



**Ciências
ULisboa**

**Evolução tectono-estratigráfica cenozóica do litoral alentejano (sector Melides-
Odemira) e enquadramento no regime geodinâmico actual**

“ Documento Definitivo ”

Doutoramento em Geologia
Especialidade em Geodinâmica Interna

Ricardo João Viegas Ressurreição

Tese orientada por:
Prof. Doutor João Manuel Lopes Cardoso Cabral
Doutor Ruben Pereira Dias

Documento especialmente elaborado para a obtenção do grau de doutor

UNIVERSIDADE DE LISBOA

FACULDADE DE CIÊNCIAS



**Ciências
ULisboa**

Evolução tectono-estratigráfica cenozóica do litoral alentejano (sector Melides-Odemira) e enquadramento no regime geodinâmico actual

Doutoramento em Geologia

Especialidade em Geodinâmica Interna

Ricardo João Viegas Ressurreição

Tese orientada por:

Prof. Doutor João Manuel Lopes Cardoso Cabral

Doutor Ruben Pereira Dias

Júri:

Presidente:

- Doutora Maria da Conceição Pombo de Freitas, Professora Catedrática, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.

Vogais:

- Doutor Pedro Alexandre Henriques Dias Morgado Dinis, Professor Auxiliar, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra;
- Doutor António Antunes Martins, Professor Auxiliar, Escola de Ciências e Tecnologia da Universidade de Évora;
- Doutor Paulo Alexandre Rodrigues Roque Legoinha, Professor Auxiliar, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa;
- Doutor João Manuel Lopes Cardoso Cabral, Professor Associado com Agregação, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa (orientador).

Documento especialmente elaborado para a obtenção do grau de doutor
Com o apoio da Fundação para a Ciência e a Tecnologia (SFRH/BD/81523/2011)

Agradecimentos

Em primeiro lugar quero expressar um profundo agradecimento aos meus orientadores, Prof. Dr. João Cabral e Dr. Ruben Dias, pelo acompanhamento constante ao longo da elaboração deste estudo. Mostraram total disponibilidade para discutir cada aspecto da geologia da região, introduzindo ideias e alertando para as várias possibilidades de abordagem e interpretações. As suas revisões críticas do texto foram essenciais. Tendo sido também meus orientadores de mestrado, têm-me facultado ao longo de vários anos ensinamentos que muito valorizo. Agradeço ainda o apoio sempre demonstrado e votos de confiança.

À Fundação para a Ciência e a Tecnologia (FCT), o apoio financeiro prestado através de uma bolsa (SFRH/BD/81523/2011) e pelo financiamento do projecto FASTLOAD (PTDC/GE GEO/2860/2012).

Ao Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG), instituição de acolhimento, na figura da Presidente do Conselho Directivo, Prof. Dr. Teresa Ponce de Leão, do Director do Laboratório de Geologia e Minas, Prof. Mário Machado Leite, e do Coordenador da Unidade de Geologia, Hidrogeologia e Geologia Costeira, Dr. Ruben Pereira Dias, agradeço todo o apoio logístico e a possibilidade de colaborar no projecto “Investigação da infraestrutura geológica e da base de recursos geológicos - Cartas Geológicas de Portugal”, no âmbito do qual se obtiveram os dados apresentados e discutidos ao longo deste estudo. Ainda ao Prof. Machado Leite, as palavras de incentivo.

Ao Instituto Dom Luiz, também minha instituição de acolhimento, as questões logísticas relacionadas com o trabalho de campo efectuado no âmbito do projecto FASTLOAD.

Ao Laboratório de Sedimentologia da Universidade de Coimbra, na figura do seu Coordenador Prof. Dr. Pedro Proença Cunha, pelo processamento de amostras para serem sujeitas a datação pelo método de luminescência opticamente estimulada. Ainda ao Prof. Dr. Pedro Proença Cunha, a excelente recepção quando participei no processamento de algumas dessas amostras e a disponibilidade para discutir assuntos relacionados com o Cenozóico.

A todos os colegas do LNEG que de alguma forma contribuíram para este estudo ou me dirigiram palavras de incentivo.

Ao Prof. João Pais, as várias visitas de campo e as discussões sobre a estratigrafia de toda a área geográfica aqui considerada. Este estudo foi em parte feito com a sua colaboração,

beneficiando da sua visão global do Cenozóico de Portugal. Uma vez que já não lhe posso agradecer pessoalmente, o trabalho aqui apresentado é também uma homenagem.

Ao Amílcar Bartolomeu, colector já reformado do LNEG, mestre na leitura das cartas topográficas, os vários ensinamentos e companhia em muitas horas de trabalho de campo.

Aos arguentes dos seminários doutorais que realizei, Prof. Dr. António Brum da Silveira, Prof. Dr. Nuno Pimentel e Prof. Dr. José Carlos Kullberg, as críticas e sugestões.

Aos membros da equipa do projecto FASTLOAD participantes nas campanhas de campo para amostragem de sedimentos para datação, agradeço as discussões que directa ou indirectamente contribuíram para este estudo. (João Cabral, Paula Figueiredo, António Brum da Silveira, Pedro Proença Cunha, António Martins, Tom Rockwell, Dylan Rood)

À Dr. Aurora Rodrigues Bizarro (Instituto Hidrográfico), a disponibilidade para analisar e discutir perfis de sísmica de reflexão efectuados ao largo de Sines pelo IH. Agradeço também à Dr^a. Rute Ramos e Prof^a. Dr^a. Conceição Freitas por nos porem em contacto, por me alertarem para a existência desses dados e por participarem na discussão.

À Rute Ramos e Anabela Cruces, agradeço a facultação de dados de sondagens e de furos de captação de água da área de Santo André.

À Paula Figueiredo, que estudou a neotectónica do SW de Portugal, área contígua àquela aqui considerada, as várias discussões sobre esse tema, alertando-me muitas vezes para aspectos particulares da geologia da região e recomendando-me bibliografia relevante.

Ao João Carvalho, a disponibilização do perfil de sísmica de reflexão realizado na zona da falha de Grândola e ajuda na sua interpretação.

Aos meus amigos Meira e Brás, agradeço o apoio financeiro ao longo da primeira metade do ano inicial deste doutoramento, atenuando as dificuldades relacionadas com o atraso no pagamento de bolsas por parte da FCT. Esse suporte foi essencial para manter uma rotina diária minimamente produtiva nas actividades relacionadas com este estudo.

A todos os familiares, amigos e amigas, geólogos e não geólogos, a companhia nas horas livres, o interesse demonstrado e as palavras de incentivo.

Aos meus pais, o agradecimento que aqui expresso será sempre insuficiente. Obrigado pelo apoio incondicional a todos os níveis.

Por fim agradeço à Inês, com quem partilho o dia a dia e que torna tudo mais fácil. Sempre fez com que acertássemos o passo. Obrigado pelo enorme apoio e compreensão durante as inúmeras indisponibilidades.

Resumo

O presente estudo foca-se nos processos de sedimentação e deformação tectónica no sector litoral do Alentejo que ocorreram ao longo do Cenozóico, num contexto de tectónica compressiva relacionada com a orogenia alpina. A região considerada é caracterizada por três domínios paleogeográficos com sedimentação associada, que rodeiam os relevos litorais de Grândola e Cercal: a planície litoral, a bacia de Alvalade e a zona de transição entre as bacias de Alvalade e do Baixo Tejo.

A diferenciação entre a planície litoral e a bacia de Alvalade iniciou-se durante o Paleogénico associada a uma fase tectónica que foi responsável pela movimentação em falhas e consequente criação de relevos e áreas deprimidas adjacentes, onde ocorreu a sedimentação.

O registo sedimentar cenozóico apresenta-se relativamente completo, tendo-se identificado seis etapas de sedimentação principais relacionadas com factores tectónicos, eustáticos e climáticos: 1) no Eocénico-Aquitano, com deposição em ambiente de leque aluvial; 2) no Serravaliano superior-Tortoniano inferior, representada por sedimentação marinha; 3) no Messiniano, com sedimentação marinha e aluvial; 4) no Zancleano-Placenciano, com ocupação marinha na área litoral e desenvolvimento de importantes sistemas fluviais; 5) no Gelasiano, com deposição em ambiente fluvial e de leque aluvial; 6) no Plistocénico Médio-Superior, com geração de terraços fluviais e marinhos.

Intercalados e contemporaneamente a estas fases sedimentares ocorreram episódios de deformação tectónica durante o Eocénico, o Burdigaliano, o Tortoniano, e ao longo de todo o Pliocénico e Plistocénico. Esta deformação deu-se principalmente em regime transpressivo.

As deformações verificadas durante o período neotectónico considerado (aproximadamente os últimos 5 Ma) estão expressas por deslocamentos associados a falhas e por movimentos verticais positivos da crosta. As falhas identificadas apresentam capacidade de gerar sismos de magnitude significativa ($M_w \geq 5,5$), embora as taxas de actividade estimadas sejam baixas (0,007-0,038 mm/ano) e os intervalos de recorrência muito longos (9700-117000 anos). As taxas de levantamento tectónico são também baixas (0,005-0,056 mm/ano), inferiores às anteriormente admitidas. De forma geral, verifica-se uma tendência de aumento da amplitude dos movimentos verticais de N para S. A partir do Plistocénico Médio o levantamento poderá anular-se ou mesmo ocorrer subsidência na área de Porto Covo-Sines.

Palavras-chave: Cenozóico, tectónica, estratigrafia, neotectónica, Alentejo litoral.

Abstract

This study is focused on the sedimentary and tectonic processes that occurred on the Alentejo coastal sector throughout the Cenozoic, in a context of compressive tectonics related to the alpine orogeny. The study area comprises three paleogeographical domains with associated sedimentation, surrounding the Grândola and Cercal coastal reliefs: the littoral plain, the Alvalade basin and the transition area between the Alvalade and the Lower Tagus basins.

The differentiation between the littoral plain and the Alvalade basin was initiated during the Paleogene in relation to a tectonic phase that was responsible for movements along faults, generating relief and adjacent lowered areas where sedimentation took place.

The Cenozoic sedimentary record is fairly complete and six major sedimentation phases were identified, related to tectonic, eustatic and climatic processes, which occurred in the following time periods: 1) Eocene-Aquitainian, with alluvial fan deposition; 2) upper Serravalian-lower Tortonian, represented by marine sedimentation; 3) Messinian, with marine and alluvial sedimentation; 4) Zanclean-Piacenzian, with a marine occupation of the littoral area and development of important fluvial systems; 5) Gelasian, with alluvial fan and fluvial sedimentation; 6) Middle-Upper Pleistocene, characterized by the generation of fluvial and marine terraces.

Tectonic deformation episodes occurred intercalated and coeval to these sedimentation phases during the Eocene, Burdigalian, Tortonian, and along the Pliocene and Pleistocene. This deformation occurred mainly in a transpressive context.

Neotectonic deformation (approximately in the last 5 Ma) is represented by fault related displacements and positive vertical crustal movements. The identified faults are able to generate seismic events of considerable magnitude ($M_w \geq 5.5$), although the estimated activity rates are low (0.007-0.038 mm/yr) and recurrence intervals are very long (9700-117000 years). Uplift rates are also low (0.005-0.056 mm/yr), lower than previously thought. There is a general trend of increase of uplift amplitude from N to S. Evidences show that in the Porto Covo-Sines area the uplift might be nullified since Middle Pleistocene or even there is subsidence.

Keywords: Cenozoic, tectonics, stratigraphy, neotectonics, coastal Alentejo.

Índice

Agradecimentos.....	i
Resumo.....	iii
Abstract.....	iv
Índice.....	v
Lista de figuras.....	xii
Lista de tabelas.....	xxv
Capítulo I - Introdução.....	1
1 - Introdução à problemática do estudo.....	3
2 - Objectivos e estrutura de tese.....	5
3 - Localização da área de estudo.....	8
Capítulo II - Enquadramento geológico.....	9
1 - Enquadramento geomorfológico.....	11
1.1 - Relevos litorais.....	11
1.1.1 - Serra de Grândola.....	11
1.1.2 - Superfície da Sonega.....	14
1.1.3 - Serra do Cercal.....	15
1.2 - Bacia de Alvalade.....	15
1.3 - Planície litoral.....	17
2 - Enquadramento tectónico e estratigráfico.....	19
2.1 - Geologia pré-cenozóica.....	19
2.1.1 - Paleozóico.....	19
2.1.2 - Mesozóico.....	20
2.2 - A evolução geodinâmica da Ibéria no contexto da orogenia alpina.....	21
2.3 - A tectónica cenozóica no território português, alguns exemplos.....	24
2.3.1 - Cordilheira Central.....	25

2.3.2 - Bacia Lusitaniana	25
2.3.3 - Bacia do Algarve	26
2.3.4 - Bacia do Alentejo (área imersa)	27
2.4 - A tectónica cenozóica na área de estudo e sua influência nos processos sedimentares: bacia de Alvalade e Alentejo litoral.....	27
3 - Enquadramento geodinâmico actual.....	30
Capítulo III - Estratigrafia	33
1 - Introdução.....	35
2 - formação de Vale do Guizo	39
2.1 - Introdução e caracterização geral	39
2.2 - Ocorrências e descrição de afloramentos	42
2.3 - Sondagens e furos de captação de água.....	44
2.4 - Discussão.....	45
3 - formação de Alcácer do Sal	48
3.1 - Introdução e caracterização geral	48
3.2 - Ocorrências e descrição de afloramentos	49
3.3 - Sondagens e furos de captação de água.....	52
3.4 - Discussão.....	54
4 - formação de Esbarrondadoiro	55
4.1 - Introdução e caracterização geral	55
4.2 - Ocorrências e descrição de afloramentos	57
4.3 - Discussão.....	58
5 - formação de Melides.....	61
5.1 - Introdução e caracterização geral	61
5.2 - Ocorrências e descrição de afloramentos	62
5.3 - Discussão.....	64
6 - formação de Alvalade.....	66

6.1 - Introdução e caracterização geral	66
6.2 - Ocorrências e descrição de afloramentos	68
6.3 - Paleocorrentes	72
6.4 - Discussão.....	75
7 - formação de Galé.....	77
7.1 - Introdução e caracterização geral	77
7.2 - Ocorrências, descrição de afloramentos e caracterização da plataforma de abrasão regional	80
7.2.2 - Sector N	81
7.2.3 - Sector S.....	87
7.3 - Discussão.....	91
8 - formação de Algoceira	100
8.1 - Introdução e caracterização geral	100
8.2 - Ocorrências e afloramentos	100
8.3 - Discussão.....	105
9 - formação de Panóias	108
9.1 - Introdução e caracterização geral	108
9.2 - Ocorrências e descrição de afloramentos	109
9.3 - Discussão.....	110
10 - formação de Vale Figueira.....	112
10.1 - Introdução e caracterização geral	112
10.2 - Ocorrências e descrição de afloramentos	113
10.3 - Discussão.....	121
11 - Terraços marinhos.....	123
11.1 - Introdução e caracterização geral	123
11.2 - Ocorrências e afloramentos	123
11.3 - Discussão.....	129
12 - “Campo Dunar do Malhão”	132

13 - Etapas da sedimentação – síntese.....	133
Capítulo IV - Tectónica	139
1 - Introdução.....	141
2 - Deformações associadas a falhas.....	144
2.1 - Introdução.....	144
2.1.1 - Dificuldades na identificação de deformações tectónicas: a problemática do carso	147
2.1.1.1-Exemplos	148
2.2 - Falha do Torrão	151
2.2.1 - Introdução.....	151
2.2.2 - Evidências de deformação	152
2.2.3 - Interpretação	153
2.3 - Falhas inferidas nas bacias do Baixo Tejo e Alvalade	155
2.3.1 - Introdução.....	155
2.3.2 - Evidências de deformação	156
2.3.3 - Interpretação	161
2.4 - Falha de Grândola	163
2.4.1 - Introdução.....	163
2.4.2 - Evidências de deformação à superfície	165
2.4.3 - Informação em profundidade: geofísica e dados de sondagem.....	168
2.4.4 - Interpretação	171
2.5 - Falha de Deixa-o-Resto	176
2.5.1 - Introdução.....	176
2.5.2 - Expressão morfológica	178
2.5.3 - Evidências de deformação em afloramento.....	179
2.5.4 - Padrão de afloramentos e dados de sondagens/furos de captação.....	184
2.5.5 - Interpretação	186
2.6 - Falha de Santa Cruz.....	190

2.6.1 - Introdução	190
2.6.2 - Evidências de deformação	193
2.6.3 - Interpretação	194
2.7 - Falha de Ademas	195
2.7.1 - Introdução	195
2.7.2 - Evidências de deformação	196
2.7.3 - Interpretação	199
2.8 - Falha do Azinhal	200
2.8.1 - Introdução	200
2.8.2 - Evidências de deformação	201
2.8.3 - Interpretação	205
2.9 - Zona de falha da Lagoa de Santo André	206
2.9.1 - Introdução	206
2.9.2 - Evidências de deformação	207
2.9.3 - Interpretação	210
2.10 - Falha da Ribeira de Moinhos.....	211
2.10.1 - Introdução	211
2.10.2 - Evidências de deformação	211
2.10.3 - Interpretação	213
2.11 - Fracturas relacionadas com a falha da Messejana.....	215
2.11.1 - Introdução	215
2.11.2 - Falha de Monte da Estrada	216
2.11.2.1 - Introdução	216
2.11.2.2 - Evidências de deformação	217
2.11.2.3 - Interpretação	218
2.11.3 - <i>Horst</i> de São Teotónio	219
2.11.3.1 - Introdução	219
2.11.3.2 - Evidências de deformação	220

2.11.3.3 - Interpretação	224
2.11.4 - Falha de Vale de Fecho	227
2.11.4.1 - Introdução	227
2.11.4.2 - Evidências de deformação	227
2.11.4.3 - Interpretação	228
2.11.5 - Conclusões.....	230
3 - Caracterização Neotectónica	232
3.1 - Movimentos verticais da crosta.....	232
3.1.1 - Introdução.....	232
3.1.2 - Evidências de movimentos verticais pliocénicos e plistocénicos no sector estudado	233
3.1.2.1 - Taxas de deformação	235
3.1.3 - Discussão	237
3.2 - Sismotectónica.....	240
3.2.1 - Resumo das evidências de deformação neotectónica atribuíveis a falhas.....	240
3.2.2 - Avaliação do potencial sismogénico das falhas com actividade neotectónica.	243
3.2.3 - Relação das falhas com a sismicidade.....	248
4 - Conclusões	251
4.1 - Herança estrutural vs. neoformação	251
4.2 - Os processos tectónicos e a evolução paleogeográfica cenozóica	253
4.3 - As etapas da deformação no contexto da evolução tectónica da Ibéria	258
4.4 - As deformações neotectónicas e seu enquadramento no contexto geodinâmico actual.....	261
Capítulo V - Síntese.....	265
1 - Síntese	267
Referências bibliográficas	273
Anexos.....	289

Anexo 1 - Lista de relatórios técnicos de sondagens e de furos de prospecção de água consultados.....	291
Anexo 2 - Mapa geológico do Cenozóico do Alentejo litoral (sector Melides-Vila Nova de Milfontes). Texto de Apoio.....	295

Lista de figuras

Capítulo I - Introdução 1

Figura 1.1 – Localização da área de estudo (imagem de satélite fornecida pela ESRI, via *software* ArcGIS). A linha amarela a tracejado representa a área abrangida pela cartografia geológica apresentada no Anexo 2. 8

Capítulo II - Enquadramento geológico 9

Figura 2.1 – Mapa hipsométrico (ASTER GDEM – NASA) com indicação dos principais domínios geomorfológicos referidos no texto e que caracterizam a área de estudo. As principais falhas referidas na bibliografia estão representadas. FG, falha de Grândola; FT, falha do Torrão; FDR, falha de Deixa-o-Resto; FM, falha da Messejana; HST, *horst* de São Teotónio..... 12

Figura 2.2 – Reconstrução da configuração tectónica do Mediterrâneo ocidental no Oligocénico (a), final do Oligocénico (b) e Miocénico médio (c) (Rosenbaum *et al.*, 2002b)..... 23

Figura 2.3 – Corte esquemático da evolução cenozóica das placas Eurásia, Ibéria e Núbia (África), evidenciando a relação entre os principais processos tectónicos, morfológicos e sedimentares (De Vicente e Vegas, 2009)..... 24

Figura 2.4 – Mapa de enquadramento tectónico geral da Ibéria e NW de Marrocos (A) e mapa tectónico do SW da Ibéria e Golfo de Cádiz (B) (adaptado de Duarte *et al.*, 2011 e Cunha *et al.*, 2012). AGFZ, Zona de Fractura Açores-Gibraltar..... 31

Capítulo III - Estratigrafia 33

Figura 3.1 – Mapa geológico com a localização de vários pontos de observação referidos no texto. Pz, Paleozóico; J, Jurássico; MIS, maciço subvulcânico de Sines; VG, formação de Vale do Guizo; AS, formação de Alcácer do Sal; Esb, formação de Esbarrondadoiro; M, formação de Melides; Alv, formação de Alvalade; G, formação de Galé; Alg, formação de Algoceira; VF, formação de Vale Figueira; P, formação de Panóias; CDM, “Campo Dunar do Malhão”; tm, terraços marinhos; tf, terraços fluviais; ae, areias eólicas; a, aluviões, ap, areias de praia. 38

Figura 3.2 – Contacto discordante entre a formação de Vale do Guizo (FVG) e rochas do Paleozóico (Pz), ao km 43 do IC33 (figura 3.1, 1; 38°11’30’’ N/8°37’38’’ W)..... 41

Figura 3.3 – Mapa geológico simplificado mostrando a área aflorante da formação de Vale do Guizo na região de Melides e no sector NW da serra de Grândola, com representação de furos e sondagens onde a unidade sedimentar foi identificada, e indicação das respectivas espessuras.	43
Figura 3.4 – Aspecto da formação de Vale do Guizo junto ao Monte da Endiabrada (figura 3.1, 3; 38°8'58'' N/8°42'19'' W). A linha a tracejado mostra a inclinação do sedimento. 44	44
Figura 3.5 – Mapa geológico simplificado mostrando as áreas aflorantes da formação de Alcácer do Sal na planície litoral, com representação de furos e sondagens onde a unidade sedimentar foi identificada, e indicação das respectivas espessuras. FDR, falha de Deixa-o-Resto.	50
Figura 3.6 – Aspectos da formação de Alcácer do Sal. A, arenito fossilífero com concreções carbonatadas, em Melides (figura 3.1, 4; 38°8'49'' N/8°43'54'' W); B, sedimentos fluviais da formação de Galé preenchendo canal talhado na formação de Alcácer do Sal, na praia da Galé (figura 3.1, 5; 38°12'10'' N/8°46'39'' W); C, sedimentos carbonatados da formação de Alcácer do Sal apresentando basculamento para WNW (estratificação materializada por linhas negras a tracejado), cobertos pela formação de Galé, na margem esquerda da ribeira da Cascalheira (figura 3.1, 7; 38°6'5'' N/8°44'25'' W).	52
Figura 3.7 – Aspecto de sedimentos de fácies continental da formação de Esbarrondadoiro junto ao km 61,5 da estrada N262 (figura 3.1, 8; 37°48'50'' N/8°33'9'' W), constituída por lutitos e conglomerados. No topo, o afloramento exibe um corpo conglomerático ferruginizado que poderá corresponder à base da formação de Alvalade.	58
Figura 3.8 – Área de ocorrência das formações de Alcácer do Sal e Esbarrondadoiro (com indicação das diferentes fácies e localização de fósseis de influência marinha, para a segunda unidade), de acordo com os reconhecimentos de campo efectuados, cartografia geológica e outra bibliografia publicada (e.g., Schermerhorn <i>et al.</i> , 1984; Inverno <i>et al.</i> , 1986; Antunes <i>et al.</i> , 1991; Pimentel, 1997; Oliveira <i>et al.</i> , 2006; Dias <i>et al.</i> , 2011; Pais <i>et al.</i> , 2012). Falhas prováveis segundo Oliveira <i>et al.</i> (2001). HSV, <i>horst</i> Sr ^a das Chagas-Valverde. Mapa hipsométrico elaborado a partir de dados ASTER GDEM – NASA.	60
Figura 3.9 – Afloramento na estrada N261-2, junto a Melides (figura 3.1, 2; 38°9'14'' N/8°42'48'' W), mostrando a formação de Melides. As linhas separam os três corpos sedimentares principais referidos no texto.	63

Figura 3.10 – Afloramento da formação de Melides no barranco do Brejo, zona de Melides (figura 3.1, 9; 38°9'14'' N/8°42'55'' W). Litologias descritas no texto. Corte com ≈ 30 m de altura máxima.	64
Figura 3.11 – Aspectos da formação de Alvalade. B, conglomerado do membro A a preencher um canal talhado em rochas metassedimentares da Zona Sul Portuguesa, num afloramento localizado 6 km a W de Sonega, no caminho para São Domingos (figura 3.1, 10; 37°52'34'' N/8°39'15'' W); B, conglomerados do membro B sobre lutitos do membro A (figura 3.1, 10; 37°52'34'' N/8°39'15'' W); C, arenito maciço do membro C, junto à barragem de Campilhas (figura 3.1, 11; 37°50'52'' N/8°37'14'' W).....	70
Figura 3.12 – Mapa hipsométrico (ASTER GDEM – NASA) com representação das paleocorrentes medidas em sedimentos da formação de Alvalade. As setas a negro indicam o sentido de escoamento em medições individuais; as setas a vermelho representam valores médios para cada local (assinalado com número, ver medições na tabela 3.11).....	75
Figura 3.13 – Mapa geológico do sector litoral Melides – Vila Nova de Milfontes evidenciando a distribuição espacial da formação de Galé e localização de cortes geológicos, sondagens e furos.	79
Figura 3.14 – Aspecto do conglomerado da formação de Galé no rebordo ocidental da serra de Grândola, a 160 m de cota (figura 3.1, 12; 38°7'53'' N/8°42'12'' W).....	82
Figura 3.15 – Corte geológico no sector N. Pz, Paleozóico; Mz, Mesozóico; AS, formação de Alcácer do Sal); G, formação de Galé e sedimentos mais recentes indiferenciados; VF, formação de Vale Figueira. Localização na figura 3.13.....	83
Figura 3.16 – Secção da arriba da praia da Galé, onde o membro continental (b) da formação de Galé, fluvial, forma um canal talhado na formação de Alcácer do Sal (a). No topo, a formação de Galé apresenta sedimentação de influência marinha (c).....	84
Figura 3.17 – Aspecto da formação de Galé na falésia da praia da Galé (figura 3.1, 5; 38°12'10'' N/8°46'39'' W). A, vista da base da praia, onde se podem observar feixes oblíquos e corpos em forma de canal preenchidos por arenitos lutíticos (a tracejado) do membro continental; B, topo da arriba da praia da Galé onde é visível o limite entre o membro continental (alaranjado) e o membro marinho (rosado a esbranquiçado) (Fotografia gentilmente cedida por A. Brum da Silveira).	86
Figura 3.18 – Cortes geológicos efectuados transversalmente à planície litoral, no sector sul. Ver localização na figura 3.13.	89

Figura 3.19 – Aspecto do conglomerado de praia a 110 m de cota no rebordo oriental da planície litoral, no sopé da serra do Cercal (figura 3.1, 18; 37°44'45'' N/8°42'19'' W). .. 90

Figura 3.20 – Excerto da curva eustática proposta por Miller *et al.* (2005), para os últimos 7 Ma. Dados disponibilizados por Kenneth G. Miller em <http://geology.rutgers.edu/stratigraphy-news/19-people/faculty/242-kenneth-g-miller>. 95

Figura 3.21 – Excerto da Folha 7 da Carta Geológica de Portugal na escala 1/200 000 (Oliveira, 1984), evidenciando a distribuição espacial da formação de Algoceira (Alg), compreendendo a área aflorante e a ocorrência sob outras unidades, a localização dos pontos de observação referidos no texto e localização do corte geológico da figura 3.22. A linha verde representa a posição e a extensão aproximada de paleovale talhado na plataforma de abrasão regional, de acordo com os reconhecimentos efectuados. Unidades representadas: Si/Vβ/Vα, Complexo Vulcano-silicioso do Cercal; HMi, formação de Mira (Paleozóico); Hbr, formação de Brejeira (Paleozóico); PQ, Pliocénico-Quaternário; MPQ, Miocénico-Pliocénico-Quaternário indiferenciados..... 101

Figura 3.22 – Corte geológico mostrando o encaixe da formação de Algoceira no substrato paleozóico, junto à ribeira de Vale Gomes (Localização na figura 3.21). 102

Figura 3.23 – Aspecto da formação de Algoceira na zona de Algoceira (figura 3.21, 20; 37°36'59'' N/8°41'25'' W), mostrando sedimento conglomerático, arenítico e lutítico, com estruturação fluvial. O tracejado indica a base de um canal..... 103

Figura 3.24 – Aspecto do sedimento amostrado para datação de soterramento pelo método de isótopos cosmogénicos, na região de Vila Nova de Milfontes (figuras 3.1 e 3.21, 25; 37°43'19'' N/8°45'27'' W) (escala com 2 m). Fotografia gentilmente cedida por A. Brum da Silveira..... 105

Figura 3.25 – Aspecto geral de um afloramento da formação de Panóias num corte da estrada M532, 1 km a S de Monte da Estrada (figura 3.1, 26; 37°42'5'' N/8°34'21'' W), com conglomerados e lutitos intensamente ferruginizados..... 110

Figura 3.26 – Afloramento da formação de Vale Figueira em Vale Figueira (figura 3.1, 27; 38°7'20'' N/8°42'52'' W), observando-se: A, duas fácies distintas da unidade, com um corpo conglomerático muito imaturo a ravinar um arenito com barras microconglomeráticas; B, o sedimento de granulometria mais fina assentando sobre a formação de Galé. G, formação de Galé; VF, formação de Vale Figueira. 115

Figura 3.27 – Corte situado no IC33 (figura 3.1, 16; 38°3'33'' N/8°42'56'' W) exibindo sedimentos fluviais da formação de Vale Figueira, consistindo num arenito (a) com corpos lenticulares arenolúticos (b) e conglomeráticos (c). Os sedimentos apresentam-se inclinados para NE.....	115
Figura 3.28 – Sequência de sedimentos arenolúticos pertencentes à formação de Vale Figueira, junto ao monte da Cerrada, lagoa de Santo André (figura 3.1, 28; 38°5'16'' N/8°46'57'' W).	117
Figura 3.29 – Corte esquemático mostrando a variação lateral de litofácies da formação de Vale Figueira no sector litoral a N de Sines, com tendência de diminuição de granulometria de E para W. As espessuras relativas entre as diferentes unidades não são representativas.	118
Figura 3.30 – Afloramento do areeiro de Foros da Sonega (figura 3.1, 29; 37°52'25'' N/8°44'34'' W), mostrando arenito vermelho muito homogéneo (a), com laminações oblíquas (tracejado) e intercalações lutíticas a topo (b).	119
Figura 3.31 – Afloramento da formação de Vale Figueira na estrada N390 (figura 3.1, 30; 37°46'24'' N/8°43'60'' W) exibindo, da base para o topo, sedimentos lutíticos, areníticos e conglomeráticos.....	120
Figura 3.32 – Aspecto da formação de Vale Figueira junto ao Porto da Mó (figura 3.1, 31; 37°45'30'' N/8°43'30'' W), com intercalações conglomeráticas e lutíticas.	121
Figura 3.33 – Arriba litoral entre Porto Covo e Sines (ao fundo). Linha a tracejado separa o soco paleozóico arrasado dos sedimentos cenozóicos suprajacentes.	125
Figura 3.34 – Aspecto do terraço marinho datado por luminescência opticamente estimulada, na praia de São Torpes (figura 3.1, 32; 37°55'11'' N/8°48'19'' W).....	127
Figura 3.35 – Aspecto do sedimento de praia de onde foram recolhidas conchas do género <i>Glycymeris</i> , datadas por racemização de aminoácidos, na praia do Malhão (figura 3.1, 35; 37°46'43'' N/8°48'9'' W).....	128
Figura 3.36 – Conchas do género <i>Glycymeris</i> , datadas por racemização de aminoácidos, na praia do Malhão (figura 3.1, 35; 37°46'43'' N/8°48'9'' W).....	128
Figura 3.37 – Escalonamento de terraços marinhos na praia do Farol, Vila Nova de Milfontes (figura 3.1, 36; 37°43'5'' N/8°47'26'' W). A linha a tracejado corresponde à superfície de erosão do terraço superior, talhada em rochas metassedimentares do Paleozóico.....	129

Figura 3.38 – Compilação de várias curvas eustáticas para o Plistocénico Médio e Superior, fundamentadas em seis diferentes técnicas para inferir o nível do mar a partir da razão isotópica $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (Siddall <i>et al.</i> , 2007).	131
Figura 3.39 – Enquadramento estratigráfico das unidades caracterizadas no presente estudo. Adaptado de Cunha <i>et al.</i> (2009) e Pais <i>et al.</i> (2012).	134
Figura 3.40 – Bloco diagrama esquemático evidenciando a sedimentação durante o Pliocénico e a articulação das diferentes unidades e bacias durante a 4ª etapa de sedimentação.	137
Capítulo IV - Tectónica	139
Figura 4.1 – Mapa hipsométrico (ASTER GDEM – NASA) com representação das falhas estudadas neste capítulo (falhas certas e prováveis representadas de forma indiferenciada). Geometria das falhas baseadas neste estudo e outros: FT, Falha do Torrão (LNEG, 2010); FIBTA, falhas inferidas nas bacias do Baixo Tejo e Alvalade (Oliveira <i>et al.</i> , 2001; Dias <i>et al.</i> , 2011); FB, falha de Barradas; FG, falha de Grândola (Oliveira <i>et al.</i> , 2001; Dias <i>et al.</i> , 2011); FDR, falha de Deixa-o-Resto; FSC, falha de Santa Cruz; FA, falha de Ademas; ZFLSA, zona de falha da lagoa de Santo André; FRM, falha da Ribeira de Moinhos; FM, falha da Messejana (Oliveira, 1984; Cabral, 2012); FME, falha de Monte da Estrada; HST, <i>horst</i> de São Teotónio (Oliveira, 1984); FVF, falha de Vale de Fecho.....	146
Figura 4.2 – Esquemas expeditos mostrando o processo de deformação de uma cobertura sedimentar associado à carsificação do substrato carbonatado (Dias e Cabral, 2002). A, geração de falhas normais, inversas e dobras associada ao desenvolvimento progressivo da cavidade cársica; B, geração de falhas devido a colapso súbito. 1, cobertura sedimentar; 2, camada residual argilosa resultante do processo de descarbonatação; 3, substrato carbonatado; 4, falha com indicação do movimento relativo (seta).	148
Figura 4.3 – Deformação em sedimentos associada à carsificação do substrato jurássico carbonatado (38°3'14'' N/8°44'12'' W). 1, Jurássico (carsificado e em grande parte coberto por material escorrido das unidades suprajacentes); 2, formação de Galé; 3, formação de Vale Figueira.	150
Figura 4.4 – Deformação em sedimentos cenozóicos associada à carsificação do substrato jurássico carbonatado (38°3'5'' N/8°44'18,6'' W), ocorrendo rotação das estruturas. A, fotografia do sedimento deformado; B, esquema ilustrativo da fotografia, evidenciando	

planos de cisalhamento (a cheio), estratificação (com nível lutítico delimitado a tracejado) e feixes oblíquos (a ponteados); C, esquema ilustrativo rodado 90° no sentido horário. ...	150
Figura 4.5 – Excerto da Folha 39-D Torrão da Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000 (Antunes <i>et al.</i> , 1991) mostrando parte da zona de falha do Torrão e localização da deformação observada (círculo vermelho, 38°17'18'' N/8°13'21'' W).	152
Figura 4.6 – A, Falha inversa com rochas ígneas paleozóicas no bloco a tecto e sedimentos paleogénicos calchificados da formação de Vale do Guizo no bloco a muro. B, Projecção estereográfica (rede de <i>Schmidt</i> , projecção no hemisfério inferior) dos planos de fractura identificados na zona de falha. Os três planos de direcção NW-SE com inclinação para NE correspondem à zona de falha principal.	153
Figura 4.7 – Mapa geológico simplificado (a partir de Delfim de Carvalho, 1992) mostrando a localização de falhas inferidas nas bacias do Baixo Tejo e Alvalade através de lineamentos geofísicos (lineamentos adaptados de Oliveira <i>et al.</i> , 2001 e Dias <i>et al.</i> , 2011). Estruturas: FB, falha de Barradas; HSV, <i>horst</i> Sr ^a das Chagas-Valverde; HP, <i>horst</i> de Pedrogão; HMA, <i>horst</i> de Martim Afonso; HPS, <i>horst</i> de Piugada-Monte Sobral; GLS, <i>graben</i> da Lagoa Salgada, GB, <i>graben</i> do Batão. a, falha inferida através de gradientes gravimétricos (meio círculo no bloco rebaixado); b, sondagens e furos de captação de água com indicação da cota do topo do Paleozóico; c, cota em locais onde aflora o Paleozóico. Sondagens: 1, SMB-12-01B; 2, GA1; 3, AC2; 4, AC1; 5, Fr1; 6, GA3; 7, FR1; 8, RM1.	157
Figura 4.8 – Aspecto do afloramento ao km 44,8 do IC33 (38°11'50'' N/8°36'31'' W), mostrando contacto por falha entre duas unidades distintas, interpretado como a expressão superficial de actividade plistocénica da falha de Barradas. a, formação de Vale do Guizo; b, formação de Alvalade; c, formação de Vale Figueira. Linha a ponteados corresponde ao contacto entre os sedimentos a e b. Linha a tracejado salienta a inclinação da estratificação em c.	159
Figura 4.9 – Projecção estereográfica (rede de <i>Schmidt</i> , projecção no hemisfério inferior) de planos de falha medidos no afloramento localizado ao km 48,8 do IC33 (38°11'50'' N/8°36'31'' W) (n=15).	159
Figura 4.10 – Fracturação a afectar sedimentos da formação de Alvalade ao km 48,8 do IC33 (38°11'50'' N/8°36'31'' W).	160
Figura 4.11 – A, plano de falha a provocar um rejeito de 15 cm, observável em horizonte que separa arenitos de diferente granularidade (linha a tracejado). B, projecção	

estereográfica (rede de <i>Schmidt</i> , projecção no hemisfério inferior) dos planos de falha medidos em areeiro localizado junto à estrada nacional 261-1 (38°15'57'' N/8°40'55'' W) (n=8).	161
Figura 4.12 – Mapa hipsométrico (ASTER GDEM – NASA) (A) e geológico (B) (adaptado de Delfim de Carvalho, 1992) da área da falha de Grândola (traçado mais espesso). a, falha; b, pontos de observação de deformação referidos no texto; c, sondagens e furos de captação de água com indicação da cota do topo do Paleozóico; d, Ponto cotado. FG, falha de Grândola; FMB, falha de Monte Branco.	165
Figura 4.13 – Aspecto do afloramento ao km 42,8 do IC33 (figura 4.12B, 1; 38°11'27'' N/8°37'41'' W), onde se observam caixas de falha (limitadas pelas linhas a tracejado) a afectar o Complexo Vulcano-Sedimentar, de idade paleozóica.	167
Figura 4.14 – Afloramento (delimitado a linha ponteada) onde se observam falhas inversas (a vermelho) a afectar sedimentos miocénicos da formação de Esbarrondadoiro, próximo de Santa Margarida do Sado (figura 4.12B, 2; 38°5'57'' N/8°22'3'' W). As linhas a tracejado correspondem a horizontes de estratificação separando diferentes níveis sedimentares (identificadas por letras minúsculas).	168
Figura 4.15 – A, localização de perfis de sísmica de reflexão (linhas a preto) e sondagens (círculos vermelhos) sobre um mapa de anomalia de Bouguer. B, perfil sísmico, sector Broeira (não apresentado nesta figura); L, perfil sísmico, sector Lameira; GF, falha de Grândola; MBF, falha de Monte Branco. B, Perfis sísmicos; C, Interpretação geológica. 1, Neogénico (predominantemente arenoso); 2, Neogénico (predominantemente argiloso); 3, Paleogénico; 4, Paleozóico alterado; 5, Paleozóico. (Retirado de Carvalho <i>et al.</i> , 2011).	169
Figura 4.16 – Perfil sísmico de reflexão evidenciando o deslocamento vertical provocado pela falha de Grândola na área de Lameira (Figueira de Cavaleiros). a), perfil em tempo (ms); b) perfil convertido para profundidade (m) com interpretação geológica sobreposta; Pz, Paleozóico indiferenciado; Pg, Paleogénico (formação de Vale do Guizo); M, Miocénico (formação de Esbarrondadoiro). Imagem processada dos dados de sísmica de reflexão gentilmente cedida por J. Carvalho.	170
Figura 4.17 – Mapa geológico mostrando os pontos de observação de deformação associada à falha de Deixa-o-Resto. Junto a cada símbolo de furo/sondagem está indicada a cota a que foram interceptados os limites Paleozóico/Jurássico (a verde), Jurássico/formação de Alcácer do Sal (a azul) e formação de Alcácer do Sal/formação de	

Galé (a amarelo). Pz, Paleozóico indiferenciado; Mz, Mesozóico indiferenciado; VG, formação de Vale do Guizo; AS, formação de Alcácer do Sal; M, formação de Melides; G, formação de Galé; VF, formação de Vale Figueira; Tf, terraços fluviais; ae, areias eólicas; a, aluviões. Cartografia geológica adaptada de Dias <i>et al.</i> (2011).	177
Figura 4.18 – Mapa de relevo sombreado evidenciando lineamento morfológico nas áreas imersa e emersa coincidente com a falha de Deixa-o-Resto (processado a partir de dados batimétricos e hipsométricos retirados de http://www.marine-geo.org/tools/GMRTMapTool).	179
Figura 4.19 – Deformação associada à falha de Deixa-o-Resto na pedreira do Pedrogão (figura 4.17, 1; 38°4'26,5'' N/8°44'28,5'' W). A, aspecto geral de um afloramento onde se observa o contacto mecânico entre calcários Jurássicos (a E) e sedimentos plio-pleistocénicos da formação de Galé (a W), ao longo de uma superfície com atitude (N24°E, 76°E) (traço vermelho a cheio na figura). B, projecção estereográfica (rede de <i>Schmidt</i> , projecção no hemisfério inferior) de planos de movimento secundários medidos nos sedimentos cenozóicos.	180
Figura 4.20 – Deformação associada à falha de Deixa-o-Resto, na pedreira de Foros da Zambujeira (figura 4.17, 2; 38°3'53'' N/8°44'44'' W). A, contacto mecânico entre calcários Jurássicos (a E) e sedimentos plio-pleistocénicos da formação de Galé (a W), ao longo de superfície com atitude (N24°E, 76°E). B, projecção estereográfica (rede de <i>Schmidt</i> , projecção no hemisfério inferior) dos planos de falha medidos.	181
Figura 4.21 – Deformação em antiga exploração de areia (figura 4.17, 6; 38°7'14'' N/8°43'50'' W). A, aspecto geral do afloramento onde se observam planos de falha (a vermelho) e filões neptunianos a afectar sedimentos da formação de Alcácer do Sal (na base) e da formação de Galé (a topo). A linha a tracejado faz a separação entre as duas unidades. B, pormenor do afloramento mostrando um filão neptuniano. C, projecção estereográfica (rede de <i>Schmidt</i> , projecção no hemisfério inferior) de todos os planos de falha medidos.	183
Figura 4.22 – Diagrama de contorno de densidades dos pólos da totalidade das fracturas medidas (n=54) na zona da falha de Deixa-o-Resto.	184
Figura 4.23 – Corte esquemático interpretativo da falha de Deixa-o-Resto representando a deformação junto à área de Deixa-o-Resto, onde o conjunto de dados de superfície e	

profundidade sugerem a existência, localmente, de dois ramos. a, falha; b, Mesozóico indiferenciado; c, formação de Alcácer do Sal; d, formação de Galé.	186
Figura 4.24 – Mapa hipsométrico da região litoral Melides/Santiago do Cacém contendo informação estrutural, evidenciando o traçado provável da falha de Deixa-o-Resto (a vermelho).....	190
Figura 4.25 – Mapa geológico da zona da falha de Santa Cruz (traçado mais espesso) mostrando os pontos de observação de evidências de deformação. FDR, falha de Deixa-o-Resto; Pz, paleozóico indiferenciado; Mz, Mesozóico indiferenciado; AS, formação de Alcácer do Sal; G, formação de Galé; VF, formação de Vale Figueira; Tf, terraços fluviais; a, aluviões. Cartografia geológica adaptada de Inverno <i>et al.</i> (1986) e Dias <i>et al.</i> (2011).	192
Figura 4.26 – A, Mapa geológico da zona da falha de Ademas (traçado mais espesso) com localização de pontos de observação de deformação. B, projecção estereográfica (rede de <i>Schmidt</i> , projecção no hemisfério inferior) de todos os planos de fractura medidos (n=10). Pz, Paleozóico indiferenciado; Mz, Mesozóico indiferenciado; AS, formação de Alcácer do Sal; G, formação de Galé; VF, formação de Vale Figueira; Tf, terraços fluviais; a, aluviões. Cartografia geológica adaptada de Dias <i>et al.</i> (2011).	197
Figura 4.27 – Afloramento correspondente ao ponto 1 da figura 4.26 (38°4'25,6'' N/8°42'52'' W), onde se observa uma faixa de brechificação e calichificação a afectar calcários jurássicos (A), e basculamento para W de sedimentos pertencentes à formação de Galé (B).	197
Figura 4.28 – Corte geológico intersectando a falha de Ademas (localização na figura 4.26). A separação vertical representada é esquemática, desconhecendo-se o valor real. a, Mesozóico indiferenciado; b, formação de Galé; c, formação de Vale Figueira.	198
Figura 4.29 – Mapa geológico da área da falha do Azinhal (traçado mais espesso) com localização da pedreira onde se identificou deformação associada a esta estrutura. Pz, paleozóico indiferenciado; Mz, Mesozóico indiferenciado; AS, formação de Alcácer do Sal; G, formação de Galé; VF, formação de Vale Figueira; Tf, terraços fluviais; a, aluviões. Cartografia geológica adaptada de Inverno <i>et al.</i> (1986) e Dias <i>et al.</i> (2011).....	201
Figura 4.30 – A, mapa geológico e estrutural sobre imagem de satélite (ESRI), da pedreira da ribeira do Azinhal. B, projecção estereográfica (rede de <i>Schmidt</i> , projecção no hemisfério inferior) dos planos de falha medidos na zona de deformação CF (n=15). J2,	

Jurássico Médio; J3, Jurássico Superior; G, formação de Galé; VF, formação de Vale Figueira; CF, caixa de falha. 1, falha; 2, falha de desligamento; 3, falha normal; 4, estratificação; 5, pontos de observação.	202
Figura 4.31 – Aspecto geral da falha do Azinhal no ponto 2 da figura 4.31 (caixa de falha delimitada pelas linhas a vermelho). As linhas a tracejado materializam a estratificação nas rochas do Jurássico Médio.....	204
Figura 4.32 – Falha (a vermelho) de atitude (N17°W, 65°W) e estrias com <i>pitch</i> 40°S a afectar sedimentos do Jurássico Superior na parte ocidental da pedreira do Azinhal (figura 4.30, 4). As linhas a tracejado materializam a estratificação.	204
Figura 4.33 – Mapa geológico da zona de falha provável da lagoa de Santo André (traçado mais espesso), com indicação da localização de sondagens e furos e as cotas a que interceptaram os limites Mesozóico/formação de Alcácer do Sal (a azul) e formação de Alcácer do Sal/formação de Galé (a laranja). Mz, Mesozóico; AS, Alcácer do Sal; G, formação de Galé; VF, formação de Vale Figueira; TF, terraços fluviais; ae, areias eólicas; a, aluviões; ap, areias de praia. Cartografia geológica adaptada de Dias <i>et al.</i> (2011).	209
Figura 4.34 – Corte geológico da área da lagoa de Santo André mostrando a existência de falhas com actividade cenozóica sugeridas pela análise de furos de captação de água (ver localização do corte na figura 4.33. Sobreelevado 2,5 vezes. Mz, Mesozóico; AS, formação de Alcácer do Sal; G, formação de Galé; Q, Quaternário indiferenciado (terraços, areias eólicas e aluviões).....	210
Figura 4.35 – Mapa geológico da área da falha provável da Ribeira de Moinhos (traçado mais espesso). Pz, Paleozóico indiferenciado; Mz, Mesozóico indiferenciado; S, maciço subvulcânico de Sines; AS, formação de Alcácer do Sal; G, formação de Galé; VF, formação de Vale Figueira; Tm, terraço marinho; ae, areias eólicas; a, aluviões; ap, areias de praia. Junto ao símbolo de sondagem indica-se informação sobre as cotas das passagens Paleozóico/Mesozóico (a verde) e Mesozóico/formação de Galé (a amarelo). Cartografia geológica adaptada de Inverno <i>et al.</i> (1986).....	212
Figura 4.36 – Mapa geológico da área da falha de Monte da Estrada (traçado mais espesso), mostrando a localização dos pontos de observação referidos no texto. Pz, Paleozóico indiferenciado; FP, formação de Panóias; a, aluviões.	217
Figura 4.37 – Excerto da Folha 7 da Carta Geológica de Portugal na escala 1/200 000 (Oliveira, 1984), abrangendo a área do horst de São Teotónio, com a localização dos	

pontos de observação de deformação, referidos no texto. Unidades representadas: HMi, formação de Mira (Paleozóico); Hbr, formação de Brejeira (Paleozóico); d, rochas doleríticas; PQ, Pliocénico-Quaternário; MPQ, Miocénico-Pliocénico-Quaternário indiferenciados. HST, horst de São Teotónio; FA, fosso de Arrifóias; FST, fosso de São Teotónio; FVF, falha de Vale de Fecho.	221
Figura 4.38 – Falha inversa junto ao monte da Derroca com os metassedimentos do Paleozóico (a NW) em contacto lateral com a formação de Vale Figueira (a SE), correspondente ao ramo oriental do <i>horst</i> de São Teotónio (figura 4.37, 1; 37°32'7'' N/8°41'14,6'' W).	222
Figura 4.39 – Estruturas de fluidização de sedimento (interpretadas como sismitos) desenvolvidas na formação de Vale Figueira, próximo do ramo oriental do <i>horst</i> de São Teotónio (figura 4.37, 2; 37°32'39'' N/8°40'25,4'' W).	222
Figura 4.40 – Zona de deformação em Vale de Fecho com reorientação vertical dos clastos associada à existência de várias fracturas subverticais de direcção N-S.	228
Figura 4.41 – Mapa hipsométrico (ASTER GDEM – NASA) da área da falha de Vale de Fecho (traçado mais espesso), mostrando o seu prolongamento provável para S associado a um lineamento morfológico. HST, <i>horst</i> de São Teotónio; FA, fosso de Arrifóias.	229
Figura 4.42 – Curvas eustáticas utilizadas para o cálculo das taxas de levantamento tectónico com base na posição altimétrica de sedimentos marinhos pliocénicos e plistocénicos. a), excerto da curva eustática proposta por Miller <i>et al.</i> (2005), para os últimos 7 Ma (dados disponibilizados por Kenneth G. Miller em http://geology.rutgers.edu/people/faculty/19-people/faculty/242-kenneth-g-miller); b), compilação de de Siddall <i>et al.</i> (2007) de várias curvas eustáticas para o Plistocénico Médio e Superior.	236
Figura 4.43 – Variação da taxa de levantamento tectónico ao longo do Pliocénico e Plistocénico na região de Vila Nova de Milfontes (1) com projecção das taxas de deformação calculadas para o sector a N de Sines (2), terraços marinhos da região de Porto Covo (3) e os resultados obtidos por Figueiredo (2015) para o litoral SW (4). As taxas projectadas correspondem a valores intermédios relativamente às incertezas expressas no texto.	239

Figura 4.44 – Mapa de epicentros de sismos registados nos períodos 1995-2008 (a azul) e 2009-2013 (a vermelho) e falhas com actividade neotectónica. Adaptado de Custódio <i>et al.</i> (2015).	250
Figura 4.45 – Perfil da superfície de topo actual das rochas pré-Cenozóico evidenciando curvatura em antiforma que pode estar relacionada com dobramento de raio de curvatura grande.	255
Figura 4.46 – Bloco diagrama esquematizando de forma simplificada a génese da serra de Grândola, por movimento em falhas e dobramento crustal. I, posterior à distensão mesozóica e anterior à compressão alpina; II, durante a compressão alpina, no Cenozóico; III, configuração actual, após deposição cenozóica e erosão. G, Grândola; M, Melides..	256
Figura 4.47 – Localização da falha (a tracejado) proposta por Figueiredo (2015) para explicar o levantamento tectónico no SW de Portugal (adaptado de Figueiredo, 2015). CS, Cabo Sardão; S, Sines; VNM, Vila Nova de Milfontes.	262

Lista de tabelas

Capítulo III - Estratigrafia

Tabela 3.1 - Paleocorrentes medidas em sedimentos da formação de Alvalade, na bacia de Alvalade.....	73
Tabela 3.2 - Resultados pIRIR para os sedimentos amostrados nas praias de S. Torpes, Vieirinha e Pessegueiro fornecidos pelo <i>Nordic Laboratory for Luminescence Dating, Risø National Laboratory</i> , Dinamarca	127
Tabela 3.3 - Relações médias de epimerização da isoleucina e racemização do ácido aspártico, alanina e ácido glutâmico.....	128

Capítulo IV - Tectónica

Tabela 4.1 - Taxas de movimentos verticais (mm/ano) calculadas para os terraços das praias de São Torpes, Vieirinha e Pessegueiro, considerando uma possível deposição associada aos estádios interglaciares 11 e 13 (n.e., nível eustático; i, idade). Os valores positivos indicam levantamento e os negativos referem-se a subsidência.	237
Tabela 4.2 - Quantificação do potencial sismogénico das falhas com evidências de actividade neotectónica.....	247

Capítulo I - Introdução

1 - Introdução à problemática do estudo

O Cenozóico da região litoral do Alentejo foi objecto de estudo em trabalhos anteriores, de âmbito regional e local, efectuados por outros autores. Focaram-se em aspectos específicos da geologia do Cenozóico, nomeadamente a estratigrafia, tectónica e neotectónica, não existindo, porém, um estudo integrando em conjunto estes temas considerando a área aqui abrangida. Referem-se alguns desses trabalhos:

- Feio (1951) realizou um estudo sobre a evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve caracterizando a geomorfologia e tecendo várias considerações sobre a tectónica e estratigrafia do final do Cenozóico (Pliocénico e Plistocénico).
- Zbyszewski (1958) caracterizou o Quaternário da região descrevendo com particular detalhe os terraços marinhos quaternários ocorrentes ao longo do litoral, tendo também feito várias considerações sobre a sedimentação pliocénica.
- Oliveira *et al.* (1984), na elaboração da Folha 7 da Carta Geológica de Portugal na escala 1/200 000 (Serviços Geológicos de Portugal), elaboraram uma cartografia geológica de toda a área estudada e efectuaram uma caracterização geral dos sedimentos cenozóicos.
- Pereira (1990) fez um estudo geomorfológico da área da planície litoral que se estende para S de Sines, definindo vários episódios de sedimentação e de deformação tectónica.
- Inverno *et al.* (1993), no âmbito da cartografia geológica apresentada na Folha 42-C Santiago do Cacém da Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000 (Serviços Geológicos de Portugal), caracterizaram os sedimentos cenozóicos aí existentes e os processos tectónicos que os afectaram.
- Ribeiro *et al.* (1993) avaliaram a região de Sines do ponto de vista do risco sísmico, fazendo uma caracterização neotectónica de várias falhas aí existentes.
- Pimentel e Azevêdo (1994) fizeram uma caracterização tectono-estratigráfica da bacia de Alvalade, estudo que foi desenvolvido por Pimentel (1997) no qual também estabeleceu relações com a geologia da área litoral.
- Cabral (1995) fez a caracterização neotectónica de falhas abrangidas por este estudo, nomeadamente as falhas de Grândola e Messejana (e estruturas associadas a esta).

Trabalhos de cartografia geológica efectuados no âmbito do projecto “Investigação da infraestrutura geológica e da base de recursos geológicos - Cartas Geológicas de Portugal”, do

Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG) para a publicação das folhas 42-A Grândola (Dias *et al.*, 2011) e 45-A Cercal (não publicada) da Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000, proporcionaram uma análise detalhada no terreno, com novas observações que permitiram a construção de um modelo de sedimentação para toda a área costeira e colmatar algumas lacunas na cartografia previamente publicada. Por exemplo, na Folha 7 e Folha 42-C Santiago do Cacém, os sedimentos Pliocénicos e Plistocénicos de génese marinha e continental não se encontram diferenciados, acontecendo o mesmo para o Miocénico da área de Melides na Folha 7.

Apesar de alguns estudos acima referidos terem constituído uma base sólida para a caracterização da sedimentação cenozóica, os dados então adquiridos levaram a interpretações parcialmente distintas no que diz respeito a alguns aspectos da evolução paleogeográfica da região, por vezes com implicações tectónicas relevantes. Noutros casos, as novas observações consolidaram modelos já estabelecidos.

Embora já se tivesse abordado a evolução tectónica da região no contexto da orogenia alpina, não tinha ainda sido feita uma caracterização sistemática, do ponto de vista da geologia estrutural e da sua relação com as várias unidades sedimentares, de grande parte das falhas aqui existentes.

Figueiredo (2015) efectuou uma caracterização neotectónica do sector SW do território continental português, focando-se nos levantamentos tectónicos a afectar sedimentos marinhos pliocénicos e plistocénicos, e na caracterização da actividade de falhas, existindo lacuna no conhecimento da área contígua, a N (a área aqui estudada). Ribeiro *et al.* (1993) apresentaram uma caracterização detalhada das falhas com evidências de actividade recente, no entanto restringindo-se à região envolvente a Sines, não abrangendo todo o sector aqui considerado. Os movimentos verticais de crosta testemunhados pela ocorrência de sedimentos marinhos pliocénicos e plistocénicos ao longo de toda a planície litoral que se desenvolve para W das serras de Grândola e Cercal, a cotas que sugerem movimentações pós-deposicionais, não foram também caracterizados de forma detalhada em trabalhos anteriores.

2 - Objectivos e estrutura de tese

O trabalho de investigação levado a cabo neste estudo pretende constituir um avanço no conhecimento dos processos sedimentares e tectónicos ocorridos durante o Cenozóico no sector litoral que se estende entre as áreas de Melides e Odemira.

Os processos geológicos raramente ocorrem de forma isolada e independente em determinado sector geográfico. Pelo contrário, os processos tectónicos estão relacionados com a transferência de tensões geradas nas fronteiras de placas e os principais episódios de sedimentação são geralmente condicionados por factores não locais como a tectónica, clima e eustatismo. Assim, um estudo local visando a compreensão de uma evolução tectono-estratigráfica necessita ser enquadrado num âmbito mais abrangente em termos geográficos, beneficiando de conhecimentos científicos prévios, de cariz global e regional. Pretende-se neste estudo estabelecer essa relação. A par da contextualização das observações aqui apresentadas no âmbito mais geral da tectónica e sedimentação cenozóica no território português, serão feitas algumas considerações sobre as regiões adjacentes à área caracterizada.

Tendo este estudo sido efectuado a par de trabalhos de cartografia geológica realizados pelo LNEG, corresponde em grande parte a uma compilação e interpretação de dados, relevantes para uma caracterização de natureza estratigráfica e tectónica, obtidos durante o trabalho de campo necessário à elaboração dessa cartografia. O resultado final é sintetizado numa carta geológica da área apresentada em anexo.

Do ponto de vista da caracterização estratigráfica da área de estudo, pretende-se fazer uma análise focada nas relações espaciais e temporais entre as diversas unidades sedimentares. Esta análise centra-se assim nas principais características das unidades às escalas regional e de afloramento, incidindo na evolução dos ambientes sedimentares tendo em conta os principais factores externos que condicionam a sedimentação, nomeadamente a tectónica, eustatismo e clima. Dada a abrangência temática proposta opta-se por não se seguir uma abordagem metodológica típica de estudos sedimentológicos, com estudo de minerais de argila, análises granulométricas, morfoscopia de grãos, ou estudos de proveniências de sedimento. Esse tipo de abordagem foi seguido total ou parcialmente em alguns dos trabalhos já referidos (Pereira, 1990; Pimentel, 1997).

Na caracterização tectónica tem-se como objectivos identificar e caracterizar os principais processos tectónicos ocorridos durante o Cenozóico, constrangendo-os

temporalmente com base nos sedimentos que lhes estão associados e por eles afectados. Seguem-se duas linhas de investigação: uma caracterização geral do comportamento das falhas existentes ao longo deste período; e uma caracterização da actividade neotectónica, considerando as deformações expressas por movimentos verticais da crosta e movimentações associadas a falhas.

Para o primeiro ponto estuda-se o modo como a deformação frágil afecta as unidades sedimentares cenozóicas, através da fracturação directamente observada em afloramento e da influência que estes processos têm na geometria e distribuição espacial dos corpos sedimentares. Conhecendo as características da deformação e a forma como condicionam os sedimentos de diversas idades, à escala local e de bacia, pretende-se reconstruir temporalmente as etapas de deformação comparando os dados obtidos com os principais eventos tectónicos reconhecidos no território continental português.

Relativamente às deformações neotectónicas, uma vez que na área considerada afloram sedimentos marinhos pliocénicos e plistocénicos cuja deposição está relacionada com níveis eustáticos contemporâneos, é feita uma quantificação dos movimentos verticais pós-deposicionais de origem tectónica, comparando a sua actual posição altimétrica com aquela a que se depositaram (com recurso às curvas eustáticas publicadas). Com estes dados é assim possível proceder ao cálculo das taxas de deformação.

Dado o enquadramento geodinâmico de Portugal, próximo de uma fronteira de placas, com amplo registo sísmico histórico e instrumental, é importante uma caracterização das principais estruturas potencialmente sismogénicas. Assim, para as falhas com evidências de actividade no período neotectónico considerado, quantificam-se as deformações e calculam-se taxas de actividade, quando os dados disponíveis o permitem, e faz-se uma estimativa do seu potencial sismogénico.

Esta tese encontra-se organizada da seguinte forma:

- No capítulo I é feita uma introdução geral. Enumeram-se vários estudos que incidiram na região litoral do Alentejo, apontando algumas lacunas a colmatar para um aprofundamento do conhecimento geológico da região, descrevem-se os objectivos gerais desta tese e explica-se a sua organização. Faz-se também um enquadramento geográfico.

- No capítulo II apresenta-se um enquadramento geológico geral. Começa-se por uma descrição dos principais elementos morfológicos que caracterizam este sector. No enquadramento tectónico e estratigráfico faz-se uma breve referência à geologia pré-cenozóica da área estudada e dá-se destaque à evolução geodinâmica da Ibéria e do território português, em particular, no contexto da orogenia alpina. É também feita uma abordagem geral à tectónica cenozóica na área de estudo e ao seu papel condicionante sobre os processos sedimentares. Faz-se ainda uma descrição do contexto geodinâmico actual.
- O capítulo III é dedicado à caracterização estratigráfica fazendo-se uma descrição das várias unidades sedimentares. Apresenta-se um modelo da sedimentação ao longo do Cenozóico, comparando-se com os principais episódios sedimentares identificados noutras bacias do território português em estudos anteriores.
- O capítulo IV incide na evolução tectónica da área de estudo. Numa primeira parte faz-se a caracterização de todas as falhas identificadas com indícios de actividade cenozóica. De seguida faz-se uma caracterização das deformações neotectónicas. Esta análise integra uma descrição dos movimentos verticais da crosta, apresentando-se taxas de deformação, e uma estimativa do potencial sismogénico e cálculo de taxas de deformação das falhas com actividade durante o período neotectónico considerado. É também feita uma síntese das deformações tectónicas ao longo do cenozóico, correlacionando-as com os vários episódios relacionados com a orogenia alpina conhecidos no território português, e o enquadramento das deformações recentes no contexto geodinâmico actual.
- No capítulo V é feita uma síntese das principais conclusões obtidas ao longo dos capítulos anteriores, cruzando as principais fases de sedimentação com as deformações tectónicas identificadas.

3 - Localização da área de estudo

A área aqui estudada (figura 1.1) situa-se na região SW de Portugal continental e abrange grande parte do sector litoral do Alentejo. Ocupa cerca de 80 km ao longo da direcção N-S, entre as regiões de Melides e Odemira. Embora este estudo aborde principalmente a faixa litoral, para compreender os processos geológicos aí ocorrentes foi necessário o estudo de regiões paleogeográficas adjacentes, considerando-se uma faixa de aproximadamente 40 km para o interior, a E. No contexto dos estudos efectuados, realizou-se ainda cartografia geológica de detalhe (Anexo 2) numa área de 60 km por 30 km (figura 1.1, área delimitada a linha amarela a tracejado).

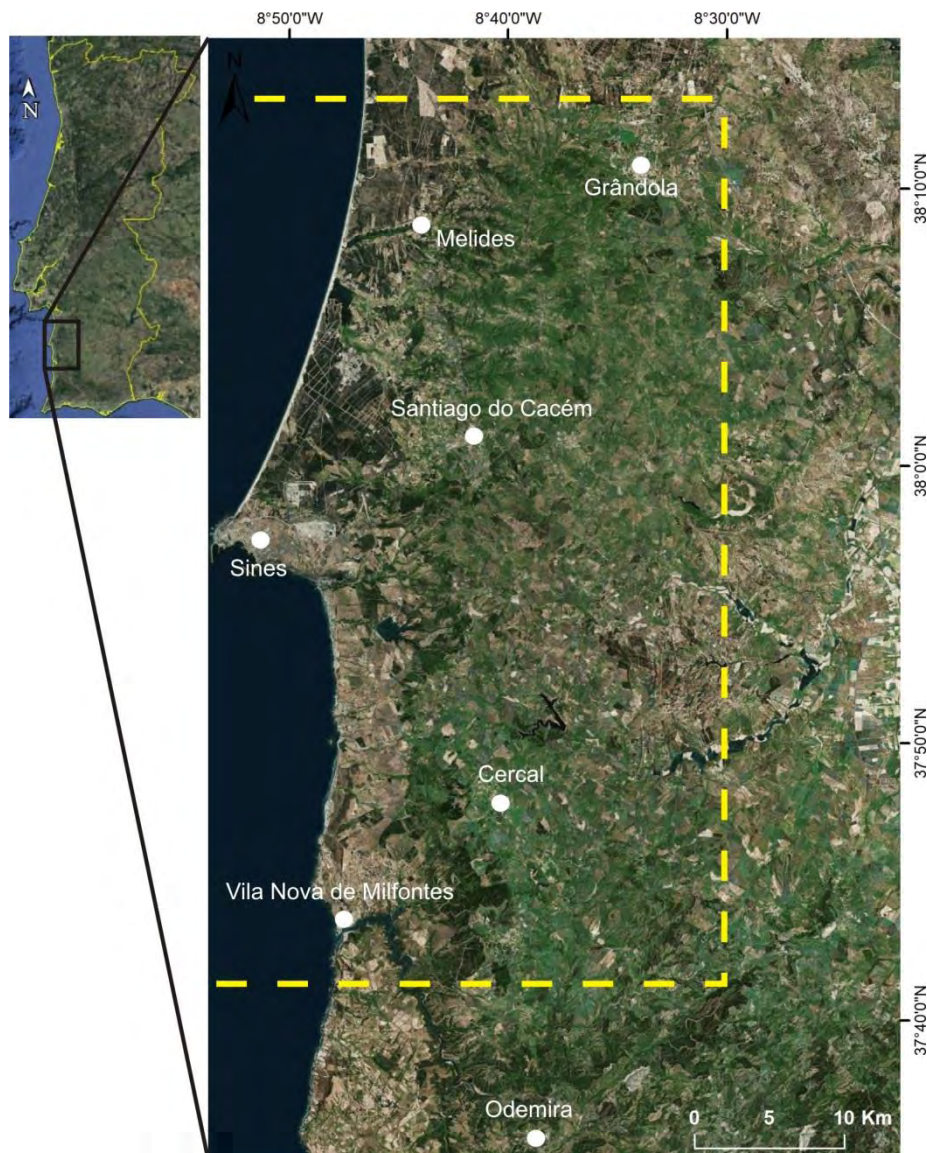


Figura 1.1 – Localização da área de estudo (imagem de satélite fornecida pela ESRI, via *software* ArcGIS). A linha amarela a tracejado representa a área abrangida pela cartografia geológica apresentada no Anexo 2.

Capítulo II - Enquadramento geológico

1 - Enquadramento geomorfológico

A área estudada abrange três domínios geomorfológicos principais: os relevos litorais (serras de Grândola e Cercal), a bacia de Alvalade e a planície litoral (figura 2.1). Todos estes domínios já foram caracterizados, com menor ou maior detalhe, em estudos anteriores (e.g., Birot e Feio, 1948; Pereira, 1990; Pimentel, 1997), apresentando-se aqui uma descrição geral dos principais elementos geomorfológicos.

1.1 - Relevos litorais

Toda a faixa litoral é limitada a E por um alinhamento de relevos marginais de direcção N-S e extensão de aproximadamente 60 km. Correspondem aos relevos litorais da serra de Grândola, a N, e da serra do Cercal, a S. A transição entre estes relevos dá-se através da superfície da Sonega, correspondente a uma área aplanada situada aproximadamente à latitude de Porto Covo.

1.1.1 - Serra de Grândola

Essencialmente desenvolvida nos terrenos paleozóicos da Zona Sul Portuguesa, corresponde a um importante elemento fisiográfico na paisagem. Apresenta uma forma grosseiramente triangular com as vertentes viradas a NE e W a constituírem escarpados importantes que se destacam da bacia hidrográfica do Sado e da planície litoral, respectivamente. A cota máxima de 325 m é atingida no vértice geodésico de Atalaia, localizado próximo da extremidade NW deste relevo, desenvolvendo-se a partir desse ponto uma descida de cotas para S. Esta variação de cotas ocorre ao longo de um alinhamento orientado segundo direcção N-S a NNE-SSW com cerca de 26 km de extensão, que corresponde à principal linha divisória de águas da serra, passando-se gradualmente à superfície da Sonega, desenvolvida a cotas próximas de 200 m.

Da análise do modelo digital de terreno apresentado na figura 2.1 destaca-se outra linha de cumeada importante, perpendicular à primeira e localizada em posição aproximadamente central neste relevo. Desenvolve-se a partir do vértice geodésico João Mendes (291 m) (localidade de Cruz de João Mendes), segundo direcção E-W a WNW-ESE, diminuindo progressivamente de altitude para oriente e passando gradualmente ao domínio da bacia de Alvalade, onde o soco paleozóico se encontra coberto por sedimentos cenozóicos.

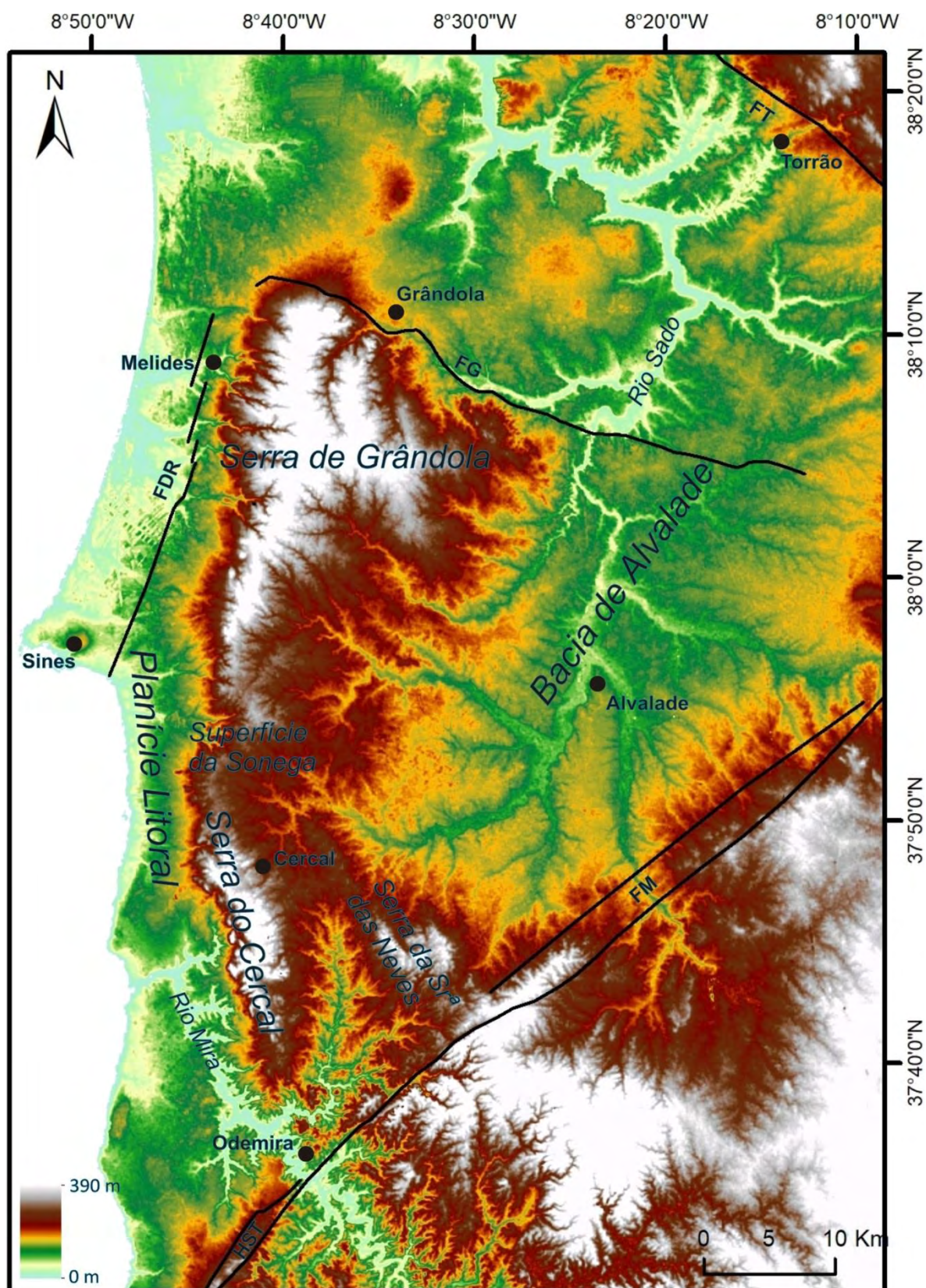


Figura 2.1 – Mapa hipsométrico (ASTER GDEM – NASA) com indicação dos principais domínios geomorfológicos referidos no texto e que caracterizam a área de estudo. As principais falhas referidas na bibliografia estão representadas. FG, falha de Grândola; FT, falha do Torrão; FDR, falha de Deixa-o-Resto; FM, falha da Messejana; HST, *horst* de São Teotónio.

A escarpa virada a NE, limitada pelo traçado da falha de Grândola, tem direcção geral WNW-ESE e corresponde à escarpa de falha gerada pela actividade cenozóica desta estrutura (Cabral, 1995; Pimentel, 1997). Apresenta uma extensão próxima de 25 km, localizada entre a extremidade NW da serra e a área localizada a N de Azinheira de Barros, onde o rio Sado intercepta a falha, com um comando variável que diminui de WNW para ESE. Na determinação do comando considera-se a diferença entre o ponto mais alto da escarpa, em determinado sector, e a superfície do Sado, correspondente ao topo da superfície da bacia hidrográfica do Sado. Esta superfície coincide aproximadamente com a cota a que se dá a passagem dos terrenos paleozóicos para a bacia cenozóica e desenvolve-se, na maior parte dos locais, a cotas situadas entre os 80 e os 100 m. No entanto, para W de Grândola verifica-se uma elevação nesta superfície que atinge um valor máximo próximo de 180 m e cuja projecção para S coincide aproximadamente com a principal linha de cumeada da serra e o local onde esta atinge maior altitude, aos 325 m no vértice da Atalaia. Assim, o comando máximo da escarpa neste local é de 150 m. A S de Grândola, imediatamente para leste do vértice geodésico Outeiro da Vila, a escarpa junto ao traçado da falha quase desaparece, apresentando-se muito recuada devido à instalação da rede de drenagem e erosão por ela produzida, voltando a apresentar maior expressão junto à Mina da Caveira, onde tem um comando de cerca de 100 m. A partir daqui observa-se nova diminuição gradual de altura, desaparecendo para E do rio Sado.

Em grande parte da sua extensão, a escarpa encontra-se bastante degradada pelos fenómenos erosivos associados à instalação das linhas de água que a entalham. Esta degradação é particularmente expressiva para ESE da ribeira de Grândola. Pelo contrário, na extremidade NW da serra onde se observa a elevação na superfície do Sado, a escarpa é recortada por algumas ribeiras mas sem o mesmo grau de entalhe observado no caso anterior.

Das linhas de água que promovem a erosão do bordo setentrional da serra, a ribeira de Grândola, um afluente do rio Sado, constitui aquela que maior expressão apresenta. A sua cabeceira localiza-se aproximadamente a 3 km a S de Santa Margarida do Sado, desenvolvendo-se a partir daí para NNW-N, inflectindo para NE já próximo da escarpa. Neste troço em que a drenagem se dá de S para N é também conhecida por ribeira dos Corrilhões. Ao atravessar a escarpa, a ribeira entra nos terrenos cenozóicos e sofre uma brusca mudança para ESE, passando a correr paralela àquela, em direcção ao rio Sado. Imediatamente situada a leste da ribeira de Grândola, a ribeira da Fonte dos Narizes apresenta características semelhantes, juntando-se à ribeira de Grândola no seu percurso WNW-ESE.

O rio Sado constitui o limite da escarpa para E. Apresenta sentido de escorrência de S para N e, nos últimos 2,5 km antes de entrar em terrenos cenozóicos, apresenta um traçado rectilíneo. Ao interceptar os sedimentos mais recentes, cenozóicos, o rio adquire um carácter meandriforme.

A vertente ocidental da serra de Grândola, com direcção que varia entre NNE-SSW a NNW-SSE e uma extensão de aproximadamente 35 km, é mais irregular. A sua direcção geral é semelhante à da principal linha divisória de águas atrás descrita, não sendo no entanto exactamente coincidente. Entre esta superfície de topo e a passagem para a planície litoral (por volta das cotas 100-120 m) registam-se distâncias muito variáveis, de 1,5 km a 6 km. A vertente encontra-se recortada por abundantes linhas de água com sentido de escorrência para ocidente e direcções predominantes E-W a WNW-ESE.

Entre a zona a S de Melides e a latitude de Sines parte desta vertente é talhada em rochas mesozóicas que se encontram basculadas para W e muito fracturadas, com inclinações mais acentuadas nos domínios mais internos, junto ao soco paleozóico. A irregularidade desta vertente poderá, pelo menos em parte, dever-se à grande variedade litológica, com a geração de alguns vales de erosão diferencial nos terrenos menos competentes do Jurássico Inferior (paralelos à estrutura mesozóica), e a alguma estruturação tectónica, sendo o basculamento das unidades sedimentares mesozóicas responsável pela geração de costeiras. Em alguns locais, a passagem deste relevo para a planície litoral coincide com a presença de falhas.

1.1.2 - Superfície da Sonega

Corresponde a uma área aplanada a aproximadamente 200 m de altitude, com cerca de 5 km de extensão entre as serras de Grândola e Cercal. A sua passagem a N e a S para o domínio das serras dá-se de forma gradual, assim como a diminuição de cotas para E, para o domínio da bacia de Alvalade. A W é interrompida por uma escarpa algo dissecada pela erosão que a separa da área da planície litoral, em posição rebaixada, a cerca de 100 m. Os pontos mais altos correspondem aos antigos vértice geodésicos de Pias (197 m) e Cabra (196 m), e ao vértice de Sonega (199 m). Nesta superfície existem vestígios peliculares de sedimentos que têm vindo a ser atribuídos ao Pliocénico e/ou Plistocénico (Pimentel, 1995).

1.1.3 - Serra do Cercal

A serra do Cercal apresenta uma forma elíptica alongada segundo a direcção NNW-SSE, e tem aproximadamente 17 km de comprimento máximo e 4 km de largura máxima. É limitada a N pela superfície da Sonega, a W pela planície litoral, a NE pela bacia de Alvalade/bacia hidrográfica do Sado, e a E e S pela bacia hidrográfica do Mira. Trata-se de um relevo já muito dissecado pela erosão, não apresentando uma linha de cumeada contínua ao longo da sua extensão, mas sim alguns alinhamentos de interflúvios e diversos picos separados por linhas de água oblíquas à orientação da serra ou subparalelas, adaptadas à estrutura paleozóica (como por exemplo o barranco da Milha e o corgo do Vale de Porcas). Tem o seu ponto mais alto a 372 m no vértice geodésico Santo Isidoro, localizado em posição central deste relevo. Outros picos importantes localizam-se próximo das suas extremidades e correspondem ao vértice geodésico de Cercal (341 m), a N, e ao vértice geodésico de São Domingos (324 m), a S.

Ao longo de grande parte do seu perímetro esta serra é caracterizada pela existência de um escarpado abrupto, com excepção da sua passagem à superfície da Sonega, onde o relevo se começa a erguer para S de forma gradual a partir dos 190-200 m. Para E e S o domínio da serra passa também, embora de forma mais abrupta, a uma superfície próxima dos 200 m com tendência de diminuição de cota nas mesmas direcções, e que se encontra algo dissecada pelas redes hidrográficas dos rios Sado e Mira. A vertente virada a W ergue-se a partir de cerca de 100 m de cota, destacando-se da área da planície litoral.

Tem sido atribuída uma génese tectónica a este relevo (Pereira, 1990; Ribeiro *et al* 1993), embora esta questão não esteja devidamente esclarecida. O seu destaque na paisagem actual terá um contributo importante de processos de erosão diferencial relacionada com a maior resistência das rochas vulcânicas do Complexo Vulcano-Silicioso do Cercal relativamente às rochas metassedimentares que as rodeiam, tal como referido por Pimentel (1995).

1.2 - Bacia de Alvalade

O domínio geomorfológico aqui designado por bacia de Alvalade corresponde a parte da bacia hidrográfica do rio Sado, mais concretamente ao seu sector de montante. Na área estudada esta delimita os bordos N e SE da serra de Grândola, a superfície da Sonega a E, a serra do Cercal a NE e a serra da Senhora das Neves a N. A SE, a bacia de Alvalade passa à

penepalanície do Baixo Alentejo através de um degrau tectónico associado à actividade cenozóica da falha da Messejana. Essa área já não é abrangida por este estudo.

A nucleação da bacia no início do Cenozóico e a sua posterior evolução proporcionaram a ocorrência de processos de sedimentação desde o Paleogénico até à actualidade, preservados no registo geológico (Pimentel, 1997).

Distinguem-se dois sectores na bacia de Alvalade, cuja geometria está condicionada por falhas. Um sector interno/proximal de forma aproximadamente rectangular de direcção NE-SW, com cerca de 45 km de comprimento e 25 km de largura, localiza-se entre as regiões de Cercal e de Canhestros-Figueira de Cavaleiros. A falha da Messejana, correspondente ao bordo SE da bacia, é o principal condicionador da sua génese e geometria neste sector. À latitude do bordo setentrional da serra de Grândola a bacia adquire uma orientação geral WNW-ESE, sendo controlada pelas falhas de Grândola e Torrão que constituem parte dos seus bordos meridional e setentrional, respectivamente. Este sector estende-se entre as áreas de Ferreira do Alentejo e Grândola, tendo 40 a 50 km de comprimento e cerca de 30 km de largura. No seu sector distal, a bacia de Alvalade passa ao domínio da bacia cenozóica do Baixo Tejo, não existindo uma fronteira geográfica inequívoca entre estes dois domínios.

Morfologicamente destaca-se a existência de uma superfície aplanada que ocupa a maior parte da sua área, recortada por diversas linhas de água (Martins, 1990; Pimentel, 1997). Tem sido designada por superfície do Sado (*op. cit.*) e corresponde à superfície culminante do enchimento cenozóico ou a uma superfície de erosão desenvolvida naquela. Encontra-se a cotas genericamente próximas de 100 m que aumentam junto a alguns bordos da bacia (*op. cit.*). Esta superfície não se restringe à área da bacia de Alvalade, prolongando-se para as áreas de Alcácer do Sal e Marateca, já no domínio da bacia cenozóica do Baixo Tejo (Pimentel, 1997). As linhas de água que se encaixam nesta superfície integram a bacia hidrográfica do rio Sado. As principais são, para além deste rio, as ribeiras de Campilhas, São Domingos e Rôxo.

Junto ao bordo meridional do sector jusante da bacia, onde a passagem para o domínio da serra de Grândola se dá através da escarpa relacionada com a falha de Grândola, esta superfície coincide aproximadamente com a cota a que se dá a passagem dos terrenos paleozóicos para a bacia cenozóica e desenvolve-se, na maior parte dos locais, a cotas situadas entre os 80 e os 100 m. No entanto, para W de Grândola a mesma superfície sobe de altitude até um valor máximo próximo de 180 m, voltando a decrescer até ao limite ocidental da serra de Grândola, onde transita para o domínio da planície litoral. Esta alteração na

superfície referida ocorre sob uma forma arqueada com eixo NNE-SSW, sendo interpretada como um dobramento constituindo a elevação atrás referida. Esta elevação na superfície da bacia do Sado foi descrita e interpretada como uma deformação tectónica da superfície em estudos anteriores (Cabral, 1995; Pimentel, 1997). Sobre esta desenvolve-se uma drenagem radial pouco desenvolvida que pouco penetra na escarpa, como referido por Cabral (1995).

A cerca de 7 km para NNE, a regularidade da superfície do Sado a aproximadamente 100 m de altitude é interrompida por uma área mais elevada onde se situa o vértice geodésico de Pedrógão, a 139 m de altitude. Corresponde a uma elevação do substrato paleozóico, aflorando rochas metassedimentares dessa idade, e tem-se considerado de natureza tectónica, correspondendo a um *horst* (e.g., Oliveira *et al.*, 1993; Pimentel, 1997; Oliveira *et al.*, 2001).

1.3 - Planície litoral

Os relevos caracterizados limitam a E uma extensa planície litoral, bem estudada e caracterizada por autores como Feio (1951) e Pereira (1990), que se desenvolve no seu sopé a partir de cotas entre 100 m e 120 m, aproximadamente, e que desce progressivamente de altitude em direcção a W até atingir a linha de costa. Na região estudada tem uma largura máxima de 14,5 km, à latitude do cabo de Sines, e uma largura mínima de cerca de 3,5 km, na zona de Porto Covo.

Esta planície desenvolve-se quase sempre em sedimentos cenozóicos, por vezes revelando a presença do substrato paleozóico ou mesozóico. No sector localizado a S de Sines, a planície é muito regular, e a reduzida espessura da cobertura sedimentar faz com que acompanhe a forma de uma antiga plataforma de abrasão marinha talhada no soco paleozóico subjacente, sobre a qual se depositaram sedimentos plio-pleistocénicos. Encontra-se aqui recortada por várias linhas de água de direcção geral E-W, nomeadamente as ribeiras da Junqueira e Morgavel, os barrancos de Porto Covo e do Queimado, e os corgos de Aivados e Pessegueiro. Na área de Vila Nova de Milfontes o rio Mira apresenta forte encaixe, com incisão de 50-60 m. Este rio apresenta direcção geral de escoamento NW-SE, subparalela à estruturação do soco paleozóico, inflectindo para W à latitude de Vila Nova de Milfontes, desaguardo no oceano Atlântico nesta localidade. O lineamento morfológico produzido pelo seu traçado encontra-se alinhado com o lineamento associado à falha de São Marcos-Quarteira, de direcção idêntica, levando a que alguns autores considerem a existência de um controlo tectónico para o encaixe do rio Mira (Freire de Andrade, 1937; Cabral *et al.*, 2017).

Na área de São Teotónio existe um alinhamento de relevos que interrompe a regularidade da planície litoral, de direcção NE-SW e cerca de 11 km de comprimento e 1,5 km de largura máxima. Corresponde ao *horst* de São Teotónio e faz parte de um conjunto de estruturas relacionadas com a falha da Messejana (Cabral, 1995). Para S da área estudada a planície litoral tende a apresentar cotas mais elevadas.

Para N de Sines a planície litoral constitui uma forma mais irregular, encontrando-se condicionada por uma maior diversidade litológica, com exposição de litologias mesozóicas e cenozóicas, e uma actividade tectónica aparentemente mais expressiva. Na área de Deixa-o-Resto, a falha de Deixa-o-Resto é responsável por uma escarpa de orientação NNE-SSW, com 4 km de extensão e um comando máximo de 40 m.

As principais linhas de água existentes nesta área apresentam sentido de drenagem geral de E para W e correspondem às ribeiras de Fontainhas, Melides, Cascalheira, Ponte, Forneco, Azinhal, Badoca e Moinhos. Algumas linhas de água desaguam em sistemas lagunares costeiros. A ribeira de Melides desagua na lagoa de Melides enquanto as ribeiras de Cascalheira, Ponte, Forneco, Azinhal e Badoca desaguam na lagoa de Santo André.

Em várias destas ribeiras ocorre uma deflexão esquerda do seu percurso ao cruzarem a zona da falha de Deixa-o-Resto (ribeiras de Melides, Cascalheira, Ponte, Forneco, Azinhal, Badoca), com excepção para a ribeira do Azinhal, que intercepta a escarpa de Deixa-o-Resto e apresenta uma deflexão direita.

2 - Enquadramento tectónico e estratigráfico

2.1 - Geologia pré-cenozóica

Na área de estudo existe importante registo geológico anterior ao Cenozóico, representado por rochas do Paleozóico e Mesozóico. O Paleozóico, principalmente constituído por rochas metassedimentares, ocupa a maior área servindo de substrato e fonte de alimentação para a sedimentação cenozóica. Constitui os relevos litorais (serras de Grândola e Cercal) e sobre ele ocorreu a sedimentação na bacia de Alvalade e no sector da planície litoral que se estende para S de Sines. Aflora também ao longo de praticamente toda a arriba costeira que constitui este sector.

As rochas do Mesozóico são do tipo carbonatado, siliciclástico e ígneo, dominando as primeiras, e afloram no sector da planície litoral que se estende para N de Sines, com maior representatividade próximo do bordo ocidental da serra de Grândola.

2.1.1 - Paleozóico

As rochas paleozóicas aflorantes pertencem ao domínio paleogeográfico da Zona Sul Portuguesa, estando representados dois dos quatro principais sectores que a caracterizam, nomeadamente, a Faixa Piritosa e o Grupo do *Flysch* do Baixo Alentejo. Compreendem, nesta área, rochas de idade Devónico Superior e Carbónico (e.g., Oliveira *et al.*, 2013a; Dias *et al.*, 2016).

A Faixa Piritosa está representada por litologias do Grupo Filito-Quartzítico e do Complexo Vulcano-Sedimentar. O Grupo Filito-Quartzítico, de idade Givetiano inferior-Famenniano superior (Pereira *et al.*, 2007, 2008) apenas aflora no núcleo dos anticlinais de São Francisco da Serra e Lousal-Caveira, na área da serra de Grândola, sendo essencialmente constituído por filitos, siltitos e quartzitos lenticulares depositados em meio marinho epicontinental (e.g., Oliveira *et al.*, 2013a; Dias *et al.*, 2016).

Após esta sedimentação e provavelmente associado a uma fase paroxismal distensiva, ocorreu vulcanismo submarino félsico e máfico, intercalado por sedimentação marinha. Esta sequência integra o Complexo Vulcano-Sedimentar e prolongou-se até à base do Viséano superior, sendo constituída por rochas vulcânicas ácidas e básicas, jaspes, chertes, xistos, tufitos, entre outros (*op. cit.*). Ocorre nos anticlinais de São Francisco da Serra, Lousal-Caveira e Penha-Cidrão, na serra de Grândola, e no anticlinal do Cercal, na serra do Cercal.

O Grupo do *Flysch* do Baixo Alentejo corresponde a uma sequência de sedimentos turbidíticos caracterizada pela ocorrência de alternâncias entre xistos argilosos, siltitos e grauvaques, depositados em meio marinho profundo entre o Viseano superior e o Moscoviano inferior (e.g., Oliveira *et al.*, 1983; Oliveira *et al.*, 2013a; Dias *et al.*, 2016). Esta sedimentação ocorreu num contexto de bacia do tipo *foreland* a par de um processo de inversão tectónica em regime compressivo relacionado com a orogenia hercínica, que progrediu no espaço e no tempo para SW (e.g., Ribeiro e Silva, 1983; Silva *et al.*, 1990). Corresponde à maior área aflorante no que diz respeito às litologias do Paleozóico e está representado pela Formação de Mértola em grande parte da área da serra de Grândola, pela Formação de Mira no sector sul da serra de Grândola e área envolvente à serra do Cercal, e pela Formação de Brejeira na área de Odemira-São Teotónio.

2.1.2 - Mesozóico

As rochas mesozóicas aqui existentes constituem uma pequena porção, emersa, da bacia do Alentejo, usualmente denominada por bacia de Santiago do Cacém. Afloram no sector da planície litoral localizado a N de Sines, bordejando a vertente ocidental da serra de Grândola. A sua génese associa-se à evolução da margem oeste ibérica no contexto dos processos tectónicos que conduziram à abertura do sector Norte do oceano Atlântico.

A formação da margem oeste ibérica está relacionada com um processo de *rifting* multifaseado (Pereira e Alves, 2011; Pereira, 2013; e referências aí contidas). Na bacia do Alentejo distinguiram-se três fases principais de *rifting* anteriores à rotura continental, nomeadamente no Triásico Superior-início do Jurássico, Jurássico Inferior-Jurássico Médio e Jurássico Superior-início do Cretácico (Pereira e Alves, 2011; Pereira 2013), tendo o *rifting* atingido o paroxismo em dois períodos, durante o Pliensbaquiano (Jurássico Inferior) e durante o Oxfordiano final-Kimmeridgiano (Jurássico Superior) (Pereira e Alves, 2013). Estas fases são correlacionáveis com a sedimentação na área emersa de Santiago do Cacém (Dias *et al.*, 2016).

Ao primeiro episódio está associada subsidência limitada, com a geração de pequenas bacias continentais em *graben* e *hemi-graben* onde se depositaram os sedimentos siliciclásticos e evaporíticos dos “Arenitos de Silves” e Formação de Dagorda (Dias *et al.*, 2016). A segunda fase iniciou-se com a ocorrência de vulcanismo CAMP (*Central Atlantic Magmatic Province*) e está representada pelo Complexo Vulcano-Sedimentar (*op. cit.*). O acentuar da subsidência (Pereira e Alves, 2011; Pereira 2013) promoveu a deposição da

formação de Fateota-Santa Cruz, que evolui para ambientes tendencialmente mais marinhos a topo. Após lacuna da base do Jurássico Médio relacionada com um episódio de levantamento isostático da margem (Pereira *et al.*, 2017), ocorreu a deposição da formação de Rodeado-Monte Branco, também com tendência de oceanização para topo (Inverno *et al.*, 1993; Dias *et al.*, 2016). A terceira fase de *rifting* teve o seu paroxismo no Oxfordiano-Kimeridgiano (Pereira e Alves, 2011; Pereira 2013) e está marcada pela deposição da formação de Deixa-o-Resto, assente em discordância sobre os sedimentos do Jurássico Médio (Inverno *et al.*, 1993; Dias *et al.*, 2016).

No Cretácico inferior ocorreu a rotura continental (e.g., Pinheiro *et al.*, 1996; Tucholke e Sibuet, 2007). Um importante evento magmático no final do Cretácico está representado pela intrusão do maciço subvulcânico de Sines, que deverá estar associado a uma conjugação entre taxas anómalas de fusão mantélica e a compressão associada aos primeiros episódios de convergência entre as placas Núbia e Eurásia (Miranda *et al.*, 2009).

2.2 - A evolução geodinâmica da Ibéria no contexto da orogenia alpina

Grande parte da deformação frágil intraplaca, localizada na crosta sismogénica, é acomodada pela reactivação de descontinuidades crustais pré-existentes (Mckenzie, 1972; Sykes, 1978). O mesmo ocorreu no bloco ibérico durante a sua evolução tectónica cenozóica, em que são reconhecidos fenómenos de inversão tectónica associados à orogenia alpina e onde as estruturas associadas resultaram em grande parte da reactivação de falhas hercínicas e tardi-hercínicas (Ribeiro *et al.*, 1979), apesar de Portugal continental se encontrar fora do domínio de compressão intensa associada a este evento orogénico (Ribeiro *et al.*, 1990). A maior parte das direcções estruturais nas bacias meso-cenozóicas estão orientadas segundo as estruturas hercínicas (Pinheiro *et al.*, 1996). Parte dos desligamentos tardi-hercínicos sofreram reactivação durante os episódios distensivos mesozóicos, actuando como falhas normais, tendo sido novamente reactivados durante a compressão alpina (Boillot *et al.*, 1979; Alvarado, 1983; Masson *et al.*, 1994).

Na Península Ibérica, a passagem do Mesozóico para o Cenozóico é marcada por uma mudança no regime tectónico e pelo início da deformação associada à orogenia alpina. Ainda no final do Cretácico iniciou-se a convergência generalizada de direcção N-S entre as placas Núbia e Eurásia (Dewey *et al.*, 1989; Rosenbaum *et al.*, 2002a), quando a microplaca Ibéria se movia juntamente com a primeira e a fronteira entre aquelas duas placas tectónicas se situava na margem norte da Ibéria (Srivastava *et al.*, 1990).

De acordo com Cloetingh *et al.* (2002) parte da deformação no interior da Ibéria foi inicialmente acomodada com a geração de dobramentos à escala da litosfera. O mesmo autor considerou que estas estruturas coincidem e contribuíram para a formação dos principais elementos topográficos actualmente observados. No domínio frágil da crosta, o dobramento traduz-se na reactivação de falhas pré-existentes mas também na geração de novas falhas (Fernández-Lozano *et al.*, 2011).

Em Portugal são descritos por alguns autores fenómenos de reactivação nas áreas emersa e imersa associados a uma compressão de direcção aproximada N-S, que se iniciou no final do Cretácico (e.g., Pimentel, 1997; Terrinha, 1998; Kullberg *et al.*, 2006; Pereira e Alves, 2011). Associado a este regime compressivo está a formação da cadeia orogénica Cantabro-Pirenaica no Paleogénico (e.g., De Vicente e Vegas, 2009), sendo no Eocénico-Oligocénico que a taxa de convergência terá tido o seu auge (Rosenbaum *et al.*, 2002a). Durante o Oligocénico-Miocénico inferior, o bloqueio da fronteira de placas na zona dos Pirenéus proporcionou a transferência da deformação para o interior da Ibéria iniciando o desenvolvimento dos principais elementos topográficos hoje existentes (De Vicente *et al.*, 2005; De Vicente e Vegas, 2009). Estes autores defendem que os efeitos desta deformação se observam até ao N de África, na região do Anti-Atlas. Segundo Vergés e Fernández (2012), a partir do Oligocénico médio a convergência entre as duas placas já era completamente acomodada na margem meridional da Ibéria.

Rosenbaum *et al.* (2002b) apresentaram uma reconstrução da evolução tectónica no Mediterrâneo ocidental (figura 2.2). Durante o Oligocénico a parte oriental da Ibéria era constituída por vários terrenos continentais, como os terrenos de Alboran (Betic/Rif, na figura 2.2), Kabylies, Calábria e Sardenha, limitados a SE por uma subducção que se estenderia até aos Alpes, onde o oceano Tétis mergulharia por debaixo da placa continental euroasiática (figura 2.2a). A litosfera oceânica seria razoavelmente antiga, fria e densa para causar uma instabilidade gravítica gerando o *rollback* da placa subductada para SE. Uma baixa taxa de convergência entre as placas Núbia e Ibéria a partir do Oligocénico superior não terá sido suficiente para anular o efeito de *rollback*, promovendo distensão e formação de bacias de *back-arc*, na placa superior. O desenvolvimento destas bacias através de fenómenos de *rifting* causou a migração da zona de subducção para S, e a rotura e separação entre os terrenos atrás mencionados e a Ibéria (figura 2.2b). Na região ocidental do Mediterrâneo, esta subducção terá sofrido um arqueamento promovendo a migração do terreno continental de Alboran para

W e a sua colisão com as margens das placas Núbia e Ibéria durante o Miocénico inferior-médio, desencadeando o desenvolvimento da cadeia orogénica Bético-Rifenha (figura 2.2c).

A figura 2.3 mostra um corte esquemático de direcção NW-SE da zona central da Ibéria, representando as principais etapas de deformação cenozóica e processos morfológicos e sedimentares associados, assim como a relação entre a Ibéria, Núbia e Eurásia.

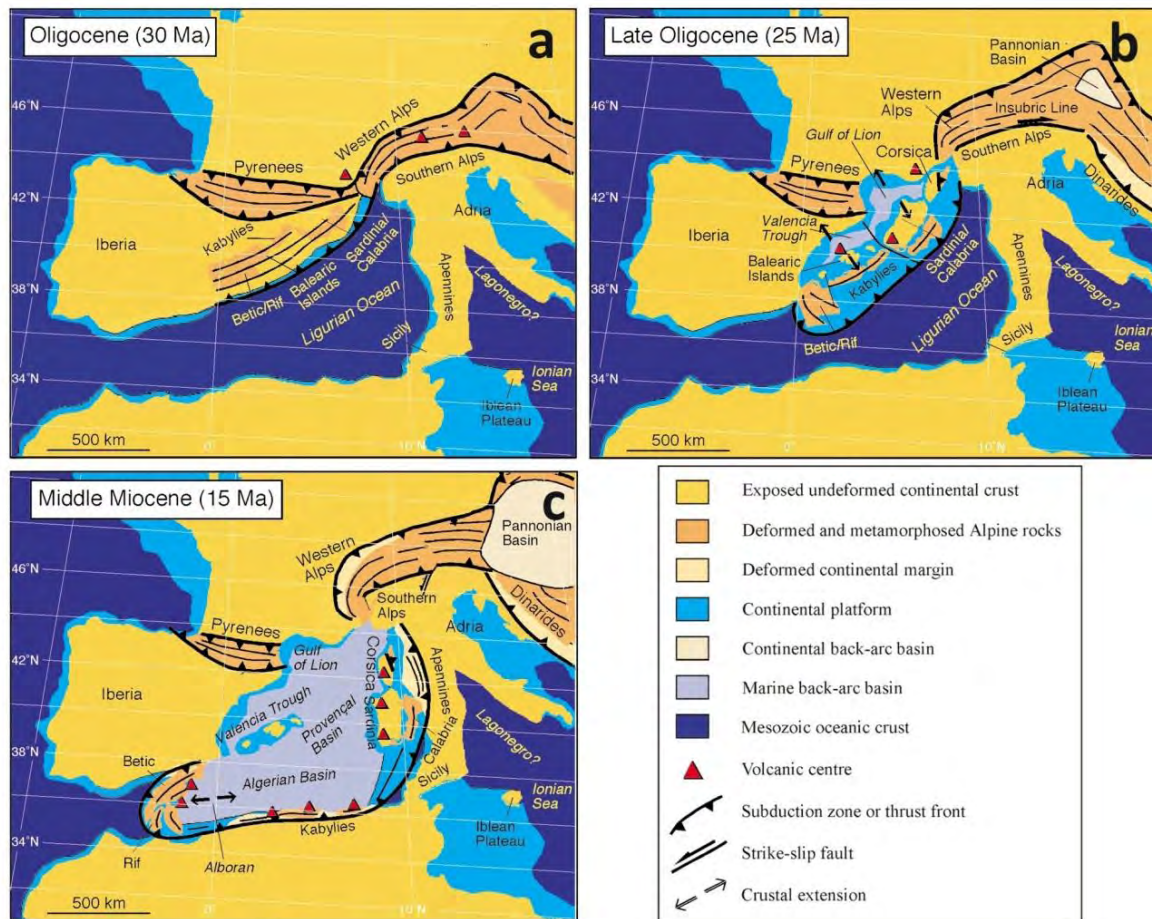


Figura 2.2 – Reconstrução da configuração tectónica do Mediterrâneo ocidental no Oligocénico (a), final do Oligocénico (b) e Miocénico médio (c) (Rosenbaum *et al.*, 2002b).

No Miocénico superior e Pliocénico a convergência entre a Eurásia e a Núbia ocorreu segundo uma direcção NNW-SSE a NW-SE (e.g., Tapponnier, 1977, Ribeiro *et al.*, 1996; Nocquet e Calais, 2004, De Vicente e Vegas, 2009), verificando-se uma rotação para WNW-ESE durante o Plistocénico (Duarte *et al.*, 2011). Este contexto foi responsável pela actividade pliocénica e quaternária de diversas falhas no interior da Península Ibérica e pela ocorrência de movimentos verticais da crosta (e.g., Cabral, 1995).

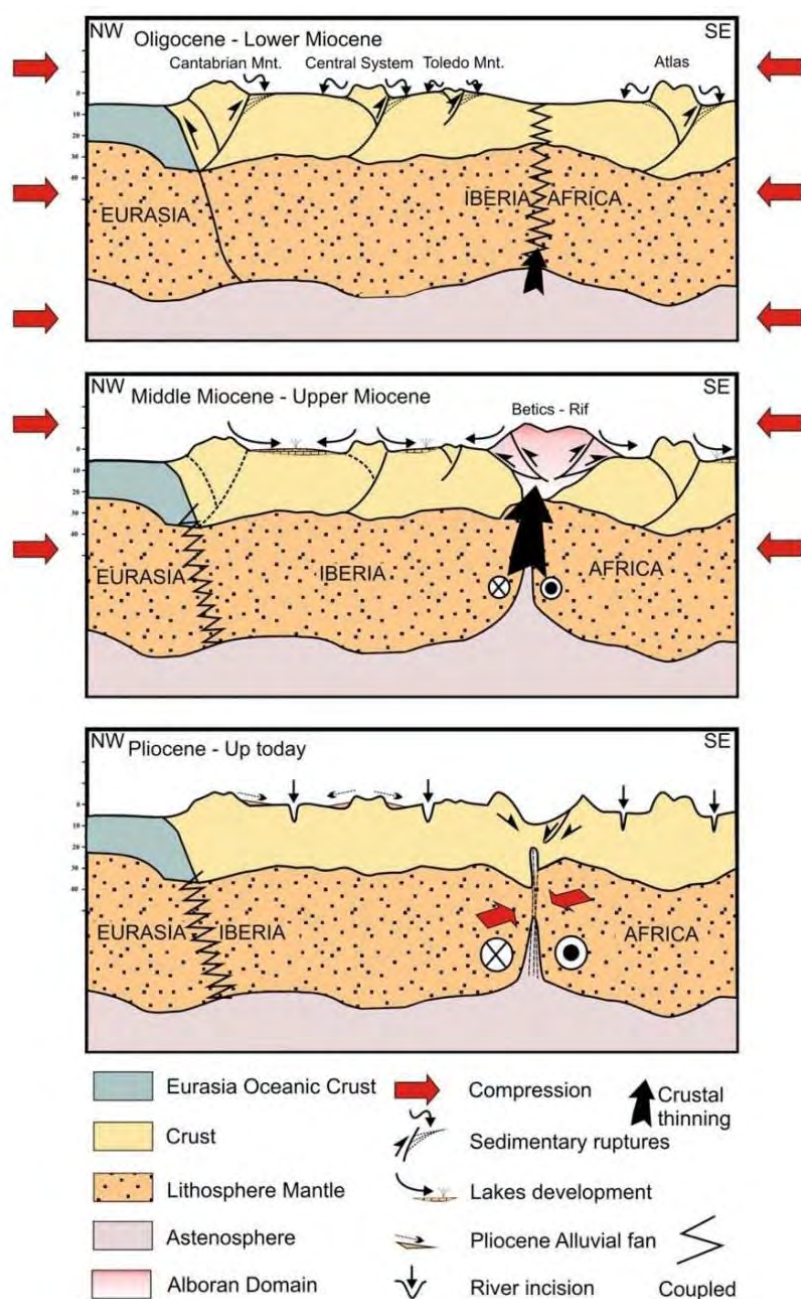


Figura 2.3 – Corte esquemático da evolução cenozóica das placas Eurásia, Ibéria e Núbia (África), evidenciando a relação entre os principais processos tectónicos, morfológicos e sedimentares (De Vicente e Vegas, 2009).

2.3 - A tectónica cenozóica no território português, alguns exemplos

As deformações decorrentes da orogenia alpina tiveram um papel determinante na evolução paleogeográfica do território português e no controlo da sedimentação ao longo do Cenozóico. Aos primeiros eventos compressivos paleogénicos estará associada a geração de importantes bacias cenozóicas, ocorrendo em toda a Ibéria uma importante mudança paleogeográfica na passagem do Eocénico inferior ao Eocénico médio (De Vicente *et al.*, 2011). Carvalho *et al.* (1983-85) propuseram que a compressão paleogénica foi responsável

pela reactivação de falhas (sistemas de falhas do vale do Tejo e falha da Messejana) de direcção aproximadamente perpendicular à compressão máxima horizontal contemporânea, segundo mecanismos de tracção secundária, promovendo a formação das depressões que constituem as bacias do Baixo Tejo e de Alvalade.

No contexto da convergência Eurásia-Núbia ocorreram importantes eventos de inversão tectónica em Portugal, maioritariamente associados à compressão miocénica, responsável pela formação da cordilheira Bética no S da Península Ibérica (e.g., Ribeiro *et al.*, 1979; Ribeiro *et al.*, 1990; Kullberg, 2000; Kullberg *et al.*, 2006).

2.3.1 - Cordilheira Central

A principal estrutura de inversão tectónica gerada é a cordilheira Central, que consiste numa estrutura em *pop-up* em que o soco varisco cavalga sedimentos miocénicos tanto a NW como a SE (Cabral, 1983, 1995; Dias e Cabral, 1989; Madeira *et al.*, 1988; Ribeiro *et al.*, 1990; Martin Velasquez e De Vicente, 2012). Corresponde assim a um bloco elevado tectonicamente, de importante expressão morfológica, encontrando-se limitado no bordo setentrional pela falha Seia-Lousã, que constitui um cavalgamento vergente para NNW, e no bordo meridional por um conjunto de cavalgamentos vergentes para SSE, em que se inclui a falha do Ponsul (Dias e Cabral, 1989; Ribeiro *et al.*, 1990; Cabral, 1995). Embora alguns autores considerem um episódio de soerguimento da cordilheira Central no território português ainda durante o Oligocénico (Daveau *et al.*, 1985-86), mal testemunhado e baseado em evidências indirectas, o primeiro grande impulso de levantamento terá ocorrido no Miocénico superior (Cabral, 1995; Cunha, 1992; Cunha *et al.*, 2000; Cunha *et al.*, 2009). Na parte oriental da estrutura, em território espanhol, o principal impulso de levantamento é do Oligocénico-Miocénico inferior (De Vicente e Vegas, 2009; Martin Velasquez e De Vicente, 2012).

2.3.2 - Bacia Lusitaniana

A inversão tectónica cenozóica foi também muito importante na bacia Lusitaniana. Nesta bacia a cobertura mesocenozóica sofreu importantes deformações como consequência da compressão cenozóica, principalmente durante o Miocénico. O estilo tectónico *thin-skinned*, com descolamento ao nível dos evaporitos do Hetangiano, teve grande relevância na inversão desta bacia. Na extremidade sul da bacia Lusitaniana situa-se o exemplo de tectónica

thin-skinned mais expressivo da parte ocidental da Ibéria, correspondendo à cintura de deformação (*fold and thrust belt*) da Arrábida (Ribeiro *et al.*, 1990). Corresponde a um conjunto de dobras e de cavalgamentos empilhados com vergência regional para S, enraizados no descolamento basal acima referido (Ribeiro *et al.*, 1990; Kullberg *et al.*, 2006), que se exprimem morfologicamente por um conjunto de relevos de direcção ENE-WSW, paralelos à cordilheira Bética do sul da Península. Apesar da importância do estilo tectónico *thin-skinned*, várias falhas responsáveis pela estruturação do soco paleozóico durante as fases distensivas mesozóicas foram reactivadas na cadeia da Arrábida e na bacia Lusitaniana em geral (como por exemplo as falhas da Arrábida, Arrife e Nazaré), embora a movimentação nestas falhas resultante da inversão não tenha sido suficiente para anular o deslocamento produzido ao nível do soco paleozóico durante as fases distensivas (Kullberg, 2000).

As evidências provenientes da cadeia da Arrábida indicam que a deformação mais importante ocorreu no Miocénico, em duas fases de inversão principais atribuídas ao Burdigaliano e ao Tortoniano (Antunes *et al.*, 1995; Kullberg *et al.*, 2006), embora se identifiquem também estruturas associadas a compressão pré-miocénica, igualmente presentes na bacia do Algarve, a S, e na região de Lisboa-Sintra, a N (Kullberg *et al.*, 2006).

2.3.3 - Bacia do Algarve

Na área imersa da bacia do Algarve, na margem sul portuguesa, um episódio importante de inversão e levantamento tectónico ocorreu no final do Cretácico-início do Paleogénico, antes da deposição dos sedimentos eocénicos aí presentes (Terrinha, 1998). Segundo o mesmo autor esta deformação expressa-se também na área emersa, mas devido à falta de referências estratigráficas não é possível constranger com detalhe a sua idade. Mais recentemente, Lopes *et al.* (2006), com base no estudo de perfis sísmicos de reflexão, identificaram uma evolução cenozóica complexa caracterizada por mecanismos de deformação *thick-skinned* e *thin-skinned*, tendo a halocinese também tido um papel importante. Distinguiram episódios de compressão intra-Paleogénico e intra-Miocénico, nomeadamente durante o Paleocénico, Lutetiano a Oligocénico e Aquitaniano a Tortoniano médio, expressos por movimentações em falhas, dobramentos e levantamento tectónico. O importante evento tectónico do Tortoniano médio relacionado com a compressão bética está representado por importante descontinuidade sedimentar (*op. cit.*).

2.3.4 - Bacia do Alentejo (área imersa)

A realização de diversas campanhas de geofísica, nomeadamente sísmica de reflexão multicanal, e de sondagens tem contribuído significativamente para a caracterização da constituição e estrutura dos diferentes segmentos da margem oeste ibérica, assim como para o conhecimento da sua evolução. Os dados adquiridos sugerem que a estrutura da margem do Alentejo regista três episódios principais de compressão, relacionados com a orogenia alpina (Pereira *et al.*, 2010):

- O primeiro episódio teve início no final do Cretácico, associado à colisão pirenaica e ao levantamento gerado pela intrusão de corpos ígneos (o maciço de Sines na área em questão). Os resultados desta compressão observam-se na margem proximal interna sob a forma de hiatos sedimentares e movimentos inversos em falhas.
- O segundo episódio é atribuído ao Eocénico médio e encontra-se registado na margem proximal por intensa erosão devido ao levantamento da margem e por um dobramento incipiente no seu sector distal.
- A terceira fase compressiva ocorreu entre o Oligocénico e o Miocénico médio causando no sector proximal da margem deformação expressa por dobramentos localizados e deslocamento em falhas com comportamento inverso. As falhas encontram-se enraizadas num nível de descolamento basal constituído por evaporitos do Hetangiano. Na margem distal formaram-se anticlinais amplos, falhas inversas e cavalgamentos em duplex. A orientação WSW-ENE do eixo das dobras e das falhas sugere que a deformação principal é contemporânea da direcção de compressão miocénica.

2.4 - A tectónica cenozóica na área de estudo e sua influência nos processos sedimentares: bacia de Alvalade e Alentejo litoral

Pimentel e Azevêdo (1994) e Pimentel (1997) descreveram os efeitos da compressão alpina na bacia de Alvalade e o seu controlo sobre a sedimentação cenozóica. Durante o Eocénico médio, uma compressão N-S causou a reactivação de falhas tardi-hercínicas de onde se destacam as falhas da Messejana, de Grândola e do Torrão, estruturas que terão tido grande relevância na evolução paleogeográfica da área ao longo de todo o Cenozóico (*op. cit.*).

A falha da Messejana, de orientação NE-SW, ter-se-á deslocado com uma componente de abatimento do bloco NW. As falhas de Grândola e do Torrão, de direcção aproximadamente WNW-ESE, deslocaram-se com componente de movimentação inversa causando a subsidência do bloco existente entre ambas. Este primeiro episódio de deformação foi responsável pela deposição dos sedimentos paleogénicos da formação de Vale do Guizo, essencialmente associados a leques aluviais formados a partir das escarpas de falha entretanto geradas (*op. cit.*).

O grande evento compressivo seguinte terá ocorrido no Tortoniano superior causando nova reactivação da falha da Messejana, com componentes de movimentação inversa e de desligamento esquerdo (e.g., Villamor, 2002), proporcionando condições para a geração de leques aluviais a NW da estrutura, representados pelo membro inferior da formação de Esbarrondadoiro (Pimentel, 1997). De acordo com Pimentel (1997), a continuação desta compressão acabou por reactivar também as falhas de Grândola e do Torrão no Messiniano, causando a subsidência do bloco entre ambas e permitindo uma incursão marinha nesta bacia através de um golfo formado entre estas estruturas, cujo registo sedimentar corresponde ao membro superior da formação de Esbarrondadoiro. Por outro lado, Pais *et al.* (2012) apresentaram outra hipótese para a localização da entrada do mar messiniano na bacia de Alvalade, sugerindo que esta se deu pela área litoral a N de Odemira.

Durante o Pliocénico desenvolveu-se um importante sistema fluvial na bacia de Alvalade, testemunhado pelos sedimentos da formação de Alvalade (Pimentel e Azevedo, 1994; Pimentel, 1997). Com base em estudos de paleocorrentes tem sido admitido que as drenagens provenientes da bacia de Alvalade teriam sentido de escorrência para o quadrante NW, implicando o soerguimento da serra de Grândola, ou de parte desta, durante o Plistocénico (*op. cit.*). Esta interpretação, segundo a qual a diferenciação entre as áreas da bacia de Alvalade e da planície litoral terá ocorrido após o Pliocénico, já havia sido proposta por Pereira (1990), admitindo continuidade paleogeográfica entre os sedimentos fluviais da formação de Alvalade e os sedimentos de transição e marinhos da formação Vermelha. A autora propôs a existência de uma falha localizada no sopé da serra do Cercal, que denominou por falha de Cercal, cuja actividade plistocénica teria contribuído para a referida diferenciação paleogeográfica. Na escarpa virada a W então formada, ter-se-iam enraizado leques aluviais correspondentes aos “Leques Aluviais Inferiores” (*op. cit.*).

Actividade plistocénica das falhas de Grândola e da Messejana foi caracterizada em alguns estudos (e.g., Pimentel e Azevedo, 1994; Cabral, 1995; Pimentel 1997) que

identificaram deformações em sedimentos do Pliocénico e do Plistocénico. Com base na sua geometria e indicadores cinemáticos, é atribuída à falha de Grândola cinemática normal com importante componente de desligamento direito durante o Pliocénico superior-Quaternário (Cabral, 1995). Para a falha da Messejana, apoiado nos mesmos parâmetros, Cabral (1995) atribuiu um comportamento de desligamento esquerdo com uma componente vertical importante.

A área litoral limitada pelos relevos de Grândola e Cercal carece de informação detalhada. No bordo ocidental da serra de Grândola existem referências a deformações causadas pela tectónica alpina a afectar os sedimentos mesozóicos do sector emerso da bacia do Alentejo, conhecido como bacia de Santiago do Cacém. Esta deformação consiste em dobramentos amplos e formação de pequenos *grabens* e *hemi-grabens* (Inverno *et al.*, 1993). Estes autores referiram também actividade neotectónica associada a falhas importantes na estruturação desta bacia aquando da sua formação e evolução, nomeadamente as falhas de Deixa-o-Resto e de Santa Cruz.

Dias *et al.* (2016) aprofundaram conhecimentos no que diz respeito à evolução tectono-estratigráfica cenozóica da área da Folha 42-A Grândola da Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000, com definição de novas unidades litostratigráficas e estabelecimento de relações entre este sector e as bacias do Baixo Tejo e Alvalade, procedendo também à caracterização de estruturas tectónicas. Esses estudos serão aqui desenvolvidos.

Na área da planície litoral a S de Sines, limitada a E pela serra do Cercal, a escassez de sedimentos dificulta a identificação de eventuais deformações miocénicas e pré-miocénicas. Mais a S, na região de Odemira, a geração e preenchimento sedimentar de depressões tectónicas tem vindo a ser atribuída ao Pliocénico inferior (Feio, 1951; Pereira, 1990) sendo objecto de diferente interpretação neste estudo.

3 - Enquadramento geodinâmico actual

Portugal continental situa-se nas proximidades da fronteira de placas Núbia-Eurásia, materializada pela Zona de Fractura Açores-Gibraltar (figura 2.4). De direcção geral E-W, esta zona de deformação estende-se entre o ponto triplo dos Açores e a região de Gibraltar, apresentando comportamentos tectónicos distintos ao longo da sua extensão. É caracterizada por um regime transtensivo direito a E do arquipélago dos Açores, passando a desligamento direito puro no sector central (aí representada pela falha transformante de Glória), e a convergência oblíqua para E da crista Tore-Madeira (Zitellini *et al.*, 2004), até à região do Golfo de Cádiz, onde as placas Núbia e Eurásia convergem a uma taxa aproximada de 4-5 mm/ano segundo direcção NW-SE a WNW-ESE (e.g., Nocquet e Calais, 2004; Stich *et al.*, 2006; Fernandes *et al.*, 2007).

Na área do Golfo de Cádiz, esta fronteira apresenta-se difusa, correspondendo a uma zona de deformação distribuída em que a convergência é parcialmente acomodada por diversas falhas activas com sismicidade instrumental associada (Sartori *et al.*, 1994; Zitellini *et al.*, 2004, 2009; Gràcia *et al.*, 2003). Neste sector, Rosas *et al.* (2009) e Zitellini *et al.* (2009) propuseram a evolução recente para uma fronteira discreta entre as duas placas, na forma de um conjunto de desligamentos direitos de direcção WNW-ESE que denominaram por falhas SWIM. Contudo, com base em modelação numérica suportada por dados de GPS e sismicidade instrumental, Cunha *et al.* (2012) reforçaram o modelo de uma deformação difusa em que a convergência nas áreas do Golfo de Cádiz e SW ibérico é acomodada por várias estruturas para além das falhas SWIM, nomeadamente por um conjunto de cavalgamentos de direcção NNE-SSW a NE-SW e ENE-WSW, de onde se destacam as falhas de Gorringe, Marquês de Pombal e Ferradura.

Tem sido discutido se a convergência oblíqua entre a Núbia e a Ibéria corresponde ao único mecanismo tectónico vigente na área do Golfo de Cádiz. Alguns autores (Gutscher, 2004; Gutscher *et al.*, 2002, 2009) defendem a existência de subducção activa na área de Gibraltar, evidenciada por estudos de tomografia sísmica que revelam a existência de um corpo frio e denso que se estende desde a superfície até profundidades da ordem dos 700 km. Evidências como dobramentos e cavalgamentos activos associados a um prisma acrecionário, revelados por sísmica de reflexão (Gutscher, 2004), vulcões de lama (Pinheiro *et al.*, 2003) e dados de fluxo de calor (Grevemeyer, 2009) seriam indicadores da actividade desta estrutura.

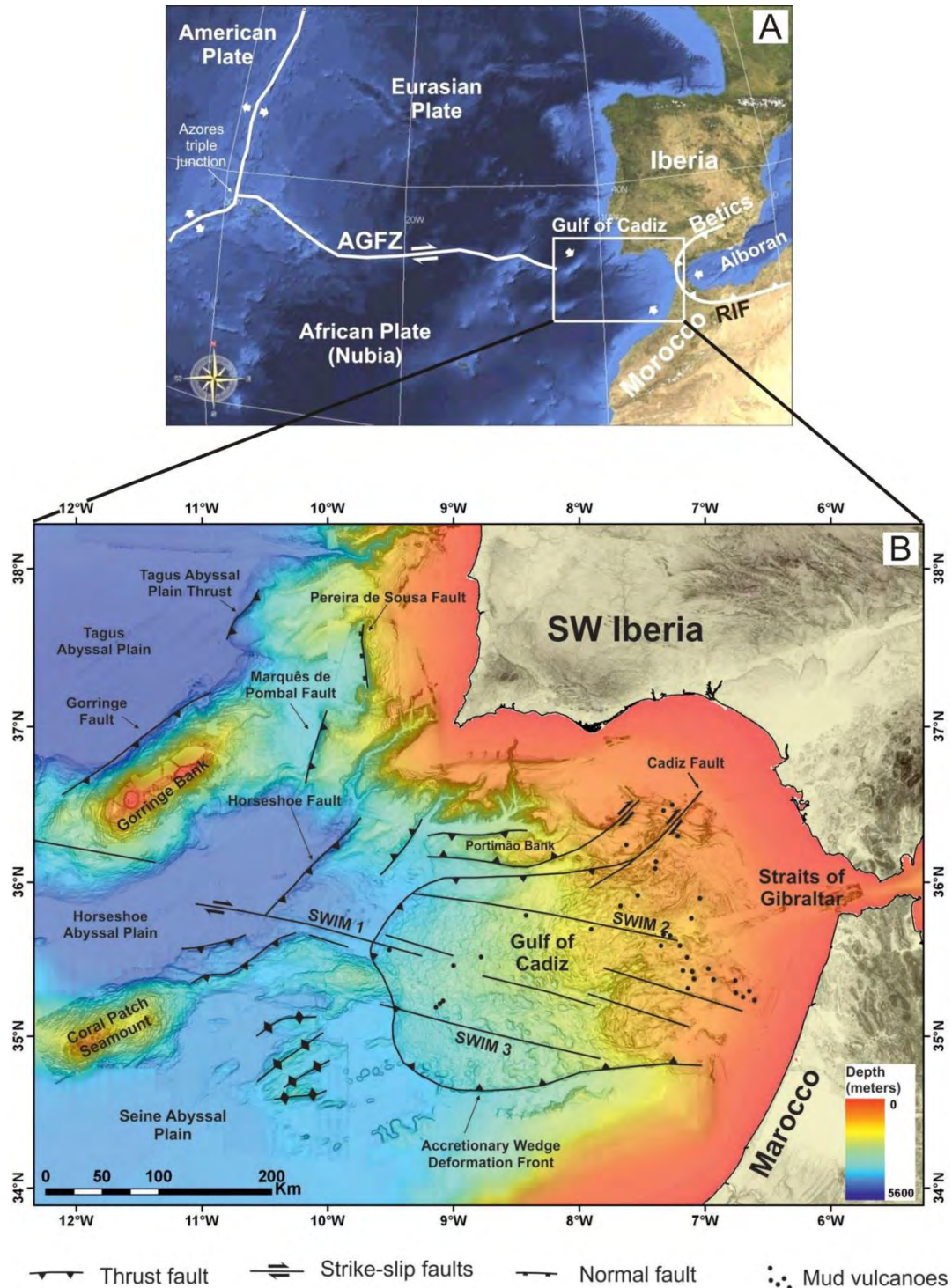


Figura 2.4 – Mapa de enquadramento tectónico geral da Ibéria e NW de Marrocos (A) e mapa tectónico do SW da Ibéria e Golfo de Cádiz (B) (adaptado de Duarte *et al.*, 2011 e Cunha *et al.*, 2012). AGFZ, Zona de Fractura Açores-Gibraltar.

Zitellini *et al.* (2009), contrariaram em parte estas considerações, apontando que o prisma acrecionário se encontra coberto por sedimentos depositados desde o início do Pliocénico que quase não apresentam deformação, sugerindo que o prisma não está activo ou que se encontra em processo de cessação ou com actividade pouco pronunciada. Duarte *et al.*

(2011) propuseram a coexistência dos dois mecanismos activos na actualidade, embora admitindo diminuição da actividade do prisma acrecionário.

Outros autores defendem ainda que a margem oeste ibérica se encontra em transição de margem passiva para activa, encontrando-se num estágio inicial do desenvolvimento de uma zona de subducção (Ribeiro e Cabral, 1986, 1987; Cabral, 1995; Ribeiro *et al.*, 1996; Duarte *et al.*, 2013).

Este enquadramento geodinâmico é responsável por sismicidade histórica e instrumental que afecta o território português, destacando-se o destrutivo evento de 1 Novembro de 1755, cuja fonte sismogénica é ainda objecto de debate embora exista consenso geral que se situe na zona de fronteira de placas a SW do território. Portugal foi também afectado por alguns dos sismos intraplaca de maior magnitude no contexto da Europa (Custódio *et al.*, 2015).

Capítulo III - Estratigrafia

1 - Introdução

Neste capítulo pretende-se discutir e caracterizar a estratigrafia do Cenozóico da área de estudo. Embora o objectivo principal incida sobre os sedimentos existentes na zona litoral, uma abordagem mais consistente da evolução tectono-estratigráfica regional implicou o reconhecimento e estudo das bacias cenozóicas adjacentes, nomeadamente a bacia de Alvalade e o sector meridional da bacia do Baixo Tejo. Esta exposição resulta essencialmente de observações de campo recentes, trabalhos de cartografia geológica e análise de relatórios de sondagens e furos de captação de água (lista de relatórios no Anexo 1), que permitiram reconhecer as diferentes unidades litostratigráficas assim como as relações temporais e geométricas que estabelecem entre si.

A bibliografia existente foi também essencial às interpretações aqui feitas. A área considerada foi anteriormente foco de trabalhos efectuados por outros autores, quer do ponto de vista estratigráfico, quer tectónico e geomorfológico, embora nenhum se tenha debruçado sobre o estudo estratigráfico completo do Cenozóico da totalidade da área aqui proposta. Por exemplo: Feio (1951) fez um trabalho geomorfológico que abrangeu todo este sector litoral, com considerações sobre o Pliocénico e Plistocénico; Zbyszewski (1958) estudou o Quaternário da região, com destaque para os terraços marinhos e alguns apontamentos sobre o Pliocénico; Inverno *et al.* (1993) descreveram os sedimentos cenozóicos existentes na área abrangida pela Folha 42-C Santiago do Cacém, na escala 1/50 000; Dias *et al.* (2011, 2016) fizeram-no para a área da Folha 42-A Grândola, escala 1/50 000; Pereira (1990) fez um estudo principalmente geomorfológico, mas também estratigráfico e tectónico de toda a planície litoral (ou plataforma litoral, segundo a designação da autora) que se estende para S do cabo de Sines; Pimentel (1997) fez a caracterização estratigráfica da bacia de Alvalade e sector meridional da bacia do Baixo Tejo, área que o autor denominou de bacia do Sado por corresponder, em parte, à actual rede hidrográfica do rio Sado, apresentando ainda algumas considerações sobre os sedimentos presentes na planície litoral e feito correlações com o Cenozóico das várias bacias ibéricas; para além de outros autores, que se debruçaram em determinados aspectos e/ou locais situados nesta área (e.g., Antunes, 1983; Antunes *et al.*, 1986; Oliveira *et al.*, 2013b).

Assim, a estratigrafia aqui apresentada corresponde, em parte, à compilação das várias formações sedimentares já definidas e caracterizadas por outros autores (e.g., Antunes, 1983; Pimentel, 1997). Tais formações são aqui apresentadas de forma sintética com base na

bibliografia existente, exceptuando-se novas observações e/ou interpretações distintas com implicações nos modelos de evolução tectono-estratigráfica regional.

Alguns sedimentos observados apresentam características específicas que justificam a definição de novas unidades sedimentares. O autor do presente trabalho colaborou nos levantamentos geológicos que conduziram à elaboração da Folha 42-A Grândola, na escala 1/50 000 (Dias *et al.*, 2011), e na redacção da respectiva Notícia Explicativa (Dias *et al.*, 2016). As unidades definidas ou adoptadas nesse trabalho serão aqui utilizadas. Mais recentemente estenderam-se os trabalhos de cartografia para S, com revisão da área abrangida pela Folha 42-C Santiago do Cacém, na escala 1/50 000 (Inverno *et al.*, 1986), e realização de novos levantamentos na área da Folha 45-A Cercal (não publicada). No Anexo 2 apresenta-se um mapa geológico abrangendo as três cartas geológicas referidas, resultante dos levantamentos e reconhecimento efectuados no terreno e da compilação da cartografia já publicada, onde se visualiza a disposição de todas as unidades aqui consideradas.

São ainda feitas considerações sobre sedimentos localizados mais a S, na área da Folha 45-C Odemira, não tendo sido efectuada a sua cartografia devido aos constrangimentos temporais inerentes a um estudo desta natureza. Contudo, considera-se a sua referência pertinente para as interpretações de carácter estratigráfico e tectónico às quais este trabalho se dedica.

Ao longo do texto, a apresentação de cada unidade litostratigráfica seguirá os seguintes passos:

- Caracterização geral da unidade, com referência à bibliografia existente e sua descrição geral;
- Descrição de afloramentos e ocorrências, com caracterização de alguns afloramentos relevantes, e ocorrência em profundidade;
- Reflexão sobre as observações efectuadas e enquadramento estratigráfico das unidades, tentando correlacioná-las com unidades existentes nas bacias mais próximas, e com as unidades alostratigráficas/SLD (sequências limitadas por descontinuidades sedimentares) propostas por Cunha (1992) e parcialmente revistas em estudos subsequentes (Cunha *et al.*, 2009; Pais *et al.*, 2012).

Optou-se por não se seguir metodologias de sedimentologia laboratorial, dando-se prioridade às relações geométricas entre as várias unidades, distribuição espacial e às suas características à escala do afloramento, de modo a entender a evolução paleogeográfica. Trabalhos anteriores (e.g., Pereira, 1990; Pimentel, 1997) debruçaram-se já sobre a

caracterização sedimentológica dos sedimentos pertencentes à generalidade das unidades aqui descritas, efectuando, por exemplo, estudos de granulometria, dos minerais de argila e implicações paleoclimáticas.

Embora se verifiquem características distintas nas regiões abrangidas por este estudo - a bacia de Alvalade, a bacia do Baixo Tejo e a planície litoral, as unidades sedimentares não são apresentadas divididas por domínios paleogeográficos uma vez que existem unidades comuns a mais do que um domínio. Organizam-se, porém, segundo uma ordem aproximadamente cronológica.

As unidades litostratigráficas aqui definidas são apresentadas com a designação de “formação”, com letra minúscula, correspondendo a unidades não formalizadas segundo as directivas da *International Commission on Stratigraphy* (Murphy e Salvador, 1999). Para aquelas que foram formalizadas em publicações científicas seguindo esses critérios utiliza-se o termo “Formação”, com letra maiúscula. Pais *et al.* (2012) efectuaram uma síntese e homogeneização do Cenozóico de Portugal continental. Neste estudo adopta-se ainda a terminologia utilizada na homogeneização do Cenozóico de Portugal efectuada por Pais *et al.* (2012) relativamente à utilização do termo “formação” em detrimento de designações de carácter litológico (por exemplo, formação de Santa Marta em vez de “Areias de Santa Marta”). Nos casos em que se mantém a terminologia litológica, o nome da unidade é apresentado entre aspas.

Na figura 3.1 apresenta-se um mapa geológico, correspondente ao Anexo 2, com a localização de vários pontos de observação referidos ao longo do texto.

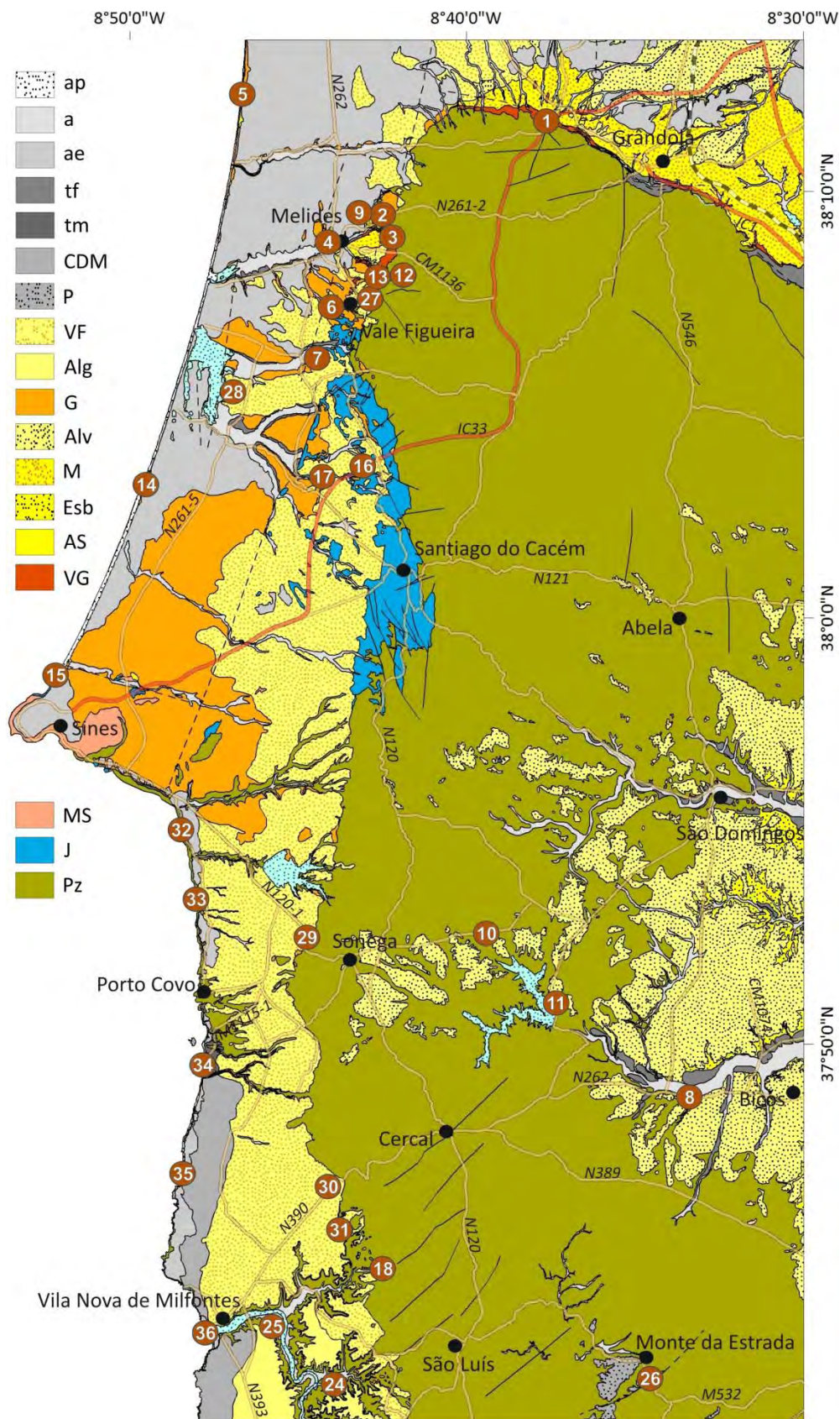


Figura 3.1 – Mapa geológico com a localização de vários pontos de observação referidos no texto. Pz, Paleozóico; J, Jurássico; MS, maciço subvulcânico de Sines; VG, formação de Vale do Guizo; AS, formação de Alcácer do Sal; Esb, formação de Esbarrondadoiro; M, formação de Melides; Alv, formação de Alvalade; G, formação de Galé; Alg, formação de Algoceira; VF, formação de Vale Figueira; P, formação de Panóias; CDM, "Campo Dunar do Malhão"; tm, terraços marinhos; tf, terraços fluviais; ae, areias eólicas; a, aluviões, ap, areias de praia.

2 - formação de Vale do Guizo

2.1 - Introdução e caracterização geral

Esta unidade litostratigráfica foi definida por Antunes (1983), e descrita com maior pormenor por Gonçalves e Antunes (1992), tendo sido atribuída por estes autores ao Miocénico inferior (possivelmente atingindo o Miocénico médio). Trabalhos anteriores e posteriores atribuem uma idade paleogénica (pelo menos em parte) aos depósitos que constituem esta unidade (e.g., Oliveira, 1984; Carvalho, 1986; Antunes e Pais, 1993; Pimentel e Azevêdo, 1994; Pimentel, 1997; Pais *et al.*, 2012), correlacionando-os com outros existentes em bacias cenozóicas portuguesas, como por exemplo as formações de Bom Sucesso, Benfica, Monsanto e Cabeço do Infante (Antunes, 1983, 1986; Cunha, 1992), depositadas em contextos tectónicos, climáticos e geomorfológicos semelhantes (Pais *et al.*, 2012).

Na cartografia geológica publicada está representada com diversas designações: “Arenitos, arcoses, conglomerados, argilitos, siltitos” (Paleogénico), na Carta Geológica de Portugal na escala 1/1 000 000 (LNEG, 2010); “Conglomerados e arenitos, margas com concreções calcárias e argilas” (Paleogénico a Miocénico), na Folha 7, escala 1/200 000 (Oliveira, 1984); formação de Vale do Guizo nas folhas 39-D Torrão (Antunes *et al.*, 1991), 42-A Grândola (Dias *et al.*, 2011), 42-B Azinheira de Barros (Oliveira, 2006), na escala 1/50 000.

De forma geral, a formação de Vale do Guizo é constituída por alternâncias de conglomerados com clastos subangulosos e subrolados, arenitos e lutitos, numa tendência macrossequencial positiva, exceptuando-se a zona de Grândola onde não existe uma clara diminuição da granulometria para o topo (Pimentel, 1997). Na fracção grosseira encontram-se clastos de quartzo, grauvaque, xisto, quartzito, pórfiros e jaspe, variando consoante o local. Na fracção arenítica predomina o quartzo, existindo também grãos de feldspato, pórfiro, quartzito, xisto, entre outros. Nas argilas existe predomínio de esmectite e atapulgite sobre caulinite e ilite (*op. cit.*). O sedimento apresenta uma coloração avermelhada muito característica e encontra-se frequentemente calcetizado ou silicificado o que lhe confere, nestas situações, tons mais esbranquiçados.

Tal como descrito para os vários sedimentos paleogénicos em Portugal, Pimentel e Azevêdo (1994) e Pimentel (1997), relacionaram a sedimentação da formação de Vale do Guizo na bacia de Alvalade a eventos tectónicos associados à orogenia alpina que causaram a reactivação de estruturas tardi-hercínicas. Este regime tectónico terá sido responsável pela

gênese da referida bacia, como consequência da geração de escarpas associadas às falhas da Messejana, Grândola e do Torrão, fornecendo material detrítico em quantidade suficiente para o desenvolvimento de leques aluviais que se terão depositado no bloco subsidente localizado entre as estruturas referidas.

Os estudos realizados por Pimentel (1997) no bloco delimitado pelas falhas de Grândola e Torrão, com base quer em dados de sondagens quer em dados de superfície, evidenciam um substrato paleozóico limitado a topo por uma superfície de erosão irregular mas de forma geral a aprofundar-se de NE para SW. Atinge uma cota mínima de -250 m junto à falha de Grândola, a SW, onde forma uma faixa depocêntrica alongada e alinhada com esta estrutura, e onde as espessuras de sedimento são consideravelmente maiores do que no bordo NE, atingindo cerca de 260 m de espessura 7 km a NNE de Grândola. Os estudos litológicos e mineralógicos apresentados no mesmo trabalho também fornecem informações importantes, pois permitem detectar a existência de duas fontes de alimentação distintas: a Zona de Ossa Morena e a Zona Sul Portuguesa, que se apresentam como áreas elevadas associadas à actividade cenozóica das falhas de Torrão e Grândola, respectivamente. Os acarreios provenientes da Zona de Ossa Morena terão sido mais extensos pois contribuíram com material até à região de Grândola, enquanto por outro lado os clastos provenientes da Zona Sul Portuguesa apenas se observam junto ao bordo SW (*op. cit.*).

Ao longo do sopé setentrional da serra de Grândola existe uma língua estreita de afloramento, nem sempre contínua, que corresponde à formação de Vale do Guizo. Cerca de 5 km a WNW de Grândola, um corte no IP8 ao km 43 (figura 3.1, 1; 38°11'30'' N/8°37'38'' W) que já foi caracterizado por vários autores (Carvalho, 1986; Cabral, 1995; Pimentel, 1997) mostra o aspecto da formação de Vale do Guizo e a sua relação com o Paleozóico nesta zona, observando-se a discordância entre os conglomerados intensamente calcretizados da base do Cenozóico e o Paleozóico (figura 3.2). O sedimento é essencialmente constituído por clastos de quartzo, xisto e jaspe, provenientes da Zona Sul Portuguesa (a fonte mais próxima), contento também vestígios de pórfiro nos níveis superiores o que indica que os acarreios detríticos provenientes de terrenos da Zona de Ossa Morena se estendiam até este bordo (Pimentel, 1997). Apesar da forte calcretização (que afecta inclusivamente parte do soco) é possível observar a estratificação dos conglomerados, que inclinam cerca de 30° NNE. Esta inclinação indica provavelmente que o sedimento se encontra deformado por efeito de movimentação numa zona de falha que se observa afectando o Paleozóico aproximadamente 120 m a SW, tal como sugeriram Carvalho (1986) e Cabral (1995).

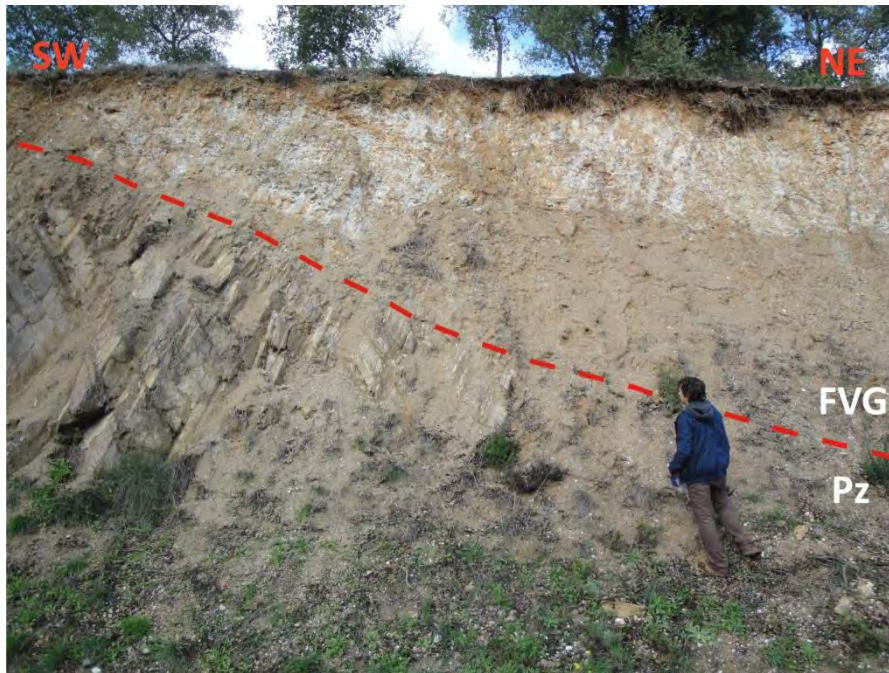


Figura 3.2 – Contacto discordante entre a formação de Vale do Guizo (FVG) e rochas do Paleozóico (Pz), ao km 43 do IC33 (figura 3.1, 1; 38°11'30'' N/8°37'38'' W).

Pimentel (1997) distinguiu e caracterizou na bacia de Alvalade outra formação de idade paleogénica, que considerou constituir um equivalente lateral da formação de Vale do Guizo, mas gerada em contexto paleogeográfico algo distinto. Trata-se da formação de Ervidel, que aflora nos bordos meridional e oriental da bacia e se depositou principalmente como resultado da subsidência verificada no bloco N do sistema de falhas da Messejana, sendo a escarpa gerada nos terrenos da Zona Sul Portuguesa a principal área de alimentação. Outra fonte importante, principalmente na zona oriental, corresponde às áreas elevadas da Zona de Ossa Morena na região de Ferreira do Alentejo, constituída em grande parte por rochas plutónicas.

A formação de Ervidel apresenta várias características em comum com a formação de Vale do Guizo, nomeadamente o ambiente de sedimentação (leque aluvial), com geração de uma megassequência tendencialmente positiva, constituição argilosa e paleoalterações (carbonatações) semelhantes (*op. cit.*). Pais *et al.* (2012), por seu lado, incluem na formação de Vale do Guizo todos os sedimentos desta idade existentes na bacia de Alvalade.

Na região litoral, os afloramentos paleogénicos são muito escassos. Foram reconhecidos em trabalhos recentes (Dias *et al.*, 2011, 2016; Ressurreição *et al.*, 2013),

apresentando características semelhantes aos sedimentos ocorrentes nas bacias de Alvalade e Baixo Tejo.

2.2 - Ocorrências e descrição de afloramentos

Uma vez que a formação de Vale do Guizo localizada para N da serra de Grândola já foi descrita detalhadamente em trabalhos anteriores (Pimentel, 1997), apenas será feita uma descrição sintética da sua ocorrência na área litoral. Os sedimentos correspondentes observam-se unicamente na zona de Melides, na vertente ocidental da serra de Grândola (figura 3.3), e ocorrem sempre a cobrir superfícies inclinadas do soco, a cotas que variam entre os 40 m e os 140 m adaptando-se à superfície irregular talhada nas rochas paleozóicas.

Zbyszewski (1958) descreveu um corte a E de Melides, na estrada que liga esta povoação a Grândola (junto ao km 2 da estrada N261-2) (figura 3.1, 2; 38°9'14'' N/8°42'48'' W), atribuindo quase toda a coluna sedimentar à base do Miocénico (excluindo a parte superior). Os primeiros sedimentos, assentes directamente sobre o Paleozóico, estão descritos pelo autor como “*grès passant à un conglomérat rouge très cimenté par le calcaire*” (Zbyszewski, 1958, pág. 124-125). Esta descrição sugere que correspondam a sedimentos da formação de Vale do Guizo, o que foi confirmado no terreno. Na base e no topo, o depósito corresponde a um conglomerado de clastos grosseiros com alguns níveis microconglomeráticos, essencialmente constituído por clastos subangulosos de quartzo filoniano e subrolados de grauvaque e xisto. Intercalado, observa-se um sedimento arenolútico com clastos grosseiros dispersos. Todo o conjunto apresenta forte calcretização. Neste local, terá espessura máxima próxima de 30 m.

Nesta área, o afloramento da formação de Vale do Guizo com melhores condições de observação situa-se junto ao monte da Endiabrada, 1 km a WSW do anteriormente referido (figura 3.1, 3; 38°8'58'' S/8°42'19'' W) (figura 3.4). Observa-se um conglomerado heterométrico bastante grosseiro, envolto numa matriz arenolútica de coloração avermelhada. Os clastos, que chegam a atingir 25 cm de eixo máximo, apresentam-se essencialmente subrolados existindo também vários subangulosos, e são constituídos principalmente por quartzo, com quartzito e grauvaque em menor quantidade. Existem também clastos de xistos, muito fragmentados e alterados. Na base, existem vestígios de calcretização. O cortejo litológico sugere uma alimentação proveniente exclusivamente dos terrenos da Zona Sul Portuguesa. A inclinação generalizada para NW, próximo dos 20°, pode

dever-se a basculamento tectónico, embora tal não seja claro. O depósito assenta em discordância sobre o Paleozóico, numa superfície também inclinada para NW.

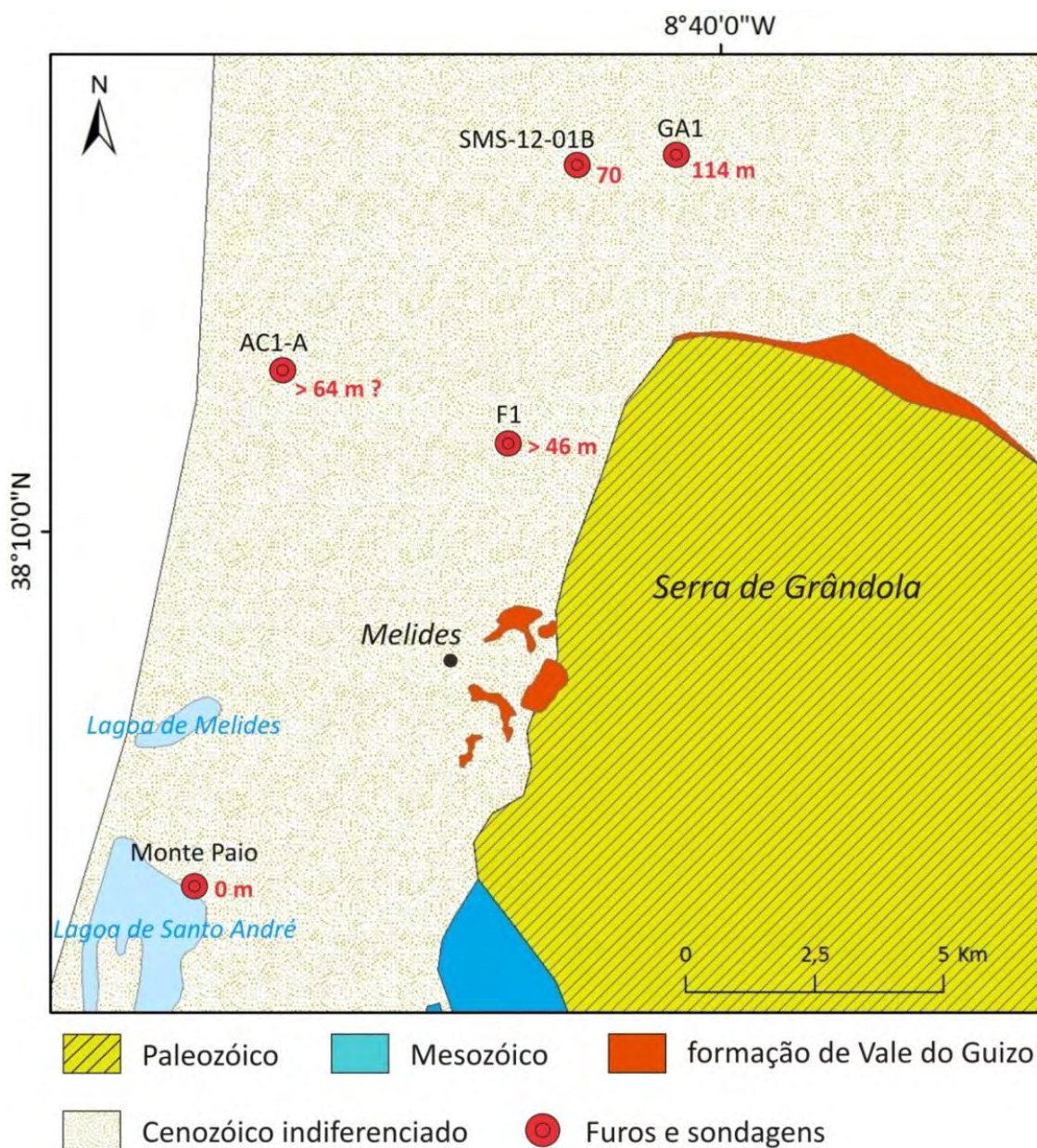


Figura 3.3 – Mapa geológico simplificado mostrando a área aflorante da formação de Vale do Guizo na região de Melides e no sector NW da serra de Grândola, com representação de furos e sondagens onde a unidade sedimentar foi identificada, e indicação das respectivas espessuras.



Figura 3.4 – Aspecto da formação de Vale do Guizo junto ao Monte da Endiabrada (figura 3.1, 3; $38^{\circ}8'58''$ N/ $8^{\circ}42'19''$ W). A linha a tracejado mostra a inclinação do sedimento.

2.3 - Sondagens e furos de captação de água

A análise de relatórios de sondagens e de furos de captação de água sugere a presença da unidade na área situada a N de Melides, embora na maior parte dos casos esta informação seja de difícil confirmação, uma vez que apenas foi possível observar os relatórios e não os testemunhos de sondagem. Com base nestes dados estima-se que a maior espessura preservada da formação de Vale do Guizo, na área da planície litoral situada a W da serra de Grândola, seja ≥ 60 m, e de 114 m mais a N, já fora do domínio da serra.

Observaram-se os testemunhos das sondagens de Monte Paio e SMS-12-01B. Na sondagem de Monte Paio, realizada pelo Gabinete da Área de Sines (G.A.S.) na margem direita da lagoa de Santo André, o Miocénico médio a superior (formação de Alcácer do Sal) assenta directamente sobre o Jurássico aos -74 m, verificando-se lacuna de todo o Paleogénico (e do Cretácico). Os relatórios de furos de captação de água só sugerem o aparecimento de depósitos desta idade, na planície litoral, a cerca de 2 km para N de Melides. Não foi consultado nenhum relatório que atravessasse totalmente os sedimentos, tendo-se identificado uma espessura de 46 m em Fontainhas do Meio, junto à ribeira das Fontainhas (Furo F1). Este furo, porém, não atingiu a base da unidade. 4,5 km para WNW, o furo AC1-A sugere a existência de pelo menos 64 m da formação de Vale do Guizo, porém a descrição litológica constante no relatório de furo não é clara no que diz respeito à distinção das diferentes unidades litostratigráficas.

A N, já na área de transição entre a planície litoral e o sector distal das bacias do Baixo Tejo e Alvalade, as sondagens SMS-12-01B e GA1 perfuraram 70 m e 114 m de sedimentos da formação de Vale do Guizo, respectivamente.

Na sondagem SMS-12-01B, no Brejinho de Água, a unidade encontra-se entre as cotas -151 m e -81 m. As características que apresenta são semelhantes às aquelas observadas em afloramentos e descritas em outros estudos, sendo caracterizada na base (os primeiros 20 m, aproximadamente) por um conglomerado grosseiro acima do qual vão alternando níveis arenolúticos decimétricos a métricos. Para topo, os conglomerados tornam-se mais finos e os níveis arenolúticos mais possantes (chegando aos 2 a 3 m de espessura), mas apresentando sempre calhaus dispersos. Os clastos apresentam-se maioritariamente subangulosos, predominando o quartzo sobre o grauvaque, xisto, jaspe e outras litologias da Zona Sul Portuguesa. De cor geral avermelhada a acastanhada, torna-se esbranquiçada onde a carbonatação é mais intensa.

2 km para E, a sondagem GA1 interceptou a formação de Vale do Guizo entre as cotas -180 m e -66 m apresentando, no geral, as mesmas características. A sua descrição detalhada foi feita por Pimentel (1997).

2.4 - Discussão

Os sedimentos observados na sondagem SMS-12-01B e no bordo ocidental da serra de Grândola, nas imediações de Melides, são semelhantes aos da formação de Vale do Guizo, na região onde esta foi anteriormente caracterizada. Constituem o primeiro registo sedimentar cenozóico, e as fácies sedimentares, com conglomerados grosseiros intercalados de níveis arenolúticos, fracamente organizados, sugerem regimes torrenciais provenientes de relevos existentes, com fluxos de tipo *debris flow* intervalados por fluxos de *mud flow*, dominando os primeiros. O tipo de paleoalterações que afecta os depósitos, com as cores avermelhadas muito características, e o desenvolvimento de espessas crostas carbonatadas, são também compatíveis com os observados na formação de Vale do Guizo, embora essa comparação seja apenas feita com base em observações de campo, uma vez que não se procedeu a identificação do seu conteúdo argiloso.

Apesar de a área litoral se encontrar já fora do domínio das bacias de Alvalade e Baixo Tejo, a semelhança de fácies, a proximidade e aparente continuidade geográfica e o contexto paleogeográfico idêntico, junto a um relevo que terá servido como área fonte, leva-nos a

incluir estes materiais na formação de Vale do Guizo. Segundo Pais *et al.* (2012), esta formação abrange as SLD 7 e 8, propostas por Cunha (1992), no sector distal da bacia do Baixo Tejo (Luteciano-Chatiano), estendendo-se à base da SLD 9 (Luteciano-base do Burdigaliano) na bacia de Alvalade. Por outro lado, Pimentel (1997) considerou não existirem indícios que justificassem a sua extensão até ao Miocénico, baseando-se na correlação com a formação de Benfica devido às características semelhantes, nomeadamente o seu ambiente de deposição, paleoalterações, neoformações argilosas e constituir o primeiro registo sedimentar cenozóico. Esta, para além de conter carófitas que indicam idade paleogénica (Azerêdo e Carvalho, 1986), mais concretamente do Eocénico superior (Pimentel, 1997), encontra-se bem constrangida por se posicionar estratigraficamente entre o Complexo Vulcânico de Lisboa do Cretácico Superior (Mendes e Griffiths, 1973; Ferreira e Macedo, 1979) e as Argilas de Prazeres, unidade marinha datada de 24 a 19 Ma (Antunes *et al.*, 1973). Pimentel (1997), baseando-se em comparações das sequências sedimentares e paleoalterações dos sedimentos paleogénicos existentes nas várias bacias, propôs que na bacia de Alvalade apenas esteja representada a SLD 7, atribuindo a formação de Vale do Guizo inteiramente ao Eocénico.

Não se pretendendo efectuar uma reflexão estratigráfica exaustiva desta unidade, uma vez que tal já foi feito e não existem avanços no conhecimento no presente estudo, admite-se aqui que a sua deposição terá ocorrido essencialmente durante o Paleogénico, provavelmente iniciando-se relacionada com o episódio compressivo associado à orogenia alpina ocorrido no Eocénico inferior a médio (e.g., De Vicente *et al.*, 2011), como sugerido por Pimentel (1997). Este evento terá também sido responsável pela geração de várias bacias cenozóicas ibéricas e da deposição da SLD 7 (e.g., Cunha, 1992; Barbosa, 1995; De Vicente *et al.*, 2011; Pais *et al.*, 2012), encontrando-se ainda identificado na área imersa da margem oeste ibérica (Pereira *et al.* 2010; Pereira, 2013).

A formação de Vale do Guizo apresenta uma distribuição espacial reduzida na área da planície litoral, verificando-se lacuna de todo o Paleogénico para S de Melides. Esta ausência pode ser explicada por não deposição ou intensa erosão da unidade. Os vestígios identificados e a sua ocorrência na plataforma continental (e.g., Mougénou *et al.*, 1979; Grou e Pimentel, 2012; Pereira, 2013; Pereira e Alves, 2013; Rodrigues *et al.*, 2015) apontam para a segunda hipótese. Aproximadamente a 30 km para W desta área, a sondagem Pescada-1 (perfurada pela Texaco em 1975) intersectou cerca de 400 m de sedimentos atribuíveis ao Paleogénico (Grou e Pimentel, 2012). Rodrigues *et al.* (2015) interpretaram, em perfis de sísmica de reflexão realizados na plataforma continental entre Melides e Sines, a ocorrência de

sedimentos correlativos da formação de Vale do Guizo a cerca de 10 km para W de Melides, não apresentado, contudo, a sua espessura real. Referem ainda que esta se observa no sector NW da área estudada, desaparecendo para S, o que é compatível com as observações na área emersa.

Verifica-se que existiu sedimentação importante durante este período e que a reduzida expressão na planície litoral deverá relacionar-se com a sua posterior erosão. Note-se que nesta área o Cenozóico assenta directamente sobre o Jurássico não existindo também sedimentos cretácicos. Considera-se que existem dois potenciais mecanismos responsáveis pela erosão de grande parte do Paleogénico, actuando em conjunto ou de forma isolada: erosão marinha (ingresso marinha pós formação de Vale do Guizo é testemunhada por sedimentos marinhos do Miocénico médio a superior, a formação de Alcácer do Sal) e actividade tectónica conducente a exumação.

3 - formação de Alcácer do Sal

3.1 - Introdução e caracterização geral

Durante o Miocénico médio a superior ocorreu uma transgressão marinha que se encontra bem representada na área de Alcácer do Sal. Os sedimentos são essencialmente constituídos por arenitos frequentemente carbonatados, fossilíferos, depositados em meio marinho pouco profundo como indicam as faunas de ostracodos, foraminíferos, moluscos, lamelibrânquios, gastrópodes, peixes, seláceos e mamíferos (Antunes, 1983). A identificação de pequenos mamíferos permitiu datar estes materiais com rigor, tendo sido atribuídos ao Serravaliano superior a Tortoniano inferior, biozona MN8 (Antunes, 1983; Antunes e Mein, 1983).

Na área de Melides vários autores reconheceram a existência de sedimentos marinhos miocénicos (e.g., Dollfus *et al.*, 1904; Boucart e Zbyszewski, 1940; Choffat, 1950; Antunes, 1983; Oliveira, 1984; Cachão, 1995; Pimentel, 1997; Cachão e Silva, 2000), no entanto com algumas divergências relativamente à sua idade. Dollfus *et al.* (1904) posicionaram-nos no Tortoniano, Antunes (1993) considerou-os correlativos da formação de Alcácer do Sal enquanto Cachão (1995) definiu a unidade “Calcarenito de Melides” atribuindo-a ao Serravaliano, mas anterior à formação de Alcácer do Sal. Pimentel (1997) considerou que a parte inferior dos depósitos constituída por sedimentos bioclásticos francamente carbonatados poderá correlacionar-se com a formação de Alcácer do Sal, enquanto as “areolas” que se encontram a topo pertencerão à formação de Esbarrondadoiro, de idade Messiniana. Este autor referiu que estas “areolas” se encontram bem expostas ao longo do litoral de Melides, onde identificou fósseis. Por outro lado, J. Pais (com. oral) considerou que a fauna encontrada quer nos sedimentos de Melides, quer nos que se encontram junto à linha de costa é mais compatível com a formação de Alcácer do Sal.

Em Sines, na margem direita da ribeira de Moinhos, existem vestígios de Miocénico marinho que foi atribuído por G. Zbyszewski e J. Pais (*in* Inverno *et al.*, 1993) ao mesmo episódio sedimentar da formação de Alcácer do Sal, com base no seu conteúdo fossilífero.

Rodrigues *et al.* (2015), num estudo de perfis sísmicos realizados ao largo do litoral Melides-Sines, identificaram uma unidade sísmica que atribuíram à formação de Alcácer do Sal. Na interpretação apresentada, a bacia correspondente encontra-se bastante compartimentada devido a deformações tectónicas relacionadas com movimentações ao longo de falha, fazendo com que a sua base seja irregular e as espessuras muito variáveis.

Na Carta Geológica de Portugal estes materiais estão representados com diferentes designações, por exemplo: “Conglomerados, arenitos, biocalcarenitos, siltitos e argilitos (depósitos marinhos)” (Miocénico indiferenciado), na Carta Geológica de Portugal na escala 1/1 000 000 (LNEG, 2010); “Argilas, margas, calcários, areias e conglomerados” (Miocénico indiferenciado), na Folha 7, escala 1/200 000 (Oliveira, 1984); formação de Alcácer do Sal, nas folhas 39-C Alcácer do Sal (Antunes e Pais, 1983), 39-D Torrão (Antunes *et al.*, 1991), 42-A Grândola (Dias *et al.*, 2011), na escala 1/50 000; e como “níveis marinhos do litoral” (Miocénico) na Folha 42-C Santiago do Cacém, na escala 1/50 000 (Inverno *et al.*, 1986).

Neste trabalho, para os sedimentos miocénicos de carácter marinho que ocorrem na região será considerada a interpretação de J. Pais e a designação atribuída na Folha 42-A Grândola (Dias *et al.*, 2011, 2016), incluindo-os na formação de Alcácer do Sal.

3.2 - Ocorrências e descrição de afloramentos

Os afloramentos da formação de Alcácer do Sal são escassos e ocorrem de forma muito isolada e dispersa ao longo da área que se estende para N de Sines, como mostra a cartografia geológica apresentada no Anexo 2 e a figura 3.5. Esta dispersão indica, no entanto, que a superfície ocupada pela formação de Alcácer do Sal será muito maior do que aquela sugerida pela sua área aflorante e que se encontra em grande parte coberta por sedimentos mais recentes. Sondagens e vários furos efectuados para captação de águas mostram a sua presença em profundidade coberta por sedimentos mais recentes na área da planície litoral, para N da ribeira de Moinhos (Sines). Entre Sines e Melides assentam sobre rochas carbonatadas do Jurássico, enquanto para N desta área depositaram-se sobre a formação de Vale do Guizo. As maiores espessuras foram identificadas nas sondagens de Monte Paio (junto à lagoa de Santo André) e SMS-12-01B (Brejinho de Água), com cerca de 70 m e 90 m, respectivamente.

O corte do cruzamento de Melides que fica localizado imediatamente a W desta povoação, na ligação das estradas N261-2 e N261, corresponde à ocorrência mais conhecida (referida na bibliografia) e completa. Contudo actualmente apresenta más condições de observação, pelo que se apresenta a descrição efectuada por Zbyszewski (*in* Oliveira, 1984, p. 57). Da base para o topo ocorrem: “conglomerado grosseiro com cimento calcário; conjunto de grés calcários e de calcários gresosos amarelados e acastanhados, às vezes concrecionados com conchas; areias e grés acinzentados com conchas e mandíbula de *Paleoziphius*

melidensis; calcários margosos concrecionados, de cor esbranquiçada e com restos de fósseis; areias, argilas e cascalheiras amareladas e acastanhadas”.

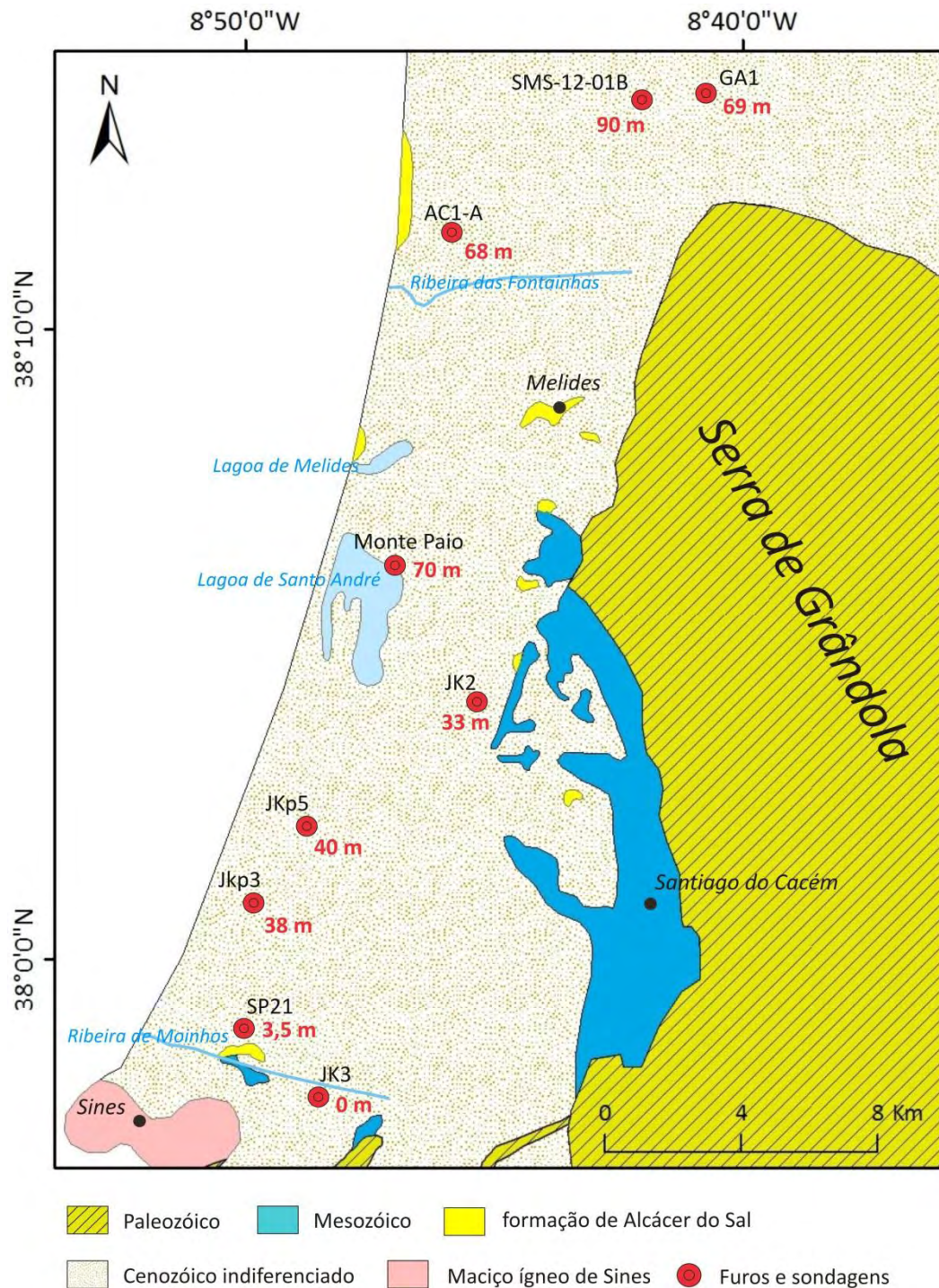


Figura 3.5 – Mapa geológico simplificado mostrando as áreas aflorantes da formação de Alcácer do Sal na planície litoral, com representação de furos e sondagens onde a unidade sedimentar foi identificada, e indicação das respectivas espessuras. FDR, falha de Deixa-o-Resto.

O corpo que se encontra no topo é claramente distinto dos inferiores, apresentando um conglomerado com clastos grosseiros de grauvaque, quartzito e quartzo a ravinar um arenito

lutítico. O depósito aparenta fácies continental contrastando com o ambiente marinho em que se depositou a formação de Alcácer do Sal. A sua localização, junto à ribeira de Melides, é compatível com um terraço fluvial mais recente, embora apresente grande semelhança com vários sedimentos que ocorrem na região e que pertencem à formação de Melides, pelo que será incluído nessa unidade.

Imediatamente a E, a uma distância de 150 m, um corte aparentemente recente cuja base se encontra aproximadamente à mesma cota que o corte do cruzamento de Melides, mostra arenitos médios cinzento-esverdeados e amarelados ricos em moscovite e com vestígios de conchas de bivalves (figura 3.6A) (figura 3.1, 4; 38°8'49'' N/8°43'54'' W). Não apresenta a carbonatação geral exibida pelos sedimentos do corte anterior mas observa-se grande concentração de concreções carbonatadas.

Ao longo do litoral de Melides, entre a foz da lagoa de Melides e a praia da Galé, observa-se a formação de Alcácer do Sal em alguns dos locais onde a praia é limitada a E por arriba. Os sedimentos são muito homogéneos e consistem em arenitos fossilíferos cinzento-esverdeados, micáceos, por vezes lutíticos. Na praia da Galé (figura 3.1, 5; 38°12'10'' N/8°46'39'' W) apresentam a sua maior espessura em afloramento, chegando a atingir um mínimo de cerca de 20 m de espessura (valor estimado por observação efectuada ao nível da praia). Na zona subtidal, e na zona intertidal mais esporadicamente, quando as condições hidrodinâmicas promovem remoção da areia de praia actual, são visíveis rochas carbonatadas fossilíferas. Neste local, é ainda visível o limite erosivo a topo, com sedimentos fluviais da formação de Galé a preencherem amplo canal talhado na formação de Alcácer do Sal (figura 3.6C).

Cerca de 3 km a S de Melides (junto ao Monte da Casa da Quinta) (figura 3.1, 6; 38°7'14'' N/8°43'50'' W), numa antiga exploração de areias, observam-se os arenitos carbonatados fossilíferos cobertos pelos arenitos micáceos, que aqui, a par dos tons cinzento-esverdeados apresentam colorações esbranquiçadas. No topo estão arenitos avermelhados com seixos bem rolados, que pertencerão já à formação de Galé. Neste local ocorre deformação nos sedimentos, com filões neptunianos formados nos arenitos micáceos, para onde colapsaram os arenitos da formação suprajacente (formação de Galé) observando-se também alguns planos de falha (ver capítulo IV.2.5).

Outro afloramento com boa exposição situa-se junto à ribeira da Cascalheira (figura 3.1, 7; 38°6'5'' N/8°44'25'' W) (figura 3.6B), constituído por arenito fino amarelado e

arenito carbonatado fossilífero. A estratificação, de atitude N17°E, 22°W, sugere basculamento de génese tectónica.

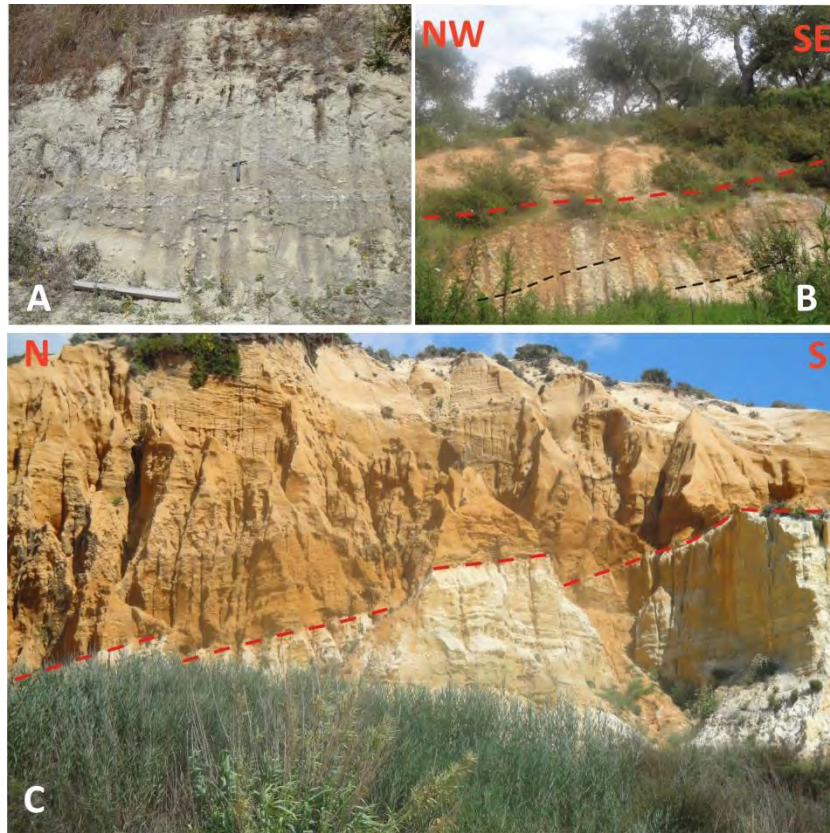


Figura 3.6 – Aspectos da formação de Alcácer do Sal. A, arenito fossilífero com concreções carbonatadas, em Melides (figura 3.1, 4; 38°8'49'' N/8°43'54'' W); B, sedimentos fluviais da formação de Galé preenchendo canal talhado na formação de Alcácer do Sal, na praia da Galé (figura 3.1, 5; 38°12'10'' N/8°46'39'' W); C, sedimentos carbonatados da formação de Alcácer do Sal apresentando basculamento para WNW (estratificação materializada por linhas negras a tracejado), cobertos pela formação de Galé, na margem esquerda da ribeira da Cascalheira (figura 3.1, 7; 38°6'5'' N/8°44'25'' W).

Na margem direita da ribeira de Moinhos existem manchas cartografadas de Miocénico marinho na Folha 42-C Santiago do Cacém (Inverno *et al.*, 1986, 1991), tendo contudo, no reconhecimento efectuado, apenas sido observados clastos soltos no solo. A ribeira materializa o limite meridional da bacia marinha miocénica, na região. Para S, os sedimentos pliocénicos assentam sobre o Jurássico e/ou o Paleozóico.

3.3 - Sondagens e furos de captação de água

Foram estudados vários relatórios de furos de captação de água e dois testemunhos de sondagem (localização na figura 3.5) com o principal objectivo de caracterizar a distribuição espacial da unidade, de forma a entender a geometria da bacia e identificar potenciais deformações tectónicas. Na área emersa, a informação em profundidade corrobora os dados

de superfície, mostrando ausência da formação de Alcácer do Sal a S da ribeira de Moinhos. Na sondagem SP21, localizada a ≈ 1 km a N da ribeira de Moinhos, apenas foram interceptados 3,5 m da unidade sobre sedimentos do Jurássico, com a base aos ≈ 15 m de cota. Apesar desta ocorrência e de aflorar ao longo da ribeira, vários furos localizados nesta área não interceptaram a formação de Alcácer do Sal, assentando os sedimentos mais recentes sobre o substrato jurássico. 3,5 km a N, o furo JKp3 interceptou 38 m de sedimentos da unidade (base aos -56 m de cota), não existindo dados que permitam confirmar se este espessamento se dá de forma brusca ou gradual.

No sector entre Deixa-o-Resto e Melides, a W da falha de Deixa-o-Resto, a formação de Alcácer do Sal assenta sobre rochas jurássicas a cotas entre cerca de -30 m e -100 m, sendo -40 m a -60 m os valores mais comuns, e espessuras entre 30 m e 70 m, com tendência de aumento para W. Existem variações bruscas locais que estarão provavelmente relacionadas com compartimentação tectónica da bacia (ver capítulo IV.2.9).

Para N da área de Melides a informação em profundidade é consideravelmente mais reduzida e dispersa, dificultando a detecção de qualquer tendência geral. Alguns furos realizados ao longo da ribeira das Fontainhas indicam que a unidade assenta sobre a formação de Vale do Guizo a cotas que variam entre os 0 m e -50 m, aprofundando-se para W.

Nas sondagens Monte Paio e SMS-12-01B, a formação de Alcácer do Sal apresenta características semelhantes, sendo essencialmente caracterizada por alternâncias de arenitos por vezes micáceos e sedimentos lutíticos, com alguns seixos siliciosos dispersos. Na sondagem Monte Paio ocorrem arenitos fossilíferos entre os -19 m e -2 m enquanto na sondagem SMS-12-01B existe apenas um nível com fósseis entre os -40 m e -37 m. Existem algumas cimentações calcárias, coincidindo principalmente com a presença de fósseis. As cores variam entre os tons amarelos, verdes, castanhos e brancos.

Não foram realizados estudos de detalhe da unidade entre Grândola e Alcácer do Sal, embora se tenha efectuado reconhecimento geral de afloramentos e análise de alguns relatórios de furos de captação de água. A base da unidade parece ser relativamente regular, inclinada para ocidente, encontrando-se aos 20 a 50 m de altitude à longitude de Alcácer do Sal, onde aflora nas margens do rio Sado. Cerca de 5 km para W foi detectada a cota mais profunda, posicionando-se a < -70 m na povoação de Albergaria.

3.4 - Discussão

A atribuição da formação de Alcácer do Sal ao Serravaliano superior a Tortoniano inferior (Antunes, 1983; Antunes e Mein, 1983) (incluída na SLD 10 de Cunha, 1992) parece ser uma interpretação consensual. No entanto, como já foi referido, não existe consenso na bibliografia quanto à atribuição dos sedimentos marinhos da zona de Melides e faixa litoral a esta unidade litostratigráfica. Neste trabalho optou-se por utilizar a interpretação de J. Pais (com. oral) e de Dias *et al.* (2011, 2016) – as publicações mais recentes referindo-se a estes depósitos – incluindo na formação de Alcácer do Sal todo o Miocénico marinho existente na área.

A observação dos arenitos micáceos cinzento-esverdeados ocorrendo frequentemente sobre os materiais carbonatados bioclásticos leva a crer que poderão corresponder a uma mesma unidade e não a duas distintas tal como sugerido por Pimentel (1997). De facto a observação em Melides de arenitos micáceos com concreções carbonatadas passando lateralmente aos carbonatos bioclásticos (passagem aparente pois não existe continuidade entre os afloramentos) parece também reforçar esta interpretação. No entanto, é necessário ter em conta que este trabalho não pretende fazer uma abordagem paleontológica, como foi feita pelos autores já referidos, pelo que existem reservas relativamente à presente interpretação, que poderá ser alterada com o surgimento de novos dados.

Com excepção de poucos afloramentos (praia da Galé, praia de Melides e ribeira de Moinhos), a unidade não aflora para W da falha de Deixa-o-Resto, sugerindo importante controlo tectónico na sua distribuição espacial por parte desta estrutura, o que também é corroborado por evidências de deformação em afloramento e dados de furos e sondagens (capítulo IV.2.5).

4 - formação de Esbarrondadoiro

4.1 - Introdução e caracterização geral

Esta unidade foi definida por Antunes *et al.* (1986), assim denominada por estar bem representada num corte localizado junto ao vértice geodésico do Esbarrondadoiro, na região de Odivelas. A sua principal característica é a existência de níveis com fósseis marinhos, que constituem o registo de uma transgressão marinha atribuída ao Messiniano (e.g., Teixeira, 1952; Antunes e Mein, 1995; Balbino, 1995; Antunes *et al.*, 1999; Antunes e Balbino, 2004, 2006). A primeira referência à existência de sedimentos marinhos fossilíferos de idade terciária na região da bacia de Alvalade é, porém, anterior, tendo sido feita por Ribeiro (1866). A descoberta de dentes de pequenos mamíferos em Santa Margarida do Sado, Esbarrondadoiro e Vale do Zebro, permitiu incluir estes depósitos na zona MN13, correspondente ao Messiniano final a Zancleano inferior (Antunes *et al.*, 1986; Antunes e Mein, 1995), integrando assim a SLD 12 proposta por Cunha (1992). Datações mais recentes de ostreídeos identificados em Alfundão (região de Ferreira do Alentejo) por isótopos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ forneceram idades de 6,4 (+0,4-0,3) e 6,0 (+0,3-0,2) Ma (Pais *et al.*, 2012).

Além dos sedimentos marinhos são também incluídos nesta formação materiais depositados em ambientes continentais, com características palustres e de leque aluvial (Pimentel, 1997; Oliveira *et al.*, 2013b). De acordo com Pimentel (1997) existe um membro inferior da formação de Esbarrondadoiro com carácter exclusivamente continental (diferindo do membro superior caracterizado por depósitos marinhos e continentais), existente apenas junto ao bordo SE da bacia, que foi detectado essencialmente em relatórios de sondagens e em escassos afloramentos. A sua deposição ter-se-á iniciado no Tortonianiano médio a superior, sendo correlativo de outras unidades finimiocénicas existentes em bacias cenozóicas portuguesas. O autor associou esta sedimentação a uma importante fase tectónica responsável pela reactivação da falha da Messejana, causando subsidência do bloco situado a N e acarreios torrenciais associados ao desnível gerado. Referiu ainda sedimentação continental também no membro superior, quer marginal ao golfo costeiro onde se depositou a unidade fossilífera, quer intercalada nos sedimentos marginomarinheiros. Esta intercalação de fácies correspondentes a diferentes ambientes sedimentares é observável nos cortes do vértice geodésico de Esbarrondadoiro, mostrando um aumento de continentalização para topo, numa tendência sedimentar regressiva (*op. cit.*). Oliveira *et al.* (2013b), no entanto, propuseram que todos os sedimentos de fácies continental são correlativos dos depósitos marinhos (messinianos), rejeitando a ideia de um membro inferior. Logo, tal como outros autores

(Antunes *et al.*, 1986; Antunes e Mein, 1995; Pais *et al.*, 2012), consideram que a sedimentação da formação de Esbarrondadoiro se iniciou no Messiniano.

A sedimentação marinha está representada por biocalcarenitos, lutitos e arenitos micáceos de tons esverdeados e amarelados (e.g., Pimentel, 1997; Pais *et al.*, 2012). Os sedimentos continentais são caracterizados por arenitos médios a grosseiros intercalados por níveis lutíticos e conglomeráticos, os últimos contendo clastos de quartzo subanguloso e rochas do soco paleozóico como xisto, grauvaque, pórfiro, gneisse, granito, variando as litologias consoante a alimentação ocorreu a partir da Zona Sul Portuguesa ou da Zona de Ossa Morena (Pimentel, 1997). Existe abundância de matriz argilosa, com predomínio de esmectite, e os sedimentos apresentam colorações amareladas e cinzento-esverdeadas (Pimentel, 1997; Oliveira *et al.*, 2013b).

Nos trabalhos referidos existe concordância que os níveis fossilíferos da formação de Esbarrondadoiro representam ambientes marinhos pouco profundos ou parálicos, associados a um golfo estreito que entraria para a área da bacia de Alvalade. A sedimentação continental ocorreria em posição marginal ao domínio marinho, em sistemas aluviais alimentados pelos relevos circundantes. O conteúdo argiloso, com predominância de esmectite sobre caulinite e ilite, em conjunto com o registo fossilífero, apontam para um clima tropical contrastado (Pimentel, 1997).

Existem diferentes interpretações quanto à ligação deste golfo ao oceano: Antunes e Pais (1993) propuseram a existência de um golfo de direcção NE-SW que se desenvolveria desde a área de Odemira-São Teotónio; Pais *et al.* (2012) não escreveram sobre esta questão mas apresentaram, numa figura referente à sedimentação messiniana no território continental português, uma ingressão marinha para a bacia de Alvalade pela área localizada entre Sines e a falha da Messejana; Pimentel e Azevêdo (1994) e Pimentel (1997), por outro lado, consideraram que a ingressão para a bacia teria ocorrido por N, entre as falhas de Grândola e Torrão.

Nunca foi identificada conexão geográfica inequívoca entre as formações de Alcácer do Sal e Esbarrondadoiro, o que levou alguns autores (e.g., Antunes *et al.*, 1986; Antunes e Pais, 1993; Pais *et al.*, 2012) a considerarem a existência de uma barreira paleogeográfica separando as duas transgressões miocénicas registadas na região e estabelecendo o limite entre as bacias do Baixo Tejo e Alvalade. De acordo com os estudos referidos, para N e W do *horst* Sr^a das Chagas-Valverde (alto estrutural de soco paleozóico de orientação WNW-ESE

localizado a S de Alcácer do Sal) aflora a formação de Alcácer do Sal, enquanto para S aparecem os sedimentos da formação de Esbarrondadoiro.

A cartografia geológica publicada apresenta estes sedimentos com várias designações, por exemplo: formação de Esbarrondadoiro nas folhas 39-D Torrão (Antunes *et al.*, 1991) e 42-B Azinheira de Barros (Oliveira, 2006), na escala 1/50 000; Grés, calcários e argilas do bordo ocidental da bacia do Sado” (Miocénico) na Folha 42-C Santiago do Cacém, escala 1/50 000 (Inverno *et al.*, 1986); “argilas com ostras, grés argilosos com *Hipparion*” (Miocénico) na Folha 42-D Aljustrel, escala 1/50 000 (Schermerhorn *et al.*, 1984).

4.2 - Ocorrências e descrição de afloramentos

No sector aqui estudado, a unidade aflora numa pequena área (ver Anexo 2) que corresponde ao bordo SW da bacia de Alvalade. Estudos anteriores (Pimentel e Azevêdo, 1994; Pimentel, 1997) incluíram nesta unidade os sedimentos miocénicos que delimitam o bordo setentrional da serra de Grândola, porém, neste trabalho tais depósitos foram cartografados como formação de Melides (correlativa da formação de Esbarrondadoiro), pela continuidade e proximidade geográfica que apresentam relativamente a esta unidade.

Os afloramentos da formação de Esbarrondadoiro existentes na área de estudo são o testemunho da sedimentação continental miocénica do bordo da bacia de Alvalade, localizados numa posição marginal relativamente ao golfo marinho. As melhores exposições situam-se na zona de Bicos, nomeadamente nas margens da ribeira de Campilhas e ao longo da estrada N262 (entre Cercal e Alvalade). Estas ocorrências já foram referidas anteriormente (Pimentel, 1997) e estão localizadas a aproximadamente 15 km para SW dos vestígios fossilíferos de influência marinha mais próximos. Corresponde ao registo cenozóico mais antigo nesta região, assentando directamente sobre o soco paleozóico, e encontra-se frequentemente coberta pela formação de Alvalade. Nesta área a unidade é caracterizada por corpos lutíticos e areníticos de cores amareladas a acastanhadas com laivos esbranquiçados e acinzentados, contendo clastos de quartzo subanguloso dispersos ou organizados em pequenos leitos. Observam-se frequentemente intercalações métricas de conglomerados subangulosos de matriz fina semelhante às bancadas lutíticas, contendo essencialmente quartzo mas também com vestígios de rochas do soco paleozóico existente na área. Pimentel (1997) fez a análise laboratorial de uma amostra recolhida na formação de Esbarrodadoiro em Fornalhas (7 km a NE de Bicos), identificando um conteúdo argiloso com predominância de ilite ($\approx 40\%$) sobre esmectite ($\approx 30\%$) e caulinite ($\approx 30\%$). Em vários locais a distinção

relativamente à formação de Alvalade é difícil devido à intensa ferruginização que por vezes afecta as duas unidades, e à semelhança entre as fácies grosseiras destas formações. Contudo, onde o contacto é nítido verifica-se que se dá através de uma superfície erosiva.

As espessuras são reduzidas, não devendo ultrapassar os 20 m. A figura 3.7 mostra o aspecto da unidade.



Figura 3.7 – Aspecto de sedimentos de fácies continental da formação de Esbarrondadoiro junto ao km 61,5 da estrada N262 (figura 3.1, 8; 37°48'50'' N/8°33'9'' W), constituída por lutitos e conglomerados. No topo, o afloramento exhibe um corpo conglomerático ferruginizado que poderá corresponder à base da formação de Alvalade.

4.3 - Discussão

Os sedimentos aqui descritos e cartografados (Anexo 2) correspondem ao registo continental da formação de Esbarrondadoiro.

O período de deposição da formação de Esbarrondadoiro encontra-se constrangido pela associação faunística que lhe atribui uma idade Messiniano superior a Zancleano inferior. Contudo, neste trabalho não se questiona a existência de um membro inferior proposto por Pimentel (1997), cuja sedimentação poderá ter-se iniciado ainda durante o Tortonian, uma vez que não se efectuaram estudos nesse sentido. Assim, admitem-se as interpretações de Antunes *et al.* (1986), Antunes e Mein (1995), Pais *et al.* (2012) e Oliveira *et al.* (2013b), não se excluindo a possibilidade de a base da unidade recuar ao Tortonian.

As incertezas relativamente à zona de ligação do golfo marinho messiniano ao oceano têm importantes implicações do ponto de vista tectónico e paleogeográfico. Uma entrada por S significa a inexistência de uma barreira na área onde se localiza hoje o sector S da serra do Cercal e a serra da Senhora das Neves, significando importantes movimentos tectónicos posteriores ao Miocénico. Nos trabalhos de campo efectuados verificou-se que os sedimentos miocénicos existentes que bordejam a bacia nesta área são todos continentais (figura 3.8), diminuindo a sua espessura em direcção ao bordo, e passam lateralmente aos sedimentos marinhos e parálicos da formação de Esbarrondadoiro na direcção do interior da bacia, sugerindo contemporaneidade. Esta característica inviabiliza a ligação ao oceano pela área de Odemira, tal como defendido inicialmente por Antunes e Pais (1993).

A ocorrência de ingressão marinha a N da serra de Grândola, anteriormente sugerida por Pimentel e Azevêdo (1994) e Pimentel (1997), não foi ainda comprovada e a relação entre a deposição das formações de Alcácer do Sal e Esbarrondadoiro totalmente compreendida, assim como a fronteira entre as bacias do Baixo Tejo e Alvalade. Estudos já referidos propuseram que o *horst* Sr^a das Chagas-Valverde seria a fronteira paleogeográfica durante o Miocénico, separando as duas bacias e as duas ingressões ocorridas durante esta época. Nas folhas 39-C Alcácer do Sal (Antunes e Pais, 1983) e 39-D Torrão (Antunes *et al.*, 1991), escala 1/50 000, estão cartografados sedimentos fossilíferos atribuídos à formação de Alcácer do Sal a W do *horst* (na margem direita do rio Sado, 3 km para SSE de Alcácer do Sal) e a S deste (ao longo da ribeira do Arcão) (figura 3.8). Nos estudos dedicados à primeira unidade marinha miocénica, em nenhuma destas áreas de afloramentos são descritos fósseis determinantes para o posicionamento estratigráfico da unidade, ficando a dúvida se foram atribuídos à formação de Alcácer do Sal pelo conteúdo fossilífero ou pela proximidade e aparente continuidade geográfica. Serão necessários estudos paleontológicos detalhados nesta área (ligação das bacias de Alvalade e Baixo Tejo) para se determinar se existe sobreposição da formação de Esbarrondadoiro sobre a formação de Alcácer do Sal.

Dada a inviabilidade de uma ingressão marinha por S, e mesmo por W uma vez que a distribuição dos sedimentos marinhos e continentais da formação de Esbarrondadoiro sugere uma paleogeografia com semelhanças à actual na área da bacia de Alvalade, a ingressão a N da serra de Grândola parece ser a única solução (entre esta e o *horst* Sr^a das Chagas-Valverde?). A aparente ausência dos sedimentos marinhos messinianos dever-se-á à sua erosão ou atribuição, erroneamente, à formação de Alcácer do Sal. Poderão também encontrar-se sob sedimentos continentais messinianos pois a formação de Esbarrondadoiro

apresenta aumento de continentalização para topo (Pimentel, 1997). Fica, portanto, por demonstrar esta questão através da identificação inequívoca da fácies marinha da unidade nessa área.

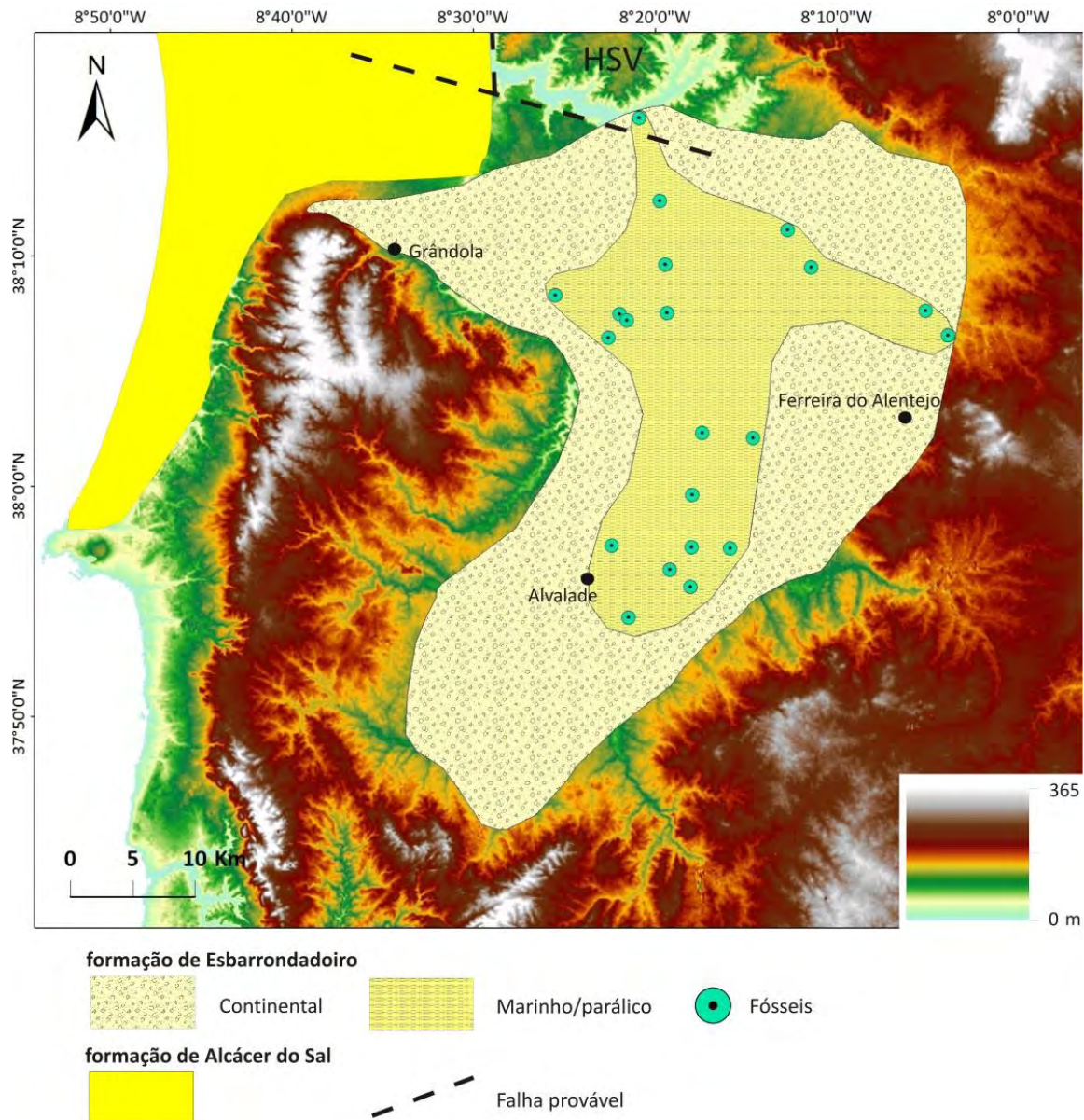


Figura 3.8 – Área de ocorrência das formações de Alcácer do Sal e Esbarrondadoiro (com indicação das diferentes fácies e localização de fósseis de influência marinha, para a segunda unidade), de acordo com os reconhecimentos de campo efectuados, cartografia geológica e outra bibliografia publicada (e.g., Schermerhorn *et al.*, 1984; Inverno *et al.*, 1986; Antunes *et al.*, 1991; Pimentel, 1997; Oliveira, 2006; Dias *et al.*, 2011; Pais *et al.*, 2012). Falhas prováveis segundo Oliveira *et al.* (2001). HSV, *horst Sr das Chagas-Valverde*. Mapa hipsométrico elaborado a partir de dados ASTER GDEM – NASA.

5 - formação de Melides

5.1 - Introdução e caracterização geral

Estes sedimentos estão representados na Folha 42-A Grândola (Dias *et al.*, 2011), sob a designação “Areias e cascalheiras de Melides”, onde se descrevem como “argilitos, arenitos e conglomerados”. Apesar desta denominação recente, trabalhos anteriores referem já a sua existência. Na Folha 7 da Carta Geológica de Portugal, na escala 1/200 000 (Oliveira, 1984), e na Carta Geológica de Portugal, escala 1/ 1 000 000 (LNEG, 2010) estes sedimentos estão em parte representados, embora indiferenciados da formação de Alcácer do Sal. Algumas manchas cartográficas existentes na Folha 42-A Grândola (Dias *et al.*, 2011) estão nessas cartas sob a designação “PQ” (Pliocénico-Plistocénico). Tal como referido no capítulo sobre a formação de Vale do Guizo (capítulo III.2), Zbyszewski (1958) descreveu na estrada entre Melides e Grândola (N261-2) um conjunto de depósitos que atribui à base do Miocénico, e que correspondem à formação de Melides (figura 3.1, 2).

Os sedimentos que pertencem a esta unidade são, de forma geral, constituídos por alternâncias de níveis tabulares de conglomerados grosseiros, arenitos e lutitos, parecendo dominar a fácies mais grosseira. Os conglomerados contêm matriz lutítica e arenítica e são essencialmente constituídos por clastos, em regra angulosos, de quartzo e quartzito, e de grauvaque subrolados e rolados. A disposição dos diferentes tipos de sedimentos, em intercalações regulares com escassos canais e fraca organização, sugere drenagens espasmódicas, provavelmente associadas a ambientes de leque aluvial. Mais raramente observam-se canais bem desenvolvidos e estruturas sedimentares que poderão indicar regimes de carácter mais fluvial. Os sedimentos apresentam colorações características que variam entre o castanho avermelhado, conferido por alguma ferruginização, ao amarelado. Nos locais em que foram observados, assentam sobre o soco paleozóico, mesozóico, a formação de Vale do Guizo ou a formação de Alcácer do Sal, e encontram-se frequentemente cobertos por sedimentos pliocénicos e plistocénicos (formações de Galé e de Vale Figueira).

Pimentel (1997) e Oliveira *et al.* (2013b) descreveram, na bacia de Alvalade, depósitos semelhantes que atribuíram à formação de Esbarrondadoiro. Como já foi atrás referido, os sedimentos da formação de Melides que afloram junto ao bordo N da serra de Grândola foram anteriormente integrados na formação de Esbarrondadoiro (Pimentel, 1997).

5.2 - Ocorrências e descrição de afloramentos

Na área estudada estes sedimentos ocorrem a N do bordo setentrional da serra de Grândola, aflorando de forma contínua ao longo deste. Na vertente ocidental da serra, a unidade apenas se observa na área de Melides, onde está bem representada. A excelente exposição dos afloramentos junto a esta povoação, assim como a fácil visualização da relação com as unidades litostratigráficas mais antigas e mais recentes, fez com que se adoptasse este nome para caracterizar o conjunto sedimentar. A espessura máxima deverá rondar os 30-40 m.

No cruzamento de Melides, onde a N261-2 encontra a N261 (figura 3.1, 4), a formação de Melides assenta sobre os sedimentos marinhos da formação de Alcácer do Sal. Este corte foi referido e descrito no capítulo III.3.

Junto ao km 2 da estrada N261-2 (figura 3.1, 2; 38°9'14'' N/8°42'48'' W), à saída de Melides para Grândola, existe um afloramento igualmente já referido (capítulo III.2) que se encontra também descrito por Zbyszewski (1958). Da base para o topo, numa espessura total de 10 m a 15 m, a sucessão da formação de Melides é constituída por (figura 3.9):

- a. Conglomerado rolado a subrolado, grosseiro, com clastos que chegam a ter 20 cm de comprimento máximo, contendo principalmente grauvaque mas também quartzo filoniano. A matriz é principalmente lutítica e resulta da alteração de xistos e grauvaques paleozóicos. Apresenta passagens para um arenito de grão médio amarelado a acinzentado que contém seixos de quartzo e grauvaque.
- b. Lutitos areníticos cinzento-escuros, por vezes com tons mais claros e esverdeados, com vestígios de matéria orgânica e pontuações avermelhadas. Intercalado neste corpo existe um nível endurecido, ferruginoso.
- c. Lutitos de tons amarelos a castanhos com passagens areníticas e conglomeráticas, e que apresenta carácter ravinante sobre os sedimentos subjacentes.

Mas a melhor exposição da formação de Melides encontra-se a 170 m para W, no barranco do Brejo (figura 3.1, 9; 38°9'14'' N/8°42'55'' W). Este corte geológico apresenta maior espessura (cerca de 30 m), o que o torna em grande parte inacessível e impossibilita a sua caracterização detalhada. Parece apresentar características semelhantes às do afloramento anterior, contudo com mais alternâncias das mesmas litofácies e diferentes espessuras. Observam-se as seguintes litologias (figura 3.10):

- a. Conglomerado grosseiro, rolado a subrolado, com predominância de clastos de grauvaque sobre quartzo e quartzito, estrutura suportada pelos clastos, matriz principalmente lutítica mas com passagens mais areníticas.
- b. Arenito de grão médio a grosseiro, amarelado e alaranjado, com seixos de grauvaque (subrolados) e quartzo (subangulosos), matriz lutítica em quantidade variável ao longo do corte, com algumas intercalações de canais de conglomerado semelhante a “a”.
- c. Lutitos areníticos cinzento-escuros, por vezes com tons mais claros e esverdeados, com vestígios de matéria orgânica e pontuações avermelhadas.
- d. Conglomerado de clastos rolados a subrolados, grosseiros, contendo principalmente grauvaque mas também quartzo e quartzito. Parece apresentar maior quantidade de matriz que o conglomerado descrito em “a” e contém níveis mais areníticos intercalados.
- e. Arenitos e lutitos de cor amarelada e esbranquiçada, com intercalações lenticulares do conglomerado descrito em “d”.

Para além dos cortes atrás descritos, existem outros locais com boas exposições, como ao longo da estrada CM1136 (caminho municipal que segue de Melides em direcção a ESE), junto ao barranco da Lagoa do Boisão e na margem da ribeira das Fontainhas. Verificou-se no terreno, tal como sobressai na cartografia geológica, que a unidade apresenta carácter erosivo na base, encontrando-se encaixada no soco paleozóico e na formação de Vale do Guizo em alguns locais junto ao bordo ocidental da serra de Grândola.



Figura 3.9 – Afloramento na estrada N261-2, junto a Melides (figura 3.1, 2; 38°9'14'' N/8°42'48'' W), mostrando a formação de Melides. As linhas separam os três corpos sedimentares principais referidos no texto.



Figura 3.10 – Afloramento da formação de Melides no barranco do Brejo, zona de Melides (figura 3.1, 9; 38°9'14'' N/8°42'55'' W). Litologias descritas no texto. Corte com ≈ 30 m de altura máxima.

5.3 - Discussão

Apesar de não existirem datações efectuadas na formação de Melides, o seu posicionamento estratigráfico parece ser relativamente seguro.

A sua relação com a formação de Alcácer do Sal é clara junto ao cruzamento de Melides, sobrepondo-se a esta, apesar de o contacto não ser visível devido às más condições do afloramento. O contraste de ambientes sedimentares, com passagem aparentemente brusca entre os arenitos fossilíferos depositados em ambiente litoral e os conglomerados continentais, mostra a ausência de registo sedimentar contínuo, testemunhando uma paragem de sedimentação com duração desconhecida.

Os sedimentos mais antigos que cobrem a formação de Melides pertencem à formação de Galé. Esta tem vindo a ser atribuída ao Pliocénico (Dias *et al.*, 2011, 2016; Ressurreição *et al.*, 2013). A sua idade será discutida no capítulo dedicado a essa unidade (capítulo III.7). Considerando os sedimentos estratigraficamente superiores e inferiores, a formação de Melides ter-se-á depositado num intervalo de tempo balizado entre o Tortoniano inferior e o Pliocénico.

Existem semelhanças entre esta unidade litostratigráfica e os sedimentos continentais da formação de Esbarrondadoiro. Os sedimentos localizados no bordo N da serra de Grândola, aqui considerados formação de Melides em consonância com a Folha 42-A Grândola (Dias *et al.*, 2011, 2016), são atribuídos à formação de Esbarrondadoiro por Pimentel (1997) e Oliveira *et al.* (2013b). De facto as litofácies e os contextos paleogeográficos em que se depositaram são idênticos, com a geração de leques aluviais enraizados nos relevos existentes. As diferenças observadas devem-se essencialmente à existência de distintas áreas fonte, o que se reflecte na variação litológica dos clastos. O seu enquadramento estratigráfico, mais recente que a formação de Alcácer do Sal (Miocénico médio) e anterior à formação de Galé e formação de Alvalade (Pliocénico), é também coincidente.

Será então legítimo correlacionar estas duas unidades, optando-se por uma distinção uma vez que a formação de Esbarrondadoiro constitui uma unidade específica da bacia de Alvalade onde a sedimentação continental bordejava um golfo marinho, recobrando-o no topo da coluna sedimentar. Seguindo modelos já referidos, considera-se que esta deposição se enquadra na SLD 12 (Cunha, 1992) datando do final do Messiniano, período para o qual existem datações fiáveis.

6 - formação de Alvalade

6.1 - Introdução e caracterização geral

Marcando uma nova etapa de sedimentação, trata-se de uma unidade sedimentar pliocénica de carácter exclusivamente continental, em grande parte fluvial, que, a par da formação de Esbarrondadoiro, se restringe geograficamente à bacia com o mesmo nome (Pimentel e Azevêdo, 1994; Pimentel, 1997).

Foi caracterizada com detalhe por Pimentel (1997). É essencialmente constituída por conglomerados maciços ou dispostos em barras, arenitos e escassos lutitos. Na fracção grosseira predominam os clastos de quartzo, embora sejam comuns clastos de rochas metassedimentares e ígneas, consoante a localização e respectiva área fonte. A fracção arenosa, rica em quartzo, apresenta frequentemente importante conteúdo feldspático proveniente das rochas ígneas da Zona de Ossa Morena, sendo este um mineral mais comum no sector oriental da bacia, onde estas litologias ocorrem. O conteúdo argiloso é exclusivamente constituído por caulinite e ilite em quantidades aproximadas (variando o predomínio de um mineral sobre o outro de local para local), indicando um clima de tipo tropical ou subtropical, com intensa precipitação e temperaturas moderadamente elevadas.

O autor distinguiu três membros sedimentares informais com base em alterações nas condições de sedimentação, que se articulam na vertical (da base para o topo):

- membro A, correspondente ao primeiro episódio de enchimento da bacia durante o Pliocénico, com fluxos argiloconglomeráticos não canalizados na base, passando a barras conglomeráticas longitudinais. Apresenta ainda alguns lutitos maciços;
- membro B, com abundantes barras de canal areníticas e conglomeráticas, associadas a fluxos mais canalizados, intercaladas de alguns lutitos;
- membro C, constituído por barras essencialmente areníticas traduzindo uma diminuição energética e canais mais amplos e menos encaixados.

Esta sucessão sedimentar, correspondente a uma evolução macrossequencial positiva que se inicia com acarreios torrenciais grosseiros, pouco estruturados, e passa a um sistema fluvial cada vez mais organizado para topo, do tipo entrancado, poderá relacionar-se com um grande contraste morfológico inicial entre a área da bacia e os relevos circundantes, que se foi atenuando com o decorrer do tempo pelo rebaixamento erosivo dos relevos e preenchimento da bacia, promovendo a estabilidade do sistema aluvial (*op. cit.*).

Nos modelos paleogeográficos propostos por Pimentel e Azevêdo (1989), Pereira (1990) e Pimentel (1997), a formação de Alvalade estaria associada a uma drenagem fluvial com sentido de escoamento de E para W, grosso modo, passando gradualmente a ambientes de transição e marinhos da área da planície litoral. Na proposta de Pereira (1990), que se debruçou sobre o sector litoral que se desenvolve para S de Sines, a serra do Cercal não existiria, tendo-se individualizado da planície litoral e da bacia de Alvalade já durante o Quaternário. Pimentel e Azevêdo (1989) e Pimentel (1997), com recurso a indicadores de paleocorrentes, consideraram que a drenagem a que se associa esta unidade escoaria para NW. Neste modelo, a serra do Cercal constituiria um relevo de dureza e só o sector N da serra de Grândola existiria. Estes modelos paleogeográficos apresentam implicações do ponto de vista da actividade neotectónica, uma vez que consideram importantes modificações nos relevos litorais durante o Quaternário, após a deposição da formação de Alvalade.

A posição estratigráfica da unidade foi definida com base no seu enquadramento na bacia de Alvalade (posterior à formação de Esbarrondadoiro, do Messiniano) e correlação com sedimentos de outras bacias cenozóicas portuguesas, nomeadamente a bacia do Baixo Tejo, dada a inexistência de conteúdo fossilífero. Assim, Pimentel (1997) atribuiu a formação de Alvalade ao Pliocénico, mais concretamente ao Placenciano, e correlacionou-a com as formações de Ulme e de Santa Marta, dos sectores intermédio e distal da bacia do Baixo Tejo, respectivamente. A correlação baseou-se em diferentes critérios: semelhança na posição na coluna sedimentar das respectivas bacias (cobrindo o último registo miocénico); semelhança das características das litofácies detríticas e sua organização arquitectural; igual conteúdo argiloso, traduzindo condições climáticas idênticas; semelhante contexto paleogeográfico, com o mesmo tipo de ambientes sedimentares e variações de fácies. O autor restringiu o período de deposição ao Placenciano, considerando que representa a resposta à fase tectónica Ibero Manchega I (ver Calvo *et al.*, 1993). Destacou ainda o facto de não se verificar a terminação numa sequência sedimentar negativa, como se verifica na bacia do Baixo Tejo, onde as formações de Santa Marta e Ulme estão recobertas pelo “Conglomerado de Belverde” e a formação de Serra de Almeirim, respectivamente, cujo topo é já Plistocénico. Mais recentemente, datação por isótopos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em ostreídeos identificados em sedimentos da formação de Santa Marta deu idade de 3,8 Ma (final do Zancleano; Azevedo, 2006). Finalmente, Cunha *et al.* (2009) e Pais *et al.* (2012) atribuíram à formação de Alvalade um período de deposição entre o Pliocénico e Plistocénico inferior (topo do Zancleano a topo do Gelasiano), considerando-a correlativa da Formação de Falagueira e dos conjuntos formação

de Santa Marta/”Conglomerado de Belverde” e formação de Ulme/formação de Serra de Almeirim, dos vários sectores da bacia do Baixo Tejo.

Na cartografia publicada aparece representada com várias designações, por exemplo: formação de Marateca, na Folha 39-D Torrão, escala 1/50 000 (Antunes *et al.*, 1991); formação de Ulme, nas folhas 42-A Grândola (Dias *et al.*, 2011) e 42-B Azinheira de Barros (Oliveira, 2006), escala 1/50 000; “Casalheiras e areias dos planaltos”, na Folha 42-C Santiago do Cacém, escala 1/50 000 (Inverno *et al.*, 1986); “Areias e cascalheiras de planalto”, na Folha 42-D Aljustrel, na escala 1/50 000 (Schermerhorn, 1984); “Areias, arenitos e cascalheiras do litoral do Baixo Alentejo e do Vale do Sado”, na Folha 7, escala 1/200 000 (Oliveira, 1984).

6.2 - Ocorrências e descrição de afloramentos

A formação aflora em praticamente toda a área da bacia de Alvalade. Os reconhecimentos efectuados no âmbito deste estudo incidiram principalmente na zona localizada a N da serra de Grândola e no sector SW da bacia, abrangendo uma área um pouco maior que a cartografia geológica apresentada no Anexo 2.

Assenta sobre rochas paleozóicas e sedimentos cenozóicos do Miocénico e Paleogénico, e atinge 20 a 25 m de espessura máxima. Apresenta-se em posição culminante, pois apesar de se considerar a existência de sedimentos mais recentes (formação de Panóias), estes restringem-se aos bordos da bacia, parecendo não coexistir na área reconhecida. No centro da bacia (região entre Bicos, Alvalade e Canhestros) a sua base é regular e subhorizontal, e encontra-se entre os 70 e os 80 m de cota, onde assenta sobre os sedimentos da formação de Esbarrondadoiro. O topo é também bastante aplanado, correspondendo a uma superfície de colmatação situada entre os 90 e os 100 m.

Nas imediações da localidade de Bicos existem boas exposições da formação, nomeadamente nas barreiras das estradas N262 e CM1074 (estrada para Foros da Caiada), onde se distinguem com clareza os três membros propostos por Pimentel (1997), que descreveu os afloramentos aqui existentes. Nesta área observa-se, da base para o topo:

- Ravinando um corpo lutítico de cores amareladas/esverdeadas da formação de Esbarrondadoiro, ocorrem aproximadamente 10 m de sedimentos pertencentes ao membro A. Consistem num conglomerado grosseiro, heterométrico, constituído por clastos de quartzo subangulosos, raramente subrolados. Detectam-se também vários

clastos de grauvaque e a matriz é lutítica e arenosa. O depósito é bastante homogêneo, não estruturado, variando apenas com a presença de alguns corpos lutíticos intercalados, típico de ambientes de leque aluvial. Apresenta ferruginização intensa, que lhe confere cor avermelhada.

- O membro B tem também espessuras que variam entre 5 a 10 m, nesta área. Com tons que variam entre o avermelhado, alaranjado e amarelado, corresponde a um sedimento arenoconglomerático, com fracção grosseira predominante, também heterométrica e de aspecto geral subanguloso, contudo, menos grosseiro e geralmente com mais clastos subrolados que o membro inferior. São essencialmente de quartzo, variando a quantidade de grauvaque e xisto de local para local. Identificaram-se ainda clastos de tufo do Complexo Vulcano-silicioso do Cercal, nos cortes da estrada CM1074 (também referido por Pimentel, 1997). Existem ainda algumas intercalações lutíticas, de cores vermelhas a cinzentas. Este depósito apresenta-se estruturado, com abundantes feixes conglomeráticos e areníticos a preencher canais, correspondendo a um ambiente fluvial bem desenvolvido, com forte hidrodinamismo.
- No membro C, com espessuras que variam entre 5 e 10 m, observam-se arenitos de tons laranja a vermelho, de grão subanguloso e subrolado, essencialmente de quartzo, com raro feldspato e alguma mica. É comum a existência de estratificação oblíqua, com feixes planares, por vezes conglomeráticos, de quartzo. Também apresenta feixes horizontais, ou aspecto maciço, sem estruturação aparente. Corresponde a uma maior maturidade do sistema fluvial e/ou a um regime hidrodinâmico mais calmo.

De forma geral, estas características mantêm-se nas várias áreas da bacia onde os membros ocorrem, apresentando pequenas variações locais que se relacionam com a litologia dos clastos, grau de rolamento, calibração, etc. A figura 3.11 mostra aspectos da unidade em afloramento. O membro A tem uma dispersão geográfica mais limitada, aflorando apenas para W de São Domingos-Bicos.

A cota a que se situa a base da formação vai aumentando gradualmente para as margens da bacia. Para N, passa das cotas de 70 a 80 m no centro da bacia para $\approx$ 100 m, na área de São Domingos, 130/140 m em Abela e a 170/190 m nas manchas cartográficas localizadas 3 a 4 km a N desta localidade. Para E de São Domingos, encontra-se a 130/150 m na mancha do vértice geodésico Pocilgais, a 180 m no vértice Rodeio e a 200 m próximo do vértice Casa Velha 2. Esta variação de cota acompanha a elevação progressiva das rochas do soco paleozóico, que constituem a serra de Grândola. Com o afastamento ao centro da bacia

também sobressai o carácter erosivo da base da unidade, com os membros A e B formando canais encaixados no soco paleozóico.

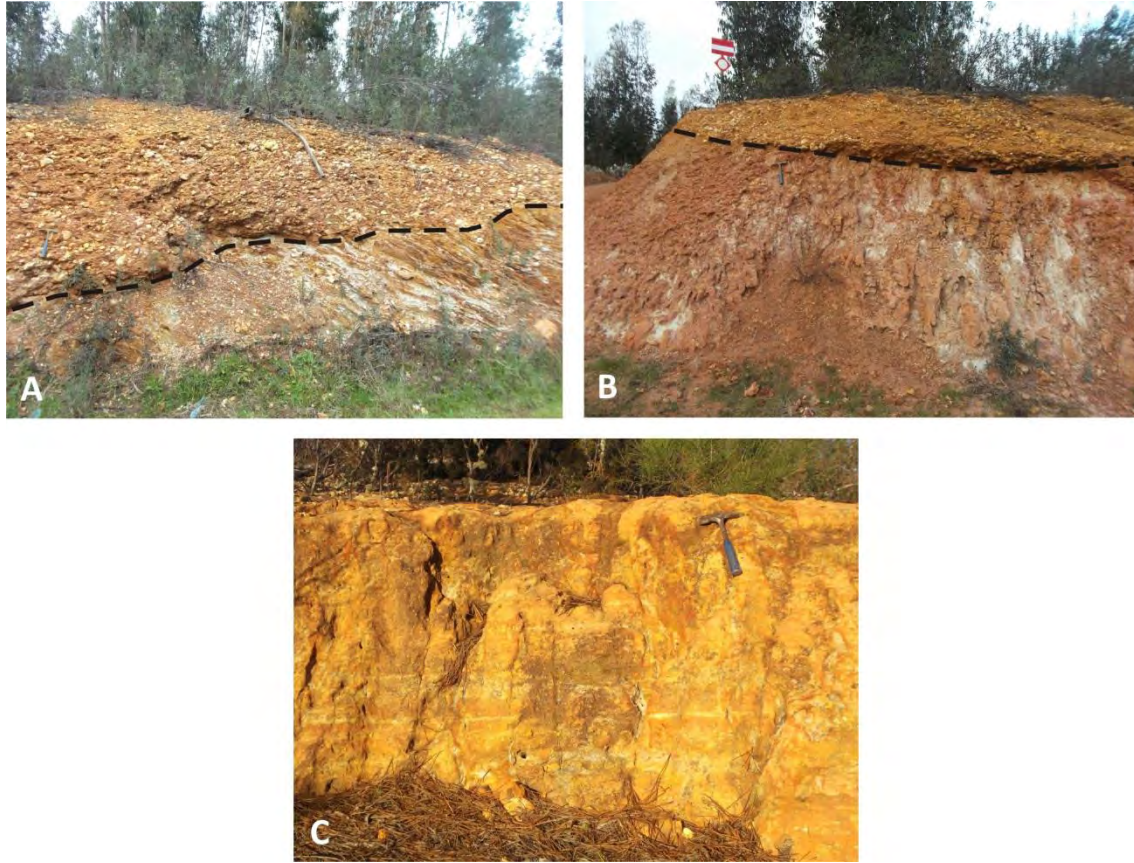


Figura 3.11 – Aspectos da formação de Alvalade. A, conglomerado do membro A a preencher um canal talhado em rochas metassedimentares da Zona Sul Portuguesa, num afloramento localizado 6 km a W de Sonega, no caminho para São Domingos (figura 3.1, 10; 37°52'34'' N/8°39'15'' W); B, conglomerados do membro B sobre lutitos do membro A (figura 3.1, 10; 37°52'34'' N/8°39'15'' W); C, arenito maciço do membro C, junto à barragem de Campilhas (figura 3.1, 11; 37°50'52'' N/8°37'14'' W).

Nestas áreas de bordo, os sedimentos observados correspondem quase sempre a conglomerados de clastos subangulosos, muito ferruginizados, ricos em quartzo, frequentemente com abundância de clastos de rochas metassedimentares, e matriz argilosa e arenosa resultante da alteração do soco. O grau de rolamento dos clastos, baixa diversidade litológica e a abundância de rochas xistentas (pouco resistentes) é indicadora de fonte local. Os afloramentos do vértice do Rodeio (para E da estrada N120) e da estrada N120, porém, apresentam uma maior variedade litológica, com alguns clastos subrolados de quartzito, entre outros. Materiais semelhantes observam-se também nos sedimentos triásicos que afloram muito próximo, à volta de Santiago do Cacém, sugerindo que o seu desmantelamento terá localmente contribuído com material sedimentar para a formação de Alvalade. Em algumas

zonas, os depósitos são arenitos de grão médio com alguns clastos subangulosos de quartzo dispersos, e deverão resultar da erosão de bancadas de grauvaques grosseiros que afloram nas proximidades. Os dois tipos de depósito referidos, grosseiros e arenosos, apresentam semelhanças com os membros definidos por Pimentel (1997), contudo é difícil caracterizá-los segundo esses parâmetros dada a sua posição marginal na bacia. Algumas das ferruginizações observadas são compatíveis com o membro A, no entanto, devido às propriedades de mobilidade do ferro, afloramentos contíguos de depósitos semelhantes apresentam graus de ferruginização distintos, indicando que este tipo de paleoalteração não é critério seguro para a distinção dos membros.

Na área da superfície da Sonega, e na que se estende para E da localidade, a unidade apresenta características particulares, detectando-se uma abundância de clastos grosseiros subrolados/rolados de quartzito. A maior quantidade destes clastos verifica-se precisamente nas imediações da Sonega, mas a sua presença estende-se até algumas machas de sedimentos cenozóicos existentes para N da barragem de Campilhas, e mesmo até às imediações da localidade de São Domingos. Os clastos, que chegam a atingir cerca de 30 cm de eixo máximo, constituem normalmente a base (em contacto com o Paleozóico) de um sedimento fluvial com características semelhantes ao membro A ou ao membro B, consoante o local. Localmente, nomeadamente nas imediações do vértice geodésico Pias, existe intensa ferruginização a afectar estes sedimentos. Pimentel (1997) considerou tratar-se da mesma alteração que afectou a formação de Panóias (do Plistocénico), não descartando a hipótese de se tratar da mesma unidade.

Embora as ocorrências de quartzito com relevância regional se localizem a cerca de 30 km de distância para E, na região de Aljustrel, esta não deverá ser a fonte, dada a localização muito restrita e a falta de continuidade dos sedimentos para E. A presença destes clastos deverá relacionar-se com fonte local, nomeadamente a formação de São Luís, enquadrada no Complexo Vulcano-silicioso do Cercal, que contém bancadas centimétricas de quartzito (Oliveira, 1984). Realça-se também que os clastos de quartzito identificados junto a São Domingos são de menores dimensões que aqueles localizados na área da Sonega, remetendo para um transporte de W para E.

Na área a N da serra de Grândola estão presentes os arenitos alaranjados do membro C, que apresentam aqui características de maturidade. De grão médio a grosseiro, são constituídos por quartzo com alto grau de rolamento em alguns locais, e variável quantidade de feldspato. Contém alguns níveis de seixos de quartzo rolados, embora também se

identifiquem em vários locais clastos subangulosos de quartzo e outras litologias da Zona Sul Portuguesa, tratando-se de contributos de material transportado em drenagens provenientes da área da serra.

6.3 - Paleocorrentes

Devido às implicações neotectónicas associadas à existência de drenagens para NW assumida em modelos paleogeográficos anteriores (Pereira, 1990; Pimentel, 1997), e ao facto de as observações de campo na planície litoral (ver capítulo III.7.2) e no sector SW bacia de Alvalade sugerirem não existir ligação entre estes domínios durante o Pliocénico, realizou-se um estudo de paleocorrentes localizado neste sector da bacia continental.

Numa análise de paleocorrentes em determinada bacia ou sector de bacia utilizam-se indicadores que representam paleodrenagens locais, associadas a determinada linha de água. Obtém-se assim um conjunto de valores associados a diferentes canais pertencentes a uma mesma rede hidrográfica. Dada a natureza dos canais fluviais, sua hierarquia e sinuosidade, podem obter-se sentidos de escoamento muito variados, devendo no entanto verificar-se uma tendência geral à escala da bacia ou de sector de bacia. A validade deste método depende da quantidade de medições e da sua distribuição espacial, encontrando-se limitado pela disponibilidade de afloramentos e de indicadores.

Na tabela 3.1 apresentam-se as medições de paleocorrentes efectuadas, com indicação das coordenadas dos afloramentos e do número a que correspondem no mapa apresentado na figura 3.12. Obtiveram-se 67 sentidos de drenagem distribuídos por 21 locais. Todas as medições correspondem a valores obtidos em feixes progradantes, areníticos e conglomeráticos, identificados nos membros B e C. Evitou-se a utilização de indicadores de paleodrenagens do tipo clastos imbricados e direcção de canais pois a sua medição é menos rigorosa. Uma vez que em alguns afloramentos se obteve um leque alargado de direcções, calculou-se o vector médio de direcção de escoamento com recurso ao programa informático *OpenStereo* (Grohmann e Campanha, 2010). Este, se as várias direcções associadas à sinuosidade dos canais se encontrarem bem representadas nas medições, será um valor mais próximo da tendência geral da paleodrenagem.

Embora tenham sido identificadas várias drenagens para o quadrante NW, a projecção total das medições em mapa e em rosa de frequências (figura 3.12) é indicadora de uma drenagem com tendência geral para NE, à escala deste sector da bacia de Alvalade. As

diferenças face a estudos anteriores poderão dever-se ao maior número de medições aqui efectuado, que ainda assim se considera reduzido mas que foi condicionado pela disponibilidade de afloramentos. Aspectos já referidos, como os vestígios de tufos ácidos provenientes na serra do Cercal, identificados nas imediações de Bicos, reforçam esta tendência.

Tabela 3.1

Paleocorrentes medidas em sedimentos da formação de Alvalade, na bacia de Alvalade

Local	Sentido (azimute)	Vector médio	Latitude	Longitude
1	116°	112°	37°48'50"	8°33'45"
	108°			
2	43°	23°	37°49'11,4"	8°31'25,5"
	58°			
	316°			
3	147°	89°	37°48'56,1"	8°30'40,5"
	121°			
	151°			
	142°			
	60°			
	80°			
	336°			
	15°			
	47°			
	317°			
4	41°	47°	37°50'18,8"	8°31'12,4"
	18°			
	121°			
	136°			
	68°			
	35°			
	16°			
5	334°	334°	37°49'40,4"	8°27'28,1"
6	279°	279°	37°51'34,7"	8°25'48"
7	319°	319°	37°52'53,9"	8°24'47"
8	41°	38°	37°53'42,9"	8°24'17,9"
	76°			
	357°			
9	44°	66°	37°55'6,3"	8°23'36,3"
	162°			
	356°			
	84°			
10	5°	4°	37°57'34,2"	8°22'56,7"
	331°			
	37°			

Capítulo III - Estratigrafia

Local	Sentido (azimute)	Vector médio	Latitude	Longitude
11	291° 300°	296°	37°0'42,6"	8°23'25,4"
12	98° 63°	81°	37°0'19,2"	8°25'57,2"
13	79°	79°	37°0'45,5"	8°35'1,5"
14	98°	354°	37°55'47,3"	8°27'33,9"
	65°			
	62°			
	286°		37°55'45,7"	8°27'3,7"
	248°			
15	280°	40°	37°55'56"	8°30'12,4"
	27°			
	39°			
16	55°	3°	37°55'22,9"	8°32'41,9"
	316°			
	335°		37°55'16,9"	8°32'43,4"
	81°			
	88°			
17	314°	343°	37°54'54,4"	8°33'6,8"
	330°			
	338°			
	350°			
18	355°	60°	37°55'24,3"	8°37'17,7"
19	60°			
	71°			
	88°	85°	37°53'2,6"	8°36'1,5"
20	96°			
	45°	51°	37°50'52,2"	8°37'14,2"
	56°			
21	10°	26°	37°52'17,5"	8°41'6,4"
	24°			
	44°			

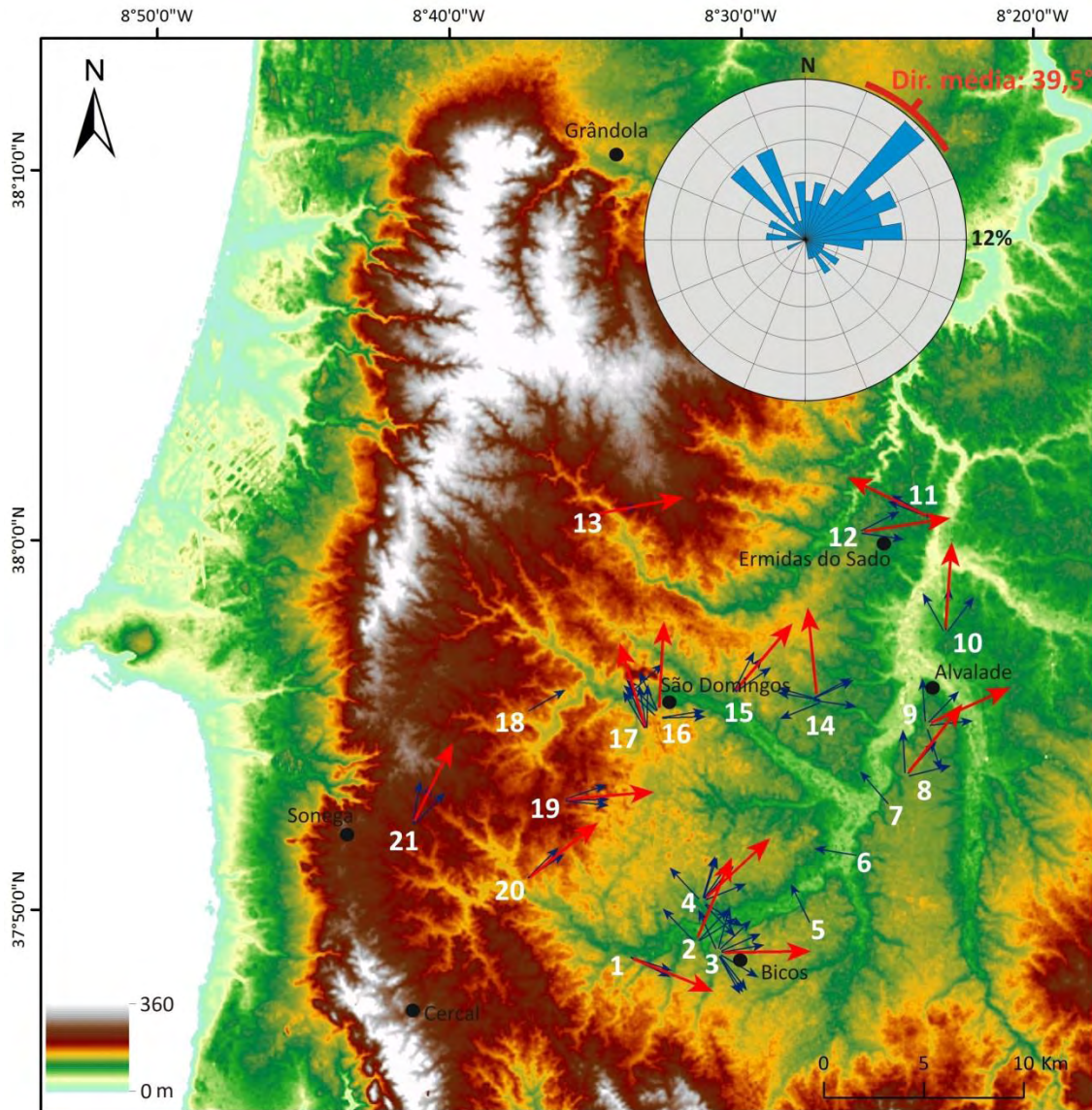


Figura 3.12 – Mapa hipsométrico (ASTER GDEM – NASA) com representação das paleocorrentes medidas em sedimentos da formação de Alvalade. As setas a negro indicam o sentido de escoamento em medições individuais; as setas a vermelho representam valores médios para cada local (assinalado com número, ver medições na tabela 3.11).

6.4 - Discussão

Oliveira *et al.* (2013b) consideraram que, tendo em conta o modelo de enchimento das bacias do Baixo Tejo e Alvalade, se deveria utilizar o termo genérico formação de Ulme para os sedimentos fluviais pliocénicos depositados nestes domínios paleogeográficos. Apesar de à escala de grandes bacias a bacia de Alvalade fazer parte da bacia do Baixo Tejo, parece ser justificada a distinção da formação de Alvalade da formação de Ulme. Para além da sua deposição numa área com uma evolução paleogeográfica particular, esta unidade apresenta especificidades no que diz respeito às características e articulação dos seus membros, nas áreas internas da bacia. Por outro lado, tem-se considerado que o tempo de deposição da

formação de Alvalade é maior, abrangendo o conjunto das formações de Ulme e Serra de Almeirim (Cunha *et al.*, 2009; Pais *et al.*, 2012). Corresponde assim à SLD 13 (Cunha, 1992; Cunha *et al.*, 1993), como também havia proposto Pimentel (1997). Admite-se ainda neste trabalho, embora sem qualquer dado de suporte, que o início da sedimentação da formação de Alvalade (membro A) possa ter-se dado contemporaneamente à sedimentação marinha da formação de Galé, no início do Zancleano (ver capítulo III.7, onde será discutida esta questão).

Fazendo esta distinção, existe a dificuldade em efectuar uma separação geográfica concreta entre as unidades e seus domínios de deposição. A formação de Alvalade no seu sector mais distal, na área que se estende para N da serra de Grândola, tem semelhanças e confunde-se com os sedimentos correlativos na bacia do Baixo Tejo e plataforma litoral, aparentando uma transição gradual entre as bacias, o que reforça o modelo que considera tratarem-se de ambientes espacialmente interligados. As drenagens provenientes da bacia de Alvalade seriam assim, durante o Pliocénico, afluentes de um sistema fluvial principal referente à bacia do Baixo Tejo. A análise das paleodrenagens na área referida, não realizada no presente trabalho, poderia ajudar a definir a fronteira entre as duas bacias.

O estudo de paleocorrentes aqui apresentado sugere a existência de um eixo de drenagem principal na bacia de Alvalade durante o Pliocénico, orientado para o quadrante NE. O conjunto de indicadores apresentados mostra que o sistema fluvial então existente estaria condicionado por uma paleogeografia com semelhanças com a actual, verificando-se já a existência de uma barreira física a W, entre a plataforma litoral e a bacia. A ligação entre as duas áreas, tal como actualmente, ocorreria na área localizada a N da serra de Grândola. Aqui, o sistema fluvial que depositou os sedimentos da formação de Alvalade desaguardaria num sistema principal relativo à bacia do Baixo Tejo, misturando-se com os sedimentos da formação de Ulme. Esta paleodrenagem é assim indicadora de que esta barreira a W, materializada pela serra de Grândola, área da superfície da Sonega e serra do Cercal, é mais antiga, reforçando o modelo que considera que, durante o Messiniano, a ingressão marinha responsável pela deposição da formação de Esbarrondadoiro terá ocorrido por N. Tem também implicações tectónicas, ao indicar que a individualização definitiva entre a bacia de Alvalade e a planície litoral não terá ocorrido durante o Quaternário, como sugerido por Pereira (1990) e Pimentel (1997).

7 - formação de Galé

7.1 - Introdução e caracterização geral

Parte dos sedimentos aqui incluídos na unidade litostratigráfica denominada formação de Galé foi já referida em trabalhos anteriores realizados por outros autores, com destaque para Feio (1951), Zbyszewski (1958) e Pereira (1990), que indicaram a presença, ao longo do litoral, de sedimentos com características marinhas que atribuem ao Pliocénico. Referiram também que os sedimentos se depositaram sobre uma extensa plataforma de abrasão marinha que lhes é contemporânea.

Feio (1951) considerou que estes materiais se depositaram no Pliocénico superior, argumentando que assentam sobre sedimentos do Pliocénico inferior em algumas áreas deprimidas (nos fossos da região de São Teotónio e Aljezur) e que são anteriores à incisão fluvial quaternária.

Pereira (1990) fez um estudo mais detalhado dos sedimentos existentes no troço da planície litoral que se desenvolve para S de Sines, definindo e caracterizando duas unidades marinhas principais, a formação Vermelha, do Pliocénico, e a formação de Aivados-Bugalheira, do Plistocénico inferior. A autora distinguiu dois tipos de fácies para a formação Vermelha. A fácies de Foro observa-se ao longo do sopé da serra do Cercal e consiste num arenito médio a fino, com grão subanguloso a subrolado, por vezes com micas e feldspatos. A fácies de Incenso ocorre na área intermédia da planície litoral, entre a serra e a linha de costa, e contém arenitos médios a grosseiros rolados, por vezes com seixos também rolados. Segundo a sua interpretação a primeira depositou-se em ambiente de planície costeira, com alguns retoques eólicos, passando lateralmente aos sedimentos de praia que caracterizam a segunda. Considerou ainda que aquando da deposição da formação Vermelha não existiriam os relevos litorais e os ambientes fluviais da bacia de Alvalade (formação de Alvalade, Pimentel, 1997) passariam gradualmente, para W, aos ambientes de transição e marinhos.

Na formação de Aivados-Bugalheira também distinguiu dois membros, a fácies de Aivados e a fácies de Bugalheira. A fácies de Aivados está descrita principalmente ao longo do litoral, estendendo-se até à área intermédia da planície litoral, e é constituída por arenito médio a grosseiro, com fragmentos de conchas e minerais pesados. A fácies de Bugalheira observa-se para S do rio Mira e apresenta um sedimento idêntico, mas com seixos rolados e sem conchas. A mesma autora considerou que estes sedimentos estão associados a uma

transgressão marinha posterior àquela a que se associa a formação Vermelha, ocorrida no Pliocénico inferior.

A cartografia geológica publicada atribui diversas designações à formação de Galé, representando-a em alguns casos indiferenciada de outras unidades plio-pleistocénicas de carácter continental: formação da Marateca e “Areias, arenitos e cascalheiras do litoral do Baixo Alentejo”, na Carta Geológica de Portugal, escala 1/500 000 (Delfim de Carvalho, 1992); “Areias, arenitos e cascalheiras do litoral do Baixo Alentejo e do Vale do Sado”, na Folha 7, escala 1/200 000 (Oliveira, 1984); “Areias com seixos da planície litoral”, na Folha 42-C Santiago do Cacém, na escala 1/50 000 (Inverno *et al.*, 1986). Nos documentos referidos, algumas manchas cartográficas encontram-se também atribuídas a terraços marinhos quaternários, seguindo os estudos efectuados por Zbyszewski (1958). A Folha 42-A Grândola (Dias *et al.*, 2011) apresenta já uma distinção entre estes materiais e as restantes unidades plio-pleistocénicas, atribuindo-lhes a designação “Areias de Galé”.

Na figura 3.13 apresenta-se um mapa geológico simplificado da área da planície litoral evidenciando a distribuição da formação de Galé, contendo a localização de cortes geológicos transversais à planície litoral, e de sondagens e furos de captação de água, dados que serão referidos neste capítulo.

A formação de Galé é constituída por dois membros distintos que se articulam lateralmente, à escala da bacia, e na vertical, localmente: um de carácter fluvial e outro de carácter marinho/litoral, que aqui será denominado genericamente de marinho, uma vez que a influência marinha é a característica que se destaca. A extensão e distribuição geográfica do membro continental são incertas, tendo sido identificado ao longo de 6 a 7 km de arriba costeira entre a praia da Raposa (Pinheiro da Cruz) e a praia da Galé (na área litoral a NW de Melides) e em alguns areeiros localizados entre Melides e Carvalhal (povoação situada a 18 km a N de Melides). Na pesquisa bibliográfica efectuada não se encontrou qualquer referência a estes sedimentos. Correspondem, de forma geral, a arenitos médios a grosseiros, com predominância de clastos angulosos sobre os rolados. As características do sedimento, por vezes com estruturas em canal, indicam sedimentação fluvial.

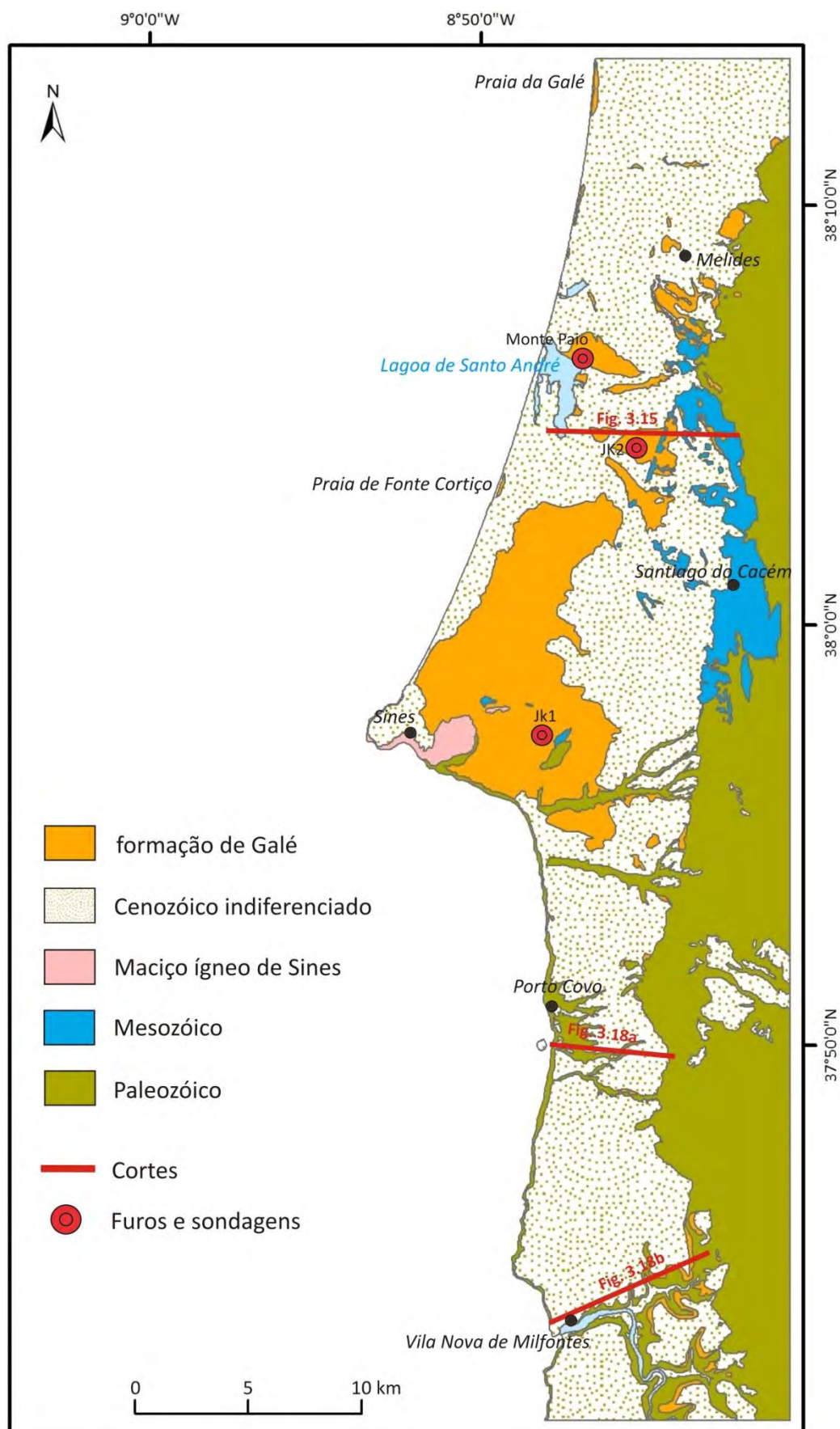


Figura 3.13 – Mapa geológico do sector litoral Melides – Vila Nova de Milfontes evidenciando a distribuição espacial da formação de Galé e localização de cortes geológicos, sondagens e furos.

O membro marinho é aquele que melhor caracteriza esta unidade, pois tem representação geográfica mais expressiva. É constituído por arenitos geralmente médios a grosseiros contendo seixos rolados dispersos ou acumulados em níveis, e conglomerados rolados. Tem características típicas de deposição em ambiente de praia e/ou plataforma marinha siliciclástica, de pequena profundidade. Por se tratar de sedimentos depositados em ambiente essencialmente litoral apresentam, localmente, intercalações de depósitos continentais, associados a pequenas ribeiras e lagunas.

A sua deposição encontra-se associada a uma extensa plataforma de abrasão regional inclinada para W, entre os relevos das serras de Grândola e de Cercal e a costa actual, tendo ficado preservados em praticamente toda a sua extensão. É necessário não confundir a plataforma aqui referida com o elemento morfológico actual, tal como considerado por Pereira (1990), caracterizado por uma superfície relativamente plana localizada entre a costa e os relevos litorais, e que se encontra coberta por depósitos geneticamente muito distintos, e que tem vindo a ser chamada planície litoral. O termo plataforma é aqui atribuído à superfície erosiva gerada por processos essencialmente marinhos que se encontra talhada nos materiais pré-pliocénicos e sobre a qual se depositou o membro marinho da formação de Galé, sendo essencialmente uma plataforma de abrasão marinha, adoptando a interpretação de Feio (1951). Apresenta características distintas a N e a S do cabo de Sines, pelo que são aqui considerados dois sectores.

7.2 - Ocorrências, descrição de afloramentos e caracterização da plataforma de abrasão regional

A caracterização dos sedimentos marinhos incluídos na formação de Galé deve ser feita em conjunto com a interpretação da superfície onde estes se depositaram, pois estão geneticamente relacionados, seguindo as considerações que Feio (1951) e Pereira (1990) fizeram para o sector localizado a S de Sines.

A continuação da planície litoral para N do cabo de Sines, assim como dos sedimentos marinhos, sugere a existência da plataforma de abrasão reconhecida no litoral do Alentejo também neste sector, embora constitua uma forma mais complexa. Esta superfície apresenta características comuns ao longo de todo o litoral considerado: corresponde a uma superfície aplanada, diminuindo de cotas de E para W, e encontra-se coberta por sedimentos de fácies marinhas/litorais.

7.2.2 - Sector N

Na planície litoral, o substrato paleozóico deixa de aflorar para N da latitude do cabo de Sines, excepto no limite oriental da planície litoral, onde esta termina de encontro à serra de Grândola. Nesta área entra-se no domínio da bacia mesozóica do Alentejo, essencialmente constituída por sedimentos depositados entre o Triásico e o Jurássico Superior. O furo de captação de água JK1 encontra-se a 750 m a NE de uma área aflorante de substrato paleozóico e atravessa 180 m de sedimentos mesoceno-zóicos sem interceptar o soco. A sondagem de Monte Paio, efectuada junto à lagoa de Santo André (18 km a NNE de Sines), atingiu o Paleozóico à cota de -1114 m. Estes dados mostram um importante aprofundamento do substrato para N.

As observações de campo e dados de sondagens/furos de captação de água indicam que os sedimentos marinhos pliocénicos aqui existentes assentam sobre diversas litologias: metassedimentos paleozóicos; rochas detríticas e carbonatadas mesozóicas; conglomerados, arenitos e lutitos paleogénicos; rochas carbonatadas do Miocénio médio; e conglomerados e arenitos do Miocénio superior.

Neste sector setentrional foram identificados os testemunhos de sedimentos marinhos situados às cotas mais elevadas de toda a área litoral estudada em pormenor e cartografada, tendo sido reconhecido um pequeno retalho a uma altitude entre 150 m e 160 m na vertente ocidental da serra de Grândola, cerca de 2,5 km a SE de Melides (figura 3.1, 12; 38°7'53'' N/8°42'12'' W) (figura 3.14). Embora a diferença entre a cota superior e a cota inferior seja próxima de 10 m, a espessura máxima deverá rondar os 2 m, pois o depósito assenta sobre um substrato inclinado para NW. Consiste num conglomerado rolado na base, constituído por clastos de quartzito, quartzo e grauvaque, que chegam a atingir cerca de 20 cm de diâmetro máximo, tornando-se arenítico para o topo, com laminação oblíqua. Sobre o sedimento desenvolve-se uma crosta de Fe e Mn que lhe confere endurecimento e cor negra. Deverá corresponder ao rebordo interno da plataforma neste local, embora de difícil percepção uma vez que a intensa erosão associada ao entalhe das linhas de água dificulta uma análise morfológica. Um afloramento com características semelhantes foi identificado a 550 m para WSW, a cerca de 130 m de cota (figura 3.1, 13; 38°7'48'' N/8°42'35'' W).

As crostas de Fe e Mn e a fácies sedimentar mais grosseira ocorrem principalmente junto ao rebordo oriental da serra. Os encrustamentos desenvolvem-se na base do depósito, essencialmente onde este assenta sobre o soco paleozóico. Na região de Ademas (para E de Deixa-o-Resto) existem também crostas desenvolvidas sobre rochas carbonatadas jurássicas.



Figura 3.14 – Aspecto do conglomerado da formação de Galé no rebordo ocidental da serra de Grândola, a 160 m de cota (figura 3.1, 12; 38°7'53'' N/8°42'12'' W).

Em direcção ao litoral observam-se sedimentos considerados correlativos destes, aflorando de forma relativamente contínua até ao topo da arriba actual, tendendo no entanto a perder o carácter acentuadamente conglomerático, passando a ser essencialmente constituídos por arenitos com seixos siliciosos rolados (em níveis ou dispersos), frequentemente com feixes a inclinar para ocidente. Para N da latitude da serra de Grândola estes materiais apresentam frequentes intercalações com os sedimentos fluviais do membro continental.

O corte geológico apresentado na figura 3.15 expõe retalhos de sedimentos marinhos preservados a cotas sucessivamente mais baixas para W. Existem alguns ressaltos altimétricos bruscos que, como sugere a figura, se deverão à existência de falhas que deslocaram a superfície de erosão subjacente. Por exemplo, a falha de Deixa-o-Resto provoca um abatimento de cerca de 100 m na base dos depósitos marinhos, com descida relativa do bloco W. É junto a esta estrutura que estes sedimentos parecem ter uma maior espessura, com aproximadamente 50 m preservados, como sugerem relatórios de furos de captação de água (furo JK2, por exemplo, localizado em Deixa-o-Resto). Noutros casos, estes ressaltos poderão corresponder a embutimentos erosivos, formando terraços marinhos escalonados associados a tectono-eustatismo.

Para W da falha de Deixa-o-Resto, à latitude desta povoação, os sedimentos marinhos pliocénicos assentam sempre sobre rochas da formação de Alcácer do Sal, sobre uma superfície de erosão que apresenta uma regularidade semelhante àquela observada a S, sendo

apenas localmente interrompida pela existência de desníveis provocados por falhas. Por seu lado, os sedimentos marinhos da formação de Alcácer do Sal depositaram-se também sobre uma superfície plana talhada em calcários do Jurássico (com variações altimétricas locais associadas a movimentos tectónicos), existindo sobreposição de duas plataformas marinhas. A plataforma de erosão talhada nos sedimentos miocénicos encontra-se frequentemente a cotas negativas, contrastando com a posição altimétrica da plataforma de abrasão regional observada no sector S.

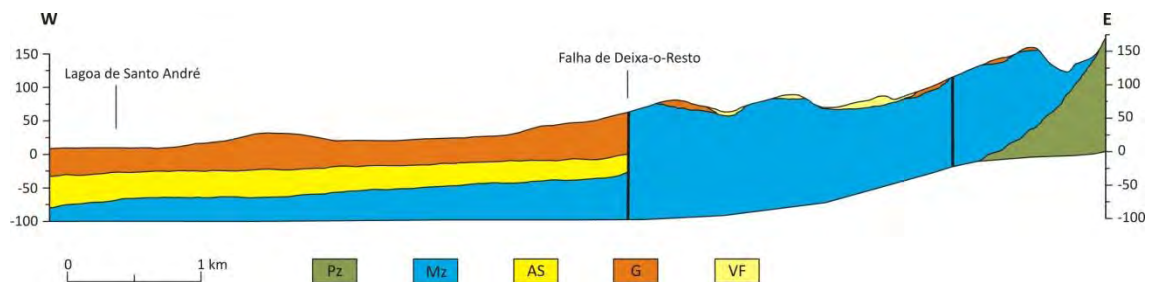


Figura 3.15 – Corte geológico no sector N. Pz, Paleozóico; Mz, Mesozóico; AS, formação de Alcácer do Sal; G, formação de Galé e sedimentos mais recentes indiferenciados; VF, formação de Vale Figueira. Localização na figura 3.13.

Para além da estruturação tectónica, outros factores parecem contribuir para a complexidade da plataforma existente neste sector, a E da falha de Deixa-o-Resto, tais como a variedade litológica sobre a qual actuou a erosão, promovendo uma resposta diferenciada aos agentes erosivos, e a intensa carsificação que afecta as rochas carbonatadas do Jurássico, responsável pelo desenvolvimento de morfologias irregulares com alguma alteração localizada das posições altimétricas originais.

O local onde melhor se observam em conjunto os dois membros da formação de Galé, e onde o membro continental apresenta maior espessura, é na arriba da praia da Galé (figura 3.1, 5; 38°12'10'' N/8°46'39'' W) (figuras 3.16 e 3.17), na área concessionada pelo parque de campismo com o mesmo nome e também com base na qual se atribuiu esta designação aos sedimentos aqui descritos. Na base da arriba observa-se o membro continental assentando sobre o arenito esverdeado fossilífero da formação de Alcácer do Sal. O contacto entre as duas unidades inclina para N fazendo com que a formação de Alcácer do Sal desapareça sob o membro continental da formação de Galé, formando um amplo canal talhado na formação miocénica, horizontalizando-se alguns metros a S.

O membro continental é caracterizado por um arenito alaranjado, principalmente constituído por grãos de quartzo médios e grosseiros, subrolados e subangulosos. Esta fracção

contém abundante feldspato. Neste corpo sedimentar observam-se vários clastos subangulosos (mais abundantes) e subrolados de quartzo, quartzito, grauvaque e feldspato, que se encontram dispersos no arenito em concentrações variáveis. Foi ainda observado um clasto bem rolado com cerca de 25 cm de diâmetro máximo, de uma rocha ígnea félsica em avançado estado de alteração. A existência deste clasto e de feldspatos que chegam a atingir 2 cm de eixo máximo sugere fontes relativamente próximas para estes materiais. Em alguns níveis observa-se uma intensificação da ferruginização, chegando a formar-se horizontes com crosta de ferro e manganês, situação bem expressa junto ao contacto com a formação de Alcácer do Sal. Existem ainda níveis centimétricos lutíticos. No topo do corte observam-se corpos em forma de canal constituídos por arenitos lutíticos de cores amareladas a esbranquiçadas.

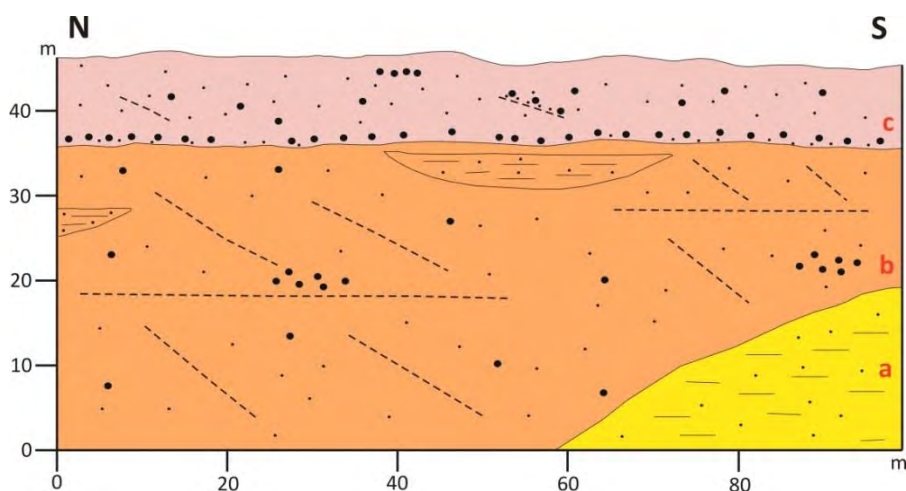


Figura 3.16 – Secção da arriba da praia da Galé, onde o membro continental (b) da formação de Galé, fluvial, forma um canal talhado na formação de Alcácer do Sal (a). No topo, a formação de Galé apresenta sedimentação de influência marinha (c).

As estruturas sedimentares existentes são pouco diversificadas mas abundam em todo o afloramento, observando-se principalmente estratificações horizontais e oblíquas, e estruturas em canal. Os feixes oblíquos tendem a inclinar para W e SW, com ângulos até 40°. Os canais são muito amplos, na ordem das dezenas de metros (figura 3.17A). A sua orientação sugere drenagens provenientes de E a NE, o que é compatível com a orientação dos feixes oblíquos.

A figura 3.17B mostra a existência clara de um corpo sedimentar distinto no cimo da arriba, menos ferruginizado, com cores rosadas/alaranjadas passando a esbranquiçado para o topo, atribuído ao membro marinho da formação de Galé, cuja base se encontra aqui a 35 m de cota. Atinge uma espessura máxima de cerca de 10 m nos pontos onde a falésia é mais alta.

É constituído por um arenito predominantemente quártzico com feldspato abundante, contendo muitos seixos e calhaus de quartzo e quartzito no geral bem rolados, e ainda alguns subangulosos. Encontram-se dispersos ou acumulados em níveis, materializando estratificação horizontal, e feixes oblíquos que chegam a inclinar cerca de 30° W. São também detectáveis minerais micáceos. A inexistência de arenitos contendo seixos bem rolados para o interior, no domínio das bacias do Baixo Tejo e Alvalade, e a sua existência ao longo de toda a planície litoral sob a extensa plataforma de abrasão regional, em aparente continuidade com o afloramento aqui descrito, sugerem influência marinha.

Neste local foi feita uma amostragem para datação do corpo sedimentar que constitui o topo da arriba (a cerca de 40 m de altitude) pelo método de isótopos cosmogénicos. A medição das razões isotópicas $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ em clastos de quartzo e quartzito (método da isócrona) forneceu uma idade de enterramento dos clastos de $4,5 \pm 0,34$ Ma.

6 km a N situa-se a praia da Raposa (Pinheiro da Cruz), também caracterizada pela presença de uma arriba litoral talhada na formação de Galé. Aqui não se distinguem com clareza os membros descritos na praia da Galé, existindo intercalações de sedimento de fácies estritamente fluvial com arenitos com seixo silicioso bem rolado, aparentemente de influência marinha dadas as características semelhantes às dos arenitos que cobrem toda a plataforma de abrasão regional. Parece, assim, verificar-se uma interdigitação entre os dois membros e mistura dos sedimentos que os caracterizam.

Ainda mais para N, numa exploração de areias situada junto à localidade de Carvalhal, na margem direita da Vala Real, observaram-se sedimentos semelhantes aos da praia da Raposa.

Para S da praia da Galé existem outras ocorrências interessantes da unidade, nomeadamente na praia de Fonte Cortiço (figura 3.1, 14; 38°3'16'' N/8°49'18'' W). Na arriba, a cerca de 6 m de cota, no rebordo onde se inicia o cordão dunar actual observa-se um aspecto menos comum do membro marinho. Intercaladas no arenito de praia com seixos e calhaus siliciosos bem rolados existem lenticulas de diatomito, cuja presença é realçada pela cor branca e granulometria mais fina, e que atingem uma espessura máxima próxima de 1 m. As diatomáceas que constituem este corpo correspondem a formas salobras (F. Abrantes, com. oral) provavelmente formadas em ambiente de laguna costeira, mostrando assim o carácter litoral da unidade, onde coexistem os processos de natureza marinha e continental. Por cima do corpo arenítico com diatomitos existem lutitos e arenitos lutíticos marmoreadas com tons que variam entre o amarelo, cinzento e o vermelho, não sendo claro se fazem parte

do mesmo conjunto ou se pertencem a outro episódio sedimentar distinto. A sondagem de Monte Paio detectou a presença de diatomitos a ≈ 10 m de cota, que corresponderá sensivelmente ao mesmo nível. Zbyszewski (1958) referiu a existência de diatomitos associados a águas salobras no Carvalhal, localidade que se situa junto ao litoral, 30 km para NNE, atribuindo-os ao Pliocénico.

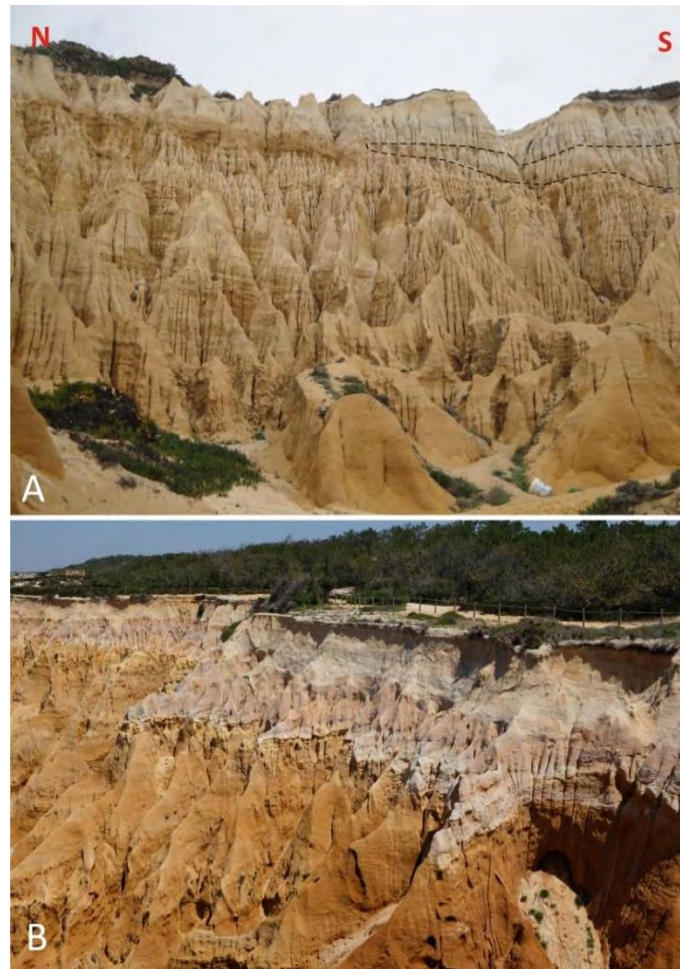


Figura 3.17 – Aspecto da formação de Galé na falésia da praia da Galé (figura 3.1, 5; $38^{\circ}12'10''$ N/ $8^{\circ}46'39''$ W). A, vista da base da praia, onde se podem observar feixes oblíquos e corpos em forma de canal preenchidos por arenitos lutíticos (a tracejado) do membro continental; B, topo da arriba da praia da Galé onde é visível o limite entre o membro continental (alaranjado) e o membro marinho (rosado a esbranquiçado) (Fotografia gentilmente cedida por A. Brum da Silveira).

O arenito da praia de Fonte Cortiço não é homogéneo. Em algumas partes da barreira existem dois corpos distintos, com um arenito médio a grosseiro ferruginizado, com algum feldspato, a abarrancar outro de grão mais fino e amarelado, contendo moscovite e feldspato. Os dois tipos de sedimento fazem parte do membro marinho da formação de Galé, devendo representar regimes de sedimentação distintos, provavelmente associados a variações sazonais das condições hidrodinâmicas.

8 a 10 km para SSW, no litoral que se desenvolve para N do cabo de Sines, na praia do Norte, (figura 3.1, 15; 37°58'27'' N/8°52'4'' W), esta situação torna-se clara pois o arenito mais fino, inferior, apresenta intercalações centimétricas e decimétricas do sedimento mais grosseiro. Aqui não foram identificados diatomitos. Com a aproximação ao maciço subvulcânico de Sines ocorrem nestes arenitos clastos grosseiros de rochas ígneas muito alteradas, dali provenientes. Quer estes sedimentos quer os da praia de Fonte Cortiço apresentam feixes de baixo ângulo inclinados para W.

A unidade pode ser observada ao longo de quase toda a área compreendida entre a linha de costa e a serra de Grândola, excepto nos locais em que se encontra coberta por materiais mais recentes. Entre as áreas de Melides e Deixa-o-Resto, por exemplo, existem diversos areeiros que constituem bons locais de observação. Mesmo onde não existem cortes a sua presença é detectável pela existência no chão dos seixos siliciosos bem rolados. Os sedimentos apresentam características constantes (muito semelhantes às fácies já descritas), com sedimentos bem trabalhados apresentando laminações horizontais e oblíquas a inclinar para W, sendo que as únicas variações se devem a: presença de corpos lutíticos intercalados; intercalações com arenitos conglomeráticos de fácies continentais, ricos em clastos bastantes angulosos; desenvolvimento de crostas de Fe e Mn, por vezes com espessuras consideráveis; existência de fácies muito grosseiras, com predomínio de blocos e calhaus rolados sobre os arenitos com seixo rolado.

Para além do afloramento da praia de Fonte Cortiço, a presença de materiais lutíticos só foi identificada em dois sítios, nos cortes do IC33, 2 km a SW da saída para Santiago do Cacém (figura 3.1, 16; 38°3'29'' N/8°42'59'' W) e numa antiga exploração de calcários jurássicos situada 2 km a S de Deixa-o-Resto (figura 3.1, 17; 38°3'15'' N/8°44'13'' W). Nestes locais existem no topo do arenito com seixo rolado corpos lenticulares lutíticos, com quantidades variáveis de fracção arenosa, apresentando cores esverdeadas e arroxeadas. Em ambos, a formação de Galé encontra-se coberta pela formação de Vale Figueira.

7.2.3 - Sector S

Corresponde ao sector litoral onde a atribuição de uma génese marinha à superfície de deposição da formação de Galé – a plataforma de abrasão regional – é mais facilmente reconhecível, tratando-se de uma superfície extremamente aplanada que se desenvolve para W dos relevos litorais, sempre talhada em rochas paleozóicas. A regularidade da morfologia desenvolvida no substrato é perceptível nas linhas de água que entalham a planície litoral,

onde este é exposto. É também nestes locais onde é possível observar frequentemente uma fina película de sedimentos marinhos que raramente ultrapassa um metro de espessura, que por sua vez se encontram muitas vezes cobertos por sedimentos de fácies continental (formação de Vale Figueira). Neste sector é também comum a existência de encrustamentos de Fe e Mn.

No seu conjunto, entre o rebordo interno e a sua posição litoral, a plataforma de abrasão apresenta inclinações médias que variam aproximadamente entre 0,5° e 1,7°. Contudo, os cortes geológicos efectuados transversalmente à planície litoral (figura 3.18) mostram detalhes da morfologia da plataforma de abrasão, distinguindo-se (principalmente no corte A três domínios distintos que serão designados por zona interna, intermédia e externa. A passagem de um domínio ao outro faz-se através de variações de declive na superfície do soco ou ressaltos altimétricos importantes.

Ao longo dos dois cortes observa-se uma cobertura sedimentar pouco espessa constituída por sedimentos geneticamente diferentes (formação de Galé e formação de Vale Figueira), representados de forma homogénea para realçar a superfície sobre a qual estes se depositaram. Os sedimentos marinhos, conglomeráticos e/ou areníticos, estão quase sempre presentes na base.

A zona interna corresponde a uma área estreita onde se localiza o rebordo interno da plataforma. Situa-se a cotas que variam entre os 80-100 m e os 120 m e a superfície de arrasamento do soco apresenta os valores de inclinação mais elevados, entre 1.5° e 3°. Em alguns locais a existência da plataforma é de difícil percepção devido à ausência de uma aplanagem perfeita e à forte incisão provocada pelo entalhe das linhas de água, sendo principalmente confirmada pela presença de sedimentos típicos de ambiente de praia a cotas relativamente uniformes. Estes, quando existentes, são constituídos por conglomerados de calhaus rolados, com clastos de quartzo, grauvaque e quartzito, contendo rochas vulcânicas ácidas nas áreas onde afloram materiais do Complexo Vulcano-silicioso do Cercal, e por arenitos com seixos siliciosos rolados. Existem ainda raros vestígios de blocos rolados de dimensão métrica. Junto ao rebordo interno é também comum a ocorrência de clastos/blocos angulosos, que testemunham sedimentação rápida junto a uma arribas rochosa em erosão. Um dos afloramentos mais expressivos e de maior espessura (2 a 3 m), nesta área, foi identificado no corgo da Casa Velha (figura 3.1, 18; 37°44'45'' N/8°42'19'' W), cobrindo a superfície inclinada do soco paleozóico entre os 95 m e os 110 m de altitude (figura 3.19).

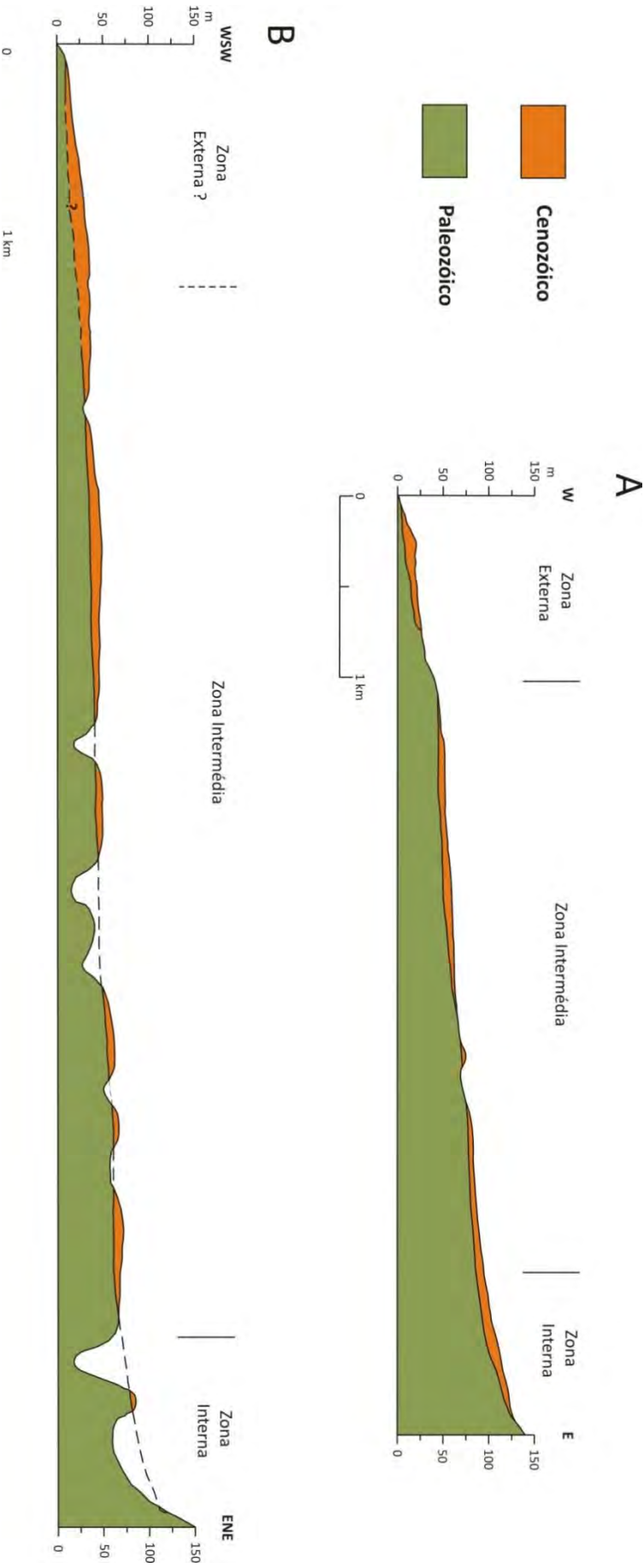


Figura 3.18 – Cortes geológicos efectuados transversalmente à planície litoral, no sector sul. Ver localização na figura 3.13.



Figura 3.19 – Aspecto do conglomerado de praia a 110 m de cota no rebordo oriental da planície litoral, no sopé da serra do Cercal (figura 3.1, 18; 37°44'45'' N/8°42'19'' W).

Esta zona interna termina a W com uma diminuição de declive, passando-se a uma área extensa onde a plataforma está muito bem regularizada, correspondendo à zona intermédia, apresentando uma descida de cotas gradual, com inclinações reduzidas que variam entre 0,4° e 0,9°. Os depósitos que a cobrem são semelhantes aos que ocorrem na área interna, apenas variando a proporção entre arenitos geralmente com seixo rolado e conglomerados, de local para local. Onde ambos coexistem, a fracção mais grosseira tende a concentrar-se na base, verificando-se uma diminuição de granulometria para o topo.

Na maior parte dos casos, como no local interceptado pelo corte da figura 3.18B, a cobertura sedimentar mais recente não permite observar a transição entre a zona intermédia e as arribas litorais. No entanto, em alguns locais (na área de Porto Covo/Ilha do Pessegueiro, por exemplo) verifica-se um desnível abrupto de 15 a 20 m na superfície do soco, interrompendo a regularidade da zona intermédia da plataforma. Passa-se assim a uma superfície erosiva rebaixada, embutida na anterior, também caracterizada pela existência de sedimentos marinhos na base. Corresponde à zona externa anteriormente referida, que termina a ocidente nas arribas litorais (corte da figura 3.18A), e estará já associada à génese de terraços marinhos quaternários (capítulo III.11).

Para S da área de Vila Nova de Milfontes, em ambas as margens do rio Mira, existe um sedimento essencialmente conglomerático, de fácies continental, que cobre a superfície arrasada do soco e uma película de sedimentos marinhos da formação de Galé. Corresponde à formação de Algoceira. Datações por isótopos cosmogénicos indicam uma idade de $4,6 \pm 0,2$ Ma para este depósito (ver capítulo III.8.2). Mais a S, ao longo da estrada N393 (Vila Nova

de Milfontes-Odemira) e nas imediações da ribeira de Vale Gomes e da localidade de Algoceira verifica-se uma situação inversa, com arenitos de seixo rolado, marinhos (fácies de Bugalheira da formação Aivados-Bugalheira proposta por Pereira, 1990), a cobrir conglomerado continental da mesma formação. Verifica-se assim a existência de interdigitação entre uma formação sedimentar de carácter continental e outra de fácies marinha, com recobrimento (*onlap*) costeiro a topo.

Não se realizou cartografia geológica nem estudos de detalhe da formação de Galé e da plataforma de abrasão regional para S da região de Vila Nova de Milfontes, embora tenham sido feitos alguns reconhecimentos de campo até à área de São Teotónio, para caracterização das deformações tectónicas. As observações corroboram as descrições efectuadas por Feio (1951) e Pereira (1990). A plataforma encontra-se aí em posição mais elevada, atingindo cotas acima dos 200 m na sua zona interna, como por exemplo junto ao vértice geodésico Moita (6 km a SE de São Teotónio), onde existem vestígios de arenitos com seixos rolados de quartzo. Identificam-se também deslocamentos altimétricos da plataforma, associados a falhas, sendo o mais expressivo o *horst* de São Teotónio.

7.3 - Discussão

A formação de Galé compreende depósitos essencialmente marinhos/litorais. No sector N, o denominado membro continental corresponderá a uma fácies distal, bem desenvolvida, de um sistema fluvial, provavelmente representando a evolução de um importante rio para um ambiente deltaico, como indicam as intercalações e mistura de depósitos marinhos e as dimensões das estruturas sedimentares. A grande extensão que se observa ao longo das arribas do litoral e areeiros (cerca de 13 km, entre a praia da Galé e Carvalhal) mostra tratar-se de um sistema fluvial de grande importância, formando amplo canal que se desenvolve para N da praia da Galé, ravinando a formação de Alcácer do Sal. A sua posição espacial, cobrindo os sedimentos marinhos miocénicos da formação de Alcácer do Sal, é a mesma da formação de Ulme nesta região. Propõe-se que o membro continental da formação de Galé constitua uma fácies distal da formação de Ulme, podendo ser equivalente à formação de Santa Marta (equivalente lateral da formação de Ulme na península de Setúbal), representando então a sedimentação fluviodeltaica no sector vestibular da bacia do Baixo Tejo.

A existência de feldspatos grosseiros, bem conservados, e de vestígios de rochas ígneas ácidas aponta para uma contribuição importante de drenagens provenientes de E, dos

terrenos ígneos da Zona de Ossa Morena que afloram na área do Torrão, onde existem rochas graníticas em que os fenocristais de feldspato são abundantes (Gonçalves e Antunes, 1992). Este cenário implica influência das drenagens da bacia de Alvalade, que confluíam com as da bacia do Baixo Tejo. Existe ainda a possibilidade de uma área fonte localizada mais a NE, como as rochas ígneas localizadas ao longo da margem esquerda da bacia do Baixo Tejo, nomeadamente na área da serra de Monfurado. De facto, Azevêdo (2006) referiu a existência de uma fácies grosseira da formação de Santa Marta contendo feldspatos até 1 cm de diâmetro no sector SE da península de Setúbal, tendo-lhe atribuído esta proveniência. São necessários estudos de proveniência mais detalhados para se responder a esta questão.

Admite-se que a inclusão deste membro numa unidade sedimentar em conjunto com os depósitos marinhos da formação de Galé possa não ser definitiva (integrando-a na formação de Ulme?), porém esta parece justificada enquanto não se realizarem mais estudos, nomeadamente estudos de sedimentologia comparando estes sedimentos com os das formações de Santa Marta e Ulme, caracterizando-os para montante. As relações cartográficas e “de campo” não são evidentes devido à existência de extensa cobertura dunar para E da costa, chegando à dezena de km. A verificar-se esta correlação, considerando a idade obtida para os sedimentos de topo da arriba da praia da Galé, a idade da base das formações de Ulme e Santa Marta, que tem vindo a ser atribuída ao final do Zancleano (e.g., Azevêdo, 2006; Cunha *et al.*, 2009; Pais *et al.*, 2012) poderá ser mais antiga.

As descrições efectuadas sugerem que a deposição do membro marinho se deu em ambiente de plataforma marinha silicicástica, existindo principalmente registos de deposição em ambiente de praia e plataforma de pequena profundidade. A existência de sedimentos lagunares (testemunhada pela presença de diatomitos) e fluviais intercalados mostra esta dinâmica costeira, sensível às oscilações do nível do mar.

Como tem vindo a ser reforçado, a formação de Galé depositou-se sobre uma extensa plataforma de abrasão marinha, que tem vindo a ser considerada pliocénica (Feio, 1951; Pereira, 1990), contemporânea dos sedimentos de fácies marinha que a cobrem. A sua idade é, todavia, incerta, sendo obrigatoriamente anterior ou penecontemporânea dos sedimentos que a cobrem. No sector N, os sedimentos pliocénicos cobrem uma superfície aplanada talhada na formação de Alcácer do Sal, que, admite-se, poderá ter começado a ser talhada ainda no Miocénico, possivelmente em relação com a transgressão Messiniana que proporcionou a sedimentação marinha que caracteriza a formação de Esbarrondadoiro. No sector S não existem sedimentos miocénicos preservados, contudo, dada a sua extrema regularidade,

considera-se que a forma erosiva regional que se desenvolve para S de Sines poderá ter começado a ser gerada ainda no Miocénico durante níveis eustáticos altos, em relação com as transgressões que proporcionaram a sedimentação das formações marinhas miocénicas.

Existem algumas diferenças entre as interpretações aqui efectuadas e as de Pereira (1990), no que se refere à formação Vermelha e à formação de Aivados-Bugalheira. Como vimos, Pereira (1990) considerou a existência de duas fácies contemporâneas para a primeira, uma ocorrendo na zona de sopé da serra do Cercal (fácies de Foro), de ambiente litoral mas não marinho, e outra, mais para W que seria a praia correspondente (fácies de Incenso). Estes materiais, para o interior, estariam em continuidade com os sedimentos fluviais da formação de Alvalade, o que implicaria um levantamento do relevo marginal posterior à sua deposição, ou seja, após o Pliocénico. Os trabalhos de campo efectuados no decorrer deste estudo confirmaram a existência de sedimentos com as características da fácies de Incenso ao longo de praticamente todo o sopé da serra, muitas vezes acompanhando as suas irregularidades principais, o que significa que estes sedimentos se depositaram acomodando-se à forma de um relevo (antiga arriba) já existente. Assim, a vertente ocidental das serras actuaria como arriba costeira encostada à qual existiriam praias, que recebiam contributos sedimentares directamente da vertente e por deriva litoral.

Em alguns locais foram também identificados arenitos vermelhos semelhantes ao “arenito de Foro”, intercalados com sedimentos mais lutíticos e/ou conglomeráticos, a cobrir arenitos e conglomerados rolados de praia, correspondentes à fácies de Incenso/membro marinho da formação de Galé. Estas observações levam-nos a incluir o “arenito de Foro” na formação de Vale Figueira, de idade posterior (capítulo III.10).

A formação de Aivados-Bugalheira é também alvo de diferente interpretação. As observações efectuadas dos arenitos da fácies de Aivados, junto ao litoral (zona externa da plataforma de abrasão regional), sugerem que estes fazem parte de corpos sedimentares já embutidos na plataforma em que assenta a formação de Galé, tratando-se de terraços marinhos do Plistocénico Médio (capítulo III.11). Por seu lado, a fácies de Bugalheira apresenta as características típicas do membro marinho da formação de Galé, sendo aí incluída, logo é aqui interpretada como sendo mais antiga que o “arenito de Aivados.

A existência de pelo menos dois registos marinhos (fácies de Incenso e de Bugalheira) importantes interrompidos por episódio de deposição subaérea (“Leques Aluviais Inferiores”) identificados por Pereira (1990) é corroborada neste trabalho. Estes episódios transgressivos distinguem-se na zona intermédia da plataforma no sector localizado entre Vila Nova de

Milfontes e Odemira. No sector N não foi possível efectuar cartograficamente esta distinção e atribui-se à formação de Galé toda a sedimentação marinha posterior à formação de Melides (capítulo III.5) e anterior à formação de Vale Figueira, representando assim uma evolução diacrónica da sedimentação, espacialmente controlada pelos avanços e recuos da linha de costa de então. Os corpos sedimentares de influência continental, representada a N por ambiente fluviodeltaico associado a uma sistema fluvial importante (membro continental) e a S por um sistema aluvial local (formação de Algoceira) terão uma relação de interdigitação com a sedimentação marinha e poderão, eventualmente, ser correlativos, associados a episódio regressivo. Por outro lado, dadas as características do membro continental da formação de Galé, a sua ocorrência não implica necessariamente uma descida eustática expressiva e pode também ser explicada por progradação de um sistema deltaico relacionado com forte incremento no fornecimento sedimentar.

Por a fácies marinha da formação de Galé se tratar de uma unidade cuja sedimentação oscilaria em torno da cota de 0 m contemporânea, o seu posicionamento estratigráfico deve ter em conta as oscilações eustáticas. São numerosos os estudos dedicados a este tema abrangendo o Pliocénico e o Plistocénico (e.g., Haq *et al.*, 1987; Miller *et al.*, 2005, 2011, 2012; Dwyer e Chandler, 2009, Raymo *et al.*, 2009), no entanto existe ainda uma grande disparidade relativamente às curvas eustáticas, principalmente na amplitude das regressões e transgressões marinhas. As incertezas e falta de consenso aumentam consideravelmente para idades anteriores ao Plistocénico.

As diferenças entre as várias curvas devem-se a diversas variáveis cujo estudo compreende por si só distintas áreas de investigação que se afastam muito do estudo aqui proposto. Vários trabalhos têm utilizado a curva eustática global de Haq *et al.* (1987) como principal referência para as variações eustáticas do nível do mar a escala cronológica longa (da ordem do “andar” ou “época”). Contudo, apesar de esta ser de forma geral concordante com trabalhos mais recentes, a amplitude dos picos eustáticos encontra-se muito sobrestimada pois não considera os efeitos da compactação sedimentar e da subsidência tectónica (Kominz, 2001; Miller *et al.*, 2011).

Miller *et al.* (2005) apresentaram um registo contínuo das variações eustáticas globais para os últimos 100 Ma. Na figura 3.20 apresenta-se um excerto da curva eustática proposta por esses autores desde os 7 Ma até à actualidade. A comparação com a curva de Haq *et al.* (1987) evidencia várias semelhanças na posição cronológica dos picos transgressivos e regressivos. Vários estudos (e.g., Dwyer e Chandler, 2009; Naish e Wilson, 2009; Raymo *et*

al., 2009, 2011; Miller *et al.*, 2012) debruçaram-se sobre as variações eustáticas ocorridas durante o “Período Quente do Pliocénico médio” (tradução literal de *Mid-Pliocene Warm Period*), compreendido entre os 2,9 e 3,3 Ma, alargando por vezes o espectro de dados para o Plistocénico inicial e para o restante Pliocénico. De forma geral, os resultados apresentados corroboram as amplitudes apresentadas na curva sugerida por Miller *et al.* (2005) para este intervalo de tempo, pelo que esta será, no presente estudo, tomada como referência para considerações de carácter estratigráfico (e tectónico, no capítulo IV).

Os sedimentos marinhos datados no topo da arriba da praia da Galé são compatíveis com os picos transgressivos pliocénicos ocorridos há 4,3 Ma, 4,5 Ma e 4,8 Ma que se observam na figura 3.20. Poderá admitir-se que os sedimentos que se encontram cobertos pela unidade datada de $4,6 \pm 0,2$ Ma, na área de Vila Nova de Milfontes, estejam associados aos picos transgressivos pliocénicos $\geq 4,5$ Ma. Os dados geocronológicos obtidos não serão representativos de todo o período temporal em que se deu a deposição da formação de Galé, apenas constringendo localmente a sua idade. A idade referida para a praia da Galé é relativa a um sedimento próximo da base de um corpo sedimentar de características marinhas, mostrando naquele local uma tendência de nível eustático alto, desconhecendo-se o seu alcance para o interior.

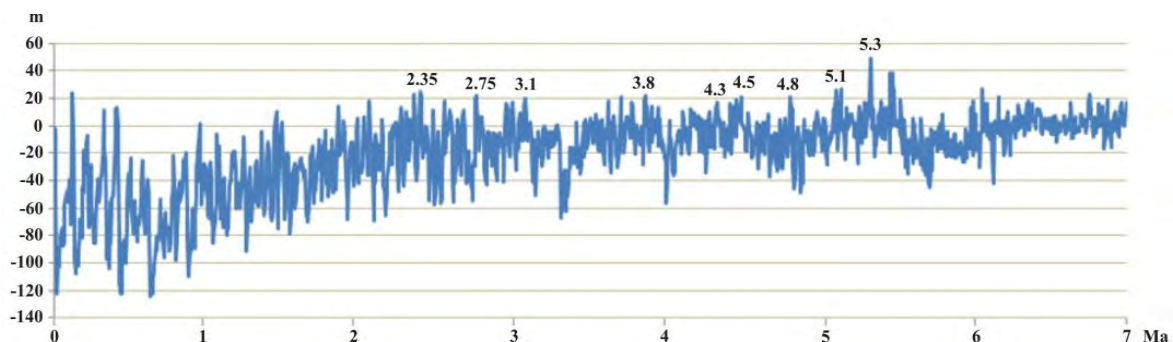


Figura 3.20 – Excerto da curva eustática proposta por Miller *et al.* (2005), para os últimos 7 Ma. Dados disponibilizados por Kenneth G. Miller em <http://geology.rutgers.edu/stratigraphy-news/19-people/faculty/242-kenneth-g-miller>.

A transgressão mais expressiva representada nos modelos eustáticos terá ocorrido no início do Zancleano, há cerca de 5,3 Ma. Sendo este o pico eustático de maior amplitude (aproximadamente 50 m, segundo Miller *et al.*, 2005), é provável que esteja representado no registo geológico e que, num contexto de levantamento tectónico (capítulo IV.3.1), tenha sido responsável pelo entalhe da plataforma no seu rebordo interno, junto aos relevos litorais e a cotas mais elevadas, e pela deposição dos sedimentos marinhos aí existentes. Embora não

tenham ainda sido aplicados métodos de datação a estes sedimentos, a posição estratigráfica da unidade na área de Melides, superior à formação de Melides, aqui atribuída ao Messiano por motivos já discutidos (capítulo III.5), sugerem que o limite inferior da unidade não recue além da base do Pliocénico.

O limite estratigráfico superior da formação de Galé é incerto. A sedimentação marinha pliocénica na área da planície litoral estará associada a mais do que um evento transgressivo, como indicam algumas intercalações de sedimentos continentais, e é admissível que tenha continuado pelo menos até ao “Período Quente do Pliocénico médio”, há ≈ 3 Ma. É certamente inferior à formação de Vale Figueira, unidade que, na região, precede a incisão fluvial quaternária que se terá iniciado, provavelmente, a partir do final do Gelasiano, como propuseram Cunha *et al.* (2009) e Pais *et al.* (2012) para as bacias do Baixo Tejo e Mondego. Parece ser de aceitação geral que a passagem do Pliocénico ao Plistocénico é caracterizada por um arrefecimento generalizado (e.g., Raymo, 1994; Zachos *et al.*, 2001), verificando-se a ocorrência de importantes glaciações a partir de idades próximas dos 2,6-2,5 Ma, nomeadamente o desenvolvimento das calotes glaciares do hemisfério norte (e.g., Shackleton *et al.*, 2000; Maslin *et al.*, 2001; Lawrence *et al.*, 2001; Miller *et al.*, 2005), o que eventualmente poderia corresponder à interrupção da sedimentação marinha da formação de Galé.

Existem semelhanças entre a coluna sedimentar da praia da Galé e a da arriba fóssil da Costa da Caparica (e de outros pontos no litoral da península de Setúbal), em parte constituída pela formação de Santa Marta e pelo “Conglomerado de Belverde”. A primeira corresponde na maior parte dos casos a arenitos fluviais finos a grosseiros, com feixes de estratificação entrecruzados e estruturas em canal, e foram datadas de 3,8 Ma por $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em conchas de ostreídeos identificados em níveis argilosos intercalados nos arenitos, a S da lagoa de Albufeira (Azevêdo, 2006). Sobre a formação de Santa Marta assenta o “Conglomerado de Belverde”, consistindo num conglomerado grosseiro de tons esbranquiçados com clastos rolados, ao qual foi atribuída uma génese fluvial com posterior remobilização marinha, com base nas suas características de calibração e rolamento (Azevêdo *et al.*, 1979). Nesta unidade foi identificada indústria lítica do tipo *pebble culture* que os autores atribuíram à base do Vilafranquiano Médio ($\approx 2,5$ - $2,6$ Ma), embora não exista ainda consenso na bibliografia sobre um intervalo de idade preciso para este tipo de indústria lítica. Sobre o “Conglomerado de Belverde” assenta em inconformidade a formação de Marco Furado, que tem vindo a ser

considerada um sedimento de leque aluvial, cuja idade admitida neste trabalho (ver capítulo III.9.1) é congruente com a interpretação de Azevêdo *et al.* (1979).

Comparando as duas colunas, o corpo sedimentar inferior da arriba da praia da Galé, fluvial, poderá ser correlacionado com a formação de Santa Marta, e a parte superior da arriba, de influência marinha, com o “Conglomerado de Belverde”. Em ambas as situações, os depósitos considerados assentam sobre Miocénico marinho, de idade Serravaliano/Tortoniano (a formação de Alcácer do Sal na praia da Galé, e os “Depósitos de Ribeira da Lage” na península de Setúbal). Encontram-se também frequentemente cobertos por unidades atribuídas ao Plistocénico (a formação de Vale Figueira no litoral alentejano e a formação de Marco Furado na península de Setúbal).

Apesar desta compatibilidade na comparação das duas sucessões sedimentares existe uma disparidade nas idades absolutas obtidas, sendo os sedimentos de topo da arriba da praia da Galé $\approx 0,4-1$ Ma mais antigos que a formação de Santa Marta na península de Setúbal. As unidades foram datadas recorrendo a um único método, distintos, sendo necessários novos estudos geocronológicos (recorrendo a métodos diferentes) para se perceber se as diferenças se devem a constrangimentos das metodologias de datação.

Com base nos dados apresentados e nos reconhecimentos geológicos efectuados, considerando as relações espaciais entre as diferentes unidades no contexto da sedimentação pliocénica em Portugal parece ser então correcta a correlação parcial da formação de Galé com a formação de Santa Marta e com o “Conglomerado de Belverde”, assim como com as formações de Ulme e Serra de Almeirim. A deposição da formação de Galé ter-se-á iniciado anteriormente, associada às primeiras e mais expressivas transgressões zancleanas (pico aos 5,3 Ma?). Neste estudo admite-se que a sedimentação marinha tenha terminado entre os 3-2,6 Ma como consequência de arrefecimento climático. Estas considerações não estão totalmente de acordo com o valor de 1,8 Ma proposto por Cunha *et al.* (2009) e Pais *et al.* (2012) para o tecto da formação de Alvalade e “Conglomerado de Belverde”, idade também atribuída ao início da incisão fluvial quaternária. Uma vez que sobre as unidades referidas assentam as formações de Panóias e Marco Furado, respectivamente, unidades que antecedem este episódio da morfogénese, o fim da sedimentação da formação de Alvalade e do “Conglomerado de Belverde” deverá ter ocorrido anteriormente. O mesmo sucede na área aqui considerada, em que a formação de Vale Figueira (anterior ao início do entalhe da drenagem actual) assenta sobre a formação de Galé. Na síntese das SLD proposta por Cunha *et al.* (2000), é feita correlação da formação de Panóias com o nível Mora-Lamarosa, nível de

erosão correlativo do primeiro episódio da gliptogénese quaternária (terraço T1) na bacia do Baixo Tejo (Martins, 1999, 2001). Nos estudos aqui efectuados as formações de Panóias e Vale Figueira encontram-se em posição culminante, não se tendo identificado indícios da sua correlação com episódio antigo da génese da drenagem actual.

Assim, a formação de Galé enquadra-se na SLD 13 (Cunha, 1992; Cunha *et al.*, 1993). No entanto, a rotura sedimentar que caracteriza a base desta tem sido posicionada no final do Zancleano ($\approx 3,7$ Ma) (e.g., Cunha *et al.*, 2009; Pais *et al.*, 2012) com base em associações faunísticas e datações de moluscos por $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pertencentes à Formação de Carnide, bacia do Mondego (Cachão, 1989, 1990; Silva *et al.*, 2010). As idades obtidas por isótopos cosmogénicos e as considerações daí decorrentes implicam que nesta zona o limite inferior desta SLD seja mais antigo, recuando ao Zancleano inferior. A unidade litostratigráfica termina em sedimentação de fácies marinha e não atingirá o topo da unidade alostratigráfica.

A extensa plataforma hoje observada, onde assenta a unidade aqui discutida, corresponderá portanto a uma forma erosiva construída ao longo de um período de tempo longo, provavelmente desde o Miocénico, tendo vindo a ser totalmente ou parcialmente reocupada e retocada ao longo do Pliocénico, sendo desta idade os sedimentos que a cobrem. As suas características indicam isso mesmo, apresentando fácies de praia desde o seu rebordo interno até praticamente à linha de costa actual. A formação de Galé representa uma sedimentação heterócrona, relacionada com diversos níveis eustáticos decorrentes das oscilações ocorrentes durante o Pliocénico, embora as superfícies de erosão que a delimita, no topo e na base, possam ter carácter isócrono. A posição altimétrica dos sedimentos marinhos, em alguns casos bastante superior às amplitudes de transgressões estipuladas na bibliografia, indica movimentos tectónicos positivos posteriores ou contemporâneos ao período de deposição. Este dado, em conjunto com a tendência de diminuição da amplitude dos picos transgressivos ao longo do Pliocénico, sugere idade de forma geral mais antiga para os sedimentos localizados mais a E, a cotas mais elevadas, e mais recente para aqueles situados para W.

A denominação aqui atribuída à unidade, formação de Galé, poderá não ter carácter definitivo, tendo a sua escolha resultado de uma análise com abordagem relativamente local. Se numa eventual prossecução de estudos se justificar a separação do membro continental, integrando-o nas formações de Santa Marta ou Ulme, poderá encontrar-se uma denominação mais generalista para o membro marinho que represente a sedimentação marinha pliocénica ocorrida no domínio da planície litoral, no sector que se estende entre as áreas de Tróia e

Sagres. Admite-se que poderá vir a ser correcta a utilização do termo “Bugalheira” (de Pereira, 1990) para a sedimentação marinha placenciana (segundo registo transgressivo) que ocorre no litoral SW, embora, pelas razões já expostas, “desmembrando” a unidade proposta por Pereira (1990) através da exclusão dos sedimentos da fácies de Aivados.

8 - formação de Algoceira

8.1 - Introdução e caracterização geral

A formação de Algoceira corresponde a um episódio sedimentar de carácter local, com características particulares que justificam a sua individualização. A única referência identificada na bibliografia publicada é a de Pereira (1990), no seu estudo de geomorfologia dedicado à planície litoral do Alentejo e Algarve ocidental. A autora incluiu estes sedimentos na unidade a que chamou “Leques Aluviais Inferiores”, considerando tratarem-se de depósitos vilafranquianos de tipo “raña” (equivalentes das formações de Panóias e Marco Furado, por exemplo, das bacias de Alvalade e Baixo Tejo, respectivamente). A formação de Algoceira é uma unidade de carácter exclusivamente continental constituída por conglomerados grosseiros com frequente estruturação fluvial, com alguns lutitos intercalados. Os estudos efectuados sugerem uma relação de interdigitação com a sedimentação marinha da formação de Galé.

Na cartografia geológica publicada está indiferenciada de outras unidades pliocénicas e plistocénicas, com as seguintes designações: “Areias, arenitos e cascalheiras do litoral do Baixo Alentejo”, na Carta Geológica de Portugal, escala 1/500 000 (Delfim de Carvalho, 1992); “Areias, arenitos e cascalheiras do litoral do Baixo Alentejo e do Vale do Sado”, na Folha 7, escala 1/200 000 (Oliveira, 1984).

8.2 - Ocorrências e afloramentos

A unidade foi identificada entre as localidades de Odemira e Vila Nova de Milfontes, ocorrendo com maior representatividade na margem esquerda do rio Mira embora também tenha sido identificada a E deste. Apresenta-se na maior parte dos locais como uma película de depósito até um máximo de 5 m de espessura, que cobre a superfície arrasada do soco, planar, a cotas que variam entre os 40 m e os 70 m. É comum existirem vestígios da unidade marinha formação de Galé na sua base, ou a incorporação dos seus clastos, também detectáveis na parte inferior dos afloramentos.

Na figura 3.21 representa-se a sua distribuição espacial, considerando a área aflorante e a ocorrência sob outras unidades.

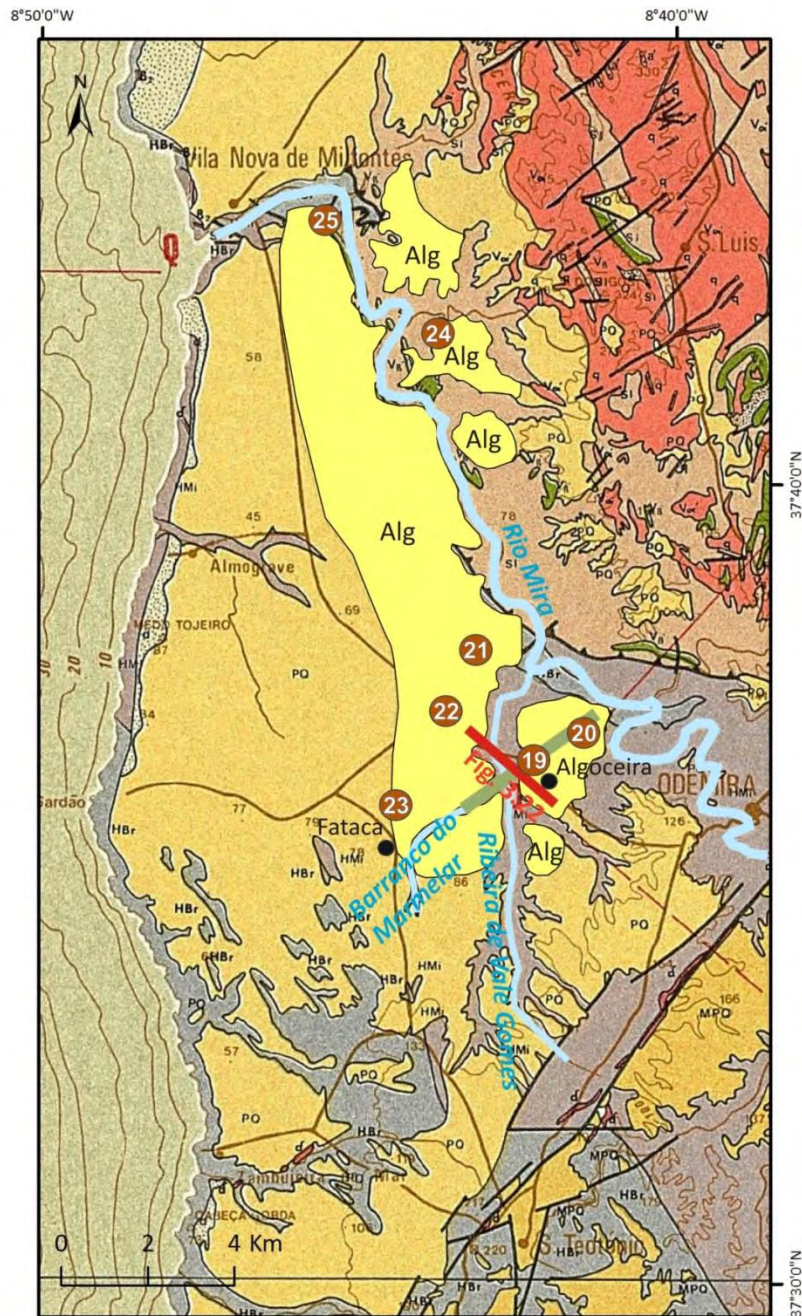


Figura 3.21 – Excerto da Folha 7 da Carta Geológica de Portugal na escala 1/200 000 (Oliveira, 1984), evidenciando a distribuição espacial da formação de Algoceira (Alg), compreendendo a área aflorante e a ocorrência sob outras unidades, a localização dos pontos de observação referidos no texto e localização do corte geológico da figura 3.22. A linha verde representa a posição e a extensão aproximada de paleovale talhado na plataforma de abrasão regional, de acordo com os reconhecimentos efectuados. Unidades representadas: Si/Vβ/Vα, Complexo Vulcano-silicioso do Cercal; HMi, formação de Mira (Paleozóico); Hbr, formação de Brejeira (Paleozóico); PQ, Pliocénico-Quaternário; MPQ, Miocénico-Pliocénico-Quaternário indiferenciados.

A área de Algoceira é onde se encontram as melhores exposições e existem as maiores espessuras, que chegam a atingir valores próximos dos 40 m, devido ao carácter ravinante que apresenta. Onde a estrada N393 cruza a ribeira de Vale de Gomes, a unidade desenvolve um grande paleocanal encaixado nas rochas metassedimentares do Paleozóico (figura 3.22) (figura 3.21, 19; 37°36'27'' N/8°42'27'' W). O encaixe é de cerca de 30 m, pois os

sedimentos assentam directamente sobre o soco aos ≈ 30 m no interior do vale e aos ≈ 60 m nas margens deste, correspondendo a última à cota da plataforma de abrasão regional nesta zona. Aos ≈ 70 m de cota a formação de Algoceira é interrompida por um limite erosivo, planar e subhorizontal, correspondente à passagem para os arenitos marinhos com seixo rolado e que testemunham novo episódio transgressivo. Tentou-se perceber a continuidade do canal através da identificação dos sedimentos encaixados na plataforma de abrasão regional, tendo sido reconhecido ao longo de cerca 3 km (linha verde na figura 3.21) numa direcção NE-SW. Aparentemente (não foi feita cartografia de pormenor nesta zona), na zona da povoação de Fataca já não existe encaixe e a plataforma de abrasão está sempre a cotas de 50 a 60 m.

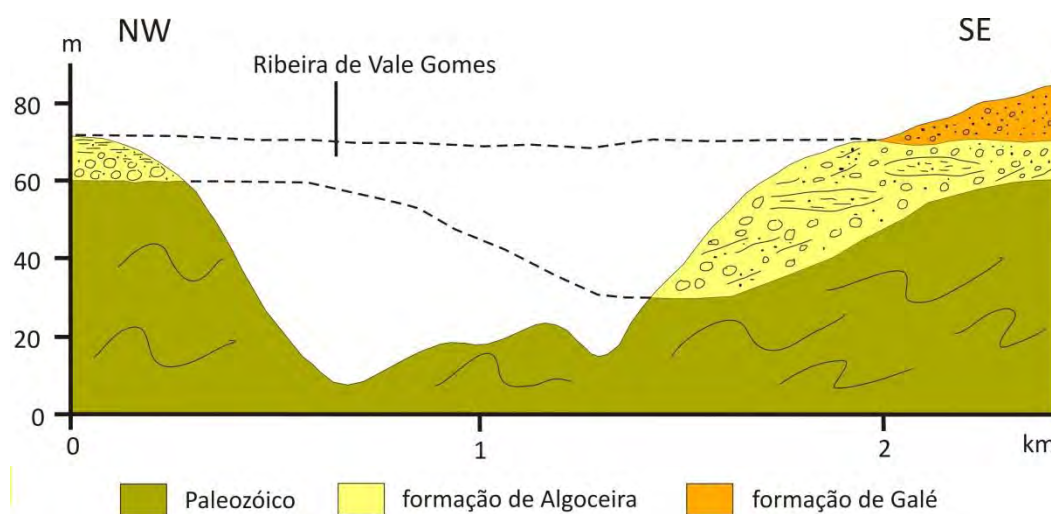


Figura 3.22 – Corte geológico mostrando o encaixe da formação de Algoceira no substrato paleozóico, junto à ribeira de Vale Gomes (Localização na figura 3.21).

Nos areeiros existentes na área (figura 3.21, 20; $37^{\circ}36'59''$ N/ $8^{\circ}41'25''$ W), junto à estrada N393 (margem oriental da ribeira de Vale de Gomes) e a um caminho secundário que segue para NE da localidade (a 1,5 km desta) observa-se um conglomerado heterométrico, de aspecto geral grosseiro e subanguloso a subrolado, contendo clastos de quartzo, quartzito e algum grauvaque, com o eixo maior a atingir cerca de 20 cm de comprimento máximo. As cores são de tons amarelados, ocres. O sedimento não é homogéneo, apresentando intercalações de níveis de granularidade mais fina, areníticos com seixos. Existem ainda corpos lenticulares lutíticos, de cor rosada com laivos esbranquiçados (figura 3.23). Trata-se de um sedimento estruturado, com canais erosivos e feixes conglomeráticos inclinando aproximadamente 15° para W/NW. É frequente apresentar-se mais maciço, menos estruturado, a topo. Estes afloramentos posicionam-se em posição elevada dentro do paleovale, encostados à sua vertente SE.

Próximo do km 2 da estrada CM1125 (na cabeceira do corgo das Atabuas; figura 3.21, 21; 37°37'51'' N/8°43'20'' W), num pequeno areeiro, a unidade é semelhante à descrição anterior, com feixes conglomeráticos a inclinar cerca de 20° para NW, situa-se já em posição marginal ao paleovale, sobre a plataforma de abrasão. Neste local, desenvolve-se na base do depósito uma crosta ferruginosa. No topo do afloramento é também mais ferruginizada, conferindo-lhe tons mais avermelhados e escuros que nas situações anteriores. 700 m a E deste local, seguindo o caminho para o Monte de Cuba, existe uma superfície aplanada aos 30-40 m de altitude, rebaixada relativamente à plataforma, onde está preservado arenito ferruginoso, de cor vermelha. Este sedimento, por comparação de fácies, não parece ser correlacionável com a formação de Algoceira.

Na área localizada a W da ribeira de Vale de Gomes e N do barranco de Marmelar, o depósito conglomerático passa, a topo e lateralmente, a um corpo lutítico de tons vermelhos a amarelados e esbranquiçados sobre o qual se desenvolve uma crosta ferruginosa. O aspecto deste sedimento é semelhante às intercalações finas que existem no depósito conglomerático. As melhores exposições ocorrem próximo da intersecção das estradas N393 e CM1125 (figura 3.21, 22; 37°37'11'' N/8°43'42'' W), e entre os kms 2 e 3 da estrada N393-1 (figura 3.21, 23; 37°36'3'' N/8°44'43'' W). Nestes locais identificam-se ainda os arenitos com seixos de génese marinha a cobrir o depósito fino. Embora aqui a unidade termine, a topo, num episódio de deposição de finos, tal parece limitar-se a uma área marginal à área aflorante da sedimentação grosseira.



Figura 3.23 – Aspecto da formação de Algoceira na zona de Algoceira (figura 3.21, 20; 37°36'59'' N/8°41'25'' W), mostrando sedimento conglomerático, arenítico e lutítico, com estruturação fluvial. O tracejado indica a base de um canal.

Para E e SE de Vila Nova de Milfontes reconhecem-se nas duas margens do rio Mira sedimentos com características semelhantes, aparentando continuidade com os depósitos descritos na área de Algoceira. Na margem direita deste rio, 500 m para E do vértice geodésico Vaca (figuras 3.1 e 3.21, 24; 37°42'3'' N/8°43'23'' W) o sedimento é idêntico aos de Algoceira, com um conglomerado de quartzo contendo algum quartzito e grauvaque, com uma lenticula de lutito rosado a esbranquiçado intercalada. Na base do depósito, cobrindo o soco, existe uma película de seixos de quartzo rolados da unidade marinha (formação de Galé).

Na margem oposta, 1,8 km a ESE de Vila Nova de Milfontes (figuras 3.1 e 3.21, 25; 37°43'19'' N/8°45'27'' W), existem boas exposições em afloramento. Corresponde a um conglomerado muito grosseiro e heterométrico, de aspecto geral subrolado, essencialmente constituído por clastos de quartzo e grauvaque, contendo também algum quartzito. Apresenta alguma matriz arenosa e fina, e encontra-se em geral muito ferruginizado, chegando mesmo a desenvolver uma espessa crosta na base. O depósito mostra alguma estruturação interna, com estratificação por vezes horizontal mas com uma tendência geral de inclinação para WNW, e com alguns feixes oblíquos também pendentes nesse sentido. Tem uma espessura máxima de cerca de 10 m, e assenta sobre a superfície arrasada do soco paleozóico à cota de 45 m. Na base ocorrem vestígios de um conglomerado de calhaus bem rolados, provavelmente de fácies marinha, que poderão ter sido remobilizados da formação de Galé. Embora o aspecto geral seja um pouco diferente dos afloramentos de Algoceira, tal atribui-se à intensa ferruginização, uma vez que nas imediações deste local existem, na mesma posição estratigráfica e morfológica, sedimentos idênticos aos atrás descritos.

Neste local foi feita uma amostragem para datação do sedimento pelo método de isótopos cosmogénicos. A medição das razões isotópicas $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ em clastos de quartzo e quartzito (método da isócrona) forneceu uma idade de enterramento dos clastos de $4,6 \pm 0,2$ Ma (figura 3.24).

Na região de Vila Nova de Milfontes nunca foi observada em afloramento a sobreposição dos arenitos marinhos com seixos nestes depósitos grosseiros. No entanto, nas imediações do Monte da Caldeira (margem direita do rio Mira) identificaram-se alguns seixos rolados de quartzo sobre a superfície que se desenvolve na formação de Algoceira, podendo ser vestígios do segundo episódio marinho, cujos sedimentos já terão sido erodidos.



Figura 3.24 – Aspecto do sedimento amostrado para datação de soterramento pelo método de isótopos cosmogénicos, na região de Vila Nova de Milfontes (figuras 3.1 e 3.21, 25; 37°43'19'' N/8°45'27'' W) (escala com 2 m). Fotografia gentilmente cedida por A. Brum da Silveira.

8.3 - Discussão

Esta unidade foi encarada como um episódio sedimentar local, representado entre as áreas de Odemira e Vila Nova de Milfontes, sendo esta interpretação condicionada pela área geográfica reconhecida. O seu carácter predominantemente grosseiro sugere um ambiente de deposição com forte capacidade de transporte de carga. A sedimentação inicial está representada por uma forte incisão, expressa por um paleocanal encaixado na plataforma de abrasão regional detectado entre o barranco de Marmelar, a E de Fataca, e a margem esquerda do rio Mira, segundo direcção NE-SW. As estruturas sedimentares identificadas nos areiros de Algoceira sugerem drenagem para ocidente nessa área. A não identificação da continuação do paleovale nesta direcção, para W de Fataca, e o facto de a plataforma de abrasão se apresentar sempre a cotas mais altas que o fundo do paleovale, indica a existência de uma barreira para a drenagem, contrariando as evidências de sentido de transporte referidas. Esta situação remete para duas possibilidades, uma de carácter tectónico e outra relacionada com a dinâmica do sistema fluvial em questão.

A existência de levantamento tectónico da área ocidental da plataforma poderia promover exumação completa do vale e a sua erosão, porém, parece existir regularidade e continuidade da plataforma de abrasão entre as áreas de Algoceira e Fataca.

Uma segunda hipótese é este registo sedimentar, encaixado, corresponder a uma drenagem precursora do rio Mira. O paleovale identificado corresponderia assim a um meandro e os indícios de sentido de escoamento identificados teriam significado local, não representando a tendência geral de drenagem desse sistema fluvial. Tal implica exumação de um vale antigo, retomado pela incisão do rio Mira. O fecho do meandro, a W, dar-se-ia no troço jusante do barranco de Marmelar e a drenagem seguiria para N, coincidente com a actual ribeira de Vale de Gomes. A área aplanada do monte de Cuba, a E do ponto 21 da figura 21, poderia assim ser um vestígio deste meandro. Os sedimentos areníticos que aí existem, distintos da formação de Algoceira, deverão ser mais recentes (terraço fluvial plistocénico?). Este modelo pressupõe a exumação de uma drenagem antiga, controlando o desenvolvimento da drenagem actual, nomeadamente o barranco de Marmelar, a ribeira de Vale Gomes e o rio Mira. As observações efectuadas suportam, para já, esta hipótese, sendo necessária a prossecução de levantamentos geológicos de detalhe para esclarecer este ponto.

Com a colmatção dos paleovales, a sedimentação continuou sobre a plataforma de abrasão regional, de forma menos organizada. A estruturação dos sedimentos é compatível com um sistema de leque aluvial enraizado nos relevos interiores, como propôs Pereira (1990).

A formação de Algoceira é claramente posterior à geração da aplanção geral que constitui a plataforma de abrasão regional, uma vez que se encaixa nesta localmente, e cobre sedimentos da formação de Galé. A idade de enterramento obtida, de $4,6 \text{ Ma} \pm 0,2$, é coincidente com vários níveis eustáticos baixos (alguns bastante inferiores ao actual) na curva de Miller *et al.* (2005) (ver figura 3.20), indicando que a sua geração e a incisão associada poderão ter uma causa principalmente climática/eustática, desconhecendo-se se existirá contribuição de levantamento tectónico. A sedimentação marinha de plataforma siliciclástica volta a cobrir parcialmente a formação de Algoceira, mostrando que este constitui um episódio sedimentar continental interdigitado e localmente intercalado. Ao contrário de considerações anteriores, não corresponderá aos depósitos vilafranquianos equivalentes das formações de Panóias e Marco Furado, embora estes também se observem na área de Algoceira-Odemira, cobrindo a formação de Algoceira ou os sedimentos marinhos. Com base nos resultados de datação por isótopos cosmogénicos obtidos, esta unidade ter-se-á depositado durante o Zancleano. Poderá ser contemporânea do membro continental da formação de Galé.

Assim, num contexto de plataforma marinha siliciclástica de baixa profundidade, um abaixamento do nível eustático provavelmente associado a arrefecimento climático terá

promovido incisão fluvial. Com o enchimento dos canais talhados no soco (só foi identificado um local de encaixe, em Algoceira) a sedimentação continuou, espaiada sobre a plataforma de abrasão regional em fluxos de fraco confinamento, erodindo e incorporando os sedimentos da formação de Galé. Finalmente, com a diminuição de energia do sistema, ter-se-ão depositado os lutitos em posição marginal ao canal de escoamento principal. Novos episódios transgressivos ocorridos ainda no Pliocénico estão testemunhados pelos sedimentos marinhos que cobrem a formação de Algoceira.

9 - formação de Panóias

9.1 - Introdução e caracterização geral

A formação de Panóias corresponde ao termo atribuído por Gaida (1984a) aos sedimentos geralmente lutíticoconglomeráticos, imaturos e intensamente ferruginizados que ocorrem no Baixo Alentejo ocidental, cobrindo a peneplanície talhada em metassedimentos paleozóicos, ou assentando sobre sedimentos cenozóicos do Paleogénico ou Neogénico na parte meridional da bacia de Alvalade. Para além desse estudo, a unidade foi também caracterizada com maior ou menor detalhe noutros trabalhos, por exemplo: Feio (1951), Gaida (1984b), Martins (1990), Pimentel (1986) Pimentel e Azevêdo (1994) e Pimentel (1997), entre outros. Pais *et al.* (2010) referiram a hipótese de a formação de Panóias corresponder a fácies proximal da formação de Alvalade, embora não se tenham identificado desenvolvimentos sobre esta questão na bibliografia consultada. Não existe ainda cartografia geológica na escala 1/50 000 publicada na área de ocorrência, aparecendo indiferenciada das unidades pliocénicas na Folha 7 (Oliveira, 1984) e Folha 8 (Oliveira, 1988) da Carta Geológica de Portugal na escala 1/200 000, sob a designação “Areias, arenitos e cascalheiras do litoral do Baixo Alentejo e do Vale do Sado”.

A unidade é considerada pelos vários autores como sendo um depósito de tipo “raña”, associado a derrames torrenciais na dependência de relevos existentes na região (com excepção de Gaida (1984b), que lhes atribui significados sedimentológicos distintos). A idade destes depósitos foi discutida em numerosos estudos debruçados sobre ocorrências em Portugal e Espanha, existindo várias sínteses sobre este assunto (e.g. Cabral, 1995; Pimentel, 1997; referências contidas nesses trabalhos). Cabral (1995), efectuando um estudo comparativo das várias idades atribuídas às “rañas” em Portugal atribuiu-lhes idade entre cerca de 2 e 2,4 Ma (Vilafranquiano Médio), associando a sua génese e a rotura sedimentar que representa a sua deposição a causas climáticas, nomeadamente a um arrefecimento do clima, o que está de acordo com as considerações de Azevêdo *et al.* (1979) sobre a idade da formação Marco Furado.

Pimentel (1997), fazendo também comparação entre vários estudos, corroborou a idade referida para a sedimentação das “rañas” em geral, e da formação de Panóias em particular, realçando o carácter erosivo sobre a formação de Alvalade e as outras unidades sedimentares cenozóicas existentes na bacia de Alvalade. O autor considerou que a unidade testemunha um ambiente de leque aluvial, com fluxos pouco estruturados do tipo *debris flow*

e *sheet flood*, enraizados na serra do Caldeirão, constituindo o último episódio sedimentar antes do encaixe da rede de drenagem actual.

9.2 - Ocorrências e descrição de afloramentos

Na área estudada, os afloramentos da formação de Panóias são diminutos, aflorando em escassas manchas representadas na cartografia efectuada (Anexo 2). Os afloramentos observados foram referidos em estudos anteriores (Cabral, 1995; Pimentel, 1997). Ocorrem na zona de Monte da Estrada (8 km para E de São Luís) e a unidade assenta geralmente sobre o soco paleozóico a cotas que variam entre 100 e 160 m, cobrindo uma superfície com pendor de 0,5 % (Pimentel, 1997). As observações efectuadas mostram alguma irregularidade desta superfície, que, para além do carácter erosivo da unidade, por vezes encaixando-se no substrato, se deve à ocorrência de deformações tectónicas (capítulo IV.2.11.2). A espessura total não ultrapassará os 10-15 m.

Observam-se afloramentos nos cortes da estrada M532, nos interflúvios localizados imediatamente a W e a SE de Monte da Estrada (figura 3.25) (figura 3.1, 26; 37°42'5'' N/8°34'21'' W). É constituído por conglomerado heterométrico com quartzo subanguloso predominante, embora contenha alguns subrolados, e clastos de xisto. A matriz é fina, consistindo no produto de alteração das rochas metassedimentares. Na base este é menos grosseiro e é suportado pela matriz, enquanto para topo se torna mais grosseiro e é suportado pelos clastos. Toda a coluna sedimentar apresenta ferruginização intensa, com coloração vermelha e algumas partes esbranquiçadas relacionadas com processos de redução do ferro (Pimentel, 1997).

O sedimento mantém estas características em todos os afloramentos observados, variando a razão de clastos de quartzo/clastos de rochas metassedimentares e a sua dimensão. Por vezes contém clastos com dimensões que chegam a ≈ 30 cm. Para além da inclinação da superfície basal dos depósitos para o quadrante SW, referida por Pimentel (1997), identificaram-se em alguns locais feixes de estratificação a inclinar cerca de 20° para o azimute 210°.

Alguns sedimentos existentes imediatamente a N e NE da serra da Senhora das Neves que estão cartografados como formação de Alvalade (Anexo 2) poderão corresponder à formação de Panóias. Na área da superfície da Sonega, nas imediações do vértice geodésico Pias, existem também sedimentos cartografados e atribuídos à formação de Alvalade que

poderão ser mais recentes, como já fora referido por Pimentel (1997). Não foi feita a sua separação devido à dificuldade em distingui-los do membro A da formação de Alvalade.



Figura 3.25 – Aspecto geral de um afloramento da formação de Panóias num corte da estrada M532, 1 km a S de Monte da Estrada (figura 3.1, 26; 37°42'5'' N/8°34'21'' W), com conglomerados e lutitos intensamente ferruginizados.

9.3 - Discussão

Não tendo sido efectuados estudos detalhados desta formação assumem-se as conclusões de Pimentel (1997) que referiu a ocorrência de sedimentos da formação de Alvalade sob a formação de Panoias, não se considerando, para já, a hipótese desta corresponder a uma fácies proximal da formação de Alvalade (Pais *et al.*, 2012). A unidade precede a incisão fluvial que terá ocorrido aos $\approx 1,8$ Ma (Pais *et al.*, 2012, entre outros) ou aos 1,6 Ma, como sugerido por Rosina *et al.* (2014) para a bacia do Baixo Tejo, com base nas taxas de incisão calculadas a partir de idades de vários terraços obtidas através de *elétron spin resonance*. Uma vez que não existem estudos desta índole no sector aqui abordado aceitam-se aqueles valores. Admite-se então que a deposição ocorreu durante o Gelasiano, há cerca de 2,5 a 1,8 Ma.

Com base em estudos de paleocorrentes, Pimentel e Azevêdo (1994) e Pimentel (1997), referiram a serra do Caldeirão como área fonte para a generalidade dos sedimentos que constituem esta unidade. Porém, o segundo estudo de Pimentel (1997, p. 271) considera que “A determinação de paleocorrentes em locais mais afastados da área estudada, em particular para W da serra da Vigia-Neves (Mte. da Estrada, Garraza, etc.) (...), permitirá

eventualmente estender este modelo a todo o Baixo Alentejo ocidental e identificar o contributo local de outros relevos menores.” Por seu lado, Gaida (1984b, p. 39) atribuiu às manchas de sedimentos aqui estudados proveniência do relevo da Senhora das Neves, como evidenciam os sentidos de transporte esquematizados no mapa geológico que apresentou. De facto, as características e disposição do sedimento sugerem fonte local. Para além da sua imaturidade, cobre uma superfície levemente inclinada para o quadrante SW, compatível com a própria estrutura interna do sedimento. Ainda que não se exclua a hipótese de ter ocorrido algum balanceamento tectónico da superfície, a sua inclinação é bastante inferior à do depósito, indicando que as estruturas medidas no sedimento se associam a paleodrenagens para SW. Estas características apontam para que a fonte mais provável seja o relevo da Senhora das Neves, localizado a ≈ 3 km para NE. Os sedimentos aqui descritos constituem, portanto, depósitos torrenciais associados a um relevo próximo.

10 - formação de Vale Figueira

10.1 - Introdução e caracterização geral

Trabalhos anteriores referem a existência de sedimentos plio-pleistocénicos depositados em ambiente continental ao longo de toda a área aqui considerada. Zbyszewski (1958) e Inverno *et al.* (1993), para além do pliocénico marinho descreveram também arenitos vermelhos continentais contendo lascas de xisto na região de Santiago do Cacém. Inverno *et al.* (1993) caracterizaram ainda níveis de terraços que se encontram no topo dos interflúvios junto ao rebordo ocidental da serra de Grândola, atribuindo-os ao Plistocénico. Pimentel (1997) considerou a existência, a W dos relevos litorais, de sedimentos semelhantes à formação de Alvalade e de materiais conglomeráticos do Plistocénico.

No estudo detalhado efectuado ao longo do litoral situado a S do cabo de Sines, Pereira (1990) descreveu a unidade continental que designou por “Leques Aluviais Inferiores”. De acordo com a autora, após a deposição da formação Vermelha a serra do Cercal terá sofrido um levantamento relativamente à planície litoral, propondo a existência de uma falha entre estes dois elementos morfológicos. Como consequência ter-se-á formado uma escarpa que promoveu a formação de leques aluviais enraizados nesta e que se espraíram para W, sobre a formação Vermelha. Os “Leques Aluviais Inferiores” são caracterizados por sequências de arenitos e conglomerados bem ferruginizados, com clastos de xisto, grauvaque, quartzo e quartzito, subangulosos e subrolados, onde por vezes a matriz é areno-argilosa. O mesmo estudo considera que estes sedimentos corresponderão aos depósitos de tipo “raña”, depositados durante o Vilafranquiano (Pliocénico superior a Plistocénico inferior), correlativos, portanto, da formação de Panóias.

A cartografia geológica publicada a diferentes escalas representa a formação de Vale Figueira sempre em conjunto com outras unidades plio-pleistocénicas, com excepção da Folha 42-A Grândola, na escala 1/50 000 (Dias *et al.*, 2011), onde é utilizada a designação “Areias e cascalheiras de Vale Figueira”. Na restante cartografia publicada está representada como: formação da Marateca e “Areias, arenitos e cascalheiras do litoral do Baixo Alentejo”, na Carta Geológica de Portugal, escala 1/500 000 (Delfim de Carvalho, 1992); “Areias, arenitos e cascalheiras do litoral do Baixo Alentejo e do Vale do Sado”, na Folha 7, escala 1/200 000 (Oliveira, 1984); “Areias com seixos da planície litoral”, na Folha 42-C Santiago do Cacém, na escala 1/50 000 (Inverno *et al.*, 1986).

A formação de Vale Figueira constitui a unidade com maior exposição, pois para além de ocorrer ao longo de toda a área considerada, encontra-se frequentemente a cobrir as unidades anteriormente referidas. É uma unidade de carácter continental e está representada por três fácies, distinguíveis em locais com boas condições de observação. Apresenta habitualmente uma intensa ferruginização exibindo uma coloração vermelha intensa, chegando mesmo a formar espessas crostas de ferro e/ou manganês. Esta unidade tem um carácter fortemente erosivo, sendo comum encontrar-se encaixada nas formações do Paleozóico, Mesozóico e Neogénico.

Na maior parte dos locais observam-se sedimentos fluviais constituídos por arenitos com abundantes canais e barras conglomeráticas, cujos clastos, geralmente angulosos e de dimensões variadas, compreendem principalmente quartzo, mas também quartzito, grauvaque, xisto e outras litologias provenientes dos terrenos paleozóicos. Noutros, existem corpos lutíticos intercalados. Em alguns pontos junto aos relevos litorais, estes sedimentos mais estruturados encontram-se cobertos por conglomerados grosseiros e pouco organizados que deverão corresponder a fácies proximais de leques aluviais. Apenas em raros locais, localizados na área de sopé da serra de Grândola, se observam com clareza as relações entre as duas fácies, com o corpo conglomerático a ravinar o depósito mais fino. Se em alguns locais junto aos relevos é perceptível a existência de um corpo fluvial coberto por outro mais conglomerático e desorganizado, com o afastamento a estas áreas acidentadas esta relação deixa de ser perceptível, pois como é comum nos ambientes de leque aluvial, estes evoluem distalmente para drenagens mais organizadas. Este aspecto faz com que aqui sejam agrupados na mesma unidade litostratigráfica dois tipos de sedimentos que, em parte, são geneticamente distintos, mas que poderão ser contemporâneos e estar associados ao mesmo sistema aluvial, tendo ambos sido afectados pelo mesmo episódio de ferruginização.

10.2 - Ocorrências e descrição de afloramentos

A formação de Vale Figueira ocorre de forma quase contínua ao longo da planície litoral, na dependência dos relevos litorais, estendendo-se para S da área estudada. Na cartografia efectuada (Anexo 2) foram ainda atribuídos a esta unidade depósitos existentes no sopé da vertente setentrional da serra de Grândola, assentes sobre a formação de Alvalade.

No sector localizado a N de Sines a sua base é muito irregular devido ao carácter fortemente ravinante sobre os sedimentos subjacentes. A análise cartográfica sugere que esta

unidade sedimentar atinja no máximo cerca de 30 m de espessura, na região entre Santiago do Cacém e Deixa-o-Resto.

No litoral a S de Sines apresenta uma disposição mais regular, o que estará relacionado com a aplanção do soco paleozóico. Aqui, a formação de Vale Figueira apresenta o mesmo carácter erosivo sobre a formação de Galé, não tendo no entanto capacidade para se encaixar no substrato antigo. A sua espessura máxima rondará os 20 m.

O afloramento que dá o nome à formação de Vale Figueira (figura 3.1, 27; 38°7'20'' N/8°42'52'' W) situa-se em Vale Figueira, localidade situada a $\approx$ 2,5 km para SSE de Melides, e é constituído por cerca de 10 m de sedimentos que assentam no soco paleozóico (figura 3.26). Os primeiros 2 m são constituídos por arenito avermelhado com muito seixo de quartzo bem rolado, pertencentes à formação de Galé. Por cima, com carácter erosivo sobre os sedimentos da base existe um corpo sedimentar constituído por um arenito médio de grão subanguloso e subrolado, de matriz lutítica, com pequenos canais e barras microconglomeráticas com clastos essencialmente de quartzo filoneano anguloso, mas também com alguns clastos de grauvaque. Na base deste existem alguns seixos rolados, retomados da unidade inferior. A sua espessura é igualmente próxima de 2 m. O topo do afloramento é caracterizado por um conglomerado grosseiro, heterométrico, subanguloso, constituído por clastos de grauvaque, xisto, quartzo e quartzito, envoltos numa matriz arenolutítica. Nesta área a maior parte dos interflúvios encontram-se cobertos por um conglomerado semelhante.

Obras recentes ao longo do IC33 mostram a melhor exposição da formação de Vale Figueira (figura 3.27). Situa-se imediatamente a W do nó de Santiago do Cacém/Santa Cruz, a cerca de 1 km do sopé da serra de Grândola (figura 3.1, 16; 38°3'33'' N/8°42'56'' W), e prolonga-se de forma mais ou menos contínua ao longo de mais de 1 km para W mostrando aspectos das formação de Vale Figueira e a sua relação com a formação de Galé e com rochas do substrato jurássico.

O sedimento é principalmente constituído por arenito de grão médio a grosseiro de tons vermelhos, com grão subanguloso e subrolado, contendo algum feldspato e alguns calhaus. Intercalados observam-se vários corpos lenticulares arenolutíticos e conglomeráticos. Os materiais finos apresentam tonalidades esbranquiçadas, avermelhadas e amareladas, por vezes adquirindo aspecto marmoreado. Os níveis conglomeráticos são muito heterométricos e compõem-se essencialmente de grauvaque rolado e quartzo subanguloso. Observam-se também alguns clastos resultantes do desmantelamento de crostas ferruginosas desenvolvidas

em arenito, retomados de outras unidades. Os sedimentos encontram-se deformados, por vezes basculados, dobrados e fracturados o que dificulta a caracterização das paleodrenagens.

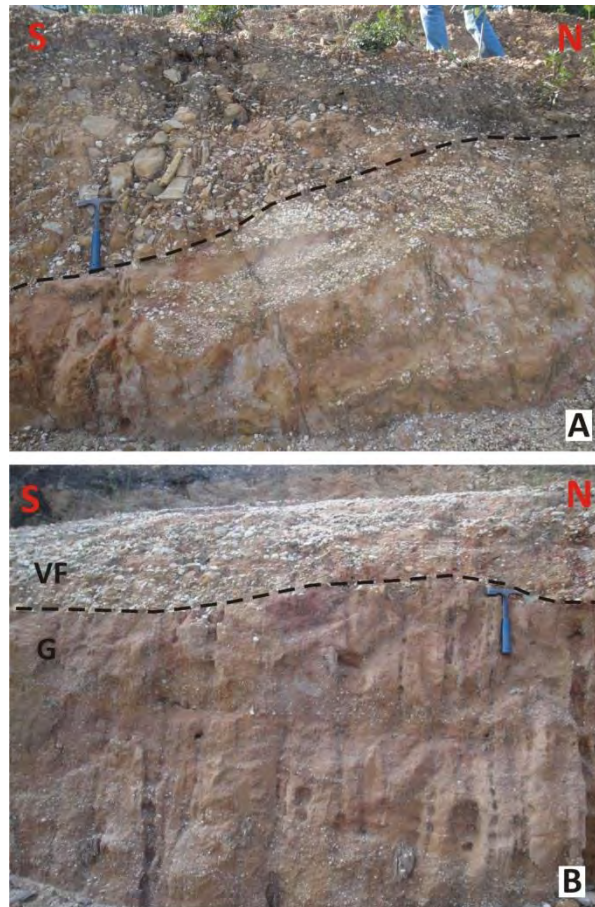


Figura 3.26 – Afloramento da formação de Vale Figueira em Vale Figueira (figura 3.1, 27; $38^{\circ}7'20''$ N/ $8^{\circ}42'52''$ W), observando-se: A, duas fácies distintas da unidade, com um corpo conglomerático muito imaturo a ravinar um arenito com barras microconglomeráticas; B, o sedimento de granulometria mais fina assentando sobre a formação de Galé. G, formação de Galé; VF, formação de Vale Figueira.



Figura 3.27 – Corte situado no IC33 (figura 3.1, 16; $38^{\circ}3'33''$ N/ $8^{\circ}42'56''$ W) exibindo sedimentos fluviais da formação de Vale Figueira, consistindo num arenito (a) com corpos lenticulares arenolúticos (b) e conglomeráticos (c). Os sedimentos apresentam-se inclinados para NE.

No mesmo corte, para SW, observam-se os sedimentos da formação de Vale Figueira a cobrir a formação de Galé e, mais próximo da intersecção do IC33 com a ribeira do Azinhal, afloram calcários do Jurássico. Estes encontram-se muito carsificados e os sedimentos cenozóicos preenchem as cavidades geradas por este processo. A carsificação é posterior à deposição dos sedimentos mais recentes, pois estes exibem deformações ao acomodarem-se às depressões, sugerindo que as deformações atrás descritas não estarão associadas a actividade tectónica mas sim a este fenómeno (ver capítulo IV.2.1.1).

Ao longo do IC33 em direcção a Sines continuam a observar-se vários cortes com a formação de Vale Figueira apresentando sempre as mesmas características, com arenitos mais ou menos argilosos contendo grãos de feldspato, intercalados com conglomerados por vezes com clastos de grauvaque dominantes, outras com maior quantidade de clastos de quartzo. As deformações relacionadas com o fenómeno de carsificação também são frequentes, sempre que estes sedimentos se encontram sobre rochas carbonatadas mesozóicas.

De forma geral, com o afastamento à serra, para W, parecem diminuir de frequência as fácies mais conglomeráticas, assim como o tamanho dos clastos, e os depósitos tornam-se mais areníticos. Por vezes apresentam-se bem organizados, mostrando feixes e/ou imbricação de calhaus, predominando drenagens para ocidente.

Na faixa costeira localizada no sector a N de Sines, a presença de espessas e vastas coberturas dunares holocénicas impedem a observação da formação de Vale Figueira. Onde as dunas não existem, a escassez de afloramentos faz com que muitas vezes a sua presença só seja perceptível através da observação no solo dos seixos subangulosos de quartzo filoneano e de grauvaque que lhe são característicos.

Junto à lagoa de Santo André, no interflúvio aplanado que é limitado pelas ribeiras da Cascalheira e da Ponte (entre Foros da Quinta e Chaparral; figura 3.1, 28; 38°5'16'' N/8°46'57'' W) observa-se outro aspecto desta unidade litostratigráfica. O afloramento tem cerca de 15 m de espessura e é constituído por um sedimento que varia entre arenito lutítico e lutito com alguma componente arenosa (figura 3.28). Apresenta colorações variadas que variam entre o castanho-escuro com laivos cinzentos e cinzento muito escuro, e aspectos marmoreados com cores amareladas a esbranquiçadas, e avermelhadas a cinzentas. Existem alguns níveis ferruginizados que consistem em finas crostas de 1 a 3 cm de espessura. No topo do afloramento existe uma crosta ferruginosa desenvolvida num arenito que apresenta passagens conglomeráticas (de quartzo subanguloso e grauvaque rolado). O sedimento apresenta-se bastante fracturado, com planos consistentes verticais NNW-SSE, endurecidos

por processos de ferruginização. Este aspecto da unidade, mais lutítico, observa-se pontualmente noutros locais, nomeadamente junto ao campo desportivo de Vale Figueira, no corte do IC33 e na praia de Fonte Cortiço, porém, nunca com as espessuras aqui expostas. Parece assim verificar-se, na área localizada entre a serra de Grândola e oceano, uma variação lateral de fácies, passando-se de conglomerados grosseiros pouco estruturados num contexto proximal, a arenitos com canais conglomeráticos e algumas intercalações lutíticas num sector intermédio, a lutitos com alguns níveis areníticos e conglomeráticos em posição distal (figura 3.29).



Figura 3.28 – Sequência de sedimentos arenolutíticos pertencentes à formação de Vale Figueira, junto ao monte da Cerrada, lagoa de Santo André (figura 3.1, 28; 38°5'16'' N/8°46'57'' W).

No sector da planície litoral localizado para S de Sines, na estrada N120-1 (entre os km 4 e 5), 2 km para NW da Sonega, existe um areeiro (figura 3.1, 29; 37°52'25'' N/8°44'34'' W) que expõe quase 10 m de sedimentos (figura 3.30). Em praticamente toda a sua espessura é constituído por um arenito vermelho de grão médio a fino, bem calibrado e contendo algum feldspato. Foram efectuadas medições de laminações oblíquas com atitudes muito diversas, nomeadamente: N32°E, 27°SE; N80°E, 30°N; N27°E, 25°SE; N6°W, 36°SE. No topo os arenitos apresentam intercalações de lenticulas argilosas, apenas observáveis na parede E do areeiro. Na parede W este sedimento encontra-se ravinado por um conglomerado anguloso com matriz arenolutítica. Os clastos são de quartzo, xisto e grauvaque.

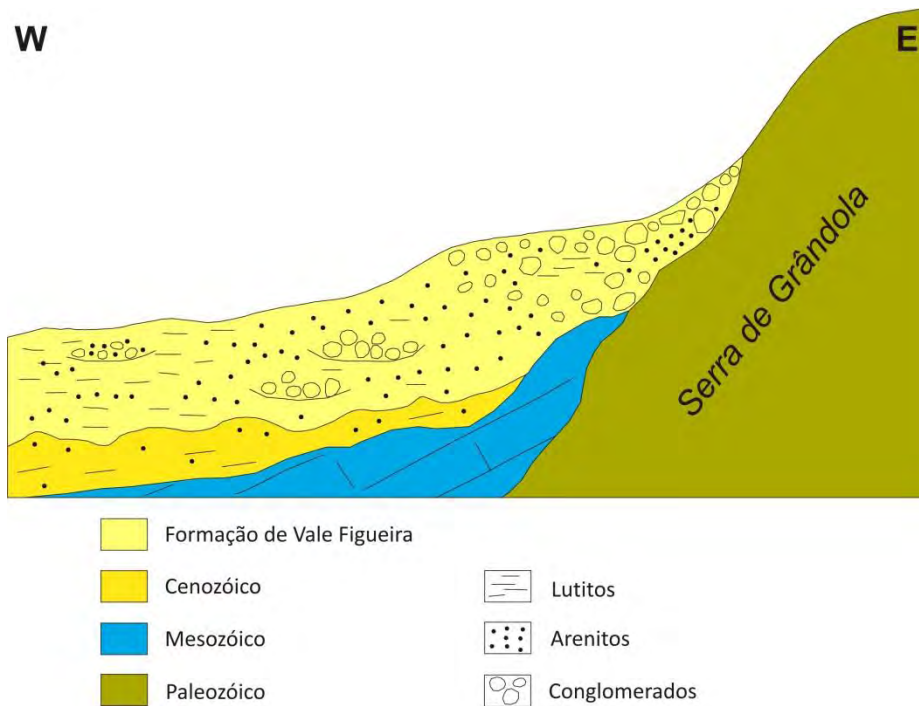


Figura 3.29 – Corte esquemático mostrando a variação lateral de litofácies da formação de Vale Figueira no sector litoral a N de Sines, com tendência de diminuição de granulometria de E para W. As espessuras relativas entre as diferentes unidades não são representativas.

Este corte já foi descrito por Pereira (1990) que caracterizou estes sedimentos como a fácies de Foro da formação Vermelha, atribuindo-os a um ambiente de planície costeira com alguma contaminação eólica.

Embora neste local o arenito descrito seja muito homogéneo e se encontre ravinado por um conglomerado grosseiro, parecendo tratar-se de duas unidades distintas, outros afloramentos (imediatamente a N, ao longo da estrada N120-1, por exemplo) exibem arenitos semelhantes com leitos conglomeráticos ou clastos dispersos, parecendo corresponder à mesma unidade litostratigráfica. O aspecto geral é também muito parecido a alguns cortes já descritos no sector N. O facto de o arenito observado no areeiro se situar no sopé da serra e apresentare uma grande espessura sem qualquer contribuição de clastos provenientes daquela (excepto no topo) é um dos argumentos utilizados por Pereira (1990) e Pimentel (1997) para considerarem que o relevo não existiria aquando da deposição do arenito, e que se teria formado posteriormente relacionado com a movimentação numa falha ali existente.

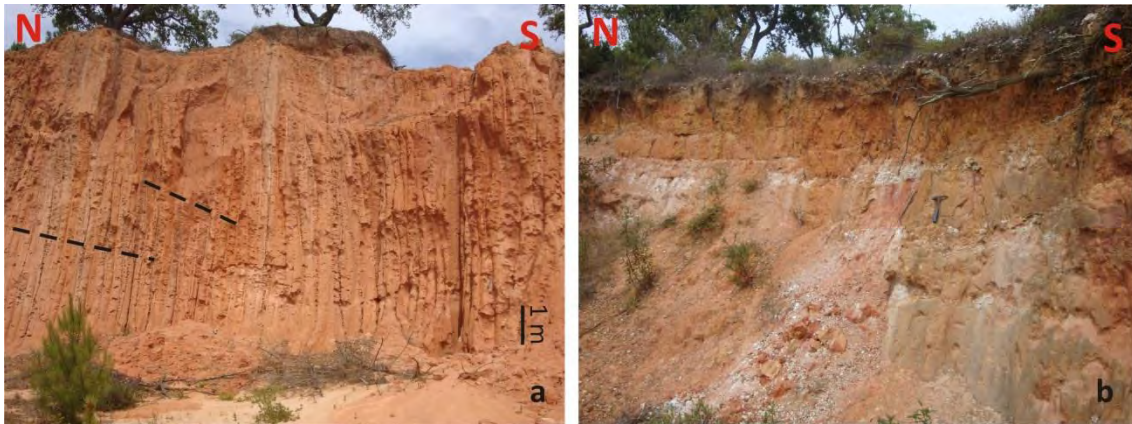


Figura 3.30 – Afloramento do areeiro de Foros da Sonega (figura 3.1, 29; 37°52'25'' N/8°44'34'' W), mostrando arenito vermelho muito homogéneo (a), com laminações oblíquas (tracejado) e intercalações lutíticas a topo (b).

A formação de Vale Figueira pode ser observada em vários entalhes de linhas de água e cortes de estrada e de caminhos secundários que interceptam a planície litoral, correspondendo na maior parte dos casos aos “Leques Aluviais Inferiores” definidos por Pereira (1990). Apresenta, de forma geral, sempre as mesmas características, variando na intensidade das ferruginizações, e na razão fácies finas/fácies grosseiras. Outra característica que vai variando é a composição da fracção mais grosseira, que mostra uma grande dependência dos afloramentos paleozóicos existentes no sector da serra que se encontra mais próximo. Por exemplo, nos locais adjacentes a sectores da serra onde afloram tufitos ácidos do Complexo Vulcano-silicioso do Cercal, os sedimentos mais proximais contêm grande quantidade destas litologias. No sopé da serra é frequente observarem-se calhaus imbricados para E, mostrando fluxos provenientes desta. Onde os cortes exibem o contacto das formação de Vale Figueira com o soco paleozóico é comum ver-se uma fina película de sedimentos pertencentes à formação de Galé, de espessura muitas vezes decimétrica e mais raramente métrica.

Em alguns locais ocorrem importantes intercalações lutíticas. Um corte localizado entre o km 34 e km 35 da estrada N390 (estrada que liga Cercal a Vila Nova de Milfontes) (figura 3.1, 30; 37°46'24'' N/8°43'60'' W) mostra da base para o topo uma sequência granocrescente (figura 3.31): camada lutítica de aspecto marmoreado com tons vermelho-acinzentados; arenito avermelhado semelhante ao de Foro, mas menos ferruginizado; conglomerado de clastos angulosos com calhaus de quartzo e grauvaque.

O sedimento grosseiro apresenta carácter ravinante sobre os mais finos, embora pareça corresponder a um nível conglomerático intercalado e não a uma unidade suprajacente, uma vez que estas intercalações são comuns e a sua matriz é semelhante aos níveis inferiores.



Figura 3.31 – Afloramento da formação de Vale Figueira na estrada N390 (figura 3.1, 30; 37°46'24'' N/8°43'60'' W) exibindo, da base para o topo, sedimentos lutíticos, areníticos e conglomeráticos.

Em afloramento situado sensivelmente a 2 km para SSE, junto ao monte do Porto da Mó (figura 3.1, 31; 37°45'30'' N/8°43'30'' W), na vertente relacionada com o entalhe do corgo do Porto da Mó (afluente do Rio Mira) existe uma sequência de sedimentos finos com intercalações de vários corpos lenticulares grosseiros intercalados (figura 3.32), passando a arenito vermelho para topo da coluna. Os sedimentos apresentam as mesmas características daqueles observados no corte da estrada N390. Na base encontra-se um conglomerado e um arenito de fácies de praia, pertencente à formação de Galé. Considerando que a base da formação de Vale Figueira se encontra a uma cota entre os 70 e os 75 m e a vertente sobe para NW até aos 90 m, sempre talhada na formação de Vale Figueira, admite-se que esta unidade tenha aqui aproximadamente 20 m de espessura, que corresponde à espessura máxima observada no sector S. Existem vários calhaus dispersos na superfície de topo que deverão corresponder ao desmantelamento do nível grosseiro observado na estrada N390. Esta sequência parece mostrar uma primeira fase mais desorganizada, com enxurradas arenolúticas e conglomeráticas na base, evoluindo para um ambiente com acarreios areníticos no topo, associados a regimes de mais baixo hidrodinamismo. O conglomerado de topo materializa um último episódio, mais energético.

Para S da área estudada detalhadamente e cartografada (Anexo 2), nomeadamente nas regiões de Odemira e São Teotónio, a formação de Vale Figueira foi identificada em diversos locais assentando sobre a formação de Galé ou directamente sobre o soco paleozóico.



Figura 3.32 – Aspecto da formação de Vale Figueira junto ao Porto da Mó (figura 3.1, 31; 37°45'30'' N/8°43'30'' W), com intercalações conglomeráticas e lutíticas.

10.3 - Discussão

As descrições efectuadas indicam que a formação de Vale Figueira apresenta um carácter exclusivamente continental, compreendendo sedimentos depositados principalmente em ambiente fluvial e de leque aluvial. É difícil estabelecer as relações entre as diferentes fácies, sendo esse exercício apenas possível na área de Vale Figueira, onde sedimentos mais organizados, compatíveis com ambiente fluvial, se encontram cobertos com sedimentos grosseiros muito imaturos e desorganizados, que representam acarreios energéticos em clara associação com as vertentes mais próximas, dada a sua proximidade e a existência de clastos de quartzito subangulosos resultantes da erosão da formação Filito-Quartzítica, aflorante no anticlinal de São Francisco da Serra (ver Dias *et al.*, 2011, 2016). Estas observações podem ter dois significados: trata-se de duas unidades sedimentares distintas cujo limite representa uma ruptura sedimentar importante associada a uma crise climática e/ou tectónica, logo de diferentes idades; ou os sedimentos são contemporâneos e estes registos mostram evolução vertical do mesmo sistema aluvial, iniciando-se com uma sedimentação mais calma que é interrompida por um impulso energético. Distalmente, verifica-se a evolução dos leques aluviais para drenagens mais organizadas, com estruturação fluvial. Assim, todos os sedimentos de carácter continental, intensamente ferruginizados, estratigraficamente posteriores à formação de Galé são aqui integrados na mesma unidade litostratigráfica. Devido à ausência de afloramentos em várias zonas e a semelhança entre os sedimentos continentais, é provável que na cartografia geológica apresentada algumas manchas possam ter sido atribuídas de forma errónea à formação de Vale Figueira, correspondendo ao membro continental da formação de Galé ou à formação de Algoceira.

Os dois sectores a N e S do cabo de Sines apresentam algumas características distintas. Com excepção das áreas de sopé, o sector N é dominado por fácies fluviais, com paleodrenagens que fluíam para W, em direcção à linha de costa, encaixando-se ou espraçando-se sobre as unidades anteriores. Deveriam existir importantes contribuições locais vindas da serra de Grândola como revelam os canais conglomeráticos muito grosseiros, frequentemente com clastos angulosos. Os corpos lutíticos existentes em alguns locais associam-se a condições energéticas muito baixas, provavelmente representando zonas de inundação adjacentes a canais principais de escorrência, e a fácies distais do sistema aluvial, no caso dos sedimentos finos que afloram mais próximo da linha de costa. No sector S os sedimentos estão essencialmente associados a leques aluviais provenientes da serra do Cercal, como sugere Pereira (1990), com descargas episódicas torrenciais intercaladas com outras menos energéticas.

A origem do arenito localizado no areeiro de Foros da Sonaga não é de fácil interpretação. No entanto, a hipótese de este sedimento passar lateralmente de forma contínua para a bacia de Alvalade não deverá estar correcta, pois aquando da sua deposição já existiria relevo, como já foi atrás discutido (ver capítulo III.7.3). A deposição de espessura tão grande de areias junto a um relevo, sem mostrar qualquer contaminação proveniente deste, pode ter ocorrido se o sedimento se depositou em meio não aquoso, o que é compatível com a interpretação de Pereira (1990) de que estes sedimentos deverão ter influência eólica. De facto, o sedimento consiste num arenito relativamente bem calibrado apresentando várias famílias de feixes oblíquos o que parece ser compatível com sedimentação eólica. Para o topo, o aparecimento de lenticulas lutíticas e finalmente o encaixe de corpos conglomeráticos mostram uma mudança para regimes de sedimentação mais húmidos.

Relativamente ao seu posicionamento estratigráfico, a formação de Vale Figueira é posterior à formação de Galé e antecede a gliptogénese quaternária, correspondente aos primeiros episódios de incisão associados à morfologia actual. Ocupa a mesma posição que a formação de Marco Furado e a formação de Panóias, no troço vestibular da bacia do Baixo Tejo e na bacia de Alvalade, respectivamente. Atentando às considerações anteriores sobre a sedimentação da formação de Galé, à proposta de Pais *et al.* (2012, e outros estudos aí referidos) para o início da incisão fluvial quaternária no final do Gelasiano ($\approx 1,8$ Ma), e à idade atribuída à formação de Panóias, esta unidade ter-se-á depositado entre os $\approx 2,5$ e $\approx 1,8$ Ma, enquadrando-se no topo da SLD 13 proposta por Cunha (1992)

11 - Terraços marinhos

11.1 - Introdução e caracterização geral

Durante os períodos interglaciários plistocénicos terão ocorrido transgressões marinhas, responsáveis pela formação de terraços ao longo do litoral, embutidos nas unidades anteriores. A sua ocorrência é muitas vezes imperceptível devido ao fraco embutimento e à dificuldade em distingui-los da formação de Galé, pois são geneticamente semelhantes, ou por se apresentarem cobertos por sedimentos mais recentes.

A presença de terraços marinhos plistocénicos ao longo de toda a área litoral estudada foi já referida em vários trabalhos (e.g., Zbyszewski, 1958; Inverno *et al.*, 1993), que consideram a existência de vários terraços a cotas que variam entre os 90-100 m e 6-8 m. Como já foi mencionado (capítulo III.7), no presente estudo atribuem-se muitos desses terraços à formação de Galé, pliocénica. Zbyszewski (1958) descreveu com pormenor diversos afloramentos localizados ao longo da faixa costeira do Alentejo.

Na Carta Geológica de Portugal estão representados por: “Níveis de praia”, na Folha 42-C Santiago do Cacém, na escala 1/50 000 (Inverno *et al.*, 1986); “Terraços fluviais, depósitos de vertente, etc”, na Folha 7, escala 1/200 000 (Oliveira, 1984); “Terraço”, na Carta Geológica de Portugal, escala 1/500 000 (Delfim de Carvalho, 1992); e ainda indiferenciados dos sedimentos pliocénicos e plistocénicos nos documentos referidos.

11.2 - Ocorrências e afloramentos

No sector localizado a N de Sines, os sedimentos marinhos pós-miocénicos observados aparentam pertencer a uma unidade mais antiga, a formação de Galé, cuja deposição se iniciou no Pliocénico. Não se invalida a hipótese de aí existirem alguns testemunhos das transgressões quaternárias, porém, como referido, as semelhanças com a formação de Galé impossibilitam uma distinção.

Para S de Sines, por outro lado, afloram sedimentos marinhos aqui atribuídos ao Plistocénico, de forma praticamente contínua ao longo do litoral. Retomando a caracterização da plataforma de abrasão regional feita no capítulo III.7.2, a passagem da zona intermédia da plataforma para a zona externa dá-se através de um desnível brusco da superfície do soco, para W, de 15 a 20 m (ver figura 3.18A). A plataforma de abrasão regional é assim constituída por uma plataforma de abrasão neogénica, que apresenta no seu sector ocidental

um embutimento de terraço (ou terraços) gerado durante o Plistocénico. Assim, a distinção entre os sedimentos destes terraços marinhos e os da formação de Galé faz-se essencialmente através de critérios morfológicos, uma vez que apresentam as mesmas características sedimentológicas.

Na área de Porto Covo este embutimento é bem perceptível na morfologia. Por exemplo, no caminho do parque de campismo da Ilha do Pessegueiro (CM1115-1), a superfície aplanada do soco à cota de ≈ 50 m inclina $\approx 0,6^\circ$ para W, sofrendo uma mudança de declive e passando, na direcção do litoral, a inclinar $\approx 3^\circ$. Embutido na superfície mais elevada, existe um patamar rebaixado onde estão preservados sedimentos. Ao longo do litoral observam-se os depósitos que cobrem este patamar, sendo geralmente caracterizados por um nível de sedimentos de fácies marinha a cobrir o soco paleozóico, sobre os quais assentam sedimentos continentais.

Pereira (1990) descreveu com detalhe o afloramento da arriba do forte do Pessegueiro. Da base para o topo: “xisto arrasado (...); leito de calhaus rolados, de natureza siliciosa, quartzito e grauvaque, que não excedem 20 cm (...); arenito vermelho, médio a fino, sem estrutura, com 2 m de espessura, semelhante ao arenito de Foro; leito de clastos de xisto, que trunca o arenito, (poderá constituir o equivalente dos Leques Aluviais Inferiores?); arenito amarelado, médio, com cerca de 9 m de espessura máxima, com estrutura tabular, laminação horizontal a inclinada $1-2^\circ$ para oeste, equivalente lateral do arenito de Aivados; abarrancando o anterior, arenito idêntico ao subjacente, mas com estruturas em grinalda, de pequenas dimensões; arenito dunar, com espessura variável, que atinge cerca de 3 m, equivalente lateral do de Malhão”.

De facto os sedimentos da base, interpretados como “arenito de Foro”, apresentam semelhanças com a unidade mais antiga, pliocénica, no entanto, a sua posição muito litoral e o facto de se encontrarem a preencher uma ruptura brusca do declive da plataforma litoral sugere que correspondam a sedimentos mais recentes.

Ao longo de praticamente toda a arriba costeira que se desenvolve entre Sines e a Zambujeira do Mar existem sedimentos preservados sobre o soco paleozóico (figura 3.33), apresentando características de praia na base (arenito e conglomerado de clastos rolados), passando a intercalações arenolúticas e congloméráticas de fácies continentais, terminando, a topo, em eolianitos pertencentes ao “Campo Dunar do Malhão”. Muito frequentemente, sob os eolianitos, os sedimentos marinhos evoluem verticalmente para sedimentos de fácies continental, aluvionares e/ou coluvionares. Na área onde se efectuaram reconhecimentos de

campo (Anexo 2) o contacto com o soco dá-se a cotas variáveis, desde, por exemplo, 2-6 m em São torpes a ≈ 20 m na zona de Vila Nova de Milfontes. Existe uma tendência de aumento da cota de terraços para S, aparentemente gradual, com o comando da arriba a acompanhar estas variações na mesma proporção. Na zona do cabo Sardão-Zambujeira do Mar, por exemplo, os sedimentos marinhos assentam no soco a cerca de 40 m de cota. Na maior parte dos locais não se detecta na morfologia o embutimento observável nas imediações de Porto Covo, devido à existência do “Campo Dunar do Malhão” ou de sedimentos de duna actuais. Os valores de altitude da arriba (e da superfície de contacto soco/depósitos) continuam a aumentar ao longo da costa, no mesmo sentido, tendo Figueiredo (2015) referido a existência de embutimentos na plataforma de abrasão regional, no Algarve ocidental, a cerca de 90-95 m de cota, interpretados como terraços marinhos. No topo da arriba da Praia do Telheiro (a N do cabo de São Vicente, região de Sagres), a autora identificou um terraço aos 75 m, tendo obtido uma idade de 2 Ma $+0,3/-0,2$ através de datação por isótopos cosmogénicos.

No presente estudo não se procedeu a um estudo exaustivo dos terraços marinhos embutidos na plataforma de abrasão neogénica, porém, com o objectivo de quantificar os movimentos verticais litosféricos no período neotectónico, efectuaram-se amostragens de sedimentos para datação por luminescência opticamente estimulada e racemização de aminoácidos.



Figura 3.33 – Arriba litoral entre Porto Covo e Sines (ao fundo). Linha a tracejado separa o soco paleozóico arrasado dos sedimentos cenozóicos suprajacentes.

Foram recolhidos sedimentos em terraços marinhos, para datação por luminescência opticamente estimulada, em quatro locais distintos situados entre o forte do Pessegueiro e São Torpes, tendo sido enviados para o *Nordic Laboratory for Luminescence Dating*, no *Risø National Laboratory*, Dinamarca, onde foi feita a datação utilizando feldspatos, seguindo o método *post-infrared infrared stimulated luminescence* (pIRIR), tendo apenas se obtido idades mínimas por saturação (tabela 3.2).

Na praia de São Torpes recolheram-se duas amostras. No extremo S da praia (figura 3.1, 32; 37°55'11'' N/8°48'19'' W) recolheu-se a amostra S.Torpes-1 em sedimento de praia com cerca de 3 m de espessura. Este assenta sobre uma superfície de erosão desenvolvida em metassedimentos paleozóicos, à cota 2,9 m (figura 3.34), e consiste num nível conglomerático com clastos de grauvaque e quartzito a que se sobrepõe um arenito de grão médio constituído por quartzo e algum feldspato. 850 m a NNW (figura 3.1, 32; 37°55'11,7" N/8°48'19" W) foi recolhida a amostra S.Torpes-2 em sedimento semelhante, assente no soco paleozóico aos 4,3 m. Obtiveram-se as idades mínimas de 230 ka para a S.Torpes-1 e 370 ka para a S.Torpes-2, indicando que os sedimentos têm idade superior a estes valores.

As restantes amostragens foram efectuadas em terraços com características semelhantes ao de São Torpes, localizados na extremidade S da praia da Vieirinha (figura 3.1, 33; 37°53'21'' N/8°47'50'' W) e imediatamente a S do forte do Pessegueiro (figura 3.1, 34; 37°49'34'' N/8°47'30'' W), aos 2,6 m e 6 m de cota, respectivamente. A saturação do feldspato forneceu idades mínimas de 380 ka para a primeira amostra e 400 ka para a segunda.

No extremo S da praia do Malhão (5,5 km a NNW de Vila Nova de Milfontes; figura 3.1, 35; 37°46'43'' N/8°48'9'' W), na zona externa da plataforma, existe uma espessura de cerca de 10 m de sedimentos sobre o substrato paleozóico, à cota 17 m. Na base, este sedimento é constituído por um conglomerado de praia com calhaus bem rolados, a que se sobrepõe um arenito grosseiro com cimento carbonatado contendo abundantes fragmentos de conchas, na sua maioria de difícil classificação embora se reconheçam restos de conchas de bivalves (figura 3.35). Neste nível foram recolhidas várias valvas pertencentes ao género *Glycymeris* (figura 3.36) e calculadas as relações epimerização/racemização de aminoácidos utilizando 8 amostras. Os resultados, mostrados na tabela 3.3, são compatíveis com uma deposição durante o MIS (*Marine Isotopic Stage*) 13 (540 a 460 ka, segundo Head e Gibbard, 2005), por comparação com os valores obtidos para indivíduos do mesmo género em regiões costeiras mediterrânicas (Torres *et al.*, 2000, 2010, 2013).



Figura 3.34 – Aspecto do terraço marinho datado por luminescência opticamente estimulada, na praia de São Torpes (figura 3.1, 32; 37°55'11'' N/8°48'19'' W).

Tabela 3.2

Resultados pIRIR para os sedimentos amostrados nas praias de S. Torpes, Vieirinha e Pessegueiro fornecidos pelo
Nordic Laboratory for Luminescence Dating, Risø National Laboratory, Dinamarca

Sample	Depth, cm	pIRIR 290 Age, ka	Dose, Gy	(n)	Dose rate, Gy/ka	w.c. %
S.Torpes-1	190	> 230	> 600	6	2,68 ± 0,09	8
S.Torpes-2	90	> 370	> 800	6	2,37 ± 0,09	10
Vieirinha-1	230	> 380	> 800	6	2,11 ± 0,07	8
Pessegueiro-2	140	> 400	> 800	6	1,98 ± 0,07	8



Figura 3.35 – Aspecto do sedimento de praia de onde foram recolhidas conchas do género *Glycymeris*, datadas por racemização de aminoácidos, na praia do Malhão (figura 3.1, 35; 37°46'43'' N/8°48'9'' W).



Figura 3.36 – Conchas do género *Glycymeris*, datadas por racemização de aminoácidos, na praia do Malhão (figura 3.1, 35; 37°46'43'' N/8°48'9'' W).

Tabela 3.3

Relações médias de epimerização da isoleucina e racemização do ácido aspártico, alanina e ácido glutâmico

D-allo/L-Ile	D/L Asp	D/L Ala	D/L Glu
1.106±0.255	0.629±0.099	0.791±0.134	0.522±0.100

Na zona de Vila Nova de Milfontes, embora não se detecte o embutimento que caracteriza a passagem para a zona externa da plataforma de abrasão regional, devido à cobertura dunar e escassez de afloramentos, identificou-se na praia do Farol (figura 3.1, 36; 37°43'5'' N/8°47'26'' W) o que foi interpretado como um escalonamento de dois terraços marinhos plistocénicos. O topo da praia é caracterizado por uma arribas de ≈ 5 m de altura, constituída por ≈ 4 m de soco paleozóico e ≈ 1 m de depósito arenoconglomerático de fácies

de praia. Na base da arriba, embutida nesta e à cota da praia actual (1 a 2 m) existe arenito e conglomerado rolado de cimento carbonatado (figura 3.37)



Figura 3.37 – Escalonamento de terraços marinhos na praia do Farol, Vila Nova de Milfontes (figura 3.1, 36; 37°43'5'' N/8°47'26'' W). A linha a tracejado corresponde à superfície de erosão do terraço superior, talhada em rochas metassedimentares do Paleozóico.

11.3 - Discussão

A interpretação de que os sedimentos existentes nas arribas costeiras que se estendem para S do cabo de Sines correspondem a terraços marinhos já embutidos numa superfície mais antiga, também aplanada e de origem marinha, é consolidada pelos ressaltos morfológicos identificados na zona de Porto Covo e pela datação obtida na praia do Malhão, que sugere deposição associada a eventos transgressivos ocorridos durante o Plistocénico Médio, para os sedimentos marinhos aí existentes. Este nível rebaixado corresponde assim a uma superfície mais recente disposta subparalelamente à costa, embutida na plataforma de abrasão neogénica.

Este ressalto morfológico que permite a distinção dos terraços marinhos quaternários contrasta com a regularidade existente na plataforma de abrasão mais antiga, que também terá sido reocupada e retocada nos vários episódios transgressivos e regressivos ocorridos ao longo do Pliocénico. Esta característica poderá estar relacionada com o evento conhecido como “Revolução do Plistocénico Médio”. Devido a mudanças nos parâmetros orbitais da Terra, os ciclos climáticos globais (glacial-interglacial) passaram de uma ciclicidade de 41 ka para 100 ka (Berger e Jensen, 1994). A estas variações cíclicas, que se iniciaram há cerca de 900 ka (*op. cit.*) e se estabeleceram definitivamente há aproximadamente 650 ka (Mudelsee e

Stattegger, 1997), associa-se não só uma maior duração dos ciclos glacial-interglacial mas também um aumento na amplitude das variações das massas de gelo (e.g., Berger e Jensen, 1994; Mudelsee e Stattegger, 1997; Maslin *et al.*, 2001). Assim, esta intensificação poderá ter promovido uma maior capacidade erosiva durante as transgressões marinhas plistocénicas contribuindo para a geração de embutimentos mais expressivos.

Os terraços observados a diferentes cotas, entre os 2 m e 20 m (valores que aumentam para S da área estudada, como referido) poderão corresponder a diferentes patamares, gerados em diferentes níveis eustáticos, embora não tenha sido detectado na morfologia o escalonamento de várias superfícies num mesmo sector litoral, com excepção da praia do Farol em Vila Nova de Milfontes. A variação de cotas ao longo do litoral dever-se-á, pelo menos em parte, ao recuo da arriba costeira devido aos processos erosivos, que terá removido os terraços mais baixos e exposto os terraços mais altos nos locais onde o recuo foi maior, a que se sobrepõe uma tendência de elevação progressiva para S, como se referiu. Diferenças menores devem-se à própria morfologia dos terraços, com o rebordo interno a cota superior ao sector que se encontra submerso em permanência. O aumento significativo das cotas dos terraços para S estará, por outro lado, relacionado com processos tectónicos.

Não existindo evidências de deformações tectónicas bruscas entre as áreas da praia do Malhão e São Torpes, os terraços aí expostos poderão associar-se a diferentes picos eustáticos ou a diferenças relativamente subtis nas taxas de deformação vertical. No capítulo III.7, para a caracterização da sedimentação marinha pliocénica foi utilizada a curva eustática de Miller *et al.* (2005), no entanto, para o Plistocénico Médio e Superior esta apresenta diferenças significativas relativamente aos valores obtidos por outros autores, pelo que para este período serão utilizados outros estudos. Siddall *et al.* (2007) compilaram e ajustaram dados de variações eustáticas do Plistocénico Médio a partir de vários estudos efectuados em diferentes regiões (figura 3.38 e referências aí expostas). Estes dados são inferidos exclusivamente a partir de razões isotópicas $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ provenientes de locais tectonicamente estáveis, ou onde as taxas de levantamento tectónico são bem conhecidas, permitindo efectuar as devidas correcções. A figura 3.38 expõe a duração e amplitude dos vários picos eustáticos ao longo do Plistocénico Médio, compilados por Siddall *et al.* (2007).

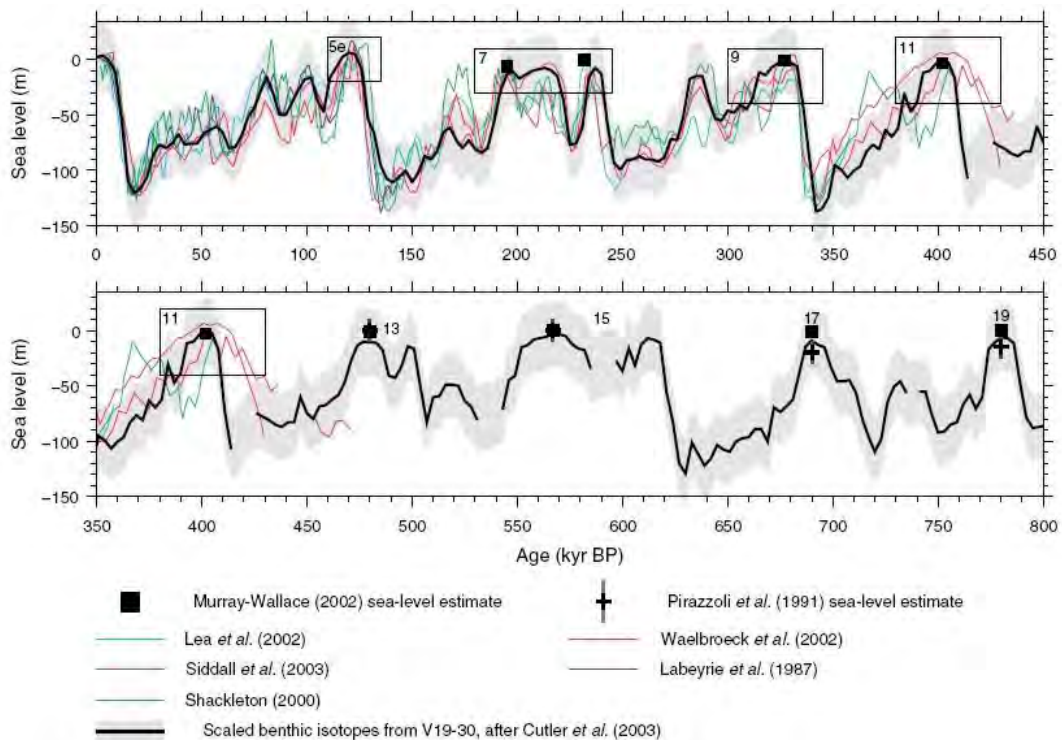


Figura 3.38 – Compilação de várias curvas eustáticas para o Plistocénico Médio e Superior, fundamentadas em seis diferentes técnicas para inferir o nível do mar a partir da razão isotópica $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (Siddall *et al.*, 2007).

Considerando que o sedimento da praia do Malhão se depositou durante o MIS 13 associado a nível eustático próximo do actual, com um grau de incerteza considerável ($\pm 10\text{m}$) (Siddall *et al.*, 2007), a sua posição actual aos 17 m deve-se a levantamento deste sector costeiro. Os terraços que foram sujeitos a datação por luminescência opticamente estimulada, localizados mais a N (praias de São Torpes, Vieirinha e Pessegueiro), encontram-se mais baixos, entre os 2,6 m e os 6 m, e deverão estar, dada a semelhança da sua posição, associados ao mesmo pico transgressivo. A sua relação com o terraço da praia do Malhão poderá ser de contemporaneidade, o que implica uma diferenciação espacial na amplitude dos movimentos verticais, ou serem mais recentes que aquele, pela sua posição mais baixa numa tendência de levantamento tectónico. Partindo destas considerações e de acordo com os dados de OSL estes terraços ter-se-ão depositado durante o MIS 13 ou MIS 11. O estágio interglaciário MIS 11 ocorreu há 420-360 ka (Murray-Wallace e Woodroffe, 2014) e existem também várias incertezas acerca do nível médio do mar associado. Siddal *et al.* (2007) consideraram um nível eustático semelhante ao actual, com incerteza de $\pm 10\text{m}$. Por sua vez, modelos apresentando correcções para o comportamento visco-elástico da crosta tendo em conta as compensações glacio-isostáticas sugeriram um nível do mar 6 a 13 m acima do actual para o seu pico transgressivo mais pronunciado ($\approx 400\text{ ka}$) (Raymo e Mitrovica 2012).

12 - “Campo Dunar do Malhão”

Ao longo do litoral situado entre Porto Covo e Vila Nova de Milfontes (aflorando ainda para S desta localidade), existe um extenso campo de eolianitos consolidados de cimento carbonatado. Não se efectuaram estudos sobre estes sedimentos no âmbito do presente trabalho, tendo apenas sido feita a sua cartografia na área abrangida pelo Anexo 2.

Pereira (1990) realizou um estudo detalhado sobre estes eolianitos, identificando dois episódios de deposição durante o Plistocénico, que designou por “Arenito dunar de Malhão” e “Arenito dunar de Aivados” (mais antigo e mais recente, respectivamente). A designação de “Campo Dunar do Malhão” abrangendo estes dois episódios foi introduzida por Neto de Carvalho (2009), embora Pereira (1990) já tivesse utilizado este termo de forma informal, referindo-se apenas ao primeiro ciclo de deposição. A identificação e associação de icnofósseis de mamíferos permitiu atribuir um intervalo de deposição entre os 125 ka e os 35 ka (Neto de Carvalho, 2011), intervalo de tempo já considerado por Pereira e Angelucci (2004), que indicaram o MIS 6?-MIS5 e MIS 3-MIS2?.

Constituído essencialmente por arenitos bioclásticos com cimentação carbonatada associada a processos pedogénicos, este campo dunar aflora ao longo de uma faixa orientada N-S e estende-se cerca de 2 km para o interior. Desenvolver-se-ia também para ocidente da actual linha de costa, como mostra a sua presença na ilha do Pessegueiro.

Embora Pereira tenha definido uma extensão de cerca de 20 km, entre São Torpes e a Pedra D. Rodrigo ($\approx$ 2 km a S de Vila Nova de Milfontes), arenitos eólicos intensamente ferruginizados observados no litoral de Almogrove deverão corresponder à mesma unidade, tendo já perdido a carbonatação. De facto, alguns eolianitos identificados na área da Pedra D. Rodrigo apresentam-se pontualmente ferruginizados. A cartografia aqui apresentada integra nesta unidade sedimentos com estas características, no sector litoral a S de Vila Nova de Milfontes, em conjunto com os arenitos carbonatados.

13 - Etapas da sedimentação – síntese

Neste capítulo pretende-se efectuar uma síntese das fases de deposição identificadas na área de estudo, durante o Cenozóico. As unidades aqui descritas enquadram-se parcialmente nas SLD definidas por Cunha (1992), e reajustadas em termos de posicionamento cronológico em estudos subsequentes (e.g., Cunha *et al.*, 2009, Pais *et al.*, 2012), e que têm sido utilizadas em vários estudos sobre o Cenozóico de Portugal. A figura 3.39 esquematiza o enquadramento estratigráfico das unidades caracterizadas na planície litoral e bacia de Alvalade. O desfaseamento de algumas unidades aqui estudadas com as SLD poderá estar relacionado com a conjugação dos factores que condicionam os limites das unidades alostratigráficas, como o eustatismo, tectónica e clima, cuja amplitude dos seus efeitos pode ser variável no tempo e no espaço.

Detectaram-se 6 principais etapas na sedimentação, delimitadas por rupturas sedimentares significativas:

1ª etapa

O início da sedimentação cenozóica está representado pela formação de Vale do Guizo, tendo ocorrido no Paleogénico após lacuna de todo o Cretácico. Durante o Eocénico, como consequência de eventos relacionados com a tectónica alpina foram criados relevos e áreas deprimidas a eles contíguas. Esta desestabilização da topografia, responsável pela estruturação das bacias cenozóicas ibéricas, promoveu a geração de leques aluviais enraizados nos relevos periféricos, que se espraíram nas bacias de sedimentação então geradas. A formação de Vale do Guizo abrange na sua totalidade as SLD 7 e 8, ocupando ainda o início da SLD 9 segundo alguns autores, alargando-se assim à base do Burdigaliano.

2ª etapa

A sedimentação francamente miocénica iniciou-se no Serravaliano superior, existindo lacuna no registo sedimentar do Burdigaliano ao Langhiano. Caracteriza-se por uma transgressão marinha que submergiu grande parte da área localizada a N de Sines e que se estende para o interior da bacia do Baixo Tejo até à longitude de Alcácer do Sal. Nesta fase poderá já ter-se iniciado o entalhe da plataforma de abrasão regional no sector a S de Sines. Este episódio durou até ao Tortonian inferior e foi responsável pela deposição da formação de Alcácer do Sal, que apenas ocupa a parte superior da SLD 10.

Era/Erat.	Peri./Sist.	Época/Série	Idade/Andar	Ma	Alentejo Litoral (sector Melides - Vila Nova de Milfontes)	Bacia de Alvalade	SLD (adaptado de Cunha, 1992)
Cenozóico	Quaternário	Holocénico			Aluviões, areias de praia e duna	Aluviões	
		Plistocénico	Superior	0,0117	Dunas fossilizadas		
			Médio	0,126	Terraços marinhos e fluviais	Terraços fluviais	14
			Calabriano	0,781			
			Gelasiano	1,806			
	Neogénico	Pliocénico	S. Placenciano	2,588	Fm. Vale Figueira	Fm. Panóias	13
			I. Zancleano	3,600	Fm. Galé	Fm. Alvalade	
		Miocénico	S. Messiniano	5,333	Fm. Melides	Fm. Esbarrondadoiro	12
			Tortoniano	7,246			11
					?		
			S. Serravaliano	11,62	Fm. Alcácer do Sal		
		Miocénico	M. Langhiano	13,82			10
				15,97			
			I. Burdigaliano	20,44			9
			Aquitano	23,03			
	Paleogénico	Oligocénico	S. Chatiano	28,1			
			I. Rupeliano	33,9	Fm. Vale do Guizo	Fm. Vale do Guizo	8
		Eocénico	S. Priaboniano	41,3			
			M. Bartoniano	47,8			7
			Luteciano	56,0			
		Paleocénico	I. Ipresiano	59,02			
			S. Tanetiano	61,6			
			M. Selandiano	66			
			I. Daniano				

Figura 3.39 – Enquadramento estratigráfico das unidades caracterizadas no presente estudo. Adaptado de Cunha *et al.* (2009) e Pais *et al.* (2012).

3ª etapa

Durante o Messiniano, uma nova subida eustática promoveu ingressão marinha, depositando-se os sedimentos da formação de Esbarrondadoiro. O seu registo apenas foi identificado na bacia de Alvalade, embora os dados obtidos neste trabalho sugiram que a ligação entre o mar aberto e a bacia sedimentar tenha ocorrido sob a forma de um golfo que penetraria no interior pela área localizada entre o relevo de Grândola e a área elevada do *horst* Sr^a das Chagas-Valverde. Na planície litoral, os relevos litorais actuariam como arribas costeiras e a erosão marinha terá continuado o entalhe da plataforma de abrasão regional que posteriormente foi ocupada e retocada, durante o Pliocénico. O fim da sedimentação marinha na bacia de Alvalade deverá estar relacionado com uma regressão ocorrida há ≈ 6 Ma.

Contemporaneamente a este episódio, ou logo após a retirada do mar, geraram-se leques aluviais enraizados na serra de Grândola, espalhando-se a N desta e a W, na planície litoral, depositando-se os sedimentos correspondentes à formação de Melides.

Estas unidades enquadram-se, nos estudos mais recentes, na parte inferior da SLD 12. Contudo não se descarta aqui a interpretação de Pimentel (1997), que considera a existência de um membro inferior da formação de Esbarrondadoiro, estritamente continental, depositado ainda no Tortoniano médio a superior. Poderão assim abranger a SLD11 e, seguramente, parte da SLD 12.

4ª etapa

Foram caracterizadas e/ou referidas várias unidades, totalmente ou parcialmente correlativas, cuja sedimentação se iniciou durante o Pliocénico. A sedimentação pliocénica está principalmente representada pela formação de Galé na área da planície litoral, pela formação de Alvalade na bacia de Alvalade, e pela formação de Ulme no sector contíguo da bacia do baixo Tejo. Os reconhecimentos de campo sugerem a existência de continuidade lateral entre os três domínios, estando a sedimentação interligada.

A sedimentação pliocénica começou no início do Zancleano com uma transgressão marinha de grande amplitude, representada na área da planície litoral pelos sedimentos da formação de Galé que bordejavam os relevos litorais, que por sua vez actuariam como arribas costeiras. Na bacia de Alvalade a sedimentação, ainda pouco organizada, estaria associada a sistemas de leques aluviais (membro A da formação de Alvalade).

Ainda durante o Zancleano desenvolveram-se importantes sistemas fluviais no território português. No Alentejo, as drenagens provenientes do interior (formação de Alvalade), condicionadas pelo relevo de Grândola, desaguiam no principal sistema fluvial de então, correspondente ao sector vestibular da bacia do Baixo Tejo, de orientação geral NE-SW. A desembocadura de um pré-Tejo pliocénico tem sido posicionada na península de Setúbal, entre a serra da Arrábida e área de Almada (e.g., Azevêdo, 1982; Azevêdo, 2006). Pais *et al.* (2012) propuseram a existência de um grande sistema fluvial interligando esta zona à que se estende para S da serra da Arrábida e à bacia de Alvalade. Com base nas observações de campo efectuadas no âmbito deste estudo, considera-se esta hipótese viável. A desembocadura do pré-Tejo corresponderia provavelmente a um importante sistema deltaico

com numerosos canais entrançados, migratórios. A serra da Arrábida constituiria assim um relevo já formado e um ponto de bifurcação das drenagens.

Na área da planície litoral, o sector mais distal deste sistema fluvial encontraria o domínio marinho ocorrendo sedimentação ora marinha ora continental, condicionada pelo equilíbrio entre factores como as oscilações eustáticas e a capacidade de transporte e sedimentação do sistema fluvial. A figura 3.40 esquematiza a articulação espacial da sedimentação durante o Pliocénico.

Estas unidades correspondem, grosso modo, à SLD 13, onde têm vindo a ser incluídas. Admite-se, porém, que a base da formação de Galé representa uma ruptura sedimentar associada a um evento eustático transgressivo ocorrido no Zancleano inferior, implicando um recuo nesta região da base da SLD 13 comparativamente à posição que tem vindo a ser admitida na bibliografia (Zancleano superior). Uma vez que na área em questão estas unidades se encontram cobertas por sedimentos anteriores à gliptogénese quaternária, o final da sua sedimentação deverá não atingir o topo da SLD 13.

5ª etapa

Corresponde à última etapa de sedimentação antes do encaixe quaternário da rede de drenagem e está representada pelas formações de Panóias e de Vale Figueira. Em resultado do arrefecimento generalizado do clima durante o Gelasiano geraram-se leques aluviais no sopé dos relevos existentes. Nas vertentes da serra de Grândola, os ambientes aluviais estavam representados por leques que evoluíam distalmente para drenagens mais organizadas, de carácter fluvial (formação de Vale Figueira). No bordo S da bacia de Alvalade acumularam-se sedimentos associados a leques aluviais enraizados na serra do Caldeirão e da serra da Senhora das Neves. Embora estas unidades traduzam, localmente, uma clara ruptura na sedimentação relativamente às unidades associadas à 5ª etapa sedimentar, enquadram-se ainda na SLD 13.

6ª etapa

Na passagem do Gelasiano ao Calabriano gerou-se uma rede de drenagem percursora da actual, associada ao início da gliptogénese quaternária. Neste contexto desenvolveram-se terraços fluviais associados ao rio Mira (sem sedimentos preservados, na sua maioria) e às ribeiras afluentes da lagoa de Santo André. Estes terraços estão pouco representados na área

considerada. Junto ao litoral as oscilações eustáticas ocorridas a partir do Plistocénico Médio foram responsáveis pelo entalhe da plataforma de abrasão regional, formando-se terraços marinhos embutidos nesta, sobre os quais se depositaram corpos dunares. Esta etapa enquadra-se na SLD 14 definida para as bacias do território português nos trabalhos que têm vindo a ser referidos.

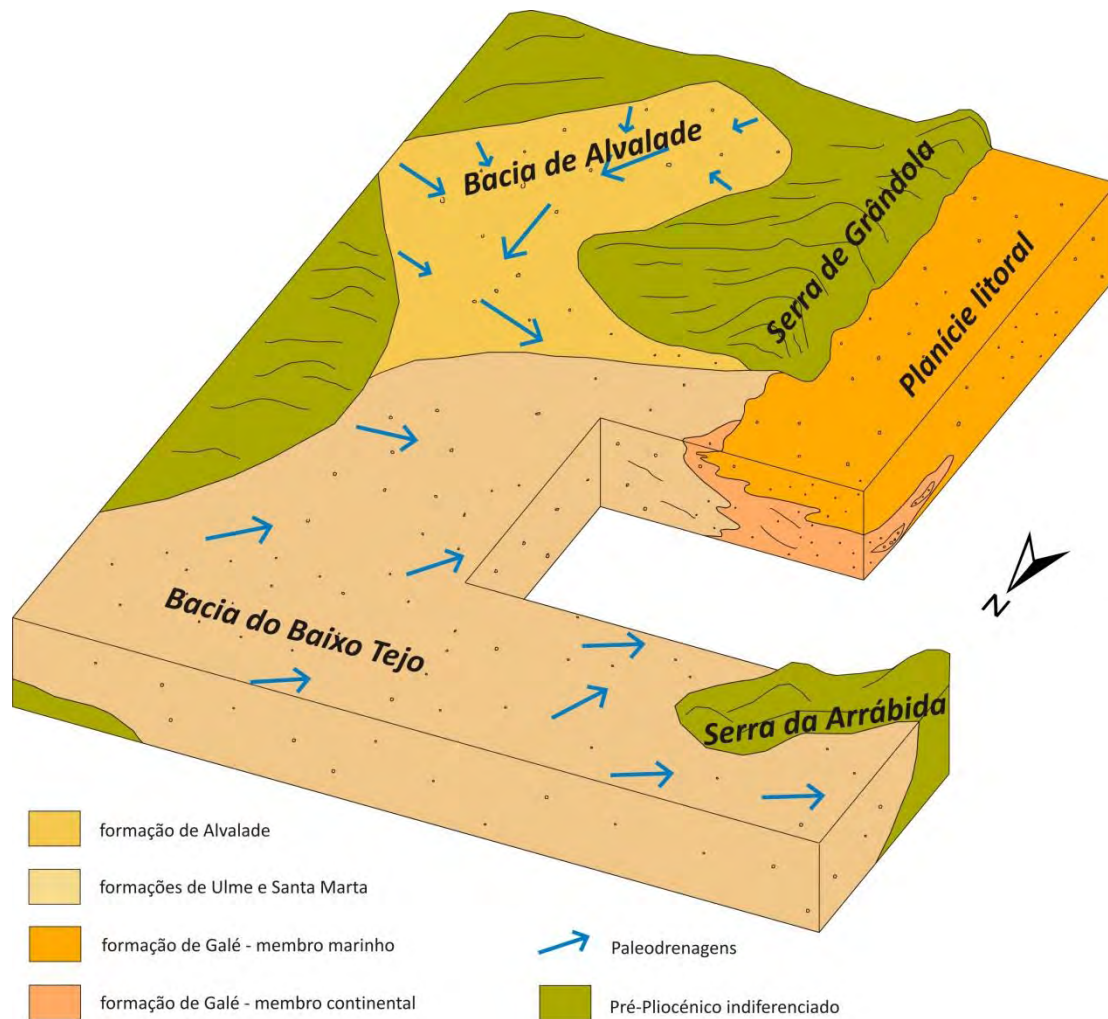


Figura 3.40 – Bloco diagrama esquemático evidenciando a sedimentação durante o Pliocénico e a articulação das diferentes unidades e bacias durante a 4ª etapa de sedimentação.

Capítulo IV - Tectónica

1 - Introdução

Diversos estudos têm atribuído à sedimentação cenozóica uma forte dependência da actividade tectónica, atribuindo-se às fases iniciais da compressão orogénica alpina a génese das principais bacias cenozóicas portuguesas, como consequência das alterações paleogeográficas daí resultantes (e.g., Carvalho *et al.*, 1983-85; Ribeiro *et al.*, 1990; Cunha, 1992; Pimentel e Azevêdo, 1994; e referências contidas nesses estudos).

Ao longo do litoral alentejano foram identificadas várias evidências de actividade tectónica ocorrida durante o Cenozóico, relacionada com os sucessivos eventos da orogenia alpina. Tais evidências foram já referidas e/ou caracterizadas por diversos autores e consistem em indícios directos e indirectos, como: falhas a afectar os sedimentos cenozóicos, em alguns casos estabelecendo contacto mecânico entre diferentes unidades; lineamentos morfológicos com aparente controlo na sedimentação; variações bruscas na morfologia do soco e na espessura dos sedimentos, detectadas através de métodos geofísicos e furos de sondagem; posição altimétrica anómala de sedimentos marinhos, indicando ocorrência de movimentos verticais pós-deposicionais.

Da análise de diversos estudos sobre a evolução do campo de tensões na Ibéria ao longo do Cenozóico decorrente da dinâmica de convergência entre as placas Núbia e Eurásia (Dewey *et al.* 1989; Ribeiro *et al.*, 1996; Vegas 2006; De Vicente *et al.*, 2008; De Vicente e Vegas, 2009; Duarte *et al.*, 2011) verifica-se que estas deformações estão associadas a compressão máxima horizontal de forma geral orientada N-S ao longo da maior parte do Cenozóico, NW-SE no Miocénico Superior e Pliocénico, com rotação do campo de tensões ao longo do Plistocénico para WNW-ESE, persistindo esta orientação até à actualidade.

A área reveste-se de particular interesse pela ocorrência de deformações tectónicas recentes, ocorridas durante o chamado período neotectónico, cuja caracterização é essencial no que diz respeito a estudos de perigosidade sísmica. Para a caracterização neotectónica de determinada área, nomeadamente para o cálculo de taxas de actividade, é necessário definir esse período.

No conceito de Neotectónica utilizado por Cabral (1995) e Dias (2001) considera-se que o período neotectónico se inicia após a última reorganização significativa da tectónica regional. Segundo vários autores (ver Cabral, 1995, 2012, e referências aí contidas), após intensa actividade tectónica durante o Miocénico verificou-se um período de relativa acalmia no Pliocénico, voltando a acentuar-se no final do Pliocénico. Esta dinâmica está presente no

registo geológico, que demonstra que sedimentos pliocénicos sucedem a intensa fase de encurtamento do Miocénico superior e que os sedimentos do Pliocénico (Placenciano) e do Plistocénico inferior são afectados por movimentações ao longo das falhas principais e apresentam evidências de levantamento, sugerindo retoma da actividade tectónica durante o Quaternário (Cabral, 2012). Assim, tem-se considerado para o período neotectónico os últimos ≈ 3 Ma (Dias, 2001; Cabral, 2012) ou $\approx 2,6$ Ma (Cabral, 2012; Figueiredo, 2015). Porém, algumas das referências que têm sido utilizadas como marcadores geológicos para constrangimento da deformação terão idade mais antiga, provavelmente recuando à base do Zancleano, de acordo com os dados apresentados nos capítulos III.7 e III.8.

O recurso a métodos geofísicos tem permitido avanços consideráveis no conhecimento da área do Golfo de Cádiz. Segundo Zitellini *et al.* (2009), o prisma acrecionário no golfo de Cádiz encontra-se coberto por sedimentos depositados desde o início do Pliocénico (outros questionam se esta sedimentação se inicia ainda no final do Miocénico, e.g. Roque, 2007, Terrinha *et al.*, 2009), que quase não apresentam deformação, sugerindo que o prisma não se encontra activo ou se encontra em processo de cessação ou com actividade pouco pronunciada. Salienta assim um único mecanismo de deformação na região na actualidade, a convergência Ibéria-Núbia acomodada por encurtamento ao longo de várias estruturas NE-SW a NNE-SSW como as falhas de Marquês de Pombal e da Ferradura, e pela reactivação de um conjunto de falhas WNW-ESE designadas de falhas SWIM. Rosas *et al.* (2009), com base na actual taxa de convergência e nas características das estruturas associadas às falhas SWIM (rotação de dobras em *échelon*), estimaram que a sua reactivação ocorreu há cerca de 1,8 Ma.

Por outro lado, Duarte *et al.* (2011) propuseram a coexistência de dois mecanismos activos na actualidade, a convergência Ibéria-Núbia e subducção no Golfo de Cádiz, considerando a formação do prisma acrecionário sobre falhas pré-existentes (SWIM), desde o Miocénico médio, tendo estas falhas sido reactivadas há aproximadamente 1,8 Ma (idade estimada com base no estudo de Rosas *et al.*, 2009) e o prisma acrecionário continuado activo, embora com diminuição da sua actividade. Os autores referem ainda que a reactivação terá resultado de uma rotação gradual da direcção da convergência entre as placas Ibéria e Núbia, de NW-SE para WNW-ESE.

Dos estudos referidos sobressai uma mudança no regime tectónico na área do Golfo de Cádiz, passando-se de uma deformação associada a subducção para uma convergência entre as placas Núbia e Eurásia, numa faixa larga em que a deformação é acomodada de forma distribuída por várias estruturas. A cessação ou abrandamento da subducção e respectiva

acrecção sedimentar associada terá ocorrido no final do Miocénico ou do Pliocénico, dependendo dos autores, tendo existido, posteriormente, incremento na actividade tectónica e mudança de regime aos $\approx 1,8$ Ma.

Este valor implica um período tectónico mais curto em cerca de 1 Ma que aquele que tem sido considerado nos estudos de neotectónica realizados no território emerso, possivelmente excluindo deste quadro várias estruturas que têm sido consideradas como potencialmente activas. Porém, como referiu Cabral (2012), tendo em conta as baixas taxas de actividade e longos ciclos sísmicos das falhas reconhecidas em Portugal continental, e a necessidade de assegurar a identificação de todas as fontes potencialmente sismogénicas, justifica-se a utilização de um período tectónico longo.

Deste modo, e tendo em conta a idade zancleana introduzida neste estudo para algumas das referências geológicas que têm sido utilizadas em estudos de neotectónica, o período neotectónico aqui considerado abrange todas as deformações ocorridas desde o Pliocénico (≈ 5 Ma), posteriores à intensa fase de encurtamento ocorrida durante o Miocénico superior. Enquadram-se aí as deformações de génese tectónica que afectam vários dos sedimentos aqui estudados, nomeadamente as formações de Galé, Alvalade, Panóias, Vale Figueira e os depósitos de terraços marinhos.

Pretende-se neste capítulo efectuar uma caracterização não só da actividade neotectónica mas abrangendo a actividade tectónica compreendendo toda a era cenozóica, determinando o seu papel promotor ou condicionador da sedimentação, embora destacando-se as deformações neotectónicas pela sua relevância na compreensão do contexto geodinâmico actual e pela importância na avaliação da perigosidade sísmica. Assim, será primeiro feita uma descrição de todas as falhas com actividade cenozóica identificadas na área de estudo. Segue-se uma caracterização geral das deformações verticais da crosta que não são directamente atribuíveis a falhas, numa abordagem de carácter neotectónico. Para as falhas que apresentam actividade neotectónica, é estimado o seu potencial sismogénico. Por fim, estabelece-se a relação entre a tectónica regional e a evolução paleogeográfica e sedimentar, culminando num enquadramento no contexto geodinâmico actual.

2 - Deformações associadas a falhas

2.1 - Introdução

Neste capítulo pretende-se efectuar uma caracterização das falhas existentes na área estudada (figura 4.1), que condicionaram a sua evolução paleogeográfica e, consequentemente, os processos sedimentares, ao longo do Cenozóico. Para tal consideram-se os estudos já publicados e as novas observações resultantes dos trabalhos de campo efectuados, cartografia geológica, análise morfológica e dados de subsuperfície (relatórios de sondagens e de furos de captação de água – lista de relatórios no Anexo 1), de forma a conhecer a geometria e comportamento cinemático das zonas de deformação. Uma vez que esta área apenas abrange parte dos três domínios morfológicos principais existentes na região, nomeadamente a bacia de Alvalade e sua transição para o sector S da bacia do Baixo Tejo, os relevos litorais (serras de Grândola e do Cercal) e a planície litoral, tecem-se algumas considerações sobre estruturas que já se encontram fora do sector proposto para este estudo mas cuja referência se considerou importante para a compreensão e caracterização da evolução tectono-estratigráfica regional.

A serra de Grândola tem sido interpretada como um relevo de génese tectónica, principalmente associado à reactivação da falha de Grândola ao longo do Cenozóico (Feio, 1951; Carvalho, 1986; Pimentel e Azevedo, 1989, 1984; Cabral, 1995, Pimentel, 1997). Os estudos aqui efectuados revelam uma forma morfológica complexa, cujas particularidades sugerem que, embora a falha de Grândola corresponda a um elemento principal na origem deste relevo, outras estruturas/factores deverão ter actuado em conjunto com esta, condicionando o resultado hoje observado. Zbyszewski (1939) e Pimentel e Azevedo (1989) já haviam proposto a existência de mais falhas a delimitar o que consideraram o *horst* de Grândola, modelo no entanto não desenvolvido. Embora se considere que a forma actualmente existente corresponda à expressão da deformação e de processos erosivos ocorridos durante o Neogénico e Quaternário, e tendo em conta os estudos anteriores que referem actividade da falha de Grândola ao longo de todo o Cenozóico, proporcionando criação de relevo a S da falha e controlando assim a sedimentação, parte-se do princípio que as estruturas que condicionam a forma deste relevo na actualidade terão também actuado ao longo de todo o Cenozóico.

As seguintes características apontam para a conjugação de várias estruturas na formação desta serra:

- a escarpa setentrional termina bruscamente na parte NW do relevo, coincidindo com o local onde se verifica um maior elevação morfológica. Não existe aqui o comportamento esperado de uma escarpa que vai perdendo vigor ao aproximar-se do *tip point* da falha a que está associada. No caso de a falha de Grândola se prolongar mais para W, como proposto em alguns estudos, seria expectável a continuação do relevo nesta direcção, a não ser que se verifique a existência de outro controlo estrutural nesta área;

- como já foi descrito com maior detalhe, a serra de Grândola apresenta uma importante linha de cumeada de direcção geral N-S que se estende bastante para S do traçado da falha de Grândola e que é subparalela ao escarpado virado a ocidente, sugerindo a existência de outros factores de controlo.

A S deste relevo existe outro bastante destacado na paisagem, fazendo também a separação entre a planície litoral e a bacia de Alvalade, correspondente à serra do Cercal. Alguns autores atribuem uma génese recente de carácter tectónico a esta forma, associada a uma falha (falha do Cercal) que a delimita a W (Pereira, 1990; Ribeiro *et al.*, 1993). Contudo, os reconhecimentos geológicos efectuados não permitiram detectar existência de actividade tectónica desta estrutura durante o Cenozóico, tendo vindo a actuar essencialmente como relevo de erosão diferencial condicionado pelas litologias mais competentes do Complexo Vulcano-silicioso do Cercal, como já tinha sido proposto por Pimentel (1998).

A planície litoral sofreu também várias deformações ao longo do Cenozóico devido a movimentações ao longo de falhas que foram responsáveis pela sua compartimentação e que se encontram expressas na morfologia e registo sedimentar. Recentemente, com base em critério morfológico, Cabral *et al.* (2017) propuseram o prolongamento da falha de São Marcos-Quarteira (desligamento direito de direcção NW-SE reconhecido entre Quarteira e São Marcos da Serra – ver Dias, 2001) para NE, até à área de Vila Nova de Milfontes. Os autores consideraram que o encaixe do rio Mira, no alinhamento da falha e com a mesma direcção, estará controlado por aquela.

Procura-se assim caracterizar as falhas principais e secundárias que se considera terem um papel importante na evolução tectono-estratigráfica regional, responsáveis pela actual configuração da serra de Grândola, planície litoral e bacia de Alvalade.

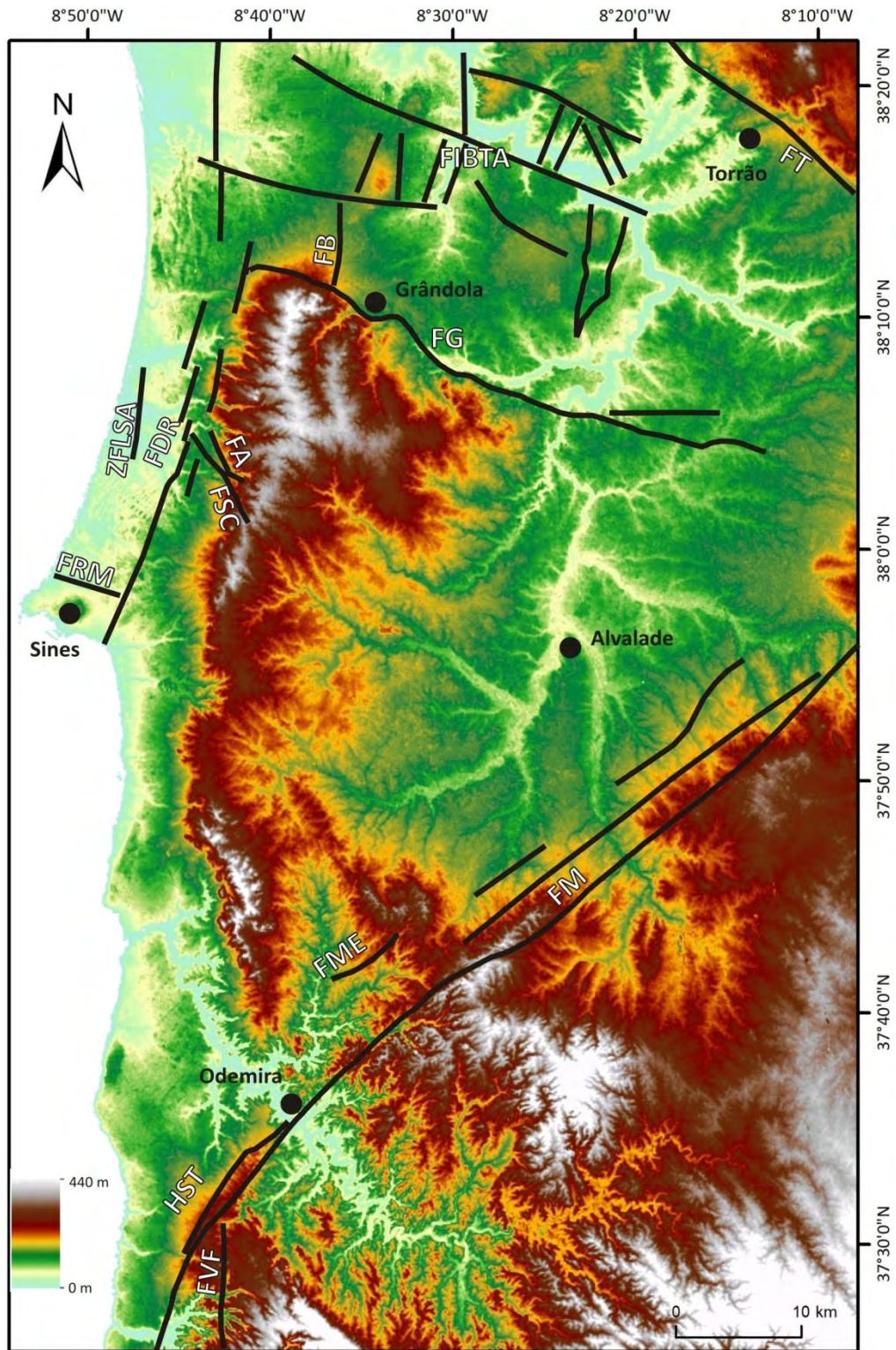


Figura 4.1 – Mapa hipsométrico (ASTER GDEM – NASA) com representação das falhas estudadas neste capítulo (falhas certas e prováveis representadas de forma indiferenciada). Geometria das falhas baseadas neste estudo e outros: FT, Falha do Torrão (LNEG, 2010); FIBTA, falhas inferidas nas bacias do Baixo Tejo e Alvalade (Oliveira *et al.*, 2001; Dias *et al.*, 2011); FB, falha de Barradas; FG, falha de Grândola (Oliveira *et al.*, 2001; Dias *et al.*, 2011); FDR, falha de Deixa-o-Resto; FSC, falha de Santa Cruz; FA, falha de Ademas; ZFLSA, zona de falha da lagoa de Santo André; FRM, falha da Ribeira de Moinhos; FM, falha da Messejana (Oliveira, 1984; Cabral, 2012); FME, falha de Monte da Estrada; HST, horst de São Teotónio (Oliveira, 1984); FVF, falha de Vale de Fecho.

2.1.1 - Dificuldades na identificação de deformações tectónicas: a problemática do carso

No decorrer deste estudo sentiu-se grande dificuldade na identificação de deformações a afectarem sedimentos cenozóicos cujo substrato se enquadra no domínio da Zona Sul Portuguesa, caracterizada principalmente por xistos e grauvaques, nomeadamente nas áreas a N e E da serra de Grândola. Contudo, na área da planície litoral, onde o substrato corresponde a rochas carbonatadas mesozóicas, foram detectadas abundantes deformações frágeis e dúcteis (falhas e dobramentos) principalmente nos sedimentos pliocénicos e plistocénicos. Muitas destas deformações ocorrem em locais onde não foi possível associá-las a quaisquer estruturas reconhecidas e poderão dever-se a processos não tectónicos.

A existência de litologias calcárias é propícia à geração de carsificação devido à dissolução do carbonato de cálcio, formando-se irregularidades e cavidades. Os sedimentos cenozóicos depositados sobre estas rochas cobrem muitas vezes uma morfologia irregular pré-existente, formada por processos cárnicos anteriores à sua deposição. Porém, a continuação da dissolução após esta deposição faz com que os sedimentos de cobertura se acomodem por subsidência às cavidades entretanto geradas ou amplificadas de forma gradual, ou por abatimentos súbitos, deformando-se. Trata-se de um processo frequente neste tipo de enquadramento geológico e que já foi descrito em estudos anteriores, nomeadamente por Dias (2001) e Dias e Cabral (2002b), que se debruçaram sobre a sua ocorrência na região do Algarve. Estes autores identificaram várias dobras com geometria em sinforma e antiforma, e falhas de cinemática normal e inversa que associaram ao desenvolvimento subterrâneo de carsificação (criptocarso). A figura 4.2 esquematiza a geração destas estruturas. Em inúmeros casos a origem não tectónica das estruturas de deformação dúctil e/ou frágil pôde ser confirmada em afloramento, existindo exposição completa da cavidade cársica e da deformação desenvolvida nos sedimentos suprajacentes. Para outras situações de afloramento em que apenas são observáveis as estruturas na cobertura, os autores apontam dois critérios para determinar se se trata de deformação associada a carsificação: dispersão geográfica destas estruturas, não se verificando uma relação clara com falhas reconhecidas na área; dispersão direcciona do conjunto das fracturas geradas, uma vez que a expressão superficial da rotura de falhas em profundidade é caracterizada por fracturação consistente segundo determinadas direcções, em função do tipo de cinemática da falha. Ressalvam, no entanto, a possibilidade de a consistência direcciona não constituir um indicador imediato de deformação tectónica, pois a dissolução das rochas calcárias subjacentes pode desenvolver-se condicionada pelas fracturas pré-existentes, fazendo com que os planos de cisalhamento

gerados na cobertura sedimentar pela progressão da carsificação mimetizam a orientação dessas fracturas, que condicionam assim de forma passiva a deformação gerada nos sedimentos de cobertura.

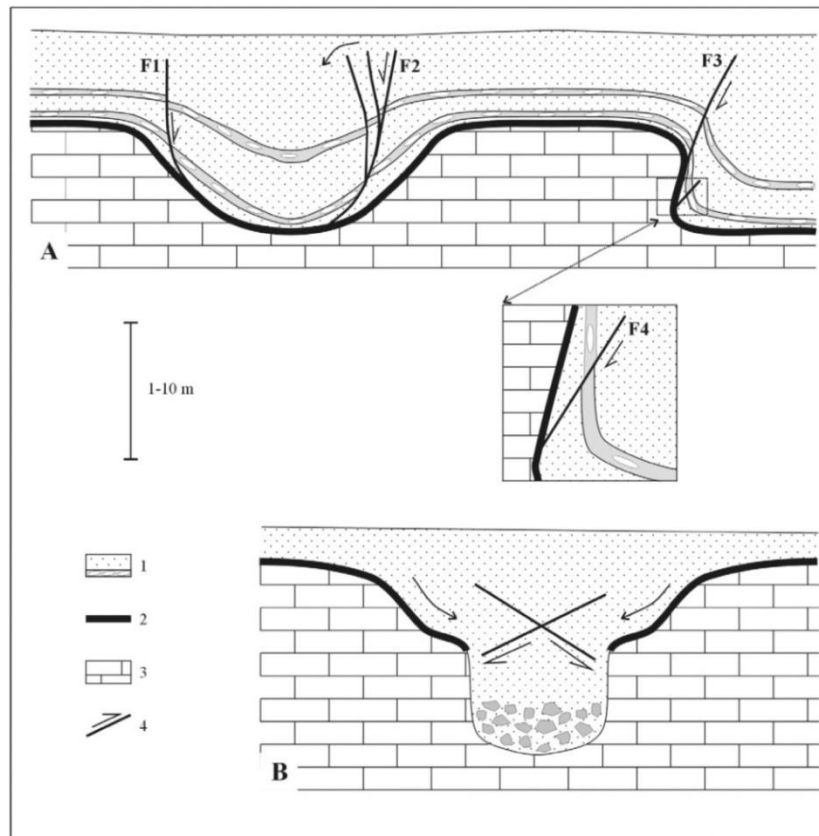


Figura 4.2 – Esquemas expeditos mostrando o processo de deformação de uma cobertura sedimentar associado à carsificação do substrato carbonatado (Dias e Cabral, 2002). A, geração de falhas normais, inversas e dobras associada ao desenvolvimento progressivo da cavidade cárstica; B, geração de falhas devido a colapso súbito. 1, cobertura sedimentar; 2, camada residual argilosa resultante do processo de descarbonatação; 3, substrato carbonatado; 4, falha com indicação do movimento relativo (seta).

2.1.1.1-Exemplos

A área litoral localizada entre Melides e Santiago do Cacém é caracterizada pela existência de rochas carbonatadas de idade jurássica que constituem o sector emerso da bacia mesozóica do Alentejo, encontrando-se frequentemente cobertas pelos sedimentos das formações de Galé e Vale Figueira. Estes apresentam-se falhados e dobrados em vários locais, tendo sido possível identificar algumas situações em que tal deformação não se deve a fenómenos tectónicos, mas sim à carsificação que afecta as rochas calcárias subjacentes. Apresentam-se aqui alguns exemplos onde as características dos afloramentos (cortes de estrada e pedreiras) permitiram atribuir uma génese cárstica às estruturas observadas.

Um dos exemplos mais expressivos foi observado numa antiga pedreira de exploração de calcários situados na ribeira do Azinhal ($38^{\circ}3'14''$ N/ $8^{\circ}44'12''$ W), a SE de Deixa-o-Resto. Aqui observa-se um conjunto sedimentar constituído por arenito com seixo rolado e um nível lutítico pertencentes à formação de Galé, e arenito com clastos de xisto e grauwauque da formação de Vale Figueira. Neste local, o nível fino separa os dois tipos de arenito. Todo o conjunto sedimentar cenozóico assenta sobre uma superfície irregular formada nos calcários, correspondente a uma superfície de carsificação. Num dos pontos da pedreira estes depósitos preenchem uma ampla cavidade gerada nas rochas carbonatadas e em que a sua estratificação acompanha as paredes da depressão, constituindo uma dobra em sinforma (figura 4.3), indicando que tal deformação ocorreu após a deposição dos sedimentos cenozóicos. Associado a este dobramento existem ainda diversos planos de cisalhamento. O sinforma observado deverá reflectir uma subsidência progressiva associada à amplificação de uma depressão cársica nos calcários subjacentes, tendo os sedimentos de cobertura sofrido dobramento e alguma fracturação ao adaptarem-se à morfologia do substrato em evolução.

Na continuação do processo de carsificação e subsidência dos sedimentos de cobertura é comum a ocorrência de rotação das estruturas já formadas, como apontam Dias (2001) e Dias e Cabral (2002b). Imediatamente a S da pedreira, no caminho de acesso ($38^{\circ}3'5''$ N/ $8^{\circ}44'18,6''$ W), parece observar-se uma situação deste tipo. A estratificação do sedimento apresenta-se próxima da vertical, cortada por planos de cisalhamento bastante horizontalizados, de cinemática inversa. Na figura 4.4 mostra-se que rodando a estratificação para a sua posição original, horizontal, os planos de falha que a afectam apresentam agora uma cinemática normal, o que é mais compatível com o contexto de subsidência sedimentar relacionada com um abatimento em profundidade.

Os cortes de estrada localizados ao longo do IC33 a SW do bordo ocidental da serra de Grândola ($38^{\circ}3'33''$ N/ $8^{\circ}42'56''$ W) mostram também sedimentos das formações de Galé e Vale Figueira assentes sobre uma superfície irregular desenvolvida nas rochas carbonatadas jurássicas. Parte desta irregularidade deve-se a processos de carsificação ocorridos posteriormente à deposição das unidades cenozóicas, como sugerem as perturbações na estrutura dos sedimentos, com geração de dobras, microfalhas, e mistura dos dois tipos de depósitos.

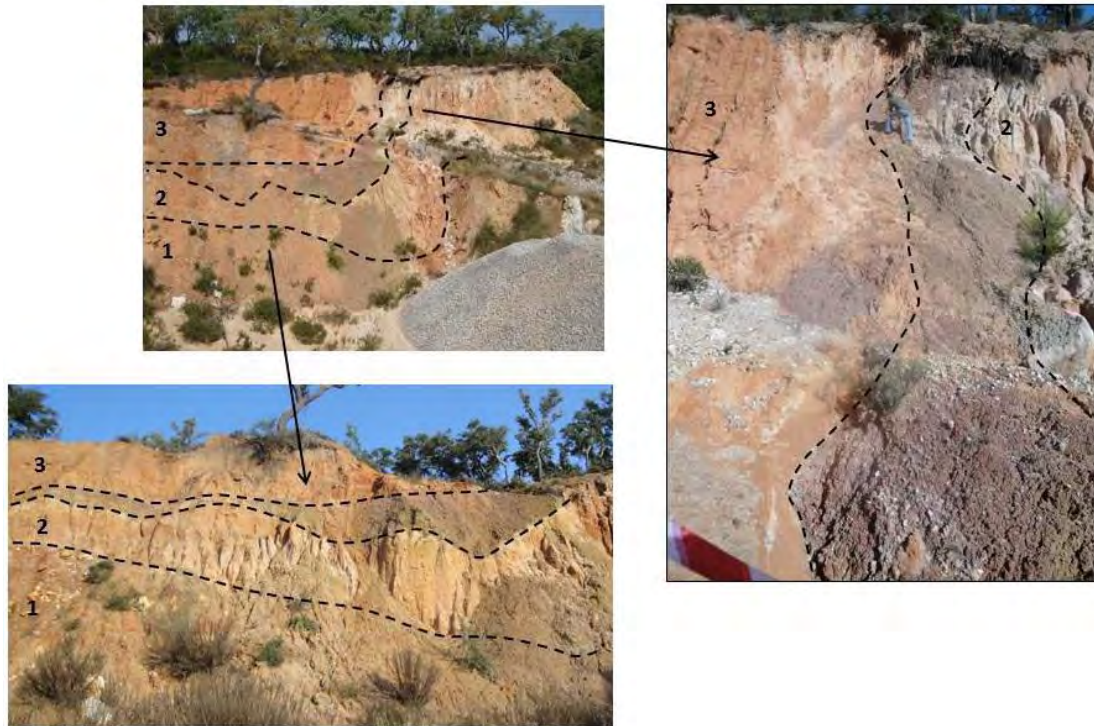


Figura 4.3 – Deformação em sedimentos associada à carsificação do substrato jurássico carbonatado ($38^{\circ}3'14''$ N/ $8^{\circ}44'12''$ W). 1, Jurássico (carsificado e em grande parte coberto por material escorrido das unidades suprajacentes); 2, formação de Galé; 3, formação de Vale Figueira.

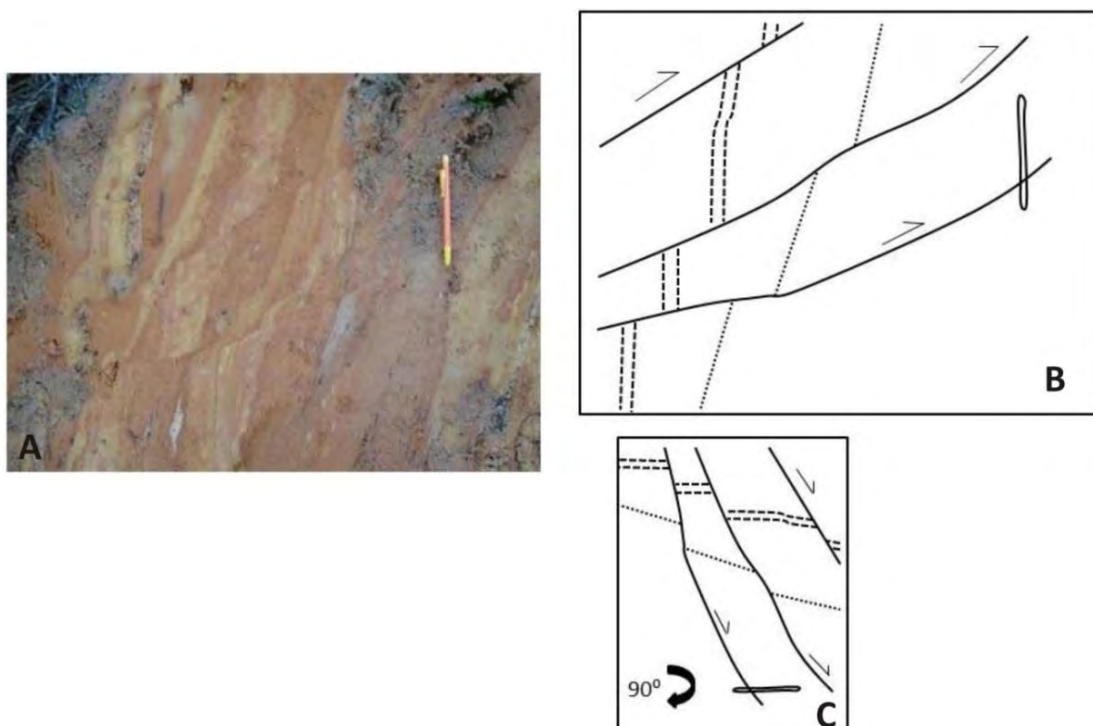


Figura 4.4 – Deformação em sedimentos cenozóicos associada à carsificação do substrato jurássico carbonatado ($38^{\circ}3'5''$ N/ $8^{\circ}44'18,6''$ W), ocorrendo rotação das estruturas. A, fotografia do sedimento deformado; B, esquema ilustrativo da fotografia, evidenciando planos de cisalhamento (a cheio), estratificação (com nível lutítico delimitado a tracejado) e feixes oblíquos (a pontejado); C, esquema ilustrativo rodado 90° no sentido horário.

2.2 - Falha do Torrão

2.2.1 - Introdução

Embora a falha do Torrão se encontre já fora da área geográfica definida para este estudo, será aqui efectuada uma descrição sucinta uma vez que corresponde a uma estrutura importante no controlo morfoestrutural deste sector da bacia cenozóica de Alvalade, com forte influência nos processos sedimentares.

Trata-se de uma zona de deformação designada falha do Torrão (e.g., Pimentel e Azevedo, 1994; Pimentel, 1997) e foi interpretada por alguns autores como o sector ocidental da falha Vidigueira-Moura (Carvalhosa, 1983-85; Gonçalves e Antunes, 1992), apesar de não existam fortes evidências que suportem esta interpretação. A cartografia geológica mostra que esta zona de fracturação se estende ao longo de aproximadamente 43 km para W da falha da Messejana, desde a localidade de Cuba até cerca de 11 km a NW do Torrão. Apresenta uma direcção geral WNW-ESE no seu troço mais oriental, flectindo para NW-SE próximo da longitude de Alvito. A zona de falha principal localiza-se a N do Torrão. No entanto identifica-se uma ramificação que se desenvolve segundo a direcção WNW-ESE a E-W imediatamente a S desta localidade onde, recentemente, se reconheceram indícios de deformação cenozóica, como será referido adiante. Em vários locais a cartografia geológica na escala 1/50 000 publicada pelos Serviços Geológicos de Portugal (folhas 39-D Torrão e 40-C Viana do Alentejo) mostra contacto por falha entre rochas paleozóicas e sedimentos da formação de Vale do Guizo. Noutros, porém, existem manchas de sedimentos paleogénicos e plio-quadernários que cobrem o traçado da falha sem evidenciarem qualquer rejeito a essa escala cartográfica, como por exemplo na região a S do Alvito e a NW do Torrão.

A actividade cenozóica da estrutura foi proposta por alguns autores. Pimentel e Azevedo (1994) e Pimentel (1997) referiram a sua importância na génese da bacia de Alvalade durante o Paleogénico, tendo actuado em conjunto com as falhas de Grândola e da Messejana na criação de uma zona deprimida envolta pelos relevos então formados. Descreveram ainda um episódio de actividade importante durante o Miocénico superior, contribuindo para a ingressão marinha messiniana para o interior da bacia, testemunhada pela formação de Esbarrondadoiro. Embora sem evidências directas, propuseram também a sua reactivação no Pliocénico e Plistocénico. Esta actividade, mais recente, baseia-se nos indícios de deformação identificados por Brum da Silveira (1990) para a falha Vidigueira-Moura, localizada a E da falha da Messejana.

2.2.2 - Evidências de deformação

Para além das referências à ocorrência de deformação cenozóica em estudos anteriores e a sua representação na cartografia geológica publicada, esta foi observada numa trincheira aberta recentemente para a instalação de condutas de água, imediatamente a S da localidade do Torrão (38°17'18'' N/8°13'21'' W) (figura 4.5). Na Folha 39-D Torrão (Antunes *et al.*, 1991), o local do afloramento coincide com o limite cartográfico por falha entre rochas do Complexo Ígneo de Beja, a N, e sedimentos da formação de Vale do Guizo, a S, e também com a intersecção de duas falhas orientadas E-W e NW-SE. A trincheira expõe o contacto mecânico entre as duas unidades (figura 4.6). Neste contacto, que coloca lado a lado as duas unidades e apresenta uma direcção próxima de NW-SE, mediram-se planos com atitude (N54°W, 55°NE), (N42°W, 59°NE) e (N27°W, 54°NE). A intensa alteração do afloramento devido a processos de calchificação dificultou a medição de mais planos.

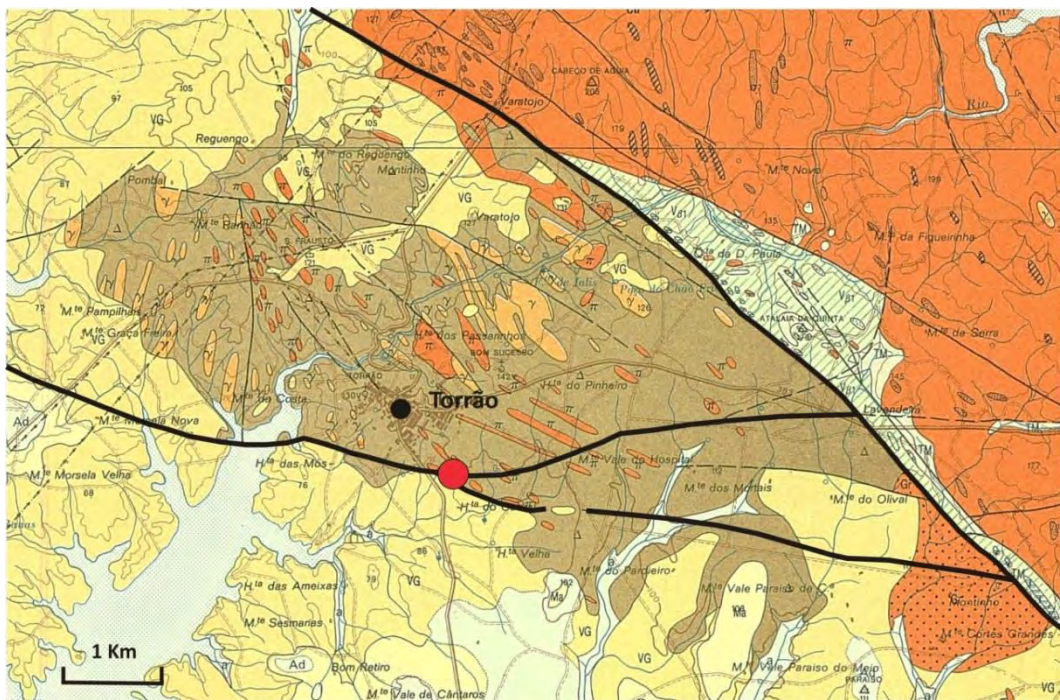


Figura 4.5 – Excerto da Folha 39-D Torrão da Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000 (Antunes *et al.*, 1991) mostrando parte da zona de falha do Torrão e localização da deformação observada (círculo vermelho, 38°17'18'' N/8°13'21'' W).

O sedimento paleogénico apresenta-se muito calchificado e é constituído por material detrítico heterométrico anguloso, com intercalações de níveis areníticos e conglomeráticos. Os clastos são essencialmente constituídos por quartzo e rochas do maciço ígneo. Poucos metros a SW da zona de falha a estratificação dos depósitos é (N9°E, 49°W), mostrando que

estes se encontram basculados para W, o que deverá corresponder a um efeito de arraste relacionado com a movimentação da falha. Regista-se ainda a existência de uma fracturação intensa NNE-SSW a afectar os sedimentos mas que devido à sua alteração não foi possível determinar se correspondem a superfícies de cisalhamento ou a diaclases. Também nas rochas ígneas paleozóicas, a NE da zona de falha, foram medidos alguns planos de fracturação de direcção NNE-SSW a NE-SW, e um plano NW-SE.

Este local coincide também com um degrau morfológico com comando máximo de cerca de 50 m, com o bloco levantado a atingir 131 m no vértice geodésico do Bom Sucesso, imediatamente a NE do Torrão, e a superfície erosiva desenvolvida na formação de Vale do Guizo situada a cerca de 80 m de altitude nesta área. Uma vez que na região ocorre uma superfície de aplanção talhada na formação de Vale do Guizo a cerca de 100 m altitude, conclui-se que uma parte importante deste ressalto morfológico se deverá a erosão diferencial.

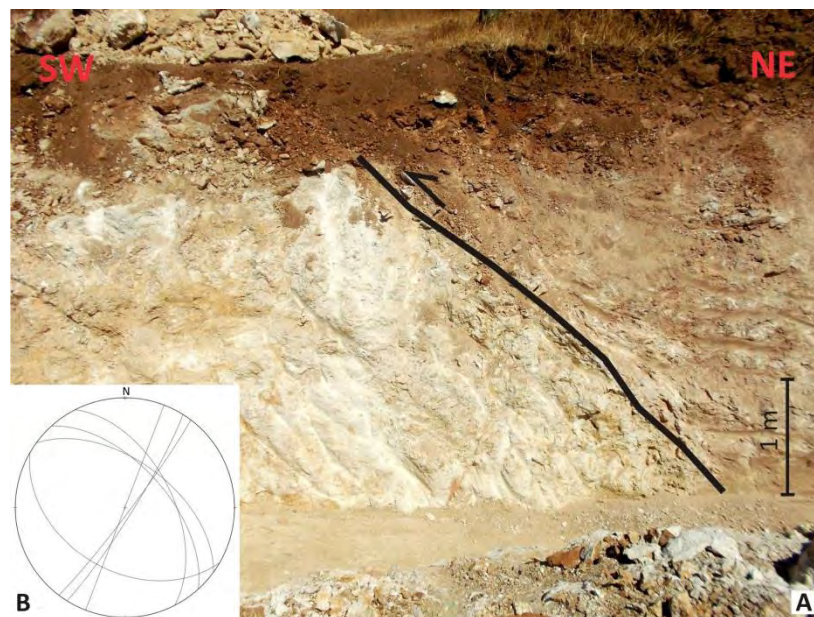


Figura 4.6 – A, Falha inversa com rochas ígneas paleozóicas no bloco a tecto e sedimentos paleogénicos calichificados da formação de Vale do Guizo no bloco a muro. B, Projecção estereográfica (rede de *Schmidt*, projecção no hemisfério inferior) dos planos de fractura identificados na zona de falha. Os três planos de direcção NW-SE com inclinação para NE correspondem à zona de falha principal.

2.2.3 - Interpretação

Na cartografia geológica publicada, a falha do Torrão não parece corresponder a um plano de falha discreto mas sim a um sistema de fractura composto por diversos planos de cisalhamento ao longo de uma faixa de largura variável que atinge valor máximo de ≈ 2 km. Contrariamente, na falha de Vidigueira – Moura a deformação ocorre ao longo de uma zona

bastante localizada, pelo que é muito pouco segura a interpretação de que correspondem à mesma estrutura, segmentada pela falha da Messejana. Porém, uma vez que apresentam a mesma orientação poderão ter actuado de forma semelhante como resposta aos campos de tensão durante o Cenozóico.

A falha identificada em afloramento não se situa na zona de fractura principal, tratando-se de uma ramificação secundária. Não existindo até à data referências a contactos por falha reconhecidos em afloramento entre o Cenozóico e o Paleozóico na zona de falha do Torrão, tendo a deformação cenozóica na falha sido inferida indirectamente em estudos anteriores (regularidade do limite cartográfico coincidente com ressalto morfológico?), o contacto mecânico identificado assume uma importância considerável, comprovando esta deformação e mostrando o comportamento da estrutura. Embora neste sítio o limite cartográfico tenha orientação E-W a WNW-ESE, a falha observada apresenta uma direcção mais próxima de NW-SE, o que poderá dever-se a uma pequena irregularidade no limite não representável à escala da cartografia 1/50 000. Uma vez que não foram feitos reconhecimentos de campo pormenorizados no local, assume-se que esta é uma direcção pontual numa estrutura mais próxima de E-W, tal como está representado na Folha 39-D Torrão (Antunes *et al.*, 1991).

Para além da cinemática inversa, a inclinação da estrutura principal, entre 50° e 60°, e a sua orientação face aos campos de tensões cenozóicos posteriores à sedimentação da formação de Vale do Guizo são compatíveis com a existência de uma componente de desligamento direito. As fracturas de direcção NNE-SSW a NE-SW, oblíquas à direcção principal, são compatíveis com planos de cisalhamento secundários antitéticos *R'* na geração de estruturas *Riedel* associadas a movimentação horizontal direita, não tendo sido, porém, medidos planos compatíveis com as fracturas sintéticas do tipo *R*.

Existem evidências de que a movimentação cenozóica neste ramo terá sido posterior à da zona de falha principal. O bloco de soco paleozóico onde se situa a localidade do Torrão encontra-se no bloco abatido da zona de falha principal, que passa a N desta vila. Apesar deste bloco, já por si rebaixado comparativamente à área localizada a N, se encontrar a cavalgar os sedimentos cenozóicos da formação de Vale do Guizo, a cartografia geológica mostra retalhos de depósitos pertencentes a esta unidade a cobri-lo. Esta característica sugere uma movimentação inicial apenas na falha principal durante as primeiras fases compressivas da orogenia alpina, contribuindo para a génese deste sector da bacia de Alvalade e condicionando a sedimentação durante o Paleogénico através da criação de relevo, como

proposto por Pimentel e Azevedo (1994) e Pimentel (1997). Posteriormente, provavelmente durante os episódios compressivos miocénicos terá ocorrido reactivação da falha do Torrão e do ramo aqui descrito, promovendo o levantamento do bloco do Torrão, cavalcando os sedimentos anteriormente depositados que sofreram fracturação e dobramento por arraste. Grande parte dos depósitos da formação de Vale do Guizo que cobriam este bloco intermédio terá entretanto sido remobilizada. Uma vez que no bloco abatido, imediatamente a S deste ramo, se observam os sedimentos paleogénicos até à cota 50 m e no bloco levantado estes assentam sobre o paleozóico aos 130 m, regista-se uma movimentação vertical mínima de 80 m posterior à formação de Vale do Guizo.

Apesar das deformações neotectónicas registadas na falha Vidigueira-Moura (Brum da Silveira, 1990, 2001; Brum da Silveira *et al.*, 2009), não existem evidências que permitam confirmar actividade pliocénica ou plistocénica na falha do Torrão. O degrau tectónico que limita a S o bloco intermédio do Torrão deverá, actualmente, dever-se à exumação de uma escarpa antiga, não tendo quaisquer implicações neotectónicas.

Concluindo, com base na geometria e comportamento da falha Vidigueira-Moura, localizada a leste da falha da Messejana, e na deformação associada à ramificação secundária da zona de falha do Torrão observada em afloramento, considera-se que esta falha se comportou durante o Cenozóico como falha inversa vergente para SW, com componente de desligamento direito. Os principais episódios de actividade ocorreram no Paleogénico, anteriormente à deposição da formação de Vale do Guizo, e provavelmente no Miocénico, deformando estes sedimentos.

2.3 - Falhas inferidas nas bacias do Baixo Tejo e Alvalade

2.3.1 - Introdução

A existência de sondagens de prospecção/furos para captação de água e de estudos geofísicos constituem dados essenciais para uma melhor percepção da morfologia do soco nos locais onde este se encontra coberto por sedimentos cenozóicos. Oliveira *et al.* (2001) e Carvalho *et al.* (2011), com base em dados de gravimetria, detectaram vários lineamentos no sector de transição entre as bacias do Baixo Tejo e Alvalade localizado entre as falhas de Grândola e do Torrão e na área que se estende para N da primeira, que se encontram também representados nas Folhas 42-A Grândola (Dias *et al.*, 2011) e 42-B Azinheira de Barros (Oliveira, 2006) da Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000. Segundo aqueles autores,

o grande contraste de densidades entre os materiais cenozóicos e o substrato paleozóico permite a identificação de potenciais zonas de falha nos locais onde se verificam fortes gradientes gravimétricos. Estes estudos apontam para a existência de várias falhas limitando uma série de blocos levantados e rebaixados a afectar a superfície do soco, interpretados como *horsts* e *grabens* gerados durante a orogenia alpina (e.g., Oliveira *et al.*, 1993; Pimentel, 1997; Oliveira *et al.*, 2001). Encontrando-se esta superfície quase sempre coberta por uma espessa coluna de sedimentos cenozóicos, alguns destes desníveis sugeridos pelas anomalias de Bouguer puderam ser confirmados pela existência de sondagens de prospecção.

Foi consultado, nas instalações do Laboratório Nacional de Energia e Geologia, um relatório da Sociedade Mineira Rio Artezia, Lda. (Área de Prospecção e pesquisa de Grândola-Alcácer, Relatório do 1º semestre de 1995) contendo um mapa das anomalias gravimétricas. Na figura 4.7 representam-se as falhas prováveis inferidas, tendo-se cruzado as interpretações efectuadas na análise do relatório com as de Oliveira *et al.* (2001) e com informação das folhas 42-A Grândola (Dias *et al.*, 2011) e 42-B Azinheira de barros (Oliveira, 2006), na escala 1/50 000, onde estes lineamentos se encontram cartografados com maior precisão. Foi também tido em conta as cotas a que foi interceptado o soco paleozóico em várias sondagens e furos de captação de água. Agrupam-se em duas orientações preferenciais, nomeadamente E-W a WNW e N-S a NNE-SSE, sendo as primeiras paralelas às duas falhas principais que limitam os bordos da bacia cenozóica nesta região. Como principais estruturas, Oliveira *et al.* (2001) indicaram os *horsts* de Martim Afonso-Outeirão, Pedrogão-Valverde, Piugada-Monte Sobral e os *grabens* de Lagoa Salgada e do Batão.

2.3.2 - Evidências de deformação

Pimentel (1997) caracterizou os sedimentos da formação de Vale do Guizo situados junto a zonas onde o soco paleozóico, constituído por xistos e grauvaques, se encontra elevado e aflora, como as áreas de Vale do Gaio e o morro de Sr^a das Chagas (respectivamente a S do Torrão e de Alcácer do Sal), realçando a escassez de clastos destas litologias. Sendo de esperar a ocorrência desta tipologia de clastos em quantidade considerável na formação de Vale do Guizo se estas áreas já se encontrassem elevadas aquando da sua deposição, actuando como áreas fonte, o autor considerou que os movimentos tectónicos que provocaram as irregularidades hoje detectáveis na superfície do soco ocorreram posteriormente a este episódio sedimentar.

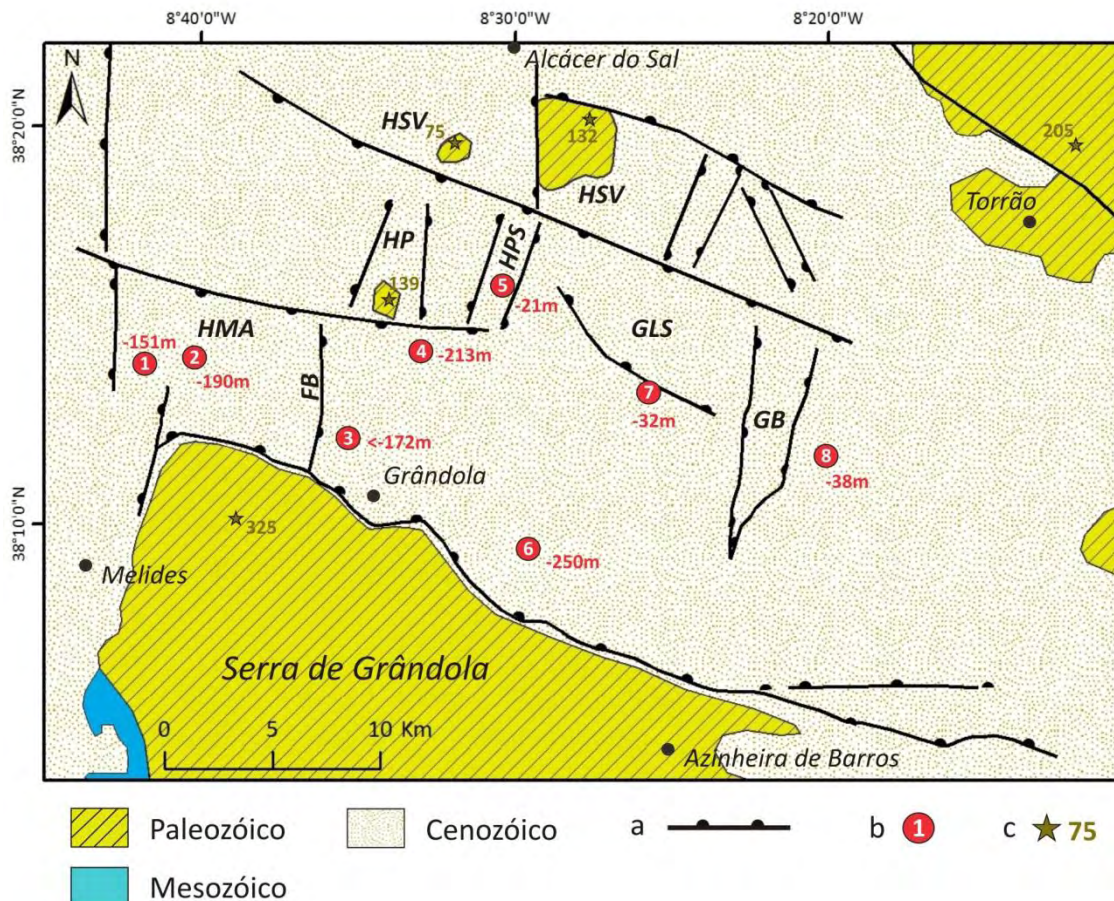


Figura 4.7 – Mapa geológico simplificado (a partir de Delfim de Carvalho, 1992) mostrando a localização de falhas inferidas nas bacias do Baixo Tejo e Alvalade através de lineamentos geofísicos (lineamentos adaptados de Oliveira *et al.*, 2001 e Dias *et al.*, 2011). Estruturas: FB, falha de Barradas; HSV, horst Srª das Chagas-Valverde; HP, horst de Pedrogão; HMA, horst de Martim Afonso; HPS, horst de Piugada-Monte Sobral; GLS, graben da Lagoa Salgada; GB, graben do Batão. a, falha inferida através de gradientes gravimétricos (meio círculo no bloco rebaixado); b, sondagens e furos de captação de água com indicação da cota do topo do Paleozóico; c, cota em locais onde aflora o Paleozóico. Sondagens: 1, SMB-12-01B; 2, GA1; 3, AC2; 4, AC1; 5, Fr1; 6, GA3; 7, FR1; 8, RM1.

Na zona de Lagoa Salgada, a aproximadamente 10 km a NE de Grândola, Matos *et al.* (2000) referiram a existência de um abatimento para N da interface Paleozóico/formação de Vale do Guizo em cerca de 50 m. Esta informação, com base em sondagens, é coincidente com a existência de um forte gradiente gravimétrico de orientação WNW-ESE (Oliveira *et al.*, 1993; Oliveira *et al.*, 2001), considerada uma falha gerada durante o Cenozóico (Matos *et al.*, 2000).

Pouco se pode adiantar relativamente às principais estruturas referidas por Oliveira *et al.* (2001) devido à escassez de sondagens profundas que atingem o soco. No entanto, tal como realçado por Pimentel (1997), salienta-se uma depressão bastante pronunciada da superfície do paleozóico na região a E de Grândola. As sondagens GA3, AC1, AC2, GA1 e SMS-12-01B evidenciam bem esta tendência, com esta superfície a -150 m (SMS-12-01B)/-190 m (GA1) no horst Martim Afonso, passando a -250 m 7 km a WNW de Grândola (GA3),

e voltando a subir para -120 m perto de Figueira de Cavaleiros (MBR1). 6 km a N de Grândola, o furo AC2 interceptou o soco a -213 m, indicando que a depressão se afunda no sentido da falha de Grândola.

Embora ainda não sejam totalmente claros os mecanismos responsáveis, a distribuição geográfica dos sedimentos miocénicos neste sector da bacia pode ter influência de algum controlo estrutural durante este período. Regista-se a existência de duas ingressões marinhas importantes durante o Miocénico, representadas na região pelas formações de Alcácer do Sal (Serravaliano superior-Tortoniano inferior) e Esbarrondadoiro (Messiniano), ambas associadas a níveis eustáticos acima do actual (Haq *et al.*, 1987). No entanto, com base nos estudos até agora publicados, estas ingressões marinhas parecem não coexistir na maior parte dos locais o que poderá associar-se à ocorrência de mudanças paleogeográficas importantes entre os dois episódios marinhos. Antunes *et al.* (1986) e Pais *et al.* (2012) consideraram que a separar estes dois domínios da sedimentação miocénica se encontra o *horst* de Sr^a das Chagas-Valverde, que corresponde a uma estrutura de orientação WNW-ESE localizada a S de Alcácer (ver figura 4.7). Os estudos efectuados, com reconhecimento geral de afloramentos e análise de relatórios de furos de captação de água, mostram uma certa regularidade da base da formação de Alcácer do Sal ao longo da ribeira do Arcão e rio Sado, cruzando vários destes lineamentos geofísicos, aparentando não terem existido movimentos verticais expressivos após a sua deposição.

No decurso dos trabalhos de campo foram identificadas deformações a afectar sedimentos cenozóicos que poderão estar associadas a uma destas falhas inferidas através de métodos indirectos, a falha de Barradas (figura 4.7). Ao km 44.8 do IC33 (38°11'50'' N/8°36'31'' W), 3 km a WNW de Grândola, existem vários planos de falha a afectar sedimentos cenozóicos e um contacto anómalo entre unidades distintas, em afloramento também já identificado por Carvalho (1986) e Cabral (1995). A figura 4.8 mostra o aspecto geral do afloramento, onde se observa um depósito com importante componente lutítica e com concreções carbonatadas, de tons avermelhados, a que se sobrepõe em inconformidade um corpo arenítico de grãos subrolados e cor alaranjada. Trata-se de um contacto erosivo entre lutitos da formação de Vale do Guizo e arenitos da formação de Alvalade. A unidade arenítica apresenta-se fracturada, com duas famílias de planos de falha principais de direcções NE-SW e NW-SE (figura 4.9).



Figura 4.8 – Aspecto do afloramento ao km 44,8 do IC33 ($38^{\circ}11'50''$ N/ $8^{\circ}36'31''$ W), mostrando contacto por falha entre duas unidades distintas, interpretado como a expressão superficial de actividade plistocénica da falha de Barradas. a, formação de Vale do Guizo; b, formação de Alvalade; c, formação de Vale Figueira. Linha a pontilhado corresponde ao contacto entre os sedimentos a e b. Linha a tracejado salienta a inclinação da estratificação em c.

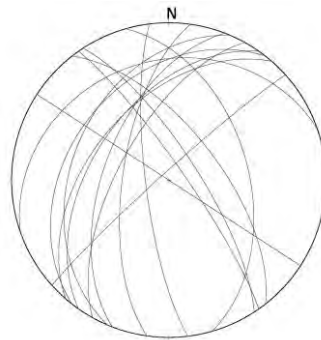


Figura 4.9 – Projecção estereográfica (rede de Schmidt, projecção no hemisfério inferior) de planos de falha medidos no afloramento localizado ao km 48,8 do IC33 ($38^{\circ}11'50''$ N/ $8^{\circ}36'31''$ W) (n=15).

Imediatamente a E, o arenito passa a um sedimento lutítico de cor avermelhada a cinzenta e aspecto marmoreado, que aparenta corresponder a outra unidade litostratigráfica caracterizada por alternância de arenitos lutíticos e conglomerados pouco grosseiros de quartzo anguloso, xisto e grauvaque. A imaturidade deste sedimento e a presença de xistos borra de vinho sugere uma alimentação proximal, proveniente da área da serra de Grândola, considerando-se este sedimento como pertencendo à unidade plistocénica formação de Vale Figueira. O contacto é de difícil interpretação pois consiste numa faixa de direcção geral NE-SW, onde os sedimentos parecem misturar-se, passando-se gradualmente de um domínio claramente arenítico ao sedimento de carácter mais lutítico contendo intercalações de clastos angulosos. No local onde se inicia esta transição, no corpo arenítico identificou-se uma zona intensamente fracturada onde se mediram planos de cisalhamento com atitudes que variam entre (N36°E, 54°NW) e (N23°E, 71°NW) (figura 4.10). Esta zona de deformação é paralela

ao contacto entre os sedimentos, sugerindo tratar-se de uma falha com componente vertical inversa causando subida do bloco W, provavelmente com um importante comportamento de desligamento como sugere a sua inclinação elevada. Também é observável deformação nos leitos conglomeráticos, que apresentam estratificação (N42°E, 24°SE). Trata-se de um basculamento do sedimento, devendo corresponder a uma dobra de arraste relacionada com a zona de falha referida. Embora bastante próxima do traçado provável da falha de Grândola, esta deformação apresenta uma orientação principal distinta, devendo tratar-se de outra estrutura. De facto, a Folha 42-A Grândola, escala 1/50 000 (Dias *et al.*, 2011), mostra um lineamento geofísico de direcção NNE-SSW neste local. Este lineamento apresenta-se paralelo ao eixo da elevação existente na superfície do Sado, referido no subcapítulo dedicado à geomorfologia regional (capítulo II.1), limitando-o a E.

Junto ao km 5 da estrada 261-1, que liga as localidades de Grândola e Carvalhal, existe um areeiro de exploração de areia (38°15'57'' N/8°40'55'' W). Neste local foram observados vários planos de falha a afectar sedimentos da formação de Galé, apresentando orientações NE-SW a NNE-SSW e inclinações para W (figura 4.11). Devido à dificuldade em identificar marcadores em ambos os lados dos planos, apenas foi medido um rejeito inverso de 15 cm, com subida do lado ocidental. A localização desta fracturação coincide com o lineamento geofísico E-W a WNW-ESE que delimita a N o *horst* de Martim Afonso, e encontra-se 2 km a E de outro com direcção N-S.



Figura 4.10 – Fracturação a afectar sedimentos da formação de Alvalade ao km 48,8 do IC33 (38°11'50'' N/8°36'31'' W).

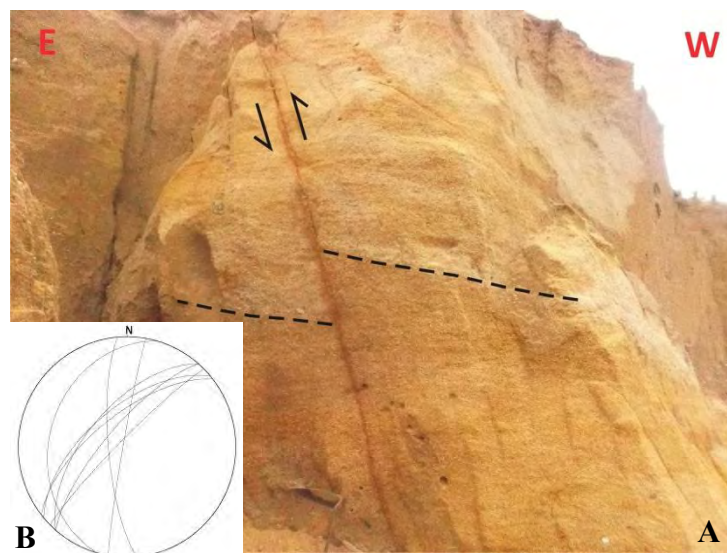


Figura 4.11 – A, plano de falha a provocar um rejeito de 15 cm, observável em horizonte que separa arenitos de diferente granularidade (linha a tracejado). B, projecção estereográfica (rede de *Schmidt*, projecção no hemisfério inferior) dos planos de falha medidos em areeiro localizado junto à estrada nacional 261-1 (38°15'57'' N/8°40'55'' W) (n=8).

O lineamento que segue paralelo à escarpa de Grândola, e que deverá corresponder à falha com o mesmo nome, termina a ocidente de encontro a uma possível estrutura de direcção NNE-SSW, que por sua vez se prolonga alguns quilómetros para S limitando o canto NW da serra. Na sua continuação para S, a cartografia geológica apresentada na Folha 42-A Grândola (Dias *et al.*, 2011) mostra a existência de estruturas com a mesma direcção a afectar rochas paleozóicas e mesozóicas, correspondendo, provavelmente, à mesma estrutura tectónica. Assim sendo, corresponderá a uma zona de falha com pelo menos 11 km de extensão. Esta zona de deformação não foi caracterizada nos reconhecimentos de campo efectuados no âmbito deste trabalho, contudo, a cartografia geológica referida mostra uma separação horizontal esquerda de 70 m a afectar unidades paleozóicas, de idade desconhecida.

2.3.3 - Interpretação

Devido à profundidade a que se encontram as estruturas referidas e, até à data, não terem sido identificados contactos mecânicos entre sedimentos cenozóicos e o paleozóico nos locais onde este aflora à superfície, a sua geometria e comportamento cinemático apenas podem ser interpretados de forma indirecta, na maior parte dos casos considerando a sua orientação e relação com os campos de tensão regionais conhecidos para o Cenozóico.

A distribuição e características das unidades sedimentares permitem constranger a idade das deformações. As observações de Pimentel (1997) apontam para que estas estruturas não tenham estado activas no Paleogénico, admitindo uma maior regularidade da bacia

durante a deposição da formação de Vale do Guizo. A inexistência, já referida, de variações altimétricas importantes a afectar a base da formação de Alcácer do Sal entre Grândola e Alcácer do Sal indica que a terem existido movimentações verticais associadas às estruturas aí existentes após o Tortoniano inferior (idade de topo da unidade), terão sido pouco expressivas. A geração dos desníveis associados, na forma de blocos elevados e deprimidos, terá então ocorrido entre a deposição das formações de Vale do Guizo e Alcácer do Sal, durante o Miocénico inferior a médio.

Existindo vários lineamentos E-W a WNW-ESE, paralelos às falhas de Grândola e Torrão, é provável que estes correspondam a falhas com componente vertical inversa e horizontal direita no Miocénico, correlativas de campos de tensão com a compressão máxima horizontal orientada aproximadamente N-S.

A zona de deformação identificada no IC33 confirma que o lineamento geofísico situado na mesma área corresponde a deformação tectónica, dada a sua coincidência geográfica e direcciona. O seu comportamento vertical também é consistente, pois o empolamento na superfície do Sado, a deformação observada e a informação indicada pelos métodos geofísicos indicam subida do bloco W relativamente a E. Tratar-se-á portanto de uma falha com componente de cinemática inversa durante o Plistocénico, aqui designada de falha de Barradas por se encontrar entre os montes de Barradas e Barradas de Cima.

Os lineamentos de direcção NNE-SSW a N-S localizados mais a ocidente apresentam orientações semelhantes a falhas identificadas na área da planície litoral e da vertente ocidental da serra de Grândola, como a falha de Deixa-o-Resto, podendo corresponder à mesma família de fracturação, ou mesmo ao seu prolongamento. A existência de falhas representadas na Folha 42-A Grândola (Dias *et al.*, 2011) na continuação para S da anomalia gravimétrica contra a qual a falha de Grândola termina, sugerem tratar-se de uma mesma estrutura. Uma vez que o cruzamento desta com o lineamento geofísico atribuível à falha de Grândola coincide com a terminação brusca da serra para W, esta deverá ser uma estrutura importante na deformação cenozóica que culminou na geração deste relevo.

As falhas observadas a afectar sedimentos pliocénicos no areeiro junto à estrada 261-1, poderão corresponder à expressão superficial de uma estrutura até agora não identificada, pois embora este afloramento coincida com um lineamento geofísico E-W, a orientação dos planos medidos é distinta. Devido à grande escassez de afloramentos na zona em questão, encontrando-se os sedimentos da formação de Galé cobertos por dunas recentes, não foi

possível seguir o prolongamento desta deformação no terreno. A direcção NE-SW a NNE-SSW dos planos medidos é subparalela à estrutura de Deixa-o-Resto.

Apesar de alguns dos lineamentos geofísicos identificados coincidirem com a existência de falhas suportadas por outro tipo de evidências, nem todos estarão necessariamente associados a estruturas tectónicas. É provável que vários desníveis na superfície do soco paleozóico expressos por elevados gradientes gravimétricos reflectam uma paleotopografia gerada por processos erosivos paleogénicos causados por forte incisão fluvial, por sua vez relacionada com variações eustáticas e/ou movimentos verticais da crosta de amplitude regional (movimentos epirogénicos). Para se compreender esta questão com detalhe seriam necessários mais estudos geofísicos (sísmica de reflexão) e sondagens a intersectar o substrato.

2.4 - Falha de Grândola

2.4.1 - Introdução

A falha de Grândola foi já objecto de alguns estudos, tendo sido caracterizada do ponto de vista da tectónica cenozóica e sua relação com a sedimentação ao longo desse período (Carvalho, 1986; Pimentel e Azevedo, 1994; Pimentel, 1997), ou mais concretamente sobre a sua actividade neotectónica (Cabral, 1995). Tem sido considerada uma estrutura importante na região, provavelmente tardi-hercínica e posteriormente reactivada (Oliveira, 1984), condicionando a paleogeografia e, conseqüentemente, a sedimentação. Alguns autores (e.g., Inverno *et al.*, 1993; Pereira, 2013) colocaram a hipótese de esta falha constituir o rebordo setentrional da bacia do Alentejo, controlando a sedimentação durante o Mesozóico.

Apresenta direcção WNW-ESE limitando a N a serra de Grândola, relevo cuja génese estará associada à actividade Cenozóica desta estrutura, formando-se uma escarpa de falha virada a NE paralela ao seu traçado (e.g., Cabral, 1995; Pimentel, 1997). Embora seja de aceitação geral a existência da falha ao longo de toda a escarpa, a sua extensão total não é bem conhecida. Na Folha 7 da Carta Geológica de Portugal na escala 1/200 000 (Oliveira, 1984) está cartografada numa extensão de cerca de 30 km, entre o limite ocidental da serra e a região de Azinheira de Barros, local onde os afloramentos paleozóicos desaparecem para E sob a cobertura cenozóica da bacia de Alvalade. Oliveira *et al.* (2001), com base em dados de gravimetria, representam-na de forma contínua ao longo de aproximadamente 45 km, 12 dos quais como falha provável, o que é compatível com os estudos geofísicos de sísmica de

reflexão efectuados por Carvalho *et al.* (2011), que identificaram esta falha sob os sedimentos cenozóicos cerca de 3 km a SW de Figueira de Cavaleiros. Ribeiro, Manuppella e Oliveira (*in* Oliveira, 1984) propuseram que a falha de Grândola se estende ainda mais para E, correspondendo ao prolongamento da falha de Beja-Vale de Larco. Por outro lado, trabalhos realizados na plataforma continental (e.g., Coppier, 1982; Coppier e Mougénot, 1982; Mougénot, 1989; Alves *et al.*, 2000; Gomes, 2000) sugerem a sua continuação para a área imersa, controlando o canhão de Setúbal.

Pimentel (1997) considerou que a sedimentação na bacia de Alvalade foi condicionada por sucessivos episódios de levantamento do bloco a S da falha desde o Paleogénico até ao Quaternário, a par da reactivação contemporânea das falhas da Messejana e do Torrão. Referiu ainda que a serra de Grândola apenas terá sofrido soerguimento em toda a sua extensão actual durante o Quaternário, justificando assim os dados de paleocorrentes obtidos nesse estudo para a caracterização da sedimentação da formação de Alvalade.

Uma zona de deformação atribuída a esta falha foi identificada em afloramento no bordo setentrional da serra de Grândola, onde este é interceptado pela estrada IC33. Carvalho (1986) e Cabral (1995) estudaram este local e efectuaram medições em vários planos de falha a afectar o soco paleozóico e os sedimentos cenozóicos. Com base na geometria dos planos e nas estrias medidas, Cabral (1995) considerou que a falha de Grândola terá sido reactivada no Pliocénico superior e/ou no Quaternário como falha com componente vertical de movimentação de tipo normal e importante componente de desligamento esquerdo. Baseando-se em critérios morfológicos, o mesmo autor estimou ainda um deslocamento vertical de 150 m durante o Quaternário. O comportamento normal da falha num contexto geral compressivo é justificado por Carvalho (1986) pelo fenómeno de tracção induzida, gerando-se distensão perpendicular à compressão máxima ao longo de estruturas pré-existentes orientadas subparalelamente a esta.

Na figura 4.12 apresentam-se mapas hipsométrico e geológico da área da falha de Grândola.

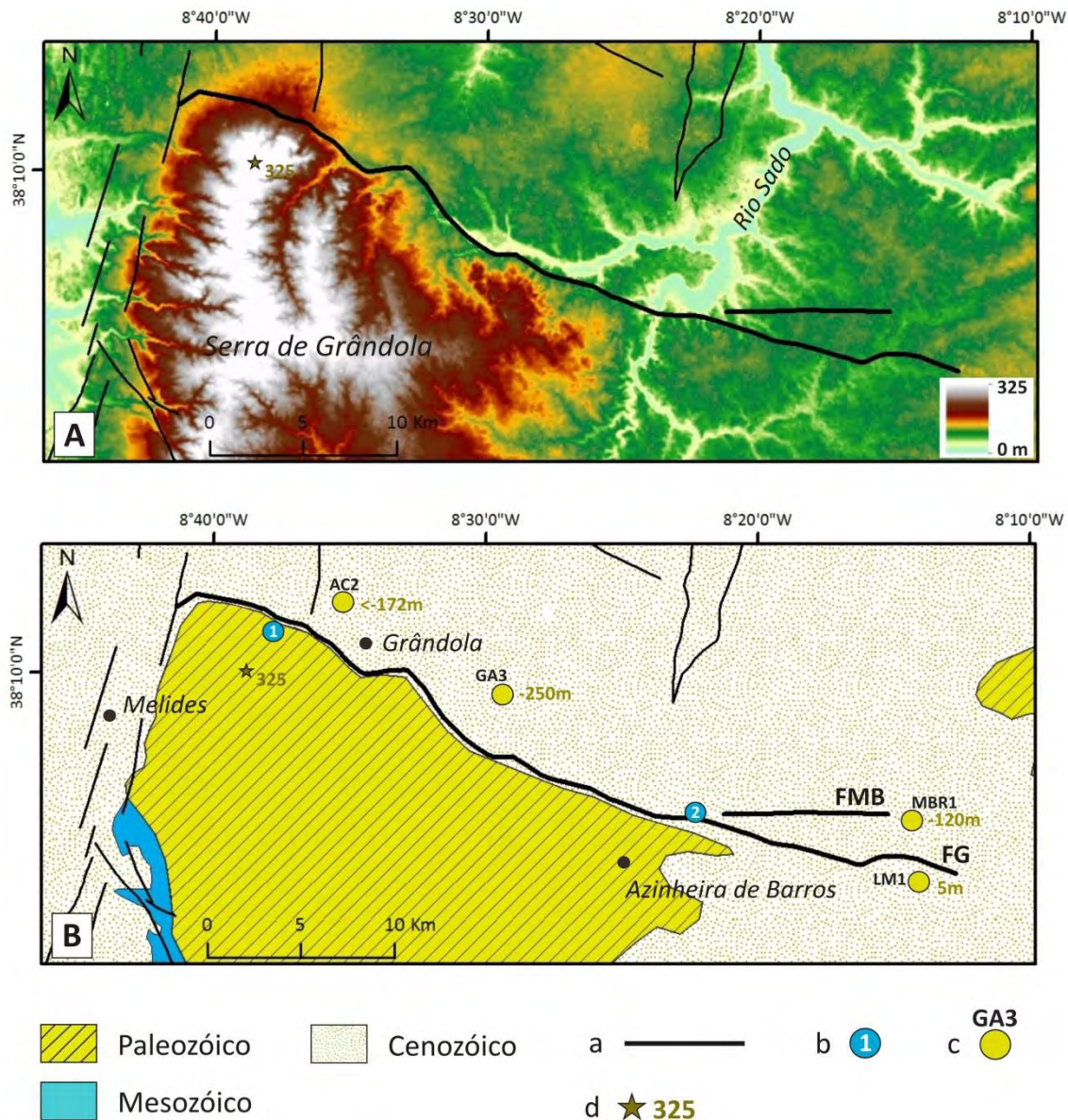


Figura 4.12 – Mapa hipsométrico (ASTER GDEM – NASA) (A) e geológico (B) (adaptado de Delfim de Carvalho, 1992) da área da falha de Grândola (traçado mais espesso). a, falha; b, pontos de observação de deformação referidos no texto; c, sondagens e furos de captação de água com indicação da cota do topo do Paleozóico; d, Ponto cotado. FG, falha de Grândola; FMB, falha de Monte Branco.

2.4.2 - Evidências de deformação à superfície

As evidências morfológicas para a deformação relacionada com a actividade tectónica da falha de Grândola consistem na existência de uma escarpa associada que constitui a vertente N de um bloco paleozóico levantado, e numa deformação na superfície do Sado expressa por um empolamento na zona localizada a W de Grândola, como referido por Cabral (1995).

Embora a partir do padrão geral de afloramentos representado nas várias cartas geológicas publicadas que abrangem esta área se possa inferir a existência e localização

aproximada da falha, a sua análise não é totalmente conclusiva. Existem dois domínios geológicos distintos, com as rochas paleozóicas a S, numa área elevada, e os sedimentos cenozóicos a N, em posição deprimida, segundo uma direcção mais ou menos consistente. Este limite acompanha a escarpa e é bastante rectilíneo em alguns locais, nomeadamente entre Canal Caveira e a área situada a NE de Azinheira de Barros, como mostra a Folha 42-B Azinheira de Barros, na escala 1/50 000 (Oliveira, 2006), sugerindo a existência de contacto tectónico. No reconhecimento de campo realizado nesta área confirmou-se a existência desta regularidade no contacto entre o substrato e os sedimentos cenozóicos. Várias das linhas de água aqui existentes percorrem a superfície do paleozóico praticamente sem entalhe, e, ao entrarem no domínio dos sedimentos mais recentes encaixam-se de forma brusca, aumentando repentinamente o seu declive. Esta característica não é por si só indicadora de contacto por falha, podendo tratar-se apenas da capacidade da drenagem se instalar em materiais com diferentes propriedades, num processo de erosão diferencial, não tendo também sido encontrados afloramentos que pudessem esclarecer esta questão. Para NW desta área, em todos os locais onde foi possível observar com clareza o limite entre o soco e o Cenozóico, este corresponde a um contacto estratigráfico, em discordância.

As únicas deformações identificadas em afloramento no âmbito deste estudo correspondem àquelas já mencionadas em trabalhos anteriores (Carvalho, 1986; Cabral, 1995; Oliveira *et al.*, 2013b). A zona de deformação mais expressiva foi caracterizada por Carvalho (1986) e Cabral (1995) e situa-se junto ao contacto entre as rochas paleozóicas e os sedimentos paleogénicos, nos cortes de estrada localizados junto ao km 42,8 do IC33 (figura 4.12B, 1; 38°11'27'' N/8°37'41'' W; figura 4.13). A zona de falha principal apenas se observa afectando o substrato antigo, numa largura de cerca de 40 m, onde se encontra expressa por três faixas de deformação (caixas de falha) onde as rochas do Complexo Vulcano-Sedimentar paleozóico evidenciam um forte esmagamento (Carvalho, 1986). Carvalho (*op. cit.*) atribuiu à falha de Grândola, neste local, uma direcção geral N30°W e inclinação de 75° a 80° para ENE.



Figura 4.13 – Aspecto do afloramento ao km 42,8 do IC33 (figura 4.12B, 1; $38^{\circ}11'27''$ N/ $8^{\circ}37'41''$ W), onde se observam caixas de falha (limitadas pelas linhas a tracejado) a afectar o Complexo Vulcano-Sedimentar, de idade paleozóica.

No decorrer deste estudo foram também medidos planos de movimento, alguns contendo indicadores cinemáticos, nomeadamente: $N32^{\circ}W$, $77^{\circ}NE$ (estrias com *pitch* 6° a 9° para S); $N35^{\circ}W$, $81^{\circ}NE$ (estrias com *pitch* 8° para S); e $N36^{\circ}W$, $78^{\circ}NE$ (estrias com *pitch* 8° a 10° para N), todos indicando um comportamento essencialmente de desligamento esquerdo. Não existe, no entanto, um constrangimento cronológico para esta deformação embora a forte cataclase presente sugira deformação num nível estrutural superficial. Cerca de 100 m a NE da zona de falha, sedimentos grosseiros calchificados da formação de Vale do Guizo (Paleogénico) assentam em discordância sobre o Paleozóico. A unidade apresenta estratificação inclinada aproximadamente 30° para NNE, sendo este pendor atribuído a basculamento associado ao arraste produzido pela movimentação na falha (Carvalho, 1986). Neste corpo sedimentar foi ainda identificada uma falha inversa de atitude $N40^{\circ}W$, $75^{\circ}SW$ (*op. cit.*), que Cabral (1995) interpretou como “uma falha normal, inclinando inicialmente cerca de 75° para NE, gerada nas primeiras fases de movimentação na falha principal, e que foi posteriormente balanceada para a sua posição actual” (*op. cit.*, pág. 154).

1,5 km a SW de Santa Margarida do Sado, junto à margem direita do rio Sado (figura 4.12B, 2; $38^{\circ}5'57''$ N/ $8^{\circ}22'3''$ W), caracterizou-se um afloramento referido por Oliveira *et al.* (2013b), que mostra deformação a afectar sedimentos continentais do Miocénico superior (formação de Esbarrondadoiro) constituídos por alternâncias de lutitos, arenitos e conglomerados. No local, a cerca de 200 m a N do limite entre o Cenozóico e o Paleozóico (por falha provável, segundo a Folha 42-B Azinheira de Barros, na escala 1/50 000), observam-se três falhas inversas de direcção geral E-W e inclinação para S (figura 4.14), responsáveis por um rejeito acumulado estimado em 3 a 4 m. Esta deformação coincide

geograficamente com uma falha inferida por métodos geofísicos, designada por falha de Monte Branco (Carvalho *et al.*, 2011), que se encontra representada com direcção E-W ao longo de 8 km na Folha 42-B Azinheira de Barros, na escala 1/50 000 (Oliveira, 2006), e caracterizada como falha normal provável com descida do bloco N. Neste trabalho, é interpretada como fazendo parte do sistema de fracturas que caracterizam a falha de Grândola, constituindo um ramo desta estrutura.

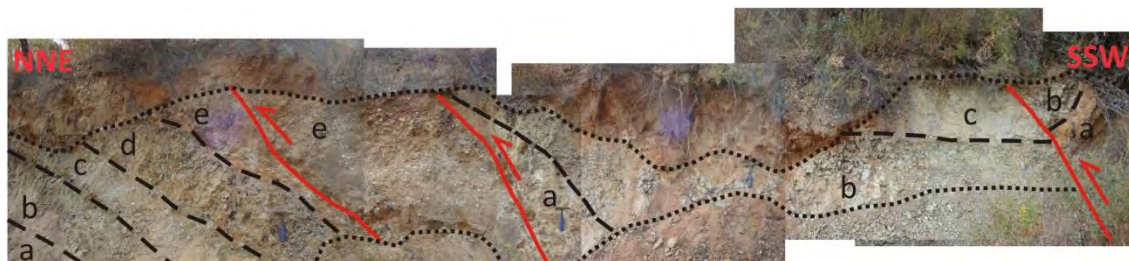


Figura 4.14 – Afloramento (delimitado a linha pontuada) onde se observam falhas inversas (a vermelho) a afectar sedimentos miocénicos da formação de Esbarrondadoiro, próximo de Santa Margarida do Sado (figura 4.12B, 2; 38°5'57'' N/8°22'3'' W). As linhas a tracejado correspondem a horizontes de estratificação separando diferentes níveis sedimentares (identificadas por letras minúsculas).

2.4.3 - Informação em profundidade: geofísica e dados de sondagem

Os dados de gravimetria apontam para a existência de uma estrutura tectónica importante localizada imediatamente a norte da escarpa de Grândola, evidenciada por um alinhamento de fortes pendores gravimétricos com direcção geral WNW-ESE. Estudos de sísmica de reflexão efectuados numa área localizada a cerca de 15 km para E de Azinheira de Barros (Carvalho *et al.*, 2011) intersectaram um desnível abrupto na superfície de topo do substrato paleozóico subjacente à cobertura sedimentar cenozóica, com o bloco N rebaixado em aproximadamente 100 m, interpretado pelos autores como o prolongamento para E da falha de Grândola. Na figura 4.15 apresenta-se a anomalia de Bouguer e a localização de perfis e sondagens. A interpretação dos autores mostra a existência de uma falha lítrica, responsável pelo principal desnível no soco, e também estruturas secundárias de cinemática normal e inversa. Verifica-se que na zona onde se localiza a falha principal o perfil sísmico apresenta muito ruído dificultando o seu estudo. Uma análise mais recente de um sector do mesmo perfil é aqui considerada (figura 4.16) (cortesia de J. Carvalho, não publicado) sugerindo que poderão existir outras possibilidades interpretativas. No local onde se localiza o desnível no soco identifica-se uma zona de falha principal essencialmente subvertical, aparentemente com algumas ramificações embora pouco claras uma vez que não provocam rejeitos consistentes nos vários reflectores. Parece ainda existir outra zona muito fracturada

cerca de 350 m a N da primeira, não evidenciando, contudo, nenhum ressalto importante na superfície do substrato paleozóico.

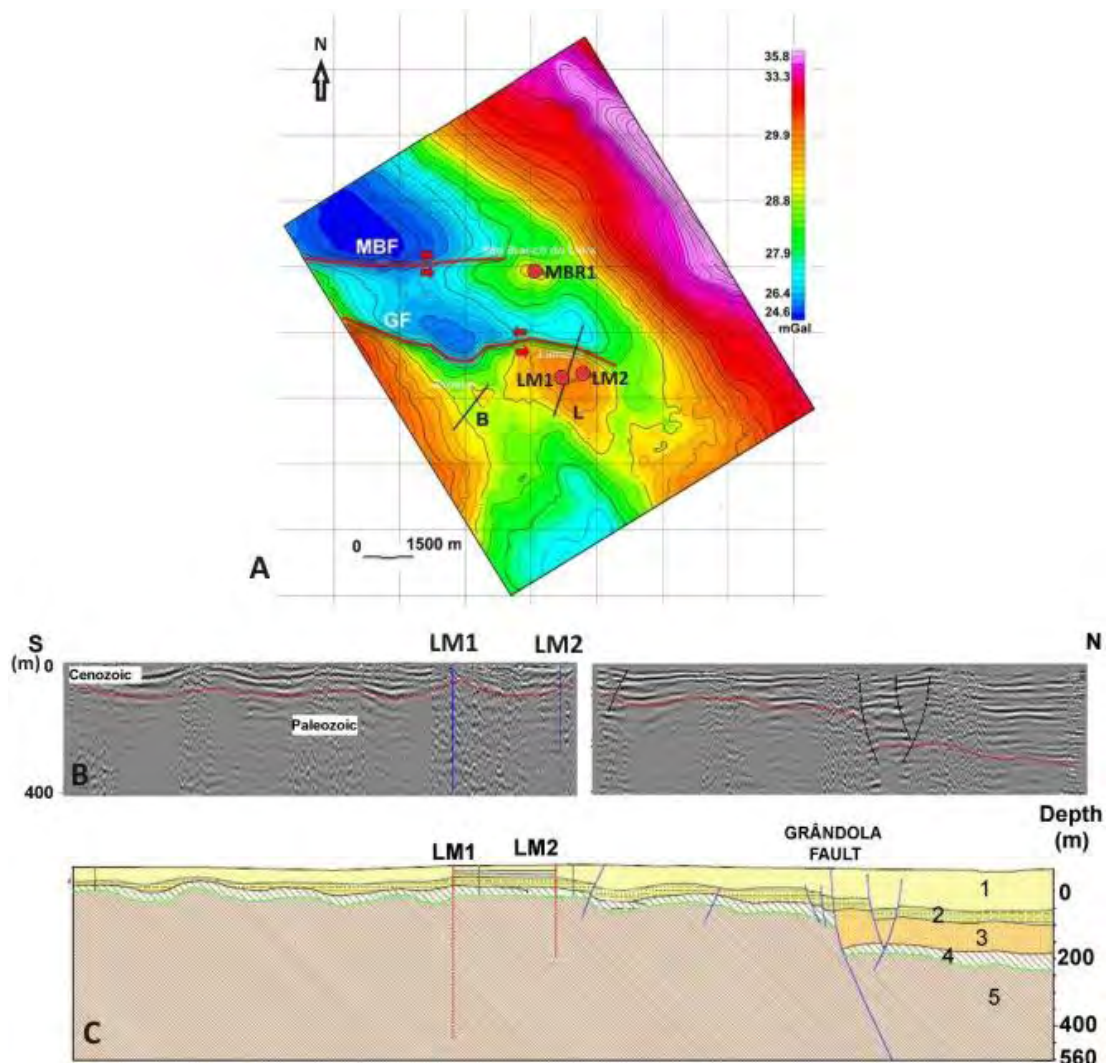


Figura 4.15 – A, localização de perfis de sísmica de reflexão (linhas a preto) e sondagens (círculos vermelhos) sobre um mapa de anomalia de Bouguer. B, perfil sísmico, sector Broeira (não apresentado nesta figura); L, perfil sísmico, sector Lameira; GF, falha de Grândola; MBF, falha de Monte Branco. B, Perfis sísmicos; C, Interpretação geológica. 1, Neogénico (predominantemente arenoso); 2, Neogénico (predominantemente argiloso); 3, Paleogénico; 4, Paleozóico alterado; 5, Paleozóico. (Retirado de Carvalho *et al.*, 2011).

As sondagens de prospecção e furos de captação de água permitem perceber a morfologia do soco na área contígua à serra de Grândola que se encontra coberta por sedimentos. No âmbito deste estudo apenas foram analisados os relatórios das sondagens e furos de captação de água, e consideradas as interpretações efectuadas por Pimentel (1995). A figura 4.12B mostra a localização das sondagens assim como as cotas a que estas intersectaram o soco paleozóico.

As sondagens LM1 e LM2 no bloco S, e a MBR1 no bloco N, corroboram a existência do desnível sugerido pela sísmica de reflexão, com a base do Cenozóico às cotas ≈ 5 m, ≈ -5 m e ≈ -120 m, respectivamente. A análise dos relatórios destas sondagens mostra também que a falha de Grândola teve um papel importante na sedimentação paleogénica, uma vez que no bloco S a formação de Vale do Guizo é inexistente, assentando a formação de Esbarrondadoiro directamente sobre o soco, enquanto no bloco N se encontra preservada uma espessura de aproximadamente 110 m de sedimentos frequentemente conglomeráticos da unidade paleogénica. Por outro lado, não parecem verificar-se deslocamentos verticais muito expressivos a afectar o Miocénico, cuja base se encontra a -5 a 5 m de cota a S e a -10 m a N.

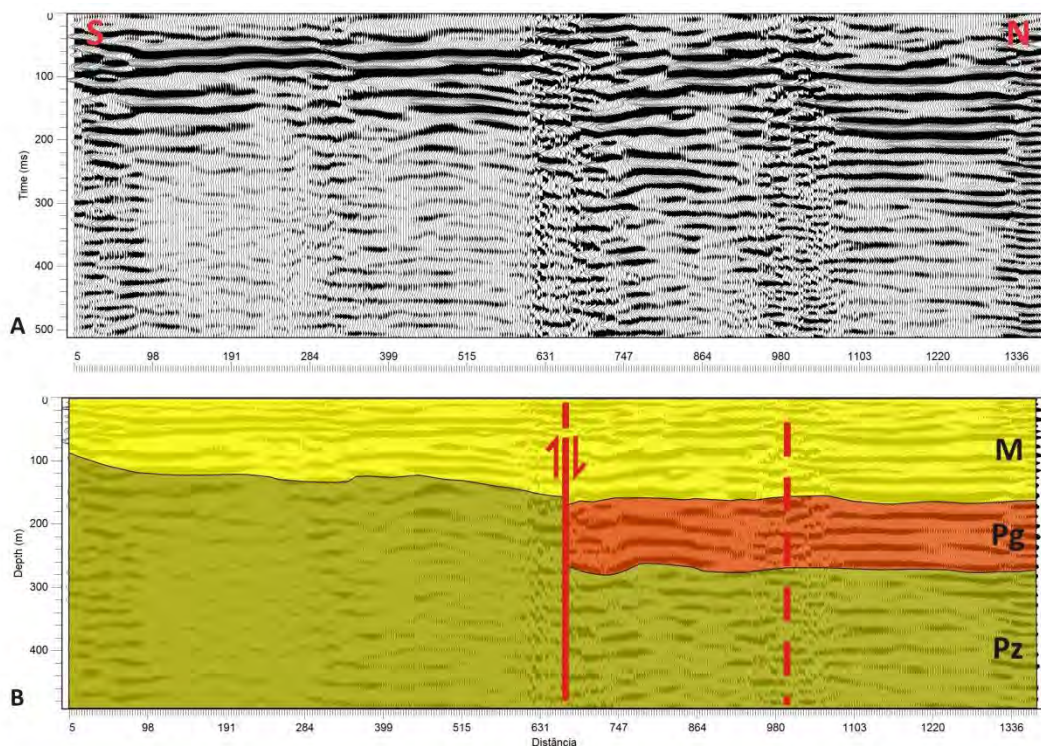


Figura 4.16 – Perfil sísmico de reflexão evidenciando o deslocamento vertical provocado pela falha de Grândola na área de Lameira (Figueira de Cavaleiros). a), perfil em tempo (ms); b) perfil convertido para profundidade (m) com interpretação geológica sobreposta; Pz, Paleozóico indiferenciado; Pg, Paleogénico (formação de Vale do Guizo); M, Miocénico (formação de Esbarrondadoiro). Imagem processada dos dados de sísmica de reflexão gentilmente cedida por J. Carvalho.

Mais para W, 2 km a N de Canal Caveira, a sondagem GA3 interceptou o soco à cota - 250 m enquanto 3 km para S este aflora contactando com o Cenozóico aos 50 m de altitude, mostrando um desnível total de 300 m. Os dados de gravimetria sugerem que este desnível deverá ser bastante abrupto, expresso por um forte gradiente do campo gravimétrico, sendo assim compatível com a existência de uma falha provocando descida relativa do bloco N (P.

Represas, comunicação oral). Na zona a W de Grândola, a N da área onde a serra atinge as cotas mais elevadas e onde se verifica um empolamento na superfície topográfica, atrás referido, as sondagens GA1 e SMS-12-01B atingiram o soco a cotas mais elevadas, respectivamente a -190 m e -150 m.

2.4.4 - Interpretação

Embora a existência da falha de Grândola seja consensual, assim como o seu controlo na morfologia e na sedimentação durante o Cenozóico, existem algumas questões que ainda não foram totalmente esclarecidas, nomeadamente a sua extensão total, a compatibilização da sua geometria e cinemática (falha normal inclinada para NE, segundo estudos atrás referidos) com os campos de tensão identificados ao longo do Cenozóico, e a sua compatibilização com a morfologia da serra de Grândola.

Considerando os dados discutidos (as observações de campo, os estudos geofísicos e as evidências geomorfológicas), confirma-se a existência desta falha ao longo de pelo menos 45 km, entre a região de Figueira de Cavaleiros e a extremidade NW da serra de Grândola, segundo uma direcção geral WNW-ESE. É provável que se estenda mais para E, não existindo ainda dados que confirmem esta hipótese. Oliveira (1984) propôs que a falha de Grândola pudesse corresponder à continuação da falha de Beja-Vale de Larco (Espanha), também conhecida no território português por falha de Ferreira-Ficalho, não existindo no entanto indícios de que esta estrutura tenha sido activa durante o Cenozóico, pelo que não será aqui considerada na medição do comprimento da estrutura de Grândola. Por outro lado, tal estrutura faz a separação entre a Zona de Ossa Morena e Zona Sul Portuguesa na região de Beja, situação que não se verifica na falha de Grândola.

O prolongamento para a zona emersa a W, coincidindo com o canhão de Setúbal como proposto por vários autores (e.g., Coppier, 1982; Coppier e Mougén, 1982; Mougén, 1989; Alves *et al.*, 2000; Gomes, 2000), também não pôde ser confirmado. Ao longo do litoral existe uma arriba costeira talhada em sedimentos pliocénicos (formação de Galé) e por vezes miocénicos (formação de Alcácer do Sal) onde não se identificou qualquer indício de deformação, sugerindo que, a existir prolongamento, a falha não teve actividade significativa neste sector após a deposição dos sedimentos aí existentes. Os lineamentos geofísicos apresentados por Oliveira *et al.* (2001) e Dias *et al.* (2011) (Folha 42-A Grândola, na escala 1/50 000) sugerem que esta estrutura é interceptada por outra falha de direcção NNE-SSW imediatamente a W do bordo NW da serra de Grândola.

A falha de Grândola tem sido interpretada como uma estrutura inclinada para NE, com cinemática de falha normal e importante componente de desligamento esquerdo durante a sua actividade pliocénica e quaternária, associada a extensão na direcção ortogonal à compressão máxima horizontal, de direcção NW-SE a WNW-ESE, que caracteriza o campo de tensão plio-quaternário. Porém, esta geometria e cinemática não são compatíveis com as evidências observadas e com uma compressão máxima horizontal próxima de N-S que caracteriza parte significativa do Cenozóico. A grande profundidade a que ocorre o soco, -250 m na sondagem GA3, e a espessura de sedimentos da formação de Vale do Guizo, que atinge um máximo de pelo menos 210 m 2 km a NE da escarpa de Grândola (furo AC2) sugerem movimento ao longo da falha anteriormente ou durante esta sedimentação. Ao tratar-se de uma falha inclinada para NE, com uma compressão próxima de N-S seria expectável soerguimento do bloco N associado a uma cinemática em falha inversa, contrário ao observado.

O perfil de sísmica de reflexão apresentado na figura 4.16 atinge uma profundidade de quase 500 m e mostra uma zona de deformação principal subvertical, com várias ramificações inclinadas quer para N, quer para S, desconhecendo-se o seu comportamento a maiores profundidades. Os reflectores não apresentam a disposição típica de uma falha normal de geometria lítrica, com rotação do bloco abatido, como é proposto na figura 4.15. A geometria observada é compatível com uma estrutura de desligamento, neste local com descida relativa do bloco N de pelo menos 100 m.

Embora as falhas observadas a afectar litologias paleozóicas nos cortes do IC33 constituam principalmente planos inclinados para o quadrante NE, as estrias identificadas indicam comportamento de desligamento com pouca componente em inclinação, desconhecendo-se também a idade da movimentação expressa por estes indicadores cinemáticos. A direcção N30°W desta zona de falha não é exactamente coincidente com a direcção geral da escarpa de Grândola e com os lineamentos geofísicos, sendo, por outro lado, paralela à estruturação tectónica regional desenvolvida nas rochas do Complexo Vulcano-Sedimentar do Devónico-Carbónico. Poderão tratar-se de estruturas independentes (reactivadas ou não durante o Cenozóico) ou de planos secundários enraizados numa zona de falha principal.

Não se tendo identificado em nenhum local um contacto tectónico entre os sedimentos da formação de Vale do Guizo e o soco paleozóico, e atendendo à irregularidade do limite cartográfico e aos dados de gravimetria, a principal zona de deformação a afectar o soco

deverá encontrar-se oculta sob sedimentos cenozóicos imediatamente a N da base da escarpa e do limite Paleozóico/Cenozóico, que a recobrem parcialmente em *onlap*.

Não existem evidências claras de actividade pré-alpina na falha de Grândola. Contudo, a sua direcção semelhante à de outras falhas que afectam as zonas Sul Portuguesa e de Ossa Morena sugerem que poderá tratar-se de uma estrutura tardi-hercínica, como propôs Oliveira (1984). Assim, parece verosímil a interpretação de Pimentel (1997), que considera uma reactivação da falha associada à primeira fase da orogenia alpina, iniciada no Cretácico final-Paleogénico, gerando relevo e proporcionando condições para a deposição da grande espessura da unidade sedimentar paleogénica imediatamente a N da escarpa de Grândola, comparativamente às áreas envolventes. A compressão máxima próxima de N-S durante este período seria quase perpendicular à direcção da falha, dificultando uma reactivação enquanto desligamento. Para que este se tenha comportado como cavalgamento seria necessária uma inclinação do plano de falha para S, situação que também não pode ser confirmada com os dados existentes, que mostram uma estrutura subvertical na zona superficial da crosta. Poderão também ter ocorrido variações locais na orientação do campo de tensões, diminuindo o ângulo entre a compressão máxima e a orientação da falha, facilitando uma movimentação em desligamento com alguma componente vertical, num contexto transpressivo. Localmente deverão ter ocorrido áreas em distensão relacionadas com a própria geometria da falha. Por exemplo, o local da sondagem GA3 corresponde à área até agora identificada em que o soco se encontra em posição mais deprimida, coincidindo também com o local onde a falha apresenta uma sinuosidade que poderá corresponder a uma situação de *releasing bend* associada a uma componente de desligamento direito. Este comportamento é compatível com uma compressão NNW-SSE a NW-SE.

A existência de movimentações tectónicas após a deposição da formação de Vale do Guizo está expressa pela deformação que a afecta. Contudo, não existem evidências claras de deformação ocorrida entre a sedimentação daquela unidade e a sedimentação da formação de Esbarrondadoiro, do Miocénico superior. Pimentel (1995) considerou que a ingressão marinha na bacia de Alvalade neste período estará essencialmente relacionada com subsidência do bloco situado entre as falhas de Grândola e do Torrão, devido a reactivação destas estruturas e outras aí existentes (actualmente cobertas pelos sedimentos). Como vimos, a falha secundária associada à falha do Torrão corresponde a uma estrutura com inclinação para N com comportamento inverso, enquanto a falha de Grândola parece ser essencialmente um desligamento com componente vertical. A movimentação ao longo destas estruturas

promoveria uma subida efectiva dos blocos actualmente elevados e não o abatimento do sector entre elas, excepto em áreas bastante localizadas devido à acomodação da deformação às irregularidades de um desligamento não planar. A coincidência cronológica entre as datações obtidas para os sedimentos marinhos ($6,4 \pm 0,4/-0,3$ e $6,0 \pm 0,3/-0,2$ Ma, segundo Pais *et al.*, 2012) e uma elevação eustática do nível do mar ocorrida neste período (e.g., Haq *et al.*, 1987; Miller *et al.*, 2005), apesar de não muito expressiva (que terá atingido 20 a 30 m acima do nível do mar actual), apontam para um papel importante do eustatismo enquanto factor de controlo para este episódio sedimentar.

No entanto, considera-se provável a ocorrência de reactivação destas estruturas ao longo do Miocénico, caracterizado no território português por importantes eventos tectónicos relacionados com a orogenia alpina, de que são exemplo a cadeia tectónica (*fold and thrust belt*) da Arrábida e a estrutura em *pop-up* da Cordilheira Central. A existência de conglomerados grosseiros e imaturos miocénicos junto às vertentes da serra de Grândola (pertencentes à unidade do miocénico superior formação de Melides) poderá estar associada ao rejuvenescimento dos relevos resultante destes episódios compressivos, com um campo de tensão com a compressão máxima orientada NNW-SSE a NW-SE.

Existem ainda indícios de movimentações posteriores ao longo desta estrutura. O regime tectónico pliocénico e plistocénico, com compressão NW-SE a WNW-ESE, será responsável pelos indícios de deformação pós-miocénica associados à falha de Grândola, reflectindo também uma tectónica em regime transpressivo durante o período neotectónico. Na área oriental do traçado da falha este regime encontra-se bem expresso pelas falhas inversas a afectarem os sedimentos do Miocénico superior, situadas na região de Santa Margarida do Sado a cerca de 200 m a N do contacto do Cenozóico com o Paleozóico. Admite-se ainda a possibilidade de estas falhas estarem relacionadas com actividade na estrutura de Monte Branco, que poderá tratar-se de um ramo secundário enraizado em profundidade na estrutura principal.

No sector ocidental, próximo de Grândola, as evidências de deformação associadas à falha de Barradas reforçam as evidências de um regime compressivo nesta área.

Outras evidências de carácter indirecto apontam para a actividade neotectónica da falha de Grândola e prendem-se essencialmente com as características geomorfológicas. A mais importante é a existência de uma escarpa de falha preservada, embora já significativamente degradada, que acompanha o seu traçado ao longo de uma parte importante

da sua extensão reconhecida. A existência de um empolamento na superfície do Sado recortado por uma drenagem ainda pouco desenvolvida, pode também ser indicadora de uma deformação relativamente recente. Existem ainda outros indícios indirectos no que diz respeito à geomorfologia e estratigrafia regional, em que esta falha não terá tido um papel isolado mas terá actuado em conjunto com outras estruturas, tópico que será aprofundado adiante em subcapítulo onde se discutirá sobre a génese da serra de Grândola.

Como foi atrás referido, na zona de falha que afecta o soco paleozóico nos cortes do IC33 apenas se identificaram planos com cinemática de desligamento esquerdo, embora não tenha sido possível determinar a idade das estrias observadas. Considerando o campo de tensão durante o Pliocénico e Plistocénico, com a compressão máxima orientada NW-SE a WNW-ESE, a movimentação na falha é compatível com um desligamento direito em regime transpressivo. O aumento gradual de vigor da serra de Grândola e da escarpa para W, terminando de forma brusca após atingir a zona de máxima altitude, sugere a existência de outra estrutura no bordo ocidental da serra. Esta estrutura terá actuado em conjunto com a falha de Grândola, ao longo da qual o bloco S se deslocou para W e se elevou devido à existência da referida falha subperpendicular, num contexto tectónico transpressivo. A existência de tal estrutura foi anteriormente proposta por Oliveira *et al.* (2001) e representada na Folha 42-A Grândola (Dias *et al.*, 2011) com base em lineamentos geofísicos (ver figura 4.7). Os dados apresentados sugerem um claro aumento do deslocamento vertical acumulado na falha de Grândola de E para W ao longo do Cenozóico, sempre com subida do bloco S: o perfil sísmico (Carvalho *et al.*, 2011) realizado na área de Lameira-Monte Branco evidencia uma separação vertical na superfície de topo do soco de aproximadamente 100 m, enquanto na extremidade ocidental a diferença da sua posição nos dois blocos ronda os 500 m (cotas 325 m no vértice Atalaia e -185 m na sondagem GA1), não sendo possível determinar se a totalidade da movimentação vertical é superior ou inferior a este número, nesta área. Esta tendência é coerente com a expressão morfológica e pode associar-se a uma falha com movimentação em “tesoura” (*scissor fault*) numa disposição de *tear fault*, questão que será melhor abordada adiante, em discussão do modelo sobre a evolução da serra de Grândola e do conjunto das estruturas que a condicionam.

Com os dados obtidos não é possível quantificar o deslocamento vertical e horizontal plio-plistocénico na falha de Grândola, pois não foram identificados marcadores geológicos homólogos nos dois blocos.

2.5 - Falha de Deixa-o-Resto

2.5.1 - Introdução

A falha de Deixa-o-Resto corresponde, a par da falha de Grândola, à estrutura tectónica frágil mais conhecida na área de estudo. Trata-se de uma estrutura com direcção NNE-SSW, e apenas é observável em afloramento em vários locais junto à localidade de Deixa-o-Resto. Inverno *et al.* (1993) consideraram tratar-se de uma das estruturas principais que condicionaram a evolução da bacia mesozóica do Alentejo nesta área emersa, conhecida como bacia de Santiago do Cacém, caracterizando-a como uma falha de crescimento cujos sucessivos abatimentos do bloco ocidental permitiram a deposição de mais de 1 km de sedimentos. Esta conclusão é obtida com base na sondagem de Monte Paio (junto à lagoa de Santo André), que interceptou o soco paleozóico à cota -1114 m, sendo que 1040 m de espessura correspondem a sedimentos mesozóicos. Referem ainda a existência de actividade neotectónica associada à falha, com movimentos pós-pliocénicos representados por fracturação em sedimentos plio-pleistocénicos. No corte geológico representado na Folha 7 da Carta Geológica de Portugal, na escala 1/200 000 (Oliveira, 1984), a falha de Deixa-o-Resto é apresentada como uma falha normal, listrica, inclinada para W, ideia também defendida por Manuppella (1983) e Manuppella e Moreira (1989).

Ribeiro *et al.* (1993) realizaram um estudo sobre o risco sísmico na região de Sines, caracterizando esta estrutura com algum detalhe. Segundo estes autores esta falha apresenta uma extensão total de 125 km entre a falha de Grândola e as montanhas dos Descobridores, já na área imersa, apresentando uma escarpa associada com comando de 40 m junto a Deixa-o-Resto. A análise efectuada sugere actividade pós-pliocénica com componente vertical inversa e componente horizontal esquerda.

A figura 4.17 mostra um mapa geológico da área de Deixa-o-Resto com o traçado da falha e a localização de estações estudadas e dados de sondagens e furos de captação de água, referidos ao longo do texto.

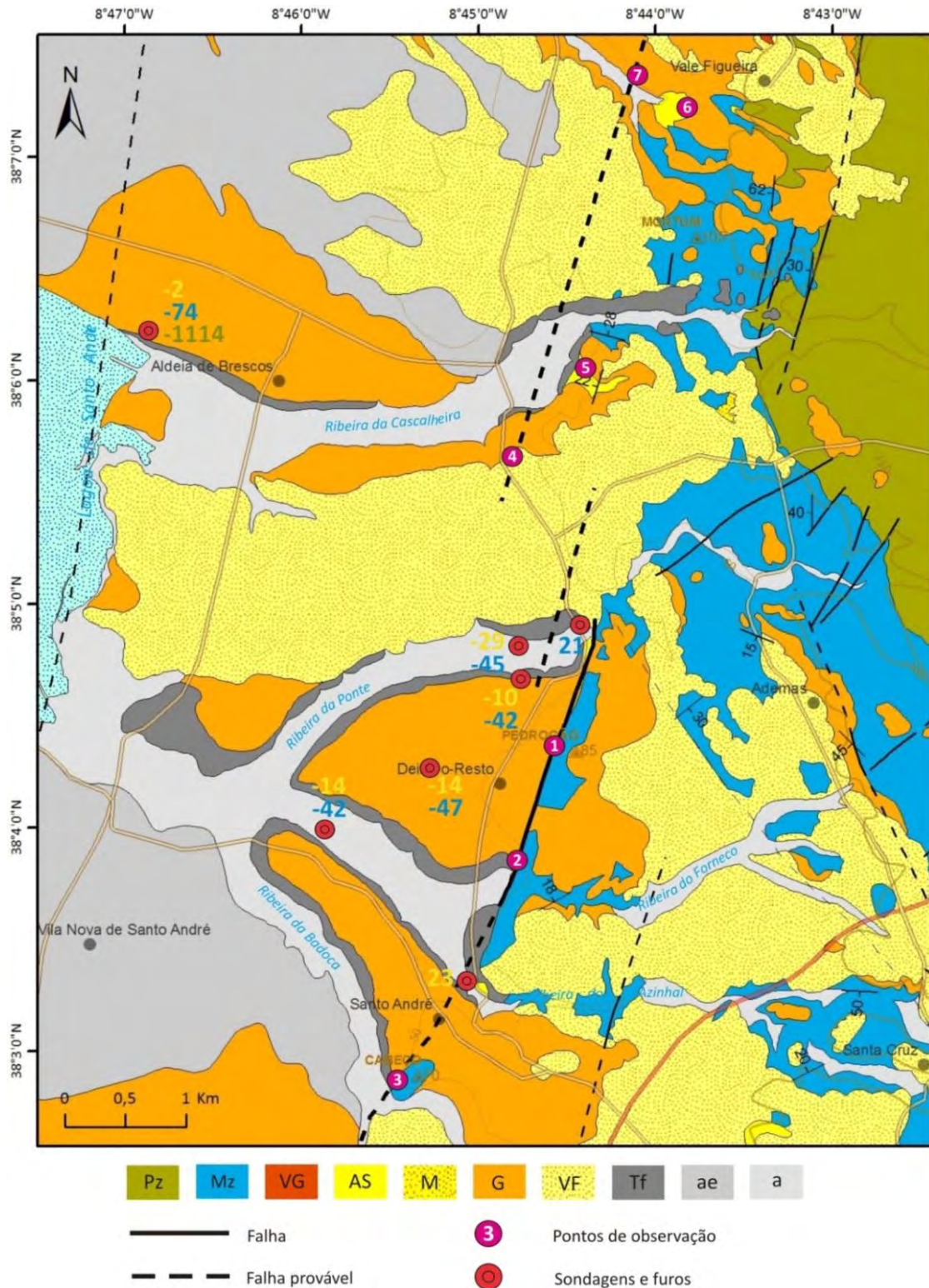


Figura 4.17 – Mapa geológico mostrando os pontos de observação de deformação associada à falha de Deixa-o-Resto. Junto a cada símbolo de furo/sondagem está indicada a cota a que foram interceptados os limites Paleozóico/Jurássico (a verde), Jurássico/formação de Alcácer do Sal (a azul) e formação de Alcácer do Sal/formação de Galé (a amarelo). Pz, Paleozóico indiferenciado; Mz, Mesozóico indiferenciado; VG, formação de Vale do Guizo; AS, formação de Alcácer do Sal; M, formação de Melides; G, formação de Galé; VF, formação de Vale Figueira; Tf, terraços fluviais; ae, areias eólicas; a, aluviões. Cartografia geológica adaptada de Dias *et al.* (2011).

2.5.2 - Expressão morfológica

Apenas se observa morfologia directamente relacionável com a falha junto a Deixa-o-Resto, onde existe uma escarpa de traçado rectilíneo de direcção NNE-SSW, virada a W, estendendo-se entre a ribeira da Cascalheira e a povoação de Azinhal num total de 3 km de comprimento. Nesta povoação é interrompida pela ribeira com o mesmo nome; no entanto, no extremo sul de Santo André existe uma colina isolada (a colina do vértice geodésico Cabeço) que se encontra na continuidade da escarpa e que poderá corresponder ao seu prolongamento para S, totalizando assim um máximo de 4 km de comprimento. Esta colina, constituída por calcários jurássicos rodeados pelos sedimentos pliocénicos da formação de Galé, apresenta uma forma alongada segunda a direcção NE-SW, com 400 m e 200 m de eixos maior e menor, respectivamente, e termina de forma brusca a S, não se observando qualquer ressalto morfológico atribuível à falha a partir daí. A escarpa apresenta um comando máximo de cerca de 40 m, observável na zona da pedreira localizada em Foros da Zambujeira, imediatamente a S de Deixa-o-Resto, e está pouco recuada relativamente ao traço da falha.

Para N não existe uma escarpa de falha bem definida. Porém, no provável prolongamento desta estrutura regista-se um limite entre duas áreas com características morfológicas distintas, uma mais acidentada e elevada, a E, desenvolvida em rochas mesozóicas, e outra aplanada, a W, talhada em sedimentos pliocénicos e plistocénicos.

De um lado e do outro do traçado da falha também se observam dois domínios no que diz respeito às características da rede de drenagem. No bloco oriental as linhas de água apresentam vales estreitos e encaixados, enquanto para W o encaixe é mínimo e geram-se planícies de inundação largas, com largura da ordem das centenas de metros.

Verifica-se a existência de uma deflexão esquerda no percurso da maioria das ribeiras que cruzam a zona de falha (ribeiras de Fontainhas, Melides, Cascalheira, Ponte, Forneco, Azinhal, Badoca). A amplitude deste desvio é algo variável, entre 200 a 400 m. A ribeira do Azinhal é excepção, pois ao interceptar a escarpa de Deixa-o-Resto apresenta uma deflexão direita e une-se à ribeira do Forneco.

No prolongamento da estrutura para SSW, na área imersa, existe um lineamento morfológico (figura 4.18) coincidente com a extensão proposta por Ribeiro *et al.* (1993). Na cartografia geológica publicada às escalas 1/1 000 000 (LNEG, 2010) e 1/200 000 (Oliveira, 1984), está representada uma falha normal com descida do bloco oriental, colocando sedimentos do Jurássico em contacto lateral com sedimentos do Neogénico (indiferenciados).

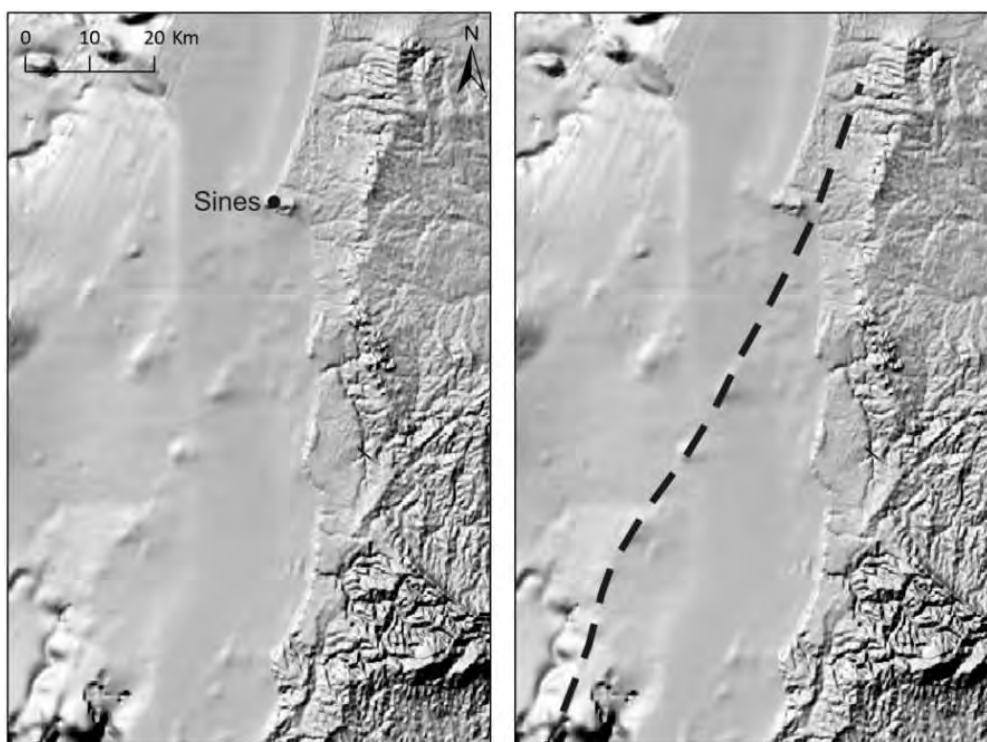


Figura 4.18 – Mapa de relevo sombreado evidenciando lineamento morfológico nas áreas imersa e emersa coincidente com a falha de Deixa-o-Resto (processado a partir de dados batimétricos e hipsométricos retirados de <http://www.marine-geo.org/tools/GMRTMapTool>).

2.5.3 - Evidências de deformação em afloramento

Os trabalhos de campo realizados permitiram a observação de diversas evidências de deformação tectónica associada à actividade da falha de Deixa-o-Resto durante o Cenozóico. Para além dos afloramentos já descritos por outros autores, que também serão aqui caracterizados, observaram-se, tanto a N como a S de Deixa-o-Resto, estruturas de deformação que poderão corresponder à expressão superficial da sua actividade.

Os afloramentos localizados junto a Deixa-o-Resto constituem aqueles onde a deformação associada é mais expressiva, e onde a sua existência é inequívoca, pelo que serão descritos em primeiro lugar. Em todos os pontos de observação onde se identificou contacto mecânico entre o Jurássico e o Cenozóico regista-se um abatimento relativo do bloco ocidental, causando o desaparecimento do Jurássico para W.

Na pedreira existente na base do relevo do Pedrogão (figura 4.17, 1), observou-se a falha em três afloramentos, representada pelo contacto mecânico entre calcários do Jurássico Superior (a E) e sedimentos pertencentes à formação de Galé (a W). Numa das paredes da exploração (figura 4.19; 38°4'26,5'' N/8°44'28,5'' W) mediu-se um plano de atitude (N24°E,

76°E) com estrias com *pitch* de 16° NNE, associado a um comportamento cinemático de desligamento esquerdo e componente vertical inversa. A atitude medida neste plano parece corresponder à geometria geral da falha neste afloramento. Junto ao contacto existe uma zona de esmagamento, com brecha calcária misturada com o sedimento cenozóico. Para além do plano de falha que se desenvolve ao longo do contacto, identificaram-se vários planos de movimento secundários desenvolvidos no sedimento mais recente (figura 4.19B), mas devido à escassez de marcadores planares fiáveis apenas foi identificado um rejeito normal de 5 cm. Por vezes a zona de falha apresenta-se muito calchificada, adquirindo cor esbranquiçada, afectando quer os calcários jurássicos quer os arenitos cenozóicos.

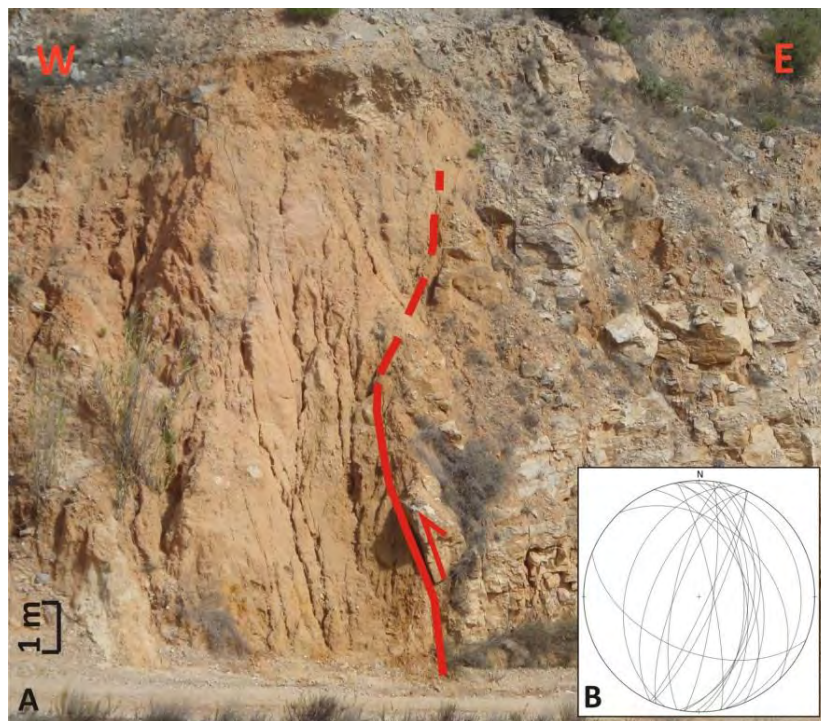


Figura 4.19 – Deformação associada à falha de Deixa-o-Resto na pedreira do Pedrogão (figura 4.17, 1; 38°4'26,5'' N/8°44'28,5'' W). A, aspecto geral de um afloramento onde se observa o contacto mecânico entre calcários Jurássicos (a E) e sedimentos plio-pleistocénicos da formação de Galé (a W), ao longo de uma superfície com atitude (N24°E, 76°E) (traço vermelho a cheio na figura). B, projecção estereográfica (rede de *Schmidt*, projecção no hemisfério inferior) de planos de movimento secundários medidos nos sedimentos cenozóicos.

A deformação encontra-se muito localizada na zona de contacto, não se propagando significativamente para zonas externas. Num dos locais onde se observou o contacto, cerca de 3 m a E deste identificou-se um plano de falha de atitude (N33°E, 65°SE), não se reconhecendo a cinemática do movimento devido à degradação das rochas calcárias associada a processos de carsificação.

A boa exposição na pedreira mostra que poucos metros a E da zona de falha as bancadas de calcário se encontram subhorizontais, existindo um intenso diaclasamento mas ausência de superfícies de movimento importantes.

Ribeiro *et al.* (1993) descreveram a falha na pedreira da Cova da Moura, imediatamente a S da anterior, mas as condições actuais do afloramento não permitiram fazer uma caracterização. Mais para S, em Foros da Zambujeira (4.17, 1; 38°3'53'' N/8°44'44'' W), existe outra pedreira que expõe esta estrutura. Observa-se aí também uma superfície de movimentação principal subvertical e irregular, orientada NNE-SSW, colocando lado a lado os calcários do Jurássico e os sedimentos pliocénicos, e várias fracturas secundárias no sedimento mais recente, algumas com preenchimento carbonatado (figura 4.20). Foi ainda medido um plano de movimento a afectar apenas calcários jurássicos, de atitude (N3°W, 84°E), contendo estrias com *pitch* de 4° S indicando cinemática esquerda. Cerca de 60 m para NNE identificou-se outra zona de deformação, constituindo uma zona de falha desenvolvida ao longo de um filão de direcção NNW-SSE que se encontra muito alterado. Existem algumas superfícies de geometria muito irregular dentro do filão, paralelos à estrutura principal e com inclinações que variam entre os 75° e 35° para E.

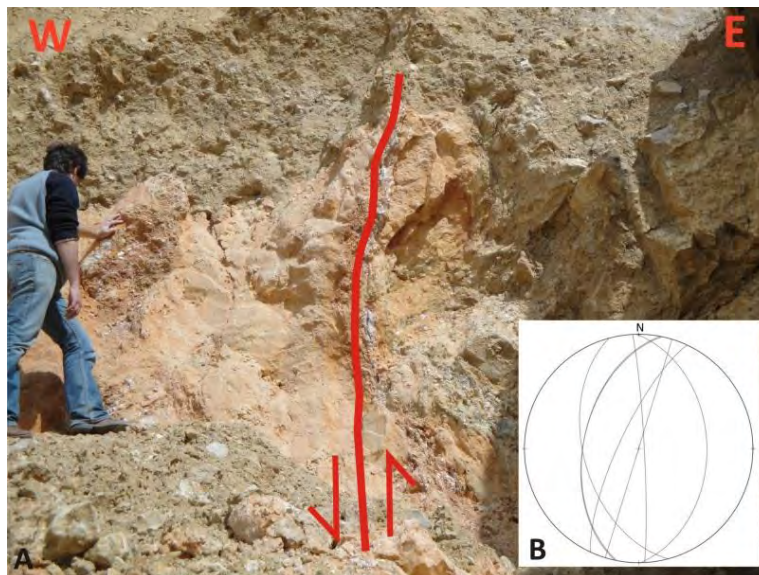


Figura 4.20 – Deformação associada à falha de Deixa-o-Resto, na pedreira de Foros da Zambujeira (figura 4.17, 2; 38°3'53'' N/8°44'44'' W). A, contacto mecânico entre calcários Jurássicos (a E) e sedimentos plio-plistocénicos da formação de Galé (a W), ao longo de superfície com atitude (N24°E, 76°E). B, projecção estereográfica (rede de Schmidt, projecção no hemisfério inferior) dos planos de falha medidos.

Na vertente ocidental do Cabeço (figura 4.17, 3) não se observa contacto por falha entre os calcários do Jurássico e os sedimentos pliocénicos, mas ocorre uma fracturação

acentuada na unidade mesozóica, compatível com a continuação da estrutura principal para S. Na vertente oriental a ausência de boas exposições não permitiu verificar a existência de fracturação. Porém, junto ao contacto com os calcários do Jurássico os arenitos da formação de Galé encontram-se impregnados de cimento calcário, aspecto também observado em alguns afloramentos localizados junto à falha de Deixa-o-Resto nas pedreiras de Pedrogão e de Foros da Zambujeira. É provável que neste local ocorra uma ramificação da falha.

Para S não existem evidências claras de actividade cenozóica da falha, no entanto observam-se aspectos que poderão estar associados ao seu papel durante o final do Mesozóico e reforçar o seu prolongamento para a área emersa a S, como proposto por Ribeiro *et al.* (1993) e representado na figura 4.18. No vale da ribeira da Sancha, 500 m a NW do km 8 do IC33 (37°59'24'' N/8°46'51'' W), existe uma antiga pedreira de exploração onde afloram rochas ígneas cretácicas do maciço subvulcânico de Sines. Estas encontram-se muito fracturadas, segundo dois conjuntos de direcções NE-SW a NNE-SSW e NNW-SSE.

A N da praia de S. Torpes, no sector litoral junto ao km 14 da estrada 120-1 (37°55'52'' N/8°48'57'' W), identificou-se uma zona de deformação na pequena arriba que delimita a praia aí existente. Neste afloramento observa-se uma faixa de aproximadamente 15 m de largura em que rochas metassedimentares paleozóicas se encontram bastante fracturadas segundo direcções NE-SW e ENE-ESE, e com várias intrusões ígneas filonianas ao longo dos planos de fractura. Embora esta não seja orientação da falha de Deixa-o-Resto, corresponde à orientação geral da estratificação das rochas metassedimentares, que poderá ter facilitado a deformação e as intrusões segundo estas direcções. Este afloramento localiza-se no local de intersecção com a linha de costa do lineamento morfológico atrás referido e representado na figura 4.18.

Para N de Deixa-o-resto apenas se identificaram evidências indirectas, tendo-se reconhecido vários locais onde a cobertura cenozóica se encontra deformada, podendo tratar-se da expressão superficial da falha de Deixa-o-Resto. Num areeiro situado junto à estrada nacional 261, na margem S da ribeira da Cascalheira (figura 4.17, 4; 38°5'43,3" N/8°44'47,4" W), observaram-se alguns planos de falha causando rejeitos centimétricos (até 10 cm) na formação de Galé, com cinemática normal e inversa. As medições efectuadas nos planos que evidenciam movimento mostram uma direcção preferencial NNE-SSW, semelhante à da estrutura principal. Aproximadamente 800 m a NE, próximo da margem esquerda da ribeira da Cascalheira (figura 4.17, 5; 38°6'4,7" N/8°44'25" W), arenitos da formação de Galé

assentam sobre a formação de Alcácer do Sal. Todo o conjunto se encontra basculado, tendo-se medido uma estratificação de atitude ($N17^{\circ}E, 22^{\circ}W$) na idade miocénica.

Noutro areeiro localizado cerca de 2 km a NNE do ponto anterior observou-se a formação de Galé assentando sobre a formação de Alcácer do Sal, do Miocénico (figura 4.17, 6; $38^{\circ}7'14'' N/8^{\circ}43'50'' W$). Existe intensa deformação a afectar as duas unidades litostratigráficas, traduzida pela existência de filões neptunianos e planos de falha (figura 4.21). Os filões neptunianos aqui gerados consistem em fracturas formadas na unidade inferior, com criação de espaço, que foram preenchidas pelo sedimento mais recente por abatimento, gerando assim uma forma triangular, em cunha alongada. Algumas paredes dos filões coincidem com superfícies de falha que se prolongam até à base do afloramento. As direcções das estruturas (filões e falhas) agrupam-se em duas famílias principais, NW-SE a NNW-SSE e NE-SW, predominando a primeira com inclinações para o quadrante SW (figura 4.21C). As falhas apresentam comportamentos cinemáticos normais e inversos, com rejeitos métricos cujo máximo deslocamento detectado é de cerca de 2 m.

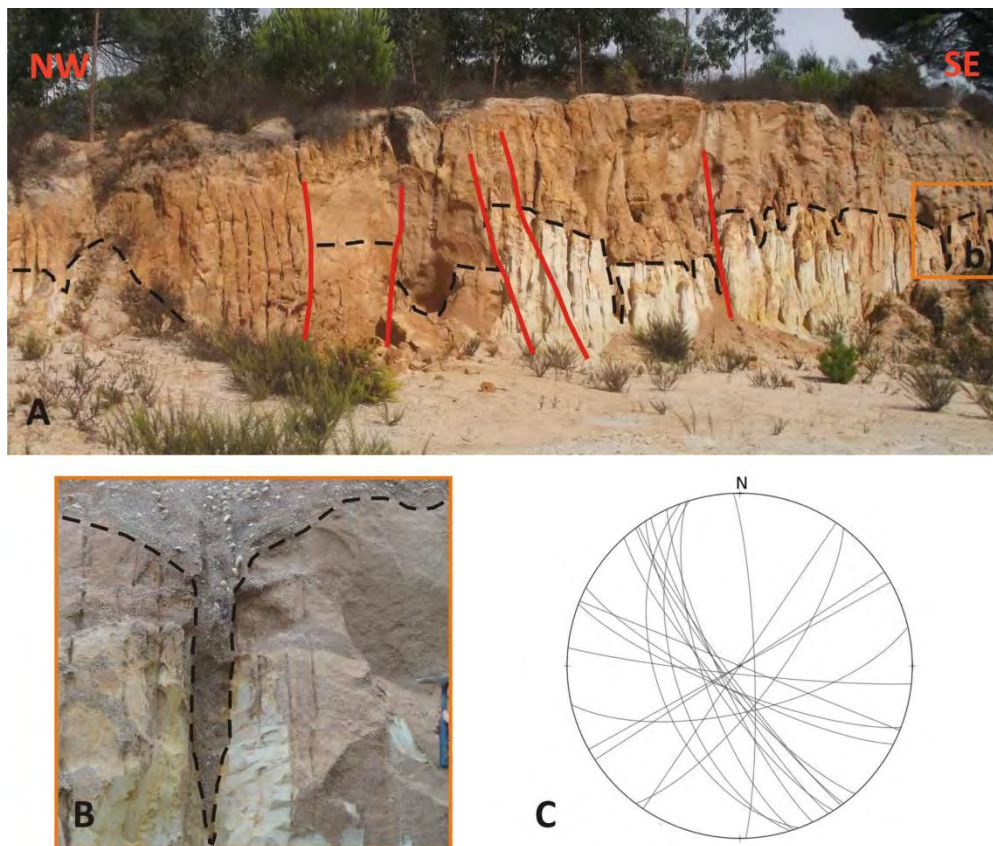


Figura 4.21 – Deformação em antiga exploração de areia (figura 4.17, 6; $38^{\circ}7'14'' N/8^{\circ}43'50'' W$). A, aspecto geral do afloramento onde se observam planos de falha (a vermelho) e filões neptunianos a afectar sedimentos da formação de Alcácer do Sal (na base) e da formação de Galé (a topo). A linha a tracejado faz a separação entre as duas unidades. B, pormenor do afloramento mostrando um filão neptuniano. C, projecção estereográfica (rede de *Schmidt*, projecção no hemisfério inferior) de todos os planos de falha medidos.

400 m a NW (figura 4.17, 7; 38°5'43'' N/8°44'47'' W) existe outra pequena exploração de areias onde apenas aflora a formação de Galé. O sedimento apresenta-se muito fracturado, tendo-se identificado um rejeito normal de 21 cm num plano de atitude (N20°E, 56°W).

A projecção estereográfica incluindo todos os planos de fracturação medidos (figura 4.22) apresenta uma boa consistência direccional, compatível com o traçado cartográfico da falha de Deixa-o-Resto, com uma direcção principal orientada N-S a NNE-SSW, verificando-se ainda a existência de uma família secundária de fracturas de orientação NNW-SSE.

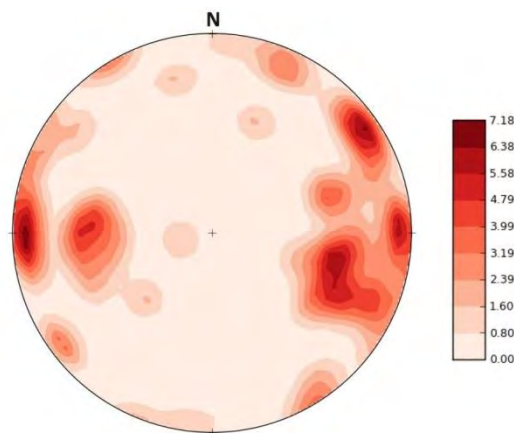


Figura 4.22 – Diagrama de contorno de densidades dos pólos da totalidade das fracturas medidas (n=54) na zona da falha de Deixa-o-Resto.

2.5.4 - Padrão de afloramentos e dados de sondagens/furos de captação

Numa primeira análise da cartografia geológica destaca-se uma característica importante: o desaparecimento dos afloramentos mesozóicos para W da falha de Deixa-o-Resto, sob a cobertura sedimentar cenozóica. Junto ao Mesozóico observam-se, em alguns pontos, manchas cartográficas miocénicas da formação de Alcácer do Sal. Estes sedimentos, que ocorrem na povoação de Azinhal e para N de Deixa-o-Resto, junto às ribeiras da Ponte e Cascalheira e no ponto 6 da figura 4.17, afloram em posições altimétricas que variam entre os 30 m e os 70 m de cota, deixando de se observar também para ocidente. De modo a compreender o comportamento das unidades sedimentares no bloco ocidental recorreu-se à interpretação de relatórios de furos de captação de água realizados nesta área. Embora possam existir alguns erros de interpretação das descrições litológicas, as diferentes características apresentadas pelos sedimentos jurássicos, miocénicos e pliocénicos, observadas em afloramento, permitem uma distinção geral relativamente segura.

Na figura 4.17 mostrou-se a localização dos furos estudados e as cotas a que se encontram as passagens Jurássico/formação de Alcácer do Sal e formação de Alcácer do Sal/formação de Galé. Constatou-se que as unidades mesocenozóicas sofrem um desnivelamento brusco para W da falha, de várias dezenas de metros, principalmente na área de Deixa-o-Resto:

- no bloco oriental o topo do Jurássico (muito irregular devido à carsificação) encontra-se a cotas que variam entre os 60 m e os 80 m, coberto pela formação de Galé. A W, a formação de Alcácer do Sal assenta sobre os calcários jurássicos a cotas próximas de -40 m, o que constitui uma separação vertical mínima de 120 m.
- a base dos sedimentos da formação de Alcácer do Sal dispõe-se em três posições altimétricas distintas. Não afloram no topo da escarpa de Deixa-o-Resto mas a existência de afloramentos miocénicos preservados no bloco oriental aos 100 m, a SW de Santa Cruz, sugere que este depósito cobriu o bloco actualmente levantado. No sopé da escarpa afloram encostados ao Mesozóico entre as cotas 30 m e 50 m, encontrando-se a sua base aos 20 m como indicado por um dos furos realizados na ribeira da Ponte, sugerindo um desnivelamento que pode chegar aos 80 m. 450 m para W, esta superfície encontra-se à cota -45 m, evidenciando outro deslocamento vertical de 65 m. Esta disposição dos sedimentos em três compartimentos sucessivamente mais baixos para W indica a existência de pelo menos dois ramos da falha em alguns locais, ao longo dos quais se acumulou um rejeito vertical total mínimo de 120 m desde o Miocénico, mas que poderá somar 145 m se considerarmos a sua posição à cota 100 m no bloco oriental.
- a formação de Galé cobre os calcários jurássicos assentando numa superfície de erosão que se encontra a uma cota máxima de 80 m, no topo da escarpa. A W, os dados em profundidade indicam que assenta sobre os sedimentos miocénicos entre as cotas de -30 m e -10 m, mostrando um deslocamento total de 90 m a 110 m.

Na figura 4.23 apresenta-se em corte esquemático uma interpretação da zona de falha na área de Deixa-o-Resto feita com base nos dados discutidos, representando-se a ramificação da estrutura e os três blocos deformados. Para N desta área, apesar da deformação observada atrás descrita, não foram detectados deslocamentos verticais importantes.

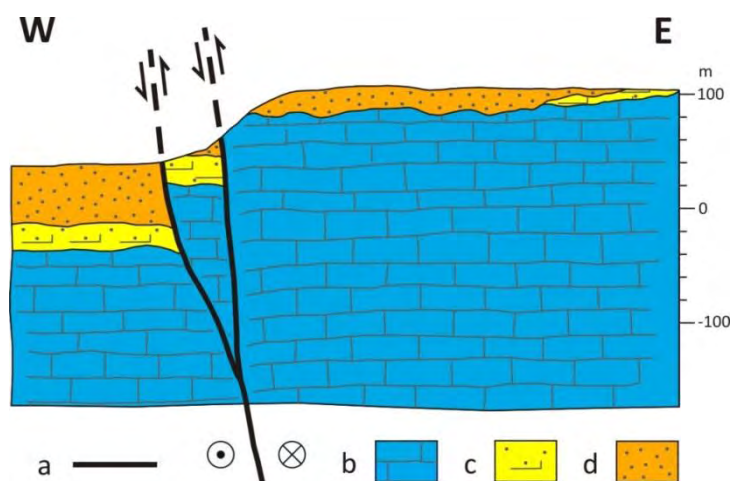


Figura 4.23 – Corte esquemático interpretativo da falha de Deixa-o-Resto representando a deformação junto à área de Deixa-o-Resto, onde o conjunto de dados de superfície e profundidade sugerem a existência, localmente, de dois ramos. a, falha; b, Mesozóico indiferenciado; c, formação de Alcácer do Sal; d, formação de Galé.

2.5.5 - Interpretação

A interpretação da geometria e cinemática da falha de Deixa-o-Resto tem implicações do ponto de vista genético e da forma como a estrutura tem actuado. Ribeiro *et al.* (1993), com base nos dados de superfície, interpretaram-na como uma falha inclinada para E com comportamento inverso esquerdo durante o Pliocénico e o Plistocénico inferior. As observações efectuadas no âmbito deste trabalho corroboram esta caracterização, constatando-se que a falha à superfície é bastante irregular e próxima da vertical, muito inclinada para E na Pedreira do Pedrogão e subvertical em Foros da Zambujeira. Os planos secundários medidos na formação de Galé inclinam quer para E quer para W, e apresentam geometria normal ou inversa. Admite-se assim que, pelo menos na sua parte mais superficial, a falha é essencialmente uma estrutura vertical.

De forma a caracterizar a sua geometria foi feita uma tentativa de compreender o seu comportamento em profundidade e a sua influência na sedimentação mesozóica. Várias sondagens executadas para estudos geotécnicos pelo Gabinete da Área de Sines (G.A.S.), localizadas no bloco oriental, foram caracterizadas por Manuppella e Moreira (1989). De acordo com as suas interpretações, o conjunto Jurássico Inferior/Jurássico Médio apresenta aqui espessuras de pelo menos 650 m (Complexo Vulcano-Sedimentar, 140-160 m; formação de Fateota-Santa Cruz, > 200 m; formação de Rodeado-Monte Branco, > 300 m). Na sondagem Monte Paio, localizada no bloco ocidental, este conjunto apresenta uma espessura de 405 m de sedimentos. Os mesmos autores consideram que para E da falha de Deixa-o-Resto o Jurássico Superior terá entre 300 e 400 m de espessura. No bloco ocidental, por sua vez, a sondagem Monte Paio mostra uma sequência destes sedimentos com espessura superior

a 600 m (Manuppella e Moreira, 1989). Estes valores indicam que a falha de Deixa-o-Resto não deverá corresponder a uma falha de crescimento durante o Mesozóico, inclinada para W, como propõe Inverno *et al.* (1993), pelo menos durante o Jurássico Inferior e Médio, onde as espessuras parecem ser maiores no bloco oriental. A diferença real entre as espessuras do Jurássico Superior nos dois blocos da falha também não é conhecida, pois é expectável que o bloco levantado tenha sofrido maior efeito da erosão. Uma vez que estes dados não são conclusivos relativamente à geometria da estrutura, a sua interpretação terá que ser essencialmente baseada nas observações de superfície.

Embora não se conheça a idade das estrias identificadas nos calcários jurássicos na pedreira do Pedrogão, estas deverão ser contemporâneas ou posteriores à deposição da formação de Galé, pois são coincidentes com a superfície de contacto entre as duas litologias, e junto à qual existe uma brecha de falha com mistura dos dois sedimentos. Este indicador cinemático sugere, nesse local, um comportamento de desligamento esquerdo. Contudo, uma vez que as estrias inclinam 16° para NNE, esta movimentação faria o bloco ocidental subir relativamente ao oriental, o que não é de toda a tendência geral de movimentação nesta área, como mostram os dados em profundidade situados no bloco ocidental, já discutidos. O bloco de calcário onde foi medido o plano estriado apresenta-se rodeado por fracturas, sendo provável que tenha sofrido alguma rotação, alterando assim a posição inicial das estrias.

A geometria irregular das várias superfícies de cisalhamento e as inclinações próximas da vertical apontam para uma falha reactivada durante o Cenozóico com importante componente do tipo desligamento. A maioria dos planos secundários são subparalelos à falha principal mas existe também uma tendência de fracturação segundo a direcção NW-SE a NNW-SSE, compatível com a geração de planos do tipo *Riedel* num contexto de desligamento esquerdo.

Por outro lado, esta geometria e cinemática não explicam por si só o deslocamento vertical verificado no Cenozóico, expresso pelo abatimento relativo do bloco ocidental em mais de uma centena de metros. Esta separação, numa fase em que a Ibéria estaria sujeita a um importante regime compressivo relacionado com a orogenia alpina, como mostram várias evidências de deformação em todo o território, conjugada com os reconhecimentos de superfície onde o plano de falha inclina em alguns locais para E, sugere a existência de uma componente vertical inversa associada ao comportamento principal de desligamento esquerdo. Esta deformação é compatível com um regime transpressivo com compressão máxima próxima de NW-SE.

É comum a coexistência de estruturas compressivas e distensivas em contexto de desligamento, muitas vezes associadas às irregularidades do traçado das falhas. O estudo aqui efectuado sugere que esta estrutura não é planar, pois considerando que a deformação identificada na colina do Cabeço corresponde à continuação da falha de Deixa-o-Resto, esta apresentará aí uma mudança de direcção para NE-SW. Com esta geometria, o bloco isolado de calcários jurássicos que constitui esta colina poderá corresponder a um *push-up*, ou seja uma zona onde a deformação é acomodada em regime compressivo devido a uma curvatura restritiva do traçado da falha. Junto a esta estrutura a ribeira da Badoca, de direcção NW-SE, sofre um desvio para W em cerca de 300 m (compatível com deformação por desligamento esquerdo), não se percebendo se esta deflexão é de origem tectónica ou se apenas contorna um corpo que oferece maior resistência à erosão, uma vez que a ribeira se encontra encaixada nos sedimentos pliocénicos e plistocénicos. Também a N, junto à ribeira da Ponte, os dados de furos de captação de água sugerem que a falha sofre um ressalto de aproximadamente 400 m para W, mas mantendo a orientação NNE-SSW. O padrão de afloramentos parece apontar para que ocorram mais ressaltos a N, formando assim vários *step over* esquerdos, associados aos quais poderão ter-se gerado estruturas de *pull-apart*, porém, a distribuição espacial da informação em profundidade não permitiu confirmar a existência dessas estruturas.

A extensão total da falha não é clara. A continuação para N da área de Deixa-o-Resto é sugerida pela deformação observada nos sedimentos cenozóicos, apresentando fracturas com orientações semelhantes ou compatíveis com deformação superficial associada a desligamento esquerdo. Para N da área de Melides, a ausência de afloramentos devido à extensa cobertura dunar holocénica não permitiu a identificação de evidências de deformação. Também não foram identificados deslocamentos verticais nos marcadores geológicos conhecidos com base nos dados de profundidade, o que não significa a ausência da estrutura na medida em que esta apresentará um comportamento de desligamento. Desta forma, não existem dados suficientes para confirmar se a falha se prolonga até à falha de Grândola, como sugerido por Ribeiro *et al.* (1993) e Inverno *et al.* (1993). Porém, como já foi referido, a limitar o bordo NW da serra de Grândola parecem existir falhas com a mesma direcção da falha de Deixa-o-Resto, sugeridas pelos dados de gravimetria (ver capítulo IV.1.3) e pela cartografia geológica (Dias *et al.*, 2011; Anexo 2). Tratando-se do mesmo sistema de fracturas, a estrutura identificada na área de Deixa-o-Resto deverá integrar uma faixa de deformação importante com alguma dispersão espacial, que se prolonga para N da falha de Grândola com extensão ainda não determinada. Sendo esta direcção subparalela ao sector N

da vertente ocidental da serra, este sistema de fracturas deverá ter condicionado a geração deste relevo.

Os dados disponíveis sugerem o seu prolongamento para S da colina do Cabeço. Considerando o padrão de afloramentos mesozóicos, uma vez que a N estes desaparecem para W da falha, e seguindo o mesmo raciocínio, é provável este prolongamento. As evidências de deformação identificadas nesta área assim como a coincidência com o lineamento morfológico existente nas áreas emersa e imersa corroboram a proposta de Ribeiro *et al.* (1993), de que a estrutura se prolongará para a área imersa até aos montes submarinos dos Descobridores, totalizando assim um mínimo de 125 km de extensão. A figura 4.24 mostra o traçado total da falha na área emersa tal como interpretado neste estudo.

O papel da falha de Deixa-o-Resto durante o Mesozóico não é claro, nomeadamente no controlo da sedimentação, contudo parece ter condicionado intrusões ígneas relacionadas com a instalação do maciço subvulcânico de Sines no final do Cretácico, como apontam as ocorrências filonianas ao longo do seu traçado.

Do ponto de vista da sua evolução durante o Cenozóico, a falha de Deixa-o-Resto constitui uma estrutura activa durante a compressão alpina. O registo estratigráfico afectado pela falha apenas permite distinguir dois episódios de actividade, com base nos deslocamentos verticais que afectam as formações de Alcácer do Sal e Galé de forma diferenciada - um durante o Miocénico, pós-Serravaliano superior a Tortoniano inferior, e outro pliocénico ou pós-pliocénico, tratando-se assim de uma estrutura com actividade neotectónica. Por ser uma estrutura com componente de movimentação horizontal importante, os deslocamentos verticais detectados não permitem a quantificação total da deformação.

Apesar de existir uma deflexão na maior parte das ribeiras ao cruzar a zona de falha, compatível com uma cinemática esquerda, não é claro se esta tendência é de origem tectónica, pois a ribeira do Azinhal atravessa a escarpa na zona de Deixa-o-Resto apresentado comportamento contrário, com deflexão direita.

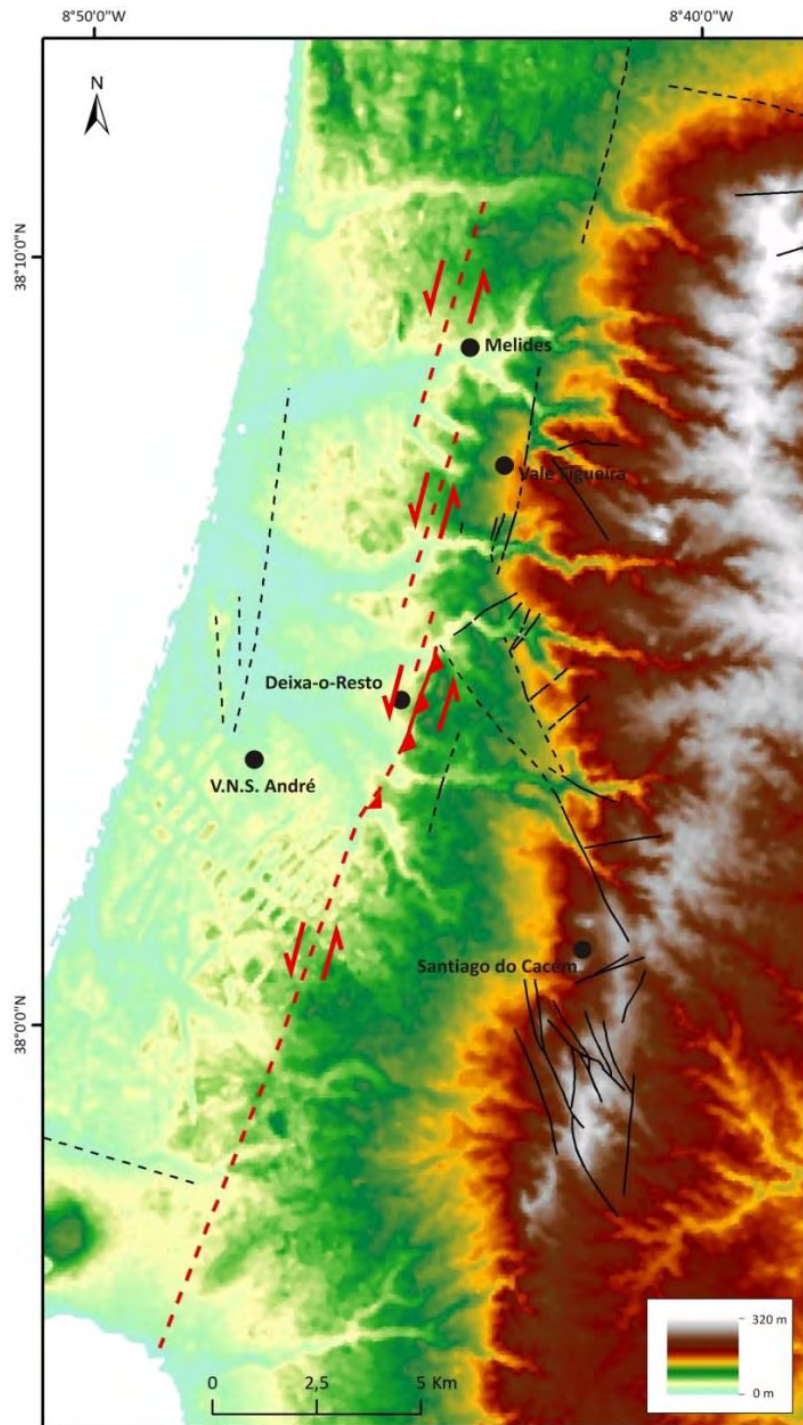


Figura 4.24 – Mapa hipsométrico da região litoral Melides/Santiago do Cacém contendo informação estrutural, evidenciando o traçado provável da falha de Deixa-o-Resto (a vermelho).

2.6 - Falha de Santa Cruz

2.6.1 - Introdução

A falha de Santa Cruz (figura 4.25) corresponde a uma estrutura de direcção geral NW-SE, representada na cartografia geológica publicada (Folhas 42-A Grândola e 42-C

Santiago do Cacém, na escala 1/50 000) ao longo de 8,5 km, grosso modo entre as áreas de Santiago do Cacém e Deixa-o-Resto.

Tem sido considerada uma das estruturas principais no controlo morfoestrutural no sector de Santiago do Cacém da bacia do Alentejo, influenciando assim a sedimentação mesozóica ao actuar como uma falha listrica inclinada para W (Inverno *et al.*, 1993; Manuppella e Moreira, 1989). Segundo Inverno *et al.* (1993), enquanto para N da falha o Jurássico Superior apenas atinge o Kimeridgiano inferior, a S da mesma encontra-se preservado o Kimeridgiano superior. No sector a N de Deixa-o-Resto, onde a falha com o mesmo nome e a estrutura de Santa Cruz se encontram, o Jurássico Superior assenta directamente sobre o Jurássico Inferior. Estes autores consideram ainda que a falha de Santa Cruz se prolonga para W da falha de Deixa-o-Resto, sendo rejeitada por esta com uma componente de desligamento esquerdo, interpretação coerente com dados de Ramos (2014) que, através de informação geofísica (resistividade eléctrica e sísmica de reflexão), detectou estruturas com a mesma orientação na área emersa e na plataforma continental, no bloco abatido da falha de Deixa-o-Resto, a afectar sedimentos miocénicos e plio-quadernários, e que poderão corresponder ao prolongamento referido.

Outros estudos (Inverno *et al.*, 1993; Ribeiro *et al.*, 1993) referiram actividade neotectónica da falha de Santa Cruz afectando sedimentos plio-quadernários, expressos através de fracturação. Ribeiro *et al.* (1993) identificaram ainda deslocamentos pondo em contacto, em alguns troços, rochas mesozóicas com estes depósitos, e evidências morfológicas desta actividade. Segundo estes autores, a expressão morfológica da falha é caracterizada por um ressalto topográfico de direcção NW-SE, voltado a SW, apresentando um comando máximo de 70 m na região da Pedregueira, a SE de Santa Cruz. Contrariamente a Inverno *et al.* (1993), Ribeiro *et al.*, (1993) propuseram que seja a falha de Santa Cruz a segmentar a falha de Deixa-o-Resto, com separação horizontal desconhecida, e continue para a área imersa. Com esta interpretação, os autores estimam uma extensão total de 17 km na área emersa.

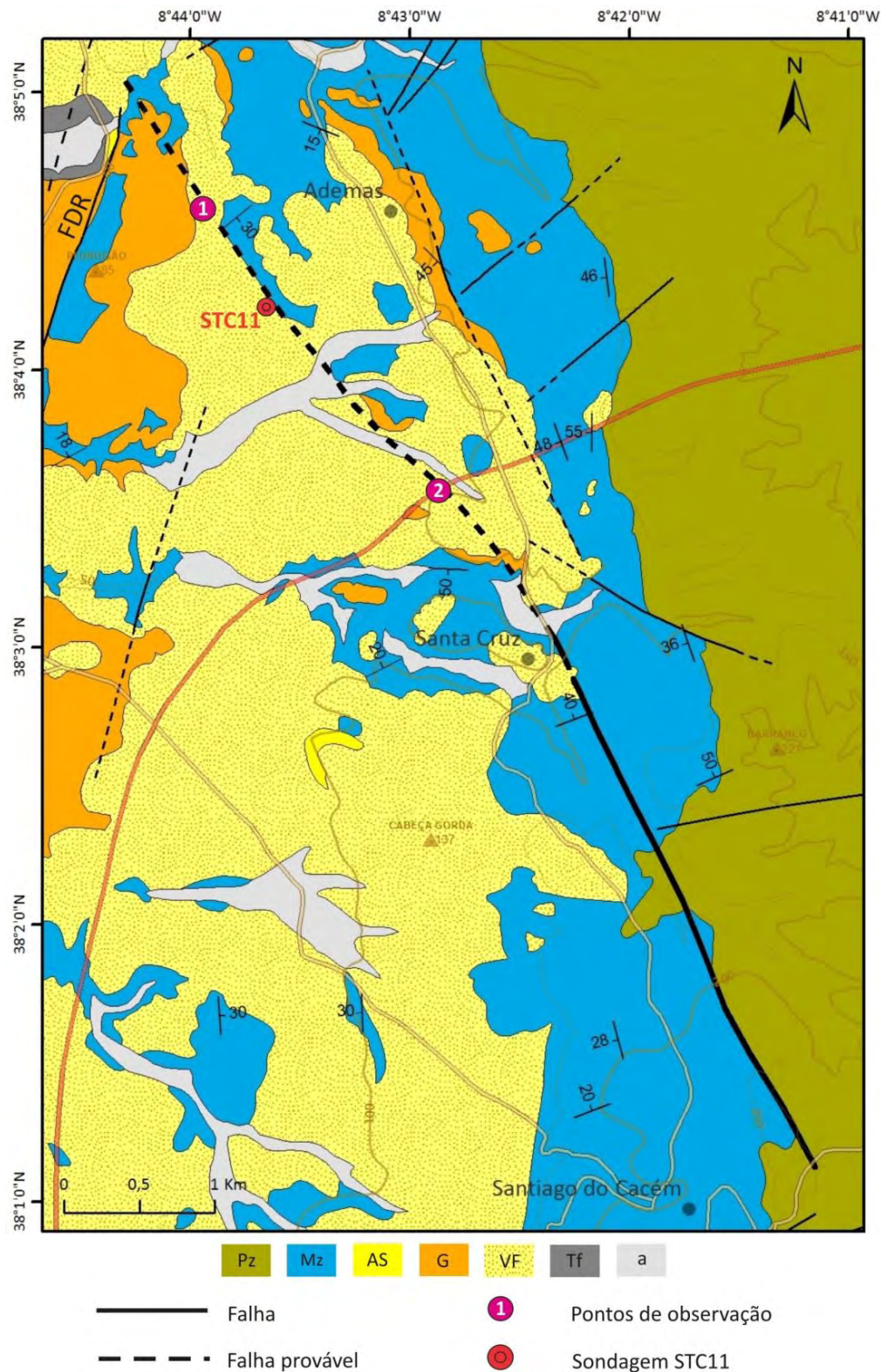


Figura 4.25 – Mapa geológico da zona da falha de Santa Cruz (traçado mais espesso) mostrando os pontos de observação de evidências de deformação. FDR, falha de Deixa-o-Resto; Pz, paleozóico indiferenciado; Mz, Mesozóico indiferenciado; AS, formação de Alcácer do Sal; G, formação de Galé; VF, formação de Vale Figueira; Tf, terraços fluviais; a, aluviões. Cartografia geológica adaptada de Inverno *et al.* (1986) e Dias *et al.* (2011).

2.6.2 - Evidências de deformação

Os indícios de deformação identificados durante os trabalhos de campo são muito escassos, tendo-se reconhecido apenas dois locais (pontos de observação indicados na figura 4.25), coincidentes com o traçado da falha proposto na cartografia geológica, onde as características observadas poderão relacionar-se com deformação em sedimentos cenozóicos geradas por movimentação ao longo desta estrutura.

O ponto 1 (figura 4.25, 1; 38°4'35'' N/8°43'55,6'' W) situa-se a ENE de Deixa-o-Resto junto a um contacto entre calcários jurássicos e a formação de Vale Figueira que, na cartografia apresentada por Manuppella e Moreira (1989), corresponde a um contacto tectónico. A grande escassez de afloramentos na área aponta para que esta seja uma interpretação inferida através do limite cartográfico rectilíneo entre as duas unidades, diferenciado através do reconhecimento do solo. De acordo com os mesmos autores, um furo para captação de águas (STC11) efectuado pelo antigo Serviço de Fomento Mineiro até 20 m de profundidade junto a este contacto (ver Manuppella e Moreira, 1989), apenas intersectou sedimentos cenozóicos. A 30 m do traçado da falha, num caminho secundário cuja superfície constitui por vezes afloramento da formação de Vale Figueira, identificou-se uma zona em que estes sedimentos se apresentam fracturados, com planos orientados E-W. As condições do afloramento não permitiram confirmar se correspondem a planos de cisalhamento ou a diaclases.

O ponto 2 (figura 4.25, 2; 38°3'33'' N/8°42'56'' W) situa-se num local já descrito no capítulo III, e corresponde aos cortes de estrada do IC33 onde existe uma boa exposição da formação de Vale Figueira. Neste local, junto ao traçado provável da falha de Santa Cruz, os sedimentos encontram-se muito fracturados, com planos de direcção variando entre N25°W e N10°E, subverticais. Identificou-se ainda uma falha de atitude (N8°W, 86°E) evidenciando abatimento do lado E de 54 cm. 250 m para WSW deste ponto ocorre uma mancha cartográfica de sedimentos da formação de Galé onde também foram identificados dois planos de falha, com atitudes (N-S, 60°E) e (N7°W, 38°E). Embora se tenha identificado deformação neste local, coincidente com o traçado provável da falha, não existem certezas sobre a sua natureza. Continuando para W ao longo do IC33 existem vários afloramentos de rochas mesozóicas com uma cobertura das unidades pliocénicas e plistocénicas. As rochas carbonatadas apresentam uma carsificação acentuada e os sedimentos que as cobrem encontram-se deformados devido aos processos não tectónicos já aqui discutidos.

Do ponto de vista morfológico identificou-se o ressalto topográfico virado a W referido por Ribeiro *et al.* (1993), embora este apenas pareça existir em dois locais. Junto ao ponto 1 da figura 4.25, existe um desnível topográfico de 10 m alinhado e coincidente com o traçado provável da falha. Para S, só na área de Santa Cruz se verifica uma diferença altimétrica entre os bloco NE e SW, onde os autores referiram a existência de um comando máximo de 70 m. Uma vez que na localidade de Santa Cruz (bloco ocidental) a superfície topográfica se encontra a uma cota de 110 m e que a E, no bloco oriental, existe um patamar próximo dos 150 m, estima-se um valor menor, de cerca de 40 m. O forte entalhe da rede de drenagem neste local dificulta uma atribuição directa desta forma à actividade da falha, uma vez que a drenagem se dispõe segundo uma direcção próxima de N-S, talvez condicionada pela disposição das camadas que estão orientadas segundo esta direcção.

2.6.3 - Interpretação

Os estudos efectuados não permitem uma análise detalhada e uma interpretação clara relativamente ao comportamento e evolução desta estrutura durante o Cenozóico. A sua extensão para W da falha de Deixa-o-Resto é incerta, uma vez que não é possível determinar com segurança se as estruturas aí identificadas por Ramos (2014) correspondem efectivamente ao prolongamento da falha de Santa Cruz ou a estruturas independentes com a mesma direcção pertencentes ao mesmo sistema de falhas.

A fracturação identificada nos sedimentos cenozóicos é também incerta, pois não se observou qualquer contacto por falha entre estes e as rochas jurássicas, e a carsificação dos materiais carbonatados poderá fazer com que as zonas de falha actuem de forma passiva na localização de zonas de deformação na cobertura sedimentar, como já discutimos. No entanto, o contacto rectilíneo existente junto ao ponto 1 e a existência de fracturas próximas de E-W podem dever-se a deformação associada a um desligamento esquerdo num contexto de compressão máxima NW-SE a WNW-ESE, em que os planos medidos correspondem a estruturas secundárias do tipo *Riedel* ou a fracturas de tracção. Tratando-se de um contacto tectónico, a disposição dos sedimentos cenozóicos neste local, em posição topograficamente mais baixa, sugere descida relativa do bloco ocidental com um deslocamento mínimo de 30 m, uma vez que no bloco NE a formação de Vale Figueira assenta sobre o mesozóico aos 80 m e no bloco SW a sondagem STC11 atingiu a cota de 50 m sem intersectar o Jurássico.

A cartografia geológica à escala 1/50 000 (Inverno *et al.*, 1986) mostra um comportamento mais complexo. No sector SE da estrutura, nas proximidades de Santa Cruz,

as camadas mesozóicas apresentam uma direcção N-S a NNW-SSE no bloco NE, e direcção ENE-WSW no bloco SW, mostrando uma rotação da estratificação compatível com um desligamento direito. Por outro lado, na mesma área existe uma separação horizontal importante a afectar as unidades, com sentido esquerdo e 160 m de rejeito máximo. Esta ambiguidade nas observações pode estar relacionada com diferentes comportamentos da estrutura ao longo do tempo geológico, após a deposição dos sedimentos afectados. A rotação da estratificação no bloco SW é compatível com uma compressão próxima de N-S, direcção que terá ocorrido desde o final do Cretácico até ao Miocénico superior. Um comportamento enquanto desligamento esquerdo pode, por sua vez, estar associado a uma compressão NW-SE a WNW-ESE, que caracteriza o final do Miocénico, o Pliocénico e o Quaternário.

Os dados obtidos não fornecem indicações sobre a sua geometria em profundidade, considerando-se a inclinação para W sugerida por Manuppella e Moreira (1989), mas não se excluindo a hipótese de rotação do plano durante o Cenozóico, passando a inclinar para E.

Concluindo, existem ainda incertezas relativamente à deformação observada nos sedimentos cenozóicos de cobertura, nomeadamente se está apenas relacionada com processos de carsificação ou com actividade tectónica cenozóica da falha de Santa Cruz. Algumas características sugerem que exista uma componente tectónica, nomeadamente a existência de fracturação de direcção consistente junto a um contacto rectilíneo colocando lado a lado duas unidades de diferente idade, coincidente com um resalto morfológico. Trata-se de uma falha importante durante a sedimentação mesozóica, condicionando a geometria da bacia e fazendo com que no bloco NE o Jurássico Superior se depositasse directamente sobre o Jurássico Inferior, devido à não deposição ou total erosão do Jurássico Médio. Durante o Cenozóico a falha de Santa Cruz terá sido reactivada como consequência da compressão alpina, comportando-se como desligamento direito ou esquerdo, consoante a evolução da orientação do campo de tensões.

2.7 - Falha de Ademas

2.7.1 - Introdução

A falha de Ademas corresponde a uma zona de deformação ainda pouco estudada e compreendida, representada na Folha 42-A Grândola da Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000 (Dias *et al.*, 2011) com uma direcção NNW-SSE. Está traçada ao longo de 2,3 km entre as localidades de Ademas e Santa Cruz, subparalela à falha de Santa Cruz e a cerca

de 1 km a leste desta, sendo que na maior parte da sua extensão se encontra representada como falha provável. Embora esta estrutura aparente corresponder a uma fractura secundária, devido à curta extensão identificada, salienta-se aqui a sua importância devido aos indícios de actividade pliocénica ou pós-pliocénica identificados durante os reconhecimentos de campo efectuados, que fornecem evidências de actividade neotectónica na região.

A figura 4.26 mostra a localização da falha, dos pontos de observação aqui descritos e do corte geológico referido no texto.

2.7.2 - Evidências de deformação

Em termos morfológicos, esta zona de deformação coincide com uma quebra de declive na vertente ocidental da serra de Grândola que materializa uma escarpa com cerca de 60 m de comando máximo e cerca de 3,5 km de extensão. O traçado da falha, ligando as áreas onde foi identificada, segue paralelo à escarpa e acompanha grosseiramente o limite cartográfico entre o Mesozóico e o Cenozóico. A sua localização, a meio da vertente, sugere que parte desta escarpa seja resultante de fenómenos de exumação.

No âmbito deste trabalho foram identificadas três zonas de deformação, duas das quais com evidências de deformação a afectar sedimentos da formação de Galé.

Imediatamente a SSE de Ademas (figura 4.26, 1; 38°4'25,6'' N/8°42'52'' W), junto ao monte do Pinheiro, localiza-se o limite entre calcários jurássicos (a E) e sedimentos cenozóicos (a W). Devido às condições do afloramento não foi possível observar a superfície de contacto com clareza; contudo, junto ao contacto identificou-se uma zona de falha desenvolvida nas litologias mesozóicas. Trata-se de uma faixa subvertical de intensa deformação com cerca de 4 m de largura onde os calcários se encontram brechificados e alterados devido a calichificação (figura 4.27A). No interior desta caixa de falha identificaram-se vários planos irregulares orientados N-S a WNW-ESE e com inclinação quer para W quer para E. Não foi possível perceber se o contacto com a formação de Galé é tectónico, verificando-se que junto aos calcários aqueles sedimentos se encontram também afectados por alguma calichificação. A presença de níveis de seixos rolados no arenito mostra uma inclinação anómala, de cerca de 45° W, sugerindo que este corpo sedimentar se encontra basculado naquela direcção (figura 4.27B). 250 m a SSE deste local (figura 4.26, 2; 38°4'17,6'' N/8°42'48,5'' W) existe um afloramento com características semelhantes. Os calcários jurássicos apresentam-se fracturados, com superfícies de fractura irregulares, tendo-se medido um plano consistente subvertical com orientação N3°E. Aqui, também os níveis de

seixos siliciosos existentes na formação de Galé se apresentam inclinados para W, embora com menor pendor, de cerca de 30°. Em nenhum dos locais foi possível confirmar a natureza tectónica do contacto nem determinar critérios cinemáticos.

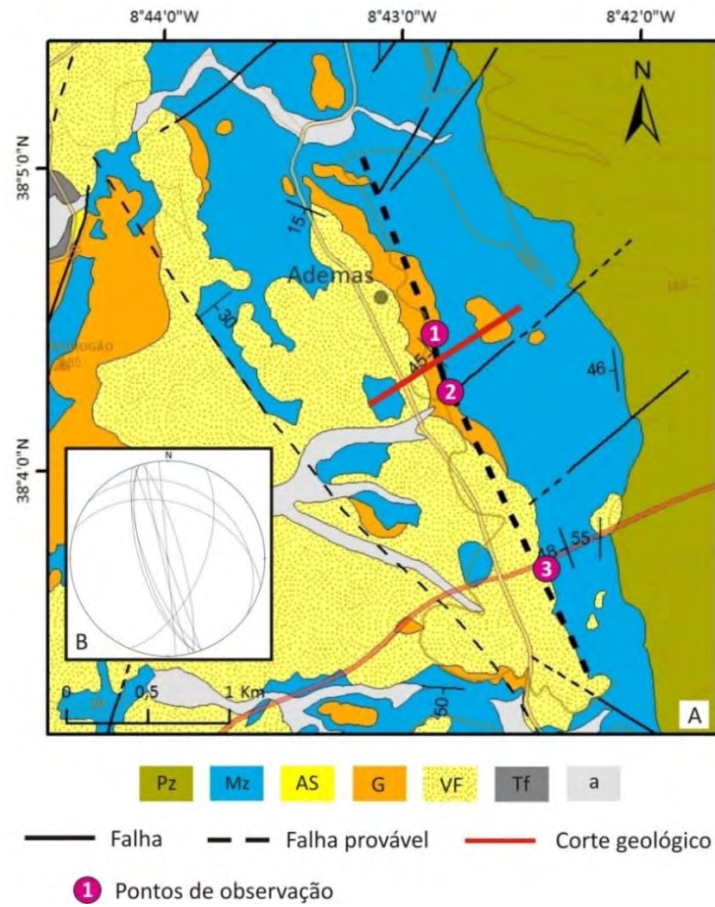


Figura 4.26 – A, Mapa geológico da zona da falha de Ademas (traçado mais espesso) com localização de pontos de observação de deformação. B, projecção estereográfica (rede de *Schmidt*, projecção no hemisfério inferior) de todos os planos de fractura medidos ($n=10$). Pz, Paleozóico indiferenciado; Mz, Mesozóico indiferenciado; AS, formação de Alcácer do Sal; G, formação de Galé; VF, formação de Vale Figueira; Tf, terraços fluviais; a, aluviões. Cartografia geológica adaptada de Dias *et al.* (2011).

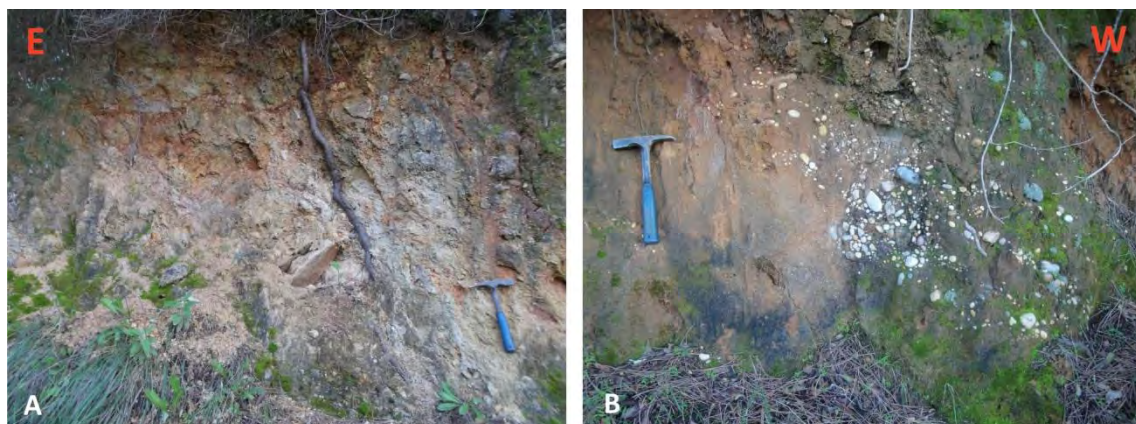


Figura 4.27 – Afloramento correspondente ao ponto 1 da figura 4.26 (38°4'25,6'' N/8°42'52'' W), onde se observa uma faixa de brechificação e calchificação a afectar calcários jurássicos (A), e basculamento para W de sedimentos pertencentes à formação de Galé (B).

Embora na área dos pontos 1 e 2 da figura 4.26 o contacto rectilíneo e a deformação observada sejam compatíveis com contacto por falha ao longo de aproximadamente 500 m de extensão, para N e para S da área referida, a irregularidade do limite cartográfico, cruzando o traçado da falha em vários locais, sugere que o contacto não se dá por falha na maior parte dos casos. Imediatamente a E destes pontos de deformação, como se pode observar na cartografia geológica, existem duas manchas de sedimentos semelhantes no interflúvio que constitui o topo da escarpa, materializando dois patamares talhados nos calcários do Jurássico aos 130 a 140 m e aos 150 m de cota. Atendendo ao carácter desta unidade sedimentar, de fácies de praia ou de plataforma marinha de pouca profundidade, é possível que os sedimentos que existem no topo e na vertente da escarpa correspondam a uma mesma plataforma deslocada por falha como evidencia o corte geológico da figura 4.28. Assim sendo, considerando a cota mais baixa destes sedimentos no patamar superior, entre os 100 m e os 110 m, verifica-se um deslocamento vertical mínimo de 20 a 30 m posterior à deposição dos sedimentos afectados.

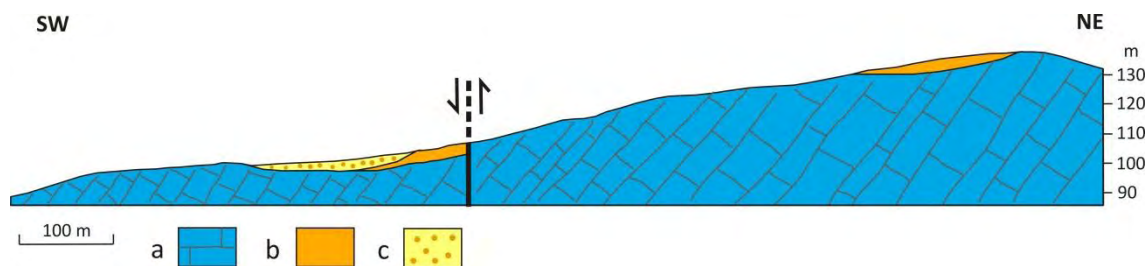


Figura 4.28 – Corte geológico intersectando a falha de Ademas (localização na figura 4.26). A separação vertical representada é esquemática, desconhecendo-se o valor real. a, Mesozóico indiferenciado; b, formação de Galé; c, formação de Vale Figueira.

1,2 km a SSE, nos cortes de estrada do IC33, observa-se também uma zona intensamente deformada a afectar formações jurássicas (figura 4.26, 3; 38°3'43'' N/8°42'22'' W). Neste local o Mesozóico contacta directamente com a formação de Vale Figueira, não se reconhecendo também a natureza do contacto com o Cenozóico devido às características do afloramento. 100 m para E deste limite existe um afloramento onde o Complexo Vulcano-Sedimentar e a formação de Fateota-Santa Cruz se encontram dobrados e fracturados. Entre este afloramento e os materiais cenozóicos, as condições de observação são muito deficientes, mas foi possível detectar uma área onde os calcários se encontram muito esmagados, tendo-se medido três planos de atitude (N23°E, 60°SE), (N20°W, 90°) e (N15°W, 78°E). Considerando as orientações dos planos e a sua localização geográfica, no prolongamento

para S dos pontos anteriormente descritos, esta deverá corresponder à zona de deformação principal da falha de Ademas neste local.

2.7.3 - Interpretação

Apenas foram identificados indícios de deformação em três locais distintos, não se observando continuidade entre estes. Contudo, algumas características apontam para que correspondam à mesma zona de falha, aqui designada por falha de Ademas: a orientação dos planos de fractura, próximos da direcção N-S; a posição das zonas de deformação, associada a uma quebra de declive relativamente regular e contínua entre os três locais; e a coincidência entre as áreas intensamente fracturadas, a escarpa e o limite entre o Mesozóico e o Cenozóico.

A extensão total da estrutura é desconhecida. Entre o ponto 1 e o ponto 3 regista-se uma distância de 1,5 km, mas é provável que a estrutura continue um pouco para N e para S, paralela à escarpa, perfazendo assim os 3,5 km que caracterizam esta forma morfológica. A cartografia geológica e os dados de campo até agora obtidos não sugerem a existência de deformação compatível com esta falha para além dos limites referidos, não permitindo para já estimar um comprimento total de forma conclusiva.

Em termos geométricos, as zonas de falha identificadas e os planos aí existentes apresentam-se próximos da vertical, sugerindo um comportamento principal de desligamento. A existência de planos com orientação NW-SE no ponto 1 é compatível com a geração de fracturas secundárias do tipo *Riedel* em regime de desligamento esquerdo, mas devido à forte alteração dos materiais resultante dos processos de calchificação, e às condições de má exposição dos afloramentos, não foram medidos planos em quantidade suficiente para permitir uma análise estrutural cinemática definitiva com base em estruturas secundárias. A deformação observada na formação de Galé e a sua disposição lado a lado com sedimentos jurássicos apontam para a existência de uma componente de movimentação vertical importante, com subida relativa do bloco oriental. A forte inclinação da unidade pliocénica deverá estar associada a uma dobra de arraste gerada por esta movimentação vertical. Tendo em conta a direcção da estrutura e uma compressão máxima pliocénica e pós-pliocénica NW-SE a WNW-ESE, uma movimentação em desligamento esquerdo parece ser o comportamento mais plausível para o regime tectónico responsável pelas deformações associadas a esta falha.

Não existindo qualquer evidência para uma intervenção importante desta falha durante o Mesozóico, controlando os processos sedimentares de então, é provável que se trate de uma

estrutura neoformada durante os episódios de compressão alpinos, tratando-se de uma falha secundária, possivelmente actuando em conjunto com as falhas existentes na vertente ocidental da serra de Grândola e na planície litoral, como as falhas de Deixa-o-Resto e Santa Cruz. A sua muito curta extensão, embora com expressão morfológica, sugere que possa corresponder a uma ramificação da última ou que seja parcialmente cega, apenas apresentando rotura superficial na área de Ademas.

2.8 - Falha do Azinhal

2.8.1 - Introdução

Localizada entre as falhas de Deixa-o-Resto e Santa Cruz, a falha do Azinhal (figura 4.29) é uma estrutura ainda deficientemente caracterizada na bibliografia. Apenas aparece representada na cartografia geológica da área (Manuppella, 1983; Manuppella e Moreira, 1989; Dias *et al.*, 2011, entre outros) e em cortes geológicos (Manuppella, 1983; Manuppella e Moreira, 1989), como uma estrutura de direcção NNE-SSW e extensão de cerca de 1 km, que coloca as rochas do Jurássico Superior em contacto lateral com as do Jurássico Médio. Os cortes geológicos em questão atribuem à estrutura um comportamento normal com geometria lítrica, inclinada para W. Sem especificarem esta falha, Manuppella e Moreira (1989) referem a existência de falhas presentes entre as falhas de Deixa-o-Resto e Santa Cruz, caracterizando-as igualmente como estruturas de crescimento durante o Mesozóico. Na sondagem STC23, efectuada junto à ribeira do Forneco 600 m a NNW do local onde a cartografia geológica assinala esta estrutura a afectar as rochas jurássicas, os mesmos autores assinalaram um contacto por falha entre as rochas do Jurássico Superior e do Jurássico Médio aos 42 m de profundidade (cota de 30 m), embora não tenham justificado as razões dessa interpretação.

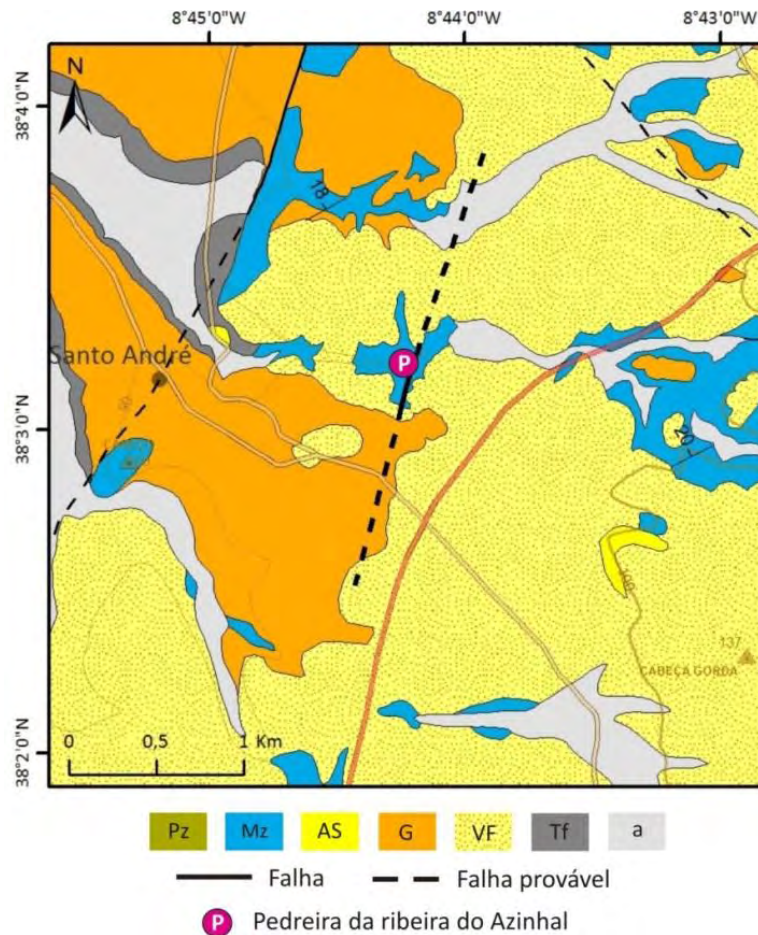


Figura 4.29 – Mapa geológico da área da falha do Azinhal (traçado mais espesso) com localização da pedreira onde se identificou deformação associada a esta estrutura. Pz, paleozóico indiferenciado; Mz, Mesozóico indiferenciado; AS, formação de Alcácer do Sal; G, formação de Galé; VF, formação de Vale Figueira; Tf, terraços fluviais; a, aluviões. Cartografia geológica adaptada de Inverno *et al.* (1986) e Dias *et al.* (2011).

2.8.2 - Evidências de deformação

Esta estrutura apenas foi observada numa pedreira situada no vale da ribeira do Azinhal (38°3'14'' N/8°44'12'' W), 1 km a E da localidade com o mesmo nome e 2 km a SE de Deixa-o-Resto. Embora esta pareça ser uma falha importante durante os episódios distensivos mesozóicos, a atenção aqui dedicada deve-se à identificação de possíveis indícios de reactivação cenozóica. A figura 4.30 mostra um mapa geológico e estrutural da área da pedreira, onde se observaram as rochas mesozóicas significativamente deformadas, afectadas por fracturação, basculamento e dobramento. Foram efectuadas algumas medições da estratificação e de planos de cisalhamento de forma a interpretar a deformação aqui existente.

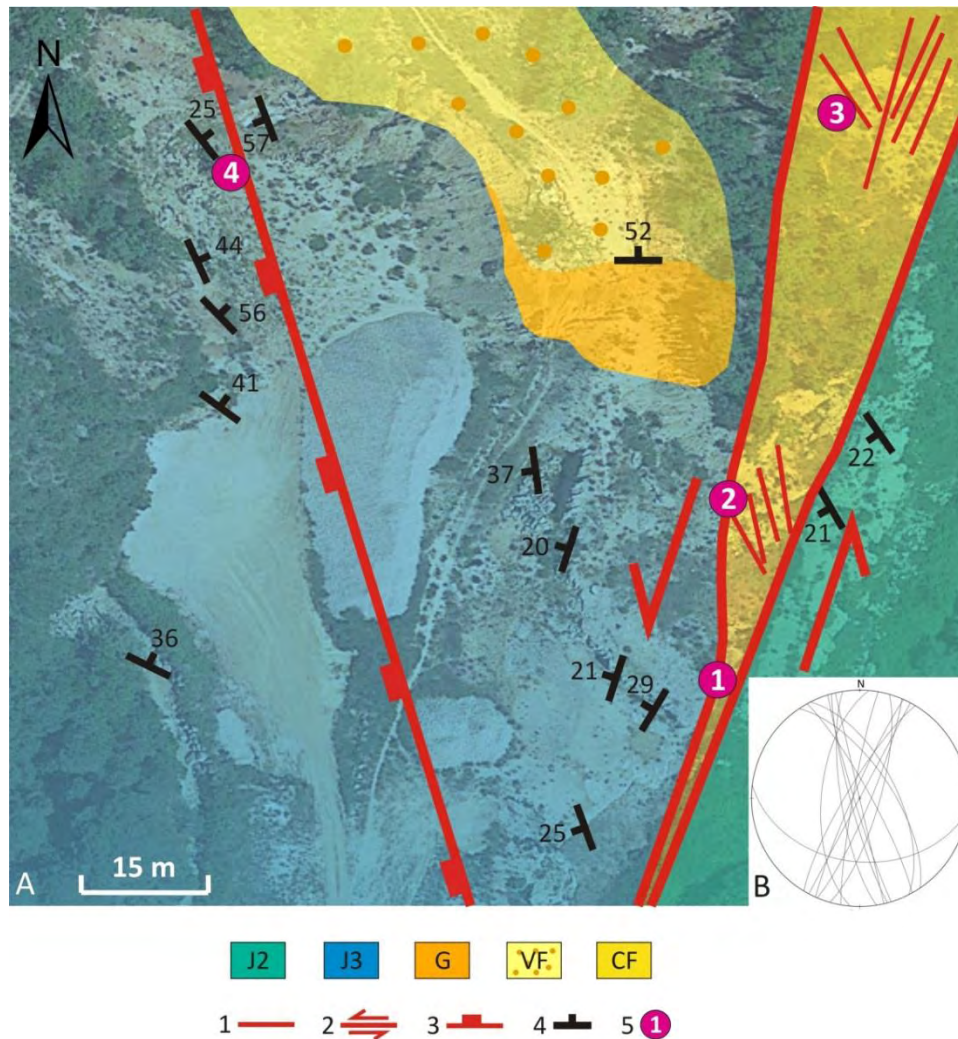


Figura 4.30 – A, mapa geológico e estrutural sobre imagem de satélite (ESRI), da pedreira da ribeira do Azinhal. B, projecção estereográfica (rede de *Schmidt*, projecção no hemisfério inferior) dos planos de falha medidos na zona de deformação CF (n=15). J2, Jurássico Médio; J3, Jurássico Superior; G, formação de Galé; VF, formação de Vale Figueira; CF, caixa de falha. 1, falha; 2, falha de desligamento; 3, falha normal; 4, estratificação; 5, pontos de observação.

Identificaram-se duas zonas de deformação importantes nos calcários jurássicos, uma delas correspondente à falha representada na cartografia geológica que coloca em contacto lateral o Jurássico Médio e o Jurássico superior (estrutura localizada mais a E, na figura 4.30), aqui denominada falha do Azinhal. Trata-se de um corredor de deformação largo onde as rochas se encontram fracturadas, esmagadas, e afectadas por processos de calchificação, com a largura da caixa de falha a aumentar consideravelmente de S para N, à escala da pedreira. Foram efectuadas observações, com medições de planos de movimento em três pontos (figura 4.30).

O ponto 1 corresponde ao local onde a caixa de falha é mais estreita, com cerca de 2 m de largura, tendo-se medido os dois planos principais que delimitam a faixa de deformação. O plano que constitui a parede W da caixa apresenta atitude (N15°E, 82°W), contendo estrias

com *pitch* 70° N. As condições do afloramento não permitiram determinar o sentido de movimento. Por outro lado, no plano que delimita a caixa de falha a E mediu-se uma atitude (N17°E, 75°E), e estrias com *pitch* 4° N indicando movimentação esquerda. Neste ponto, a faixa de deformação apresenta-se alterada, com intensa argilização e calichificação.

O ponto 2 situa-se 30 m a N do anterior e é caracterizado por uma caixa de falha com aproximadamente 15 m de largura onde as rochas carbonatadas se encontram intensamente fracturadas, com uma fracturação NNW-SSE penetrativa (figura 4.31). Foi também medido, junto à parede ocidental da zona de falha, um plano de atitude (N5°E, 61°W) contendo estrias com *pitch* 3°N. A interceptar este plano existem fracturas secundárias com preenchimento de calcite, orientadas N30°W, sugerindo tratar-se de cisalhamentos *Riedel* formados em regime de desligamento esquerdo. 60 m para N localiza-se o ponto 3, consistindo numa caixa de falha com largura superior a 25 m, caracterizada por uma zona central de deformação onde as rochas se encontram muito fracturadas, semelhante à deformação do ponto 2, limitada por duas faixas onde as rochas estão muito alteradas devido a calichificação e argilização. Na zona onde a rocha original está preservada existe uma família de fracturas predominante de direcção NNE-SSW. A passagem desta para a área alterada contígua, a W, dá-se por um plano de atitude (N15°E, 85°W). Apesar de a calichificação dificultar a detecção de planos de fractura, identificou-se aqui uma família de planos NNW-SSE a NW-SE.

Na parte ocidental da pedreira identificou-se outra deformação importante a afectar os sedimentos jurássicos (figura 4.30, 4). Trata-se de um plano de falha de atitude (N17°W, 65°W) e estrias com *pitch* 40°S que produz um contacto anómalo nas rochas do Jurássico Superior (figura 4.32). O plano desenvolve-se ao longo da superfície de estratificação das bancadas de calcário do bloco oriental, bastante inclinadas neste local, aparentando separar-se destas no topo do afloramento, onde a estratificação diminui a sua inclinação. Uma vez que a E desta falha as camadas de calcário apresentam inclinações reduzidas para W, na ordem dos 20°, verifica-se aqui a existência de uma dobra aberta a afectar estes sedimentos, correspondendo provavelmente a uma dobra de arraste. No bloco ocidental, as bancadas de calcário apresentam uma estratificação de atitude (N38°W, 25° NE) e existem evidências de estiramento, representado pela ocorrência de fenómenos de *necking* em algumas camadas.

Na área da pedreira ocorrem sedimentos das formações de Galé e Vale Figueira a cobrir as rochas mesozóicas, observando-se intensa deformação a afectar estas unidades, com fracturação e dobramentos. A maior parte desta deformação encontra-se visivelmente

associada aos processos de carsificação, não se excluindo totalmente, porém, a hipótese de alguma ter génese tectónica.



Figura 4.31 – Aspecto geral da falha do Azinhal no ponto 2 da figura 4.31 (caixa de falha delimitada pelas linhas a vermelho). As linhas a tracejado materializam a estratificação nas rochas do Jurássico Médio.



Figura 4.32 – Falha (a vermelho) de atitude (N17°W, 65°W) e estrias com *pitch* 40°S a afectar sedimentos do Jurássico Superior na parte ocidental da pedreira do Azinhal (figura 4.30, 4). As linhas a tracejado materializam a estratificação.

2.8.3 - Interpretação

Embora a falha do Azinhal seja uma estrutura anteriormente reconhecida, os estudos aqui efectuados contribuíram para o conhecimento do seu comportamento ao longo do tempo geológico. Considerando que o contacto cartográfico entre as duas unidades jurássicas corresponde, em todo o seu comprimento, a um contacto mecânico, esta falha apenas foi detectada ao longo de aproximadamente 300 m, desconhecendo-se a sua extensão total devido à cobertura cenozóica.

As estruturas identificadas mostram uma faixa de deformação que afecta uma largura de terreno que supera as duas dezenas de metros em alguns pontos, com uma geometria superficial muito próxima da vertical onde existem planos com estrias regra geral quase horizontais, tratando-se de características que indicam um comportamento essencialmente de desligamento. O sentido de movimento aparenta ser de desligamento esquerdo. No ponto 2, as fracturas NNW-SSE existentes na zona de falha, oblíquas à direcção geral da estrutura, poderão corresponder a *riedels* gerados neste regime, coerentes com o plano estriado medido no mesmo local e na caixa de falha observada no ponto 1. No ponto 3, embora abundem planos subparalelos à falha principal também se observam alguns de direcção NNW-SSE.

A configuração espacial das rochas mesozóicas, com o contacto lateral entre litologias do Jurássico Superior e Inferior, separando-as uma zona de falha muito expressiva à escala do afloramento, indica um movimento vertical importante com descida relativa do bloco ocidental. Considerando que a deformação observada não explica esta separação, é provável que a falha corresponda a uma estrutura gerada durante as fases distensivas mesozóicas, como propõem os trabalhos anteriores já referidos, posteriormente reactivada como desligamento esquerdo. Não se observaram referências estratigráficas que permitissem corroborar esta reactivação, mas a conjugação da orientação da estrutura principal com a das estruturas secundárias identificadas é compatível com desligamento esquerdo resultante de uma compressão máxima N-S a NW-SE, sugerindo actividade cenozóica associada aos episódios compressivos da orogenia alpina.

Os reconhecimentos efectuados não permitiram confirmar a existência de actividade neotectónica da falha do Azinhal. Embora tenha sido identificada deformação a afectar as formações de Galé e Vale Figueira na pedreira descrita e noutros afloramentos localizados imediatamente a N e a S desta, a intensa carsificação desenvolvida nas rochas carbonatadas subjacentes e a ausência de direcções consistentes compatíveis com a deformação existente nas rochas mais antigas sugere processos não tectónicos para a génese dessas deformações.

A falha localizada na parte ocidental da pedreira apresenta características compatíveis com falha normal, inclinada para W, tal como representada na figura 4.32. A elevada inclinação da estratificação no bloco a muro, paralela ao plano de falha, deverá corresponder a uma dobra de arraste relacionada com o abatimento do bloco a tecto, cujo contínuo movimento promoveu a paralelização das camadas à falha. No entanto, seria de esperar observar o mesmo comportamento nas bancadas localizadas no bloco ocidental, que se dispõem subperpendicularmente ao plano de movimento. A existência de *necking* em camadas do bloco ocidental também é indicadora de distensão quando o sedimento se encontrava ainda pouco consolidado, sendo portanto coerente com a movimentação normal. A sua inclinação para E é compatível com a rotação do bloco a tecto associada a uma falha normal de geometria lítrica, e a inexistência de um arraste similar ao do bloco oposto pode dever-se a movimentação sinsedimentar em que as camadas que sofreram maior dobramento foram sujeitas a uma deformação mais prolongada, contrariamente aos níveis que se observam no bloco abatido que corresponderão a níveis estratigraficamente superiores. As estrias medidas no plano de falha, inclinando 44° S, mostram um movimento significativamente oblíquo, não existindo dados que permitam concluir se este corresponde ao comportamento original distensivo ou se estará relacionado com alguma reactivação posterior. Mantendo a direcção medida no afloramento, esta falha deverá interceptar a falha do Azinhal imediatamente a S da área da pedreira, devendo tratar-se de uma ramificação.

A sondagem STC24 efectuada aproximadamente a 1 km para W (Manuppella e Moreira, 1989), furou 65 m de Jurássico Superior sem atingir o Jurássico Médio, sugerindo um deslocamento vertical mínimo de 80 m do bloco localizado a W destas estruturas.

Concluindo, a falha do Azinhal comportou-se como falha normal gerada durante a abertura da bacia do Alentejo no Mesozóico, actuando em conjunto com outras estruturas que promoveram abatimentos para W dos blocos por elas afectados. Devido à sua orientação, foi reactivada com comportamento de desligamento esquerdo durante as compressões alpinas ocorridas no Cenozóico.

2.9 - Zona de falha da Lagoa de Santo André

2.9.1 - Introdução

Na área localizada para W da falha de Deixa-o-Resto escasseiam os afloramentos, existindo uma forte aplanção talhada nos sedimentos pliocénicos e plistocénicos,

frequentemente coberta por dunas quaternárias e recortada pelas lagoas de Melides, Santo André, e seus afluentes. É assim difícil perceber a existência de falhas através de reconhecimento de superfície. Contudo, a existência de vários furos de captação de água permite, nos locais onde atingem profundidade suficiente, perceber as variações altimétricas nas superfícies de topo e base das unidades cenozóicas. Algumas destas variações, devido à sua magnitude, poderão corresponder a deslocamentos provocados por estruturas tectónicas. Da análise dos relatórios de sondagens e furos de captação de água existentes nesta área identifica-se uma estrutura provável que é aqui designada por zona de falha da Lagoa de Santo André. Este termo mais generalista deve-se à identificação de mais do que uma falha e à dificuldade, com os dados disponíveis, em perceber se fazem parte do mesmo sistema de deformação.

Existem algumas dificuldades na interpretação destes dados. Uma limitação importante relaciona-se com a metodologia, pois não foram observados os testemunhos mas apenas os relatórios dos furos de sondagem, com excepção da sondagem Monte Paio. Alguma semelhança de fácies entre a formação de Alcácer do Sal e a formação de Galé nos locais onde o sedimento miocénico não apresenta a carbonatação que lhe é característica, constitui outro factor que dificulta a interpretação. É preciso também ter em atenção a possibilidade da existência de paleo-relevos e de processos de carsificação a afectar as litologias carbonatadas jurássicas e miocénicas, promovendo desníveis que podem ser muito localizados e coincidir com o local dos furos. Tendo em conta estes factores de incerteza, apenas se consideraram potencialmente correspondentes a estruturas tectónicas os desníveis superiores a cerca de 20 m.

2.9.2 - Evidências de deformação

A figura 4.33 mostra a localização destas falhas prováveis e de sondagens e furos de captação de água, com informação relativa à cota a que se situam os limites Jurássico Superior/formação de Alcácer do Sal e formação de Alcácer do Sal/formação de Galé. Uma vez que estas superfícies nem sempre foram interceptadas, apresentam-se também valores mínimos e máximos. Dado o carácter marinho das unidades cenozóicas, estas superfícies deverão corresponder a antigas plataformas de abrasão contemporâneas dos sedimentos que as cobrem, o que é consistente com a sua regularidade. Imediatamente a W da falha de Deixa-o-Resto, a interface entre o Jurássico Superior e a formação de Alcácer do Sal encontra-se, de uma forma geral, a cotas situadas entre -40 m a -50 m. Esta superfície vai ocorrendo a cotas

mais baixas para ocidente, até aos -60/-80 m à longitude de Aldeia de Brescos e Vila Nova de Santo André (-74 m na sondagem MP-Monte Paio). Logo a ocidente da área em que esta superfície atinge maiores profundidades existe uma faixa de terreno onde aparece a cotas superiores a -30 m (furos Pz1, JK2, PS1), constituindo portanto um bloco elevado em pelo menos 50 m relativamente à área adjacente situada a E. A sua direcção exacta é difícil de determinar devido à dispersão espacial dos furos, contudo parece dispor-se com uma orientação próxima de N-S, considerando que na sua continuação para N, junto à lagoa de Melides, a base da unidade miocénica se encontra aos -10 m. Esta estrutura terá assim um comprimento mínimo de 7 km.

Imediatamente a S do vértice geodésico Monte Velho parece existir outro desnível importante, com abatimento do bloco meridional. O furo PZ4, situado junto ao vértice, apresenta a base da formação de Alcácer do Sal aos -52 m. 680 m para S, o furo PZ3 furou até aos -97 m sem interceptar os calcários jurássicos, evidenciando um desnível superior a 45 m. Segundo a interpretação apresentada na figura 4.34, estas duas falhas parecem delimitar um *horst*, cujo levantamento será maior relativamente ao bloco ocidental que ao bloco oriental, como sugere o furo PZ3. Uma característica desta estrutura, para além de constituir um bloco levantado, é a diminuta espessura da unidade miocénica ao longo da faixa de terreno correspondente, de 10 a 20 m, comparativamente às áreas situadas a E e W onde atinge valores de 40 a 70 m.

A interface formação de Alcácer do Sal/formação de Galé aparenta ser bastante mais irregular que a superfície inferior, contudo existem várias dúvidas nos valores apresentados que se devem aos factores atrás descritos. O maior desnível parece existir dentro do próprio bloco elevado. No furo Pz1 sedimentos quaternários assentam directamente sobre os miocénicos a -12 m, não existindo aqui a formação de Galé, enquanto em Pz4 o limite entre os sedimentos miocénicos e pliocénicos se encontra a -42 m, existindo um desfasamento vertical de pelo menos 30 m. Trata-se portanto de uma compartimentação dentro do próprio *horst*.

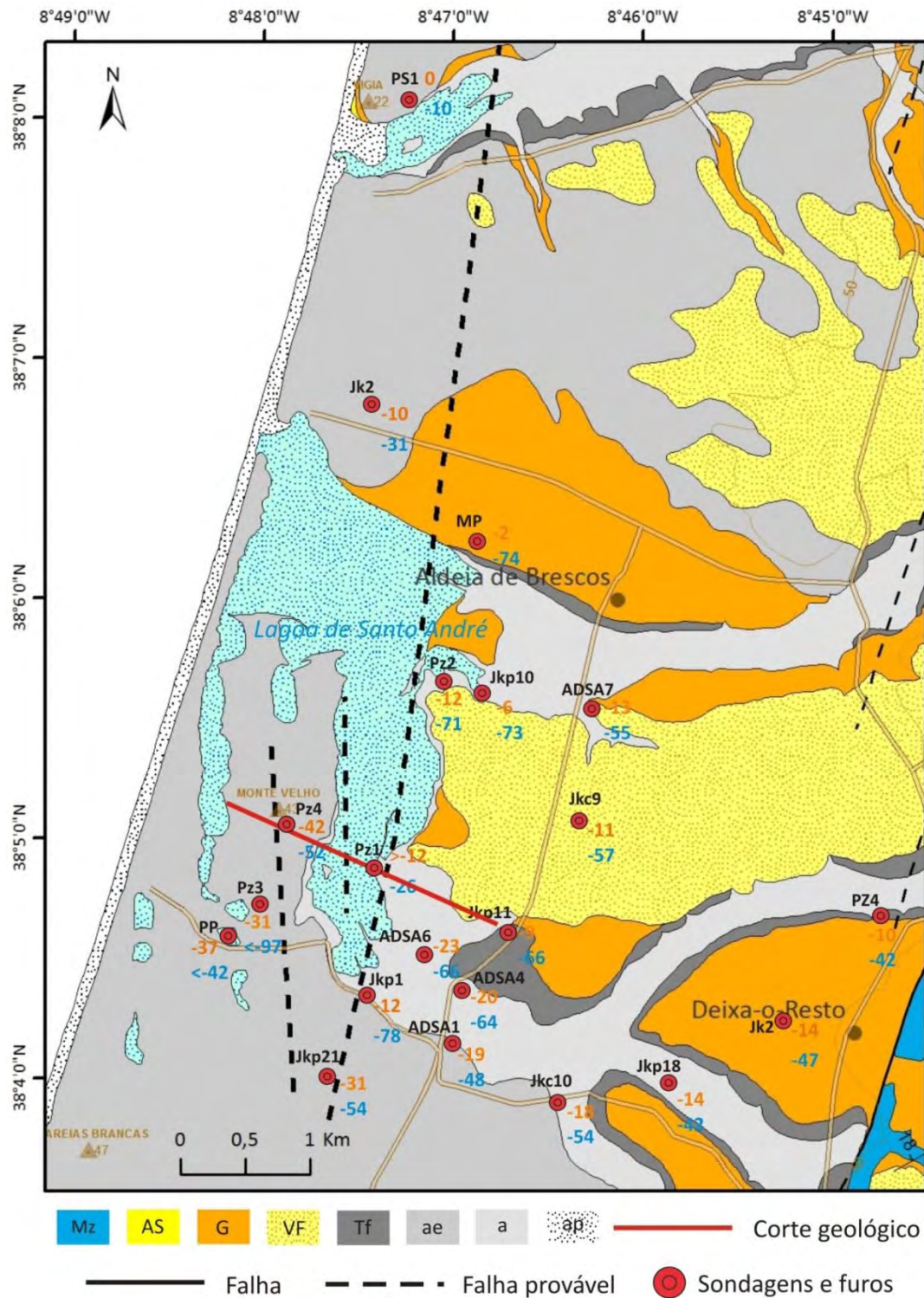


Figura 4.33 – Mapa geológico da zona de falha provável da lagoa de Santo André (traçado mais espesso), com indicação da localização de sondagens e furos e as cotas a que interceptaram os limites Mesozóico/formação de Alcácer do Sal (a azul) e formação de Alcácer do Sal/formação de Galé (a laranja). Mz, Mesozóico; AS, Alcácer do Sal; G, formação de Galé; VF, formação de Vale Figueira; TF, terraços fluviais; ae, areias eólicas; a, aluviões; ap, areias de praia. Cartografia geológica adaptada de Dias *et al.* (2011).

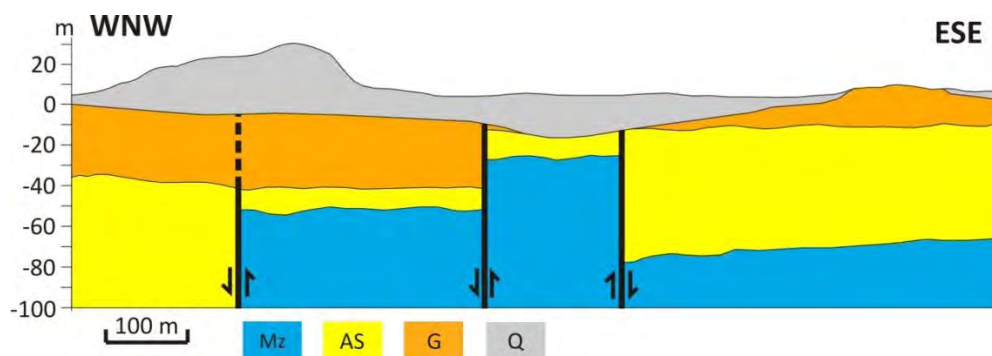


Figura 4.34 – Corte geológico da área da lagoa de Santo André mostrando a existência de falhas com actividade cenozóica sugeridas pela análise de furos de captação de água (ver localização do corte na figura 4.33. Sobrelevado 2,5 vezes. Mz, Mesozóico; AS, formação de Alcácer do Sal; G, formação de Galé; Q, Quaternário indiferenciado (terraços, areias eólicas e aluviões).

2.9.3 - Interpretação

Embora com as limitações referidas devido à não observação dos testemunhos de sondagem, o conhecimento das unidades em afloramento permitiu uma identificação credível de alguns desníveis verticais com base nas descrições existentes nos relatórios técnicos dos furos. A magnitude de alguns destes desníveis parece não deixar dúvidas quanto à existência de movimentações verticais ao longo de falhas, afectando as unidades cenozóicas.

A forma diferenciada como estas variações altimétricas afectam as unidades sedimentares cenozóicas permite detectar pelo menos duas fases de deformação relacionadas com a orogenia alpina. O facto de a base da formação de Galé se encontrar a cotas relativamente semelhantes em alguns pontos do *horst* e nas áreas contíguas estruturalmente rebaixadas, sugere a existência de deslocamentos anteriores à sua deposição que não voltaram a ocorrer. Uma vez que estes afectam a formação de Alcácer do Sal, deverão ter ocorrido entre os dois episódios sedimentares, provavelmente durante o episódio compressivo decorrido no Tortoniano. A compartimentação que ocorre no interior do *horst* desloca de forma semelhante as duas interfaces geológicas pelo que deverá corresponder a uma fracturação neoformada ou apenas reactivada após a deposição da formação de Galé. É assim provável que esta movimentação tenha ocorrido no Plistocénico, embora também possa ser pliocénica.

Uma vez que as interpretações efectuadas se encontram limitadas a informação pontual, não é possível conhecer a geometria das falhas. Tendo esta deformação ocorrido no quadro compressivo da Ibéria durante o Miocénico e o Pliocénico-Plistocénico, e considerando a orientação inferida das estruturas, próxima de N-S, é provável que o bloco elevado gerado esteja associado a um ambiente transpressivo esquerdo.

2.10 - Falha da Ribeira de Moinhos

2.10.1 - Introdução

Esta estrutura desenvolve-se segundo uma direcção WNW-ESE ao longo da ribeira de Moinhos, situada a N de Sines, tendo a sua existência sido proposta por Ribeiro *et al.* (1993), que a consideraram uma zona de deformação difusa estendendo-se na área emersa ao longo de 6,5 km, entre Lentiscais e o litoral. Estes autores consideram-na uma zona de falha com actividade neotectónica com base na identificação de vários sistemas de falhas com uma orientação preferencial NW-SE afectando sedimentos que consideraram do Plistocénico inferior, atribuindo-lhe um comportamento de falha normal com abatimento do bloco N. Referem ainda que a estrutura põe em contacto rochas sedimentares mesozóicas e ígneas do maciço de Sines com os sedimentos cenozóicos, e a existência de uma falha na área imersa, localizada no seu prolongamento.

2.10.2 - Evidências de deformação

Foram efectuados reconhecimentos de campo nos locais referidos por Ribeiro *et al.* (1993), não se tendo contudo encontrado qualquer deformação nos sedimentos aí existentes (formação de Galé), sendo que na maior parte dos locais a degradação dos afloramentos não permitiu boas observações. Existem no entanto outras evidências de carácter indirecto que poderão fornecer dados sobre esta zona de falha, nomeadamente o padrão cartográfico das várias unidades existentes na área, e informação de subsuperfície fornecida por sondagens e furos de captação de água (figura 4.35).

Alguns aspectos apontam efectivamente para a possibilidade de existência de uma zona de deformação com direcção próxima de E-W nesta área. As rochas metassedimentares paleozóicas que constituem o substrato da antiga plataforma de abrasão marinha onde se depositaram a formação de Galé no sector localizado para S de Sines desaparecem à latitude desta localidade, dando lugar, para N, à bacia mesozóica e cenozóica, e não voltam a aflorar no domínio da planície litoral. Um dos últimos afloramentos de Paleozóico a N localiza-se na área do vértice geodésico da Esteveira, que se encontra aos 65 m de altitude. O furo de captação de água JK1, efectuado cerca de 800 m para NE, atingiu os -135 m sempre em rochas do Jurássico sem interceptar o soco paleozóico. Mais para N, a sondagem profunda Monte Paio localizada junto à lagoa de Santo André interceptou o soco perto dos -900 m, evidenciando uma tendência de desnivelamento da superfície do soco para N.

A cartografia geológica (Folha 7 da Carta Geológica de Portugal na escala 1/200 000, Oliveira, 1984) mostra que o maciço subvulcânico de Sines aflora com uma forma alongada de direcção WNW-ESE ao longo de cerca de 16 km, nas áreas emersa e imersa. Esta forma pode dever-se a uma instalação condicionada pela existência de fracturas no soco com esta orientação, como proposto noutros estudos (e.g., Teixeira, 1962; Kullberg e Kullberg, 2000). Embora o corpo principal do maciço faça a separação entre as rochas paleozóicas e mesozóicas, existem várias pequenas manchas cartográficas de rochas ígneas intruídas no Mesozóico, aflorantes ao longo da ribeira de Moinhos, assim como vestígios de rochas jurássicas a S desta.

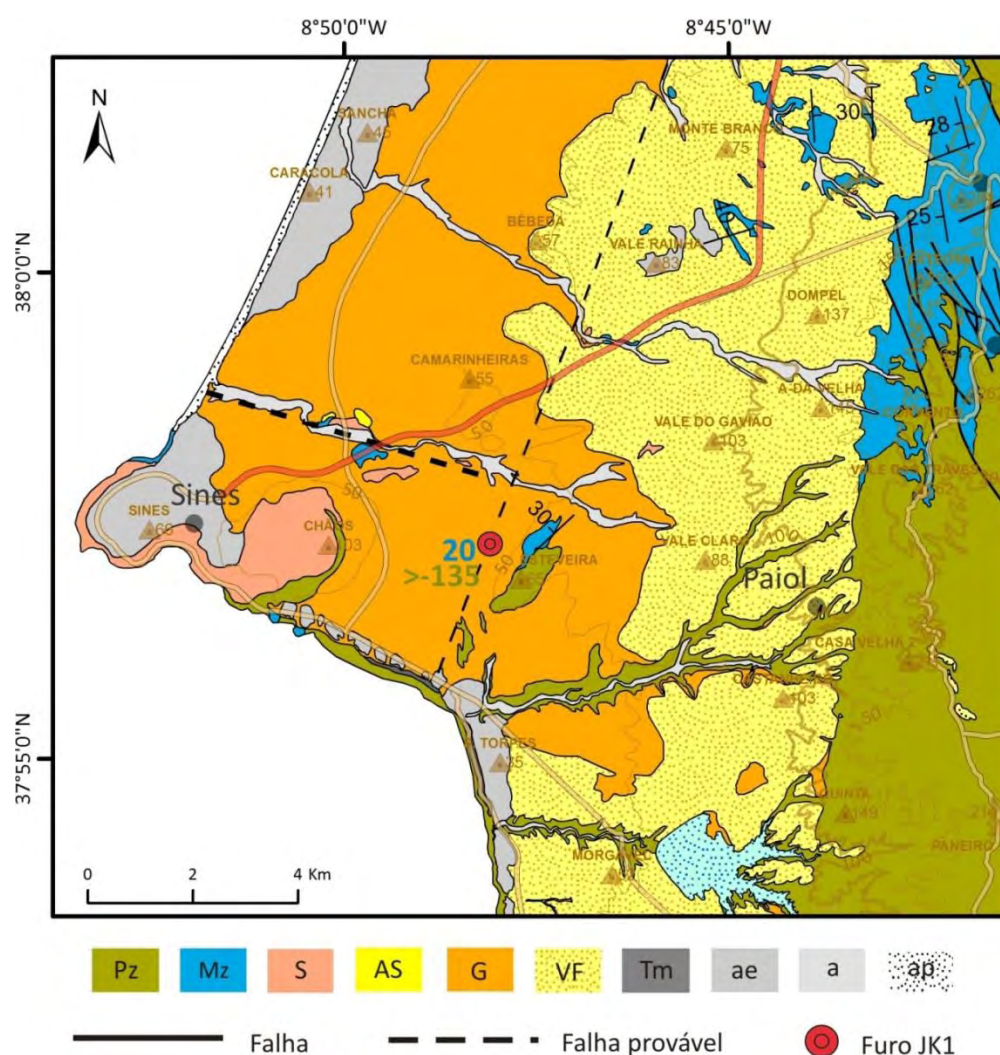


Figura 4.35 – Mapa geológico da área da falha provável da Ribeira de Moinhos (traçado mais espesso). Pz, Paleozóico indiferenciado; Mz, Mesozóico indiferenciado; S, maciço subvulcânico de Sines; AS, formação de Alcácer do Sal; G, formação de Galé; VF, formação de Vale Figueira; Tm, terraço marinho; ae, areias eólicas; a, aluviões; ap, areias de praia. Junto ao símbolo de sondagem indica-se informação sobre as cotas das passagens Paleozóico/Mesozóico (a verde) e Mesozóico/formação de Galé (a amarelo). Cartografia geológica adaptada de Inverno *et al.* (1986).

Verifica-se também a inexistência de sedimentos miocénicos para S da ribeira de moinhos, o que é confirmado pela cartografia geológica e furos de captação de água, aflorando os sedimentos marinhos da formação de Alcácer do Sal na margem N desta ribeira. Estes materiais foram também detectados em alguns furos efectuados imediatamente a N deste curso de água. A N e a S da ribeira, a superfície de deposição da formação de Galé encontra-se a cerca de 20 m de cota, enquanto os furos efectuados junto às suas margens mostram estes sedimentos a cotas próximas de 0 m.

Estudos de sísmica de reflexão (Rodrigues *et al.*, 2015) efectuados na plataforma continental, a cerca de 2 km da linha de costa, indicam a existência de várias falhas localizadas no prolongamento desta zona de deformação. Correspondem a falhas que promovem a elevação e rebaixamento de blocos constituídos por rochas mesozóicas, afectando também o Miocénico (formação de Alcácer do Sal). Nenhuma das estruturas existentes nos perfis apresentados intercepta os sedimentos posteriores a esta época geológica.

2.10.3 - Interpretação

A área de Sines (onde se localiza a ribeira de Moinhos) parece corresponder a uma fronteira geológica ao separar domínios distintos na planície litoral, constituindo o limite meridional deste sector emerso da bacia mesozóica do Alentejo. Para S entra-se nos terrenos paleozóicos bastante aplanados devido aos processos costeiros ocorridos provavelmente desde o Miocénico. Não é certo que este limite da bacia mesozóica tenha controlo estrutural mas, como vimos, existem algumas sugestões indirectas nesse sentido, nomeadamente a forma alongada do maciço de Sines e a marcada rede de fracturas de direcções próximas de E-W que o afecta, assim como a existência de numerosos filões também dispostos com esta orientação. Outro aspecto que importa salientar é o rebaixamento brusco da superfície de topo do soco paleozóico para N, não voltando este a aflorar, embora a inexistência de sondagens profundas na área não permita perceber a amplitude deste desnível, o que é contrastante com a extrema regularidade que apresenta a S. A ocorrência da unidade miocénica marinha apenas para N desta área não resulta necessariamente de um controlo estrutural contemporâneo ou posterior à sua deposição, podendo apenas corresponder a um condicionamento paleogeográfico. As falhas identificadas por Rodrigues *et al.* (2015) na plataforma continental no prolongamento desta área, afectam o Miocénico mas não controlam o bordo S da bacia de sedimentação destes sedimentos, que assentam em *onlap* sobre o Mesozóico.

Ribeiro *et al.* (1993) identificaram vários planos de fracturação a afectar os sedimentos da formação de Galé. Embora exista uma grande concentração de planos de direcção NW-SE, verifica-se também alguma dispersão direcciona. Os furos de captação de água efectuados ao longo da ribeira de Moinhos mostrando a base desta unidade a cotas mais baixas relativamente às áreas a N e a S, sugerem a existência de uma faixa onde estes sedimentos se encontram deprimidos. Esta característica, a par da dispersão dos planos medidos por estes autores, sugere a existência de processos de carsificação importantes. Como vimos, as fracturas com direcção mais consistente poderão também formar-se por este processo não tectónico, pois a carsificação desenvolve-se com maior facilidade em zonas de rochas carbonatadas previamente fracturadas. Uma vez que não foram identificados contactos mecânicos, os dados até agora obtidos não permitem confirmar se a deformação observada corresponde realmente a actividade neotectónica nesta área. Como já foi referido, as falhas identificadas na plataforma continental apenas mostram actividade anterior à deposição da formação de Galé. Por outro lado, a direcção NW-SE da fracturação difere um pouco da orientação da ribeira de Moinhos e da forma do maciço de Sines. No caso de tratar-se de deformação tectónica, grande parte dos planos medidos pelos autores referidos poderão corresponder a estruturas secundárias (*riedels*) geradas em desligamento direito.

O conhecimento da zona de fracturação denominada por falha da Ribeira de Moinhos, proposta por Ribeiro *et al.* (1993), é assim ainda insuficiente para se determinar com precisão as suas características e evolução geológica. A localização e orientação da intrusão do maciço subvulcânico no final do Cretácico, com uma forma alongada e coincidindo com o bordo S da bacia sedimentar mesozóica, apontam para a existência de controlo tectónico. Por outro lado, não é possível distinguir se as falhas observadas na área emersa afectando todas as unidades anteriores ao Pliocénico correspondem à reactivação de estruturas geradas durante as fases distensivas do início do Mesozóico ou à reactivação de outras fracturas associadas à própria intrusão ígnea. Apesar disso, e correlacionando os sedimentos miocénicos na área emersa com aqueles observados em afloramento, atribuindo-os à formação de Alcácer do Sal, admite-se que os últimos episódios importantes de actividade tectónica ao longo desta zona de deformação terão ocorrido no Miocénico superior.

Assim, é possível que a estrutura coincidente com a ribeira de Moinhos faça parte de uma zona de deformação importante de orientação geral E-W a WNW-ESE, exercendo controlo tectónico na geração deste sector da bacia mesozóica do Alentejo e actuando como zona preferencial para a instalação do corpo magmático de Sines.

2.11 - Fracturas relacionadas com a falha da Messejana

2.11.1 - Introdução

A falha da Messejana, também conhecida por falha Odemira-Ávila (Cabral, 1995), Messejana-Plasencia (Cebriá *et al.*, 2003; Pereira, 2013) ou Alentejo-Plasencia (Villamor *et al.*, 2012; Figueiredo, 2015), constitui a falha de maior extensão que afecta o território português, estendendo-se em mais de 500 km entre a região de Ávila, em Espanha, e o Alentejo litoral, segundo uma orientação geral NE-SW. Na zona de Odemira/São Teotónio, esta estrutura inflecte para S e ramifica-se, constituindo nesta área um sistema de falhas já reconhecido e parcialmente ou totalmente estudado por vários autores (Feio, 1951; Pereira, 1990; Cabral, 1995; Dias, 2001; Figueiredo, 2015) nomeadamente o *horst* de São Teotónio e o alinhamento de fracturas São Teotónio-Aljezur-Sinceira. Estudos na área submersa (e.g., Mougenot, 1988; Terrinha, 2009; Pereira, 2013) evidenciam o prolongamento de um ramo desta falha para a plataforma continental, controlando a incisão do canhão de S. Vicente, onde actua com uma geometria de *flower structure* negativa (Pereira, 2013). Ao longo do litoral, e apesar da existência de uma arribas rochosa quase contínua que favorece a ocorrência de afloramentos, ainda não se identificou inequivocamente o local onde a falha cruza a linha de costa.

Esta estrutura tem sido interpretada como um desligamento esquerdo varisco que foi reactivado nas fases de abertura atlântica em regime transtensivo, permitindo a intrusão de magmas durante o Jurássico Inferior que se encontram representados pela existência de um filão dolerítico aflorante ao longo de grande parte desta fractura (e.g., Schermerhorn *et al.*, 1978; Schott *et al.*, 1981; Cebriá *et al.*, 2003). Os episódios compressivos cenozóicos relacionados com a orogenia alpina terão reactivado esta falha como desligamento esquerdo (e.g., Schermerhorn *et al.*, 1978; Schott *et al.*, 1981; Cebriá *et al.*, 2003). Por outro lado, Capote e Villamor (1999) e Villamor (2002) atribuíram idade pós-Jurássico à falha (constituindo uma estrutura neoformada durante a compressão alpina), admitindo que a pré-existência do dique poderá ter tido um papel importante na nucleação da falha em profundidade. Os autores consideraram que o dique não intruiu a falha de desligamento, tendo esta se formado posteriormente a este, deformando-o.

No território português, são vários os trabalhos que se debruçaram sobre a actividade desta estrutura, ou de sectores específicos, durante o Cenozóico (e.g., Feio, 1951; Martins, 1990; Pereira, 1990; Cabral, 1995; Pimentel, 1997; Dias, 2001; Figueiredo, 2015), focando-se em diferentes matérias como a sua influência na sedimentação, a neotectónica e a

geomorfologia. A sua influência na génese da bacia de Alvalade durante o Paleogénico foi proposta por Carvalho *et al.* (1983-85), sugerindo o abatimento do bloco N devido a fenómenos de tracção secundária, relacionados com as orientações subparalelas da falha com a compressão máxima horizontal. Os estudos referidos evidenciaram também as sucessivas reactivações ao longo do Cenozóico, incluindo o Quaternário, controlando a evolução da bacia de Alvalade e de várias estruturas existentes na região SW de Portugal, como o *horst* de São Teotónio, o sistema de fracturas São Teotónio-Aljezur-Sinceira e os fossos tectónicos associados.

Considerando que não se efectuou trabalho de campo sistemático nesta zona, mas apenas alguns reconhecimentos pontuais, os dados aqui apresentados visam sobretudo cruzar informação de carácter estrutural e estratigráfico de forma a discutir-se a idade das deformações tectónicas identificadas, não se pretendendo um estudo detalhado do comportamento da falha da Messejana. Assim, referem-se algumas observações que incidem principalmente na região de São Teotónio, pois esta apresenta indícios importantes da actividade tectónica ocorrida desde o Miocénico, existindo aqui sedimentos desta idade preservados, informação bastante importante para a caracterização tectónica cenozóica de toda a área aqui estudada.

2.11.2 - Falha de Monte da Estrada

2.11.2.1 - Introdução

Trata-se de uma falha de direcção NE-SW já anteriormente identificada (Cabral, 1995; Pimentel, 1997) que foi descrita com base num afloramento localizado 900 m a SSE de Monte da Estrada, nas barreiras da estrada 532, que liga S. Luís a Relíquias (37°42'4'' N/8°34'20'' W). Na sua descrição, Cabral (1995) refere a existência de um contacto por falha segundo um plano subparalelo à falha da Messejana entre xistos paleozóicos, a SE, e um sedimento conglomerático, a NW, com os primeiros cavalgando os segundos. Com base na medição de estrias em vários planos de movimento, este autor atribuiu uma cinemática esquerda e inversa à movimentação ao longo desta estrutura. Apontou ainda a existência de uma caixa de falha com cerca de 2 m de largura, em que o xisto se encontra muito esmagado e os sedimentos mais recentes bastante deformados devido ao arraste provocado pelo deslocamento. Pimentel (1997) fez a descrição dos sedimentos existentes neste afloramento, atribuindo-os à formação de Panóias, unidade sedimentar depositada durante o Plistocénico inferior, referindo também um plano de falha (N60°E, 70°SE) contendo estrias inclinadas 60° a 70° NNE.

2.11.2.2 - Evidências de deformação

Nos reconhecimentos de campo efectuados foram observados alguns indícios de deformação relacionados com esta estrutura. A figura 4.36 mostra a cartografia geológica da área e os pontos de observação. O ponto 1 ($37^{\circ}42'4''$ N/ $8^{\circ}34'20''$ W) corresponde ao afloramento já caracterizado em trabalhos anteriores. A degradação das condições de exposição do local apenas permitiu a medição do plano de contacto entre os sedimentos pliocénicos e o soco (de atitude semelhante às medições dos autores já referidos) e detectar a forte reorientação dos clastos da formação de Panóias junto ao contacto. No ponto 2 ($37^{\circ}41'39''$ N/ $8^{\circ}35'17''$ W) não se observou contacto mecânico entre as duas unidades, no entanto identificou-se uma zona intensamente fracturada a afectar o conglomerado. Os planos de fracturação apresentam uma direcção próxima de N-S bastante consistente, distinguindo-se facilmente no seio do sedimento devido a processos de enriquecimento em ferro e gleissificação. Não foi possível detectar rejeitos embora alguns calhaus verticalizados indiquem que estas fracturas constituem planos de movimento.

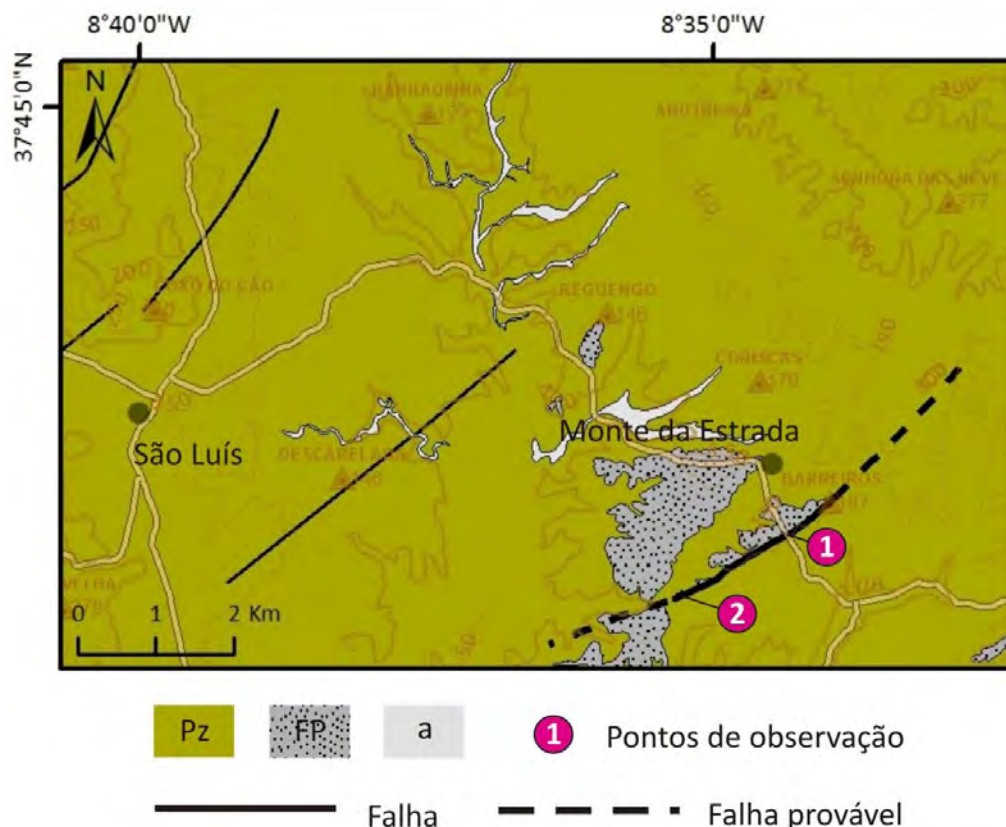


Figura 4.36 – Mapa geológico da área da falha de Monte da Estrada (traçado mais espesso), mostrando a localização dos pontos de observação referidos no texto. Pz, Paleozóico indiferenciado; FP, formação de Panóias; a, aluviões.

Foi feita a cartografia dos depósitos grosseiros, evidenciando a existência de um contacto por falha entre estes e os xistos em 1,6 km, possível de estimar pelo carácter muito rectilíneo do limite geológico. Considerando o prolongamento da estrutura até ao ponto 2, caracterizado pela fracturação dos sedimentos, a falha foi identificada ao longo de 2,45 km. Não foi efectuado um reconhecimento detalhado nas rochas do soco paleozóico para determinar se esta falha se prolonga para NE e/ou para SW, mas é provável que a sua extensão total seja superior à observada.

A disposição espacial dos sedimentos sugere a possibilidade da existência de um ramo de fractura desenvolvendo-se para NE a partir da área do ponto 2. A mancha de sedimentos onde foi observado o contacto mecânico com as rochas paleozóicas tem a sua base a cerca de 150 m de cota, na maior parte dos casos, mas do lado NW do barranco do Vale da Casca, a 300 a 400 m de distância, sedimentos idênticos apresentam-se cerca de 20 m rebaixados. Dada a natureza do sedimento, constituindo um depósito de forte energia adaptável a uma superfície topográfica pré-existente, poderá corresponder apenas a uma situação de colmatção de uma superfície originalmente irregular. Contudo, a grande regularidade desta linha de água neste local também se pode dever a um controlo estrutural.

2.11.2.3 - Interpretação

A caracterização em toda a extensão desta falha é ainda deficiente, uma vez que o número de pontos de observação é bastante reduzido e limitado a uma área pouco extensa. De qualquer forma, a sua relevância deve-se essencialmente às implicações que traz para a caracterização da actividade neotectónica da região, uma vez que afecta sedimentos considerados do Plistocénico inferior. Atendendo a que a esta estrutura se associa importante componente de movimentação vertical e que parece não produzir qualquer controlo sobre a morfologia, desenvolvendo numa posição muito próxima da linha de cumeada do relevo em que foi identificada, a sua actividade deverá ser relativamente antiga, quase contemporânea da deposição da formação de Panóias.

Embora esta falha se encontre a uma distância de aproximadamente 5 km da falha da Messejana, poderá corresponder a uma estrutura secundária associada, uma vez que apresenta direcção e comportamento semelhantes. Não tendo sido identificados critérios cinemáticos em planos de movimento nas fracturas secundárias de orientação N-S identificadas no ponto 2, estas poderão corresponder a *riedels* da falha de Monte da Estrada associados a movimentação em desligamento esquerdo, o que é coerente com as observações de Cabral

(1995). Tal como a falha da Messejana, a falha de Monte da Estrada apresenta componente de movimentação vertical com subida do bloco a SE associada a movimentação oblíqua inversa esquerda.

2.11.3 - *Horst* de São Teotónio

2.11.3.1 - Introdução

Esta área já foi estudada com algum detalhe por Feio (1951) e Pereira (1990), realçando-se aqui apenas os aspectos mais importantes para a caracterização tectono-estratigráfica cenozóica. O *horst* de São Teotónio corresponde a uma estrutura reconhecida ao longo de cerca de 13 km, com direcção NE-SW a NNE-SSW, estendendo-se entre Boavista dos Pinheiros/Odemira e 3 km a S de São Teotónio. Constitui um bloco formado por rochas paleozóicas contactando por falha, a E e a W, com sedimentos pliocénicos e plistocénicos de fácies marinha e continental. Os estudos anteriores realizados por Feio (1951) e Pereira (1990) consideram que o *horst* corresponde a uma deformação da plataforma de abrasão regional com base na identificação dos sedimentos marinhos nos lados ocidental e oriental da estrutura. Cabral (1995), com base no estudo da fracturação e superfícies estriadas atribuiu-lhe movimentação oblíqua esquerda inversa. O bloco situado a E é caracterizado por uma área deprimida preenchida por sedimentos gerada, segundo Feio (1951) e Pereira (1990), anteriormente ao *horst*. Trata-se do fosso de Arrifóias, contendo na base um conjunto sedimentar lutíticoconglomerático interpretado nesses trabalhos como pertencendo ao Pliocénico inferior mas que aqui se considera ser de idade miocénica, por correlação com a deformação no fosso de Aljezur (capítulo IV.2.11.5).

Do ponto de vista morfológico, esta estrutura destaca-se na paisagem ao interromper a continuidade da planície litoral, formando um alinhamento de relevos alongado (o alinhamento de relevos Carregoussal-S.Teotónio, segundo Pereira, 1990) que atinge um comando máximo de aproximadamente 50 m relativamente à planície litoral, na área do vértice geodésico de Mercador, a N de São Teotónio. O estudo morfológico elaborado por Pereira (1990) é bastante detalhado, segmentando o *horst* e as áreas adjacentes em vários compartimentos delimitados por prováveis falhas que, segundo a autora, apresentam deslocamentos verticais diferenciados.

2.11.3.2 - Evidências de deformação

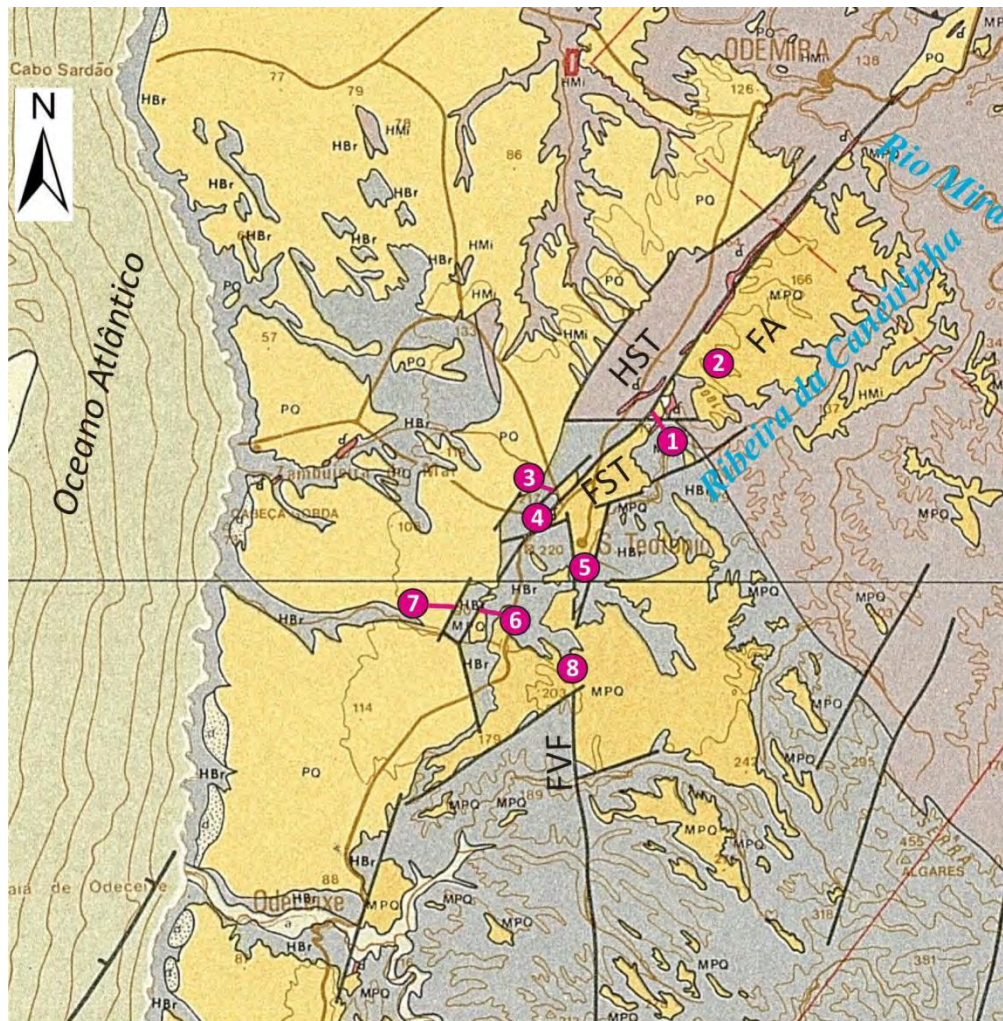
Contactos por falha entre o soco paleozóico e os sedimentos cenozóicos foram já reconhecidos em trabalhos anteriores (Feio, 1951; Pereira, 1990; Cabral, 1995), nas duas estruturas que delimitam este bloco elevado. Nos trabalhos de campo efectuados, reconheceram-se algumas evidências directas e indirectas de deformação tectónica com base no estudo de afloramentos (figura 4.37), complementando assim estudos realizados por outros autores, relacionando-se as primeiras com deformações nos materiais cenozóicos e paleozóicos, e as segundas expressas pelo registo sedimentar.

A deformação associada ao ramo oriental do *horst* de São Teotónio foi identificada em vários locais, com alguns contactos tectónicos entre sedimentos plio-pleistocénicos e rochas do Paleozóico. Imediatamente a N do Monte da Derroca (figura 4.37, 1; 37°32'7'' N/8°41'14,6'' W) é possível observar-se o contacto por falha entre o arenito com quartzo anguloso da formação de Vale Figueira, a E, e xistos a W (figura 4.38). O plano de falha principal coloca em contacto lateral as duas litologias e tem atitude (N25°E, 67°NW), tratando-se portanto de uma falha com componente vertical inversa, existindo ainda alguns planos secundários desenvolvidos na unidade arenítica. O plano principal encontra-se destacado devido a erosão diferencial, em que o endurecimento por enriquecimento em Fe e Mn da unidade pleistocénica apresenta maior resistência que as rochas paleozóicas. Esta paleoalteração facilita a identificação e seguimento da estrutura na área devido à geração de uma faixa de arenito encouraçado, de cor negra, cuja parede ocidental materializa o plano de falha, tal como foi referido por Feio (1951). A distribuição do encouraçamento e a sua geometria planar, paralela ao limite com os xistos, indicam uma génese relacionada com a fracturação gerada pela movimentação da falha, que facilitou a circulação de água responsável pela mobilização e precipitação do ferro e do manganês.

No ponto 2 (1,5 km a NE do ponto 1, junto ao Monte da Moitinha, 37°32'39'' N/8°40'25,4'' W), uma pequena trincheira escavada em arenitos fluviais pertencentes à formação de Vale Figueira mostra perturbações na estrutura dos sedimentos. A estratificação apresenta-se ondulada, existindo mesmo laminação convoluta (figura 4.39). Este tipo de estruturas ocorre quando o sedimento ainda não se encontra consolidado, sendo penecontemporâneas da sua deposição.

Podem gerar-se devido a carga sedimentar distribuída de forma heterogénea, promovendo assentamentos diferenciados e escape de fluídos, ou por outra via, devido a

liquefacção do sedimento resultante da propagação de ondas sísmicas. Este afloramento situa-se a apenas 500 m da falha que limita o bordo oriental do *horst* de São Teotónio.



1 Pontos de observação

Figura 4.37 – Excerto da Folha 7 da Carta Geológica de Portugal na escala 1/200 000 (Oliveira, 1984), abrangendo a área do horst de São Teotónio, com a localização dos pontos de observação de deformação, referidos no texto. Unidades representadas: HMí, formação de Mira (Paleozóico); Hbr, formação de Brejeira (Paleozóico); d, rochas doleríticas; PQ, Pliocénico-Quaternário; MPQ, Miocénico-Pliocénico-Quaternário indiferenciados. HST, horst de São Teotónio; FA, fosso de Arrifóias; FST, fosso de São Teotónio; FVF, falha de Vale de Fecho.

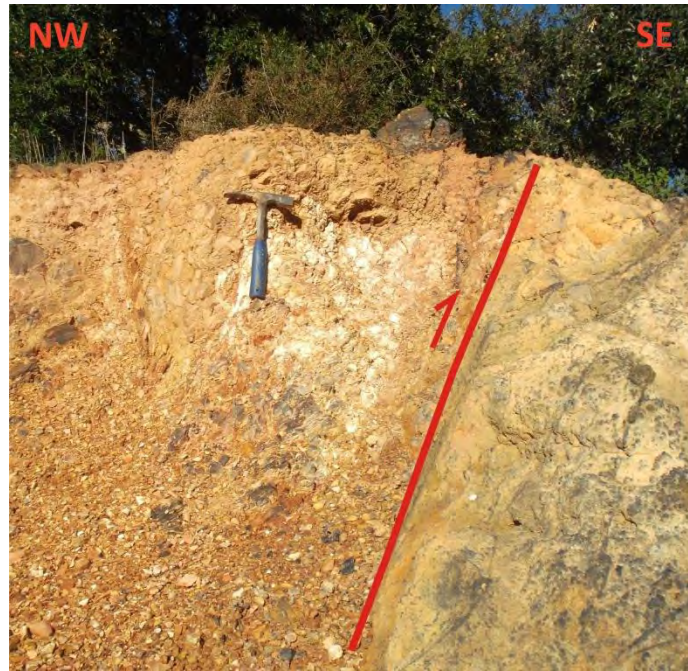


Figura 4.38 – Falha inversa junto ao monte da Derroca com os metassedimentos do Paleozóico (a NW) em contacto lateral com a formação de Vale Figueira (a SE), correspondente ao ramo oriental do *horst* de São Teotónio (figura 4.37, 1; 37°32'7'' N/8°41'14,6'' W).



Figura 4.39 – Estruturas de fluidização de sedimento (interpretadas como sismitos) desenvolvidas na formação de Vale Figueira, próximo do ramo oriental do *horst* de São Teotónio (figura 4.37, 2; 37°32'39'' N/8°40'25,4'' W).

Mais para S, junto à localidade de São Teotónio, foram identificadas mais zonas de deformação relacionadas com este ramo da estrutura. Entre o casario de Aldeia de Gavião e São Teotónio, num caminho secundário subparalelo à estrada 502-1, observou-se outro contacto por falha entre a formação de Vale Figueira e xistos paleozóicos (figura 4.37, 3; 37°31'5'' N/8°42'42'' W). A degradação geral do afloramento apenas permitiu medir uma direcção geral N40°E e inclinação $\approx 70^\circ$ NW, constituindo uma falha com componente vertical

inversa. 700 m a SW, a exposição do soco paleozóico numa pedreira permitiu a visualização de uma falha colocando em contacto lateral litologias distintas das unidades paleozóicas (figura 4.37, 4; 37°30'46'' N/8°42'58'' W), com atitude (N25°E, 73°SE), contendo estrias com *pitch* 80° SE. Embora não existam referências cronológicas para a idade da movimentação neste plano de falha, a sua orientação é consistente com as estruturas que caracterizam o *horst* de São Teotónio e que evidenciam actividade cenozóica.

No ponto 5 (37°30'24'' N/8°42'14'' W), dentro da vila de São Teotónio, observou-se o sedimento miocénico semelhante ao do fosso de Arrifóias, coberto por um conglomerado grosseiro e heterométrico de idade provável pliocénica ou plistocénica. Este conjunto sedimentar encontra-se basculado cerca de 30° N.

O ponto 6 (37°29'43,6'' N/8°43'50,5'' W) situa-se 950 m para WSW do km 118 da estrada nacional 120, perto da localidade de Pederneiras. Aqui observou-se mais um contacto por falha entre sedimentos cenozóicos e o substrato paleozóico. Um plano de atitude (N24°E, 68°NW) separa arenitos com seixo rolado pertencentes à formação de Galé, a W, de xistos paleozóicos, a E. A relação geométrica indica uma falha com componente de movimentação vertical inversa, consistente com as observações anteriores.

Não foi observado nenhum contacto mecânico entre as rochas paleozóicas e sedimentos mais recentes no bordo ocidental do *horst*, tendo-se confirmado que a formação de Galé assenta em discordância sobre os xistos em vários locais, tal como representado na Folha 7, na escala 1/200 000 (Oliveira, 1984). No entanto, contactos por falha foram confirmados em estudos anteriores (Feio, 1951; Pereira, 1990; Cabral, 1995). O ponto 7 situa-se 600 m a E do ponto anterior (37°29'44'' N/8°44'14'' W), no contacto ocidental do bloco paleozóico com sedimentos marinhos da formação de Galé. Embora a intensa alteração dos xistos dificulte a observação, o contacto entre as unidades antigas e mais recentes parece ser sedimentar. Porém, os arenitos pliocénicos encontram-se claramente deformados, com um basculamento de aproximadamente 40° W. Apresentam ainda alguns planos de fracturação orientados N-S a NNW-SSE, sem qualquer rejeito detectável. 2 a 3 m para E deste contacto, observou-se uma faixa de deformação desenvolvida nos xistos, com cerca de 30 cm de largura e orientação geral NNE-SSW. A forte argilização não permitiu a medição de planos consistentes, mas a sua orientação, coerente com as estruturas que constituem o *horst* de São Teotónio, a localização no prolongamento de contactos mecânicos referidos por outros autores, e a deformação identificada a afectar a formação de Galé, indicam tratar-se do ramo ocidental desta falha. O basculamento da unidade pliocénica poderá assim corresponder ao

arraste provocado pela movimentação da falha. A Folha 7, na escala 1/200 000 (Oliveira, 1984) representa, neste local, contacto por falha entre as duas unidades.

A distribuição espacial das várias unidades sedimentares cenozóicas existentes nesta área também constitui um dado importante para a caracterização da deformação, quer do ponto de vista de movimentações relativas de blocos, quer do constrangimento cronológico da deformação. Uma vez que não foi feita cartografia geológica nesta área, os apontamentos aqui referidos são feitos com base em várias observações de campo conjugadas com cartografia geológica apresentada por outros autores, nomeadamente a Folha 7, na escala 1/200 000 (Oliveira, 1984), e um mapa mais detalhado desta área elaborado por Feio (1951), adaptados às unidades sedimentares que têm vindo a ser propostas neste trabalho.

2.11.3.3 - Interpretação

As estruturas de fluidização do sedimento identificadas são compatíveis com uma génese tectónica, contudo, com os dados obtidos não é possível atribuir uma fonte sismogénica a estas ocorrências, pois existem relatos de geração de estruturas de liquefacção localizadas a mais de 90 km da fonte sísmica, dependendo da magnitude dos eventos e susceptibilidade dos solos a liquefacção (Obermeier, 1996). Para efectivamente se perceber o mecanismo que promoveu as perturbações e se estas expressam actividade nas estruturas de São Teotónio seria necessário um estudo de campo mais detalhado, com a identificação de mais evidências de liquefacção e verificar a existência de um padrão na sua distribuição espacial.

No registo sedimentar cenozóico da região predominam depósitos pliocénicos e plistocénicos, sendo a existência de sedimentos miocénicos de fácies continental no fosso de Arrifóias um testemunho importante para o conhecimento da evolução tectono-estratigráfica. A superfície onde estes sedimentos assentam encontra-se claramente deprimida, não só relativamente ao *horst* situado imediatamente a W, como também à própria plataforma onde assentam os sedimentos no lado ocidental do bloco levantado. Existem duas possibilidades para a preservação destes sedimentos nesta área bastante localizada:

- os depósitos cobriam uma extensa área constituída pelo actual *horst* (na altura inexistente) e planície litoral adjacente. Gerou-se então a depressão, no final do Miocénico ou início do Pliocénico, que possibilitou a sua preservação neste local enquanto os que se situariam nas áreas adjacentes sofreram total remobilização;

- os processos tectónicos geraram a depressão, constituindo uma pequena bacia que viria a ser colmatada pela sedimentação miocénica. Neste caso, os processos sedimentares e tectónicos podem ser penecontemporâneos.

Feio (1951, p.425) referiu que o facto de o depósito conglomerático de base “ser constituído principalmente por quartzite, rocha que só existe na serra da Mesquita, mostra que não se trata de enchimentos locais de pequenos fossos, mas do depósito correlativo de uma surreição da serra da Mesquita”. Considera assim que corresponde a uma sedimentação que cobriu uma extensa superfície e foi posteriormente rebaixada por mecanismos tectónicos. Argumentou ainda que o grau de rolamento dos clastos demonstra um transporte considerável. Não considerando, porém, a hipótese da criação inicial de uma área deprimida que foi parcialmente coberta posteriormente (ou contemporaneamente) por um episódio sedimentar com grande expressão geográfica na altura, como indica a proveniência dos clastos.

A superfície talhada no soco onde os depósitos miocénicos assentam não é horizontal. Na direcção NE-SW, paralela ao *horst*, esta inclina para NE até à zona do Rio Mira onde recomeça a subir, aí inclinada para SW. Perpendicularmente ao *horst*, ao longo de direcção NW-SE, o fosso atinge as cotas mais baixas junto à ribeira da Caneirinha e a interface soco paleozóico/depósitos miocénicos começa a subir de cota a partir daí, para SE. Embora não existam dados sobre a profundidade do soco junto ao *horst*, o depocentro da bacia parece localizar-se aproximadamente ao longo daquela ribeira. A espessura da série sedimentar miocénica acompanha a morfologia basal do fosso. No caso de a geração do fosso ter ocorrido posteriormente à deposição seria de esperar basculamento a afectar os sedimentos, tal como se observa no fosso de Aljezur (Pimentel e Amaro, 2000), e tal parece não se verificar nos afloramentos observados. Estas observações sugerem que a sedimentação colmatou uma bacia com desníveis existentes, como também concluiu Pereira (1990). Poderá, porém, existir discordância progressiva, não detectada em afloramento, no caso de ter existido sedimentação sintectónica.

Feio (1951) identificou arenitos com seixo rolado pertencentes à formação de Galé no topo da sequência sedimentar de Arrifóias, indicando que a área esteve sob a influência marinha durante o Pliocénico. A plataforma de abrasão de então foi talhada no soco, na maior parte dos locais, mas também em sedimentos miocénicos, nesta área.

Como vimos, a existência de sedimentos marinhos da formação de Galé em ambos os lados do *horst* ao longo de praticamente toda a sua extensão, mostra que este bloco de

substrato ainda não tinha sofrido soerguimento quando ocorreu a sedimentação pliocénica. Como estes se encontram a cotas praticamente idênticas quer a W quer a E da estrutura, na área de Arrifóias, o mecanismo tectónico que provocou o abatimento localizado do fosso parece não ter actuado posteriormente.

No fosso de São Teotónio também existe Miocénico, ao qual se sobrepõem sedimentos das formações de Galé ou Vale Figueira, consoante os locais. A inclinação de cerca de 30° para N que afecta os sedimentos continentais miocénicos, pliocénicos e plistocénicos sugere que ocorreu um basculamento posterior das unidades em conjunto.

Existem evidências de mais do que um evento tectónico no intervalo Pliocénico-Plistocénico. Embora a formação de Vale Figueira seja afectada pelas falhas que delimitam o *horst*, a composição destes sedimentos junto à estrutura tectónica, essencialmente constituídos por clastos angulosos de quartzo, xisto e grauvaque, aponta para que a geração do *horst* tenha ocorrido anteriormente à sua deposição, actuando então como fonte para os sedimentos. Por outro lado, o facto de no lado ocidental o arenito marinho assentar no soco em contacto estratigráfico, cruzando em *onlap* o traçado cartográfico da falha, indica uma deformação sinsedimentar relativamente à formação de Galé, situação também referida por Cabral (1995). Constituindo a sedimentação marinha pliocénica uma boa referência altimétrica, é possível estimar o deslocamento vertical entretanto ocorrido. Na área a N de São Teotónio o vértice geodésico Mercador situa-se a 204 m de altitude, enquanto a unidade marinha se encontra a cotas próximas de 150 m de um lado e do outro do *horst*, o que soma um levantamento de cerca de 50 m. Este será sempre um valor mínimo para o deslocamento total, pois não é possível determinar a componente horizontal, e mesmo para a componente vertical na medida em que se desconhece quanta erosão sofreu o bloco levantado.

Resumindo, na área de São Teotónio existem evidências da ocorrência de pelo menos três episódios de deformação tectónica durante o Cenozóico: um evento inicial miocénico que criou depressões onde se depositaram e ficaram preservados sedimentos miocénicos; outro no Pliocénico que promoveu compartimentação na plataforma de abrasão então ocupada por sedimentos marinhos pliocénicos, gerando o *horst* de São Teotónio; e finalmente um episódio ocorrido provavelmente durante o Plistocénico, deformando também a formação de Vale Figueira. Para S de São Teotónio as estruturas pertencentes ao sistema da Messejana tendem para uma orientação NNE-SSW.

2.11.4 - Falha de Vale de Fecho

2.11.4.1 - Introdução

Aproximadamente a 3 km para S de São Teotónio existe um vale associado a uma linha de água muito encaixada designado barranco de Vale de Fecho, com direcção geral N-S e uma largura máxima de cerca de 1 km. A superfície topográfica regular desenvolvida a cotas de 180 a 200 m é assim interrompida pela linha de água encaixada que atinge a cota 70 m no extremo S do vale. A maior relevância deste local é a existência de sedimentos cenozóicos a preencher praticamente todo o vale, embutidos na superfície de topo que consiste na superfície de aplanção talhada no soco paleozóico, nesta área. Feio (1951) identificou e cartografou estes sedimentos, considerando tratar-se de um conjunto sedimentar preservado num fosso tectónico limitado por duas falhas. A Folha 7, na escala 1/200 000 (Oliveira, 1984), representa neste local uma falha de direcção N-S com 7 km de extensão.

2.11.4.2 - Evidências de deformação

Foi realizado um reconhecimento de campo pouco detalhado da área do barranco de Vale de Fecho, tendo apenas sido identificado um afloramento com evidências de deformação tectónica. O vale encontra-se preenchido por uma espessura de sedimentos de cerca de 80 m, com o soco a aflorar aos 70 m no fundo da linha de água. Entre a base e os 160 m existe um conjunto lutítico de cor amarelada com concreções carbonatadas e níveis conglomeráticos intercalados, semelhante ao preenchimento sedimentar do fosso de Arrifóias, que corresponderá a sedimentos miocénicos. Por cima, ocorre um sedimento grosseiro de matriz arenolutítica avermelhada interpretado como tendo sido depositado no Pliocénico. No lado oriental do barranco observaram-se blocos de quartzito com dimensões superiores a 1 m, no seio desta unidade. Por cima deste depósito grosseiro, existem vestígios de arenito com seixo rolado da formação de Galé, por sua vez coberto, em alguns locais, pela formação de Vale Figueira.

Do lado ocidental do vale, junto à cabeceira observou-se uma faixa de deformação com cerca de 8 m de largura onde sedimentos pliocénicos ou plistocénicos se encontram muito deformados, com fracturação e verticalização dos clastos (figura 4.40). Os sedimentos correspondem a um arenito fino a médio moscovítico disposto lado a lado com um conglomerado muito grosseiro e heterométrico com clastos de quartzito, quartzo, xisto e grauvaque. Considerando os reconhecimentos feitos na área, o arenito poderá corresponder a

um vestígio da formação de Galé, existindo algumas dúvidas sobre o conglomerado, que poderá pertencer à formação de Vale Figueira, ou a um sedimento correlativo da formação de Algoceira. As fracturas são de forma geral superfícies verticais irregulares, de orientação NW-SE a N-S, e encontram-se preenchidas por endurecimentos ferruginosos. Observa-se ainda um bloco de xisto parcialmente envolvido pelo conglomerado. Não se percebe se corresponde a um bloco solto já fazendo parte do sedimento ou a uma coluna *in situ*, mas o facto de ser afectado pelo mesmo tipo de fracturação que se observa no sedimento sugere que se trate de afloramento de rocha paleozóica.



Figura 4.40 – Zona de deformação em Vale de Fecho com reorientação vertical dos clastos associada à existência de várias fracturas subverticais de direcção N-S.

2.11.4.3 - Interpretação

A existência de uma depressão acentuada, alongada e espacialmente muito confinada, contendo sedimentos miocénicos preservados, e a observação de uma área de deformação na sua extremidade ocidental com fracturas apresentado a mesma direcção do barranco, sugerem que o barranco de Vale de Fecho corresponda a um compartimento tectónico abatido relativamente às áreas vizinhas, tal como proposto por Feio (1951), embora não tenha sido possível confirmar a existência de um ramo oriental como também sugeriu o autor. Com os escassos dados obtidos, considera-se a existência de uma falha de direcção N-S, provavelmente vertical, sendo estas as características da deformação superficial identificada.

A extensão total da estrutura é desconhecida, sendo provável a sua presença ao longo de toda a extensão do barranco. Admite-se que a falha se prolongue para N, ligando-se à

estrutura de São Teotónio e constituindo assim uma ramificação da falha da Messejana, apesar de não terem sido identificadas evidências superficiais. No prolongamento do Vale de Fecho para S regista-se um alinhamento de linhas de água de direcção N-S a NNW-SSE até à área do vértice geodésico de Fonte Santa, nas imediações da serra de Monchique. Considerando as possibilidades referidas, soma-se uma extensão total de 14 km, em grande parte inferida (figura 4.41). Serão necessários reconhecimentos de campo adicionais, detalhados, para responder a esta questão.

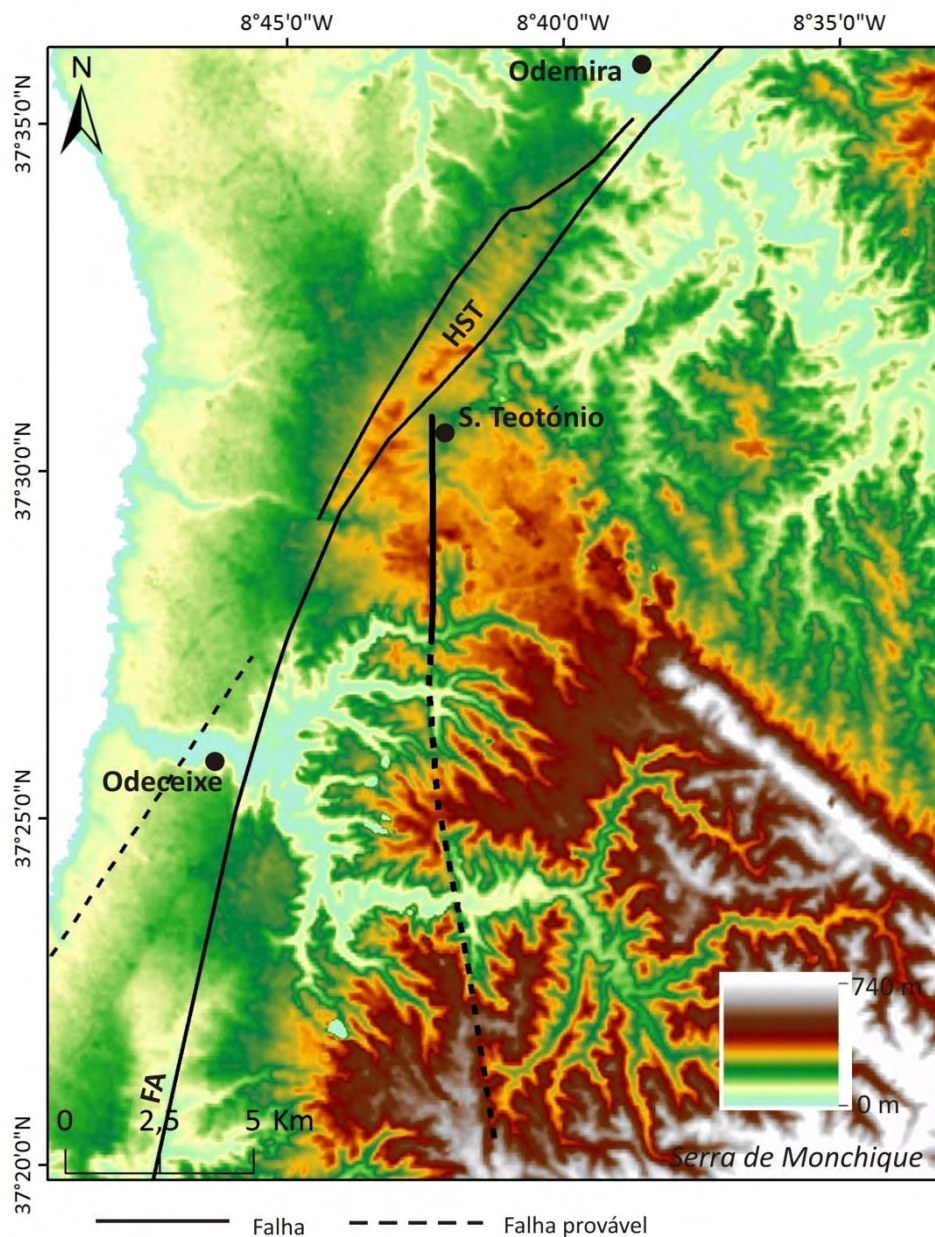


Figura 4.41 – Mapa hipsométrico (ASTER GDEM – NASA) da área da falha de Vale de Fecho (traçado mais espesso), mostrando o seu prolongamento provável para S associado a um lineamento morfológico. HST, *horst* de São Teotónio; FA, fosso de Arrifóias.

Devido ao grande declive das vertentes, a grande quantidade de material escorrido não permitiu uma observação detalhada dos sedimentos miocénicos e nos locais onde foi possível esta observação estes depósitos apresentam-se subhorizontais. Embora não se possa afirmar com certeza, é provável que a geração deste fosso tenha ocorrido durante o miocénico contemporaneamente com a depressão de Arrifóias, dada a sua proximidade e semelhança dos sedimentos que os preenchem, sendo anterior ou penecontemporâneo do primeiro episódio sedimentar. O último evento detectável ocorreu certamente após a deposição da formação de Galé, ainda durante o Pliocénico ou já no Plistocénico.

As observações são insuficientes para determinar a evolução do comportamento desta estrutura ao longo do tempo. O campo de tensão miocénico e pós-miocénico é compatível com desligamento esquerdo, mas a geração do fosso sugere distensão localizada que poderá dever-se a irregularidades na estrutura promovendo a geração de uma bacia *pull-apart*.

2.11.5 - Conclusões

Embora não tenham sido efectuados trabalhos detalhados na falha da Messejana e estruturas associadas, o seu estudo mostrou-se útil para o conhecimento da evolução tectono-estratigráfica regional. As conclusões daí retiradas são de forma geral concordantes com os trabalhos de outros autores (Feio, 1951; Pereira, 1990; Cabral, 1995).

A falha da Messejana é assim caracterizada por diferentes sectores que apresentam características distintas relativamente à expressão da deformação. No sector estudado, apresenta uma mudança de direcção para S, ramificando-se em várias estruturas. O filão dolerítico que caracteriza esta falha e mostra tratar-se de uma estrutura profunda continua ao longo do ramo oriental do *horst* de São Teotónio até às imediações desta localidade. Este bloco de soco paleozóico levantado e limitado por duas falhas com componente de movimentação inversa deverá estar associado à mudança de direcção que a falha apresenta na área de Odemira, constituindo uma curvatura restritiva tal como proposto por Cabral (1995), gerado num regime transpressivo esquerdo.

A deformação ocorrida anteriormente terá, contudo, sido distinta. A cota a que situa a base dos fossos é mais baixa relativamente às áreas contíguas, nomeadamente a plataforma litoral, sugerindo subsidência localizada, também em ambiente transpressivo. Apesar de existirem algumas dúvidas sobre as idades destes sedimentos, é, face às incertezas e visto encontrarem-se a colmatar uma depressão recém-formada, verosímil correlacioná-los com a

deformação responsável pela geração do fosso de Aljezur (Tortoniano, de acordo com Pimentel e Amaro, 2000), cuja idade foi possível estimar com base na preservação de níveis fossilíferos marinhos (Antunes *et al.*, 2000). Considerando esta idade e a interpretação de que a sedimentação no fosso de Arrifóias se inicia associada a uma primeira fase tectónica, algumas destas depressões poderão estar associadas aos eventos compressivos alpinos ocorridos no Tortoniano médio, identificado na margem do Algarve (Lopes *et al.*, 2006), ou no Tortoniano superior, registado na Arrábida (e.g., Kullberg *et al.*, 2006).

Tendo em conta o campo da tensão durante o Miocénico superior, que se admite com a compressão máxima orientada NW-SE, uma distensão localizada nesta área deverá ter ocorrido associada a irregularidades das zonas de falha (bacias *pull-apart*) e/ou fenómenos de tracção resultantes de variações locais da tensão. Para compreender estes processos com exactidão teria que ser efectuada uma cartografia estrutural detalhada, uma vez que se trata de uma zona complexa onde a falha da Messejana apresenta várias ramificações, com a existência de várias estruturas secundárias associadas a zonas de fractura principais.

A existência de deformação tectónica quaternária na área das estruturas aqui descritas é bastante provável, pois afecta unidades pliocénicas e plistocénicas. As baixas taxas de actividade verificadas por Cabral (1995), apesar de se tratar de uma falha importante à escala da Península Ibérica, poderão dever-se à sua geometria e relação com os campos de tensão mais recentes – uma compressão subperpendicular a uma falha com geometria próxima da vertical tenderá a inibir a movimentação ao longo da estrutura, bloqueando-a. Segundo vários estudos (Cabral, 1995; Dias, 2001; Dias e Cabral, 2002a; Figueiredo, 2015) a zona de fractura São Teotónio-Aljezur-Sinceira apresenta os maiores indícios de actividade recente na região, o que poderá dever-se à variação da direcção das falhas nesta área, de NE-SW para NNE-SSW a N-S.

3 - Caracterização Neotectónica

3.1 - Movimentos verticais da crosta

3.1.1 - Introdução

A existência de sedimentos marinhos pliocénicos e plistocénicos ao longo do litoral português, situados a cotas que indicam deslocamentos verticais pós-deposicionais, foi já referida e/ou caracterizada em diversos estudos (e.g., Feio, 1951; Zbyszewski, 1958; Cabral, 1995; Dias e Cabral, 1997a,b; Dias, 2001; Dias e Cabral, 2002a; Cabral, 2012; Figueiredo *et al.*, 2013; Figueiredo, 2015). Cabral (1995) apresentou uma síntese dos movimentos verticais da crosta ocorridos durante o período neotectónico abrangendo o território continental português onde identificou um levantamento tectónico generalizado, evidenciado pela existência de terraços marinhos elevados ao longo do litoral e de um forte encaixe da rede de drenagem, com escalonamento de terraços fluviais associados, no interior. Para o sector litoral, o autor estimou taxas de levantamento de 0,1-0,2 mm/ano desde os últimos ≈ 3 Ma.

Atendendo à ocorrência de sedimentos marinhos pliocénicos e plistocénicos na área estudada, cuja posição sugere deslocamentos altimétricos posteriores à sua deposição, pretende-se aqui quantificar esses deslocamentos e as velocidades médias a que terão ocorrido as deformações, dando continuidade aos estudos realizados nesse sentido no sector SW por Figueiredo (2015).

No litoral alentejano identificam-se várias movimentações verticais localizadas associadas a falhas. Neste capítulo são considerados apenas os movimentos verticais que não são directamente correlacionáveis com falhas.

Uma vez que as referências utilizadas são sedimentos litorais depositados ao nível médio do mar (cota de 0 m) contemporâneo, ou próximo dele, a sua posição actual está dependente do nível eustático contemporâneo da sua deposição. A diferença entre essa cota (ou cota próxima estimada) e a actual corresponderá ao deslocamento vertical acumulado desde então. Apesar de simples, esta relação é difícil de ser efectuada com precisão, pois depende do conhecimento de parâmetros como a idade das referências geológicas e a idade das variações eustáticas e sua amplitude.

Uma das questões sensíveis relativas a este tipo de cálculo está precisamente na amplitude dos picos transgressivos, cuja estimativa deve compreender os ajustamentos glacio-isostáticos (GIA – *glacial isostatic adjustment*). Este factor corresponde à resposta isostática da litosfera face às variações das massas de gelo. A carga efectuada pelas calotes glaciares

que cobrem determinada área promove um fluxo mantélico para áreas adjacentes, desenvolvendo aí um empolamento (*bulge*) litosférico e subsidência nas áreas ocupadas pelas massas de gelo. A libertação de carga resultante do degelo, durante os estádios interglaciários, resulta numa compensação isostática inversa, com levantamento nas regiões anteriormente cobertas e subsidência nas áreas adjacentes (e.g., Tamisiea e Mitrovica, 2011). Se os efeitos deste processo nos deslocamentos verticais litosféricos são negligenciáveis para escalas de tempo superiores ao milhão de anos (Miller *et al.*, 2011), deverão ser tidos em conta para escalas mais pequenas, na ordem das centenas a dezenas de milhares de anos (Tamisiea e Mitrovica, 2011).

Para cálculos relativos ao Plistocénico Médio são aqui utilizadas amplitudes das variações eustáticas que se encontram corrigidas tendo em conta os efeitos dos ajustamentos glacio-isostáticos, nomeadamente a compilação efectuada por Siddall *et al.* (2007) (figuras 3.38 e 4.42B), e as correcções mais recentes efectuadas para o MIS 11 por Raymo e Mitrovica (2012). Siddall *et al.* (2007) sublinham ainda a necessidade nas melhorias da correcção deste factor através de modelação numérica, para melhor constranger a amplitude real dos vários picos transgressivos.

3.1.2 - Evidências de movimentos verticais pliocénicos e plistocénicos no sector estudado

Como vimos, ao longo do litoral alentejano afloram sedimentos siliciclásticos com clastos frequentemente bem rolados, constituídos por arenitos com seixos e conglomerados grosseiros. Trata-se de materiais depositados em ambiente de praia e plataforma marinha de pequena profundidade, durante o Pliocénico, que neste estudo se atribuem à formação de Galé, e a terraços marinhos quaternários (ver capítulo III.7 e III.11). Estes ocupam diversas posições altimétricas ao longo de toda a planície litoral que se desenvolve entre os relevos litorais de Grândola e Cercal e a linha de costa, ocorrendo a cotas sucessivamente mais baixas para W.

De acordo com as conclusões deste estudo, a formação de Galé cobre uma extensa plataforma de abrasão regional que se desenvolve ao longo do litoral do Alentejo e Algarve Ocidental. No sector localizado a N de Sines esta encontra-se talhada em rochas do Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico (Miocénico médio a superior), e apresenta-se algo irregular devido a factores relacionados com a heterogeneidade litológica do substrato e com a actividade tectónica. Os sedimentos marinhos pliocénicos ocorrem a diversas cotas, desde os

160 m no bordo ocidental da serra de Grândola, a SW de Melides, a ≈ 5 m correspondentes ao topo da praia actual neste sector (nas praias de Fonte Cortiço e do Norte, por exemplo).

No sector localizado para S de Sines, que se estende até ao Algarve, a plataforma de abrasão regional encontra-se maioritariamente talhada em rochas metassedimentares do Paleozóico e corresponde a uma superfície bastante regularizada, aplanada. No sector estudado os sedimentos da formação de Galé encontram-se actualmente a cotas entre os 120 m no bordo ocidental da serra do Cercal e ≈ 30 m junto ao litoral. No capítulo III, dedicado à estratigrafia, conclui-se que o início da sedimentação marinha pliocénica terá ocorrido entre os 5,3 e os 4,5 Ma e a sua cessação entre os 3 e os 2,5 Ma.

Em alguns locais, próximo da cota de 30 m, detecta-se um ressalto brusco da superfície talhada no soco, existindo sedimentos de praia embutidos a cotas mais baixas que corresponderão a terraços marinhos plistocénicos (zona externa da plataforma de abrasão, descrita no capítulo III.7, figura 3.18). A deposição dos terraços marinhos estudados e amostrados para datação ter-se-á dado entre os estádios interglaciários correspondentes ao MIS 11 e 13, entre 360 ka e 540 ka. Estes resultados não esgotam a possibilidade da existência de terraços marinhos correlativos de outros estádios interglaciários na região estudada que ainda não foram identificados e que poderão estar presentes, nomeadamente o terraço correspondente ao MIS 5e, que terá sido o último período em que o nível do mar esteve próximo do actual.

A conjugação das observações de campo, resultados de datações e das variações eustáticas mostram que os sedimentos pliocénicos e plistocénicos aqui considerados sofreram deslocamentos altimétricos desde a sua deposição, sugerindo a existência de deformações tectónicas.

Uma vez que os sedimentos preservados num terraço marinho podem ter-se depositado a cotas distintas, quer acima quer abaixo da cota de 0 m contemporânea, dependendo do local de deposição em relação com a antiga linha de costa, e considerando que na generalidade dos casos desconhecemos a posição na morfologia do terraço, para efeitos de cálculo de taxas de deformação será assumida uma deposição ao nível médio do mar contemporâneo (cota 0 m). Embora para os terraços pliocénicos o erro associado a esta incerteza seja negligenciável, a sua importância pode aumentar consideravelmente para os cálculos relativos ao Plistocénico. A este erro acrescem as incertezas (maiores) relacionadas com a amplitude ou mesmo a cronologia dos eventos transgressivos.

3.1.2.1 - Taxas de deformação

Para o cálculo das taxas de levantamento tectónico relaciona-se a idade dos sedimentos em questão, interpretada ou obtida através de métodos de datação, com a amplitude dos picos transgressivos correspondentes que figuram nas curvas eustáticas disponíveis. As curvas eustáticas aqui consideradas (figura 4.42) são as mesmas que foram apresentadas no capítulo III (figuras 3.20 e 3.38), tendo-se utilizado a curva apresentada em Miller *et al.* (2005) para o Pliocénico, e em Siddall *et al.* (2007) para o Plistocénico Médio, considerando-se ainda as correcções efectuadas por Raymo e Mitrovica (2012) para o MIS 11.

Na zona de Melides identificaram-se os sedimentos marinhos pliocénicos situados à cota mais elevada de todo o sector estudado, de 160 m, correspondente ao rebordo interno da plataforma de abrasão regional neste sector. Considerando a sua idade provável da base do Zancleano, correspondente aos picos transgressivos a 4,5, 4,8, 5,1 e 5,3 Ma (Figura 4.42A), ter-se-ão depositado (segundo a curva de Miller *et al.*, 2005) a cerca de 20 m, 27 m ou 50 m acima do nível médio do mar actual, respectivamente, o que corresponde a um levantamento de 140 m a 110 m a uma taxa de 0,021-0,031 mm/ano. Os sedimentos de topo da praia da Galé, datados de $4,5 \pm 0,34$ Ma encontram-se aos ≈ 40 m e são compatíveis com os picos 4,3, 4,5 e 4,8 Ma. Uma vez que a estes se associam níveis eustáticos de 17 m, 20 m e 20 m, respectivamente (Figura 4.42A), estima-se um levantamento de 20-23 m a uma taxa de 0,004-0,005 mm/ano.

No sector localizado a S de Sines o rebordo interno da plataforma encontra-se a 120 m de cota, com sedimentos de praia preservados. Considerando deposição associada aos mesmos picos transgressivos que possibilitaram a deposição no rebordo interno no sector N, ter-se-á dado nesta zona um levantamento de 70 m a 100 m, o que corresponde a uma taxa de 0,013-0,022 mm/ano.

Os sedimentos que cobrem a plataforma de abrasão regional aos 45 m, sob sedimentos datados de $4.6 \text{ Ma} \pm 0,2$, são compatíveis com os picos eustáticos ocorridos há 4,5 Ma e 4,8 Ma, também pertencentes ao período Zancleano, e estarão associados a um nível do mar cerca de 20 m mais elevado que o actual. Com estes dados, calculou-se uma taxa de levantamento de 0,005-0,006 mm/ano relativa a um deslocamento vertical acumulado de 25 m. Na região de Algoceira (entre Vila Nova de Milfontes e Odemira) a sedimentação marinha é interrompida por um episódio de sedimentação continental (formação de Algoceira), ocorrendo nova transgressão expressa por sedimentos marinhos com a base a 70 m e que atingem a cota de 90 m nesta zona. Admitindo que o valor de 90 m corresponde ao pico transgressivo máximo do

período quente do Pliocénico Médio, estima-se um levantamento de 70 m a uma taxa de 0,023 mm/ano nesta área para os últimos 3 Ma.

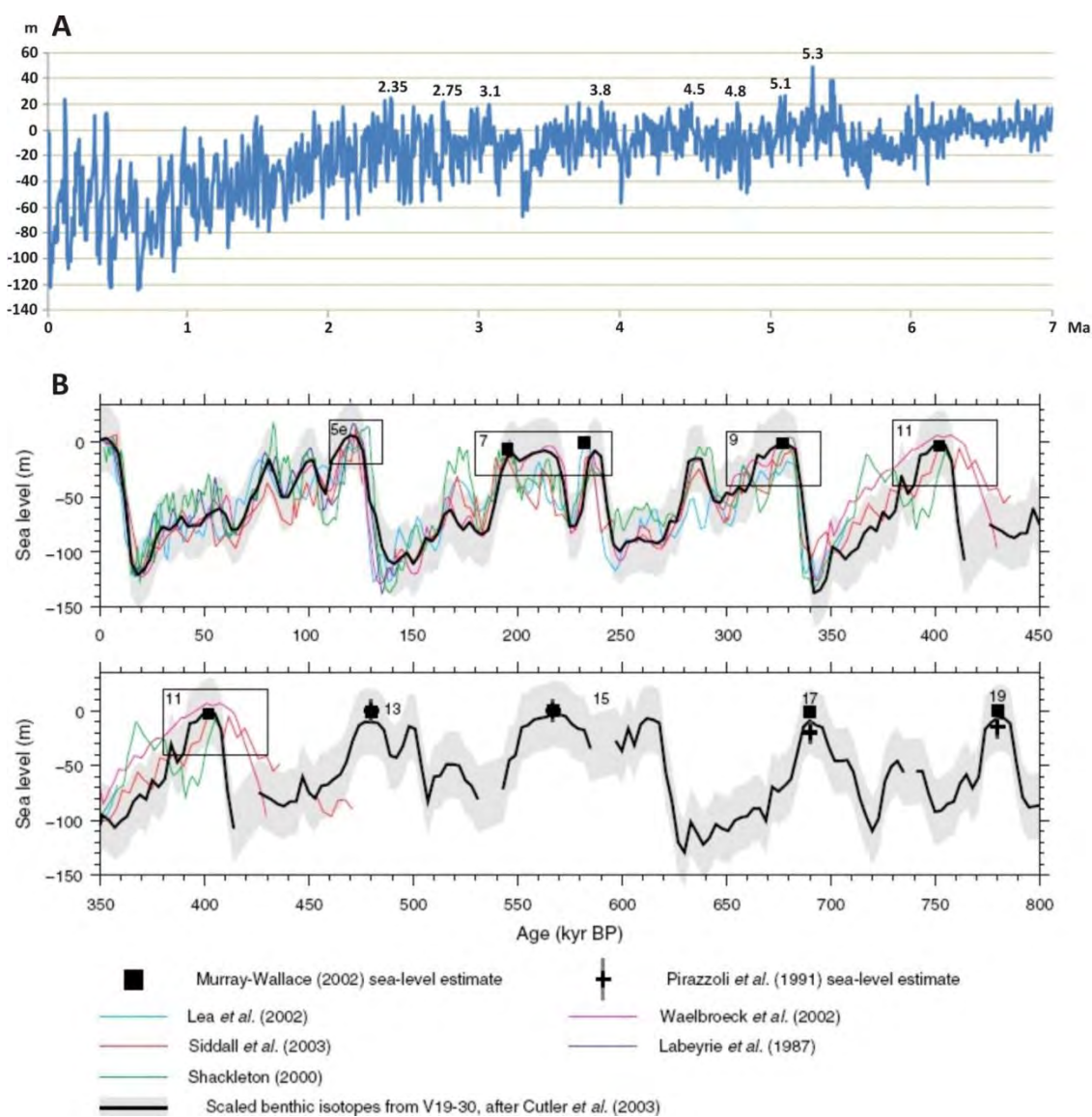


Figura 4.42 – Curvas eustáticas utilizadas para o cálculo das taxas de levantamento tectónico com base na posição altimétrica de sedimentos marinhos pliocénicos e plistocénicos. a), excerto da curva eustática proposta por Miller *et al.* (2005), para os últimos 7 Ma (dados disponibilizados por Kenneth G. Miller em <http://geology.rutgers.edu/people/faculty/19-people/faculty/242-kenneth-g-miller>); b), compilação de de Siddall *et al.* (2007) de várias curvas eustáticas para o Plistocénico Médio e Superior.

O terraço marinho situado na praia do Malhão a 17 m de cota, atendendo à idade obtida pelo método de racemização de aminoácidos, terá sido depositado entre os 540 ka e os 460 ka, durante o MIS 13. Embora exista ainda pouco conhecimento sobre este estágio interglaciário, o nível do mar terá estado próximo do actual, com um grau de incerteza considerável (± 10 m) (Siddall *et al.*, 2007). Admitindo o valor de 0 m durante o máximo transgressivo aos 480 ka, representado na figura 4.42B, este terraço terá sofrido um

deslocamento vertical de 17 m a uma taxa de 0,035 mm/ano. Considerando a incerteza associada à posição do nível do mar de então, obtêm-se uma taxa de 0,015-0,056 mm/ano.

Para as amostras São Torpes-1 (2,9 m), São Torpes-2 (4,3 m) Vieirinha (2,6 m) e Pessegueiro (6 m), apenas se obtiveram idades mínimas através do método OSL de 230 ka, 370 ka, 380 ka e 400 ka, respectivamente, tendo-se admitido que a sua deposição se deu durante o mesmo interglaciário, o MIS 11 ou 13. Ao MIS 11, ocorrido entre 420 ka e 360 ka (Murray-Wallace e Woodroffe, 2014), estará associado um nível eustático de 6 m a 13 m acima do actual durante o seu pico transgressivo de maior amplitude, aos $\approx$ 400 ka (Raymo e Mitrovica, 2012).

Na tabela 4.1 apresentam-se as taxas de deformação vertical relativas aos terraços das praias de São Torpes, Vieirinha e Pessegueiro considerando aqueles dois períodos interglaciários. Para ambos, efectuaram-se cálculos tendo em conta a idade do pico máximo transgressivo e as incertezas associadas à amplitude da transgressão. Os resultados mostram que, com os dados até agora disponíveis, o sector litoral da zona de Porto Covo poderá estar em subsidência desde o Plistocénico Médio ou em levantamento mas com taxas bastante reduzidas.

Tabela 4.1

Taxas de movimentos verticais (mm/ano) calculadas para os terraços das praias de São Torpes, Vieirinha e Pessegueiro, considerando uma possível deposição associada aos estádios interglaciares 11 e 13 (n.e., nível eustático; i, idade). Os valores positivos indicam levantamento e os negativos referem-se a subsidência.

	MIS 11 (n.e. – i)		MIS 13 (n.e. – i)		
	6 m – 400 ka	13 m – 400 ka	0 m – 480 ka	-10 m – 480 ka	10 m – 480 ka
São Torpes-1	-0,008	-0,025	0,006	0,027	-0,015
São Torpes-2	-0,004	-0,022	0,009	0,030	-0,012
Vieirinha-1	-0,009	-0,026	0,005	0,026	-0,015
Pessegueiro-1	0	-0,018	0,013	0,033	-0,008

3.1.3 - Discussão

As taxas de deformação vertical calculadas indicam um levantamento generalizado a afectar os sedimentos marinhos pliocênicos em todo o sector estudado.

No sector localizado a N de Sines não parece existir um levantamento tectónico generalizado igualmente distribuído, mas sim uma assimetria, por vezes brusca, nas deformações verticais. Uma parte importante dos deslocamentos verticais está associada a movimentações em falhas (capítulo IV.2). O maior levantamento, colocando sedimentos à

cota de 160 m, deverá ter uma contribuição importante das estruturas responsáveis pelo soerguimento da serra de Grândola, como a falha de Grândola e um conjunto de falhas de direcção NNW-SSE a NNE-SSW existentes na vertente ocidental deste elemento morfológico.

No sector localizado entre as áreas de Sines e Odemira, a inexistência de falhas a afectar a plataforma de abrasão regional permite uma melhor compreensão da evolução temporal das deformações verticais. Estas não ocorrem a velocidade constante ao longo do tempo, registando-se uma desaceleração da base para o topo do Zancleano, e nova aceleração entre esse período e o Plistocénico Médio, apresentado aqui as velocidades de deformação mais elevadas, pelo menos no troço litoral que se estende para S da praia do Malhão, tendo sido neste local que se obtiveram as maiores taxas de deformação.

A interpretação dos dados obtidos por OSL mostra uma variação espacial da deformação vertical desde o Plistocénico Médio, pois cerca de 5 km para N da praia do Malhão os terraços marinhos dessa idade evidenciam uma tendência de anulação do levantamento ou mesmo subsidência, seguindo a tendência de diminuição de amplitude dos movimentos verticais de S para N ao longo do litoral do Algarve e Alentejo.

Figueiredo (2015) apresentou para o litoral SW português taxas de levantamento de $0,042 \pm 0,003$ mm/ano para terraços marinhos do Pliocénico (3,3 a 2,9 Ma), $0,04 \pm 0,004$ mm/ano para o Plistocénico inferior ($2,0 \pm 0,2$ Ma), e de $0,09 \pm 0,001$ mm/ano para o Plistocénico Superior (116-119 ka), sendo as taxas calculadas nesse estudo claramente superiores.

A figura 4.43 apresenta um gráfico da evolução das taxas de deformação vertical desde o Pliocénico para a região de Vila Nova de Milfontes, projectando-se ainda as taxas calculadas para o sector a N de Sines, os terraços marinhos localizados entre as praias do Pessegueiro e São Torpes, e os resultados obtidos por Figueiredo (2015).

Para além da reduzida quantidade de dados inseridos no gráfico (não estando projectados terraços entre os 3 Ma e os 480-400 ka), as maiores taxas para S poderão estar relacionados com a maior proximidade à fronteira de placas Núbia-Eurásia desse sector litoral, traduzindo-se numa maior intensidade da deformação. Existe ainda possibilidade da ocorrência de movimentações distintas entre blocos devido à actividade em falhas.

As diferentes características dos dois sectores litorais estudados (a N e S de Sines) prendem-se essencialmente com a herança estrutural de uma evolução geológica distinta

durante os processos mesozóicos que conduziram à abertura do Atlântico. Na área N, as estruturas associadas ao estiramento crustal mesozóico ocorrem mais para E, relativamente ao sector S, tendo sido posteriormente reactivadas durante a tectónica alpina.

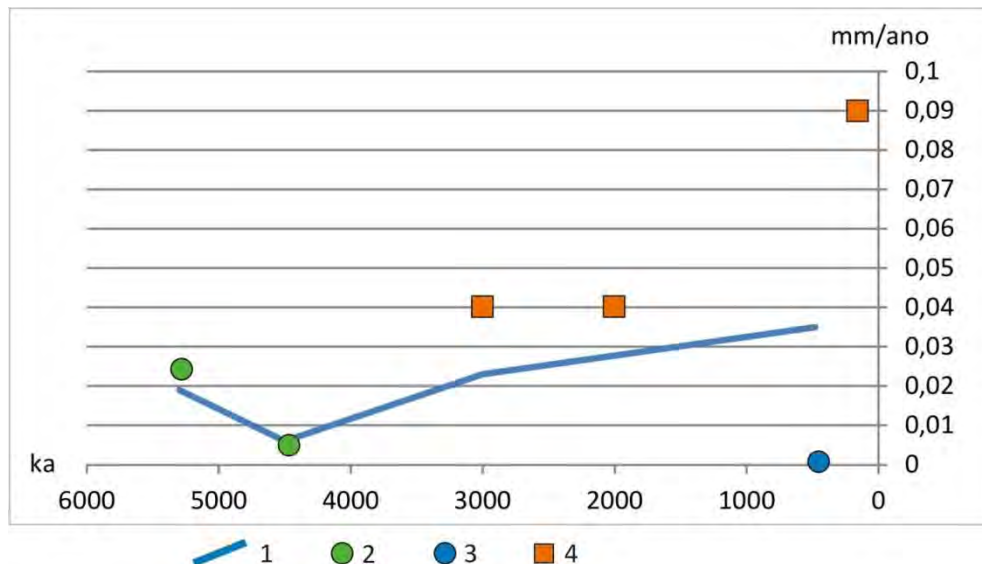


Figura 4.43 – Variação da taxa de levantamento tectónico ao longo do Pliocénico e Plistocénico na região de Vila Nova de Milfontes (1) com projecção das taxas de deformação calculadas para o sector a N de Sines (2), terraços marinhos da região de Porto Covo (3) e os resultados obtidos por Figueiredo (2015) para o litoral SW (4). As taxas projectadas correspondem a valores intermédios relativamente às incertezas expressas no texto.

As taxas aqui calculadas, embora apenas constituam observações algo pontuais, focadas em alguns locais específicos da planície litoral, são consideravelmente inferiores às taxas de deslocamento vertical de 0,1-0,2 mm/ano estimadas por Cabral (1995) para a região costeira do território continental português. Os valores apresentados pelo autor diferem daqueles aqui apresentados por se basearem em sedimentos marinhos que se admite serem mais antigos no presente estudo, com base em novas datações e curvas eustáticas actualizadas, sendo, no entanto, mais próximos daqueles estimados por Figueiredo (2015) para o Plistocénico Superior no litoral SW.

3.2 - Sismotectónica

3.2.1 - Resumo das evidências de deformação neotectónica atribuíveis a falhas

No capítulo IV.2, dedicado à caracterização da deformação cenozóica associada às falhas identificadas na área de estudo, referiram-se vários indícios de deformação ocorridos durante o período neotectónico considerado, ≈ 5 Ma. Pretende-se aqui efectuar a quantificação do potencial sismogénico das falhas com actividade neotectónica e discutir a possível relação com a sismicidade instrumental da região. Uma vez que não é claro se em cada caso a deformação se deu de forma aproximadamente contemporânea com a deposição das unidades sedimentares afectadas ou se ocorreu posteriormente à rotura sedimentar que caracteriza o topo dessas unidades, os cálculos efectuados admitem um intervalo de tempo para a deformação. Para as falhas cuja actividade afecta as formações de Galé e Alvalade, considerando as idades obtidas (capítulo III.7) considera-se o intervalo de 4,5-2,6 Ma. Para as deformações registadas nas formações de Vale Figueira o intervalo de 2,5-1,8 Ma é admitido.

Listam-se as falhas com actividade neotectónica apresentando-se resumidamente as principais evidências de deformação identificadas e as características necessárias à avaliação do potencial sismogénico:

Falha de Barradas

- Corresponde a uma das falhas inferidas na zona de transição entre as bacias do Baixo Tejo e Alvalade, através de dados gravimétricos (figura 4.7). Os dados de geofísica indicam uma estrutura de direcção NNE-SSW a N-S e cerca de 7 km de extensão.
- Coloca em contacto anómalo sedimentos da formação de Galé e formação de Vale Figueira, mostrando actividade nos últimos 2,5-1,8 Ma.
- Apresenta cinemática com uma componente de movimentação inversa e com uma componente provável de movimentação horizontal esquerda, dada a sua orientação.
- Não foi possível quantificar a deformação

Falha de Grândola

- De direcção WNW-ESE, apresenta extensão ≥ 45 km, estimada com base em dados geomorfológicos, geofísicos e de sondagens.

- As deformações neotectónicas são pouco claras, sendo sugeridas por fracturação afectando sedimentos do Miocénico superior (formação de Esbarrondadoiro) e por critérios geomorfológicos.
- A sua orientação é compatível com um desligamento direito, embora evidencie uma componente de deslocamento vertical com descida relativa do bloco a NNE.
- No seu sector oriental apresenta uma ramificação (falha de Monte Branco), com cerca de 8 km de extensão, que é aqui considerada como um segmento.
- Não foi possível quantificar a deformação.

Falha de Deixa-o-Resto

- Tem direcção NNE-SSW e extensão ≥ 125 km, estimada com base em lineamento morfológico (áreas imersa e emersa) e deformação na área emersa.
- Na área emersa é observável deformação em vários locais, como o contacto mecânico entre rochas jurássicas e a formação de Galé, ou fracturação afectando os sedimentos pliocénicos. Na zona de Deixa-o-Resto a falha provoca um deslocamento vertical afectando a formação de Galé de ≈ 100 m, indicando actividade nos últimos 4,5-2,6 Ma.
- Apresenta cinemática com movimentação horizontal esquerda e uma componente de movimentação inversa que produz subida relativa do bloco a ESE.
- Para efeito de cálculo do potencial sismogénico considera-se, para além da extensão total de 125 km, um segmento de 20 km localizado entre as áreas de Sines e Melides. Este segmento foi definido devido às incertezas na continuidade das estruturas existentes nas áreas emersa e imersa, e tendo em conta um critério reológico, admitindo-se que a variação litológica associada às rochas ígneas do maciço de Sines poderá condicionar a propagação de rotura e constituir assim uma fronteira entre segmentos. Apesar da existência de irregularidades geométricas na área emersa (saltos e curvaturas), não se considerou que correspondessem a limites entre segmentos de rotura devido à sua pequena dimensão (de acordo com McCalpin, 2009).

Falha de Santa Cruz

- Com base na cartografia geológica publicada e na expressão morfológica estima-se uma extensão de aproximadamente 8,5 km e direcção NW-SE.

- Evidências de deformação são indicadas pela expressão morfológica da estrutura e o contacto aparentemente anómalo entre rochas do Jurássico e a formação de Vale Figueira, onde aparenta produzir uma separação vertical ≥ 30 m na unidade, implicando actividade nos últimos 2,5-1,8 Ma. Fracturas identificadas na unidade plistocénica e a sua orientação são compatíveis com cinemática de desligamento esquerdo.

Falha de Ademas

- Com direcção NNW-SSE, estima-se ter um comprimento de $\approx 3,5$ km a partir da expressão morfológica e da cartografia geológica.
- A deformação está representada também por fracturação das rochas do Jurássico e basculamento da formação de Galé junto ao traçado da falha. Identificou-se uma separação vertical de 30 m afectando a formação de Galé, implicando actividade nos últimos 4,5-2,6 Ma. Embora se tenham observado critérios que indiquem componente de movimentação vertical, a inclinação da fracturação (próxima da vertical) e a orientação da falha sugerem cinemática predominante de desligamento esquerdo.

Zona de falha da Lagoa de Santo André

- Corresponde a uma zona de falha identificada apenas com base em dados de sondagem e furos de captação de água numa faixa de 1 km de largura e ao longo de ≈ 8 km de extensão, com direcção próxima de N-S, correspondendo a um conjunto de fracturas que poderão ligar-se em profundidade.
- Foi identificada uma separação vertical ≥ 30 m afectando a formação de Galé, implicando actividade nos últimos 4,5-2,6 Ma. Dada a sua orientação, é expectável que esta zona de falha apresente uma componente de movimentação horizontal esquerda.

Falha de Monte da Estrada

- Foi identificada ao longo de apenas 2,5 km segundo a direcção NE-SW, embora deva ser mais extensa pois apenas foi feito reconhecimento de campo pormenorizado na área onde afloram sedimentos cenozóicos.

- Coloca em contacto por falha a formação de Panóias e metassedimentos paleozóicos, apresentando movimentação oblíqua esquerda inversa como indicado por planos estriados (Cabral, 1995), e fracturação na unidade plistocénica, implicando actividade nos últimos 2,5-1,8 Ma.
- Não foi possível quantificar a deformação.

Falhas relacionadas com o horst de S. Teotónio

- Correspondem a um segmento da falha da Messejana onde esta se divide em duas falhas que delimitam um *horst*; apresentam uma extensão de 13 km estimada com base na cartografia geológica e nos reconhecimentos de campo.
- A deformação neotectónica está expressa por falhas afectando o soco paleozóico e sedimentos da formação de Galé, observando-se em vários locais contactos por falha entre o soco e os depósitos mais recentes, evidenciando cinemática de desligamento direito com importante componente de movimentação inversa. Outras evidências consistem na ocorrência de estruturas de fluidização em sedimentos. Afecta sedimentos da formação de Galé e da formação de Vale Figueira, identificando-se movimentação vertical de ≈ 50 m após ou durante a deposição da primeira unidade, ou seja, desde há 4,5-2,6 Ma.

Falha de Vale de Fecho

- Estima-se uma extensão de ≈ 14 km segundo a direcção N-S, em grande parte interpretada através de lineamento morfológico.
- Afecta sedimentos que serão correlacionáveis com a formação de Algoceira ou com a formação de Vale Figueira, implicando actividade posterior a 4,5 Ma ou 2,5-1,8 Ma. A deformação observada e a orientação da estrutura apontam para cinemática com movimentação horizontal esquerda.
- Não foi possível quantificar a deformação.

3.2.2 - Avaliação do potencial sismogénico das falhas com actividade neotectónica

A caracterização do potencial sismogénico de uma falha é feita através da estimativa de diversos parâmetros como a magnitude do sismo máximo expectável, deslocamento médio superficial, taxa de actividade e intervalo de recorrência.

A magnitude aqui considerada é a magnitude de momento (M_w), que consiste numa escala de magnitude sísmica proposta por Kanamori (1977) baseada no conceito de momento sísmico, introduzido por Aki (1966). O momento sísmico corresponde ao momento do binário de forças que desencadeia a rotura sísmica e é uma medida da energia de deformação elástica que é libertada no sismo (deformação permanente, calor e energia sísmica irradiada); permite assim uma quantificação fisicamente fundamentada da dimensão dos sismos, estabelecida com base na área de rotura, deslocamento médio cossísmico e no módulo de rigidez do material rochoso envolvido.

Os cálculos da magnitude do sismo máximo que determinada falha poderá gerar baseiam-se em modelos desenvolvidos através de correlações empíricas estabelecidas entre magnitude de sismos, instrumentais ou pré-instrumentais, e diversos parâmetros de rotura na falha sismogénica, como o comprimento, a área de rotura, e o deslocamento cossísmico. Os modelos de regressão empíricos mais utilizados são os de Wells e Coppersmith (1994), fundamentados numa base de dados sismotectónicos referentes a 421 sismos mundiais. Vários estudos têm estabelecido novas correlações com base em actualizações das bases de dados e avanços nos estudos paleossismológicos.

Na elaboração da mais recente versão da base de dados de falhas activas da Ibéria (*Quaternary Active Fault Database of Iberia* – QAFI v.3), García-Mayordomo *et al.* (2017), na tentativa de homogeneização de critérios a utilizar para todas as falhas existentes na base de dados, testaram diversos métodos de estimativa de parâmetros como magnitude do sismo máximo expectável em cada falha e deslocamento médio superficial. Os autores concluíram serem as correlações estabelecidas por Stirling *et al.* (2002) (consistindo numa actualização do trabalho de Wells e Coppersmith, 1994) as mais adequadas às falhas da Ibéria. Optou-se por considerar neste estudo os dois métodos nas relações entre o comprimento de rotura superficial e esses parâmetros.

Na determinação da magnitude máxima expectável utiliza-se:

$$M_w = 5,08 + 1,16 \log(CRS) - \text{Wells e Coppersmith (1994)}$$

$$M_w = 5,88 + 0,80 \log(CRS) - \text{Stirling et al. (2002)}$$

onde,

M_w – Magnitude de momento

CRS – Comprimento de rotura superficial (em km)

Para o deslocamento médio superficial:

$$\log(DMS) = -1,43 + 0,88 \log(CRS) - \text{Wells e Coppersmith (1994)}$$

$$\log(DMS) = 0,06 + 0,18 \log(CRS) - \text{Stirling et al. (2002)}$$

onde,

DMS – Deslocamento médio superficial

A taxa de actividade de uma falha corresponde à razão entre o deslocamento total acumulado ao longo daquela e o tempo decorrido; corresponde assim a uma velocidade média de acumulação de deslocamento na falha, num dado intervalo de tempo geralmente condicionado pela idade dos marcadores (estratigráficos ou geomorfológicos) deslocados:

$$TA = DT / T$$

onde,

TA – Taxa de actividade

DT – Deslocamento total acumulado

T – Tempo considerado (idade dos marcadores geológicos deformados pela falha)

O intervalo de recorrência corresponde ao intervalo de tempo que separa dois eventos sísmicos de dada magnitude, sendo comum considerar-se no seu cálculo a magnitude do sismo máximo expectável e o deslocamento médio associado. Ou seja, ao longo de determinado tempo (período neotectónico ou idade das referências geológicas deformadas) ocorrem x eventos sísmicos (a que se associam um deslocamento médio superficial) espaçados de vários períodos de tempo, que correspondem ao intervalo de recorrência médio:

$$IR = T / E$$

onde,

IR – Intervalo de recorrência médio

T – Tempo considerado (idade das referências geológicas deformadas ou período neotectónico)

E- Número de eventos (razão entre o deslocamento total acumulado e o deslocamento médio superficial estimado para cada magnitude)

Este corresponde a um método simples de cálculo de intervalo de recorrência. Existem métodos mais elaborados, como a abordagem desenvolvida por Wesnousky (1986), que relaciona os conceitos de momento sísmico expectável e taxa de momento sísmico, utilizando

parâmetros de falha como a área de rotura, o que implica o conhecimento da geometria das estruturas em profundidade. No presente estudo, tendo em conta as já grandes incertezas relacionadas com parâmetros como o comprimento total das falhas/segmentos de falha e a idade das referências geológicas deformadas, certamente acrescentando considerável erro ao real potencial sismogénico das estruturas, optou-se por seguir a primeira abordagem, mais directa e simples. A tabela 4.2 mostra os resultados obtidos na quantificação do potencial sismogénico das falhas atrás referidas.

Comparando os resultados obtidos na utilização das correlações empíricas de Wells e Coppersmith (1994) e Stirling *et al.* (2002), verifica-se que estes se encontram na mesma gama de valores embora as segundas forneçam valores de magnitude e deslocamento médio superficial ligeiramente maiores, com excepção para a Falha de Deixa-o-Resto (extensão total), onde ocorre o inverso. As pequenas diferenças no deslocamento médio superficial, sempre entre 0,20 e 0,30 m, resultam em variações consideráveis entre os intervalos de recorrência para os valores mais baixos deste parâmetro, sendo os calculados com base em Stirling *et al.* (2002) geralmente mais elevados.

Embora se tenham identificado indícios de actividade neotectónica associados a várias das falhas estudadas, para algumas delas, por não ter sido possível quantificar a deformação observada, não foram estimados a taxa de actividade e o intervalo de recorrência. Os cálculos efectuados indicam que na área de estudo existem falhas com capacidade de gerar sismos de magnitude 5,5 a 7,5. Apresentam, no entanto, taxas de actividade baixas, sempre inferiores a 0,05 mm/ano e períodos de recorrência muito longos.

A estrutura com capacidade de gerar sismos de maior magnitude e para a qual se estimou maior taxa de actividade é a falha de Deixa-o-Resto. Se for admitida rotura em toda a sua extensão o seu intervalo de recorrência será o mais longo. Porém, existe ainda grande incerteza se o lineamento morfológico identificado na área imersa que é em parte coincidente com uma falha representada na cartografia geológica publicada corresponde de facto ao prolongamento da falha de Deixa-o-Resto. Se considerarmos apenas as equações de Stirling *et al.* (2002) esta é também a falha para a qual se obteve período de recorrência mais curto, de aproximadamente 21500 anos, considerando rotura apenas ao longo do segmento emerso, onde a sua actividade neotectónica se encontra identificada e caracterizada. Considerando Wells e Coppersmith (1994), a falha de Ademas apresenta o intervalo de recorrência mais curto, mas ainda não é clara a sua extensão real ou se corresponde a uma ramificação da falha de Santa Cruz.

Tabela 4.2

Quantificação do potencial sísmogénico das falhas com evidências de actividade neotectónica.

Falha	Extensão total (km)	Deslocamento acumulado (m)	Magnitude máxima expectável (M _w) (Wells e Coppersmith, 1994)	Magnitude máxima expectável (M _w) (Stirling <i>et al.</i> , 2002)	Deslocamento médio superficial (m) (Wells e Coppersmith, 1994)	Deslocamento médio superficial (m) (Stirling <i>et al.</i> , 2002)	Taxa de actividade (mm/ano)	Intervalo de recorrência (anos) (Desl. med. → Wells e Coppersmith, 1994)	Intervalo de recorrência (anos) (Desl. med. → Stirling <i>et al.</i> , 2002)
Barradas	7		6,06	6,25	0,21	0,46			
Grândola	≥ 45		7,00	7,02	1,06	1,31			
Grândola - segmento	8		6,13	6,31	0,23	0,50			
Deixa-o-Resto	≥ 125	100	7,5	7,44	2,60	2,31	0,022-0,038	67648-117083	60151-104108
Deixa-o-Resto - segmento	20	100	6,59	6,69	0,52	0,83	0,022-0,038	13486-23341	21555-37307
Santa Cruz	8,5	≥ 30	6,16	6,33	0,24	0,51	0,012-0,017	14657-20357	30805-42785
Ademas	3,5	30	5,71	5,97	0,11	0,31	0,007-0,012	9697-16783	27073-46856
Zona de Falha da Lagoa de Santo André	8	≥ 30	6,13	6,31	0,23	0,50	0,007-0,012	20071-34739	43011-74443
Monte da Estrada	≥ 2,5		5,54	5,83	0,08	0,26			
Horsl de São Teotónio	13	50	6,37	6,51	0,36	0,65	0,011-0,019	18462-31953	33870-58621
Vale de Fecio	14		6,41	6,54	0,38	0,68			

A caracterização aqui apresentada corresponde a uma estimativa muito grosseira do potencial sismogénico das falhas uma vez que foi efectuada utilizando a componente vertical da deformação, embora nas falhas caracterizadas pareça dominar a componente de movimentação horizontal, implicando um rejeito maior. Assim, os valores de taxa de actividade e intervalo de recorrência obtidos poderão estar consideravelmente subestimados e sobrestimados, respectivamente. O cálculo da magnitude máxima expectável, tendo sido calculado com base na extensão das falhas, poderá ter um erro associado decorrente das incertezas relativas a este parâmetro.

3.2.3 - Relação das falhas com a sismicidade

A relação entre as falhas com actividade neotectónica e a sismicidade é muitas vezes difícil de estabelecer, o que se deve em parte ao deficiente conhecimento da geometria em profundidade de várias das falhas, a incertezas na determinação da localização dos eventos e ao desconhecimento das estruturas sismogénicas. Contudo, estudos recentes (Custódio *et al.*, 2015; Veludo *et al.*, 2017) identificaram e caracterizaram várias concentrações de epicentros que relacionaram com falhas reconhecidas.

Para se perceber se é possível estabelecer esta relação na área de estudo projectaram-se as falhas com actividade neotectónica sobre o mapa de epicentros registados entre 1995 e 2013, de Custódio *et al.* (2015) (figura 4.44). Cabral *et al.* (2017) apresentaram os mesmos epicentros mas com informação da profundidade e magnitude. Nas falhas representadas na figura 4.44 incluem-se, para além daquelas aqui estudadas, o sistema de falhas São Teotónio-Aljezur-Sinceira (caracterizado por Cabral, 1995; Dias, 2001; Figueiredo, 2015; entre outros), a continuação da falha da Messejana para a área imersa, o sistema de falhas do fosso de Telhares (caracterizado por González-Clavijo e Dias, 2003) e a falha de São Marcos-Quarteira (representada com o traçado proposto por Cabral *et al.*, 2017).

Não existem alinhamentos epicentrais óbvios relacionados com as falhas estudadas, embora se identifiquem concentrações importantes coincidentes com algumas delas. Junto à parte S do sector emerso da falha de Deixa-o-Resto, a sismicidade é muito concentrada mas estende-se por uma área grande a E e W da falha. A maior parte corresponde a sismos profundos, a cerca de 30 km de profundidade, e de magnitude inferior a 3.

Vários epicentros localizam-se ao longo do traçado da falha de Grândola, principalmente na sua zona oriental e na área a N desta. A maior partes dos sismos próximos

do traçado desta falha é muito superficial, ocorrendo a menos de 5 km de profundidade, existindo alguns a profundidades próximas de 10 km. A magnitude é muito baixa na maior parte dos casos, inferior a 2. A S da falha, na zona da serra de Grândola (áreas de São Francisco da Serra e Santa Margarida da Serra) existe uma concentração de epicentros de forma grosseiramente elíptica e de eixo maior WNW-ESE, que não está, porém, associada a nenhuma estrutura conhecida.

Ao longo do traçado superficial das falhas relacionadas com a estrutura da Messejana registam-se escassos epicentros, existindo alguns para SW do *horst* de São Teotónio que correspondem quase sempre a sismos de magnitude muito baixa, inferior a 2, ocorridos a profundidades próximas de 10 km. Segundo dados do IPMA (Instituto Português do Mar e da Atmosfera - <http://www.ipma.pt>), ocorreu recentemente (05/01/2018) sismo de magnitude 3,6 a 9 km de profundidade, com epicentro localizado junto ao ramo ocidental do *horst* de São Teotónio, a 1,3 km para SSW do local (figura 4.37; 7) onde se identificaram evidências de actividade neotectónica.

As concentrações de epicentros mais significativas que ressaltam da figura 4.44 foram já referidas por Custódio *et al.* (2015) e Cabral *et al.* (2017) e correspondem à zona do maciço ígneo de Monchique (concentração também já caracterizada por Dias, 2001), ao alinhamento que se estende para WNW deste e que não está associado a qualquer estrutura conhecida (Cabral *et al.*, 2017), e ao alinhamento de direcção NNE-SSW a S da falha da Messejana que poderá relacionar-se com um prolongamento do sistema de falhas de Telhares, tal como proposto por Cabral *et al.* (2017), constituindo assim uma possível ramificação da primeira.

Assim, a análise efectuada não permite estabelecer uma relação clara entre as falhas estudadas e a sismicidade registada no período considerado na figura 4.44, em parte devido ao desconhecimento da geometria em profundidade das próprias falhas. Tal relação será mais segura no caso de falhas de desligamento, mais verticalizadas. A falha da Messejana, tal como tem sido caracterizada na bibliografia, corresponde a um importante desligamento esquerdo, penetrando na crosta em toda a sua espessura, sendo considerada uma estrutura essencialmente vertical para efeitos de cálculo do seu potencial sismogénico em estudos de neotectónica (e.g., Villamor, 2002). É então provável fonte de alguns sismos registados com epicentro sobre o seu traçado, como o sismo de magnitude 3,6 ocorrido no dia 05/01/2018.

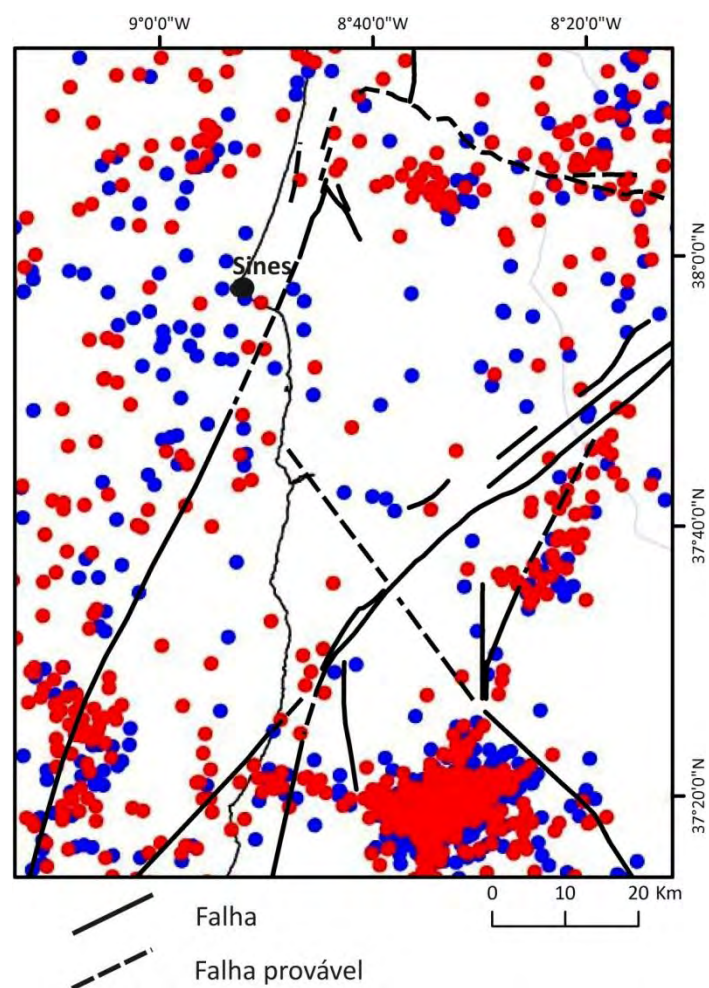


Figura 4.44 – Mapa de epicentros de sismos registados nos períodos 1995-2008 (a azul) e 2009-2013 (a vermelho) e falhas com actividade neotectónica. Adaptado de Custódio *et al.* (2015).

4 - Conclusões

4.1 - Herança estrutural vs. neoformação

A deformação associada aos diversos regimes tectónicos é em grande parte acomodada na crosta pela movimentação ao longo de fracturas, que podem corresponder a estruturas pré-existentes sucessivamente reactivadas ou a falhas neoformadas. Em muitas zonas de falha é difícil distinguir indícios de deformação associados a regimes tectónicos distintos. Na área estudada existem falhas com actividade cenozóica herdadas da orogenia hercínica, da distensão mesozóica, e fracturação provavelmente gerada durante a compressão alpina.

Como vimos, as falhas de Grândola e de Torrão apresentam direcção semelhante à observada na estruturação antiga do soco, e corresponderão assim provavelmente a estruturas já activas durante o Paleozóico. Apesar da sua actividade cenozóica, os dados obtidos não permitiram determinar se também sofreram reactivação no Mesozóico.

Nas bacias Lusitaniana e do Algarve existem fenómenos de inversão tectónica cenozóica muito expressivos, com neoformação de cavalgamentos e com falhas geradas durante os episódios distensivos ocorridos no Mesozóico que foram reactivadas com comportamento inverso no decorrer da compressão alpina, formando-se relevos estruturais associados a esta mudança de regime tectónico. Na área emersa da bacia do Alentejo não se identifica uma inversão significativa da bacia sedimentar, o que não significa que não tenha ocorrido reactivação das falhas mesozóicas. Este aspecto deverá estar relacionado com a orientação geral das estruturas, que varia de NW-SE a NNE-SSW. Esta orientação relativamente às direcções de compressão máxima verificadas durante o Cenozóico não favoreceu a geração de cavalgamentos importantes mas sim uma reactivação com componente principal de desligamento. Outro factor importante que distingue estas bacias relaciona-se com as características da Formação de Dagorda. Nas bacias Lusitaniana e do Algarve a abundante presença de evaporitos neste conjunto sedimentar teve um papel muito importante no processo de inversão (principalmente na bacia Lusitaniana), promovendo descolamentos basais segundo um estilo tectónico *thin skinned*. Na região estudada, esta unidade apresenta uma espessura máxima de 80 m na sondagem de Monte Paio, sendo bastante menor nas áreas do bordo da bacia, e não evidencia quantidade significativa de sedimentos evaporíticos, de acordo com Inverno *et al.* (1993), não tendo também sido identificadas quaisquer estruturas associadas a diapirismo salino.

Nos trabalhos efectuados sentiu-se dificuldade em identificar falhas normais mesozóicas inclinadas para W, como seria expectável no bordo oriental da bacia distensiva. A cobertura cenozóica reduz consideravelmente a área aflorante dos sedimentos mais antigos, dificultando uma caracterização completa da evolução das falhas. Apesar de estudos anteriores (e.g., Manuppella e Moreira, 1988) considerarem que várias das estruturas aqui descritas (as falhas de Deixa-o-Resto e Santa Cruz, por exemplo) correspondem a falhas normais inclinadas para W, com reactivação cenozóica, as observações aqui apresentadas não são claras nesse sentido. Como vimos, a falha de Deixa-o-Resto é essencialmente vertical a muito inclinada para E, tratando-se de um desligamento com componente de movimentação inversa. A estratificação das rochas jurássicas, frequentemente subhorizontal junto à falha, também não sugere a ocorrência de uma rotação do plano durante o Cenozóico. A ocorrência de intrusões ígneas filoneanas ao longo do seu traçado, provavelmente relacionadas com a intrusão do maciço ígneo de Sines, indica tratar-se de uma estrutura importante durante o Mesozóico, tendo sido reactivada nos sucessivos episódios compressivos cenozóicos. A deformação observada na Ribeira do Azinhal apresenta características compatíveis com o ambiente tectónico distensivo mesozóico e posterior reactivação em regime de desligamento, provavelmente durante o Cenozóico. Para além das estruturas já identificadas em estudos de geologia marinha realizados na margem Oeste Ibérica, outras falhas importantes geradas durante a abertura da bacia poderão também existir no sector emerso a W da falha de Deixa-o-Resto, cobertas por sedimentos mais recentes, como por exemplo a zona de falha da lagoa de Santo André, identificada com base na análise de furos de captação de água e ainda deficientemente caracterizada.

Nos estudos mais recentes já referidos sobre a falha da Messejana, esta é interpretada como uma falha essencialmente neoformada durante a compressão alpina, nomeadamente nos primeiros episódios uma vez que controla a sedimentação paleogénica, embora reactivando uma descontinuidade crustal anterior expressa pela presença do filão basáltico de idade jurássica que a acompanha ao longo de partes do seu traçado. É provável que as sucessivas reactivações desta zona de fractura durante o Cenozóico tenham proporcionado a geração de novas ramificações. A falha de Vale de Fecho, por exemplo apenas tem registo sedimentar associado (preservado) a partir do Miocénico e indica deformação no Miocénico superior, provavelmente correspondendo a ramificação da falha da Messejana neoformada relativamente à estrutura principal.

4.2 - Os processos tectónicos e a evolução paleogeográfica cenozóica

Como foi mostrado ao longo deste capítulo, existem diversas falhas na área estudada com indícios de actividade ao longo do Cenozóico, controlando a evolução da paleogeografia e os processos sedimentares. A caracterização das estruturas tectónicas e da estratigrafia regional permite constranger episódios de deformação e estabelecer comparações com a deformação à escala da Ibéria.

A orientação de várias falhas, mais ou menos coincidente com os principais limites da serra de Grândola, sugere que esta corresponde a um relevo controlado por diversas estruturas. A sua forma actual, com um aumento de vigor gradual, subparalelo à escarpa virada a N, terminando abruptamente a NW após atingir a zona de maior altitude, aponta para um controlo efectuado por duas zonas de deformação, paralelas aos bordos setentrional e ocidental. A SE, a serra vai diminuindo de altitude sem a presença de nenhuma escarpa e passa-se progressivamente para o domínio da bacia de Alvalade, sugerindo a inexistência de uma estrutura importante que a condicione neste sector. A vertente N está associada à falha de Grândola, como já foi aqui discutido e referido noutros estudos realizados anteriormente. O controlo tectónico da vertente virada a W não parece associar-se a uma única zona de deformação mas sim a deformação distribuída por várias estruturas, o que poderá justificar alguma irregularidade deste bordo. Os campos de tensão resultantes da orogenia alpina, com compressão máxima horizontal a variar de N-S para WNW entre o Paleogénico e o Quaternário, terão resultado num deslocamento para o quadrante NW do bloco de soco paleozóico actualmente correspondente à serra, em regime transpressivo, onde a falha de Grândola terá actuado com componente horizontal de desligamento direito. A terminação brusca da serra sugere a existência de estruturas a ocidente interceptando esta falha, promovendo o soerguimento deste bloco. A conjugação de dois sistemas de falhas junto à extremidade NW do relevo pode assim explicar o seu maior vigor nesta área e a sua terminação. Considera-se que a estrutura que actua em conjunto com a falha de Grândola neste local será responsável pelo lineamento geofísico com direcção próxima de N-S representado na Folha 42-A Grândola (Dias *et al.*, 2011) (figuras 4.1 e 4.7) e que poderá pertencer ao mesmo sistema de fracturas da falha de Deixa-o-Resto, apresentando a mesma orientação. A continuação para S do lineamento referido coincide com uma falha a afectar rochas paleozóicas, produzindo nestas um rejeito esquerdo de aproximadamente 70 m, cinemática que é compatível com o comportamento direito da falha de Grândola, conjugada.

Admite-se a existência de uma componente de deformação flexural da crosta acompanhando o deslocamento do bloco da serra de Grândola ao longo das falhas, contribuindo para um empolamento da superfície topográfica, com máximo encurtamento junto à intersecção das zonas de falha. Trata-se de um dobramento com geometria de antiformal assimétrico, de grande raio de curvatura, cuja charneira coincidirá com a linha de cumeada da serra, de direcção geral N-S (NNW-SSE a NNE-SSW). Esta direcção é oblíqua à estrutura geral NW-SE do soco paleozóico, indicando que a morfologia não é por ela condicionada. A falha de Grândola corresponderá assim a uma *tear fault*, delimitando a N a deformação vertical associada ao empolamento flexural, e acomodando o deslocamento para NW do bloco a S através de movimentação horizontal direita. Na figura 4.45 apresenta-se um perfil E-W representando a actual superfície topográfica na serra, e as superfícies de topo do Paleozóico e do Jurássico desde o domínio da serra à planície litoral, evidenciando o aspecto flexural do bloco levantado. O flanco longo deste antiformal corresponde à superfície de pendor suave que inclina para ESE e que passa gradualmente ao domínio da bacia de Alvalade. Considerando o modelo admitido para a génese da serra de Grândola, os sectores da bacia de Alvalade e da planície litoral adjacentes poderão ter uma componente de subsidência flexural com características de bacia de *retroforeland* e *proforeland*, respectivamente.

Tal mecanismo de deformação parece também ser consistente com o empolamento existente na superfície do Sado, anteriormente identificado por Cabral (1995), situado aproximadamente no prolongamento da linha de cumeada da serra mas um pouco desviado para NE, que poderá ter-se gerado segundo o mesmo processo, neste caso associado à falha de Barradas.

A vertente ocidental da serra, com orientação geral N-S, fará assim parte do flanco curto deste dobramento crustal, não constituindo, na sua essência, uma escarpa de falha, embora existam localmente escarpas menores associadas às estruturas aí existentes, como por exemplo as falhas de Deixa-o-Resto, Santa Cruz e Ademas. O dobramento pode ainda ser em parte responsável pelo basculamento generalizado das bancadas mesozóicas neste bordo, cuja inclinação tende a diminuir para W até à área de Deixa-o-Resto, onde estas se encontram subhorizontais. As várias falhas deste bordo, com direcções entre NNE-SSW e NW-SE, poderão ter tido uma acção importante na geração desta flexura. Como resultado da movimentação para NW do bloco deformado, estas estruturas terão actuado como desligamentos esquerdos com componente em inclinação inversa nas situações em que as superfícies de falha inclinam para E. A inclinação acentuada que parece caracterizar estas

falhas terá limitado a componente de movimentação vertical, contribuindo para a génese de um dobramento no bloco oriental (a tecto).



Figura 4.45 – Perfil da superfície de topo actual das rochas pré-Cenozóico evidenciando curvatura em antiforma que pode estar relacionada com dobramento de raio de curvatura grande.

Entre o bordo N da serra e a ribeira da Cascalheira, a vertente daquele relevo tem direcção NNE-SSW e é subparalela ao lineamento geofísico e às falhas aí representadas na cartografia geológica. Para S da ribeira dá-se uma mudança de orientação da vertente e, até à área de Santiago do Cacém, esta dispõe-se segundo uma direcção NNW-SSE, por sua vez subparalela a falhas aí existentes e à própria estruturação dos sedimentos mesozóicos. Esta variação na orientação, coincidente com estruturas reconhecidas, é indicadora de algum controlo exercido pelas zonas de deformação frágil na morfologia.

A figura 4.46 mostra um modelo esquemático simplificado proposto para a geração do relevo da serra de Grândola, considerando uma fase inicial onde um bloco constituído por rochas paleozóicas e mesozóicas não se encontra deformado, terminando na fase correspondente à configuração actual da região, após a deformação e sedimentação cenozóica.

O estudo das falhas que delimitam as vertentes setentrional e ocidental da serra, assim como dos sedimentos cenozóicos aí existentes, permitiu confirmar pelo menos três eventos tectónicos principais que promoveram o soerguimento deste relevo relativamente às áreas adjacentes. O primeiro, paleogénico, é penecontemporâneo da deposição da formação de Vale do Guizo, criando espaço de acomodação para a sedimentação desta unidade. A formação de Esbarrondadoiro deverá ter sido precedida de reactivação nas estruturas que condicionam este relevo, promovendo nova sedimentação aluvial e condicionando o local da transgressão marinha messiniana. O levantamento plio-pleistocénico está representado pelas deformações associadas a falhas afectando os sedimentos das formações de Galé e Vale Figueira no bordo ocidental da serra.

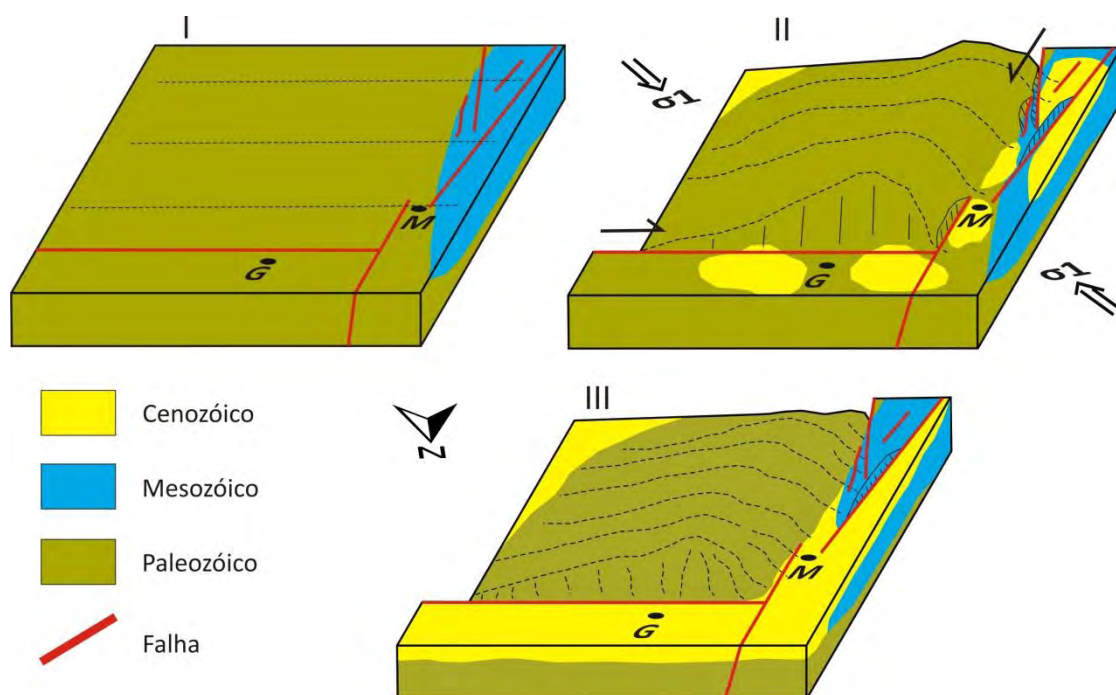


Figura 4.46 – Bloco diagrama esquematizando de forma simplificada a génese da serra de Grândola, por movimento em falhas e dobramento crustal. I, posterior à distensão mesozóica e anterior à compressão alpina; II, durante a compressão alpina, no Cenozóico; III, configuração actual, após deposição cenozóica e erosão. G, Grândola; M, Melides.

Para sul da serra de Grândola, igualmente em posição de bordo da planície litoral, ocorre a serra do Cercal. Apesar de alguns trabalhos anteriores (Pereira, 1990; Ribeiro *et al.*, 1993) considerarem uma génese recente (durante o Plistocénico) para este relevo, associado a uma falha que delimitaria o seu bordo ocidental, a falha do Cercal, os estudos efectuados indicam uma maior antiguidade e não detectaram a existência desta estrutura.

Na cartografia geológica publicada (e.g., Oliveira, 1984) está representado um cavalcamento tardi-hercínico no bordo SW do Complexo Vulcano-silicioso do Cercal (não correspondente à referida falha do Cercal) que o coloca em contacto tectónico com as formações também paleozóicas de Brejeira e Mira. Esta estrutura deverá ser responsável por um soerguimento antigo da área actualmente coincidente com a serra do Cercal, o que a par de processos de erosão diferencial relacionados com a maior resistência das rochas deste complexo, lhe confere o destaque que apresenta na morfologia actual. Não é claro se esta estrutura sofreu reactivação no Cenozóico. O registo geológico mostra que a sedimentação messiniana na bacia de Alvalade já estaria condicionada por este relevo e a sedimentação marinha pliocénica na planície litoral adaptou-se às suas irregularidades. A inexistência de registo sedimentar paleogénico no sector SW da bacia de Alvalade, na área localizada entre a serra do Cercal e o rio Sado, poderá, no entanto, constituir uma evidência indirecta de

movimentações anteriores ao Messiniano. Tal ausência pode dever-se a uma não individualização ou fraca individualização da bacia neste sector durante o Paleogénico, implicando soerguimento da serra do Cercal no período entre a deposição das formações de Vale do Guizo e de Esbarrondadoiro, ou este relevo já estaria formado e teria sedimentação associada na bacia de Alvalade, mas movimentações pré-messinianas (associadas a rejuvenescimento da serra do Cercal?) terão promovido levantamento neste sector e erosão dos sedimentos paleogénicos.

Os estudos realizados na bacia de Alvalade (Pimentel e Azevêdo, 1994; Pimentel, 1997) demonstraram que a sua individualização se iniciou durante o Eocénico, como consequência de levantamento de blocos a SE, S e N das falhas da Messejana, Grândola e Torrão, respectivamente, criando áreas deprimidas onde se depositou a formação de Vale do Guizo. Não existem indícios de novos episódios tectónicos importantes ao longo do Paleogénico (Pimentel, 1997). A geração de parte das falhas prováveis inferidas por métodos geofísicos na zona de transição entre as bacias do Baixo Tejo e Alvalade, às quais se associam várias elevações e depressões do soco paleozóico, será posterior à formação de Vale do Guizo e anterior à formação de Alcácer do Sal (pela ausência de deslocamentos verticais a afectar a base da segunda) tendo ocorrido entre o Burdigaliano e o Serravaliano superior. Não é claro se o local de entrada do mar messiniano para a bacia de Alvalade (formação de Esbarrondadoiro) terá sido em parte promovido por mecanismos tectónicos contemporâneos (ainda que pouco expressivos), ou se se deve apenas a processos eustáticos. Um episódio de deformação mais recente, durante o Plistocénico, é testemunhado pelas deformações que afectam as formações de Alvalade e Vale Figueira, associadas a actividade da falha de Barradas.

A individualização da área da planície litoral estará associada à geração dos relevos litorais que a delimitam a E, tendo-se iniciado, pelo menos parcialmente, durante o Paleogénico, como atestam os sedimentos da formação de Vale do Guizo existentes na área de Melides e detectados em vários furos de captação de água para N desta localidade. A sua ausência em toda a planície litoral que se estende para S estará relacionada com erosão da unidade, que poderá dever-se a erosão marinha contemporânea da deposição da formação de Alcácer do Sal ou ter sido promovida por movimentos de levantamento anteriores ao Serravaliano superior. As evidências inequívocas mais antigas de deformação tectónica são posteriores à formação de Alcácer do Sal e anteriores à formação de Galé. Estão expressas pelos deslocamentos verticais que afectam as duas unidades de forma diferenciada, associados

a movimentos na falha de Deixa-o-Resto e no sistema de falhas da Lagoa de Santo André. Mais a S, a actividade em falhas gerou depressões tectónicas, nomeadamente os fossos de Arrifóias e Vale de Fecho, que foram colmatados por sedimentos miocénicos. Por correlação com a evolução tectónica no fosso de Aljezur (Pimentel e Amaro, 2000), esta deformação terá ocorrido no Tortoniano. Deformações plio-pleistocénicas relacionadas com falhas deslocaram a plataforma de abrasão sobre a qual se depositaram os sedimentos marinhos da formação da Galé, compartimentando-a. Alguma desta deformação poderá ter ocorrido posteriormente ao Gelasiano, uma vez que afecta a formação de Vale Figueira e Panóias, nomeadamente as falhas do *horst* de São Teotónio, Vale de Fecho e Santa Cruz. Cabral *et al.* (2017) sugeriram que o vale do rio Mira, alinhado com a falha de São Marcos-Quarteira, corresponde à expressão morfológica do prolongamento desta estrutura para NW, implicando um controlo tectónico no encaixe do rio.

A par destas modificações principalmente relacionadas com falhas, a posição altimétrica dos sedimentos marinhos pliocénicos ao longo da planície litoral e nas vertentes ocidentais dos relevos litorais, e sua comparação com as curvas eustáticas publicadas, é indicadora de movimentos de levantamento crustal ao longo do Pliocénico e Plistocénico.

4.3 - As etapas da deformação no contexto da evolução tectónica da Ibéria

A conjugação das deformações que afectam as unidades sedimentares nos vários sectores paleogeográficos permite a identificação de distintos episódios tectónicos ocorridos ao longo do Cenozóico na área estudada, nomeadamente: 1) no Paleogénico, tendo-se gerado relevos e deposição da formação de Vale do Guizo nas áreas adjacentes; 2) no Miocénico inferior a médio, com a geração de estruturas em *horst* e *graben*, na área de transição entre as bacias do Baixo Tejo e Alvalade; 3) no Miocénico superior, com movimentação em algumas falhas do sector N da planície litoral e abertura de fossos na área a S de Odemira; 4) ao longo do Pliocénico e Plistocénico, com movimentos em diversas falhas e o levantamento que afecta a plataforma de abrasão regional.

Estes episódios são compatíveis com várias fases tectónicas da orogenia alpina definidas para a Ibéria em inúmeros estudos, coincidentes com a criação de bacias de sedimentação e importantes eventos de inversão tectónica que afectam as bacias mesozóicas portuguesas, podendo ser correlacionados com estas. Algumas destas relações foram já, para a área aqui considerada, estabelecidas por Pimentel (1997) no seu estudo sobre a bacia de Alvalade.

Da análise de diversos estudos sobre a evolução do campo de tensões na Ibéria ao longo do Cenozóico decorrente da dinâmica de convergência entre as placas Núbia e Eurásia (Dewey *et al* 1989; Ribeiro *et al.*, 1996; Vegas 2006; De Vicente *et al.*, 2008; De Vicente e Vegas, 2009; Duarte *et al.*, 2011) verifica-se que estas deformações estão associadas a uma compressão máxima horizontal orientada aproximadamente N-S ao longo da maior parte do Cenozóico, passando a NW-SE no Miocénico superior e Pliocénico, e rodando para WNW-ESE ao longo do Plistocénico, persistindo esta orientação até à actualidade.

Na passagem do Eocénico inferior para o Eocénico médio ocorreu na Península Ibérica a primeira grande mudança paleogeográfica cenozóica, tendo-se então formado parte importante das bacias cenozóicas (De Vicente *et al.*, 2011). Este evento estará relacionado com os processos de colisão na cadeia orogénica Cantabro-Pirenaica e transmissão das tensões para o interior da placa ibérica (De Vicente e Vegas, 2009), quando a colisão entre as placas Núbia e Eurásia se situava na margem norte da placa ibérica e esta se movia em conjunto com a placa Núbia (Srivastava *et al.*, 1990). No território português ter-se-ão começado a individualizar importantes bacias como por exemplo as de Alvalade, Baixo Tejo e Mondego (e.g., Cunha, 1990; Barbosa, 1995; Pimentel, 1997, Pais *et al*, 2012). No sector litoral do Alentejo, a planície litoral diferenciou-se devido ao início do levantamento dos relevos litorais. No sector imerso, na margem do Alentejo, este episódio encontra-se registado na margem proximal por intensa erosão devido a levantamento tectónico e por um dobramento incipiente na margem distal (Pereira *et al.*, 2010; Pereira *et al.*, 2011).

A partir do Oligocénico médio a convergência entre as duas placas já é completamente acomodada na margem meridional da Ibéria, à qual se associa o soerguimento da cordilheira Bética, passando a placa ibérica a mover-se em conjunto com a placa Eurasiática (e.g., Srivastava *et al.*, 1990; Vergés e Fernández, 2011). O segundo episódio poderá ser contemporâneo do primeiro grande evento de inversão tectónica registado na serra da Arrábida através de importante rotura tectonosedimentar, atribuído ao Burdigaliano (Antunes *et al.*, 1995; Kullberg *et al.*, 2006), indirectamente implícito por deformações ocorridas entre a deposição das formações de Vale do Guizo e de Alcácer do Sal. Encontra-se também representado na margem do Alentejo por encurtamento e rotura tectonosedimentar (Alves *et al.*, 2003).

No decurso da convergência entre as placas Núbia e Eurásia, durante o Tortoniano médio ocorreram significativas mudanças paleogeográficas na maior parte das bacias da Ibéria (De Vicente *et al.*, 2011). Essas mudanças estão também presentes no registo

sedimentar neogénico no território português e têm sido interpretadas como o auge da compressão bética em Portugal (Cunha, 1992; Cunha *et al.*, 2000; Cunha *et al.*, 2009; Pais *et al.*, 2010; Pais *et al.*, 2012). A principal estrutura tectónica gerada é a Cordilheira Central, que consiste numa estrutura em *pop-up* em que o soco varisco cavalga sedimentos miocénicos tanto a NW como a SE (Cabral, 1983, 1995; Dias e Cabral, 1988; Ribeiro *et al.*, 1990). Lopes *et al.* (2006) identificaram evidências deste episódio na margem do Algarve. No Tortoniano superior ocorreu o segundo principal episódio de inversão tectónica na serra da Arrábida, a que se associa rejuvenescimento deste relevo. Assim, as deformações que afectam a formação de Alcácer do Sal e precedem a formação de Galé, assim como a geração dos fossos tectónicos no sector S da plataforma de abrasão regional, são compatíveis com os eventos ocorridos no Tortoniano médio e/ou superior.

Após uma fase particularmente intensa de actividade tectónica dá-se uma atenuação durante o Pliocénico (Cabral, 1995; 2012). No final do Pliocénico as deformações tectónicas voltam a intensificar-se, promovendo reactivação de muitas das falhas activas nos episódios anteriores e movimentos verticais positivos da crosta, afectando sedimentos plio-pleistocénicos (e.g., Cabral, 1995, 2012; Dias, 2001; Dias e Cabral, 2002, Figueiredo, 2015). Estas deformações estão associadas à convergência entre as placas Núbia e Eurásia a uma velocidade de 4-5 mm/ano que vigora desde há cerca de 3 Ma (DeMets *et al.*, 2010) e se mantém na actualidade (e.g., Nocquet e Calais, 2004; Stich *et al.*, 2006; Serpelloni *et al.*, 2007). No Alentejo litoral, porém, o levantamento tectónico parece iniciar-se ainda no Zancleano. Estes movimentos continuaram ao longo do Plistocénico com diminuição da sua amplitude de S para N, parecendo anular-se na região de Sines-Porto Covo, onde eventualmente já poderá existir alguma subsidência. No Plistocénico ocorreram também movimentações associadas a falhas na planície litoral, reactivando várias estruturas com actividade ao longo do Cenozóico e rejuvenescendo os relevos. A actual convergência no limite de placas a S da Ibéria é acomodada e responsável por sismicidade que, em muitos casos, é directamente atribuível a falhas reconhecidas (Custódio *et al.*, 2015; Veludo *et al.*, 2017), sendo principalmente acomodada nas áreas do Golfo de Cádiz e SW ibérico ao longo de vários cavalgamentos de direcção NNE-SSW a NE-SW e ENE-WSW, e desligamentos direitos orientados WNW-ESE (Cunha *et al.*, 2012)

4.4 - As deformações neotectónicas e seu enquadramento no contexto geodinâmico actual

Como foi referido ao longo deste estudo, as deformações neotectónicas no sector estudado manifestam-se por movimentações verticais da crosta e actividade em falhas, existindo baixa correlação entre a sismicidade instrumental e as estruturas frágeis. As movimentações verticais estão expressas por levantamento generalizado dos sedimentos marinhos pliocénicos e por levantamento verificado em terraços marinhos plistocénicos, para S da área de Sines-Porto Covo.

A distância à fronteira de placas não parece ser factor determinante na actividade das falhas estudadas nem na amplitude das deformações associadas. A maior parte das estruturas, com excepção das falhas de Ademas, Santa Cruz e Monte da Estrada, apresentam indícios de deformação anterior ao Pliocénico sugerindo que a herança estrutural teve um papel determinante nas movimentações mais recentes, retomando a estruturação paleozóica, mesozóica ou neoformada durante o Cenozóico durante os impulsos mais fortes da orogenia alpina.

No sector a N de Sines não parece existir um levantamento tectónico generalizado igualmente distribuído dos sedimentos pliocénicos, mas sim uma heterogeneidade na distribuição das deformações verticais. Uma parte importante dos deslocamentos verticais que deformam estes sedimentos está associada a movimentações em falhas. O maior levantamento ocorre associado às estruturas responsáveis pela génese da serra de Grândola, como a falha de Grândola e o conjunto de falhas de direcção NNW-SSE a NNE-SSW existentes na vertente ocidental deste relevo.

Por outro lado, no sector a S de Sines, a posição altimétrica geral dos sedimentos marinhos não se reconhece directamente associada a falhas, resultando aparentemente de movimentos verticais de extensão regional. Os marcadores geológicos marinhos pliocénicos e plistocénicos (estes já embutidos na plataforma de erosão regional) apresentam-se mais elevados no SW português (Feio, 1951; Pereira, 1990; Cabral, 1995; Dias, 2001; Figueiredo 2015) relativamente ao sector aqui considerado. Esta maior intensidade do levantamento crustal poderá estar relacionada com uma maior proximidade à fronteira de placas Núbia-Eurásia. Contudo, o mecanismo responsável por este levantamento generalizado não está ainda bem percebido. Figueiredo (2015), com base em dados batimétricos, propôs a existência de uma falha de direcção NNE-SSW a NE-SW, com cerca de 70 km de comprimento, localizada na plataforma continental próximo da linha de costa, correspondendo

provavelmente um cavalgamento cego (figura 4.47). Esta estrutura, apesar de justificar as diferenças observadas entre o sector litoral aqui estudado e aquele localizado mais a S, não explica por si só o levantamento generalizado observado no sector S da área aqui estudada, que afecta os sedimentos pliocénicos.

Cabral (1995, p. 217) sugeriu que “as taxas de levantamento estimadas no litoral português, anormalmente elevadas para uma margem continental passiva (...) reflectem uma acumulação anómala de tensões associadas a algum processo geodinâmico particular em curso ao longo da margem continental”, colocando a hipótese da existência de uma zona de subducção em fase inicial de formação ao longo da margem oeste ibérica, segundo um modelo geodinâmico inicialmente proposto por Ribeiro e Cabral (1986, 1987). Mais recentemente, com recurso a um mapa tectónico actualizado a partir dos vários dados batimétricos e geofísicos que têm vindo a ser adquiridos ao longo das margens W e S, Duarte *et al.* (2013) consolidaram este modelo, propondo que a nucleação desta zona de subducção se deverá a uma propagação das tensões compressivas associadas ao arco de Gibraltar e/ou transferência das tensões relacionadas com a convergência África-Eurásia.

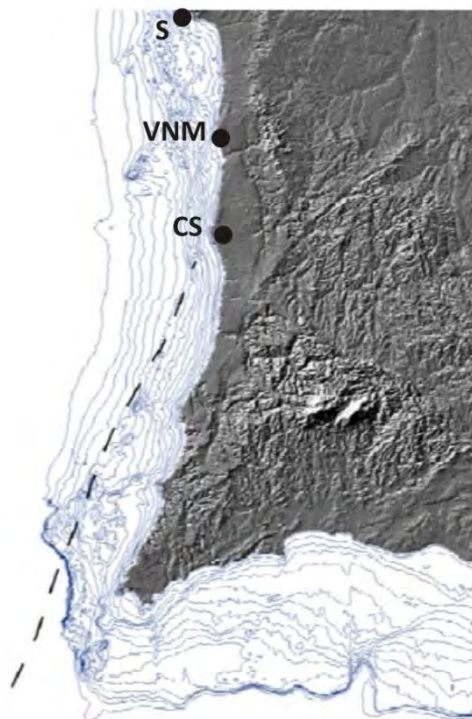


Figura 4.47 – Localização da falha (a tracejado) proposta por Figueiredo (2015) para explicar o levantamento tectónico no SW de Portugal (adaptado de Figueiredo, 2015). CS, Cabo Sardão; S, Sines; VNM, Vila Nova de Milfontes.

Este modelo tectónico poderá ser responsável por um dobramento litosférico de grande raio de curvatura (empolamento associado a uma zona de subducção em desenvolvimento) responsável pela deformação vertical “em grande bloco” verificada na área litoral. Porém, a atenuação dos deslocamentos verticais para N também poderá ser explicada pelas tensões compressivas geradas na zona de fronteira de placas localizada a S, promovendo dobramento litosférico de grande raio de curvatura. Estes modelos, de nucleação de uma zona de subducção e de deformação associada à convergência oblíqua Núbia-Ibéria, considerando ou não a presença da falha proposta por Figueiredo (2015), não se excluem e poderão ter actuado em conjunto. Apesar de todas as incertezas é consensual a existência de algum encurtamento cenozóico ao longo do sector proximal da margem oeste ibérica, existindo vários trabalhos que referem a existência deste regime durante o Pliocénico e o Plistocénico (e.g., Alves *et al.*, 2003; Pereira, 2013).

Assim, a transferência de tensões resultantes dos mecanismos tectónicos nas regiões S e SW da Ibéria é responsável por movimentos em falhas e deslocamentos verticais da crosta. A inexistência de deformação espacialmente homogénea pode ser justificada por deslocamentos localizados em blocos delimitados por falhas e mecanismos de empolamento flexural. A distância às principais zonas de geração dos esforços compressivos poderá ter um papel na amplitude destes processos. Para a confirmação dos modelos de deformação referidos são necessários métodos de trabalho que ultrapassam os objectivos deste estudo, nomeadamente a elaboração de modelos numéricos debruçando-se sobre o comportamento dúctil e frágil da litosfera.

Embora tenha sido efectuada uma tentativa de caracterizar quantitativamente a deformação vertical observada, existem ainda muitas incertezas relativamente aos dados apresentados. Quer para os sedimentos mais antigos, pliocénicos, quer para os plistocénicos, é necessário um conhecimento rigoroso das suas idades para efectivamente se perceber a distribuição geográfica da deformação, ou seja, de que forma essa deformação varia no espaço para um dado marcador geológico cronologicamente bem constrangido. Para tal será necessária uma datação sistemática dos sedimentos, recorrendo quando possível a mais do que um método de datação no mesmo local, de forma a validar as idades obtidas. Nos resultados aqui apresentados essa é uma das grandes lacunas associadas, assumindo-se idades obtidas por métodos de datação deficientemente validados, e com base numa amostragem pequena.

Capítulo V - Síntese

1 - Síntese

Com o objectivo de compreender a evolução tectono-estratigráfica cenozóica do sector litoral alentejano localizado entre as áreas de Melides e Odemira, no presente estudo começou-se por fazer uma caracterização da estratigrafia. Tal conhecimento é fundamental para a compreensão da evolução dos processos tectónicos regionais. Esta análise beneficiou de reconhecimentos de campo exaustivos, dos quais resultou um mapa geológico de detalhe (Anexo 2) abrangendo a maior parte da área estudada, que permitiram uma compreensão das relações espaciais e temporais entre as diferentes unidades estratigráficas presentes. A necessidade da construção de um modelo coerente no contexto da sedimentação cenozóica regional levou a que se realizassem também reconhecimentos nas bacias sedimentares contíguas, nomeadamente a bacia de Alvalade e a área S do sector distal da bacia do Baixo Tejo, sobre as quais se fizeram algumas considerações. Também essenciais na elaboração desse modelo foram os estudos anteriormente efectuados por outros autores, não só na área considerada, mas também noutras áreas de sedimentação cenozóica em Portugal.

As unidades litostratigráficas aqui estudadas compreendem um registo relativamente completo do Cenozóico, mostrando uma sedimentação em estreita relação com factores alocíclicos, nomeadamente os processos tectónicos, eustáticos e climáticos.

Para a análise da evolução tectónica da área de estudo foram realizados reconhecimentos de superfície que, conjugados com dados de sondagens e furos de captação de água, permitiram identificar deformações diferenciadas a afectarem as várias unidades sedimentares existentes e assim constranger episódios de deformação distintos. A análise da tectónica cenozóica debruçou-se principalmente na deformação associada a falhas embora se tenham feito considerações que implicam a ocorrência provável de mecanismos de flexura crustal. A caracterização cinemática das várias estruturas frágeis, já reconhecidas em estudos anteriores ou aqui propostas, foi feita tendo em conta a sua geometria, estruturas secundárias associadas, expressão geomorfológica e a sua relação com os campos de tensões ao longo do Cenozóico.

Foi também feita uma caracterização da actividade neotectónica da região. O período neotectónico foi redefinido com base em novos dados geocronológicos, admitindo-se um intervalo de ≈ 5 Ma. As deformações recentes estão expressas por movimentos verticais da crosta, essencialmente positivos, e movimentações em falhas. Os primeiros foram detectados devido à ocorrência de sedimentos marinhos/litorais (depositados aproximadamente à cota 0 m) Pliocénicos e Plistocénicos cuja posição altimétrica é indicativa de deslocamentos pós-

deposicionais. A partir da idade inferida para esses sedimentos e das curvas eustáticas publicadas quantificaram-se esses deslocamentos e calcularam-se as correspondentes taxas de deformação. Fez-se ainda uma caracterização do potencial sismogénico das falhas com indícios de actividade neotectónica. Nos casos em que foi possível quantificar a deformação afectando os marcadores geológicos utilizados, foram estimadas as taxas de actividade e os intervalos de recorrência dos sismos máximos inferidos para as falhas activas correspondentes.

Apresenta-se uma síntese da evolução tectono-estratigráfica no sector litoral Melides-Odemira a partir dos dados aqui apresentados e da bibliografia referida:

- Na passagem do Eocénico inferior ao Eocénico médio, como consequência dos esforços compressivos no N da Ibéria relacionados com a fase pirenaica da orogenia alpina, dá-se a reactivação das falhas de Grândola, Torrão e Messejana, gerando-se uma área deprimida correspondente à bacia de Alvalade. Poderão também ter ocorrido movimentações em falhas na área da planície litoral promovendo a sua individualização dos terrenos do interior devido a soerguimento dos relevos litorais actualmente coincidentes com as serras de Grândola e Cercal. A partir das escarpas então formadas desenvolveram-se sistemas de leques aluviais correspondentes à formação de Vale do Guizo, sedimentação que poderá ter-se prolongado até à base do Burdigaliano.
- Durante o Burdigaliano, associado à transferência das tensões decorrentes da colisão entre as placas Núbia e Eurásia no S da Ibéria, geraram-se blocos elevados e deprimidos controlados por falhas afectando o soco Paleozóico, na zona de transição entre as bacias de Alvalade e Baixo Tejo, deformando os sedimentos da formação de Vale do Guizo.
- Após lacuna no registo sedimentar que se estendeu do Burdigaliano ao Langhiano, a partir do Serravaliano superior ocorreu uma transgressão marinha que penetrou para o interior da bacia do Baixo Tejo até à região de Alcácer do Sal. Na área da planície litoral, esta transgressão terá sido limitada a E pelos terrenos mesozóicos e paleozóicos que constituem actualmente o bordo ocidental da serra de Grândola. A sedimentação associada terá perdurado até ao Tortonian inferior e está representada pela formação de Alcácer do Sal. No sector a sul de Sines poderá ter-se iniciado uma

importante fase de erosão do substrato, de génese marinha, originando a plataforma de abrasão regional que viria a ser reocupada e retocada durante os níveis eustáticos altos subsequentes.

- No decurso da convergência entre as placas Núbia e Eurásia, durante o Tortoniano médio a superior ocorreram movimentações em falhas no sector da planície litoral localizado a N de Sines que se encontram expressas por deslocamentos verticais a afectarem a formação de Alcácer do Sal, com maior amplitude que os deslocamentos que afectam unidades sedimentares mais recentes. Esta deformação apresenta maior expressão associada à falha de Deixa-o-Resto e à zona de falha da Lagoa de Santo André. Este evento foi também responsável pela geração de bacias tectónicas na região de Odemira-São Teotónio, como as bacias de Arrifóias e de Vale de Fecho, e a sedimentação associada.
- Durante o Messiniano uma nova subida eustática do nível do mar foi responsável por um segundo episódio de ingressão marinha, formando-se um golfo na área a N da falha de Grândola que penetrou na bacia de Alvalade, depositando-se os sedimentos da formação de Esbarrondadoiro. Na planície litoral, os relevos litorais terão actuado como arribas costeiras e a erosão marinha terá continuado o entalhe da plataforma de abrasão regional. Um episódio regressivo há ≈ 6 Ma terá promovido o fim da sedimentação marinha na bacia de Alvalade, dando lugar a uma deposição em ambiente continental que se poderá ter prolongado até ao final do Messiniano. A sedimentação Messiniana está representada pela formação de Esbarrondadoiro na bacia de Alvalade e pela formação de Melides na área de transição entre aquela e a bacia do Baixo-Tejo, e também na planície litoral.
- Aos importantes eventos eustáticos positivos do início do Zancleano está associado o entalhe do bordo interno da plataforma de abrasão regional, junto aos relevos litorais, e a sedimentação marinha/litoral siliciclástica aí preservada, correspondente ao início da deposição da formação de Galé. Esta sedimentação terá continuado até ao final do Placenciano retocando a referida plataforma de abrasão, estando a sua cessação associada a um arrefecimento climático generalizado. Entretanto, ainda durante o Zancleano inferior a médio, um episódio regressivo proporcionou sedimentação continental na planície litoral, a que se associa forte incisão na plataforma de abrasão regional na região de Odemira, representada pela formação de Algoceira e pelo membro continental da formação de Galé na área a NW de Melides. Na bacia de Alvalade, concomitantemente com os eventos transgressivos iniciais iniciou-se uma

nova etapa de enchimento, gerando-se leques aluviais que caracterizam o início da deposição da formação de Alvalade. Esta sedimentação evoluiu ao longo do Pliocénico para um regime fluvial organizado que se juntaria na área localizada a N da serra de Grândola ao sistema fluvial pliocénico do sector distal da bacia do Baixo Tejo.

- A par da sedimentação pliocénica, principalmente marinha na área da planície litoral, ocorreram deformações tectónicas relacionadas com a convergência de placas no S da Ibéria. Parte destas deformações estão representadas por movimentos verticais da crosta que promoveram levantamento do continente fazendo com que os sedimentos marinhos se situem actualmente em posições altimétricas mais elevadas que a amplitude dos picos eustáticos transgressivos que caracterizam o Pliocénico. Esta deformação não terá ocorrido, contudo, a taxa constante, verificando-se uma diminuição desde o início a meados do Zancleano, e um novo aumento a partir daí. Ocorreram também movimentações ao longo de falhas, deformando a plataforma de abrasão regional e retomando o soerguimento da serra de Grândola.
- Como consequência do arrefecimento climático global que caracteriza a passagem para o Gelasiano, geraram-se sistemas de leques aluviais enraizados nos principais relevos que, em alguns casos, evoluíram distalmente para drenagens fluviais. Esta sedimentação está representada na planície litoral pela formação de Vale Figueira e na bacia de Alvalade pela formação de Panóias. Deformações tectónicas posteriores ou penecontemporâneas da deposição destas unidades sedimentares estão representadas pelas deformações associadas a actividade em falhas que as afectam.
- Na passagem do Gelasiano ao Calabriano deu-se o início do encaixe da rede de drenagem precursora da actual, no seguimento do qual se desenvolveram terraços fluviais associados ao rio Mira e às principais ribeiras. Na planície litoral geraram-se terraços marinhos embutidos na plataforma de abrasão regional, a partir do Plistocénico Médio, sobre os quais se desenvolveram sistemas dunares que estão representados pelos eolianitos carbonatados do “Campo Dunar do Malhão”.
- Movimentos verticais promoveram levantamentos pouco expressivos testemunhados pela posição altimétrica dos terraços marinhos existentes no sector litoral para S de Sines.

Sintetizam-se ainda algumas conclusões relativas aos processos tectónicos cenozóicos e, em particular, neotectónicos:

- As deformações tectónicas decorrentes da orogenia alpina foram em grande parte acomodadas através da reactivação de zonas de deformação frágil pré-existent, geradas no Paleozóico e Mesozóico, embora se admita a ocorrência de neoformação de falhas.
- As movimentações em falhas apontam para um regime essencialmente transpressivo ao longo do Cenozóico. Durante o Paleogénico e grande parte do Miocénico, com compressão aproximadamente N-S, falhas de direcção WNW-ESE e NW-SE terão actuado com movimentação horizontal direita e componente vertical inversa. Falhas de direcção NE-SW, NNE-SSW e N-S actuaram como desligamentos esquerdos, com componente vertical inversa em algumas situações. Em algumas estruturas, subparalelas à compressão máxima, poderá ter ocorrido distensão localizada relacionada com fenómenos de tracção secundária, como descrito na bibliografia para a falha da Messejana. A partir do Miocénico superior, com rotação do campo de tensões para NW-SE a WNW-ESE, a maioria das estruturas actuou como desligamentos esquerdo, com componente vertical inversa em algumas situações. Falhas WNW-ESE comportaram-se como desligamentos direitos, também com provável componente inversa.
- Admite-se a existência de uma componente de deformação flexural da crosta na génese da serra de Grândola, em antifórma, condicionada pelas falhas que a delimitam nos seus bordos setentrional e ocidental. Para E e W a deformação manifesta-se por subsidência relativa nas áreas adjacentes onde ocorre sedimentação, correspondentes à bacia de Alvalade e à planície litoral.
- As taxas de deformação inferidas respeitantes ao período neotectónico são mais baixas comparativamente aos valores admitidos em estudos anteriores, devido a novos dados geocronológicos que indicam idades mais antigas para os marcadores geológicos utilizados.
- Existe uma tendência geral de diminuição das taxas de movimentos verticais positivos da crosta de S para N, ao longo do litoral SW português. No sector estudado foram estimadas taxas de levantamento de $\approx 0,005-0,030$ mm/ano para o Pliocénico, e de

0,056 mm/ano (valor máximo estimado) para o Plistocénico Médio, na zona de Vila Nova de Milfontes. Para N, na zona de Porto Covo-Sines, o levantamento Plistocénico tende a anular-se. Existem ainda incertezas relativamente a estes valores que poderão ser colmatadas conhecendo-se com maior precisão a idade dos sedimentos, a posição altimétrica dos terraços marinhos e a sua relação com o nível do mar contemporâneo, e a amplitude dos correspondentes picos eustáticos.

- Para as falhas com actividade neotectónica estimaram-se sismos máximos de magnitude significativa, sempre acima de 5,5, salientando a importância do conhecimento destas estruturas para estudos de risco sísmico na região. Para as falhas em que foi possível estimar taxas de deformação, estas apresentam valores baixos, compreendidas aproximadamente entre 0,01 e 0,04 mm/ano, e os intervalos de recorrência inferidos para os sismos máximos são muito longos, geralmente superiores à dezena de milhares de anos. Estes dados comportam ainda várias incertezas devido a imprecisão na estimativa dos rejeitos nas falhas, nomeadamente o desconhecimento da componente de deslocamento horizontal que possa ter ocorrido, e a algumas dúvidas sobre a extensão das estruturas.

Referências bibliográficas

Referências bibliográficas

Referências bibliográficas

- Aki, K., 1966. Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. Bull. Earthquake Res. Inst. (Tokyo Univ.), 44, 23-88.
- Alvarado, M.M., 1983. Evolucion de la Placa Ibérica. In Geologia de España-Libro Jubilar J.M. Rios. Inst. Geol. Min. Esp., Tomo 1, 21-55.
- Alves, T.M., Gawthorpe, R.L., Hunt, D.W., Monteiro, J.H., 2000. Tertiary evolution of the São Vicente and Setúbal submarine canyons, Southwest Portugal: insights from seismic stratigraphy. Ciências da Terra, 14, 243-256.
- Alves, T.M., Gawthorpe, R.L., Hunt, D.W., Monteiro, J.H., 2003. Cenozoic tectono-sedimentary evolution of the western Iberian margin. Marine Geol., 195, 75-108.
- Antunes M.T., 1983. Notícia explicativa da Folha 39-C Alcácer do Sal, Carta geológica de Portugal na escala 1:50 000. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 21 p.
- Antunes, M.T., 1986. Anoplotherium (Mammalia, Artiodactyla) et Geochelone (Reptilia, Testudines) à Côja: les vertébrés fossiles et l'Éocène supérieur au Portugal. Ciências da Terra 8, 99-110.
- Antunes, M.T., Ginsburg, L., Torquato, J.R., Ubaldo, M., 1973. Age des couches à mammifères de la basse vallée du Tage (Portugal) et de la Loire moyenne (France). C. R. Acad. Sc. Paris, 277: 2313-2316
- Antunes, M.T., Mein, P., 1983. Petits mammifères de la fin du Miocène moyen dans les dépôts marins de Cerrado da Pedra, Alcácer do Sal. Consequences stratigraphiques. Comun. ServoGeol.Portugal, Lisboa, 69 (2): 373-379.
- Antunes, M.T., Pais J., 1983. Folha 39-B Alcácer do Sal, Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Antunes, M.T., Mein, P., Pais, J., 1986. Depósitos messinianos do Sul de Portugal, mamíferos (incluindo Rodentia e Lagomorpha) e idades K-AR, Ciências da Terra, Univ. Nova de Lisboa, 8, 55-64.
- Antunes, M.T., Pais J., Gonçalves, F., Oliveira, J.T., 1991. Folha 39-D Torrão, Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Antunes, M.T., Pais J., 1993. The neogene of Portugal. Ciências da Terra, 12, 7-22.
- Antunes, M.T., Elderfield, H., Legoinha, P., Pais, J., 1995. Datações isotópicas com Sr do Miocénico do flanco Sul da Serra da Arrábida. Com. Inst. Geol. e Mineiro, 81, 73-78.
- Antunes, M.T., Mein, P., 1995. Nouvelles données sur les petits mammifères du Miocène terminal du Bassin de Alvalade, Portugal. Com. Inst. Geol. Mineiro, 81, 85-96.
- Antunes, M.T., Balbino, A.C., Cappetta, H., 1999. Sélaciens du Miocène terminal du Bassin d'Alvalade (Portugal). Essai de synthèse. Ciências da Terra, 13, 115-129.
- Antunes, M.T., Pais, J., Legoinha, P., Elderfield, H., Sousa, L., Stevens, M., 2000. The Neogene of Algarve. Ciências da Terra, UNL, 14, 235-246.
- Antunes, M.T., Balbino, A.C., 2004. The Carcharhiniformes (Chondrichthyes Neoselachii) from the Alvalade Basin (Portugal). Rev. Esp. Paleontologia, 19 (1), 73-92.
- Antunes, M.T., Balbino, A.C., 2006. Latest Miocene Myliobatids (Batoidei, Selachii) from the Alvalade Basin, Portugal. Cainozoic Res., 4 (1-2), 41-49.

Referências bibliográficas

- Azerêdo, A.C., Carvalho, A.M.G., 1986. Novos elementos sobre o “Paleogénico” carbonatado dos arredores de Lisboa. *Comum. Serv. Geol. Port.*, 72 (1/2), 111-118.
- 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*, Instituto Geológico e Mineiro, 43 p.
- Azevêdo, T.M., Cardoso, J.L., Penalva, C., Zbyzsewsky, G., 1979. Contribuição para o conhecimento das indústrias líticas mais antigas do território português: as jazidas com “Pebble Culture” da formação de Belverde-Península de Setúbal. *Setúbal Arqueológica* 5:31-42.
- Azevêdo, T.M., 1982. O sinclinal de Albufeira. Evolução pós-Miocénica e reconstituição paleogeográfica. Dissertação de Doutoramento, Universidade de Lisboa, Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências. Lisboa, 302 p.
- Azevêdo, T.M., 2006. Interpretação de cinco fácies sedimentares do pré-Tejo no Pliocénico Médio da Península de Setúbal (Sul de Lisboa). VII Congresso Nacional de Geologia, Estremoz - Livro de Resumos, vol. II: 575-578.
- Balbino, A.C., 1995. Seláceos (Pisces) do Miocénico terminal da Bacia de Alvalade (Portugal). Sistemática, ecologia, paleoambientes, comparação com faunas actuais. Ph.D., Univ. Évora, 200 p.
- Berger, W. H.; Jansen, E. Mid-Pleistocene climate shift: the Nansen connection. *In: Johannessen, et al. (Ed.), The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment. AGU Geophysical Monograph*, vol. 85, 1994. p. 295-311.
- Biot, P., Feio, M., 1948. Notes sur la morphologie du Portugal meridional. *Geog. Offerts Homm. D. Fauche R., Toulouse*, 103-127.
- Boillot, G., Auxietre, J.L., Dunand, J.P., Dupeuble, P.A., Mauffret, A., 1979. The northwestern Iberian Margin: a Cretaceous passive margin deformed during Eocene. *In: Talwani, M., Hay, W., and Ryan, W.B.F. (Eds.), Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margin and Paleoenvironment. Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser.*, 3, 138-153.
- Bourcart, J., Zbyszewski, G., 1940. La faune de Cacela en Algarve (Portugal). *Comum. Serv. Geol. Port.* 21, 3-60.
- Brum da Silveira, A., 1990. Neotectónica e Sismotectónica da Região Vidigueira – Moura. Dissertação de Mestrado, Univ. Lisboa, 204 p.
- Brum da Silveira, A., 2002. Neotectónica e Sismotectónica de um Sector do Alentejo Oriental. Tese de Doutoramento, Univ. Lisboa, 339 p.
- Brum da Silveira, A., Cabral, J., Perea, H., Ribeiro, A., 2009. Evidence for coupled reverse and normal active faulting in W Iberia The Vidigueira – Moura and Alqueva faults (SE Portugal). *Tectonophysics*, 474, 184-199.
- Cabral, J., 1983. Factores sismotectónicos para selecção de sítios para centrais nucleares. *Geonovas*, 1, 5, 37-45.
- Cabral, J., 1995. Neotectónica em Portugal Continental. *Mem. Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, 31, 265 p.
- Cabral, J., 2012. Neotectonics of mainland Portugal: state of the art and future perspectives. *Journal of Iberian Geology*, 38 (1), 71-84.

- Cabral, J., Brito Mendes, V., Figueiredo, P., Brum da Silveira, A., Pagarete, J., Ribeiro, A., Dias, Ressurreição, R., 2017. Active tectonics in Southern Portugal (SW Iberia) inferred from GPS data. Implications on the regional geodynamics. *Journal of Geodynamics*, 112, 1-11.
- Cachão, M.A., 1989. Contribuição para o estudo do pliocénico marinho português (sector Pombal-Marinha Grande) – Micropaleontologia, biostratigrafia. Provas Apt. Ped. Cap. Cient., Fac. Ciên. Univ, Lisboa, 204 p.
- Cachão, M.A., 1990. Posicionamento biostratigráfico da jazida pliocénica de Carnide. *GAIA*, 2, 11-16.
- Cachão, M.A., 1995. Utilização de nanofósseis calcários em biostratigrafia, paleoceanografia e paleoecologia. Aplicações ao Neogénico do Algarve (Portugal) e do Mediterrâneo Ocidental (ODP 653) e à problemática de *Coccolithus pelagicus*. Ph.D., Univ. Lisboa, 356 p.
- Cachão, M., Silva, C.M., 2000. The three main marine depositional cycles of the Neogene of Portugal. *Ciências da Terra, UNL*, 14, 303-312.
- Calvo, J.P., Daams, R., Morales, J., Lopez-Martínez, N., Agusti, J., Anadon, P., Armenteros, I., Cabrera, L., Civis, J., Corrochano, A., Diaz-Molina, M., Elizaga, E., Hoyos, M., Martin-Suarez, E., Martínez, J., Moissenet, E., Muñoz, A., Pérez-Garcia, A., Pérez-Gonzalez, A., Portero, J., Robles, F., Santisteban, C., Torres, T., Van der Meulen, A.J., Vera, J., Mein, P., 1993. Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Rev Soc Geol Espana* 6 (3-4), 29-40.
- Capote, R., Villamor, P., 1999. La falla de Alentejo-Plasencia, un desgarre cortical de la colisión Alpina. *In: Libro Homenaje a J. Ramirez del Pozo. Asoc. Geol. Geofis. Petrol. España: 151-158.*
- Carvalho, A.M.G., 1986. A Falha de Grândola e o Cenozóico do bordo Sul da Bacia do Tejo-Sado. *Estudos em Homenagem a Mariano Feio, Univ. Nova Lisboa*, 143-149.
- Carvalho, A.M.G., Ribeiro, A., Cabral, J., 1983-85. Evolução paleogeográfica da bacia cenozóica do Tejo-Sado. *Bol. Soc. Geol. Portugal. V. XXIV*, 209-212.
- Carvalho, J., Sousa, P. Matos, J.X., Pinto, C., 2011. Ore prospecting in the Iberian Pyrite Belt using seismic and potential-field data. *Journal of Geophysics and Engineering*, 8, 1-12.
- Carvalhosa, A.B., 1983/1985. Sobre os gnaisses leptiniticos da faixa de Escoural – Alvito (Alentejo). *Comun. Serv. Geol. Portugal, Lisboa*, 24 p.
- Cebriá, J. M., López-Ruiz, J., Doblas, M., Martins, L. T., Munhá, J. M., 2003. Geochemistry of the Early Jurassic Messejana-Plasencia dyke (Portugal-Spain); Implications on the Origin of the Central Atlantic Magmatic Province. *Journal of Petrology*, 44, 3, 547-568.
- Choffat, P., 1950. Géologie du Cénozoïque du Portugal. *Comun. Serv. Port.* 30, 183 p.
- Cloething, S., Burov, E., Beekman, F., Andeweg, B., Adriessen, P.A.M., García-Castellanos, D., De Vicente, G., Vegas, R., 2002. Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics*, 21, 1041-1067.
- Coppier, G., 1982. Tectonique et sédimentation tertiaires sur la marge sud-portugaise. Thèse 3ème cycle, Univ. Paris VI, 140 p.
- Coppier, G., Mougenot, D., 1982. Stratigraphie sismique et évolution géologique des formations néogènes et quaternaires de la plateforme continentale portugaise au sud de Lisbonne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 24(3): 421-431.

Referências bibliográficas

- Cunha, Pedro P., 1992. Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra. Dissertação doutoramento, Univ. Coimbra, 262 p.
- Cunha, Pedro P., Barbosa, B.P., Pena dos Reis, R., 1993. Synthesis of the Piacenzian onshore record, between the Aveiro and Setúbal parallels (Western Portuguese margin). *Ciências da Terra* (Univ. Nova de Lisboa) 12, 35-43.
- Cunha, Pedro P., Pimentel, N., Pereira, D.I., 2000. A assinatura tectono-sedimentar do auge da compressão bética em Portugal: a descontinuidade sedimentar Valesiano terminal-Turoliano, *Ciências da Terra* (UNL), 14, 61-72.
- Cunha, Pedro P., Pais, J., Legoinha, P., 2009. Evolução geológica de Portugal continental durante o Cenozóico-sedimentação aluvial e marinha numa margem continental passiva (Ibéria ocidental). *Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico MIA09*, 11-20.
- Cunha, T.A., Matias, L.M., Terrinha, P., Negredo, A.M., Rosas, F., Fernandes, R.M.S., Pinheiro, L.M., 2012. Neotectonics of the SW Iberia margin, Gulf of Cadiz and Alboran Sea: a reassessment including recent structural, seismic and geodetic data. *Geophys. J. Int.* 188, 850-872.
- Custódio, S., Dias, N.A., Carrilho, F., Góngora, E., Rio, I., Marreiros, C., Morais, I., Alves, P., Matias, L., 2015. Earthquakes in western Iberia: improving the understanding of lithospheric deformation in a slowly deforming region. *Geophys. J. Int.* 203, 127-145.
- Cutler, K.B., Edwards, R.L., Taylor, F.W., Cheng, H., Adkins, J., Gallup, C.D., Cutler, P.M., Burr, G.S., Bloom, A.L., 2003. Rapid sealevel fall and deepocean temperature change since the last interglacial period. *Earth and Planetary Science Letters* 206, 253-271.
- Daveau, S., Birot, P., Ribeiro, O., 1985-86. Les Bassins de Lousã et d'Arganil. *Recherches Géomorphologiques et Sédimentologiques Sur le Massif Ancien et Sa Couverture à l'Est de Coimbra. Memórias*, 8, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, 2 vols., 453 p.
- Delfim de Carvalho, 1992. Carta Geológica de Portugal na escala 1:500 000 (dir.). Coord. De J.T. Oliveira e E. Pereira (Paleozóico), M.M. Ramalho (Mesozóico); M.T. Antunes (Cenozóico); J.H. Monteiro (Plataforma continental). *Serv. Geol. De Portugal*.
- De Vicente, G., Muñoz Martín, A., Vegas, R., Cloetingh, S., Casas, A., González Casado, J.M., Álvarez, J., 2005. Neutral points and constrictive deformation in paleostresses analysis: The Cenozoic contraction of Iberia. *Geophys. Res. Abstr.*, 7, 04272.
- De Vicente, G., Cloetingh, S., Muñoz-Martín, A., Olaiz, A., Stich, D., Vegas, R., Galindo-Zaldivar, J., Fernández-Lozano, J., 2008. Inversion of moment tensor focal mechanisms for active stresses around Microcontinent Iberia: tectonic implications. *Tectonics*, 27, 1-22.
- De Vicente, G., Vegas, R., 2009. Large-scale distributed deformation controlled topography along the western Africa–Eurasia limit: tectonic constrains. *Tectonophysics* 474, 124-143.
- De Vicente G., Cloetingh S., Van Wees, J.D., Cunha, Pedro P., 2011. Tectonic classification of Cenozoic Iberian foreland basins. *Tectonophysics*, 502 (1-2), 38-61
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., 2010. Geologically current plate motions. *Geophys. J. Int.* 181, 1-80.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W., Knott, S.D., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. *In*: Coward, M.P., Dietrich, D., Park, R.G. (Eds.), *Alpine tectonics: Geological Society Special Publication*, 45, 265-283.

- Dias, R.P., 2001. Neotectónica da Região do Algarve. Dissertação de Doutoramento, Fac. Ciências, Univ. Lisboa, 369 p.
- Dias, R.P., Cabral, J., 1989. Neogene and Quaternary Reactivation of the Ponsul Fault in Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 75, 3-28.
- Dias, R.P., Cabral, J., 1997a. Neotectonic Crustal Vertical Movements in Algarve (Southern Portugal). 3ª Conferência Annual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica, Resumos, GGET/SPC, Estremoz.
- Dias, R.P., Cabral, J., 1997b. Plio-Quaternary crustal movements in Southern Portugal-Algarve. *Cuaternario Ibérico* (actas da IV Reunião do Quaternário Ibérico), Ed. J. Rodriguez Vital, Huelva, 23-26 de Setembro, AEQUA, 61-68.
- Dias, R.P., Cabral, J., 2002a. Actividade neotectónica na região do Algarve (S de Portugal). *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, 89: 193-208.
- Dias, R.P., Cabral, J., 2002b. Interpretation of recent structures in an area of cryptokarst evolution - neotectonic versus subsidence genesis. *Geodinamica Acta*, 15(4): 233-248.
- Dias, R.P. (coord.), Oliveira J.T., Leal, J., Romão J., Inverno, C., Manuppella, G., Machado, S., Rodrigues A., Bartolomeu A., Pais, J., Ressurreição, R., 2011. Folha 42-A Grândola, Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000. LNEG, Lisboa.
- Dias, R.P., Oliveira, J.T., Matos, J. X., Ressurreição, R., Pereira, Z., Machado, S., Pais, J., Manuppella, G., 2016. Notícia Explicativa da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000 – Folha 42-A (Grândola), Laboratório Nacional de Energia e Geologia, 106 p.
- Dollfus, G., Cotter, I.C.B., Gomes, I.P., 1904. Mollusques tertiaires du Portugal. Planches de Cephalopodes, Gasteropodes et Pelecypodes laisses par F.A. Pereira da Costa accompagnées d'une explication sommaire et d'une esquisse geologique. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa: 1-48, 22 p.
- Duarte, J.C., Rosas, F.M., Terrinha, P., Gutscher, M.-A., Malavieille, J., Silva, S., Matias, L., 2011. Thrust – wrench interference tectonics in the Gulf of Cadiz (Africa – Iberia plate boundary in the North-East Atlantic): Insights from analog models. *Marine Geology*, 289, 135-149.
- Duarte, J.C., Rosas, F.M., Terrinha, P., Schellart, W.P., Boutelier, D., Gutscher, M.-A., Ribeiro, A., 2013. Are subduction zones invading the Atlantic? Evidence from the southwest Iberia margin: *Geology*, 41 (8), 839-842.
- Dwyer, G.S., Chandler, M.A., 2009. Mid-Pliocene sea level and continental ice volume based on coupled benthic Mg/Ca palaeotemperatures and oxygen isotopes: *Royal Society of London Philosophical Transactions*, ser. A, 367, 157-168.
- Feio, M., 1951. A evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, XXXII, 2. 303-477.
- Fernandes, R.M.S., Miranda, J.M., Meijninger, B.M.L., Bos, M.S., Noomen, R., Bastos, L., Ambrosius, B.A.C., Riva, R.E.M., 2007. Surface velocity field of the Ibero-Maghrebian segment of the Eurasia-Nubia plate boundary, *Geophys. J. Int.*, 169, 315-324.
- Fernández-Lozano, J., D. Sokoutis, E. Willingshofer, S. Cloetingh, G. De Vicente, 2011. Cenozoic deformation of Iberia: A model for intraplate mountain building and basin development based on analogue modeling, *Tectonics*, 30, TC1001.
- Ferreira, A.P., Macedo, C., 1979. K-Ar ages of the peninsular mesozoic basaltic activity in Portugal. *Abstracts, ECOG VI*, 26-27.

Referências bibliográficas

- Figueiredo, P.M., 2015. Neotectonic and Seismotectonic Studies along the Southwest Portugal sector: Implications for the regional seismicity, Doctoral Thesis, Lisbon University, 263 p.
- Figueiredo, P.M., Cabral, J., Rockwell, T.K., 2013. Recognition of Pleistocene marine terraces in the Southwest of Portugal (Iberian Peninsula): Evidences of regional Quaternary uplift. *Annals of Geophysics* 56 (6), Special Issue Earthquake Geology, S0672.
- Freire de Andrade, C., 1937. Os vales submarinos portugueses e o diastrofismo das Berlengas e da Estremadura. *Memórias. Serviços Geológicos de Portugal*, 235 p.
- Gaida, R., 1984a. Die tertiäre und quartäre Reliefentwicklung des Baixo Alentejo (Portugal). *Duss. Geogr. Schrifte, Univ. Dusseldorf*, 23, 119 p.
- Gaida, R., 1984b. Pedimentation in South Portugal (Baixo Alentejo). *Finisterra*, XIX (37), 37-49.
- García-Mayordomo, J., Martín-Banda, R., Insua-Arévalo, J. M., Álvarez-Gómez, J. A., Martínez-Díaz, J. J., Cabral, J., 2017. Active fault databases: building a bridge between earthquake geologists and seismic hazard practitioners, the case of the QAFI v.3 database. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 17, 1447-1459.
- Gomes, A., 2009. Evidências geomorfológicas de alguns processos responsáveis pela evolução quaternária do canhão de Setúbal. *CiêNcias Da Terra*, 14, 213-222.
- Gonçalves, F., Antunes, M.T., 1992. Notícia explicativa da Folha 39-B Torrão, Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000. *Serv. Geol. Portugal*, 86 p.
- Gràcia, E., Dañobeitia, J., Vergés, J., Parsifal Team, 2003. Mapping active faults offshore Portugal (36°N-38°N): implications for the seismic hazard assessment along the southwest Iberian margin. *Geology*, 31, 83-86.
- Grevemeyer, I., Kaul, N., Kopf, A., 2009. Heat flow anomalies in the Gulf of Cadiz and off Cape San Vicente, Portugal, *Marine Petrol. Geol.*, 26, 795-804.
- Grohmann, C.H., Campanha, G.A.C., 2010. OpenStereo: open source, cross-platform software for structural geology analysis. *AGU 2010 Fall Meeting*, San Francisco, CA.
- Grou, T., Pimentel, N., 2012. The Meso-Cenozoic Alentejo basin (SW Portugal) – lithological correlation from outcrop and well data. *III Atlantic Conjugate Margins Conference*, Dublin. POSTER.
- Gutscher, M.-A., 2004. What caused the great Lisbon earthquake?, *Science*, 305, 1247-1248.
- Gutscher, M.-A., Malod, J., Rehault, J.-P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L., Spakman, W., 2002. Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology* 30, 1071-1074.
- Gutscher, M.-A., Dominguez, S., Westbrook, G.K., Leroy, P., 2009. Deep structure, recent deformation and analog modeling of the Gulf of Cadiz accretionary wedge: implications for the 1755 Lisbon earthquake, *Tectonophysics*, 475, 85-97.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, 235, 1156-1167.
- Head, M. J., Gibbard, P. L. (eds) 2005. Early–Middle Pleistocene Transitions: The Land–Ocean Evidence. *Geological Society, London, Special Publications*, 247, 1-18.
- Inverno, M.C., Manuppella, G., Zbyszewski, 1986. Folha 42-C Santiago do Cacém, Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000. Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal.

- Inverno, M.C., Manuppella, G., Zbyszewski, G., Pais, J., Ribeiro, M.L., 1993. Notícia Explicativa da Folha 42-C Santiago do Cacém, Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000. Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal.
- Jacobs, D.K., Sahagian, D.L., 1993. Climate induced fluctuations in sea level during nonglacial times. *Nature* 361:710-712.
- Kanamori, H., 1977. The energy release in great earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 82, 2981-2987.
- Kominz, M.A., 2001. Sea level variations over geologic time. *In*: J.H. Steele, S.A. Thorpe and K.K. Turekian (Editors), *Encyclopedia of Ocean Sciences*. Academic Press, San Diego, 2605-2608.
- Kullberg, J.C., 2000. Evolução Tectónica Mesozóica da Bacia Lusitaniana. Dissertação de doutoramento não publicada, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Nova, Monte da Caparica, 361 p.
- Kullberg, M.C, Kullberg, J.C., 2000. Tectónica da região de Sintra. *In* Tectónica das regiões de Sintra e Arrábida, *Mem. Geociências, Museu Nac. Hist. Nat. Univ. Lisboa*, 2, 1-34.
- Kullberg, J.C., Terrinha, P., Pais, J., Reis, R.P., Legoinha, P., 2006. Arrábida e Sintra: dois exemplos de tectónica pós-rifting da Bacia Lusitaniana. *In*: *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria* (R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. C. Kullberg, Eds.). Univ. Évora, pp. 369-396.
- Labeyrie, L.D., Duplessy, J.C., Blanc, P.L., 1987. Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125,000 years. *Nature* 327, 477-482.
- Lawrence, K.T., Herbert, T.D., Brown, C.M., Raymo, M.E., Haywood, A.M., 2009. High-amplitude variations in North Atlantic sea surface temperature during the early Pliocene warm period. *Paleoceanography*, 24 (2), PA2218.
- Lea, D.W., Martin, P.A., Pak, D.K., Spero, H.J., 2002. Reconstructing a 350 ky history of sealevel using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core. *Quaternary Science Reviews* 21, 283-293.
- Lopes, F.C., Cunha, Pedro P., Le Gall, B., 2006. Cenozoic seismic stratigraphy and tectonic evolution of the Algarve margin (offshore Portugal, southwestern Iberian Peninsula). *Marine Geology*, 231, 1-36
- LNEG, 2010. Carta Geológica de Portugal na escala 1:1 000 000.
- Madeira, J., Cabral, J., Ribeiro, A., 1988. Hierarchy of active faulting: examples from Portugal Mainland and Azores. *Semin. Earthquake Predict., Lisbon, UN Sci. Tech. Semin* 16, R19, 5 p.
- Manuppella, G., Moreira, J.C.B., 1989. Calcários e dolomitos da área de Melides – Santiago do Cacém. *Estudos Notas e Trabalhos, D.G.G.M.*, 31, 79-94.
- Matos, J.X., Barriga, F.J.A.S., Oliveira, V.M.J., Relvas, J.M.R.S., Conceição, P., 2000. The structure and hydrothermal alteration of the Lagoa Salgada orebody (Iberian Pyrite Belt – Sado Tertiary Basin). *Volcanic Environments and Massive Sulfide Deposits – SEG/CODES International Conf. Abstract Vol.*, Tasmania, Australia, 119-121.
- Martins, A., 1990. O contacto da parte meridional da bacia sedimentar do Sado com o substrato paleozóico. *Finisterra XXV*, 299-330.

Referências bibliográficas

- Martins, A., 2001. O Nível de Mora Lamarosa e os primeiros terraços (T1) no troço E-W do Tejo. Enquadramento geomorfológico e estratigráfico. *Estudos do Quaternário*, APEQ, 4, 15-27.
- Martín-Velázquez, S., De Vicente, G., 2012. The role of lithospheric heterogeneities in the location of the Cenozoic intraplate deformation of Iberia from finite element modeling, *Tectonics*, 31, TC1009.
- Maslin, M.A., Seidov D., Lowe, J., 2001. Synthesis of the nature and causes of sudden climate transitions during the Quaternary. *In*: D. Seidov, B. Haupt, M. Maslin (eds), *The oceans and rapid climate change: past, present and future*. AGU Geophysical Monograph Series, Washington DC, 126, 9-52.
- Masson, D.G., Cartwright, J.A., Pinheiro, L.M., Whitmarsh, R.B., Beslier, M.-O., Roeser, H., 1994. Compressional deformation at the oceancontinent transition in the NE Atlantic. *J. Geol. Soc. London*, 151, 607-613.
- McCalpin, J.P., 2009. Application of Paleoseismic Data to Seismic Hazard Assessment and Neotectonic Research. *In*: *Paleoseismology*. 2nd edition, International Geophysics Series, Elsevier Publishing, 95, 647 p.
- McKenzie, D.P., 1972. Active Tectonics of the Mediterranean Region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 30, 2, 109-185.
- Mendes, L., Griffiths, J., 1973. Nota sobre a datação de um dos episódios do complexo basáltico de Lisboa. *Garcia de Orta, S. Geol.*, 1/2, 37-41.
- Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N., Pekar, S.F., 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science* 310:1,293-1,298.
- Miller, K.G., Mountain, G.S., Wright, J.D., and Browning, J.V., 2011. A 180-million-year record of sea level and ice volume variations from continental margin and deep-sea isotopic records: *Oceanography*, v. 24, p. 40-53.
- Miller, K.G., Sugarman, P.J., Browning, J.V., Sheridan, R.E., Kulhanek, D.K., Monteverde, D., Wehmiller, J.F., Lombardi, C., and Feigenson, M.D., 2012. Pleistocene sequence stratigraphy of the shallow continental shelf, offshore New Jersey: Constraints of Integrated Ocean Drilling Program Leg 313 core holes: *Geosphere*, v. 9, 1-22.
- Miranda, R., Valadares, V., Terrinha, P., Mata, J., Azevedo, M.R., Gaspar, M., Kullberg, J.C., Ribeiro, C., 2009. Age constraints on the Late Cretaceous alkaline magmatism on the West Iberian Margin. *Cretaceous Research*, 30, 575-586.
- Mougenot, D., 1989. *Geologia da Margem Portuguesa*. Inst. Hidrográfico, Lisboa, 262 p.
- Mougenot, D., Monteiro, J. H., Dupeuble, P. A. and Malod, J. A., 1979. La marge continentale sudportugaise: évolution structurale et sédimentaire. *Ciências da Terra*, 5, 223-246.
- Mudelsee, M. and Stattegger, K., 1997. Exploring the structure of the mid-Pleistocene revolution with advance methods of timeseries analysis. *Geol. Rundsch.*, 86, 499-511.
- Müller, R.D., M. Sdrolias, C. Gaina, B. Steinberger, and C. Heine, 2008. Long-term sea-level fluctuations driven by ocean basin dynamics. *Science* 319:1,357-1,362.
- Murphy, M.A., Salvador, A., 1999. *International Stratigraphic Guide – An Abridged Version*. International subcommission on stratigraphic classification of IUGS, International Commission on Stratigraphy, 22, 255-272.

- Murray-Wallace, C.V., 2002. Pleistocene coastal stratigraphy, sealevel highstands and neotectonism of the southern Australian passive continental margin – a review. *Journal of Quaternary Science* 17(5–6), 469-489.
- Murray-Wallace, C., Woodroffe, C., 2014. *Quaternary sea Level: A Global Perspective*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Naish, T.R., Wilson, G.S., 2009. Constraints on the amplitude of Mid-Pliocene (3.6–2.4 Ma) eustatic sea-level fluctuations from the New Zealand shallow-marine sediment record: *Royal Society of London Philosophical Transactions*, ser. A, v. 367, 169-187.
- Neto de Carvalho, C., 2011. Pegadas de vertebrados nos eolianitos do Plistocénico Superior do Sudoeste Alentejano, Portugal. *Comunicações Geológicas do LNEG*, Portugal, 98, 98-108.
- Nocquet, J. M., Calais, E., 2004. Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe, *Pure Appl. Geophys.*, 161, 661-681.
- Obermeier, S.F., 1996. Using liquefaction induced-features for paleoseismic analysis. *In* *Paleoseismology*, J.P. MacCalpin, ed., San Diego, California, Academic press, 331-396
- Oliveira, J.T. (coord.), 1984. Folha 7 e Notícia explicativa, Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000. *Serv. Geol. Portugal*, 77 p.
- Oliveira, J.T. (coord.), 1988. Folha 8 da Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa.
- Oliveira, J.T. (Coord.), 2006. Folha 42-B Azinheira de Barros, Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000. *LNEG*, Portugal.
- Oliveira, J.T., Relvas, J., Pereira, Z., Matos, J.X., Rosa, C., Rosa, D., Munhá, J., Fernandes, P., Jorge, R., Pinto, A., 2013a. Geologia Sul Portuguesa, com ênfase na estratigrafia, vulcanologia física, geoquímica e mineralizações da faixa piritosa. *In* Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (Eds.), *Geologia de Portugal*, Vol. I, 673-765.
- Oliveira, J.T., Fernandes, P., Pais, J., Dias, R., 2013b. Notícia explicativa da Folha 42-B Azinheira de Barros, Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000. *LNEG*, Portugal, 48 p.
- Oliveira, V.M.J., Matos, J.X., Bengala, J.A.M., Silva, M.C.N., Sousa, P.O., Torres, L.M.M., 1993. Lagoa Salgada um novo depósito na F. P. I., Bacia Terciária do Sado. *Est. Not. Trab., Inst. Geol. Min.*, 35, 55-89.
- Oliveira, V.M.J., Matos, J.X., Rosa, C., 2001. The NNW sector of the Iberian Pyrite Belt – new exploration perspectives for the next decade. *Geode Workshop – Massive sulphide deposits in the Iberian Pyrite Belt: new advances and comparison with equivalent systems*, Aracena Spain, 34-37.
- Pais, J., Cunha, Pedro P., Legoinha, P., 2010. Litostratigrafia do Cenozóico de Portugal. *In* Neiva, J.M.C., Ribeiro, A., Victor, L. M., Noronha, F., Ramalho, M. (Eds.). *Ciências Geológicas: Ensino e Investigação*. Vol. I, 365-376.
- Pais, J., Cunha, Pedro P., Pereira, D., Legoinha, P., Dias, R.P., Moura, D., Brum da Silveira, A., Kullberg, J.C., González-Delgado, J.A., 2012. The Paleogene and Neogene of Western Iberia (Portugal): A Cenozoic Record in the European Atlantic Domain. *Springer Briefs in Earth Sciences*, Springer, 158 p.
- Pereira, A.R., 1990. A plataforma litoral do Alentejo e Algarve ocidental. Estudo de Geomorfologia. Tese de Doutoramento em Geografia Física, Univ. Lisboa, 450 p.

Referências bibliográficas

- Pereira, A.R., Angelucci, D.E., 2004. Formações dunares no litoral português, do final do Plistocénico e inícios do Holocénico, como indicadores paleoclimáticos e paleogeográficos. *In: Tavares et al. (Eds.), Evolução geohistórica do litoral português e fenómenos correlativos. Geologia, História, Arqueologia e Climatologia. Universidade Aberta, Lisboa, 221-256.*
- Pereira, R., 2013. Continental rifting and post-breakup evolution of Southwest Iberia: Tectono-stratigraphic record of the first segment of the North Atlantic Ocean. School of Earth and Ocean Sciences. Cardiff, Cardiff University. PhD, 343 p.
- Pereira, R., Alves, T.M., Cartwright, J., 2010. The continent to ocean transition across the SW Iberian margin: The effect of syn-rift geometry on post-Mesozoic compression. II Central & North Atlantic Conjugate Margins Conference, Lisbon, 228-230.
- 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, 17-34.
- Pereira, R., Alves, T.M., Cartwright, J., 2011. Post-rift compression on the SW Iberian margin (eastern North Atlantic): a case for prolonged inversion in the ocean–continent transition zone. *J. Geol. Soc. Lond.*, 168, 1249-1263.
- Pereira, R., Alves, T.M. 2013. Crustal deformation and submarine canyon incision in a Mesozoic first-order transfer zone (SW Iberia, North Atlantic Ocean). *Tectonophysics*, 601, 148-162.
- Pereira, R., Alves, T.M., Mata, J., 2017. Alternating crustal architecture in West Iberia: a review of its significance in the context of NE Atlantic rifting. *J. Geol. Soc. London*, 174, 522-540.
- Pereira, Z., Matos, J., Fernandes, P., Oliveira, J.T., 2007. Devonian and Carboniferous palynostratigraphy of the South Portuguese Zone, Portugal - An overview. *Comunicações Geológicas*, 94, 53-79.
- Pereira, Z., Matos, J., Fernandes, P. Oliveira J.T., 2008. Palynostratigraphy and Systematic Palynology of the Devonian and Carboniferous Successions of the South Portuguese Zone, Portugal. *Memória N° 34 do INETI*, 1-176.
- Pimentel, N.L., 1997. O Terciário da Bacia do Sado – Sedimentologia e Análise Tectono-Sedimentar. Tese de Doutoramento, Univ. Lisboa, 381 p.
- Pimentel, N.L., Azevêdo, T.M., 1988. Evolução da Serra de Grândola no Plio-quadernário. *GAIA 1, Rev. Geociências*, M.N.H.N. Lisboa. 17-19.
- Pimentel, N.L., Azevêdo, T.M., 1994. Etapas e controlo alpino da sedimentação da bacia do Sado (SW de Portugal). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe 9, Coruña*, 229-238.
- Pimentel, N.L., Amaro, H., 2000. Contribuição para a análise tectono-sedimentar do Fosso de Aljezur (SW de Portugal). *Ciências da Terra*, 14, 233-242.
- Pinheiro, L.M., Wilson, R.C.L., Reis, R.P., Whitmarsh, R.B., Ribeiro, A., 1996. The western Iberia margin: a geophysical and geological overview. *Proc. ODP Sci. Results*, 149, 3-23.
- Pinheiro, L., Ivanov, M.K., Sautkin, A., Akhmanov, G., Magalhães, V., Volkonskaya, A., Monteiro, J.H., Somoza, L., Gardner, J., Hamouni, N., Cunha, M.R., 2003. Mud volcanism in the Gulf of Cádiz: results from the TTR-10 cruise. *Mar. Geol.* 195, 131-151.

- Pirazzoli, P.A., Radtke, U., Hantoro, W.S., Jouannic, C., Hoang, C.T., Causse, C., Borel Best, M., 1991. Quaternary raised coral-reef terraces on Sumba Island, Indonesia. *Science*, 252, 1834-1836.
- Ramos, R., 2014. Contribuição dos métodos geofísicos para o modelo evolutivo da região de Santo André desde o último máximo glaciário. Tese de Doutoramento, Faculdade de Ciências da Univ. de Lisboa, 208 p.
- Raymo, M.E., 1994. The initiation of Northern Hemisphere glaciation. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 22, 353-383.
- Raymo, M.E., Hearty, P., De Conto, R., O'Leary, M., Dowsett, H. J., Robinson, M. M., Mitrovica, J.X., 2009. PLIOMAX: Pliocene maximum sea level project. *PAGES News*, 17(2), 58-59.
- Raymo, M.E., Mitrovica, J.X., 2012. Collapse of polar ice sheets during the stage 11 interglacial. *Nature*, 483, 453-456.
- Ressurreição, R., Dias, R., Cabral, J., Pais, J., 2013. Estratigrafia do Cenozóico no sector litoral Melides-Santa Cruz e a problemática da deformação: Neotectónica vs. Carso. *In: Geodinâmica e Tectónica global; a Importância da Cartografia Geológica*, Livro de actas da 9ª Conferência Anual do GGET-SGP, 13-14 de Dezembro de 2013, 67-70.
- Ressurreição, R., Dias, R., Cabral, J., Pais, J., 2014. Estratigrafia do Cenozóico no Alentejo litoral (sector Melides-Vila Nova de Milfontes). *Comunicações Geológicas*, 101, Especial I, 547-550.
- Ribeiro, A., Antunes, M.T., Ferreira, M.P., Rocha, R., 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*, 3-114.
- Ribeiro, A., Silva, J., 1983. Structure of the South Portuguese Zone. *In: Lemos de Sousa, M. J., Oliveira, J.T. (Eds.), The Carboniferous of Portugal*, *Serviços Geológicos de Portugal*, 29, 83-89.
- Ribeiro, A., Cabral, J., 1986. The neotectonic regime of the West-Iberia continental margin: a transition from passive to active?. *Resumos, II Congresso Nacional de Geologia*, Lisboa, Maleo, v. 2, 13, 38 p.
- Ribeiro, A., Cabral, J., 1987: The neotectonic regime of the West-Iberia continental margin: a transition from passive to active? Abstracts, 4th Meeting of the EUG, Strasbourg, Terra Cognita, 7 (2-3), 120 p.
- Ribeiro, A., Kullberg, M.C., Kullberg, J.C., Manuppella, G., Phipps, S., 1990. A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachement in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184, 357-366.
- Ribeiro, A., Madeira, J., Brum, A., Fonseca, P., Teves Costa, P., Matias, L., 1993. Relatório preliminar sobre risco sísmico na região de Sines. Instituto de Ciência Aplicada e Tecnologia - ICAT, Lisboa, 77 p.
- Ribeiro, A., Cabral, J., Baptista, R., Matias, L., 1996. Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia. *Tectonics*, 15 (2), 641-659.
- Ribeiro, C., 1866. Descrição do terreno quaternário das bacias dos rios Tejo e Sado. *Mem. Com. Geol. Portugal*, 6, 164 p.
- Rodrigues, A., Ressurreição, R., Ramos, R., Ferreira, R., 2015. Sismoestratigrafia da plataforma continental portuguesa no setor Melides-Sines (Alentejo): implicações

- tectónicas. Resúmenes sobre el VIII Simposio MIA15, Málaga, 21 al 23 de Septiembre de 2015.
- Rosas, F.M., Duarte, J.C., Terrinha, P., Valadares, V. and Matias, L., 2009. Morphotectonic characterization of major bathymetric lineaments in Gulf of Cadiz (Africa-Iberia plate boundary): Insights from analogue modelling experiments. *Marine Geology*, 261(1-4): 33-47.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002a. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics* 359, 117-129.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002b. Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. 2002b *In*: Rosenbaum, G., Lister, G.S. (Eds.), *Reconstruction of the Evolution of the Alpine-Himalayan Orogen: Journal of Virtual Explorer*, 8, 107-126.
- Rosina, P., Voinchet, P., Bahain, J., Cristovão, J., Falguères, C., 2014. Dating the onset of Lower Tagus River terrace formation using electron spin resonance. *J.Quat. Sci.* 29 (2),153-162.
- Sartori, R., Torelli, L., Zitellini, N., Peis, D., Lodolo, E., 1994. Eastern segment of the Azores-Gibraltar line (central-eastern Atlantic): an oceanic plate boundary with diffuse compressional deformation. *Geology*, 22, 555-558.
- Schermerhorn, L.J.G., Priem, H.N.A., Bcelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H., Verdurmen, E.A.T.H., Verschure, R.H., 1978. Age and origin of the Messejana dolerite fault-dike system (Portugal and Spain) in the light of the opening of the North Atlantic Ocean. *Journal of Geology*, 86 (3): 299-310.
- Schermerhorn, L.J.G., Stanton, W.I., Strauss, G., Abreu, F., Matze, K., Zbyszewski, G., Ferreira, O.V., Freire de Andrade, R., 1984. Folha 42-D Aljustrel, Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Schott, J.J., Montigny, R., Thizat, R., 1981. Paleomagnetism and potassium-argon age of the Messejana Dike (Portugal and Spain): angular limitation to the rotation of the Iberian Peninsula since the Middle Jurassic. *Earth and Planetary Science Letters*, 53: 457-470.
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P. and Gasperini, P., 2007. Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geoph. J. Int.*, 169 (3), 1180-1200.
- Shackleton, N., 2000. The 100,000 year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide and orbital eccentricity, *Science* 289, 1897-1902.
- Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, Ch., Meischner, D., Schmelzer, I., Smeed, D.A., 2003. Sealevel fluctuations during the last glacial cycle. *Nature* 423, 853-858.
- Siddall, M., Chappell, J., Potter, E.-K., 2007. Eustatic sea level during past interglacials. *In*: Sirocko, F., Claussen, M., Sanchez Goñi, M.F., Litt, T. (Eds.), *The Climate of Past Interglacials*. Elsevier, Amsterdam, 75-92.
- Silva, C.M., Landau, B., Domènech, R., Martinell, J., 2010. Pliocene Atlantic molluscan assemblages from the Mondego Basin (Portugal): age and palaeoceanographic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 285, 248-254.
- Silva, J., Oliveira, J., Ribeiro, A., 1990. South Portuguese Zone. Structural outline. *In*: Dallmeyer, R. D., Martinez Garcia, E., (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, 348-362

- Srivastava, S.P., Schouten, H., Roest, W.R., Klitgord, K.D., Kovacs, L.C., Verhoef, J., Macnab, R., 1990. Iberia plate kinematics: a jumping plate boundary between Eurasia and Africa. *Nature* 344, 756-759.
- Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F.L., Morales, J., 2006. Kinematics of the Iberia–Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics* 426, 295-317.
- Stirling, M., Rhoades, D., and Berryman, K., 2002. Comparison of earthquake scaling relations derived from data of the instrumental and preinstrumental era, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 812-830.
- Sykes, L. R. 1978. Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. *Rev. Geophys. Space Phys.* 16. 621-687.
- Tamisiea, M.E., J.X. Mitrovica, 2011. The moving boundaries of sea level change: Understanding the origins of geographic variability. *Oceanography* 24(2),24-39.
- Tapponier, P., 1977. Évolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bulletin de la Societe Geologique de France* S7-XIX (3): 437-460.
- Teixeira, C., 1952. Flora fóssil do Miocénico de Esbarrondadoiro, Odivelas. *Comun. Serv. Geol. Port.*, 33, 93-97.
- Teixeira, C., 1962. La structure annulaire subvolcanique des massifs éruptives de Sintra, Sines et Monchique. In *Estudos Científicos, Homenagem ao Prof. Doutor J. Carrington da Costa*. Junta de Investigações do Ultramar, Lisboa, 461-493.
- Terrinha, P.A.G., 1998. Structural Geology and Tectonic Evolution of the Algarve Basin, South Portugal. PhD Thesis, Imperial College, London, 430 p.
- Torres, T., Llamas, J.F., Canoira, L., Coello, J., García-Alonso, P., Ortiz, J.E., 2000. Aminostratigraphy of two marine sequences from the Mediterranean coast of Spain. Cabo de Huertas (Alicante) and Garrucha (Almería). In: Goodfriend, G.A., Collins, M.J., Fogel, M.L., Macko, S.A., Wemiller, J.F. (Eds.), *Perspectives in Amino Acid and Protein Geochemistry*. Oxford University Press, New York, 263-278.
- Torres, T., Ortiz, J.E., Arribas, I., Delgado, A., Julià, R., Martín-Rubí, J.A., 2010. Geochemistry of *Persistrombus latus* Gmelin from the Pleistocene Iberian realm. *Lethaia*, 43, 143-163.
- Torres, T., Ortiz, J.E., Arribas, I., 2013. Variations in racemization/epimerization ratios and amino acid content of *Glycymeris* shells in raised marine deposits in the Mediterranean realm. *Quaternary Geochronology*, 16, 35-49.
- Tucholke, B.E. e Sibuet, J.-C., 2007. Leg 210 synthesis: Tectonic, magmatic, and sedimentary evolution of the Newfoundland-Iberia rift. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. B. E. Tucholke, J.-C. Sibuet e A. Klaus. College Station, TX, Ocean Drilling Program. College Station, TX, 210, 1-56.
- Vegas, R., 2006. Modelo tectónico de formación de los relieves montañosos y las cuencas de sedimentación terciarias del interior de la Península Ibérica. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Sec. Geol* 101 (1-4), 31-40.

Referências bibliográficas

- Veludo, I., Dias, N.A., Fonseca, P.E., Matias, L., Carrilho, F., Haberland, C., Villaseñor, A., 2017. Crustal seismic structure beneath Portugal and southern Galicia (Western Iberia) and the role of Variscan inheritance. *Tectonophysics*, 717, 645-664.
- Vergés, J., Fernández, M., 2012. Tethys-Atlantic interaction along the Iberia-Africa plate boundary: the Betic-Rif orogenic system. *Tectonophysics*, 579, 144-172.
- Villamor, P., 2002. Cinemática terciaria y cuaternaria de la falla de Alentejo-Plasencia y su influencia en la peligrosidad sísmica del interior de la península Ibérica. PhD Thesis. Universidad Complutense de Madrid. 343 p.
- Villamor, P., Capote, R., Stirling, M.W., Tsige, M., Berryman, K.R., Martínez-Díaz, J.J., Martín-González, F., 2012. Contribution of active faults in the intraplate area of Iberia to seismic hazard: The Alentejo-Plasencia Fault. *Journal of Iberian Geology* 38 (1), 85-111.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002. Sealevel and deep water temperature changes derived from benthonic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21, 295-305.
- Wells, D.L., Coppersmith, K. J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Seismological Society of America Bulletin*, v. 84 (4), 974-1002.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L.C., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292, 686 -693.
- Zbyszewski, G., 1939. Observations sur la Structure et la Morphologie du Bas Alentejo et de l'Algarve. *Bulletin des Études Portugaises et de l'Institut Français au Portugal*, Coimbra, 6 (1), 17-36.
- Zbyszewski, G., 1958. Le Quaternaire du Portugal. *Bol. Soc. Geol. de Portugal*, v. XIII, f. I-II, 227 p.
- Zitellini, N., Rovere, M., Terrinha, P., Chierici, F., Matias, L., Bigsets Team, 2004. Neogene through Quaternary Tectonic reactivation of SW Iberian Passive Margin. *Pure Appl. Geophys.* 161, 565-585.
- Zitellini, N., Gracia, E., Matias, L., Terrinha, P., Abreu, M.A., DeAlteriis, G., Henriët, J.P., Dañobeitia, J.J., Masson, D.G., Mulder, T., Ramella, R., Somoza, L., Diez, S., 2009. The quest for the Africa–Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters* 280 (1-4), 13-50.

Anexos

Anexo 1 - Lista de relatórios técnicos de sondagens e de furos de prospecção de água consultados

- Azenha Sondagens e captações de água, 2001. Relatório final do furo RA2 executado para Direcção Regional do Ambiente do Alentejo.
- Empresa de sondagens e fundações Teixeira Duarte, 1975. Prospecção geotécnica de Monte Feio. Lisboa, 34 p.
- Furágua furos artesianos, Lda. Execução de um furo de pesquisa e captação de água subterrânea em Courela Leonor – Fontainhas da Fonte, Grândola. Relatório final.
- Furágua furos artesianos, Lda. Execução de um furo de pesquisa e captação de água subterrânea em Caveira – Melides, Grândola. Relatório final.
- Furágua furos artesianos, Lda. Execução de um furo de pesquisa e captação de água subterrânea em Palhotas do Norte – Melides, Grândola, Fr - 1. Relatório final.
- Furágua furos artesianos, Lda. Execução de um furo de pesquisa e captação de água subterrânea em Fontainhas do Leal – Melides, Grândola, Fr - 1. Relatório final.
- Furágua furos artesianos, Lda. Execução de um furo de pesquisa e captação de água subterrânea em Fontainhas de Baixo – Melides, Grândola, Fr - 1. Relatório final.
- Furágua furos artesianos, Lda. Execução de um furo de pesquisa e captação de água subterrânea em Pinheiro da Chave – Melides, Grândola, Fr - 1. Relatório final.
- Furágua furos artesianos, Lda., 1978a. Execução de um furo de captação de água subterrânea em Monte Novo de Água Nova – Melides, Grândola. Relatório final.
- Furágua furos artesianos, Lda., 1978b. Execução de um furo de captação de água subterrânea em Fontainhas do Meio – Melides, Grândola. Relatório final.
- Furágua furos artesianos, Lda. Execução de um furo de pesquisa e captação de água subterrânea em Qtª da Várzea – Fontainhas – Melides, Grândola, Fr - 1. Relatório final.
- Furágua furos artesianos, Lda., 2001. Execução de um furo de pesquisa e captação de água subterrânea em Fontinha da Várzea – Melides, Grândola – Fr 2. 8 p.
- G.A.S., 1976. Aterro da G-213 sobre a baixa de Santo André. Parecer Técnico. DUF-Lab. Solos e Betões. Relatório nº5/76, 15p.
- G.A.S., 1977. Condições geológico-geotécnicas dos terrenos da baixa de Sto André - Rodovia G-213 e dique da Lagoa. Relatório DOL nº 25/77, 16 p. + Anexos
- G.A.S., 1983a. Sondagens e Ensaios para pesquisa de águas subterrâneas (empreitada CG-53/81). 3º Relatório - sondagem 3 - Jkp21. Relatório nº 6/83, 9 p.
- G.A.S., 1983b. Sondagens e Ensaios para pesquisa de águas subterrâneas (empreitada CG-53/81). 4º Relatório - sondagem 4 - Jkp22. Relatório nº 25/83, 12 p.
- G.A.S., 1984a. Sondagens e Ensaios para pesquisa de águas subterrâneas (empreitada CG-53/81 - Adicional). 5º Relatório - sondagem Jkc9. Relatório DSL/3/84, Santo André, 10 p.
- G.A.S., 1984b. Execução e Ensaio da sondagem de captação Jkc10 (empreitada DPSB-84/83). Relatório nº 16/84, 14 p.
- GKN Keller, 1987. Relatório sobre o trabalho de execução de furos de pesquisas e eventual captação para abastecimento de água, Aldeia do Pico – Grândola – furo JK 1, 8 p.

- Grou, T., Pimentel, N., 2012. The Meso-Cenozoic Alentejo basin (SW Portugal) – lithological correlation from outcrop and well data. III Atlantic Conjugate Margins Conference, Dublin. POSTER.
- INAG, 2004a. Execução de um furo de pesquisa e eventual captação de água subterrânea destinado ao abastecimento das águas de Santo André, Concelho de Santiago do Cacém - Furo ADSA1 - Várzea. Lisboa, 3 p.
- INAG, 2004b. Execução de um furo de pesquisa e eventual captação de água subterrânea destinado ao abastecimento das águas de Santo André, Concelho de Santiago do Cacém - Furo ADSA2 - Judia. Lisboa, 3 p.
- INAG, 2004c. Execução de um furo de pesquisa e eventual captação de água subterrânea destinado ao abastecimento das águas de Santo André, Concelho de Santiago do Cacém - Furo - ADSA3 - Moinho Novo. Lisboa, 3 p.
- INAG, 2006a. Execução de um furo de pesquisa e eventual captação de água subterrânea destinado ao abastecimento das águas de Santo André, Concelho de Santiago do Cacém - Furo ADSA4 - Várzea. Lisboa, 2 p.
- INAG, 2006b. Execução de um furo de pesquisa e eventual captação de água subterrânea destinado ao abastecimento das águas de Santo André, Concelho de Santiago do Cacém - Furo ADSA6 - Moinho Novo. Lisboa, 2 p.
- INAG, 2006c. Execução de um furo de pesquisa e eventual captação de água subterrânea destinado ao abastecimento das águas de Santo André, Concelho de Santiago do Cacém - Furo ADSA7 - Brescos/Carregueira. Lisboa, 4 p.
- INAG, 2007a. Execução de um furo de pesquisa e eventual captação de água subterrânea destinado ao abastecimento das águas de Santo André, Concelho de Santiago do Cacém - Furo ADSA8 - Brescos/Porto de Peixe. Lisboa, 3 p.
- INAG. 2007b. Execução de um furo de monitorização para controlo das captações de água subterrânea destinadas ao abastecimento das águas de Santo André, Concelho de Santiago do Cacém - Furo Pz1-Moinho Novo. Lisboa, 3 p.
- INAG. 2007c. Execução de um furo de monitorização para controlo das captações de água subterrânea destinadas ao abastecimento das águas de Santo André, Concelho de Santiago do Cacém - Furo Pz2-Cerrada de Baixo/Porto de Peixe. Lisboa, 3 p.
- INAG. 2008a. Execução de um furo de monitorização para controlo das captações de água subterrânea destinadas ao abastecimento das águas de Santo André, Concelho de Santiago do Cacém - Furo Pz3-Monte Velho. Lisboa, 3 p.
- INAG-CEGSA, 1998. Pontão do Azinhal/Santo André. Estudo Geológico-Geotécnico. Relatório CEGSA/10/98 efectuado para a Câmara Municipal de Santiago do Cacém, 9 p. + Anexos.
- Johann Keller. 1959a. Relatório sobre os furos de captação de água para abastecimento da Costa de Santo André, no concelho de Santiago do Cacém. Cascais, 1 p.
- Johann Keller. 1959b. Relatório sobre os furos de pesquisa e captação de água para abastecimento de Deixa-o-Resto, no concelho de Santiago do Cacém. Cascais, 2 p.
- Johann Keller. 1978. Relatório sobre o trabalho de execução de furos de pesquisas e eventual captação para abastecimento de água à refinaria de Sines. Cascais, 12 p.

- Keller Grundbau GmbH, 1993. Relatório final sobre os trabalhos de pesquisa/captação de água subterrânea destinados ao abastecimento da refinaria de Sines – furo JK 6. Cascais, 9 p.
- Keller Grundbau GmbH, 1997. Relatório final de pesquisa/captação de água subterrânea na refinaria de Sines – furo JK 7 (substituição do furo nº 2). Cascais, 9 p.
- Manuppella, G., Moreira, J.C.B., 1989. Calcários e dolomitos da área de Melides – Santiago do Cacém. Estudos Notas e Trabalhos, D.G.G.M., 31, 79-94.
- Mora, J.M., 2001. Área de prospecção de Ervidel, Soc. Mineira Rio Artezia. Relatório técnico, Arq. INET, 26 p.
- Oliveira, V., Matos, J.X., 1997. Relatórios técnicos de prospecção relativos ao sector de Lameira, Bacia Terciária do Sado. IGM DPMM.
- Personda. Comando geral da Guarda Nacional Republicana, Melides – Santo André, Furo PS – 1.
- Personda, 1989. Execução de um furo de pesquisa e eventual captação de água subterrânea em Borbolegão – Grândola. Relatório final, furo PS – 1, Montijo, 12 p.
- Personda, 1989. Execução de um furo de pesquisa e eventual captação de água subterrânea em Borbolegão – Grândola. Relatório final, furo PS – 2, Montijo, 13 p.
- Personda, 1982. Execução de um furo de pesquisa e captação de água subterrânea na costa de Santo André, Santiago do Cacém. Relatório final.
- Sociedade Mineira Rio Artezia, Lda., 1992. Área de prospecção e pesquisa de Grândola-Álcacer, relatório do 1º semestre de 1992. 50 p.
- Sociedade Mineira Rio Artezia, Lda., 1992. Área de prospecção e pesquisa de Grândola-Álcacer, relatório do 2º semestre de 1992. 112 p.
- Sociedade Mineira Rio Artezia, Lda., 1993. Área de prospecção e pesquisa de Grândola-Álcacer, relatório do 1º semestre de 1992. 119 p.
- Sondagens e Fundações A. Cavaco, Lda., 1970. Execução de um furo de pesquisa e eventual captação destinado ao abastecimento de água próximo de Melides. Relatório final, Lisboa. 3 p,
- Sondagens e Fundações A. Cavaco, Lda., 1973. Abastecimento de água de Grândola. Execução de um furo de pesquisa para captação de águas subterrâneas no Borbolegão. Relatório final, Lisboa, 5 p.
- Sondagens e Fundações A. Cavaco, Lda., 1975. Execução de um furo de pesquisa e eventual captação para o abastecimento da subestação da C.P.E. em Sines. Relatório final, Lisboa, 6 p.
- Sondagens e Fundações A. Cavaco, Lda., 1979. Execução de um ou dois furos de pesquisa e eventual captação de água subterrânea destinados ao abastecimento de água a Albergaria, Castelo Ventoso e Foros de Albergaria. Relatório final, Lisboa, 10 p.
- Sondagens e Fundações A. Cavaco, Lda., 1981. Empreitada de execução de 1 furo de captação de água subterrânea em Sines. Relatório final. Lisboa, 7 p.
- Teixeira Duarte, Lda. Furo de captação de água TD3, Ribeira da Ponte – Deixa-o-Resto. Relatório.
- Teixeira Duarte, Lda., 1971. Sr. Agostinho Nunes. Aldeia de Deixa-o-Resto. Captação TD1.

Anexos

Teixeira Duarte, Lda., 1972. Projecto 6089 – Zona de Sines, Lanço nº 2. Reconhecimento geotécnico.

Teixeira Duarte Lda., 1983. Sr. Dâmaso Mendes. Ponte de Pedra - Aldeia de Deixa-o-Resto. Furo de Pesquisa TD1 e Furo de Captação TD2.

Teixeira Duarte Lda., 1987. Provareal - Sociedade Agropecuária, Lda, Ribeira da Ponte (DR) - Furo de captação TD3.

Teixeira Duarte Lda., 1991. Project 1778, Sines HDPE Revamping, Soil Report. Lisboa, 32 p.

Anexo 2 - Mapa geológico do Cenozóico do Alentejo litoral (sector Melides-Vila Nova de Milfontes). Texto de Apoio

O Anexo 2 corresponde a um mapa geológico do Cenozóico (em bolsa na capa) de parte da área aqui estudada, à escala 1/100 000, efectuado no decurso dos reconhecimentos de campo que permitiram a obtenção dos dados apresentados e discutidos ao longo desta tese e com base em cartografia publicada pelo Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG, ex-Serviços Geológicos de Portugal e ex-Instituto Geológico e Mineiro). Trata-se de cartografia geológica de detalhe onde se pretende expor a distribuição espacial das unidades litostratigráficas.

A cartografia foi elaborada sobre a base topográfica à escala 1/25 000, do Instituto Geográfico do Exército (IGeoE), e posteriormente processada para melhor visualização na escala aqui apresentada. Na conversão para a escala 1/100 000 deu-se ênfase a várias manchas cartográficas com aumento da área real aflorante, nos casos em que se considerou que a sua representação a esta escala tem importância do ponto de vista da compreensão da evolução paleogeográfica (este procedimento incidiu principalmente nas unidades marinhas do Pliocénico e Plistocénico). Engloba as cartas 494, 495, 505, 506, 515-A, 516, 517, 526, 527, 535, 536, 544 e 545 do IGeoE. O mapa apresentado contém elementos altimétricos adaptados destas cartas topográficas.

Relativamente à cartografia geológica publicada pelas instituições acima referidas, abrange a área das folhas 42-A Grândola (Dias *et al.*, 2011), 42-C Santiago do Cacém (Inverno *et al.* 1986) e 45-A Cercal (não publicada), da Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000.

O processamento digital foi feito com recurso ao *software* ArcGIS (ESRI), tendo-se utilizado o sistema de coordenadas projectadas Lisboa Hayford Gauss IGeoE. As cores representadas foram seleccionadas por critérios de visualização não respeitando, de forma geral, os códigos de cores estabelecidos pela International Commission on Stratigraphy.

Os limites correspondentes à área da Folha 42-A Grândola foram efectuados no âmbito dos levantamentos de campo para publicação dessa carta, inserido no projecto “Investigação da infraestrutura geológica e da base de recursos geológicos - Cartas Geológicas de Portugal”, do LNEG. São em grande parte coincidentes com os da versão publicada, com algumas alterações menores de limites e reclassificação de manchas

cartográficas. Esta cartografia apresenta também levantamentos efectuados por J. Pais, R. Dias e A. Bartolomeu.

Para a área da Folha 42-C Santiago do Cacém não se fez cartografia de detalhe em grande parte da área da carta. Nesse documento, as formações de Galé e Vale Figueira não se encontram diferenciadas, tendo-se procedido a essa separação e adaptado a cartografia publicada.

A cartografia da área da Folha 45-A Cercal foi também efectuada no âmbito do projecto referido, do LNEG, tendo sido feita a adaptação de vários limites para a escala apresentada. Os limites geológicos da área da bacia de Alvalade abrangida pelo Anexo 2 beneficiaram da colaboração de R. Dias e J. Pais e da consulta de minutas de campo do LNEG elaboradas por G. Zbyszewski.

Nos trabalhos de cartografia geológica é muitas vezes difícil a distinção das unidades litostratigráficas, o que se deve a factores como a ausência de afloramentos na maior parte da área cartografada ou à semelhança de fácies. Admite-se que na cartografia apresentada possam existir alguns erros relacionados com a dificuldade de distinção entre a formação de Algoceira e a formação de Vale Figueira, na região de Vila Nova de Milfontes, e entre o membro continental da formação de Galé e a formação de Vale Figueira, no sector localizado a N de Sines.

As falhas representadas correspondem, para além daquelas caracterizadas neste estudo, a estruturas adaptadas das folhas 42-A Grândola e 42-C Santiago do Cacém, na escala 1/50 000, e da Folha 7, escala 1/200 000 (Oliveira, 1984).

MAPA GEOLÓGICO
DO CENOZÓICO DO ALENTEJO LITORAL
(SECTOR MELIDES-VILA NOVA DE MILFONTES)

Quaternário	Holocénico	areias de praia
		aluviões
		areias eólicas
Pleistocénico		Campo Dunar do Malhão
		terraços fluviais
		terraços marinhos
		formação de Pandóias
		formação de Vale Figueira
		formação de Algoceira
Neogénico	Pliocénico	formação de Galé
		formação de Alvalade
		formação de Melides
	Miocénico	formação de Esbarrondadoiro
		formação de Alcácer do Sal
Paleogénico		formação de Vale do Guizo
Pré-Cenozóico		Cretácico (Mação igneo de Sines)
		Jurássico
		Paleozóico

- Falha
- Falha provável
- Estratificação
- Curva de nível (equidistância de 50 m)
- Vértice geodésico
- Via rápida
- Estrada
- Ferrovia

