram-se diagramas de rosa para cada uma das estações, os quais constam no mapa que se apresenta na Figura 181. Este pretende mostrar as variações na orientação das diaclases de estação para estação no MCE. Na Figura 182 apresenta-se, para cada setor, o diagrama que o caracteriza e que resulta da soma dos dados de cada uma das estações.

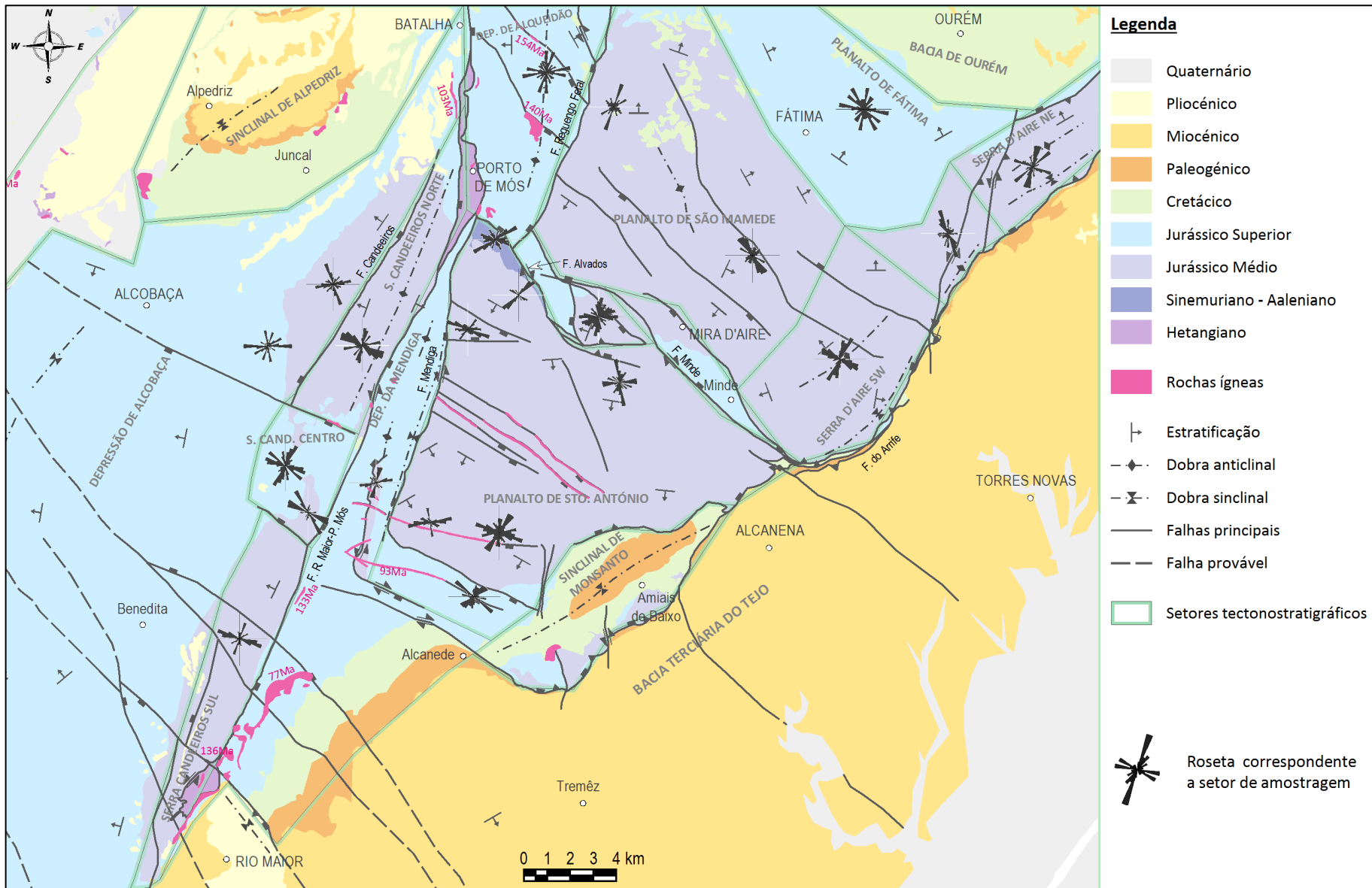


Figura 182- Diaclasamento no MCE: diagramas de rosa por setor de amostragem, respeitantes a dados ponderados de diaclases, diaclases reativadas e veios de calcite.

No que respeita ao agrupamento das diaclases em famílias optou-se pela referenciação dessas famílias de acordo com a notação por quadrantes, tal como foi realizado para as fraturas identificadas em fotografia aérea. Esta opção prendeu-se com a dispersão de dados que se verifica a nível geral e, portanto, com a necessidade de aplicar um carácter mais interpretativo no que respeita ao agrupamento das classes azimutais de orientações mais frequentes em famílias de diaclasamento preferencial. No que a isto diz respeito, algumas das classes modais são de difícil enquadramento na notação por quadrantes. É particularmente o caso das centradas nos azimutes 30, 60 e 150. Tomando como referência as centradas no azimute 30, a sua notação como família NNE-SSW ou NE-SW teve como base principal de decisão o sentido da sua dispersão. Contudo, também foram tomadas em consideração outras características, nomeadamente a sua afinidade em termos de persistência com diaclases bem centradas em NNE-SSW ou em NE-SW, a relação de antiguidade com outros grupos direcionais e a sua natureza.

Como atrás mencionado, no Anexo 7 consta, a nível de cada setor, uma súmula dos dados de campo, a sua análise e ainda a sua interpretação. Esta, por seu turno, baseou-se essencialmente nos dados de campo disponíveis para cada um dos setores. De seguida apresentam-se as principais conclusões obtidas setorialmente, fazendo a sua integração com os restantes dados disponíveis, em particular com os obtidos a partir da fotografia aérea. Essas conclusões respeitam sobretudo à definição de quais as principais direções de diaclasamento em cada setor, sua natureza e suas relações de antiguidade, as quais se apresentam deduzidas e justificadas nas fichas que constam no Anexo 7. Pontualmente, ao logo do texto e para as situações que se julgaram mais relevantes, repetem-se as justificações ou exemplos elucidativos que constam desse anexo. Em termos formais, essas conclusões correspondem aos resultados do levantamento de campo que servem de base a discussão que posteriormente se realizará.

B3.3.1. Setor Depressão de Alcobaça

Neste setor afloram rochas do Jurássico Médio e Superior. Ambas apresentam-se basculadas para NW, as primeiras na ordem dos 15° a 25° e as segundas na ordem dos 10° (discordância angular J2/J3). Esse basculamento estará associado a soerguimentos tectónicos posteriores ao Jurássico mas a diferença angular deverá estar associada ao soerguimento por efeito do episódio compressivo transitório que marca a passagem entre o Jurássico Médio e Superior e a que também está associado o início do desenvolvimento do anticlinal Serra dos Candeeiros.

Distinguiram-se as estações realizadas em afloramentos do Jurássico Superior daquelas realizadas no Jurássico Médio. Dada a extensão da área de afloramento do Jurássico Superior, a representatividade das primeiras é reduzida, pelo que apenas se procedeu à análise e interpretação dos resultados obtidos numa estação realizada sobre as Camadas de Montejunto imediatamente a ocidente da Serra dos Candeeiros. Esta opção prendeu-se com a proximidade às estações de amostragem do Jurássico Médio, entre Moleanos e Ataíja de Cima. Por outro lado, verifica-se não existirem diferenças significativas entre os resultados obtidos para a fraturação do Jurássico Médio e Superior, pelo que aqui se faz a sua apresentação conjunta.

Em todas as estações a direção NNW-SSE constitui uma direção de diaclasamento principal e instalou-se após o basculamento das bancadas (*cf.* Anexo 7). No Jurássico Médio ocorre a família WSW-ENE, com carácter secundário relativamente à anterior. Os dados resultantes da rotação desta última família em função do rebatimento da estratificação para a horizontal apontam que ela se terá instalado

anteriormente ao basculamento das bancadas sedimentares, mas não são inequívocos. Contudo, a Figura 154-d), respeitante à estação 61, comprova essa relação: as diaclases reativadas ilustradas nessa fotografia estão orientadas WSW-ENE e apresentam inclinações na ordem dos 70° SE, mas apresentam-se ortogonais à estratificação basculada 20° NW.

De modo ainda mais secundário, no Jurássico Médio, há a notar a presença de outras duas famílias, nomeadamente uma orientada NE-SW e outra WNW-ESE. A primeira é notoriamente anterior ao basculamento e compreende veios de calcite que são cortados por todas as restantes estruturas, pelo que corresponde à família mais antiga. A família WNW-ESE é posterior ao basculamento, embora também para ela os dados não sejam inequívocos.

Em particular, na estação realizada sobre os afloramentos do Oxfordiano médio, predominam diaclases orientadas segundo E-W. Também estão representadas no Jurássico Médio, sob a forma de veios de calcite, mas assumem um papel muito secundário no conjunto dos dados, sendo posteriores ao basculamento das bancadas. Por esta razão, esta família E-W poderá constituir dispersão local da família WNW-ESE ou representar episódio de diaclasamento específico de idade pós-Oxfordiano.

No que respeita à sua natureza, a família NNW-SSE está apenas representada por diaclases pouco persistentes e diaclases reativadas. A família WSW-ENE está representada essencialmente por diaclases, veios de calcite, veios retomados por diaclases e ainda por diaclases reativadas em desligamento direito. Nas situações em que as diaclases não apresentam evidências de reativação, elas estão maioritariamente confinadas pelas superfícies de estratificação, ou seja, as superfícies de estratificação atuaram como descontinuidades mecânicas, impedindo a progressão das diaclases para os bancos adjacentes.

Quanto à persistência, a família WSW-ENE é a que mostra tendencialmente valores mais elevados, por vezes ultrapassando os 10 m. Estes valores devem-se a duas causas fundamentais: crescimento por impulsos de deformação consecutivos e posterior reativação perante campo tensional distinto. Os indícios que revelam o crescimento por impulsos traduzem-se na coalescência entre diaclases paralelas entre si e no fato desta família WSW-ENE estar representada por veios que, pela persistência semelhante à das diaclases, deverão representar um episódio de mineralização posterior e, ainda, pelo fato desses veios se apresentarem reabertos por novas diaclases com a mesma direção. Os indícios de reativação perante campo de tensões distinto daquele que lhes deu origem reportam-se à sua reativação em desligamento direito.

Quanto à abertura, as famílias presentes denotam aberturas na ordem de 1 a 2 mm. Por alargamento devido a carsificação chegam a alcançar aberturas de 0,2 m. Nestes casos estão comumente preenchidas por depósitos siliciclásticos estratificados, de tendência conglomerática, por vezes alternantes com leitos de argilas esverdeadas ou acastanhadas (Figura 53). São as diaclases orientadas em torno de E-W as que preferencialmente estão preenchidas por este tipo de depósitos.

Uma particularidade que importa notar no que respeita às estações realizadas no Jurássico Médio é o fato de a família WSW-ENE apenas estar representada nas estações 60 e 61. Na estação 62, nas proximidades da Falha de Moleanos (Figura 183), em lugar da família referida verifica-se uma outra orientada WNW-ESE, paralela a essa falha. Essa direção também está representada nas duas primeiras estações referidas mas de modo muito secundário.

As relações de corte entre as diversas famílias direcionais permitem concluir que a família de veios NE-SW é a mais antiga, como atrás referido. A eles ter-se-á seguido a instalação de diaclases WSW-ENE e

sua mineralização provavelmente no decorrer do mesmo episódio. Posteriormente, esses veios foram retomados por novas diaclases, por efeito de novo impulso de deformação anterior ou coevo do basculamento geral das bancadas para NW.

Em fase posterior ao basculamento dos estratos sedimentares para NW e em provável associação com a instalação das estruturas filonianas WNW-ESE que ocorrem a leste, ter-se-á instalado uma família de diaclases com a mesma direção, sobretudo nos locais onde a família WSW-ENE se encontrava mal representada. Nos restantes locais este episódio terá principalmente levado à reativação em desligamento direito dessa família. Como referido, a família E-W que prevalece na estação realizada no Jurássico Superior, poderá corresponder a dispersão local da família WNW-ESE ou representar episódio posterior.

Por fim deu-se a instalação da família de diaclases NNW-SSE. Estas cortam os veios WSW-ENE mas terminam de encontro às diaclases orientadas também desse modo, o que demonstra que o sistema ortogonal de diaclasamento que elas constituem se gerou em função de campos de tensões distintos, envolvendo uma rotação de 90° por parte da componente horizontal de compressão mínima. Esta independência também está traduzida pelo fato de nos locais onde a família WSW-ENE está praticamente ausente, continua a verificar-se a ocorrência da família NNW-SSE.

Os depósitos argilosos e siliciclásticos nas cavidades cársticas mais alargadas constringem sobretudo a idade das orientadas em torno de E-W, pelo que se admite que a instalação da família NNW-SSE possa corresponder a um episódio posterior à sua deposição.

Analisando o mapa apresentado na Figura 183, relativo à interpretação fotogeológica do setor em causa, o que primeiro capta a atenção é a inexistência de fraturas no Jurássico Superior, para ocidente das costeiras marcadas pelo traçado da estratificação e também para ocidente da Falha Candeeiros, no Jurássico Médio. Essa falha constitui o limite oriental do setor em apreço. A inexistência de fraturas para a primeira das regiões consideradas está relacionada com a natureza arenítica e argilosa das litologias aí presentes. Já no que respeita à área de afloramento do Jurássico Médio essa inexistência de fraturas é aparente, pois os levantamentos de campo comprovam o contrário. Deve-se à escassez de afloramentos da unidade Moleanos, cobertos por depósitos recentes. Aliás, estes aspetos já foram apresentados no capítulo respeitante à interpretação fotogeológica e permitem justificar as diferenças que se observam entre a fotografia aérea e os dados de campo relativamente às direções preferenciais de fraturação.

Com efeito, tomando ainda atenção ao mapa apresentado na Figura 183, verifica-se que as duas principais direções de diaclasamento determinadas por intermédio dos levantamentos de campo, não têm correspondência direta com os resultados da fotointerpretação, os quais mostram uma única direção principal segundo WNW-ESE. As fraturas assim orientadas estão dispostas em aglomerados (“clusters”), definindo corredores de maior intensidade de fraturação e nos quais se integra o extenso acidente que atravessa transversalmente a Depressão de Alcobaça – a Falha de Moleanos. Como deduzido no capítulo respeitante à fotointerpretação, estas diaclases corresponderão a deformação localizada precursora da instalação dos acidentes maiores com a mesma orientação e que muitas vezes incluem filões doleríticos. Assim, acresce para as diferenças registadas pelos diagramas de rosa presentes na Figura 183, o fato de em fotografia aérea apenas serem identificadas as fraturas de elevada persistência e que corresponderão a diaclases reativadas, demonstrando que a fotointerpretação não põe em evidência todos os episódios de deformação responsáveis por diaclasamento.

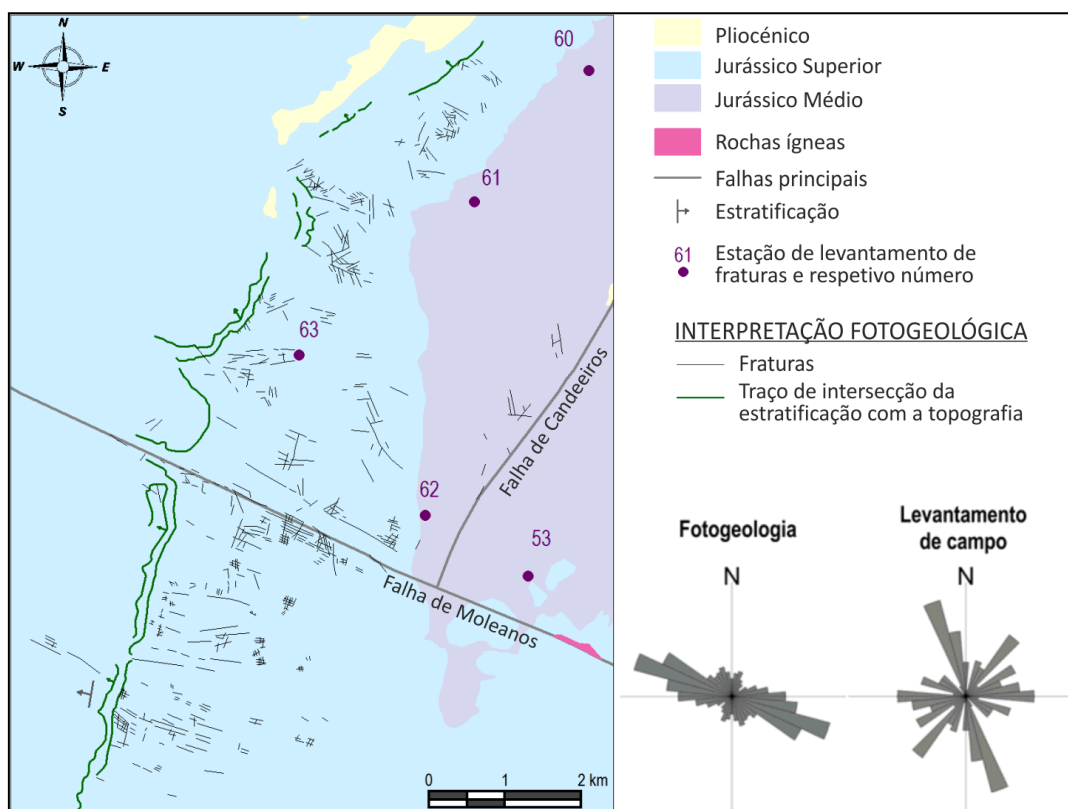


Figura 183- Interpretação fotogeológica da região norte do Setor Depressão de Alcobaça. Assinalam-se as estações de levantamento de campo de fraturas que estão representadas no mapa da Figura 181, a menor escala. Para efeito de melhor comparação com os dados da fotointerpretação, a roseta do levantamento de campo respeita aos dados originais, não rodados em função do rebatimento da estratificação para a horizontal.

Relativamente à família de diaclases orientadas NNW-SSW verifica-se que está muito mal representada no mapa da Figura 183. Contudo, ocorre generalizadamente por todo o setor, pelo que se conclui tratar-se de uma família de diaclasamento com significado regional. A família WSW-ENE tem alguma expressão ao nível da fotografia aérea, pelo que também deverá ter um carácter regional. Já a família NE-SW deverá apenas ter importância local pois não é evidente nos dados fotointerpretados e tem um carácter muito secundário nos dados de campo após rotação por rebatimento da estratificação para a horizontal.

B3.3.2. Setor Serra dos Candeeiros

Este setor compreende as estações com os números 52 ao 59 e abrange unidades litostratigráficas do Jurássico Médio e Superior. Para efeitos de maior restrição geográfica, este setor foi subdividido em 3 subsetores, cuja análise detalhada consta do Anexo 7, com particular destaque no que respeita à definição das famílias de fraturas presentes e suas relações de antiguidade.

Nos mapas apresentados na Figura 181 e na Figura 182, facilmente se constata que as diaclases ao longo da Serra dos Candeeiros estão preferencialmente agrupadas numa família orientada segundo WNW-ESE, quase sempre acompanhada por uma família NNE-SSW, definindo um sistema de diaclasamento ortogonal. Não se verificam diferenças assinaláveis entre os resultados obtidos em afloramentos do Jurássico Médio e do Jurássico Superior. Do mesmo modo, para o Jurássico Médio, não se registam diferenças assinaláveis no que respeita à fraturação que afeta as diferentes unidades litostratigráficas presentes. Excetua-se apenas a Estação 55, realizada sobre o membro Pé da Pedreira, onde as principais direções de fraturação estão bem individualizadas segundo NW-SE e WNW-ESE.



Figura 184- Diaclases em frente de exploração de calcários ornamentais (Formação de Sto. António - Candeeiros, membro de Moleanos, Serra dos Candeeiros). Na zona de justaposição das diaclases verticais desenvolvem-se diaclases sub-horizontais, denunciando que a instalação do sistema terá ocorrido por efeito de soerguimento.

A família WNW-ESE, transversal à estruturação anticlinal da Serra dos Candeeiros (cf. A3.3.4 e A3.5), mostra-se genericamente posterior ao basculamento que afeta as bancadas e, portanto, posterior ao soerguimento anticlinal. Está representada por finos veios e diaclases, muitas delas reabrindo os veios, relativamente aos quais, na região norte e centro da Serra dos Candeeiros, foi possível verificar que se apresentam bem menos persistentes que as diaclases não mineralizadas mas com a mesma orientação e, tendencialmente, não ultrapassando os limites dos afloramentos. Esta família WNW-ESE é a mais persistente e

mais alargada pela carsificação, marcando o padrão de diaclasamento em toda a Serra dos Candeeiros. Essa maior persistência deve-se, nitidamente, ao fato de ter sido reativada. A reativação, em cisalhamento, está traduzida essencialmente por desligamentos esquerdos e direitos, mas também por movimentação normal com rejeitos diminutos, de ordem centimétrica. Predominam as reativações em desligamento esquerdo, sobretudo na região norte da Serra dos Candeeiros.

Em frentes de pedreiras de calcários oolíticos muito espessos a família WNW-ESE está representada por diaclases que por vezes se apresentam muito alargadas e preenchidas, quer por sedimentos siliciclásticos vermelhos, quer por megabrechas de colapso. Estas diaclases são mais frequentes junto à superfície que em profundidade e, quando muito juntas, desenvolvem-se diaclases sub-horizontais entre elas na zona de justaposição (Figura 184). Estes fatos são elucidativos de que esta família estará associada a soerguimento, pelo menos no que respeita à sua instalação em bancadas muito espessas. Porém, esse soerguimento não deverá corresponder ao desenvolvimento anticlinal da Serra dos Candeeiros pois, como referido atrás, este diaclasamento mostra-se posterior a esse episódio.

A família NNE-SSW, paralela ao eixo do anticlinal da Serra dos Candeeiros e à direção geral das bancadas sedimentares, mostra-se anterior ao basculamento que elas denotam, pois dispõe-se ortogonalmente às superfícies de estratificação. Esta família mostra alguma dispersão para N-S e para NE-SW, estando representada tanto por veios como por diaclases que retomam esses veios. Também estes se mostram menos persistentes que as diaclases com a mesma orientação.

A relação de antiguidades destas duas famílias principais com o anticlinal da Serra dos Candeeiros mostra, portanto, que a família NNE-SSW é mais antiga que a WNW-ESE. Outros fatos confirmam essa relação. Com efeito, pontualmente foi possível verificar que a persistência da família WNW-ESE está condicionada pela natureza da família NNE-SSW. Se esta corresponde a veios, as diaclases WNW-ESE cortam-nos e constituem a família mais persistente. Se a família NNE-SSW corresponde a diaclases, então é mais persistente que a WNW-ESE. Portanto, conclui-se que a persistência das diaclases WNW-ESE está controlada pela família NNE-SSW, o que é um critério de antiguidade, indicativo de que esta é mais antiga. Porém, em afloramentos do Jurássico Superior (Oxfordiano) da região central, verifica-se nitidamente que a família NNE-SSW está representada apenas por diaclases não mineralizadas que são posteriores à família WNW-ESE que aí também está presente como família sistemática

representada por veios e diaclases que os retomam. Isso vem demonstrar um novo episódio de instalação de diaclases NNE-SSW após o Oxfordiano.

Para além destas duas famílias principais, há ainda que ter em atenção a existência das famílias direcionais secundárias que ocorrem neste setor e cuja relevância varia de local para local. Assim, importa notar a existência de veios e diaclases segundo WSW-ENE, à semelhança do que se verifica a Oeste, na depressão de Alcobaça. Esta família direcional está representada em toda a Serra mas apenas assume relevo estatístico em alguns pontos de amostragem no subsetor norte. Aí, nuns pontos de amostragem ocorre unicamente sob a forma de veios, ao passo que noutros está representada essencialmente por diaclases de persistência menor que a dos veios, o que indicia que estas se terão instalado primeiro e só depois terá ocorrido a sua mineralização. Esta família WSW-ENE ocorre independentemente da espessura e da natureza das bancadas sedimentares e nesses pontos de amostragem onde assume relevância substitui a direção WNW-ESE quanto à maior persistência. Tal fato é indicador de que será mais antiga, o que é corroborado por relações de corte como a demonstrada pela montagem fotográfica da Figura 185. Ainda por intermédio de relações de corte foi possível verificar que esta família corta sistematicamente veios de calcite NNE-SSW, sendo-lhe, portanto, posterior. Contudo, diaclases NNE-SSW são posteriores às WSW-ENE, pois terminam de encontro a elas. Estas relações mostram que após a instalação dos veios NNE-SSW e das diaclases e veios WSW-ENE, houve lugar à instalação de novas fraturas NNE-SSW, mas agora unicamente sob a forma de diaclases não mineralizadas. Localmente, esta família WSW-ENE apresenta-se reativada em desligamento esquerdo.

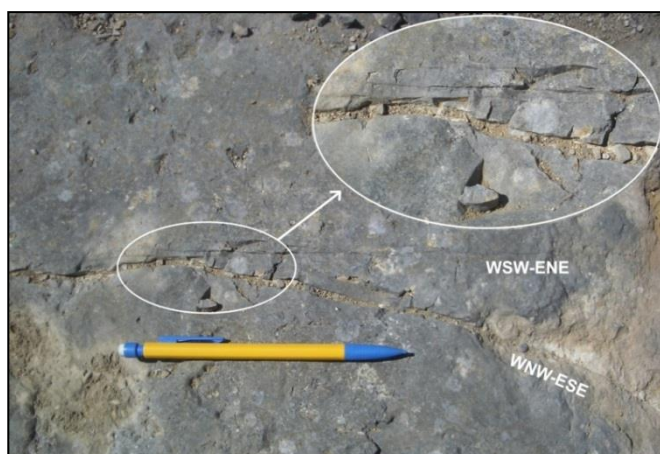


Figura 185- Relação de corte num ponto de amostragem da estação 53. A diaclase WNW-ESE (mais recente) roda para veio WSW-ENE (mais antigo), prosseguindo por ele, reabrindo-o como diaclase.

Na região central e deprimida da Serra dos Candeeiros importa sobretudo assinalar um sistema ortogonal constituído pelas famílias N-S e E-W (a mais persistente) e que está representado na estação 54 (Figura 181). Trata-se de um local nitidamente anómalo

relativamente aos restantes, pois substitui o sistema anteriormente mencionado que caracteriza, no geral, a Serra dos Candeeiros. Nesta região central surge também uma família de diaclasamento segundo NW-SE. Denotando tendência para NNW-SSE, poderá ter correspondência com a mesma direção de diaclasamento observada no setor correspondente à Depressão de Alcobaça. Já no subsetor sul da Serra dos Candeeiros, essa direção NNW-SSE é comum, chegando mesmo a assumir o papel de família de diaclasamento mais frequente na estação 59. As diaclases desta família NNW-SSE apresentam generalizadamente inclinações muito próximas de 90° , o que é indicador de que se terão instalado após o basculamento das bancadas nos vários pontos de amostragem. Por outro lado, terminam sistematicamente de encontro às WNW-ESE, pelo que lhes serão posteriores.

Uma outra família secundária que importa referir é a de veios e diaclases orientados NW-SE. Não se destaca em termos estatísticos globais pois os respetivos dados, em conjunto com os da família WNW-ESE, acabam por constituir apenas um grupo estatístico, ou seja, a família WNW-ESE com dispersão para NW-SE, conforme anteriormente mencionado. Contudo, em alguns pontos de amostragem é

nítida a individualização estatística destas duas famílias. Nessas situações as relações de corte entre ambas também são nítidas e mostram que os veios e diaclases NW-SE são anteriores aos orientados WNW-ESE (Figura 186).

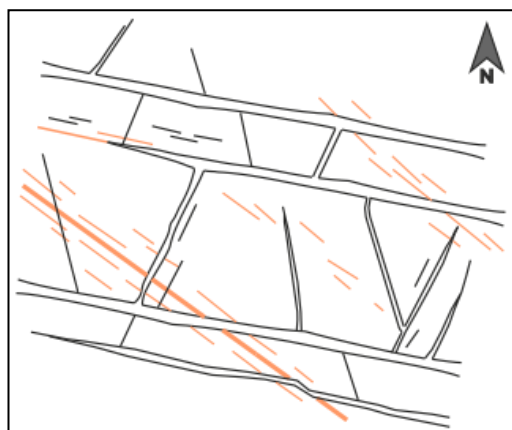


Figura 186- Padrão de diaclasamento esquemático da região sul da Serra dos Candeeiros, representativo dos padrões de diaclasamento menos complexos. Os veios de calcite NW-SE (representados a cor laranja), a que localmente também estão associadas diaclases, instalaram-se antes das diaclases WNW-ESE e das *cross joints* NNE-SSW. Estas últimas, pelo seu caráter pouco sistemático, deverão ser o resultado da permuta local do campo de tensões responsável pelo diaclasamento WNW-ESE (sem escala).

Assim, sintetizando as conclusões quanto à antiguidade das famílias de diaclasamento presentes é possível afirmar:

- A família NNE-SSW, representada por veios de calcite, foi a primeira a instalar-se.
- Instalação de diaclases WSW-ENE e sua posterior mineralização. Mais tardiamente foram reativadas em desligamento esquerdo, pelo menos no setor norte da Serra dos Candeeiros.
- Nova fase de instalação da família NNE-SSW, mas agora sob a forma de diaclases.
- Basculamento dos estratos sedimentares para WNW, provavelmente como resultado do início do desenvolvimento anticlinal da Serra dos Candeeiros.
- Instalação de veios NW-SE.
- Instalação de veios WNW-ESE posteriormente retomados por diaclases com a mesma orientação e, em fases ainda mais posteriores, reativação destas diaclases sob a forma de desligamentos esquerdos no setor norte da Serra dos Candeeiros, ou sob a forma de desligamentos diretos e de falhas normais no setor sul.
- Nova fase de diaclasamento segundo NNE-SSW.
- Diaclasamento segundo NNW-SSE.

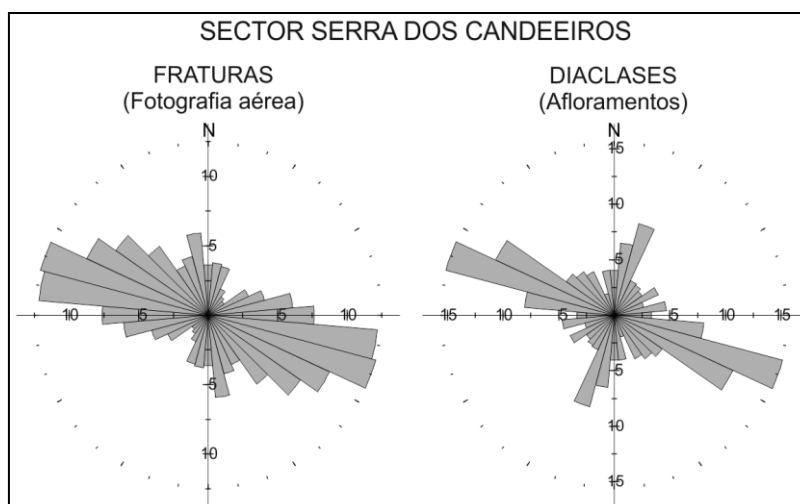


Figura 187- Comparação entre a distribuição estatística da direção das fraturas fotointerpretadas na Serra dos Candeeiros e das levantadas em afloramentos. Para melhor comparação com os dados da fotointerpretação, a roseta dos dados de campo respeita aos dados originais, não rodados em função do rebatimento da estratificação para a horizontal e exclui valores anómalos de veios de calcite NE-SW da estação 54.

A comparação entre a distribuição estatística dos dados de orientação das fraturas obtidos pela interpretação das fotografias aéreas da região da Serra dos Candeeiros e a distribuição dos dados

obtidos nos levantamentos de campo (Figura 187), permite verificar que ambas põem em evidência a direção WNW-ESE como sendo a mais frequentemente. Este aspeto permite concluir desde já que os diaclasamentos observados nos afloramentos segundo esta direção têm representatividade regional, pois são observáveis a diferentes escalas.

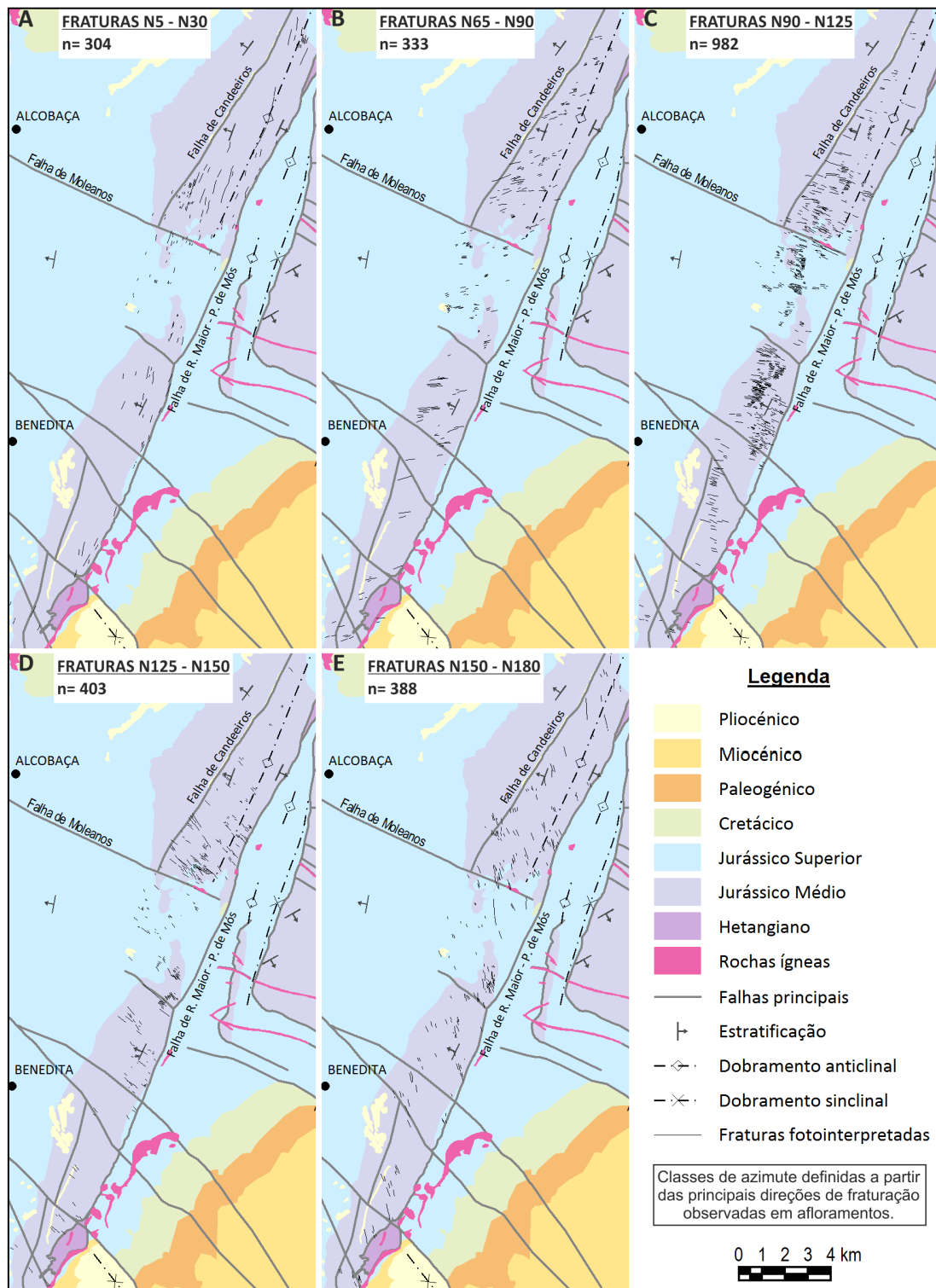


Figura 188- Distribuição por classes azimutais das fraturas fotointerpretadas na Serra dos Candeeiros.

Contudo, algumas diferenças merecem destaque. A interpretação fotogeológica mostra que secundariamente também ocorre uma família de fraturas segundo NNW-SSE, a qual está muito mal representada no diagrama respeitante aos dados de campo. Por seu lado, este realça a direção NNE-SSE, a qual não tem um destaque equivalente na fotografia aérea. A direção WSW-ENE está mal

representada nos dados de campo, pois apenas tem significado estatístico na região norte da Serra dos Candeeiros.

Para verificar do caráter regional destas direções secundárias, elaboraram-se os mapas presentes na Figura 188. Estes mostram a distribuição espacial das fraturas fotointerpretadas por classes de azimute equivalentes às principais famílias definidas com base nos levantamentos de campo. Não se incluíram os traços de elevado comprimento que marcam os principais acidentes regionais deste setor.

Verifica-se que as famílias definidas a partir dos levantamentos de campo também têm representação ao nível da fotografia aérea e, portanto, têm caráter regional. Em termos da frequência absoluta de elementos fotointerpretados e da distribuição regional pela Serra dos Candeeiros, essa representação é sensivelmente idêntica para todas as famílias, com exceção da WNW-ESE. Relativamente a esta, para a qual se confirma o caráter regional, o número de fraturas fotointerpretadas é superior ao dobro do que se verifica para qualquer uma das outras, razão pela qual, na roseta respeitante à fotointerpretação, esta família mascara as restantes.

Relativamente ao caso concreto da família NNW-SSE não ter uma representação equivalente nos dados fotointerpretados e nos de campo, deverá estar relacionado com o fato de, ao nível das diaclases não reativadas, esta família ser caracterizada por baixa persistência e, portanto, com menor probabilidade de ser interseçada pelo suporte de amostragem. Com efeito, embora sempre de modo subalterno, esta família está representada na maioria das estações de amostragem, excetuando-se a estação 59 onde é a principal família de fraturação.

B3.3.3. Setor Depressão da Mendiga

Este setor abrange unidades litostratigráficas do Jurássico Médio e Superior. Contudo, a elevada escassez de afloramentos favoráveis à amostragem pelo método adotado impediu uma adequada representatividade por parte das fraturas colhidas no Jurássico Superior. Assim, a amostragem representativa deste setor e que é aqui considerada, diz respeito unicamente à realizada em pedreiras de blocos da zona de Cabeça Veada, onde afloram os Calcários Oolíticos de Pé da Pedreira, membro da Formação Serra de Aire (Jurássico Médio).

A amostragem foi dividida em 2 estações: uma nos calcários oolíticos (Estação 49) e outra nos calcários micríticos que sobre eles ocorrem (Estação 50). A distância que marca os diagramas respetivos no mapa Figura 181 não corresponde à realidade, estando exagerada unicamente para efeitos de legibilidade, pois, na realidade, eles sobrepõem-se.

Como as bancadas sedimentares onde foram realizadas estas estações apresentam acentuado basculamento para SSE, na ordem dos 40^o, aos dados de campo foi aplicado um procedimento de rotação em função dum rebatimento da estratificação para a horizontal. Tal procedimento, embora não sendo inequívoco, aponta para a existência de famílias de diaclases anteriores e posteriores àquele basculamento. As rosetas constantes na Figura 181 englobam ambos os tipos e, tendo em atenção que se sobrepõem no espaço, é notável a diferença existente entre ambas. Ou seja, é notável a diferença de orientações das diaclases que afetam os calcários micríticos das que afetam os oolíticos imediatamente subjacentes.

Analisando os dados em conjunto (Figura 182) verificam-se duas direções de diaclasamento igualmente importantes; uma segundo NNE-SSW e outra segundo WSW-ENE. No que respeita à NNE-SSW, mostra-se paralela à direção da estratificação e está representada quase exclusivamente nos calcários micríticos (Estação 50). Trata-se de uma família nitidamente anterior ao episódio de basculamento das bancadas e, quando bastante alargadas por carsificação, as diaclases desta família apresentam preenchimentos siliciclásticos de cor vermelha. Já a família WSW-ENE, está representada fundamentalmente nos calcários oolíticos (Estação 49) e é constituída pelas diaclases mais persistentes do setor. Estando subperpendiculares à direção das bancadas, a sua atitude é pouco afetada pelo processo de rotação aplicado. Contudo, o fato de existirem diaclases desta família com inclinações na ordem dos 70° a 80° e outras muito verticalizadas, com inclinações a rondar os 90°, indicia dois episódios de instalação: antes e após o basculamento. Algumas destas muito verticalizadas, apresentam aberturas de 1 a 2 mm e francas evidências de passagem de fluidos hidrotermais, sem que tenha ocorrido a sua mineralização. Essas evidências reportam-se a uma orla de escurecimento e “vitrificação” com espessura inferior a 1 cm (Figura 189). Esta direção de diaclasamento é também a mais frequente na Estação 51, em calcários do Jurássico Superior pelo que será posterior ou, pelo menos, terá sido reativada posteriormente.

Uma família secundária ocorre segundo NW-SE, a sua instalação terá ocorrido posteriormente ao basculamento. Está representada em ambas as estações deste setor. Não é de descurar a hipótese que esta família corresponda a dispersão da família WNW-ESE

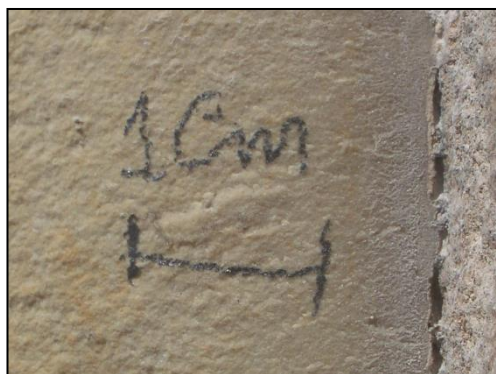


Figura 189- Diaclase com orla de escurecimento e “vitrificação” denunciadora da passagem de fluidos hidrotermais.

Nas pedreiras que exploram os calcários oolíticos verifica-se a existência de duas famílias de planos estilolíticos. Uma está orientada segundo NNE-SSW e mostra-se subvertical após rotação dos dados, pelo que deverá ser anterior ao basculamento dos estratos. É, portanto, indicadora de episódio compressivo WNW-ESE que poderá estar na origem do basculamento. A outra família apresenta-se com direções centradas em NW-SE e muito verticalizada, pelo que deverá corresponder a episódio compressivo segundo NE-SW posterior ao basculamento. Ambas as famílias apresentam indícios de terem sido deformadas em compressão, posteriormente à sua instalação e também mostram orlas de metassomatismo.

Relativamente às relações de corte entre as famílias referidas, os dados colhidos não permitem ilações com significado. Excetua-se que os planos estilolíticos orientados segundo NW-SE cortam os orientados NNE-SSW, o que se mostra congruente com o respetivo relacionamento relativamente ao basculamento das bancadas sedimentares.

A interpretação fotogeológica para este setor (Figura 190) revela uma grande dispersão na orientação das fraturas. Contudo, os dados de campo referem-se unicamente ao afloramento do Jurássico Médio e aí as estruturas fotointerpretadas estão quase exclusivamente orientadas segundo o WSW-ENE. Essa direção constitui a principal família de diaclasamento na roseta respeitante aos dados de campo, pelo que será uma família com carácter regional, pelo menos ao nível deste setor. Nessa mesma roseta verifica-se uma outra direção de diaclasamento relevante que se apresenta WNW-ESE (a NW-SE).

Embora quase ausente ao nível das poucas estruturas fotointerpretadas no Jurássico Médio, mostra-se paralela aos filões que o cortam, pelo que também se conclui do seu carácter regional.

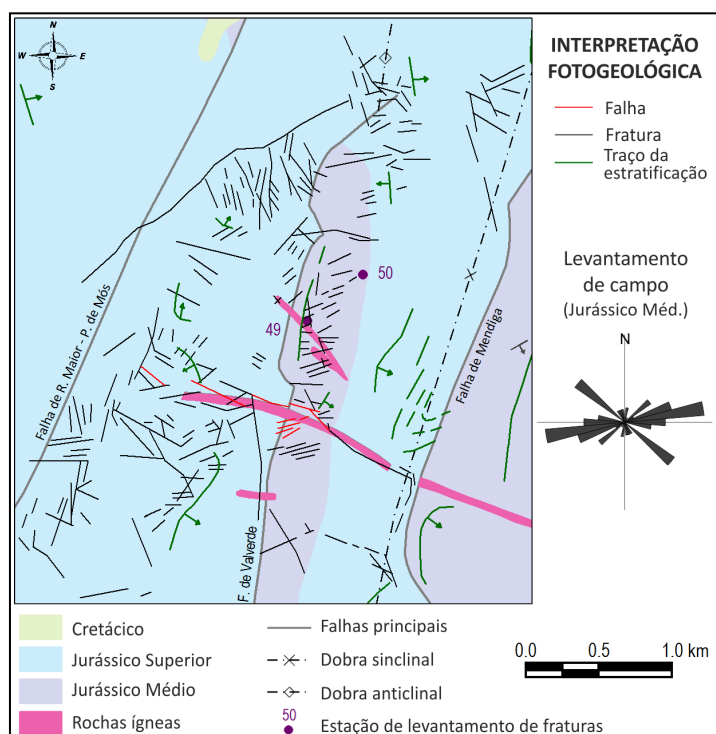


Figura 190- Fotointerpretação do Setor Depressão da Mendiga na região de Valverde. O diagrama de rosa refere-se unicamente ao afloramento de Jurássico Médio e, para melhor comparação com estruturas fotointerpretadas, os respetivos dados não estão rodados.

No mapa da Figura 190 é perceptível que a direção de fraturação segundo NNE-SSW condiciona o desenvolvimento das restantes famílias. Embora todas correspondam a diaclases reativadas (cf. B2.2.1.4), este relacionamento indicia que a família NNE-SSW será a mais antiga de todas.

B3.3.4. Setor Santo António

Subdividiu-se o setor correspondente ao Planalto de Santo António em 7 subsetores, em função das unidades litostratigráficas presentes, nomeadamente:

- J1-Sto. António: correspondente aos afloramentos de margas e calcários margosos da Formação de Fórnea (Sinemuriano (?) - Toarciano, Jurássico Inferior) que ocorrem numa estreita faixa no bordo norte do Planalto de Santo António.
- J2ZA-Sto. António: correspondente aos afloramentos de calcários margosos e margas da Formação de Barranco do Zambujal (Aaleniano – Bajociano inf., Jurássico Médio) que constituem todo o bordo nordeste deste Planalto. Contudo, a amostragem realizada reporta-se essencialmente às regiões a norte e noroeste da povoação Serra de Santo António.
- J2CP-Sto. António: afloramentos da Formação de Chão de Pias (Bajociano sup., Jurássico Médio). A amostragem reporta-se aos que ocorrem na região norte do Planalto de Santo António.
- J2OolCodaçal: correspondente aos afloramentos de calcários oobioclásticos do Membro Codaçal da Formação de Santo António – Candeeiros que ocorrem na região norte deste Setor (Batoniano inf., Jurássico Médio).

- J2SA-Sto. António: subsetor correspondente aos afloramentos de calcários micríticos da Formação de Serra de Aire (Batoniano, Jurássico Médio).
- J2OolPePedreira: calcários biocalciolíticos do Membro Pé da Pedreira da Formação de Santo António Candeeiros que ocorrem no bordo sudoeste do Planalto (Batoniano sup., Jurássico Médio)
- J3-Sto. António: afloramentos de calcários mais ou menos margosos da Formação de Montejunto datados do Oxfordiano médio (Jurássico Superior) que constituem o bordo sudoeste do Planalto de Santo António.

No Anexo 7 é apresentada a descrição detalhada de cada um destes subsetores. Dada a variabilidade dos resultados obtidos para cada um deles, a síntese agora apresentada é ainda feita a esse nível.

B3.3.4.1. Subsetor J1-Sto. António

Este subsetor de reduzidas dimensões corresponde à estreita faixa de afloramentos do Jurássico Inferior na região mais setentrional do Planalto de Sto. António. Apresenta características pouco comuns no MCE, nomeadamente o fato de as litologias serem de natureza margosa e mais importante para a análise em questão, as bancadas denotam inclinações pronunciadas que chegam a atingir os 30° para S ou SW. Estas inclinações fora do comum, associadas a dobramentos locais, deverão estar relacionadas com a movimentação dos acidentes que constituem o sistema de falhas de Alvados - Minde e ainda com a Falha da Mendiga.

Conforme é dado a observar graficamente pelas rosetas constantes da Figura 181, respeitantes às estações 27 e 28, a principal direção de diaclasamento neste setor está orientada segundo NE-SW. Está representada por diaclases e veios de calcite muito finos. A persistência destes é menor que a das diaclases. A esta família está associada, na estação 28, uma família pouco persistente de *cross joints* segundo NW-SE.

Na estação 28 ressalta ainda outra família de diaclasamento secundária mas que está representada pelas diaclases mais persistentes deste subsetor. Apresenta-se orientada segundo WNW-ESE e também ocorre na estação 27, embora aí faça parte de um conjunto de dados bastante dispersos centrado em E-W e no qual se poderá individualizar uma família de tendência WSW-ENE. Tal como a família principal, a família WNE-ESE também tem associada uma família ortogonal não sistemática, dela dependente, segundo NNE-SSW. Esta só assume algum relevo estatístico na estação 27.

No que respeita ao seu relacionamento com as superfícies de estratificação verifica-se que as diaclases das famílias mencionadas terminam, maioritariamente, de encontro a essas superfícies. Assim, as bancadas sedimentares neste subsetor atuam como estratos mecânicos que confinam o desenvolvimento das diaclases ("*stratabound system*").

Tendo em conta o fato das bancadas apresentarem inclinações relativamente acentuadas, foi possível verificar que a família principal NE-SW e respetiva família não sistemática ortogonal, se instalou em duas fases, ou seja, antes e após o basculamento sofrido pelos estratos. A família WNW-ESE também se instalou em duas fases, primeiro por veios e depois por diaclases, mas ambas anteriormente a esse basculamento. Na estação 28, em amostragem realizada sobre superfícies de estratificação, foi possível confirmar que esta família WNW-ESE apresenta grande dispersão de valores, desde o azimute

90 ao 120, confirmando também as deduções realizadas anteriormente para outros setores, em particular para a Depressão de Alcobaça.

As relações de corte mostram que a família WNW-ESE é a mais antiga deste subsetor, pois é de encontro a ela que terminam as restantes (Figura 191). Localmente está rejeitada em desligamento esquerdo por finos veios de calcite, mal representados estatisticamente e de orientação paralela às falhas da Mendiga e do Reguengo do Fetal. Estes veios NNE-SSW correspondem a reativação cisalhante, com mineralização, de anteriores *cross joints* da família WNW-ESE. Esta reativação traduz a deformação mais recente neste subsetor.

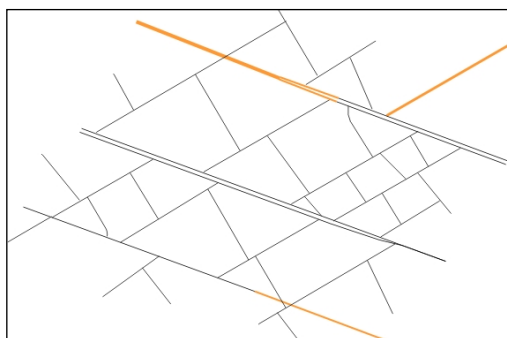


Figura 191- Padrão de fraturação ilustrativo da Estação 38 do subsetor J1-Sto António, não tendo sido representada a família NNE-SSW devido à sua baixa representatividade (veios de calcite representados a cor de laranja; sem escala).

Posteriormente à família WNW-ESE ocorreu a instalação da família NE-SW. Após o basculamento das bancadas ocorreu novo episódio de diaclasamento segundo NE-SW.

Não é possível uma verificação das direções de diaclasamento mencionadas com a interpretação fotogeológica, visto serem em número bastante reduzido as fraturas fotointerpretadas para esta região.

B3.3.4.2. Subsetor J2ZA-Sto. António

Corresponde à área de afloramentos da Formação Barranco do Zambujal sensivelmente abrangida pelas estações de amostragem referenciadas no mapa da Figura 192 pelos números 29 ao 33. De estação para estação verifica-se grande variabilidade da orientação das famílias de maior frequência de diaclasamento (*cf.* Figura 181). Para além disso, cada estação mostra uma única família de elevada frequência e de baixa dispersão. As famílias secundárias apresentam frequências bastante reduzidas, mas também se mostram bem individualizadas. Estas tendem a constituir um sistema ortogonal entre si ou, quando tal não acontece, o sistema ortogonal é definido pela família principal e por uma das secundárias.

Uma das particularidades deste subsetor é o fato das rochas apresentarem inúmeros veios muito finos de calcite orientados sensivelmente em torno de NNE-SSW. Por os traços da sua interseção com os afloramentos apresentarem comprimentos diminutos, em geral inferiores a 10 cm, não foram objeto de amostragem. Ocorre ainda uma outra família de veios que se distingue dos anteriores por apresentarem espessuras milimétricas, maiores comprimentos e com uma orientação já tendente para NE-SW. Qualquer destas famílias de veios é cortada por todas as restantes fraturas.

Tomando o conjunto dos dados (Figura 192), este subsetor é dominado por um sistema ortogonal de diaclasamento constituído pelas famílias NNW-SSE e WSW-ENE (a E-W). Este sistema tende a mostrar-se confinado aos estratos, ou seja, as superfícies de estratificação impedem a progressão das diaclases.

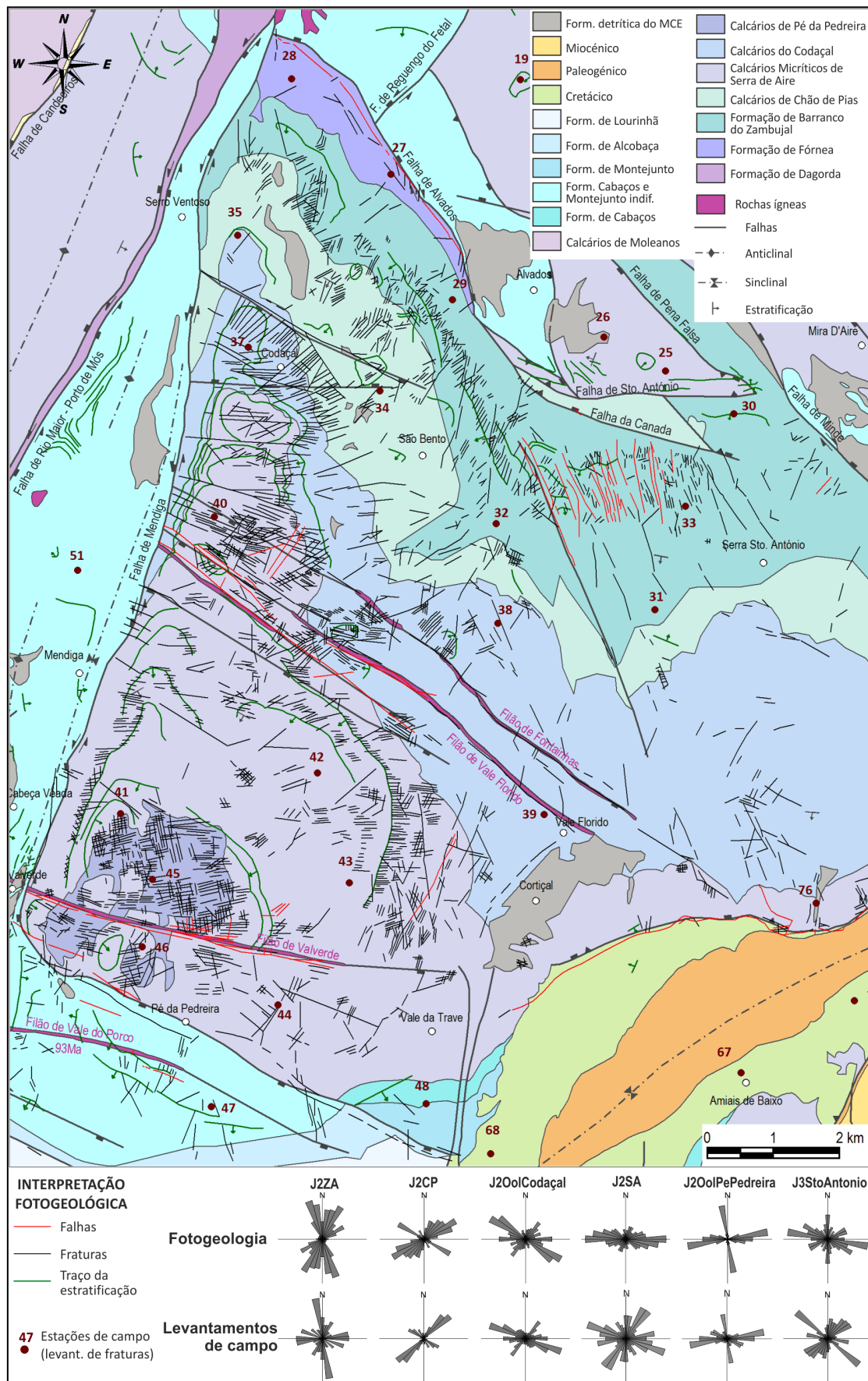


Figura 192- Interpretação fotogeológica do Planalto de Santo António (base geológica adaptada da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000; nomenclatura litostratigráfica a partir de Azerêdo, 2007; Pais *et al.*, 2012; designações informais a partir da Carta Geológica).

Com maior ou menor relevo, a família NNW-SSE está presente em todas as estações de amostragem, sendo, na globalidade dos dados, a mais frequente e a que denota maiores persistências. Em apenas alguns pontos de amostragem está representada por veios de calcite com persistência semelhante à das diaclases, demonstrando que deverão corresponder a um episódio de mineralização tardio. Já as diaclases WSW-ENE têm a sua persistência limitada pela família anterior e não ocorrem de modo generalizado. Nas estações em que não foi detetada a família WSW-ENE ocorrem diaclases segundo WNW-ESE e vice-versa. Esta variação parece estar na dependência da variação da direção das bancadas sedimentares, acompanhando-a.

Para além da família de veios NE-SW anteriormente mencionada, ocorrem outros que definem um sistema ortogonal coincidente com o definido pelas duas principais famílias de diaclasamento. Na realidade, este sistema ortogonal de veios em que a família mais persistente é a WSW-ENE (a E-W), está retomado pelas diaclases com a mesma orientação, sem que posteriormente tenham ocorrido novos episódios de mineralização (Figura 193). Essa família de veios WSW-ENE é subparalela à direção da orientação das bancadas sedimentares e é anterior ao basculamento para sul que elas denotam, o qual chega a alcançar valores de 20°. Contudo, estes veios ter-se-ão instalado em várias fases de deformação, pois verificam-se vários episódios de mineralização pelo mecanismo *crack & seal* e uma dispersão de orientações desses veios, em afloramentos contíguos, desde o azimute 65 até ao 100.

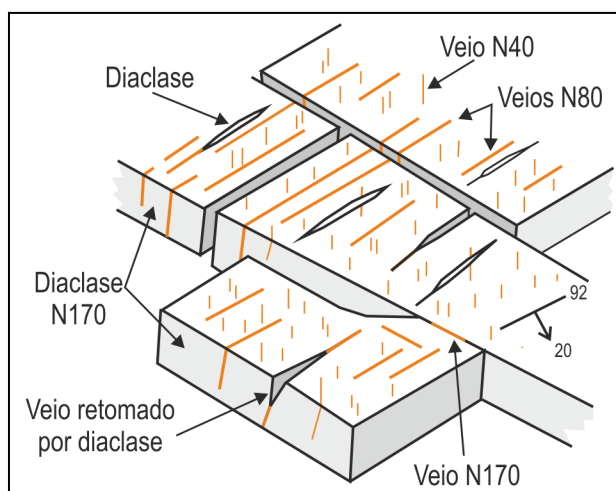


Figura 193- Relação entre veios e diaclases na Estação 30 do subsetor J2ZA-Sto. António (diaclases representadas a preto e veios representados a cor de laranja).

Quanto às relações de corte entre as famílias de diaclases identificadas no terreno importa primeiro voltar a referir a ocorrência de abundantes veios de calcite muito finos (< 0,5 mm), genericamente orientados NNE-SSW e que não foram amostrados por apresentarem comprimentos inferiores a 0,1 m. Estando cortados por todas as restantes estruturas, correspondem ao episódio de deformação mais precoce neste subsetor. A ele ter-se-á seguido um outro também denunciado por veios de calcite, mas agora com maiores espessuras e comprimentos. Estes apresentam orientação muito próxima dos anteriores, consistentemente segundo NE-SW e estão cortados pelas restantes famílias de diaclases.

No que respeita às duas principais famílias de fraturas, os dados mais seguros reportam-se à estação 30, à qual se refere o desenho esquemático da Figura 193 e o padrão de fratura denunciado pela fotografia da Figura 194-a). A família WSW-ENE terá sido a primeira a instalar-se por intermédio de diaclases não mineralizadas. Só posteriormente terá ocorrido a sua mineralização pois os veios de calcite mostram elevadas persistências resultantes de vários episódios de reativação. Esta mineralização terá sido anterior ao basculamento das bancadas para sul. Posteriormente e antes da

retoma destes veios por diaclases orientadas do mesmo modo, terá ocorrido instalação da família de diaclases NNW-SSE. A ocorrência apenas localmente de alguns veios de calcite com esta direção representa também um episódio de mineralização posterior.

Conforme ilustrado pela Figura 194-b), após à instalação do sistema definido pelas duas principais famílias, terá ocorrido a instalação de estilólitos orientados segundo WNW-ESE, frequentemente retomando diaclases pré-existentes com a mesma orientação. A eles estão associadas finas diaclases NNE-SSW. Estas estruturas, contudo, quase não têm representatividade estatística nos locais de amostragem, tendo as observações sido realizadas em afloramentos nas imediações desses pontos.

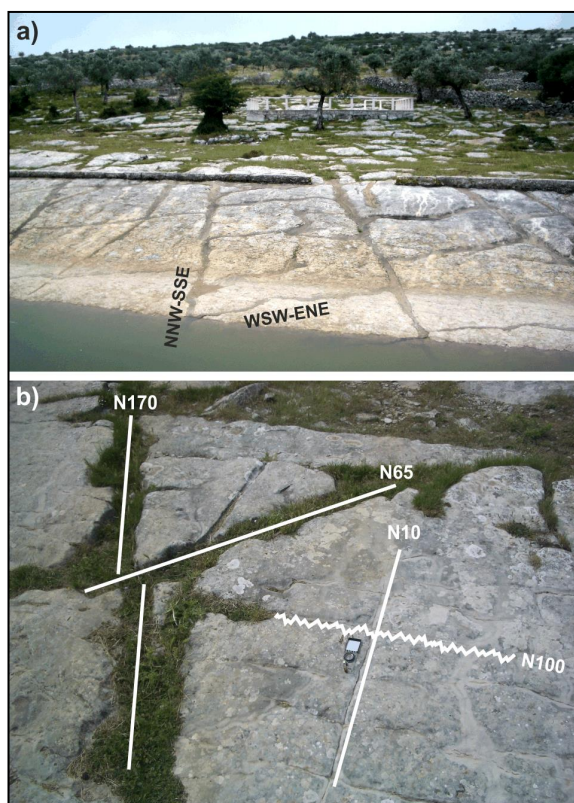


Figura 194- Fraturação no subsetor JZZA a sul da Ribeira da Canada. a) Famílias NNW-SSE e WSW-ENE. O padrão de fraturação mostra, numa primeira análise, que a família WSW-ENE é mais recente. A NNW-SSE mostra fortes evidências de ter sido reativada em desligamento esquerdo (cf. Figura 195), pelo que a rotação evidenciada pela família WSW-ENE poderá corresponder a arraste. b) Pormenor de diaclases segundo azimute 10 coevas de estilólitos orientados segundo azimute 100, mas posteriores ao sistema de diaclasamento principal que se apresenta carsificado. Na presente situação a direção NNW-SSE termina de encontro à WSW-ENE. Tal corresponde a situação pontual que poderá ser representativa de reativação em desligamento esquerdo da 2ª família por efeito da instalação da família centrada no azimute 10 e estilólitos segundo azimute 100 que se admitem posteriores.

A relação de antiguidade entre os estilólitos e as fraturas NNW-SSE, obtida a partir das relações de corte observáveis Figura 194 b) não é inequívoca. Com efeito, o que se observa no campo é que os estilólitos terminam de encontro à família NNW-SSE, o que os leva a supor como posteriores, bem como a família WNW-ESE que eles retomam (cf. Anexo 7).

Porém, como a família NNW-SSE se apresenta reativada em desligamento esquerdo (cf. B2.2.2.3, Figura 130 e Figura 195), os estilólitos podem não terminar de encontro a essa família mas antes estarem rejeitados.

No mapa da Figura 192 é evidente a intensa fraturação segundo NNW-SSE e NE- SW (a NNE-SSW) para este subsector. As evidências de reativação em desligamento esquerdo antes referidas para a família NNW-SSE reportam-se essencialmente aos dados obtidos em fotografia aérea, razão pela qual muitas das fraturas desta família foram marcadas como falhas. Devido à notória associação com as diaclases observadas no terreno com a mesma orientação, essas falhas correspondem a diaclases reativadas.

No que respeita ao carácter regional das famílias observadas no terreno, é evidente que tal se verifica para a família NNW-SSE. Isso já parece não se verificar no que respeita à família WSW-ENE. Tentando discernir se tal se deve à deficiente resolução da fotografia aérea para este tipo de propósito, recorreu-se às imagens disponíveis no *Google Earth* (Figura 195). Nelas é evidente o carácter bastante penetrativo da família NNW-SSE, reativada em desligamento esquerdo. A família WSW-ENE está bem marcada apenas localmente e com persistências reduzidas, limitadas pela família NNW-SSE, conforme posto anteriormente em evidência pela Figura 194 a). Ocorre, sobretudo quando as bancadas sedimentares apresentam uma direção semelhante.

Na Figura 195-a) está posta em evidência a direção de fraturação NE-SW que corta uma dobra de arraste associada à movimentação em desligamento esquerdo de uma falha NNW-SSE. Trata-se, portanto de uma família posterior a essa movimentação (cf. Figura 130). Na realidade, para além da família NNW-SSE, esta é a mais bem representada na região abrangida pela imagem da Figura 195. Tomando também em atenção o mapa da Figura 192 verifica-se que esta família, com forte dispersão para NNE-SSW, tem resolução ao nível da fotografia aérea, marcando o padrão de fraturação sobretudo para N e NNW da estação 32.

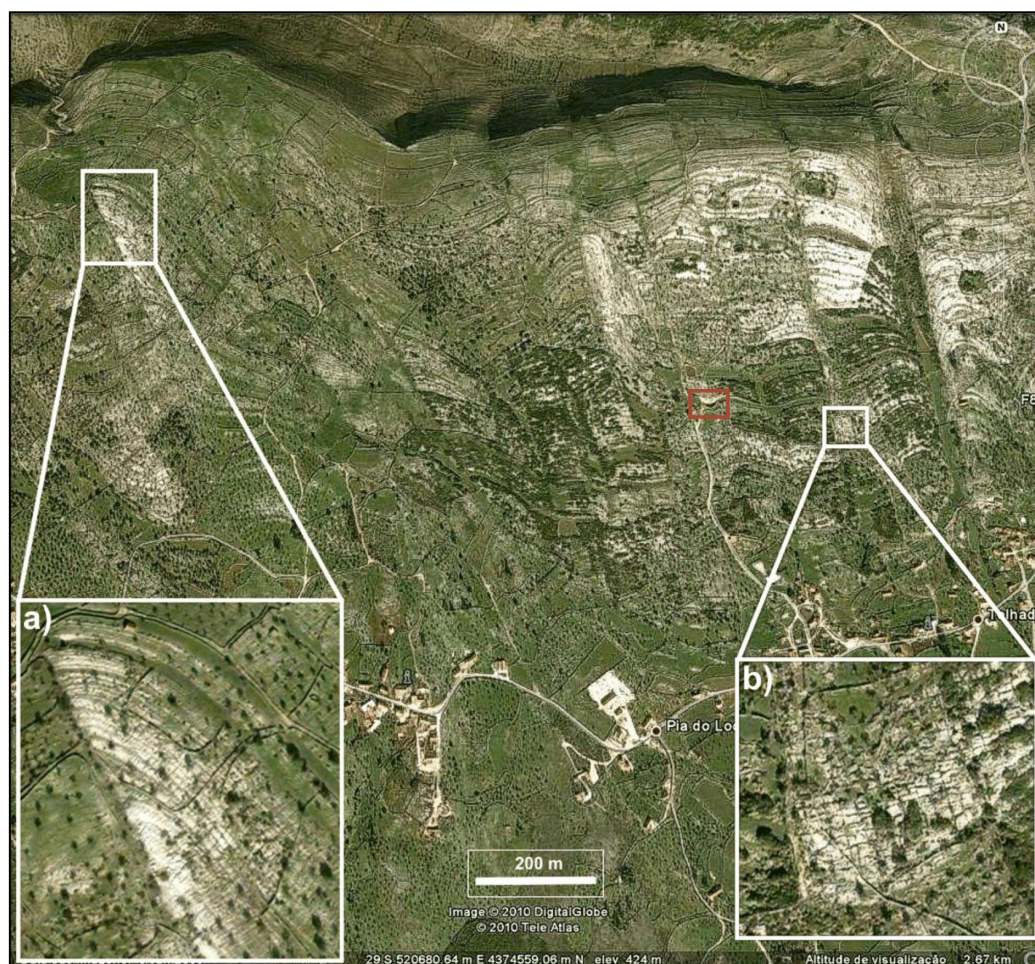


Figura 195- Fraturação na Formação Barranco do Zambujal a sul da Ribeira da Canada (imagem *Google Earth*). Em a) falha de desligamento esquerdo e respetiva dobra de arraste a qual está cortada por diaclasamento NE-SW. Em b) presença de diaclasamento WSW-ENE subparalelo à direção das bancadas e de persistência limitada pela fraturação NNW-SSW. Retângulo vermelho assinala local da fotografia da Figura 194.

B3.3.4.3. Subsetor J2CP-Sto. António

Os dados das duas estações realizadas sobre os afloramentos da Formação Chão de Pias (estações 34 e 35, Figura 181) revelam um predomínio de diaclases orientadas NE-SW que por vezes correspondem a finos veios de calcite. De modo secundário existe uma família de diaclases centrada no azimute 120, portanto WNW-ESE, mas com forte tendência para NW-SE. Embora pouco frequente, é a família mais persistente e mostra-se paralela à direção das bancadas.

Em afloramentos nas imediações dos pontos amostrados foi possível verificar que a família NE-SW dá lugar a diaclases NNE-SSW, as quais parecem corresponder à direção mais comum. Contudo, mesmo

nesses locais, mantém-se a ocorrência de veios de calcite segundo NE-SW, os quais são cortados pelas restantes estruturas.

Embora para este subsetor os dados sejam pouco elucidativos, mercê da escassez de locais propícios à observação e amostragem, as relações de corte entre as estruturas sugerem que após um episódio de deformação que levou à instalação dos veios de calcite e diaclases segundo NNE-SSW a NE-SW, terá ocorrido diaclasamento segundo WNW-ESE.

A Figura 192 mostra claramente que as direções de diaclasamento observadas nos afloramentos têm correspondência regional neste subsetor, pois o diagrama de rosa correspondente às estruturas fotointerpretadas é idêntico ao obtido a partir dos dados de campo.

B3.3.4.4. Subsetor J2OolCodaçal

Os calcários oolíticos do Codaçal afloram em grande extensão do Planalto de Santo António. Contudo, os dados que de seguida se apresentam referem-se unicamente à zona compreendida entre a povoação do Codaçal (Figura 181), onde são explorados para fins ornamentais (estação 37), a povoação de Moliã, onde ocorrem sob a forma de fácies dedolomitizadas, as quais também são exploradas para blocos de rocha ornamental (estação 38) e a povoação de Vale Florido, junto às estruturas doleríticas que atravessam transversalmente o Planalto (estação 39). Excetuando a estação 39 e alguns pontos de amostragem da estação 37, as bancadas sedimentares apresentam espessuras superiores a 20 m.

Em termos gerais (Figura 182) as diaclases neste subsetor apresentam-se maioritariamente orientadas WNW-ESE. Ocorrem duas outras famílias com carácter secundário, nomeadamente a família WSW-ENE (a E-W) e a família NE-SW.

Uma análise do mapa da Figura 181 mostra existirem algumas diferenças entre as estações deste setor. Analisando individualmente os dados de cada estação (*cf.* Anexo 7), verifica-se:

- Na zona das pedreiras do Codaçal (Estação 37) os dados mostram duas orientações preferenciais de diaclasamento: uma segundo WNW-ESE (a E-W) com evidentes sinais de reativação (superfícies polidas) e outra segundo NE-SW com dispersão para WSW-ENE. Contudo, alguns dados foram colhidos próximos de um acidente orientado E-W pelo que, retirando-os da amostra, constata-se que as diaclases mais frequentes nos calcários oolíticos do Codaçal estão orientadas segundo NE-SW e, secundariamente, segundo WSW-ENE a E-W. Estas apresentam-se maioritariamente reativadas e a dispersão para E-W deverá estar relacionada com o acidente existente nas proximidades com a mesma orientação.
- Na zona de Moliã (Estação 38), o diaclasamento apresenta-se organizado numa família muito bem definida segundo NW-SE essencialmente devida a veios de calcite. Estão paralelos aos acidentes regionais nesta região e com sinais de reativação que são dados pelo traçado irregular que ostentam. Esse diaclasamento é nitidamente posterior ao episódio que levou à dedolomitização pois corta as texturas geradas por esse processo. Secundariamente ocorrem também diaclases segundo NE-SW e WSW-ENE.
- No que respeita aos dados da zona de Vale Florido (Estação 39), há um predomínio de diaclases WNW-ESE, oblíquas a um dos acidentes regionais que ocorre muito próximo. Contudo, observações pontuais realizadas fora das *scanlines* mostram uma prevalência de diaclases

orientadas paralelamente a esses acidentes, o que aponta para que correspondam a duas famílias de diaclases independentes. Os veios presentes nesta estação correspondem a episódios únicos de *crack & seal* (Ramsay, 1980; Bons *et al.*, 2012) e apresentam-se preferencialmente orientados segundo NE-SW. Parecem corresponder a um episódio de mineralização de diaclases pré-existentes. Alguns ocorrem paralelamente às diaclases abertas segundo WNW-ESE.

Os dados de campo são pouco esclarecedores quanto às relações de antiguidade entre as estruturas medidas. As relações sobre as quais há alguma certeza reportam-se ao fato do episódio de dedolomitização dos calcários na zona de Moliana ser anterior aos diaclasamentos NW-SE aí observados e também ao fato desses diaclasamentos serem anteriores ao episódio de carsificação com o qual está associada a deposição de arenitos e argilas nas cavidades cársticas. Contudo, anteriormente ao diaclasamento NW-SE terá ocorrido a instalação de diaclases segundo NE-SW e sua posterior mineralização, eventualmente coeva da dedolomitização.

Tendo em atenção o mapa da Figura 192 é notório que as principais famílias de diaclases referidas se repercutem regionalmente neste subsetor, o que também está traduzido pela semelhança entre as rosetas respeitantes aos dados de campo e aos da fotointerpretação.

B3.3.4.5. Subsetor J2SA-Sto. António

Este subsetor engloba as estações 40 a 44 e parte da Estação 46 (Figura 181 e Figura 192). Foram realizadas sobre bancadas de calcários micríticos da Formação Serra de Aire. Os dados da estação 46 correspondem a pontos de amostragem realizados nesses calcários mas em fundo de pedreira de exploração do membro de Pé da Pedreira. Os restantes dados desta estação integram, portanto, o subsetor respeitante a esse membro no Planalto de Santo António e que mais à frente se abordará.

Este subsetor apresenta-se estruturado genericamente em monoclinal basculado para SSW. Contudo, nele é possível distinguir que nas regiões mais ocidentais, nas proximidades da Falha da Mendiga, a estratificação se apresenta orientada NE-SW com pendores suaves para SE. Com o afastamento dessa falha, as bancadas rodam para E-W e estabilizam em WNW-ESE (a NW-SE) com pendores para SW. Portanto, define-se para esta região uma estrutura sinclinal ampla e mergulhante para sul.

Tomando-se os dados de conjunto de todas as estações neste subsetor (Figura 182) constata-se um predomínio nítido de 2 famílias de fraturas aproximadamente ortogonais entre si, orientadas segundo WNW-ESE e NNE-SSW a NE-SW. Contudo, de estação para estação verificam-se diferenças assinaláveis que parecem estar na dependência da orientação das bancadas sedimentares:

- Nos pontos de amostragem mais próximos da Falha da Mendiga, que se integram nas estações 41 e 46 (Figura 181), as diaclases mais frequentes são as mais persistentes e estão orientadas segundo WSW-ENE, paralelamente à direção das bancadas sedimentares. Juntamente com uma família secundária de *cross joints* NNW-SSE (a N-S), define-se para esta região um sistema ortogonal em T. Os dados concretos da Estação 46 integram uma família principal de veios orientados NE-SW.
- Nas regiões mais afastadas da Falha da Mendiga (estações 42 e 43) também se define um sistema ortogonal em T que aqui é constituído por uma família mais persistente de diaclases orientadas segundo WNW-ESE, paralelas à direção da estratificação, e por uma família de *cross joints* NNE-SSW. De modo subparalelo a estas *cross joints* ocorre uma família tão frequente como a WNW-ESE

e que é maioritariamente constituída por veios de calcite de tendência NE-SW. Estes veios apresentam-se cortados pela família WNW-ESE.

As famílias mencionadas são anteriores ao basculamento das bancadas e o sistema de diaclasamento mostra-se, regra geral, confinado pelas superfícies de estratificação, conduzindo a alguma dispersão de orientações de bancada para bancada. Tal fato foi particularmente observado para diaclases da família WNW-ESE na Estação 42: a maioria dos estratos apresenta-se fraturada por diaclases orientadas entre os azimutes 100 e 120, ao passo que outras estão fraturadas preferencialmente segundo os azimutes 120 a 130, pelo que se poderão dizer orientadas NW-SE.

Os dados das estações 40 e 44 diferenciam-se dos anteriores. A primeira refere-se a pontos de amostragem nas proximidades da falha da Mendiga mas que estão nitidamente condicionados pelos acidentes NW-SE que aí também ocorrem. Contudo, embora esses acidentes apresentem uma orientação tendencialmente segundo NW-SE, a principal família de fraturas medidas está francamente segundo WNW-ESE.

No que respeita à estação 44, a Figura 196 representa as principais direções de fraturação aí existentes e respetivas relações de antiguidade. A principal e mais persistente família de fraturação apresenta-se francamente segundo NE-SW e é constituída diaclases. Porém, estas retomam veios com a mesma orientação, tanto em simples abertura como em cisalhamento segundo a inclinação, o que justifica a sua elevada persistência. Entre esta família de diaclases reativadas NE-SW, surge uma família secundária não sistemática de diaclases NW-SE (entre os azimutes 120 e 140) que são posteriores ao cisalhamento das NE-SW. Nitidamente não se instalou em função de trações secundárias geradas entre a família sistemática, pois a sua frequência é independente do espaçamento dessa família sistemática NE-SW.

Ainda nesta estação 44 surgem estilólitos que retomam algumas das raras diaclases WNW-ESE que aí também ocorrem. Importa também notar que a única estrutura plumosa detetada em todo o presente levantamento de fraturas ocorre nesta estação (Figura 67-d)). Surge numa diaclase com atitude 55, 80E e mostra que o campo de tensões que a originou estaria caracterizado por uma componente principal de compressão máxima horizontal.

No que respeita ao estabelecimento das relações de antiguidades entre as famílias de diaclasamento presentes neste subsetor, a estação 42 mostra-se relevante pelo fato de nela se verificar a ocorrência de veios de calcite NNE-SSW e NE-SW cortados por diaclases WNW-ESE. Já a estação 44 mostra-se relevante a este respeito pelo que atrás foi mencionado e pelo fato das *cross joints* de tendência NW-SE cortarem os veios de calcite NNE-SSW que aí estão bem individualizados, mas que estatisticamente têm muito pouco relevo (Figura 196). Estes veios também estão cortados pela família NE-SW, mas esta mostra sinais evidentes de reativação cisalhante, como atrás referido.

Assim, admite-se que o episódio de fraturação mais antigo neste subsetor corresponde à instalação dos veios de calcite orientados NNE-SSW e NE-SW e que mais tarde terão sido retomados por diaclases (*cf.* Anexo 7). A sua instalação não terá ocorrido de modo generalizado por toda a região em apreço e poderá corresponder a um único episódio de deformação caracterizado por oscilação do campo de tensões regional ou a dois episódios distintos.

Com base no que foi deduzido nos outros setores, admite-se que a seguir à instalação destes veios de calcite tenha ocorrido a instalação da família de diaclases não mineralizadas WSW-ENE. Porém, não foi possível determinar a relação de corte desta família com as restantes, já que os escassos dados

obtidos são contraditórios. O episódio que levou à sua instalação poderá, de algum modo, estar na origem da abertura cisalhante dos veios NE-SW, pois essa reativação é anterior a um novo episódio de diaclasamento que deu origem a *cross joints* NW-SE.



Figura 196- Relações de antiguidade na estação 44. Diaclase NW-SE é posterior a veio NNE-SSW, pois corta-o, mas é anterior a diaclase reativada NE-SW porque roda de modo a estabelecer relação de perpendicularidade. A reativação da diaclase NE-SW é posterior aos veios NNE-SSW.

Posteriormente terá ocorrido a instalação da família WNW-ESE. Estilólitos orientados também segundo WNW-ESE resultam de esforços compressivos mais tardios segundo o azimute 30, pois os respectivos picos estilolíticos estão assim orientados.

O mais recente episódio de fraturação de que há evidências neste setor está representado por diaclases muito pouco frequentes segundo o azimute 170. Depósitos areno-argilosos selam as duas famílias de diaclases orientadas em torno de E-W, bem como as de tendência NW-SE.

O diagrama de rosa respeitante à interpretação fotogeológica deste subsetor e que consta do mapa da Figura 192 mostra que o padrão regional de fraturação está marcado por uma forte dispersão de orientações em torno de E-W, destacando-se desse padrão uma família secundária segundo NE-SW. No diagrama respeitante à globalidade dos dados de campo identificam-se as famílias de diaclasamento anteriormente referidas: uma família principal segundo WNW-ESE e outra, menos frequente, segundo NE-SW. Assim pode-se concluir que têm representatividade regional.

Analisando ainda o mapa da Figura 192, mas em função dos traços das fraturas e não em função da sua distribuição estatística, importa notar o que se verifica na área abrangida pelas estações 42 e 43. A interpretação fotogeológica mostra que aí predominam consistentemente faturas orientadas E-W, ao passo que os dados de campo para essas duas estações mostram um predomínio bem marcado de diaclases WNW-ESE. Como a direção E-W também está representada nos dados de campo, embora com pouco relevo estatístico, admite-se que a discrepância mencionada se deva ao fato de estarmos perante um sistema de fraturação confinado às bancadas, tal como deduzido anteriormente a respeito da dispersão para NW-SE (*stratabound system* de Odling *et al.*, 1999). Com efeito, foi possível verificar no terreno a existência de bancadas sedimentares com um sistema de diaclasamento ligeiramente diferente do apresentado na bancada imediatamente acima ou abaixo. O mapa da Figura 192 mostra claramente que na região afeta às estações 42 e 43 a fraturação predominante está orientada E-W mas restrita a estratos sedimentares específicos.

B3.3.4.6. Subsetor J2 Pé da Pedreira – Sto. António

Este subsetor engloba as estações 45 e 46 (Figura 181). Os dados provenientes da estação 45 foram todos colhidos sobre os Calcários Oolíticos de Pé da Pedreira cujas bancadas apresentam espessuras entre 2 a 6 m e se apresentam basculadas 4° a 6° para SW ou SE. Já alguns dados da estação 46, a sul do filão dolerítico que corta transversalmente a região segundo WNW-ESE, foram colhidos na unidade de calcários micríticos subjacentes aos oolíticos. Por essa razão integraram-se no subsetor anterior.

Como observável na Figura 182, as fraturas neste subsetor mostram-se orientadas segundo duas orientações preferenciais, ortogonais entre si: uma principal, mais persistente e representada quase exclusivamente por diaclases não mineralizadas segundo WSW-ENE e outra, secundária, representada *cross joints* NNW-SSE. Localmente, estas *cross joints* apresentam-se mineralizadas. A primeira família mostra-se paralela à direção geral dos estratos sedimentares nesta região do Planalto. Embora de modo bastante secundário, há ainda a registar a ocorrência de uma família bem definida segundo WNW-ESE.

Quanto às relações de antiguidade entre as principais famílias de diaclases, os dados disponíveis são escassos. Contudo, pela sua maior persistência e por relações de corte observadas em afloramentos próximos dos pontos de amostragem, a família WSW-ENE é anterior à família NNW-SSE. Assim, tendo em conta o observado para outros setores admite-se que a primeira família a instalar-se terá sido a WSW-ENE a que se terá seguido a instalação de raras diaclases WNW-ESE, como precursoras da estrutura filoniana próxima (Filão de Valverde). Por fim ter-se-á instalado a família de diaclases.

Importa ainda assinalar para este subsetor a presença frequente de planos estilolíticos. Estão sobretudo orientados segundo WNW-ESE. Também ocorrem alguns escassos segundo WSW-ENE, ou seja paralelamente à principal direção de diaclasamento.

Conforme se pode verificar na Figura 192, os resultados obtidos pela observação de fotografias aéreas respeitantes a este subsetor são idênticos aos obtidos pelos levantamentos de campo. Tal traduz que as direções preferenciais obtidas por esta metodologia têm representatividade pelo menos ao nível do subsetor em causa.

B3.3.4.7. Subsetor J3-Sto. António

Este subsetor corresponde à área de afloramentos do Jurássico Superior no bordo sudoeste do Planalto de Santo António e é representado apenas pela estação 47. As bancadas estão basculadas para SSW, estando a sua direção paralela à de um filão dolerítico e falhas WNW-ESE que aqui ocorrem.

As diaclases distribuem-se por dois sistemas ortogonais. O principal é constituído pelas famílias NW-SE e NE-SW e corresponde a um típico sistema em T (**Erro! A origem da referência não foi encontrada.-** B): as diaclases NW-SE constituem a família sistemática e as NE-SW são não sistemáticas, donde a dispersão de valores que denotam, conforme é dado a observar pela respetiva roseta na Figura 192. Estão limitadas pelas superfícies de estratificação. Quanto ao outro sistema ortogonal, ele é nitidamente secundário e definido pelas famílias NNE-SSW e WNW-ESE. A primeira está muito mal representada, fazendo parte de um conjunto com dispersão até NE-SW. Contudo, os veios de calcite amostrados neste setor estão todos segundo essa direção, mostrando persistências bem menores que

a das diaclases com a mesma orientação. A família WNW-ESE, paralela ao filão que ocorre nas imediações, é a mais persistente e a melhor representada deste sistema.

O relacionamento destes dois sistemas de diaclases com a instalação da estrutura filoniana e com o basculamento sofrido pelas bancadas onde ocorrem permite deduzir que o sistema principal definido pela família sistemática NW-SE ter-se-á instalado faseadamente, tanto num período anterior ao basculamento das bancadas para SSW, como numa fase posterior. Já a família de diaclases WNW-ESE é nitidamente posterior ao basculamento que se verifica nas pedreiras que exploram estas rochas para fins ornamentais e deverá estar associada à instalação da estrutura filoniana subvertical que lhe é paralela.

A observação da Figura 192 mostra que as famílias WNW-ESE e NNE-SSW estão genericamente representadas ao nível da fotografia aérea, donde poder assumir-se que têm carácter regional. Já a família NW-SE está mal representada, devendo, portanto, ser de âmbito local. Contudo, importa notar que neste subsector apenas foi possível identificar um reduzido número de fraturas em fotografia aérea, pelo que a conclusão anterior não deverá ser tomada como definitiva.

B3.3.5. Setor Depressão de Alvados

A depressão de Alvados está representada pela estação 26, correspondente a dois pontos de amostragem realizados sobre bancadas da unidade Calcários Micríticos de Serra de Aire (Jurássico Médio). São representativos dos locais menos deformados desta Depressão.

Existem duas direcções principais de diaclasamento, nomeadamente a direcção NNE-SSW e a direcção WNW-ESE, conforme se pode constatar pela respetiva roseta na Figura 181. Apresentam dispersão para N-S e E-W, respetivamente. Um sistema ortogonal secundário é definido pelas direcções NW-SE e NE-SW, esta última apresentando uma forte dispersão de valores. Os dados obtidos em afloramentos bastante tectonizados, em pedreira de exploração de rocha ornamental, mostram uma forte prevalência de diaclases centradas em N-S.

Os dados respeitantes às relações de antiguidade destas famílias são escassos. A família mais persistente é a orientada NNE-SSW, paralelamente à orientação das bancadas nesta região, as quais apresentam basculamentos na ordem dos 10 a 15° para Oeste. Contudo, o diaclasamento é anterior ou, quanto muito, coevo desse basculamento. A família NE-SW tem a sua persistência limitada por todas as outras.

Assim, apenas se pode deduzir que, pela sua persistência, a família NNE-SSW foi a primeira a instalar-se e que a NE-SW é a mais recente. Estilólitos orientados E-W e com picos perpendiculares retomam diaclases orientadas do mesmo modo. Provavelmente corresponderão às estruturas mais recentes neste setor.

Não existem dados fotointerpretados para este setor que possam suportar uma avaliação do carácter regional das famílias de fraturas observadas no terreno.

B3.3.6. Setor Depressão de Alqueidão

Este setor está estruturado em anticlinal mergulhante para norte e nele foram realizadas duas estações, com os números 23 e 24, sobre bancadas de calcários margosos da Formação de Montejunto. Pelas rosetas respeitantes a este setor e que constam da Figura 181, verifica-se uma grande dispersão de dados. Porém, pode-se afirmar que prevalece o diaclasamento centrado em NNE-SSW e em E-W. Na estação 23 merece destaque a família NW-SE, representada por veios de calcite e por diaclases que reabrem esses veios. Observações em afloramentos próximos dos diversos pontos de amostragem mas que não apresentam condições para levantamento de fraturas, mostram que esta direção é, na realidade, aquela que prevalece neste setor.

O sistema de diaclasamento presente está nitidamente confinado pelos estratos sedimentares que, deste modo, se comportam como estratos mecânicos.

Os dados relativos às relações de corte entre estas famílias de fraturas são escassos neste setor. Essencialmente mostram que os veios NW-SE foram retomados por diaclases com a mesma orientação e que estas serão anteriores à família NNE-SSW e às centradas em torno de E-W. Estas últimas poderão corresponder a diaclases transversais à estruturação anticlinal deste setor. Mostram, ainda, que alguns estilólitos orientados NW-SE e uma família de diaclases NNW-SSE, muito mal representada, serão posteriores às famílias atrás mencionadas.

O mapa da Figura 197 mostra as fraturas fotointerpretadas no setor correspondente à Depressão de Alqueidão. Nessa figura constam também as rosetas correspondentes a essas fraturas, às resultantes dos levantamentos em afloramentos e, ainda, uma correspondente aos troços retilíneos das linhas de água existentes neste setor, conforme a sua representação na base corográfica da Folha 27-A da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000.

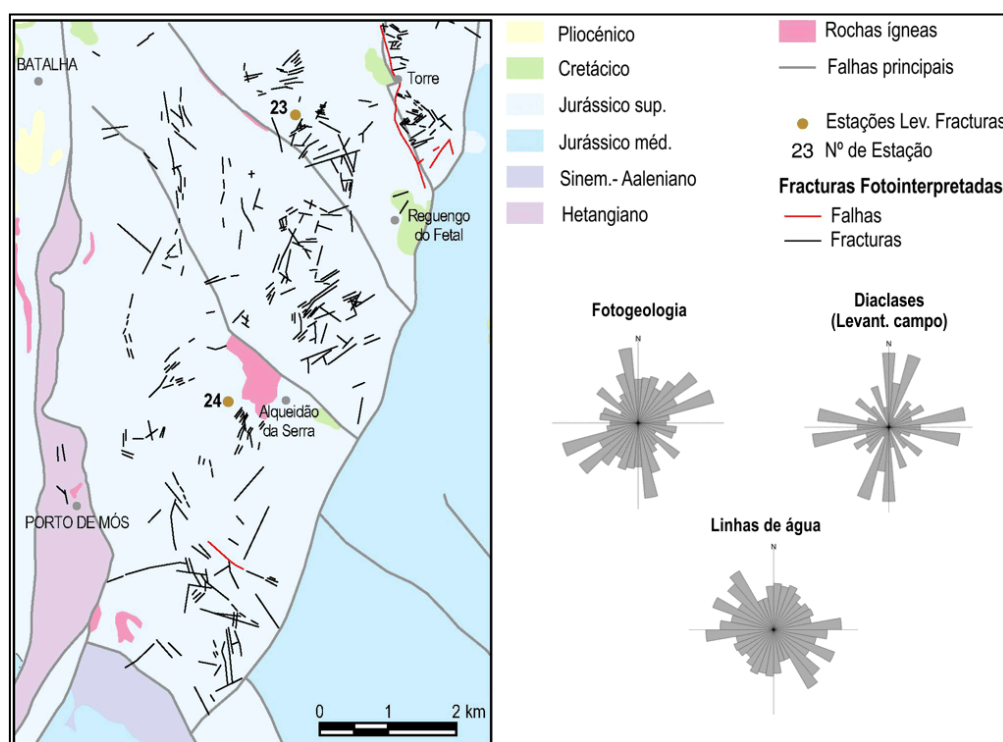


Figura 197- Fraturas fotointerpretadas na Depressão de Alqueidão.

Não há correspondência entre as principais direções de diaclasamento identificadas nos levantamentos de campo e as identificadas em fotografia aérea. Pode, portanto, admitir-se que as

identificadas nos afloramentos correspondem a famílias de âmbito localizado aos afloramentos onde ocorrem. Contudo, tal fato é estranho porque para todos os setores que têm vindo a ser apresentados, essa correspondência tem-se verificado de modo mais ou menos evidente. Eventualmente poderá ser devida a outros fatores, em particular o fato de não se verificar uma distribuição homogênea das fraturas fotointerpretadas por todo o setor, o que está relacionado com a natureza das litologias presentes: alternância de bancadas decimétricas de calcários margosos com argilitos, no que respeita à Formação de Montejunto e argilitos e arenitos no que respeita à Formação de Alcobaça.

Tentando outro tipo de correlação elaborou-se um diagrama de rosa correspondente aos troços retilíneos das linhas de água presentes neste setor e que atrás foi referido. Também não se verificam semelhanças com os dados de campo, pelo que se conclui que estes apenas têm representatividade local. Excetua-se a família NW-SE que prevalece por todo o setor, como atrás referido, e tem correspondência ao nível da roseta da fotogeologia e das linhas de água.

B3.3.7. Setor São Mamede

Este setor apresenta-se estruturado em anticlinal amplo orientado segundo NW-SE – o *roll over* de São Mamede (Figura 121). Nele afloram, sobretudo, calcários do Jurássico Médio. Está limitado por dois importantes acidentes, nomeadamente a Falha de Reguengo do Fetal de orientação NNE-SSW que o limita a noroeste e o sistema de Falhas de Alvados – Minde, paralelo ao *roll over*, que o limita a sudoeste. Passa em continuidade ao Planalto de Fátima, a nordeste, e à Serra de Aire, a sudeste. A distinção aqui assumida entre o setor de São Mamede e o Planalto de Fátima é apenas de âmbito litostratigráfico, ao passo que a distinção com a Serra de Aire é apenas de âmbito geomorfológico.

No Planalto de São Mamede foram realizadas 9 estações de amostragem, as quais estão referidas pelos números 14 ao 22 no mapa da Figura 181. Não estão distribuídas uniformemente por todo este setor devido à ausência de locais propícios à amostragem na região central. Tendo em atenção essa figura, bem como a Figura 182 e as rosetas da Figura 198, é nítida a existência de duas direções principais de diaclasamento: uma francamente segundo NNE-SSW, bem centrada no azimute 20 e que está melhor representada na região ocidental do Planalto; outra segundo NNW-SSE mas com forte dispersão para NW-SE, na região oriental. Pelo menos espacialmente, existe uma associação dessas duas direções de fraturação com a Falha Reguengo do Fetal e com a orientação das bancadas junto ao contato estratigráfico com as rochas do Jurássico Superior da região de Fátima, respetivamente (Figura 181).

A família NNE-SSW está representada por veios de calcite pouco persistentes e por diaclases muito persistentes. Muitas destas diaclases retomam os veios pré-existentes. Outras, mal representadas estatisticamente, mostram evidências de um novo episódio de reativação, agora em desligamento esquerdo. Em termos gerais, esta é a família que se mostra mais persistente, tanto na região ocidental do Planalto, como na oriental.

A família NNW-SSE está também representada por veios e diaclases mas, ao contrário da anterior, não foram registadas evidências de diaclases a retomar os veios, o que indicia que a mineralização é tardia. Esta família é a que mais frequentemente mostra sinais de reativação cisalhante.

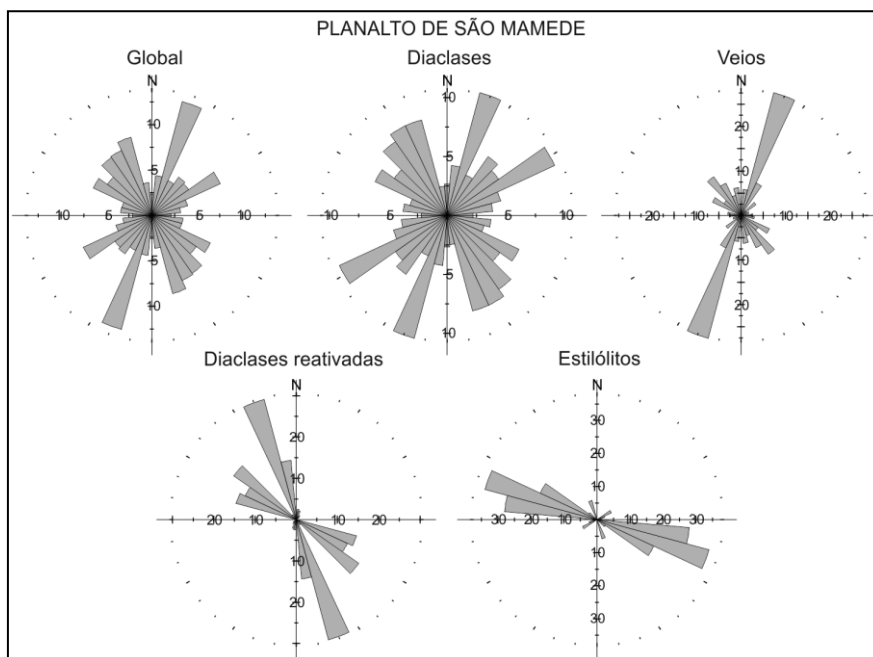


Figura 198- Fraturação no Planalto de São Mamede discriminada quanto à sua natureza (a roseta correspondente ao total dos dados não inclui os estilólitos).

A roseta correspondente unicamente aos dados da região leste do Planalto de São Mamede (Figura 182) mostra que a dispersão da família NNW-SSE se deve ao fato de aí as diaclases se apresentarem centradas no azimute 150, acompanhando a direção das bancadas. Como no conjunto dos dados relativos ao planalto a relevância recai sobre as diaclases com tendência para NNW-SSE (Figura 198), tal fato indicia a existência de duas famílias subparalelas: uma de tendência NW-SE (entre os azimutes 135 e 155) e outra francamente segundo NNW-SSE (entre os azimutes 155 e 180). Alguns dados concretos contribuem para esta hipótese:

- Em alguns pontos de amostragem a tendência de diaclasamento é francamente segundo NW-SE e está traduzida sobretudo por veios de calcite. Nesses locais os veios mostram-se menos persistentes que as diaclases com a mesma direção e, por vezes, são reabertos por elas.
- Nesses locais foi possível verificar um sistema ortogonal de diaclasamento constituído por duas famílias geneticamente relacionadas. Uma sistemática NW-SE e outra não sistemática NE-SW.
- No que respeita a diaclases reativadas, predominam as francamente orientadas NNW-SSE, tendo essa reativação ocorrido em desligamento esquerdo. As que mostram tendência para NW-SE são menos abundantes e refletem desligamento direito.
- Nos pontos de amostragem em que os estratos apresentam inclinações relativamente acentuadas, foi possível constatar que a fraturação genericamente considerada como NNW-SSE compreende, na realidade, duas famílias: uma de tendência NW-SE que se afasta da verticalidade mas é ortogonal aos estratos e outra, tendencialmente NNW-SSE, que se mostra muito verticalizada. A primeira será anterior ao basculamento e a segunda posterior.

Assim, embora não tenha sido possível discernir relações diretas de antiguidade entre as fraturas destas duas famílias, para o Planalto de São Mamede considera-se que as fraturas centradas no azimute 150 constituem uma família independente e anterior ao basculamento aí sofrido pelas bancadas. Para a distinguir da que se apresenta francamente segundo NNW-SSE, passa a ser denominada por família sistemática NW-SE. Constitui a principal direção de diaclasamento na região oriental deste planalto e é muito secundária na região ocidental. A família NNW-SSE, posterior ao basculamento, assume um papel secundário, tanto na região oriental, como na ocidental.

Para este setor importa também realçar a ocorrência frequente de planos estilólíticos. Estão orientados preferencialmente segundo WNW-ESE, muitos retomando diaclases pré-existentes com a mesma direção. Os respetivos picos são-lhes perpendiculares. À semelhança dessas diaclases WNW-ESE, outras diaclases que se apresentam com pouco relevo estatístico são as orientadas WSW-ENE. Também elas estão reativadas por planos estilólíticos mas com a particularidade dos respetivos picos não se apresentarem perpendiculares, mas antes orientados consistentemente segundo NNE-SSW, tal como os mencionados anteriormente. Localmente foi ainda possível observar planos estilólíticos subverticais WSW-ENE, com picos perpendiculares, que se mostram associados a finas diaclases NNW-SSE.

Como a Figura 199 documenta, localmente é possível obter importantes informações quanto à antiguidade e orientação das tensões responsáveis por alguns dos episódios de fraturação. Nessa figura constata-se que uma fratura WNW-ESE foi retomada por um plano estilólítico cujos picos denunciam compressão segundo NNE-SSE. Este por sua vez está cortado por pequenos veios de calcite sigmoidais que denunciam compressão segundo NNW-SSE, constituindo uma estreita zona de cisalhamento dextrogiro segundo WNW-ESE.

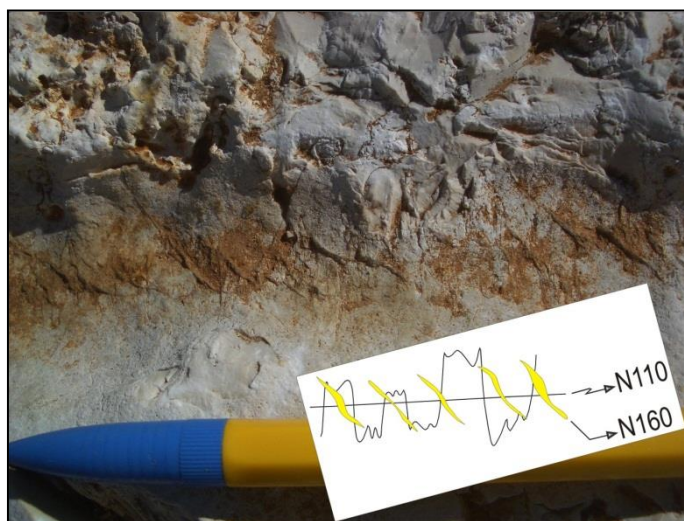


Figura 199- Episódios de deformação consecutivos denunciados por diaclase orientada WNW-ESE a que se sobrepõe estilólito. Este, por sua vez, está afetado por fendas de tração sigmoidais que denunciam cisalhamento direito. Observações em plano de estratificação 130, 10NE.

As famílias de diaclases presentes, quando sem evidências de reativação, mostram-se tendencialmente limitadas pelas superfícies de estratificação. O mesmo se verifica relativamente aos estilólitos.

Os dados apresentados, a par com as relações de corte que foi possível filtrar dos aspetos relativos à reativação a que foram sujeitas todas as famílias de diaclases referidas e que foram sobretudo obtidos na região leste do planalto (cf. Anexo 7), permitem concluir que a mais antiga é correspondente aos veios de calcite NNE-SSW. Terão sido reabertos posteriormente dando lugar a fraturas bastante persistentes. À instalação destes veios ter-se-á seguido a instalação de raras diaclases WSW-ENE.

Relativamente à família NW-SE as relações de corte são escassas. Apenas permitem afirmar que é anterior à família WNW-ESE, bem como também é anterior ou coeva do basculamento das bancadas, o qual, nos locais onde foi realizada a amostragem, é para NE. Tendo em conta o que foi observado noutros setores, admite-se que esta família NW-SE seja posterior às duas famílias atrás mencionadas.

Assim, após o diaclasamento segundo NW-SE, instalou-se de modo incipiente a família WNW-ESE sob a forma de veios de calcite, os quais foram posteriormente reabertos.

Depois da instalação da família WNW-ESE, há evidências para a ocorrência de um episódio compressivo orientado NNE-SSW. Conduziu à retoma de antigas diaclases WNW-ESE e WSW-ENE por estilólitos com picos orientados segundo NNE. Eventualmente terá sido o principal responsável pela reativação da antiga família de veios NNE-SSE em modo I e mesmo instalação de novas diaclases com essa direção.

Em nova fase compressiva, por rotação do campo de tensões para NNW-SSE (Figura 199), terá ocorrido a instalação da família que se apresenta orientada francamente segundo essa direção. Esta fase deverá ser a responsável pela reativação em desligamento esquerdo das anteriores diaclases NNE-SSW, pela reativação em desligamento direito da família NW-SE e pela instalação ocasional de estilólitos WSW-ENE com picos perpendiculares. Como a família NNW-SSE se apresenta reativada em desligamento esquerdo implica que o campo de tensões terá continuado a rodar no sentido contrário aos ponteiros do relógio.

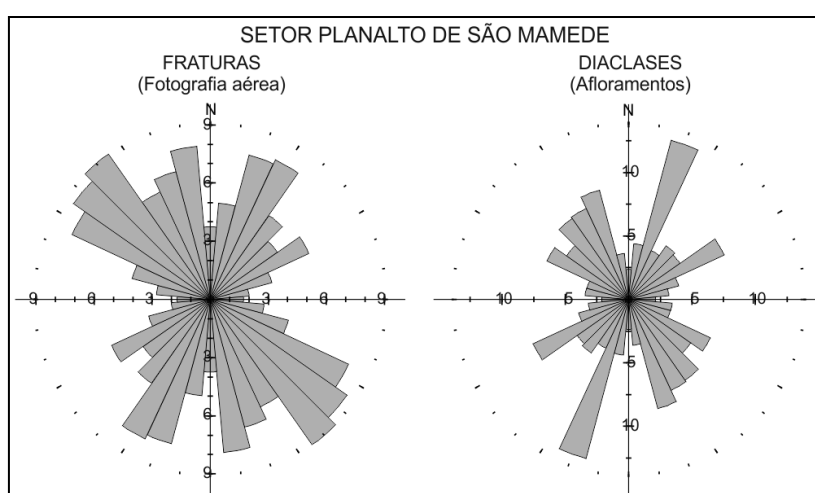


Figura 200- Comparação entre a distribuição estatística da direção das fraturas fotointerpretadas no Planalto de São Mamede e a das levantadas em afloramentos.

Quanto ao caráter regional das famílias de diaclases discernidas para o presente setor, os diagramas presentes na Figura 200 mostram uma equivalência com os resultados obtidos a partir da observação de fotografias aéreas, diferindo apenas nas proporções relativas. A roseta correspondente aos dados de fotografia aérea coloca também em destaque uma direção de fraturação principal que se apresenta francamente centrada em NW-SE e discernível da que se mostra segundo NNW-SSE. Este fato suporta a hipótese atrás apresentada para os dados de campo no que respeita à existência destas duas famílias e não de apenas uma genericamente segundo NNW-SSE.

B3.3.8. Setor Serra de Aire

A amostragem neste setor está distribuída por 7 estações de amostragem que estão referenciadas no mapa Figura 181 pelos números 4 ao 11. Foi realizada em bancadas de calcários e dolomitos do Jurássico Médio com espessuras variando entre 0,1 e 0,6 m. Só a Estação referenciada pelo número 11 foi realizada sobre calcários oolíticos em bancadas maciças cuja espessura não foi possível discernir, admitindo-se superior a 20 m. Excetuando um ponto de amostragem da estação 10, todos os restantes

foram efetuados no flanco norte da estrutura anticlinal da Serra de Aire. As bancadas apresentam pendores entre 6° a 8° para N a NW exceto na estação 4 onde o pendor alcança os 20° para NW. Na estação 11, não sendo visíveis planos de estratificação, admite-se que os calcários estejam orientados segundo E-W, pois essa é a direção geral da mancha de afloramento. A inclinação admite-se na ordem dos 15° para Norte, porque esse é o pendor mais comum observável nas laminações sedimentares, não deixando de ser um critério falível.

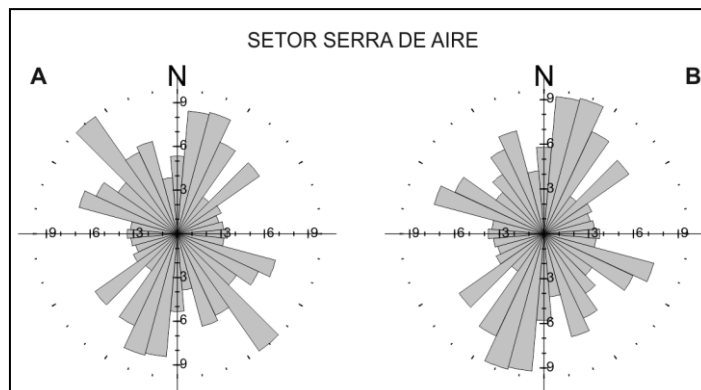


Figura 201- Distribuição dos dados respeitantes a fraturas amostradas na Serra de Aire, incluindo os dados da estação 11 (A) e excluindo os dados da estação 11 (B).

Tal como para o Planalto de São Mamede, a análise detalhada dos dados respeitantes à Serra de Aire foi realizada por diferentes subsectores em função das afinidades das formações amostradas e proximidade entre estações. Excluíram-se desta análise os dados respeitantes à estação 7 por respeitarem a rochas bastante tectonizadas nas proximidades de acidente cavalgante.

Considerando a globalidade dos dados da Serra de Aire verifica-se que a Estação 11, respeitante a fraturas medidas em bancadas espessas de calcários oolíticos, também se revela anómala. Com efeito, as diaclases aí existentes estão praticamente todas orientadas consistentemente num intervalo apertado em torno do azimute 140. Pelos diagramas presentes na Figura 201 verifica-se que esses dados influenciam anormalmente o padrão de diaclasamento tipificado pelas restantes. Assim, opta-se por não os integrar nesta análise conjunta para a Serra de Aire no processo de identificação das principais famílias de diaclasamento presentes. A Figura 202 mostra a distribuição estatística das orientações na Serra de Aire por tipo de diaclases e não inclui, portanto, os dados da Estação 7, nem os da Estação 11.

Assim, a Serra de Aire está afetada por 3 famílias principais de diaclases (Figura 201-B): a família NNE-SSW, a WNW-ESE e a NNW-SSE. De estação para estação varia a importância relativa de cada uma e, excetuando as estações 8, 9 e 11 na região central da Serra de Aire (Figura 181), as restantes mostram que a família de diaclasamento mais frequente em cada uma das estações está alinhada com a direção da estratificação.

Globalmente, a família NNE-SSW é a mais frequente (Figura 201-B). Está representada por diaclases e finos veios de calcite (Figura 202). Estes mostram-se pouco persistentes relativamente às diaclases e, por vezes, estão reabertos. Esta família apresenta também evidências de ter sido reativada em desligamento esquerdo, sendo que nessa situação as diaclases reativadas mostram alguma tendência para NE-SW.

Quanto à família WNW-ESE, que se dispõe ortogonalmente à anterior, também está representada por veios de calcite, muitas vezes reabertos. Para além dessa reabertura, mostram evidências de outros

episódios de reativação. Essas evidências são sobretudo indiretas, reportando-se a diaclases bastante persistentes com traçados bastante irregulares.

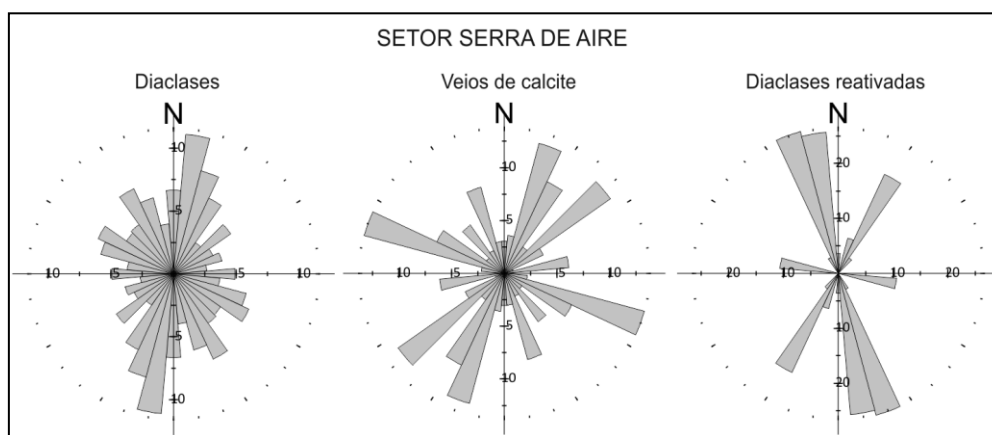


Figura 202- Distribuição estatística das fraturas amostradas na Serra de Aire quanto à sua natureza, excluindo dados da Estação 11.

As duas famílias atrás apresentadas caracterizam essencialmente os subsetores SW e NE desta Serra (Figura 182), tendo sido possível verificar que no subsetor SW a família WNW-ESE corresponde a uma família de *cross joints* eventualmente coevas do episódio de deformação responsável pela família sistemática NNE-SSW. Ambas instalaram-se em fase anterior ao basculamento das bancadas nesse subsetor e, tanto uma como outra, terão sido reativadas em modo I com nova mineralização. Os novos veios da família NNE-SSW dispõem-se em *en échelon*, compatível com compressão segundo o azimute 30, ao longo de ampla charneira sinclinal que lhes é subparalela e, portanto, certamente posterior. Mais tardiamente, pelo menos a família NNE-SSW foi reativada em desligamento esquerdo. No subsetor NE, a este sistema ortogonal está associada uma família NE-SW que no conjunto dos dados também assume alguma relevância.

A família principal orientada segundo NNW-SSW caracteriza sobretudo o subsetor central. É notável que apresenta dispersão para NW-SE que não é apenas devida aos valores anómalos da Estação 11, tanto mais que o respetivo diagrama de rosa que se apresenta no mapa da Figura 182 exclui esses dados. Do mesmo modo que as duas famílias antes mencionadas, também esta está representada por veios, diaclases (algumas retomando os veios) e diaclases reativadas.

A dispersão mencionada alerta para a eventual existência de duas famílias, à semelhança do deduzido para o Planalto de São Mamede: uma orientada francamente segundo NNW-SSE e outra segundo NW-SE. Com efeito, os dados obtidos na estação 9 mostram um forte predomínio do diaclasamento segundo o azimute 150 que, portanto, se considera segundo NW-SE. Os abundantes dados obtidos nessa estação, que corresponde essencialmente ao plano de estratificação com pegadas de dinossáurio da Pedreira do Galinha, mostram-se relevantes para a caracterização desta família NW-SE e do seu relacionamento com as restantes famílias deste setor.

Os dados fornecidos pela fotografia da Figura 203-A permitem concluir que a família NW-SE se instalou inicialmente sob a forma de veios de calcite, os quais se mostram mais recentes que uma outra família de veios orientados WNW-ESE. Posteriormente os veios NW-SE foram reativados em desligamento direito. A interligar desligamentos paralelos entre si ocorrem *pinnate joints* (cf. B1.6.2) que indicam que essa reativação terá tido origem em episódio compressivo segundo NNE-SSW. Na Figura 203 a diaclase de interligação entre as diaclases reativadas NW-SE apresenta-se segundo N-S. Contudo, noutros locais da mesma estação, verifica-se uma dispersão de orientações até NE-SW.

Como demonstrado pela fotografia da Figura 203-B, o episódio de reativação em desligamento direito dos veios NW-SE está limitado temporalmente por um episódio de carsificação e deposição siliciclástica, provavelmente associado ao soerguimento e da Serra de Aire, ou seja, ocorreu antes ou contemporaneamente a esse soerguimento.

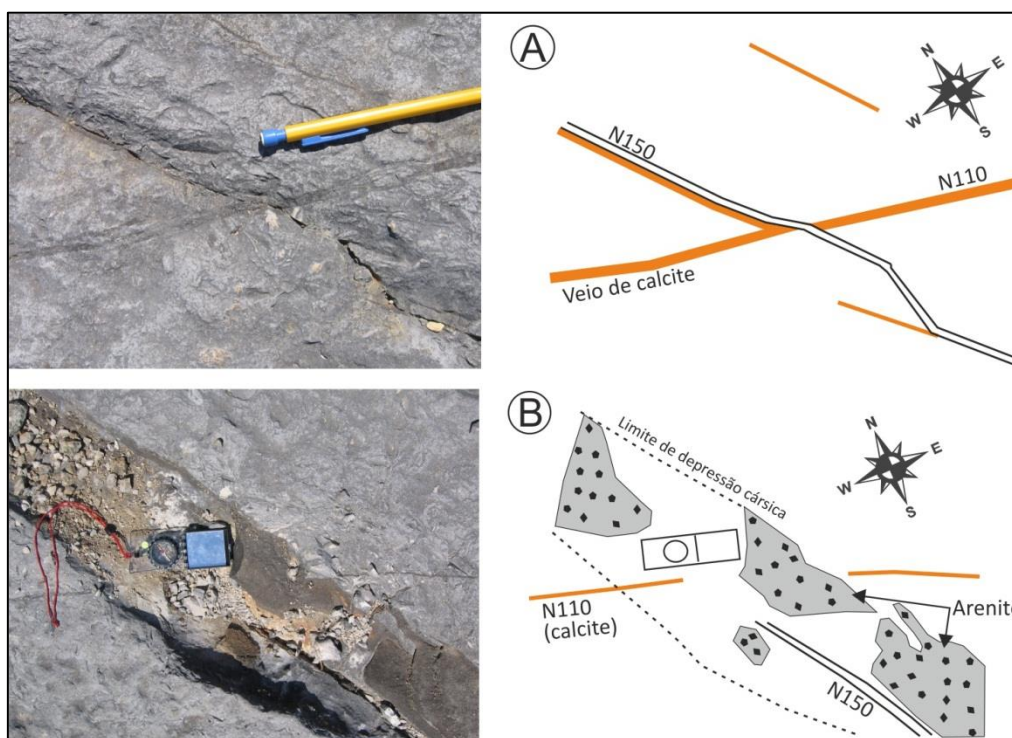


Figura 203- Família NW-SE na Serra de Aire (Estação 9). A- Diaclasamento NW-SE sob a forma de veios de calcite (cor de laranja) termina de encontro a veio da família WNW-ESE, demonstrando que este é mais antigo. Posterior reativação do veio NW-SE em desligamento direito, com rejeito milimétrico, conduz à sua abertura. Diaclases (*pinnate joints*) segundo N-S interligam desligamentos paralelos e indicam que a direção de compressão responsável pela reativação da família NW-SE terá sido segundo N-S. B- Depressões cársticas associadas a família NW-SE de diaclases reativadas encontram-se seladas por depósitos siliciclásticos bem consolidados indicando que a reativação é anterior ou coeva de episódio de soerguimento.

Ainda relativamente aos dados colhidos na Estação 9, verifica-se que a família NW-SE é a mais frequente e também a mais persistente, sendo que essa persistência se deve ao fato de ter sido reativada. Contudo, noutros locais, mas ainda sobre a mesma superfície de estratificação da Pedreira do Galinha, verifica-se um maior predomínio da família NNE-SSW que também apresenta indícios de reativação e que, por essa razão, se mostra como a família mais persistente nesses locais.

São abundantes, sobretudo na Estação 9, os dados respeitantes a relações de corte entre as restantes famílias de diaclases presentes (*cf.* Anexo 7). Mostram que:

- Veios NNE-SSW são anteriores às diaclases reativadas NW-SE.
- Diaclases NNE-SSW persistentes são posteriores a veios e diaclases NW-SE.
- Diaclases NNW-SSE são posteriores a veios NNE-SSW e WNW-ESE.
- Diaclases WNW-ESE correspondem a *cross joints* da família de diaclases NNE-SSW (Estação 8). Posteriormente foram reativadas.

Em síntese, as características e relações de antiguidade que foi possível discernir para as famílias de fraturas que caracterizam a Serra de Aire apontam que houve uma instalação inicial de veios de calcite segundo NNE-SSW a que estará associada uma família de *cross joints* WNW-ESE posterior mas certamente coeva do mesmo episódio de deformação devido ao espaçamento reduzido que se verifica para a família NNE-SSW em alguns dos pontos de amostragem. A existência de uma família de veios

também orientados WNW-ESE demonstra um outro episódio de deformação acerca do qual não foi possível determinar a relação de antiguidade com os veios NNE-SSW.

Após a instalação dessa família de veios WNW-ESE ocorreu a de veios NW-SE. É de notar, desde já, que este relacionamento é inverso daquele que se verifica em todos os restantes setores do MCE. Posteriormente ocorreu a reativação em desligamento direito e abertura dos veios NW-SE. Essa reativação terá ocorrido por episódio compressivo orientado NNE-SSW que também poderá ter levado à reativação em modo I da anterior família de veios com essa direção e à instalação de novas diaclases bastante persistentes nos locais de menor abundância da família NW-SE.

Por fim terá ocorrido a instalação da família NNW-SSE, permitindo justificar que as diaclases NNE-SSW se apresentem reativadas em desligamento esquerdo, podendo também ser responsável pela reativação dextrógira das NW-SE. Este episódio deverá ser anterior ou coevo do soerguimento da Serra de Aire que conduziu à carsificação e deposição de sedimentos siliciclásticos ferruginosos que selam as diaclases NW-SE e NNE-SSW.

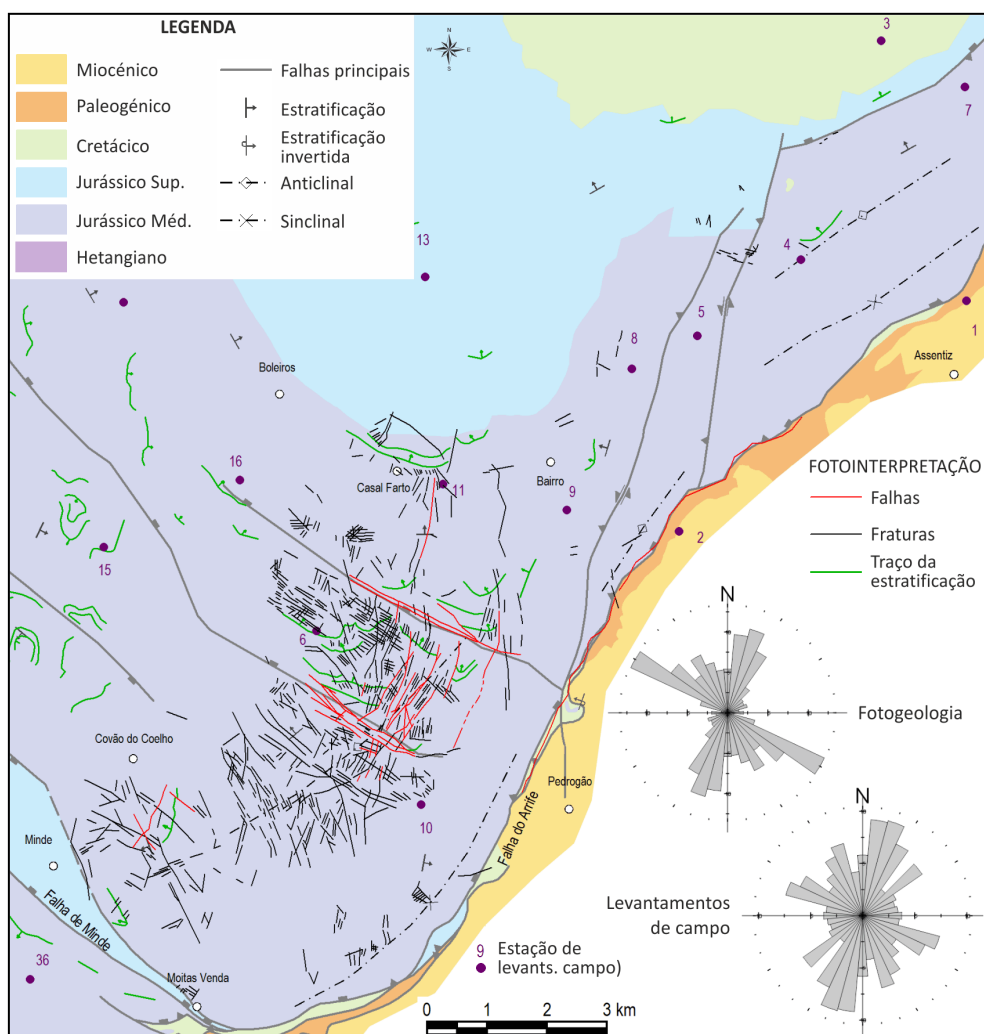


Figura 204- Fraturas fotointerpretadas na Serra de Aire e comparação das distribuições estatísticas dos dados de campo e dos fotointerpretados.

É notável a semelhança entre os diagramas respeitantes à distribuição estatística das fraturas observadas em fotografia aérea com a das diaclases medidas nos levantamentos de campo (Figura 204), mesmo tendo em conta que os dados de fotografia aérea respeitam quase exclusivamente à região sudoeste da serra. Apenas as proporções de ocorrência das diferentes famílias são diferentes.

Tal é indicador de representatividade regional por parte das famílias de diaclases anteriormente apresentadas para este setor.

B3.3.9. Setor de Fátima

Este setor corresponde aos afloramentos de calcários margosos e argilitos do Jurássico Superior que ocorrem na região de Fátima, na continuação do Planalto de São Mamede. Nele constam duas estações de levantamento de fraturas (números 12 e 13), muito condicionadas pela escassez de locais e litologias propícios à metodologia aplicada.

As principais famílias de diaclases estão orientadas WNW-ESE, NNE-SSW e NW-SE, predominando esta última que apresenta duas classes modais, uma centrada em N130 e outra em N140 (Figura 182). Estas famílias correspondem essencialmente a diaclases não mineralizadas. Contudo, a família NW-SE está também representada por veios de calcite, os quais mostram persistência idêntica à das diaclases paralelas. Importa ainda referir a ocorrência de planos estilólíticos subverticais orientados segundo N10, ou seja, NNE-SSW. Neste setor, as diaclases, quando não reativadas, apresentam-se limitadas pelas superfícies de estratificação das bancadas onde ocorrem (*Stratabound System*).

Quanto às relações de antiguidade os dados colhidos são muito escassos e, por vezes, contraditórios. Os mais frequentes mostram que as diaclases WNW-ESE terminam de encontro às NNE-SSW e vice-versa. Outros mostram que as diaclases de uma família secundária NE-SW são posteriores às NW-SE e às WNW-ESE e, ainda, anteriores a algumas orientadas francamente segundo NNW-SSE.

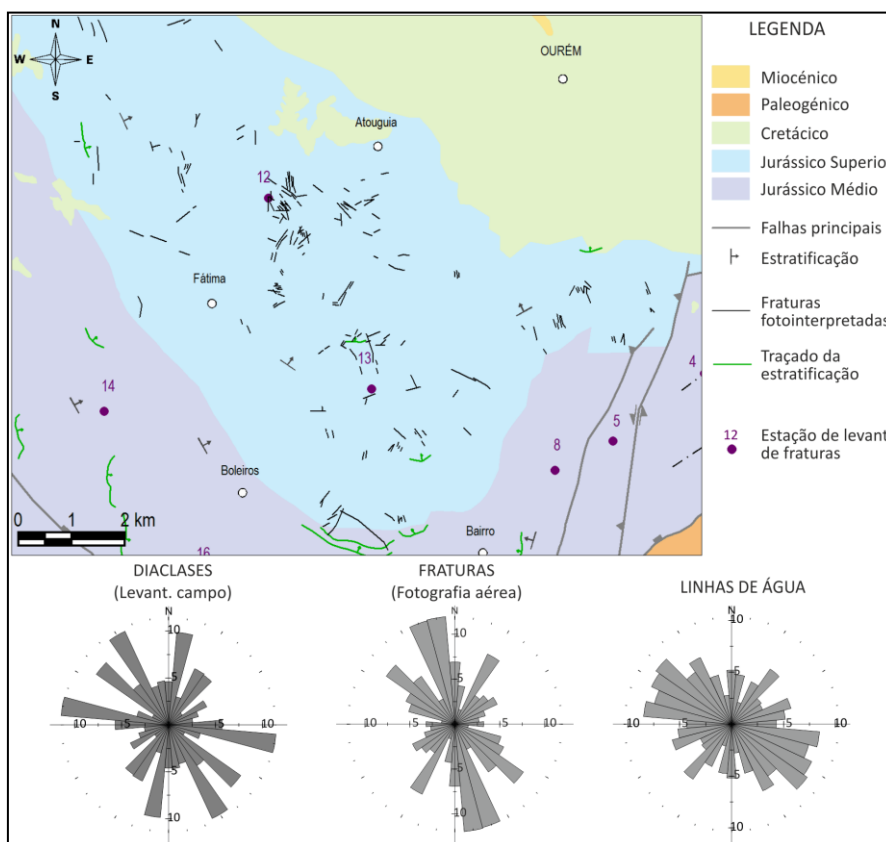


Figura 205- Fraturas fotointerpretadas no Jurássico Superior do Planalto de Fátima.

O mapa da Figura 205 mostra as fraturas resultantes das observações realizadas em fotografias aéreas para este setor. Mostra ainda a roseta representativa da respetiva distribuição estatística das

direções, bem como as rosetas representativas dos levantamentos de campo e das linhas de água neste setor, conforme a sua representação na base corográfica da Folha 27-A da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000. Entre os dados de campo e os da fotografia aérea apenas se verifica uma correspondência evidente ao nível das famílias NW-SE e NE-SW.

À semelhança do realizado para a Depressão de Alqueidão, procurou-se a comparação com outros indícios de representatividade regional, nomeadamente a orientação das linhas de água. Os resultados obtidos, mostram dispersão de orientações entre WNW-ESE e NW-SE, indiciando que essas mesmas orientações obtidas pelos levantamentos de campo poderão ter representatividade regional. Portanto, pese embora o reduzido número de fraturas fotointerpretadas para esta região e a validade, discutível, da orientação das linhas de água, a família NNE-SSW não parece ter representatividade regional neste setor.

B3.4. DISCUSSÃO DA ANÁLISE SETORIAL

B3.4.1. Domínios de igual padrão de diaclasamento

Uma abordagem por setores ao diaclasamento que afeta o Maciço Calcário Estremenho permitiu discernir que as diaclases se encontram agrupadas em famílias de orientação preferencial. Permitiu também discernir que determinadas regiões do maciço apresentam características semelhantes no que respeita à maior ou menor prevalência de uma ou mais famílias, ou seja regiões caracterizadas por um padrão de diaclasamento específico.

Essas regiões (ou domínios) com um determinado padrão de diaclasamento correspondem, sensivelmente, aos setores que serviram de base àquela abordagem. Estão demarcados e identificados por uma designação própria no mapa da Figura 206 juntamente com os respetivos diagramas de rosa. Cada um destes congrega os dados das estações de amostragem correspondentes e que serviram de base à elaboração do mapa da Figura 181. A extensão da área de cada um destes domínios obedeceu à distribuição espacial dos pontos de amostragem dessas estações.

Os diferentes padrões de diaclasamento (Figura 206) resultam da prevalência de uma das seguintes famílias direcionais, ou de conjugações entre elas: WSW-ENE, WNW-ESE, NNW-SSE, NNE-SSW e NW-SE. Localmente ganha relevância uma família secundária segundo NE-SW. No conjunto cobrem a totalidade dos valores azimutais, razão pela qual não foi possível discernir orientações preferenciais numa abordagem ao conjunto dos dados.

No mapa da Figura 207 apresentam-se os padrões de diaclasamento de cada domínio em função da natureza das diaclases presentes, ou seja, quanto a estarem ou não mineralizadas ou reativadas.

Os dados disponíveis não permitem discernir com clareza o que se passa nas zonas de fronteira entre esses domínios. Crê-se que na maior parte dos casos correspondam a regiões de fraturação muito intensa, cataclástica, em particular nas regiões caracterizadas por escassez de afloramentos. Noutros casos, como a fronteira entre o grande domínio central definido no Planalto de Sto. António e os domínios limítrofes, parece haver uma passagem gradual, ou seja, diminui gradualmente a frequência das diaclases das famílias que o caracterizam, dando lugar a outras.

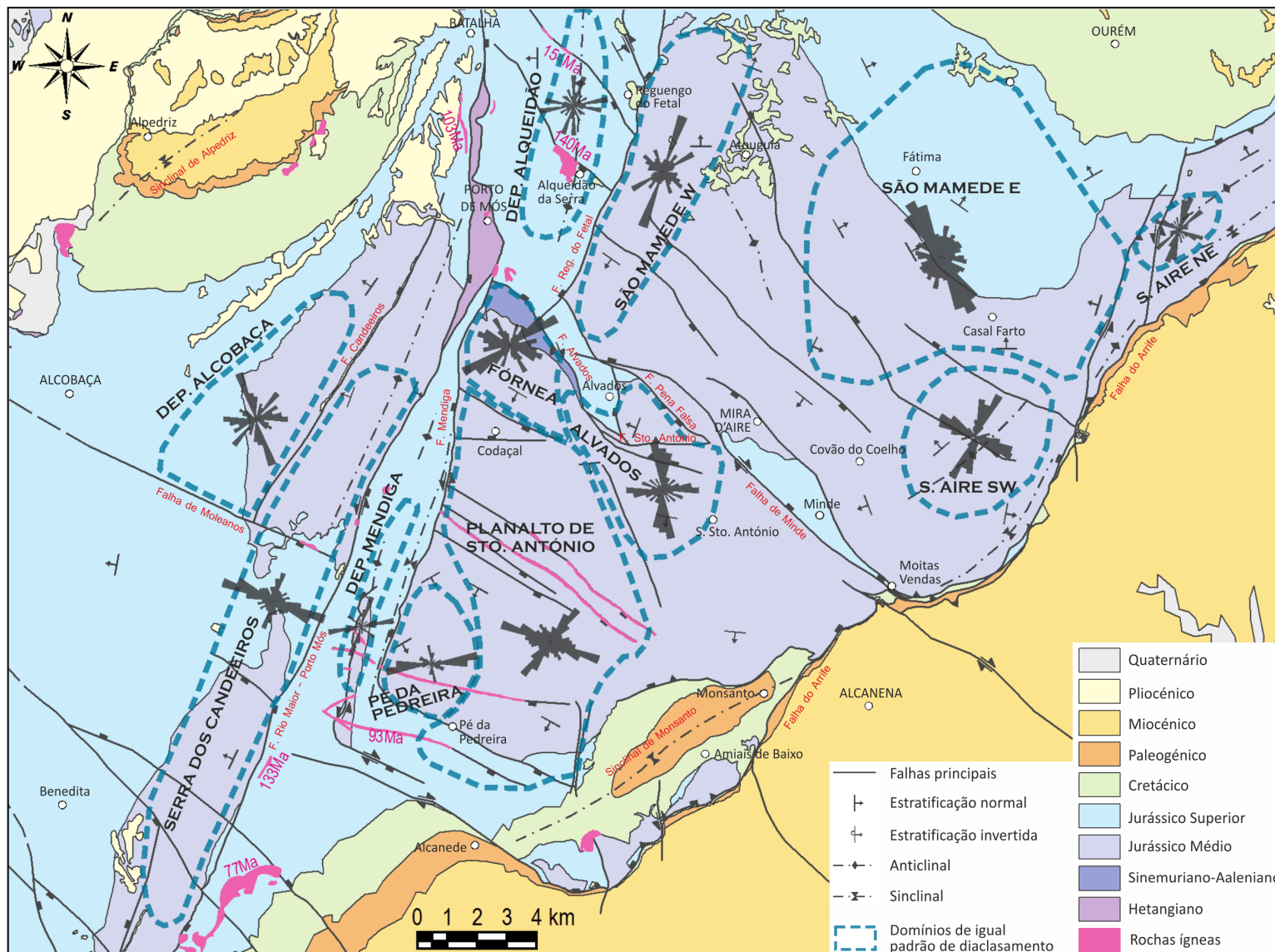


Figura 206- Domínios de igual padrão de diaclasamento no MCE. A extensão destes domínios foi definida a partir da distribuição espacial dos pontos de amostragem que integram as estações com padrão de diaclasamento semelhante.

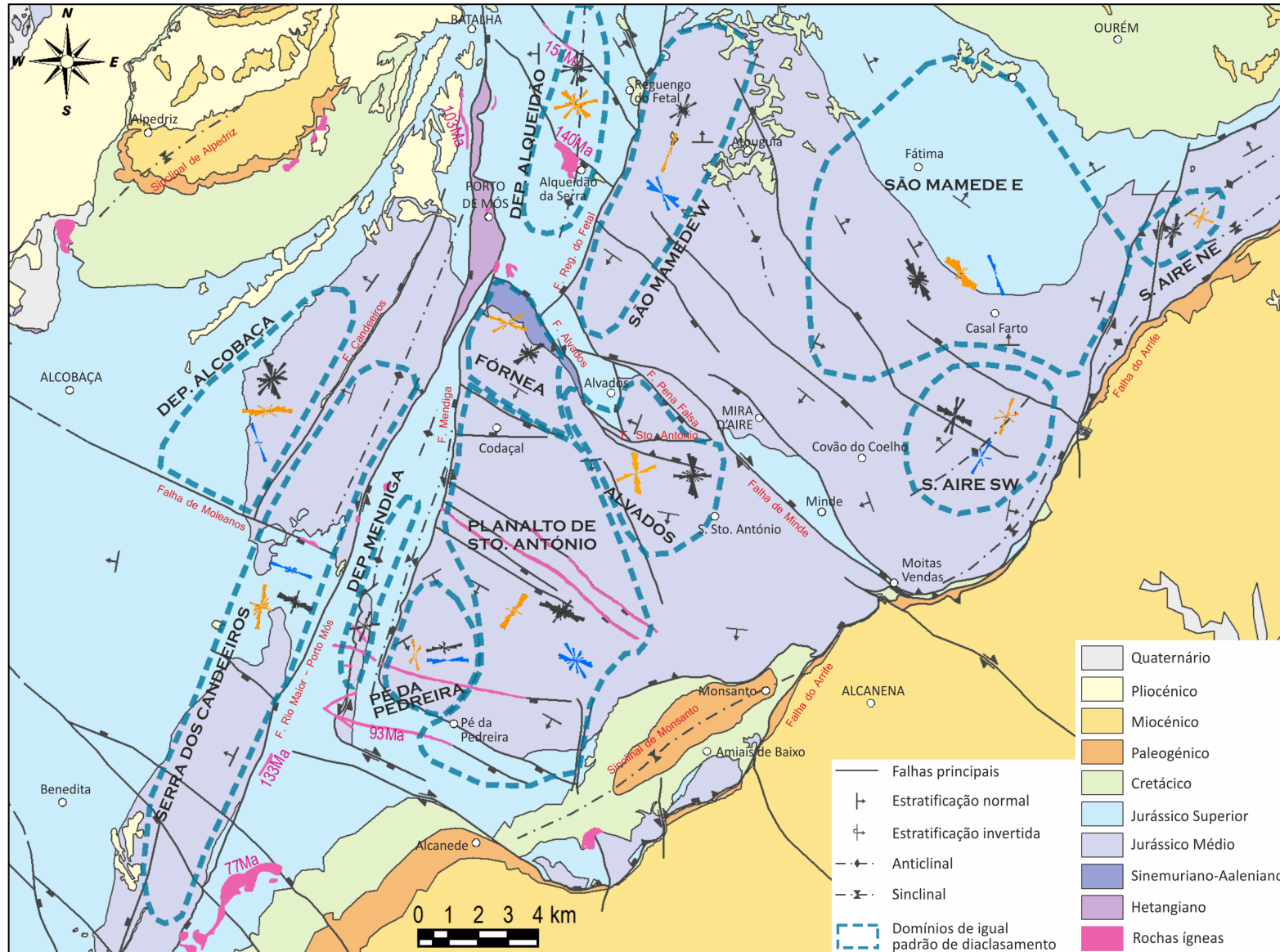


Figura 207- Tipos de diaclases por domínios de igual padrão de diaclasamento no MCE.

Os padrões de diaclasamento apresentados podem ser considerados como uma simples constatação resultante do processamento estatístico dos dados de campo. Assim, com o intuito de os validar, de lhes atribuir um significado genético e de os enquadrar no esquema evolutivo conhecido para o MCE, discutem-se de seguida as razões que conduziram à definição das famílias mencionadas, após o que se discutirá a sua associação e distribuição espacial, o seu relacionamento com outras estruturas e relações de antiguidade.

B3.4.2. Famílias de diaclases

Como enunciado em B1.3, uma família sistemática de diaclases corresponde a um conjunto de diaclases planares, paralelas ou subparalelas entre si, com espaçamento regular e que ocupam extensas áreas. A esta definição está implícito que a instalação de uma família sistemática tem correspondência com um episódio de deformação específico. Episódios posteriores conduzirão a diferentes famílias que, contudo, podem não ser diferenciáveis por manterem as características das famílias anteriores.

No caso específico de diaclases semelhantes quanto à forma, orientação e espaçamento, mas representadas por veios e diaclases não mineralizadas, tal é indicativo de dois episódios de deformação e, portanto, de duas famílias (Price & Cosgrove, 1990): um episódio conduziu à instalação de diaclases não mineralizadas e outro conduziu à reabertura e mineralização das pré-existentes. A existência de veios reabertos sem nova mineralização será também representativa de um outro episódio e, portanto, de uma outra família.

A maioria das direções de diaclasamento preferencial no MCE que de seguida se discutem estão representadas por veios de calcite, por diaclases e por diaclases a reativar veios pré-existentes. Portanto, em princípio, albergam 3 famílias sistemáticas distintas. Porém, para a maioria das que não apresentam preenchimento por calcite, não foi possível discernir se tal se deve ao fato de se terem instalado inicialmente como diaclases não mineralizadas ou se é o resultado de reativação posterior de antigos veios a que se sobrepõem os efeitos da fenomenologia cársica. Por essa razão optou-se por uma abordagem indireta assente na maior ou menor persistência dos veios relativamente à persistência de diaclases paralelas sem indícios de reativação cisalhante. Ou seja, se uma família se instalou inicialmente sob a forma de diaclases não mineralizadas, é admissível considerar que a sua posterior mineralização dê origem a veios com persistência idêntica. Se, pelo contrário, uma determinada família se instalou, logo de início, sob a forma de veios de calcite, da sua posterior reabertura é expectável que resultem diaclases com maiores persistências.

Perante a metodologia adotada para a obtenção de dados, não dirigida especificamente ao estudo da relação entre persistências de veios e diaclases com uma orientação específica, mas sim dirigida a uma abordagem de âmbito mais genérico, o critério adotado não pode ser considerado robusto. Tanto pelas considerações expostas, como pela reduzida fiabilidade do critério adotado face aos dados disponíveis, ao longo da abordagem realizada até ao momento fez-se equivaler uma família sistemática a cada conjunto de diaclases com a mesma orientação, a fim de facilitar a sua esquematização e referenciação. Continuar-se-á com o mesmo procedimento, mas tendo a consciência de que há envolvimento de mais do que uma família, sendo isso referenciado sempre que for pertinente.

Também se continuará a utilizar o termo “diacalse” para referenciar tanto veios de calcite como diaclases não mineralizadas, exceto quando se discutirem aspetos de relacionamento entre ambos.

Assim, no que respeita às principais famílias de diaclases, a **família WSW-ENE** compreende um grupo de veios de calcite e diaclases cuja orientação está consistentemente centrada em torno do azimute 80. A mineralização por calcite terá ocorrido após a abertura inicial das diaclases, o que é denunciado pelo fato dos veios apresentarem persistências da mesma ordem de grandeza que as diaclases não mineralizadas. Por outro lado, esses veios e diaclases foram posteriormente reativados de diferentes modos, incluindo a retoma dos veios por novas diaclases não mineralizadas.

No que respeita à **família WNW-ESE**, ela inclui veios e diaclases centrados no azimute 110. Porém, em alguns locais e particularmente em litologias do Jurássico Médio, verifica-se alguma forte dispersão desta família, sobretudo para valores angulares superiores, chegando mesmo a ter uma classe modal centrada no azimute 125. Os dados de campo apontam que esta família se terá instalado, logo de início, sob a forma de veios de calcite, pois estes tendencialmente apresentam menores persistências que as diaclases paralelas não mineralizadas. Se ambos os tipos de diaclases fossem coevos, não haveria razão para justificar que apenas algumas fossem mineralizadas. Também esses veios foram posteriormente retomados por novas diaclases. Após essa retoma esta família foi reativada de diferentes modos, sobretudo em cisalhamento.

A **família NNW-SSE** engloba essencialmente diaclases geralmente bem centrados nos azimutes 160 ou 170 e ocorre por todo o MCE, em geral com baixas persistências, denunciando que se terão instalado tardiamente. Na Depressão de Alcobaça e no Domínio de Alvados é a família mais persistente. Nos restantes domínios está sempre presente, mas de modo mais ou menos secundário. Os veios, muito pouco frequentes, raramente se apresentam retomados por novas diaclases com a mesma orientação, pelo que se admite que esta família se tenha instalado inicialmente sob a forma de diaclases.

A **família NNE-SSW** foi definida a partir de um conjunto de diaclases orientadas entre os azimutes 0 e 45. Tendo em conta classes angulares de 10° e dependendo das estações de amostragem, é possível identificar classes modais centradas nos azimutes 10, 20, 30 ou mesmo 40. Relativamente a estas duas últimas, a dispersão de valores verifica-se sempre para valores azimutais inferiores. Nuns locais é comum a ocorrência das classes modais centradas no azimute 10 ou 20, ao passo que noutros é mais comum a ocorrência das classes centradas em 30 ou 40. Quando num mesmo local surgem duas destas classes com elevada frequência, raramente respeitam a classes contíguas.

As diaclases assim orientadas apresentam outras características comuns, nomeadamente o fato de estarem quase sempre representadas por veios pouco persistentes e diaclases não mineralizadas persistentes, muitas delas reabrindo os veios anteriores. Os veios estão sempre cortados por todas as restantes direções de fraturação, pelo que representam os mais antigos episódios de diaclasamento detetados.

Estas características levam a admitir que na realidade, estamos perante duas famílias sistemáticas de veios distintas. Contudo, não tendo sido observadas relações de corte consistentes entre elas, nem dados que permitam outro tipo de considerações, admite-se que estas duas famílias de veios se instalaram durante um mesmo evento de deformação caracterizado por oscilações no campo de tensões, à semelhança do reportado por Caputo & Hancock, 1999; Caputo, 2005. Por estas razões optou-se pela integração destas duas famílias de veios numa única família NNE-SSW. Episódios de deformação posteriores terão conduzido à instalação de novas diaclases assim orientadas, mas não

mineralizadas, bem como à reativação, ainda em Modo I, dos veios existentes. Outros episódios terão conduzido à sua reativação em cisalhamento.

Entre as famílias WNW-ESE e NNW-SSE surge um grupo de diaclases genericamente orientadas segundo NW-SE e que por isso mesmo se denominou **família NW-SE**. Contudo, à semelhança dos resultados da fotointerpretação, distinguem-se as que ocorrem para nordeste do sistema de Falhas de Alvados – Minde e as que ocorrem para sudoeste desse sistema. As primeiras compreendem veios e diaclases não mineralizadas com uma classe modal centrada no azimute 150. Quanto à sua instalação sob a forma de veios ou de diaclases, os resultados obtidos são contraditórios. Foram posteriormente reativadas como desligamentos direitos.

Para sudoeste do sistema de falhas referido, esta família NW-SE apresenta valores modais que variam desde a classe centrada no azimute 120 à centrada em 140, confundindo-se com eventual dispersão da família WNW-ESE. Embora os dados sejam escassos, presume-se que a sua instalação inicial foi sob a forma de veios. Posteriormente foram reativadas de diversos modos, incluindo a reabertura em modo I dos veios.

Para além das anteriores 5 famílias principais de diaclasamento, surge uma outra **família segundo NE-SW**. Apenas se mostra estatisticamente relevante na região setentrional do Planalto de Sto. António, onde é a direção de diaclasamento mais relevante, tendo sido essa a razão para a individualização de um domínio com um padrão de diaclasamento específico para esta região. Consoante os pontos de amostragem, esta família mostra classes modais centradas nos azimutes 40, 50 e 60. Está representada por diaclases e veios de calcite, mas as primeiras predominam largamente. Pela menor persistência dos veios relativamente às diaclases, admite-se que esta família se instalou inicialmente sob a forma de veios.

Pela interpretação fotogeológica considerou-se que esta família NE-SW na região setentrional do Planalto de Santo António corresponde a dispersão da família NNE-SSW (B2.2.2.5). Contudo, pelo menos para esta região que se denominou Domínio Fórnea, tal hipótese não é válida porque implica a aceitação de uma dispersão extremamente acentuada, até ao azimute 60.

B3.4.3. Distribuição e associações espaciais das famílias

O mapa da Figura 206 mostra que, em muitas situações, 4 das 5 principais famílias referidas ocorrem em pares constituindo sistemas de diaclasamento aproximadamente ortogonais, nomeadamente o sistema constituído pelas famílias WNW-ESE e NNE-SSW e o sistema constituído pelas famílias WSW-ENE e NNW-SSE. Efetivamente este tipo de relacionamento verifica-se ao nível de quase todos os pontos de amostragem.

O primeiro dos sistemas ortogonais referidos caracteriza toda a Serra dos Candeeiros, grande parte do Planalto de Santo António e também grande parte da Serra de Aire. Nos dois primeiros domínios referidos abrange tanto o Jurássico Médio como o Superior. A família mais persistente deste sistema é a WNW-ESE, a qual, de modo geral, é também a mais frequente.

Este sistema está também presente nos restantes domínios, embora mal representado estatisticamente. Na região ocidental do Planalto de São Mamede apenas a família NNE-SSW ganha relevo estatístico em termos de frequência, sendo também a família mais persistente.

As duas famílias que constituem este sistema não estão geneticamente relacionadas entre si, ou seja, não constituem um sistema ortogonal T em que trações secundárias resultantes da instalação duma família sistemática induzem a instalação duma família ortogonal não sistemática. Isso é particularmente notável pelo fato de que tanto uma família como outra ocorrer independentemente do espaçamento da mais persistente. Portanto, a instalação destas famílias ocorreu em diferentes campos de tensões. Para além do fato anterior, os dados disponíveis que demonstram a inexistência de tal relacionamento, são:

- Na Serra dos Candeeiros e no Planalto de Santo António a persistência da família WNW-ESE depende da família NNE-SSW estar representada por veios de calcite ou por diaclases não mineralizadas, pelo que, mesmo tendo em conta que ambas terão sido reativadas, a família WNW-ESE deverá ser posterior.
- No Planalto de Santo António verifica-se que as frequências de ocorrência destas duas famílias estão inversamente relacionadas, ou seja, se fossem coevas as respetivas frequências estariam diretamente relacionadas.
- Na Serra dos Candeeiros as relações de corte mostram que a família de veios NNE-SSW é anterior a uma família WSW-ENE e, por sua vez, esta é anterior à WNW-ESE. Portanto, a NNE-SSW será também anterior à WNW-ESE.

No que respeita à sua distribuição regional, pelo mapa da Figura 206 é nítida a associação da família NNE-SSW com os acidentes regionais orientados do mesmo modo. Como perante tensões regionais a deformação das rochas por diaclasamento corresponde à primeira resposta a essas tensões, já que a tensão diferencial necessária para as rochas fraturarem em Modo I é menor que a necessária para fraturarem em cisalhamento (Price & Cosgrove, 1990; Davis *et al.*, 2012), é de crer que a instalação inicial desta família sob a forma de veios de calcite esteja associada aos esforços que conduziram à movimentação desses acidentes. Contudo, como esta família ocorre de modo secundário por todos os domínios do MCE, nas proximidades ou não de acidentes com a mesma orientação, é forçoso admitir que a sua origem estará ainda associada a outros fenómenos. Em particular, no Domínio de Alvados, diaclases não mineralizadas desta família ocorrem secundariamente às da família NNW-SSE que caracteriza esse domínio e que se mostra mais antiga. Poderão corresponder a simples dispersão mas, mais provavelmente, estas diaclases NNE-SSW deverão estar associadas aos episódios compressivos que terão originado os cavalgamentos que aí ocorrem aproximadamente segundo E-W. A corroborar isto está o fato das diaclases NNE-SSW se apresentarem associadas a planos estilolíticos verticais que lhes estão dispostos ortogonalmente e que retomam antigas diaclases WNW-ESE.

O diaclasamento segundo WNW-ESE está associado espacialmente às estruturas filonianas com a mesma orientação, pelo que esta família será coeva da instalação dessas estruturas, a qual, como já referenciado em capítulos anteriores, terá sido originada por episódio compressivo transitório na passagem do Jurássico ao Cretácico. Em bancadas muito espessas na Serra dos Candeeiros foi observado que a frequência desta família diminui com o aumento da profundidade e que quando o espaçamento é bastante reduzido ocorrem, entre elas, diaclases sub-horizontais. Tais fatos são muito sugestivos de diaclasamento associado a episódio de soerguimento que, neste caso, será de âmbito tectónico.

Na Serra de Aire, em particular no seu setor sudoeste, esta família WNW-ESE ocorre com alguma maior tendência para NW-SE, apresentando-se perpendicular ao cavalgamento do Arrife e aos

dobramentos que lhe são paralelos e ocorrem nas suas proximidades. Neste caso, não invalidando que esta família já aí estivesse presente, a sua instalação proeminente deverá estar associada aos episódios compressivos que deram origem àquelas estruturas. Simultaneamente, deverão também ser o resultado da deformação local associada ao próprio dobramento, traduzindo estiramento segundo *b*.

A família NNE-SSW que em associação com a família anterior também caracteriza o padrão de diaclasamento na Serra de Aire, poderá ser o resultado de trações secundárias associadas à instalação da família WNW-ESE. Contudo, como mais à frente se verá, isso também não invalida que a família NNE-SSW já aí estivesse instalada, tendo sido extensivamente reativada durante o episódio responsável pelo dobramento. Na realidade, não só na Serra de Aire, mas em todo o MCE, embora cada uma das famílias anteriores tenha correspondência com episódio de fraturação distinto, em alguns locais a instalação de uma terá induzido a instalação da outra, de acordo com o *Stress Transition Model* de Bai & Pollard, 2000a. Ou seja, a instalação da família NNE-SSW terá levado, em alguns locais, ao desenvolvimento inicial de diaclases WNW-ESE descontínuas, não sistemáticas. Com a instalação posterior da família WNW-ESE com características sistemáticas, não é de descuidar a hipótese que ela tenha levado à reabertura das duas famílias pré-existentes, ou mesmo à reativação em cisalhamento da NNE-SSW.

Para justificar o fato das estruturas filonianas WNW-ESE apenas ocorrerem a SW do sistema de Falhas de Alvados - Minde e na Depressão de Alqueidão, já foi apresentada uma hipótese no capítulo anterior dedicado à interpretação de fotografias aéreas (*cf.* B2.2.2.5). Contudo, resta por explicar porque razão o mesmo acontece com o diaclasamento WNW-ESE, ou seja, porque razão o episódio compressivo transitório não deu lugar a abundante diaclasamento assim orientado para NE daquele sistema. A hipótese que parece mais plausível e que também foi avançada a respeito das estruturas fotointerpretadas (*cf.* B2.2.2.5), é que, por essa altura, as rochas para NE desses acidentes regionais já estariam bastante fraturadas, impedindo a instalação extensiva das diaclases WNW-ESE. Eventualmente, muitas das bancadas sedimentares já teriam alcançado o estado saturado de fraturação, em particular as correspondentes aos calcários micríticos da Formação de Serra de Aire que aí se caracterizam por espessuras a rondar os 20 ou 30 cm. Já para ocidente daquele sistema de falhas não se teria alcançado o estado de saturação generalizado pois os calcários micríticos que aí afloram, da Formação de Santo António – Candeeiros, apresentam, genericamente, espessuras mais elevadas, chegando mesmo a ultrapassar 1 m.

Quanto ao sistema constituído pelas famílias NNW-SSE e WSW-ENE, verifica-se que é dominante nas litologias do Jurássico Médio da Depressão de Alcobaça, de Alvados e de Pé da Pedreira. A família mais persistente deste sistema é a WSW-ENE. Apenas nos afloramentos da Formação Barranco do Zambujal, no domínio de Alvados, isso não se verifica. Aí é a família NNW-SSE a mais persistente que, contudo, se mostra francamente reativada em cisalhamento.

À semelhança com o primeiro sistema ortogonal mencionado, o constituído pelas famílias NNW-SSE e WSW-ENE está presente por todo o MCE. Porém, a representatividade estatística da família WSW-ENE é muito baixa fora dos domínios antes mencionados e praticamente ausente nos afloramentos do Jurássico Superior, o que, desde já, aponta como anterior a esse sistema. Apenas no Jurássico Superior da Depressão de Alqueidão esta família WSW-ENE surge com alguma relevância estatística. Contudo, essa depressão mostra-se estruturada em anticlinal com eixo orientado sensivelmente N-S

(Figura 206), pelo que a família WSW-ENE poderá estar associada a essa estruturação local, não sendo representativa de um episódio regional.

As duas famílias de diaclases deste sistema ortogonal não estão relacionadas entre si geneticamente porque, à semelhança com o sistema abordado anteriormente, ter-se-ão instalado em episódios de deformação diferentes. Com efeito, os dados mostram que:

- No Jurássico Médio da Depressão de Alcobaça a família de diaclases não mineralizadas NNW-SSE corta veios WSW-ENE e termina de encontro a diaclases com essa mesma orientação, ou seja, a família NNW-SSE é posterior à instalação e à reativação em modo I da família WSW-ENE. Localmente, a família WSW-ENE poderá ter induzido a formação de *cross joints* NNW-SSE, contudo, essa não terá sido a regra pois em alguns pontos de amostragem onde a família WSW-ENE está praticamente ausente, a família NNW-SSE mantém frequência elevada.
- Na maioria das situações em que foi possível identificar o relacionamento entre o basculamento das bancadas sedimentares e a altura em que se instalaram estas famílias de diaclases, verificou-se que a família WSW-ENE é anterior a esses basculamentos, ao passo que a família NNW-SSE é posterior.

Se para as famílias NNE-SSW e WNW-ESE é evidente a sua associação espacial com acidentes paralelos de âmbito regional ao nível do MCE, o mesmo não se passa para as famílias NNW-SSW e WSW-ENE.

O diaclasamento NNW-SSW apresenta-se, no domínio de Alvados, associado espacialmente a acidentes cavalgantes orientados em torno de W-E (falhas de Sto. António e da Canada, Figura 192 e Figura 206). Essa associação deverá ser apenas espacial porque a sua orientação não é compatível com a compressão N-S a NNE-SSW que estará na origem daqueles cavalgamentos. Contudo, é certo que o diagrama de rosa respeitante a este domínio (Figura 206) mostra que esta família apresenta dispersão até NNE-SSW, a qual poderá estar associada aos acidentes mencionados. Ainda nesta região, a família NNW-SSE mostra-se extensivamente reativada em cisalhamento esquerdo. Também a cinemática dessa reativação não é compatível com a movimentação dos acidentes cavalgantes, pelo que esta família deverá ser posterior a esses acidentes.

Embora não exista uma relação espacial de proximidade, esta família NNW-SSE mostra-se subortogonal aos sinclinais terciários de Alpedriz e de Monsanto. O primeiro localiza-se na região NW do mapa da Figura 206 e o segundo a Sul do Planalto de Sto. António, entre Alcanede e Alcanena.

No que respeita à família WSW-ENE, é notório que no domínio de Alvados se mostra subalterna a uma classe modal centrada em E-W, tendo sido aqui que maiores dificuldades se encontraram para a sua individualização. A sua instalação inicial terá sido por veios de calcite numa fase anterior ao basculamento das bancadas para sul. Porém, terá sido reativada mais do que uma vez como resultado, pelo menos, da instalação da família NNW-SSE e posterior reativação desta em desligamento esquerdo.

Ainda a respeito desta família WSW-ENE, ela está excepcionalmente bem representada em bancadas espessas de calcários biolitoclásticos grosseiros que afloram na Depressão de Alcobaça, na Depressão da Mendiga e em Pé da Pedreira. Tal também foi devidamente referenciado na fotointerpretação (cf. B2.2.2.5) Numa primeira análise pode-se admitir que a sua instalação estará, de algum modo, dependente da natureza litológica dessas bancadas e/ou da sua espessura. Contudo, esta família WSW-ENE não está bem representada nas restantes regiões de afloramentos deste tipo de litologias, como é o caso dos calcários oolíticos que afloram em bancadas espessas na região de Codaçal e na

região de Reguengo do Fetal, no setor ocidental do Planalto de São Mamede em, ainda, na região de Casal Farto, no setor central da Serra de Aire (Figura 206). Por outro lado, esta família também está presente nos calcários micríticos que ocorrem em bancadas pouco espessas em Pé da Pedreira, bem como nas bancadas pouco espessas de calcários ligeiramente margosos que afloram em Alvados.

Não parecendo haver uma correlação com a litologia ou com a espessura das bancadas, a instalação inicial da família WSW-ENE poderá estar antes associada às condições que presidiram ao basculamento das bancadas para SSE. Com efeito, em Alvados, esta família apenas ocorre nas bancadas basculadas para SSE e em Pé da Pedreira a sua ocorrência também se verifica sobretudo nessa situação. No entanto, também esta hipótese não é extensível a todas as regiões caracterizadas pela ocorrência desta família pois na Depressão da Mendiga e na de Alcobaça as bancadas não estão orientadas segundo WSW-ENE. Não invalida que a hipótese se mantenha desde que também se admita que a disposição atual das bancadas evoluiu a partir duma disposição inicial em que se apresentavam orientadas segundo WSW-ENE. Mais adiante, em função das relações de antiguidade detetadas entre as diversas famílias, apresentar-se-á uma outra hipótese para justificar o modo de instalação e ocorrência desta família

No que respeita à família de diaclases NW-SE, nomeadamente aquelas que ocorrem para sudoeste do sistema de Falhas de Alvados – Minde, só localmente foi possível a sua individualização da família WNW-ESE. As situações mais relevantes reportam-se ao Jurássico Médio (Caloviano) da Serra dos Candeeiros, onde veios NW-SE se apresentam cortados por diaclases da família WNW-ESE (Figura 186), e ao Jurássico Médio (Batoniano) do Planalto de Sto. António onde, numa das estações a leste da área de Pé da Pedreira, esta família NW-SE assume relevo estatístico e se apresenta sob a forma de diaclases (Figura 196). Também no Jurássico Superior (Oxfordiano Médio) da região meridional do Planalto de Sto. António esta família NW-SE assume algum destaque (*cf.* B3.3.4.7 e **Erro! A origem da referência não foi encontrada.-B**).

Na Serra dos Candeeiros esta família NW-SE mostra-se paralela a acidentes regionais com essa orientação geral. Estes atravessam a Serra dos Candeeiros e prolongam-se pelo Jurássico Superior da Depressão de Alcobaça. Relativamente ao Planalto de Sto. António, seja nos afloramentos do Jurássico Médio ou nos do Jurássico Superior, esta família mostra-se paralela à orientação geral das estruturas filonianas que atravessam este planalto. Nas restantes regiões do MCE a sudoeste do sistema de Falhas de Alvados - Minde, esta família NW-SE não está presente ou confunde-se com eventual dispersão da família WNW-ESE.

No que respeita às diaclases desta família NW-SE para nordeste do sistema de Falhas de Alvados – Minde, elas marcam o padrão de diaclasamento do Domínio São Mamede Este (Figura 206). Para este domínio são várias as associações espaciais que se podem apontar, nomeadamente:

- Paralelismo aproximado com o sistema de Falhas de Alvados – Minde e com as falhas que atravessam longitudinalmente o Planalto de São Mamede;
- Paralelismo com a estrutura anticlinal (*roll over*) de São Mamede e com o contato estratigráfico entre o Jurássico Médio e o Superior na região de Fátima;
- Perpendicularidade aproximada com a estrutura anticlinal da Serra de Aire e com a Falha do Arrife.

No que respeita às relações de paralelismo, elas indiciam que a instalação desta família NW-SE poderá estar relacionada com os esforços regionais que conduziram à movimentação do sistema de Falhas de Alvados – Minde no Jurássico Superior (cf. A3.3.2.1) e/ou com esforços locais resultantes dessa movimentação, nos quais se poderão incluir os induzidos pelo *roll over* de São Mamede.

As relações de perpendicularidade indiciam que esta família NW-SE poderá estar associada aos esforços compressivos miocénicos responsáveis pela estruturação anticlinal da Serra de Aire e pelo Cavalgamento do Arrife (cf. A1.1.2.2, A1.1.2.3 e respetivas citações). Porém, como esses esforços compressivos estariam orientados NNW-SSE, é mais plausível admitir que eles tenham sido os responsáveis pelo diaclasamento com essa mesma direção que também ocorre neste Domínio São Mamede Este, embora de modo secundário.

Assim, deduz-se que esta família NW-SE, no Domínio São Mamede Este, se instalou durante o episódio distensivo do Jurássico Superior. A compressão miocénica terá, essencialmente, conduzido à sua reativação em desligamento direito, tal como evidenciado pelos dados de campo.

Como no Domínio de Alvados se verificou a ocorrência de planos estilolíticos verticais segundo WNW-ESE, coevos de diaclasamento NNE-SSW, e no domínio de São Mamede Este também ocorrem planos estilolíticos com a mesma orientação mas afetados por pequenos veios de calcite dispostos *en echelon* e resultantes de compressão orientada NNW-SSE, da distribuição espacial e do relacionamento das famílias NW-SE e NNW-SSE com outras estruturas tectónicas, pode-se deduzir, para nordeste do sistema regional Alvados - Minde:

- A família NW-SE instalou-se durante o período distensivo do Jurássico Superior;
- Episódio compressivo segundo NNE-SSW posterior à passagem Jurássico - Cretácico (instalação dos filões WNW-ESE) e, portanto, provavelmente associado à Fase Pirenaica, conduziu à instalação de planos estilolíticos WNW-ESE sobre diaclases pré-existentes e a diaclasamento segundo NNE-SSW;
- Novo episódio compressivo, agora segundo NNW-SSE e provavelmente do Miocénico, conduziu à instalação de uma família sistemática de diaclases com a mesma direção, à reativação da família NW-SE em desligamento direito e à da família NNE-SSW em desligamento esquerdo.
- O episódio de deformação mais recente corresponde à reativação da família NNW-SSE em desligamento esquerdo, conforme verificável na maioria dos domínios considerados.

B3.4.4. Paralelismo com orientação das bancadas sedimentares

O paralelismo entre uma direção de diaclasamento e a direção das bancadas que afetam não se verifica apenas nas situações antes mencionadas a respeito das famílias WSW-ENE e NW-SE. Na realidade, em cada um dos domínios que se definiram, constata-se que a direção de uma das famílias de diaclases mais frequentes é paralela à direção dos estratos que afetam. Mudando a escala de análise para o nível dos pontos de amostragem, verifica-se mesmo que na maioria dos casos, é a família mais frequente que se apresenta paralela à direção das bancadas. Apenas na região central da Serra de Aire e em São Mamede Oeste não se verifica este tipo de relacionamento, o que estará relacionado com a proximidade ao Cavalgamento do Arrife e à Falha de Reguengo do Fetal, respetivamente.

Nos locais em que foi possível avaliar a relação temporal entre o basculamento das bancadas e a instalação das famílias de diaclases verifica-se que a que se mostra paralela à direção da estratificação é anterior a esse basculamento, tendo-se mesmo interpretado que possa ser coeva, ou seja, precursora do basculamento. Na maior parte desses casos essas famílias estão representadas por veios de calcite que posteriormente foram retomados por diaclases com a mesma direção.

Foi abordado no capítulo de introdução teórica ao estudo das diaclases que as que ocorrem associadas geneticamente a dobras, ou seja, decorrentes dos esforços trativos locais gerados pelo dobramento, estão geralmente orientados de modo ortogonal e longitudinal ao eixo da dobra. Inicialmente, como precursoras do dobramento, desenvolvem-se as diaclases ortogonais, paralelas à componente de compressão máxima horizontal e que refletem o estiramento em b . Com o desenvolvimento da dobra surgem, na zona axial, diaclases longitudinais ao seu eixo. Umas por efeito de trações secundárias entre as anteriores e outras por efeito do próprio mecanismo de dobramento. Enquanto as diaclases ortogonais traduzem, tanto o campo regional compressivo, como o campo local trativo, as diaclases longitudinais apenas refletem as tensões locais inerentes ao mecanismo de dobramento, ou seja, traduzem a acomodação local da deformação. Instalam-se como diaclases verticais mas a inclinação tende a diminuir com o desenvolvimento da dobra, mantendo, contudo, a ortogonalidade com as superfícies de estratificação.

Ora, se os basculamentos patenteados pelas bancadas no MCE correspondem a flancos de dobras de muito grande amplitude, pouco desenvolvidas, as famílias de diaclases dispostas paralelamente à direção das bancadas terão correspondência com diaclases longitudinais a essas dobras (*strike joints* na literatura anglo-saxónica). Contudo, esta hipótese é pouco viável porque as diaclases longitudinais só tendem a desenvolver-se nos estádios mais avançados do dobramento e, para além disso, deveriam ser bastante mais frequentes diaclases correspondentes a uma família ortogonal.

O fato de algumas famílias se disporem paralelamente à direção da estratificação em posições estruturais correspondentes à charneira de algumas das dobras, poderá traduzir que correspondam à família de diaclases ortogonais a essas dobras. Tal também não parece verosímil porque nas situações em que isso se verifica, as dobras são pouco pronunciadas e porque essas diaclases teriam de corresponder a estruturas bastante mais penetrativas, isto é, deveriam também ocorrer nos flancos, o que não se verifica.

Por fim, pode-se ainda admitir que as diaclases que ocorrem sistematicamente paralelas à direção de estratificação correspondem a famílias anteriores ao dobramento e que por efeito deste se apresentam dobradas, acompanhando o andamento dos flancos. Tal situação não é geometricamente admissível pois rebatendo a estratificação para a horizontal não resulta apenas uma direção de diaclasamento.

Conclui-se, portanto, que o fato das famílias de diaclasamento mais frequentes acompanharem a direção das bancadas nos locais onde ocorrem, nada tem a ver com eventuais dobramentos, seja por efeito da compressão regional que os terá originado, seja por efeito de trações locais geradas pelo próprio dobramento. Resta que, para a maioria das situações, não estejamos perante dobramentos, mas sim perante rotações/basculamentos das bancadas sedimentares por efeito da movimentação de falhas e/ou de movimentações halocinéticas. O diaclasamento será o resultado direto do processo de subsidência direcionada pelos acidentes regionais, ou seja, os campos de tensões regionais responsáveis por tais subsidências e basculamentos em regime distensivo, serão também, de modo indireto, os responsáveis pelo diaclasamento paralelo à direção da estratificação.

Price & Cosgrove, 1990; Davis & Reynolds, 1996 e Bahat *et al.*, 2005, abordam a gênese de diaclasamentos sistemáticos em regimes de subsidência. Às diaclases assim geradas atribuem a designação de *burial joints*. Em particular, Davis & Reynolds, 1996, aborda as condições necessárias à formação deste tipo de diaclases referindo que essa formação ocorre mesmo na ausência de esforços tectônicos. As tensões criadas no interior da sequência sedimentar por efeito da carga litostática são suficientes para a formação de diaclases a partir do momento em que se inicia o processo diagenético, desde que se admitam elevadas pressões de fluidos. Ora, estes estariam disponíveis conforme comprovado pela grande abundância de estilólitos paralelos à estratificação.

B3.4.5. Tipos de diaclases e planos estilolíticos

Quanto à sua natureza, as 5 principais famílias de diaclases estão representadas por diaclases abertas, não mineralizadas, por veios de calcite e por diaclases reativadas. As não mineralizadas constituem 77% do total, os veios constituem 16% e as diaclases reativadas os restantes 7%. O mapa da Figura 207 permite verificar para cada domínio a orientação preferencial de cada tipo de diaclases. Não se apresentam as rosetas respeitantes a veios ou diaclases nos domínios em que essas fraturas são escassas ou mesmo ausentes ao nível da amostragem.

Em cada domínio as direções preferenciais segundo as quais os veios de calcite se apresentam orientados são, genericamente, coincidentes com uma das principais famílias de diaclasamento. Destaca-se a família de veios NNE-SSW (a NE-SW) que está representada em quase todos os domínios, com maior ou menor destaque. Isso apenas não se verifica para o domínio de Alvados. Contudo, embora não tenham sido aí amostrados, constatou-se no terreno a sua existência.

Todas as famílias que se mostram fortemente representadas por veios de calcite foram retomadas por diaclases, sem que tenha ocorrido a sua posterior mineralização. Destacam-se neste aspeto as famílias NNE-SSW e WNW-ESE. Essa reativação por novas diaclases não está incluída estatisticamente nos diagramas de rosa respeitantes às diaclases reativadas. Estes correspondem unicamente àquelas que mostram evidências diretas de reativação em cisalhamento de diaclases pré-existentes. Os dados respetivos são em reduzido número mas evidências indiretas, das quais se destacam persistências por vezes bastantes elevadas e o fato de muitas diaclases não estarem restritas a uma única bancada sedimentar, levam a admitir que a maioria terá sofrido reativação em cisalhamento.

À semelhança do verificado para os veios, também as diaclases reativadas se apresentam genericamente orientadas segundo uma das principais direções de diaclasamento em cada domínio. A reativação ocorreu sobretudo em desligamento cuja natureza varia de domínio para domínio e de família para família.

Os dados de campo incluem também planos estilolíticos subverticais. O seu reduzido número impede que se proceda a uma comparação entre as regiões considerados com base na distribuição estatística das suas orientações, ou seja, a partir de diagramas de rosa. Com efeito, se em alguns dos setores considerados os dados permitem a elaboração de diagramas de rosa, na maioria isso não é possível devido à sua escassez ou mesmo ausência, o que impossibilita apreciar eventuais variações regionais quanto à sua orientação.

Numa apreciação global é possível afirmar que os planos estilolíticos se apresentam orientados preferencialmente segundo WNW-ESE e que esta direção prevalece por todo o MCE, variando

ligeiramente, de região para região, entre os azimutes 100 e 120. Usualmente estão sobrepostos a diaclases com a mesma orientação. A direção dos picos estilólíticos mostra-se maioritariamente perpendicular à direção dos planos e consistentemente apontam para azimutes entre N15 e N30. Dada a fiabilidade destes indicadores, é possível afirmar que a sua instalação se deveu a episódio compressivo segundo NNE-SSW, o que anteriormente já foi abordado.

Localmente foram identificadas estilólitos com outras orientações. Na região oriental do Planalto de São Mamede e na região central da Serra de Aire alguns apresentam-se orientados NNW-SSE. Poderão estar associados a episódio compressivo de âmbito regional ou local segundo WSW-ENE. Ainda naquele planalto e no de Santo António foram identificados estilólitos orientados segundo WSW-ENE sobrepostos a diaclases e, pontualmente, associados a pequenas diaclases NNW-SSE. Poderão estar associados a episódio compressivo regional segundo NNW-SSE. Contudo, alguns no Planalto de São Mamede mostram os respetivos picos orientados segundo NNE-SSW, pelo que estarão associados ao mesmo episódio que originou os estilólitos WNW-ESE. Por fim, no Jurássico Superior da região de Fátima, é de referir a ocorrência de planos estilólíticos orientados segundo o azimute 10, ou seja, NNE-SSW. Eventualmente traduzem episódio regional compressivo segundo WNW-ESE do final do Jurássico ou mesmo posterior.

B3.4.6. Relações de antiguidade

Para a determinação das relações de antiguidade entre estas famílias foi tomada em consideração a sua persistência, o fato de se apresentarem mineralizadas ou não e as respetivas relações de corte. Como as relações de corte e a persistência estão globalmente deturpadas pelo fato das diaclases se apresentarem reativadas, seja ainda como diaclases, seja em cisalhamento, houve especial cuidado em determinar essas relações a partir de diaclases sem indícios de reativação. Em algumas situações particulares em que as bancadas sedimentares apresentavam basculamentos pronunciados foi também avaliada a relação de antiguidade relativamente a esses basculamentos e que em parte já foram apresentadas atrás.

Os dados disponíveis reportam-se sobretudo aos afloramentos do Jurássico Médio e apontam consistentemente que o episódio de diaclasamento mais antigo corresponde à instalação por todo o MCE de uma família de veios de calcite pouco persistentes e orientados segundo NNE-SSW, pois eles estão cortados por todas as restantes fraturas. Estes veios terão sido posteriormente retomados por diaclases não mineralizadas com a mesma orientação. Esta reativação tanto poderá ter ocorrido por impulsos posteriores do mesmo episódio de deformação, como poderá ser o resultado de diferentes fases de deformação, incluindo as que conduziram à instalação de fraturas perpendiculares, nomeadamente diaclases ou planos estilólíticos orientados WNW-ESE. Na realidade, considera-se que ambas as hipóteses sejam válidas.

Também de modo consistente para os afloramentos do Jurássico Médio, os dados apontam que a família de diaclases WSW-ENE é posterior aos veios da família NNE-SSW. Posteriormente, durante o mesmo episódio de deformação ou num mais tardio, foi mineralizada por calcite. Os veios assim formados ainda foram reativados em modo I de fraturação e em cisalhamento.

Em algumas situações verificaram-se relações de corte indicativas de diaclasamento não mineralizado, segundo NNE-SSW, posterior à família WSW-ENE. Porém, nessas situações, em particular no Domínio de Alvados e nos que abrangem o Planalto de São Mamede, foi possível deduzir que as diaclases NNE-SSW correspondem à reativação tardia, em modo I, de antigos veios e diaclases com essa mesma orientação, ou mesmo, à instalação de novas diaclases posteriores às da família WSW-ENE. Este fato é demonstrativo da ocorrência de diferentes episódios de deformação favoráveis a diaclasamento segundo a direção NNE-SSW.

Na maior parte da área do MCE, mais concretamente, nas regiões correspondentes aos afloramentos de Jurássico Médio nos domínios da Depressão de Alcobaça, Serra dos Candeeiros, Depressão da Mendiga, Planalto de Sto. António, Alvados e São Mamede Este, a instalação da família WSW-ENE e a instalação inicial da família NNE-SSW sob a forma de veios, são anteriores ao basculamento que os estratos sedimentares apresentam em cada uma dessas regiões.

No que respeita à família NW-SE, mas em particular a que integra diaclases que ocorrem para sudoeste do sistema de Falhas de Alvados – Minde, os dados apontam que a sua instalação é posterior à família de veios NNE-SSW. Na Serra dos Candeeiros, os dados obtidos também sugerem que esta família NW-SE seja posterior ao basculamento aí denunciado pelos estratos sedimentares, o que permite deduzir que também seja posterior à família WSW-ENE, pois esta é anterior a esse basculamento.

Quanto ao diaclasamento NW-SE centrado no azimute 150 e que integra esta família a nordeste do sistema de Falhas de Alvados – Minde, os dados obtidos acerca das relações de corte com as famílias NNE-SSW e WSW-ENE são inconsistentes porque para a maioria das situações não foi possível discernir se as relações de corte observadas eram ou não resultado de reativação em cisalhamento. Em subcapítulo anterior, no qual foi apresentada a caracterização dos setores em que esta família ocorre, admitiu-se que ela é posterior às famílias NNE-SSW e WSW-ESE. Porém, tal baseia-se apenas em alguns dados mais fiáveis obtidos num único ponto de amostragem, pelo que essa dedução deve ser tomada apenas com um carácter indicativo.

Nos locais em que as bancadas sedimentares denotam basculamento acentuado, foi possível constatar que esta família é anterior ou coeva desse basculamento, pois mostra-se paralela à direção do contato estratigráfico entre o Jurássico Médio e o Jurássico Superior na região de Fátima.

Na Depressão de Alqueidão, em afloramentos do Jurássico Superior, a família NW-SE mostra-se constituída por veios de calcite que foram reabertos em modo I. Diaclases NNE-SSW mostram-se nitidamente posteriores a essa reabertura. Contudo, como já atrás abordado, poderão corresponder a um dos vários períodos favoráveis à instalação de diaclasamento NNE-SSW.

A família WNW-ESE é posterior à família de veios NNE-SSW e de diaclases WSW-ENE. Relativamente a relações de corte com a família NNE-SSW, quando esta se mostra constituída por diaclases não mineralizadas, os resultados obtidos são sempre contraditórios, o que no campo foi interpretado como resultante da reativação de pelo menos uma das famílias.

Relativamente ao relacionamento com a família NW-SE, para sudoeste do sistema de Falhas de Alvados - Minde, os dados são escassos e reportam-se unicamente a um ponto de amostragem na

Serra dos Candeeiros, pelo que devem ser considerados apenas a título indicativo. Mostram que pelo menos a reativação em modo I da família WNW-ESE foi posterior à instalação dos veios NW-SE.

Para nordeste daquele sistema de falhas, os dados também não são abundantes e apresentam-se incongruentes: diaclases WNW-ESE mostram-se posteriores a diaclases NW-SE, ao passo que veios WNW-ESE mostram-se anteriores a veios NW-SE. Esta incongruência pode ser explicada pelas seguintes hipóteses:

- As relações de corte entre veios apenas foram observadas num ponto de amostragem (*cf.* B3.3.8), pelo que poderão ser representativas de um episódio de deformação local.
- A família NW-SE pode integrar diaclases instaladas em tempos diferentes, como sugerido pelos resultados obtidos em afloramentos do Jurássico Superior do Planalto de Sto. António (*cf.* B3.3.4.7).
- De modo puramente especulativo, primeiro ter-se-á instalado a família de veios WNW-ESE, a que se seguiram os veios NW-SE. Posteriormente, após a abertura em modo I dos veios NW-SE, terá ocorrido a abertura dos orientados WNW-ESE, de modo a justificar as observações de diaclases com esta orientação a terminarem de encontro a diaclases NW-SE.

Não se obtiveram dados de campo suficientemente robustos que justifiquem a opção por alguma das hipóteses anteriores. Porém, como hipótese de trabalho e recorrendo aos dados e deduções resultantes da fotointerpretação (*cf.* B2.3), bem como às associações espaciais apontadas em subcapítulo anterior para estas famílias (*cf.* B3.4.3), admite-se que para sudoeste do sistema regional de Falhas de Alvados – Minde, a família NW-SE é coeva da WNW-ESE por efeito de oscilações no campo de tensões regional que lhes deu origem. Para nordeste desse sistema regional de falhas presumiu-se que a família NW-SE esteja associada à sua movimentação no início do Jurássico Superior, pelo que será mais antiga que o diaclasamento WNW-ESE associado espacialmente a estruturas filonianas da passagem Jurássico – Cretácico.

Embora com algumas incongruências nos domínios Planalto de Sto. António e Fórnea, no que respeita à Depressão de Alcobaça e à serra dos Candeeiros, a família WNW-ESE é posterior ao basculamento das bancadas. Relativamente aos restantes domínios não foi possível verificar relações congruentes com os basculamentos observados.

Quanto à família NNW-SSE, verifica-se, de modo muito consistente, que ela é posterior a todas as restantes famílias, bem como aos episódios que conduziram à sua reativação. Também de modo consistente, é posterior ao basculamento das bancadas, seja qual for a região em análise. É, portanto, a família de diaclases mais recente, o que não implica que tenha correspondência com o episódio de deformação mais recente identificado para o MCE. Com efeito, esta família também se apresenta generalizadamente reativada em desligamento esquerdo.

No que respeita à família secundária orientada NE-SW, os dados disponíveis quanto às relações de antiguidade com as restantes famílias são escassos e contraditórios, quer ao nível de cada domínio, quer entre os diversos domínios. Naquele em que predomina e que se denominou Fórnea, esta família é nitidamente posterior à família WNW-ESE. Relativamente ao relacionamento com o basculamento que os estratos sedimentares aí patenteiam, os dados apontam que ela se terá instalado tanto

anterior, como posteriormente a esse basculamento. Contudo, é importante notar que esta região se apresenta muito constrangida por dois importantes acidentes, nomeadamente a Falha de Mendiga e a Falha de Alvados cuja movimentação terá condicionado muito, não só esses basculamentos, como também o diaclasamento.

Apelando a capítulos anteriores (*cf.* B2.2.2.3, Figura 130), imagens de satélite disponibilizadas em *Google Earth*, mostram a ocorrência desta família em continuidade desde o Domínio Fórnea até ao Domínio Alvados. Neste último a família NE-SW apresenta-se posterior a dobramentos associados à reativação em desligamento esquerdo da família NNW-SSE. Assim, a família secundária NE-SW poderá, na realidade, corresponder ao episódio mais recente de diaclasamento no MCE.

Ainda no que respeita às relações de antiguidade, importa também notar o que foi determinado relativamente aos planos estilolíticos verticais ou subverticais. A instalação da principal família, com direção WNW-ESE, é nitidamente posterior à das diaclases WNW-ESE pois em muitas situações observou-se que estas são retomadas por eles. No que respeita ao seu relacionamento com a família NNW-SSE os dados são escassos mas apontam que serão anteriores a essa família.

A esta família de planos estilolíticos WNW-ESE poderá estar associado o principal período de instalação/reactivação de diaclases não mineralizadas segundo NNE-SSW. Com efeito, apresentam picos orientados NNE-SSW e, por vezes, estão associados a pequenas diaclases com essa mesma orientação, o que já foi referido anteriormente. Já quanto a raros estilólitos orientados WSW-ENE, também instalados sobre diaclases com a mesma orientação, deverá estar associado o episódio de diaclasamento regional segundo NNW-SSE. Contudo, alguns destes apresentam picos estilolíticos orientados NNE-SSW, pelo que deverão ser coevos dos planos estilolíticos WNW-ESE.

As relações de antiguidade agora apontadas permitem estabelecer outra hipótese para a forte associação da família WSW-ENE às espessas bancadas de *grainstones* e *rudstones* oolíticos do Jurássico Médio e para o fato dessas bancadas se apresentarem quase exclusivamente afetadas apenas por essa família e pela NNW-SSE, em particular as que afloram na região de Pé da Pedreira que datam do Batoniano médio (Carvalho, 1997a). Assim, em primeiro lugar, admite-se que a instalação inicial da família NNE-SSW ocorreu antes do Batoniano médio, de modo a justificar que esses calcários não estejam afetados por essa direção de diaclasamento. Terão, sim, sido afetados pelo episódio seguinte de diaclasamento sistemático segundo WSW-ENE. Os episódios de diaclasamento seguintes, segundo NW-SE e WNW-ESE, pouco terão afetado essas bancadas espessas porque, eventualmente, haviam alcançado o estado de saturação com o episódio anterior ou porque não foram alcançadas as condições de elevada pressão de fluídos necessárias à fraturação hidráulica de tais bancadas. Quanto muito, terá ocorrido a reativação cisalhante das WSW-ENE. As bancadas só voltariam a fraturar novamente com o episódio correspondente ao diaclasamento segundo NNW-SSE, pois segundo esta direção, ortogonal à anterior, as rochas ainda suportariam a instalação de novas diaclases.

A validade desta hipótese necessita de confirmação de que a instalação da família WSW-ENE conduziu, efetivamente, a um estado de saturação das rochas (Narr & Suppe, 1991; Rives *et al.*, 1992; Gross, 1993; Wu & Pollard, 1995; Bai & Pollard, 2000a). Contudo, tal validação não é possível por intermédio dos índices empíricos comumente utilizados para o efeito porque os estudos teóricos e

experimentais que suportam a definição do estado de saturação por parte das bancadas sedimentares reportam-se a bancadas com espessura inferior a 1,5 m e confinadas por bancadas incompetentes.

B3.4.7. Síntese

As principais direções de diaclasamento no MCE são a NNE-SSW, a WSW-ENE, a WNW-ESE, a NW-SE e a NNW-SSE. Localmente determinou-se também a ocorrência de uma família NE-SW. Tomando os dados no seu conjunto, esta é uma família nitidamente secundária.

Excetuando a família NNW-SSE, as restantes estão representadas por veios de calcite e por diaclases não mineralizadas. Em particular, a família NNE-SSW mostra alguma dispersão de orientações que tem correspondência com diferentes fases de instalação das diaclases assim orientadas. É o mesmo que dizer que tem correspondência com diferentes famílias orientadas sensivelmente do mesmo modo: uma instalação precoce de veios de calcite, pelo menos um episódio de reabertura desses veios com provável instalação de novas diaclases e um episódio tardio de instalação de diaclases maioritariamente não mineralizadas. Para simplificar a sua referência ao longo do texto, optou-se pela denominação singular de família NNE-SSW e procedeu-se de igual modo para as restantes direções de diaclasamento que albergam mais do que uma família.

Embora estas famílias de diaclases ocorram genericamente por todo o maciço, só ganham relevância individual em determinadas regiões do MCE. Essas regiões, quando suficientemente extensas e caracterizadas pela ocorrência de pelo menos uma dessas famílias, foram consideradas como domínios de igual padrão de diaclasamento.

Estas 5 principais famílias de diaclases não estão geneticamente relacionadas entre si aquando da sua instalação inicial. As relações de antiguidade entre elas permitiram concluir que têm correspondência com 6 episódios de deformação principais de âmbito regional para o MCE, embora a instalação de algumas delas tenha sido controlada por acidentes maiores. Em capítulo posterior procurar-se-á integrar estes aspetos no contexto evolutivo do MCE.

A família mais antiga está representada por veios de calcite pouco persistentes orientados segundo NNE-SSW. A ela segue-se a instalação de uma família de diaclases WSW-ENE e posteriormente, uma outra família, agora segundo NW-SE. Esta, para sudoeste do sistema de Falhas de Alvados – Minde, instalou-se como veios de calcite orientados entre os azimutes 120 e 140, provavelmente coevos do episódio regional que levou à instalação de uma outra família de veios orientados WNW-ESE. Para nordeste daquele sistema de falhas, esta família é constituída por diaclases centradas no azimute 150, para as quais não se obtiveram dados congruentes quanto à sua instalação inicial sob a forma de veios de calcite ou diaclases não mineralizadas. Contudo, concluiu-se que corresponde a uma família anterior à instalação da orientada segundo WNW-ESE. Após esta última, seguiu-se novo diaclasamento segundo a direção NNE-SSW, agora não mineralizado e, por fim, a instalação da família de diaclases NNW-SSE.

As diaclases constituintes destas famílias apresentam-se, na sua maioria, reativadas, quer em modo I, quer em cisalhamento, como resultado da sobreposição de episódios de deformação.

Associadas a estas famílias de diaclasamento ocorre também uma família principal de planos estilolíticos subverticais com direção WNW-ESE. É indicadora de episódio compressivo regional

segundo NNE-SSW, posterior à família de diaclases WNW-ESE e anterior à família de diaclasamento mais recente NNW-SSE.

Mais raramente ocorrem planos estilolíticos verticais com outras direções. Destaca-se, contudo, a ocorrência local de alguns orientados WSW-ENE com picos perpendiculares indicativos de compressão segundo NNW-SSE.

B3.5. ÁREAS MAL REPRESENTADAS ESTATÍSTICAMENTE

Algumas das regiões nas quais se procedeu ao levantamento da fraturação, não foram abordadas nos subcapítulos anteriores porque os dados aí obtidos não foram considerados suficientemente representativos. Pretende-se, aqui, apresentar uma breve caracterização e interpretação dos dados respeitantes a essas regiões (*cf.* Figura 181 para localização), em particular:

- Bacias de Alpedriz, Ourém e Amiais (ou de Monsanto).
- Cavalgamento do Arrife, abarcando os dados colhidos no Mesozoico e no Neogénico,
- Região a SW de Alcanede, abarcando o Cretácico Superior, os doleritos de Teira e o Jurássico Superior.

Nas Bacias de Alpedriz, de Ourém e de Amiais, esta última também conhecida por Sinclinal de Monsanto, ao qual já se fez referência neste trabalho, foram amostradas as rochas detríticas mal consolidadas do Cretácico Inferior. Como regra geral, essas rochas não se apresentam fraturadas, o que se deve às suas características reológicas, pois mostram-se incompetentes à fraturação. Somente nos locais onde nessas litologias ocorrem níveis de arenitos conglomeráticos bem consolidados foi possível a observação de fraturas, as quais maioritariamente correspondem a diaclases. A sua persistência é muito variável, dependendo da dimensão do afloramento e da existência de níveis argilosos, contra os quais tendem a terminar. Destas três regiões onde o Cretácico Inferior aflora em larga extensão, a de Amiais é aquela que se pode considerar melhor representada. Aí também foi efetuado levantamento sobre litologias calcárias datadas do Cretácico Superior (Cenomaniano).

Recorrendo mais uma vez à Figura 181, nela estão representados os diagramas de rosa respeitantes às estações de levantamento de fraturas realizadas nas regiões mencionadas. É notável que o diaclasamento na Bacia de Amiais se apresenta tendencialmente orientado entre N-S a NNE-SSW. Tomando a totalidade desses dados, eles demonstram uma orientação preferencial francamente segundo NNE-SSW (Figura 208), reportando um episódio de deformação que terá de ser de idade posterior ao Cenomaniano.

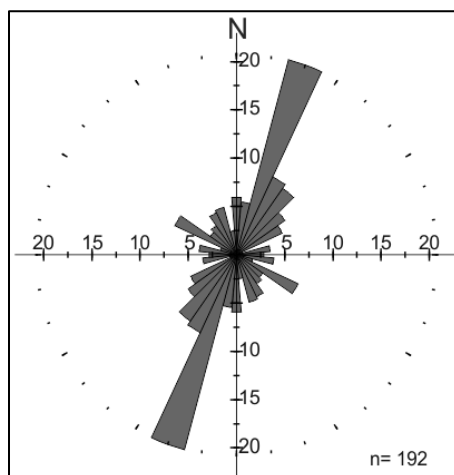


Figura 208- Diagrama correspondente às diaclases nos afloramentos do Cretácico Inferior e Superior da Bacia de Amiais.

Este diaclasamento NNE-SSW também caracteriza o Cretácico da Bacia de Alpedriz, embora aí com a já referida tendência para N-S. Na Bacia de Ourém o diaclasamento mostra-se centrado em E-W. Contudo, como os dados respeitam a uma única *scanline* realizada ao longo de uma barreira de estrada, merecem pouca consideração porque são muito pouco representativos.

A sudoeste de Alcanede, um ponto de amostragem realizado sobre calcários do Cenomaniano, mostra que as diaclases estão orientadas de modo bem distinto daquele da Bacia de Amiais (*cf.* diagrama de rosa respetivos constantes da Figura 181). Aí as diaclases não se apresentam mineralizadas e estão organizadas em duas famílias ortogonais entre si, denunciando um sistema em T. Uma, mais persistente e mais antiga, está orientada segundo NE-SW, paralelamente à direção das bancadas. A outra corresponde a *cross joints* mais recentes e com evidências de reativação em Modo I. Apresenta-se segundo NW-SE, paralelamente aos acidentes regionais que aí ocorrem.

Embora esses dados respeitem apenas a um ponto de amostragem, a sua representatividade está assegurada pelo fato de, mais a Oeste, as mesmas direções de diaclasamento caracterizarem o filão-camada de Teira e os calcários do Jurássico Superior imediatamente sobrejacentes. A roseta implantada sobre aquele filão na Figura 181 é representativa do diaclasamento em ambas as litologias, e engloba os dados das estações 73 e 74. A direção paralela aos acidentes NW-SE caracteriza ainda as rochas siliciclásticas da Formação de Lourinhã que afloram ainda mais a ocidente. Nestes, a família NNE-SSW volta a estar representada, embora de modo secundário. Ainda relativamente ao filão-camada de Teira e aos calcários do Jurássico Superior que o encaixam, é notável a ausência de fraturas paralelas à Falha de Rio Maior – Porto de Mós.

Assim, sendo evidente a associação espacial e direcional com os acidentes regionais que atravessam a região sudoeste da área em estudo, o diaclasamento segundo NW-SE deverá estar associado a episódio de deformação que deu origem a esses acidentes após o Cenomaniano. Já relativamente à família mais antiga, segundo NE-SW, apresenta-se paralela à direção dos estratos sedimentares que, por sua vez, se apresentam paralelos à direção geral do Cavalgamento do Arrife.

No que respeita às estações de amostragem realizadas nos afloramentos ao longo do Cavalgamento do Arrife (Figura 181), a sua representatividade é extremamente baixa. Mesmo assim, no essencial, os respetivos dados mostram que as famílias de diaclases mais frequentes estão orientadas em torno de N-S, obliquamente à direção geral do Cavalgamento, independentemente dos afloramentos serem do Mesozoico ou do Neogénico. Apenas na estação realizada nos afloramentos neogénicos, na região nordeste da área de estudo, surgem com algum peso estatístico outras direções de diaclasamento,

nomeadamente segundo NE-SW e NW-SE, respetivamente paralelas e perpendiculares ao cavalgamento.

B4. ESPAÇAMENTO DAS PRINCIPAIS FAMÍLIAS DE DIACLASES

B4.1. OBJETIVO E METODOLOGIA

Este capítulo tem como objetivo determinar o espaçamento das principais famílias direcionais de diaclasamento que afetam o MCE e eventuais relações entre esses espaçamentos com a espessura das bancadas. A razão subjacente a tal objetivo prende-se com o fato de que este parâmetro pode revelar-se eficaz para a distinção entre famílias que apresentam a mesma orientação. Por outro lado, sendo o espaçamento uma importante medida da intensidade de fraturação que afeta os maciços rochosos, pode também revelar-se eficaz para avaliar até que ponto a instalação espacialmente diferenciada de algumas dessas famílias pode resultar do fato de outras pré-existentes terem conduzido a um estado de saturação em fraturas nas bancadas. O espaçamento é ainda um dos principais fatores a tomar em consideração na apreciação da aptidão ornamental de maciços rochosos para a produção de rochas ornamentais.

Como enunciado na introdução ao estudo das diaclases, vários autores tem dedicado atenção ao modo de distribuição dos espaçamentos de uma família sistemática de diaclases ao longo de um estrato mecânico. Em função do tipo de distribuição são comuns ilações quanto ao estado de evolução dessa família de diaclases e quanto à relação com a espessura do estrato mecânico.

É comum aproximar o modo de variação dos espaçamentos a curvas de distribuição estatística teórica, sendo as mais comuns a exponencial negativa e a log-normal (cf. Figura 82, pág. 155). Alguns autores, como por exemplo Rives *et al.*, 1992, sugerem que durante a evolução de um sistema de diaclases a variação dos espaçamentos é, no início, do tipo exponencial negativa, o que terá correspondência com uma distribuição das diaclases em *clusters*. Com o continuar do episódio de deformação, a distribuição dos espaçamentos evoluirá para uma distribuição *log-normal*, traduzindo o processo de *sequential infilling*, ou seja, a instalação de novas diaclases entre as primeiras. Por fim, os espaçamentos apresentarão uma distribuição do tipo normal porque o continuar da deformação conduzirá a um espaçamento constante, correspondente a um estado de saturação de diaclasamento; a deformação já não conduz à instalação de novas diaclases, sendo acomodada pela abertura das existentes.

Quanto à relação entre o espaçamento de uma família de diaclases e a espessura do estrato em que foram medidas, alguns autores têm procedido ao estabelecimento de alguns índices empíricos que visam a comparação entre os dados obtidos em diferentes estratos mecânicos e, simultaneamente, qualificar a intensidade da fraturação. Os mais comumente citados na literatura são:

- O declive da reta de regressão, passando pela origem, que é obtida a partir dos dados referentes à espessura de vários estratos mecânicos *versus* os correspondentes espaçamentos medianos. É o chamado FSI – *Fracture Spacing Index* (Narr & Suppe, 1991) em que o espaçamento é colocado no eixo das abcissas, embora seja a variável dependente. Quanto maior o valor de FSI maior a deformação sofrida pelas rochas e portanto, maior a densidade de fraturas que as afetam. Os autores mencionados consideram que valores de FSI próximos de 1,3 correspondem a uma relação direta entre o espaçamento e a espessura da bancada sedimentar. Em trabalho posterior, Gross, 1993, considera que valores acima de 1,3 correspondem ao chamado estado de saturação.
- A razão Espessura do estrato mecânico/Espaçamento Mediano (FSR, *Fracture Spacing Ratio*, Gross, 1993). Quanto maior o valor de FSR maior a densidade de fraturação.

- A razão Espaçamento/Espessura (Spacing to layer thickness ratio, Bai & Pollard, 2000a) é o inverso do FSR. Associado a este índice está o modelo de Transição da Tensão (*Stress Transition Model*) para a geração de diaclases com um espaçamento regular, conforme referido pelos autores. Está também associado o conceito de Valor Crítico para a razão entre o Espaçamento e a espessura, o qual se refere ao limite inferior a partir do qual se considera que se alcançou o estado de saturação. Os autores definem 4 classes de valores para a razão entre o espaçamento e a espessura (S/T):
 - Classe I: $S/T > 1,2$; corresponde às situações em que não se alcançou o estado de saturação;
 - Classe II: $0,8 \leq S/T < 1,2$; corresponde aos valores críticos da razão espaçamento/espessura que determinam o estado de saturação;
 - Classe III: $0,3 \leq S/T < 0,8$;
 - Classe IV: $S/T < 0,3$; esta classe e a anterior correspondem a situações de espaçamentos muito reduzidos que não podem ser explicados pelos modelos teóricos e experimentais conhecidos, podendo traduzir a instalação de diaclases a partir de defeitos no interior das bancadas sujeitas a elevada pressão interna de fluidos e/ou elevadas cargas litostáticas.

No que respeita à metodologia aplicada para o estudo do espaçamento das principais famílias direcionais importa ter em atenção que este parâmetro se define como sendo a distância entre fraturas paralelas consecutivas e que para bancadas sedimentares de espessura inferior a 1,5 m, existe uma proporcionalidade direta entre o espaçamento de uma família sistemática e essa espessura (cf. B1.4.4).

Assim, como a definição das famílias direcionais de diaclasamento no MCE foi sobretudo qualitativa, por vezes abarcando variações azimutais consideráveis entre as respetivas diaclases (cf. B3.4.2), para a avaliação do seu espaçamento característico procedeu-se a uma redução para 20^0 da amplitude de cada uma dessas famílias. Para isso, ao nível de cada *scanline*, reclassificaram-se as diaclases do seguinte modo:

- Família NNE-SSW: todas as diaclases entre os azimutes 0 e 39, mas não excedendo em cada *scanline* uma diferença angular de 20^0 ;
- Família secundária NE-SW: todas as diaclases entre os azimutes 40 e 64, não excedendo em cada *scanline* uma diferença angular de 20^0 ;
- Família WSW-ENE: todas as diaclases entre os azimutes 65 e 89, não excedendo a diferença angular de 20^0 ;
- Família WNW-ESE: todas as diaclases entre os azimutes 90 e 120, não excedendo a diferença angular de 20^0 ;
- Família NW-SE: todas as diaclases entre os azimutes 140 e 159;
- Família NNW-SSE: todas as diaclases entre azimutes 160 e 179.

Tendo em atenção que a família NW-SE, entre os azimutes 140 e 159, foi definida unicamente para nordeste do sistema de falhas de Alvados – Minde e que para sudoeste desse sistema de falhas se considerou uma outra família NW-SE, mas correspondente a valores azimutais em torno do azimute 130, procedeu-se também à seguinte subdivisão:

- Família NW-SE (1): todas as diaclases entre os azimutes 121 e 139 a nordeste do sistema de falhas de Alvados-Minde;

- Família NW-SE (2): todas as diaclases entre os azimutes 121 e 139 a sudoeste do sistema de falhas de Alvados-Minde;
- Família NW-SE (3): todas as diaclases entre os azimutes 140 e 159 a nordeste do sistema de falhas de Alvados-Minde;
- Família NW-SE (4): todas as diaclases entre os azimutes 140 e 159 a sudoeste do sistema de falhas de Alvados-Minde;

Como as diferentes *scanlines* não foram realizadas perpendicularmente a cada uma das famílias de fraturas, no cálculo dos espaçamentos aplicou-se a correção geométrica de Terzaghi, $E = E' \times \sin \alpha$, em que E é o espaçamento, E' é o espaçamento medido ao longo da *scanline* e α é o ângulo entre a *scanline* e a diaclase. Na Figura 209 está representado o modelo utilizado em *Microsoft Excel* para o cálculo dos espaçamentos de cada família, estando introduzidos, a título de exemplo, os dados relativos ao cálculo do espaçamento das famílias presentes na *scanline* 124.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M
	SCAN	ESPESSURA DE BANCO (m)	FAMÍLIA (amplit. 20°)	COMPRIM. SCANLINE (m)	AZIMUTE SCANLINE (0-180)	DISTÂNCIA À ORIGEM (m)	AZIMUTE DIACLASE (0-180)	ESPAÇAMENTO APARENTE (F2-F1)	ÂNGULO α : ABS (E-G)	CORREÇÃO DE α =SE(I<90;180-I)	RADIANOS DE α	ESPAÇAMENTO (H*Sen K)	ESPAÇAMENTO MEDIANO =MED(Lx:Ly)
1													
2	124	0.7	NNE-SSW	7.1	85	2.2	15		70	70	1.22		0.74
3	124	0.7	NNE-SSW	7.1	85	4	14	1.8	71	71	1.24	1.70	
4	124	0.7	NNE-SSW	7.1	85	4.8	18	0.8	67	67	1.17	0.74	
5	124	0.7	NNE-SSW	7.1	85	5	25	0.2	60	60	1.05	0.17	
6	124	0.7	NW-SW(2)	7.1	85	1.7	126		41	41	0.72		1.93
7	124	0.7	NW-SW(2)	7.1	85	6.70	134	5	49	49	0.86	3.77	
8	124	0.7	NW-SW(2)	7.1	85	6.80	136	0.1	51	51	0.89	0.08	
9	124	0.7	WNW-ESE	7.1	85	0	114		29	29	0.51		0.99
10	124	0.7	WNW-ESE	7.1	85	1.4	120	1.4	35	35	0.61	0.80	
11	124	0.7	WNW-ESE	7.1	85	4.2	110	2.8	25	25	0.44	1.18	
12	124	0.7	WSW-ENE	7.1	85	1.55	74		11	11	0.19		0.26
13	124	0.7	WSW-ENE	7.1	85	2.1	84	0.55	1	1	0.02	0.01	
14	124	0.7	WSW-ENE	7.1	85	4.1	76	2	9	9	0.16	0.31	
15	124	0.7	WSW-ENE	7.1	85	7.10	80	3	5	5	0.09	0.26	

Figura 209- Modelo utilizado para o cálculo dos espaçamentos característicos de cada família direcional ao longo de cada *scanline*. Como exemplo, estão introduzidos os dados relativos à *scanline* 124.

Considerou-se como espaçamento característico de cada família a mediana do espaçamento calculado em cada *scanline*. A opção pela escolha do valor mediano e não da média prende-se com o fato do valor mediano ser menos afetado pela existência de valores extremos.

B4.2. RESULTADOS

Do total de 3400 diaclases medidas no MCE, excluíram-se 5 por terem sido obtidas numa *scanline* vertical. Das restantes 3395, a metodologia aplicada permitiu a classificação de 2822 diaclases nas famílias consideradas, o que corresponde a 83% dos dados. As que não foram assim classificadas correspondem às que excedem a amplitude de 20° considerada para cada família em cada *scanline*.

Obtiveram-se, por este método, 625 valores de espaçamento mediano, repartidos pelas diversas famílias. Optou-se por não distinguir os espaçamentos consoante o tipo de diaclases porque os dados obtidos para veios e diaclases reativadas são em reduzido número, respetivamente 85 e 42 valores de espaçamento, também a repartir pelas famílias consideradas.

Na Figura 210, apresentam-se os histogramas correspondentes à distribuição dos espaçamentos para as principais famílias direcionais do MCE. Englobam os dados obtidos em bancadas com espessura superior a 1,5 m porque retirando esses valores não se registam diferenças assinaláveis. A amplitude de 0,2 m considerada para as classes de espaçamento é a que se revelou mais consistente para a maioria das famílias, de modo a traduzir as elevadas frequências obtidas para espaçamentos

reduzidos. Perante a grande dispersão de classes de grande amplitude para as quais foram reportados alguns valores, optou-se por truncar os histogramas relativamente a valores de espaçamento superiores a 5 m, correspondentes a valores residuais.

Os histogramas correspondentes às famílias NNE-SSW, WNW-ESE e NNW-SSE apresentam uma assimetria positiva resultante duma classe de valores de espaçamento inferiores a 0,2 m à qual se segue a classe modal 0,2-0,4 m. À classe modal seguem-se, genericamente, duas outras classes de elevada frequência, após o que se verifica uma acentuada diminuição das frequências observadas: os valores de espaçamento mais comuns para estas 3 famílias direcionais variam entre 0,2 m e 0,8 m. Contudo, após esse decréscimo de frequências, verifica-se a ocorrência de uma classe modal secundária, particularmente para as famílias WNW-ESE (classe 1,6-1,8 m) e NNW-SSW (classe 1,4-1,6 m).

O fato das distribuições se apresentarem bimodais é representativo de que há mistura de populações, o que justifica que não se proceda a uma análise estatística não paramétrica do melhor ou menor ajuste das distribuições empíricas observadas a curvas de distribuição teórica. Contudo, por simples apreciação visual e abstraído-se a particularidade bimodal referida, de entre as distribuições de espaçamento de diaclases mais comuns, as respeitantes a estas três famílias assemelham-se a uma distribuição log-normal.

No que respeita ao histograma da família WSW-ENE verificam-se frequências elevadas para um largo espetro de espaçamentos, desde os menores valores registados (0,02 m) até 1,2 m, após o que se segue uma brusca diminuição dos espaçamentos com valores superiores a 1,2 m.

O histograma da família NW-SE difere dos anteriores na medida em que a classe respeitante aos espaçamentos de menor valor corresponde à classe modal. O decréscimo de frequências que se segue a esta classe modal é interrompido por alguns picos que poderão ser representativos de uma distribuição multimodal. Não levando em consideração esse aspeto, a distribuição da família NW-SE assemelha-se a uma distribuição exponencial negativa.

Tal como para as 3 primeiras famílias referidas, o histograma referente à família secundária NE-SW mostra uma forte assimetria positiva. Porém, a classe modal de espaçamentos é a correspondente a 0,4-0,6 m. Também parece representativo de uma distribuição log-normal se não forem tidas em considerações as elevadas frequências respeitantes às classes de espaçamento 1,6-1,8 m e 2,8-3 m, que parecem traduzir uma distribuição multimodal.

Como referido, o fato destas distribuições apresentarem um caráter bimodal, ou mesmo multimodal, mais ou menos intenso, é indicativo de que as respetivas famílias direcionais albergam mais do que uma população estatística de diaclases. Assim, prestando particular atenção às classes de espaçamento correspondentes às modas menores, verifica-se que as mais relevantes são representativas de espaçamentos entre 1,2 m e 1,8 m (Figura 210). Tendo-se procedido à seleção das *scanlines* onde esses valores foram obtidos, não se encontrou nenhuma relação evidente com a distribuição dessas *scanlines* pelos diferentes domínios de diaclasamento do MCE nem com a espessura das bancadas. Do mesmo modo, também não se verificou nenhuma tendência por tipo de diaclase. Por outro lado, o número de dados correspondentes não é suficientemente elevado para permitir a construção de histogramas específicos a essas classes de espaçamento por forma a avaliar a eventual aproximação a um tipo de distribuição teórica particular.

No capítulo anterior considerou-se a existência de uma família NW-SE como sendo característica do Planalto de São Mamede Este. Essa família é constituída por diaclases orientadas entre os azimutes 140 – 159. Considerou-se que para leste do sistema de falhas de Alvados – Minde ocorre uma outra família NW-SE, mas constituída por diaclases orientadas entre os azimutes 121 – 139. A Figura 211 apresenta os histogramas relativos aos espaçamentos das diaclases destas famílias a nordeste e a sudoeste do sistema de falhas referido.

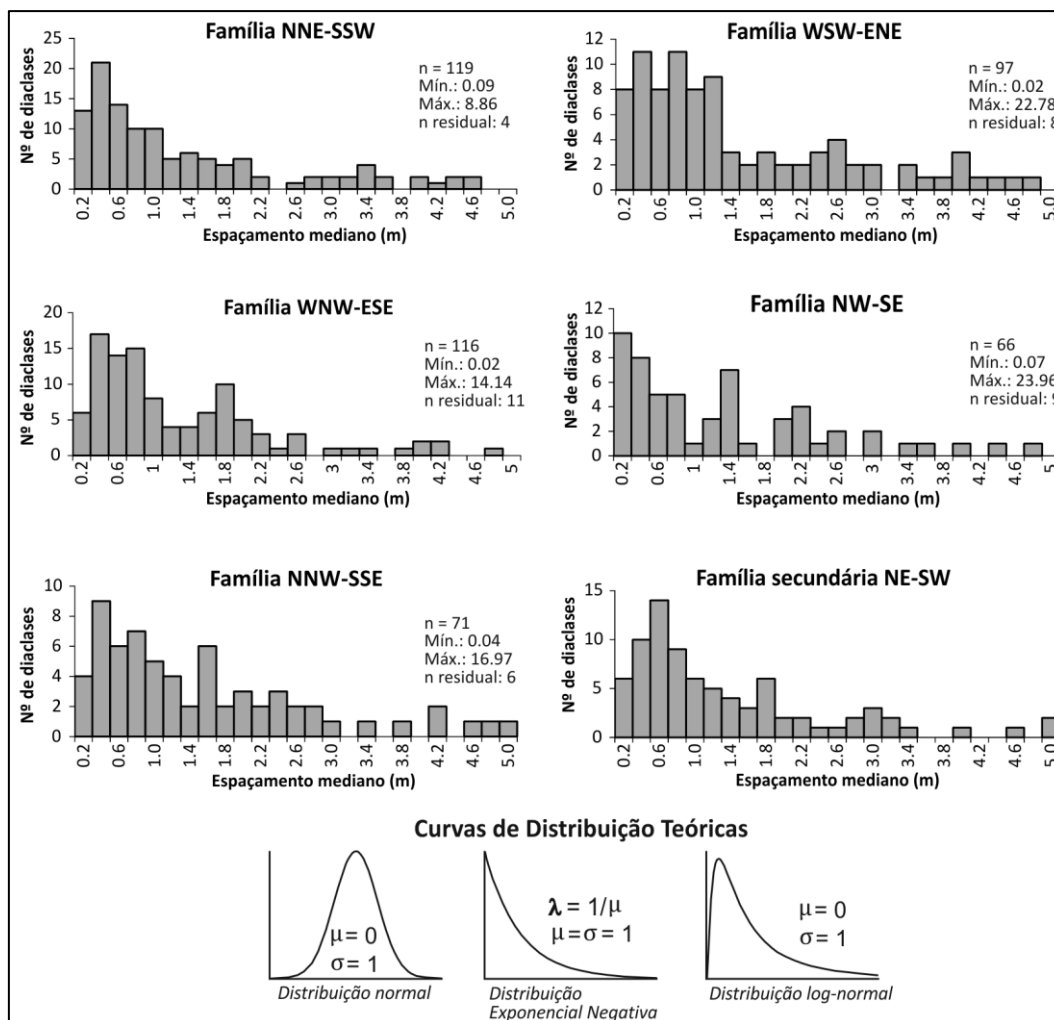


Figura 210- Distribuição dos espaçamentos das principais famílias direcionais de diaclases no MCE e sua comparação com curvas de distribuição teórica. O valor "n residual" refere-se a espaçamentos dispersos e superiores a 5 m. Os histogramas aproximam-se de algumas das curvas de distribuição teórica mas apresentam-se bimodais, indicando mistura de populações.

Relativamente às famílias NW-SE (2) e NW-SE (4), medidas a sudoeste do sistema de falhas de Alvados – Minde, não se verifica nenhuma tendência assinalável quando em comparação com as curvas de distribuição teórica apresentadas na Figura 210. Em particular, a família NW-SE (2) mostra frequências relativamente constantes para os espaçamentos observados, sejam eles reduzidos ou elevados, mas com uma classe modal representativa dos espaçamentos compreendidos entre 1,8 e 2 m.

Quanto à família NW-SE (1), embora o respetivo histograma apresente várias classes de espaçamento para as quais não se registaram observações, é possível verificar uma tendência para uma distribuição assimétrica positiva que se poderá associar a uma distribuição log-normal, à semelhança dos histogramas representativos de algumas das famílias da Figura 210. A classe de espaçamentos entre 0,8 m e 1 m é a classe modal mas também a classe 2,2 – 2,4 m poderá corresponder a uma outra moda de menor amplitude

A família NW-SE (3) apresenta uma assimetria positiva, com grande concentração de valores nos espaçamentos de menor amplitude. Apresenta uma tendência exponencial negativa, à semelhança do histograma respeitante à família NW-SE que se apresenta na Figura 210 e que integra todas as diaclases orientadas entre os azimutes 140 – 159. Os picos de concentração de espaçamentos mostrados por esse histograma nas classes 1,2 – 1,4 m e 2 – 2,2 m não têm correspondência significativa no histograma respeitante à região a nordeste do sistema de falhas de Alvados - Minde, mas têm correspondência no histograma resultante dos dados obtidos a sudoeste desse sistema de falhas e que se apresenta na Figura 211 (família NW-SE (4)).

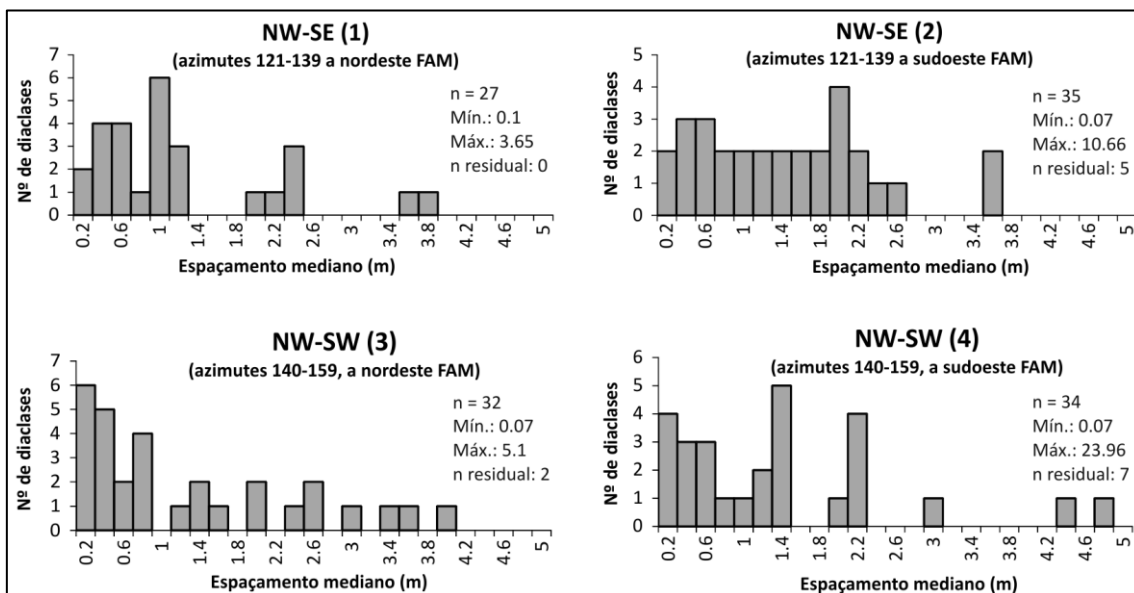


Figura 211- Distribuição dos espaçamentos das diaclases orientadas NW-SE a nordeste e a sudoeste dos sistema de falhas de Alvados – Minde (FAM). O valor "n residual" refere-se a espaçamentos dispersos e superiores a 5 m.

Nesta análise do modo como os espaçamentos das diversas famílias se apresentam distribuídas, ensaiou-se também uma análise restrita aos domínios de igual padrão de diaclasamento e às famílias que os caracterizam. Devido ao reduzido número de dados disponíveis, apenas para alguns desses domínios esse procedimento se mostrou admissível. Os resultados obtidos seguem, na generalidade, os já apresentados na Figura 210.

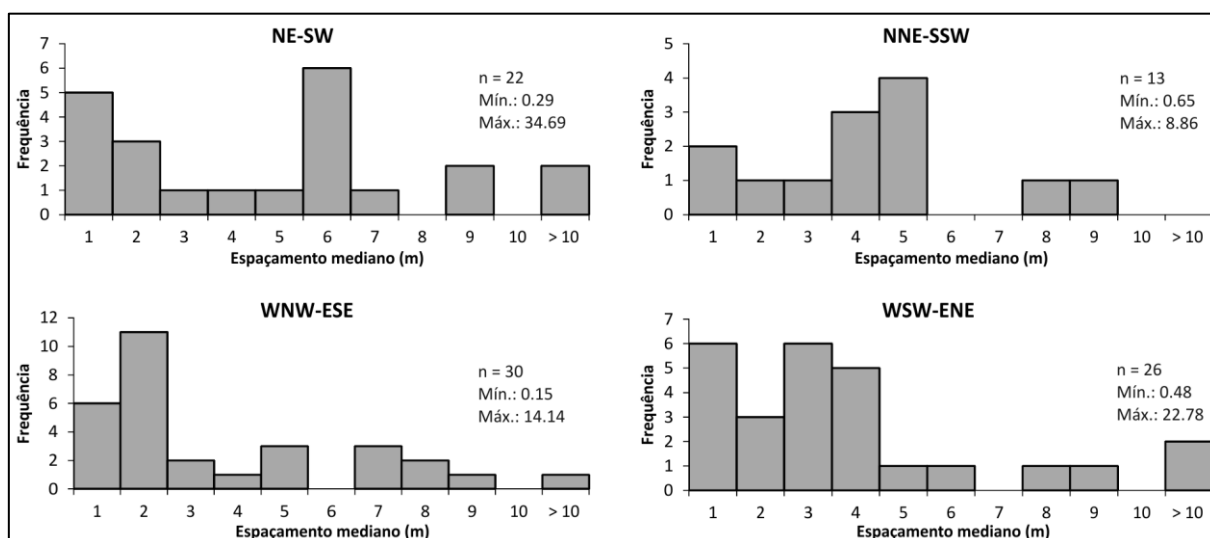


Figura 212- Distribuição dos espaçamentos obtidos para as famílias melhor representadas em bancadas de espessura muito elevada.

Dos dados que serviram de base à elaboração dos histogramas da Figura 210 retiraram-se os obtidos por medições em bancadas de espessura elevada, ou seja, maior ou igual a 1,5 m, e elaboraram-se os histogramas constantes da Figura 212. O número de dados é bastante reduzido, pelo que apenas se apresentam os histogramas para aquelas famílias cujo número de dados é superior ao número de classes de espaçamento consideradas.

Numa apreciação genérica aos histogramas na Figura 212, há sobretudo a notar elevada frequência de espaçamentos até 1 ou 2 m, exceto para a família NNE-SSW. Após estes valores modais surge, para as famílias NE-SW e NNE-SSW, um novo pico de frequências elevadas entre os 5 e os 6 m e entre os 3 e 5 m, respetivamente. A família WSW-ENE destaca-se por apresentar elevadas frequências para espaçamentos menores que 4 m, após o que esses valores diminuem bruscamente. Estas variações dentro de cada uma das famílias direcionais referidas são indicativas de mistura de populações, à semelhança do concluído para os histogramas da Figura 210.

Das distribuições empíricas apresentadas na Figura 212, a relativa à família WNW-ESE é a que se apresenta mais uniforme. Graficamente assemelha-se a uma distribuição log-normal, com uma classe modal correspondente aos valores de espaçamento entre 1 e 2 m.

Importa referir que estes resultados em bancadas espessas estão enviesados, pois padecem de um erro de amostragem que resulta do fato das medições terem sido realizadas propositadamente nos locais mais fraturados. Na realidade, as medições em bancadas espessas foram realizadas maioritariamente nos hasteais de pedreiras de exploração de blocos para fins ornamentais, sendo que muitos desses hasteais apresentam um número de fraturas bastante reduzido. Como o principal objetivo era a determinação das orientações de fraturação preferenciais, optou-se por realizar uma amostragem nos locais mais fraturados, ou seja, onde os espaçamentos se apresentavam menores. Empiricamente pode-se afirmar que os espaçamentos médios destas famílias rondarão os 3 m.

Quanto à relação entre os espaçamentos das principais famílias de diaclases e a espessura dos estratos sedimentares em que foram medidos, apresentam-se os gráficos constantes da Figura 213. Respeitam unicamente às observações realizadas em estratos com espessura inferior a 1,5 m. No essencial, não só pela observação direta da distribuição dos pontos, como pelos valores muito próximos de zero dos respetivos coeficientes de correlação de Pearson, verifica-se a inexistência de correlação linear entre os espaçamentos de cada uma das famílias com a espessura dos estratos em que foram medidas. Por este motivo, não faz sentido abordar a intensidade de diaclasamento em função de qualquer dos índices empíricos apresentados anteriormente, pois estes têm como pressuposto a existência de uma elevada correlação positiva entre o espaçamento e a espessura dos estratos mecânicos.

Admite-se que a inexistência de correlação linear entre o conjunto de dados de cada família direcional se deve ao fato de cada uma dessas famílias compreender diferentes populações. Assim, tendo em conta que as famílias direcionais consideradas ocorrem predominantemente em regiões específicas do MCE, procedeu-se ao mesmo exercício mas considerando apenas as famílias características de cada domínio de igual padrão de diaclasamento (Figura 214). Tal foi realizado unicamente para as situações em que foi possível calcular, para as famílias em causa, um número de espaçamentos medianos superior a 4.

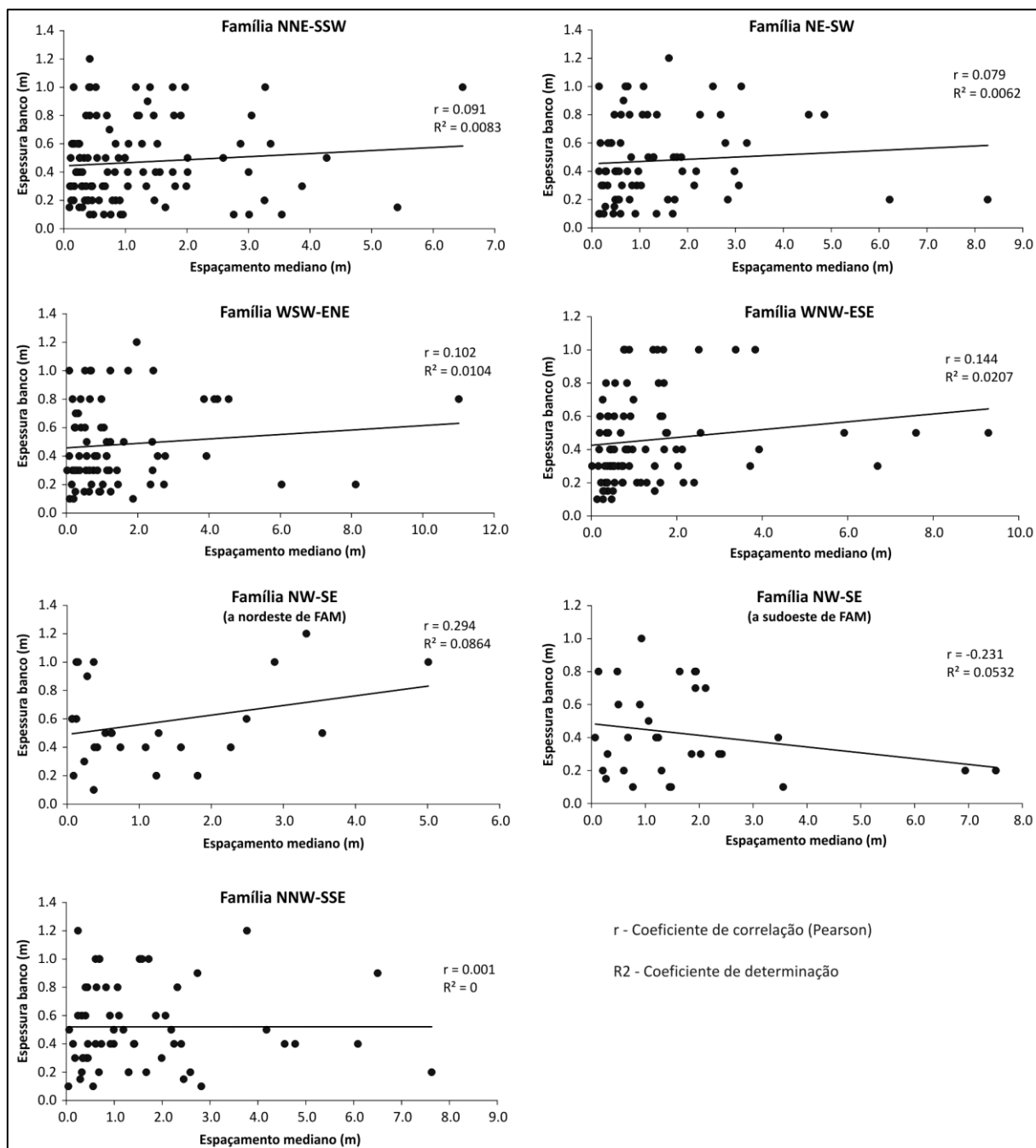


Figura 213- Relação entre os espaçamentos e a espessura das bancadas para as principais famílias de diaclases do MCE (apenas para bancadas com espessura inferior a 1,5 m).

À exceção do gráfico da Figura 214 correspondente ao Domínio Fórnea, os restantes mostram a inexistência de correlação linear entre as famílias de diaclases que caracterizam esses domínios com a espessura dos estratos em que foram medidas. Portanto, à semelhança dos gráficos respeitantes a cada uma das famílias de diaclases, indiscriminadamente da região em que foram obtidos (Figura 213), não faz sentido uma análise da intensidade do diaclasamento tendo por base índices empíricos como o FSI e o FSR.

Relativamente ao Domínio Fórnea, caracterizado fundamentalmente pelas famílias direcionais NE-SW e WNW-ESE, o respetivo gráfico na Figura 214 mostra que existe correlação positiva entre o espaçamento da família NE-SW e a espessura das bancadas. A respetiva reta de regressão linear ajusta-se relativamente bem aos dados, conforme traduzido pelo valor do Coeficiente de

Determinação próximo de 0,7, ou seja, que cerca de 70% da variabilidade encontrada para o espaçamento pode ser explicada pela variação da espessura das bancadas.

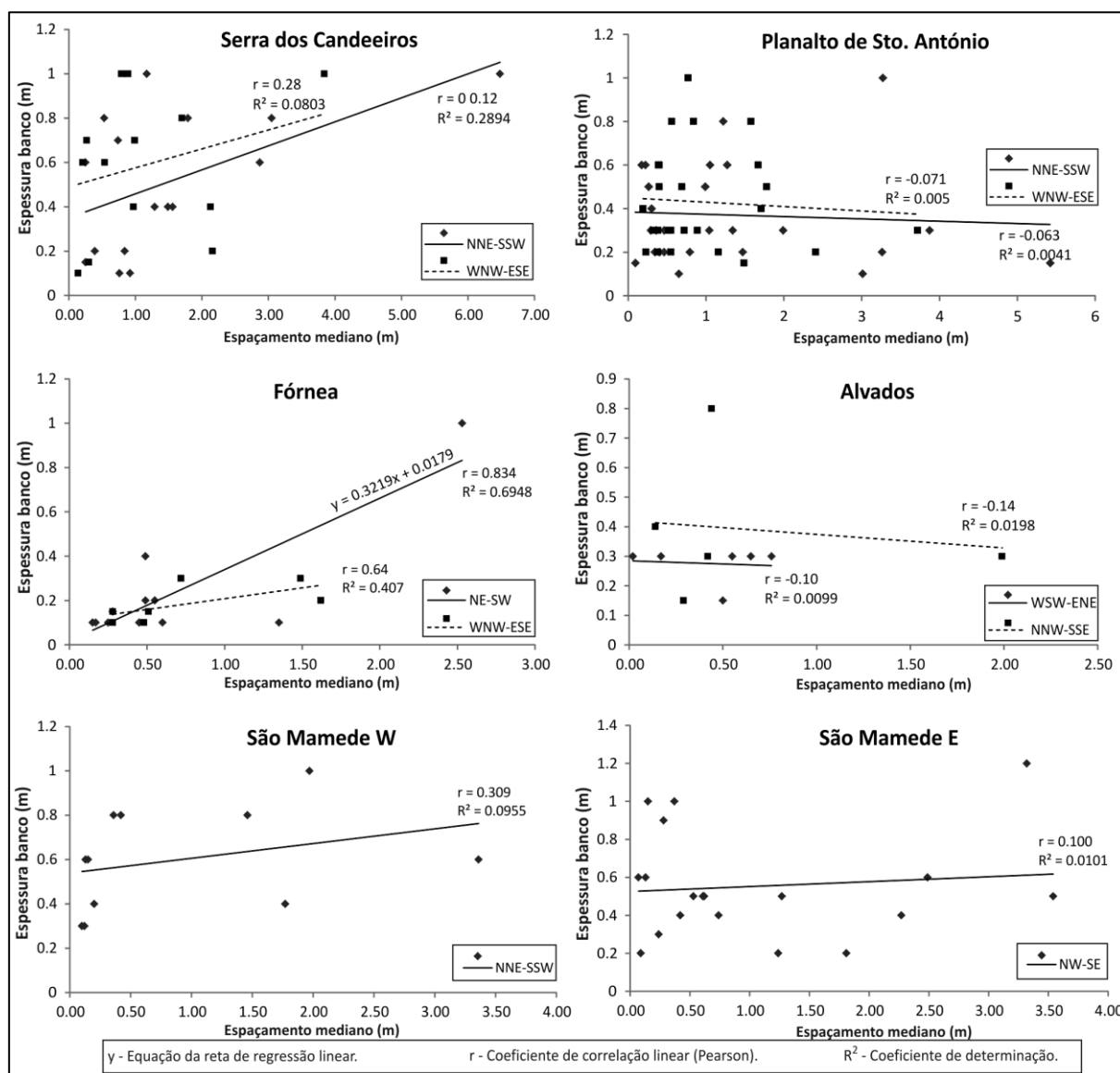


Figura 214- Relação entre os espaçamentos e a espessura das bancadas para as famílias de diaclasas características dos domínios de igual padrão de diaclasamento (apenas para bancadas com espessura inferior a 1,5 m). Os diferentes símbolos e retas referem-se a diferentes famílias, conforme indicado na caixa, no canto inferior direito de cada gráfico.

O fato de se registrar esta forte correlação positiva acaba por ser uma ocorrência anômala, pois para todas as restantes situações isso não se verifica. Assim, procedeu-se a um teste bilateral “t” para avaliação da correlação linear encontrada (Coeficiente de Correlação de Pearson, $r = 0,834$). Para um nível de confiança de 95%, o teste demonstra que há evidência para a existência de uma correlação linear positiva e significativa entre os dados. Contudo, como o teste “t” se aplica a dados representativos de uma distribuição normal, que não parece ser o caso do que se passa para a família NE-SW, procedeu-se à avaliação da correlação por intermédio de um ensaio não paramétrico, nomeadamente, através do coeficiente de correlação de Spearman (Swan & Sandilands, 1995). O valor de correlação encontrado por este método é de $r' = 0,898$. Testando este valor com os valores críticos de Spearman para um nível de confiança de 95%, confirma-se que a correlação encontrada é significativa de uma elevada correlação positiva entre os dados.

A reta de regressão linear correspondente à variação do espaçamento da família NE-SW com a espessura das bancadas no Domínio Fórnea (Figura 214), intersesta os eixos coordenados junto à origem, pelo que o respetivo declive, com o valor de 0,32, corresponde ao índice FSI de Narr & Suppe, 1991. É indicativo de uma baixa intensidade de diaclasamento.

Quanto à família WNW-ESE, o valor da correlação linear de Pearson é $r = 0,64$. Seguindo o mesmo procedimento de testes realizados para a família NE-SW, o teste “t” indica que para um nível de confiança de 95% não existem evidências de que a correlação seja significativa. Já calculando o coeficiente de correlação de Spearman, obtemos o valor de $r' = 0,98$. Testando com os respetivos valores críticos o resultado obtido é contraditório do anterior pois, para um nível de confiança de 95%, indica-nos a existência de uma forte correlação positiva entre os dados.

Para resolver esta contradição optou-se por dar maior ênfase ao valor obtido para o Coeficiente de Determinação. O valor $R^2 = 0.41$ indica-nos que apenas 41% dos dados podem ser explicados pelo modelo de regressão linear, o que aponta que a correlação entre os dados não será elevada. Como a respetiva reta de correlação linear não passa pela origem, o respetivo declive não pode ser tomado como índice FSI.

Assim, relativamente ao Domínio Fórnea, parece haver uma correlação linear positiva entre a espessura dos estratos e o espaçamento da família direcional NE-SW. Porém, este resultado é contraditório a outro obtido em duas das estações de colheita de dados neste domínio, com os números 27 e 28, nomeadamente a distinção de duas gerações de diaclases NE-SW. Uma geração é anterior e outra é posterior ao dobramento que afeta as rochas nessas duas estações (cf. B3.3.4.1).

Voltando novamente a atenção para o gráfico correspondente à família NE-SW do Domínio Fórnea que se apresenta na Figura 214 e para os dados que estão na sua origem (Tabela 10), constata-se a existência de um valor atípico (*outlier*), o qual resulta da amostragem efetuada na unidade Calcários do Codaçal. Esta unidade é constituída por corpos maciços muito espessos mas, localmente, esses corpos apresentam descontinuidades planares sub-horizontais que configuram limites de estratos mecânicos. O local de realização da *scanline* 121 corresponde a uma dessas situações, razão pela qual a Espessura de Banco considerada é de 1 m (Tabela 10).

Tabela 10- Dados de espaçamento mediano obtidos para a família NE-SW no Domínio Fórnea (J1Fórnea refere-se à Formação de Fórnea, J2ZA refere-se à Formação de Barranco de Zambujal, J2CP à Formação de Chão de Pias e J2Oolitic_Codaçal ao membro de Codaçalou Calcários do Codaçal).

DOMÍNIO	ESTAÇÃO	SCANLINE	FAMÍLIA	ESPESSURA DE BANCO (m)	ESPAÇAMENTO MEDIANO (m)
FÓRNEA	27-J1Fórnea	81	NE-SW	0.15	0.28
FÓRNEA	27-J1Fórnea	83	NE-SW	0.4	0.49
FÓRNEA	28-J1Fórnea	251	NE-SW	0.1	0.17
FÓRNEA	28-J1Fórnea	252	NE-SW	0.1	0.15
FÓRNEA	29-J2ZA	74	NE-SW	0.1	1.35
FÓRNEA	34-J2CP	90	NE-SW	0.1	0.60
FÓRNEA	34-J2CP	91	NE-SW	0.1	0.45
FÓRNEA	35-J2CP	92	NE-SW	0.2	0.49
FÓRNEA	35-J2CP	93	NE-SW	0.2	0.55
FÓRNEA	35-J2CP	97	NE-SW	0.1	0.25
FÓRNEA	37-J2Oolitic_Codaçal	121	NE-SW	1	2.53

Realizando-se um novo gráfico para a relação espaçamento *versus* espessura de bancada relativamente à família NE-SW no Domínio Fórneia, mas excluindo o valor atípico (Figura 215), verifica-se que deixou de haver correlação linear entre os restantes dados. Portanto, a correlação antes existente era resultado do valor de espaçamento atípico obtido sobre os Calcários do Codaçal.

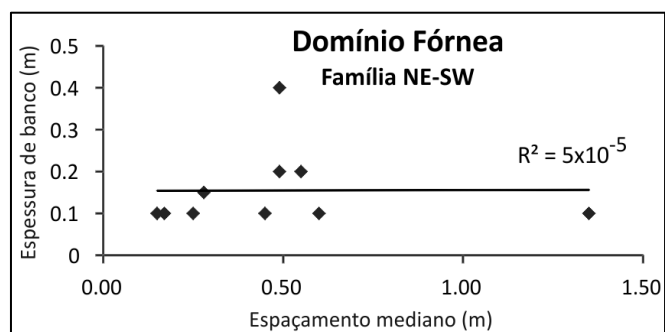


Figura 215- Relação entre o espaçamento e a espessura das bancadas para a família NE-SW no Domínio Fórneia após exclusão de valor atípico obtido sobre a unidade Calcários do Codaçal.

Relativamente às bancadas de espessura elevada, acima de 1,5 m, é conhecida empiricamente a ausência de uma proporcionalidade entre a fraturação e a espessura das bancadas afetadas (Ladeira & Price, 1981). Normalmente verifica-se um espaçamento menor que a espessura. Nos levantamentos de campo essas situações foram óbvias para alguns casos, como o que a fotografia da Figura 216 pretende demonstrar: uma família principal com um espaçamento na ordem dos 3 m a afetar um corpo maciço de calcários sem descontinuidades mecânicas de natureza sedimentar relevantes em mais de 15 m de espessura.



Figura 216- Frente de exploração de calcários ornamentais em Cabeça Veada. A espessura das bancadas é indeterminada mas superior a 15 m. Uma família de diaclases WSW-ENE apresenta espaçamento na ordem dos 3m .

As regiões no MCE onde foram medidas fraturas sobre bancadas muito espessas correspondem a afloramentos de *grainstones* e *rudstones* biolitoclásticos, mais ou menos pelóidicos e oolíticos que ocorrem em Moleanos (Depressão de Alcobça), Serra dos Candeeiros, Cabeça Veada (Depressão da Mendiga), Pé da Pedreira, Codaçal e Fátima (Serra de Aire Centro). Em alguns pontos de amostragem

destas regiões foi possível verificar a ocorrência de estratos sedimentares bem definidos e, portanto, determinar com rigor a sua espessura. Porém, para a maioria das situações, as rochas sobre as quais foi realizada a amostragem de diaclases correspondem a corpos lenticulares maciços de espessura difícil de avaliar. Para estes casos a espessura foi estimada como sendo superior à altura das frentes de exploração das pedreiras de calcários ornamentais, em geral superior a 15 m ou a 20 m.

Devido a esta indefinição quanto à espessura das bancadas quando estas se apresentam muito espessas, não se elaboraram gráficos respeitantes à variação do espaçamento em função da espessura dessas bancadas.

B4.3. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

A maioria dos histogramas apresentados relativamente à distribuição empírica dos espaçamentos das principais famílias direcionais de diaclasamento no MCE apresenta semelhanças gráficas com uma distribuição log-normal. De acordo com Rives *et al.*, 1992, este tipo de distribuição é representativo dum estado evolutivo correspondente ao mecanismo de *sequential infilling*: num determinado episódio de deformação, após a instalação das primeiras diaclases, o continuar dessa deformação é acomodado pela instalação de novas diaclases entre as inicialmente formadas, sem que se alcance um estado de saturação. Apenas a família NW-SE não apresenta semelhanças com esse tipo de distribuição mas antes com uma distribuição do tipo exponencial negativo. Segundo os autores antes mencionados, tal é representativo dum estado de diaclasamento pouco evoluído, caracterizado por uma distribuição das diaclases em *clusters*.

No capítulo anterior, no qual se procedeu à definição das principais famílias de diaclases do MCE, considerou-se a existência de duas famílias NW-SE distintas. Aquela que foi atrás referida e cujas diaclases se apresentam orientadas entre os azimutes 140 e 159 e uma outra cujas diaclases se orientam entre os azimutes 121 e 139. As primeiras são características do Domínio São Mamede E, ao passo que as segundas ocorrem, sobretudo, para sudoeste do sistema de falhas de Alvados – Minde. O fato destas duas famílias apresentarem distribuições diferenciadas (*cf.* Figura 211) vem confirmar que efetivamente correspondem a diferentes populações de diaclases.

Também se considerou que a família NW-SE, a sudoeste do sistema de falhas referido, deverá corresponder a dispersão da família WNW-ESE. Como o histograma representativo da variação do seu espaçamento se mostra bastante uniforme, sem semelhanças com as curvas de distribuição teórica características das diaclases (*cf.* Figura 211), conclui-se que essa assunção é válida. Ou seja, se os histogramas de todas as restantes famílias apresentam semelhanças com algum tipo de distribuição teórica, o fato disso não se verificar para a família em causa deverá ser o resultado de que, na realidade, esse grupo direcional não tem correspondência com uma família sistemática de diaclases.

Pese embora as semelhanças gráficas apontadas entre os histogramas das famílias direcionais de diaclases com duas distribuições estatísticas teóricas, a conclusão mais relevante a retirar desses histogramas é que eles são representativos, para cada família, da existência de mistura de populações. Esta conclusão advém do fato dos histogramas serem bimodais, ou mesmo multimodais e contribui para corroborar a hipótese apresentada no capítulo anterior: cada uma das famílias direcionais consideradas como representativas do MCE alberga mais do que uma família sistemática. Essa hipótese havia sido colocada pela existência de veios e diaclases com a mesma orientação, mas correspondentes a gerações diferentes de diaclasamento, e pelo fato de diaclases com a mesma

orientação apresentarem relações diferenciadas de antiguidade com outras famílias (cf. B3.4.2 e B3.4.6).

Inerente à definição de família sistemática de diaclases (cf. pág. 148), está a sua associação a um episódio de deformação específico num determinado período de tempo. A sua instalação depende da intensidade do campo tectónico, da reologia das litologias envolvidas e das condições de fronteira, entre as quais, a maior ou menor profundidade na crosta terrestre e a pressão de fluídos. Já a sua orientação depende da do campo tectónico regional e sua interação com estruturas locais.

Sendo assim, a ocorrência de diferentes famílias sistemáticas de diaclases com a mesma orientação indica que essas famílias são de idades diferentes. Porém, não obriga à replicação das condições geodinâmicas com um campo tectónico orientado de igual modo. Com efeito, embora as diaclases se orientem sempre perpendicularmente à direção da componente de compressão mínima principal, as condições necessárias à sua instalação segundo uma determinada direção podem ocorrer sob diferentes ambientes geodinâmicos, como abordado em B1.1 e se voltará a abordar no capítulo seguinte.

Como o espaçamento regular é uma das características associadas à definição de uma família sistemática de diaclases, um dos principais objetivos do presente capítulo foi verificar até que ponto a análise dos espaçamentos das principais famílias direcionais permitia a distinção de grupos de diaclases correspondentes a famílias sistemáticas. Como atrás mencionado, os resultados alcançados conduziram à verificação da existência de mais do que uma população com a mesma orientação mas não permitiram a distinção pretendida. Com efeito, os ensaios realizados para a separação dos valores modais de menor amplitude nos histogramas representativos da distribuição do espaçamento de cada família direcional não conduziram a nenhum tipo de associação particular, seja relativamente ao tipo de diaclases (veios de calcite *versus* diaclases não mineralizadas), seja relativamente à relação com a espessura das bancadas, seja, ainda, relativamente à sua distribuição por regiões específicas do MCE.

As razões pelas quais não se conseguiu a distinção pretendida prendem-se com o tipo de amostragem realizada e com a complexidade do sistema de diaclasamento que afeta o MCE.

Quanto à amostragem, importa ter em atenção que para proceder ao estudo da variação dos espaçamentos de uma família sistemática ao longo de uma *scanline*, é usual recorrer a um grande número de dados para que os resultados tenham representatividade. Hudson & Harrison, 1997, recomendam mesmo que o número de medições individuais seja superior a 200, a fim de permitir a comparação com curvas de distribuição teóricas.

No presente estudo, devido ao seu âmbito regional, não se executaram levantamentos ao longo de *scanlines* tão longas que permitissem a obtenção de tão elevado número de medições individuais de espaçamentos. Na realidade, os dados obtidos estão muito aquém. O número máximo de medições individuais obtidas para cada família ao longo de cada *scanline* foi de 28, sendo que a maioria ronda as 6 medições individuais.

Ora, tão reduzido número de medições individuais para cada uma das famílias compromete uma avaliação do modo de distribuição estatística dos espaçamentos. Consequentemente, compromete os objetivos pretendidos, já que os valores modais de menor amplitude estão também traduzidos por um número reduzido de dados, pelo que dificilmente se encontrariam fatores comuns entre as diaclases representativas desses valores modais e que fossem significativamente distintos da restante população.

Quanto aos efeitos da complexidade do diaclasamento na distinção de famílias sistemáticas a partir da análise dos espaçamentos, eles advêm de que o espaçamento de uma dada família está condicionado pelo espaçamento de famílias pré-existentes, conforme demonstrado por Gross, 1993. O simples fato de ter sido possível definir várias famílias direcionais no MCE coloca em destaque este aspeto. Assim, como cada família direcional alberga mais do que uma família sistemática com diferente idade, a instalação da mais recente estará condicionada pelo espaçamento de outras famílias que entretanto se tenham instalado com uma diferente orientação. Por sua vez, o espaçamento dessas de idade intermédia estará condicionado pelo espaçamento das que lhes são anteriores.

Estes aspetos justificam parte de um dos outros objetivos que presidiu a este capítulo, nomeadamente a avaliação da intensidade do diaclasamento. Conhecendo-se empiricamente a existência duma proporcionalidade direta entre a espessura dos estratos e o espaçamento duma família sistemática de diaclases ao longo desse estrato, alguns índices, também empíricos, permitem avaliar essa proporcionalidade e inferir qualitativamente acerca da intensidade do diaclasamento.

Os resultados obtidos mostram a inexistência de correlação linear entre o espaçamento e a espessura das bancadas, razão pela qual não se aplicaram os índices empíricos mencionados. Na realidade, tendo-se concluído que cada família direcional compreende mais do que uma família sistemática de diaclases, esse seria o resultado a esperar. Com efeito, as relações de proporcionalidade determinadas nos estudos teóricos realizados sobre a relação espaçamento/espessura reportam-se a situações específicas que visam minimizar o número de fatores eventualmente condicionadores: longas *scanlines* ao longo de largas superfícies de afloramento de um estrato sedimentar competente limitado por estratos incompetentes e afetado por abundantes diaclases de uma única família sistemática. Ora, o âmbito regional do presente estudo não era compatível com tal tipo de amostragem e, para além disso, as condições mencionadas raramente se verificarão no MCE.

A discussão até agora realizada respeita aos resultados obtidos sobre estratos sedimentares com espessura inferior a 1,5 m. Relativamente às bancadas de espessura maior que 1,5 m e, em particular, aos corpos lenticulares maciços, muito espessos, que são alvo de exploração para blocos de calcários ornamentais, os resultados obtidos são pouco elucidativos porque padecem de deficiências de amostragem no que respeita ao espaçamento. Por um lado, a amostragem está enviesada por excesso no que respeita ao número de diaclases medidas porque se procurou, propositadamente, amostrar os locais mais intensamente fraturados. Por outro lado, a amostragem mostra-se deficiente no respeitante ao número de dados de espaçamento obtidos. Essa deficiência agrava-se na avaliação do relacionamento espessura /espaçamento porque para a maioria das situações não foi possível determinar com rigor a espessura dos estratos mecânicos.

Assim, tendo em conta a importância da avaliação da intensidade de diaclasamento para as explorações de rochas ornamentais, importará implementar um plano de amostragem que não discrimine os locais onde as diaclases são escassas ou mesmo ausentes, que incida naqueles onde seja possível determinar com rigor a espessura dos estratos mecânicos e que ao mesmo tempo possibilite a obtenção de um número suficiente de dados que conduzam a resultados elucidativos.

B5. INTEGRAÇÃO DOS RESULTADOS NO CONTEXTO EVOLUTIVO DO MCE

Como nota prévia importa mencionar que o presente capítulo assume os resultados e conclusões dos capítulos anteriores, nomeadamente os respeitantes à evolução tectónica do MCE (A3), à interpretação de fotografias aéreas (B2) e aos levantamentos de fraturas no campo (B3).

O estudo setorial da fraturação que afeta o MCE permitiu o discernimento de 5 direções principais de diaclasamento: WSW-ENE, WNW-ESE, NW-NE, NNW-SSE e NNE-SSW. Definiu-se ainda uma família secundária orientada segundo NE-SW. Como sintetizado em B3.4.7 e discutido no capítulo anterior, os dados de campo quanto ao tipo de diaclases, suas relações de antiguidade e seu espaçamento, permitiram verificar que estas famílias albergam, na realidade, diferentes populações de diaclases orientadas do mesmo modo sem que tenha sido possível a sua efetiva discriminação em famílias sistemáticas. Contudo, para efeitos de simplificação de texto, continuar-se-á a abordar essas populações como se de famílias sistemáticas se tratassem, distinguindo-as consoante o seu tipo ou idade sempre que necessário.

Estas famílias de diaclasamento, sua distribuição espacial e suas relações de antiguidade (*cf.* B3.4.7) estão genericamente de acordo com as conclusões obtidas a partir da interpretação de fotografias aéreas (*cf.* B2.2.2.5). As famílias NNE-SSW e NNW-SSE ocorrem de modo mais ou menos frequente em todas as regiões do MCE, donde a sua necessária associação a episódios de diaclasamento de âmbito regional. Contudo, raramente marcam o padrão de diaclasamento regional. Já as famílias WSW-ENE e WNW-ESE, embora também presentes um pouco por todo um MCE, ganham sobretudo relevância para ocidente do sistema de Falhas de Alvados - Minde, donde o seu carácter mais local. Do mesmo modo, a família NW-SE está representada sobretudo para oriente desse sistema de falhas. A família secundária NE-SW caracteriza sobretudo a região setentrional do Planalto de Sto. António.

As diaclases que afetam sequências sedimentares podem formar-se sob uma grande diversidade de ambientes geodinâmicos. Como já abordado anteriormente (*cf.* B1.1), é comum o seu agrupamento em 3 grandes categorias (Price & Cosgrove, 1990; Davis & Reynolds, 1996; Bahat, 1999; Bahat *et al.*, 2005):

- As formadas durante a subsidência de bacias sedimentares como resultado das trações geradas no interior das rochas, durante e após a diagénese, por efeito das cargas litostáticas e do aumento da temperatura mas com uma forte influência da pressão de fluidos (*burial joints*). Incluem-se aqui, evidentemente, as associadas a subsidência por efeito de regimes distensivos em que a orientação do campo de tensões controla a orientação das diaclases assim formadas.
- As formadas como resultado de campos tectónicos compressivos também com o auxílio de pressão de fluidos (*sintectonic joints*)
- As associadas a soerguimento isostático:
 - Resultantes da expansão lateral sofrida pelas rochas paralelamente à superfície (*uplift joints*) e cuja orientação está de acordo com a do campo tectónico remoto contemporâneo; incluem-se também as resultantes de contração térmica;
 - Resultantes da libertação de tensões residuais após a retirada da tensão tectónica (*releasing joints*).

No decorrer da sua evolução, o MCE terá passado por todas estas fases mais do que uma vez: uma fase de subsidência generalizada durante todo o Mesozoico mas pautada por episódios de subsidência

acelerada e episódios compressivos transitórios; uma fase de soerguimento generalizado durante todo o Cenozóico mas também pautado por episódios de soerguimento tectónico e fases de remoção de carga litostática por efeito dos soerguimentos. Ora, perante esta evolução multifacetada e perante os dados disponíveis que caracterizam as 5 principais famílias de diaclasamento, a determinação do episódio ou episódios que condicionaram a sua instalação terá de ser abordada em função das suas características próprias, do modo como se apresentam reativadas, da idade das rochas que afetam e das associações espaciais com alguns dos acidentes regionais que marcam o MCE. Na Figura 217, apresenta-se uma hipótese simplificada da integração destas 5 famílias no contexto evolutivo do MCE, que de seguida se discutirá, e onde se incluem também as principais famílias de planos estilólíticos subverticais. **As associações que nela constam respeitam unicamente às que derivam diretamente dos resultados obtidos, razão pela qual as especulações que mais à frente se apresentam sobre a família secundária NE-SW não estão representadas.**

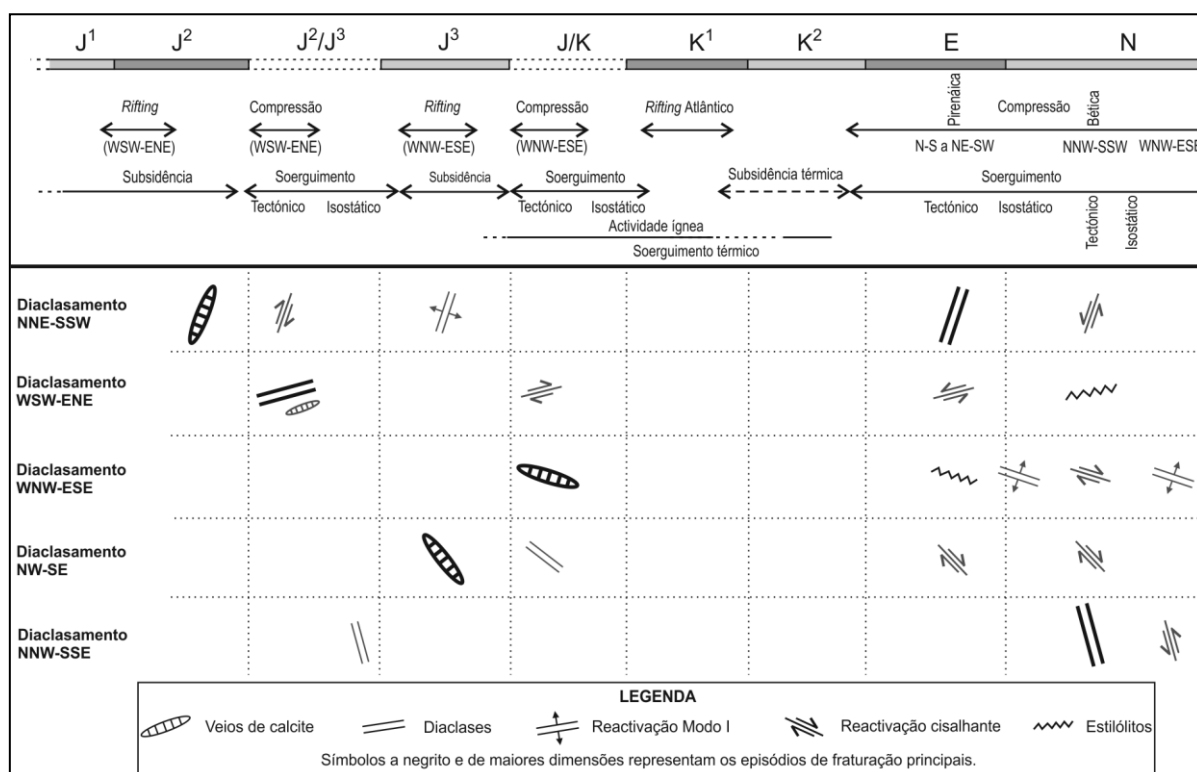


Figura 217- Episódios de diaclasamento no contexto evolutivo do MCE (notar que a linha de tempo geológico não está à escala).

B5.1. FAMÍLIA WNW-ESE E ESTILÓLITOS WNW-ESE E WSW-ENE

As deduções que se mostram menos especulativas quanto à idade de instalação das famílias de fraturas referem-se aos estilólitos subverticais e à família WNW-ESE que se instalou inicialmente sob a forma de veios de calcite.

Perante o contexto evolutivo do MCE (*cf.* A3.6), os estilólitos orientados WNW-ESE que prevalecem por todo o MCE e que apresentam picos orientados segundo NNE-SSW deverão estar associados aos esforços compressivos pirenaicos que se presumem orientados em torno de NNE-SSW e cuja influência em território português se terá feito sentir fundamentalmente do Eocénico médio ao final do Oligocénico (Cunha, Pais & Legoinha, 2009; Pais *et al.*, 2012). Os estilólitos orientados WSW-ENE,

mais escassos, deverão estar associados à compressão miocénica segundo NNW-SSE (Ribeiro *et al.*, 1990; Kullberg *et al.*, 2000; Cunha *et al.*, 2009).

Estas deduções são congruentes com as relações de corte observadas entre os estilólitos e as famílias de diaclases. Com efeito, ambas as famílias de estilólitos retomam diaclases com a mesma orientação e que, por isso mesmo, se terão instalado em períodos anteriores, como de seguida se abordará.

No que respeita à família de diaclases WNW-ESE, deverá ser coeva dos filões com a mesma orientação e que datam genericamente da passagem Jurássico – Cretácico, tal como afirmado no capítulo respeitante à fotointerpretação. Resultará, portanto, do episódio compressivo transitório que esteve na origem da instalação desses filões, caracterizado por componentes principais de compressão máxima e mínima horizontais, respetivamente paralela e perpendicular aos filões. Posteriormente à sua instalação sob a forma de veios de calcite, esta família foi reativada em modo I antes de ter sido retomada por estilólitos com a mesma orientação associados à compressão pirenaica no Eocénico. Contudo, não existem dados concretos quanto à idade em que ocorreu essa reativação no período compreendido entre a passagem Jurássico-Cretácico e o Eocénico.

Não é de descurar a hipótese de novo período de instalação desta família WNW-ESE após a compressão pirenaica, por efeito da libertação de tensões residuais (*releasing joints*). A atestar esta hipótese foram observados estilólitos WNW-ESE retomados por pequenas diaclases com a mesma direção e também o desenvolvimento de pequenas diaclases horizontais entre diaclases WNW-ESE verticais que tendem a desaparecer em profundidade. Kullberg & Kullberg, 2000, por intermédio de imagens de satélite, identificam, no setor central da BL e na Bacia Terciária do Tejo, lineamentos WNW-ESE que associam a macrofendas de tração representativas da deformação mais recente que afeta o território português, por efeito de tensão compressiva horizontal máxima com essa mesma direção. Assim, muitas das reativações em Modo I observadas para as diaclases da família WNW-ESE, poderão também estar associadas a este episódio mais recente.

Porém, por todo o MCE, esta família WNW-ESE também se apresenta reativada em cisalhamento, tendencialmente sob a forma de desligamentos direitos. Estarão provavelmente associados à compressão bética orientada segundo NNW-SSE. Outros modos de reativação desta família, nomeadamente com movimentação normal ou como desligamentos esquerdos, são raros e deverão ter um significado apenas local.

Nesta família orientada segundo WNW-ESE integrou-se também o conjunto de diaclases orientadas entre os azimutes 120 - 130 que caracterizam o Domínio Serra de Aire SW. Contudo, a tendência que estas denotam para NW-SE, perpendicularmente ao cavalgamento do Arrife e à estrutura anticlinal da Serra de Aire, bem como a associação espacial de proximidade com essas estruturas, levam a supor que na realidade constituirão uma família distinta que se instalou em função dos episódios responsáveis por aquelas estruturas.

B5.2. FAMÍLIA NNE-SSW

Tendo em conta as relações de corte observadas, a família de veios de calcite pouco persistentes e orientados segundo NNE-SSW é a mais antiga das consideradas. Será, portanto, anterior à transição Jurássico – Cretácico. Embora esteja presente em todos os domínios do MCE, esta família ocorre particularmente naqueles em que afloram rochas do Jurássico Médio e que de algum modo estão

condicionados por acidentes regionais NNE-SSW, nomeadamente a Falha de Rio Maior – Porto de Mós e o sistema Falha da Mendiga – Falha de Reguengo do Fetal. Estes acidentes atuaram sobretudo como falhas normais durante as fases distensivas mesozoicas, controlando a subsidência sedimentar.

Adiantando-se, desde já, que esta família de veios NNE-SSW é anterior à família de diaclases WSW-ENE da transição Jurássico Médio – Jurássico Superior, a sua instalação deverá estar associada aos processos de subsidência e diagénese controlados diretamente por aqueles acidentes regionais após o Jurássico Inferior, podendo ser classificadas como *burial joints*. Como as rochas mais antigas afetadas pelos veios de calcite NNE-SSE datam do início do Jurássico Médio (Aaleniano, Formação de Barranco do Zambujal; Azerêdo, 2007) e, sobretudo, do Batoniano, a sua instalação deverá ter ocorrido precisamente durante o Batoniano.

Esta família de veios NNE-SSW terá sido reativada em modo I em várias fases, as quais também terão conduzido à instalação de novas diaclases. Conforme deduzido pela interpretação de fotografias aéreas respeitantes à região para nordeste do sistema de Falhas de Alvalade – Minde, uma dessas fases de reativação dos veios de calcite e instalação de novas diaclases NNE-SSW, deverá corresponder ao período distensivo que caracteriza o Jurássico Superior, pois os esforços tectónicos correspondentes estariam orientados segundo WNW-ESE. A frequente ocorrência de diaclases da família WNW-ESE a terminarem de encontro a diaclases da família NNE-SSW confirma essa dedução. Quanto à orientação do campo distensivo do Jurássico Superior, ela foi determinada a partir da orientação de falhas normais que afetam o anticlinal salífero de Gaiteiros (cf. A3.5, pág. 129).

Dado o carácter regional de ocorrência de diaclasamento não mineralizado segundo NNE-SSW, independentemente da proximidade ou não a falhas regionais e da idade das rochas que afeta e, sobretudo, por afetar rochas do final do Jurássico Superior e do Cretácico (Cenomaniano do Sinclinal de Monsanto, Figura 181, Estação 71), o principal episódio de deformação responsável pela instalação da família de diaclases não mineralizadas NNE-SSW será posterior ao Cenomaniano. Por questões de paralelismo de orientações, admite-se que esse episódio deverá ter correspondência com o campo compressivo pirenaico orientado em torno de NNE-SSW. Localmente foi possível deduzir esse relacionamento, nomeadamente no Domínio de Alvalade, onde se verifica uma associação espacial entre estilólitos WNW-ESE (coevos de diaclases NNE-SSW) com as falhas normais invertidas que aí ocorrem segundo W-E ou WNW-ESE.

No que respeita à sua reativação em cisalhamento, esta família surge sob a forma de desligamentos esquerdos, pelo que se supõe que tal reativação ocorreu durante o período compressivo NNW-SSE característico do Miocénico, como representado na Figura 217.

B5.3. FAMÍLIA SECUDÁRIA NE-SW

O Domínio Fórnea é caracterizado pela ocorrência de uma família de diaclases, raramente mineralizadas, orientadas segundo NE-SW, entre os azimutes 40 e 60. Devido a estes valores azimutais, concluiu-se que ela não poderia ser integrada como dispersão da família de veios de calcite orientados em torno de NNE-SSW que se terão instalado no Jurássico Médio.

Tendo em atenção que neste Domínio essa família é posterior à família WNW-ESE e que a fase pirenaica afetou o território português com compressões orientadas entre NE-SW e N-S, é possível admitir, de modo puramente especulativo, que a família NE-SW traduza esta fase compressiva. Ou

seja, à semelhança da família de diaclases não mineralizadas NNE-SSW que também se fez associar à fase pirenaica. O fato desta mesma família também afetar afloramentos calcários do Cenomaniano a sudoeste de Alcanede, na região meridional da área em estudo, contribui para essa hipótese.

Contudo, se a família NE-SW observada em imagens *Google Earth* e que se distribui espacialmente desde o Domínio Fórnea até ao Domínio de Alvados tiver correspondência com as diaclases com a mesma direção medidas em afloramentos, então esta família NE-SW que caracteriza a região mais setentrional do Planalto de Sto. António terá de ser posterior à reativação em desligamento esquerdo da família NNW-SSE (cf. B2.2.2.3, Figura 130). Como mais à frente se abordará, presume-se que a família NNW-SSE se instalou durante o auge da compressão miocénica em território português e posteriormente terá sido reativada em desligamento esquerdo por efeito da rotação do campo compressivo no sentido contrário aos ponteiros do relógio. Assim, a família secundária NE-SW representará um episódio de deformação bastante recente.

De modo especulativo, a reativação da família NNW-SSE em desligamento esquerdo poderá ser o resultado de curto episódio compressivo segundo NW-SE, correspondendo a família NE-SW a *releasing joints* resultantes de trações associadas ao relaxamento do episódio compressivo.

B5.4. FAMÍLIA WSW-ENE

As relações de corte indicam que a família de diaclases WSW-ENE é posterior à família de veios de calcite NNE-SSW, mas é anterior à sua reativação em modo I e também anterior à instalação da família WNW-ESE. Assim, a sua instalação terá ocorrido entre o Batoniano e a transição Jurássico – Cretácico. As causas que terão presidido à sua instalação preferencial em áreas muito específicas em que os calcários aflorantes apresentam espessuras muito elevadas já foram anteriormente discutidas. Como essas litologias datam do Jurássico Médio, mais precisamente, do Batoniano (em Pé da Pedreira) e do Caloviano (na Depressão de Alcobaça e na Serra dos Candeeiros), essa instalação terá ocorrido no decorrer do Caloviano ou posteriormente.

A evolução do MCE no período de tempo compreendido entre o Caloviano e o final do Jurássico está marcada pela descontinuidade Caloviano – Oxfordiano e pelo episódio distensivo do Oxfordiano – Kimmeridgiano orientado WNW-ESE. Ora, como já referido, ao episódio distensivo, pela sua orientação, deverá estar associada uma das fases de diaclasamento segundo NNE-SSW ou, pelo menos, de crescimento das diaclases pré-existentes. Quanto à descontinuidade do final do Caloviano, ela tem sido associada, pelo menos parcialmente, a um episódio compressivo transitório que terá conduzido a soerguimento e carsificação, ou seja, a três situações geodinâmicas eventualmente geradoras de diaclasamento: a compressão (diaclases sintectónicas), a descompressão por retirada da carga tectónica (*releasing joints*) e a expansão lateral associada ao soerguimento isostático para níveis bastante superficiais (*uplift joints*), de que o paleocarso que se observa nos calcários do Batoniano e do Caloviano é testemunho.

Se a família WSW-ENE for sintectónica é porque o campo compressivo transiente estaria orientado paralelamente. Segundo Kullberg *et al.*, 2006, o campo distensivo que prevalecia nesta altura estaria orientado em torno de E-W. Portanto, é admissível que a componente de compressão máxima horizontal resultante de reajustamento litosférico e responsável pelo episódio compressivo transitório, estivesse também orientada em torno de E-W. Porém, como discutido anteriormente em

A3.3.4 e A3.5, apurou-se que esse campo tectónico compressivo estaria orientado precisamente segundo WSW-ENE e, portanto, compatível com a instalação desta família de diaclases.

Assim, não é válida a hipótese de associar esta família de diaclases à descompressão por retirada dos esforços compressivos. Tal mecanismo, a ter originado diaclasamento, seria responsável por diaclases orientadas em torno de NNW-SSE. Provavelmente, essa situação corresponde à instalação inicial de diaclases da família NNW-SSE, definindo um sistema ortogonal com a família WSW-ENE, o qual tipifica muitos dos afloramentos de bancadas espessas da Depressão de Alcobaça, Serra dos Candeeiros e Pé da Pedreira. Por essa razão, no quadro da Figura 217, representou-se um provável primeiro episódio para a instalação da família de diaclases NNW-SSE como *releasing joints* em associação com o soerguimento do MCE na passagem do Jurássico Médio ao Superior.

Quanto à hipótese de diaclases geradas por remoção da carga litostáticas e soerguimento, elas tendem a instalar-se paralelamente ao campo tectónico remoto residual. Ora, o período em causa corresponde a uma fase de transição de passagem de um ambiente generalizadamente distensivo segundo WSW-ENE a outro segundo WNW-ESE, donde Kullberg *et al.*, 2006 referirem uma orientação em torno de W-E. Este campo seria responsável pela geração de *uplift joints* em torno de N-S e não segundo WSW-ENE.

Para além desta família de diaclases WSW-ENE ter sofrido mineralização por calcite após a sua instalação, mas que pode ser coeva do mesmo episódio de deformação, ela foi posteriormente reativada em desligamento direito, conforme bem evidenciado na Depressão de Alcobaça. Essa reativação poderá ter sido coeva da retoma dos veios por diaclases da família WNW-ESE, de acordo com o documentado para a região norte da Serra dos Candeeiros. Como referido antes, essa retoma dos veios WNW-ESE terá ocorrido em altura indeterminada no período de tempo compreendido entre a sua instalação, na passagem do Jurássico ao Cretácico, e a sua retoma por planos estilólitos durante a fase pirenaica. Assim, também a reativação em desligamento direito da família WSW-ENE tem uma idade indeterminada. Porém, para facilidade de integração no quadro da Figura 217, assinala-se essa reabertura como coeva da instalação dos veios WNW-ESE.

Nesta região também existem evidências para a sua reativação em desligamento esquerdo que, sem outros indícios, poderá ser resultante da compressão Eocénica em torno de NNE-SSW. Mais tardiamente existem evidência para a retoma da família WSW-ENE por estilólitos com a mesma orientação e picos perpendiculares, certamente associados à compressão miocénica. A ocorrência desta família em afloramentos do Jurássico Superior, nomeadamente na Depressão de Alcobaça e na de Alqueidão estará relacionada com outros episódios de deformação que mais à frente serão abordados.

B5.5. FAMÍLIA NW-SE

Quanto à integração da família NW-SE no esquema evolutivo do MCE, ela já foi parcialmente realizada em capítulos anteriores dedicados à discussão da associação desta família com acidentes regionais (*cf.* B3.4.3) e às relações de antiguidade com as restantes famílias de diaclases (*cf.* B3.4.6). Tendo também em conta os resultados obtidos pelo estudo de fotografias aéreas (*cf.* B2.2.2.3), concluiu-se que para sudeste do sistema de Falhas de Alvados – Minde, esta família é provavelmente coeva da WNW-ESE, como resultado de oscilações na orientação do campo compressivo transiente que terá caracterizado a passagem do Jurássico ao Cretácico. Para nordeste daquele sistema de falhas, a família NW-SE ter-se-á

instalado em função de um campo distensivo local, orientado segundo NE-SW, resultante do basculamento do substrato Jurássico Médio para SW, o qual também terá estado na origem do *roll over* de São Mamede. Esse basculamento, por seu turno, resultou da movimentação de tipo pelicular por parte daquele sistema de falhas no Jurássico Superior, perante campo distensivo regional WNW-ESE.

Neste contexto, a nordeste do sistema de Falhas de Alvados – Minde, as diaclases da família NW-SE instalaram-se durante um processo de subsidência controlado por tensões locais (*burial joints*) coevas das tensões regionais segundo WNW-ESE que terão levado à já referida reinstalação da família NNE-SSW. Posteriormente, a família NW-SE foi reativada em desligamento direito, o qual se associa, quer à atuação dos esforços compressivos eocénicos, orientados NNE-SSW, quer dos miocénicos segundo NNW-SSE.

B5.6. FAMÍLIA NNW-SSE

A família NNW-SSE ocorre por todo o MCE com maior ou menor relevo estatístico. Em termos de relações de antiguidade, esta família é francamente tardia em relação a todas as restantes. Portanto, como se apontou que a mais recente fase de diaclasamento NNE-SSW está associada à compressão pirenaica, a qual se terá feito sentir em território português sobretudo entre o Eocénico médio e o final do Oligocénico (Cunha *et al.*, 2009), a instalação da família NNW-SSE será posterior ao Oligocénico. Como esta família se apresenta paralela à direção de compressão bética, cujo clímax terá ocorrido no Miocénico superior (Ribeiro *et al.*, 1990; Kullberg *et al.*, 2000; Cunha *et al.*, 2009), ela deverá ser o resultado direto dessa fase compressiva. Excetuam-se as diaclases com esta mesma orientação que ocorrem em locais específicos, associadas à família WSW-ENE, e que já foram referidas anteriormente.

A família NNW-SSE terá tido a sua instalação condicionada pelo grau de intensidade com que as bancadas sedimentares já se apresentavam fraturadas pelas famílias mais antigas, sendo essa a razão pela qual se apresenta sempre como uma família subalterna em termos de frequência de ocorrência.

Após a sua instalação, esta família foi reativada em desligamento esquerdo. Mandl 2005, refere que em bacias de antepaís é comum o desenvolvimento de megadiaclases orientadas perpendicularmente às frentes de colisão. Essa situação parece ter correspondência com os acidentes regionais orientados NNW-SSE que se desenvolvem na Bacia Terciária do Tejo (Figura 57), alguns dos quais se prolongam para a Depressão de Alcobaça já como cisalhamentos. Esta evolução para cisalhamento deverá estar associada a episódios compressivos ainda mais recentes após rotação do campo compressivo para NW-SE ou mesmo WNW-ESE, conforme sugerido por Ribeiro, 2000. Mostra-se compatível com a referida reativação em desligamento esquerdo patenteada por muitas das diaclases NNW-SSE.

A instalação desta família nas rochas do Jurássico Superior aflorantes nos domínios Depressão de Alcobaça, de Alqueidão e da Mendiga poderá justificar que aí estejam representadas diaclases orientadas WSW-ENE, por efeito de trações secundárias geradas entre as diaclases da primeira família. Contudo, dado o carácter sistemático das WSW-ENE, outras hipóteses podem ser colocadas para a sua instalação. Uma refere-se particularmente à Depressão de Alqueidão. Como esta se apresenta estrutura em anticlinal com um eixo próximo de N-S, o conjunto de diaclases que aí surgem orientadas em torno de E-W e que incluem a família WSW-ENE, poderá ter correspondência com o diaclasamento

que tipicamente se apresenta ortogonal aos dobramentos. As diaclases próximas de N-S corresponderão, nesta perspetiva às diaclases longitudinais às dobras.

A outra hipótese, mais aplicável ao Jurássico Superior das depressões da Mendiga e de Alcobaça, passa por considerar que a instalação da família WSW-ENE esteja relacionada com a libertação de tensões residuais por efeito da remoção da compressão miocénica.

B6. SÍNTESE E CONCLUSÕES

O levantamento geral da fraturação em afloramentos do MCE permitiu obter conhecimento específico acerca das suas características, nomeadamente quanto ao seu tipo, orientação, cronologia, geometria e distribuição espacial.

No que concerne à sua natureza as fraturas que afetam os afloramentos do MCE correspondem quase exclusivamente a diaclases. Muitas delas apresentam-se sob a forma de veios de calcite, os quais, por sua vez, apresentam indícios de terem sido posteriormente reabertos ainda em Modo I de fraturação.

Para uma pequena percentagem das diaclases não mineralizadas foi possível verificar indícios diretos de que foram reativadas em cisalhamento. Contudo, indícios indiretos, sobretudo traçados irregulares e grandes persistências, permitem concluir que uma grande parte das diaclases medidas também terá sido reativada em cisalhamento, correspondendo, portanto, a diaclases reativadas (*faulted joints*).

A projeção de toda a amostra não revelou orientações preferenciais de diaclasamento. Apenas relativamente aos veios de calcite foi possível verificar que se apresentam preferencialmente orientados segundo NE-SW. Contudo, a análise por setores da área em estudo, revelou uma distribuição heterogénea de diferentes direções preferenciais de diaclasamento por zonas. Por sua vez, estas zonas que se denominaram Domínios de Igual Padrão de Diaclasamento, apresentam características estruturais diferentes, umas em relação às outras, o que implica um controlo estrutural e tectónico da distribuição do diaclasamento.

São 5 as principais direções preferenciais de diaclasamento que caracterizam o MCE: NNE-SSW, WSW-ENE, WNW-ESE, NW-SE e NNW-SSE. Uma direção de diaclasamento secundária, porque apenas ganha relevo estatístico localmente, apresenta-se segundo NE-SW.

As direções preferenciais referidas também foram previamente identificadas em fotografia aérea, tendo-se concluído que correspondiam a famílias sistemáticas principais de diaclasamento. Porém, os estudos de campo permitiram concluir que essas direções de diaclasamento albergam mais do que uma família sistemática de diaclases. Com efeito, tendo em atenção que uma família sistemática corresponde a um conjunto de diaclases geometricamente semelhantes e paralelas entre si, ocupando extensões consideráveis no espaço, o fato de ter sido possível verificar que cada uma das direções preferenciais de diaclasamento compreende diferentes tipos de diaclases e/ou a sua reativação em modo I, ou ainda relações de antiguidade diferenciadas com outras famílias, permitiu chegar a essa conclusão. Esta conclusão também foi alcançada pela análise da distribuição dos seus espaçamentos, pois estes mostram um caráter bimodal e multimodal.

Como a complexidade resultante de vários episódios de deformação a atuar consecutivamente sobre famílias sistemáticas entretanto instaladas, não permitiu distinguir as várias gerações de diaclasamento para cada uma das direções preferenciais, por questões de simplificação do presente texto optou-se por designar cada grupo direcional por família.

Em termos puramente geométricos, 4 das 5 famílias principais configuram dois sistemas ortogonais: um constituído pelas famílias WNW-ESE e NNE-SSW, outro constituído pelas famílias WSW-ENE e NNW-SSW. Porém, as famílias de cada um dos sistemas são geneticamente independentes. Face à evolução tectónica do MCE, terão sido reativadas em sucessivas fases dessa evolução, o que teve como resultado, para cada um dos sistemas, o surgimento de um padrão de diaclasamento ortogonal em forma de + em muitas regiões do maciço. Relativamente à família principal orientada segundo

NW-SE e à secundária NE-SW, elas não configuram um padrão ortogonal idêntico aos anteriores porque são famílias características de diferentes regiões do MCE.

Na Figura 218 apresenta-se um esboço genérico dos padrões de diaclasamento do MCE elaborado a partir dos resultados setoriais traduzidos pela Figura 206 e Figura 182. A extensão do MCE abrangida por cada um dos padrões reporta-se, obviamente, à distribuição espacial dos pontos de amostragem, sendo essa a razão pela qual, para algumas regiões relativamente extensas, não foi demarcado o respetivo padrão.

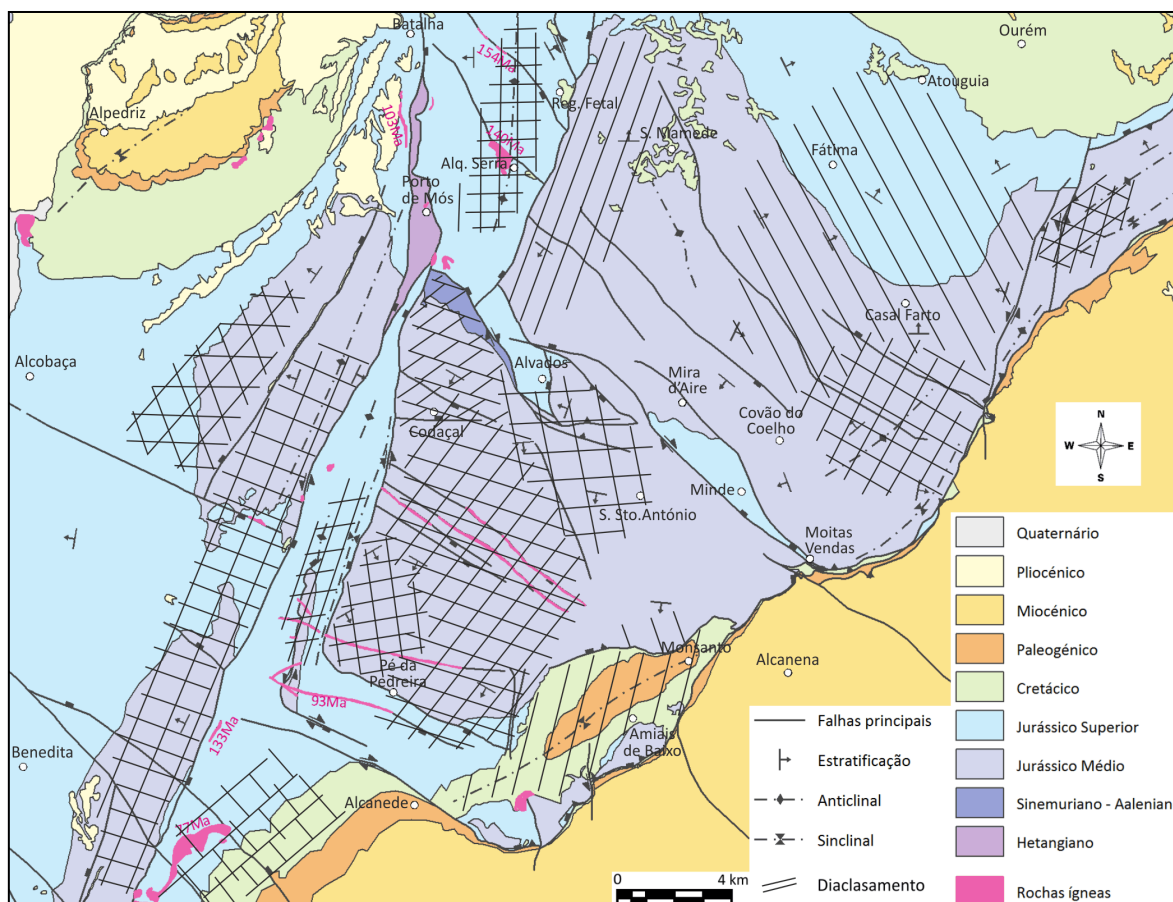


Figura 218- Padrões de diaclasamento no MCE.

As principais direções de diaclasamento demarcadas nessa Figura 218 foram integradas como famílias de diaclases no contexto evolutivo do MCE, conforme o quadro apresentado na Figura 217 pretende traduzir e que de seguida se sintetiza. Importa, contudo, realçar o caráter bastante simplificado que caracteriza ambas as figuras. Com efeito, os padrões são mais complexos devido à ocorrência de famílias secundárias, assim como a integração no contexto evolutivo das principais famílias também é, forçosamente, mais complexa, tanto mais que não se tiveram em conta todas as condições geodinâmicas que influenciam a geração de diaclases. Destacam-se, para um mesmo local num período de tempo singular, as variações dessas condições com a profundidade, nomeadamente no que respeita ao peso dos sedimentos e à pressão de fluídos.

A família principal orientada segundo NNE-SSW é a mais antiga de todas. Ter-se-á instalado sob a forma de veios de calcite, com dispersão para NE-SW, durante os episódios de subsidência tectónica controlados por acidentes regionais distensivos com a mesma orientação, no decorrer do Jurássico Médio. Esta família tipifica, sobretudo, as áreas de afloramento do Jurássico Médio da Depressão de Alcobaça, da Serra dos Candeeiros, de grande parte do Planalto de Santo António, do bordo nordeste

do Planalto de São Mamede e da Serra de Aire. O fato desta família mostrar evidências concretas de reativação em Modo I e ocorrer em todo o Jurássico Médio do MCE, fora da influência dos acidentes regionais mencionados, leva a admitir que também se instalou no decorrer do episódio distensivo do Jurássico Superior. Porém, admite-se que o episódio responsável pela ocorrência generalizada desta família por todo o MCE, afetando mesmo os afloramentos cretácicos, onde constitui a principal direção de fraturação, tenha correspondência com a fase compressiva pirenaica, cuja componente de compressão máxima horizontal estaria orientada do mesmo modo. Este episódio será também o responsável pela instalação de planos estilolíticos verticais segundo WNW-ESE.

Quanto à família WSW-ENE, admite-se que a sua instalação tenha ocorrido durante um episódio de inversão precoce entre o final do Caloviano e o Oxfordiano médio. Está particularmente bem representada em bancadas muito espessas de *grainstones* e *rudstones* calcários do Jurássico Médio (Batoniano e Caloviano) que afloram na Depressão de Alcobaça, na Depressão da Mendiga e em Pé da Pedreira.

Essa associação particular com estratos e corpos maciços de elevada espessura deverá ser o resultado da conjugação entre o estado de sobrefraturação revelado por essas bancadas e a idade dos episódios de diaclasamento. Com efeito, as condições de sobrefraturação em bancadas muito espessas resultam da elevada pressão de fluidos a que estariam submetidas e que, no presente caso, são facilmente admissíveis pela elevada porosidade característica destes calcários. Assim, se a instalação desta família WSW-ENE conduziu a um estado de sobrefraturação das espessas bancadas de calcários nas áreas referidas, esse estado terá impedido a posterior instalação de outras famílias de diaclases. Excetua-se a família NNW-SSE porque, nesses locais, admite-se que se instalou em função de trações secundárias muito localizadas e associadas à instalação da família WSW-ENE e que posteriormente terão sido reativadas como *releasing joints* perante a retirada dos esforços compressivos WSW-ENE que terão caracterizado o período de inversão precoce.

Ainda relativamente à família WSW-ENE, a sua ocorrência em litologias do Jurássico Superior estará, obviamente, associada a diferente episódio de diaclasamento. Admite-se que se instalou por efeito da libertação de tensões residuais após a instalação da família NNW-SSE que lhe é ortogonal. Particularmente para a Depressão de Alqueidão, poderá corresponder ao diaclasamento ortogonal que tipicamente ocorre associado a dobramentos.

Quanto à família WNW-ESE, a determinação da idade da sua instalação é a que se mostra menos especulativa. Com efeito, estas diaclases, para além de se apresentarem paralelas a estruturas filonianas datadas da passagem do Jurássico ao Cretácico, surgem intimamente relacionadas com elas do ponto de vista da distribuição espacial. Serão precursoras dessas estruturas como resultado do episódio compressivo transitório orientado do mesmo modo e que foi identificado para essa transição Jurássico - Cretácico. Também se instalaram inicialmente sob a forma de veios de calcite mas terão sido reativas extensivamente em episódios de deformação posteriores.

Especialmente esta família WNW-ESE tipifica o padrão de diaclasamento da Serra dos Candeeiros e de grande parte do Planalto de Sto. António, a par com a família NNE-SSW. Na região sudoeste da Serra de Aire apresenta alguma tendência para NW-SE mostrando-se perpendicular à direção do cavalgamento do Arrife e à estruturação anticlinal dessa serra, o que, não invalidando que já aí estivesse representada, poderá refletir a sua instalação e reativação perante os episódios compressivos miocénicos que estão na origem daquelas estruturas.

Diaclases orientadas em torno do azimute 150 e que se integraram numa família NW-SE, marcam o padrão em grande parte dos planaltos de São Mamede e Fátima e também a região central da Serra de Aire. Presume-se que a sua instalação ocorreu durante o episódio distensivo do Jurássico Superior orientado WNW-ESE, mas em função de trações orientadas NE-SW associadas ao basculamento do substrato do Jurássico Médio para sudoeste, em direção ao sistema de Falhas de Alvados – Minde. Esse basculamento, condicionado pela movimentação pelicular daquele sistema de falhas, estará também na origem do *roll over* de São Mamede.

Para sudoeste daquele sistema regional de falhas, esta família NW-SE está representada por diaclases orientadas em torno dos azimutes 120 a 130, ou mesmo 140. Ocorrem associadas espacialmente à família WNW-ESE e a acidentes regionais com a mesma orientação geral. Admite-se que sejam coevas da família WNW-ESE e que a sua instalação esteja associada a oscilações na orientação do campo compressivo transitório que lhes deu origem na passagem do Jurássico ao Cretácico. Permitem justificar a irregularidade do traçado das estruturas filonianas que atravessam o Planalto de Sto. António.

A família NNW-SSE ocorre generalizadamente por todo o MCE e está especialmente bem representada na Depressão de Alcobaça, em Pé da Pedreira, na Depressão de Alvados e na região do Planalto de Sto. António imediatamente a sul dessa depressão. A sua instalação terá ocorrido por efeito dos esforços compressivos com a mesma orientação, durante a Fase Bética da orogenia Alpina. Excetuam-se as regiões de afloramento de bancadas muito espessas do Batoniano e Caloviano onde a sua instalação poderá ter sido mais precoce, como antes mencionado.

Por fim, a família orientada NE-SW marca o padrão de diaclasamento da região mais setentrional do Planalto de Sto. António. Pelo fato de apenas ter sido detetada sistematicamente nessa região e em afloramentos do Jurássico Superior e do Cenomaniano, nas regiões meridionais da área em estudo, a oriente da Serra dos Candeeiros, considerou-se esta família como secundária. Crê-se que a sua instalação seja bastante recente, posterior à compressão miocénica. Especulativamente pode-se admitir que esteja associada a libertação de tensões residuais de campo compressivo com uma componente de compressão máxima horizontal orientada segundo NW-SE enquadrável no contexto da rotação sinistrogira que esse campo tem experimentado desde o final do Miocénico.

Tendo em atenção Figura 218, importa também destacar o padrão de diaclasamento respeitante à Depressão de Alqueidão. Aí define-se um sistema ortogonal marcado por diaclases orientadas em torno de N-S e E-W que deverão estar associadas à estruturação anticlinal dessa depressão.

No quadro do reconhecimento geral da fraturação que presidiu ao presente estudo, muitos aspetos ficaram por esclarecer cabalmente. De entre os mais relevantes destaca-se a razão pela qual a direção de diaclasamento mais frequente se apresenta, regra geral, paralela à direção das bancadas em grande parte dos pontos de amostragem. Presume-se que a maioria das situações em que tal se verifica resulta do mecanismo regional que presidiu à instalação inicial de algumas das famílias, nomeadamente as orientadas NNE-SSW e NW-SE. Ou seja, terão sido geradas durante o processo de subsidência das bancadas por efeito de sentidos de basculamento condicionados pela movimentação de acidentes regionais em função de campos distensivos remotos. Já no que respeita às restantes famílias, que se presumem associadas a soerguimentos tectónicos, em particular, as famílias WSW-ENE e WNW-ESE por efeito de compressões transientes orientadas do mesmo modo, não se vislumbra uma razão única que possa justificar o seu paralelismo com as bancadas sedimentares em diferentes

setores. Assim, esse paralelismo entre a direção do diaclasamento e a das bancadas poderá não estar relacionado geneticamente.

Quanto à geometria das diaclases presentes no MCE teve-se sobretudo em conta a sua abertura e espaçamento. No que respeita à abertura, as diaclases não mineralizadas apresentam valores muito reduzidos, inferiores a 1 mm. O mesmo se pode dizer relativamente aos veios de calcite, cuja maioria apresenta espessuras próximas de 1 mm. As maiores aberturas estão associadas às diaclases com evidência direta de terem sido reativadas. Para além disso, o esmagamento associado à reativação terá favorecido os processos de carsificação, conduzindo a alargamentos que chegam a ultrapassar 1 m. Os maiores alargamentos verificam-se para as fraturas orientadas em torno de E-W, as quais se apresentam preenchidas por depósitos siliciclásticos mais ou menos grosseiros e de cor vermelha a castanho claro, o que é um sinal claro da direção preferencial do transporte sedimentar Cretácico e pós Cretácico que, ao mesmo tempo, terá presidido ao alargamento preferencial das diaclases assim orientadas.

No que respeita ao espaçamento, a metodologia que se incutiu ao levantamento regional de fraturas não se revelou eficaz para uma adequada análise deste parâmetro. Mesmo perante metodologia adequada, a complexidade do sistema de diaclasamento que afeta o MCE dificilmente conduzirá a resultados muito elucidativos. No entanto e tal como já antes mencionado, o estudo realizado permitiu confirmar que as famílias direcionais de diaclases do MCE albergam diferentes populações orientadas do mesmo modo mas com idade diferentes. Porém, não permitiu a sua destrinça.

Quanto às metodologias de estudo adotadas para o reconhecimento regional das principais famílias de fraturas em áreas de grande exposição de afloramentos, como é o caso do MCE, conclui-se que as metodologias de deteção remota, nomeadamente a interpretação de fotografias aéreas, a par com a de imagens de satélite de alta resolução, se revelam suficientes. Pecam, no entanto, por não fornecerem informação específica quanto à natureza das fraturas, suas relações de antiguidade e suas características geométricas para além da orientação. Esse tipo de informação foi obtido através do levantamento de fraturas em afloramentos. Contudo, essa mesma informação poderia ter sido obtida, não por um levantamento exaustivo por todo o MCE, como aquele que foi realizado, mas por um centrado apenas em alguns pontos-chave. Portanto, o levantamento de campo revelou-se eficaz mas ineficiente.

Os locais a selecionar para a realização de tais reconhecimentos de campo deverão corresponder preferencialmente a planos de estratificação expostos em largas áreas, na ordem das centenas ou mesmo milhares de metros quadrados. Estas grandes dimensões são cruciais para a obtenção de informação quanto ao espaçamento das famílias de fraturas, dependendo, contudo, da intensidade de fraturação.

Dada a complexidade dos padrões de diaclasamento que afetam o MCE, decorrente do seu processo evolutivo, os resultados e conclusões obtidas são de âmbito genérico. Estudos de maior pormenor em áreas selecionadas que revelem pouca complexidade e que permitam uma rigorosa medição dos espaçamentos das famílias presentes e da espessura das bancadas sedimentares, contribuirão para uma melhor compreensão das condições que presidiram à instalação das famílias de diaclases identificadas. Consequentemente, contribuirão para uma melhor compreensão da evolução tectónica desta região do país, a qual será mais efetiva, em particular para as fases de inversão tectónica, se acompanhadas de uma caracterização sistemática e datação dos depósitos siliciclásticos que preenchem a maioria das depressões e cavidades cársticas.

C. CONTRIBUTOS PARA A PROSPEÇÃO DE ROCHAS ORNAMENTAIS

Nesta seção pretende-se apresentar o modo como os conhecimentos obtidos na presente tese acerca do MCE contribuem para a delimitação de Espaços para Recursos Geológicos de rochas ornamentais no âmbito dos instrumentos de ordenamento do território e, conseqüentemente, também contribuem para a preservação desses recursos. Este objetivo é concretizado pela aplicação de uma metodologia específica que aqui se propõe para a avaliação de recursos em rochas ornamentais.

Importa referir desde já que no âmbito dos calcários ornamentais cabem, não só aqueles explorados sob a forma de blocos de grandes dimensões e que se destinam à produção de chapas com dimensões diversas, mas também os calcários para calçada e as lajes calcárias. Porém, nesta tese abordar-se-á unicamente a delimitação de espaços favoráveis à exploração daqueles que se destinam a blocos.

Para esse efeito, esta seção inicia-se com uma muito breve introdução acerca da problemática inerente à integração dos recursos minerais no ordenamento do território e onde também se caracteriza sumariamente o setor das rochas ornamentais, sua importância económica e as particularidades próprias deste tipo de recursos minerais que justificam o objetivo enunciado.

Como resultado dessas particularidades, são escassos os trabalhos dedicados às metodologias e técnicas para a prospeção de rochas ornamentais, pelo que após essa breve introdução se dedica um capítulo respeitante a este assunto.

Apelando às metodologias e técnicas apresentadas e aos conhecimentos adquiridos no decorrer da realização da presente tese, apresenta-se o capítulo central desta secção, ou seja, um dedicado à delimitação de áreas potenciais para a exploração de rochas ornamentais no MCE. Decorrente do carácter regional desses conhecimentos, a delimitação realizada é também de âmbito regional

Por fim, apresenta-se um capítulo de conclusões e outro acerca de trabalhos futuros a desenvolver ou já em desenvolvimento.

C1. INTRODUÇÃO

Na maior parte dos chamados países desenvolvidos a Indústria Extrativa tem sido, nas últimas 3 décadas, fortemente penalizada por condicionalismos que impedem a sua acessibilidade ao território. Esses condicionalismos decorrem de Planos de Ordenamento do Território que numa ótica puramente conservacionista e obliterando o fato de que os recursos minerais apenas se podem explorar nos locais onde ocorrem, não contemplaram espaços para a instalação da indústria extrativa ou expansão da existente, pondo em risco o suprimento das gerações futuras em matérias-primas minerais.

Na passagem para o presente século, os Serviços Geológicos Europeus lançaram o alerta para esta problemática (Annells, 2000b; a; Regueiro, Martins, Feraud *et al.*, 2002), o que conduziu a que ela fosse formalmente reconhecida pela União Europeia através da elaboração de uma política para os recursos minerais que ficou conhecida por Iniciativa Matérias Primas (COM699, 2008).

Em Portugal, visando contribuir para a resolução de tal problema, do qual enferma a primeira geração de Planos Municipais de Ordenamento do Território e o recente Programa Nacional da Política de Ordenamento do Território (Lei n.º 58/2007), têm vindo a ser adotadas, em sede da revisão daqueles planos, as seguintes classes para o uso e ocupação do território afeto à exploração dos recursos geológicos:

- **Área de Exploração Consolidada:** Área onde ocorre uma atividade produtiva significativa, e cujo desenvolvimento deverá ser alvo de uma abordagem global, tendo em vista o aproveitamento do recurso geológico dentro dos valores de qualidade ambiental. Pode incluir áreas licenciadas e outras áreas de progressão imediata da atividade.
- **Área de Exploração Complementar:** Área de exploração que poderá, ou não, ser adjacente à Área de Exploração Consolidada consigo relacionada. O ritmo e as áreas de exploração serão condicionados pelo nível de esgotamento das reservas disponíveis e/ou pela evolução da recuperação paisagística da(s) respetiva(s) Área(s) de Exploração Consolidada(s).
- **Área Potencial:** Área de reconhecido potencial geológico, em que o aprofundar do seu conhecimento a torna passível de dar origem a eventuais "Áreas de Exploração".

Este enquadramento tem a sua aplicabilidade essencialmente direcionada para os recursos explorados a céu aberto. Indiretamente permite a preservação dos recursos conhecidos pelo período de vigência dos instrumentos de gestão do território, mesmo que não sejam alvo de exploração. Contudo, como decorre das respetivas definições, cada uma das classes de espaço depende do grau de conhecimento existente ou que se venha a adquirir.

Ora, o conhecimento existente acerca das potencialidades do território português nos chamados recursos minerais não metálicos é de âmbito muito genérico, pelo menos para a grande maioria deles. Assim, a capacidade para os integrar nos instrumentos de ordenamento do território nos moldes anteriormente referidos é muito restrita. As razões que estão na base desse desconhecimento advêm da conjugação dos seguintes fatores (entre outros):

- São recursos que usualmente ocorrem de modo abundante à superfície, o que condiciona o seu baixo valor económico unitário;
- Maioritariamente são recursos do domínio privado;
- Os investimentos realizados pelo setor empresarial são dirigidos à otimização dos processos de exploração e raramente à prospeção e pesquisa;
- A prospeção, quando realizada, é-o em áreas muito restritas e de modo empírico.

Para o caso específico das rochas ornamentais o problema agrava-se. Apresentam um valor económico elevado que começa a aproximar-se do tradicionalmente atribuído aos chamados recursos minerais metálicos sendo, tal como esses, transacionadas a nível internacional.

Os dados existentes a nível europeu sobre as rochas ornamentais reportam-se ao ano 2000. Então este setor era constituído por cerca de 60 mil pequenas e médias empresas que representavam 500 mil postos de trabalho diretos e movimentavam 20 biliões de euros por ano (Osnet, 2004). Em Portugal a produção de rochas ornamentais em 2010 foi de 2,8 milhões de toneladas, correspondentes a um valor de 187 milhões de Euros, resultantes da atividade em 518 pedreiras e 2570 postos de trabalhos diretos (DGEG, 2012). O valor de produção é cerca de metade do registado pela produção de minérios metálicos que nesse mesmo ano foi de 428 milhões de euros, o que atesta a importância deste setor em Portugal, tanto mais que a exploração é feita por empresas nacionais.

Os gráficos presentes na Figura 219 mostram a evolução da produção de rochas ornamentais no período 1999 – 2010. São elucidativos quanto ao crescimento sustentado desta indústria, mesmo tendo em consideração algumas quebras acentuadas. Esse crescimento revela-se, sobretudo, ao nível do valor monetário, o que é demonstrativo de crescente atribuição de valor à matéria-prima. Se a nível nacional se registou um crescimento médio anual na ordem de 3,5%, já para a região do MCE esse crescimento foi de 6%.

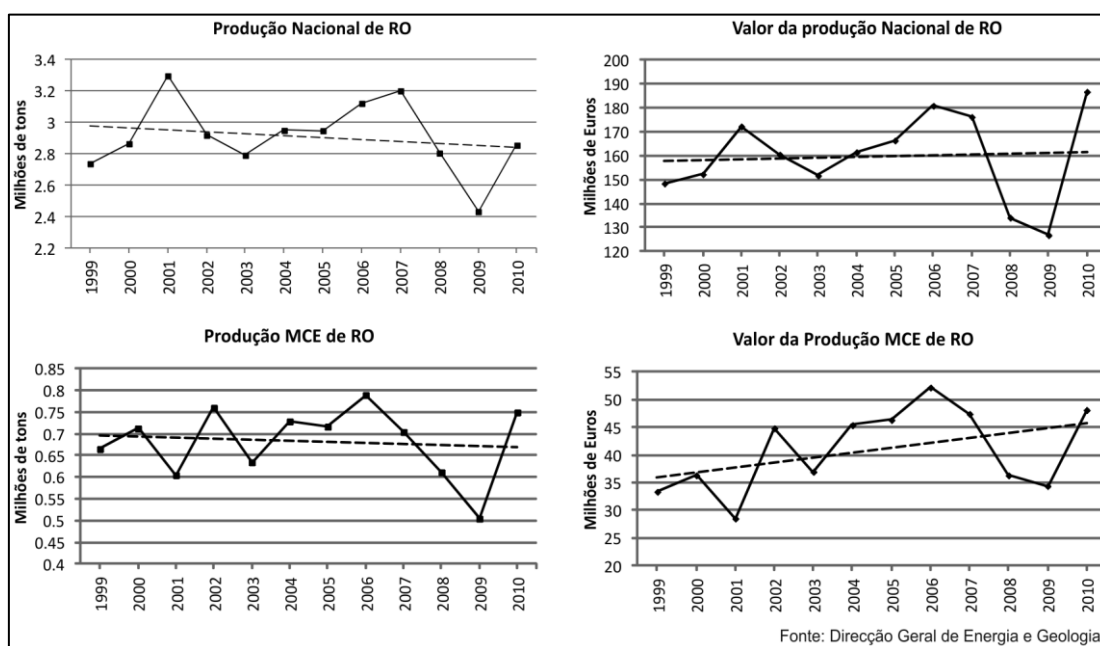


Figura 219- Valores da produção de rochas ornamentais em Portugal.

À semelhança da generalidade dos recursos minerais metálicos, as rochas ornamentais constituem um recurso escasso, pois resultam de condições geológicas muito particulares. Porém, apesar do seu valor económico e da sua raridade, são sempre abordadas no âmbito dos materiais de construção, a par com os agregados e as argilas comuns, entre outros. Para estes, muito raramente há investimentos dirigidos à investigação das condições que presidiram ao modo e local da sua ocorrência. Eles são sobretudo dirigidos à otimização da exploração das massas rochosas. Para o caso concreto das rochas ornamentais, essa otimização prevalece, mesmo na ausência de conhecimento concreto acerca do volume disponível com efetiva aptidão ornamental. Como resultado, nas explorações de rochas ornamentais aplicam-se as mais recentes tecnologias de desmonte de maciços rochosos, mas o avanço das frentes de desmonte faz-se com base na experimentação. Muitas vezes, esse avanço faz-se, tão simplesmente, na direção do espaço territorial que em sede de ordenamento do território não

impede a indústria extrativa. É evidente, portanto, que o desconhecimento das características dos maciços rochosos é a principal causa para o muito baixo rendimento que caracteriza, de modo genérico, as explorações de rochas ornamentais, mesmo tendo em conta a otimização referida que integra um elevado nível de mecanização.

Como à frente se verá, são escassos os trabalhos dedicados à sistematização das metodologias aplicáveis à prospeção de rochas ornamentais. Apelando a um processo metodológico apresentado pelo autor (Carvalho, Henriques, Falé *et al.*, 2008), é possível determinar a aptidão ornamental de um maciço rochoso a vários níveis de estudo: desde o regional que contribui para a definição de Áreas Potenciais, até ao nível local possibilitando, neste caso, a definição de Áreas Complementares. Os estudos a nível local possibilitam, também, um apoio efetivo ao setor industrial para o desenvolvimento da lavra.

C2. PROSPEÇÃO DE ROCHAS ORNAMENTAIS

C2.1. CONCEITOS E DEFINIÇÕES

As rochas ornamentais representam um setor da atividade extrativa que pela tipologia das empresas que nele funcionam (micro, pequenas e médias empresas de cariz familiar), apresenta um vínculo muito direto com a atividade comercial dessas mesmas empresas. Por esse motivo, a própria designação Rochas Ornamentais não é consensual sendo comuns outras designações, designadamente, Pedras Dimensionais e Pedras Naturais.

A designação Pedras Dimensionais corresponde a uma adaptação de *dimension stones*. É de utilização muito comum nos países anglo-saxónicos e foi, talvez, a primeira designação atribuída a estes recursos, tendo sido utilizado por Bowles & Coons, 1933 e por Bowles, 1939, a fim de os distinguir das rochas utilizadas como agregados para a construção civil. A distinção feita por estes autores e posteriormente desenvolvida por Currier, 1960 e por Barton, 1968, está na origem da norma ASTM C 119 – *Standard Terminology Relating to Dimension Stone*. Esta mostra-se muito vinculada às especificidades de forma e tamanho do produto final, sendo as rochas essencialmente consideradas como materiais com uma função estrutural na construção de edifícios.

A designação Pedras Naturais (*Natural Stones*) surgiu recentemente no seio dos países produtores de origem latina e foi adotada pelo Comité Europeu para a Normalização através da sua norma CEN/TC 246 (<http://www.cen.eu/cen/Pages/default.aspx>). É, eminentemente, uma designação em contraponto aos produtos cerâmicos, em particular, aos aglomerados resinosos de pedra. Pretende valorizar comercialmente o fato de se tratar dum "produto da natureza" (Shadmon, 2005), utilizado "tal e qual", ao contrário do que se passa no setor cerâmico. É a designação que hoje em dia mais circula junto do setor empresarial.

A designação que aqui se utiliza – Rochas Ornamentais – é a mais vulgar nos meios académicos e deriva de *Ornamental Stones*. Foi formalmente adotada por um grupo de interesses do setor junto da Comissão Europeia que entretanto foi desativado e se denominava *Osnet* (<http://www.osnet.ntua.gr/>).

Se no passado a utilização das rochas teve uma função de estruturação das edificações, desde as primeiras habitações e fortificações feitas em pedra pelo Homem até palácios e outros monumentos bem mais recentes, a realidade mostra que nos dias de hoje a pedra perdeu essa função para o ferro, para o tijolo e para as argamassas. Atualmente usam-se as pedras fundamentalmente em função das suas potencialidades decorativas, ornamentais. As capacidades estruturantes que lhes estão associadas são aproveitadas apenas pontualmente ou de modo secundário.

Pelas razões atrás enunciadas, as rochas ornamentais podem ser definidas como **matéria-prima de origem mineral utilizada como material de construção com funções essencialmente decorativas e cujos processos de transformação não conduziram ao desarranjo da sua estrutura interna** (Carvalho, 2007; Carvalho *et al.*, 2008).

Cabem neste âmbito todos os tipos litológicos extraídos e processados segundo as mais variadas dimensões e formas, desde os pequenos cubos utilizados no calcetamento de ruas e das finas placas de rochas xistentas usadas em revestimentos e como telha, até aos grandes blocos destinados à obtenção de chapas para pavimentos e revestimentos diversos, estatuária, pedras tumulares, etc.

Nesta definição do que são as rochas ornamentais é fundamental a referência de que são utilizadas como material de construção, caso contrário, também as pedras preciosas seriam englobadas.

Nas rochas ornamentais é comum a distinção comercial de 3 grupos, nomeadamente, os mármore, os granitos e outras, em que neste último grupo são enquadrados os “xistos”, os quartzitos e os arenitos. Os calcários são englobados no grupo dos mármore e sob a designação de granitos é englobada uma grande variedade de rochas ígneas, desde os granitos propriamente ditos, aos sienitos, gabros, dioritos e gneisses.

Se em termos de características físico-mecânicas e portanto, em termos de campo de aplicação, é admissível a inclusão num só grupo numa grande variedade de rochas como a que é reportada ao grupo dos granitos, já no que respeita ao grupo dos mármore não parece adequada a inclusão dos calcários. Com efeito, é bem marcada a diferença entre mármore e calcários, não só em termos das suas características físico-mecânicas, como também em termos das suas características estéticas (Carvalho, Manuppella & Moura, 2000; Carvalho & Henriques, 2007). Parece mais adequada, mesmo do ponto de vista comercial, a distinção apresentada por Langer, 2001: o grupo dos granitos, o dos calcários, o dos mármore, o das ardósias (ou “xistos”) e o dos quartzitos e arenitos.

C2.2. METODOLOGIAS DE PROSPEÇÃO

As atividades de prospeção de rochas ornamentais têm um fim lógico: encontrar um volume rochoso que satisfaça os requisitos do mercado e possa ser explorado de modo rentável. Os requisitos de mercado dependem de numerosos fatores, os quais, resumidamente, podem ser reportados ao âmbito de aplicação das rochas e às suas qualidades estéticas.

O âmbito e modo de aplicação das rochas dependem das suas propriedades mecânicas e químico-mineralógicas. Assim, em função dessas propriedades, para a maioria das quais existem ensaios laboratoriais normalizados, decorrem restrições à sua utilização. Estas restrições respeitam, em particular, a aplicações em interiores *versus* aplicações em exteriores e aplicações em edifícios públicos *versus* em habitações privadas.

Quanto à estética ou beleza dum determinado tipo litológico, trata-se de um requisito subjetivo e muito dependente da moda. Contudo, essa subjetividade resulta da percepção conjunta dum conjunto de critérios objetivos dos quais se destacam a cor, a textura e a existência ou não de descontinuidades. São critérios cuja avaliação deve basear-se numa observação a “olho nu” e que no seu conjunto dão o grau de homogeneidade da rocha.

A homogeneidade é, assim, um dos critérios fundamentais a ter em conta na prospeção de rochas ornamentais, tanto mais que dele depende, pelo menos parcialmente, o dimensionamento da jazida: um determinado volume de rocha em que se verifica uma homogeneidade de características.

É escassa a literatura respeitante às metodologias de prospeção e pesquisa das rochas ornamentais. Só nos últimos 20 anos começaram a surgir trabalhos dedicados a esta temática e os da autoria de Jimeno, 1996, e de Smith, 1999, são, talvez, os que de forma mais completa abordam este assunto. Neles é apresentada uma sistematização das etapas de investigação tendentes à revelação e avaliação de jazidas de rochas ornamentais, desde a compilação inicial de informação, ao projeto de abertura numa pedreira. Em termos muito sintéticos e não diferindo genericamente da metodologia adotada para a investigação de qualquer outra matéria-prima mineral, essas etapas compreendem:

- Etapa 1: Compilação de informação e planificação dos trabalhos,
- Etapa 2: Reconhecimento geológico geral e seleção de áreas com interesse,
- Etapa 3: Caracterização e valorização das áreas seleccionadas,
- Etapa 4: Caracterização detalhada das jazidas,
- Etapa 5: Projeto de exploração.

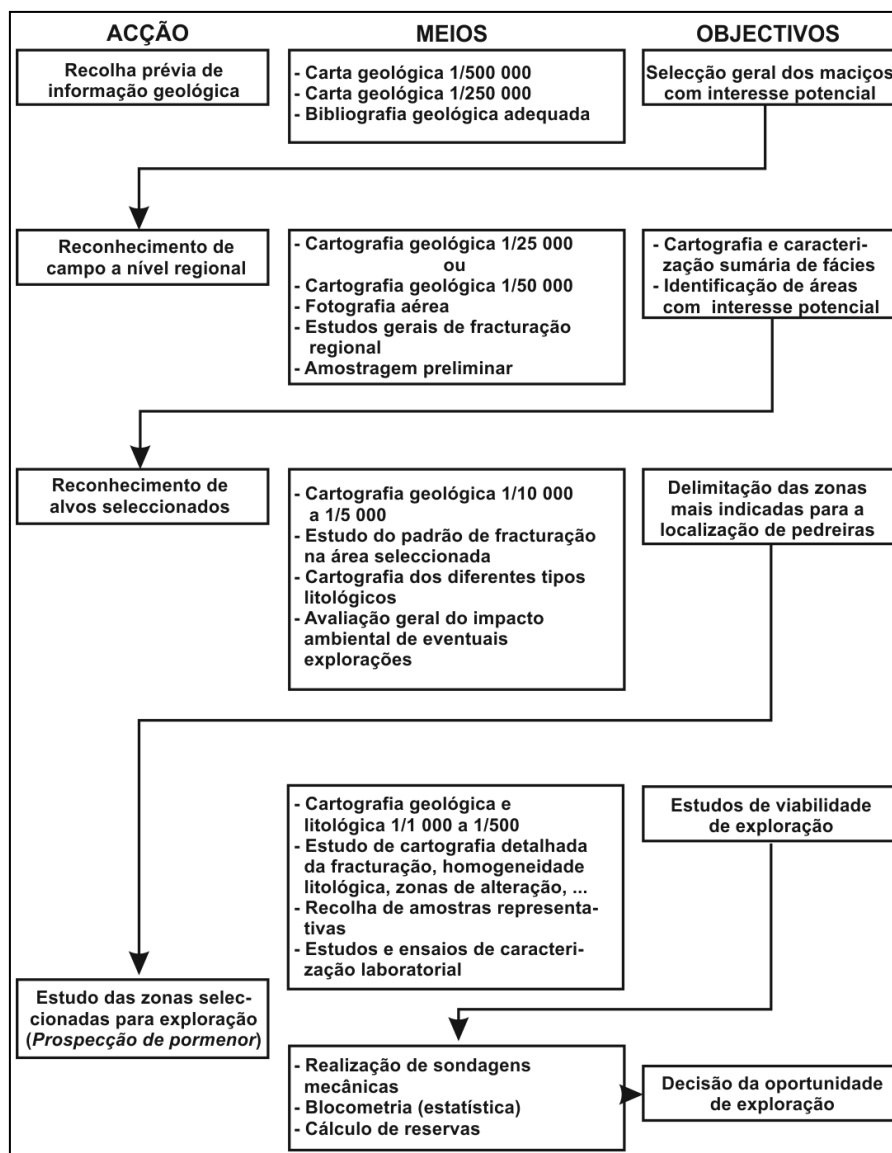


Figura 220- Sequência de trabalhos na prospecção de rochas ornamentais (adaptado de Casal Moura, Grade, Ramos *et al.*, 1995).

Para cada uma destas etapas Casal Moura *et al.*, 1995, especifica os objetivos a alcançar e as principais ferramentas a utilizar (Figura 220). Ainda de acordo com este autor, mas também a partir das propostas de Muñoz de la Nava, Escudero, Suarez *et al.*, 1989; Harben & Purdy, 1991; García, 1996; Smith, 1999; Selonen, Luodes & Ehlers, 2000, apresenta-se na Tabela 11, uma síntese dos critérios a pesquisar nas diferentes etapas de prospecção. Todos eles consideram que a par com o estado de fraturação do maciço rochoso em estudo, os resultados dos ensaios avaliadores das propriedades físico-mecânicas das rochas são determinantes para a tomada de decisão sobre a viabilidade da sua exploração. García, 1996, considera que a ênfase dos estudos a realizar deve assentar na caracterização das unidades litológicas, nomeadamente através da ponderação de diversos critérios, como o estado de deformação das rochas, a sua cor, textura e grau de alteração. Por seu turno, Smith,

1999, coloca a ênfase na realização de cartografia geológica de grande detalhe com apoio de métodos geofísicos de prospeção.

Tabela 11- Principais critérios a pesquisar durante a prospeção de rochas ornamentais (in Carvalho *et al.*, 2008).

Morfologia	<ul style="list-style-type: none"> - Limites - Espessura e variações de espessura - Variações de fácies - Carsificação
Estrutura	<ul style="list-style-type: none"> - Estratificação, clivagens, xistosidades, lineamentos, etc. - Fraturas e falhas - Dobramentos
Fraturação	<ul style="list-style-type: none"> - Famílias direcionais - Espaçamento entre famílias - Densidade de fraturação
Metamorfismo	<ul style="list-style-type: none"> - Tipo - Zonação - Mineralogia
Características litológicas	<ul style="list-style-type: none"> - Composição mineralógica e química - Cor - Granulometria - Textura - Recristalizações, <i>Schlieren</i>, encraves, fósseis, etc. - Homogeneidade (cor, textura, fósseis, e outras descontinuidades) - Oxidações e outras alterações - Propriedades físico-mecânicas (absorção de água, peso específico, resistência à compressão e à flexão, etc.)
Explorabilidade	<ul style="list-style-type: none"> - Reservas - Acessibilidade (topografia, acessos, distância aos centros consumidores, zonas de defesa e proteção ambiental) - Espessura de camada de alteração e dos depósitos de cobertura - Impacto ambiental - Infraestruturas industriais - Atividade extrativa instalada - Aceitação no mercado

Não invalidando a metodologia e critérios atrás expostos, foi apresentado pelo autor (Carvalho *et al.*, 2008), já no decorrer da elaboração da presente tese, um processo metodológico que demonstra que a aptidão para fins ornamentais de um determinado maciço rochoso depende exclusivamente de um número restrito de critérios geológicos intrínsecos ao próprio maciço. Podem agrupar-se em 3 categorias (Tabela 12): os que respeitam ao dimensionamento da massa rochosa em termos de volume e disposição espacial, os que respeitam à sua homogeneidade e os que respeitam ao seu estado de fraturação ou outras descontinuidades mecânicas como é o caso dos planos de estratificação nas rochas sedimentares.

Para que se possa concluir que uma determinada massa rochosa apresenta aptidão ornamental é condição necessária e suficiente que se cumpram, pela positiva, os requisitos de cada um desses grupos de critérios, razão pela qual se denominaram Critérios de Decisão. Se abordados individualmente, todos os critérios de índole geológica que constam da Tabela 11 assumem um papel secundário, não constituindo fatores de exclusão.

Já a viabilidade da sua exploração econômica, essa dependerá ainda de fatores extrínsecos, como sejam a moda, as facilidades logísticas e de acesso ao local. Dependerá, ainda, da acessibilidade territorial ao recurso em termos de ordenamento do território. Não depende das suas características tecnológicas porque essas apenas influem o âmbito de utilização e modo de aplicação das rochas.

Tabela 12- Critérios de decisão na prospeção de rochas ornamentais (adaptado de Carvalho et al., 2008).

DIMENSIONAMENTO	HOMOGENEIDADE	FRATURAÇÃO
<ul style="list-style-type: none"> - Espessura das unidades produtivas (bancada sedimentar, fácies metamórfica, etc.). - Volume total do depósito. - Disposição espacial. 	<ul style="list-style-type: none"> - Cor - Textura - Descontinuidades 	<ul style="list-style-type: none"> - Direções preferenciais - Frequência; Espaçamento - Abertura e tipo de preenchimento - Comprimento - Tipo e morfologia das fraturas

A cartografia geológica e o levantamento da fraturação dos maciços rochosos são as duas ferramentas básicas para a avaliação destes critérios de decisão. A cartografia geológica com uma forte componente de geologia estrutural que permita decifrar a estrutura do maciço, permite dar resposta às questões acerca do dimensionamento e homogeneidade dos depósitos. O levantamento da fraturação realizado a vários níveis, desde o regional ao local, permite dar resposta quanto ao estado de fraturação desse maciço. Para este aspeto as metodologias de deteção remota e geofísicas poderão prestar forte apoio, quer preliminar, quer no desenvolvimento cartográfico.

C2.2.1. A cartografia geológica

De acordo com Carvalho *et al.*, 2008 e Carvalho, 2010, a cartografia geológica aplicada à prospeção de rochas ornamentais deve estar vocacionada para a identificação, delimitação e caracterização de áreas com aptidão para rocha ornamental. A essas áreas deverá corresponder a existência de uma ou mais unidades geológicas em que se verifique uma homogeneidade de características litológicas e cuja espessura e volume total permitam a obtenção de blocos, com dimensões comercializáveis, por um determinado período de tempo. Esta cartografia deverá fazer uso de alguns conceitos e terminologia pouco usuais numa cartografia geológica clássica, mas que se revelam fundamentais ao fim em vista. Há que ter em apreço os seguintes aspetos: escala, litologia, estrutura geológica e convenções e terminologia a utilizar.

Dependendo da etapa de trabalho, do tipo de litologias presentes e da complexidade estrutural da região em causa, diferente será a **escala** de execução da cartografia geológica. Assim, na fase de reconhecimento geral deverá fazer-se uso de escalas regionais que poderão variar de 1/100000 a 1/25000, consoante o grau de conhecimento existente sobre a região. Na fase intermédia de prospeção, ou seja, aquela que se destina ao reconhecimento e avaliação dos grandes alvos selecionados na etapa anterior, a cartografia a executar deverá ser à escala 1/10000 ou 1/5000. Tal depende, fundamentalmente, das litologias presentes e deverá contar com o apoio de sondagens de reconhecimento. Desta fase resultará a delimitação de áreas-alvo mais restritas para eventual localização de unidades de exploração. A sua avaliação deverá ser feita com base numa cartografia à escala 1/2000 a 1/500 e fortemente apoiada em dados de sondagens de grande diâmetro, com recuperação de testemunho.

A **caracterização litológica** é o aspeto principal a considerar na cartografia geológica de temática vocacionada para as rochas ornamentais. Em primeiro lugar há que ter em conta a natureza sedimentar, ígnea ou metamórfica das rochas no que respeita a um adequado conhecimento das condições geológicas que presidem à eventual ocorrência de massas rochosas com aptidão ornamental. Por outro lado, com base nesse conhecimento, será possível uma seleção e atribuição de importância aos critérios constantes da Tabela 11 e da Tabela 12. Com efeito e a título de exemplo, se

a presença, dimensão e disposição de fósseis em rochas sedimentares são critérios a ter em apreço, por poderem constituir um elemento de elevada qualidade estética, na cartografia de rochas ígneas tais critérios não são aplicáveis, embora outros elementos litológicos o possam ser.

O conhecimento da **estrutura geológica** do depósito é fundamental ao seu **dimensionamento**, pelo que a cartografia geológica deve ser, essencialmente, uma cartografia geológico-estrutural. Deverão ser tomados em consideração todos os critérios e técnicas de análise estrutural que permitam o estabelecimento dum modelo estrutural. Em particular, dependendo da complexidade da região em causa, é importante dar maior ou menor atenção aos dados relativos à orientação dos planos de estratificação, clivagens, xistosidades e lineações, bem como aos relativos à orientação e tipo de falhas, fraturas e dobramentos eventualmente presentes. A estrutura geológica tanto pode ser um fator condicionador como promotor da ocorrência de rochas ornamentais.

No que respeita às **convenções e terminologia**, a cartografia deverá fazer uso de simbologia e legendas que permitam uma fácil identificação e caracterização das áreas com maior interesse, bem como das variedades ornamentais existentes. Deverão, portanto, ser elaboradas de modo a satisfazer dois públicos-alvo distintos: em primeiro lugar, a comunidade geral e, em segundo lugar, a comunidade geológica.

C2.2.2. A avaliação do estado de fraturação

Ainda de acordo com o exposto pelo autor em Carvalho *et al.*, 2008 e Carvalho, 2010, a avaliação do estado de fraturação dos maciços rochosos deve fazer uso de métodos indiretos de avaliação. Entre eles contam-se as técnicas de deteção remota, nomeadamente as imagens de satélite *LandSat Tm* e, principalmente, as fotografias aéreas, os quais constituem preciosos auxiliares nas etapas de reconhecimento inicial. Como demonstrado anteriormente na presente tese, para além de fornecerem uma visão global da área sob investigação, a utilização da fotografia aérea permite uma primeira distinção de áreas quanto à maior ou menor intensidade de fraturação, bem como a distinção de padrões de fraturação regionais.

Ainda a respeito da deteção remota, surgiu muito recentemente uma nova ferramenta com grandes capacidades de desenvolvimento e utilização. Trata-se da aplicação informática *Google Earth™* a qual, em muitos casos se revela uma ferramenta muito eficaz e acessível na seleção de áreas alvo em função do estado de fraturação dos maciços.

No âmbito das etapas iniciais de reconhecimento de discontinuidades maiores assumem também importância os métodos geofísicos. No entanto, o maior relevo da aplicação destes métodos verifica-se ao nível das fases de investigação mais detalhada, como complemento aos métodos diretos de avaliação da fraturação. Entre elas há a considerar os métodos sísmicos (Carvalho, Lisboa, Torres *et al.*, 2000), o eletromagnético *GPR – Ground Penetrating Radar* (Luodes, Selonen & Pääkkönen, 2000; Selonen *et al.*, 2000; Porsani, Sauck & Júnior, 2006), o *VLF-EM/RF-EM (Radio Frequency – Electromagnetics)* (Carvalho, Dussel, Reis *et al.*, 1999) e as tomografias elétricas e sísmicas. Todos eles têm vantagens e desvantagens ao nível do tipo e detalhe da informação que fornecem, rapidez de execução e custo.

Os métodos indiretos não substituem os diretos na apreciação do estado de fraturação dos maciços rochosos, sendo que estes constituem uma ferramenta indispensável na prospeção de rochas

ornamentais. Baseiam-se na caracterização e medição da atitude das fraturas *in situ* pelo que o seu modo de execução depende da dimensão da área a prospetar e das suas características em termos das litologias presentes e da forma, tamanho e disposição dos afloramentos. Destes condicionalismos depende o método a adotar, sendo que os diferentes métodos diferem entre si, basicamente, no modo de inventariação e no posterior tratamento e análise dos dados. Estes aspetos também já foram abordados anteriormente nesta tese.

Tendo como objetivo as rochas ornamentais, as características a que mais importa prestar atenção para a análise descritiva das fraturas são a orientação e o espaçamento. Secundariamente interessam o comprimento, a abertura e tipo de preenchimento, a terminação (continuidade) das fraturas e o tipo litológico onde ocorrem. Para cada um dos parâmetros são admissíveis diversas formas de tratamento e apresentação de resultados, sendo comum a conjugação das ferramentas da estatística descritiva com os métodos sugeridos pela *International Society for Rock Mechanics* (I.S.R.M., 1978).

Mais recentemente têm vindo a ganhar apreço os métodos geoestatísticos para a determinação da intensidade de fraturação dos maciços rochosos, particularmente a partir dos dados de espaçamento das famílias de fraturas presentes e de que são exemplo os trabalhos de La Pointe & Hudson, 1985; Luís, 1995; Bastante, Ordonez, Taboada *et al.*, 2008; Taboada, Rivas, Saavedra *et al.*, 2008. Permitem que a partir de um número limitado de amostras se estimem valores para locais não amostrados e baseiam-se na teoria das variáveis regionalizadas (Matheron, 1970), ou seja, aleatórias mas cujo valor depende da localização espacial e relacionamento com os valores de amostragem vizinhos.

C3. ÁREAS POTENCIAIS PARA EXPLORAÇÃO DE CALCÁRIOS ORNAMENTAIS NO MCE

C3.1. OS RECURSOS GEOLÓGICOS E A INDÚSTRIA EXTRATIVA DO MCE

O conhecimento acerca dos recursos geológicos do MCE deriva inicialmente do conhecimento da indústria extrativa que nele opera. Como se pode observar no mapa da Figura 221, esses recursos respeitam a calcários explorados em diversos locais para fins ornamentais e para agregados para a construção civil, indústria química e cal. Para a indústria química, vidreira e siderúrgica exploram-se dolomitos e calcários dolomíticos na Serra dos Candeeiros e na Serra de Aire. Exploram-se também britas basálticas nas proximidades de Rio Maior. Nas regiões de Ourém, Alcanede e Juncal exploram-se os afloramentos cretácicos que aí ocorrem para a produção de argilas comuns para a indústria cerâmica, tendo como subproduto areias e saibros para a construção civil. Ainda a partir dos afloramentos cretácicos, mas apenas na região de Mosteiros (Alcanede), exploram-se argilas caulínicas para fins cerâmicos. Em Rio Maior produzem-se areias especiais para a indústria vidreira e caulino para a indústria cerâmica, a partir dos afloramentos pliocénicos. Embora atualmente inativas, algumas pedreiras exploravam calcite na Serra dos Candeeiros, a mais importante das quais situa-se em Casais Monizes (Alcobertas), sobre a Falha de Rio Maior – Porto de Mós.

Embora não explorada, importa referir a espessa sequência de evaporitos que ocorre em profundidade no Planalto de São Mamede. A sua importância decorre, não só do recurso mineral em si próprio, mas também das suas potencialidades de armazenamento. Em Rio Maior o sal é explorado em salinas por intermédio de processos tradicionais, tendo como fim a indústria alimentar e a indústria química.

Ainda como recursos geológicos devem ser considerados os de âmbito patrimonial. Embora não representados na Figura 221, entre os mais importantes contam-se os numerosos algares e grutas, um pouco por todo o maciço, com destaque para as grutas de Santo António, de Mira d'Aire, da Moeda, de Alvados e do Algar do Pena. Também é relevante o património paleontológico, representado por abundantes icnofósseis de dinossáurios do período Jurássico, de que os mais representativos são os da Pedreira do Galinha, junto à povoação Bairro e os de Vale de Meios, junto a Pé da Pedreira.

Embora mal conhecido, mas com forte potencialidades de desenvolvimento, há que contar com o património geomineiro decorrente das explorações subterrâneas de carvões do Jurássico Superior. Essas explorações integravam o Couto Mineiro do Lena e tiveram o seu desenvolvimento na primeira metade do século XX. Ocorreram, sobretudo, nas regiões de Valverde, Serro Ventoso e Batalha. Ainda no âmbito desta tipologia de património, podem-se considerar as inúmeras frentes de exploração de calcários ornamentais. Embora em intensa atividade, constituem excelentes locais para o estudo da fenomenologia sedimentológica carbonatada e de divulgação científica. Quando cessar a atividade extrativa, certamente muitos merecerão ser preservados.

Por fim, de entre os recursos geológicos conhecidos, há que considerar grande parte do MCE como correspondente a um importantíssimo aquífero cársico. Como já referido nesta tese, é atualmente explorada pela EPAL a exurgência dos Olhos de Água do Alviela, em Amiais de Baixo.

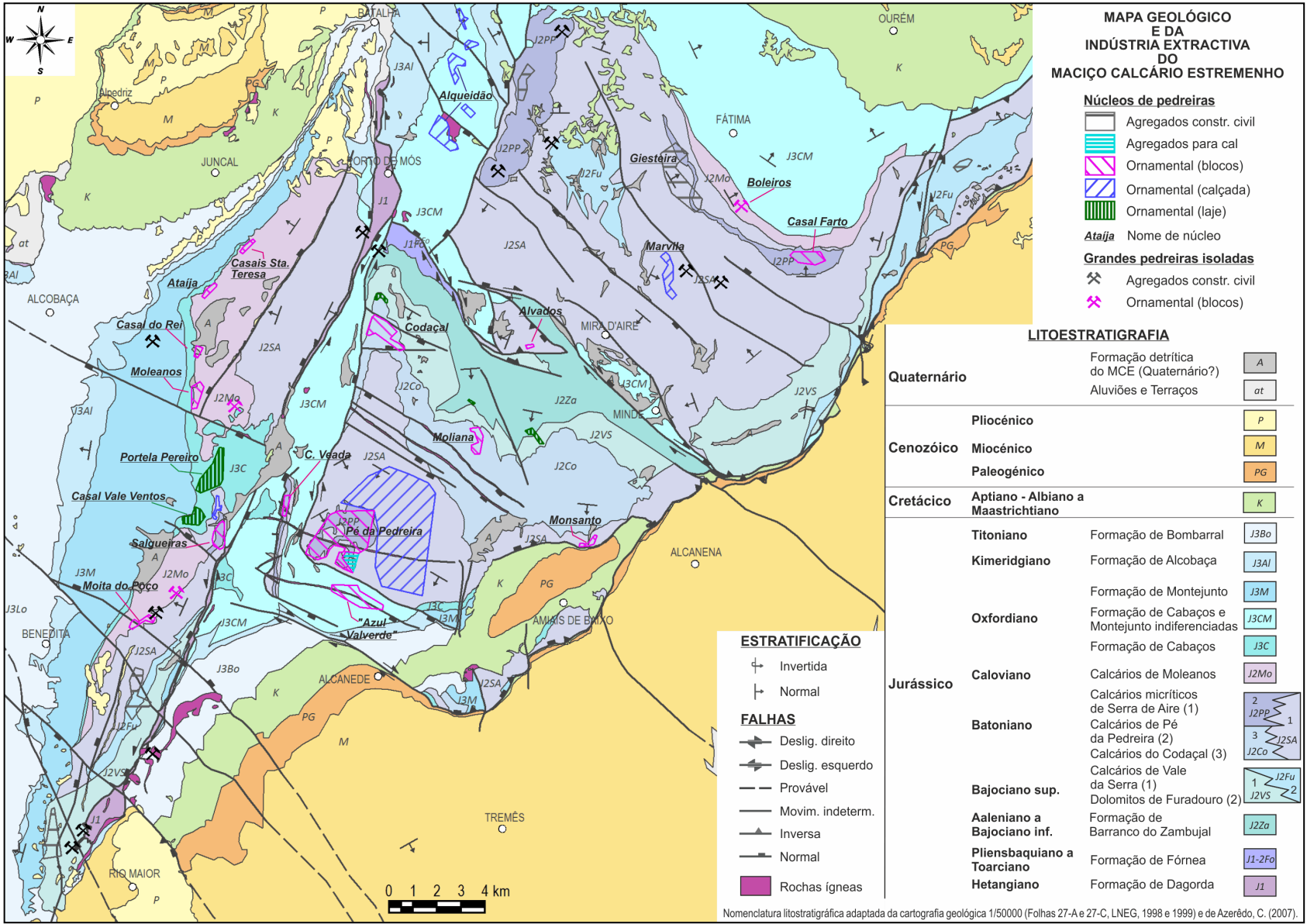


Figura 221- Mapa geológico do MCE com indicação das principais pedreiras e núcleos de indústria extractiva (geologia adaptada das cartas geológicas 1/50000 do LNEG).

Voltando a atenção unicamente para os recursos minerais calcários, os agregados para a construção civil são explorados sobretudo no Planalto de São Mamede. Maioritariamente exploram-se os Calcários Micríticos da Serra de Aire. Embora algumas das explorações se situem sobre a unidade Calcários Oolíticos de Pé da Pedreira, nomeadamente os afloramentos na região a leste de Reguengo do Fetal, na realidade, as pedreiras há muito que alcançaram os calcários micríticos subjacentes. Em função das características topográficas, a maioria das pedreiras desenvolvem-se em poço (Figura 222). No extremo nordeste da Serra de Aire, um pequeno núcleo de pedreiras explora a unidade Dolomitos de Furadouro. A par com calcários micríticos, também são explorados calcários dolomíticos no núcleo que se desenvolve na Serra dos Candeeiros, a sudeste da Benedita. Os calcários dolomíticos e dolomitos, consoante o seu teor em magnésio, destinam-se a diversas indústrias, entre elas a construção civil, siderúrgica e vidreira.

Os agregados com destino ao fabrico de cal são explorados em pequeno núcleo na região de Pé da Pedreira. As pedreiras aí existentes iniciaram o seu desenvolvimento na unidade Calcários de Pé da Pedreira que genericamente, correspondem a *grainstones* e *rudstones* biolitooclásticos. Contudo, também já há muito tempo que alcançaram os calcários micríticos subjacentes. Devido à sua elevada pureza em termos de teor em óxido de cálcio (Manuppella *et al.*, 1985), ambas as fácies apresentam aptidão para o fabrico de cal, sendo necessário, unicamente, ajustar os parâmetros de moagem e cozedura.

Os calcários explorados para fins ornamentais no MCE compreendem os explorados sob a forma de blocos, a calçada e a laje (Figura 223). Enquanto a calçada e a laje saem da pedreira já como produto final, os blocos são dirigidos para unidades transformadoras onde são sujeitos a esquadrejamentos diversos até alcançarem a forma final pretendida.



Figura 222- Exemplo de pedreiras em poço.

As explorações de blocos são as mais importantes do MCE, quer do ponto de vista do número de núcleos de exploração, número de pedreiras e área ocupada, quer do ponto de vista económico. Os principais núcleos de exploração localizam-se no Planalto de Santo António (Figura 221), nomeadamente o núcleo de Pé da Pedreira e o núcleo do Codaçal. Outros núcleos importantes em termos de volume de produção são o núcleo de Moleanos e o de Casal Farto.

À exceção do núcleo do Azul de Valverde (a sul de Pé da Pedreira, Figura 221) que explora calcários da Formação de Montejunto ao longo de um filão dolerítico, todos as restantes pedreiras exploram calcários do Jurássico Médio.

Os blocos comercializados correspondem a paralelepípedos que se pretendem o mais regulares possível. As suas dimensões médias rondam 2,8 x 1,8 x 1,5 m. No processo transformativo posterior à

extração os blocos são serrados "a favor" ou "ao contra". A designação "a favor" (ou "ao corrume") refere-se à situação em que o corte é efetuado paralelamente à estratificação ou laminação sedimentar. Inversamente, a designação "ao contra" refere-se a corte perpendicular à estratificação.



Figura 223- Tipos de calcários ornamentais no MCE (A- Laje; B- Calçada e C- Blocos)

As diferentes variedades ornamentais exploradas no MCE resultam, não só da fácies litológica, mas também do modo como é efetuado o corte dos blocos. Uma mesma fácies pode dar origem a diferentes designações comerciais, por diferente padrão ornamental, em função do processo de serragem dos blocos ser efetuado a favor ou ao contra.

Embora existam muitas designações comerciais para os calcários ornamentais provenientes do MCE, a maioria tem correspondência com um número bem mais reduzido de variedades que tradicionalmente são conhecidas por Moca Creme, Semi Rijo, Relvinha, Vidraço de Moleanos, Vidraço de Ataíja, Brecha de Santo António, Azul de Valverde e Alpinina (Figura 224).

Tipicamente, as explorações desenvolvem-se em flanco de encosta, com vários pisos (Figura 225). A altura total das frentes de exploração é variável. Desde um mínimo a rondar os 6 m, como é o caso das pedreiras no pequeno núcleo de Casal do Rei que se iniciou há pouco tempo, até um máximo próximo dos 50 m, como é o caso do núcleo do Codaçal. Em Moleanos e em Casal Farto as explorações são em poço (Figura 222-B).

No que respeita às explorações de calçada, o mais importante núcleo situa-se em Pé da Pedreira, anexo ao da exploração de blocos. Ocupa uma área muito extensa sobre a unidade Calcários Micríticos de Serra de Aire. Ainda explorando esta unidade de calcários de cor creme e tons claros, existem outros dois núcleos de dimensões menores, nomeadamente no Cabeço de Marvila (Planalto de São Mamede) e no Casal de Vale de Ventos (Serra dos Candeeiros).

Na Depressão de Alqueidão existem outros núcleos de exploração de calçada, mas agora sobre calcários da Formação de Montejunto. O de maiores dimensões circunda uma intrusão subvulcânica que deverá ser responsável pela cor negra da calçada aqui explorada. Já nos restantes núcleos, as litologias exploradas apresentam cor castanho acinzentada.

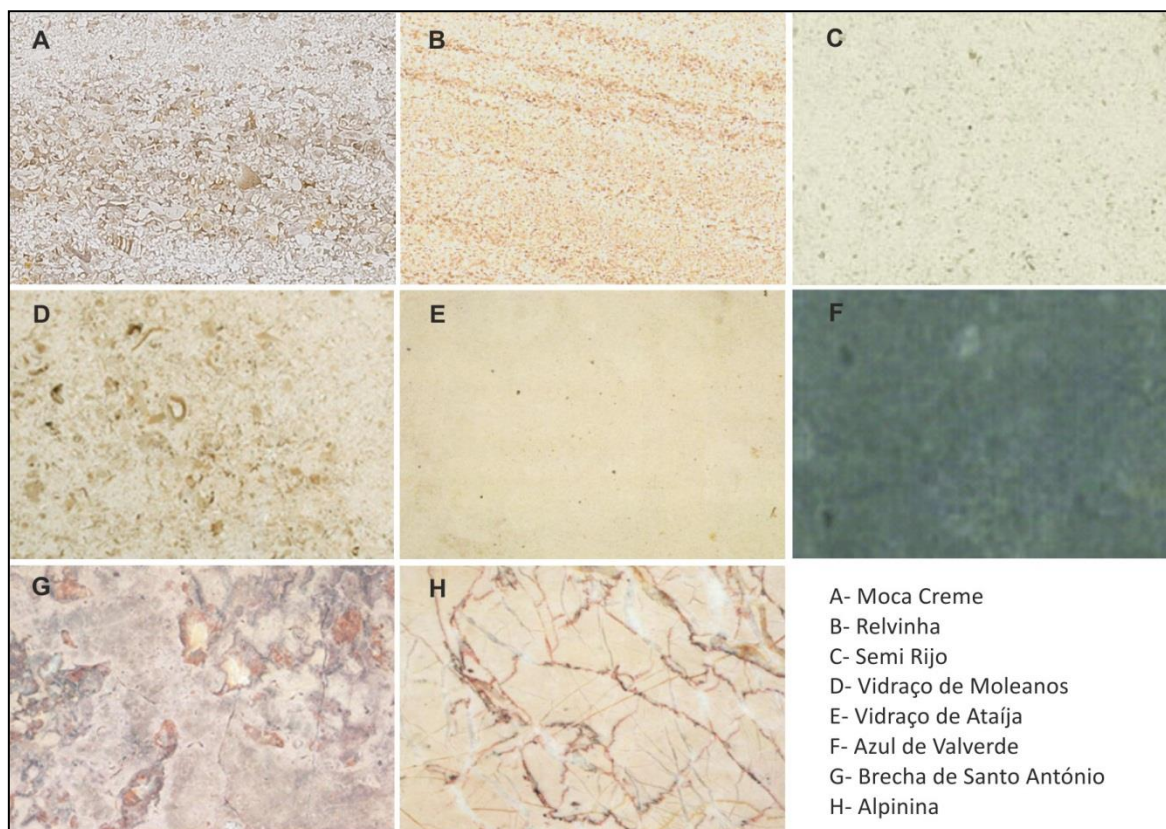


Figura 224- Variedades de calcários ornamentais do MCE.

As pedreiras de calçada, salvo raras exceções, não ultrapassam os 10 m de altura. Em média terão cerca de 4 m de altura repartidos por 2 pisos e desenvolvem-se em flanco de encosta ao longo da direção das bancadas com aptidão (Figura 226). Apenas no processo de desmonte se faz uso de uma retroescavadora, sendo artesanal o processo de fabrico dos cubos de calçada.



Figura 225- Pedreira em flanco de encosta no núcleo de exploração do Codaçal.

Os principais núcleos de exploração de laje situam-se na Serra dos Candeeiros, na região compreendida entre o Casal de Vale de Ventos e Portela do Pereiro (Figura 221). Os calcários explorados, de características laminíticas, fazem parte da Formação de Cabaços. Outros núcleos de dimensões bem menores ocorrem no Planalto de Santo António. Neles exploram-se também calcários

de características laminiticas que ocorrem nas unidades litostratigráficas de Barranco do Zambujal e de Vale da Serra. A tipologia das explorações é idêntica às da calçada

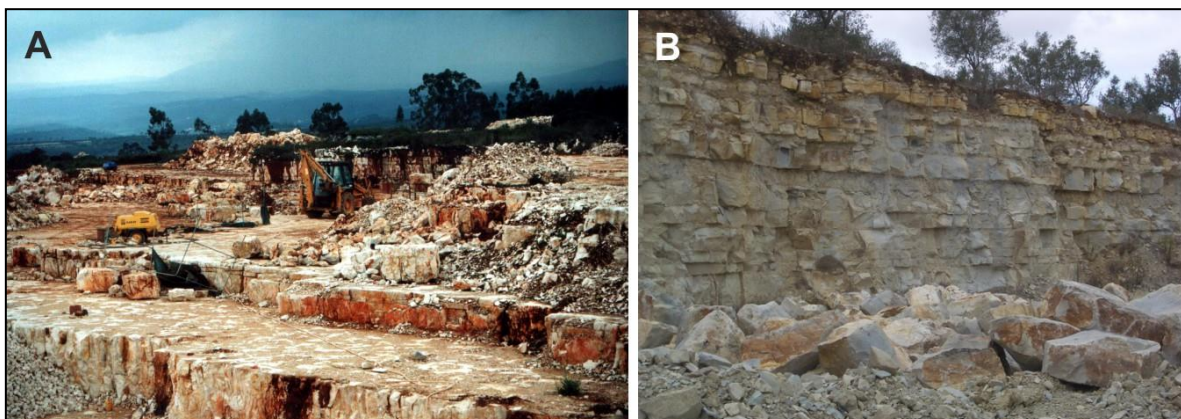


Figura 226- Explorações de calçada em Pé da Pedreira (A) e na Depressão de Alqueidão, a Este da Batalha (B).

C3.2. METODOLOGIA E DADOS

Tendo em conta o exposto anteriormente a respeito da metodologia a aplicar na prospeção de rochas ornamentais, a validação da aptidão ornamental de um determinado maciço rochoso depende de critérios geológicos com caráter decisivo, ou seja, que têm de ser verificados pela positiva. Respeitam à homogeneidade faciológica, ao dimensionamento do maciço rochoso e ao seu estado de fraturação. Podem ser aplicados a todas as escalas, desde o âmbito regional até ao local, ao nível dos planos de lavra mineira.

Como já referido, nesta seção da tese pretende-se a delimitação de áreas potenciais para calcários ornamentais, nomeadamente daqueles que são explorados sob a forma de grandes blocos. Trata-se de um procedimento de âmbito regional, pelo que os critérios de decisão a aplicar também serão de âmbito regional.

Em termos metodológicos esta abordagem assentou em 4 etapas, nomeadamente:

- Reconhecimento e caracterização da indústria extrativa existente;
- Reconhecimento e caracterização geológico-estrutural do MCE;
- Levantamento regional da fraturação;
- Integração dos resultados com elaboração de um mapa de áreas potenciais para exploração.

Constituindo as pedreiras locais de excelência para a obtenção de informação, a primeira etapa revela-se de grande importância na definição de quais os critérios decisivos que se mostram específicos para o MCE. Para o caso concreto desta região do país, esta etapa tem sido realizada pelo autor no decorrer da sua atividade profissional que, no que a isso diz respeito, confunde-se com os trabalhos inerentes à presente tese.

Os resultados obtidos nesta primeira etapa foram já apresentados parcialmente no subcapítulo anterior, ao passo que outros serão apresentados mais à frente, a par com os da segunda etapa de trabalho. Destaca-se o mapa da indústria extrativa do MCE apresentado na Figura 221 e que constitui a base sobre a qual se sistematizou a segunda etapa metodológica.

Do reconhecimento da indústria extrativa instalada, tanto em termos da tipologia e dimensão das pedreiras, como, fundamentalmente, dos litotipos explorados, variações admissíveis e dimensão dos blocos, resultou a definição de quais os critérios que se mostram decisivos no MCE para a avaliação da aptidão ornamental das rochas que nele se integram:

- Homogeneidade textural e cromática;
- Espessura das bancadas. Tendo em conta que a dimensão média dos blocos extraídos nos diversos núcleos é de 2,8 x 1,8 x 1,5 m, admite-se uma espessura mínima de 1 m;
- Disposição estrutural das bancadas;
- Volume da massa rochosa com características homogéneas.
- Orientação e intensidade da fraturação.

A segunda etapa, de reconhecimento geológico-estrutural das unidades litostratigráficas do MCE, assentou na caracterização dessas unidades em termos dos critérios antes definidos respeitantes à homogeneidade e dimensionamento. Os dados disponíveis correspondem a:

- Estudos geológicos realizados à escala 1/2000 de alguns dos núcleos de exploração, nomeadamente, o núcleo de Moleanos (Carvalho, 1996), o de Pé da Pedreira (Carvalho, 1997a), o de Alvados (Carvalho, 1998), o de Cabeça Veada (Quartau, 1998) e o do Codaçal (Quartau, 2000).
- Cartografia geológica com localização das explorações de calcários ornamentais (Figura 221). Essa cartografia resultou da simplificação e modificação da publicada à escala 1/50000 pelo LNEG, por inclusão de alguns dados novos que foram apresentados em capítulos anteriores, em particular no que respeita a aspetos estruturais. A implantação das pedreiras no mapa da Figura 221 foi realizada a partir da aplicação *Google Earth™*, mas de todas elas foi realizado o respetivo reconhecimento e caracterização no campo.
- Dados de reconhecimento geológico regional realizados no âmbito da presente. Tal como atividade de reconhecimento da indústria extrativa instalada, esta também se confunde com a atividade profissional do autor.

Os resultados obtidos nesta segunda etapa de trabalho permitiram a elaboração de um mapa de áreas potenciais provisório, como corolário respeitante unicamente aos critérios de homogeneidade e dimensionamento (Figura 231, pág. 400). Este mapa é apresentado no subcapítulo seguinte de apresentação dos resultados.

Quanto à etapa de levantamento regional da fraturação, ela constitui o cerne da Seção B desta tese. Já a quarta etapa compreendeu a integração dos dados de fraturação resultantes da fotointerpretação (Figura 232, pág. 404) e dos levantamentos de campo (Figura 233, pág. 405) com o mapa provisório atrás referido. A metodologia usada para a aplicação desses resultados à definição de áreas potenciais baseou-se na orientação e número de famílias de diaclases presentes. Sendo o objetivo da indústria em causa a obtenção de blocos paralelepípedicos volumosos, as condições consideradas como mais favoráveis correspondem à ocorrência de apenas uma família principal de fraturas ou à ocorrência de duas famílias ortogonais entre si.

O cruzamento destas informações permitiu a delimitação e caracterização definitiva de áreas potenciais para a exploração de calcários ornamentais no MCE (Figura 237, pág. 418).

C3.3. RESULTADOS

C3.3.1. Critérios respeitantes à homogeneidade e dimensionamento

O mapa da Figura 221 é esclarecedor quanto ao fato das explorações de calcários ornamentais para blocos incidirem sobre unidades litostratigráficas específicas do Jurássico Médio (Batoniano e Caloviano) ou do Jurássico Superior (Oxfordiano):

- Calcários Micríticos da Serra de Aire (Batoniano): núcleos de Alvados e Monsanto;
- Calcários do Codaçal (base do Batoniano): núcleos de Codaçal e Moliana;
- Calcários de Pé da Pedreira (Batoniano médio (Carvalho, 1997a)): núcleos de Salgueiras, Cabeça Veada, Pé da Pedreira e Casal Farto;
- Calcários de Moleanos (Caloviano): núcleos de Casais de Sta. Teresa, Ataija, Casal do Rei, Moleanos, Moita do Poço e grande pedreira em Boleiros, na região de Fátima.
- Formação de Montejunto: núcleo Azul de Valverde, imediatamente a sul de Pé da Pedreira.

Esta especificidade é indicativa de que as unidades litostratigráficas em causa cumprem, pelo menos parcialmente, os critérios atrás enunciados que determinam a aptidão ornamental.

C3.3.1.1. Calcários Micríticos de Serra de Aire

Esta unidade equivale à Formação de Serra de Aire e abrange todo o Batoniano. Interdigita-se com os membros constituintes da Formação de Santo António – Candeeiros, nomeadamente o Membro de Codaçal e o Membro de Pé da Pedreira (Azerêdo, 2007).

De modo muito genérico, esta unidade com mais de 300 m de espessura (Manuppella *et al.*, 1985), é constituída por calcários micríticos *mudstone*, com oncólitos e estruturas vesiculares de calcite, e também por biopelmicrites *wackstone* a *packstone* (Manuppella, Barbosa, Azerêdo *et al.*, 2006).

Os reconhecimentos de campo efetuados sobre esta unidade permitiram constatar que as bancadas apresentam espessuras a rondar 0,5 m. Frequentemente, como em Pé da Pedreira e em grande parte do Planalto de Santo António e da Serra de Aire, ocorrem sequências, mais ou menos espessas, em que a possança das bancadas é bastante uniforme, entre 0,1 a 0,2 m. Apenas esporadicamente e com maior predominância no Planalto de Santo António, ocorrem bancadas com espessuras na ordem de 1 a 1,5 m.

Em termos de cor, as diversas fácies desta unidade apresentam-se homogeneamente cremes, com variações para tons claros e escuros. Em termos de textura, ela é muito variável: tanto podem ocorrer variações de bancada para bancada, como pode não variar em sequências pouco espessas de múltiplas bancadas.

A descrição anterior é elucidativa de que esta unidade não cumpre os requisitos de homogeneidade, nem os de dimensionamento que se consideram necessários para que lhe possa ser atribuída aptidão ornamental para a produção de blocos. Contudo, em Alvados e em Monsanto (Figura 221) esta unidade é alvo de exploração.

Em Alvados a rocha explorada corresponde à variedade Alpinina (Figura 224). Os estudos de pormenor aí realizados pelo autor (Carvalho, 1998) mostram que se trata de calcários micríticos com oncólitos

que foram tectonizados: estão levemente recristalizados e caracteristicamente apresentam abundantes planos estilolíticos com linhas de sutura avermelhadas e veios de calcite. A tectonização resulta de dobramentos segundo E-W, associados à inversão de uma falha normal com a mesma direção – a Falha de Sto. António (Figura 42 e Figura 45).

As bancadas apresentam espessuras até 1 m mas a zona preferencial de exploração centra-se nas charneiras onde se verifica um espessamento das bancadas. Os dobramentos apenas ocorrem paralelamente à falha referida, numa faixa com cerca de 300 m de largura. Fora dessa faixa os calcários perdem completamente as características texturais referidas e que lhes conferem, para além da elevada dureza devida à recristalização, o elevado valor ornamental. A reduzida dimensão do núcleo de exploração é elucidativa do condicionamento da área produtora à faixa de dobramentos.

A exploração destes calcários da unidade Calcários Micríticos da Serra de Aire em blocos de dimensões bastante reduzidas, condicionados pela espessura das bancadas, é possível devido ao seu elevado valor ornamental. Possibilita, portanto, a definição de uma estreita área potencial centrada na faixa em que estes calcários se apresentam afetados por dobramentos.

No que respeita ao núcleo de Monsanto (Figura 221) explora-se a mesma variedade ornamental, pois verifica-se precisamente a mesma situação. Trata-se de uma pequena faixa produtora centrada em dobramentos paralelos ao Cavalgamento do Arrife. Do mesmo modo, é possível definir uma área potencial sobre a unidade Calcários Micríticos da Serra de Aire paralelamente ao Cavalgamento referido.

C3.3.1.2. Calcários do Codaçal

Esta unidade apenas aflora no Planalto de Santo António, onde abrange uma enorme extensão (Figura 221). De modo genérico, é constituída por *grainstones* e *rudstones* bioclásticos e ooboclásticos, de cor creme claro (Manuppella *et al.*, 2000). Apresentam feixes de diferentes tipos de laminações sedimentares, cuja espessura varia de alguns centímetros a mais de 1 metro e que são marcadas por diferenças de granulometria, a qual é tendencialmente fina a média. As bancadas apresentam-se, de um modo geral, sub-horizontais. Somente junto de acidentes importantes, como é o caso do Cavalgamento do Arrife, não se verifica tal situação.

Sobre esta unidade funcionam dois núcleos de exploração: o do Codaçal, onde se explora a variedade Semi Rijo do Codaçal, e o de Moliana, onde se explora a Brecha de Sto. António.

No que respeita à espessura das bancadas, ela é muito variável. Pelo que foi possível observar fora dos núcleos de exploração, ela varia de 0,5 a 3 m. Contudo, a disposição sub-horizontal dos afloramentos e as superfícies planares postas em evidência pelos processos erosivos e que correspondem a limites de feixes de laminações sedimentares, dificultam a distinção de planos de estratificação e, conseqüentemente, a correta apreciação da espessura dos bancos.

Dada a extensão da área de afloramento e o fato de se apresentar cortada por alguns acidentes, também é difícil a apreciação da espessura total da unidade. Manuppella *et al.*, 2000, referem que a unidade apresenta uma espessura de 50 a 60 m, contudo, estudos de detalhe realizados por Quartau, 2000, no núcleo do Codaçal, demonstram que a espessura total da unidade é superior a 150 m. Esses estudos referem também que a espessura das bancadas alcança os 10 m. Contudo, reconhecimentos posteriores no âmbito da presente tese, permitiram verificar que neste núcleo estamos perante a

presença de corpos maciços com espessura que chega a alcançar 20 m, sem que no seu interior se definam planos de estratificação, mas unicamente feixes de laminações sedimentares de vários tipos, com espessura decimétrica a métrica. Contudo, para simplificação da terminologia, continuar-se-á por vezes a fazer uso de “espessura da bancada” na referência à possança destes corpos maciços.

As fortes e bruscas variações laterais de fácies nesta unidade, para calcários granulometricamente muito grosseiros e pouco homogéneos texturalmente, bem como a ocorrência de acumulações biostromáticas ou de bancadas pouco possantes, condiciona a aptidão ornamental de alguns níveis com estas características, bem como o rendimento das explorações que, de acordo com o autor mencionado, se cifra nos 60%.

O corte dos blocos é feito ao corrume, termo equivalente de "a favor" das laminações sedimentares, ou seja, tanto quanto possível paralelamente a essas laminações, as quais não se mostram muito marcadas. As diferentes litologias aqui exploradas tomam, como atrás referido, o nome genérico de Semi Rijo do Codaçal.

A elevada espessura de alguns dos feixes de laminações sedimentares e a sua homogeneidade textural e cromática, a par com a disposição sub-horizontal e a possança elevada da unidade Calcários do Codaçal, são fatores que suportam a delimitação de uma área potencial para exploração de blocos equivalente à sua área de afloramento.

Um outro núcleo de exploração sobre esta unidade desenvolve-se junto à povoação de Moliana. Contudo, as rochas aí exploradas apresentam-se bem diferentes das anteriores: aspeto brechoide e uma miscelânea de cores fortes, em que predominam os esverdeados, os acastanhados, os acinzentados e laivos dourados muitas vezes denunciadores da passagem de fluídos. São calcários biolitoclásticos dolomitizados secundariamente e que, posteriormente, foram afetados por nova impregnação de fluídos ricos em cálcio, o que justifica as abundantes manchas calcíticas que correspondem ao preenchimento de antigos espaços ociosos (Costa *et al.*, 1988). Como já referido, esta fácies é comercializada sob a designação de Brecha de Sto. António.

Os afloramentos não permitem apreciar com segurança a espessura das bancadas mas, pela observação das frentes de pedreira deste núcleo, serão superiores a 5 m. Também não é possível estimar a espessura desta fácies pois os seus limites ainda não foram definidos cartograficamente. Contudo, sondagens aí realizadas por empresas do setor das Rochas Ornamentais mostram uma tendência para esta fácies ocorrer até cerca de 30 m abaixo da superfície. Os reconhecimentos de superfície apontam para uma ligação genética com sistema de fraturas aproximadamente N-S que aí ocorrem (Carvalho, 1997b).

O desconhecimento dos limites cartográficos desta fácies dolomítica impossibilita a demarcação de uma área potencial específica.

C3.3.1.3. Calcários de Pé da Pedreira

Esta unidade aflora a norte da povoação com o mesmo nome, sendo aí que foi definida em Manuppella *et al.*, 2000. Nesta região esta unidade está enquadrada, acima e abaixo pelos Calcários Micríticos da Serra de Aire e é constituída por grainstones e rudstones biolitoclásticos e pelóidicos de cor creme. As bancadas apresentam-se em posição sub-horizontal e são muito espessas, com valores médios a rondar os 4 m. A unidade apresenta morfologia lenticular com uma espessura máxima de

60 m (Carvalho, 1997a). Por variações laterais de fácies, nas zonas mais externas desta unidade os calcários tendem a apresentar-se em bancadas menos espessas, na ordem de 1 m, e também texturalmente menos homogéneos.

Na região em apreço estes calcários são alvo de intensa exploração, sendo comercializados sob duas principais designações: Moca Creme e Relvinha. O núcleo de exploração aí definido (Figura 221) ocupa quase a totalidade da área de afloramento.

A aptidão ornamental desta unidade decorre da homogeneidade textural e cromática, da elevada espessura da unidade e da elevada espessura das camadas nas zonas mais interiores. Nas zonas mais exteriores, por variações laterais de fácies, os calcários tendem a apresentar-se texturalmente menos homogéneos e em bancadas menos espessas. É o caso concreto do local onde são explorados para agregados destinados ao fabrico de cal, porque não apresentam aptidão ornamental. Tal é determinado pelo fato de corresponderem a *grainstones* pelóidicos pouco homogéneos texturalmente que se dispõem em bancadas cuja espessura ronda 1 m.

A respeito da homogeneidade textural, ela verifica-se mesmo tendo em conta a existência de uma grande diversidade de estruturas sedimentares: laminações entrecruzadas, paralelas e oblíquas, superfícies de erosão e de endurecimento, etc. Estas estruturas estão organizadas em feixes com até 2 m de espessura, sendo que o corte final da rocha que dá lugar às variedades referidas, é feito “ao contra”. Uma bancada sedimentar pode apresentar diferentes níveis definidos por diferentes feixes de estruturas sedimentares, ou seja, diferentes texturas ornamentais. Contudo, devido à sua elevada espessura, é possível obter blocos com volumes na ordem dos 10 m³, em que prevalece apenas um aspeto textural. Assim, a variedade Moca Creme é caracterizada por granularidade média a grosseira e laminação sedimentar bem marcada. A variedade Relvinha é essencialmente um *grainstone* pelóidico, portanto de granularidade fina e em que a laminação sedimentar é muito regular, paralela e pouco marcada. O rendimento das explorações nesta área ronda os 70% (Carvalho, 1997a).

Esta unidade aflora também noutras regiões do MCE, nomeadamente, de Oeste para Este (Figura 221):

- Na Serra dos Candeeiros, a sul da povoação Arrimal, numa área conhecida por Salgueiras;
- Na Depressão da Mendiga, numa estreita faixa que se desenvolve para sul da povoação Cabeça Veada;
- No Planalto de São Mamede, numa faixa extensa que se desenvolve paralelamente à Falha de Reguengo do Fetal;
- Ainda no Planalto de São Mamede, numa faixa estreita a Oeste de Fátima e que se desenvolve para sudeste em direção à povoação de Casal Farto, onde se alarga bastante.

Excetuando a área de Reguengo do Fetal, todas as restantes são atualmente alvo de exploração. Na de Reguengo do Fetal existem algumas pequenas explorações que mostram sinais de abandono há mais de 10 anos. É explorada, contudo, na sua região mais a norte, quer para agregados para a construção civil, quer para fins industriais mais nobres. Os reconhecimentos de campo efetuados nessas áreas de afloramento dos Calcários de Pé da Pedreira, bem como o estudo geológico detalhado que foi realizado sobre o núcleo de exploração de Cabeça Veada (Quartau, 1998), permitiram constatar algumas diferenciações relativamente às características atrás mencionadas para a área de Pé da Pedreira.

Assim, relativamente a Salgueiras e tal como em de Pé da Pedreira, a área de afloramento corresponde na totalidade a um núcleo de exploração de blocos, pelo que a sua potencialidade ornamental está comprovada. Não se conhece a espessura total da unidade mas será, certamente, superior a 50 m e apresenta-se sub-horizontal. É constituída por corpos maciços, com espessura até 20 m, de calcários de cor creme claro correspondentes a *grainstones* e *rudstones* pelóidicos, oolíticos e biolitolclásticos. Predominam os termos de granularidade mais fina, sendo esses que caracterizam a variedade ornamental típica deste núcleo e que é designada por Semi Rijo das Salgueiras ou Semi Rijo do Arrimal. É obtida por corte a favor da laminação sedimentar que, de modo geral, é pouco marcada mas irregular.

Nesses corpos distinguem-se níveis de cor cinzenta e espessura centimétrica a decimétrica que correspondem a acumulações de calciclastos bastante grosseiros, onde predominam restos de algas, de organismos espongiários e coraliários. Os coraliários, por vezes, encontram-se em posição de vida e truncados por superfícies de erosão. Estes níveis não apresentam aptidão ornamental, por heterogêneos do ponto de vista textural e cromático.

Em Cabeça Veada a unidade de Pé da Pedreira apresenta-se numa estreita faixa orientada próximo de N-S e que integra um *half-graben* inclinado para Este cerca de 45°. A espessura total da unidade neste local ronda os 130 m e à semelhança do que tem vindo a ser reportado para outros núcleos, nas frentes de pedreira que ultrapassam 15 m de altura total, não se observaram superfícies de estratificação. Contudo, a parte superior das frentes de exploração, que pode corresponder a 10 m de altura a acrescentar aos 15 m antes mencionados, só é observável à distância, o que dificulta uma correta apreciação da eventual existência de descontinuidades planares que possam ter correspondência com superfícies de estratificação.

Embora as litologias não apresentem grandes diferenças texturais relativamente às de Pé da Pedreira, a variedade aqui produzida é também denominada Semi Rijo, sendo que a obtenção de chapas é obtida por serragem dos blocos a favor das laminações sedimentares.

A elevada inclinação das bancadas em Cabeça Veada, relativamente ao que é norma no MCE, demonstra que esse fato não é condicionador da aptidão ornamental, mas unicamente do modo de exploração e taxa de rendimento, a qual aqui ronda os 50% (Quartau, 1998).

Relativamente aos extensos afloramentos da unidade Calcários de Pé da Pedreira nas proximidades da Falha de Reguengo de Fetal (Figura 221), Manuppella *et al.*, 2000, designou-os por Calcários de Reguengo do Fetal. Azerêdo, 2007, considera que constituem uma única unidade litostratigráfica: o membro de Pé da Pedreira.

Apresentam-se dispostos de modo sub-horizontal e, de acordo com a cartografia geológica à escala 1/50000, a espessura total da unidade nesta região ronda os 150 m. Aqui é possível a distinção de estratos sedimentares cuja possança não é muito elevada, rondando 1 m a 1,5 m, com valores máximos na ordem de 3 m. Texturalmente, os calcários nesta região mostram tendência para granulometrias finas, pelóidicas, à semelhança dos calcários explorados para cal na região de Pé da Pedreira.

Estes fatos apontam, à partida, ausência de aptidão para a produção de blocos de calcário ornamental, tanto mais que são explorados para britas em grandes pedreiras nesta região. Contudo, esses fatos não são suficientes para descartar completamente a possibilidade de apresentarem

aptidão ornamental, pois a área de afloramento é bastante extensa e esta unidade apresenta, caracteristicamente, fortes variações laterais de fácies.

No que respeita aos afloramentos da área de Casal Farto e que nos meios industriais também são conhecidos por "da região de Fátima", não se verificam diferenças substanciais relativamente aos de Pé da Pedreira em termos das fácies presentes e dos aspetos texturais. Não se regista, contudo, abundância de granulometrias grosseiras nem de laminações sedimentares muito marcadas. A variedade comercial proveniente desta região é comercializada como Creme de Fátima.

Nesta região os afloramentos não são muito abundantes. Os reconhecimentos incidiram nas pedreiras do núcleo aí instalado. Nas respetivas frentes de exploração que chegam a totalizar 20 m de altura, não foi possível individualizar bancadas sedimentares. Unicamente se individualizam feixes de laminações sedimentares com espessura métrica, diferentes granulometrias e diferentes tons da cor creme.

As estruturas planares que caracterizam os afloramentos fora das pedreiras não correspondem a planos de estratificação mas sim aos limites de feixes de laminações sedimentares postos em destaque por erosão diferencial. Tendencialmente inclinam cerca de 20° para norte, o que poderá constituir uma aproximação à orientação das bancadas.

Conforme a cartografia geológica 1/50000 demonstra, a espessura desta unidade em Casal Farto será superior a 75 m. Contudo, para noroeste dessa povoação, diminui bruscamente para valores na ordem dos 15 m. A acompanhar esta variação da possança da unidade está associada uma variação lateral para corpos sedimentares de possança bem mais reduzida. Assim, no núcleo de pedreiras de agregados que exploraram esta unidade a Oeste de Fátima, já é possível a individualização de bancadas com possança até 1 m e que se caracterizam por granulometrias finas, à semelhança do que foi reportado para os calcários explorados para cal na Área de Pé da Pedreira e dos explorados para agregados industriais diversos em Reguengo do Fetal.

É evidente que em termos de homogeneidade e dimensionamento, estes calcários só apresentam aptidão para a produção de blocos na área de Casal Farto.

C3.3.1.4. Calcários de Moleanos

Esta unidade litostratigráfica do final do Jurássico Médio, Caloviano, aflora em grande extensão ao longo do flanco ocidental da Serra dos Candeeiros, estendendo-se para a Depressão de Alcobaça. Aflora ainda na região de Fátima constituindo uma faixa de forma arqueada que estabelece o contato com os calcários do Jurássico Superior, estando por eles truncada.

De acordo com Azerêdo, 2007, de um modo genérico os Calcários de Moleanos correspondem a *rudstones*, *grainstones* e *packstones oolíticos, bioclásticos, oncolíticos e litoclásticos*, de cor creme clara. Apresentam intercalações de calcários muito fossilíferos (biostromas e lumachelas), bem como de calcários pelmicríticos. A espessura total da unidade rondará os 150 m.

Os Calcários de Moleanos têm sido explorados em diversos locais, nomeadamente nos chamados núcleos de Moleanos e de Ataija, no sopé ocidental da Serra dos Candeeiros, e no núcleo de Moita do Poço, a sul dos anteriores, na vertente daquela Serra. Na região de Fátima, mais propriamente em Boleiros, uma pedreira explora também esta unidade.

Estudos de detalhe realizados no núcleo de Moleanos (Carvalho, 1996), a par com reconhecimentos de campo recentes realizados pelo autor (Figura 227), confirmam as características litológicas atrás apontadas. Confirmam também que a possança total da unidade deverá rondar os 150 m e que os níveis pelmicríticos podem alcançar 30 m de espessura, conforme os dados das sondagens aí realizadas no âmbito daqueles estudos.

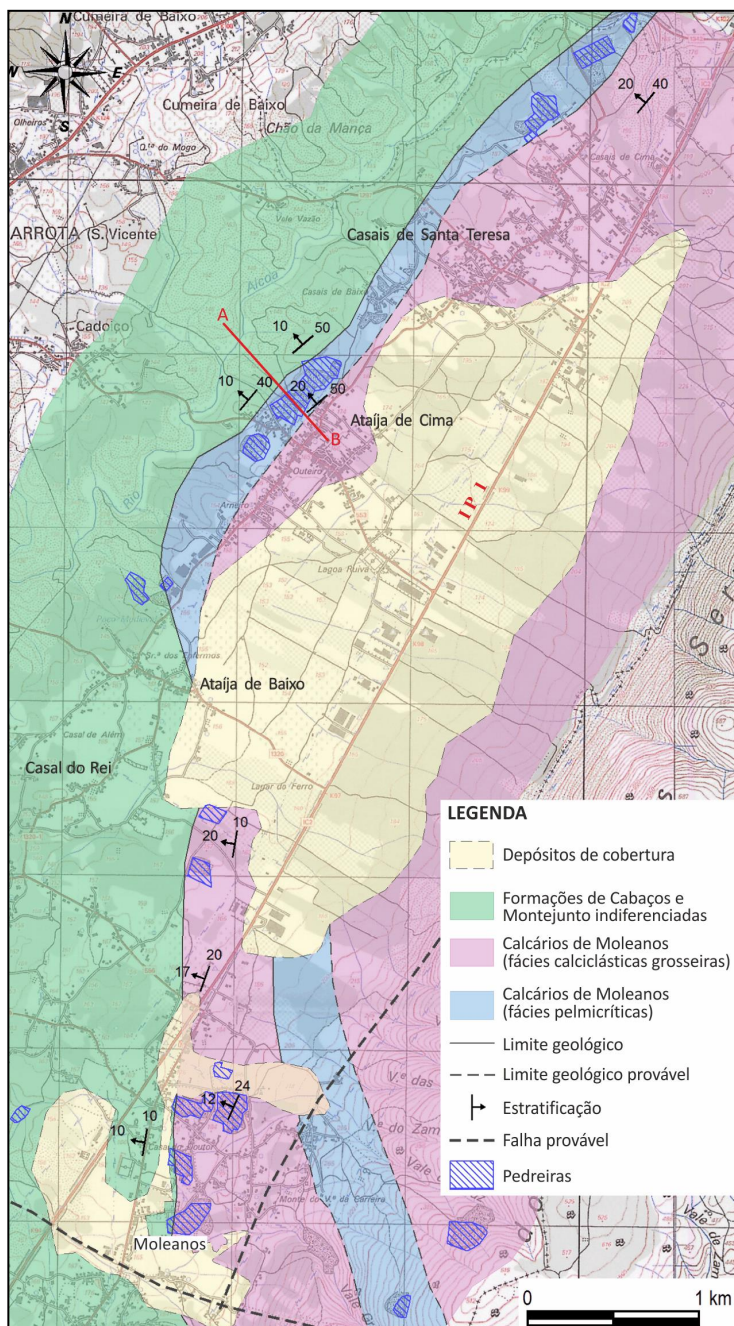


Figura 227- Esboço geológico da área que abrange os núcleos de exploração de Moleanos, Casal do Rei, Ataija e Casais de Sta. Teresa, concelho de Alcobça.

Neste núcleo as bancadas apresentam-se orientadas NNE-SSE com inclinações de 12 a 20° para Oeste. São bastante espessas, podendo atingir 10 m ou mesmo mais. Contudo, apresentam a particularidade de se apresentarem estruturadas internamente por feixes de laminações sedimentares com diferentes orientações e cuja espessura, em geral, não ultrapassa os 2 metros.

O corte final das rochas é geralmente feito ao corrume, ou seja, paralelamente à laminação sedimentar, a fim de evitar o atualmente considerado caráter inestético providenciado pela reduzida uniformidade dos feixes de laminações sedimentares. A variedade comercial típica deste núcleo tem a designação de Vidraço de Moleanos.

O pequeno e recente núcleo de exploração de Casal do Rei está imediatamente a norte do de Moleanos. As fácies aí exploradas são

idênticas, o que era de esperar dada a curta distância entre os dois núcleos e o fato da direção e inclinação das bancadas serem semelhantes.

Os níveis de calcários micríticos que ocorrem nos Calcários de Moleanos revelam, localmente, alguma aptidão ornamental, nomeadamente nos locais em que ocorrem em bancadas com espessuras na ordem de 1,5 m e apresentam homogeneidade textural e cromática. É o caso de algumas pedreiras de pequenas dimensões e atualmente abandonadas, a leste do núcleo de Moleanos (Figura 227). Aí os calcários são finamente calciclásticos, micríticos, com textura *mudstone* a *wackstone* e apresentam cor creme a castanho claro. Por vezes surgem, de modo disperso no interior das bancadas, fragmentos

fósseis de dimensões centimétricas, o que lhes retira a homogeneidade textural e, conseqüentemente, a aptidão ornamental. Também o fato da maioria das bancadas apresentar valores de possança inferiores a 1 m terá concorrido para o abandono das explorações.

Relativamente ao núcleo de Ataíja, ele compreende, na realidade, 2 pequenos núcleos: o de Ataíja de Cima e o de Casais de Sta. Teresa. Conforme a Figura 227 evidencia, as rochas aqui exploradas estão imediatamente subjacentes às do Jurássico Superior, tal como no núcleo de Moleanos. Contudo, os calcários explorados em Ataíja correspondem a níveis litológicos mais recentes que os explorados em Moleanos, pois a truncatura do Jurássico Superior foi menos profunda que nesta última localidade.

As rochas exploradas em Ataíja são bem distintas das exploradas em Moleanos e também é distinta a sua orientação: NE-SW com pendores de 20° para NW. Correspondem a pelmicrites mais ou menos bioclásticas, bastante compactas (*wackstones* a *packstones*) e texturalmente bastante uniformes. Quanto à cor, esta é variável de banco para banco e por vezes, dentro do mesmo banco. Contudo, maioritariamente, os tons são claros, cremes e cinzentos. A variedade ornamental toma o nome de Vidraço da Ataíja.

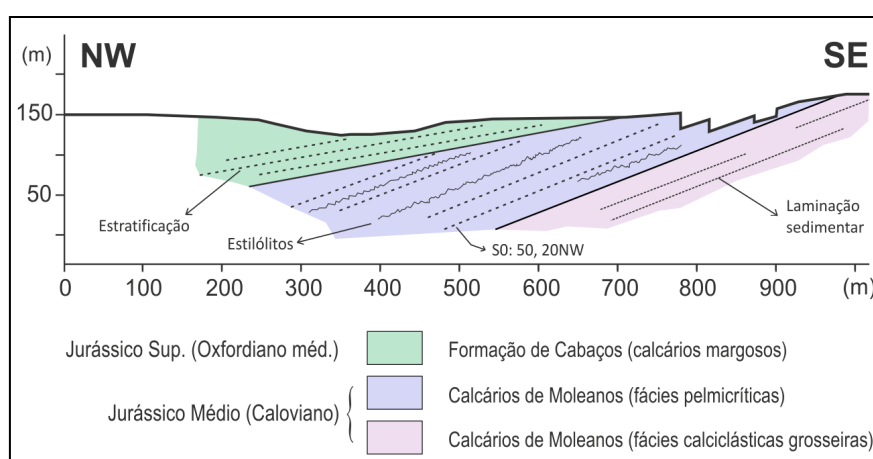


Figura 228- Corte geológico no núcleo de pedreiras de Ataíja (corte A-B representado na Figura 227).

As bancadas apresentam espessuras variáveis desde alguns decímetros até 1,5 m, raramente ultrapassando este valor. Em Casais de Sta. Teresa os valores da espessura comercial dos bancos são menores, pois estão afetados por abundantes planos estilólíticos.

O reconhecimento geológico que permitiu a aquisição dos dados anteriores também permitiu interpretar que os recursos nesta variedade ornamental não são avultados. Conforme o corte geológico da Figura 228 demonstra, os calcários produtores estão enquadrados superiormente pelos da Formação de Cabaços, a qual em alguns pontos já é alvo de remoção para possibilitar o acesso aos anteriores. Inferiormente estão limitados pelas fácies calciclásticas grosseiras correspondentes à variedade Vidraço de Moleanos.

Os dados apresentados permitem apontar toda a área de afloramento dos Calcários de Moleanos no sopé da região norte da Serra dos Candeeiros como sendo uma área potencial. Contudo, há que levar em conta que esta unidade está maioritariamente coberta pela chamada formação detritica e de *terra rossa* do MCE. Esta unidade pode alcançar espessuras elevadas e, portanto, condicionar a abertura de pedreiras.

No que respeita ao núcleo de Moita do Poço (Figura 229), na vertente ocidental da região sul da Serra dos Candeeiros, as fácies exploradas correspondem à base da unidade Calcários de Moleanos. São

semelhantes às que ocorrem no núcleo de Moleanos, embora de granulometria tendencialmente mais fina, razão pela qual são comercializados sob a designação geral de Semi Rijo. É também comum a ocorrência de macrofósseis (algas, corais e esponjas) de modo isolado ou em níveis de espessura decimétrica.

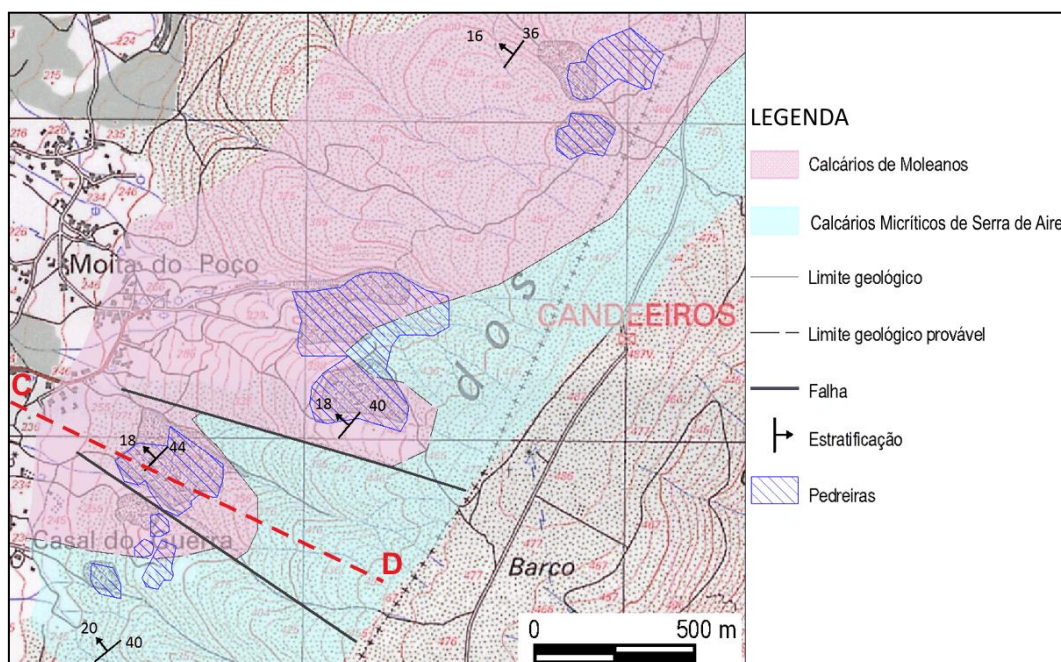


Figura 229- Esboço geológico do núcleo de Moita do Poço, concelho de Alcobaça, em que a irregularidade do traçado do contato entre as duas unidades litostratigráficas é devida à ocorrência de falhas.

As bancadas estão orientadas regularmente segundo NE-SW, com pendores a rondar os 18° para NW. Esta região está afetada por falhas normais de orientação geral WNW-ESE que, embora com pequenos rejeitos, condicionam a disposição espacial das bancadas em degraus, sendo responsáveis pela irregularidade do contato entre os Calcários de Moleanos e os Calcários Micríticos de Serra de Aire subjacentes.

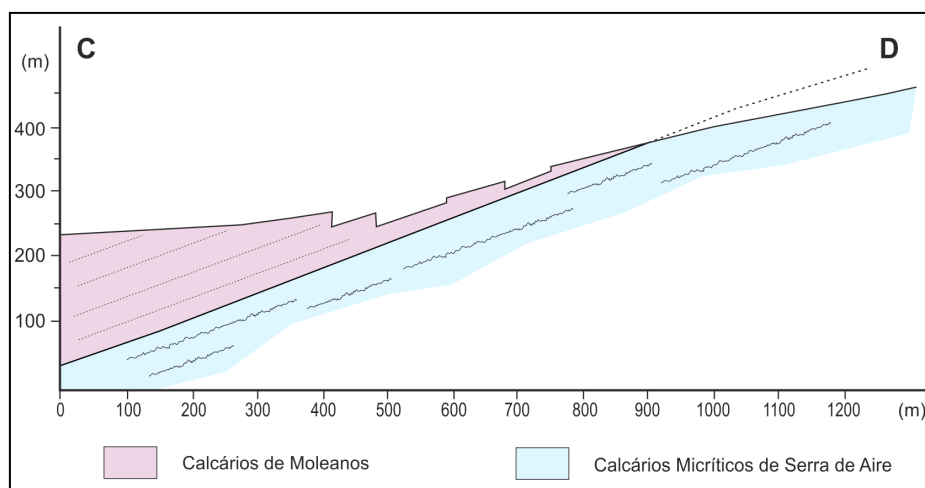


Figura 230- Corte geológico no núcleo de pedreiras de Moita do Poço.

Em função dos critérios de homogeneidade litológica e volumetria, também para a região sul da Serra dos Candeeiros é possível demarcar uma área potencial para a exploração de blocos, coincidente com a área de afloramento dos Calcários de Moleanos. Estará limitada, para Oeste, pela sobreposição das litologias do Jurássico Superior que não cumprem aqueles requisitos. A volumetria disponível estará também limitada em profundidade, como o corte geológico da Figura 230 pretende demonstrar.

Portanto, a potencialidade refere-se, sobretudo à extensão da área de afloramento da unidade no sentido do declive das bancadas e segundo a sua direção.

Relativamente à faixa de Calcários de Moleanos na região de Fátima, mantêm-se as características genéricas que têm vindo a ser apontadas para esta unidade. Está limitada superiormente pela truncatura mais ou menos profunda correspondente à discordância angular com o Jurássico Superior e as bancadas acompanham o andamento geral da estrutura nesta região com pendores a rondar os 15° para NE ou N. De acordo com Duarte *et al.*, 2010, referente a estudos detalhados sobre a única pedreira existente em Boleiros, as bancadas não alcançam mais que 2 m, mas permitem a obtenção de blocos de grande dimensão. Assim, também esta faixa de afloramentos pode ser considerada como uma área potencial.

C3.3.1.5. Formação de Montejunto

A Formação de Montejunto ocupa largas extensões de afloramento no MCE, muitas vezes indiferenciada da Formação de Cabaços. De acordo com as descrições apresentadas em Manuppella *et al.*, 2000, esta formação é genericamente constituída por bancadas decimétricas de calcários micríticos mais ou menos margosos, por vezes oolíticos, pelódicos ou intraclásticos. Localmente são ricos em bioclastos, ocorrendo mesmo níveis de lumachelas. A sua cor varia do cinzento ao creme.

O seu aproveitamento económico para a produção de blocos de calcários ornamentais ocorre apenas em algumas pedreiras isoladas e de pequenas dimensões na Depressão de Alcobaça e, sobretudo, num núcleo de exploração imediatamente a sul da povoação de Pé da Pedreira (Figura 221).

Nesse núcleo as pedreiras situam-se no encosto com um filão dolerítico com direção WNW-ESE e que inclina 70° para SSW – o Filão de Vale do Porco. As litologias aí em exploração correspondem a *packstones* pelódicos, mais ou menos ricos em oóides, oncóides e bioclastos que alternam com *mudstones* e *wackstones*. Comumente, a interface entre diferentes bancadas é rica em material argilo-carbonoso, o mesmo podendo ocorrer no interior das bancadas, conferindo um aspeto nodular aos calcários. Devido à proximidade ao filão, estes calcários apresentam-se endurecidos, o que deverá ter correspondência com ligeira recristalização (Carvalho, 1997c).

No que respeita à cor, as bancadas próximas do filão apresentam-se cinzentas escuras, azuladas. Com o afastamento ao filão essa cor vai-se esbatendo para tons cinzentos menos escuros e castanhos-claros. Do mesmo modo, vai desaparecendo o carácter endurecido.

A orientação das bancadas está nitidamente controlada pelo filão. Estão-lhe paralelas e com inclinações na ordem de 40° para sul. Contudo, com o aumento da distância ao filão, esses valores baixam para 10°, o que é indicativo de que os valores mais elevados correspondem a dobramento de arraste por movimentação normal.

A variedade ornamental proveniente desta região tem a designação de Azul de Valverde. O corte é feito ao corrume a fim de manter homogeneidade textural, para a qual contribui, à vista desarmada, a cor escura da rocha. Quanto à espessura, as bancadas apresentam valores diversos, predominando junto ao filão os termos mais possantes, à volta de 2 m. Já quanto à espessura da unidade produtiva, ou seja, a Formação de Montejunto, ela não é conhecida neste local pois está controlada por falhas. Como referido em capítulos anteriores, sondagens para prospeção de carvão realizadas a cerca de 4

km, na zona de Valverde, cortaram até 700 m desta Formação. Porém, aí há um nítido controle tectónico da sedimentação em subsidência.

Embora a espessura da unidade produtiva possa ser bastante elevada, na realidade, sendo a Formação de Montejunto muito variável em termos da diversidade das fácies carbonatadas, quando olhadas do ponto de vista textural, e em termos da espessura das bancadas, o que se mostra relevante é determinar os locais de ocorrência de bancadas espessas; mas esses são desconhecidos.

Perante a elevada procura comercial da variedade Azul de Valverde que conduziu a um rápido aprofundar das explorações no encosto com a estrutura filoniana e conseqüentes dificuldades no processo extrativo, começaram a ser introduzidos com sucesso no mercado as rochas mais afastadas do filão. Ou seja, as mesmas bancadas mas sem o caráter endurecido e com tons cinzentos menos escuros. Isso levou a um alargamento da zona de exploração que antes estava limitada a uma faixa com cerca de 50 m de largura a muro do filão. Face a estes dados, apenas é possível demarcar uma área potencial centrada no Filão de Vale do Porco e cuja largura não excede a do núcleo de exploração atualmente aí existente.

C3.3.1.6. Restantes unidades litostratigráficas do MCE

As restantes unidades litostratigráficas do MCE não denotam potencialidades para a produção de blocos. A principal razão prende-se com o fato das bancadas que as constituem não apresentarem espessuras elevadas, estando, na maior parte dos casos, desligadas mecanicamente das bancadas adjacentes. Estes aspetos são particularmente evidentes para a Formação de Cabaços e, localmente, para as formações de Chão de Pias (membro Vale da Serra) e de Barranco do Zambujal, de tal modo que em casos extremos são exploradas para a produção de laje.

No caso do membro Dolomitos de Furadouro da Formação Chão de Pias ocorrem, pelo menos localmente, bancadas com espessura a rondar 1,5 m. Contudo, a sua natureza dolomítica condiciona a sua aptidão ornamental, pois essas litologias apresentam-se bastante cavernosas. São, no entanto, exploradas localmente e de modo artesanal, rochas soltas desta unidade e comercializadas como "pedra rústica". É utilizada sobretudo para a decoração de jardins.

As formações de Fórnea e de Alcobaça, são constituídas por alternâncias de bancadas pouco espessas de calcários mais ou menos margosos e argilitos. A Formação de Lourinhã é essencialmente areno-argilosa e, do mesmo modo, a natureza essencialmente detrítica e mal consolidada das rochas pós-Jurássico, impede o seu aproveitamento para a produção de blocos

C3.3.2. Síntese dos resultados quanto aos critérios Dimensionamento e Homogeneidade

Por intermédio de cartografia geológica ou da inspeção dos critérios de aptidão para rochas ornamentais das unidades litológicas do MCE a diferentes escalas, obtiveram-se resultados quanto às características dessas unidades em termos da homogeneidade cromática e textural, da possança dessas unidades e dos estratos sedimentares que as constituem e em termos da sua disposição estrutural. Esses resultados constituem critérios de decisão quanto à aptidão ornamental dessas unidades, permitindo a demarcação das Áreas Potenciais que constam do mapa da Figura 231. Contudo, essa

demarcação não pode ser considerada definitiva porque está condicionada pelo modo e intensidade com que essas unidades estão fraturadas. Por outro lado, fatores como a topografia ou como a acessibilidade ao território decorrente do planeamento territorial em vigor, não foram tomados em consideração porque constituem fatores extrínsecos às características geológicas das unidades.

a) Áreas Potenciais provisórias de Moleanos e de Moita do Poço.

Estas duas áreas reportam-se a litologias da unidade litoestratigráfica Calcários de Moleanos que datam do Caloviano. O potencial refere-se fundamentalmente a calcários biolitolásticos, mais ou menos ricos em pelóides e oóides de granulometria fina a grosseira, tal como os explorados em blocos de grandes dimensões nos núcleos de Moleanos, Casal do Rei e Moita do Poço. São comercializados sob as designações de Vidraço de Moleanos e Semi-Rijo. O potencial refere-se ainda a calcários micríticos, por vezes abundantemente pelóidicos, tal como os explorados no núcleo de Ataíja em blocos de menores dimensões, condicionados pela espessura das bancadas. Estes são comercializados como Vidraço de Ataíja. Ambas as áreas alargam-se um pouco para os afloramentos do Jurássico Superior a fim de possibilitar a exploração dos calcários ornamentais subjacentes, por remoção dos primeiros ou mesmo por intermédio de exploração subterrânea.

b) Área Potencial provisória de Salgueiras

A Área Potencial de Salgueiras pouco maior é que o núcleo de exploração que aí se desenvolve e onde se exploram blocos de grandes dimensões de calcários oolíticos, pelóidicos, mais ou menos biolitolásticos e de granulometria tendencialmente fina. São comercializados sob a designação Semi Rijo das Salgueiras (ou do Arrimal). Corresponde à totalidade da área de afloramento da unidade Calcários de Pé da Pedreira neste local, a qual data do Batoniano superior.

c) Área Potencial provisória de Cabeça Veada

A Área Potencial de Cabeça Veada abrange a totalidade da unidade Calcários de Pé da Pedreira que aí aflora numa estreita faixa orientada aproximadamente N-S. Dada a reduzida largura desta faixa potencial e a elevada inclinação que as bancadas apresentam, as potencialidades para a exploração a cotas próximas da superfície não são avultadas. Por essa razão, a área potencial aqui definida abrange os Calcários Micríticos de Serra de Aire sobrejacentes, a fim de possibilitar a eventualidade de explorações subterrâneas.

d) Área Potencial provisória de Pé da Pedreira

Como o próprio nome indica, as potencialidades da área aqui definida referem-se às fácies pelóidicas, biolitolásticas e mais ou menos oolíticas que caracterizam a unidade Calcários de Pé da Pedreira. É aqui explorada com elevado rendimento, em blocos de grandes dimensões, num núcleo cuja dimensão é praticamente idêntica à da área potencial demarcada. Engloba a totalidade dos afloramentos dos Calcários de Pé da Pedreira incluindo, portanto, os explorados para o fabrico de cal. Também engloba os Calcários Micríticos de Serra de Aire que se sobrepõem aos de Pé da Pedreira e cuja remoção permitirá o continuar da exploração destes. Esta área potencial refere-se às variedades Moca Creme e Relvinha.

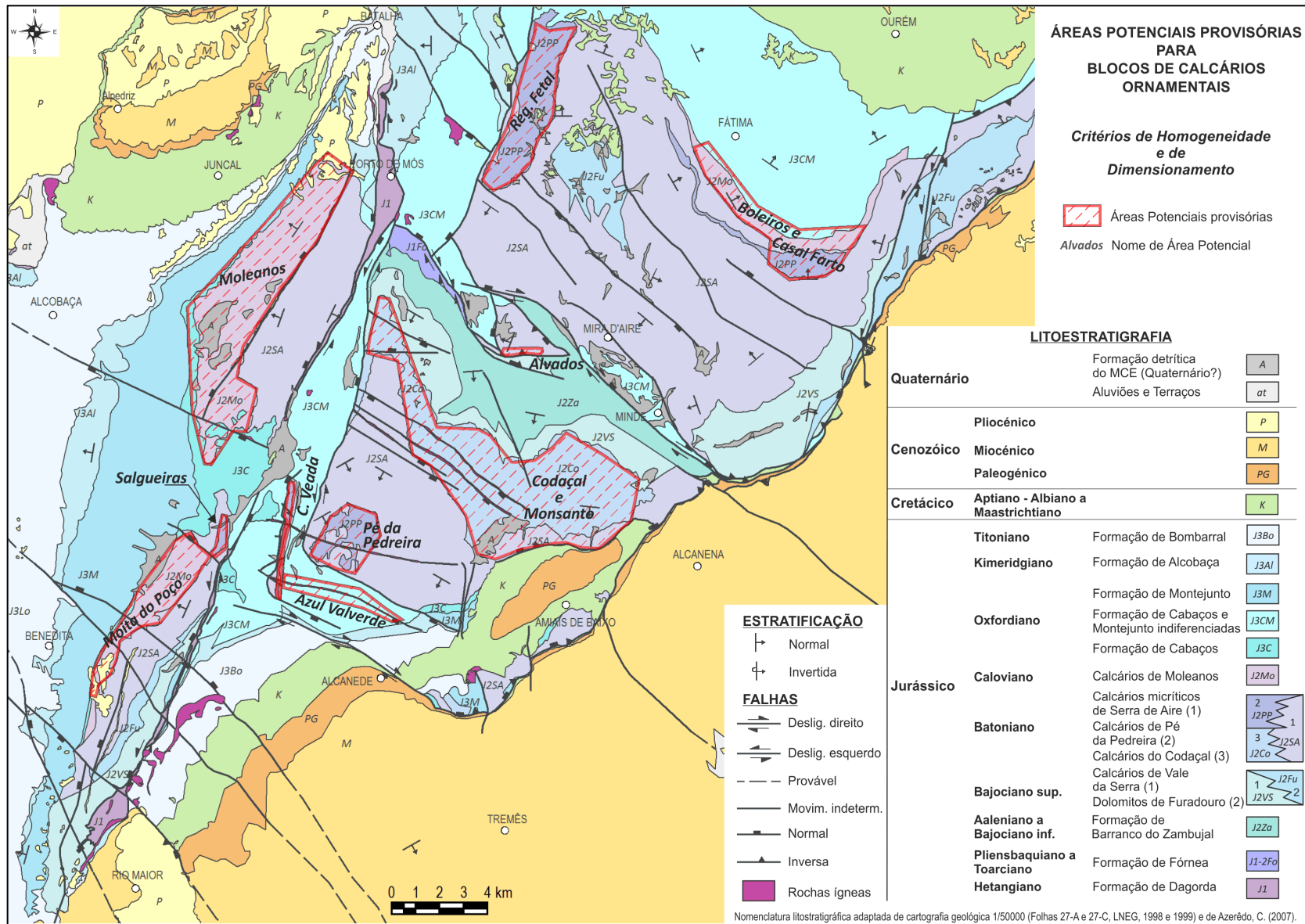


Figura 231- Mapa de Áreas Potenciais provisórias para a produção de blocos de calcários ornamentais no MCE (critérios respeitantes à Homogeneidade e ao Dimensionamento).

e) Área Potencial provisória do Azul de Valverde

Esta área centra-se na estrutura filoniana de Vale do Porco, abrangendo os calcários da Formação de Montejunto (Oxfordiano médio) que aí são explorados ao longo desse filão. A largura da faixa assim definida não teve em conta critérios geológicos mas, unicamente, a área já ocupada por algumas das explorações.

f) Área Potencial provisória de Codaçal e Monsanto

Esta extensa área ocupa grande parte do Planalto de Sto. António. Prolonga-se desde a região do Codaçal, englobando o importante núcleo de pedreiras aí existentes, até à região de Monsanto, tendo o Cavalgamento do Arrife como limite sul. Reporta-se às potencialidades das fácies oolíticas biolitoclásticas da unidade Calcários de Codaçal (Batoniano inferior), incluindo as que se apresentam dedolomitizadas, razão pela qual corresponde à totalidade da área de afloramento daquela unidade. Excetua-se pequena faixa junto à Falha da Mendiga por nítida diminuição de espessura. Esta Área engloba ainda as potencialidades para a produção de calcários de tipo Alpinina por parte da unidade Calcários Micríticos de Serra de Aire, junto ao Cavalgamento do Arrife.

g) Área Potencial provisória de Alvados

Tal como para a região de Monsanto, esta pequena área respeita às potencialidades dos Calcários Micríticos da Serra de Aire (Batoniano) para a produção de calcários da variedade Alpinina, decorrentes da sua tectonização por proximidade à Falha de Sto. António. Engloba o pequeno núcleo de pedreiras que aí se encontra em laboração esporádica, bem como pequenas explorações experimentais desativadas que se distribuem paralelamente ao acidente mencionado.

h) Área Potencial provisória de Reguengo do Fetal

A Área Potencial de Reguengo do Fetal corresponde à totalidade do afloramento da unidade Calcários de Pé da Pedreira a leste da Falha de Reguengo do Fetal. Embora o conhecimento existente sobre esta área não forneça boas indicações quanto à sua aptidão para a produção de blocos, esse conhecimento não está suficientemente aprofundado para suportar a hipótese da sua exclusão como área potencial.

i) Área Potencial provisória de Boleiros e Casal Farto

Esta área reporta-se às potencialidades da faixa de afloramentos da unidade Calcários de Moleanos, a sul de Fátima, e às dos afloramentos da unidade Calcários de Pé da Pedreira com os quais contacta, razão pela qual se considera apenas uma área potencial. Relativamente a ambas as unidades excluem-se as áreas de afloramento em que há uma nítida diminuição da respetiva espessura.

Tal como para situações anteriores, esta área potencial alarga-se ligeiramente para leste de modo a abarcar parte dos afloramentos do Jurássico Superior. A razão prende-se com a possibilidade de explorar os Calcários de Moleanos subjacentes, seja por exploração subterrânea, seja por retirada da "carga".

Concluindo, os resultados obtidos permitiram constatar que as unidades litostratigráficas do MCE com potencial aptidão para a produção de blocos ornamentais configuram duas situações principais. Uma reporta-se aos casos em que essas unidades apenas demonstram aptidão a nível muito local devido a aspetos particulares muito específicos que valorizam comercialmente o litotipo explorado. Incluem-se aqui os Calcários Micríticos da Serra de Aire, relativamente aos núcleos de Alvados e Monsanto, a Formação de Montejunto, relativamente ao núcleo de exploração do Azul de Valverde e os Calcários do Codaçal. Estes últimos apenas no que respeita ao núcleo de Moliana, onde processos de dolomitização e dedolomitização conduziram a uma fácies esteticamente apelativa e escassa, donde muito valorizada comercialmente.

A outra situação respeita ao fato das unidades litostratigráficas que generalizadamente demonstram aptidão ornamental, corresponderem a unidades litostratigráficas formais, nomeadamente os membros de Codaçal, de Pé da Pedreira e de Moleanos. Estas unidades, para além de terem em comum os critérios de aptidão ornamental abordados, também gozam de uma composição e génese semelhante. Em termos genéricos são constituídas por *grainstones* e *rudstones*, biolitoclásticos pelóidicos, mais ou menos em oóides. A granularidade é variável em feixes de laminações sedimentares paralelas e oblíquas. Traduzem ambientes sedimentares de plataforma carbonatada de alta energia. Sendo este um resultado conhecido para o MCE, constitui um importante critério na seleção de alvos regionais para a prospeção de calcários ornamentais noutras regiões.

C3.3.3. Critério Fraturação

A aptidão dos maciços rochosos para a produção de blocos destinados à indústria de rochas ornamentais depende, no que concerne à fraturação que os afeta, da orientação e intensidade das famílias presentes. Por seu turno, essa intensidade traduz-se pelo número de famílias principais e pelo espaçamento e persistência característicos de cada uma.

O estudo da fraturação que afeta ao MCE foi realizado numa perspetiva regional, razão pela qual os dados obtidos em levantamentos de campo não conduziram a resultados concretos e precisos quanto aos parâmetros espaçamento e persistência. Em particular, para os locais de afloramento de bancadas muito espessas, esses resultados são ainda menos precisos pois a metodologia utilizada induziu um enviesamento nos resultados obtidos quanto ao espaçamento (*cf.* B4.3, pág. 352). Assim, tendo em conta que as áreas potenciais antes definidas correspondem a afloramentos de bancadas de elevada espessura, estudos aplicados que visem a definição da aptidão ornamental efetiva dessas áreas deverão suportar-se em dados resultantes de levantamentos de pormenor com aplicação de metodologia que não conduza a enviesamento dos resultados.

Como referido anteriormente (*cf.* C3.2), tendo em conta o carácter regional inerente à definição de Áreas Potenciais para a exploração de blocos para rochas ornamentais no MCE em função do critério Fraturação, a metodologia aplicada baseou-se na orientação e número de famílias de diaclases presentes. Considera-se que as condições mais favoráveis à exploração de blocos correspondem à ocorrência de apenas uma família principal de fraturas ou à ocorrência de duas famílias ortogonais entre si.

Para a análise dessas condições em cada uma das áreas potenciais provisórias definidas no subcapítulo anterior, elaboraram-se os mapas da Figura 232 e da Figura 233, relativos, respetivamente, ao cruzamento com a informação obtida a partir da fotointerpretação e a partir dos dados de campo.

Para além da orientação e número de famílias de diaclases, outros resultados do estudo regional realizado constituem dados auxiliares para a determinação das potencialidades ornamentais. Dos obtidos a partir da interpretação de fotografias aéreas, os que se mostram mais relevantes dizem respeito à densidade de fraturas identificadas e ao modo como se apresentam organizadas espacialmente.

Quanto à densidade de fraturas que afetam as rochas de idade jurássica, concluiu-se que ela não é uniforme e que isso se deve a um ou mais dos seguintes fatores:

- Diferenças de competências entre as litologias. Em litologias de competência semelhante, deve-se à intensidade dos esforços tectónicos e/ou à proximidade a acidentes maiores (*cf.* B2.2.1.2);
- Espessura das bancadas (*cf.* B2.2.1.3);
- Ocorrência de depósitos de cobertura detríticos, mais ou menos espessos e que também preenchem as cavidades cársticas (*cf.* B2.2.1.2);
- Resolução da metodologia de observação. Este aspeto está diretamente associado à ocorrência de zonas "brancas", nas quais as fraturas não são resolúveis devido à grande densidade com que ocorrem (*cf.* B2.1.2.1).

Obviamente, os dois primeiros fatores estão associados às condições que presidiram ou condicionaram a instalação de fraturas, ao passo que os últimos dois estão associados ao método de observação.

No que respeita ao modo como as fraturas estão orientadas e se distribuem, verificou-se que elas estão organizadas em famílias sistemáticas e que a distribuição destas famílias no MCE também não é uniforme, variando de setor para setor (*cf.* B2.2.2.5).

Relativamente aos resultados do levantamento de fraturas em afloramentos, eles confirmam que as fraturas se apresentam organizadas em famílias sistemáticas cuja distribuição não é uniforme no MCE, o que permitiu uma subdivisão deste maciço em domínios de igual padrão de diaclasamento (*cf.* B3.4.1). Permitiram também o estabelecimento de relações de persistência, de antiguidade e de representatividade entre essas famílias, as quais, tendencialmente, se mostram organizadas em sistemas ortogonais de fraturação.

Os dados de campo permitiram ainda verificar que as diaclases reativadas em cisalhamento são as que apresentam maiores aberturas, alcançando valores superiores a 1 m, e também maiores persistências (*cf.* B3.2.3), confirmando que as fraturas observadas em fotografia aérea correspondem a diaclases reativadas (*cf.* B2.2.1.4).

Ainda relativamente aos dados de campo e tal como mencionado atrás, a metodologia empregue não se mostrou adequada à determinação dos espaçamentos característicos das famílias principais em bancadas de espessura elevada. Os resultados, enviados por obtidos nos locais de maior frequência de diaclases, mostram tendência para 2 ordens de espaçamento: valores bastante reduzidos, até 1 ou 2 m, e espaçamentos largos, entre 3 a 6 m (*cf.* B4.2). Porém, abstraindo-se esse enviesamento, pode-se afirmar, empiricamente, que os espaçamentos típicos rondam os 3 m.

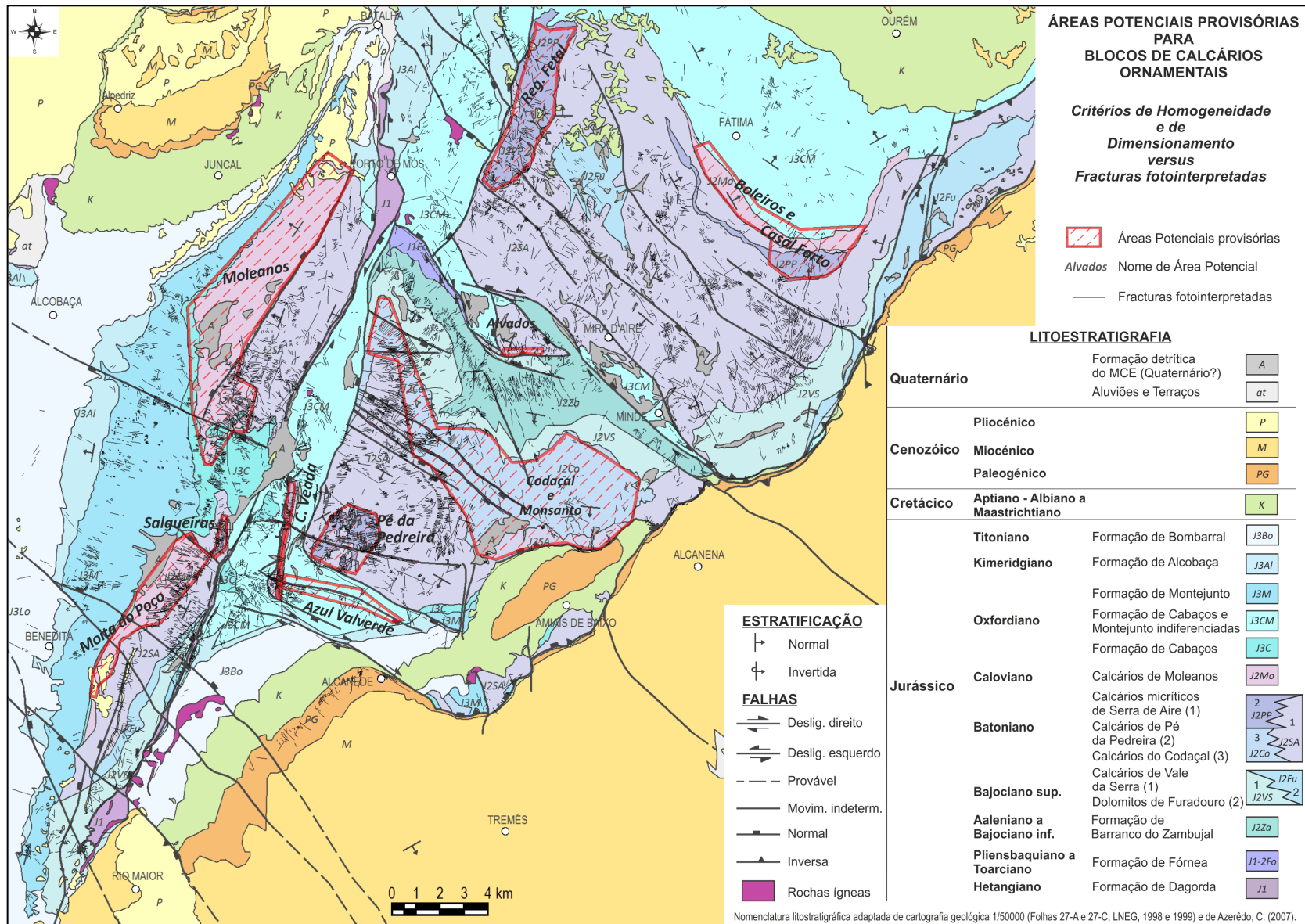


Figura 232- Áreas Potenciais (critérios Homogeneidade e Dimensionamento) versus fraturas fotointerpretadas.

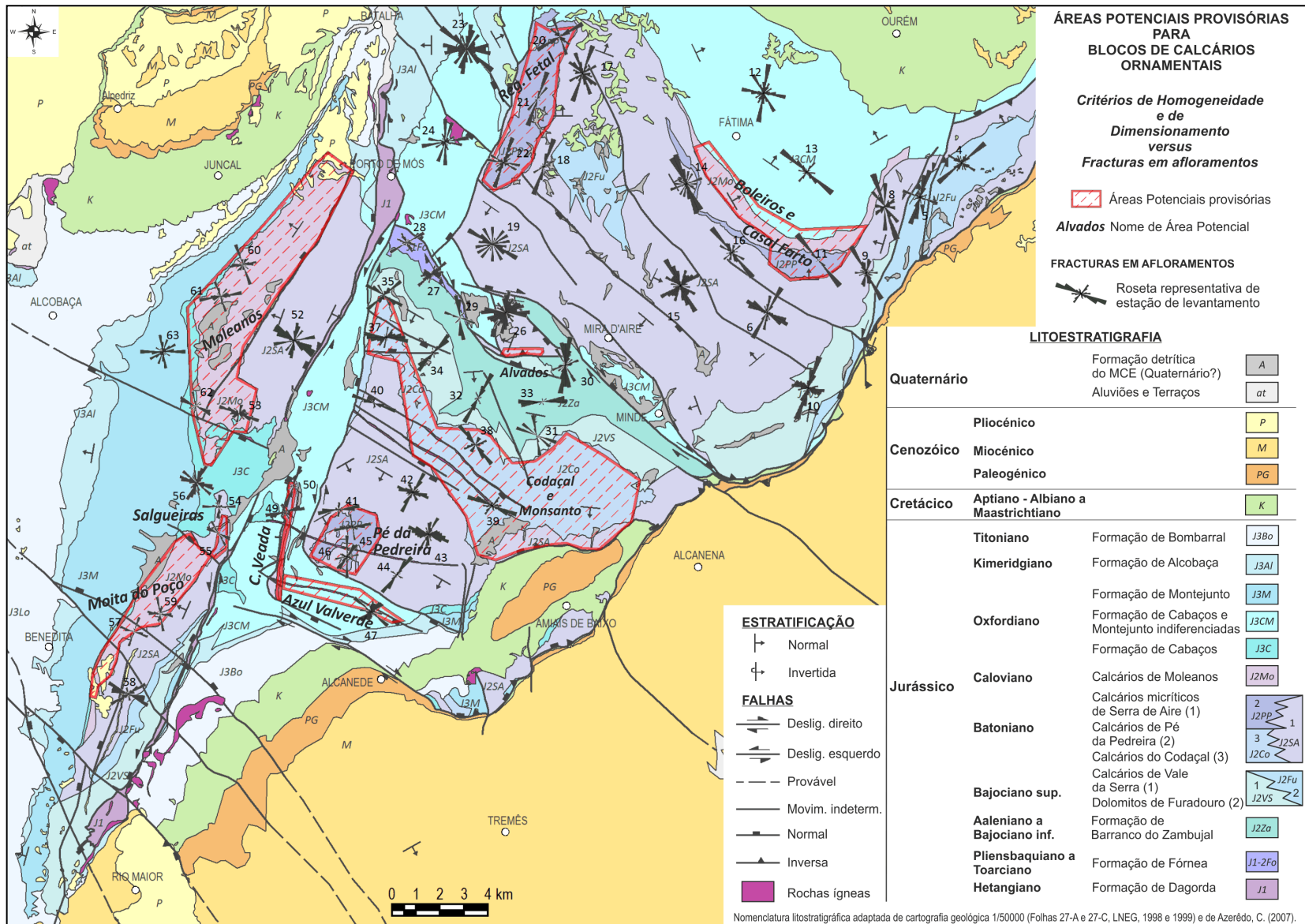


Figura 233- Áreas Potenciais (critérios Homogeneidade e Dimensionamento) versus fraturação em afloramentos.

C3.3.3.1. Área Potencial de Moleanos

Através da observação do mapa da Figura 232, ressalta de imediato para esta área a ausência de estruturas fotointerpretadas. Excetua-se unicamente a região a leste da Falha dos Candeeiros. Porém e como discutido no capítulo correspondente ao estudo da fraturação em fotografia aérea, isso não é equivalente à ausência de fraturas (cf. B2.2.1.4). Tal como a grande mancha de depósitos de cobertura que aí está cartografada indicia (Figura 227), a parte desta área potencial correspondente ao sopé da Serra dos Candeeiros está, na realidade, quase totalmente coberta por esse tipo de depósitos terrígenos. Os afloramentos de Calcários de Moleanos aí existentes, embora por vezes de grandes dimensões, surgem isolados. A fotografia aérea não apresenta resolução suficiente para detetar as fraturas que os afetam. Já na parte desta área potencial que se situa em plena Serra dos Candeeiros, foi detetada uma grande abundância de fraturas muito persistentes e orientadas segundo WNW-ESE, paralelamente à Falha de Moleanos que se desenvolve nessa região (Figura 232). Na realidade, tomando também em atenção a Figura 125, imagens disponibilizadas em *Google Earth*, permitem verificar a existência de um sistema ortogonal muito penetrativo constituído pelas famílias WNW-ESE e NNE-SSW, para além de outras direções de fraturação.

Quanto aos dados de campo, eles confirmam que as rochas no sopé da Serra dos Candeeiros estão fraturadas (Figura 233) e que essas fraturas correspondem a diaclases ou diaclases reativadas. Na realidade, esta natureza é confirmada pelos dados de campo para todas as áreas que de seguida se analisarão.

Nas pedreiras de Casais de Sta. Teresa e de Atáija (Figura 221) as diaclases estão orientadas segundo 3 direções preferenciais (Figura 233, estações 60 e 61, respetivamente): um sistema ortogonal constituído pelas famílias NNW-SSE e WSW-ENE e uma terceira família, secundária, orientada segundo NE-SW, paralelamente à direção das bancadas. À partida, a existência de mais que duas famílias principais é um fator limitador da potencialidade para a produção de blocos. Esta diversidade de orientações justifica o baixo rendimento destes núcleos, o qual se traduz por grandes escombrelas de blocos volumosos que não foram aproveitados por apresentarem pequenas fraturas oblíquas às suas faces. Traduz-se, ainda, pelo aspeto desordenado e bastante fraturado das frentes de exploração, em particular no núcleo de Casais de Sta. Teresa (Figura 234). Por seu turno, esse baixo rendimento justifica a atividade intermitente que tem caracterizado este núcleo de exploração e a reduzida dimensão das pedreiras.

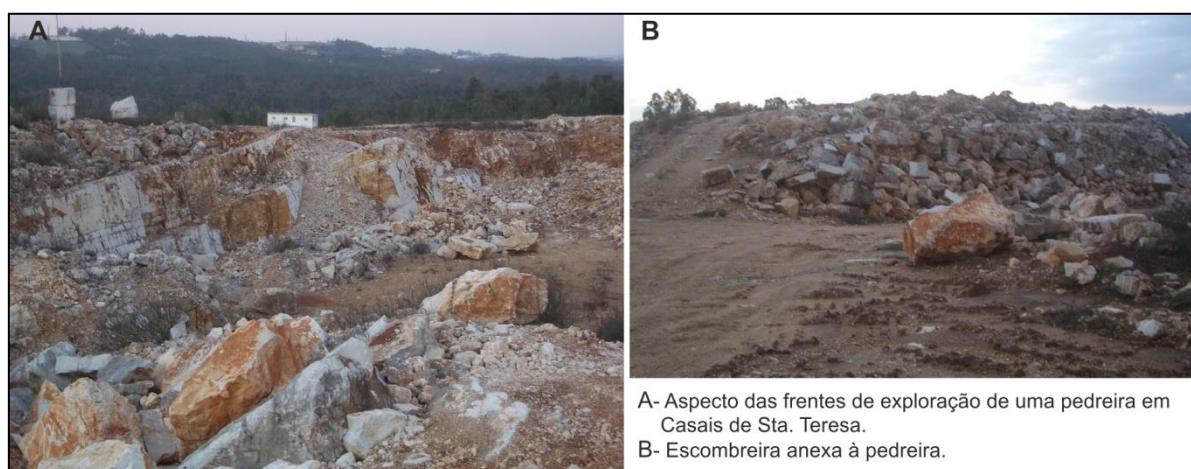


Figura 234- Pedreira e escombreira no núcleo de exploração de Casais de Sta. Teresa (Atáija).

No núcleo de Ataíja o rendimento das explorações é ligeiramente superior. A forte procura desta variedade ornamental conduziu a um grande desenvolvimento das pedreiras cujas respetivas frentes de desmonte se apresentam bem delineadas (Figura 235). Tal deverá estar relacionado com o fato da família de fraturas NE-SW estar muito mal representada, conforme observável no respetivo diagrama de rosa (Figura 233, estações 61).



Figura 235- Vista parcial das pedreiras no núcleo de Ataíja.

Assim, no que respeita à aptidão ornamental desta região abrangida pelos núcleos de Ataíja e Casais de Sta. Teresa, na ausência de outros dados que permitam avaliar a extensão espacial da ocorrência conjunta das várias famílias de diaclases que caracterizam as pedreiras de Casais de Sta. Teresa, admite-se que fora deste núcleo prevaleçam apenas as duas famílias principais de diaclasamento. Dada a reduzida dimensão da área de afloramentos que integram esse núcleo, não se justifica o pormenor de a excluir da área potencial definitiva para esta região que se apresenta na Figura 237.

Ainda nos afloramentos no sopé da Serra dos Candeeiros, à medida que aumenta a proximidade à Falha de Moleanos, verifica-se que as rochas passam a estar afetadas unicamente por duas famílias principais de fraturas: mantém-se a família NNW-SSE e, no lugar da família WSW-ENE, surge a WNW-ESE, paralela à falha referida (Figura 233). Este é o sistema de fraturas típico das pedreiras do núcleo de Moleanos e admite-se que caracterize a área envolvente. O fato destas duas famílias principais não serem ortogonais entre si é, à partida, um fator limitador da aptidão ornamental. Contudo, a existência deste importante núcleo de exploração demonstra que essa aptidão existe. Admite-se que o constrangimento decorrente da obliquidade entre as duas principais famílias de fraturação seja compensado por espaçamentos elevados entre elas e pela menor persistência da família NNW-SSE que tendencialmente termina na WNW-ESE que é mais antiga, conforme determinado em B3.3.1.

Nos afloramentos de Calcários de Moleanos para leste da Falha dos Candeeiros, os dados de campo (Figura 233) confirmam as observações feitas em fotografia aérea e através da aplicação *Google Earth* (Figura 125), ou seja, predomínio da família WNW-ESE a que está associada uma outra também bastante frequente, NNE-SSW, constituindo um sistema ortogonal. Neste pequeno setor da área potencial provisória de Moleanos, verifica-se que há uma forte dispersão de orientações em torno do

sistema anterior, ganhando mesmo algum relevo as diaclases orientadas NE-SW, maioritariamente constituídas por veios de calcite, e as orientadas WSW-ENE (Figura 233, Estação 53). Estes fatos levam a excluir este setor da Área Potencial de Moleanos que se considerará em definitivo, mesmo tendo em conta que nele existe uma pedreira de blocos de grandes dimensões. Contudo, essa pedreira encerrou recentemente a sua atividade e, segundo informações recolhidas no local, junto do proprietário da pedreira, esse encerramento deu-se, precisamente, devido ao fato da variabilidade direcional das fraturas que aí ocorrem conduzir a baixo rendimento de exploração.

C3.3.3.2. Área Potencial de Moita do Poço

Neste setor a fraturação com características mais persistentes está orientada em torno de E-W, conforme evidenciado pelas observações em fotografia aérea (Figura 232). Ocorre de modo muito denso e compreende duas famílias principais: uma segundo WNW-ESE (a NW-SE, junto a falha assim orientada no extremo norte da área potencial) e outra segundo WSW-ENE. As regiões meridionais desta área potencial já se situam para ocidente da Falha dos Candeeiros, no sopé da serra, à semelhança da área de Moleanos. Tal como nesta, a unidade Calcários de Moleanos aflora de modo disperso, estando coberta por depósitos detríticos que aqui estão datados do Pliocénico, sendo essa a razão para a não identificação de fraturas em fotografia aérea.

As duas estações de amostragem realizadas nesta área confirmam os dados da fotografia aérea no que respeita à família WNW-ESE (Figura 233, estações 57 e 59). Trata-se da família mais frequente e mais persistente. Não confirmam a família WSW-ENE como uma direção de fraturação principal, o que demonstra que a sua representatividade ao nível da fotografia aérea está associada unicamente à sua elevada persistência.

Em ambas as estações verifica-se que à família WNW-ESE está associada uma outra orientada NNE-SSW, constituindo um sistema ortogonal. Verifica-se também uma outra família estatisticamente relevante que se apresenta orientada NNW-SSE.

A existência de 3 principais famílias de fraturas nesta área será, por princípio, um aspeto condicionador das suas potencialidades para a exploração de blocos. Contudo, conforme apresentado em B3.3.2, o relevo estatístico da família orientada NNW-SSE resulta da sua elevada frequência em apenas alguns dos pontos de amostragem, estando mal representada na maioria dos restantes. Assim, o que prevalece para esta região é a existência de um sistema ortogonal constituído pela família orientada segundo WNW-ESE e por *cross joints* NNE-SSW, a que localmente se associam clusters constituídos por diaclases da família NNW-SSE. Como o carácter regional que presidiu ao estudo da fraturação não permite discernir as áreas de ocorrência desses clusters, esta área de Moita do Poço passa definitivamente a área potencial para a exploração de calcários para blocos.

C3.3.3.3. Área Potencial de Salgueiras

Esta área tem dimensões muito reduzidas, estando quase totalmente afeta à indústria de blocos (Figura 221), pelo que a sua potencialidade está, à partida, definida. A fotointerpretação mostra que está densamente fraturada segundo NNW-SSE a NW-SE (Figura 232). Conclui-se, mais uma vez, que a

densidade de fraturação observada em fotografia aérea à escala 1/26000 não é impeditiva da exploração de blocos para rocha ornamental. Os dados de campo (Figura 233) confirmam uma direção principal de fraturação segundo NW-SE, mas já não confirmam fraturas orientadas NNW-SSE, pelo que estas deverão ser raras mas persistentes de modo a serem identificadas em fotografia aérea. Portanto, não condicionarão de modo decisivo a exploração. Porém, os dados de campo mostram a existência de uma outra família principal que se apresenta orientada segundo WNW-ESE. Ao contrário da anterior, deverão ser abundantes mas pouco persistentes.

Assim, a exploração de blocos nesta área estará, sobretudo, condicionada pelo espaçamento das famílias NW-SE e WNW-ESE

C3.3.3.4. Área Potencial de Cabeça Veada

Nesta área potencial, onde se integra o núcleo de exploração de Cabeça Veada, a fotografia aérea mostra que nas proximidades desse núcleo a unidade de Calcários de Pé da Pedreira está apenas fraturada segundo WSW-ENE. Pelo contrário, nas regiões mais meridionais, esta área mostra grande densidade de fraturas segundo várias direções, mas prevalecendo as orientadas segundo WNW-ESE, paralelamente a estruturas filonianas que aí ocorrem (Figura 232).

Os dados de campo referem-se unicamente ao núcleo de pedreiras, ou seja, à região mais setentrional desta faixa potencial (Figura 233). Confirmam a direção de fraturação WSW-ENE, com espaçamentos compatíveis com a exploração de blocos. De modo secundário ocorrem diaclases NNW-SSE.

Exclui-se definitivamente desta área potencial a faixa que se desenvolve para sul do núcleo de pedreiras atualmente em laboração (Figura 237). As razões para tal prendem-se com os condicionalismos impostos pela diminuição da extensão lateral da área, pela elevada inclinação das bancadas e pela ocorrência de estruturas filonianas com orientações diversas a que está associada uma elevada densidade de fraturas.

C3.3.3.5. Área Potencial de Pé da Pedreira

A Área Potencial de Pé da Pedreira está quase totalmente ocupada pelo núcleo de exploração de blocos com o mesmo nome e inclui um núcleo de exploração de calcários para o fabrico de cal. Na seção anterior desta tese já foi referido detalhadamente o modo como as rochas aqui aflorantes se apresentam fraturadas, nomeadamente no que respeita à orientação das famílias de fraturas presentes e suas relações de antiguidade (*cf.* B3.3.4.6). Interessa, contudo, uma abordagem em função das possíveis implicações na exploração de blocos de calcário, tendo em vista a sua aplicação a outras regiões.

A fotografia aérea mostra uma densa rede de fraturas bastante persistentes, acerca das quais já se concluiu corresponderem a diaclases reativadas. Também já se concluiu que à escala das fotografias aéreas utilizadas, a densidade de fraturas que aqui se verifica é compatível com a obtenção de blocos ornamentais. Essa rede de fraturas deve-se a um sistema ortogonal constituído pelas famílias WSW-ENE e NNW-SSE, a que se junta uma terceira família orientada WNW-ESE. Contudo, esta terceira

família ocorre sobretudo nas imediações de um filão dolerítico que atravessa a área segundo a mesma direção (Figura 131 e Figura 192) – o Filão de Valverde.

Para a região a norte do filão de Pé da Pedreira, os levantamentos de campo confirmam, de modo muito evidente, os dados da fotografia aérea (Figura 233, Estação 45). Os calcários que têm vindo a ser explorados para blocos estão afetados, basicamente, por duas famílias de fraturas ortogonais entre si: a já mencionada família WSW-ENE, paralela à direção das bancadas e que, para além de ser a mais frequente, é a mais persistente, e a família NNW-SSE que, quando sem evidências de reativação, termina de encontro à família anterior (cf. B3.3.4.6).

De modo muito secundário, e por isso mesmo não evidenciado na roseta respeitante à Estação 45, surge um sistema ortogonal constituído pelas famílias WNW-ESE e NNE-SSW, em que a primeira é a mais persistente e frequente. Ocorre sobretudo nas imediações do Filão de Pé da Pedreira e nas regiões mais orientais desta área potencial. Nas pedreiras, consoante a sua localização, o desmonte toma partido de um destes sistemas ortogonais de fraturas.

Tomando ainda em consideração a Figura 233, a roseta que nela consta a sul do Filão de Pé da Pedreira (Estação 46), não representa unicamente as fraturas que afetam os calcários explorados para fins ornamentais. Representa também os subjacentes explorados para cal onde prevalecem duas novas direções de fraturas: uma aproximadamente N-S e outra NE-SW representada por veios de calcite. Os calcários ornamentais estão unicamente afetados por fraturas WNW-ESE.

C3.3.3.6. Área Potencial do Azul de Valverde

Nesta área são escassas as fraturas identificadas em fotografia aérea. Contudo, nos levantamentos de campo não se verificou nenhuma diferença assinalável com outras áreas no que respeita à densidade de fraturação. As razões que estão na base dessa escassez prendem-se com a espessura não muito elevada das bancadas da Formação de Montejunto que são exploradas nesta região e pela existência de níveis litológicos incompetentes. Estes fatos são bastante limitativos da persistência das fraturas, razão pela qual não foram detetadas na fotografia aérea (cf. B2.2.1.2). Por outro lado, a abundância de fraturas que se verifica no extremo ocidental desta área, deve-se ao fato da maioria ter sido reativada em cisalhamento, donde a sua maior persistência.

Os dados de campo revelam a existência de dois sistemas ortogonais de fraturas a afetar estas rochas. Um constituído pelas famílias NW-SE (a mais frequente e mais persistente) e NE-SW. Outro, secundário, é constituído pela família WNW-ESE, paralela ao filão e que se mostra mais persistente e frequente que a família ortogonal NNE-SSW.

A existência destes dois sistemas de fraturas e o fato das bancadas não apresentarem espessuras muito elevadas, justificariam a não consideração desta área como potencial. Contudo, não se exclui devido às especificidades cromáticas da rocha em causa. O seu elevado valor comercial justifica os baixos rendimentos de exploração decorrentes dos fatos atrás mencionados.

C3.3.3.7. Área Potencial de Codaçal e Monsanto

Esta área muito extensa está mal caracterizada do ponto de vista da fraturação, tanto por intermédio de fotografias aéreas, como por levantamentos de campo.

A fotointerpretação permite distinguir duas regiões (Figura 232): uma região setentrional, centrada nas proximidades do núcleo de exploração do Codaçal, em que foi identificada uma rede mais ou menos densa de fraturas, e uma região central-meridional em que as fraturas são escassas.

Na região do Codaçal ocorrem duas famílias persistentes orientadas segundo NE-SW e E-W. Esta última está muito localizada às proximidades de uma falha com a mesma direção. Mais a sul os Calcários do Codaçal são atravessados por filões doleríticos NW-SE. Aí voltam a apresentar-se fraturados segundo E-W e também de modo paralelo a esses filões.

Os dados de campo referem-se maioritariamente ao núcleo de pedreiras do Codaçal (Figura 233). Confirmam uma aglomeração das de tendência E-W junto de acidente com a mesma orientação e colocam em evidência a ocorrência generalizada de diaclases WNW-ESE. Estas, por sua vez, também são mais frequentes junto a acidentes subparalelos. As diaclases reativadas segundo NE-SW observadas em fotografia aérea têm correspondência com uma família secundária nos dados de campo. Assim, para esta região setentrional que engloba o núcleo do Codaçal, conclui-se que o fato de existirem 3 direções de fraturação oblíquas entre si não é impeditivo da exploração, e que isso se deve ao fato dos menores espaçamentos verificarem em zonas bem localizadas.

No núcleo de pedreiras onde se exploram as fácies dolomitizadas dos Calcários do Codaçal, o diaclasamento é dominado por uma única família principal orientada NW-SE.

Na região central e meridional da área provisória definida, as razões que estão na base da escassez de fraturas fotointerpretadas são as mesmas que se verificam na Área de Moleanos: a existência de depósitos detríticos que preenchem o carso e cobrem, em grande parte, as rochas calcárias. Por essa mesma razão, não foi possível a execução de levantamentos de campo de fraturas segundo a metodologia adotada. Admite-se que esta região esteja afetada por um sistema de fraturas constituído por uma família principal orientada WNW-ESE e uma secundária segundo NNE-SSW. Muito provavelmente também estará fortemente afetada por uma família NNW-SSE, na continuação do que se verifica nos calcários das formações subjacentes que afloram a norte.

Embora seja elevado o grau de incerteza quanto à fraturação nessa região central da Área Potencial do Codaçal, admitindo-se mesmo que possa estar afetado por famílias de fraturas oblíquas entre si, a elevada extensão da área e a espessura elevada das bancadas são fatores que prevalecem para que se continue a considerar essa região como potencial.

Por razões de contiguidade, foi englobada nesta área potencial a região de Monsanto onde são explorados esporadicamente os Calcários Micríticos da Serra de Aire, nomeadamente a variedade conhecida por Alpinina. Como já foi abordado, esta variedade está associada aos dobramentos que ocorrem na proximidade do Cavalgamento do Arrife e de que a fotografia da Figura 90 é um exemplo numa antiga exploração abandonada. Na seção anterior desta tese também foi mencionado que esta região está intensamente fraturada, razão pela qual constituem uma "zona branca" em fotografia aérea (*cf.* B2.1.2.1 e Figura 116).

Os reconhecimentos de campo efetuados no núcleo de pedreiras de Monsanto e suas proximidades confirmam as observações anteriores. Os locais em que se processa a exploração correspondem a situações muito específicas, ou seja, espessamento das bancadas nas charneiras de dobras e às quais está associada intensa fraturação selada por calcite, denunciando fraturação hidráulica sob condições de reduzida tensão diferencial. Contudo, fora das charneiras a fraturação intensa mantém-se, mas agora associada à movimentação entre bancadas e nem sempre preenchida por calcite e os planos de estratificação cinematicamente ativos e bastante inclinados desempenham um papel idêntico ao das fraturas na compartimentação do maciço. Por estas razões e ainda pelo fato da continuidade lateral das dobras, segundo o seu eixo, não ser extensa ou, pelo menos, ser difícil de seguir, exclui-se em definitivo esta região da área potencial que havia sido definida provisoriamente.

C3.3.3.8. Área Potencial de Alvados

Tal como para a área de Monsanto e pelas mesmas razões, também esta região de Alvados corresponde a uma "zona branca" em fotografia aérea. A área potencial que aqui foi provisoriamente definida, abrange um pequeno núcleo de pedreiras cuja exploração atual é esporádica. Abrange também numerosas pequenas explorações experimentais há muito abandonadas. Nestas, os blocos que ainda restam no local são de muito reduzida dimensão, com aresta máxima de 1 m. Isso deve-se, não só à reduzida espessura dos bancos, mas sobretudo, à diversidade de orientações das fraturas (Carvalho, 1998).

Os dados de campo agora obtidos para tratamento estatístico não refletem essa diversidade, pois foram colhidos num único local, numa frente de exploração recente, paralelamente à charneira duma dobra anticlinal. Por essa razão, não foram considerados representativos. Porém, dados colhidos fora do núcleo de pedreiras e que estão representados pela roseta correspondente à Estação 26 na Figura 233, mostram a grande diversidade de orientações por parte das fraturas presentes nesta região.

À semelhança da área de Monsanto, as razões expostas são suficientes para não mais considerar esta área como potencial.

C3.3.3.9. Área Potencial de Reguengo do Fetal

A fotografia aérea mostra uma baixa densidade de diaclases reativadas persistentes para esta área e que elas integram uma família orientada WNW-ESE e outra NNW-SSE. A baixa densidade de fraturas fotointerpretadas prende-se com uma real escassez de fraturas suficientemente persistentes para serem detetadas em fotografia aérea, pois, em grandes extensões desta área, as rochas calcárias estão bem expostas. Contudo, também existem grandes extensões em que o coberto vegetal é relativamente denso devido à ocorrência de depósitos terrígenos superficiais.

Os levantamentos de campo não confirmam essas famílias como sendo as mais importantes. Esse papel é assumido por uma família de diaclases e diaclases reativadas orientadas segundo NNE-SSW, paralelamente à Falha de Reguengo do Fetal e cuja densidade aumenta com a aproximação a essa falha. As direções identificadas em fotografia aérea assumem um papel secundário em termos de

frequência de ocorrência e corresponderão a corredores de maior intensidade de fraturação com espaçamento elevado (*joint zones*, cf. B3.2.1, pág. 265).

O fato das estações de amostragem realizadas nesta área mostrarem um sistema de fraturação relativamente simples, dominado pela família NNE-SSW (Figura 233, estações 21 e 22), é um fator favorável à exploração de blocos. Apenas na região mais setentrional desta área, onde foi realizada a Estação 20, isso não se verifica. Aí predomina um sistema aproximadamente ortogonal constituído pelas famílias NE-SW e NNW-SSE.

As potencialidades desta área aumentam com o afastamento à Falha de Reguengo do Fetal.

C3.3.3.10. Área Potencial de Boleiros e Casal Farto

Nesta área o número de fraturas fotointerpretadas é muito reduzido devido à ocorrência de depósitos terrígenos sobre os calcários. Apresentam-se orientadas segundo NNE-SSW e estão no prolongamento das abundantemente observadas na Serra de Aire, imediatamente a SW (Figura 232).

O levantamento de fraturas realizado no núcleo de pedreiras de Casal Farto não confirma essa direção como principal. Como demonstra a roseta da Estação 11 constante da Figura 233, o diaclasamento está expresso por uma única família orientada NW-SE. De modo muito secundário, sem relevo estatístico, mas importante ao nível da exploração, ocorre uma família de *cross joints* orientadas NE-SW.



Figura 236- Frente de exploração em Casal Farto onde é apreciável o espaçamento da família NW-SE. Esse espaçamento, na ordem dos 5 m, é bastante reduzido face à ausência de descontinuidades mecânicas sub-horizontais num corpo sedimentar maciço com espessura superior a 15 m. Porém, em termos do aproveitamento económico para blocos de rocha ornamental, é um espaçamento que se pode qualificar de muito bom.

Segundo o que foi dado a observar no núcleo de exploração de Casal Farto e também segundo informações obtidas verbalmente, o espaçamento médio da família NW-SE rondará os 5 m e para a família NE-SW rondará os 20 m. São, sem dúvida, condições muito favoráveis à exploração de blocos

de calcários ornamentais (Figura 236). Porém, também é notável que estas famílias de fraturas tendem a ocorrer em clusters. A amostragem realizada incidiu sobre esses clusters onde o espaçamento mínimo da família NW-SE ronda 1 m e o da família NE-SW ronda 1,5 m.

Não se obtiveram dados acerca do modo como a faixa de Calcários de Moleanos se apresenta fraturada, ou seja a Área de Boleiros. Contudo, admite-se que à semelhança do núcleo de Casal Farto, estejam sobretudo afetados por uma família NW-SE, paralelamente à direção das bancadas. Estudo recente realizado na pedreira que se encontra em laboração junto à povoação de Boleiros (Duarte *et al.*, 2010) confirmam essa família como a principal direção de fraturação, estando acompanhada por uma secundária segundo WNW-ESE. Os espaçamentos aí observados parecem menores que os de Casal Farto, variando entre 0,6 e 2 m.

C3.3.3.11. Discussão e síntese dos resultados quanto ao critério Fraturação

A interpretação das fotografias aéreas à escala 1/26000 mostra que algumas das áreas potenciais definidas a título provisório apresentam uma grande densidade de fraturas, ao passo que outras estão caracterizadas pela sua escassez ou mesmo ausência. Em função do que a este respeito se concluiu no capítulo dedicado à fotointerpretação (*cf.* B2.2.1.4), as áreas que apresentam grande densidade de fraturas corresponderão, na realidade, às que se mostram menos intensamente fraturadas e, portanto, com maior aptidão económica para a produção de blocos de rocha ornamental. Importa, contudo, uma abordagem mais detalhada.

No que respeita às áreas densamente fraturadas concluiu-se que o espaçamento mínimo que foi anotado em fotografia aérea tem uma correspondência com um espaçamento mínimo de 13 m no terreno (*cf.* B2.1.1.1), e que essas fraturas correspondem a diaclases reativadas, muito persistentes, provavelmente *joint zones* alargadas pela carsificação (*cf.* B2.2.1.4). Assim, em função da dimensão média dos blocos obtidos nas explorações do MCE (2,8 x 1,8 x 1,5 m), conclui-se que os espaçamentos entre diaclases observados em fotografia aérea são sempre compatíveis com a exploração de blocos para fins ornamentais.

As áreas de Pé da Pedreira e Salgueiras, bem como as regiões setentrionais das áreas de Moita do Poço e de Codaçal, são exemplos paradigmáticos representativos dessa situação.

Quanto às áreas em que não foram detetadas fraturas distinguem-se duas situações: as que correspondem à ocorrência de depósitos terrígenos de cobertura recentes e as que correspondem a situações de sobrefraturação (*cf.* B2.2.1.2 e B2.2.1.1, respetivamente).

Relativamente às áreas potenciais definidas, os depósitos de cobertura afetam, sobretudo, a de Moleanos, a de Boleiros e Casal Farto, a região meridional da área de Moita do Poço e a região central e meridional do Codaçal. Excetuando esta última, nas restantes áreas existem pedreiras que permitiram verificar quais as famílias de fraturas que afetam os calcários subjacentes aos depósitos de cobertura. Sem outros dados, admite-se que as respetivas áreas potenciais estão, na sua totalidade, afetadas do mesmo modo.

Já no que respeita à região central e meridional da Área Potencial do Codaçal, a situação não é tão clara, pois aí não existem pedreiras que permitam verificar do estado de fraturação das rochas. Essas

regiões apresentam extensas áreas deprimidas cobertas totalmente por depósitos terrígenos superficiais. Porém, outras áreas não se apresentam deprimidas, mas continuam a mostrar em fotografia aérea uma grande escassez de fraturas e um coberto vegetal relativamente denso. Os reconhecimentos de campo mostraram que essas áreas não estão totalmente cobertas pelos depósitos superficiais, mas estes preenchem um carso bastante desenvolvido. Os afloramentos apresentam-se fraturados mas isolados uns dos outros, o que impossibilita a detecção de fraturas em fotografia aérea (cf. Figura 110).

Assim, os dados anteriores indiciam que as rochas na região central e meridional da Área Potencial do Codaçal deverão estar intensamente fraturados. Contudo, como os afloramentos existentes nesta região não permitiram o levantamento da fraturação pelo método adotado, não se dispõe de dados que de alguma forma possam indicar com maior rigor o modo como a região se apresenta fraturada, pelo que a dedução anterior não pode ser considerada suficiente para afirmar que essa região não apresente potencialidades, tanto mais que é muito extensa.

A contribuir favoravelmente para a opção tomada para a região central e meridional da Área Potencial do Codaçal, deve considerar-se o que se passa na Área de Reguengo do Fetal. Esta apresenta características semelhantes no que diz respeito à presença de depósitos terrígenos em zonas de declives mais ou menos acentuados. Porém, admite-se que esteja afetada por um sistema de fraturas relativamente simples e pouco denso, pelo menos nas regiões mais afastadas da Falha de Reguengo do Fetal.

No que concerne às regiões de sobrefraturação, elas registaram-se para as áreas de Alvados e Monsanto, sendo essa uma das razões que esteve na base da sua exclusão definitiva como áreas potenciais. Com efeito, em fotografia aérea, estas áreas estão abrangidas por uma "zona branca", sem fraturas, que tem origem no fato da escala das fotografias não permitir a resolução da intensa fraturação que aí ocorre e confirmada pelos reconhecimentos de campo.

Relativamente aos dados de fraturação obtidos em afloramentos, umas vezes eles mostram-se concordantes com os dados de fotografia aérea no que respeita às famílias de fraturas presentes, outras não se verifica tal concordância. As razões derivam da natureza da fraturação pois, como atrás referido, em fotografia aérea apenas são observadas as fraturas mais persistentes que corresponderão a diaclases reativadas. As famílias de diaclases reativadas podem ou não ser coincidentes com as famílias que na realidade são mais frequentes.

Na generalidade, as áreas provisoriamente definidas como potenciais foram confirmadas também a partir dos dados de fraturação colhidos no campo. Algumas delas estão caracterizadas por sistemas de fraturação relativamente simples e, portanto, favoráveis à obtenção de blocos. Estão nesta situação as áreas de Pé da Pedreira, Casal Farto e Reguengo do Fetal.

As áreas de Monsanto, de Alvados e parte da área de Moleanos, nomeadamente a localizada a oriente da Falha dos Candeeiros, bem como a parte da área de Cabeça Veada localizada a sul do Filão de Valverde foram excluídas devido à ocorrência de várias famílias de diaclases.

Quanto às restantes áreas, os dados disponíveis não constituem argumentos suficientemente fortes para decidir que não apresentam potencialidade, tanto mais que nelas desenvolve-se atividade extrativa. Portanto, o critério adotado para validação da aptidão ornamental não se mostrou válido.

Com efeito, os levantamentos de campo mostram a existência de sistemas de diaclasamento oblíquos para a maioria delas, mas a definição desses sistemas resultou da soma de dados estatísticos obtidos em pontos de amostragem dispersos nessas áreas. Ou seja, não foi tido em consideração que as famílias de diaclases presentes ocorrem em clusters, raramente havendo a conjugação de sistemas complexos de fraturação no mesmo espaço territorial.

Estas considerações remetem para a representatividade dos resultados obtidos pelo levantamento de fraturas no campo. É notória a baixa densidade de estações de levantamento para as áreas potenciais de maiores dimensões, resultante do âmbito regional que presidiu à amostragem efetuada, a qual procurou abranger todo o MCE. Em algumas situações são perceptíveis, de estação para estação, variações mais ou menos acentuadas quanto aos sistemas de fraturação presentes (*cf.* Figura 233). Importa lembrar que as estações mencionadas correspondem a um ponto central relativamente a vários pontos de amostragem de fraturas ao longo de *scanlines*, sendo que também se verificam variações de ponto para ponto. Só uma amostragem de âmbito muito localizado poderia contribuir para a resolução deste problema de representatividade.

Ainda a este respeito da representatividade, deve-se assumir que os dados padecem de um enviesamento pelo fato de, maioritariamente, terem sido obtidos em frentes de pedreiras. Ou seja, nos locais em que o modo como as rochas se apresentam fraturadas será o mais propício à obtenção de blocos de grandes dimensões. É muito pouco provável que essas condições se generalizem a toda a extensão das áreas potenciais respetivas. No entanto, pelo menos no que diz respeito à quantidade de famílias principais presentes e suas orientações, esse enviesamento deverá estar bastante minimizado pois, a fim de obter o maior número de dados, a sua colheita foi executada nas frentes de exploração em que eram visíveis mais fraturas. Esse enviesamento só não estará minimizado no que diz respeito ao espaçamento das fraturas, tal como foi discutido em B4.3.

Por fim, importa assinalar que nesta avaliação regional das potencialidades para a produção de blocos de rochas ornamental não se levou em consideração a existência de fraturas com inclinações inferiores a 70° , pois essas foram excluídas da amostragem regional que pretendeu exclusivamente o estudo das diaclases. Embora escassas, estas fraturas podem condicionar de modo relevante a exploração. Também não se consideraram as superfícies de estratificação e planos estilolíticos que muitas vezes configuram descontinuidades mecânicas sub-horizontais a desempenharem papel idêntico ao das fraturas.

O mapa da Figura 237 apresenta, em definitivo, as áreas do MCE que se revelam potenciais para a produção de blocos. Constituem, portanto, os alvos regionais para trabalhos de prospeção mais detalhados. As áreas que praticamente já estão na sua totalidade sujeitas à atividade extrativa configuram, na realidade, Áreas de Exploração Complementar. Os trabalhos a desenvolver aí configuram-se nos necessários ao planeamento e desenvolvimento da lavra: conhecimento detalhado das variações laterais de fácies e conhecimento pormenorizado do padrão de fraturação local. Estão nesta situação as áreas de Pé da Pedreira, Salgueiras e Cabeça Veada. Nos núcleos de exploração que existem nas restantes áreas potenciais, os trabalhos geológicos devem ser vocacionados no mesmo sentido, mas tendo também em atenção a necessidade de demarcar espaços para a expansão da atividade extrativa. Fora dos núcleos de exploração o objetivo dos trabalhos de prospeção a realizar é a demarcação de Áreas Complementares. Contudo, dada a grande dimensão das Áreas Potenciais

definidas, haverá que proceder a trabalhos de prospeção a uma escala intermédia (1/25000 – 1/10000) para uma primeira seleção de alvos mais restritos.

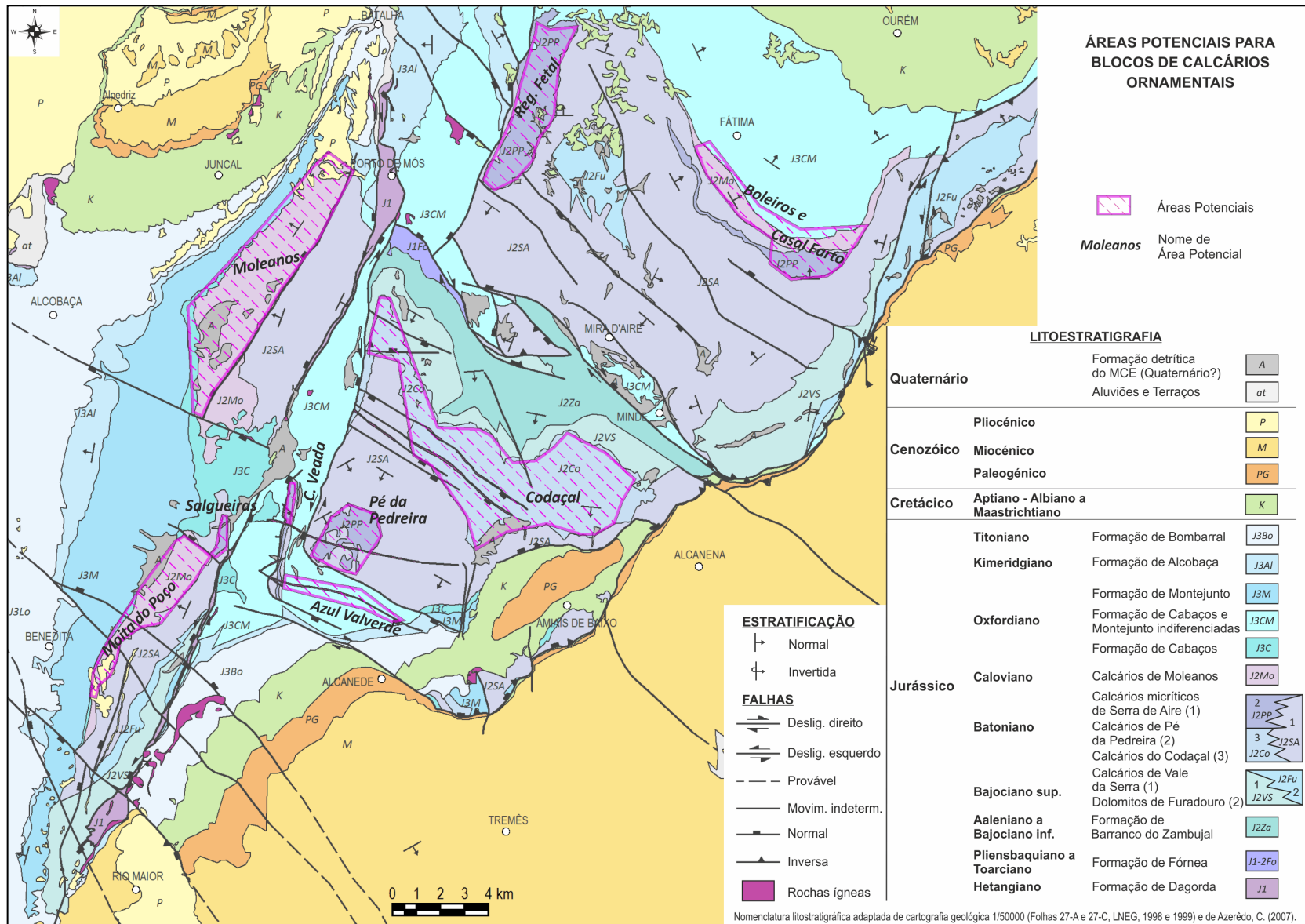


Figura 237- Áreas potenciais do MCE para a produção de blocos destinados à indústria das rochas ornamentais.

C4. CONCLUSÕES

A aptidão de um maciço rochoso para a produção de blocos destinados à indústria das rochas ornamentais é determinada por um número reduzido de critérios geológicos, a saber: a homogeneidade do volume rochoso alvo de estudo, a sua dimensão e disposição espacial e o modo como está fraturado.

Face aos conhecimentos detidos sobre essa indústria no MCE, os critérios que se consideram relevantes para este maciço são a homogeneidade textural e cromática, a espessura das bancadas e o volume total das rochas em avaliação com essas características, a sua disposição estrutural e o modo como se encontram fraturadas. A cartografia geológica a diferentes escalas e de temática litostratigráfica e estrutural, permite dar resposta aos critérios mencionados, exceto o respeitante à fraturação. Para este critério é necessário obter dados por métodos apropriados que deverão incluir, obrigatoriamente, o levantamento de fraturas em afloramentos.

A presente tese centrou-se na obtenção de dados para o conhecimento dos padrões de fraturação que afetam o MCE; ponto de partida para estudos temáticos específicos de pormenor. Face à natureza regional desses dados, os resultados alcançados servem unicamente à delimitação de Áreas Potenciais para a indústria extrativa, ou seja, aquelas que por intermédio da realização de estudos mais aprofundados, possam dar lugar a áreas com efetivo potencial e que se denominam Áreas de Exploração Complementar.

Assim, tendo como objetivo a delimitação de áreas potenciais para a produção de blocos, recorreu-se aos dados existentes que permitem dar resposta aos critérios de decisão antes mencionados, designadamente, à cartografia geológica publicada à escala 1/50000 que abrange o MCE, aos estudos e mapas a grande escala referentes a alguns dos núcleos extrativos existentes no maciço e aos resultados obtidos no âmbito da presente tese decorrentes de reconhecimentos geológicos em áreas específicas e do estudo regional da fraturação.

A avaliação dos critérios respeitantes à homogeneidade das litologias presentes e seu dimensionamento permitiu selecionar provisoriamente dois tipos de áreas potenciais:

- As respeitante a situações muito pontuais de algumas das unidades litostratigráficas do MCE em que a ocorrência de um ou outro aspeto muito específico valoriza comercialmente os litotipos aí existentes. Estão nesta situação duas pequenas áreas definidas na unidade Calcários Micríticos da Serra de Aire, ao longo de charneiras de dobras paralelas a acidentes cavalgantes, nomeadamente na região de Alvados e na região de Monsanto. Situação particular é também a que se verifica em calcários da Formação de Montejunto ao longo de uma estrutura filoniana e que é conhecida como área do Azul de Valverde.
- As que têm correspondência com a totalidade da área de afloramento de algumas das unidades litostratigráficas formalmente reconhecidas para o MCE, nomeadamente os membros de Codaçal, de Pé da Pedreira e de Moleanos da Formação de Santo António – Candeeiros.

Pela extensão territorial que ocupam e volume rochoso disponível próximo da superfície, estas últimas são as mais relevantes. De modo genérico, são constituídas por corpos maciços ou por bancadas de espessura superior a 2 m de *rudstones* e *grainstones* pelóidicos e biolitoclásticos, mais ou menos oolíticos e de cor creme. Apresentam laminações sedimentares diversas, mais ou menos bem marcadas e organizadas em feixes de dimensão decimétrica ou métrica.

Da aplicação dos resultados do estudo regional de fraturação às áreas mencionadas resultou a delimitação de áreas potenciais para a exploração de blocos no MCE que se apresenta na Figura 237. Contudo, importa averiguar o contributo dos resultados obtidos por fotointerpretação e por levantamentos de campo.

Os resultados da fotointerpretação não constituem um fator discriminatório quanto à aptidão ornamental porque, devido à escala de âmbito regional das fotografias aéreas utilizadas (aproximadamente 1/26000), os mínimos espaçamentos anotados entre fraturas correspondem a cerca de 13 m. Por esta razão, as áreas que se apresentam mais densamente fraturadas em fotografia aérea são sempre compatíveis com a exploração de blocos. Por outro lado:

- As famílias de fraturas observadas em fotografia aérea são diaclases reativadas muito persistentes que nem sempre têm correspondência com as famílias de diaclases mais frequentes observadas no campo, sendo estas as que prevalecem para a efetiva atribuição da potencialidade ornamental.
- As áreas de afloramentos expostos que em fotografia aérea se apresentam menos fraturadas (“zonas brancas”), têm correspondência no terreno com áreas de sobrefraturação em que as fraturas não são detetadas porque os espaçamentos entre elas não são resolúveis à escala das fotografias utilizadas.
- As áreas deprimidas que em fotografia aérea não apresentam fraturas têm correspondência no terreno com locais de acumulação de depósitos terrígenos de cobertura de muito reduzida espessura. Estes locais, por sua vez, correspondem a áreas bastante carsificadas que poderão ter correspondência com intensa fraturação.

Portanto, a avaliação qualitativa da intensidade de fraturação dos maciços rochosos por intermédio de fotointerpretação à escala regional tem sempre de ser validada por reconhecimentos de campo.

No que concerne aos levantamentos de campo, adotou-se como critério de aptidão para a produção de blocos, a existência de uma única família de diaclases ou de duas famílias ortogonais entre si. Porém, os resultados obtidos mostraram que este critério não se revelou válido. Com efeito, a maioria das áreas potenciais definidas provisoriamente apenas com base nos critérios respeitantes à homogeneidade e dimensão, caracteriza-se pela ocorrência de famílias de diaclases oblíquas entre si e, no entanto, nelas desenvolve-se atividade extrativa.

As razões inerentes à não validade deste critério prendem-se, uma vez mais, com o carácter regional que presidiu ao levantamento de campo. O padrão regional de fraturas característico dessas áreas não tem em consideração o fato de que as famílias que o definem ocorrem em clusters com uma distribuição espacial diferenciada, como indiciado pelas variações de padrão que se verificam de estação para estação de amostragem que, por sua vez, traduzem as variações registadas nos diversos pontos de amostragem que constituem cada estação. Assim, para a maioria dessas áreas provisórias, considerou-se que a não verificação do critério adotado relativamente à fraturação não constitui um argumento suficientemente forte para as não considerar como potenciais.

Sumarizando, a aplicação ao MCE de critérios geológicos considerados com carácter decisivo para a validação da aptidão ornamental de maciços rochosos, possibilitou a demarcação de áreas potenciais para a produção de blocos destinados à indústria das rochas ornamentais. Os dados utilizados compreenderam a cartografia geológica publicada a diferentes escalas, os resultantes dos reconhecimentos de campo das unidades litostratigráficas e principais estruturas tectónicas e os

resultados obtidos pelo estudo regional da fraturação. Porém, os resultados obtidos pelo estudo da fraturação, tanto por meios de detecção remota como direta, mostraram-se pouco relevantes para a demarcação de tais áreas.

No entanto e particularmente no que respeita ao levantamento de fraturas em afloramentos, os estudos realizados permitiram retirar ilações quanto a metodologias de trabalho a adotar em trabalhos de âmbito local. Essas ilações respeitam sobretudo à caracterização do espaçamento das famílias de diaclases presentes como indicador da sua distribuição espacial e da intensidade de fraturação.

Assim, a amostragem a realizar deve, por um lado, procurar obter dados relativamente ao maior número possível de diaclases mas, por outro lado, deve ser representativa dos locais onde essas diaclases estão praticamente ausentes, como é característico dos núcleos de extração de rochas ornamentais. Só assim se poderá inferir corretamente acerca do tipo de distribuição espacial que caracteriza cada uma das famílias e da sua maior ou menor *clusterização*. A amostragem deverá ainda ter em atenção uma avaliação rigorosa da espessura dos estratos mecânicos que confinam, ou não, as diaclases, de modo a que se possam estabelecer comparações relativas à intensidade de diaclasamento.

C5. TRABALHOS FUTUROS

Grande parte da atividade profissional do autor tem sido dedicada à valorização dos jazigos de rochas ornamentais do território nacional, com particular destaque para os de mármore do Anticlinal de Estremoz e os de calcários do MCE. Inerente a essa valorização está o aprofundar do conhecimento geológico desses jazigos, tendo em vista a sua eventual exploração ou otimização das explorações existentes, mas está também a sua integração nos instrumentos de ordenamento do território, de modo a acautelar a sua preservação.

No caso do MCE, essa integração assume papel preponderante porque grande parte deste maciço encontra-se sob um regime de proteção ambiental específico, por intermédio do Parque Natural das Serras de Aire e Candeeiros (PNSAC). Este, por sua vez, integra o sítio PTCON0015 da Rede Natura 2000.

O PNSAC foi criado em 1979 (Dec. Lei nº 118/79, DR 1ª Série) mas o seu Plano de Ordenamento e respetivo Regulamento apenas foram aprovados em 1988 (Portaria nº 21/88, DR 1ª Série), sensivelmente na mesma altura em que a exploração de calcários ornamentais na região passou a desenrolar-se de modo bastante intensivo. Desde então, o desajustamento desse Plano e Regulamento à realidade do terreno no que concerne à atividade extrativa, deu origem a consecutivas situações de conflito. Por um lado, a necessidade de implementar um modelo de ordenamento e fazer cumprir o respetivo regulamento, por outro, a pretensão de abertura de novas pedreiras ou alargamento das existentes e a necessidade de espaços para a deposição de resíduos e para a instalação de estruturas de apoio.

Essas situações de conflito mantêm-se até aos dias de hoje mas, entretanto, foi aprovado um novo Plano de Ordenamento e Regulamento para o PNSAC (RCM nº 57/2010, DR nº 156, 1ª Série). Estes instrumentos de gestão territorial já têm em consideração a indústria extrativa instalada na área do PNSAC. Embora prestando pouca atenção aos critérios geológicos, 5 dos principais núcleos de exploração de blocos de rochas ornamentais estão englobados, no Plano de Ordenamento, em Áreas de Intervenção Específica (AIE), para as quais se preconiza a realização de estudos geológicos e ambientais que suportem o seu ordenamento de pormenor. Essas áreas denominam-se Planalto de Sto. António (ou Área de Pé da Pedreira), Cabeça Veada, Portela das Salgueiras, Moleanos e Codaçal (Figura 238).

Serviram os parágrafos anteriores para enquadrar os capítulos prévios dedicados à demarcação de áreas potenciais no MCE e os trabalhos futuros que se pretendem realizar, tendo como objetivo o ordenamento de pormenor preconizado para as AIEs. Com efeito, a demarcação de áreas potenciais que se apresentou enquadra-se num projeto aprovado muito recentemente, em maio de 2011, no âmbito do Quadro de Referência Estratégico Nacional (QREN), Programa Operacional Temático Fatores de Competitividade, com um financiamento de três milhões de euros. Visa o objetivo genérico atrás enunciado, no qual se pretende apoiar o desenvolvimento da indústria extrativa de rochas ornamentais e a sua integração no Plano de Ordenamento do PNSAC. Os seus promotores são o Instituto de Conservação da Natureza e da Biodiversidade e a Associação Portuguesa dos Industriais de Mármore, Granitos e Rochas Afins (ASSIMAGRA) e pretende-se que a integração referida seja realizada de modo sustentável, de tal modo que dela resultem mais-valias, quer do ponto de vista económico, quer do ponto de vista da conservação e divulgação dos valores naturais.

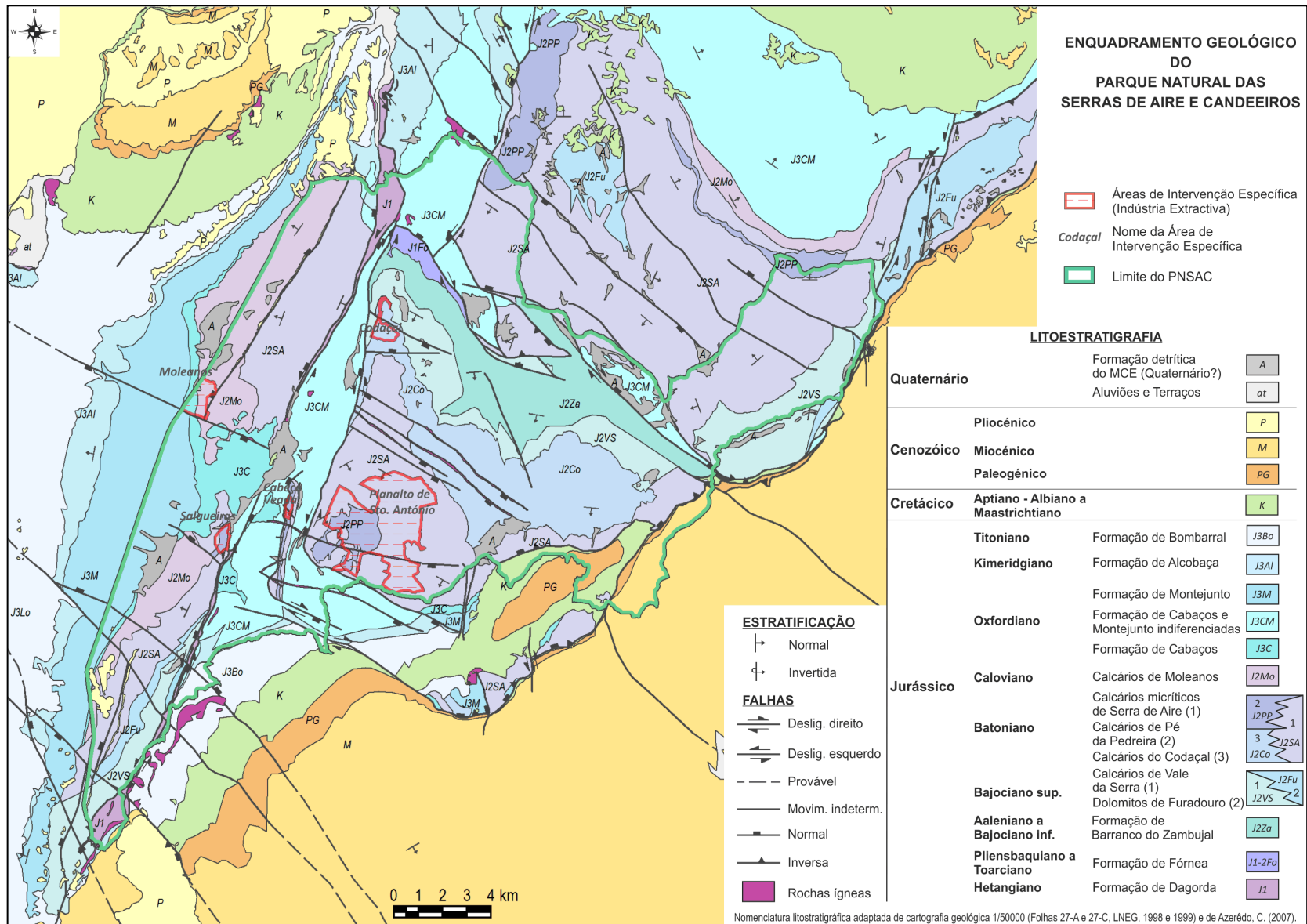


Figura 238- Enquadramento geológico do PNSAC no MCE e respetivas Áreas de Intervenção Específica para a Indústria Extractiva.

O projeto denomina-se Exploração Sustentável de Recursos no MCE. A demarcação de áreas potenciais no MCE e os Trabalhos Futuros que são o objeto deste capítulo constituem atividades do seu Plano de Trabalhos, o qual, foi elaborado a partir de uma proposta do autor da presente tese. Transcrevem-se de modo muito sintético a respetiva Memória Descritiva e Plano de Trabalhos, apenas dando algum realce às tarefas em que predominam as atividades de índole geológica.

PROJETO EXPLORAÇÃO SUSTENTÁVEL DE RECURSOS NO MCE

- DESCRIÇÃO DO PROJETO -

O projeto reporta-se ao Maciço Calcário Estremenho, região do país onde se desenvolve importante atividade extrativa de rochas ornamentais, com uma forte componente económica ao nível da exportação. Esta região do país está em grande parte abrangida pelo PNSAC – Parque Natural das Serras de Aire e Candeeiros, o qual integra o DGACLLO – Departamento de Gestão de Áreas Classificadas do Litoral de Lisboa e Oeste do Instituto de Conservação da Natureza e da Biodiversidade. A atividade tem como objetivo geral a planificação territorial e ambiental da atividade extrativa, com particular incidência nas áreas de Intervenção Específica definidas no Plano de Ordenamento do PNSAC. Paralelamente pretende-se a potenciação dos elementos patrimoniais identitários da região através de uma componente de Comunicação a ser estendida a todo o DGACLLO, o qual integra as mais importantes regiões cársicas portuguesas, nomeadamente o MCE, as Serras de Sicó - Alvaiázere, Montejunto e Arrábida e onde se destaca a ocorrência de jazidas fósseis do Jurássico Médio, cuja importância é valorada à escala internacional.

TAREFA 1 - Caracterização da Situação de Referência do MCE

Tendo como objetivo a definição de estratégias de ordenamento e planeamento territorial da indústria extrativa no MCE e a definição de um Sistema de Indicadores de Desenvolvimento Sustentável para a essa indústria, esta subatividade pretende inventariar e caracterizar os fatores críticos de natureza ambiental, social e económica que poderão condicionar as propostas de ordenamento do território ao nível do MCE. Compreende, assim, as seguintes atividades:

- Caracterização Ambiental. Destaque particular para:
 - Caracterização hidrogeológica do MCE nomeadamente no que respeita à vulnerabilidade dos recursos hídricos subterrâneos.
 - Inventariação e caracterização do património geológico, geomorfológico, incluindo o espeleológico, hidrogeológico, paleontológico e geomineiro.
- Caracterização Económica com particular destaque ao nível da caracterização dos recursos minerais alvo de exploração e hierarquização de áreas potenciais para exploração recorrendo, para o efeito, a cartografia geológica temática às escalas 1/25000 e 1/10000 numa área aproximada de 15500 hectares, e a sondagens mecânicas de reconhecimento geológico.
- Caracterização social.

TAREFA 2 - Caracterização e Valorização das Áreas de Intervenção Específica do PNSAC

Esta tarefa integra as seguintes atividades:

- Cartografia temática, à escala 1/2000, das sensibilidades ambientais específicas de cada uma das áreas de intervenção, com particular incidência no que respeita à vulnerabilidade dos recursos hídricos subterrâneos e à flora.
- Cartografia geológica temática dos recursos minerais à escala 1/2000 nas áreas de intervenção específica, totalizando cerca de 1700 hectares.
- Avaliação e caracterização dos recursos disponíveis em rochas ornamentais com o apoio de sondagens mecânicas com recuperação do testemunho e de ensaios tecnológicos sobre as características físico-mecânicas das rochas.
- Delimitação de áreas de aptidão geo-económica.

TAREFA 3 - Proposta de Ordenamento e Gestão Territorial dos Núcleos Extrativos e Desenvolvimento do Modelo de Gestão de Resíduos.

O Plano de Ordenamento do PNSAC, propõe a criação de 5 Áreas de Intervenção Específica - Áreas sujeitas a exploração extrativa, onde é possível a instalação ou ampliação de explorações de massas minerais. Essas áreas, recuperadas ou não por projetos específicos, têm que ser sujeitas a Planos Municipais de Ordenamento do Território, visando o estabelecimento de medidas de compatibilização entre a gestão racional da extração de massas minerais, a recuperação das áreas degradadas e a conservação do património natural existente, tendo em conta os valores e a sensibilidade paisagística e ambiental da área envolvente. A tarefa compreende:

- Elaboração dos Planos Municipais de Ordenamento do Território.
- Elaboração da Avaliação Ambiental Estratégica para cada um dos Planos Municipais de Ordenamento do Território.
- Elaboração do Projeto de Exploração Integrada para cada uma das AIEs.
- Desenvolvimento de um modelo de gestão dos resíduos
- Elaboração do Estudo de Impacte Ambiental para cada um dos projetos integrados.

TAREFA 4 - Comunicação e Sensibilização.

Esta subactividade tem como objetivo a valorização e dinamização do património da pedra natural numa visão de complementaridade recíproca entre ambos os valores: por um lado, a Rocha Ornamental como produto natural, ecológico e com elevado valor económico, por outro, a Rocha Ornamental como detentora de valor patrimonial por representativa de um património mais vasto ao nível da geodiversidade, da biodiversidade e do desenvolvimento social. Esta tarefa tem como atividades:

- Criação de uma “imagem de marca” associada ao desenvolvimento sustentável e exploração sustentada dos calcários ornamentais que divulgue os valores de conservação, a biodiversidade e a geodiversidade associados às regiões cársicas.
- Campanha de comunicação com uma componente de *marketing* e de sensibilização que abarque os diversos componentes: Geodiversidade, Biodiversidade, Paisagem, Exploração Sustentada de Recursos, e Desenvolvimento Económico e Social.

O autor encontra-se profissionalmente ligado ao LNEG – Laboratório Nacional de Energia e Geologia, IP. Esta entidade é responsável pela execução das atividades de índole geológica, cabendo ao autor a sua coordenação geral, a coordenação específica das atividades relacionadas com a avaliação e valorização dos recursos minerais, bem como a execução da atividade respeitante à hierarquização de áreas potenciais, a qual inclui a seleção de alvos para futura exploração. Cabe-lhe, ainda, coordenar a integração dos resultados alcançados nas atividades respeitantes à proposta de ordenamento e gestão territorial e nas respeitantes à comunicação e sensibilização.

Os constrangimentos de tempo de execução disponível próprios do programa financiador não se compadecem com o desenvolvimento e aplicação dos resultados de atividades de investigação naturalmente morosas. Contudo, serão obtidos dados que permitirão, *a posteriori*, desenvolver metodologia que, por intermédio de procedimentos matemáticos no âmbito da lógica difusa, permita a classificação dos maciços rochosos em função da sua aptidão para a produção de rochas ornamentais. A importância de uma classificação assim realizada traduz-se na possibilidade de quantificar essa aptidão e, desse modo, possibilitar um apoio mais efetivo à decisão sobre a ocupação do território.

Ainda no âmbito do projeto que se encontra em execução, serão obtidos abundantes dados a respeito da fraturação que afeta as rochas nos núcleos extrativos. Com base nesses dados pretende-se obter resultados imediatos para a planificação dos projetos de lavra integrada a implementar. Sendo

escassos os trabalhos dedicados à investigação do modo como o espaçamento entre diaclases varia em função da espessura das bancadas, quando estas apresentam valores superiores a 1,5 m, servirão os dados obtidos para desenvolver trabalho de investigação nesse âmbito. Os resultados a alcançar, se conclusivos, poderão ter forte impacto, não só do ponto de vista da aplicabilidade prática, como a do presente projeto, mas também do ponto de vista do conhecimento teórico. Com efeito, se para bancadas sedimentares com espessura inferior ao valor empírico de 1,5 m, estão relativamente bem conhecidas as causas que estão na base da proporcionalidade que se verifica entre a espessura e o espaçamento das diaclases, já as causas para a ausência dessa proporcionalidade, em bancadas com valores de espessura superiores, estão ainda mal compreendidas.

BIBLIOGRAFIA

- Aguiar, J. M. E. (2003). *Modelação da Rede de Fracturação para o Planeamento da exploração de Rochas Ornamentais*. Tese de Mestrado, Instituto Superior Técnico, Lisboa.
- Alves, T. M.; Gawthorpe, R. L.; Hunt, D. W. & Monteiro, J. H. (2002). Jurassic tectono-sedimentary evolution of the Northern Lusitanian Basin (offshore Portugal). *Marine and Petroleum Geology*, 19, 727–754.
- Alves, T. M.; Gawthorpe, R. L.; Hunt, D. W. & Monteiro, J. H. (2003a). Post-Jurassic tectono-sedimentary evolution of the Northern Lusitanian Basin (Western Iberian margin). *Basin Research*, 15, 227–249.
- Alves, T. M.; Manuppella, G.; Gawthorpe, R. L.; Hunt, D. W. & Monteiro, J. H. (2003b). The depositional evolution of diapir- and fault-bounded rift basins: examples from the Lusitanian Basin of West Iberia. *Sedimentary Geology*, 162, 273–303.
- Ameen, M. S. (1995). Fractography: fracture topography as a tool in fracture mechanics and stress analysis. An introduction. In: Ameen, M. S. (Editor), *Fractography: fracture topography as a tool in fracture mechanics and stress analysis* (pp. 1-10). London: Geological Society.
- Anderson, E. M. (1951). *The dynamics of faulting*, 2nd ed.: Oliver & Boyd.
- Andeweg, B. (2002). *Cenozoic tectonic evolution of the Iberian Peninsula: causes and effects of changing stress fields*. PhD Thesis, Amsterdam University, Amsterdam.
- Andrade, C. F. (1927). Contribuição para o estudo geológico da região do Vale Grande, Mendiga. *Boletim de Minas*, 18-35.
- Andrade, C. F. (1933). *O Hetangiano de Santa Cruz, do Vimieiro, dos Cucos, de Serro Ventoso e algumas considerações sobre os vales tifónicos*. Lisboa: Tipografia da Casa Portuguesa.
- Annells, R. (2000a). *Minerals in Europe: the risks of outsourcing*.
http://www.eurogeosurveys.org/download/egsop9_minerals_in_Europe.pdf, (04/10/2011).
- Annells, R. (2000b). *Promoting sustainable industrial development in the EU Minerals Industry, Outlining the contribution and the Role of EuroGeoSurveys*.
http://www.eurogeosurveys.org/download/egsop8_sustainable_development.pdf, (04/10/2011).
- Anstey, N. A.; Siraki, E. S. & Montgomery, S. L. (1992). *Fault interpretation*. GP503 Exploration Geophysics. Boston: IHRDC - International Human Resources Development Corporation.
- Antunes, M. T.; Elderfield, H.; Legoinha, P. & Pais, J. (1995). Datações isotópicas com Sr do Miocénico do flanco Sul da Serra da Arrábida. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 81, 73-78.
- Arlegui, L. & Simón, J. L. (2001). Geometry and distribution of regional joint sets in a non-homogeneous stress field: case study in the Ebro basin (Spain). *Journal of Structural Geology*, 23, 297-313.
- Arthaud, F. & Matte, P. (1975). Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. *Tectonophysics*, 25, 139-171.
- Assunção, C. T. & Brak-Lamy, J. (1951). Rochas basálticas e doleríticas da orla ocidental do maciço antigo. *Revista da Faculdade de Ciências de Lisboa*, 2ª s.-C, I (2), 307-336.
- Atkinson, B. K. (1987). Introduction to fracture mechanics and its geophysical applications. In: Atkinson, B. K. (Editor), *Fracture Mechanics of Rock* (pp. 1-26). London: Academic Press Inc.
- Attewell, P. B. & Farmer, I. W. (1976). *Principles of Engineering Geology*. New York: John Wiley & Sons.
- Azerêdo, A. C. (1993). *Jurássico Médio do Maciço Calcário Estremenho, Bacia Lusitânica : análise de fácies, micropaleontologia, paleogeografia*. Tese de Doutoramento, Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisboa.
- Azerêdo, A. C. (1998). Geometry and facies dynamics of Middle Jurassic carbonate ramp sandbodies, West-Central Portugal. In: Wright, V. P. & Burchete, T. P. (Editors), *Geological Society Special Publication 149* (pp. 281-314).
- Azerêdo, A. C.; Wright, V. P. & Ramalho, M. M. (2002). The Middle-Late Jurassic forced regression and disconformity in central Portugal: eustatic, tectonic and climatic effects on a carbonate ramp system. *Sedimentology*, 49 (6), 1339-1370.
- Azerêdo, A. C.; Duarte, L. V.; Henriques, M. H. & Manuppella, G. (2003). *Da dinâmica continental no Triásico aos mares do Jurássico Inferior e Médio*. Cadernos de Geologia de Portugal. Lisboa: Instituto Geológico e Mineiro.
- Azerêdo, A. C. (2007). Formalização da litoestratigrafia do Jurássico Inferior e Médio do Maciço Calcário Estremenho (Bacia Lusitânica). *Comunicações Geológicas*, 94, 29-51.

- Baas, J. H. (2000). EZ-Rose: a computer program for equal-area circular histograms and statistical analysis of two-dimensional vectorial data. *Computers & Geosciences*, 26, 153-166.
- Baecher, G. B.; Lanney, N. A. & Einstein, H. H. (1977). *Statistical description of rock fractures and sampling*. 18th U.S. Symposium on Rock Mechanics.
- Baecher, G. B. (1983). Statistical Analysis of Rock Mass Fracturing. *Mathematical Geology*, 15, 27-29.
- Bahat, D. (1999). Single-layer burial joints vs single-layer uplift joints in Eocene chalk from the Beer Sheva syncline in Israel. *Journal of Structural Geology*, 21, 293-303.
- Bahat, D.; Rabinovitch, A. & Frid, V. (2005). *Tensile Fracturing in Rocks*: Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2005.
- Bahroudi, A.; Koyi, H. A. & Talbot, C. J. (2003). Effect of ductile and frictional décollements on style of extension. *Journal of Structural Geology*, 25, 1401 - 1423.
- Bai, T. & Pollard, D. D. (2000a). Fracture spacing in layered rocks: a new explanation based on the stress transition. *Journal of Structural Geology*, 22, 43-57.
- Bai, T. & Pollard, D. D. (2000b). Closely spaced fractures in layered rocks: initiation mechanism and propagation kinematics. *Journal of Structural Geology*, 22, 1409-1425.
- Bai, T.; Maerten, L.; Gross, M. R. & Aydin, A. (2002). Orthogonal cross joints: do they imply a regional stress rotation? *Journal of Structural Geology*, 24, 77-88.
- Bally, A. W. (1987). *Atlas of Seismic Stratigraphy*. Studies 27, 1: American Association of Petroleum Geologists.
- Barbosa, B. P. (1995). *Alostratigrafia e Litostratigrafia das unidades continentais da Bacia Terciária do Baixo Tejo. Relações com o eustatismo e a tectónica*. Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa.
- Barton, C. C.; Larsen, E.; Page, W. R. & Howard, T. M. (1993). *Characterizing fractured rock for fluid-flow, geomechanical, and paleostress modeling: methods and preliminary results from Yucca Mountain, Nevada*. USGS, OFR-93-269, Denver.
- Barton, C. M. (1978). *Analysis of joint traces*. 19th U.S. Symposium on Rock Mechanics.
- Barton, W. R. (1968). *Dimension stone*: United States Bureau of Mines Information. Circular 8391.
- Bastante, F. G.; Ordonez, C.; Taboada, J. & Matias, J. (2008). Comparison of indicator kriging, conditional indicator simulation and multiple-point statistics used to model slate deposits. *Engineering Geology*, 98, 50-59.
- Becker, A. & Gross, M. R. (1996). Mechanism for joint saturation in mechanically layered rocks: an example from southern Israel. *Tectonophysics*, 257, 223-237.
- Belayneh, M. (2004). Palaeostress orientation inferred from surface morphology of joints on the southern margin of the Bristol Channel Basin, UK. In: Cosgrove, J. W. & Engelder, T. (Editors), *The Initiation, Propagation, and Arrest of Joints and Other Fractures* (pp. 243-255). London: Geological Society.
- Belayneh, M. & Cosgrove, J. W. (2004). Fracture-pattern variations around a major fold and their implications regarding fracture prediction using limited data: an example from the Bristol Channel Basin. In: Cosgrove, J. W. & Engelder, T. (Editors), *The Initiation, Propagation and Arrest of Joints and Other Structures* (pp. 89-102). London: Geological Society.
- Belayneh, M. & Cosgrove, J. W. (2010). Hybrid veins from the southern margin of the Bristol Channel Basin, UK. *Journal of Structural Geology*, 32, 192-201.
- Bellahsen, N. & Daniel, J. M. (2005). Fault reactivation control on normal fault growth: an experimental study. *Journal of Structural Geology*, 27 (4), 769-780.
- Bellahsen, N.; Fiore, P. & Pollard, D. (2006). The role of fractures in the structural interpretation of Sheep Mountain Anticline, Wyoming. *Journal of Structural Geology*, 28, 850-867.
- Bishop, R. S. (1978). Mechanism for emplacement of piercement diapirs. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 62 (9), 1561-1583.
- Blenkinsop, T. (2008). Relationships between faults, extension fractures and veins, and stress. *Journal of Structural Geology*, 30, 622-632.
- Bons, P. D.; Elburg, M. A. & Gomez-Rivas, E. (2012). A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. *Journal of Structural Geology*, 43 (0), 33-62.
- Bowles, O. & Coons, A. T. (1933). Dimension Stone. In: Kiessling, O. E. (Editor), *Minerals Yearbook 1932-33* (pp. 577-593). Washington: U. S. Bureau of Mines, United States Government Printing Office.
- Bowles, O. (1939). *The Stone Industries*, 2nd ed. New York: McGraw-Hill Book Company.

- Bronner, A.; Sauter, D.; Manatschal, G.; Peron-Pinvidic, G. & Munsch, M. (2011). Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins. *Nature Geosci*, 4 (8), 549-553.
- Cabral, J. (1995). *Neotectónica em Portugal Continental*. Memórias do Instituto Geológico e Mineiro, 31. Lisboa: Instituto Geológico e Mineiro.
- Canerot, J.; Rey, J.; Baptista, R.; Manuppella, G. & Peybernes, B. (1995). New structural and geodynamic interpretation of the Portuguese Atlantic margin in the Caldas da Rainha area, Portugal. *Comptes Rendus - Academie des Sciences, Serie II: Sciences de la Terre et des Planetes*, 320 (6), 523-530.
- Caputo, R. (1995). Evolution of orthogonal sets of coeval extension joints. *Terra Nova*, 7 (5), 479-490.
- Caputo, R. & Hancock, P. L. (1999). Crack-jump mechanism and its implications for stress cyclicity during extension fracturing. *Journal of Geodynamics*, 45-60.
- Caputo, R. (2005). Stress variability and brittle tectonic structures. *Earth-Science Reviews*, 70, 103-127.
- Caputo, R. (2010). Why joints are more abundant than faults. A conceptual model to estimate their ratio in layered carbonate rocks. *Journal of Structural Geology*, 32, 1257-1270.
- Carvalho, A.; Dussel, M.; Reis, E.; Baptista, R.; Coimbra, R. & Reis, M. (1999). *The combined use of electromagnetic methods and tracers to detect preferential groundwater pathways*. Jornadas Actualidad de las Técnicas Geofísicas Aplicadas en Hidrogeología. Granada, Spain.
- Carvalho, J.; Matias, H.; Torres, L.; Manupella, G.; Pereira, R. & Mendevictor, L. (2005). The structural and sedimentary evolution of the Arruda and Lower Tagus sub-basins, Portugal. *Marine and Petroleum Geology*, 22 (3), 427-453.
- Carvalho, J. M. F. (1996). *Área de Moleanos (Maciço Calcário Estremenho): Litologia temática e sondagens*. Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa.
- Carvalho, J. M. F. (1997a). Calcários Ornamentais e Industriais da Área de Pé da Pedreira (Maciço Calcário Estremenho) - Carta de Aptidão. *Estudos, Notas e Trabalhos do Instituto Geológico e Mineiro*, 39, 71 - 89.
- Carvalho, J. M. F. (1997b). *Relatório de Sondagens na Pedreira do Poço (Zona do Espinheiro - MCE) - Empresa Mármore Ferrari, Lda*. Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa.
- Carvalho, J. M. F. (1997c). *Relatório de Sondagens - Pedreira PA4 (Zona do Covão Alto, Pé da Pedreira - MCE)*. Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa.
- Carvalho, J. M. F. (1998). O Alpinina: Variedade de Calcário Ornamental da Região de Alvados (Maciço Calcário Estremenho - Portugal). *Estudos, Notas e Trabalhos do Instituto Geológico e Mineiro*, 40, 51 - 57.
- Carvalho, J. M. F.; Manuppella, G. & Moura, A. C. (2000). Calcários Ornamentais Portugueses. *Boletim de Minas do Instituto Geológico e Mineiro*, 37 (4), 223-232.
- Carvalho, J. M. F. (2007). Rochas Ornamentais, Pedras Naturais ou Pedras Dimensionais? *Boletim de Minas*, 42 (2), 157-160.
- Carvalho, J. M. F. & Henriques, P. (2007). Geologia. In: Moura, A. C. (Editor), *Mármore e Calcários Ornamentais de Portugal* (pp. 21-34). Amadora: Gestão de Artes Gráficas, SA.
- Carvalho, J. M. F.; Henriques, P.; Falé, P. & Luís, G. (2008). Decision criteria for the exploration of ornamental-stone deposits: Application to the marbles of the Portuguese Estremoz Anticline. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 45, 1306-1319.
- Carvalho, J. M. F. (2010). Metodologias para a prospecção de rochas ornamentais. In: Alvarado, E. B. & Cuesta, M. J. D. (Editors), *Técnicas aplicadas a la caracterización y aprovechamiento de recursos geológico-mineros* (pp. 129-139). Oviedo: Instituto Geológico y Minero de España y CYTED - Ciencia y Tecnología para el Desarrollo.
- Carvalho, J. P.; Lisboa, J. V.; Torres, L. & Mendes-Victor, L. A. (2000). Rock mass evaluation using in-situ velocity and attenuation measurements. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 5, 15-31.
- Casal Moura, A.; Grade, J.; Ramos, F. & Ferreira, N. (1995). Aspectos metodológicos do futuro e caracterização de maciços graníticos tendo em vista a sua exploração para a produção de rochas ornamentais e industriais. *Boletim de Minas do IGM*, 32 (1).
- Casas Sainz, A. M. & Faccenna, C. (2001). Tertiary compressional deformation of the Iberian plate. *Terra Nova*, 13, 284-288.
- Chilès, J.-P.; Wackernagel, H.; Beucher, H.; Lantuéjoul, C. & Élion, P. (2008). Estimating fracture density from a linear or areal survey. Santiago, Chile.
- Cloetingh, S.; Burov, E.; Beekman, F.; Andeweg, B.; Andriessen, P. A. M.; Garcia-Castellanos, D.; de Vicente, G. & Vegas, R. (2002). Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics*, 21 (5), 1041.

- COM699 (2008). Iniciativa «matérias-primas» : atender às necessidades críticas para assegurar o crescimento e o emprego na Europa. Bruxelas: Comissão Europeia, <http://eur-lex.europa.eu/LexUriServ/LexUriServ.do?uri=COM:2008:0699:FIN:pt:PDF>.
- Conceição, J. M. (1944). *Relatório dos trabalhos de pesquisa executados até 1943 no Couto Mineiro do Lena e Área Cativa de Valverde*. Empresa Mineira do Lena, Porto de Mós.
- Cooke, M. & Underwood, C. A. (2001). Fracture termination and step-over at bedding interfaces due to frictional slip and interface opening. *Journal of Structural Geology*, 23, 223-238.
- Cosgrove, J. W. & Ameen, M. S. (2000). A comparison of the geometry, spatial organization and fracture patterns associated with forced folds and buckle folds. In: Cosgrove, J. W. & Ameen, M. S. (Editors), *Forced Folds and Fractures* (pp. 7-21). London: Geological Society.
- Costa, J. G.; Moreira, J. & Manupella, G. (1988). Calcários Ornamentais do Maciço Calcário Estremenho. *Estudos, Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro*, 30, 51-88.
- Crider, J. G. & Peacock, D. (2004). Initiation of brittle faults in the upper crust: a review of field observations. *Journal of Structural Geology*, 26, 691-707.
- Crispim, J. (1995). *Dinâmica cársica e implicações ambientais nas depressões de Alvados e Minde*. Tese de doutoramento, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisboa.
- Cunha, L. (1989). *As Serras calcárias de Condeixa - Sicó - Alvaiázere: estudo de geomorfologia*. Tese de Doutoramento, Universidade de Coimbra.
- Cunha, L. (2005). Estudos de geomorfologia cársica em Portugal. Um ponto de situação relativo aos maciços do sector setentrional da orla mesocenozóica ocidental portuguesa (Outil, Boa Viagem e Sicó) (pp. 51-63). Leiria: Sociedade Portuguesa de Espeleologia.
- Cunha, P. P. (1992). *Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra*. Tese de Doutoramento, Universidade de Coimbra.
- Cunha, P. P. & Pena dos Reis, R. (1992). *Síntese da evolução geodinâmica e paleogeográfica do sector Norte da Bacia Lusitânica durante o Cretácico e Terciário*. III Congresso Geológico de Espanha e VIII Congresso Latinoamericano de Geologia, 1. Salamanca.
- Cunha, P. P. (1993). *Syntesis of the tectonic and sedimentary evolution of central Portugal during Cretaceous (Lusitanian basin)*. 1st General Meeting - IGCP Project nº362 - Tethyan and Boreal Cretaceous (Abstracts). Coimbra.
- Cunha, P. P. & Pena dos Reis, R. (1995). Cretaceous sedimentary and tectonic evolution of the northern sector of the Lusitanian Basin (Portugal). *Cretaceous Research*, 16 (2-3), 155-170.
- Cunha, P. P.; Pais, J. & Legoinha, P. (2009). *Evolução geológica de Portugal continental durante o Cenozóico - sedimentação aluvial e marinha numa margem continental passiva (Ibéria ocidental)*. 6º Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico - MIA09.
- Currier, L. W. (1960). Geologic appraisal of dimension-stone deposits. U.S. Geological Survey Bulletin 1109, 78.
- Davis, G. H. & Reynolds, S. J. (1996). *Structural Geology of Rocks and Regions*, 2nd ed.: John Wiley & Sons.
- Davis, G. H.; Reynolds, S. J. & Kluth, C. F. (2012). *Structural Geology of Rocks and Regions*, 3rd ed.: John Wiley & Sons, Inc.
- Davis, J. C. (2002). *Statistics and data analysis in geology*, 3rd ed.: John Wiley & Sons.
- Davison, I. (2009). Faulting and fluid flow through salt. *Journal of the Geological Society*, 166 (2), 205-216.
- De Vicente, G.; Cloetingh, S.; Van Wees, J. D. & Cunha, P. P. (2011). Tectonic classification of Cenozoic Iberian foreland basins. *Tectonophysics*, 502 (1-2), 38-61.
- Dershowitz, W. S. (1985). *Rock Joint Systems*. PhD Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Massachusetts.
- Dershowitz, W. S. & Einstein, H. H. (1988). Characterizing rock joint geometry with joint system models. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 21, 21-52.
- DGEG (2011). *Sistemas Petrolíferos*. http://www.dgge.pt/dpep/pt/petroleum_pt.htm (06/06/2011).
- DGEG (2012). *Estatística de Recursos Geológicos*. www.dgge.pt (6 de Março de 2012).
- Dinis, J. & Trincão, P. R. (1995). Recognition and stratigraphical significance of the Aptian unconformity in the Lusitanian Basin, Portugal. *Cretaceous Research*, 16 (2-3), 171-186.
- Dinis, J. (2001). Definição da Formação da Figueira da Foz - Aptiano a Cenomaniano do sector central da margem oeste ibérica. *Comunicações do Inst. Geol e Mineiro*, 88, 127-160.

- Dinis, J.; Rey, J.; Cunha, P. P.; Callapez, P. & Pena dos Reis, R. (2008). Stratigraphy and allogenic controls of the western Portugal Cretaceous: an updated synthesis. *Cretaceous Research*, 29, 772-780.
- Drogue, C. & Almeida, C. (1984). Déformations cassantes et structure de magasin dans la couverture mésozoïque du Centre du Portugal (Est du Plateau de Fátima). *C. R. Acad. Sc. Paris, t. 229, série II*, 9, 577 - 580.
- Duarte, J.; Santarém Andrade, P. & Saraiva, A. (2010). *Caracterização das descontinuidades e de situações de instabilidade de uma pedreira de calcário ornamental localizada em Valinho de Fátima*. VIII Congresso Nacional de Geologia, 20. Universidade do Minho, Braga: e-Terra - Revista Electrónica de Ciências da Terra.
- Duarte, L. V. & Soares, A. F. (2002). Litoestratigrafia das Séries Margo-Calcárias do Jurássico inferior da Bacia Lusitânica (Portugal). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 89, 135-154.
- Dyer, R. (1988). Using joint interactions to estimate paleostress ratios. *Journal of Structural Geology*, 10 (7), 685-699.
- Ehlen, J. (2000). Fractal analysis of joint patterns in granite. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 37, 909-922.
- Einstein, H. H. & Baecher, G. B. (1982). Probabilistic and Statistical Methods in Engineering Geology -- Problem Statement and Introduction to Solution. *Rock Mechanics*, Suppl. 12, 47-62.
- Einstein, H. H. & Baecher, G. B. (1983). Probabilistic and statistical methods in engineering geology. Part I: Exploration. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 16, 39-72.
- Einstein, H. H. & Dershowitz, W. S. (1990). Tensile and shear fracturing in predominantly compressive stress fields—a review. *Engineering Geology*, 29 (2), 149-172.
- Engelder, T. & Geiser, P. (1980). On the use of regional joint sets as trajectories of paleostress fields during the development of the Appalachian Plateau, New York. *Journal of Geophysical Research*, 85 (B11), 6319-6341.
- Engelder, T. (1985). Loading paths to joint propagation during a tectonic cycle: An example from the Appalachian Plateau, USA. *Journal of Structural Geology*, 7, 459-476.
- Engelder, T. (1987). Joints and shear fractures in rocks. In: Atkinson, B. K. (Editor), *Fracture Mechanics of Rock*. London: Academic Press Inc.
- Engelder, T. & Lacazette, A. (1990). Natural hydraulic fracturing. In: Barton, N. & Stephansson, O. (Editors), *Rock Joints* (pp. 35-44). Rotterdam: A. A. Balkema.
- Engelder, T.; Gross, M. R. & Pinkerton, P. (1997). An analysis of joint development in thick sandstone beds of the Elk Basin Anticline, Montana, Wyoming. In: Hoak, T.; Klawitter, A. & Blomquist, P. (Editors), *Fractured Reservoirs: Characterization and Modeling Guidebook* (pp. 1-18). Denver: Rocky Mountain Association of Geologists 1997 Guidebook.
- Engelder, T. (1999). Transitional-tensile fracture propagation: a status report. *Journal of Structural Geology*, 21, 1049-1055.
- Engelder, T. & Peacock, D. (2001). Joint development normal to regional compression during flexural-flow folding: the Lilstock buttress anticline, Somerset, England. *Journal of Structural Geology*, 23, 259-277.
- EPAL (2011). *Subsistema Alviela*. www.epal.pt (7 de Setembro de 2011).
- Eyal, Y. (2001). Joint development during fluctuation of the regional stress field in southern Israel. *Journal of Structural Geology*, 23, 279-296.
- Feng, J.-L.; Zhu, L.-P. & Cui, Z.-J. (2009). Quartz features constrain the origin of terra rossa over dolomite on the Yunnan-Guizhou Plateau, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 36 (2-3), 156-167.
- Ferreira, A. B.; Rodrigues, M. L. & Zêzere, J. L. (1988). Problemas da evolução geomorfológica do Maciço Calcário Estremenho. *Finisterra*, XXIII (45), 5-28.
- Ferreira, M. P. & Macedo, C. R. (1983). Igneous rocks in the diapiric areas of the western portuguese border: the K-Ar ages and settings of the Upper Jurassic suite. *Memórias e Notícias do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra*, 96, 159-181.
- Ferreira, M. P. & Macedo, C. R. (1987). Idade radiométrica K- do filão das Gaeiras (Óbidos). Universidade de Aveiro.
- Ferril, A. & Morris, A. (2003). Dilatational normal faults. *Journal of Structural Geology*, 25, 183-196.
- Figueiredo, V. (2009). *Foraminíferos da passagem Jurássico Inferior-Médio do Sector Central da Bacia Lusitânica: O perfil de Zambujal de Alcaria*. Tese de Mestrado, Universidade de Coimbra, Coimbra.
- Finch, E.; Hardy, S. & Gawthorpe, R. L. (2004). Discrete-element modelling of extensional fault-propagation folding above rigid basement fault blocks. *Basin Research*, 16, 489 - 506.
- Finn, M. (2003). Kinematics of throughgoing fractures in jointed rocks. *Tectonophysics*, 376, 151-166.

- Fischer, M.; Gross, M. R.; Engelder, T. & Greenfield, R. J. (1995). Finite-element analysis of the stress distribution around a pressurized crack in a layered elastic medium: implications for the spacing of fluid-driven joints in bedded sedimentary rock. *Tectonophysics*, 247, 49-64.
- Fox, J. (1989). Seismic interpretation in salt controlled basins, Seismic Interpretation Séries (Society of Exploration Geophysics), 3-10.
- Galdeano, C. S. (2000). Evolution of Iberia during the Cenozoic with special emphasis on the formation of the Betic Cordillera and its relation with the western Mediterranean. *Ciências da Terra*, 14, 9-24.
- Galopim de Carvalho, A. M. & Pereira, V. B. (1973). Areias brancas de Rio Maior : aspectos geológicos-económicos. *Estudos, Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro*, XXII (1-2), 5-87.
- Galopim de Carvalho, A. M.; Ribeiro, A. & Cabral, J. (1985). Evolução paleogeográfica da bacia cenozóica do Tejo-Sado. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 24, 209-212.
- García, E. O. (1996). Investigación de Yacimientos. In: Jimeno, C. L. (Editor), *Manual de Rocas Ornamentales - Prospección, explotación, elaboración y colocación* (pp. 139-174). Madrid: Entorno Grafico, S. L.
- Gdoutos, E. E. (2005). *Fracture Mechanics: an introduction*, 2nd ed. Dordrecht: Springer.
- Gomes, C. S. F. (1991). Considerations on the genesis of the hyperaluminous clay of Andorinha (Cantanhede - Portugal) supported on geological, mineralogical and geochemical investigation. *Geociências, Revista da Universidade de Aveiro*, 5 (2), 27-36.
- Gomes, C. S. F. (1996). Karst type lateritic-bauxitic clay of Andorinha (Cantanhede, Portugal): geology, mineralogy, geochemistry and genesis. *Geociências, Revista da Universidade de Aveiro*, 10 (1), 153-166.
- Gong, Z.; Langereis, C. G. & Mullender, T. A. T. (2008). The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay. *Earth and Planetary Science Letters*, 273 (1-2), 80-93.
- Gradstein, F. M.; Ogg, J. G.; Smith, A. G.; Agterberg, F. P.; Bleeker, W.; Cooper, R. A.; Davydov, V.; Gibbard, P.; Hinnov, L. A.; House, M. R.; Lourens, L.; Luterbacher, H. P.; McArthur, J.; Melchin, M. J.; Robb, L. J.; Shergold, J.; Villeneuve, M.; Wardlaw, B. R.; Ali, J.; Brinkhuis, H.; Hilgen, F. J.; Hooker, J.; Howarth, R. J.; Knoll, A. H.; Laskar, J.; Monechi, S.; Plumb, K. A.; Powell, J.; Raffi, I.; Röhl, U.; Sadler, P.; Sanfilippo, A.; Schmitz, B.; Shackleton, N. J.; Shields, G. A.; Strauss, H.; Van Dam, J.; van Kolfschoten, T.; Veizer, J. & Wilson, D. (2004). *A Geologic Time Scale*: Cambridge University Press.
- Griffith, A. A. (1921). The Phenomena of Rupture and Flow in Solids. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical or Physical Character (1896-1934)*, 221, 163-198.
- Gross, M. R. (1993). The origin and spacing of cross joints: examples from the Monterey Formation, Santa Barbara Coastline, California. *Journal of Structural Geology*, 15 (6), 737-751.
- Gruneisen, P.; Hirlemann, G.; Jannot, P.; Lillié, F. & Rhuland, M. (1973). Fracturation de la couverture calcaire de structures diapiriques. Dômes salifères de Sao Mamede et du Pragosa (Plateau de Fatima, Portugal). *Sciences Géologiques, Bulletin. Strasbourg*, 26 (2-3), 187-217.
- Guéry, F.; Montenat, C. & Vachard, D. (1986). Évolution tectono-sédimentaire du bassin portugais au Mésozoïque suivant la transversale de Penhiche (Estremadura). *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 10 (1), 83-94.
- Hancock, P. L. (1972). The analysis of en-échelon veins. *Geological Magazine*, 109 (3), 269-276.
- Hancock, P. L. (1985). Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, 7 (3/4), 437-457.
- Hancock, P. L.; Maddock, R.; Zoback, M. L.; Skipp, B. & Vita-Finzi, C. (1991). Determining Contemporary Stress Directions from Neotectonic Joint Systems [and Discussion]. *Philosophical Transactions of the Royal Society: Physical and Engineering Sciences (1990-1995)*, 337, 29-40.
- Harben, P. & Purdy, J. (1991). Dimension stone evaluation: from cradle to gravestone. *Industrial Minerals*, February, 47-61.
- Healy, D.; Jones, R. R. & Holdsworth, R. E. (2006). Three-dimensional brittle shear fracturing by tensile crack interaction. *Nature*, 439, 64-67.
- Helgeson, D. E. & Aydin, A. (1991). Characteristics of joint propagation across layer interfaces in sedimentary rocks *Journal of Structural Geology*, 13 (8), 897-911.
- Henriques, M. H. (2000). Aalenian of the Zambujal de Alcaria section (Central Lusitanian Basin, Portugal). In: Hall, R. L. & Smith, P. L. (Editors), 6 (pp. 85-94). Vancouver: Transtec Publications Zurich.

- Higgins, R. I. & Harris, L. B. (1997). The effect of cover composition on extensional faulting above re-activated basement faults: results from analogue modelling. *Journal of Structural Geology*, 19 (1), 89-98.
- Hlaiem, A. (1999). Halokinesis and structural evolution of the major features in eastern and southern Tunisian Atlas. *Tectonophysics*, 306 (1), 79-95.
- Hobbs, D. W. (1967). The formation of tension joints in sedimentary rock: an explanation. *Geology Magazine*, 104, 550-556.
- Homberg, C.; Hu, J.; Angelier, J.; Bergerat, F. & Lacombe, O. (1997). Characterization of stress perturbations near major fault zones: insights from 2-D distinct-element numerical modelling and field studies (Jura mountains). *Journal of Structural Geology*, 19 (5), 703-718.
- Hoyos, M.; Doblas, M.; Sánchez-Moral, S.; Cañaveras, J. C.; Sesé, C.; Sanz, E.; Mahecha, V. & Ordoñez, S. (1996). Hydration diapirism: A climate-related initiation of evaporite mounds in two continental Neogene basins of central Spain. *Geological Society Special Publication* (100), 49-63.
- Huang, Q. R. & Charlesworth, H. (1989). A Fortran-77 program to separate a heterogeneous set of orientations into subsets. *Computers & Geosciences*, 15 (1), 1-7.
- Hubbard, R. J. (1988). Age and significance of sequence boundaries on Jurassic and Early Cretaceous rifted continental margins. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 72 (1), 49-72.
- Hudson, J. A. & Priest, S. D. (1983). Discontinuity frequency in rock masses. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 20 (2), 73-89.
- Hudson, J. A. & Harrison, J. P. (1997). *Engineering rock mechanics: an introduction to the principles*. Access. Oxford: Pergamon.
- I.S.R.M. (1978). Suggested methods for the quantitative description in rock masses. *International Journal of Rock Mechanics, Mining Science & Geomechanical Abstracts*, 15 (6), 319-368.
- ISRM (1978). Suggested Methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanical Abstracts*, 15, 319-368.
- Jabaloy, A.; Galindo-Zaldívar, J. & González-Lodeiro, F. (2002). Palaeostress evolution of the Iberian Peninsula (Late Carboniferous to present-day). *Tectonophysics*, 357 (1-4), 159-186.
- Jackson, M. P. A. & Talbot, C. J. (1986). External shapes, strain rates, and dynamics of salt structures. *Geological Society of America Bulletin*, 97 (3), 305-323.
- Jackson, M. P. A. & Vendeville, B. C. (1994). Regional extension as a geologic trigger for diapirism. *Geological Society of America Bulletin*, 106 (1), 57-73.
- Jenyon, M. K. (1986). *Salt Tectonics*. England: Elsevier.
- Jimeno, C. L. (1996). *Manual de Rocas Ornamentales - Prospección, Explotación, Elaboración y Colocación*. Madrid: Entorno Grafico, S. L.
- Kemeny, J. & Post, R. (2003). Estimating three-dimensional rock discontinuity orientation from digital images of fracture traces. *Computers & Geosciences*, 29, 65-77.
- Kim, Y.-S.; Peacock, D. C. P. & Sanderson, D. J. (2004). Fault damage zones. *Journal of Structural Geology*, 26 (3), 503-517.
- Kohlbeck, F. & Scheidegger, A. E. (1977). On the Theory of the Evaluation of Joint Orientation Measurements. *Rock Mechanics*, 9, 9-25.
- Kulatilake, P. & Wu, T. (1984). Estimation of Mean Trace Length of Discontinuities. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 17 (4), 215-232.
- Kulatilake, P. H.; Wathugala, D. N. & Stephansson, O. (1993). Joint Network Modelling with a Validation Exercise in Stripa Mine, Sweden. *International Journal of Rock Mechanics, Mining Sciences & Geomechanical Abstracts*, 30 (5), 503-526.
- Kullberg, J. C. (2000). *Evolução Tectónica Mesozóica da Bacia Lusitaniana*. Tese de Doutorado, Universidade Nova de Lisboa, Lisboa.
- Kullberg, J. C.; Rocha, R. B.; Soares, A. F.; Rey, J.; Terrinha, P. & Callapez, P. (2006). A Bacia Lusitaniana: estratigrafia, paleogeografia e tectónica. In: Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P. et al. (Editors), *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria* (pp. 317-368). Évora: Universidade de Évora.
- Kullberg, J. C.; Rocha, R. B.; Soares, A. F.; Rey, J.; Terrinha, P.; Azerêdo, A. C.; Callapez, P.; Duarte, L. V.; Kullberg, M. C.; Martins, L.; Miranda, J. R.; Alves, C.; Mata, J.; Madeira, J.; Mateus, O.; Moreira, M. & Nogueira, C. R. (2013). A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In: Dias, R.; Araújo, A. A.; Terrinha, P.

- et al.* (Editors), *Geologia de Portugal, Vol. II - Geologia Meso-cenozóica de Portugal* (pp. 798). Lisboa: Escolar Editora.
- Kullberg, M. C.; Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (1997). *Tectonic significance of a set of WNW-ESE lineaments observed in satellite images of the West Iberian Margin*. 3ª Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica. Estremoz.
- Kullberg, M. C. & Kullberg, J. C. (Editors) (2000). *Interpretação tectónica de um conjunto de lineamentos WNW-ESE observados em imagens LANDSAT da Margem Oeste Iberica*. in *Tectónica das regiões de Sintra e Arrábida*. Lisboa: Mem. Geociências, Museu Nac. Hist. Nat. Univ. Lisboa.
- Kullberg, M. C.; Kullberg, J. C. & Terrinha, P. (2000). *Tectónica da Cadeia da Arrábida*, in *Tectónica das regiões de Sintra e Arrábida* (pp. 35-84). Lisboa: Museu Nac. Hist. Nat. Univ. Lisboa.
- La Pointe, P. R. & Hudson, J. A. (1985). *Characterization and Interpretation of Rock Mass Properties*. Special Paper 199. Colorado: Geological Society of America.
- La Pointe, P. R. & Hermanson, J. (2006). Statistical model of fractures and deformation zones. Preliminary site Description - Simpevarp subarea - version 1.2, Stockholm, 81.
- Ladeira, F. L. & Price, N. J. (1981). Relationship between fracture spacing and bed thickness. *Journal of Structural Geology*, 3 (2), 179-183.
- Langer, W. H. (2001). Construction Materials, Dimension Stone. In: Buschow K H J, C. R. W., Flemings M C, Ilchner B, Kramer E J, Mahajan S (Editor), *Encyclopedia of Materials: Science and Technology* (pp. 1546-1550). Oxford: Elsevier.
- Lanney, N. A. (1978). Department of Civil Engineering, anuary, 1978, Civil Engineering, 251.
- Leinfelder, R. R. & Wilson, R. C. L. (1989). Seismic and sedimentologic features of Oxfordian-Kimmeridgian syn-rift sediments on the eastern margin of the Lusitanian Basin. *Geologische Rundschau*, 78 (1), 81-104.
- Leinfelder, R. R. & Wilson, R. C. L. (1998). Third order Sequences in an Upper Jurassic Rift-Related Second Order Sequence, Central Lusitanian Basin, Portugal. In: Graciansky, P.-C. D.; Hardenbol, J.; Jacquin, T. *et al.* (Editors), *Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins* (pp. 507-525). Tulsa: SEPM, Special Publication.
- Lepvrier, C. & Mougnot, D. (1984). Déformations cassantes et champs de contrainte posthercyniens dans l'Ouest de l'Ibérie (Portugal). *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 25 (4), 291-305.
- Liesa, C. L. & Simón, J. L. (2009). Evolution of intraplate stress fields under multiple remote compressions: The case of the Iberian Chain (NE Spain). *Tectonophysics*, 474 (1-2), 144-159.
- Lomholt, S.; Rasmussen, E.; Andersen, C.; Vejbaek, O. V.; Madsen, L. & Steinhardt, H. (1995). *Seismic interpretation and mapping of the Lusitanian Basin, Portugal*. Geological Survey of Denmark and Greenland, DGU Service Report no. 65.
- Luís, A. G. (1995). *Caracterização, avaliação e simulação da blocometria de um jazigo de mármore*. Tese de Mestrado em Mineralurgia e Planeamento Mineiro, Univ. Técnica de Lisboa, Instituto Superior Técnico, Lisboa.
- Luodes, H.; Selonen, O. & Pääkkönen, K. (2000). Evaluation of dimension stone in gneissic rocks — a case history from southern Finland. *Engineering Geology*, 58 (2), 209-223.
- Macedo, C. R. (1998). Basalto da Nazaré : idade K-Ar. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 84 (1), B119-B121.
- Main, I. G.; Meredith, P. G.; Sammonds, P. R. & Jones, C. (1990). Influence of fractal flaw distributions on rock deformation in the brittle field. *Geological Society, London, Special Publications*, 54, 81-96.
- Manda, A. K. & Mabee, S. B. (2010). Comparison of three fracture sampling methods for layered rocks. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 47 (2), 218-226.
- Mandl, G. (2005). *Rock Joints - The Mechanical Genesis*: Springer-Verlag.
- Manupella, G.; Barbosa, B.; Azerêdo, A. C.; Carvalho, J.; Crispim, J.; Machado, S. & Sampaio, J. (2006). *Notícia Explicativa da Folha 27-C, Torres Novas*, 2ª edição ed. Lisboa: Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação.
- Manuppella, G. (1971). Rochas dolomíticas da Serra de Aire. *Estudos, Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro*, XX (1-2), 129-151.
- Manuppella, G.; Moreira, J. C. B.; Costa, J. R. G. & Crispim, J. A. (1985). Calcários e Dolomitos do Maciço Calcário Estremenho. *Estudos, Notas e Trabalhos do Laboratório e Serviço de Fomento Mineiro*, 27, 3-48.

- Manuppella, G.; Antunes, M. T.; Almeida, C.; Azerêdo, A. C.; Barbosa, B.; Cardoso, J. L.; Crispim, J. A.; Duarte, L. V.; Martins, L. T.; Ramalho, M. M.; Santos, V. F. & Terrinha, P. (2000). *Notícia Explicativa da Folha 27-A, Vila Nova de Ourém*, 2ª edição ed. Lisboa: Instituto Geológico e Mineiro.
- Mardia, K. V. (1972). *Statistics of Directional Data*. London: Academic Press.
- Marques, F.; Mateus, A. & Tassinari, C. (2002). The Late-Variscan fault network in central–northern Portugal (NW Iberia): a re-evaluation. *Tectonophysics*, 359, 255 - 270.
- Martins, A. F. (1949). *Maiço Calcário Estremenho. Contribuição para um Estudo de Geografia Física*. Tese de Doutoramento em Ciências Geográficas, Universidade de Coimbra.
- Martins, L. (1991). *Actividade ígnea mesozóica em Portugal: contribuição petrológica e geoquímica*. Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa, Lisboa.
- Martins, L.; Miranda, R.; Alves, C.; Mata, J.; Madeira, J.; Munhá, J.; Terrinha, P.; Youbi, N. & Bensalah, K. (2010). *Mesozoic magmatism at the West Iberian Margins: timing and geochemistry*. II Central & North Atlantic Conjugate Margins Conference, 3. Lisbon.
- Marzoli, A.; Renne, P. R.; Piccirillo, E. M.; Ernesto, M.; Bellieni, G. & Min, A. D. (1999). Extensive 200-Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284 (5414), 616-618.
- Matheron, G. (1970). *La théorie des variables régionalisées et ses applications*. Les Cahiers du CGMM. Paris: Fontainebleau.
- Matos, V.; Miranda, J.; Pina, B.; Calhã, A.; Pena dos Reis, R. & Pimentel, N. (2010). *Sistemas de falhas em afloramentos do Triásico Superior na região de Coimbra*. VIII Congresso Nacional de Geologia, 11. Braga: Revista Electrónica de Ciências da Terra, 11, nº 3.
- Mauffret, A.; Mougnot, D.; Miles, P. R. & Malod, J. A. (1989). Results from multichannel reflection profiling of the Tagus Abyssal Plain (Portugal) - comparison with the Canadian Margin. In: Tankard, A. J. & Balkwill, H. R. (Editors), *Extension Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins* (pp. 379-393): AAPG Memoir.
- Mauldon, M. & Mauldon, J. G. (1997). Fracture sampling on a cylinder: From scanlines to boreholes and tunnels. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 30, 129-144.
- Mauldon, M.; Dunne, W. M. & Rohrbaugh, M. B. (2001). Circular scanlines and circular windows: new tools for characterizing the geometry of fracture traces. *Journal of Structural Geology*, 23, 247-258.
- McConaughy, D. & Engelder, T. (2001). Joint initiation in bedded clastic rocks. *Journal of Structural Geology*, 23, 203-221.
- Merceron, T. & Velde, B. (1991). Application of Cantor's Method for Fractal Analysis of Fractures in the Toyoha Mine, Hokkaido, Japan. *Journal of Geophysical Research*, 96(B10) (16), 16641-16650.
- Miller, S. M. (1983). A statistical method to evaluate homogeneity of structural populations. *Mathematical Geology*, 15, 317-328.
- Miranda, R.; Valadares, V.; Terrinha, P.; Mata, J.; Azevedo, M. D.; Gaspar, M.; Kullberg, J. C. & Ribeiro, C. (2009). Age constraints on the Late Cretaceous alkaline magmatism on the West Iberian Margin. *Cretaceous Research*, 30 (3), 575-586.
- Mitchum Jr, R. M.; Vail, P. R. & Sangree, J. B. (1977a). Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns. In: Payton, C. E. (Editor), *Depositional Sequences in Seismic Stratigraphy - application to hydrocarbon exploration* (pp. 117-133): American Association of Petroleum Geologists.
- Mitchum Jr, R. M.; Vail, P. R. & Thompson III, S. (1977b). Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level. Parte 2: The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. In: Payton, C. E. (Editor), *Seismic Stratigraphy - application to hydrocarbon exploration* (pp. 53-62): American Association of Petroleum Geologist.
- Mollema, P. (1999). Development of strike-slip faults in the dolomites of the Sella Group, Northern Italy. *Journal of Structural Geology*, 21, 273-292.
- Montenat, C. & Guéry, F. (1984). L'intrusion diapirique de Caldas da Rainha et l'halocinèse jurassique sur la marge portugaise. *Comptes Rendus - Academie des Sciences de Paris, Serie II: Sciences de la Terre et des Planetes*, 20, 901 - 906.
- Montenat, C.; Guery, F.; Jamet, M. & Berthou, P. Y. (1988). Mesozoic evolution of the Lusitanian basin: comparison with the adjacent margin. In: Boilot, G. & Winterer, E. L. (Editors), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (pp. 757-775).
- Morales, J.; Serrano, I.; Jabaloy, A.; Galindo-Zaldívar, J.; Zhao, D.; Torcal, F.; Vidal, F. & Lodeiro, F. G. (1999). Active continental subduction beneath the Betic Cordillera and the Alboran Sea. *Geology*, 27 (8), 735-738.

- Moreira, J. C. B.; Manuppella, G. & Pereira, V. B. (1988). Prospecção de Lenhitos na zona a Norte do Couto Mineiro do Lena. *Estudos, Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro*, 30, 111-116.
- Munier, R. (2004). *Statistical analysis of fracture data, adapted for modelling Discrete Fracture Networks-Version 2*. SKB - Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co, Stockholm.
- Muñoz de la Nava, P. M.; Escudero, J. R.; Suarez, I. R.; Romero, E. G.; Rosa, A. C.; Moles, F. C. & Martinez, M. G. (1989). Metodología de investigación de rocas ornamentales: granitos. *Boletín Geológico y Minero*, 100 (3), 129-149.
- Myers, R. & Aydin, A. (2004). The evolution of faults formed by shearing across joint zones in sandstone. *Journal of Structural Geology*, 26, 947-966.
- Mynatt, I.; Seyum, S. & Pollard, D. D. (2009). Fracture initiation, development, and reactivation in folded sedimentary rocks at Raplee Ridge, UT. *Journal of Structural Geology*, 31, 1100-1113.
- Nalpas, T. & Brun, J. P. (1993). Salt flow and diapirism related to extension at crustal scale. *Tectonophysics*, 228 (3-4), 349-362.
- Narr, W. & Suppe, J. (1991). Joint spacing in sedimentary rocks. *Journal of Structural Geology*, 13 (9), 1037-1048.
- Nelson, R. A. (2001). *Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs*, 2nd ed.: Gulf Professional Publishing.
- Nickelsen, R. P. & Hough, V. N. D. (1967). Jointing in the Appalachian Plateau of Pennsylvania. *Geological Society of America Bulletin*, 78, 609-629.
- Nilsen, K. T.; Vendeville, B. & Johansen, J.-T. (1995). Influence of Regional Tectonics on Halokinesis in the Nordkapp Basin, Barents Sea. In: Jackson, M. P. A.; Roberts, D. G. & Snelson, S. (Editors), *Salt Tectonics: a global perspective* (pp. 413 - 436): American Association of Petroleum Geologists Memoir.
- Nuth, M. & Laloui, L. (2008). Effective stress concept in unsaturated soils: Clarification and validation of a unified framework. *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics*, 32, 771-801.
- Odling, N. E.; Gillespie, P.; Bourguine, B.; Castaing, C.; Chilés, J.-P.; Christensen, N. P.; Fillion, E.; Genter, A.; Olsen, C.; Thrane, L.; Trice, R.; Aarseth, E.; Walsh, J. J. & Watterson, J. (1999). Variations in fracture system geometry and their implications for fluid flow in fractured hydrocarbon reservoirs. *Petroleum Geoscience*, 5, 373-384.
- Ogg, J. G.; Ogg, G. & Gradstein, F. M. (2008). *The Concise Geologic Time Scale*: Cambridge University Press.
- Osnet (2004). *The network of Ornamental Stones*. http://www.osnet.ntua.gr/Root_Pages/The_Network.htm, (06/10/2011).
- Pais, J.; Cunha, P. P.; Pereira, D.; Legoinha, P.; Dias, R.; Moura, D.; Silveira, A. B.; Kullberg, J. C. & González-Delgado, J. A. (2012). The Paleogene and Neogene of Western Iberia (Portugal): A Cenozoic Record in the European Atlantic Domain. *SpringerBriefs in Earth Sciences* (pp. 1-138): Springer Berlin Heidelberg.
- Palmstrom, A. (1995). *RMI - A rock mass characterization system for rock engineering purposes*. PhD Thesis, University of Oslo, Oslo.
- Palmstrom, A. (2001). Measurement and characterization of rock mass jointing, *In-situ characterization of rocks* (pp. 49-97): A.A. Balkema publishers.
- Park, H. (2002). Sampling bias of discontinuity orientation caused by linear sampling technique. *Engineering Geology*, 66, 99-110.
- Patton, T. L.; Logan, J. M. & Friedman, M. (1998). Experimentally generated normal faults in single-layer and multilayer limestone specimens at confining pressure. *Tectonophysics*, 295 (1-2), 53-77.
- Peacock, D. (2001). The temporal relationship between joints and faults. *Journal of Structural Geology*, 23, 329-341.
- Peacock, D.; Harris, S. & Mauldon, M. (2003). Use of curved scanlines and boreholes to predict fracture frequencies. *Journal of Structural Geology*, 25, 109-119.
- Peacock, D. (2004). Differences between veins and joints using the example of the Jurassic limestones of Somerset. In: Cosgrove, J. W. & Engelder, T. (Editors), *The Initiation, Propagation, and Arrest of Joints and Other Fractures* (pp. 209-221). London: Geological Society.
- Pecher, A. (1989). SCHMIDTMAC - a program to display and analyze directional data. *Computers & Geosciences*, 15 (8), 1315-1326.
- Pena dos Reis, R. (2000). Depositional systems and sequences in a geological setting displaying variable sedimentary geometries and controls: Example of the Late Cretaceous Lusitanian Basin (Central Portugal). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 87, 63-76.

- Pena dos Reis, R.; Cunha, P. P.; Dinis, J. L. & Trincão, P. R. (2000). Geologic Evolution of the Lusitanian Basin (Portugal) during the Late Jurassic, 6 (pp. 345-357). Vancouver: Trans Tech Publications.
- Pena dos Reis, R. & Pimentel, N. (2010). *Field Trip Guide Book - Lusitanian Basin (Portugal)*. II Central & North Atlantic Conjugate Margins conference. Lisbon: Impressões e Soluções, Laboratório de imagem, Lda.
- Pereira, R. & Alves, T. M. (2011). Margin segmentation prior to continental break-up: A seismic–stratigraphic record of multiphased rifting in the North Atlantic (Southwest Iberia). *Tectonophysics*, 505 (1-4), 17-34.
- Péron-Pinvidic, G. & Manatschal, G. (2009). The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. *International Journal of Earth Sciences*, 98 (7), 1581-1597.
- Pimentel, N. L. & Azevedo, T. M. (1994). Etapas e controlo alpino da sedimentação na bacia do Sado (SW Portugal). *Cuaderno Lab. Xeológico de Laxe*, 19, 229-238.
- Pinheiro, L. M.; Wilson, R. C. L.; Pena Dos Reis, R.; Whitmarsh, R. B. & Ribeiro, A. (1996). The western iberia margin: a geophysical and geological overview. In: Pinheiro, L. M.; Wilson, R. C. L.; Pena Dos Reis, R. *et al.* (Editors), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (pp. 1-23).
- Pluijm, B. A. v. d., & Marshak, S. (2004). *Earth Structure - An Introduction to Structural Geology and Tectonics* (2nd ed.). New York: W. W. Norton & Company, Inc.
- Pollard, D. D. & Segall, P. (1987). Theoretical displacements and stress near fractures in rock: with applications to faults, joints, veins, dikes and solution surfaces. In: Atkinson, B. K. (Editor), *Fracture Mechanics of Rock* (pp. 277-350). London: Academic Press Inc.
- Pollard, D. D. & Aydin, A. (1988). Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1181-1204.
- Porsani, J. L.; Sauck, W. A. & Júnior, A. O. S. (2006). GPR for mapping fractures and as a guide for the extraction of ornamental granite from a quarry: A case study from southern Brazil. *Journal of Applied Geophysics*, 58 (3), 177-187.
- Price, N. J. (1966). *Fault and Joint Development in Brittle and Semi-Brittle Rock*. Oxford: Pergamon Press.
- Price, N. J. & Cosgrove, J. W. (1990). *Analysis of Geological Structures*: Cambridge University Press.
- Priest, S. D. & Hudson, J. A. (1981). Estimation of Discontinuity Spacing and Trace Length Using Scanline Surveys. *International Journal of Rock Mechanics, Mining Sciences & Geomechanical Abstracts*, 18, 183-197.
- Priest, S. D. (1993). *Discontinuity analysis for rock engineering*. London: Chapman & Hall.
- Priest, S. D. (2004). Determination of Discontinuity Size Distributions from Scanline Data. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 37, 347-368.
- Prosser, S. (1993). Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. In: Williams, G. D. & Dobb, A. (Editors), *Tectonics and seismic sequence stratigraphy* (pp. 35-66): Geological Society Special Publication
- Quartau, R. (1998). Calcários Ornamentais e Industriais do Maciço Calcário Estremenho - A variedade Semi Rijo de Cabeça Veada. *Estudos, Notas e Trabalhos do Instituto Geológico e Mineiro*, 40, 81 - 88.
- Quartau, R. (2000). *Calcários ornamentais do Maciço Calcário Estremenho - A variedade Semi-Rijo do Codaçal*. Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa.
- Quesada, D.; Picard, D.; Putot, C. & Leguillon, D. (2009). The role of the interbed thickness on the step-over fracture under overburden pressure. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 46, 281-288.
- Ramsay, J. G. (1967). *Folding and Fracturing of Rocks*. New York: Mc Graw-Hill.
- Ramsay, J. G. (1980). The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature*, 284, 135-139.
- Ramsay, J. G. & Huber, M. (1983). *The techniques of modern structural geology*, Volume 1: Strain Analyses. London: Academic Press.
- Ramsay, J. G. & Huber, M. (1987). *The Techniques of Modern Structural Geology*, 2 - Folds and Fractures: Academic Press.
- Ramsey, J. M. & Chester, F. M. (2004). Hybrid fracture and the transition from extension fracture to shear fracture. *Nature*, 428, 63-66.
- Rasmussen, E.; Lomholt, S.; Andersen, C. & Vejbæk, O. V. (1998). Aspects of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal. *Tectonophysics*, 300 (1-4), 199-225.
- Rawnsley, K.; Rives, T. & Petit, J.-P. (1992). Joint development in perturbed stress field near faults. *Journal of Structural Geology*, 14 (8/9), 939-951.

- Rawnsley, K. (1998). Joints in the Mesozoic sediments around the Bristol Channel Basin. *Journal of Structural Geology*, 20, 1641-1661.
- Regueiro, M.; Martins, L.; Feraud, J. & Arvidsson, S. (2002). *Towards a European Strategy for the sustainable use of Natural Resources*. http://www.eurogeosurveys.org/download/egsop30_Mineral_Resources.pdf (04/10/2011).
- Rey, J.; Dinis, J.; Callapez, P. & Cunha, P. P. (2006). *Da rotura continental à margem passiva. Composição e evolução do Cretácico de Portugal*. Cadernos de Geologia de Portugal: INETI.
- Ribeiro, A.; Antunes, M. T.; Ferreira, M. P.; Rocha, R. B.; Soares, A. F.; Zbyszewski, G.; Moitinho de Almeida, F.; Carvalho, D. & Monteiro, J. H. (1979). *Introduction à la géologie générale du Portugal*: Serviços Geológicos de Portugal.
- Ribeiro, A.; Kullberg, M. C.; Kullberg, J. C.; Manuppella, G. & Phipps, S. (1990). A review of Alpine tectonics in Portugal: foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184 (3-4), 357-366.
- Ribeiro, A.; Cabral, J.; Baptista, R. & Matias, L. (1996a). Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia. *Tectonics*, 15 (2), 641-659.
- Ribeiro, A.; Silva, J. B.; Cabral, J.; Dias, R.; Fonseca, P.; Kullberg, M. C.; Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (1996b). *Tectonics of the Lusitanian Basin. Final Report*. ICTE/GG/GeoFCUL, Proj. MILUPOBAS, Contract No. JOU2-CT94-0348, Lisboa.
- Ribeiro, A. (2000). *Soft plate and impact tectonics*. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag.
- Ribeiro, J. (1994). *Planeamento da exploração de pedreiras de mármore com base em um índice de recuperação*. Tese de Mestrado, Universidade Técnica de Lisboa, Instituto Superior Técnico, Lisboa.
- Ribeiro, P. & Cabral, J. (1998). Study of Plio-Quaternary tectonic deformations on the southern side of S. Pedro de Muel diapiric structure (Vale de Paredes - Marinha Grande). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 84 (1), D73-D76.
- Rives, T.; Razack, M.; Petit, J.-P. & Rawnsley, K. (1992). Joint spacing: analogue and numerical simulations. *Journal of Structural Geology*, 14 (8/9), 925-937.
- Rocha, R. B. & Soares, A. F. (1984). Algumas reflexões sobre a sedimentação jurássica na orla meso-cenozóica ocidental de Portugal. *Memórias e Notícias da Universidade de Coimbra*, 97, 133-142.
- Rocha, R. B.; Marques, B. L.; Kullberg, J. C.; Caetano, P. C.; Lopes, C.; Soares, A. F.; V., D. L.; Marques, J. F. & Gomes, C. R. (1996). *The 1st and 2nd rifting phases of the Lusitanian Basin: stratigraphy, sequence analysis and sedimentary evolution*, C E C. Project MILUPOBAS, Contract nº JOU2-CT94-0348, Lisbon.
- Rodrigues, M. L. (1991). Depósitos e Evolução Quaternária das Vertentes nas Depressões de Minde e de Alvados, Maciço Calcário Estremenho, Portugal. *Finisterra*, XXVI (51), 5-26.
- Rosenbaum, G.; Lister, G. S. & Duboz, C. (2002). Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359 (1-2), 117-129.
- Rouai, M. (2006). Application of Fractal Geometry to 2D Fracture Networks in the Middle Atlas Aquifer (Morocco) (pp. 339-344). Visegrad, Hungary.
- Ruf, J. C.; Rust, K. A. & Engelder, T. (1998). Investigating the effect of mechanical discontinuities on joint spacing. *Tectonophysics*, 295, 245-257.
- Schaeben, H. (1984). A new cluster algorithm for orientation data *Journal of the International Association for Mathematical Geology*, 16 (2), 139-153.
- Secor, D. T. (1965). Role of fluid pressure in jointing. *American Journal of Science*, 263, 633-646.
- Selonen, O.; Luodes, H. & Ehlers, C. (2000). Exploration for dimensional stone - implications and examples from the Precambrian of southern Finland. *Engineering Geology*, 56 (3), 275-291.
- Shadmon, A. (2005). Stone Absolute (By any other name). *LITOS*, 78 (May/June).
- Shanley, R. J. & Mahtab, M. A. (1976). Delineation and analysis of clusters in orientation data. *Journal of the International Association for Mathematical Geology*, 8 (1), 9-23.
- Sibuet, J.-C.; Srivastava, S. P. & Spakman, W. (2004). Pyrenean orogeny and plate kinematics. *J. Geophys. Res.*, 109 (B8), B08104.
- Sibuet, J.-C.; Srivastava, S. & Manatschal, G. (2007). Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies. *J. Geophys. Res.*, 112 (B6), B06105.
- Smith, M. R. (1999). *Stone: Building stone, rock fill and armourstone in construction*. Engineering Geology Special Publications, 16. London: Geological Society.

- Soares, A. F. & Duarte, L. V. P. (1995). *A Organização da Bacia Lusitaniana. O Ciclo Trias-Caloviano e o Espectro das Influências Tectónicas e Eustáticas*. IV Congresso Nacional de Geologia. Porto: Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, Memórias nº 4.
- Soares, A. F. (2001). Reflexões sobre os tempos de carsificação dos maciços calcários de Sicó, Alvaiázere e Estremenho, *Homenagem (in honorium) Professor Doutor Gaspar Soares de Carvalho* (pp. 103-128). Braga.
- Song, J.-j. & Lee, C.-i. (2001). Estimation of joint length distribution using window sampling. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 38, 519-528.
- Srivastava, S. P.; Roest, W. R.; Kovacs, L. C.; Oakey, G.; Lévesque, S.; Verhoef, J. & Macnab, R. (1990). Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184 (3-4), 229-260.
- Srivastava, S. P.; Sibuet, J. C.; Cande, S.; Roest, W. R. & Reid, I. D. (2000). Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. *Earth and Planetary Science Letters*, 182 (1), 61-76.
- Stapel, G.; Cloetingh, S. & Pronk, B. (1996). Quantitative subsidence analysis of the Mesozoic evolution of the Lusitanian basin (western Iberian margin). *Tectonophysics*, 266 (1-4), 493-507.
- Stesky, R. M. (2009). *Spheristat User's Manual*. Ontario, Canada: Pangaea Scientific.
- Stewart, S. A. & Coward, M. P. (1995). Synthesis of salt tectonics in the southern North Sea, UK. *Marine and Petroleum Geology*, 12 (5), 457 - 475.
- Swan, A. R. H. & Sandilands, M. (1995). *Introduction to geological data analysis*. Oxford: Blackwell Science.
- Taboada, J.; Rivas, T.; Saavedra, A. & Bastante, F. (2008). Evaluation of the reserve of a granite deposit by fuzzy kriging. *Engineering Geology*, 99, 23-30.
- Tavani, S.; Storti, F.; Fernandez, O.; Munoz, J. A. & Salvini, F. (2006). 3-D deformation pattern analysis and evolution of the Anisclo anticline, southern Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 28 (4), 695-712.
- Terrinha, P.; Ribeiro, A.; Silva, J. B.; Dias, R.; Fonseca, P.; Kullberg, J. C. & Moita, C. (1995). Tectonic evolution of the Lusitanian Basin: Variscan heritage and early inversion, 7 (pp. 278). Strasbourg.
- Terrinha, P.; Kullberg, J. C.; Kullberg, M. C.; Moita, C. & Ribeiro, A. (1996). *Thin skinned and thick skinned sub-basin development, bidimensional extension and self-indentation in the Lusitanian Basin, West Portugal*. 2ª Conf. Anual G.G.E.T. Lisboa: Soc. Geol. Portugal.
- Terrinha, P. (1998). *Structural Geology and Tectonic Evolution of the Algarve Basin, South Portugal*. PhD Thesis, University of London.
- Terrinha, P.; Ribeiro, C.; Kullberg, J. C.; Lopes, C.; Rocha, R. & Ribeiro, A. (2002). Compressive episodes and faunal isolation during rifting, southwest Iberia. *Journal of Geology*, 110 (1), 101-113.
- Terzaghi, R. (1965). Sources of error in joint surveys. *Geotechnique*, 15 (3), 287-304.
- Trusheim, F. (1960). Mechanism of salt migration in northern Germany. *AAPG Bulletin*, 44 (9), 1519-1540.
- Tucholke, B. E.; Sawyer, D. S. & Sibuet, J.-C. (2007). Breakup of the Newfoundland-Iberia rift. *Geological Society, London, Special Publications*, 282 (1), 9-46.
- Tucholke, B. E. & Sibuet, J.-C. (2007). Leg 210 synthesis: tectonic, magmatic, and sedimentary evolution of the Newfoundland-Iberia rift: a synthesis based on ocean drilling through ODP Leg 210. In: Tucholke, B. E.; Sibuet, J.-C. & Klaus, A. (Editors), *Proc. ODP, Sci. Results* (pp. 1-56). College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Twiss, R. J. & Moores, E. M. (1992). *Structural Geology*. New York: W. H. Freeman and Co.
- Vendeville, B. C. & Jackson, M. P. A. (1992). The rise of diapirs during thin-skinned extension. *Marine & Petroleum Geology*, 9 (4), 331-353.
- Vendeville, B. C.; Hongxing, G. & Jackson, M. P. A. (1995). Scale models of salt tectonics during basement-involved extension. *Petroleum Geoscience*, 1 (2), 179-183.
- Veneziano, D. (1978). Probabilistic model of joints in rock, MIT working paper. Massachusetts Institute of Technology, Massachusetts.
- Vissers, R. L. M. & Meijer, P. T. (2012). Mesozoic rotation of Iberia: Subduction in the Pyrenees? *Earth-Science Reviews*, 110 (1-4), 93-110.
- Vollmer, F. W. (1995). C Program for automatic contouring of spherical orientation data using a modified Kamb method. *Computers & Geosciences*, 21 (1), 31-49.
- WEISS, M. (2008). Techniques for estimating fracture size: A comparison of methods. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 45, 460-466.

- Whitaker, A. & Engelder, T. (2005). Characterizing stress fields in the upper crust using joint orientation distributions. *Journal of Structural Geology*, 27, 1778-1787.
- Whitmarsh, R. B.; Manatschal, G. & Minshull, T. A. (2001). Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. *Nature*, 413 (6852), 150-4.
- Whitmarsh, R. B. & Wallace, P. J. (2001). The rift-to-drift development of the west Iberia nonvolcanic continental margin: a summary of the contribution of the Ocean Drilling Program Leg 173. In: Beslier, M.-O.; Whitmarsh, R. B.; Wallace, P. J. *et al.* (Editors), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (pp. 1-36).
- Wilkins, S.; Gross, M. R.; Wackera, M.; Eyalb, Y. & Engelder, T. (2001). Faulted joints: kinematics, displacement-length scaling relations and criteria for their identification. *Journal of Structural Geology*, 23, 315-327.
- Willis, M. G. (1988). *The tectonic history of the Lusitanian Basin of Portugal*. PhD Thesis, Open University.
- Wilson, R. C. L. (1988). Mesozoic development of the Lusitanian Basin, Portugal. *Revista de la Sociedad Geologica de España*, 1 (3-4), 395-406.
- Wilson, R. C. L.; Hiscott, R. N.; Willis, M. G. & Gradstein, F. M. (1989). The Lusitanian Basin of west-central Portugal: Mesozoic and Tertiary tectonic, stratigraphic, and subsidence history. In: Tankard, A. J. & Balkwill, H. R. (Editors), *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins* (pp. 341-361): AAPG Memoir.
- Wise, D. U. & McCrory, T. A. (1982). A new method of fracture analysis: Azimuth versus traverse distance plots. *Geological Society of America Bulletin*, 93, 889-897.
- Withjack, M. O. & Callaway, S. (2000). Active normal faulting beneath a salt layer: An experimental study of deformation patterns in the cover sequence. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 84 (5), 627-651.
- Woodcock, N. H. & Fischer, M. (1986). Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology*, 8 (7), 725-735.
- Wu, H. & Pollard, D. D. (1995). An experimental study of the relationship between joint spacing and layer thickness. *Journal of Structural Geology*, 17, 887-905.
- Zbyszewski, G. (1959). *Étude Structurale de l'Aire Typhonique de Caldas da Rainha*. Memórias, nº 3 (Nova Série). Lisboa: Serviços Geológicos de Portugal, Direção Geral de Minas e Serviços Geológicos.
- Zhang, L. & Einstein, H. H. (1998). Estimating the Mean Trace Length of Rock Discontinuities. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 31, 217-235.
- Zhang, L. & Einstein, H. H. (2000). Estimating the intensity of rock discontinuities. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 37, 819-837.
- Zhang, L. & Einstein, H. H. (2009). The Planar Shape of Rock Joints. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 43 (1), 55-68.

ANEXOS (disponibilizados em CD)

Anexo 1- Logs sintéticos de sondagens profundas

Anexo 2- Perfis de Reflexão Sísmica Multicanal

- a) Perfis de Reflexão Sísmica Multicanal em formato *raster*.
- b) Lista de coordenadas de *shotpoints*
- c) Tabela de profundidades *TWTT* dos horizontes sísmicos interpretados.

Anexo 3- Imagens Landsat TM

Anexo 4- Fraturas e lineamentos fotointerpretados

Anexo 5- Mapas temáticos de Fotointerpretação, escala 1:100000

- a) Distribuição geral dos elementos fotointerpretados
- b) Distribuição dos elementos fotointerpretados por idade das rochas
- c) Distribuição dos elementos fotointerpretados por tipo de litologia
- d) Distribuição dos elementos fotointerpretados por espessura dos estratos sedimentares
- e) Distribuição dos elementos fotointerpretados por setores do MCE

Anexo 6- Fraturas de levantamentos de campo

- a) Amostra total
- b) Tamanho da Amostra
- c) Procedimento para rotação de diaclases

Anexo 7- Fichas de análise setorial da fraturação

Anexo 8- Mapa temático da Indústria Extrativa do MCE

Anexo 9- Mapa de Áreas Potenciais versus fotointerpretação