

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



**CONTRIBUTO PARA O CONHECIMENTO DA FALHA DE
PINHAL NOVO – ALCOCHETE, NO ÂMBITO DA
NEOTECTÓNICA DO VALE INFERIOR DO TEJO**

Catarina Maria de Figueiredo Bettencourt Moniz

MESTRADO EM GEOLOGIA
Especialização em Geologia Estrutural

2010

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



**CONTRIBUTO PARA O CONHECIMENTO DA FALHA DE
PINHAL NOVO – ALCOCHETE, NO ÂMBITO DA
NEOTECTÓNICA DO VALE INFERIOR DO TEJO**

Catarina Maria de Figueiredo Bettencourt Moniz

MESTRADO EM GEOLOGIA

Especialização em Geologia Estrutural

Orientador: Prof. Doutor José Eduardo de Oliveira Madeira

2010

AGRADECIMENTOS

Como é hábito em trabalhos deste teor, começo por agradecer formalmente ao Professor José Madeira a orientação desta tese.

Ao José Madeira agradeço a prontidão imediata e generosa com que aceitou a ser o orientador deste trabalho e a leitura cuidadosa do manuscrito, bem como as sugestões que me fez, que contribuíram para a melhoria deste trabalho.

Ao João Cabral, que me incentivou a concretizar este trabalho, que esteve sempre disponível na discussão dos diferentes temas, pelas sugestões que deu e que muito contribuíram para melhorar este trabalho, pela leitura crítica de todo o documento, pelo apoio constante em todas as tarefas.

À Doutora Luísa Ribeiro, directora do Departamento de Geologia, do LNEG (Laboratório Nacional de Energia e Geologia), que me facultou todas as condições, sem as quais não teria sido possível elaborar este trabalho.

À Luísa Ribeiro, que se mostrou sempre disponível, pelo seu interesse contínuo e pelas suas palavras de ânimo.

À Teresa Cunha, coordenadora do Núcleo de Cartografia Geológica Digital, do Departamento de Geologia, do LNEG, onde estou inserida, por todas as facilidades que me deu, sem as quais também não teria sido possível terminar este trabalho e ainda pela sua disponibilidade contínua e pelo seu interesse.

Aos meus colegas do dia a dia, pelo bom ambiente proporcionado, em particular à Vera Figueiredo pela oferta continuada de ajuda e pela execução generosa de algumas figuras e, também à Aurete Pereira, que sempre esteve disponível na desobstrução dos escolhos do *ArgGis*. Ao Ruben Dias pela sua disponibilidade permanente para ajudar em qualquer tarefa.

Ao Departamento de Geologia do LNEG, por todo o apoio prestado e pela cedência de mapas geológicos a diferentes escalas.

À Divisão de Sondagens do LNEG, pela disponibilização dos relatórios de sondagens para pesquisa e prospecção de petróleo, em particular à Rita Silva pela sua prontidão em facilitar-me o acesso a estes documentos.

Ao Departamento de Hidrogeologia do LNEG, pela disponibilização dos mapas de localização das sondagens para prospecção e pesquisa de água, em particular à Judite Fernandes pelas sugestões sempre argutas e discussões sobre a interpretação dos relatórios destas sondagens.

À Biblioteca de Geologia do LNEG, o esforço na disponibilização de documentação da mais diversa, em particular à Dra. Paula Serrano, que me facultou e auxiliou na pesquisa do acervo histórico da biblioteca.

À Divisão de Geofísica do LNEG, em particular ao João Carvalho, pelo empréstimo de vários perfis de reflexão sísmica.

À Conceição Fernandes, do Departamento de Informática do LNEG, pela sua ajuda, amabilidade e esforço, que me foi imprescindível na impressão deste trabalho.

Ao IGIDL (Instituto Geofísico Infante D. Luís) pela cedência da compilação dos catálogos relativos à sismicidade instrumental de 1017 a 1969.

Este trabalho foi iniciado no âmbito de uma bolsa atribuída pela FCT (Fundação para a Ciência e Tecnologia), a quem estou igualmente grata.

Ao João Cabral e ao António Mateus, pelo esforço dispendido para me auxiliarem no longo processo burocrático, na tentativa de vencerem, ainda que sem sucesso, a hegemonia do pensamento burocrático, e, principalmente por me mostrarem que não perderam as características humanas do discernimento, da lucidez e do sentido de justiça.

Ao Luís Matias, com quem aprendi a começar a olhar para a sísmica de reflexão.

Ao António Ribeiro com quem tive o privilégio de aprender Geologia Estrutural e que me ensinou a gostar desta área da geologia.

E mais uma vez, ao João Cabral, pelo apoio constante, por ter estado sempre presente, por estar ao lado...

Ao Pedro e ao Miguel, os meus meninos, por estarem sempre comigo.

A todos MUITO OBRIGADA.

RESUMO

A Zona de Falha de Pinhal Novo-Alcochete (ZFPNA) localiza-se na região do Vale Inferior do Tejo, no sector oriental da Península de Setúbal, na Bacia Sedimentar Cenozóica do Baixo Tejo (BCBT), correspondendo a uma das principais macro-estruturas tectónicas da região de Lisboa.

O registo de alguns eventos sísmicos históricos importantes ocorridos nesta área revela a presença de falhas activas sismogénicas, caracterizadas por apresentarem taxas de movimentação baixas, na ordem de 0,05 a 0,1 mm/ano, características de zonas intraplaca. Estas estruturas estão ainda deficientemente conhecidas, pelo que o seu estudo é fundamental na avaliação do risco sísmico da região de Lisboa, densamente povoada e urbanizada.

O presente trabalho pretende ser uma contribuição para esse conhecimento ao abordar a sismotectónica regional, e a ZFPNA em particular. Neste contexto, começa-se por fazer um breve enquadramento geológico regional, com ênfase na estrutura e enchimento sedimentar da BCBT, de modo a enquadrar a ZFPNA na evolução tectónica da região, particularmente do Neogénico à actualidade.

A ZFPNA terá funcionado como bordo da Bacia Lusitânica, o que implica o seu enraizamento profundo, no soco paleozóico, tendo sofrido reactivação em tectónica pelicular durante a inversão tectónica miocénica. Constitui uma das principais estruturas tectónicas provavelmente activas da região (entendida como a actividade no regime tectónico actual, abrangendo aproximadamente os últimos 3,5 Ma). Identificada essencialmente por dados de sub-superfície, tem uma direcção aproximada NNW-SSE, de geometria complexa, ramificada, abarcando uma zona larga de deformação de cerca de 1,5 km. Evidencia condições para um comprimento de ruptura de pelos menos 20 km, podendo ultrapassar os 30 km, e uma largura de ruptura entre 9 km e 18 km, compreendida na crosta sismogénica inferida pelos dados de sismicidade instrumental.

O deslocamento sistemático dos horizontes estratigráficos mais superficiais (com idades estimadas de cerca de 3 Ma) e da superfície basal dos sedimentos pliocénicos, reconhecidos em perfis de reflexão sísmica e em sondagens efectuadas para fins diversos, aponta para actividade tectónica recente na ZFPNA, que é corroborada pelas evidências geomorfológicas, ainda que escassas.

As estimativas do sismo máximo expectável indicam capacidade para a ZFPNA gerar sismos de magnitude entre 6 e 7, com intervalos médios de recorrência longos, na ordem de 3.000 a 11.000 anos. Estes longos períodos de retorno poderão justificar a ausência nos registos da sismicidade histórica e instrumental de actividade sísmica significativa associada a esta zona de falha, salvaguardando-se, contudo, a possibilidade de o importante sismo histórico de Setúbal, em 1858, ter ocorrido num segmento meridional desta estrutura.

Interpreta-se assim a ZFPNA como a uma estrutura tectónica activa com movimentação dominante transpressiva esquerda desde o Pliocénico superior, que se tem comportado como sismicamente “silenciosa”, mas capaz de gerar sismos fortes, em intervalos de recorrência longos, desconhecendo-se em que fase do ciclo sísmico se encontra actualmente.

PALAVRAS-CHAVE

Neotectónica - Sismotectónica - Zona de Falha de Pinhal Novo-Alcochete - Bacia Cenozóica do Baixo Tejo - Região de Lisboa.

ABSTRACT

The Pinhal Novo Alcochete Fault Zone (PNAFZ) is located in the Lower Tagus Valley region, eastern sector of the Setúbal Península, in the Lower Tagus Cenozoic Sedimentary Basin (LTCB), corresponding to one of the major tectonic macrostructures of the Lisbon region.

The occurrence of a few significant historical seismic events in this area indicates the presence of seismogenic active faults, which are characterized by low slip-rates, of the order of 0.05 to 0.1 mm/yr, typical of intraplate zones. These structures are still insufficiently known, so that their study is essential for a complete seismic hazard evaluation in the highly populated and developed area of Lisbon.

This work is intended as a contribution for a better understanding of the regional seismotectonics, and of the PNAFZ in particular. In this framework, the regional geological setting is first presented, with emphasis on the sedimentary infill and structure of the LTCB, since the Neogene to the present.

The PNAFZ most probably worked as a bordering structure of the Lusitanian Basin, implying its deep rooting in the Paleozoic basement. It was reactivated in thin-skinned deformation style during the Miocene inversion tectonics. It is one of the main, probably active tectonic structures in the study region (intended as evidencing activity in the current tectonic regime, approximately in the last 3.5 Ma). This fault zone has been identified mainly by subsurface data. It trends approximately NNW-SSE, with a complex, branched geometry, reaching a wide deformation zone of about 1.5 km. It evidences the capacity for a coseismic rupture length of at least 20 km, that may exceed 30 km, and for a coseismic rupture width of 9 km to 18 km, which is comprised within the seismogenic crust inferred from the instrumental seismicity data.

The systematic offsetting of the uppermost stratigraphical horizons (with estimated ages of about 3 Ma) and of the basal surface of the Pliocene sediments, both recognized in seismic reflection profiles and in boreholes drilled in the area for various purposes, points to recent tectonic activity of the PNAFZ, which is corroborated by few geomorphic evidences.

The performed estimative of the maximum expected earthquake indicate that the PNAFZ has the potential to generate events of magnitude 6 to 7, with long average recurrence intervals, of the order of 3,000 to 11,000 yrs. These large return periods can explain the absence of historical and of significant instrumental seismicity that may be related to this fault zone. We consider however the possibility that the important 1858, Setúbal earthquake was generated in a southern segment of this tectonic structure.

The PNAFZ is thus interpreted as an active tectonic structure with dominant transpressive left-lateral movement since the upper Pliocene, which is behaving as seismically “silent” but has the capacity to generate strong earthquakes with large return periods, and for which the present status of the seismic cycle is unknown.

KEYWORDS

Neotectonics, Seismotectonics, Pinhal Novo-Alcochete Fault Zone, Lower Tagus Cenozoic Basin, Lisbon Region.

ÍNDICE

AGRADECIMENTOS	I
RESUMO	III
PALAVRAS-CHAVE	III
ABSTRACT	IV
KEY-WORDS	IV
ÍNDICE DE FIGURAS	VII
1 – INTRODUÇÃO E OBJECTIVOS	1
2 – SISMICIDADE HISTÓRICA E INSTRUMENTAL	3
2.1 - SISMICIDADE HISTÓRICA	3
2.2 - SISMICIDADE INSTRUMENTAL	5
3 – ENQUADRAMENTO GEOGRÁFICO / GEOLÓGICO	9
3.1 - ENQUADRAMENTO GEOGRÁFICO	9
3.2 - ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO	9
4 – ESTRUTURA GEOLÓGICA DO SECTOR VESTIBULAR DA BACIA CENOZÓICA DO BAIXO TEJO	19
4.1 - DEFORMAÇÃO DÚCTIL	22
4.2 - DEFORMAÇÃO FRÁGIL	25
Zona de falha de Vila Franca de Xira e seu provável prolongamento meridional	25
Zona de falha do rio Tejo	28
Zona de falha de Pinhal Novo – Alcochete	30
Falha do “Gargalo” do Tejo	31
5 – PREENCHIMENTO SEDIMENTAR DA PENÍNSULA DE SETÚBAL, NO CONTEXTO DA BCBT	33

Enchimento Sedimentar Paleogénico	33
Enchimento Sedimentar Miocénico	37
Enchimento Sedimentar Pliocénico e Plio-Plistocénico	43
Sedimentos Quaternários	46
6 – ESTRUTURA GEOLÓGICA NEOGÉNICA, NO SECTOR NORTE DA PS	49
Análise de Perfis de Reflexão Sísmica	49
Análise de Relatórios de Sondagens	54
6.1 - ESTRUTURA	57
6.2 - DISPOSIÇÃO DA SUPERFÍCIE BASAL PLIOCÉNICA	66
7 – ZONA DE FALHA DE PINHAL NOVO – ALCOCHETE (ZFPNA)	71
7.1 - GEOMETRIA E CINEMÁTICA ANTE-PLIOCÉNICA	72
7.2 - EVIDÊNCIAS SUB- SUPERFICIAIS DE ACTIVIDADE PLIO-QUATERNÁRIA NA ZFPNA	74
7.3 - EVIDÊNCIAS GEOMORFOLÓGICAS DE ACTIVIDADE PLIO-QUATERNÁRIA NA ZFPNA	78
Factor de Assimetria (AF)	81
Factor de Simetria Topográfica Transversal (T)	82
7.4 - PROLONGAMENTO SETENTRIONAL DA ZFPNA	84
8 – CONSIDERAÇÕES FINAIS – INFERÊNCIAS SOBRE O POTENCIAL SISMOGÉNICO DA ZFPNA	87
8.1 - SISMO MÁXIMO EXPECTÁVEL (SME)	89
8.2 - INTERVALO DE RECORRÊNCIA DO SME	91
8.3 - CONSIDERAÇÕES FINAIS	94
BIBLIOGRAFIA CONSULTADA	97
CARTAS GEOLÓGICAS CONSULTADAS	105
RELATÓRIOS DE SONDAgens CONSULTADOS	106
ANEXO	117

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 – Unidades tectono-sedimentares da região: BL – Bacia Lusitânica e BCBT – Bacia Cenozóica do Baixo Tejo.	1
Figura 2 – Isossistas para os sismos históricos de 1531, 1858 e 1909.	4
Figura 3 – Sismicidade Instrumental. Registo de epicentros de magnitude superior a 2, para o período de 1017 a 2009.	7
Figura 4 – Denominação e nomenclatura das unidades sedimentares cenozóicas da região.	16
Figura 5 – Corte Geológico no “Gargalo” do rio Tejo	17
Figura 6 – Mapa geológico simplificado da região, com as principais estruturas que afectam cartograficamente as unidades cenozóicas.	21
Figura 7 – Corte no Bairro da Mata, a norte de Vila Franca de Xira, em sedimentos miocénicos.	26
Figura 8 – Colunas estratigráficas sintéticas das sondagens profundas do sector setentrional da PS e sua localização.	35
Figura 9 – Colunas litostratigráficas sintéticas dos depósitos cenozóicos da região de Lisboa.	41
Figura 10 – Depósito de características fluviais do topo da Formação de Santa Marta (?).	45
Figura 11 – Terraço fluvial de Alcochete.	47
Figura 12 – Identificação dos perfis de reflexão sísmica na PS.	50
Figura 13 – Mapa das estruturas tectónicas afectando os depósitos neogénicos, inferidas da sísmica de reflexão e profundidade da base das unidades miocénicas. Localização dos perfis de reflexão sísmica analisados no sector.	53
Figura 14 – Localização de sondagens curtas e profundas com indicação da profundidade atingida, num total de 486 sondagens, no sector setentrional da PS.	55
Figura 15 – Perfil sísmico Ca-3 (sector norte do perfil). Localização na Fig. 13.	59
Figura 16 – Perfil sísmico CA-5. Localização na Fig. 13.	61

Figura 17 – Perfil sísmico B7. Localização na Fig. 13	62
Figura 18 – Perfil sísmico M3-80. Localização na Fig. 13.	64
Figura 19 – Perfil sísmico M5-80. Localização na Fig. 13.	65
Figura 20 – Profundidade da superfície basal do Pliocénico no sector. Elaborado a partir da interpretação de relatórios de sondagens curtas e profundas. (Implantadas 149 sondagens).	67
Figura 21 – Mapa geológico simplificado com a profundidade da superfície basal do Pliocénico (PBPI) em metros.	77
Figura 22 – Esboço morfológico, mostrando a estreita relação entre o alinhamento morfológico NNW-SSE e a zona de falha, bem como a assimetria da drenagem associada à vertente oeste.	79
Figura 23 – Assimetria da bacia de drenagem. A – Bacia de drenagem; B – Factor de Assimetria (AF); C – Factor de Simetria Topográfica Transversal (T).	83
Figura 24 – Enquadramento geodinâmico actual. Compressão máxima horizontal (S_{Hmax}) inferida por mecanismos focais de sismos e ovalização de sondagens.	88
Figura 25 – Recta de regressão linear entre comprimento (C) e largura (L) de ruptura para falhas com cinemática de desligamento.	90
Figura 26 – Relação empírica entre a magnitude e o intervalo médio de recorrência para diferentes taxas de actividade em falhas activas.	92

1 – INTRODUÇÃO E OBJECTIVOS

A Zona de Falha de Pinhal Novo – Alcochete (adiante referenciada como ZFPNA) corresponde a uma das principais macroestruturas frágeis identificadas na região de Lisboa, desde há muito conhecida através de dados de sub-superfície (Walker, 1983; Ribeiro *et al.*, 1986, 1990, 1996a; Fonseca, 1989; Cabral *et al.*, 2003; entre outros). Localiza-se na região do Vale Inferior do Tejo, no seu sector jusante, na parte oriental da Península de Setúbal (Fig. 1).

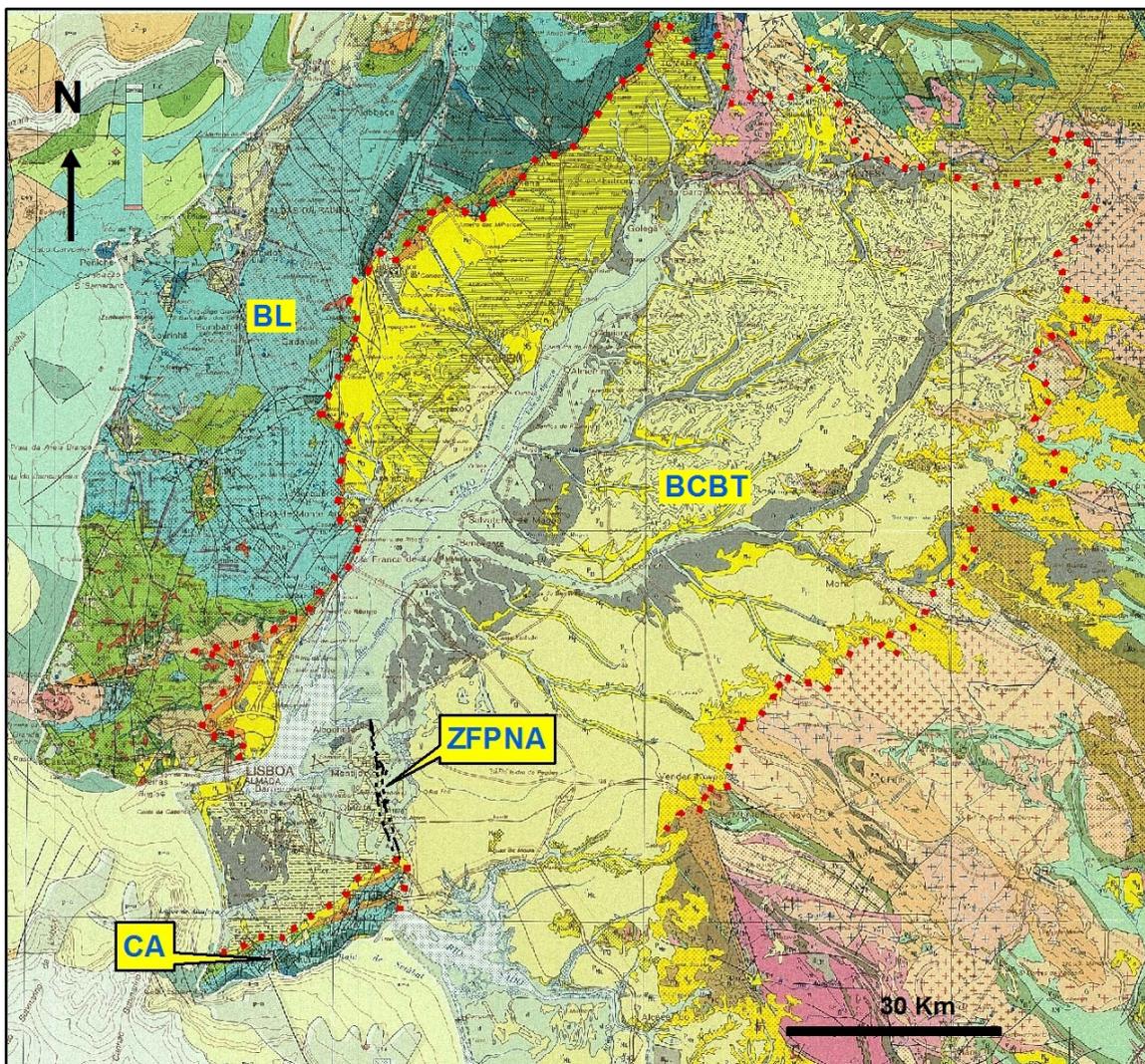


Figura 1 – Unidades tectono-sedimentares da região: **BL** – Bacia Lusitânica e **BCBT** – Bacia Cenozóica do Baixo Tejo. **CA** – Cadeia da Arrábida; **ZFPNA** – Zona de Falha de Pinhal Novo-Alcochete. (Base Geológica: excerto da Carta Geológica de Portugal, na escala 1:500.000, SGP, 1992).

Esta macroestrutura de orientação geral N-S a NNW-SSE, apresenta-se escassamente evidenciada na geologia de superfície, que se caracteriza por afloramentos de sedimentos pliocénicos e quaternários da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo, de um modo geral imperturbados. O seu conhecimento provém essencialmente de informação obtida a partir de perfis de reflexão sísmica e de dados de sondagens, encontrando-se ainda insuficientemente caracterizada no que diz respeito à sua geometria, cinemática e idade das movimentações ocorridas.

Do ponto de vista sismotectónico, a região de Lisboa é marcada pela ocorrência de sismos históricos importantes, quer originados em fontes distantes, como o sismo de 1 de Novembro de 1755, quer em fontes próximas, como os sismos de 1344 (?), 26 de Janeiro de 1531 e 23 de Abril de 1909. Estes eventos revelam a presença de falhas activas sismogénicas na região, embora estas estejam ainda deficientemente caracterizadas por apresentarem taxas de movimentação baixas, e encontrarem-se maioritariamente ocultas sob coberturas sedimentares que dificultam o seu estudo. O seu conhecimento é contudo importante para estimar a dimensão e localização de sismos futuros, bem como o intervalo médio de recorrência. Note-se que estas falhas poderão corresponder a estruturas sísmicamente “silenciosas”, se atendermos ao registo sísmico conhecido, mas com capacidade de produzir sismos catastróficos, embora com períodos de recorrência longos.

No presente trabalho apresenta-se o estudo, ainda que preliminar, da ZFPNA, pretendendo constituir um contributo para o conhecimento desta macroestrutura geológica do ponto de vista da sua natureza e evolução, particularmente no que respeita à actividade neotectónica (entendida como a actividade no regime tectónico corrente, abrangendo aproximadamente os últimos 3,5 Ma), visando a avaliação do seu potencial sismogénico.

2 – SISMICIDADE HISTÓRICA E INSTRUMENTAL

Como se referiu, a região do Vale Inferior do Tejo (VIT) apresenta sismicidade histórica e instrumental importante, provinda tanto de fontes distantes, como o sismo de 1 de Novembro de 1755 e o de 28 de Fevereiro de 1969, como de fontes próximas, testemunhada pela ocorrência de sismos históricos com epicentro na região do VIT, de magnitude estimada entre 6 e 7 (sismos em 1344 (?), 26 de Janeiro de 1531 e 23 de Abril de 1909), (Mezcua, 1982; Moreira, 1984, 1985; Oliveira, 1986; Henriques *et al.*, 1988; Justo e Salwa, 1998; Teves-Costa *et al.*, 1999; Martins e Mendes Victor, 2001; Stich *et al.*, 2005; entre outros), evidenciando a presença de estruturas tectónicas activas importantes na área.

Embora já fora da área do VIT, mas pela sua proximidade geográfica, destaca-se ainda o sismo ocorrido em 11 de Novembro de 1858, provavelmente localizado a oeste de Stº. André, na plataforma continental a sul de Setúbal (Fig. 2B), e que produziu danos importantes nesta cidade (ver Anexo). Este evento é referido em Johnston e Kanter (1990) como um dos maiores sismos registados no globo terrestre em "crosta continental estável", com uma magnitude de momento (M_w) de 7,1 estimada por aqueles autores.

2.1 - SISMICIDADE HISTÓRICA

A informação referente ao sismo de 1344 (?) limita-se a algumas descrições históricas que referem danos importantes em Lisboa, considerando-se assim que terá ocorrido próximo desta cidade. Em relação ao evento de 26 de Janeiro de 1531 (Henriques, *et al.*, 1988), as descrições históricas permitiram traçar curvas isossistas deste abalo (Moreira, 1984; Oliveira *et al.*, 1989; Oliveira e Sousa, 1991; Justo e Salwa, 1998), verificando-se uma tendência para alongamento da isossista de intensidade máxima (I_{MM} VIII) (I_{MM} , Intensidade de Mercalli Modificada) segundo o eixo do VIT

para norte de Alverca, observando-se também um incremento da intensidade para sudoeste do Mar da Palha (Fig. 2A).

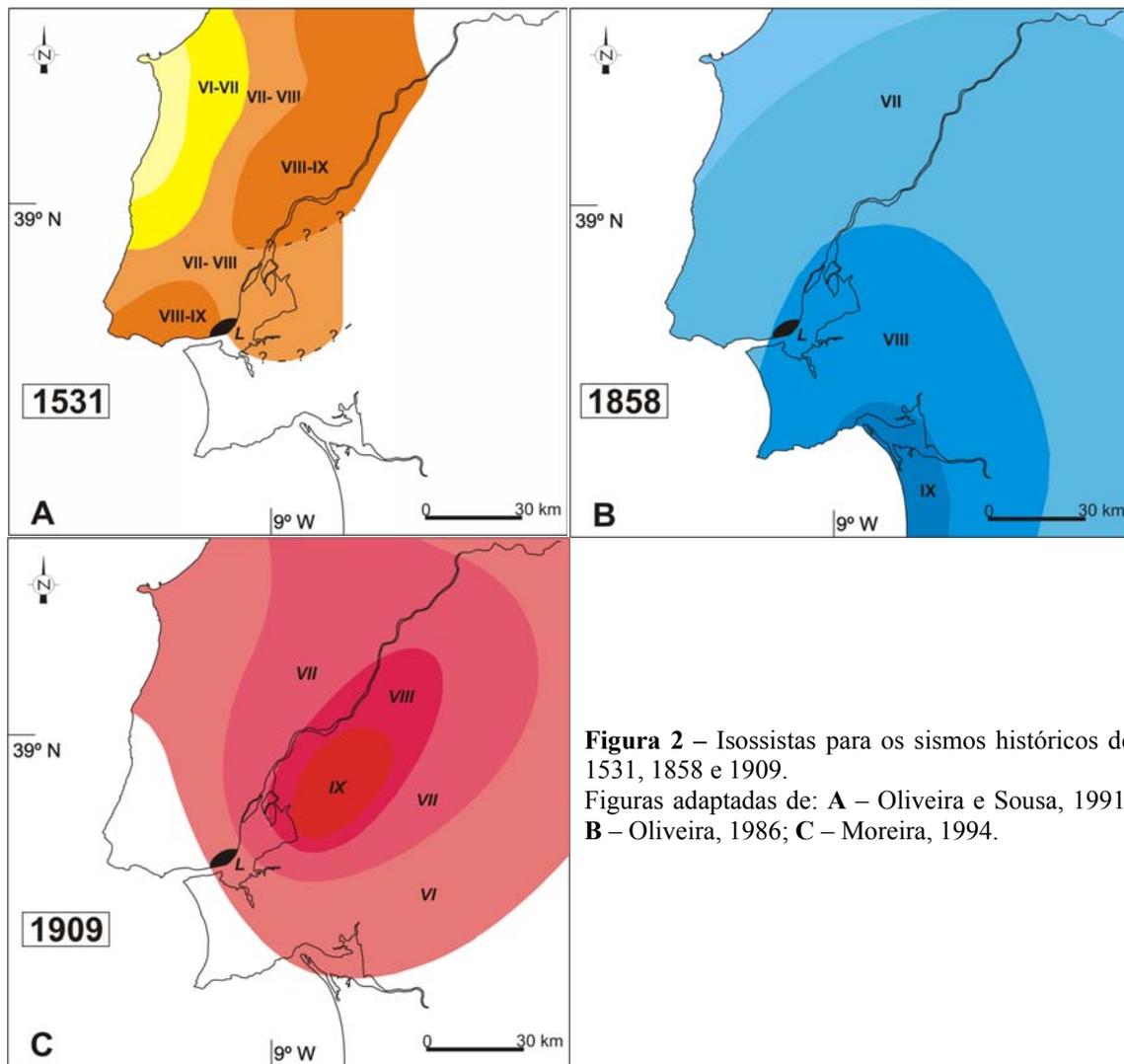


Figura 2 – Isossistas para os sismos históricos de 1531, 1858 e 1909. Figuras adaptadas de: **A** – Oliveira e Sousa, 1991; **B** – Oliveira, 1986; **C** – Moreira, 1994.

O sismo do Ribatejo, de 23 de Abril de 1909, foi sentido com uma intensidade máxima (IMM) de grau IX a X (Fig. 2C), a cerca de 20km a NE de Lisboa, nas povoações de Benavente, Samora Correia e Santo Estevão (Moreira, 1984; Oliveira e Sousa, 1991). A reduzida extensão da área macrossísmica permite localizar a zona epicentral na margem esquerda do rio Tejo, provavelmente entre aquelas localidades. Stich et al. (2005) determinaram o mecanismo focal deste sismo, tendo obtido um

mecanismo em falha inversa com planos nodais orientados (051° , 52° SE) e (242° , 38° NW), o que no contexto regional sugere que o evento tenha sido gerado por uma falha inversa de direcção próxima de NE-SW e Stich et al. (2005) calcularam uma magnitude M_w de 6.0 para este evento, com base em sismogramas analógicos registados nas estações sismográficas de Estrasburgo e Uppsala.

Ao sismo principal sucedeu-se um grande número de réplicas, que se continuaram para além do ano de 1911 (Bensaúde, 1910; Choffat e Bensaúde, 1911).

Posteriormente ao sismo de 1909 ocorreram outros eventos sísmicos significativos na área do VIT, gerados em fontes locais, com magnitudes compreendidas entre 4 e 5 (Mezcua, 1982; Oliveira, 1986), destacando-se o sismo de 18 de Dezembro de 1926, com epicentro localizado provavelmente próximo da cidade de Lisboa, atendendo ao percepcionamento nesta cidade e à agitação que produziu nas águas do gargalo do Tejo (Baptista e Miranda, 2009).

2.2 - SISMICIDADE INSTRUMENTAL

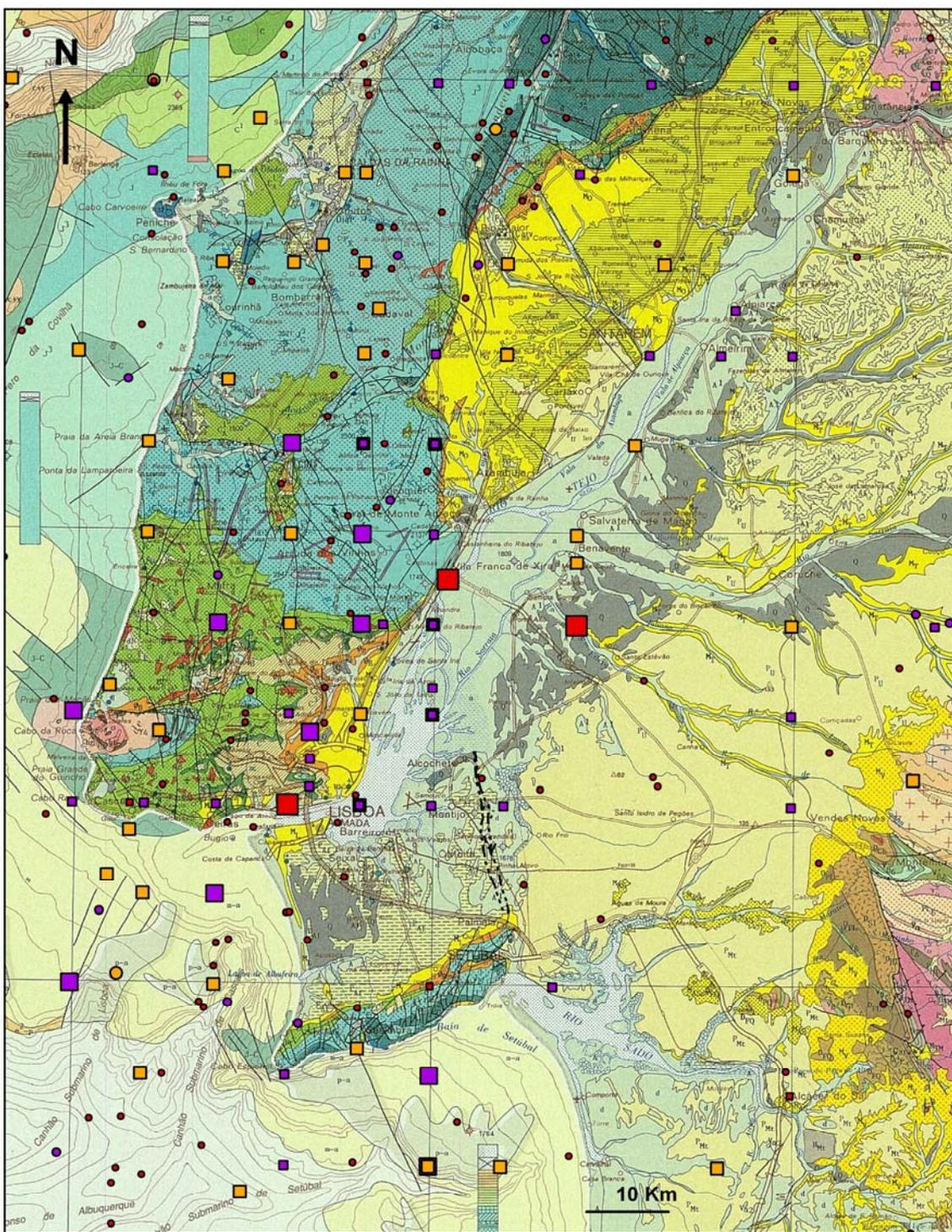
As primeiras estações sismográficas no continente português foram instaladas nos Institutos Geofísicos das Universidades de Coimbra em 1903 (actualizada entre 1915 e 1926), Lisboa (IGIDL) em 1910 (actualizada em 1919), e Porto em 1929 (actualizada no início dos anos 60), tendo sido estas três estações que monitorizaram a região do continente até aos anos setenta (Carrilho, 2005).

Após a ocorrência do sismo de 28 de Fevereiro de 1969, o então Serviço Meteorológico Nacional (actual Instituto de Meteorologia, IM) procedeu à instalação de uma rede analógica constituída por nove estações, localizadas de Trás-os-Montes ao Algarve, que complementou as três estações já existentes, passando assim a monitorização a ser feita pelo conjunto das doze estações (Carrilho, *op. cit.*). Esta rede sismográfica esteve em funcionamento até meados da década de 1990, mostrando, segundo aquele autor (*op. cit.*), pouca eficácia na detecção e caracterização da

sismicidade ocorrida no território continental, permitindo localizar apenas cerca de 20 a 25% dos eventos locais/regionais registados. Em 1994, o Instituto de Meteorologia iniciou um projecto de aquisição e instalação de uma rede digital constituída por doze estações localizadas de Norte a Sul do continente, complementando a informação recolhida pela rede analógica, permitindo uma melhoria significativa da monitorização sísmica a partir desta data (Carrilho, *op. cit.*).

Tendo embora em consideração os condicionalismos na monitorização instrumental da sismicidade no território português referidos acima, e as incertezas e erros inerentes, é possível constatar que a sismicidade instrumental no VIT, ocorrida desde 1970, mostra eventos no geral de magnitude baixa com uma distribuição de epicentros acentuadamente difusa, observando-se, contudo, uma tendência para os sismos se localizarem a W do vale do Tejo, na região correspondente à Bacia Lusitânica (Fig. 3). Embora se desconheça a profundidade focal da maioria dos sismos ocorridos na região, os dados referentes a alguns deles, obtidos a partir de redes sismográficas temporárias ou relativos a sismos recentes (Fonseca, 1989; Fonseca *et al.*, 1988; Fonseca e Long, 1991; Carvalho *et al.*, 2008), indicam que esta sismicidade é gerada principalmente a profundidades focais superiores a 5 km (no geral entre 6 e 25 km), ou seja, em estruturas sismogénicas localizadas no soco varisco subjacente aos sedimentos mesozóicos e cenozóicos aflorantes na região. Esta situação justifica, em parte, a dificuldade em correlacionar a distribuição da actividade sísmica no Vale Inferior do Tejo e na Bacia Lusitânica adjacente com falhas reconhecidas à superfície, bem como o “desvio” da generalidade dos epicentros para oeste da Bacia do Baixo Tejo, reflectindo o mergulho das principais estruturas sismogénicas nesse sentido.

Em síntese, a região do VIT, do ponto de vista de ambiente geodinâmico, corresponde a uma região intraplaca, embora situada relativamente próximo da zona de fronteira de placas Açores-Gibraltar, marcada pela ocorrência de alguns eventos históricos importantes, como em 1344, 1531 e 1909, mas onde a sismicidade instrumental registada posteriormente é fraca. Aqueles eventos revelam a presença de falhas activas sismogénicas na região, embora estas estejam ainda deficientemente caracterizadas por apresentarem taxas de movimentação baixas (“falhas lentas”) (estimadas entre cerca de 0,1 e 0,05 mm/ano; Cabral, 1995, Cabral *et al.*, 2003, 2004), e encontrarem-se ocultas sob coberturas sedimentares que dificultam o seu estudo. O seu



□ / ○ Registo de Epicentros entre 1017 - 1969 / 1970 - 2009
 ■ / ● $2 \leq M < 3$ ■ / ● $3 \leq M < 4$ ■ / ● $4 \leq M < 5$ ■ / ● $5 \leq M < 6$ ■ / ● $M \geq 6$

- - - - - ZFPNA

Figura 3 – Sismicidade Instrumental. Registo de epicentros de magnitude superior a 2, para o período de 1017 a 2009. Dados obtidos a partir dos catálogos compilados pelo IGIDL de Martins e Mendes-Victor (2001) e Sousa, *et al.* (1992) para o período de 1017 a 1969 e International Seismological Centre (2009) para o período de 1970 a 2009. (Base Geológica: excerto da Carta Geológica de Portugal, na escala 1:500.000, SGP, 1992).

conhecimento é contudo importante para estimar a dimensão e localização de sismos futuros, bem como o intervalo médio de recorrência.

3 – ENQUADRAMENTO GEOGRÁFICO / GEOLÓGICO

3.1 - ENQUADRAMENTO GEOGRÁFICO

A ZFPNA, de orientação geral N-S a NNW-SSE, localiza-se na região do Vale Inferior do Tejo (VIT), no seu sector jusante, na parte oriental da Península de Setúbal, a este da cidade de Lisboa (Fig. 1). Situa-se numa região industrializada, densamente povoada e urbanizada, com características demográficas e socioeconómicas sensíveis ao risco de catástrofes naturais, e ao risco sísmico em particular.

3.2 - ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

A ZFPNA localiza-se na Bacia Sedimentar Cenozóica do Baixo Tejo (BCBT) (Fig. 1). A BCBT constitui uma unidade tectono-sedimentar regional correspondente a uma depressão tectónica alongada na direcção NE-SW, que se desenvolveu sobre o soco varisco e/ou formações mesozóicas do bordo oriental da Bacia Lusitânica durante o Cenozóico, particularmente no Neogénico. Tem um preenchimento sedimentar espesso, constituído por sedimentos fluviais e marinhos de idade compreendida entre o Paleogénico (Formação de Benfica) e o Holocénico (sedimentos fluviais actuais do rio Tejo e areias eólicas de cobertura).

Na região, para além desta unidade tectono-sedimentar, há a considerar a Bacia Lusitânica, onde afloram sedimentos de idade mesozóica. Intruindo os sedimentos mesozóicos da Bacia Lusitânica, e principalmente assentando sobre estes sedimentos ocorrem rochas ígneas e vulcano-sedimentares do Complexo Vulcânico de Lisboa, de idade provável fini-cretácica.

A geologia da região reflecte a evolução geodinâmica daquelas duas unidades tectono-sedimentares. Os traços principais dessa evolução compreendem o desenvolvimento da Bacia Lusitânica em regime extensivo associado à abertura do Atlântico Norte durante o Mesozóico, a que se seguem os eventos magmáticos de instalação do maciço intrusivo de Sintra e do Complexo Vulcânico de Lisboa no final do Cretácico, ocorrendo finalmente inversão tectónica em regime compressivo associado à convergência Ibéria-África, principalmente durante o Neogénico.

Existem diversas sinopses sobre a génese e evolução da Bacia Lusitânica e da Bacia do Baixo Tejo mais ou menos detalhadas (Ribeiro *et al.*, 1979, 1990, 1996a; Wilson *et al.*, 1990; Rasmussen *et al.*, 1998; Carvalho *et al.*, 2005; Alves *et al.*, 2003, 2006; Kullberg *et al.*, 2006a, entre outros).

Sinteticamente, a Bacia Lusitânica corresponde a uma estrutura subsidente complexa, alongada na direcção N-S, gerada por extensão litosférica associada à abertura do Atlântico Norte durante o Mesozóico. Desenvolveu-se em três episódios principais de rifting, essencialmente por uma tectónica de blocos limitados por falhas, definindo grabens e demigrabens. Encontra-se segmentada pela zona de falha da Nazaré, que separa dois sectores (a N e a S) que evoluíram, por vezes, de forma independente. A tectónica foi controlada pela estrutura do substrato varisco, identificando-se direcções herdadas do soco: a norte predomina uma orientação NNW-SSE, enquanto a sul dominam as direcções estruturais N-S a NNE-SSW, relacionadas com uma extensão geral E-W. Reconhecem-se também estruturas “transversais”, de orientação compreendida entre WNW-ESE e ENE-WSW, que funcionaram essencialmente como estruturas de transferência entre as falhas extensionais principais.

Segundo alguns autores (Kullberg, *et al.*, 2006a), a Bacia Lusitânica encontra-se segmentada em três sectores, considerando a área a sul da Falha da Nazaré subdividida em duas partes. Aqui diferenciam, do ponto de vista tectónico, um sector setentrional, limitado a sul pelo conjunto de falhas do Arrife, Baixo Tejo e “Gargalo” do Tejo, e outro sector situado a sul deste conjunto de falhas, até à falha meridional da Arrábida. Note-se contudo que a falha do “Gargalo” do Tejo corresponde a um acidente tectónico provável disposto ao longo do troço vestibular do rio Tejo, de direcção E-W, postulado por Ribeiro *et al.* (1986, 1990) num modelo proposto para a estrutura tectónica da região de Arrábida – Sintra. Trata-se, de uma estrutura escassamente evidenciada à

superfície. Com efeito, (Fig. 5), a estrutura em monoclinal observável nos sedimentos miocénicos aflorantes nas colinas de Trafaria – Almada liga-se em continuidade à estrutura da margem N do “Gargalo” do Tejo (Moniz e Cabral, 2006).

Os episódios principais de rifting foram intervalados por períodos em que ocorreu subsidência regional ou, pelo contrário, levantamento generalizado, destacando-se uma inconformidade a nível da Bacia, marcada por um hiato regional separando as formações do Caloviano médio dos sedimentos do Oxfordiano médio. No Jurássico Superior – Cretácico Inferior (Turoniano – Barremiano) deu-se um 4º episódio de rifting, após o que terá cessado a tectónica distensiva na Bacia Lusitânica.

A passagem do Cretácico Inferior ao Superior é marcada por uma transgressão generalizada de origem eustática, a que se sobrepõe subsidência regional, que se manifesta na área em estudo pela sedimentação dos calcários e margas da Formação de Galé e Caneças (Albiano superior a Cenomaniano médio) e dos calcários com rudistas da Formação de Bica (Cenomaniano superior). Nesta área e, de um modo geral, em toda a região envolvente, os calcários com rudistas do Cenomaniano superior encontram-se limitados a topo por uma inconformidade correspondente a uma superfície erosiva subaérea, exceptuando-se na região de Fanhões (Folha Geológica 34-B, Loures, 2008), onde ocorrem pequenos testemunhos de um conglomerado com clastos de calcário cretácico (Conglomerado de Fanhões) sobre a superfície erosiva (Marques *et al.* 1998). Esta superfície de inconformidade, que condensa uma lacuna estratigráfica com cerca de 20 Ma, está coberta por rochas basálticas e piroclásticas do Complexo Vulcânico de Lisboa (CVL), datado de cerca de 70 Ma (Ribeiro *et al.*, 1979; Palacios Pérez, 1985).

A instalação das rochas ígneas alcalinas do CVL ocorreu no período inicial da tectónica alpina na Península Ibérica, marcada por uma convergência N-S entre a Ibéria e a África (solidárias) e a Eurásia (Srivastava *et al.*, 1990; Mougénot, 1989). A aparente incongruência entre o regime distensivo intraplaca associado ao episódio magmático do CVL e o ambiente geodinâmico predominantemente compressivo em que se enquadra sugere a interferência de um processo convectivo no manto que terá determinado a ascensão, através de fracturas, de magma basáltico gerado por fusão parcial (pluma ?).

Posteriormente à instalação do CVL depositaram-se os sedimentos detríticos fluviais da Formação de Benfca, atribuídos ao Eocénico e Oligocénico que, consoante

os locais, assentam em inconformidade sobre o substrato mesozóico ígneo ou sedimentar. Estes sedimentos foram depositados por uma drenagem pouco organizada, em leques aluviais, numa vasta área subsidente que ultrapassava os limites actuais da Bacia do Baixo Tejo, atingindo uma espessura máxima de cerca de 400 m na região de Odivelas, a NW de Lisboa (Choffat e Cotter, 1940, Coffat, 1950) (Folha Geológica 34-B, Loures, 2008).

A sedimentação de litofácies grosseiras evidencia um rejuvenescimento do relevo associado a actividade tectónica durante o Paleogénico, embora esta actividade esteja mal constrangida devido à interferência dominante da tectónica neogénica, que se sobrepõe à deformação anterior. A individualização da Bacia Cenozóica do Tejo-Sado, onde se integra a BCBT, tem sido considerada uma manifestação principal da tectónica regional paleogénica, resultando de abatimento entre falhas por efeito de uma tracção secundária desenvolvida na dependência de uma compressão máxima orientada NE-SW, que terá actuado no Eocénico superior e Oligocénico (Carvalho, Ribeiro e Cabral, 1983-85; Cunha, 1992). Contudo, este modelo mostra-se incoerente relativamente ao conhecimentos actual da evolução tectónica à escala das placas litosféricas, uma vez que o episódio principal de deformação na cadeia orogénica pirenaica, cujos efeitos se fizeram sentir principalmente na parte N da Península Ibérica, ocorreu no Eocénico superior em relação com uma compressão N-S (Mougenot, 1989; Srivastava *et al.*, 1990; Cloetingh *et al.*, 2002; De Vicente e Vegas, 2009). Também no S da Península, nomeadamente na margem continental meridional portuguesa, identificam-se episódios compressivos no final do Cretácico – início do Paleogénico e no Oligocénico, ambos relacionados com uma compressão N-S a NNW-SSE (Terrinha, 1998).

Embora a BCBT tenha eventualmente começado a individualizar-se no Paleogénico, as evidências esparsas de tectónica desta idade, a espessura relativamente reduzida (inferior a 400 m) dos sedimentos detríticos correlativos (Formação de Benfica) e a sua ocorrência relativamente restrita na área estudada, indicam que o desenvolvimento da bacia tectónica ocorreu predominantemente depois (Cabral, *et al.*, 2003). Com efeito, a subsidência acentuou-se no Miocénico, desencadeando um contexto transgressivo testemunhado pela presença de sedimentos marinhos de litoral e fluviais estuarinos e deltaicos na área vestibular do Tejo (S e SW da Bacia), que passam a sedimentos fluviais para o interior (a N e NE), atingindo cerca de 800 m na região

setentrional da Península de Setúbal e aproximando-se de valores da ordem do milhar de metros mais a norte, sob o leito actual do rio Tejo, segundo dados de reflexão sísmica (Rasmussen *et al.* 1998; Carvalho, 2003) (Folha Geológica 34-B, Loures, 2008).

Na região em estudo, os sedimentos miocénicos afloram na margem direita do vale do Tejo, na cidade de Lisboa (Folha Geológica 34-D, Lisboa, 2005), prolongando-se para norte junto à margem do rio (Folha Geológica 34-B, Loures, 2008), numa faixa aflorante progressivamente mais estreita até aproximadamente Vila Franca de Xira. Na margem esquerda afloram apenas nas colinas de Trafaria – Almada e numa faixa muito estreita nas arribas ocidentais da Península de Setúbal, por mergulharem sob a cobertura sedimentar pliocénica e quaternária na restante área, reaparecendo no flanco norte da Cadeia da Arrábida (Folha Geológica 38-B, Setúbal, 1994).

A BCBT corresponde, assim, a uma depressão tectónica alongada grosso modo na direcção NE-SW, que sofreu subsidência principalmente no decurso do Miocénico, sendo preenchida por sedimentos. No seu interior, o conjunto sedimentar cenozóico encontra-se geralmente sub-horizontal a ligeiramente inclinado, embora se apresente perturbado junto a alguns acidentes tectónicos principais, que delimitam depocentros e introduzem complexidade na estrutura geral. É interpretada como uma bacia de antepaís gerada na dependência de um regime compressivo que desencadeou inversão tectónica da Bacia Lusitânica, situada a W, em resultado da convergência do continente africano relativamente ao bloco continental ibérico (Ribeiro *et al.*, 1979, 1990; Curtiss, 1999; Kullberg *et al.*, 2000). A discriminação de diferentes fases de inversão tectónica neogénica fundamenta-se em dados provenientes da Cadeia Orogénica da Arrábida, localizada na área meridional da Península de Setúbal (Folha Geológica 38-B, Setúbal, 1994), onde se identificam dois impulsos tectónicos compressivos principais. O primeiro é intra-Burdigaliano, com uma idade provável de 16 a 17 Ma, e o segundo pós-Tortoniano médio e ante-Pliocénico superior (aproximadamente no intervalo compreendido entre 8 e 3,5 Ma), ambos associados a uma tensão compressiva máxima orientada aproximadamente NNW-SSE (Ribeiro *et al.*, 1979, 1990; Kullberg *et al.*, 2000, 2006b).

Sucintamente, a Cadeia da Arrábida é uma estrutura orogénica resultante de inversão tectónica de idade neogénica. Trata-se de uma cadeia de tectónica pelicular

com descolamento basal enraizado na Formação de Dagorda, formada por um sistema de cavalgamentos imbricados vergentes para S que desenvolveram anticlinais de rampa junto à superfície. Estes dispõem-se na direcção ENE-WSW, e mostram uma assimetria crescente para oriente, onde apresentam flanco inverso laminado. Ocupa uma faixa com cerca de 35 km de extensão e 5 a 7 km de largura em média (Kullberg *et al.*, 2006b), estando limitada a sul pela Falha da Arrábida, situada no mar provavelmente com uma direcção paralela à da Cadeia, e a este pela ZFPNA.

Na BCBT, sobre as formações miocénicas assentam sedimentos fluviais pliocénicos da Formação de Santa Marta, predominantemente arenosos, testemunhando uma drenagem exorreica que evoluiu numa extensa planície aluvial associada a um "pré-Tejo" (Carvalho, 1968; Azevedo, 1982; Barbosa e Pena dos Reis, 1989). Os sedimentos pliocénicos são menos espessos do que os depósitos miocénicos subjacentes, podendo contudo atingir espessuras na ordem dos 300 m, como no furo de Pinhal Novo (PN-1) onde se identificou uma espessura máxima de 325 m para os depósitos arenosos neogénicos situados a topo dos últimos sedimentos carbonatados miocénicos, os quais, para além das areias pliocénicas de Santa Marta”, incluem também, muito provavelmente, parte dos sedimentos arenosos de idade tortoniana que culminam o conjunto sedimentar miocénico.

Os depósitos pliocénicos contactam com os sedimentos miocénicos subjacentes por uma inconformidade erosiva que reflecte uma modificação na evolução da Bacia, com interrupção (e inversão?) da tendência subsidente no período que mediou entre a deposição dos dois conjuntos sedimentares neogénicos. No flanco N dos dobramentos da Cadeia Orogénica da Arrábida (Folha Geológica 38-B, Setúbal, 1994) os depósitos pliocénicos, sub-horizontais, assentam em discordância sobre os sedimentos miocénicos inclinados para norte, o que demonstra que a sua sedimentação ocorreu posteriormente aos impulsos principais de inversão da Bacia Lusitânica e de estruturação da BCBT. Contudo, a manutenção das condições de sedimentação estuarina na região da Península de Setúbal durante a deposição de toda a série arenosa pliocénica, com espessuras da ordem da centena de metros, implica uma reactivação da subsidência nesta área da Bacia do Baixo Tejo e um controlo tectónico por algumas estruturas principais.

Sobre a série arenosa da Formação de Santa Marta ocorre o Conglomerado de Belverde, correspondente a um depósito pouco espesso de características

conglomeráticas fluviais, provavelmente correlativo da Formação da Serra de Almeirim localizada a montante, evidenciando uma tendência progradante do sistema fluvial do pré-Tejo (Azevedo, 1982; Barbosa e Pena dos Reis, 1989; Cunha, 1992).

A evolução quaternária caracterizou-se por uma passagem da agração pliocénica a erosão fluvial, associada a um encaixe da rede de drenagem em resposta a uma descida relativa do nível do mar por levantamento regional do continente, a que se sobrepuseram os efeitos de oscilações glacio-eustáticas. A incisão fluvial está testemunhada por níveis de erosão, por vezes com depósitos continentais sobrepostos (sedimentos da Formação de Marco Furado, na área da Península de Setúbal, correspondentes a depósitos de leques aluviais), e por terraços fluviais escalonados na topografia. Exceptua-se provavelmente o sector vestibular do rio Tejo compreendido aproximadamente entre Vila Franca de Xira e Alcochete (incluindo o "Mar da Palha"), onde o levantamento terá sido escasso.

A evolução geodinâmica descrita é responsável pelo desenvolvimento da estrutura geológica regional, acentuadamente controlada pela fase de inversão tectónica neogénica.

ÉPOCA	ANDAR	SIGLA	DENOMINAÇÃO
Plistocénico		Q _{MF}	Formação de Marco Furado
		Q _{PC}	Formação de Porto do Concelho
Plio-Plistocénico		Q _{BE} / P _{SA}	Conglomerados de Belverde / Formação da Serra de Almeirim
Pliocénico		P _{SM}	Formação de Santa Marta
Miocénico	Tortoniano	M _{CR}	Areolas de Cabo Ruivo
		M _{BP}	Areolas de Braço de Prata
	Serrav.-Torton.	M _{Mv}	Calcários de Marvila
	Serravaliano	M _{Gr}	Grés dos Grilos
		M _{Xa}	Argilas de Xabregas
	Langh.-Serrav.	M _{QC}	Calcários de Quinta das Conchas
	Langhiano	M _{VC}	Areias de Vale de Chelas
		M _{Mu}	Calcários de Musgueira
	Burdigaliano	M _{ρm}	Areias com <i>Placuna miocenica</i>
		M _{CV}	Calcários de Casal Vistoso
		M _{QB}	Areias de Quinta de Bacalhau
		M _{FT}	Argilas de forno do Tijolo
		M _{Ec}	Calcários de Entrecampos ("Banco Real")
		M _{Es}	Areolas de Estefânia
	Aquitano	M _{PR}	Argilas de Prazeres
Eocénico- Oligocénico		Φ _{Bf}	Formação de Benfica

Figura 4 – Denominação e nomenclatura das unidades sedimentares cenozóicas da região.

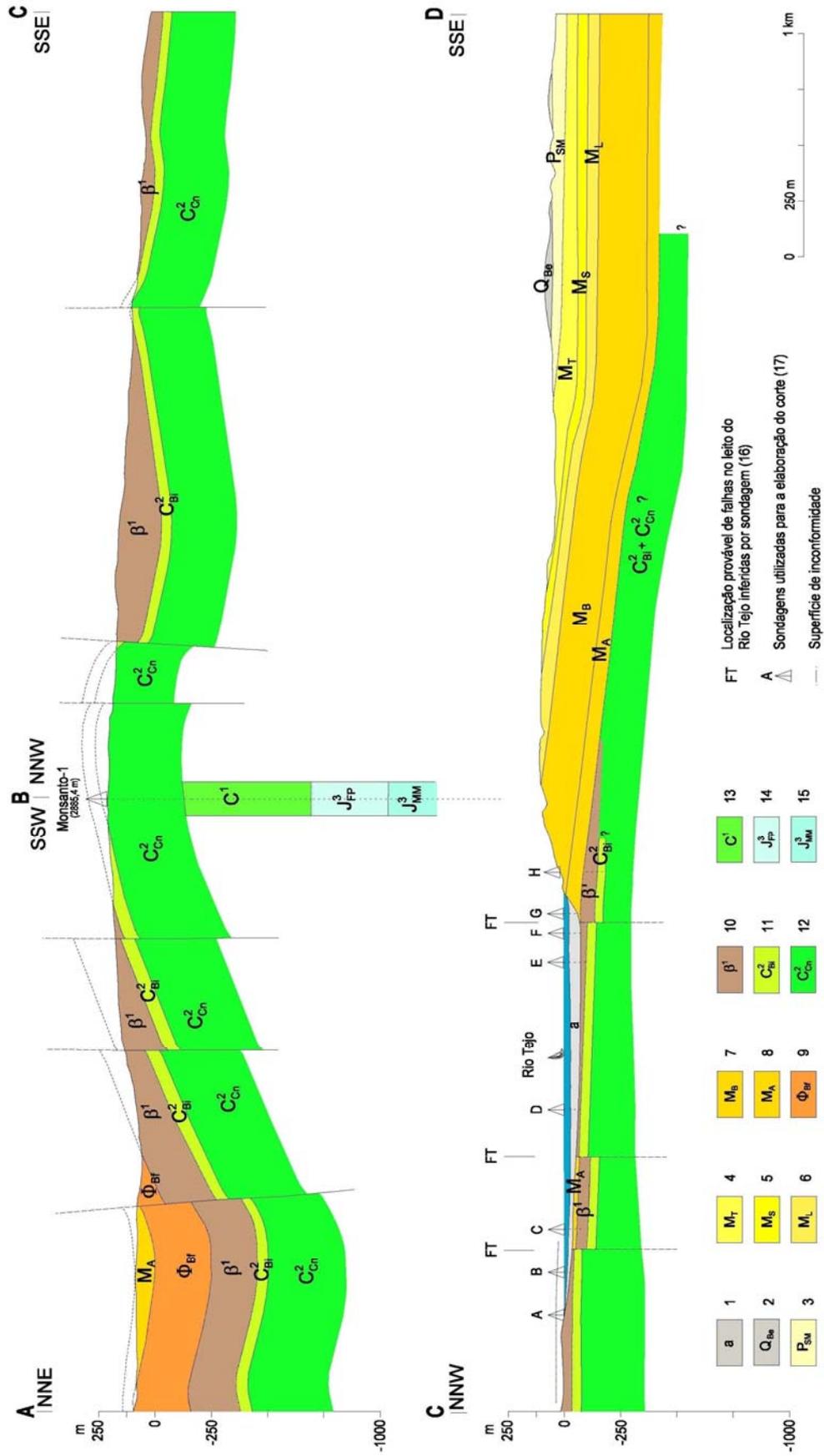


Figura 5 – Corte Geológico no “Gargalo” do rio Tejo (modificado de Moniz, 2005). Localização do corte na Fig. 6, denominação e idade das unidades na Fig. 4. **1** – aluviões holocénicas; **2** – Conglomerados de Belverde (Plio-Plistocénico); **3** – Formação de Santa Marta (Pliocénico); **4 a 8** – sedimentos miocénicos; **4** – M_{CR} , M_{BP} ; **5** – M_{MV} , M_{GR} , M_{Xa} ; **6** – M_{VC} , M_{QC} , M_{VC} , M_{Mtu} ; **7** – M_{pm} , M_{CV} , M_{QB} , M_{FT} , M_{ES} , M_{ES} , M_{ES} ; **8** – M_{Pr} ; **9** – Formação de Benfica (Eocénico a Oligocénico); **10** – Complexo Vulcânico de Lisboa (Cretácico Superior); **11** – Formação de Bica (Cenomaniano superior); **12** – Formações de Galé e Caneças indiferenciadas (Albiano a Cenomaniano médio); **13** – sedimentos do Cretácico Inferior indiferenciado; **14 e 15** – sedimentos do Jurássico Superior: **14** – Formação de Farta Pão; **15** – Formação de Mem Martins; **16** – (Sondagens Ródio, 1955a, 1955b); **17** – (CPP Sondagem de Monsanto1, 1963; Sondagens Ródio, 1955a, 1955b).

4 – ESTRUTURA GEOLÓGICA DO SECTOR VESTIBULAR DA BACIA CENOZÓICA DO BAIXO TEJO

A evolução geodinâmica sucintamente descrita acima é, como se referiu, responsável pelo desenvolvimento da estrutura geológica regional, acentuadamente controlada pela fase de inversão tectónica miocénica. Aborda-se seguidamente a estrutura geológica regional deste sector da BCBT.

A região, corresponde maioritariamente a uma vasta área coberta por sedimentos pliocénicos e quaternários, para além da área submersa correspondente ao Mar da Palha e ao “Gargalo do Tejo”, o que oculta as rochas mais antigas.

Esta situação implica o recurso a informação de sub-superfície, nomeadamente a *logs* de sondagens efectuadas para fins diversos (pesquisa petrolífera, hidrogeológica, geotécnica e conhecimento estratigráfico) e a perfis de reflexão sísmica para prospecção petrolífera, para se inferir a estrutura geológica regional, cujo detalhe e rigor da interpretação são significativamente condicionados por estes constrangimentos. De entre a bibliografia disponível abordando este assunto salientam-se os trabalhos de Walker (1983), Lomholt *et al.* (1995), Ribeiro *et al.* (1996a), Rasmussen *et al.* (1998), Pais, *et al.* (2003), Cabral *et al.* (2003), Carvalho (2003).

Figura 6 – Mapa geológico simplificado da região, com as principais estruturas que afectam cartograficamente as unidades cenozóicas.

1 – unidades mesozóicas; **2 a 5** – unidades cenozóicas (Fig. 4): **2** – Formação de Benfica; **3** – sedimentos miocénicos; **4** – sedimentos pliocénicos e plio-pleistocénicos (Formação de Santa Marta, Conglomerado de Belverde e Formação da Serra de Almeirim); **5** – sedimentos holo-pleistocénicos (Formação de Porto do Concelho, de Marco Furado, terraços fluviais, dunas, areias de praia, aluviões); **6** – Localização do corte geológico da Fig. 5; **7** - Sondagens para prospecção de água: **A** - Sondagens A. Cavaco, 1978a, furo AC1; **B** - GKN Keller, 1965, furo JK1-A; **C** - Sondagens A. Cavaco, 1961, furo AC1; **8 a 10** – Falhas afectando cartograficamente as unidades cenozóicas: **8** – Falha: **FV** – Falha de Vialonga; **FCP** – Falha da Cruz de Pedra; **9** – Falha provável; **10** - Cavalgamento; **11 e 12** – acidentes tectónicos maiores inferidos por dados de sub-superfície: **ZFVFX** - provável prolongamento para sul da Zona de Falha de Vila Franca de Xira; **FRS** – Falha do Rio Sorraia (no troço vestibular); **ZFPNA** – Zona de Falha de Pinhal Novo-Alcochete; **13** – monoclinal; **14** – sinforma; **15** – antiforma.

(Cartografia Geológica: modificada e simplificada a partir das: Folhas Geológicas, na escala 1:50.000, do INETI: 34B-Loures, 2008; 34D-Lisboa, 2005).

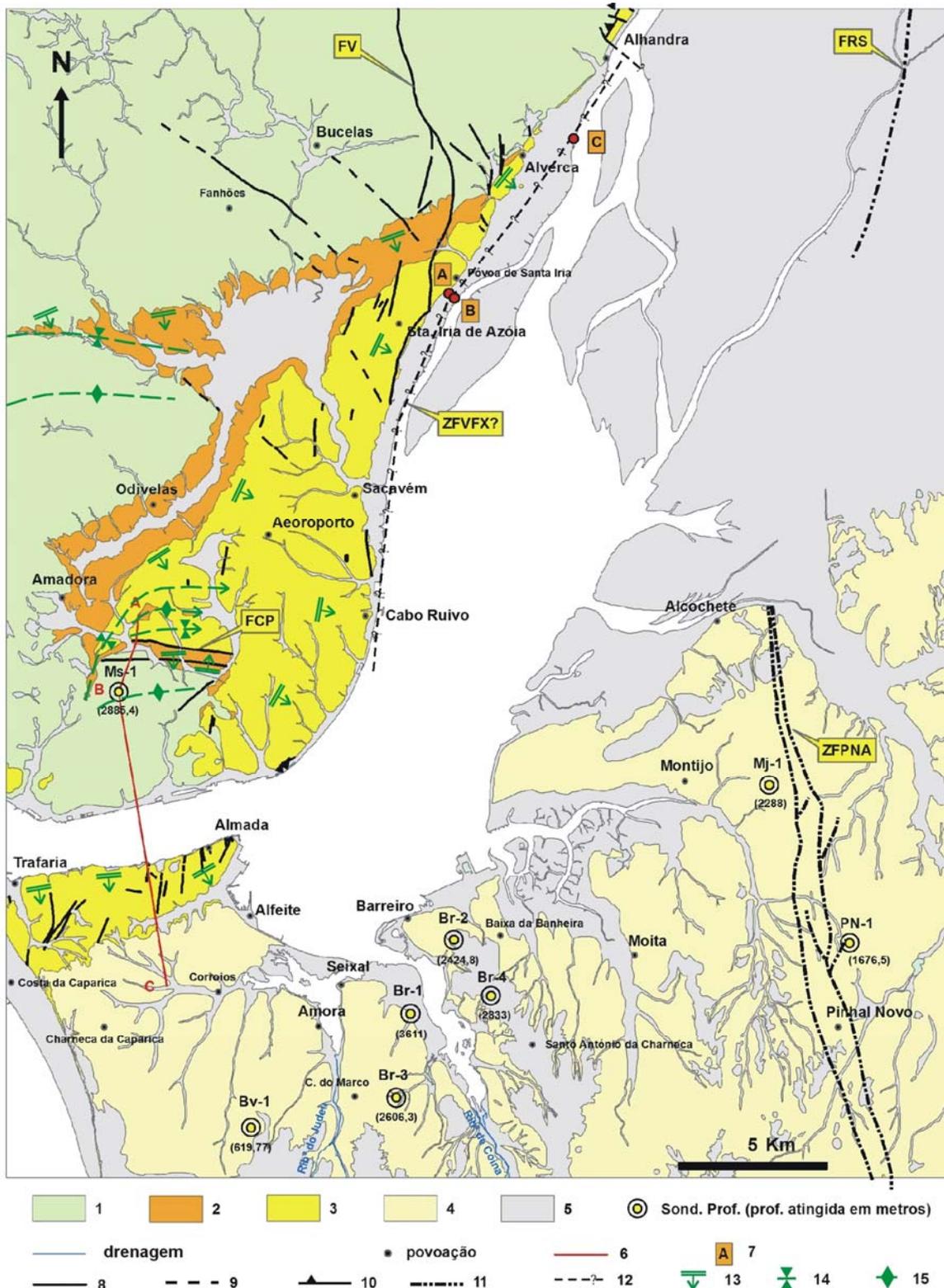


Figura 6

4.1 - DEFORMAÇÃO DÚCTIL

Descrevem-se seguidamente os principais elementos estruturais presentes na região, que afectam os sedimentos miocénicos aflorantes (Moniz e Cabral, 2006; Cabral, 2010 em publ.; Choffat e Cotter, 1940; Almeida, 1986; Folha Geológica 34-D, Lisboa, 2005; Folha Geológica 34-B, Loures, 2008; Folha Geológica 38-B, Setúbal, 1994) (Fig. 6). Identificam-se essencialmente duas direcções estruturais de deformação dúctil, nomeadamente, dobramentos de eixo aproximadamente E-W afectando todas as formações de idade ante-pliocénica, no sector W, e um monoclinal de direcção aproximadamente N-S a NNE-SSW, na área oriental de Lisboa.

Assim, de norte para sul: observam-se as seguintes macroestruturas de deformação dúctil:

- O monoclinal de Bucelas, de orientação geral E-W e inclinação de 10° a 15° para S, afectando unidades de idade jurássica a miocénica;

- Um ligeiro dobramento em sinforma e antiforma, de direcção ENE-WSW e eixo mergulhante para ENE, que para sul roda para NNE-SSW, afectando os sedimentos miocénicos na área de Musgueira-Aeroporto;

- Dois sinformas de eixo E-W, respectivamente em sedimentos miocénicos e paleogénicos, separados por uma falha com a mesma orientação (falha de Cruz da Pedra);

- O doma de Monsanto, alongado na direcção E-W; que afecta as formações do Cretácico ao Miocénico; na terminação E observa-se uma inconformidade cartográfica entre os sedimentos miocénicos e paleogénicos da Formação de Benfica, que desaparecem para S do eixo do doma;

- Uma estrutura em monoclinal suave na área oriental de Lisboa, disposta ao longo da margem direita do rio Tejo, de direcção N-S a NNE-SSW, inclinando para E, mergulhando sob as aluviões recentes do rio e constituindo uma faixa que se vai estreitando progressivamente para NNE.

Todas as estruturas da região terminam a leste neste monoclinal submeridiano. A N de Alhandra este monoclinal passa a um sistema de falhas inversas de direcção paralela, resultantes da inversão tectónica da zona de falha de Vila Franca de Xira (a referir posteriormente), cujo prolongamento em profundidade para sul provavelmente controla a flexuração dos sedimentos a sul daquela povoação (Moniz e Cabral, 2006).

Na região de Trafaria – Almada, situada na margem S do “Gargalo do Tejo” e correspondendo ao bordo setentrional da Península de Setúbal, afloram sedimentos miocénicos dispostos em monoclinal de direcção aproximada E-W a WSW-ENE (na área mais a E, junto a Almada), inclinando suavemente para S (cerca de 6°), aparentemente em continuidade relativamente à estrutura da margem N do “Gargalo do Tejo”. A rotação do monoclinal de E-W para WSW-ENE em direcção a Almada, sugere que esta estrutura se liga também em continuidade ao monoclinal N-S da zona oriental de Lisboa, aflorante na margem oposta.

Cerca de 2 a 3 km a S das colinas de Trafaria – Almada, os sedimentos miocénicos de idade tortoniana mergulham sob os sedimentos arenosos pliocénicos da Formação de Santa Marta, que, nesta área, assentam sobre eles por uma discordância de muito baixo ângulo (discordância cartográfica).

As espessuras máximas da totalidade das formações miocénicas rondam os 300m em Lisboa e nas colinas de Almada, reduzindo-se para nordeste e desaparecendo primeiro bruscamente todas as formações de idade burdigaliana, a norte da Póvoa de Santa Iria e depois progressivamente em cunha até Alverca, as formações de idade langhiana e tortoniana. As formações do Tortoniano afloram ainda um pouco a norte, junto a Vila Franca de Xira, estando invertidas no contacto com a falha de Vila Franca de Xira.

Para leste, e segundo a informação proveniente da sísmica de reflexão existente na área, aquelas formações afundam-se rapidamente sob o leito e a planície aluvial actual do Rio Tejo entre Alcochete e Vila Franca de Xira, aumentando muito de espessura e constituindo um importante depocentro, que parece estar controlado por falhas de direcção aproximadamente NW-SE (Cabral *et al.*, 2003; Carvalho, 2003).

Na Península de Setúbal, entre as colinas de Almada e a Cadeia Orogénica da Arrábida, o “andamento” das formações miocénicas não aflorantes será referido posteriormente.

Na região meridional da Península de Setúbal, as formações miocénicas afloram no flanco norte da Cadeia da Arrábida, inclinando para norte e mergulhando sob a cobertura pliocénica e quaternária (Choffat, 1950; Azevedo, 1982; Antunes, *et al.*, 1999; Kullberg *et al.*, 2000, 2006b). Correspondem a sedimentos marinhos de características litorais (Antunes, *et al.*, 1999), atingindo uma espessura de cerca de 400m (Choffat, 1950).

A escassez de discordâncias com os sedimentos subjacentes ante-neogénicos indica que a deformação regional ocorreu principalmente no Neogénico. Exceptuam-se algumas áreas junto a acidentes tectónicos frágeis em que a coluna estratigráfica se encontra truncada denunciando movimentações anteriores nesses acidentes.

Sobre as unidades de idade miocénica, assentam em discordância os depósitos pliocénicos, que, tal como foi referido, não evidenciam deformação reconhecível à escala mesoscópica ou na cartografia geológica existente.

A distribuição espacial dos sedimentos neogénicos aflorantes é assimétrica. Os afloramentos de sedimentos de idade miocénica ocorrem predominantemente na margem direita do rio Tejo, enquanto que os depósitos de idade pliocénica se encontram preferencialmente na margem esquerda. Esta evidência poderá dever-se a uma subsidência diferencial entre as duas áreas, que terá ocorrido durante a sedimentação fluvial no Pliocénico, produzindo uma espessura de sedimentos muito menor na actual margem direita, a qual poderá ter sido posteriormente erodida ao longo do Quaternário.

Durante o Quaternário há erosão fluvial relacionada com o encaixe da rede de drenagem, testemunhada pela presença de níveis de erosão e de terraços fluviais. Esta evolução resulta de uma descida relativa do nível do mar associada a um levantamento regional do continente, a que se sobrepõe o efeito das oscilações glacio-eustáticas características deste período.

Ao longo das margens do leito actual do rio Tejo, no troço mais vestibular a montante do “Gargalo” do Tejo, a cartografia geológica mostra uma assimetria na

distribuição dos terraços fluviais, ocorrendo de forma mais ou menos contínua na margem esquerda e sendo muito escassos na margem oposta. Esta distribuição assimétrica revela um deslocamento lateral progressivo do rio em direcção a oeste, no Quaternário, eventualmente relacionado com um basculamento regional nesse sentido, acomodado por movimentação num acidente tectónico (Zona de Falha de Vila Franca de Xira?).

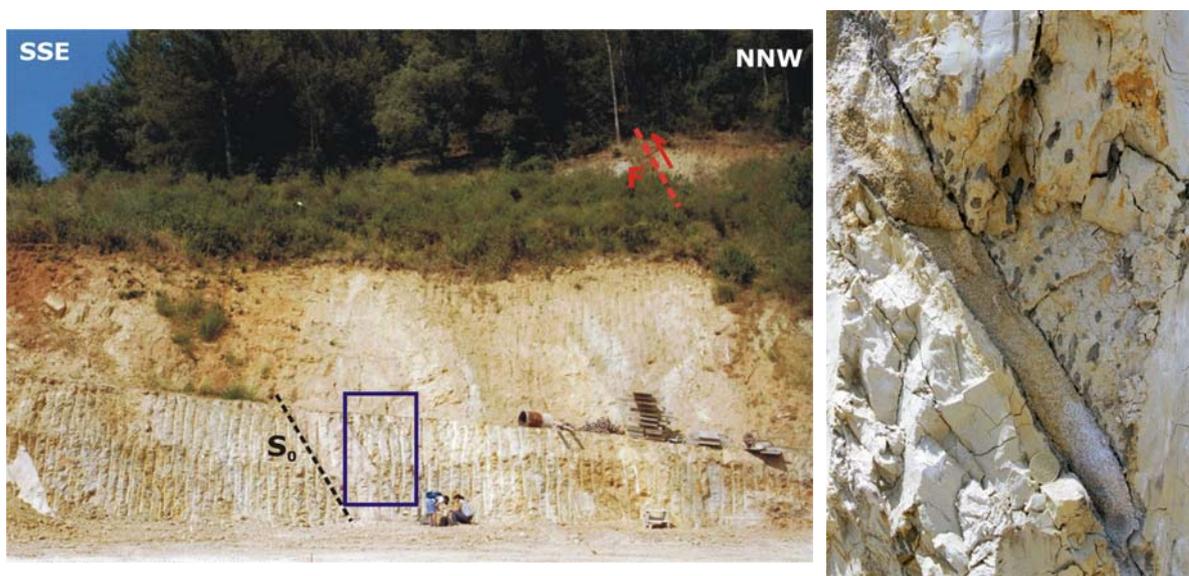
4.2 - DEFORMAÇÃO FRÁGIL

A génese e posterior evolução da BCBT durante o Cenozóico, como se referiu, estiveram condicionadas por importantes acidentes tectónicos. Assim, descrevem-se seguidamente, de forma sucinta, as principais macroestruturas frágeis presentes na região afectando os sedimentos neogénicos (Fig. 6). Salienta-se, contudo, que estas estruturas se encontram ainda de um modo geral deficientemente conhecidas, devido principalmente a disporem-se, total ou parcialmente, sob uma cobertura sedimentar finineogénica a Quaternária que as oculta.

Zona de falha de Vila Franca de Xira e seu provável prolongamento meridional

A zona de falha de Vila Franca de Xira está exposta a NNE da cidade de Lisboa, na margem direita do rio Tejo, expressa por um sistema de falhas de direcção NNE-SSW, afectando formações jurássicas desde Alverca (Folha Geológica 34-B, Loures, 2008), a sul, ao Carregado, a norte. Corresponde a uma das principais estruturas regionais que se deslocou com movimentação normal no Mesozóico, delimitando, a E, o demigraben da sub-bacia de Arruda e controlando o “bordo” da Bacia Lusitânica nesta

área (Rasmussen *et al.*, 1998). Sofreu inversão tectónica no Terciário, passando a comportar-se como uma zona de falha inversa, conforme está testemunhado a N de Alhandra, onde se pode observar a Formação da Abadia, do Jurássico Superior, a W, cavalgando sedimentos arenosos miocénicos de idade essencialmente tortoniana, a E. Estes sedimentos encontram-se invertidos junto do acidente tectónico (inclinando cerca de 50° para NW) (Fig. 7). No Bairro da Mata, imediatamente a norte de Vila Franca de Xira, a falha mostra uma orientação de N25°-35°E, 80°-85°W (Cabral, com oral).



A

B

Figura 7 – Corte no Bairro da Mata, a norte de Vila Franca de Xira, em sedimentos miocénicos. **A** – Aspecto geral, observando-se a estratificação invertida, inclinada para a Falha de Vila Franca de Xira (F). S_0 : N65E, 48NW; **B** – Pormenor de A, mostrando as tubulações invertidas. Estas tubulações têm cerca de 5 cm de comprimento e 1 cm de diâmetro, estando preenchidas por arenito fino micáceo de cor preta.

Nos perfis de reflexão sísmica realizados para prospecção petrolífera (Campanha de sísmica da Arruda) que interceptam a zona de falha de Vila Franca de Xira, é possível identificar a reactivação do acidente tectónico em falha inversa durante a sedimentação neogénica na Bacia do Baixo Tejo (Rasmussen *et al.*, 1998; Cabral *et al.*, 2003; Carvalho, 2003; Carvalho *et al.*, 2005, 2008, Baptista e Moniz, 2008). A componente de deslocamento acumulado em inclinação que afecta a base do conjunto sedimentar terciário (base do Paleogénico) poderá atingir cerca de 1000 m.

Esta estrutura não se observa em afloramento para S de Alhandra, o que sugere que esteja interrompida nesta área por um sistema de falhas de direcção NW-SE a WNW-ESE, identificado também em perfis de reflexão sísmica, que se encontram ocultas sob os sedimentos fluviais recentes (Cabral *et al.*, 2003). Aparentemente estas falhas produzem um salto esquerdo na estrutura de Vila Franca de Xira, e, segundo os dados de reflexão sísmica, parecem controlar um importante depocentro, de sedimentos neogénicos na BCBT, já anteriormente referido.

Contudo, a estrutura regional, com os sedimentos terciários dispostos em monoclinal de direcção NNE-SSW e mergulhando para ESE, sugere a dependência de uma falha localizada em profundidade, que poderá corresponder ao prolongamento meridional da zona de falha de Vila Franca de Xira, funcionando como uma falha cega vergente para E, com uma reactivação predominantemente em regime transpressivo esquerdo, por acção de uma compressão máxima orientada aproximadamente NW-SE.

No entanto, as evidências deste prolongamento para sul são escassas, limitando-se às provenientes de alguns perfis de sísmica de reflexão (campanha sísmica Tejo), análise de alguns relatórios de sondagens para pesquisa e captação de água e sobretudo à identificação de algumas falhas de orientação próxima de N-S, muito inclinadas, localizadas junto à margem direita do rio Tejo, entre Cabo Ruivo e Sacavém. Estas falhas deslocam formações miocénicas com separações verticais da ordem da dezena de metros, apresentando maioritariamente subida relativa do bloco Este, inferidas a partir de dados de sondagens geotécnicas (Almeida, 1986; Jeremias, 1996; Almeida e Almeida, 1997; Oliveira, 1997).

Destaca-se ainda a ocorrência em Lisboa, na margem direita do Tejo entre Santa Apolónia (Alfama) e a Praça do Comércio, de uma falha de direcção NE-SW, inclinada para SE, afectando sedimentos miocénicos de idade burdigaliana, cujo padrão cartográfico indica uma componente dominante de movimentação inversa. Embora a localização e direcção desta falha sugiram alguma relação com um eventual prolongamento meridional da estrutura oculta de Vila Franca de Xira, a sua inclinação é contrária ao que seria expectável, podendo eventualmente corresponder a um retrocavalgamento (?).

De facto, a análise da sísmica de reflexão (linha sísmica T-10(3) da campanha sísmica Tejo), conjuntamente com a informação expressa em relatórios de sondagens, permitem inferir o provável prolongamento da zona de falha de Vila Franca de Xira para sul. Com efeito, uma sondagem realizada a norte de Alverca, nas aluviões do rio (Fig. 6), extraiu água hipersalina de composição cloretada sódica e sulfatada cálcica (Sondagens A. Cavaco, 1961, furo AC1), sugerindo a presença de uma zona de falha por onde será facilitada a ascensão de água contaminada por evaporitos das Margas da Dagorda (Formação de Dagorda). Também as ilações retiradas da linha sísmica acima referida, e de relatórios de sondagens efectuadas na zona da Póvoa de Santa Iria sobre as aluviões do rio e distanciadas entre si de cerca de 250 m (Sondagens A. Cavaco, 1978a, furo AC1; GKN Keller, 1965, furo JK1-A) (Fig. 6), parecem evidenciar uma separação vertical nos sedimentos miocénicos (que poderão inclinar cerca de 24° na zona) e pliocénicos (?) de cerca de 130 m, com levantamento relativo do bloco oeste.

Note-se que aquela separação vertical foi deduzida a partir das espessuras inferidas dos relatórios de sondagens para o conjunto de sedimentos de idade miocénica, e que estas estão de acordo com a informação obtida em afloramento por Choffat (1950), ao longo de um corte situado na zona, a cerca de 2 km para sul.

Embora os dados cinemáticos referentes à zona de falha de Vila Franca de Xira sejam escassos e difíceis de interpretar, a disposição da estrutura regional sugere que o acidente tectónico tenha sido reactivado no Quaternário em regime predominantemente transpressivo esquerdo, sujeito a uma compressão máxima orientada aproximadamente NW-SE (Fonseca, 1989; Cabral, 1995, Cabral *et al.*, 2003).

Zona de falha do rio Tejo

O que é designado no presente trabalho por “zona de falha do rio Tejo” corresponde a uma estrutura tectónica provável de orientação NNE a NE, localizada aproximadamente ao longo do rio Tejo no seu troço compreendido entre Vila Nova da Barquinha e o Mar da Palha. Está mal caracterizada, encontrando-se oculta pelas

aluviões quaternárias, cujas espessuras atingem várias dezenas de metros. Expressa-se em imagens de detecção remota de escala regional, como por exemplo em imagens de satélite LANDSAT 7 (Ribeiro, *et al.*, 2000), como um conjunto de lineamentos com a orientação referida, prolongando-se até ao Mar da Palha.

A zona de falha do rio Tejo parece corresponder a um sistema de falhas complexo e não a um único acidente disposto ao longo do rio. Provavelmente é caracterizada do ponto de vista estrutural por uma zona de falha larga, constituída por segmentos de direcção próxima de NNE-SSW limitados por “saltos” (*step over*) com importantes deslocamentos verticais miocénicos e pós-miocénicos, de que a falha de Azambuja (Cabral *et al.*, 2004) poderá ser a expressão aflorante, mais ocidental.

Para além de evidências desta estrutura para N de Muge, já fora da área de estudo do presente trabalho, provenientes de dados de sondagens para prospecção hidrogeológica (Mendonça e Cabral, 2003) e de cartografia geomorfológica detalhada e datação de terraços fluviais presentes nas duas margens do rio entre Chamusca e o Entroncamento, aparentemente deslocados (Martins *et al.*, 2009), salienta-se a presença da falha do rio Sorraia, a sul.

Com efeito, através de sísmica de reflexão (campanha sísmica Samora) identifica-se um acidente tectónico com uma orientação NNE-SSW e muito inclinado para oeste sob o actual leito do rio Tejo, aproximadamente ao longo do troço vestibular do rio Sorraia, afectando os sedimentos miocénicos com abatimento do bloco oriental, ou seja com uma componente de movimentação inversa (Walker, 1983; Baptista e Moniz, 2008,). Este acidente tectónico poderá corresponder ao prolongamento meridional da Falha de Azambuja (Cabral *et al.*, 2004), localizada a norte, e eventualmente constituir a fonte sismogénica do sismo de Benavente de 1909 (Cabral *et al.*, 2009).

Zona de falha de Pinhal Novo – Alcochete

A zona de falha de Pinhal Novo – Alcochete (ZFPNA), objecto de estudo do presente trabalho e descrita mais detalhadamente adiante, corresponde a uma das principais macroestruturas frágeis identificada na região, embora, tal como já foi referido, esteja escassamente evidenciada na geologia de superfície, que se caracteriza por afloramentos de sedimentos pliocénicos e quaternários de um modo geral imperturbados (apenas se conhece uma referência de Zbyszewski (1943) a sedimentos pliocénicos acentuadamente inclinados junto ao Montijo, que não foi possível confirmar no terreno).

Assim, a informação sobre esta estrutura, que é referenciada por diversos autores (Walker, 1983; Ribeiro *et al.*, 1986, 1990, 1996a; Fonseca, 1989; Cabral *et al.* 2003; entre outros), provém quase na totalidade de dados de sub-superfície, nomeadamente de sondagens profundas (furos de Pinhal Novo – PN-1, e Montijo – Mj-1), de diversos perfis de reflexão sísmica efectuados para pesquisa de petróleo, e de numerosos furos para pesquisa hidrogeológica, menos profundos.

Localiza-se no sector E da Península de Setúbal, tem uma orientação geral NNW-SSE e abarca uma zona larga de deformação (de cerca de 1,5 km) em que apresenta um padrão de falhas ramificadas e anastomosadas. Encontra-se parcialmente intruída por formações salíferas de idade hetangiana (Formação de Dagorda) provenientes da base da cobertura sedimentar mesozóica, nomeadamente na zona de Pinhal Novo.

A ZFPNA terá funcionado durante a extensão mesozóica como bordo E da Bacia Lusitânica nesta região, controlando a sedimentação. Atendendo à sua localização a N da terminação oriental da Cadeia orogénica da Arrábida, tem sido interpretada como tendo funcionado posteriormente como rampa lateral esquerda em relação com as estruturas cavalgantes da Arrábida e os dobramentos associados, de idade miocénica (Ribeiro *et al.*, 1986, 1990; Kullberg, 2006b, Fonseca, 1989). A importante deformação reconhecida afectando os sedimentos pliocénicos e que será abordada posteriormente com maior pormenor, implica a ocorrência de actividade posterior na zona de falha, mantendo-se um regime predominante em desligamento esquerdo.

Falha do “Gargalo” do Tejo

A falha do “Gargalo” do Tejo corresponde a um acidente tectónico provável disposto ao longo do troço vestibular do rio Tejo, de direcção E-W a WNW-ESE, proposto por Ribeiro *et al.* (1986, 1990) num modelo para a interpretação da estrutura tectónica da região de Arrábida – Sintra. Segundo este modelo, a falha do “Gargalo” consiste numa falha cega coincidente com uma rampa de cavalgamento vergente para S, enraizada num nível de descolamento intracrustal a uma profundidade de cerca de 15 km. Esta falha terá sido reactivada com componente de desligamento direito no Neogénico superior e Quaternário. Contudo, tal como foi referido, esta estrutura não está evidenciada à superfície e os sedimentos miocénicos dispostos em monoclinal nas colinas de Trafaria – Almada ligam-se em continuidade à estrutura da margem N do “Gargalo” do Tejo (Fig. 5), na área de Lisboa Exceptuam-se pequenos deslocamentos verticais produzidos por algumas falhas menores, de direcção desconhecida, localizadas na zona do leito do rio, inferidas a partir de dados de sondagens evidenciando separações verticais da ordem de algumas dezenas de metros (Moniz e Cabral, 2006; Almeida, 1986; Almeida e Zbyszewski, 1956). Note-se que a orientação ENE-WSW admitida para estas pequenas falhas (Almeida, 1986; Almeida e Zbyszewski, 1956) não parece compatível com os dados de sondagens localizadas muito próximo, no prolongamento desta direcção (Almeida e Zbyszewski, 1956 – Sondagens Ródio, 1955a), onde não são identificáveis separações verticais.

A mudança de orientação do percurso do rio de NNE-SSW, para E-W no seu troço vestibular, poderá ser justificada por acção de uma captura facilitada pelo encaixe de uma linha de água ortoclinal, de orientação próxima de E-W, devido ao levantamento continental no Quaternário inferior (Cabral, 1995). Contudo, note-se que não é possível excluir a existência de uma zona de fractura eventualmente profunda (falha do “Gargalo?”), facilitando o processo de encaixe e captura.

A orientação desta estrutura provável corresponde a uma das direcções principais de falhamento na cidade de Lisboa, afectando os sedimentos do Miocénico, como a falha da Cruz da Pedra. Esta falha põe em contacto os sedimentos da Formação de Benfica, a S, com os sedimentos miocénicos de idade aquitaniana, a N, ao longo de 3,5

km. Atendendo à inclinação acentuada (próxima da vertical) evidenciada pelo seu traçado cartográfico, e à orientação provável NNW-SSE da compressão miocénica, é expectável que tenha sido activada nesta época em regime transpressivo direito.

Para além das estruturas frágeis maiores referidas acima, salienta-se a presença de algumas falhas de pequeno comprimento afectando os sedimentos miocénicos nas colinas de Trafaria - Almada, com orientação NNE-SSW e NW-SE, e evidenciando uma componente de deslocamento normal.

Com orientação NNW-SSE a N-S, semelhante à da ZFPNA, ocorrem ainda algumas falhas de pequeno comprimento nas colinas de Trafaria - Almada, para além da Falha de Vialonga (localizada na Folha Geológica 34-B, Loures, 2008) (Fig. 6). Esta estrutura, situada a N de Lisboa, de direcção NNW-SSE a N-S, muito inclinada e de importante extensão cartográfica, apresenta um traçado sinuoso, produzindo deslocamentos nas formações mesozóicas e cenozóicas. A análise cartográfica das separações produzidas permite inferir movimentações que terão ocorrido no Mesozóico, controlando a sedimentação cretácica, e após a instalação do CVL, com uma subida relativa do bloco oriental, e no Cenozóico, após a sedimentação dos depósitos paleogénicos, e com posterior reactivação afectando os sedimentos miocénicos de idade tortoniana.

Em síntese, a região do Vale Inferior do Tejo e, em particular, a área do estuário do Tejo (compreendida aproximadamente entre as latitudes de Azambuja e Setúbal) caracteriza-se, estruturalmente, pela presença de um sistema de falhas orientadas NNE-SSW (preferencialmente) a NNW-SSE, segmentadas e dispostas escalonadamente, evidenciando importantes deslocamentos verticais e/ou de desligamento, miocénicos e pós-miocénicos.

Estas estruturas dispostas longitudinalmente em relação ao vale do Tejo, de que se destacam as falhas de Azambuja, Vila Franca de Xira e Pinhal Novo – Alcochete, encontram-se provavelmente ligadas por acidentes tectónicos transversais, de direcção WNW-ESE, funcionando como falhas de transferência. No seu conjunto, este sistema de falhas controla a sedimentação cenozóica, produzindo depocentros neogénicos importantes, numa disposição que sugere um regime transpressivo esquerdo.

5 – PREENCHIMENTO SEDIMENTAR DA PENÍNSULA DE SETÚBAL, NO CONTEXTO DA BCBT

Como se referiu acima, a ZFPNA situa-se na parte oriental da Península de Setúbal (PS). Nesta, a cobertura sedimentar de idade pliocénica e quaternária aflora numa vasta área (Fig. 6), ocultando as rochas mais antigas subjacentes. Com efeito, estes sedimentos afloram em quase toda a área da PS, a norte da Cadeia da Arrábida, com excepção do sector a NW correspondente às colinas de Trafaria - Almada e de alguns pequenos afloramentos estreitos e alongados ao longo das arribas litorais a oeste, onde afloram sedimentos de idade miocénica. Sob esta vasta cobertura plio-quaternária ocorrem os depósitos cenozóicos de idade miocénica e paleogénica.

Deste modo, foi necessário recorrer à informação geológica de afloramento disponível na região envolvente, principalmente à mais próxima em localização geográfica, correspondente à das colinas de Trafaria - Almada e da margem direita do Tejo, na cidade de Lisboa, bem como à situada um pouco mais para norte, até Alhandra, com o intuito de conhecer as variações laterais existentes em litótipos e espessuras para as unidades miocénicas e, até Odivelas para a Formação de Benfica

Assim, esta informação geológica, conjuntamente com a análise de relatórios de sondagens efectuadas na zona, permitiu inferir as características gerais do enchimento sedimentar cenozóico nesta área, correspondente ao sector setentrional da PS. Descrevem-se, assim, seguidamente as características principais do conjunto sedimentar cenozóico presente nesta região da PS.

Enchimento Sedimentar Paleogénico

Os primeiros sedimentos de idade cenozóica correspondem aos atribuídos, de forma imprecisa, ao Eocénico a Oligocénico (Carvalho, 1968) e designados por

Formação de Benfica, tal como foi referido. Assentam por inconformidade sobre as rochas mesozóicas do CVL, ou do Cretácico Inferior, na margem direita do Tejo. Na P.S., ocorrem sobre sedimentos cretácicos, ou directamente sobre as formações do Jurássico Superior, no sector Este (Fig. 8).

Correspondem a depósitos fluviais detríticos, por vezes torrenciais, correlativos de uma drenagem de leques aluviais, pouco organizada, que se estenderia por uma vasta região.

Os litótipos presentes permitem diferenciar dois episódios maiores de sedimentação (Azevêdo e Pimentel, 1995; Pais e Legoinha, 2006): o 1º episódio, na base, relacionável com uma área fonte dominante situada a este, constituída por rochas paleozóicas, ou seja do Maciço Hespérico, e um 2º episódio testemunhado essencialmente pela sedimentação de materiais provenientes de áreas fonte locais, como a ocorrência de sedimentos resultantes da erosão de rochas mesozóicas (como da área do maciço intrusivo de Sintra). Estes episódios de sedimentação poderão ser correlativos da fase de deformação pirenaica, responsável pela génese de relevos na região.

Os sedimentos paleogénicos correspondem genericamente a depósitos avermelhados conglomeráticos e areníticos de granularidade variada, mal calibrados, com fracção argilosa, predominando as esmectites, frequentemente com cimento carbonatado (Choffat, 1950). Intercalados ocorrem sedimentos mais finos, de margas e argilitos, onde predomina a atapulgite. Apresentam intercalações e passagens laterais muito características de calcários nodulares esbranquiçados, designados por “Calcários de Alfarelos”, representativos de ambientes lacustres e de acções pedogenéticas posteriores (Azevêdo e Pimentel, 1995).

Estes depósitos mostram espessuras variáveis, com um máximo de cerca de 400 m na região de Odivelas, e cerca de 320 m a SE do Seixal (Fig. 6 e 8, furos Br-1 e Br-4).

Na margem direita do Tejo, fora da área depocentral, estes depósitos diminuem gradualmente de espessuras para sul. A oeste (na Folha Geológica 34-B Sintra, 1991), estão essencialmente preservados em zonas deprimidas tectonicamente, orientadas NNE-SSW, para além de alguns retalhos na área de sopé a norte da serra de Sintra

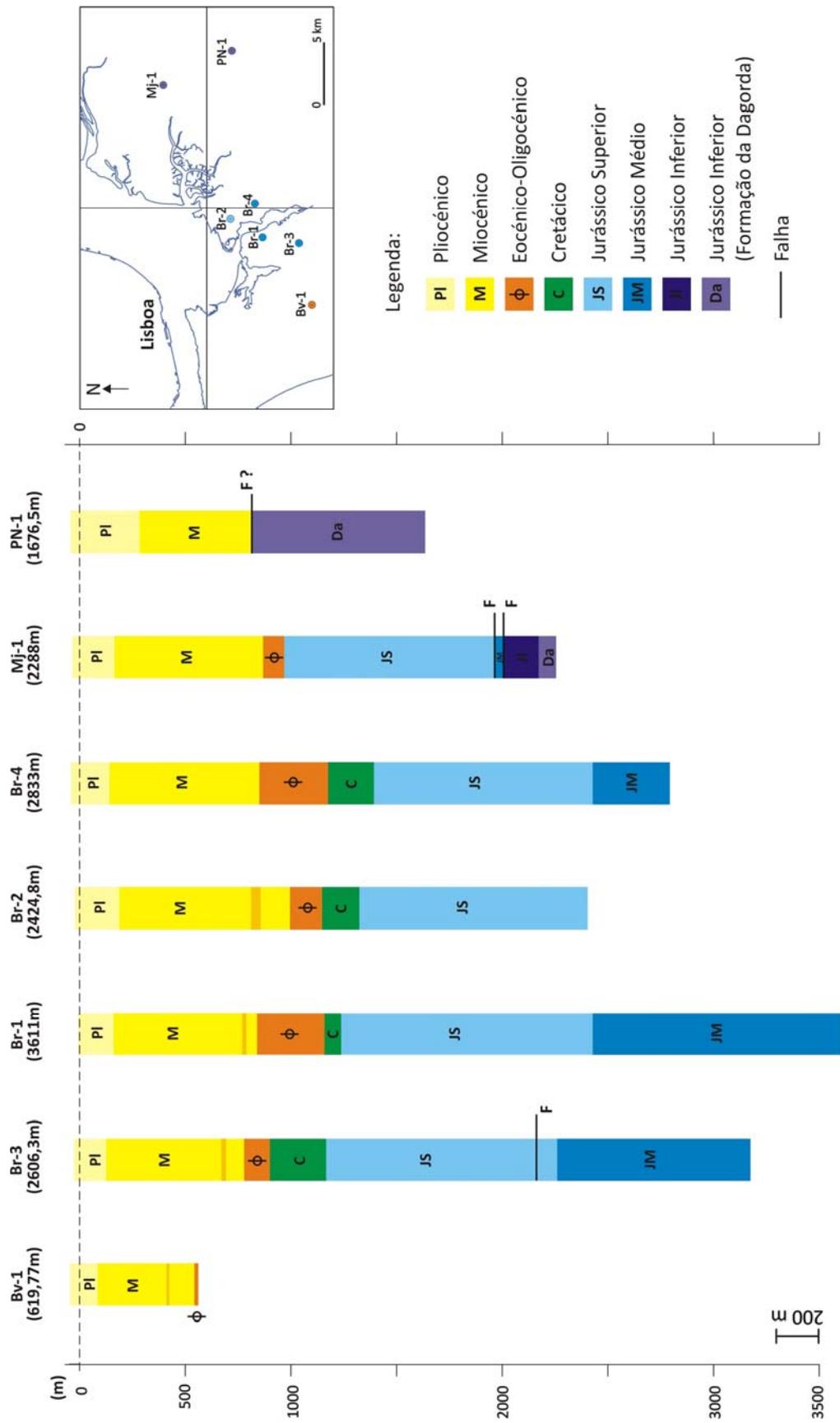


Figura 8 – Colunas estratigráficas sintéticas das sondagens profundas do sector setentrional da PS e sua localização. (Elaboradas a partir dos Relatórios das Sondagens CPP (1955 a 1983) e das reinterpretaciones de Ramalho (1971)). A intercalação intra-miocénica nas sondagens Bv-1 e Br-1 a 3, corresponde à unidade de “Banco Real”; nas outras sondagens não foi possível individualizar este nível.

(Carvalho, 1983-85). Para NE, terminam junto a Alhandra. Mais para norte, no leito do Rio Tejo, voltam a reaparecer com espessuras da ordem dos 150 m a 200 m, em Samora (furo SA-1A) e na zona de Santarém (Mendonça e Cabral, 2003), sob o actual leito do rio Tejo. Para SW (na região abarcada pela Folha Geológica 34-C Cascais, 1999) a sua ocorrência é quase nula, limitando-se a alguns pequenos afloramentos.

Ainda na margem direita, a sul e a leste de Monsanto estes depósitos são praticamente inexistentes (com espessuras inferiores a 5 m, por baixo das formações miocénicas, ao longo do Túnel do Rossio) (Choffat, 1889). Também parecem estar ausentes sob o leito do Rio Tejo no troço do “Gargalo” (Almeida e Zbyszewski, 1956 – Sondagens Ródio, 1955a).

Na área da PS, também não ocorrem nas colinas de Trafaria - Almada (Almeida e Zbyszewski, 1955 – Sondagens Ródio, 1955b; Teixeira Duarte, TD-1, 1987), nem ao longo da faixa mais ocidental da Península e, a sul da Arrábida, também estão ausentes nos furos de Golfinho e Pescada (localizados na plataforma continental entre os paralelos de Setúbal e Sines, a aproximadamente 15 km e 20 km, respectivamente da linha de costa), o que poderá ser o reflexo de uma zona soerguida. Na restante área da PS, estes sedimentos estão presentes, com espessuras variáveis que parecem ser próximas de 150 m (Fig. 8), com excepção da zona a SE do Seixal já referida, onde são identificáveis espessuras um pouco maiores. No flanco norte da Cadeia da Arrábida, na sua parte leste, atingem cerca de 250 m (Antunes, *et al.*, 1999).

A distribuição dos sedimentos de idade paleogénica sugere, assim, a presença de alguns “depocentros” pouco acentuados distintos dos identificáveis nos depósitos miocénicos, como os da região de Odivelas e a SE do Seixal, e de uma região extensa soerguida, mal definida geograficamente. Na PS, esta zona elevada, talvez parcialmente paleogénica e maioritariamente pós paleogénica e ante-burdigaliana, em que ocorreu erosão dos depósitos paleogénicos que aí possam ter existido, deverá abarcar o bordo ocidental da Península, visto que as formações miocénicas assentam aí directamente sobre os sedimentos de idade cretácica.

Enchimento Sedimentar Miocénico

Os sedimentos miocénicos ocorrem sob a vasta cobertura plio-quadernária, na quase totalidade da PS, exceptuando-se os sectores já referidos, onde afloram. Correspondem a sedimentos de idade compreendida entre o Aquitaniano e o Tortoniano, correlativos de ambientes marinhos de litoral e fluviais estuarinos e deltaicos, estendendo-se para norte, na BCBT, aflorando em Lisboa e até aproximadamente o paralelo de Vila Franca de Xira. Mais a norte, os sedimentos miocénicos apresentam características correlativas de ambientes fluviais e, excepcionalmente, lacustres.

Correspondem aos depósitos de maior espessura no contexto do preenchimento sedimentar cenozóico da BCBT (Fig. 8), reflectindo as fases de maior subsidência e consequente desenvolvimento da Bacia.

Os primeiros trabalhos significativos sobre os sedimentos miocénicos da região são da autoria de Cotter (1956) e Choffat (1950), realizados no final do séc. XIX e primeiros anos do séc. XX. Apresentam o estudo sedimentológico, estratigráfico e a cartografia de unidades, estabelecida essencialmente com base em inúmeras observações efectuadas em afloramentos (actualmente desaparecidos) na cidade de Lisboa. Estes trabalhos permitiram a separação dos depósitos miocénicos em “Assentadas”, baseada essencialmente no seu conteúdo fossilífero.

Note-se que a cartografia realizada por aqueles autores baseou-se em critérios cronológicos e na correlação espacial entre os inúmeros cortes descritos, não estabelecendo a separação entre formações distintas, ocorrendo assim situações em que numa mesma mancha cartográfica são identificáveis litótipos muito distintos.

A título de exemplo, refere-se a “Assentada I” de Cotter (Cotter, 1956), correspondente à base dos sedimentos miocénicos, de idade aquitaniana, designada por “Molasso e argilas de *Vénus Ribeiroi* dos Prazeres”, cartografada (Choffat e Cotter, 1940) como uma faixa aflorante contínua desde o rio Tejo (zona de Santos) e prolongando-se para norte, reduzindo-se de espessura e terminando a cerca de 3 km a NNE de Telheiras (no “Casal dos Cucos”). A sua descrição refere-se às observações

efectuadas numa pedreira situada próximo do cemitério dos Prazeres (Cotter, 1956) e consiste litologicamente num conjunto de sedimentos com uma espessura de cerca de 30 a 35 m de argilas escuras com algumas intercalações de margas areníticas e duas bancadas de calcários margosos com *Vénus Ribeiroi*. Contudo, para norte, as argilas são substituídas por margas e depois todo o conjunto está testemunhado por alguns metros de areias com calhaus e valvas de ostras (Choffat, 1950).

Os trabalhos de Cotter e Choffat referidos estabelecem a separação dos sedimentos miocénicos em 7 “Assentadas” (de I a VII), num total de 15 subdivisões, de idade aquitaniana a tortoniana, com base nos afloramentos observados na cidade de Lisboa e nas colinas de Trafaria – Almada (Fig. 9 e 4). Estabelecem ainda a sua continuidade para norte até Vila Franca de Xira e as possíveis correlações com os sedimentos miocénicos de características marinhas litorais aflorantes no bordo meridional da PS.

Posteriormente, inúmeros trabalhos foram desenvolvidos, destacando-se os de Antunes, Pais e Legoinha (Antunes, *et al.*, 1992, 1996, 2000, Pais, 1981, Pais *et al.*, 2003, Legoinha, 2001), no domínio da sedimentologia, paleontologia e estratigrafia, permitindo uma abordagem em termos de estratigrafia sequencial, agrupando os níveis anteriormente referidos em sequências deposicionais, limitadas por inconformidades regionais (Fig. 9), e uma correlação rigorosa entre os depósitos da PS e os de Lisboa.

Contudo, os excelentes trabalhos de Choffat e Cotter, aliados à destruição de inúmeros afloramentos pela ocupação humana da zona, resultam em que a cartografia actualmente utilizada, salvo pequenas modificações (Zbyszewski, 1950; Almeida, 1986; Pais, 2005), permanece em termos gerais idêntica à estabelecida por aqueles autores.

Os sedimentos miocénicos assentam em inconformidade sobre a Formação de Benfica, ou sobre o CVL, na cidade de Lisboa. Para norte, ao longo da margem direita do Tejo, dispõem-se sobre a Formação de Benfica até próximo de Alverca, depois sobre as formações cretácicas, e na zona de Alhandra directamente sobre as rochas do Jurássico Superior (Fig. 6).

Na margem esquerda, nas colinas de Trafaria - Almada, assentam directamente sobre o CVL (que tem uma espessura vertical de 55 m, junto à margem, a cerca de 900 m a oeste do pilar sul da Ponte 25 de Abril) (Almeida e Zbyszewski, 1955 – Sondagens Ródio, 1955b.), em continuidade com o que se observa na margem oposta, a S de

Monsanto, ou directamente sobre o Cretácico (?), na terminação este daquelas colinas, na zona da Cova da Piedade (sondagem Teixeira Duarte, TD-1, 1987).

No interior da PS, de um modo geral os depósitos miocénicos parecem dispor-se sobre a Formação de Benfica (Fig. 8), excepto em Pinhal Novo (furo PN-1), onde se sobrepõem, por contacto mecânico, a rochas da Formação da Dagorda, do Jurássico Inferior. A sul da Lagoa de Albufeira, na parte mais ocidental, os sedimentos miocénicos assentam sobre as formações cretácicas.

Os litótipos presentes na região Este da cidade de Lisboa correspondem, de forma geral, a argilitos, frequentemente ricos em matéria orgânica, siltitos, areias e arenitos finos a grosseiros, muitas vezes micáceos, e biocalcarenitos, por vezes lumachélicos. sendo, na generalidade, fossilíferos (Choffat, 1950). Os limites das sequências deposicionais correspondem, no geral, a disconformidades (Fig. 9) (Pais, e Legoinha, 2006; Legoinha, 2001; Antunes, *et al.*, 2000).

Nesta região (no sector E de Lisboa), os sedimentos miocénicos iniciam-se pelas designadas “Camadas dos Prazeres”, ou seja pela “Assentada I,” de idade aquitaniana, onde predominam argilitos, frequentemente lignitosos, e margas, correlativos de ambientes lagunares litorais.

Ao longo das camadas de idade miocénica sucedem-se e repetem-se sedimentos característicos de ambientes fluvio-deltáicos, de planícies de inundação e marinhos de litoral, por vezes com ambientes um pouco mais profundos. Os ambientes marinhos mais profundos de toda a BCBT, parecem estar testemunhados pelas “Argilas Azuis de Xabregas”, “Assentada VIa”, que constituem o topo da sequência S1, correlativos da maior transgressão miocénica (Pais, *et al.*, 2006)

A série sedimentar miocénica termina pelas “Areolas de Cabo Ruivo”, “Assentada VIIb”, de idade tortoniana, representada por um conjunto de depósitos essencialmente arenosos, constituído maioritariamente por areias, onde ocorrem intercalados argilitos micáceos e biocalcarenitos para o topo.

Os sedimentos miocénicos, na cidade de Lisboa, de idade aquitaniana a tortoniana, apresentam uma espessura máxima de cerca de 300 m.

Como se referiu acima, para NE, ao longo da margem direita do rio, as espessuras dos sedimentos reduzem-se, pelo desaparecimento sucessivo das unidades mais antigas e pela inexistência dos pacotes sedimentares de carácter argiloso. Deste modo, a cerca de 2 km a 3 km a sul da Póvoa de Santa Iria (Choffat, 1950), os depósitos de idade aquitaniana já estão ausentes e a totalidade dos sedimentos miocénicos de idade burdigaliana a tortoniana têm cerca de 190 m a 200 m de espessura. A norte da Póvoa de Santa Iria já só ocorrem sedimentos pós burdigalianos, que vão desaparecendo cartograficamente de modo progressivo, em cunha, até Alverca (os de idade langhiana e tortoniana). As unidades do Tortoniano afloram ainda um pouco a norte, encontrando-se invertidas no contacto com a falha de Vila Franca de Xira, tal como já foi referido. Esta disposição em *on lap* dos sedimentos miocénicos reflecte uma migração contemporânea da sedimentação para norte, possivelmente em relação com uma migração progressiva da subsidência no mesmo sentido.

Para sul de Lisboa, nas colinas de Trafaria-Almada, as espessuras totais dos sedimentos miocénicos mantêm-se, sendo assim de cerca de 300 m, mas comparativamente com Lisboa, do ponto de vista litológico os pacotes mais arenosos reduzem-se de espessura, enquanto que os argilosos são mais espessos, destacando-se os da base (“Camadas dos Prazeres”), com espessura de cerca de 80 m, identificada em sondagem (Almeida e Zbyszewski, 1955 – Sondagens Ródio, 1955b), em contraponto com os 35 m observáveis em Lisboa.

Na PS, ao longo do litoral ocidental, as unidades miocénicas mais antigas, do Aquitaniano, estão ausentes, iniciando-se a série com os “Calcarenitos e Margas de Foz da Fonte e de Penedo Sul”, do Burdigaliano, que assentam em disconformidade sobre as unidades do Cretácico Inferior (Antunes, *et. al.*, 1999), indiciando a eventual manutenção de um relevo soerguido na zona, durante o Aquitaniano (desde o Paleogénico (?) ao Aquitaniano).

No bordo meridional da PS, na Cadeia da Arrábida, os sedimentos miocénicos apresentam um carácter mais carbonatado, de fácies marinhas de características litorais relativamente abrigadas, no flanco norte, onde a série está toda representada, com uma

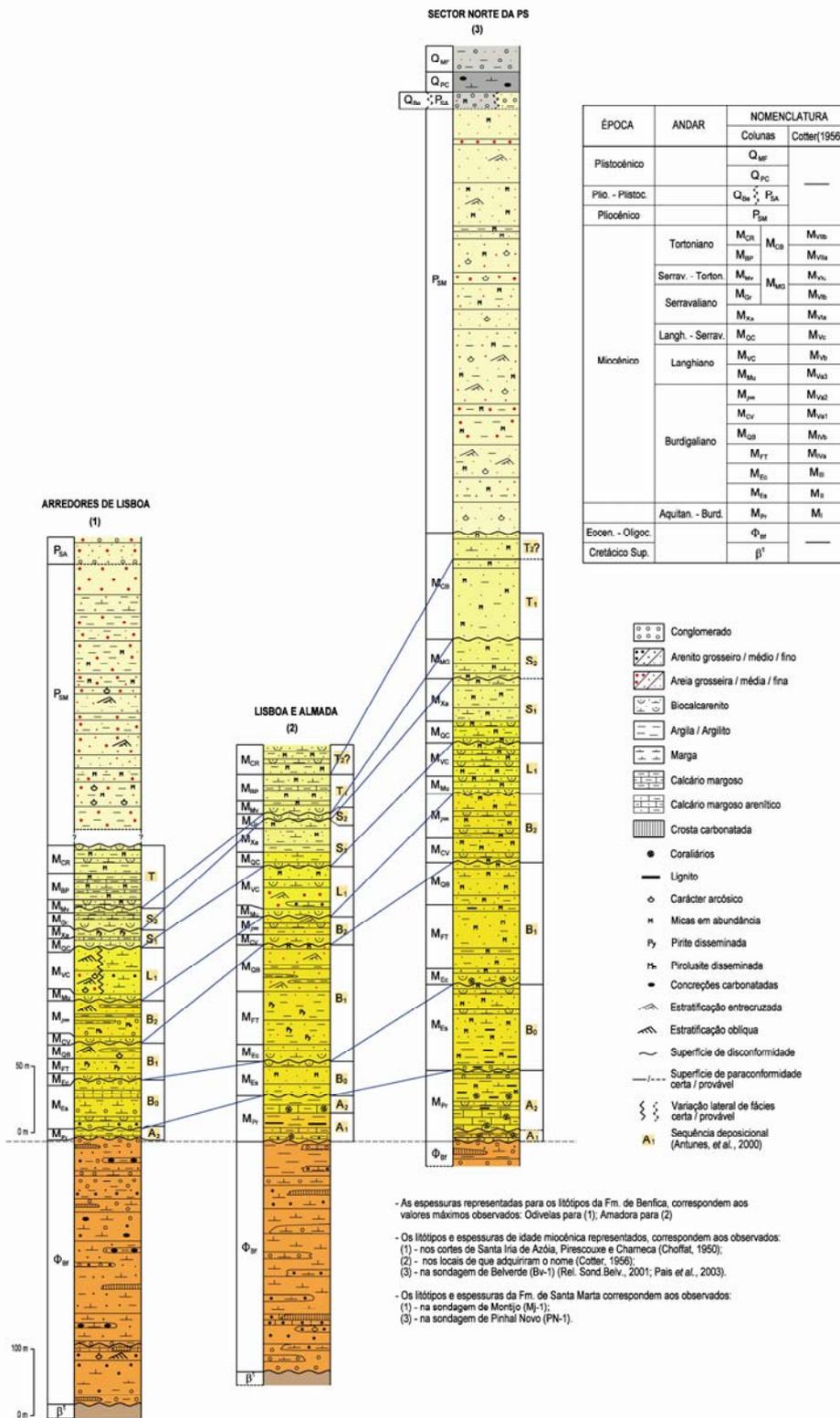


Figura 9 - Colunas litostratigráficas sintéticas dos depósitos cenozóicos da região de Lisboa. (Adaptado de Moniz e Pais, 2005; 2008).

espessura de cerca de 400 m (Choffat, 1950)., enquanto que no flanco sul, no Portinho da Arrábida, predominam as fácies marinhas de alta e média energia (Antunes, *et.al.*, 1999).

As fácies acima referidas, conjuntamente com a ausência de sedimentos da base do Miocénico, a oeste, sugerem que a transgressão miocénica se terá iniciado pela região Sul da Península (Pais, com. oral).

Os depósitos tortonianos que terminam o enchimento sedimentar miocénico, correspondem litologicamente, nas colinas de Trafaria - Almada (Pais e Legoinha, 2006), a sedimentos semelhantes aos de Lisboa, constituídos por alternâncias de arenitos e areias finas, por vezes muito micáceas, com bancadas de calcários margosos muito fossilíferos, pertencentes ao conjunto das “Areolas de Cabo Ruivo” e “Areolas de Braço de Prata” indiferenciadas, que neste sector não é possível individualizar. No sector oriental do flanco norte da Cadeia da Arrábida, ocorrem microconglomerados ocre, aos quais se sobrepõem biocalcarenitos e depósitos argilo-margosos fossilíferos (“Areias e Margas da Quinta do Anjo”) (Pais e Legoinha, 2006).

Em síntese, na PS os sedimentos tortonianos, sobre os quais assentam os depósitos pliocénicos, integram para o topo, para além de níveis fossilíferos, uma fracção carbonatada, que serviu de critério para a separação destes pacotes sedimentares na análise dos relatórios de sondagens.

Na região entre as colinas de Trafaria - Almada, e a Cadeia da Arrábida, infere-se que os sedimentos miocénicos aumentam de espessura para sul, atingindo cerca de 460 m na zona da Charneca da Caparica e até Belverde, onde os litótipos são semelhantes aos identificados nas colinas de Trafaria - Almada (Pais, *et al.*, 2003).

Para leste e sudeste das colinas de Trafaria - Almada, verifica-se um maior incremento de espessuras. Com efeito, em Corroios elas serão superiores a 500 m, atingindo espessuras de cerca de 650 m na zona de Paio Pires (a SE do Seixal) (Br-1 e Br-3), identificando-se imediatamente a Este um espessamento para os 700 m (em Br-4) e os 800 m (Br-2). Ainda para leste desta zona, a espessura dos sedimentos miocénicos poderá aumentar um pouco até aproximadamente ao meridiano da Moita, diminuindo de espessuras em direcção à ZFPNA, apresentando 650 m a 700 m no furo de Montijo (Mj-1), e 530 m no furo de Pinhal Novo (PN-1) (Fig. 8 e 13).

Enchimento Sedimentar Pliocénico e Plio-Plistocénico

Na região em estudo, sobre os sedimentos miocénicos assentam os depósitos fluviais da Formação de Santa Marta, de idade pliocénica (Fig. 6). Como já foi referido, afloram na quase totalidade da PS, ocultando-se sob as aluviões do rio Tejo, no “Mar da Palha”.

Nas colinas de Trafaria - Almada e principalmente no flanco norte da Cadeia da Arrábida assentam em discordância sobre os depósitos miocénicos, reflectindo que são posteriores aos principais impulsos de inversão tectónica neogénica. Na área central da PS assentam em disconformidade sobre os sedimentos miocénicos, reflectindo uma interrupção da tendência subsidente e erosão no período que mediou entre a deposição dos dois conjuntos sedimentares.

Ocorrem ainda alguns retalhos de sedimentos pliocénicos no interior da área correspondente à faixa de dobramentos da Cadeia da Arrábida, sobre as formações mesozóicas de idade jurássica e cretácica, reflectindo um importante arrasamento erosivo da Cadeia anteriormente à sua sedimentação.

Aquela importante fase erosiva regional está bem testemunhada na morfologia do sector meridional da PS pela superfície de erosão do cabo Espichel, desenvolvida sobre formações jurássicas predominantemente calcárias, acentuadamente deformadas. Esta aplanagem, considerada de abrasão marinha pela sua regularidade, proximidade ao mar, e presença de raros seixos rolados à superfície (Cabral, 1995), estende-se desde o cabo Espichel, onde se situa a uma cota de cerca de 150 m, até à vizinhança de Sesimbra, a uma altitude de 200-220 m. A oriente contorna a serra do Risco, observando-se testemunhos seus no sopé ocidental da serra da Arrábida, a uma altitude de cerca de 200 m, prolongando-se para leste, a uma cota um pouco superior, nalguns interflúvios aplanados no sopé da serra de S. Luís, no topo arrasado da serra dos Gaiteiros e nos topos nivelados dos relevos desenvolvidos em sedimentos paleogénicos e miocénicos com estrutura monoclinial das serras do Louro e S. Francisco.

Esta superfície de erosão, cujos testemunhos se situam a 200-225 m de altitude, é posterior ao segundo impulso tectónico da Cadeia da Arrábida (pós-Tortoniano inferior

a médio), uma vez que trunca os dobramentos correlativos dessa fase de deformação. Por outro lado, ter-se-á desenvolvido antes da génese dos paleovales nela encaixados, onde se encontram preservados os retalhos de sedimentos pliocénicos referidos acima.

Estes paleovales serão correlativos da paleotopografia que se observa ao longo da arribas ocidental da PS abarrancando formações marinhas miocénicas, e que se detecta também em dados de sondagens. Esta paleotopografia terá sido gerada em função de um nível (relativo) baixo do mar, encontrando-se fossilizada pelos sedimentos arenosos estuarinos da Formação de Santa Marta em resultado de uma fase de importante agração.

Nesta perspectiva, propõe-se que a superfície de erosão do cabo Espichel (e o seu prolongamento oriental) tenha sido elaborada anteriormente ao enchimento aluvial pliocénico da PS, possivelmente durante o nível eustático alto que abarca grande parte do Messiniano (Haq *et al.*, 1987), e não posteriormente à sedimentação pliocénica, como defende Cabral (1995) ao considerá-la possivelmente correlativa da superfície de agração desse enchimento aluvial. A passagem ao Zancleano estará marcada por incisão nessa superfície de aplanção fini-miocénica, a qual é colmatada a partir do final do Zancleano(?) e durante o Placenciano, sofrendo simultaneamente uma deformação de grande raio de curvatura, até adquirir a sua estrutura actual que, segundo um perfil N-S, constitui o “Sinclinal de Albufeira” referido por Azevedo (1982). A idade mais antiga, fini-miocénica, proposta para a superfície de erosão culminante, não obsta a que esta tenha sido reocupada, e retocada posteriormente, já no final do Placenciano e/ou eventualmente no Quaternário inferior.

Os sedimentos pliocénicos da PS correspondem a depósitos de ambiente fluvial estuarino, correlativos da sedimentação aluvial na área vestibular de um “pré-Tejo” (Azevedo, 1982). Reflectem um período de drenagem exorreica, numa extensa planície aluvial, cuja sedimentação colmata a superfície erosiva sobre a qual assenta.

No que respeita às litologias, tendem a ocorrer (Zbyszewski, 1963; Antunes, *et.al.*, 1999, Pais e Legoinha, 2006), na base, níveis conglomeráticos pouco espessos descontínuos, bem expostos na zona central do “Sinclinal de Albufeira”, próximo da Lagoa de Albufeira, muitas vezes preenchendo o fundo de canais, aos quais se seguem

areias finas a grosseiras de cores variadas, frequentemente arcósicas, apresentando muitas vezes laminações entrecruzadas (Fig. 9 e 10). Apresentam intercalações de níveis lenticulares de argilitos e argilitos arenosos cinzentos, por vezes com carácter lignitoso, onde predomina a caulinite, a ilite e também a montmorilonite. Nalguns locais na zona ocidental da Península, como na Fonte da Telha e Alfeite, foram identificados níveis fossilíferos com moluscos marinhos, denotando um ambiente com influências marinhas de litoral, que foram designadas por “Camadas do Alfeite” (Zbyszewski, 1963). Todo o conjunto é desprovido de carbonatos. A espessura do conjunto é variável, não excedendo os 50 m, na região mais ocidental e atingindo espessuras na ordem dos 300 m, chegando a 325 m no furo de Pinhal Novo (PN-1), a leste da ZFPNA.

A deposição de sedimentos da Formação de Santa Marta com aquelas espessuras na PS implica uma reactivação da subsidência nesta zona da Bacia do Baixo Tejo durante o Pliocénico, com um depocentro na área de Pinhal Novo, onde se identificam as maiores espessuras (Cabral, 1995).



Figura 10 – Depósito de características fluviais do topo da Formação de Santa Marta (?). (Em Vale de Figueira, a cerca de 2,5 km a sul de Alcochete).

Sobre a Formação de Santa Marta assenta, em disconformidade, a unidade sedimentar fluvial designada por Conglomerado de Belverde, caracterizada e cartografada por Azevedo (1982). Trata-se de um depósito fluvial grosseiro, de características torrenciais, de pequena espessura (com cerca de 5 m a 10 m), pouco consolidado, com clastos sub-rolados maioritariamente de quartzo e quartzito esbranquiçados, muitas vezes eolizados. É-lhe atribuída uma idade do Plio-Plistocénico (Pais e Legoinha, 2006) e deverá corresponder ao último testemunho deposicional de um “pré-Tejo”, antes da instalação do canal actual do rio Tejo.

Sedimentos Quaternários

A evolução quaternária caracterizou-se por uma modificação na evolução tectónica da Bacia, com inversão de subsidência para levantamento regional, caracterizada por erosão fluvial, associada ao encaixe da rede de drenagem. Está testemunhada pelo desenvolvimento de níveis de erosão com alguns depósitos continentais sobrepostos, e de terraços fluviais escalonados na topografia (Cabral, 1995). Contudo, tal como foi referido, exceptua-se o sector do “Mar da Palha”, onde a tendência de levantamento ter-se-á mantido nula, ou muito reduzida até à actualidade.

Efectivamente, a oeste da Ribeira de Coina ocorrem sedimentos continentais da Formação de Marco Furado assentando em disconformidade sobre o Conglomerado de Belverde, os quais a leste, se sobrepõem, também por superfície erosiva, directamente à Formação de Santa Marta. A Formação de Marco Furado corresponde a depósitos de leques aluviais provindos dos relevos da Cadeia da Arrábida (Azevedo, 1982), a sul, e que se sedimentaram sobre uma vasta superfície de erosão talhada nos sedimentos pliocénicos precedentes. Litologicamente são conglomerados com litoclastos angulosos de rochas paleozóicas e predomínio de clastos de quartzo, retomados das fácies detríticas paleogénicas e mesozóicas aflorantes nos relevos meridionais, da Cadeia da Arrábida. Apresentam uma matriz areno-argilosa, de cor vermelha, micácea. O seu conjunto pode atingir uma espessura de cerca de 30 m a 40 m.

Na parte Norte da Península de Setúbal, na região mais ocidental, sobre o Conglomerado de Belverde afloram, por vezes, uns sedimentos de areias e argilas, que foram designados por Formação de Porto do Concelho.

A disposição cartográfica do Conglomerado de Belverde, apenas a oeste da ribeira de Coina, foi interpretada por Azevedo (1982) como resultante de deformação associada a uma falha situada ao longo da ribeira, com uma orientação próxima de NNW-SSE, que terá produzido um levantamento relativo do lado oriental seguido de erosão. A Formação de Marco Furado assentaria assim directamente sobre a Formação de Santa Marta do lado este da ribeira, por remoção prévia do Conglomerado de Belverde nesta área.

Na parte norte da Península de Setúbal, apenas estão cartografados terraços fluviais escalonados na zona de Alcochete (Fig. 11 e 21).



Figura 11 – Terraço fluvial de Alcochete.
(A cerca de 2 km a ENE de Alcochete, na margem do rio Tejo).

6 – ESTRUTURA GEOLÓGICA NEOGÉNICA, NO SECTOR NORTE DA PS

Como se referiu acima, imediatamente a sul das colinas de Trafaria – Almada os sedimentos de idade miocénica mergulham sob os depósitos arenosos pliocénicos da Formação de Santa Marta.

Deste modo, para a identificação das características gerais da estrutura geológica neste sector setentrional da PS, e conseqüentemente para o conhecimento da estrutura tectónica da ZFPNA, recorreu-se:

– à análise de várias linhas de reflexão sísmica (campanhas sísmicas Barreiros 1979 e 1980 – 1982, Montijo 1979 – 1982, Caparica 1982 e campanha 1954-1955);

– à análise de relatórios de sondagens efectuadas na zona, para diferentes fins;

– à consulta e comparação com os mapas de contorno estrutural delineados por isolinhas de tempos duplos (*time structure maps*) referentes a diversos horizontes sísmicos identificados em linhas de reflexão sísmica, elaborados por Walker (1983) e ainda por Lomholt *et al.* (1995), de forma a complementar as características estruturais da zona.

Análise de Perfis de Reflexão Sísmica

Procedeu-se à análise de perfis de reflexão sísmica executados para prospecção de petróleo ao longo de várias campanhas sísmicas. Neste item aborda-se unicamente a sísmica estudada neste sector setentrional da PS (Fig. 12), correspondente a 37 perfis, com diferentes orientações, de qualidade muito variável no que respeita à aquisição e/ou processamento da sísmica, sendo 16 perfis stacks e 21 migrados, num total de aproximadamente 347,5 km, cujo traçado foi vectorizado em mapa (Fig. 13).

CAMPANHA	REF* PERFIL	DATA (a)	AQUISIÇÃO	TIPO (b)	LOCALIZAÇÃO (c)	ORIENTAÇÃO (d)	COMP. (m)
BARREIRO (1979)	B1	1979	CGG	S	Zona Central	S-N	15.208
	B2	1979	CGG	S	Zona Central	SW-NE / S-N	10.311
	B3	1979	CGG	M	Zona Central	SSE-NNW	11.766
	B4	1979	CGG	S	Zona Central	SSE-NNW	5.710
	B5	1979	CGG	S	Zona Este	S-N	7.147
	B6	1979	CGG	S	Zona Central	NW-SE / W-E	12.990
	B7	1979	CGG	S	Zona Central	WSW-ENE / NW-SE	8.552
BARREIRO (1980-1982)	BA1-80	1980- 1981	CGG	M	Zona Central	NW-SE	4.672
	BA2-80	1980- 1981	CGG	M	Zona Central	WNW-ESE / NW-SE	4.860
	BA3-80	1980- 1981	CGG	M	Zona Central	NNW-SSE / NW- SE / NNW-SSE	6.250
	BA4/80	1980- 1981	CGG	M	Zona Central	SSE-NNW / SW- NE / W-E / WSW-ESE	6.684
	BA5/81	1982	CGG	M	Zona Central	NW-SE	5.528
	BA6/81	1982	CGG	M	Zona Central	NE-SW / NW-SE	6.301
CAPARICA	CA1/81	1982	CGG	M	Zona Oeste	NNE-SSW	18.370
	CA2/81	1982	CGG	M	Zona Oeste	NW-SE	18.160
	CA03/81	1982	CGG	M	Zona Oeste	NW-SE	19.800
	CA4/81	1982	CGG	M	Zona Oeste	WSW-ENE	13.415
	CA5/81	1982	CGG	M	Zona Central	NW-SE	7.178
	CA6/81	1982	CGG	M	Zona Oeste / Central	W-E	16.127
MONTLJO	M1	1979	CGG	M	Zona Este	WSW-ENE	7.445
	M2	1979	CGG	S	Zona Este	SSE-NNW	7.398
	M3-80	1980- 1981	CGG	M	Zona Este	NW-SE / WNW-ESE	8.098
	M4/80	1981	CGG	M	Zona Este	NNW-SSE	6.818
	M5/80	1980- 1981	CGG	M	Zona Este	S-N / W-E	9.341

CAMPANHA	REF ^a PERFIL	DATA (a)	AQUISIÇÃO	TIPO (b)	LOCALIZAÇÃO (c)	ORIENTAÇÃO (d)	COMP. (m)	
	M6/81	1982	CGG	M	Zona Este	WSW-ENE	5.222	
	M7/81	1982	CGG	M	Zona Este	S-N	4.971	
	M8/81	1982	CGG	M	Zona Este	WSW-ENE / SW-NE	6.389	
	M10/81	1982	CGG	M	Zona Este	WSW-ENE	4.307	
1954-1955	1	1981	Veritas	S	Zona Este	NW-SE	13.270	
	3	1981	Veritas	S	Zona Este	NNW-SSE	9.431	
	5	1981	Veritas	S	Zona Este	WNW-ESE	6.203	
	8	1981	Veritas	S	Zona Este	SW-NE / WSW-ENE	8.170	
	12	1981	Veritas	S	Zona Este	SSW-NNE	3.101	
	15	15d	1981	Veritas	S	Zona Central	SW-NE / NW-SE	1.220
		15c					SSW-NNE	1.413
		15a					WNW-ESE	3.071
		15b					NNW-SSE	8.734
	31	1981	Veritas	S	Zona Este	NNW-SSE	4.649	
	40	40b	1981	Veritas	S	Zona Central	NNW-SSE	2.449
		40a				Zona Este	NNW-SSE	3.223
		40				Zona Central / Este	S-N / WSW-ENE / SW-NE	14.225
	41	41b	1981	Veritas	S	Zona Central	SW-NE	1.684
		41				Zona Central	NW-SE / W-E	5.452
41a		Zona Este				WSW-ENE	2.121	

Figura 12 - Identificação dos perfis de reflexão sísmica na PS.

(a) – Data de processamento;

(b) – M: Perfil sísmico migrado; S: Perfil sísmico stack;

(c) – Zona Central: do meridiano do Seixal ao meridiano da Moita; Zona Oeste e Este, para oeste e este destes meridianos, respectivamente;

(d) – Orientação expressa no sentido da aquisição da sísmica.

A interpretação dos perfis sísmicos foi efectuada de forma interactiva, tentando-se estabelecer uma comparação sistemática e uma aferição com os diferentes dados e informação disponíveis.

A interpretação dos reflectores sísmicos foi iniciada nas linhas sísmicas próximas da sondagem profunda Br-4, efectuada para prospecção de petróleo (Companhia dos Petróleos de Portugal, 1982-1983), por conter as velocidades sísmicas, em tempos duplos, para as diferentes unidades atravessadas. A partir deste sector, os reflectores correspondentes à base de cada unidade geológica, em particular os de idade cenozóica, foram transportados para as outras linhas sísmicas, a partir dos locais de intersecção, de forma a “amarrar” de melhor maneira os reflectores e interpretar o “andamento” de cada um deles, bem como a idade das movimentações das falhas identificadas.

O método é obviamente pouco preciso, pois, para além da sísmica ser por vezes de má qualidade e nalgumas zonas insuficiente, tornando muitas vezes ambíguo o prolongamento dos reflectores, sucedendo por vezes a mesma indefinição nas interrupções produzidas pelos acidentes tectónicos, realça-se ainda que a interpretação do prolongamento de um dado reflector não garante que corresponda ao mesmo horizonte geológico.

De forma a minimizar as imprecisões e validar as interpretações, utilizaram-se os dados referentes a todas as sondagens profundas, no que diz respeito às espessuras das diferentes unidades atravessadas e acidentes tectónicos intersectados (Fig. 8), bem como as espessuras inferidas de relatórios de sondagens curtas, efectuadas para diversos fins, para as unidades pliocénicas, após a sua conversão para tempos duplos.

Com base nos tempos sísmicos duplos determinados no furo referido (Br-4) e nas velocidades médias admitidas por Carvalho (2003), assumiu-se um valor médio de 1900 m/s para as formações arenosas do Pliocénico, um valor médio de aproximadamente 2300-2400 m/s para as unidades miocénicas (para as quais se admitiu um valor constante atendendo a que parecem manter características litológicas semelhantes neste sector da PS), e uma velocidade média de cerca de 3000-3100 m/s para os sedimentos do Eocénico a Oligocénico.

Na interpretação dos perfis sísmicos tentou-se sempre estabelecer a comparação com a informação geológica de superfície, ainda que escassa, e com as interpretações dos mesmos perfis realizadas por Walker (1983).

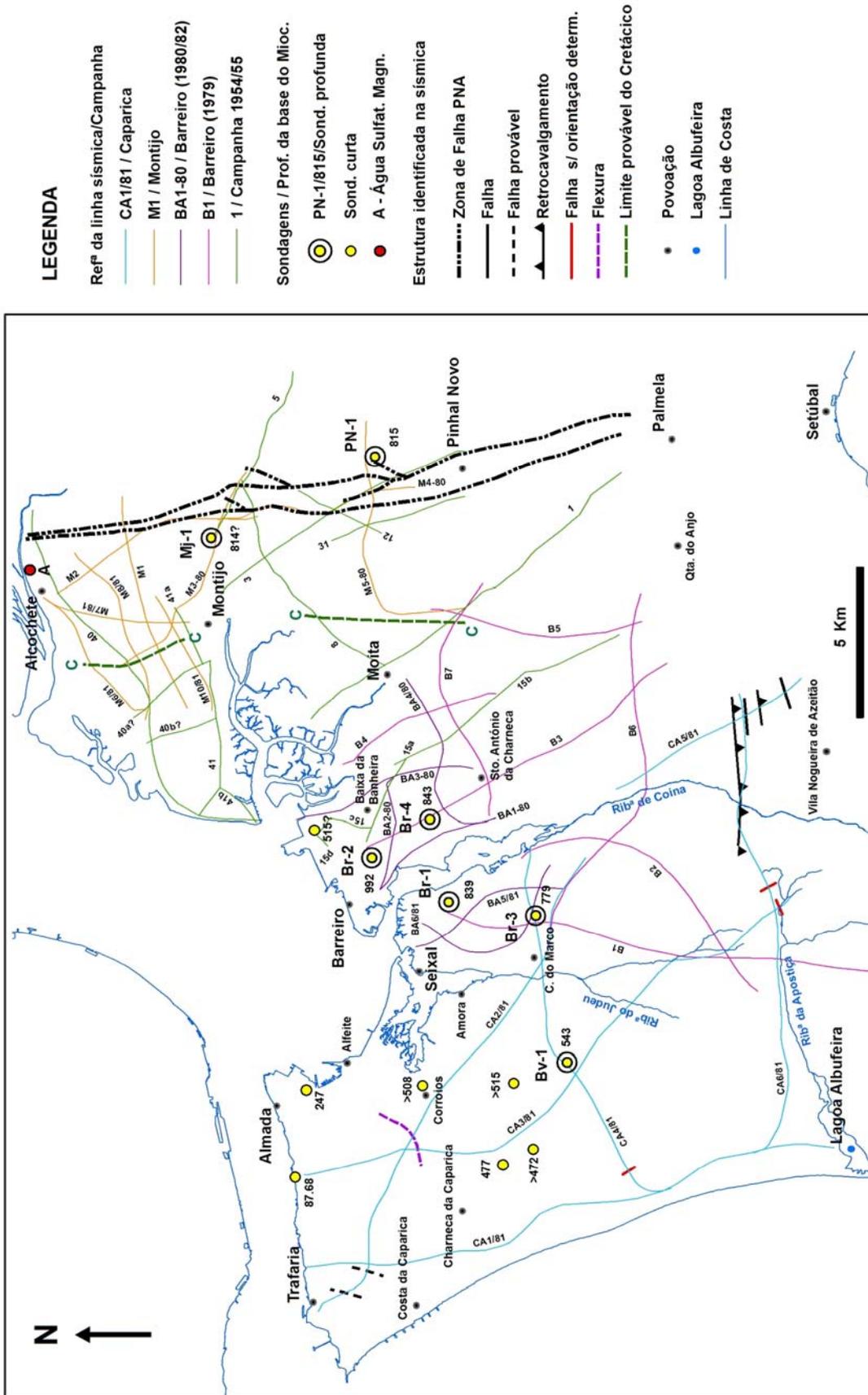


Figura 13 - Mapa das estruturas tectónicas afectando os depósitos neogénicos, inferidas da sísmica de reflexão e profundidade da base das unidades miocénicas. Localização dos perfis de reflexão sísmica analisados no sector.

Análise de Relatórios de Sondagens

Para a interpretação da estrutura geológica deste sector da PS analisaram-se relatórios de sondagens diversos, nomeadamente das sondagens profundas e de sondagens geralmente curtas efectuadas para fins diversos (Relatórios de Sondagens Consultados). Efectivamente, na área estudada foram realizadas 7 sondagens profundas, sendo 6 para prospecção de petróleo e 1 para interpretação lito-estratigráfica pormenorizada das unidades de idade miocénica (Bv-1).

A análise dos relatórios destas sondagens permitiu conhecer a sucessão lito-estratigráfica sobre a qual assentam as formações de idade cenozóica, bem como estabelecer a diferenciação das unidades cenozóicas nos casos omissos (Fig. 8), para além de, como referido, ter permitido apoiar e constranger a interpretação da reflexão sísmica.

Para a identificação de eventuais deformações em sedimentos recentes (pliocénicos) na região leste da PS onde se localiza a ZFPNA, tentou-se caracterizar a espessura destes sedimentos, bem como as suas variações laterais ao longo do sector setentrional da Península.

Para a concretização deste objectivo, recorreu-se à análise de relatórios de sondagens curtas, as mais profundas não excedendo algumas centenas de metros, efectuadas para fins diversos, como prospecção e exploração de água e pesquisa geotécnica.

Deste modo, neste sector da PS implantou-se em mapa a localização de 486 sondagens (Fig. 14), sendo 478 relativas à captação de águas, e destas analisaram-se os relatórios de 142 sondagens (Fig. 20), para além dos relatórios de mais 24 sondagens geotécnicas (não implantadas), localizadas no “Gargalo” do Tejo.

Note-se que estes relatórios contêm sempre uma descrição exclusivamente litológica que, de uma maneira geral, é muito sumária e pouco rigorosa, o que confere um elevado grau de incerteza às inferências retiradas sobre as características dos sedimentos atravessados.

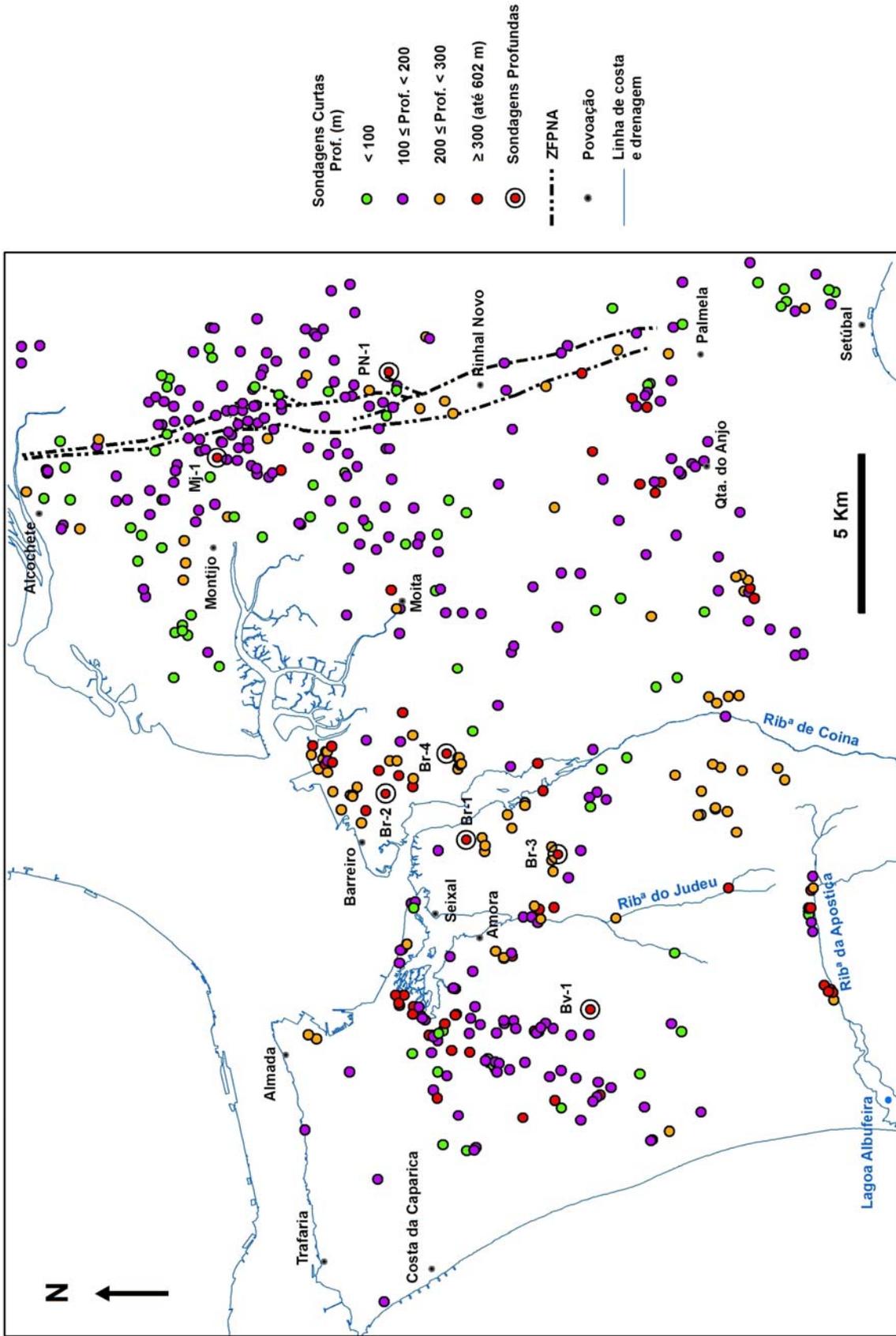


Figura 14 – Localização de sondagens curtas e profundas com indicação da profundidade atingida, num total de 486 sondagens, no sector setentrional da PS.

Assim, na tentativa de validar minimamente os resultados, foram considerados vários critérios na escolha dos relatórios a analisar, para além da maior profundidade das sondagens e da sua distribuição geográfica, credibilidade das empresas que os executaram, comparação das descrições litológicas com a localização dos ralos colocados ao longo dos furos e, sempre que possível, para cada zona, foram comparadas as descrições litológicas de furos próximos efectuadas por empresas distintas.

Salienta-se, contudo, que apesar das incertezas inerentes a estes dados, eles constituem uma mais valia essencial para o conhecimento da geometria da superfície basal destes sedimentos mais recentes, visto que não é possível interpretá-la de forma consistente e continuada a partir dos reflectores mais superficiais da sísmica de reflexão disponível.

O estabelecimento do limite entre as formações pliocénicas e miocénicas subjacentes teve por base o conhecimento das características litológicas aflorantes dos dois conjuntos sedimentares (já descritas anteriormente), e o pressuposto de que os litótipos miocénicos e os da base do Pliocénico se mantêm aproximadamente idênticos para todo o sector setentrional da PS, o qual parece ser validado pelas descrições efectuadas nas sondagens profundas.

Deste modo, considerou-se que o limite geológico entre os depósitos de idade pliocénica e miocénica é estabelecido pela ocorrência e manutenção de fracção carbonatada nos níveis mais altos dos sedimentos miocénicos, muitas vezes correspondentes a biocalcarenitos, como já foi referido. Note-se que esta separação poderá incluir nos depósitos de idade pliocénica uma espessura que se julga relativamente pequena de sedimentos arenosos de idade tortoniana, desprovidos de fracção carbonatada.

6.1 - ESTRUTURA

A interpretação conjunta da sísmica de reflexão, dos relatórios de sondagens e a comparação com os mapas de contorno estrutural em tempos duplos (*time structure maps*), acima referidos, principalmente os elaborados por Walker (1983), permitiram identificar os seguintes aspectos estruturais, no sector setentrional da PS:

– Na área do “Gargalo do Tejo” e das colinas de Trafaria – Almada os sedimentos miocénicos assentam directamente sobre o CVL (que tem uma espessura vertical de 55 m, junto à margem, a oeste do pilar Sul da Ponte 25 de Abril, tal como foi referido; Almeida e Zbyszewski, 1955 – Sondagens Ródio, 1955b) (Fig. 5 e 15); na parte leste das colinas, aqueles sedimentos assentam directamente sobre as formações cretácicas (nos Estaleiros da Lisnave, entre Almada e Alfeite; Sondagens Teixeira Duarte, 1987, Furo TD-1), em continuidade com o que se observa na margem direita para sul de Monsanto;

– Na área de Seixal – Barreiro – Moita, os depósitos paleogénicos assentam sobre as formações do Cretácico inferior; que desaparecem para leste, passando os sedimentos terciários a assentar sobre formações jurássicas de diversas idades (Fig. 8);

– A terminação setentrional dos sedimentos paleogénicos na área das colinas de Trafaria – Almada é ambígua, não sendo claramente identificável nos perfis de reflexão sísmica (Fig. 15); poderá dever-se a uma terminação em bisel, aproximadamente no paralelo de Corroios, ou a uma falha que produziu levantamento a norte, na zona da Caparica (?), e que condicionou a não deposição destes sedimentos ou a sua erosão nessa área, tal como na região mais ocidental da PS. Contudo, na sísmica de reflexão não são observáveis falhas que possam ser responsáveis por esse levantamento. Na parte ocidental das colinas identificaram-se alguns acidentes tectónicos menores afectando as formações neogénicas, mas de orientações difíceis de constranger, provavelmente NNE-SSW (Fig. 13);

– O monoclinal, que na zona das colinas de Trafaria – Almada afecta uma coluna de sedimentos miocénicos com cerca de 300 m de espessura (os sedimentos

paleogénicos estão ausentes), aumenta rapidamente de inclinação no paralelo do Alfeite, desenhando uma flexura (Fig. 15) e, por rotação progressiva do sentido da inclinação, passa, a ESE, a uma estrutura em bacia com geometria de fundo suavemente ondulado (quase horizontal). Nesta estrutura detectam-se espessuras (nos furos Br-1 a Br-4) (Fig. 8) compreendidas entre cerca de 120 e 320 m de sedimentos paleogénicos, 650 e 800 m de sedimentos miocénicos, e 150 e 180 m de sedimentos pliocénicos (e eventualmente depósitos arenosos miocénicos culminantes, de idade provável tortoniana), perfazendo uma coluna de sedimentos terciários compreendida entre cerca de 900 e 1200 m na região do Seixal – Santo António da Charneca.

– Para leste, a base das formações terciárias aprofunda-se ligeiramente até aproximadamente ao meridiano da Moita, subindo depois até à ZFPNA, que se descreverá abaixo;

– Os sedimentos miocénicos aumentam também de espessura para sul das colinas de Trafaria – Almada, desenhando uma pequena bacia entre Corroios e Belverde a oeste da Ribeira do Judeu (?), registando-se cerca de 500 m (?) de espessura destes sedimentos em Corroios (Sondagens A. Cavaco, 1967a, 1967c, furo AC2), e 460 m a sul da Charneca da Caparica (Sondagens A. Cavaco, 1974a, Furo AC8) e no furo de Belverde (Bv-1) (Relatório Sondagem Contínua na Bacia do Baixo Tejo, 2001; Pais *et al.*, 2003) (Fig. 13). Os sedimentos miocénicos assentam sobre depósitos paleogénicos e estão cobertos por sedimentos pliocénicos e plistocénicos, que no furo de Belverde têm uma espessura de cerca de 130 m. Para sul, a base das formações terciárias sobe;

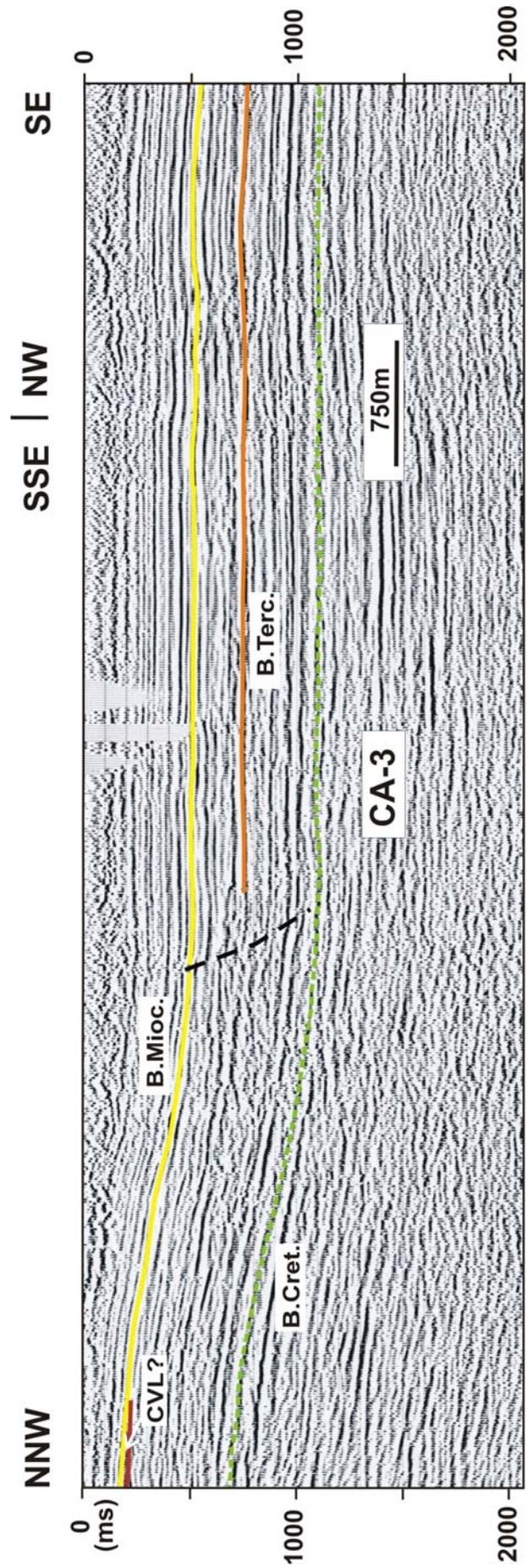


Figura 15 – Perfil sísmico Ca-3 (sector norte do perfil). Localização na Fig. 13.

– Todos os horizontes evidenciam (para sul da zona central da PS) uma subida em direcção à Cadeia da Arrábida, reforçada pela movimentação em retrocavalgamentos de orientação provável ENE-WSW, paralelos à Cadeia da Arrábida, identificados (Fig. 13 e 16) a cerca de 4 km a norte de Vila Nogueira de Azeitão, aproximadamente no prolongamento para leste da ribeira da Apostiça.

– A disposição geral da base dos sedimentos terciários é semelhante à dos horizontes sísmicos inferiores, mesozóicos; reconhece-se um aprofundamento generalizado para a área central do sector N da PS, destacando-se, contudo, algumas variações menores, como ondulações suaves correspondendo a uma zona “deprimida” (*Low*) (Walker, 1983) centrada na área do Alfeite, e outra a este do Barreiro, na zona da Moita (Fig. 17), separadas por uma zona “elevada” (*High*) desenhando um “esporão” orientado aproximadamente na direcção NNE-SSW, na zona de Casal do Marco – Baixa da Banheira – Montijo; estas ondulações são observáveis também nos horizontes jurássicos, sendo contudo a sua amplitude mais acentuada, reflectindo deformação essencialmente ante-cretácica;

– A base do Miocénico, aproximadamente correspondente ao “Horizonte Near Top Paleogene”, e o horizonte destacado que se situa acima (“Horizonte Intra-Neogénico”, provavelmente correspondente ao topo do Serravaliano, ou mesmo intra-Tortoniano), não evidenciam a “depressão ocidental” do Alfeite, reconhecendo-se apenas a “depressão oriental”, centrada aproximadamente na área da Moita, mais larga e de muito menor amplitude do que a deformação evidenciada pelos horizontes subjacentes; identificam-se, assim, testemunhos de deformação anterior à sedimentação terciária (e, segundo os dados de reflexão sísmica analisados, essencialmente anterior à sedimentação cretácica), de deformação paleogénica e deformação neogénica;

– Todos os horizontes (mesozóicos e cenozóicos) evidenciam uma “depressão” alongada na direcção NE-SW, situada a SSW de Pinhal Novo e a NW de Palmela (Walker, 1983; Lomholt *et al.* (1995), o que sugere tratar-se de uma deformação em sinforma de idade terciária (provavelmente miocénica);

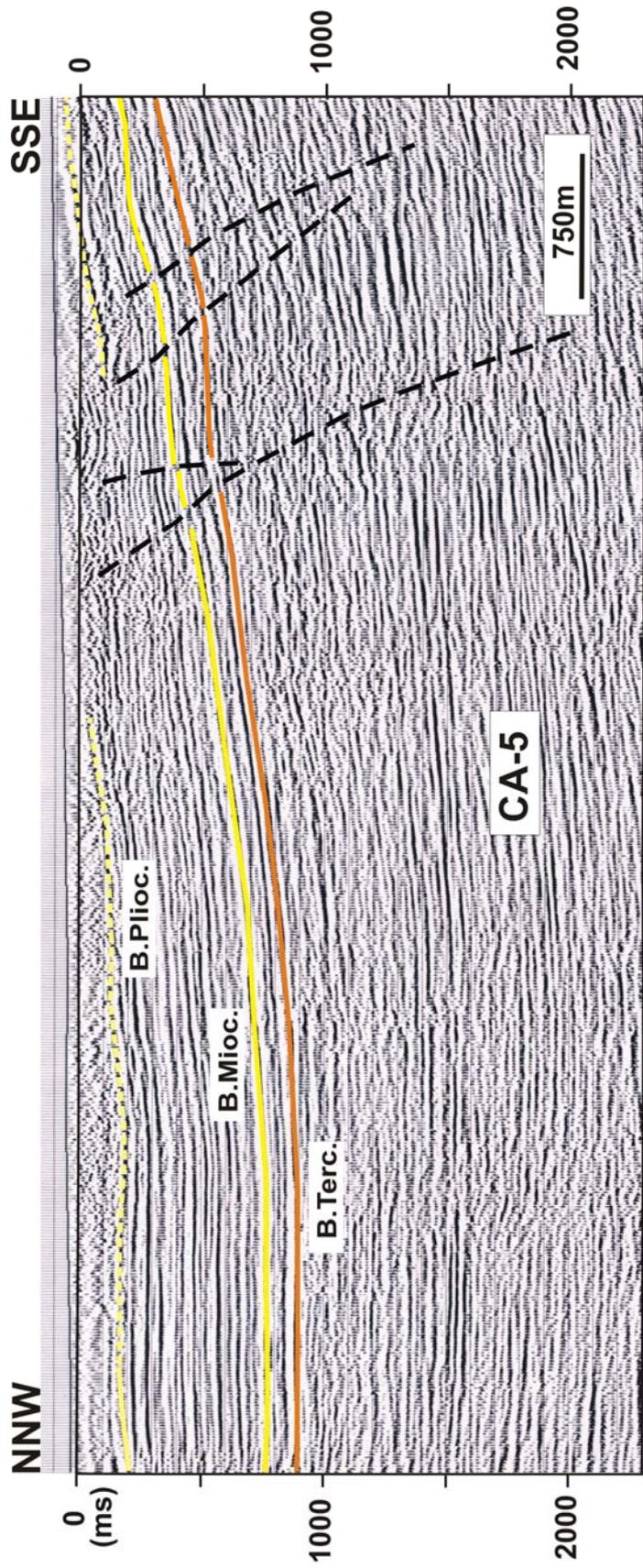


Figura 16 – Perfil sísmico CA-5. Localização na Fig. 13.

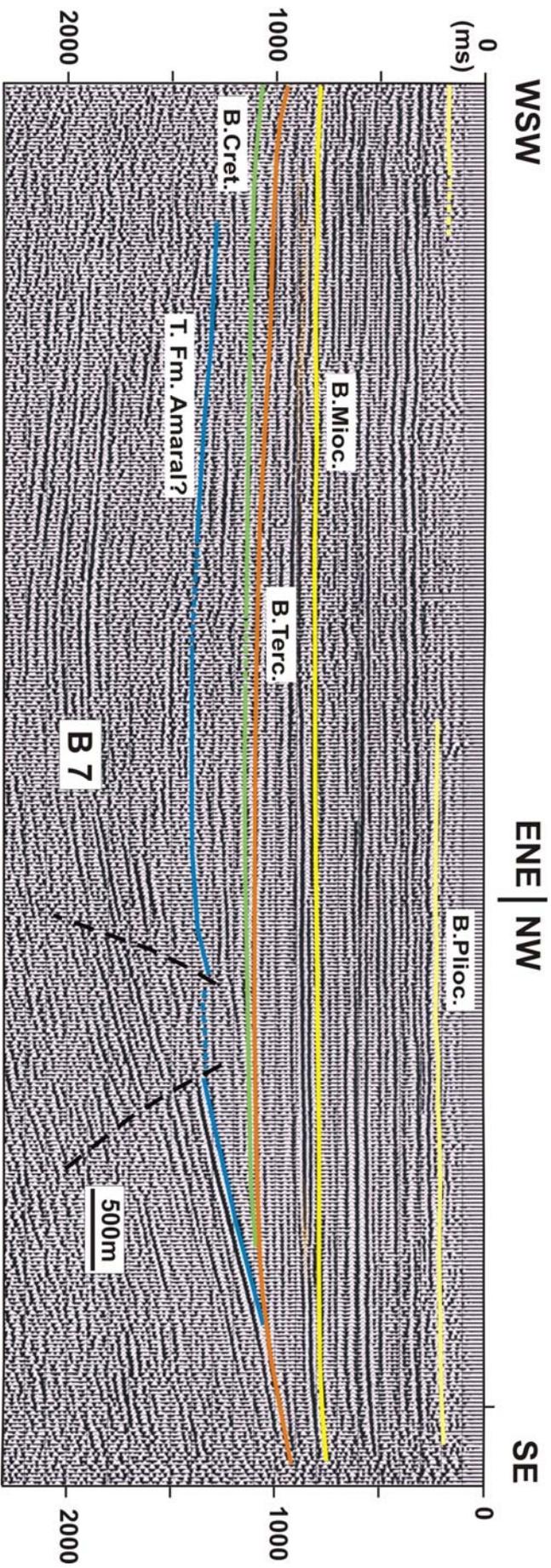


Figura 17 – Perfil sísmico B7. Localização na Fig. 13.
 (T Fm. Amaral: intra-Jurássico Superior).

– Todos os horizontes (mesozóicos e cenozóicos) evidenciam uma subida a partir aproximadamente do meridiano da Moita para leste (para ESE), sendo mais acentuada nos horizontes jurássicos (Fig. 18 e 19);

– Os sedimentos cretácicos reduzem-se de espessura para este, terminando em bisel contra a superfície basal dos sedimentos cenozóicos, aproximadamente no paralelo da Moita (Fig. 13 e 17);

– Os horizontes do topo do Jurássico Superior (Kimeridgiano superior a Titoniano?), mais inclinados que os cretácicos, apresentam a mesma disposição: a sul da povoação da Moita tendem também a reduzir-se de espessura para este e parecem encontrar-se truncados pela superfície basal do Cenozóico um pouco mais para leste (Fig. 13 e 17); a norte desta povoação aproximadamente no paralelo do Montijo, os mesmos horizontes tendem a terminar contra a ZFPNA, reflectindo deformação antecretácica e realçando a localização de bordo da bacia mesozóica.

– Todos os horizontes são perturbados a E pela ZFPNA (Fig. 18 e 19).

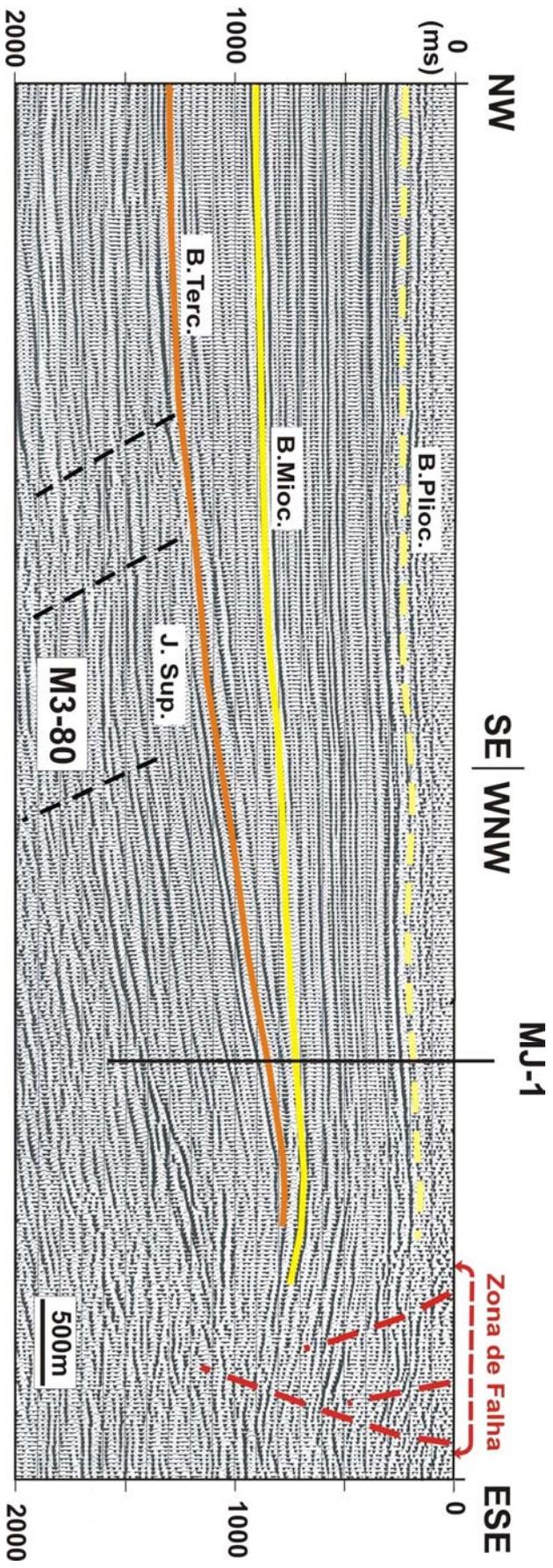


Figura 18 - Perfil sísmico M3-80. Localização na Fig. 13.

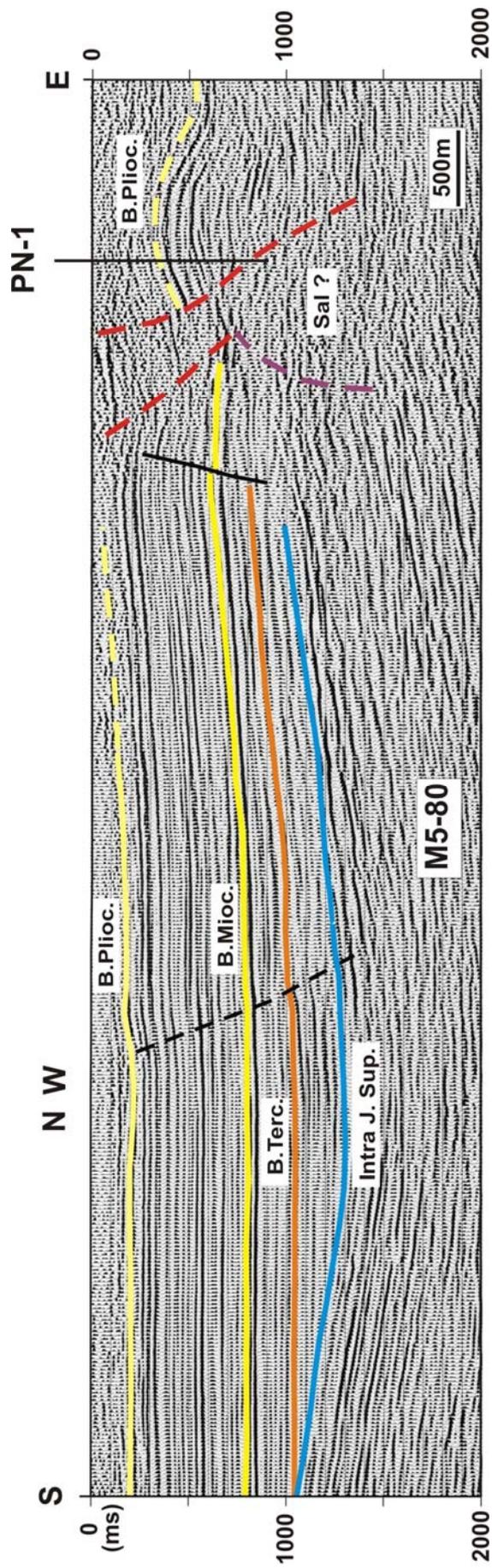


Figura 19 - Perfil sísmico M5-80. Localização na Fig. 13.

6.2 - DISPOSIÇÃO DA SUPERFÍCIE BASAL PLIOCÉNICA

A análise de relatórios de sondagens localizadas no sector setentrional da PS permitiu caracterizar, ainda que de forma incipiente e insuficientemente validada devido a diversos factores já anteriormente referidos, a superfície basal do Pliocénico, que constitui nesta área a superfície contínua mais recente identificável, com o objectivo de reconhecer deformações que a afectassem.

Tal como foi referido, o critério principal utilizado para a identificação da base dos depósitos pliocénicos consistiu no desaparecimento da fracção carbonatada nos sedimentos que se sobrepõem aos do Miocénico.

Apesar da região em estudo apresentar um relevo monótono e no geral aplanado, as espessuras inferidas para os depósitos pliocénicos foram sempre consideradas em relação à cota dos 0 m actuais, ou seja, foi-lhes sempre subtraída a altitude, de forma a excluir os efeitos da topografia actual no “andamento” inferido da superfície basal.

As cotas da superfície basal do Pliocénico foram implantadas no mapa sempre em módulo, de forma a não sobrecarregar a figura, excepto nos casos em que ela se encontra acima dos 0 m actuais, em que lhe foi atribuído o sinal positivo e o valor correspondente acima dessa referência.

Esta análise permitiu inferir os seguintes aspectos (Fig. 20):

– Para sul das colinas de Trafaria - Almada, onde afloram as formações miocénicas, e no sector ocidental da PS (na arriba), a superfície basal do Pliocénico, parece situar-se a cerca de 50 m, com algumas ondulações, tendendo a aumentar de profundidade até aproximadamente 80 m para leste, até à ribeira do Judeu.

– Na margem direita desta ribeira, a superfície desce bruscamente para profundidades de 110-120 m, não havendo qualquer argumento da cartografia geológica que o justifique. Também não foram identificadas, através da sísmica de reflexão, quaisquer flexuras ou acidentes tectónicos que justifiquem este degrau, embora as separações verticais aqui referidas estejam no limiar, ou abaixo da resolução permitida pela sísmica de reflexão utilizada.

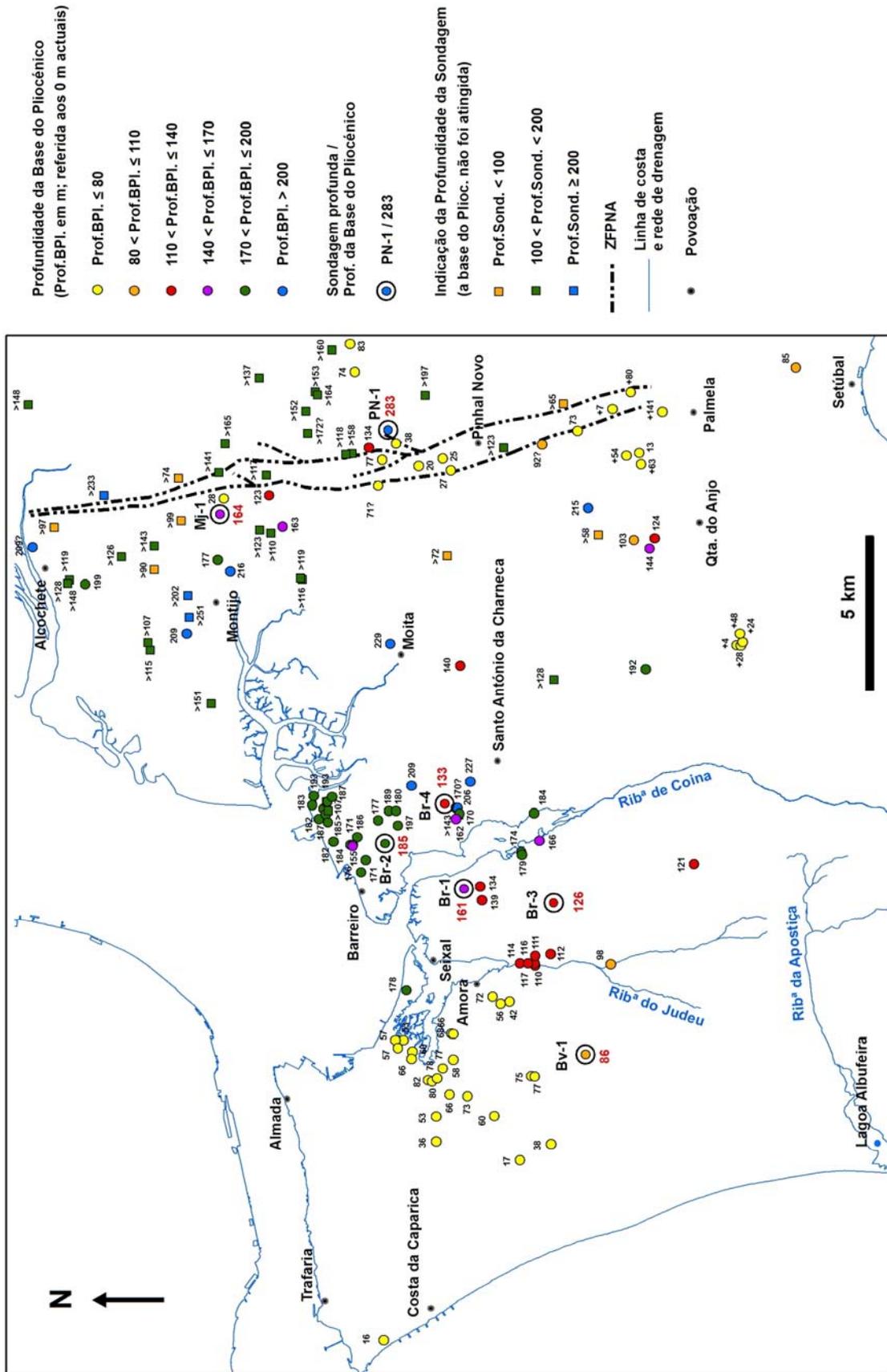


Figura 20 – Profundidade da superfície basal do Pliocénico no sector. Elaborado a partir da interpretação de relatórios de sondagens curtas e profundas. (Implantadas 149 sondagens).

– Para leste, a superfície continua a manter a tendência para mergulhar nesse sentido até próximo da ribeira de Coina, onde se encontra a cerca de 140 m de profundidade.

– Ainda na margem esquerda desta ribeira parece descer, por degrau, para 170-180 m, segundo uma direcção aproximadamente NW-SE.

– Em direcção a leste, mantém-se a tendência de aprofundamento, embora se denotem muitas ondulações, atingindo profundidades na ordem dos 220-230 m em Santo António da Charneca e mais para leste, nas imediações da Moita e do Montijo.

– Dali até à ZFPNA, a superfície inverte a tendência e tende a subir de cotas de forma muito irregular, atingindo valores variáveis entre 210 m e 120m (?).

– Na ZFPNA, a superfície basal pliocénica apresenta deformação importante, a qual será posteriormente referida.

Em síntese, a superfície basal dos sedimentos pliocénicos parece ter uma disposição no geral semelhante à dos depósitos miocénicos, sugerindo deformação posterior à sua deposição, embora de um modo geral de baixa amplitude e elevado “comprimento de onda”.

As irregularidades e ondulações mais localizadas sistematicamente identificadas poderão ser interpretadas como resultantes da deposição pliocénica sobre um paleo-relevo, correspondente a uma superfície de erosão talhada nas formações tortonianas subjacentes, já referida anteriormente.

Note-se que a eventual presença dos dois acidentes tectónicos supracitados, afectando os depósitos pliocénicos, carece de confirmação. Com efeito, as variações bruscas de cota da superfície basal pliocénica ao longo de alinhamentos, sugerem a presença de movimentação tectónica em falhas com uma direcção aproximadamente NNW-SSE, para o acidente situado mais a este, e NW-SE, para o outro, com abatimento dos respectivos blocos orientais.

Realça-se que o acidente tectónico provável situado mais a oeste, aproximadamente coincidente com o traçado da ribeira de Coina, já tinha sido sugerido por Azevedo (1982) para interpretar a disposição cartográfica do Conglomerado de Belverde, mas com uma movimentação oposta à que é aqui inferida, reforçando a necessidade da validação das interpretações efectuadas.

7 – ZONA DE FALHA DE PINHAL NOVO – ALCOCHETE (ZFPNA)

A evolução da BCBT, como se referiu, foi condicionada por importantes acidentes tectónicos, encontrando-se contudo os principais ainda deficientemente conhecidos devido ao seu carácter profundo e não aflorante.

A ZFPNA constitui um destes importantes acidentes tectónicos da BCBT, desde há muito conhecido através de dados de sub-superfície (Walker, 1983; Ribeiro *et al.*, 1986, 1990, 1996a; Fonseca, 1989; Cabral *et al.* 2003; entre outros). Corresponde a uma das principais macroestruturas frágeis identificadas na região de Lisboa, encontrando-se localizada na parte oriental da PS, com uma orientação geral NNW-SSE a N-S.

Esta macroestrutura apresenta-se escassamente evidenciada na geologia de superfície, que se caracteriza por afloramentos de sedimentos de idade essencialmente pliocénica e também quaternária, de um modo geral imperturbados, encontrando-se ainda insuficientemente caracterizada no que diz respeito à sua geometria, cinemática e idade das movimentações ocorridas.

O seu conhecimento, e particularmente as inferências sobre a sua actividade tectónica actual, provêm essencialmente das ilações retiradas da seguinte informação:

– dados de sub-superfície existentes na zona, incluindo perfis de reflexão sísmica, principalmente da Campanha Montijo e parte da Campanha 1954-1955 (Fig. 13), sondagens: profundas (furos de PN-1 e Mj-1) (Fig.8), e sondagens curtas, correspondentes a numerosos furos para captação de água (Fig. 20 e 21);

– análise morfológica da área;

– correlação com as interpretações efectuadas ao partir do mesmo tipo de dados referentes à zona situada a oeste desta macroestrutura.

7.1 - GEOMETRIA E CINEMÁTICA ANTE-PLIOCÉNICA

A ZFPNA corresponde a um acidente tectónico de bordo da Bacia Lusitânica. Com efeito, esta importante macroestrutura parece estabelecer aproximadamente o bordo oriental daquela bacia nesta região, visto que não são conhecidas formações mesozóicas para este deste acidente tectónico. Esta interpretação implica o enraizamento da zona de falha no soco, e uma movimentação dominante de tipo normal durante a extensão mesozóica, aproximadamente na direcção E-W.

Esta estrutura terá sofrido reactivação durante a inversão tectónica cenozóica, particularmente aquela associada à compressão miocénica, funcionando como uma rampa lateral esquerda relativamente ao sistema de cavalgamentos imbricados da Cadeia Orogénica da Arrábida, constituindo assim, no seu sector meridional, o limite tectónico oriental dessa Cadeia orogénica (Ribeiro *et al.*, 1990; Kullberg, *et al.*, 2006b). Segundo esta interpretação, a ZFPNA estará limitada a sul pela Falha da Arrábida, a qual consiste num acidente tectónico provável de orientação próxima de E-W, situado a sul da PS, e que constitui o acidente limítrofe do sistema de cavalgamentos (Ribeiro *et al.*, 1986; 1990; Kullberg, *et al.*, 2006b).

Contudo, a disposição das isossistas do sismo histórico de 1858, anteriormente referido (Fig.2B), parecem sugerir que a ZFPNA poderá prolongar-se mais para sul. Efectivamente, a bacia sedimentar mesozóica continua-se para sul da Cadeia da Arrábida, com espessuras consideráveis de sedimentos, como é testemunhado nas sondagens profundas Golfinho e Pescada, sendo provável a ocorrência de alguma macroestrutura limítrofe a E, que poderá corresponder ao referido prolongamento. Esta interpretação, algo especulativa, não foi considerada na avaliação do potencial sismogénico da ZFPNA, explanada abaixo, embora possa ter um importante impacto nessa avaliação, uma vez que amplia consideravelmente a dimensão da estrutura, bem como pode introduzir algum efeito de transferência de tensão (*static stress change*), de um segmento a S, que terá sofrido ruptura no sismo de 1858, para um segmento a N (Palmela-Alcochete), aproximando-o da situação de ruptura. Será um tema a desenvolver em trabalho futuro.

O alinhamento da ZFPNA com a denominada “Escama de Palmela”, localizada a S (Ribeiro *et al.*, 1979; Kullberg *et al.*, 2000, 2006b; entre outros), sugere uma relação genética desta estrutura de idade pós-Tortoniano com a zona de falha, como é sugerido por diversos autores (por exemplo Kullberg *et al.*, *op. cit.*). Contudo, contrariamente à interpretação apresentada por estes, e por Ribeiro *et al.* (*op. cit.*), que defendem a sua instalação por colapso gravítico após a génese do relevo tectónico miocénico, retoma-se a interpretação original de Choffat (1908), ou seja, admite-se poder tratar-se de uma estrutura de cavalgamento fini-miocénica, associada à movimentação esquerda na zona de falha. De facto, afigura-se difícil reconstruir a evolução por colapso gravítico atendendo à disposição morfo-estrutural da área, em que os sedimentos miocénicos na “escama” se dispõem grosso modo em monoclinal para N ou NW, contactando directamente com as rochas do Jurássico Superior, subjacentes.

A sísmica de reflexão analisada permite identificar claramente esta macroestrutura no sector NE da PS, no prolongamento norte da terminação oriental da Cadeia da Arrábida. Trata-se de uma macroestrutura com uma orientação geral NNW-SSE a N-S, que se prolonga para norte, havendo evidências (de sísmica de reflexão) da sua presença até à margem do rio Tejo, a este de Alcochete. Abarca uma zona de deformação larga, com cerca de 1,5 a 2 km de largura, com um padrão de falhas ramificadas e anastomosadas. Contudo, o número de perfis de reflexão sísmica que a intersectam é insuficiente para constringer a sua geometria de forma pormenorizada.

A zona de falha encontra-se parcialmente intruída por formações salíferas hetangianas provenientes da base da cobertura sedimentar mesozóica, nomeadamente na zona de Pinhal Novo. Com efeito, no perfil sísmico M5-80 (Fig. 19) os horizontes correspondentes aos sedimentos cenozóicos, essencialmente de idade miocénica, apresentam-se dobrados em antiforma, contactando directamente com as formações salíferas hetangianas do diapiro de Pinhal Novo, provavelmente por contacto tectónico, conforme evidenciado no furo PN-1 (Fig. 8), que se encontra localizado sobre a dobra.

Note-se que neste furo os sedimentos paleogénicos parecem estar ausentes, ou eventualmente representados por uma pequena espessura (de cerca de 12 m?). Segundo a informação proveniente da sondagem, no antiforma ocorrem 325 m de depósitos arenosos acima dos sedimentos carbonatados miocénicos (a espessura máxima reconhecida em toda a região), incluindo, muito provavelmente, para além da formação

pliocénica arenosa de Santa Marta, também uma pequena espessura de sedimentos arenosos de idade tortoniana na base (pelos argumentos atrás apresentados).

Salienta-se que o dobramento das unidades miocénicas aponta para uma ascensão pós tortoniana das margas salíferas, que é reforçada pela presença de anidrite no topo da Formação da Dagorda (no contacto com os sedimentos miocénicos), o que evidencia a ausência de exposição sub-aérea da mesma.

A linha sísmica M5-80 sugere também a ocorrência de intrusão das margas salíferas hetangianas na faixa de deformação, ocupando o núcleo de um estreito *horst* de direcção NNW-SSE, desenvolvido em *pop-up* (ou estrutura em flor positiva – *positive flower structure*) em sedimentos neogénicos entre os dois blocos separados pela zona de falha.

Como se refere seguidamente, é identificável uma importante deformação associada à ZFPNA afectando os sedimentos pliocénicos, o que implica a ocorrência de actividade tectónica posterior na zona de falha.

7.2 - EVIDÊNCIAS SUB- SUPERFICIAIS DE ACTIVIDADE PLIO-QUATERNÁRIA NA ZFPNA

Nos perfis de reflexão sísmica que intersectam a ZFPNA (Fig. 13), principalmente nos perfis M5-80 (Fig. 19), M3-80 (Fig. 18) e M1, verifica-se que o acidente tectónico afecta, por vezes intensamente, os horizontes sísmicos mais superficiais, correspondentes a sedimentos pliocénicos da Formação de Santa Marta. Com efeito, a superfície basal destes sedimentos evidencia, em todos os perfis, uma descida relativa do bloco oriental, que é comprovada no furo de PN-1, onde a base dos sedimentos pliocénicos a leste do acidente tectónico se apresenta descida (a uma profundidade de 283 m), relativamente à profundidade a que se encontra no bloco ocidental da zona de falha.

Com efeito, os dados inferidos das sondagens curtas realizadas na área mostram que para oeste, numa estreita faixa delineando um corredor correspondente ao estreito *horst*, desenvolvido em *pop-up*, atrás referido, a superfície basal dos depósitos pliocénicos, embora ondulada, sobe bruscamente para profundidades entre 20 e 80 m, chegando mesmo a atingir cotas acima dos 0 m actuais, ou seja, que aqueles sedimentos arenosos culminantes apresentam uma redução muito significativa de espessura ao longo da zona de falha (Fig. 21). No prolongamento da zona de falha para sul, em direcção à Cadeia da Arrábida, os sedimentos pliocénicos evidenciam uma espessura geralmente muito reduzida, aflorando as formações miocénicas em pequenos retalhos.

Salienta-se ainda que a este de Alcochete ocorrem águas subterrâneas muito mineralizadas, sulfatadas magnesianas (sondagem Teixeira Duarte, TD-3, 1963), o que sugere a circulação em contacto com formações evaporíticas e a sua ascensão em zona de falha (Fig. 13 e 21).

Note-se ainda que Zbyszewski (1943) refere a presença de sedimentos pliocénicos acentuadamente inclinados junto ao Montijo, que não foi possível confirmar no terreno. Com efeito, os afloramentos são escassos, observando-se sedimentos predominantemente arenosos com estratificações sub-horizontais, embora com laminações oblíquas e entrecruzadas.

A disposição estrutural referida associada à ZFPNA, sugerindo uma geometria em *flower structure*, e a ocorrência de inversões nas separações verticais observadas em diferentes horizontes de referência afectados pela zona de falha, suporta uma componente importante de desligamento. A importante deformação referida afectando os sedimentos pliocénicos sugere a manutenção de um regime predominante em desligamento esquerdo.

Figura 21 - Mapa geológico simplificado com a profundidade da superfície basal do Pliocénico (PBPI) em metros.

1 - sedimentos holocénicos indiferenciados; **2**- depósitos de terraços marinhos pliocénicos; **3**- Formação de Marco Furado (Plistocénico); **4**- Formação da Serra de Almeirim (Plio-Plistocénico); **5**- Formação de Santa Marta (Pliocénico); **6 a 11** – PBPI: **6** - ≤ 80 ; **7** -] 80, 110]; **8** -] 110, 140]; **9** -]140, 170]; **10** -]170, 200] **11** - > 200 ; **12 a 14** – Indicação da base da sondagem (PSond) em metros (a BPI não foi atingida): **12** - ≤ 100 ; **13** -] 100, 200]; **14** - ≥ 200 ; **15** – Sond. Profunda/PBPI; **16** – extracção de água sulfatada magnesiana. (Cartografia Geológica: modificada e simplificada a partir da Folha Geológica 34D-Lisboa, na escala 1:50.000, 2005, do INETI).

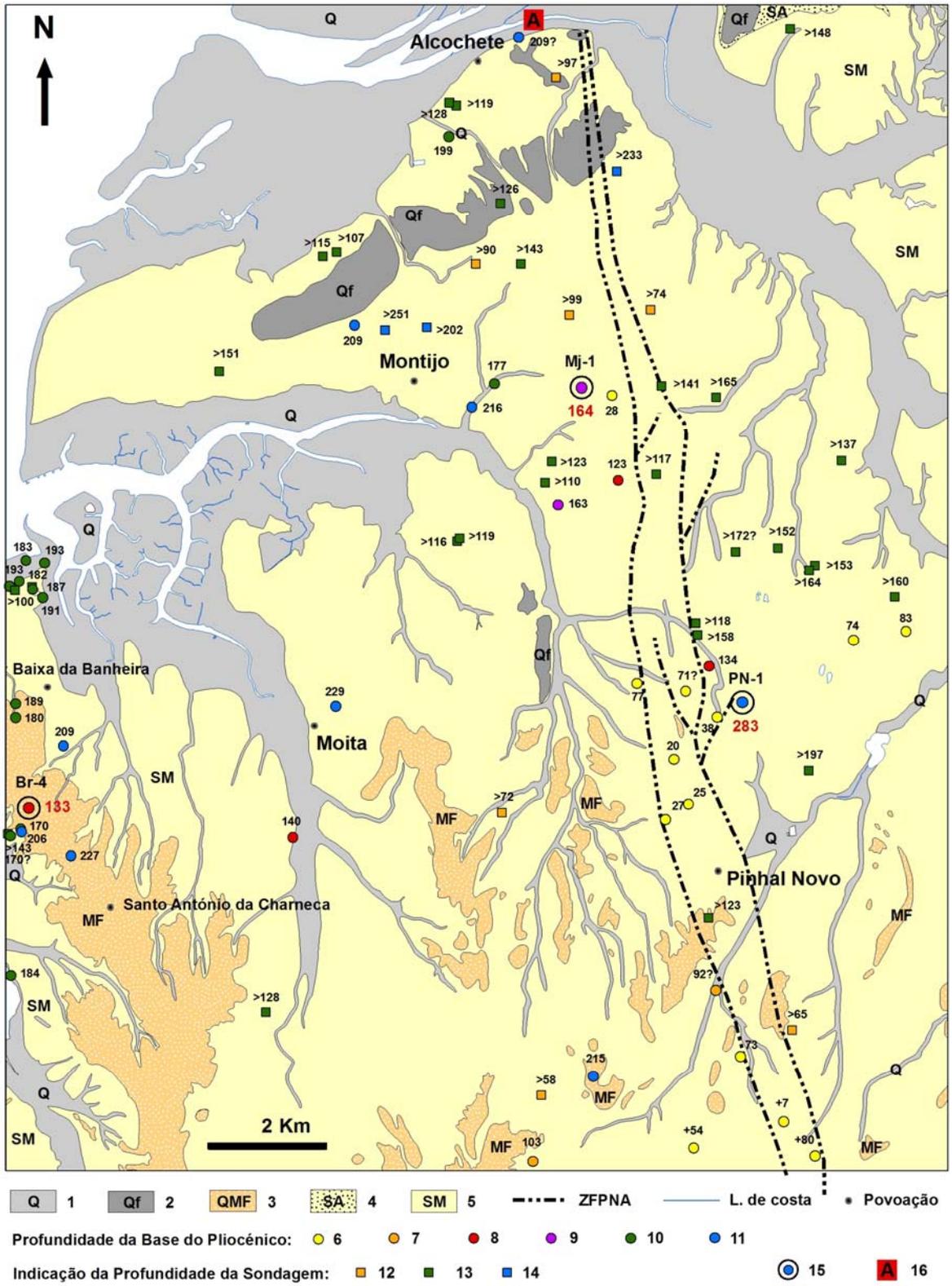


Figura 21

7.3 - EVIDÊNCIAS GEOMORFOLÓGICAS DE ACTIVIDADE PLIO-QUATERNÁRIA NA ZFPNA

A ZFPNA insere-se numa região caracterizada por um relevo de fraca amplitude, derivado essencialmente da acção da rede hidrográfica actual numa superfície de erosão que trunca parcialmente o registo sedimentar pliocénico.

Contudo, nesta morfologia de um modo geral aplanada, de cotas baixas e talhada em sedimentos de idade pliocénica superior (Formação de Santa Marta) e quaternária (Formação de Marco Furado) (Fig. 21), destacam-se alguns interflúvios, cujos topos apresentam cotas acima dos 40 m e atingindo os 60 m, alongados na direcção próxima de NNW-SSE e dispostos em duas estreitas faixas, ligando-se a S às elevações que iniciam a subida para os relevos da Cadeia da Arrábida (Fig.22).

A faixa de topos de interflúvios a oeste, bem como uma outra ainda mais a ocidente, correspondem a afloramentos de depósitos considerados de idade quaternária (Formação do Marco Furado) assentes em inconformidade sobre os sedimentos pliocénicos da Formação de Santa Marta (Fig.21). Estas elevações interpretam-se como relevos residuais “de posição” cujo topo estará próximo da superfície de colmatção dos depósitos de leque aluvial da Formação do Marco Furado. Pelo contrário, a zona de interflúvio situada a este, alongada na direcção NNW-SSE, estendendo-se até próximo de Alcochete, desenvolve-se nas areias pliocénicas de Santa Marta, culminando, pois, numa superfície de erosão que será posterior aos sedimentos de Marco Furado (erodidos) e que poderá correlacionar-se com a restante aplanção geral envolvente, talhada nas areias pliocénicas.

Este relevo alongado desenvolvido nos sedimentos pliocénicos mostra uma estreita relação e coincidência geográfica com a ZFPNA (Fig. 21 e 22), sugerindo tratar-se de um relevo tectónico de génese recente, relacionado com actividade tectónica quaternária nesta estrutura.

Na povoação da Atalaia, o topo deste interflúvio culmina a 67 m (na Senhora da Atalaia). Trata-se de um pequeno relevo aproximadamente circular a elíptico, de extensão (segundo o eixo maior) de cerca de 600 m, com a orientação sub-paralela, ou

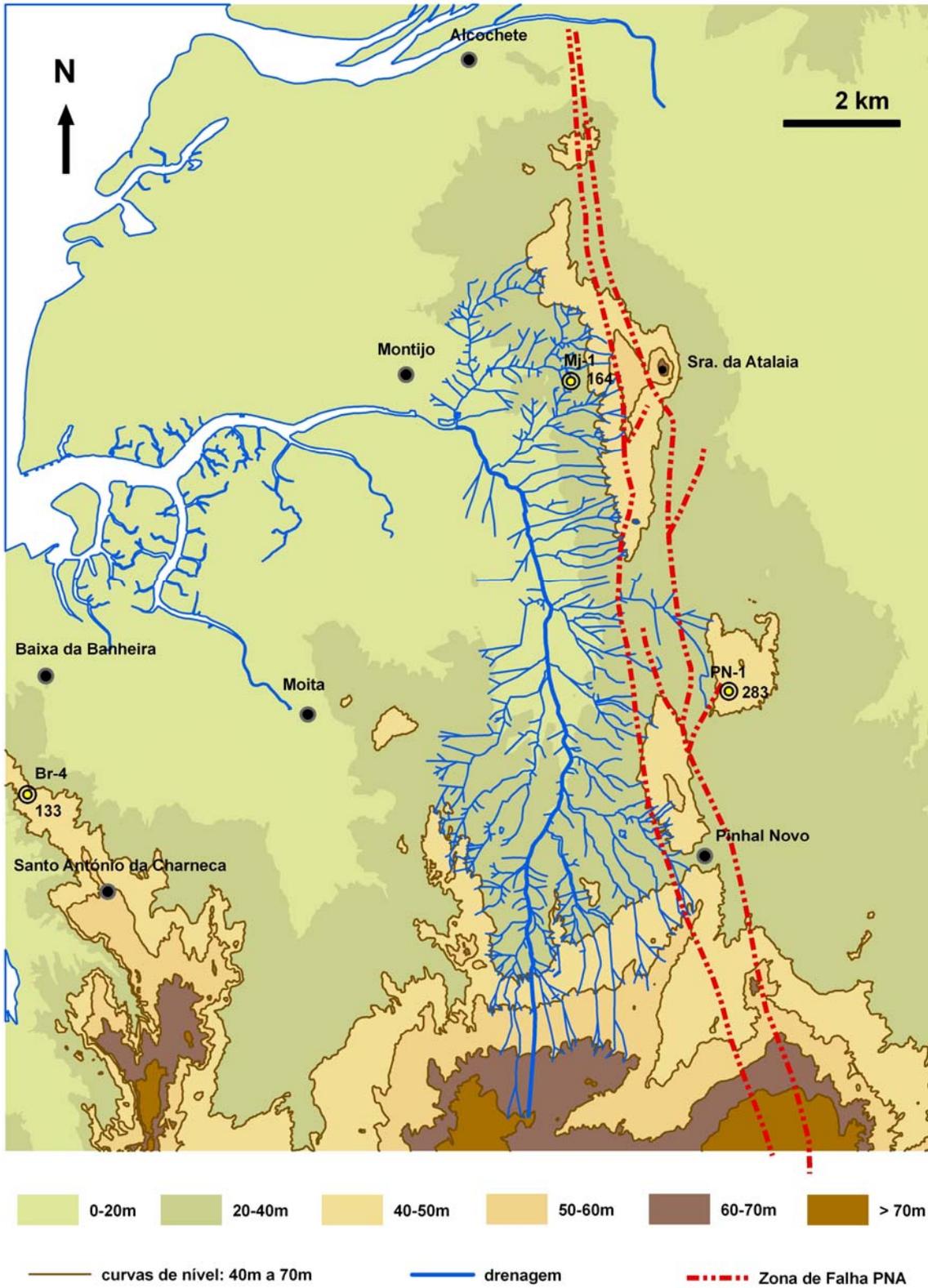


Figura 22 – Esboço morfológico, mostrando a estreita relação entre o alinhamento morfológico NNW-SSE e a zona de falha, bem como a assimetria da drenagem associada à vertente oeste. Curvas de nível assinaladas: 0 m e ≥ 40 m. (Base: Folhas topográficas nº 432 e 443, na escala 1:25.000, do IGeOE).

seja NNW-SSE. Esta pequena colina, um pouco mais alta que o relevo alongado, não se situa no exacto alinhamento deste, mas imediatamente a este, destacando-se na paisagem.

Atendendo à interpretação morfoestrutural sugerida, esta pequena colina situa-se já fora da zona de *horst*. Contudo, corresponde a um relevo talhado em sedimentos argilosos, sem relação aparente com a incisão fluvial, o que permite excluir interpretações para a sua génese como relevo residual de dureza e/ou de posição. Deste modo, consideramos como mais provável inserir-se no contexto do relevo tectónico alongado referido acima, reflectindo possivelmente um deficiente constrangimento da geometria da zona de falha e, conseqüentemente, do seu controlo directo na morfologia.

No sopé da vertente que limita o interflúvio alongado referido, ou seja, a oeste da ZFPNA, desenvolve-se uma drenagem dependente da ribeira da Vala de Malpique que, para jusante, toma o nome de Vala Real. Esta linha de água, pouco encaixada, é afluente do rio Tejo, apresentando uma orientação geral sub-paralela ao relevo, ou seja NNW-SSE.

A observação cartográfica (na escala 1:25.000) mostra uma assimetria no relevo da bacia hidrográfica e na distribuição dos afluentes desta linha de água: na margem esquerda, mais baixa, a drenagem é praticamente nula, contrastando com uma drenagem relativamente densa na margem direita, claramente associada e condicionada pela vertente do relevo anteriormente referido (Fig. 22).

Salienta-se que a morfologia onde está instalada esta rede de drenagem se desenvolve em sedimentos detríticos sub-horizontais da Formação de Santa Marta e também da Formação de Marco Furado, correspondendo a um relevo de fraca amplitude, donde se destacam os dois alinhamentos de topos de interflúvios de direcção NNW-SSE, referenciados acima (Fig. 22) evidenciando que a assimetria da drenagem não pode ser interpretada por diferenciação litológica, nem associada a um processo de incisão fluvial. Assim, sugere-se que este desenvolvimento assimétrico da drenagem esteja associado e seja coevo de deformação tectónica activa.

De forma a caracterizar e medir o grau de assimetria presente e a realçar os efeitos da deformação tectónica produzida na drenagem, analisaram-se alguns parâmetros

morfométricos de assimetria em bacias de drenagem, utilizados em Neotectónica (Pinter, 1996), como o Factor de Assimetria e o Factor de Simetria Topográfica Transversal.

A utilização destes parâmetros implicou a marcação de todas as linhas de água associadas a esta drenagem na base topográfica à escala 1:25.000, correspondente às Folhas 432 e 443 (do IGeOE), de forma a delimitar a bacia hidrográfica em estudo (Fig. 23A). Esta tem uma área total de aproximadamente 49,4 km² e um perímetro de cerca de 38,3 km, tendo o canal principal um comprimento de aproximadamente 13,2 km.

Factor de Assimetria (AF)

Este factor estabelece a razão, em percentagem, entre a área da bacia localizada na margem direita da linha da água principal (A_r) e a área total da bacia de drenagem (A_t), traduzida pela expressão:

$$AF = 100 \times A_r/A_t$$

Nas situações em que a bacia hidrográfica se desenvolve numa morfologia suave original, em litologias homogéneas e estrutura sub-horizontal, como é o caso estudado, e sem qualquer deformação, este parâmetro deverá corresponder a 50. Quaisquer desvios deste valor traduzem uma assimetria resultante de deformação tectónica, que será melhor reflectida se a inclinação da superfície deformada for perpendicular à orientação do canal principal da bacia. Valores superiores a 50% reflectirão uma componente de balançamento topográfico no sentido da margem esquerda, e vice-versa.

Este parâmetro pode também ser visualizado como um vector de direcção perpendicular à direcção média do canal principal (calculada como uma média de direcções ao longo do canal, ou como a direcção da linha que une o ponto de cota mais alta do talvegue principal com a foz), e de módulo correspondente ao valor de AF, explicitando a direcção e sentido da inclinação da superfície topográfica deformada.

Para a bacia em estudo, o Factor de Assimetria (AF) é de 70 (Fig. 23B), evidenciando a assimetria referida e a direcção média do canal principal ponderada com os comprimentos dos vários troços é de 355°, do que resulta um azimute para o sentido do balançamento regional de 265°.

Factor de Simetria Topográfica Transversal (T)

O Factor de Simetria Topográfica Transversal (T) é um índice quantitativo que permite também avaliar a assimetria de uma bacia hidrográfica. O seu cálculo implica o traçado da linha média da bacia, que corresponde a dividir a bacia em duas partes iguais por uma linha aproximadamente paralela ao canal principal (Fig. 23C).

Este parâmetro morfométrico (T) é expresso pela relação:

$$T = D_a/D_d$$

onde D_a e D_d são as distâncias medidas ortogonalmente entre a linha média da bacia e o canal principal (D_a), e a linha média da bacia e o limite da bacia hidrográfica (D_d). O valor do parâmetro é a média dos valores de T medidos ao longo da bacia.

Para uma bacia simétrica, T (médio) = 0 (pois D_a é nulo). Quanto maior for o afastamento da linha média da bacia ao canal principal, maior será a assimetria, tendendo o valor de T (médio) no limite para 1.

No caso da bacia em estudo, o valor médio calculado foi de $T = 0,42$, o que confirma o carácter assimétrico da bacia. A orientação da inclinação foi obtida pela direcção perpendicular à orientação da linha média da bacia (esta medida pelo segmento que une os seus pontos extremos), tendo-se obtido um azimute idêntico ao anterior, ou seja, de 265°.

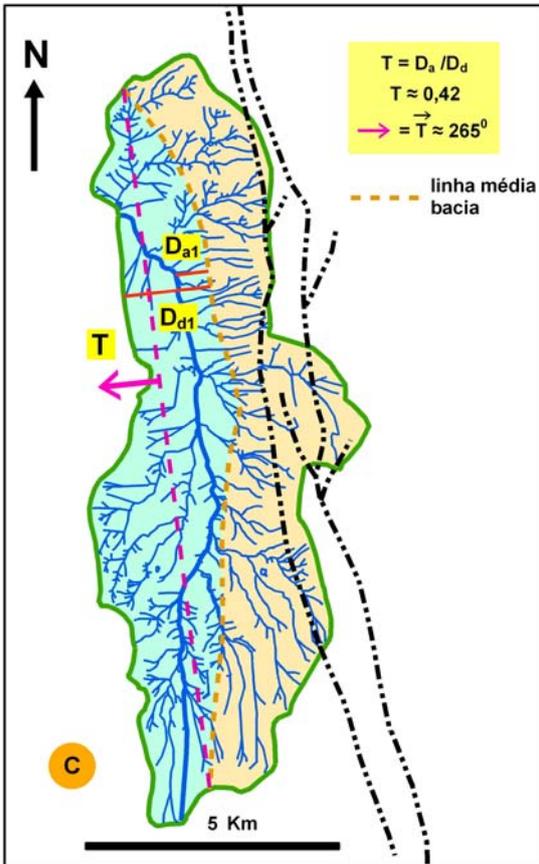
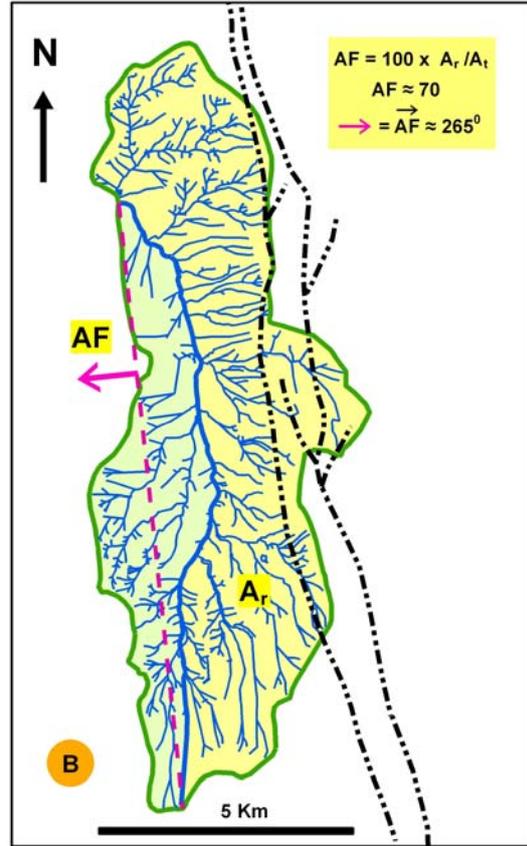
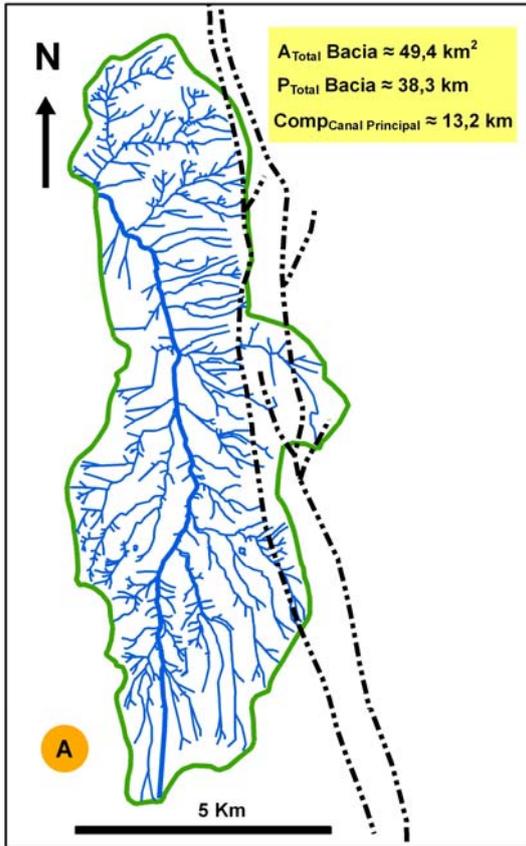


Figura 23 – Assimetria da bacia de drenagem. **A** – Bacia de drenagem; **B** – Factor de Assimetria (AF); **C** – Factor de Simetria Topográfica Transversal (T).

Em síntese, confirma-se que a drenagem instalada junto ao sopé oeste do relevo alongado é assimétrica, e que esta assimetria é originada pela vertente ocidental do relevo alongado, cuja orientação é notavelmente coincidente com a ZFPNA cartografada (de direcção média N10-15W), realçando o controle da drenagem por uma morfologia provavelmente produzida por deformação tectónica recente.

7.4 - PROLONGAMENTO SETENTRIONAL DA ZFPNA

Como se referiu, a ZFPNA corresponde provavelmente ao prolongamento setentrional da estrutura que limita a Cadeia Orogénica da Arrábida a leste, tendo funcionado, no Miocénico, como rampa lateral esquerda em relação com as estruturas cavalgantes da Arrábida.

O seu eventual prolongamento para norte de Alcochete tem várias possibilidades:

a) a ZFPNA roda para oeste ligando-se ao sistema de falhas de direcção NW-SE, já referidas (cap 4), identificadas em perfis de reflexão sísmica localizados no estuário do Tejo às latitudes de Alverca – Alhandra (perfil sísmico T 16) (Walker, 1983; Carvalho, 2003; Cabral *et al.*, 2003), o que implica uma mudança pronunciada de geometria e cinemática;

b) a ZFPNA prolonga-se para N ligando-se à falha do troço vestibular do rio Sorraia, na actual planície de inundação do rio Tejo, reconhecida na sísmica de reflexão (Campanha Samora) e já anteriormente referida (Walker, 1983; Baptista e Moniz, 2008) e, eventualmente mais para norte,   falha da Azambuja (Moniz, *et al.*, 2009);

c) a ZFPNA prolonga-se para NNE, passando a E das linhas de reflexão sísmica disponíveis, ou seja, a oriente da área vestibular do rio Sorraia, n  sendo possível, com os dados existentes, constringer a sua posi o.

Considerando que a primeira interpreta o   a mais provável, e que a estrutura de Pinhal Novo - Alcochete termina a sul provavelmente no acidente cavalgante

meridional da Cadeia Orogénica da Arrábida (Ribeiro *et al.*, 1986; 1990), infere-se um comprimento para aquela falha de cerca de 30 km, ou menor, de cerca de 20 km para o sector a norte da Cadeia da Arrábida entre aproximadamente Pinhal Novo e Alcochete.

8 – CONSIDERAÇÕES FINAIS – INFERÊNCIAS SOBRE O POTENCIAL SISMOGÉNICO DA ZFPNA

No sector setentrional da PS a ZFPNA mostra evidências de actividade neotectónica, inferida pelo reconhecimento de deformação afectando os horizontes sísmicos mais superficiais em perfis de reflexão sísmica que cruzam a zona de falha nesta área, pelo deslocamento da superfície basal dos depósitos pliocénicos, e pelo aparente controlo desta estrutura na morfologia do relevo local e na rede de drenagem. Deste modo, a ZFPNA corresponde a uma das principais estruturas provavelmente activas na região do Vale Inferior do Tejo.

Os principais acidentes tectónicos que se destacam nesta região, como foi referido (cap 4.2), correspondem a um sistema de falhas segmentado, com comprimentos variáveis entre cerca de 10 e 30 km (Fig. 24), em que estas se dispõem em três direcções principais: NNE-SSW (como a falha de Vila Franca de Xira), NW-SE (como as falhas situadas na área do Mar da Palha sob o actual leito do rio Tejo) e N-S a NNW-SSE (como a ZFPNA).

Atendendo ao campo de tensões actual admitido para a região, com uma compressão máxima horizontal (*Maximum Horizontal Compressive Stress*, S_{Hmax}) orientada NW-SE (Ribeiro, *et al.*, 1996b; Borges, *et al.*, 2001), inferida por ovalização de sondagens e por mecanismos focais de sismos (*op. cit.*) (Fig. 24), deduz-se que a cinemática dominante actual dos principais acidentes tectónicos activos na zona corresponderá a movimentação inversa esquerda nas falhas de orientação NNE-SSW, movimentação com componente normal dominante nos acidentes NW-SE, e de desligamento esquerdo nas falhas de direcção N-S a NNW-SSE (Fig. 24).

Tendo em conta que a ZFPNA deverá corresponder a um dos principais acidentes tectónicos activos na região, efectuou-se uma estimativa do sismo máximo expectável (SME) que esta falha terá a capacidade de gerar.

Salienta-se contudo que a intrusão de formações salíferas de idade hetangiana (Formação da Dagorda) ao longo da zona de falha levanta a questão de este acidente poder dispor-se numa situação de tectónica pelicular (*thin skinned*), enraizando-se num nível de descolamento superficial, o que reduziria grandemente o seu potencial

sismogénico, ou se, pelo contrário, se enraíza no soco hercínico subjacente, afectando uma espessura significativa de crosta sismogénica.

A localização da ZFPNA no contexto da estrutura regional, muito próxima de, ou estabelecendo mesmo parcialmente o limite oriental da Bacia Mesozóica Lusitânica nesta área, e dispendo-se como rampa lateral do sistema de cavalgamentos da Cadeia Orogénica da Arrábida, sugere trata-se de um acidente que, embora tenha funcionado em tectónica pelicular durante a evolução desta Cadeia Orogénica no Miocénico, tem enraizamento profundo herdado da extensão mesozóica, realçando a sua capacidade de gerar sismos de dimensão importante.

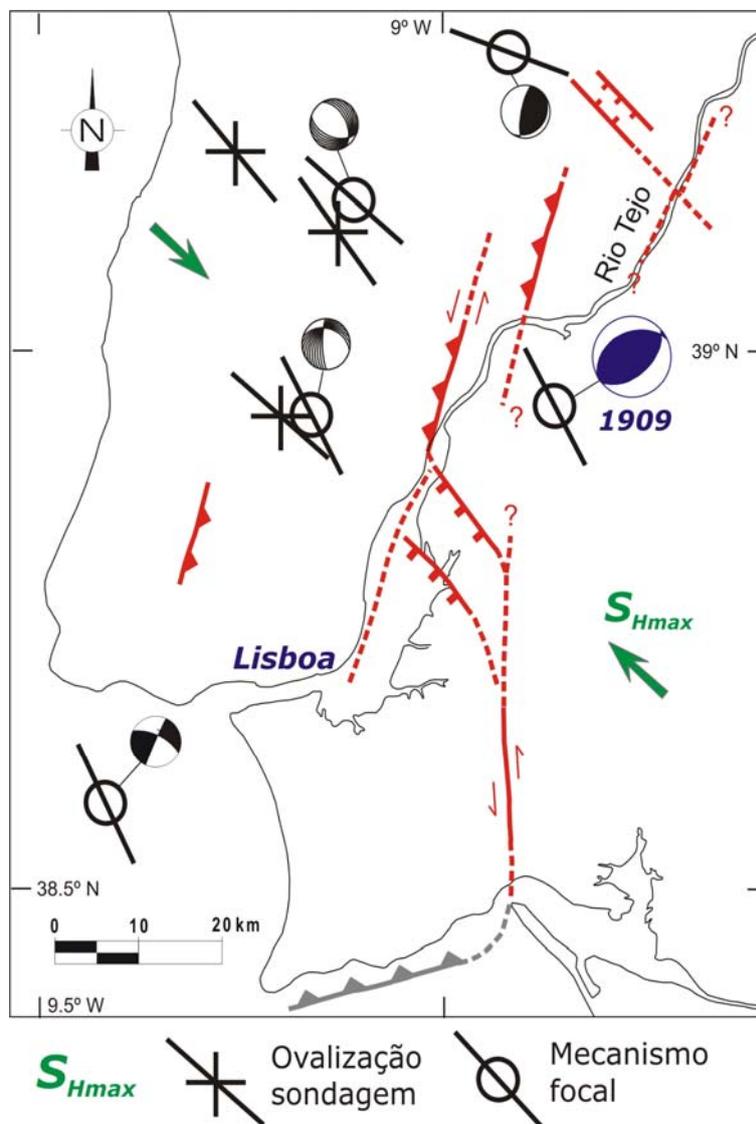


Figura 24 – Enquadramento geodinâmico actual. Compressão máxima horizontal (S_{Hmax}) inferida por mecanismos focais de sismos e ovalização de sondagens. (Figura modificada de Cabral, *et al.*, 2003)

8.1 - SISMO MÁXIMO EXPECTÁVEL (SME)

Para estimar a magnitude do sismo máximo que é expectável a ZFPNA gerar, assumiu-se que esta estrutura tem o potencial de sofrer ruptura em todo o seu comprimento ao produzir o evento sísmico máximo, e utilizaram-se as correlações empíricas desenvolvidas por Wells e Coppersmith (1994), que relacionam a magnitude de momento (M_w) com parâmetros associados à ruptura na falha sismogénica (como comprimento de ruptura superficial e área de ruptura).

Deste modo, utilizaram-se as equações:

$$M_w = 5,08 + 1,16 \log C \quad (1)$$

que relaciona a magnitude de momento (M_w) com o comprimento de ruptura superficial (C), e

$$M_w = 4,07 + 0,98 \log A \quad (2)$$

que relaciona a magnitude de momento (M_w) com a área de ruptura (A).

A utilização desta equação implica o conhecimento da largura de ruptura na falha, ou seja a dimensão da ruptura em inclinação. Para a sua estimativa utilizou-se a moda da razão empírica entre largura (L) e comprimento de ruptura (C), ou *aspect ratio* $K=L/C$, obtida por Peruzza e Pace (2002), cujo valor é de 0,6, e também a recta de regressão linear entre comprimento e largura (de ruptura) [$C=f(L)$] obtida empiricamente pelos mesmos autores (*op. cit.*) a partir de dados referentes a sismos gerados por falhas com cinemática de desligamento (Fig. 25).

Assim, estimaram-se larguras de ruptura compreendidas entre um valor mínimo de cerca de 9 km, considerando um comprimento de ruptura de 20 km (entre Palmela e Alcochete) e a recta de regressão linear de Peruzza e Pace (2002) referente a falhas de desligamento, e um valor máximo de cerca de 18 km, considerando um comprimento de ruptura de 30 km (entre Setúbal e Alcochete) e a moda, de valor 0,6, do parâmetro K (*aspect ratio*) proposto pelos mesmos autores (*op. cit.*).

Note-se que estas estimativas obtidas para a largura de ruptura na ZFPNA ao gerar o sismo máximo expectável são coerentes com os dados da sismicidade instrumental

regional, que indicam profundidades focais até 25 km, sugerindo a presença de uma crosta sismogénica com uma espessura desta ordem.

A estimativa da magnitude do sismo máximo expectável foi efectuada para os valores extremos, ou seja admitiu-se uma largura mínima de 9 km para o comprimento de ruptura menor (20 km) e de 18 km para o comprimento de ruptura de 30 km. Consideraram-se, assim, áreas de ruptura de 180 km² e de 540 km², para comprimentos de ruptura de 20 km e de 30 km, respectivamente.

Com base nestes parâmetros, os valores estimados para a magnitude de momento (Mw) são de:

Mw = 6,6 e 6,8, utilizando a equação (1), para um comprimento de ruptura de 20 km e de 30 km, respectivamente;

Mw = 6,3 e 6,7, utilizando a equação (2), para uma área de ruptura de 180 km² e de 540 km², respectivamente.

Em síntese, a estimativa do sismo máximo expectável sugere que a ZFPNA é capaz de gerar sismos fortes, de magnitude superior a 6, até próximo de 7.

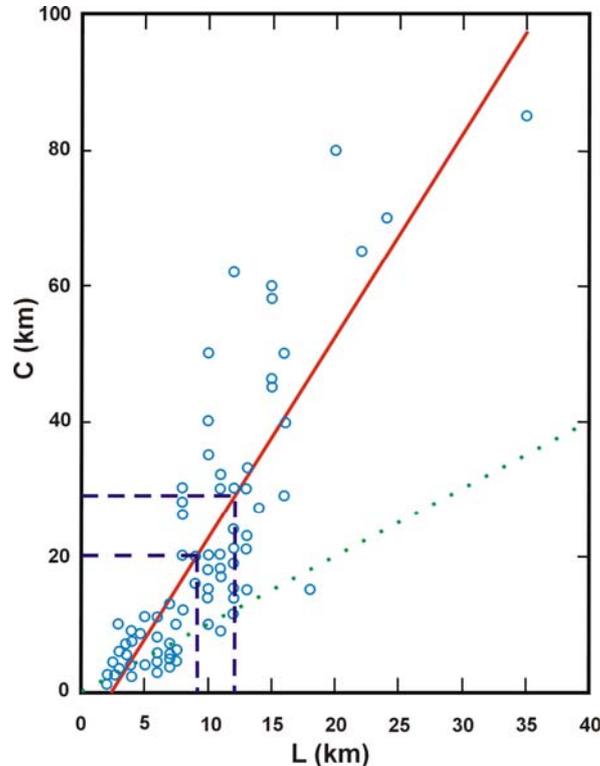


Figura 25 - Recta de regressão linear entre comprimento (C) e largura (L) de ruptura para falhas com cinemática de deslizamento. Para falhas deste tipo as larguras de ruptura são menores, em relação a uma recta de declive = 1 (a ponteadada). Assinaladas as larguras de ruptura para comprimentos de 20 e de 30 km. (Figura modificada de Peruzza e Pace, 2002).

8.2 - INTERVALO DE RECORRÊNCIA DO SME

A capacidade inferida da ZFPNA gerar sismos de magnitude elevada reforça a necessidade de estimar-se o intervalo de recorrência do sismo máximo expectável.

Contudo, a estimativa de intervalos médios de recorrência dos sismos gerados por uma estrutura sismogénica implica o conhecimento da sua taxa de actividade, a qual não foi possível até agora determinar para a ZFPNA.

Deste modo, admitindo que a ZFPNA tem uma taxa de actividade semelhante às inferidas para as falhas activas regionais (Cabral, 1995; Cabral, *et al.*, 2004), na ordem de 0,05 a 0,1 mm/ano, e assumindo que todo o movimento na falha é cossísmico e resultante da ocorrência de sucessivos eventos máximos (comportamento de sismo uniforme ou característico), ou seja que todo o movimento é produzido por sismos de magnitude igual a SME, recorreu-se às relações estabelecidas por Slemmons e Depolo (1986), para estimar o intervalo médio de recorrência.

Aquelas relações traduzem-se por um gráfico semi-logarítmico, que mostra a relação da magnitude (M_s , no trabalho referido) com o intervalo médio de recorrência, para diferentes valores de taxas de actividade.

Assim, no caso em estudo, para sismos de magnitude entre 6,3 e 6,7, e taxas de actividade baixa, entre 0,05 e 0,1 mm/ano, representativas de falhas com evidências escassas da sua actividade na morfologia, o intervalo de recorrência obtido situar-se-á respectivamente entre 6.000 e 10.000 anos, para uma taxa de actividade de 0,05 mm/ano e entre 3.000 e 6.000 anos, para uma taxa de actividade de 0,1 mm/ano (Fig. 26).

Deste modo, o intervalo de recorrência situar-se-á entre os 3.000 e 10.000 anos, evidenciando ciclos sísmicos muito longos.

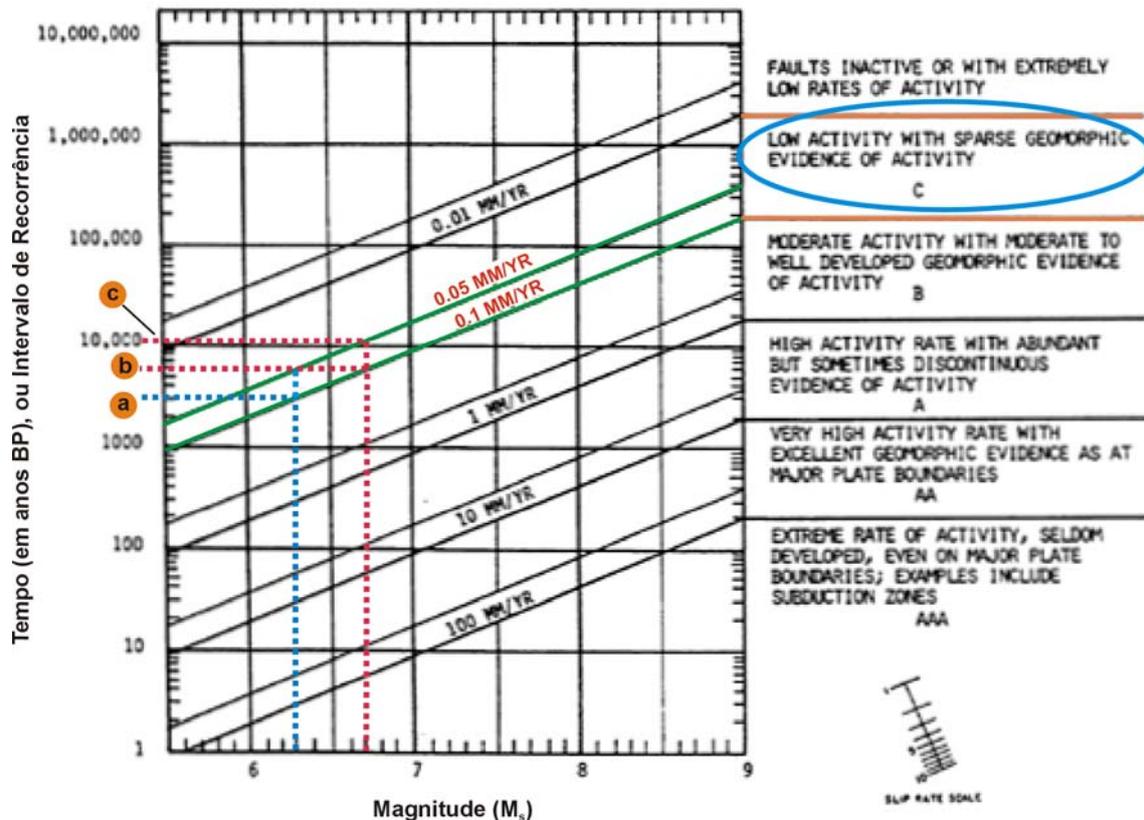


Figura 26 – Relação empírica entre a magnitude e o intervalo médio de recorrência para diferentes taxas de actividade em falhas activas. Assinaladas as taxas de actividade regionais e os intervalos de recorrência para as magnitudes estimadas. (Modificado de Slemmons e Depolo, 1986).

Uma metodologia alternativa para estimar o intervalo de recorrência médio do SME consiste em utilizar o conceito de taxa de momento sísmico (M_0^g) e de momento sísmico expectável (M_0^e), segundo Wesnousky (1986). Expõe-se seguidamente o fundamento desta metodologia.

Considerando-se um marcador geológico de idade T deslocado por uma falha de área A, numa distância (rejeito) D, então a actividade sísmica na falha, a longo prazo (T), pode ser expressa por uma taxa de momento sísmico:

$$M_0^g = (A\mu D)/T = A\mu v$$

onde v é a velocidade média de deslizamento da falha (taxa de actividade) e μ é o módulo de rigidez da crosta sismogénica, que se considera usualmente igual a $3 \times 10^{10} \text{ Nm}^{-2}$. Assume-se que a falha não tem *creep* assísmico e que, portanto, o rejeito observado (D) é o somatório de muitos deslocamentos cossísmicos ocorridos ao longo do tempo T.

Por sua vez, o SME tem um momento sísmico associado, designado por momento sísmico expectável, que se refere ao sismo (máximo) que é expectável uma falha, ou segmento de falha, gerar ao romper em todo o seu comprimento, ou área (A), produzindo um deslocamento médio cossísmico, d:

$$M_o^e = A\mu d$$

Assumindo que a falha ou segmento de falha produz sismos (máximos) de tamanho uniforme, característico, e assumindo que estes eventos são responsáveis pela totalidade do deslocamento (sismogénico) na falha, então:

$$M_o^g = (A\mu D)/T, \quad D = \sum d_i \quad \Leftrightarrow \quad M_o^g = A\mu(\sum d_i)/T$$

$$M_o^e = A\mu d_i$$

Sendo d_i o deslocamento em cada sismo máximo, ocorrendo N sismos máximos em T, então:

$$M_o^g = (A\mu N d_i)/T \quad \therefore$$

$$M_o^e/M_o^g = (A\mu d_i T)/(A\mu N d_i) \quad \Leftrightarrow \quad M_o^e/M_o^g = T/N \quad \Leftrightarrow \quad M_o^e/M_o^g = T_i$$

onde T_i corresponde ao intervalo médio de recorrência dos sismos máximos.

Considerando, como nas estimativas anteriores, valores extremos para os vários parâmetros intervenientes (magnitude do SME, M_w , ou o respectivo momento sísmico, M_o^e , área de ruptura, A, e taxa de actividade, v), obtêm-se os seguintes valores:

Para um SME de magnitude de momento $M_w = 6,3$, considerando a relação entre M_w e o momento sísmico, M_o , obtêm-se o correspondente M_o^e

$$M_o^e = \log^{-1} [(M_w + 6)/0,67] = 2,3 \times 10^{18} \text{ Nm}$$

Tomando a correspondente área de ruptura, $A = 180 \text{ km}^2$, e uma taxa de actividade, $v = 0,05 \text{ mm/ano}$, obtêm-se a respectiva taxa de momento sísmico M_o^g

$$M_o^g = A\mu v = 1,8 \times 10^8 \text{ m}^2 \times 3 \times 10^{10} \text{ Nm}^{-2} \times 5 \times 10^{-5} \text{ m ano}^{-1} = 2,7 \times 10^{14} \text{ Nm ano}^{-1}.$$

Conforme explicado acima, considerando estes valores, pode obter-se o intervalo médio de recorrência do SME,

$$T_i = M_o^e/M_o^g = (A\mu d_i T)/(A\mu N d_i) = T/N = 0,85 \times 10^4 \text{ ano} = 8.500 \text{ anos}$$

Executando-se cálculos semelhantes para um SME de magnitude 6,7 e a mesma taxa de actividade, de 0,05 mm/ano, e para SME de magnitudes 6,3 e 6,7 e taxas de

actividade de 0,1 mm/ano, obtêm-se valores para o intervalo médio de recorrência, explicitados na tabela abaixo:

M_w	A (km^2)	V (mm/ano)	M_0^e (Nm)	M_0^g (Nm ano ⁻¹)	T_i (ano)
6,3	180	0,05	$2,3 \times 10^{18}$	$2,7 \times 10^{14}$	8.500
		0,1		$5,4 \times 10^{14}$	4.300
6,7	540	0,05	9×10^{18}	$8,1 \times 10^{14}$	11.100
		0,1		$1,6 \times 10^{15}$	5.600

Deste modo, atendendo aos resultados obtidos pelas duas metodologias empregues, estima-se que o intervalo de recorrência dos sismos de magnitude elevada que a ZFPNA tem a capacidade de gerar se situe entre cerca de 3.000 e 11.000 anos, evidenciando ciclos sísmicos longos, que ultrapassam largamente o intervalo de tempo abarcado pelo catálogo sísmico regional.

8.3 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

A ZFPNA corresponde a uma macro-estrutura de orientação NNW-SSE a N-S, de geometria complexa, com um comprimento de cerca de 20 a 30 km, provavelmente enraizada no soco varisco subjacente e que terá constituído, pelo menos parcialmente, o bordo oriental da Bacia Mesozóica Lusitânica na área estudada, funcionando durante a tectónica extensiva com uma movimentação predominantemente normal. Posteriormente terá sido reactivada no Cenozóico, principalmente durante o Miocénico por acção de uma compressão orientada NW-SE a NNW-SSE, funcionando como uma rampa lateral associada ao sistema de cavalgamentos da Cadeia da Arrábida, essencialmente em regime de desligamento esquerdo.

A actividade neotectónica nesta estrutura é evidenciada pela perturbação sistemática que produz nos horizontes sísmicos mais superficiais identificados em perfis de reflexão sísmica profunda que intersectam o traçado da zona de falha, pelo deslocamento da superfície basal dos sedimentos pliocénicos inferido a partir de dados de sondagens, e pelo aparente controlo que exerce na morfologia, quer na altimetria, quer no padrão da rede hidrográfica.

Atendendo ao campo de tensões actual deduzido para a região, com uma compressão máxima horizontal orientada NW-SE, infere-se para esta falha uma movimentação transpressiva esquerda desde o Pliocénico superior.

A ZFPNA corresponde assim a uma estrutura tectónica activa e, admitindo os pressupostos considerados, capaz de gerar sismos de magnitude superior a 6, com ciclos sísmicos médios muito longos, da ordem dos 3.000 a 11.000 anos, o que poderá justificar o facto de esta actividade sismogénica estar ausente dos registos de sismicidade histórica e instrumental regionais.

A sua capacidade de gerar sismos fortes torna particularmente importante conhecer em que fase do ciclo sísmico se encontra actualmente esta macro-estrutura que, do ponto de vista da sismogénese, se tem comportado como “silenciosa”.

O conhecimento o mais detalhado possível dos parâmetros geométricos e cinemáticos associados à actividade recente desta zona de falha, requer a realização de estudos sismotectónicos mais aprofundados na região, com a continuação da análise de dados de sub-superfície, de estudos morfotectónicos (com recurso a altimetria de alta resolução), e de estudos detalhados de terreno, com vista à obtenção de mais informação estrutural e melhor constrangimento da idade e cartografia dos depósitos que se sobrepõem à Formação de Santa Marta, visando a identificação de sedimentos de idade quaternária afectados pelo acidente tectónico e eventualmente o recurso a estudos de paleossismologia.

A prossecução do estudo desta falha, que se tem comportado como sismicamente “silenciosa”, é particularmente importante na avaliação do seu potencial sismogénico e na estimativa da perigosidade sísmica associada para períodos de retorno longos, por se localizar numa zona densamente povoada e urbanizada, muito próxima da cidade de Lisboa.

BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

- ALMEIDA, F. M.; ZBYSZEWSKI, G. (1955). Contribuição Geológica ao Estudo das Ligações Rodoviária e Ferroviária entre Lisboa e a margem Sul do Tejo. 1º Relatório, 21 p. (Inclui o Relatório da Sondagem profunda na zona da Banática - Sondagens Ródio, Ldª (1955b). In Ministérios das Obras Públicas e das Comunicações, Ligação de Lisboa à margem Sul do Tejo, vol. V, (1957).
- ALMEIDA, F. M.; ZBYSZEWSKI, G. (1956). Contribuição Geológica ao Estudo das Ligações Rodoviária e Ferroviária entre Lisboa e a margem Sul do Tejo. 2º Relatório, pp. 20-29. (Inclui os Relatórios das Sondagens Curtas no Leito do Tejo - Sondagens Ródio, Ldª (1955a). In Ministérios das Obras Públicas e das Comunicações, Ligação de Lisboa à margem Sul do Tejo, vol. V, (1957).
- ALMEIDA, F. M.; ALMEIDA, I. M. (1997). Contribuição para a Actualização da Carta Geológica do Concelho de Lisboa. A Geotecnia nas Infraestruturas de Transportes, Energia e Ambiente, 6º Congresso Nacional de Geotecnia, Volume 1/3, editado pela Soc. Portuguesa de Geotecnia e Centro de Geotecnia do Inst. Sup. Técnico, Lisboa, pp. 107-115.
- ALVES, T. M.; MANUPELLA, G.; GAWTHROPE, R. L.; HUNT, D. W.; MONTEIRO, J. H. (2003). The depositional evolution of diapir- and fault-bounded rift basins: examples from the Lusitanian Basin of West Iberia. *Sedimentary Geology*, 162, pp. 273-303.
- ALVES, T. M., MOITA, C.; SANDNES, F.; CUNHA, T.; MONTEIRO, J. H.; PINHEIRO, L. M. (2006). Mesozoic-Cenozoic evolution of North Atlantic continental-slope basins: The Peniche basin, western Iberian margin. *AAPG Bulletin*, V. 90, Nº 1, pp. 31-60.
- ANTUNES, M. T.; PAIS, J. (1992). The Neogene of Portugal. *Ciências da Terra*, Número especial II, Univ. Nova de Lisboa, Monte da Caparica, pp. 13-24.
- ANTUNES, M. T.; PAIS, J.; LEGOINHA, P. (1992). Excursion A. Neogene deposits of Lisboa and Setúbal Peninsula. *Ciências da Terra*, Número especial II, Univ. Nova de Lisboa, Monte da Caparica, pp. 29-35.
- ANTUNES, M. T.; LEGOINHA, P.; NASCIMENTO, P.; PAIS, J. (1996). The evolution of the Lower Tagus basin (Lisbon and Setúbal Peninsula, Portugal) from Lower to early Middle Miocene. *Géologie de la France*, Nº 4, B.R.G.M., pp. 59-77.
- ANTUNES, M. T.; LEGOINHA, P.; PAIS, J. (1999). Cenozóico. In *Notícia Explicativa da Folha 38-B, Setúbal*. Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, pp. 59-77.
- ANTUNES, M. T.; LEGOINHA, P.; CUNHA, P. P.; PAIS, J. (2000). High resolution stratigraphy and miocene facies correlation in Lisbon and Setúbal Peninsula (Lower Tagus basin, Portugal). *Ciências da Terra*, Nº 14, Univ. Nova de Lisboa, Monte da Caparica, pp. 183-190.
- AZEVEDO, T. M. (1982). O Sinclinal de Albufeira. Evolução Pós-Miocénica e Reconstituição Paleogeográfica. Dissertação de doutoramento, *Centro de Geologia, Fac. de Ciências de Lisboa*, 302 p.

- AZEVEDO, T.; PIMENTEL, N. (1995). Dados para a Discussão da Génese da Bacia do Tejo - Sado no Paleogénico. Memória nº 4, Universidade do Porto, Faculdade de Ciências, Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, pp. 897-902.
- BAPTISTA, M.A.; MIRANDA, J. M. (2009). Revision of the Portuguese catalog of tsunamis. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9, 25-42, Published by Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union.
- BAPTISTA, R.; MONIZ, C. (2008). Corte Geológico. In Folha 34-B Loures, da Carta Geológica de Portugal. Departamento de Geologia. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação.
- BARBOSA, B. P.; PENA DOS REIS, R. P. B. (1989). Litostratigrafia e modelo deposicional dos sedimentos aluviais do Neogénico superior da bacia do Tejo (Tomar - Lavre), Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 75, pp. 89-97.
- BENSAUDE, A. (1910). Le tremblement de terre de la vallée du Tage du 23 avril 1909. (Note préliminaire). *Bull. Soc. Port. Sc. Nat*, Lisboa, 3, pp. 89-129.
- BORGES, J. F.; FITAS, A. J. S.; BEZZEGHOUD, M.; TEVES-COSTA, P. (2001). Seismotectonics of Portugal and its adjacent Atlantic area. *Tectonophysics*, 337, pp. 373-387.
- CABRAL, J. (1995). Neotectónica em Portugal Continental. Memórias do Instituto Geológico e Mineiro, 31, Lisboa, 265 p.
- CABRAL, J.; MONIZ, C.; RIBEIRO, P.; TERRINHA, P.; MATIAS, L. (2003). Analysis of seismic reflection data as a tool for the seismotectonic assessment of a low activity intraplate basin- the Lower Tagus Valley (Portugal). *Journal of Seismology* 7, 431-447.
- CABRAL, J.; RIBEIRO P.; FIGUEIREDO P.; PIMENTEL N.; MARTINS A. (2004). The Azambuja fault: An active structure located in an intraplate basin with significant seismicity (Lower Tagus Valley, Portugal). *Journal of Seismology*, 8, pp. 347–362.
- CABRAL, J.; BATLLO, J.; COSTA, P.T.; CARVALHO, J.; MONIZ, C. (2009) - The 1909 Benavente earthquake (Lower Tagus Valley, Portugal). Seismic risk in moderate seismicity area: from hazard to vulnerability. "What did we learn since the 1909 Provence (Lambesc) Earthquake ?", Aix en Provence (France), Université Paul-Cézanne, July 6-8, 2009, p.37.
- CARRILHO, F. (2005). Estudo da Sismicidade da Zona Sudoeste de Portugal Continental. Dissertação de Mestrado, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. 147 p.
- CARVALHO, A. M. G. (1968). Contribuição para o Conhecimento Geológico da Bacia Terciária do Tejo. *Mem. Ser. Geol. Portugal, N.S.*, n. 15, Lisboa, 214 p.
- CARVALHO, A. M. G. (1983-85). O Conglomerado de Monte Santos (Cabeço do Varatojo-Sintra). *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, vol.XXIV, pp. 199-202, Lisboa.
- CARVALHO, J. (2003). Sísmica de alta resolução aplicada à prospecção, geotecnia e risco sísmico. Tese de doutoramento, Universidade de Lisboa, 250pp.

- CARVALHO, A. M. G.; RIBEIRO, A.; CABRAL, J. (1983-85). Evolução paleogeográfica da bacia cenozóica do Tejo-Sado. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 24, pp. 209-212.
- CARVALHO, J.; MATIAS, H.; TORRES, L.; MANUPELLA, G.; PEREIRA, R.; MENDES-VICTOR, L. (2005). The Structural and Sedimentary Evolution of the Arruda and Lower Tagus Sub-Basins, Portugal. *Marine & Petroleum Geology* 22, 427-453.
- CARVALHO, J.; RABEH, T.; CABRAL, J.; CARRILHO, F.; MIRANDA, J.M. (2008). Geophysical characterization of the Ota-Vila Franca de Xira-Lisbon-Sesimbra fault zone, Portugal. *Geophys. J. Int.* 174, pp. 567-584.
- 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, pp. 1041-1067.
- COTTER, J. C. B. (1956). O Miocénico marinho de Lisboa. (Obra Póstuma). *Comunicações dos Serv. Geol. De Portugal*, nº XXXVI, suplemento, Serv. Geológicos de Portugal, Lisboa, 170 p.
- CHOFFAT, P. (1889). Étude Géologique du Tunnel du Rocío. Contribution à la Connaissance du Sous - Sol de Lisbonne. Imprimerie de L' Académie Royale des Sciences. Lisbonne, 106 p.
- CHOFFAT, P. (1908). Essai sur la Tectonique de la Chaîne De L'Arrabida. Imprimerie Nationale. Lisbonne, 76 p. Edição Fac-simile do livro original, 2008.
- CHOFFAT, P. (1950). Géologie du Cénozoïque du Portugal. (Oeuvre posthume). *Comunicações dos Serv. Geol. de Portugal*, suplemento ao Tomo nº XXX, Serv. Geológicos de Portugal, Lisboa, 182 pp.
- CHOFFAT, P.; BENSUADE, A. (1911). Études Sur le Séisme du Ribatejo du 23 Avril de 1909. *Comm. Serv. Geol. du Portugal*, Lisboa, 140 p.
- CUNHA, P. M. R. R. P. (1992). Estratigrafia e Sedimentologia dos Depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra. Dissertação de doutoramento, Univ. de Coimbra, 262p.
- CURTISS, M. L. (1999). Structural and kinematic evolution of a Miocene to Recent sinistral restraining bend: the Montejunto massif, Portugal. *Journal of Structural Geology*, 21, pp. 39-54.
- DE VICENTE, G.; VEGAS, R. (2009). Large-scale distributed deformation controlled topography along the western Africa-Eurasia limit: Tectonic constraints. *Tectonophysics* 474, pp. 124-143.
- FONSECA, J. F. B. D. (1989). Seismicity and Regional Tectonics of the Estremadura, Southwestern Portugal. Dissertação de doutoramento, Departamento de Física do Instituto Superior Técnico, Lisboa, 153 p.
- FONSECA, J. F. B. D.; NUNES, J. C.; REIS, P. A.; MOREIRA, V. S.; LONG, R. E. (1988). Seismicity and regional tectonics of the Portuguese Estremadura. *Proceedings of the ECE/UN Seminar on Prediction of Earthquakes: Occurrence and Ground Motion*, Lisbon, November, 14-18, 1988. C.S. Oliveira (Ed.), *LNEC*, 2, pp. 857-875.
- FONSECA, J. F. B. D.; LONG, R. E. (1991). Seismotectonics of SW Iberia: A distributed plate margin? In: *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region*, J. Mezdua and A.

- Udías (Eds.), Publication I.G.N., Série Monografia 8, Instituto Geográfico Nacional, Madrid, pp. 227-240.
- HAQ, B.V.; HARDENBOL, J.; VAIL, P.R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, pp. 1156-1167.
- HENRIQUES, M.C.; MOUZINHO, M.T.; FERRÃO, N.M. (1988). Sismicidade de Portugal. O Sismo de 26 de Janeiro de 1531. Comissão para o Catálogo Sísmico Nacional, Lisboa, 100 p.
- INTERNATIONAL SEISMOLOGICAL CENTRE (2009). *On-line Bulletin*, <http://www.isc.ac.uk>, Internatl. Seis. Cent., Thatcham, United Kingdom, 2001.
- JEREMIAS, F. (1996). Estudos de Geologia de Engenharia para a nova travessia do Tejo em Lisboa. Protecção Civil. Órgão do Serviço Nacional de Protecção Civil, Ano VIII, II Série, Nº 8, Outubro/Janeiro, 1996, Lisboa.
- JOHNSTON, A.C., KANTER, L.R. (1990). Earthquakes in stable continental crust. *Scientific American*, v. 262, n. 3, pp. 42-49.
- JUSTO, J.L.; SALWA, C. (1998). The 1531 Lisbon earthquake. *Bull. Seismological Soc. Am.* 88(2), pp. 319-328.
- KULLBERG, M. C.; KULLBERG, J. C.; TERRINHA, P. (2000). Tectónica da Cadeia da Arrábida. In: Tectónica das regiões de Sintra e, Arrábida, Mem. Geociências, Museu Nac. Hist. Nat. Univ. Lisboa, 2, pp. 35-84.
- KULLBERG, J. C.; ROCHA, R. B.; SOARES, A. F.; REY, J.; TERRINHA, P.; CALLAPEZ, P.; MARTINS, L. (2006a). A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In: Geologia de Portugal no contexto da Ibéria (R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. C. Kullberg, Eds.). Univ. Évora, pp. 317-368.
- KULLBERG, J. C.; TERRINHA P.; PAIS J.; REIS R. P.; LEGOINHA P. (2006b) 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.
- LEGOINHA, P. (2001). Biostratigrafia de Foraminíferos do Miocénico de Portugal (Baixo Tejo e Algarve). Tese de Doutoramento, Departamento de Ciências da Terra, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa, Monte da Caparica, 239 pp.
- LOMHOLT, S.; RASMUNSEN E.; ANDERSEN C.; VEJBAEK O. V.; MADSEN L.; STEINHARDT H. (1995). Seismic Interpretation and Mapping of the Lusitanian Basin, Portugal. DGU Service Report nº 65, contribution to the MILUPOBAS project, EC Contract nº JOU2-CT94-0348, Ministry of the Environment, Geological Survey of Denmark, 78 p.
- MARQUES, F. O.; AZERÊDO, A. C.; CABRAL, M. C.; SANTOS, V. (1998). Preliminary study of a proposed new cartographic unit in the Lisbon region: the Fanhões conglomerates. *Actas do V Congresso Nacional de Geologia, Resumos alargados*, Com. Inst. Geol. Min., 84, 1, pp. A-107-A-110.

- MARTINS, I.; MENDES VICTOR, L. A. (1990). Contribuição para o Estudo da Sismicidade de Portugal Continental. Publicação 18, Instituto Geofísico do Infante D. Luís, Univ. de Lisboa, 67 p.
- MARTINS, I.; MENDES VICTOR, L.A. (2001). Contribuição para o Estudo da Sismicidade da Região Oeste da Península Ibérica. Universidade de Lisboa, Instituto Geofísico do Infante D. Luís, Publicação Nº 25. Lisboa.
- MARTINS, A.A.; CUNHA, P.P.; HUOT, S.; MURRAY, A.; BUYLAERT, J.P. (2009). Geomorphological correlation of the tectonically displaced Tejo river terraces (Gavião-Chamusca area, Portugal) supported by luminescence dating. *Quaternary International* 199, pp. 75–91.
- MENDONÇA, J. L.; CABRAL, J. (2003): Identificação de falhas na Bacia Cenozóica do Tejo através de técnicas de investigação hidrogeológica. *Comum. do Inst. Geol. e Mineiro*, t. 90, Lisboa, pp.91-102.
- MEZCUA, J. (1982). *Catálogo General de Isossistas de la Península Iberica. Publicación 202, Instituto Geográfico Nacional, Madrid.*
- MONIZ, C. (2005). Corte geológico. In Folha 34-D Lisboa. Departamento de Geologia. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação. Lisboa.
- MONIZ, C.; PAIS, J. (2005). Colunas Litostratigráficas. In Folha 34-D Lisboa. Departamento de Geologia. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação. Lisboa.
- MONIZ, C.; CABRAL, J. (2006). Tectónica. In Notícia Explicativa da Folha 34-D Lisboa. Departamento de Geologia. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação. Lisboa, pp. 28-40.
- MONIZ, C.; CABRAL, J.; DIAS, R. (2009). A importância da Neotectónica na caracterização das fontes sísmicas. Exemplo da falha de Pinhal Novo – Alcochete (Vale Inferior do Tejo). 3º Encontro Nacional de Riscos, Segurança e Fiabilidade. Lisboa, Instituto Superior Técnico, 3 - 5 de Novembro de 2009. In: *Riscos Industriais e Emergentes*, C. Guedes Soares, C. Jacinto, A. P. Teixeira, P. Antão (Eds), *Edições Salamandra*, Lisboa, 2009, pp. 217-226.
- MONIZ, C.; PAIS, J. (2008). Coluna Litostratigráfica. In Folha 34-B Loures. Departamento de Geologia. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação. Lisboa.
- MOREIRA, V. S. (1984). Sismicidade histórica de Portugal Continental. *Rev. Inst. Nac. Met. e Geofísica*, Março 1984, pp. 3-79.
- MOREIRA, V. S. (1985). Seismotectonics of Portugal and its adjacent area in the Atlantic. *Tectonophysics*, 117, pp. 85-96.
- MOUGENOT, D. (1989). *Geologia da Margem Portuguesa*. Instituto Hidrográfico, Lisboa, 259 p.
- OLIVEIRA, C. S. (1986). A Sismicidade Histórica e a Revisão do Catálogo Sísmico. Proc. 36/11/7368, I e D, Estruturas, Relatório 99/86 - NDA, LNEC, Lisboa, 192 p.
- OLIVEIRA, C. S.; SOUSA, M. L.; MENDES VICTOR, L. A. (1989). Metodologia para a determinação de parâmetros sísmicos a partir de informação histórica. Aplicação ao sismo de 1531. *Comunicações*,

Encontro sobre Sismologia e Engenharia Sísmica, 6 e 7 de Novembro de 1989, Lisboa, SPES, LNEC, pp. 53-61.

- OLIVEIRA, C. S.; SOUSA, M. L. (1991). A contribution to reduce subjectivity in treatment of historical data. In: Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region, J. Mezcua and A. Udías (Eds.), Public. I.G.N., Série Monografía 8, Inst. Geográfico Nacional, Madrid, pp. 97-114.
- OLIVEIRA, R. (1997). Estudos Geológicos para o Projecto da Ponte Vasco da Gama, em Lisboa. A Geotecnia nas Infra-estruturas de Transportes, Energia e Ambiente, 6º Congresso Nacional de Geotecnia, Conferência especial. Volume 1/3, editado pela Soc. Portuguesa de Geotecnia e Centro de Geotecnia do Inst. Sup. Técnico, Lisboa, 34 p.
- PAIS, J. (1981). Contribuição para o conhecimento da vegetação miocénica da parte ocidental da Bacia do Tejo. Tese de doutoramento em geologia. Universidade Nova de Lisboa, 328 p.
- PAIS, J. (2005). Revisões Cartográficas. In Folha Geológica, 34-D Lisboa, na escala 1:50.000.. Departamento de Geologia. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação. Lisboa.
- PAIS, J.; LOPES, C.; LEGOINHA, P.; RAMALHO, E.; FERREIRA, J.; RIBEIRO, I.; AMADO, A.; SOUSA, L.; TORRES, L.; BAPTISTA, R.; REIS, R. (2003). Sondagem de Belverde (Bacia do Baixo Tejo, península de Setúbal, Portugal). Ciências da Terra, Vol. Especial V, CD-Rom, pp. A99-A102, Univ. Nova de Lisboa, Monte da Caparica.
- PAIS, J.; LEGOINHA, P. (2006). Cenozóico. In Notícia Explicativa da Folha 34-D Lisboa. Departamento de Geologia. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação. Lisboa, pp. 10-27.
- PALACIOS PÉREZ, T. (1985). Petrologia do Complexo Vulcânico de Lisboa. Dissertação de doutoramento, *Universidade de Lisboa*, 260 p.
- PERUZZA, L.; PACE, B. (2002). Sensitivity analysis for seismic source characteristics to probabilistic seismic hazard assesment in central Apennines (Abruzzo area). *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*. Vol. 43, N. 1-2, pp. 79-100, Mar.-Jun. 2002.
- PINTER, N. (1996). Exercises in Active Tectonics. An Introduction to Earthquakes and Tectonic Geomorphology. Prentice Hall, Inc., 166p.
- RAMALHO, M. (1971) Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des environs de Lisbonne (Portugal). *Serviços Geológicos de Portugal*, Memória Nº 19 – Nova Série, Lisboa, 212 pp.
- RASMUSSEN, E. S.; LOMHOLT, S.; ANDERSEN, C.; VEJBÆK, O. V. (1998). Aspects of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal, *Tectonophysics*, 300, pp. 199-225.
- RIBEIRO, A.; ANTUNES, M. T.; FERREIRA, M. P.; ROCHA, P. B.; SOARES, A. F.; ZBYSZEWSKI, G.; ALMEIDA, F. MOITINHO DE; CARVALHO, D.; MONTEIRO, J. H. (1979). Introduction à la Géologie Générale du Portugal. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 114 p.

- RIBEIRO, A.; RAMALHO, M.; AZEVEDO, T.M.; CABRAL, J. (1986). Livro-guia da Excursão B2/B3, 3-4 Outubro, Estratigrafia e Tectónica da Cadeia da Arrábida. Estratigrafia e Tectónica da Península de Setúbal. 2º Congresso Nacional de Geologia, 27 de Setembro - 4 de Outubro, Lisboa. Pol.
- RIBEIRO, A.; KULLBERG, M. C.; KULLBERG, J. C.; MANUPPELLA, G.; PHIPPS, S. (1990). A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184, pp. 357-366.
- RIBEIRO, A.; SILVA, J. B.; CABRAL, J.; TERRINHA, P.; KULLBERG, M. C.; KULLBERG, J. C.; PHIPPS, S. (1996a). Tectonics of the Lusitanian Basin, MILUPOBAS (EC contract J0U2-CT94-0348), Final Report, ICTE/GG/GeoFCUL, Lisboa. 140 p. (inédito).
- RIBEIRO, A.; CABRAL, J.; BAPTISTA, R.; MATIAS, L. (1996b): Stress pattern in Portugal Mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia. *Tectonics*, Vol. 15, No. 2, pp. 641-659.
- RIBEIRO, P.; MONIZ, C.; CABRAL, J. (2000). Study of active structures in the Lower Tagus Valley through satellite imagery analysis. (Poster) XXVII Gen. Assembly of the European Seismological Commission, Universidade de Lisboa, 10-15 Setembro 2000, Book of Abstracts and Papers, p. 71.
- SLEMMONS, D. B.; DEPOLO, C. M. (1986). Evaluation of active faulting and associated hazards. In: *Active Tectonics: Impact on Society*. Studies in Geophysics, National Academy Press, Washington, D. C., pp. 45-62.
- SOUSA, M. L.; MARTINS, A.; OLIVEIRA, C. S. (1992). Compilação de catálogos sísmicos da Região Ibérica. Relatório 36/92 - NDA. Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa.
- SRIVASTAVA, S. P.; ROEST, W. R.; KOVACS, L. C.; OAKEY, G.; LÉVESQUE, S.; VERHOEF, J.; MACNAB, R. (1990). Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184, pp. 229-260.
- STICH, D.; BATLLÓ, J.; MACIÀ, R.; TEVES-COSTA, P.; MORALES, J. (2005). Moment tensor inversion with single-component historical seismograms: the 1909 Benavente (Portugal) and Lambesc (France) earthquakes. *Geophysical Journal International* 162, pp. 850-858.
- TERRINHA, P. A. G. (1998). Structural Geology and Tectonic Evolution of the Algarve Basin, South Portugal. Dissertação de doutoramento, Imperial College, London. 430 p.
- TEVES-COSTA, P.; RIO, I.; MARREIROS, C.; RIBEIRO, R.; AND BORGES, J. F. (1999). Source Parameters of old earthquakes: Semi-automatic digitalization of analog records and seismic moment assessment, *Natural Hazards*, 19, pp. 205-220.
- WALKER, D.J. (1983). Final Report – Seismic Interpretation for Petrogal Concession areas 45, 46, 47/48, GPEP, Lisbon (Relatório Interno, não publicado).
- WELLS, D. L.; COPPERSMITH, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 4, pp. 974-1002.
- WESNOSKY, S. G. (1986). Earthquakes, Quaternary faults, and seismic hazard in California. *Journal of Geophysical Research*, 91, nº B12, pp. 12587-12631.

- WILSON, R. C. L.; HISCOT, R. N.; WILLIS, M. G.; GRADSTEIN, F. M. (1990). The Lusitanian Basin of west central Portugal: Mesozoic and Tertiary tectonics, stratigraphy, and subsidence history. In: Tankard, A. J., Balkwill, H. R. (Eds), Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins. Am. Assoc. Pet. Geol., Mem.46, pp. 341-361.
- ZBYSZEWSKI, G. (1943). La Classification du Paléolithique Ancien et la Chronologie du Quaternaire de Portugal en 1942. Bol. Soc. Geol. de Portugal, 2, 2-3, 113 p.
- ZBYSZEWSKI, G. (1963). Notícia Explicativa da Carta Geológica dos Arredores de Lisboa, Folha 4 de Lisboa. Escala 1:50.000. Serv. Geol. de Portugal, Lisboa, 93 p.

CARTAS GEOLÓGICAS CONSULTADAS

- CARTA GEOLÓGICA DE LISBOA. (1940). Escala 1:20.000. CHOFFAT, P.; COTTER, J. C.. (Obra Póstuma).
Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- CARTA GEOLÓGICA DOS ARREDORES DE LISBOA. (1950). ESCALA 1:50.000. FOLHA 4 DE LISBOA.
ZBYSZEWSKI, G. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- CARTA GEOLÓGICA DO CONCELHO DE LISBOA (1986). ESCALA 1:10.000. 4 FOLHAS GEOLÓGICAS.
ALMEIDA, F. M. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- CARTA GEOLÓGICA DE PORTUGAL (1992). ESCALA 1:500.000. Oliveira, J.T.; Pereira, E.; Ramalho, M.;
Antunes, M.T.; Monteiro, J.H. (coords.). Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa.
- FOLHA GEOLÓGICA 34-A SINTRA. (1991). CARTA GEOLÓGICA DE PORTUGAL, NA ESCALA DE 1:50.000.
Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- FOLHA GEOLÓGICA 38-B SETÚBAL. (1994). CARTA GEOLÓGICA DE PORTUGAL, NA ESCALA DE 1:50.000.
Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa.
- FOLHA GEOLÓGICA 34-C CASCAIS. (1999). CARTA GEOLÓGICA DE PORTUGAL, NA ESCALA DE 1:50.000.
Dep. Geol. Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa.
- FOLHA GEOLÓGICA 34-D LISBOA. (2005). CARTA GEOLÓGICA DE PORTUGAL, NA ESCALA DE 1:50.000.
Dep. Geol. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação, Lisboa.
- FOLHA GEOLÓGICA 34-B LOURES. (2008). CARTA GEOLÓGICA DE PORTUGAL, NA ESCALA DE 1:50.000.
Dep. Geol. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação, Lisboa.

RELATÓRIOS DE SONDAGENS CONSULTADOS

COMPANHIA DOS PETRÓLEOS DE PORTUGAL (1955): Relatório da Sondagem de Pinhal Novo 1. Relatório Interno, não publicado.

COMPANHIA DOS PETRÓLEOS DE PORTUGAL (1956): Relatório da Sondagem de Barreiro 1. Relatório Interno, não publicado.

COMPANHIA DOS PETRÓLEOS DE PORTUGAL (1959): Relatório da Sondagem de Barreiro 2. Relatório Interno, não publicado.

COMPANHIA DOS PETRÓLEOS DE PORTUGAL (1959): Relatório da Sondagem de Montijo 1. Relatório Interno, não publicado.

COMPANHIA DOS PETRÓLEOS DE PORTUGAL (1959): Relatório da Sondagem de Samora 1A. Relatório Interno, não publicado.

COMPANHIA DOS PETRÓLEOS DE PORTUGAL (1962): Reinterpretação Estratigráfica das Sondagens de Samora 1 e Samora 1A. Relatório Interno, não publicado.

COMPANHIA DOS PETRÓLEOS DE PORTUGAL (1962): Reinterpretação Estratigráfica da Sondagem de Barreiro 1. Relatório Interno, não publicado.

COMPANHIA DOS PETRÓLEOS DE PORTUGAL (1963): Reinterpretação Estratigráfica da Sondagem de Montijo 1. Relatório Interno, não publicado.

COMPANHIA DOS PETRÓLEOS DE PORTUGAL (1963): Reinterpretação Estratigráfica da Sondagem de Barreiro 2. Relatório Interno, não publicado.

COMPANHIA DOS PETRÓLEOS DE PORTUGAL (1963): Relatório da Sondagem de Barreiro 3. Relatório Interno, não publicado.

COMPANHIA DOS PETRÓLEOS DE PORTUGAL (1963): Relatório da Sondagem de Monsanto 1. Relatório Interno, não publicado.

COMPANHIA DOS PETRÓLEOS DE PORTUGAL (1982-1983): Relatório da Sondagem de Barreiro 4. Relatório Interno, não publicado.

EMPRESA DE SONDAGENS E FUNDAÇÕES TEIXEIRA DUARTE, LDA. (1956): Câmara Municipal do Montijo. Captação TD4. Relatório Interno, não publicado.

EMPRESA DE SONDAGENS E FUNDAÇÕES TEIXEIRA DUARTE, LDA. (1959): Plantações do Sul, LDA. Quinta da Torre. Captação de Água TD – 2A. Relatório Interno, não publicado.

EMPRESA DE SONDAGENS E FUNDAÇÕES TEIXEIRA DUARTE, LDA. (1963): Alumínio Português (Angola) S.A.R.L. Fábrica em Alcochete. Captações de Água TD.1, TD.2 e TD.3. Relatório Interno, não publicado.

EMPRESA DE SONDAGENS E FUNDAÇÕES TEIXEIRA DUARTE, LDA. (1976): Estabelecimentos Isidoro M. de Oliveira. Montijo. Furo de Captação de Água TD2. Relatório Interno, não publicado.

EMPRESA DE SONDAGENS E FUNDAÇÕES TEIXEIRA DUARTE, LDA. (1980): Quimigal. Química de Portugal, EP. Furos Profundos de Captação de Água. Fábrica de Amoníaco 900 T/D. Lavradio. Furo de captação TD5. Relatório Interno, não publicado.

EMPRESA DE SONDAGENS E FUNDAÇÕES TEIXEIRA DUARTE, LDA. (1981): Quimigal. Química de Portugal, EP. Furos Profundos de Captação de Água. Fábrica de Amoníaco 900 T/D. Lavradio. Furo de captação de Água TD4. Relatório Interno, não publicado.

EMPRESA DE SONDAGENS E FUNDAÇÕES TEIXEIRA DUARTE, LDA. (1982): CANIFA. Comissão. Administrativa das Novas Instalações para as Forças Armadas. Escola de Fuzileiros. Vale do Zebro. Furo de captação de Água TD.1. Relatório Interno, não publicado.

EMPRESA DE SONDAGENS E FUNDAÇÕES TEIXEIRA DUARTE, LDA. (1982): Quimigal. Química de Portugal, EP. Furos Profundos de Captação de Água. Fábrica de Amoníaco 900 T/D. Lavradio. Furo de captação TD6. Relatório Interno, não publicado.

EMPRESA DE SONDAGENS E FUNDAÇÕES TEIXEIRA DUARTE, LDA. (1987): Lisnave. Estaleiros Navais de Lisboa, S.A. Margueira. Furos de Captação de Água TD1 e TD2. Relatório Interno, não publicado.

FURÁGUA, FUROS ARTESIANOS, LDA. (1976): Relatório Final. Execução de um Furo de Captação de Água em “Penas” – Alcochete. Furo F-1. Relatório Interno, não publicado.

FURÁGUA, FUROS ARTESIANOS, LDA. (1977): Relatório Final. Execução de um Furo de Captação de Água em “Jardia”. Montijo. Furo F-2. Relatório Interno, não publicado.

FURÁGUA, FUROS ARTESIANOS, LDA. (1977): Relatório Final. Execução de um Furo de Captação de Água em “Jardia”. Montijo. Furo F-1. Palmela. Relatório Interno, não publicado.

FURÁGUA, FUROS ARTESIANOS, LDA. (1977): Relatório Final. Execução de um Furo de Captação de Água em “Fonte da Vaca”. Pinhal Novo. Palmela. Furo F-1. Relatório Interno, não publicado.

FURÁGUA, FUROS ARTESIANOS, LDA. (1977): Relatório Final. Execução de um Furo de Captação de Água em “Fonte da Vaca”. Pinhal Novo. Furo F-1. Relatório Interno, não publicado.

FURÁGUA, FUROS ARTESIANOS, LDA. (1977): Relatório Final. Execução de um Furo de Captação de Água em “Lagoa das Cheias” – Alcochete. Furo F-1. Relatório Interno, não publicado.

FURÁGUA, FUROS ARTESIANOS, LDA. (1979): Relatório Final. Execução de um Furo de Pesquisa e Eventual Captação de Água Subterrânea em “Quinta de S. Gonçalo”, Cabanas. Palmela. Furo F-1. Relatório Interno, não publicado.

FURÁGUA, FUROS ARTESIANOS, LDA. (1981): Relatório Final. “Execução de um Furo de Pesquisa e Eventual Captação de Água Subterrânea destinado ao Abastecimento de água na Propriedade situada em Lagoa Cova, Alto Estanqueiro – Montijo. Furo F-1. Relatório Interno, não publicado.

- FURÁGUA, FUROS ARTESIANOS, LDA. (1982): Relatório Final. “Execução de um Furo de Pesquisa e Eventual Captação de Água Subterrânea na Vossa Propriedade situada em Pinhal do Concelho - Alcochete”. Furo FR-1. Relatório Interno, não publicado.
- FURÁGUA, FUROS ARTESIANOS, LDA. (1983): Relatório Final. “Execução de um Furo de Pesquisa e Eventual Captação de Água Subterrânea na Vossa Propriedade situada em Figueira de Vergonha - Montijo”. Furo FR-1. Relatório Interno, não publicado.
- FURÁGUA, FUROS ARTESIANOS, LDA. (1983): Relatório Final. “Execução de um Furo de Pesquisa e Eventual Captação de Água Subterrânea na Vossa Propriedade situada em Rio Frio”. Palmela. Furo FR-3. Relatório Interno, não publicado.
- FURÁGUA, FUROS ARTESIANOS, LDA. (1983): Relatório Final. “Execução de um Furo de Pesquisa e Eventual Captação de Água Subterrânea na Vossa Propriedade situada em Rio Frio”. Palmela. Furo FR-4. Relatório Interno, não publicado.
- FURÁGUA, FUROS ARTESIANOS, LDA. (1983): Relatório Final. “Execução de um Furo de Pesquisa e Eventual Captação de Água Subterrânea na Vossa Propriedade situada em Conceição dos Matos - Samouco”. Furo FR-1. Relatório Interno, não publicado.
- FURÁGUA, FUROS ARTESIANOS, LDA. (1985): Relatório Final. “Execução de um Furo de Pesquisa e Eventual Captação de Água Subterrânea na V/ Propriedade situada em Conceição de Matos - Samouco”. Furo FR-2. Relatório Interno, não publicado.
- FURÁGUA, FUROS ARTESIANOS, LDA. (1987): Relatório Final. Sociedade Agro Pecuária do Bacal, Limitada. Montinhoso – Palmela. Furo FR-2/87.06.08. Relatório Interno, não publicado.
- FURÁGUA, FUROS ARTESIANOS, LDA. (1987): Relatório Final. Magnetic Peripherals, Inc. (Portugal). Volta da Pedra – Palmela. Furo FR-1 – 87/12/09. Relatório Interno, não publicado.
- FURÁGUA, FUROS ARTESIANOS, LDA. (1988): Relatório Final. “Execução de um Furo de Pesquisa e Eventual Captação de Água Subterrânea em Penas – Montijo”. Furo FR-1. Relatório Interno, não publicado.
- FURÁGUA, FUROS ARTESIANOS, LDA. (1990): Relatório Final. Execução de um Furo de Pesquisa e Captação de Água Subterrânea em Cilha – Rio Frio. Alcochete. FR-1. Relatório Interno, não publicado.
- FURÁGUA, FUROS ARTESIANOS, LDA. (1990): Relatório Final. “Execução de um Furo de Pesquisa e Captação de Água Subterrânea em Rego da Amoreira - Alcochete”. Furo FR-6. Relatório Interno, não publicado.
- FURÁGUA, FUROS ARTESIANOS, LDA. (1992): Relatório Final. “Execução de um Furo de Pesquisa e Captação de Água Subterrânea na Baixa da Atalaia - Alcochete”. Furo FR-3. Relatório Interno, não publicado.

- FURÁGUA, FUROS ARTESIANOS, LDA. (1992): Relatório Final. “Execução de um Furo de Pesquisa e Captação de Água Subterrânea em Salgueirinha – Pinhal Novo. Palmela.” Furo FR-1. Relatório Interno, não publicado.
- FURÁGUA, FUROS ARTESIANOS, LDA. (1996): Relatório Final. “Execução de um Furo de Pesquisa e Captação de Água Subterrânea em Herdade de Camarate – Vale de Amieira. Benavente. Furo FR-3. Relatório Interno, não publicado.
- FURÁGUA, FUROS ARTESIANOS, LDA. (1996): Relatório Final. “Execução de um Furo de Pesquisa e Captação de Água Subterrânea em Quinta da Areia – Brejo Lobo. Montijo. Furo FR-4. Relatório Interno, não publicado.
- FURÁGUA, FUROS ARTESIANOS, LDA. (1997): Relatório Final. “Execução de um Furo de Pesquisa e Captação de Água Subterrânea em Silha do Pé de Boi - Alcochete”. Furo FR-8. Relatório Interno, não publicado.
- FURÁGUA, FUROS ARTESIANOS, LDA. (1997): Relatório Final. “Execução de um Furo de Pesquisa e Captação de Água Subterrânea em Vale Romão – Qtª. da Lomba. Câmara Municipal do Barreiro”. Furo FR-1. Relatório Interno, não publicado.
- FURÁGUA, FUROS ARTESIANOS, LDA. (1997): Relatório Final. “Execução de um Furo de Pesquisa e Captação de Água Subterrânea em Corte das Cheias – Alcochete”. Furo FR-1. Relatório Interno, não publicado.
- FURÁGUA, FUROS ARTESIANOS, LDA. (1998): Relatório Final. “Execução de um Furo de Pesquisa e Captação de Água Subterrânea nas Instalações do Mercado Abastecedor do Barreiro – Barreiro. Câmara Municipal do Barreiro”. Furo FR-3. Relatório Interno, não publicado.
- FURÁGUA, FUROS ARTESIANOS, LDA. (1999): Relatório Final. “Execução de um Furo de Pesquisa e Captação de Água Subterrânea em Rego da Amoreira - Alcochete”. Furo FR-2. Relatório Interno, não publicado.
- FURÁGUA, FUROS ARTESIANOS, LDA. (2000): Relatório Final. “Empreitada de execução de um Furo de Pesquisa e Eventual Captação de Água Subterrânea – Furo alternativo de Pau Queimado – Montijo – FR-1”. S.M.A.S. da Câmara Municipal de Montijo. Furo FR-1. Relatório Interno, não publicado.
- FURÁGUA, FUROS ARTESIANOS, LDA. (2001): Relatório Final. Câmara Municipal do Barreiro “Execução de um Furo de Pesquisa e Captação de Água Subterrânea em Lóios”. Barreiro. Furo FR-4. Relatório Interno, não publicado.
- GKN KELLER, S.R.L. (1965): Relatório sobre o Trabalho de Execução do Furo para Abastecimento de Água à Fábrica da Soda Póvoa, S.R.A.L., na Póvoa de Santa Iria. Furo JK1-A. Relatório Interno, não publicado.
- GKN KELLER, S.R.L. (1967): Relatório sobre o Trabalho de Execução de Furos de Pesquisa e Captação de Água para Abastecimento do Barreiro. Furos JK1, JK2 e JK3. Relatório Interno, não publicado.

- GKN KELLER, S.R.L. (1974): Relatório Final sobre o Trabalho de Execução de 2 Furos de Captação para Abastecimento de Água a Alcochete, Samouco e S. Francisco. Furo JK1 e Furo JK2. Relatório Interno, não publicado.
- GKN KELLER, S.R.L. (1981): Relatório sobre o Trabalho de Execução de Furos de Pesquisas e Eventual Captação para Abastecimento de Água de Barreiro. Furo JK4. Relatório Interno, não publicado.
- GKN KELLER, S.R.L. (1983): Relatório sobre o Trabalho de Execução de Furos de Pesquisas e Eventual Captação para Abastecimento de Água ao Concelho do Seixal. Furos JK5, JK6 e JK7. Relatório Interno, não publicado.
- GKN KELLER, S.R.L. (1986): Relatório sobre o Trabalho de Execução de Furos de Pesquisas e Eventual Captação para Abastecimento de Água. Almada. Furo JK16. Relatório Interno, não publicado.
- GKN KELLER, S.R.L. (1986): Relatório sobre o Trabalho de Execução de Furos de Pesquisas e Eventual Captação para Abastecimento de Água. Almada. Furo JK17. Relatório Interno, não publicado.
- GKN KELLER, S.R.L. (1989): Relatório sobre o Trabalho de Execução de Furos de Pesquisas e Eventual Captação para Abastecimento de Água. Bairro do Pinheiro Grande – Pinhal Novo – C. M. Palmela. Furo JK5. Relatório Interno, não publicado.
- GKN KELLER, S.R.L. (1989): Relatório sobre o Trabalho de Execução de Furos de Pesquisas e Eventual Captação para Abastecimento de Água. Lagoinha. Furo JK10. Relatório Interno, não publicado.
- GKN KELLER, S.R.L. (1989): Relatório sobre o Trabalho de Execução de Furos de Pesquisas e Eventual Captação para Abastecimento de Água. Palmela. Furo JK11. Relatório Interno, não publicado.
- GKN KELLER, S.R.L. (1999): Relatório Final sobre os Trabalhos de Pesquisa / Captação de Água Subterrânea no Concelho de Almada. Furos JK21 – Quinta da Bomba, JK22 – Quinta da Bomba e JK23 – Quinta da Bomba. Relatório Interno, não publicado.
- GKN KELLER, S.R.L. (2002): Relatório Final sobre os Trabalhos de Pesquisa / Captação de Água Subterrânea no Concelho de Almada. Furo JK26 – Corroios, Furo JK27 – Corroios e Furo JK28 – Sta. Marta de Corroios. Relatório Interno, não publicado.
- HIDRO OBRAS-EMPRESA DE ESTUDOS E TRABALHOS HIDROGEOLOGÍCOS, LDA. (1988): Relatório Final. “Execução de um furo de pesquisa e captação de água subterrânea em Jardim - Montijo“. Felismino Augusto Tomás. Jardim. Montijo. Furo HO-1. Relatório Interno, não publicado.
- PERSONDA – SOCIEDADE DE PERFURAÇÕES E SONDAGENS, LDA. (1977): Relatório Final. Execução de um furo de captação de água em “Palmela”. Palmela. Furo P-1. Relatório Interno, não publicado.
- PERSONDA – SOCIEDADE DE PERFURAÇÕES E SONDAGENS, LDA. (1982): Relatório Final. Execução de um furo de pesquisa e eventual captação de água subterrânea em “Vale Bom – Alcochete”. Furo PS-1. Relatório Interno, não publicado.

PERSONDA – SOCIEDADE DE PERFURAÇÕES E SONDAGENS, LDA. (1982): Relatório Final. Execução de um furo de pesquisa e eventual captação de água na vossa propriedade situada em “Quinta da Santa Rosa – Moita”. Furo PS-1. Relatório Interno, não publicado.

PERSONDA – SOCIEDADE DE PERFURAÇÕES E SONDAGENS, LDA. (1984): Relatório Final. Execução de um furo de pesquisa e captação de água subterrânea com vista ao reforço do abastecimento do Barreiro. Barreiro. Furo PS-1. Relatório Interno, não publicado.

PERSONDA – SOCIEDADE DE PERFURAÇÕES E SONDAGENS, LDA. (1987): Relatório Final. Execução de um furo de pesquisa e captação de água subterrânea na v/ propriedade sita na Qtª. do Anjo – Palmela. Furo PS-1. Relatório Interno, não publicado.

PERSONDA – SOCIEDADE DE PERFURAÇÕES E SONDAGENS, LDA. (1988): Relatório Final. Execução de um furo de captação de água subterrânea nas instalações fabris da STEC, em Pau - Queimado. Furo PS-1. Relatório Interno, não publicado.

PERSONDA – SOCIEDADE DE PERFURAÇÕES E SONDAGENS, LDA. (1988): Relatório Final. Execução de um furo de pesquisa e eventual captação de água subterrânea em SÍTIO DAS CARDIEIRAS - ALCOCHETE. Furo PS-1. Relatório Interno, não publicado.

PERSONDA – SOCIEDADE DE PERFURAÇÕES E SONDAGENS, LDA. (1988): Relatório Final. CARMONTI – Ind. de Carnes do Montijo, Seixalinho, Montijo. Furo PS-1. Relatório Interno, não publicado.

PERSONDA – SOCIEDADE DE PERFURAÇÕES E SONDAGENS, LDA. (1989): Relatório Final. Execução de um furo de pesquisa e captação de água subterrânea na s/ propriedade em Brejo do Lobo/Jardia – Montijo. Furo PS-1. Relatório Interno, não publicado.

PERSONDA – SOCIEDADE DE PERFURAÇÕES E SONDAGENS, LDA. (1990): Relatório Final. Execução de um furo de pesquisa e eventual captação de água subterrânea em Pau Queimado - Montijo. Furo PS-1. Relatório Interno, não publicado.

PERSONDA – SOCIEDADE DE PERFURAÇÕES E SONDAGENS, LDA. (1990): Relatório Final. Execução de um furo de pesquisa e captação de água em na s/propriedade em Atalaia – Montijo. Furo PS-1. Relatório Interno, não publicado.

PERSONDA – SOCIEDADE DE PERFURAÇÕES E SONDAGENS, LDA. (1991): Relatório Final. “Execução de um furo de pesquisa e eventual captação de água subterrânea, destinado ao reforço de abastecimento de água à Moita”. Câmara Municipal da Moita. S. Sebastião. Moita. Furo PS-2. Relatório Interno, não publicado.

PERSONDA – SOCIEDADE DE PERFURAÇÕES E SONDAGENS, LDA. (1991): Relatório Final. Execução de um furo de captação de água no Batel. Câmara Municipal de Alcochete. Quinta da Coitadinha. Batel - Alcochete. Furo PS-3. Relatório Interno, não publicado.

PERSONDA – SOCIEDADE DE PERFURAÇÕES E SONDAGENS, LDA. (1991): Relatório Final. Execução de um furo de captação de água subterrânea no Pinhal de Catalares – Alcochete. Furo PS-1. Relatório Interno, não publicado.

- PERSONDA – SOCIEDADE DE PERFURAÇÕES E SONDAGENS, LDA. (1991): Relatório Final.
Furo de captação de água em Pinhal Novo – Palmela. Furo PS-1. Relatório Interno, não publicado.
- PERSONDA – SOCIEDADE DE PERFURAÇÕES E SONDAGENS, LDA. (1992): Relatório Final.
Urbanizadora da Praia do Sol, S.A. S. João da Caparica. Almada. Furo PS-1A. Relatório Interno, não publicado.
- PERSONDA – SOCIEDADE DE PERFURAÇÕES E SONDAGENS, LDA. (1992): Relatório Final.
Câmara Municipal de Palmela. Vale Craveira – Quinta do Anjo. Furo PS-2. Relatório Interno, não publicado.
- PERSONDA – SOCIEDADE DE PERFURAÇÕES E SONDAGENS, LDA. (1992): Relatório Final.
Câmara Municipal de Palmela. Valas das Carrascas – Pinhal Novo. Furo PS-3. Relatório Interno, não publicado.
- PERSONDA – SOCIEDADE DE PERFURAÇÕES E SONDAGENS, LDA. (1992): Relatório Final.
Furo de captação de água subterrânea em Qt^a. da Soalheira – Alcochete. Furo PS-1. Relatório Interno, não publicado.
- PERSONDA – SOCIEDADE DE PERFURAÇÕES E SONDAGENS, LDA. (1992): Relatório Final.
Câmara Municipal da Moita. Barra Cheia – Moita. Furo PS-1. Relatório Interno, não publicado.
- PERSONDA – SOCIEDADE DE PERFURAÇÕES E SONDAGENS, LDA. (1994): Relatório Final.
Ford Electrónica Portuguesa, Ld^a. Parque Industrial das Carrascas. Palmela. Furo PS-1. Relatório Interno, não publicado.
- PERSONDA – SOCIEDADE DE PERFURAÇÕES E SONDAGENS, LDA. (1994): Relatório Final.
Serviços Municipalizados de Água e Saneamento da Câmara Municipal do Montijo. Zona Industrial do Pau Queimado. Montijo. Furo PS-2. Relatório Interno, não publicado.
- PERSONDA – SOCIEDADE DE PERFURAÇÕES E SONDAGENS, LDA. (1994): Relatório Final.
Serviços Municipalizados de Água e Saneamento da Câmara Municipal do Montijo. Seixalinho. Montijo. Furo PS-1. Relatório Interno, não publicado.
- PERSONDA – SOCIEDADE DE PERFURAÇÕES E SONDAGENS, LDA. (1997): Relatório Final.
Câmara Municipal de Palmela. Fonte da Vaca. Pinhal Novo. Furo PS-6. Relatório Interno, não publicado.
- SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1960): Relatório Final. Abertura de um Furo de Captação Destinado ao Abastecimento de Água às Instalações Fabris da Companhia de Lanifícios de Arrentela, em Arrentela. Fábricas do Barreiro. Furo AC1. Relatório Interno, não publicado.
- SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1961): Relatório Final. Sobre os Trabalhos Executados na Abertura de um Furo de Pesquisa em Alverca do Ribatejo nos Terrenos Pertencentes à Sociedade Argibay de Construções Navais e Mecânicas, Lda.. Furo AC1. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1961): Relatório Final. Abertura de dois Furos de Captação para Reforço do Abastecimento de Água às Instalações Fabris da Siderurgia Nacional no Seixal. Furos CP – 4 e CP - 5. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1961): Relatório Final. Câmara Municipal do Seixal. Furos de Captação no Fogueteiro. Furos AC – 1 e AC - 2. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1962): Relatório Final. Abertura de um furo de captação para reforço do abastecimento de água às v/ instalações fabris no Lavradio (Barra a Barra). Furo AC1. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1962): Relatório Final. Abertura de um Furo de Captação para Reforço do Abastecimento de Água às Fábricas do Barreiro. Furo AC – 1. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1964): Relatório Final. Execução de Furos de Captação de Água em Algeruz e Come Couves. Setúbal. Furos AC – 1 e AC - 2. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1967a): Relatório Final. Execução de um Furo de Pesquisa e Eventual Captação para Abastecimento de Água a Almada junto da Central Elevatória de Corroios. Furo AC - 2. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1967b): Relatório Final. Execução de um Furo de Pesquisa e Eventual Captação para Abastecimento de Água a Almada na Qta. Niza. Corroios. Furo AC - 1. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1967c): Direcção dos Serviços de Salubridade, Serviço de Hidrologia da Repartição de Abastecimentos de Água (1967c): Informação ao Exmº. Engº. Chefe do Serviço da Repartição sobre o preliminar de microfácies do furo de pesquisa em Corroios A.C.2 – Concelho de Almada. Distrito de Setúbal. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1968): Relatório Final. Execução de um Furo de Pesquisa e Eventual Captação destinado ao Reforço do Abastecimento de Água à Siderurgia Nacional. Furos CP6 e AC – O1. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1969): Relatório Final. Execução de dois Furos de Pesquisa e Eventual Captação Destinado ao Abastecimento de Água ao Montijo. Furos AC1 e AC2. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1969): Relatório Final. Execução de dois Furos de Pesquisa e Eventual Captação para Reforço do Abastecimento de Água a Almada – Corroios. Furo AC – 3. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1970): Relatório Final. Execução de dois Furos de Pesquisa e Eventual Captação para o Abastecimento de Água a Sarilhos Grandes. Furos AC1 e AC2. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1970): Relatório Final. Execução de dois Furos de Pesquisa e Eventual Captação destinados ao Abastecimento de Água ao Barreiro. Furos AC1 e AC2. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1970): Relatório Final. Execução de dois Furos de Pesquisa e Eventual Captação para Reforço do Abastecimento de Água a Almada – Corroios. Furo AC – 3. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1971): Relatório Final. Execução de dois Furos de Pesquisa e Eventual Captação para Reforço do Abastecimento de Água a Almada – AC – 5. Quinta da Bomba – Corroios. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1971): Relatório Final. Execução de Furos de Captação para Reforço ao Abastecimento de Água ao Concelho do Seixal. Furos AC3, AC4, AC5, AC6 e AC7. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1971): Relatório Final. Execução de um Furo de Pesquisa e Eventual Captação destinado ao Reforço do Abastecimento de Água às Instalações fabris da Companhia União Fabril, S.A.R.L. Barreiro. Furo AC - 4. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1971): Relatório Final. Piezómetro AC – O1, em Fernão Ferro. Concelho do Seixal. Furo AC – O1. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1972): Relatório Final. Execução de dois Furos de Pesquisa e Eventual Captação para Reforço do Abastecimento de Água a Almada. Quinta da Bomba – Corroios. Furo AC – 6. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1972): Relatório Final. Execução de um Furo de Pesquisa e Captação de Água para Abastecimento de Atalaia – Montijo. Furo AC-1. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1972): Relatório Final. Execução de um Furo de Pesquisa e Eventual Captação para Abastecimento de Água à nova Fábrica de Lusalite em Pinhal Novo. Furo AC-1. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1972): Relatório Final. Execução de dois Furos de Pesquisa e Eventual Captação para Reforço do Abastecimento de Água a Almada. Quinta da Bomba – Corroios. Furo AC – 5. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1972): Relatório Final. Execução de um Furo de Pesquisa e Eventual Captação de Água nas “Plantações do Sul”. Veredas de Azeitão – Palmela. Furo AC – 1. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1972): Relatório Final. Execução de um Furo de Captação para Reforço do Abastecimento de Água às Fábricas da CUF, no Barreiro. Furo AC - 5. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1972): Relatório Final. Execução de Furos de Captação para Reforço do Abastecimento de Água ao Concelho do Seixal. Furos AC – 3, AC – 4, AC – 5, AC – 6 e AC - 7. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1972): Relatório Final. Execução de um Furo de Pesquisa e eventual Captação de Água na Quinta do Anjo em Palmela. Furo AC - 1. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1973): Relatório Final. Execução de um Furo de Pesquisa e Eventual Captação, para Reforço do Abastecimento de Água de Almada, em Corroios. Furo AC-7. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1974a): Relatório Final. Abastecimento de Água a Almada (Processo 5995 A da D.S.S.). Execução de 4 Furos de Pesquisa e Captação. Furos AC8, AC9, AC10 e AC11. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1974b): Relatório Final. Abastecimento de Água a Palmela (Pro. 635/A da D.S.S.). Execução de dois Furos de Pesquisa e Eventual Captação. Furos AC - 1 e AC - 2. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1974c): Relatório Final. Execução de um Furo de Captação para Reforço do Abastecimento de Água às Instalações Fabris da C.U.F., no Barreiro. Furo AC6. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1975): Relatório Final. “Central Termoeléctrica do Barreiro”. Furos de Captação de Água Doce para a Alimentação de Caldeiras de 150 ton/hora. Furos AC1 e AC2. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1976): Relatório Final. Execução de Furos de Pesquisa e Eventual Captação de Água Subterrânea para Reforço do Abastecimento das vossas Instalações Fabris no Seixal. Furo ACP5. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1976): Relatório Final. Abastecimento de Água da Fisipe. Furos de Captação de Água Subterrânea. Furos AC1 e AC2. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1977): Relatório Final. Reforço do Abastecimento de Água do Concelho do Seixal. Execução de dois Furos de Pesquisa e Eventual Captação de Água Subterrânea em Amora. Furos AC8 e AC9. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1978a): Relatório Final. Execução de um Furo de Pesquisa e Eventual Captação de Água junto das Instalações Fabris da Soda Póvoa em Santa Iria. Furo AC1. Relatório Interno, não publicado.

SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1978b): Relatório Final. Execução de dois Furos de Pesquisa de Águas Salobras ou Salgadas no Lavradio. Furos AC2S e AC3S. Relatório Interno, não publicado.

- SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1978c): Relatório Final. Abastecimento de Água a Alhos Vedros e Baixa da Banheira. Novo Furo de Captação na Vinha das Pedras. Furo AC1. Relatório Interno, não publicado.
- SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1978d): Relatório Final. Execução de dois Furos de Captação de Água Subterrânea na Quinta da Salmoira – Cabanas. Azeitão. Furos AC1 e AC2. Relatório Interno, não publicado.
- SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1979): Relatório Final. Reforço do Abastecimento de Água às Instalações Fabris da Quimigal no Barreiro. Execução de um Furo de Pesquisa de Água Doce até cerca de 600 m. Execução de um Furo Piezométrico para Controlo das actuais Captações. Furos AC7 e AC01. Relatório Interno, não publicado.
- SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1980): Relatório Final. Reforço do Abastecimento de Água às instalações fabris da Quimigal no Barreiro. Abertura de um furo de captação de água doce. Furo AC8. Relatório Interno, não publicado.
- SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1980): Relatório Final. Execução de um Furo de Captação de Água Subterrânea na Quinta do Anjo. Furo AC2. Relatório Interno, não publicado.
- SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1981): Relatório Final. Reforço do Abastecimento de Água às instalações fabris da Quimigal no Barreiro. Execução de uma nova captação até à profundidade de (300) metros. Furo AC9. Relatório Interno, não publicado.
- SONDAGENS E FUNDAÇÕES A. CAVACO, LDA. (1982): Relatório Final. Furo de Captação de Água Subterrânea no Penteado. Câmara Municipal da Moita. Furo AC1. Relatório Interno, não publicado.
- SONDAGEM CONTÍNUA NA BACIA DO BAIXO TEJO (2001): Relatório da Sondagem de Belverde. Relatório Interno, não publicado.
- SONDAGENS RÓDIO, LD^a (1955a). Relatórios das Sondagens Curtas no Leito do Tejo. In Almeida, F. M.; Zbyszewski, G. (1956): Contribuição Geológica ao Estudo das Ligações Rodoviária e Ferroviária entre Lisboa e a margem Sul do Tejo. 2º Relatório, pp. 20-29. In Ministérios das Obras Públicas e das Comunicações, Ligação de Lisboa à margem Sul do Tejo, vol. V, (1957).
- SONDAGENS RÓDIO, LD^a (1955b). Relatório da Sondagem Profunda na zona da Banática. In Almeida, F. M.; Zbyszewski, G. (1955): Contribuição Geológica ao Estudo das Ligações Rodoviária e Ferroviária entre Lisboa e a margem Sul do Tejo. 1º Relatório, 21 p. In Ministérios das Obras Públicas e das Comunicações, Ligação de Lisboa à margem Sul do Tejo, vol. V, (1957).

ANEXO

*CARTA ENVIADA A PAUL CHOFFAT SOBRE “LE TREMBLEMENT DE TERRE DE 1858”,
CONTENDO AS NOTÍCIAS DO SISMO DE 11 DE NOVEMBRO DE 1858,
PUBLICADAS NO “O CURIOSO DE SETÚBAL”, PERIÓDICO DA LOCALIDADE*

Setúbal. Brevel. de 1858

Com
Ex^{ma} Surr.

Setúbal 1 de fevereiro de 1904

A carta de V.^a Ex.^a encheu-me de satisfação por ter eujeu de manifestar a minha vontade de ser prestante a V.^a Ex.^a para qualquer coisa. Só tenho pena de não poder satisfazer cabalmente aos meus desejos.

Não respondi imediatamente; porque tive de esperar alguns dias para alcançar a collecção de O Curioso de Setúbal, unico periodico que haue n'esta localidade por occasião do terramoto de 1858.

O livro do Sr. Alberto Pimental, de que fallavam a V.^a Ex.^a, não se trata o respeito do Terramoto.

Este livro é uma coordenação

de apontamentos que o meu amigo o
 Sr. Manuel Maria Costello fornece
 ao Sr. A. Pimentel.

Este meu amigo morava em
 Traianu, onde o tremor de terra produziu
 effecto mais destructor. Prometteu-me
 o Sr. Costello dar-me por escripto uma
 noticia do que por uma occasião presenciei.
 Logo que elle m'a dar remettera-hei
 a V. Ex.ª bem como noticia mais
 circumstanciada do que tenho ouvi-
 do de as differentes pessoas que presencie-
 aram os effectos do terremoto.

No N.º 41 do periodico: O
 curioso de Selubal de 11 de novem-
 ber de 1858, lê-se o seguinte:

« No dia 11 do corrente (dia que para nós
jamais será esquecido) pelas 9 horas e meia
da manhã dois fortes abalos da terra segui-
dos quasi aniquilaram a nossa bella povoa-
ção, não estando hoje toda em ruínas, por-
que felizmente não houve, além dos seis for-
tes, mais que um terceiro, muito pequeno
pelas 9 horas e meia: não é possível des-
crever o terror e afflicção de todo o povo, que
espavorido fugia para os campos: não
ha ao presente em Sedubal um só edi-
fício que se não ache resentido do Terra-
moto; um numero não pequeno se está
caído ou ameaçando ruína, principal-
mente no bairro de Troino: immensas
familias sem abrigo, porque os telhados
das suas casas se despedaçaram, se foram
asilas nas noites tenebrosas que tem
sucedido nos edificios que foram Con-
ventos, onde ao menos se livraram das co-
piosas chuvas: outros armaram barracas,

muíto se apinharam n'algumas peque-
nas casas, onde até hoje se conservam
por não terem para onde ir habitar: »

(Extrahido do artigo sob a epigraphie
Partigo de Deus no periodico O Curioso
de Setubal de 13 de novembro de 1858)
No no. 42 do mesmo jornal em parte
do artigo do furodo lê-se:

« A nona fozmora Setubal chora hoje
incansavel, vendo derrocadas no seu recin-
to tantas edíficios, e o bairro de Trains,
que foi o que mais soffreu, apresenta
um espectáculo algum tanto parecido ao
que offerce uma povoação, que depois de
um aportado cerco, e de uma encarnizada
sefera, depois de ter soffrido as violentas
commoções da artellheria, é tocada de
assalto, e entregue á discrepção do vence-
dor. Casas totalmente arruinadas, ou
tras com as paredes fendidas abandonadas
de seus habitantes, que não se atrevem a

entrar n'ellas para d'ali tirarem o que
ainda lhes resta de sua mobilia, e amea-
çando cahir, se as copiosas chuvas conti-
nuarem, as ruas alastradas de entulhos,
intransitaveis em alguns sitios, pelo
receio e horror, que nos causam as pare-
des inclinadas ou espedadas; tal é o
lastimoso estado em que se acha a
nossa terra, maxime o bairro a que
nos referimos; »

No mesmo N.º do mesmo jornal
outro artigo sob a epigraphe Terrem-
moto diz:

« No dia 11 do corrente Novembro
pelas 7 e meia da manhã sentiu-se
n'esta Villa um terremoto, que durou
coiza de oito segundos, e fez bastantes estran-
gos principalmente no bairro de Troino.
Dos Templos o que soffreu mais foi o de
Santo Antonio do Portigo, que ficou muito
arruinado, e a Igreja do Monte de Jesus

cuja abobeda se acha fendida em varias partes, ficando alem d'isso com o botareco exterior, que da parte do nascente esta junto ao adro, algum tanto desviado da parede, com a torre mais torcida, do que tinha ficado pelo terremoto de 55, apresentando-se mais algumas ruinas dentro do Convento. A Igreja Parochial de S.^{ta} Julia soffreu tao grande abalo, que os quatro ornatos, vulgarmente chamados fogareiros, que estavam por cima do frontispicio, cahiram sobre o adro; nao nos consta que este edificio padecesse mais algum estrago consideravel: a Igreja Parochial de N.^{ra} Sr.^a da Annunciada tambem soffreu muito emquanto ao telhado, e mais officinas contiguas; a dos Terceiros de S. Francisco, e a residencia do Rev.^{mo} Commisario nao teve novidade, so a casa do Despacho padeceu alguma coisa: um lustre que havia n'esta Igreja, cahiu no chao,

ficando o cordão, que o suspendia, o que
parece não deixar a menor dúvida de
que ali houve um movimento vertical,
que fez subir o lustre para cima, se-
fazendo-se n'esse momento para fora do
gancho, e o mesmo movimento se demons-
tra ter havido na Igreja de S. Julião,
porque os fogareus caíram uns com
os espigões inteiros, e outros sem elles
porque ficaram na base, o que dá bem
a entender, que os referidos ornatos
saltaram para cima. Os seis Re-
colhimentos da Soledade, e da Saudade
também ficaram algum tanto arrei-
nados. Em summa são bem pou-
cos os edificios que não se acham hoje
mais ou menos aluídos; e louvado seja
o Altissimo, no meio de tão grande ceta-
midade, em uma povoação, que talvez
conta dezoito mil almas, ha só a lamen-
tar a perda de 5 ou 6 pessoas. »

(Extrahido do periódico O Curioso de Setúbal
de 20 de novembro de 1858)

N.º 43 do mesmo jornal a uma notícia
sob a epigrapha Terramoto São:

« Neste terrível e sempre lembrado dia
11 de novembro de 1858, na occasião

dos seis grandes abalos (que duraram 20
segundos, conforme nos afirma um novo
amigo entendido e calculista) os presos
tentaram arrambar a cadeia, para d'ella
saírem; »

O n.º 44 do mesmo periódico ainda
se refere ao terramoto e traz a noticia

de que « A bella Aldeia de Melide
Ses soffreu muito com os abalos de
dia 11, a ponto de que a Igreja e
quasi todos os edificios foram arruinados,
acontecendo a algumas familias ficarem
sem casa para habitarem. O mesmo
aconteceu á pequena Aldeia de S. Andre pro-
ximo a Melide. »

Para minorar os males resultantes do tremor de terra constituiu-se uma comissão de beneficência, que reconstruiu muitas casas demolidas pelo terramoto. Nestas casas foram postos placas de arulejo com o letreiro: Beneficência - 11 de Novembro de 1858. - Ainda hoje se veem algumas casas em diversas partes da cidade com aquella especie de placa.

A cidade de Sebulhal pode considerar-se dividida em tres partes: a oriental ou bairro de Balhoie edificada sobre terreno pliocenico formado de areias aglutinadas com argila ferruginosa chamada na localidade *areias*, que é bastante consistente; a parte central, que fica situada sobre terrenos de aluvião moderno, que supponho presenciarem um

P. J. Como não sei
se esta carta vai
para S. Paulo, logo a
14 de 2.º se deve assinar
me a respeito em
tubete postal.
Costa.

10

antigo esteiro do Sado que ia até à Baixa
de Palmella e que actualmente se acha
transformado num fértil valle e final-
mente a parte occidental ou bairro de
Travassos também situado sobre os terrenos
de aluvião que preenchem o leito
do antigo esteiro.

As partes da cidade que mais soffreu
foram as que estão situadas sobre os terrenos
de aluvião. O bairro de Palhaes (oriental)
foi o que menos soffreu.

Hei de mandar mais informações. Cor-
ora apressa-me a mandar este apontamento
a V.ª para que não me julgue descurioso
sinto a minha vontade de ser útil a V.ª
de quem sou
muito att. ad.^o amigo e ob.^o

Antonio Ignacio Marques da Costa.