

Pedro André Corrente Dias

MODELAÇÃO ESTRUTURAL E GRAVIMÉTRICA
DA ESTRUTURA SALÍFERA DE MONTE REAL
(LEIRIA, PORTUGAL)

Dissertação de Mestrado em Geociências, ramo de Georecursos orientada pelo Professor Doutor Fernando Pedro Figueiredo e pelo Professor Doutor Fernando Carlos Lopes e apresentada ao Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra

Setembro de 2017





**UNIVERSIDADE DE COIMBRA
FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIAS
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS DA TERRA**

**MODELAÇÃO ESTRUTURAL E GRAVIMÉTRICA DA
ESTRUTURA SALÍFERA DE MONTE REAL**

Pedro André Corrente Dias

**MESTRADO EM GEOCIÊNCIAS – ESPECIALIZAÇÃO EM RECURSOS
GEOLÓGICOS**

Orientadores Científicos

Prof. Doutor Fernando Pedro Figueiredo, Faculdade de Ciências e Tecnologia
da Universidade de Coimbra

Prof. Doutor Fernando Carlos Lopes, Faculdade de Ciências e Tecnologia da
Universidade de Coimbra

Setembro de 2017

“O único lugar onde o sucesso vem antes do trabalho é no dicionário”

de Albert Einstein

Agradecimentos

Em primeiro lugar, gostaria de agradecer aos meus orientadores, Professor Doutor Fernando Pedro Figueiredo e Professor Doutor Fernando Carlos Lopes pela sua disponibilidade, apoio, confiança, profissionalismo, ensinamentos e discussões construtivas que me permitiram concluir esta dissertação. A eles agradeço não só a motivação de cumprir os objetivos propostos mas também a força e motivação para concluir os objetivos pessoais como foi o caso do Modelo 3D.

Um grande agradecimento ao Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (professores e funcionários) que desde sempre fomentaram o meu gosto pela Geologia e certamente sem eles todo o meu percurso não seria possível. Em especial gostaria de expressar a minha admiração pelo profissionalismo do Professor Doutor Nuno Alte da Veiga que me acompanhou nos meus primeiros passos das Ciências Geofísicas, da Sr^a Conceição Caldeira, sempre disposta a ajudar nas minhas tardes de leitura na biblioteca e do Professor Doutor Luís Vítor Duarte que numa única cadeira juntos, me ensinou bastante acerca da Geologia sedimentar da Bacia Lusitânica.

À Doutora Ana Machadinho um grande agradecimento pela disponibilidade, paciência e ensinamentos relativos aos softwares informáticos.

Ao Doutor Sérgio Sêco um agradecimento pela disponibilidade, conselhos e discussões construtivas.

Um agradecimento à Entidade Nacional para o Mercado de Combustíveis (ENMC) e à Direcção-Geral do Território pelos dados cedidos que estão na origem deste trabalho.

“Se eu vi mais longe, foi por estar em ombros de gigantes” (Isaac Newton) e felizmente tenho 2 gigantes na minha vida, a minha mãe e o meu irmão. Descrever tudo aquilo que sinto por eles é impossível porque não existem palavras bonitas o suficiente para fazê-lo. A eles o meu muito obrigado, em especial à minha Super Mãe por ser Super na minha infância, por ser Super na minha adoslescência e por ser Super ao longo destes 5 anos de Universidade.

Á Rita, agradeço do fundo do meu coração, o apoio ao longo destes 5 anos, por ser o meu porto de abrigo, pelo carinho diário, por simplesmente ser ela. Não se explica, sente-se.

Um agradecimento muito especial a toda à minha família que sempre esteve comigo durante estes 5 anos, a quem devo muitos dos meus valores, o meu sincero obrigado.

Um agradecimento especial aos amigos de berço: Rui Santos, João Gonçalves, Gonçalo Pires, Rui Carita, Duarte Lavado, Fábio Carvalho, Rui Carrasco, Filipa Lopes, Isabel Belo e Inês Semedo pelos quase 20 anos de amizade.

Um agradecimento a todos os amigos e colegas da Universidade de Coimbra, em especial aos Selectos: David Silva, Frederico Carvalhais, Renato Godinho, Diogo Sousa, David Paulino, Pedro Gomes, Bruno Valente, João Tiago Figueiredo, Julian Oswald com quem partilhei momentos únicos e com a promessa de daqui para a frente estar sempre presente no nosso jantar anual.

Por fim, agradeço a todos os que desde a minha infância contribuíram e contribuem para me tornar um ser humano melhor, a todos eles o meu obrigado.

Resumo

A estrutura salífera de Monte Real (ESMR) situa-se na Orla Meso-Cenozóica Portuguesa, *in situ* na Bacia Lusitânica. A sua evolução, a par do que ocorre na generalidade da Bacia Lusitânica, desencadeou-se durante as principais fases tectónicas. Na distensão Mesozóica a estrutura evaporítica desenvolve uma dinâmica típica dos *Salt Withdrawal*, individualizando-se a estrutura diapírica e as bacias de afundimento que a bordejam. Na compressão Cenozóica ocorrem migrações da massa evaporítica controlada por estruturas NW-SE a WNW-ESE características deste período.

Na presente dissertação foram interpolados e modelados dados gravimétricos referentes à carta de anomalia de Bouguer (Alves & Calheiros, 1962), fornecidas pela entidade ENMC, com o propósito de reformular os mapas de anomalias (Anomalia de Bouguer, Anomalia Regional e Anomalia Residual). Procedeu-se também à modelação gravimétrica de perfis escolhidos, baseada nos modelos geológicos obtidos pela interpretação de perfis de reflexão sísmica. A compilação de todos os dados num projeto SIG foi de extrema importância para conseguir criar modelos gravimétricos coerentes, diminuindo a ambiguidade dos mesmos. Estes modelos satisfazem a generalidade dos objetivos propostos: a) Compreender a geometria da estrutura salífera de Monte Real e das formações meso-cenozóicas adjacentes; b) Compreender a dinâmica da ESMR e relacioná-la com as fases evolutivas da Bacia Lusitânica.

A modelação gravimétrica efetuada permite concluir que: a) as unidades Meso-Cenozóicas têm uma geometria assimétrica nos diferentes flancos, de tal modo que a estrutura salífera se assemelha a um *salt overhang* que ainda preserva a sua conexão com a *mother salt layer*, por intermédio de um “pescoço de sal”; b) as formações Mesozóicas mostram-se bastante arqueadas nos flancos da estrutura salífera; c) o Jurássico Superior está ausente no flanco W e no topo da estrutura, passando a Cretácico a assentar diretamente sobre o Jurássico Inferior-Médio; d) o topo da estrutura salífera possui uma língua de sal projetada para ESE.

As hipóteses propostas nesta dissertação, renovam não só o conhecimento da geometria da ESMR, mas de questões associadas como o seu potencial petrolífero, onde desde muito cedo foi sobrevalorizado o flanco W, invés do flanco E.

Palavras Chave: Estrutura Salífera de Monte Real; Geofísica; Gravimetria; Tectónica Salífera; Modelação Gravimétrica; Anomalias Gravimétricas

Abstract

The Monte Real salt structure (MRSS) is located in Western Iberian Margin, in situ in Lusitanian basin. Its evolution, similarly to what occurs mostly at the Lusitanian Basin, has development during the main tectonics phases. In Mesozoic extensional event the salt structure develops a typical dynamics of Salt Withdrawal, individualizing the diapir structure and the withdrawal basins surrounding it. In Cenozoic compressional event occurs migration of evaporites dominated by NW-SE and WNW-ESE trending faults which characterizes this period.

On this work were interpolated and modeled the gravimetric data related to Bouguer anomaly map (Alves & Calheiros, 1962), provided by ENMC, so as to renew anomalies maps (Bouguer Anomaly, Regional Anomaly and Residual Anomaly). Proceeded to gravimetric modeling of selected profiles, based in geological models obtained by interpreted seismic reflection profiles. The compilation of all data in a SIG project was important to create consistent gravimetric models, decreasing the gravimetric inverse problem. These models agree with the initial purposes: a) understand the geometry of MRSS and surrounding Meso-Cenozoic formations; b) understand the MRSS dynamics and its relation with Lusitanian Basin evolution.

The gravimetric modelling suggest that: a) Meso-Cenozoic units has a asymmetrical geometry, on different flanks, such that salt structure is similar to salt overhang, but maintain the conection with mother salt layer through the “salt neck”; b) the Mesozoic units are fairly arched in salt structure flanks; c) the Upper Jurassic has absent from W flank and salt structure top, where the Cretaceous units are directly above Early-Middle Jurassic units; d) The salt structure top has a salt tongue geometry projected to ESE.

The proposed hypotheses in this work update not only the knowledge about the MRSS geometry, but also other issues as the petroleum potential, in which, formerly, the W flank was overvalued rather than the E flank.

Keywords: Monte Real salt structure; Geophysics; Gravimetry; Salt Tectonics; Gravimetric Modeling; Gravimetric Anomalies.

Índice

Agradecimentos	VII
Resumo	IX
Abstract	XI
Índice.....	XIII
Índice de Figuras.....	XV
Índice de Tabelas	XVIII
Acrónimos	XIX
1- Introdução	1
1.1- Apresentação do Tema.....	1
1.2- Motivação	1
1.3- Estado da Arte	2
1.4- Objetivos	6
1.5- Metodologia.....	6
2- Enquadramentos.....	13
2.1- Enquadramento Geográfico	13
2.2- Enquadramento Geomorfológico	15
2.3- Enquadramento Geotectónico	16
2.3.1- Evolução Geodinâmica da Margem Ocidental Ibérica (MOI)	16
2.3.2- Bacia Lusitânica	19
2.3.2.1- Região de Monte Real – Geologia dos Afloramentos	20
2.3.2.2- Unidades Litostratigráficas (agrupadas segundo os pacotes de densidade) e a sua Evolução Geodinâmica.....	22
2.3.2.3- Tectónica Salífera da Bacia Lusitânica.....	32
2.4 – Enquadramento Morfotectónico	36
2.4.1- Principais acidentes tectónicos regionais	36
2.4.2- Morfoestruturas e lineamentos estruturais na Região de Monte Real.....	38
2.4.3- Sismicidade.....	41
2.4.3.1- Comparação do mapa de distribuição da Sismicidade com os principais alinhamentos estruturais.....	44
3- Interpretação Gravimétrica.....	49

3.1 – Gravimetria	49
3.1.1- Introdução	49
3.1.2- Fundamentação teórica do método	50
3.1.3- Geóide	51
3.1.4- Correções Gravimétricas	52
3.1.5- Densidade das Rochas	54
3.1.6- Anomalias Gravimétricas	55
3.1.7- Contextualização dos fundamentos da Física e os seus aspetos geológicos.....	57
3.2- Interpolação e Modelação Gravimétrica	58
3.2.1- Dados Gravimétricos.....	58
3.2.1.1- Dados da Direção Geral do Território (DGTerritório)	58
3.2.1.2- Dados da Entidade Nacional para o Mercado de Combustíveis (ENMC).....	59
3.2.2- Dados Complementares	60
3.2.3- Interpretação das Anomalias Gravimétricas	63
3.2.3.1- Interpretação da Anomalia de Bouguer	64
3.2.3.2- Interpretação da Anomalia Regional.....	66
3.2.3.3- Interpretação da Anomalia Residual.....	69
3.2.3.4- Separação de Anomalias.....	71
3.2.4- Modelação Gravimétrica	75
3.2.4.1- Interpretação dos Modelos Gravimétricos	76
4- Discussão de Resultados.....	103
4.1- Integração dos Resultados no contexto da evolução Meso-Cenozóica da Bacia Lusitânica	104
4.2- Contextualização dos resultados com o potencial petrolífero da ESMR	110
5- Conclusões	115
5.1- Trabalhos Futuros	120
6- Referências Bibliográficas.....	123

Índice de Figuras

Figura 1.1- Organograma do estado da arte.....	5
Figura 1.2- Organograma dos trabalhos efetuados, compreendendo as fases de tratamento e interpretação de dados numa campanha de prospeção gravimétrica (Adaptado de Figueiredo, 2001).....	9
Figura 2.1- Localização Geográfica da Região de Monte Real.....	13
Figura 2.2- Áreas Geomorfológicas da região de Monte Real (Modelo Digital de Terreno em vista 3D).....	15
Figura 2.3- Bacias Sedimentares Internas e Externas da Margem Ocidental Ibérica (ENMC, 2017).....	16
Figura 2.4- Mapa Paleogeográfico e Paleotectónico da Evolução do Ártico-Atlântico Norte e do Tétis Oeste (adaptado de Ziegler, 1988).....	18
Figura 2.5- Enquadramento geográfico e tectónico da Bacia Lusitânica e de outras bacias da Margem Ocidental Ibérica, sector 1 (Rocha & Soares, 1984) e setor 2 (Ribeiro <i>et al.</i> , 1996), (Kullberg, 2000).....	19
Figura 2.6- Cartas Geológicas à escala 1:50 000, folha nº 22B – Vieira de Leiria (Zbyszewski, 1965); Folha nº 22D – Marinha Grande (Zbyszewski <i>et al.</i> , 1965); Folha nº 23A – Pombal (Manuppella <i>et al.</i> , 1978); Folha nº 23C – Leiria (Teixeira <i>et al.</i> , 1968)....	21
Figura 2.7- Unidades Litostratigráficas agrupadas por pacotes de densidades propostos para os modelos gravimétricos na área correspondente às Cartas Geológicas à escala 1:50 000 , folhas nº 22B, 22D, 23A e 23C.....	22
Figura 2.8- Organização Litostratigráfica do Grupo de Silves (Rocha <i>et al.</i> , 1996).....	23
Figura 2.9- Litostratigrafia Triássico – Jurássico Superior (Azerêdo <i>et al.</i> , 2002).....	25
Figura 2.10- Litostratigrafia do Cretácico da Margem Ocidental Portuguesa (Dinis, 2008).....	29
Figura 2.11- Litostratigrafia do Cenozóico para a Bacia do Mondego (Pais <i>et al.</i> , 2010).....	31
Figura 2.12- Estruturas Salíferas na Região de Monte Real e respetivas anomalias gravimétricas.....	35
Figura 2.13- Modelo Tridimensional do soco da Bacia Lusitânica e principais limites estruturais (Adaptado de Miranda, 2009).....	37
Figura 2.14- MDT com Hillshade, filtro direcional N45E, altitude 40 com sobreposição dos lineamentos identificados por Ramos (2008).....	39
Figura 2.15- MDT correspondente às folhas da Carta Geológica de Portugal, à escala 1:50000, 22B, 22C, 23A e 23C.....	40
Figura 2.16- Ocorrências sísmicas dos boletins sísmológicos (IGN, 2017) e lineamentos identificados por Ramos (2008), projetados sobre a Imagem de Satélite da Região de Monte Real.....	45

Figura 3.1- Superfície do Geóide com recurso a imagem do satélite Goce (http://www.geografia-ensino.com/2016/02/o-geoide-do-planeta-terra-obtido-pelo.html).	51
.....	51
Figura 3.2- Exemplos das diversas Superfícies Equipotenciais utilizadas ao longo dos anos (Adaptado de Figueiredo, 2001).	52
Figura 3.3- Densidades dos diversos tipos de rochas (Adaptado de Figueiredo, 2001).	54
Figura 3.4- Separação de Anomalias Gravimétricas Regional e Residual da Anomalia de Bouguer (Kearey, 2009).	56
Figura 3.5- A) Determinação da Anomalia Regional com recurso aos Métodos Gráficos (Adaptado de FIGUEIREDO, 2001). B) Determinação da Anomalia Regional com recurso aos Métodos Analíticos (Adaptado de Lowrie, 1997).	57
Figura 3.6- Estações Gravimétricas da base de dados da DGTerritório incluídas na área em estudo (http://www.igeo.pt/WFS/Geodesia/RNG).	58
Figura 3.7- Carta da Anomalia de Bouguer da região em estudo, cedidos pela ENMC (Alves & Calheiros, 1962).	60
Figura 3.8- Localização geográfica dos perfis de reflexão sísmica e das sondagens selecionados para a modelação gravimétrica.	61
Figura 3.9- Modelos interpretativos dos perfis de reflexão sísmica, A) UTP81-01 (Perfil S2), B) UTP81-08 (Perfil S3) e C) UTP81-05 (Perfil S4) (Adaptado de Lopes, 1993).	62
Figura 3.10- Logs estratigráficos das sondagens na região de Monte Real, A) MR-W9 e B) SPM-2 (Adaptado de Dias, 2005).	63
Figura 3.11- Comparação do detalhe entre a anomalia de Bouguer dos dados da ENMC (A) e dos dados da DGTerritório (B).	64
Figura 3.12- Anomalia de Bouguer dos dados gravimétricos da ENMC referentes à região de Monte Real.	65
Figura 3.13- Anomalia Regional, calculada por uma superfície de regressão quadrática da anomalia de Bouguer dos dados gravimétricos fornecidos pela ENMC referentes à região de Monte Real.	68
Figura 3.14- Anomalia Residual, calculada pela diferença entre a Anomalia de Bouguer e a Anomalia Regional dos dados gravimétricos fornecidos pela ENMC, através de uma superfície de regressão quadrática, referentes à região de Monte Real.	70
Figura 3.15- Anomalia Regional (a) e Anomalia Residual (b), calculadas por superfície planar simples dos dados gravimétricos fornecidos pela ENMC referentes à região de Monte Real.	73
Figura 3.16- Anomalia Regional (a) e Anomalia Residual (b), calculadas por superfície bilinear dos dados gravimétricos fornecidos pela ENMC referentes à região de Monte Real.	74
Figura 3.17- Localização Geográfica dos perfis modelados sobre a anomalia residual.	77

Figura 3.18- Modelo P1: Modelação gravimétrica do Perfil P1 (com um erro de ajustamento de 0.378%).....	81
Figura 3.19- Modelo P1 Alternativo: Modelação gravimétrica do Perfil P1 Alternativo (com um erro de ajustamento de 0.311%).....	82
Figura 3.20- Modelo P2: Modelação gravimétrica do Perfil P2 (com um erro de ajustamento de 0.454%).....	84
Figura 3.21- Modelo P3: Modelação gravimétrica do Perfil P3 (com um erro de ajustamento de 0.475%).....	87
Figura 3.22- Modelo P4: Modelação gravimétrica do Perfil P4 (com um erro de ajustamento de 0.277%).....	90
Figura 3.23- Modelo P4 Alternativo: Modelação gravimétrica do Perfil P4 Alternativo (com um erro de ajustamento de 0.346%).....	91
Figura 3.24- Modelo P5: Modelação gravimétrica do Perfil P5 (com um erro de ajustamento de 0.423%).....	93
Figura 3.25- Modelo P6: Modelação gravimétrica do Perfil P6 (com um erro de ajustamento de 0.64%).....	95
Figura 3.26- Modelo P7: Modelação gravimétrica do Perfil P7 (com um erro de ajustamento de 0.567%).....	98
Figura 3.27- Modelo P7 Alternativo: Modelação gravimétrica do Perfil P7 Alternativo (com um erro de ajustamento de 0.498%).....	99
Figura 4.1- Modelo tectónico-estrutural proposto para a evolução da ESMR (sem escalas) para diferentes períodos.....	109
Figura 5.1- Representação dos modelos bidimensionais P1, P4 e P7 correspondentes à ESMR.....	118
Figura 5.2- Modelo Tridimensional da ESMR, a) vista Norte; b) vista Sul; c) vista Oeste; d) vista Este.....	119

Índice de Tabelas

Tabela 2.1- Pontos Geodésicos de Referência (Adaptado de DG Território).	14
Tabela 2.2- Dados referentes à atividade sísmica no período compreendido entre 01/01/1900 e 01/07/2017 (IGN, 2017).....	42
Tabela 3.1- Parâmetros numéricos do cálculo da Anomalia Regional.....	67
Tabela 3.2- Características Matemáticas do cálculo da Anomalia Regional (Superfície Planar Simples).	72
Tabela 3.3- Características Matemáticas do cálculo da Anomalia Regional (Superfície Bilinear	72
Tabela 3.4- Tabela de Densidades consideradas na modelação gravimétrica.	76
Tabela 3.5- Características dos Perfis Gravimétricos modelados.	78

Acrónimos

AEPLCR- Alinhamento Estrutural Pombal-Leiria-Caldas da Rainha

AM- Anticlinal da Maceira

AP- Alto de Pedrógão

C.G.G- Compagnie Général de Géophysique

E- Este

ESE- Estrutura Salífera da Ervedeira

ENMC- Entidade Nacional para o Mercado de Combustíveis

ESLP- Estrutura Salífera de Leiria-Parceiros

ESMR- Estrutura Salífera de Monte Real

ESSPM- Estrutura Salífera de São Pedro de Moel

MDT- Modelo Digital de Terreno

MOI- Margem Ocidental Ibérica

N- Norte

NE- Nordeste

NW- Noroeste

S- Sul

SE- Sudeste

SW- Sudoeste

UTP- Union Texas Petroleum

W- Oeste

1- Introdução

1- Introdução

1.1- Apresentação do Tema

O presente trabalho constitui uma dissertação para a obtenção do grau de Mestre em Geociências, no ramo de Especialização em Recursos Geológicos, da Universidade de Coimbra, correspondente ao ano letivo de 2016/2017.

Subordinada ao tema “Modelação Gravimétrica da Estrutura Salífera de Monte Real” esta dissertação tem por compreender a geometria das estruturas salíferas subaflorentes da bacia de Monte Real (sector central da Bacia Lusitânica) e das formações meso-cenozóicas encaixantes, através da construção de modelos gravimétricos coerentes com o conhecimento geológico da área em estudo.

1.2- Motivação

As massas salíferas (ou evaporíticas) são corpos geológicos de natureza sedimentar, de baixa densidade, caracteristicamente formados em ambientes sedimentares áridos, quentes ou frios, com papel importante na estruturação e na expressão tectónica de determinada bacia sedimentar.

A evaporação excessiva das águas marinhas retidas em lagunas e das águas de lagos salgados no interior de áreas continentais de tendência árida, origina a precipitação de sais. A acumulação destes leva à formação de rochas salinas a que se dá o nome de evaporitos. Deste pequeno grupo, que constitui cerca de 3% das rochas sedimentares, destacam-se o sal-gema, a selenite (gesso; sulfato de cálcio hidratado) e a anidrite (sulfato de cálcio desidratado). O sal-gema é essencialmente constituído por cloreto de sódio (halite), numa percentagem que ronda os 95%. No entanto, contem outros sais e várias “impurezas” (argilas, óxidos de ferro, matéria orgânica) que perfazem, no total, os restantes 5%. Também se lhe chama sal-pedra ou sal da mina, uma vez que é no interior da crosta terrestre que é procurado e explorado.

O estudo das estruturas evaporíticas é de grande utilidade para a compreensão: 1) dos mecanismos relacionados com a deposição dos evaporitos e sua posterior acumulação em grandes estruturas em ascensão; 2) do estilo de deformação no interior das bacias sedimentares (tectónica pelicular em distensão ou em compressão; Conward & Stewart, 1995; Cobbold et al., 1995; Letouzey et al., 1995); 3) dos processos de acumulação de hidrocarbonetos (Jackson & Galloway, 1984). Este tipo de estudos é também muito útil para projectar o armazenamento de substâncias líquidas (petróleo) ou gasosas (gás natural ou CO₂) em cavernas de sal (Dreyer, 1982).

O interesse na exploração de evaporitos remonta ao Império Romano, em que o salgema era apelidado de “ouro branco”, pois servia de moeda de troca aos seus militantes (Mendes *et al.*, 2012). O termo *salarium argentum* deriva deste pagamento e originou o termo salário, utilizado nos dias de hoje. Séculos mais tarde as suas utilizações ganharam outra proporção e são hoje utilizadas no setor industrial, tendo as mais variadas funções: o fabrico de lixívia; o fabrico de argamassas; o tratamento de solos poluídos; a obtenção de cloro e de ácido clorídrico, bastante importantes nas indústrias do papel e têxtil.

No setor energético tem especial interesse na prospeção e pesquisa de hidrocarbonetos, pois as estruturas evaporíticas proporcionam excelentes armadilhas estruturais e estratigráficas. Devido ao seu comportamento impermeável tem servido inúmeros propósitos, tais como: reservatórios de gás natural (ex. Carriço) e armazenamento de resíduos nucleares (ex. minas de *Schacht Asse II* e *Morsleben*, ambas na Alemanha).

Relativamente, às questões relacionadas com o ordenamento do território, a cartografia destas estruturas, à superfície e em profundidade, poderá prevenir catástrofes, evitando assim fenómenos de subsidência devido a processos de dissolução de camadas de sal e gesso.

De modo a reaproveitar o património abandonado hoje várias minas de sal são atrações turísticas, tais como a Mina de Sal de *Wieliczka* em Cracóvia, na Polónia, a Mina de Sal de *Hallstatt*, na Áustria e as Minas de Sal *Salzbergwerk Bad Friedrichshall* e *Merkers-Kieselbach*, na Alemanha.

1.3- Estado da Arte

Os estudos pioneiros da estratigrafia portuguesa são atribuídos a Carlos Ribeiro. Segundo Moitinho de Almeida e Carvalhosa, “é de facto a Carlos Ribeiro, que cabe a glória de ter sido o primeiro geólogo, que estabeleceu de um modo geral a sucessão estratigráfica dos nossos terrenos, podendo ser considerado o fundador da estratigrafia portuguesa” (Lneg, 2017).

Um dos primeiros estudos que evidencia a zona de Monte Real, cabe a RIBEIRO, em 1857 com a obra “Extrato do relatório das minas de carvão de pedra no distrito de Leiria”. No ano de 1864, Luiz Prado de Sousa Lacerda descobre uma mina de areias betuminosas. Anos mais tarde, a convite de Carlos Ribeiro, Paul Choffat, especialista em terrenos Jurássicos, integra trabalhos em Portugal com o propósito de estudar todos

os terrenos Mesozóicos. Estes são autores da obra “Sobre os carvões dos terrenos Mesozóicos, do Distrito de Leiria e suas vizinhanças”, no ano de 1891. Choffat (1880, 1882, 1885, 1886, 1887, 1900, 1901, 1903 e 1905) desenvolve uma série de trabalhos sobre a geologia portuguesa. A Choffat são também atribuídos créditos acerca de trabalhos relacionados com a existência de petróleo. Sendo este o tema que mais contribui para o conhecimento científico na região de Monte Real. (Santos, 1958; 1960; 1961; 1962)

No livro “Estudos, Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiros” de 1948, o Eng. Fernando Gonçalves Macieira publica a obra “Planificação histórico-cronológica das pesquisas de petróleo em Portugal”. Segundo este, desde 1938 que Portugal atravessa um período de relativa atividade em matéria de pesquisa de hidrocarbonetos e substâncias betuminosas. Na região de Monte Real, ocorrem trabalhos betuminosos, mais precisamente no Sítio da Barroca.

A partir de 1952, tornam-se recorrentes os trabalhos na pesquisa de hidrocarbonetos na região de Monte Real. Thompson em 1952, publica “Pesquisa de Petróleo em Portugal” em cooperação com a empresa, The Anglo-Portuguese Oil Co.

No ano de 1958, destaque para Hazen, com o estudo “Investigações Sísmicas na Bacia de Monte Real e Área de Verride”, a cargo da empresa Mobil Exploration Inc. Assim como Westerhausen, que realiza o estudo, “Relatório das investigações sísmicas por reflexão e gravimétricas realizadas na bacia de Monte Real”, a cargo da companhia Prakla (Santos, 1958).

Em 1962, Alves & Ferreira realizam os “Relatórios da Sondagens” referentes às sondagens Monte Real Oeste (MRW) nº 2, 3, 4 e 5. Neste mesmo ano são atribuídos os direitos ao uso e exploração das concessões à Companhia Dos Petróleos de Portugal em parceria com a Companhia de Petróleos France-Afrique (Copefa), (Santos, 1962).

Alves & Calheiros, ainda em 1962 realizam “Prospecção Gravimétrica na região diapírica S.Pedro de Moel-Leiria-Monte Real” e a cargo da Compagnie Générale de Géophysique é realizada “Prospecção Sísmica em Monte Real”, (Santos, 1962).

Terminando os trabalhos de pesquisa de hidrocarbonetos de forma mais exaustiva em 1962, a zona de Monte Real continua a ser alvo de vários trabalhos. Em 1971, Ferreira na obra “Bacia de Monte Real. Influência do diapirismo e da erosão ante-cretácica no seu potencial petrolífero”. Lopes (1993) na sua dissertação de mestrado, “Estrutura Salífera de Monte Real” e Cunha (2012) na sua dissertação de mestrado “Modelação Gravimétrica do Diapiro de Soure”.

Acerca da estrutura evaporítica de Monte Real, surgem ainda algumas publicações científicas, como Lopes *et al.*, (2012).

No ano de 1965, são publicadas as Cartas Geológicas, à escala de 1:50000, das folhas 22B (Zbyszewski, 1965) e 22D (Zbyszewski *et al.*, 1965). No ano de 1968, é publicada a folha 23C, a cargo de Teixeira *et al.*, (1968). Manuppella *et al.*, (1978) publica a folha 23D, completando a cartografia na região de Monte Real.

Ainda sobre a área em questão são realizados inúmeros trabalhos, de diferentes temáticas no âmbito da Geologia como por exemplo Ramos (2008), na área da sedimentologia e geomorfologia, Carvalho (1972), na área da sedimentologia e Morais (1936), Costa (1914) e Carvalho (1946) na área da Geologia Geral (dada a idade dos trabalhos e o tema em questão é difícil estabelecer paralelismos com qualquer um dos ramos da Geologia).

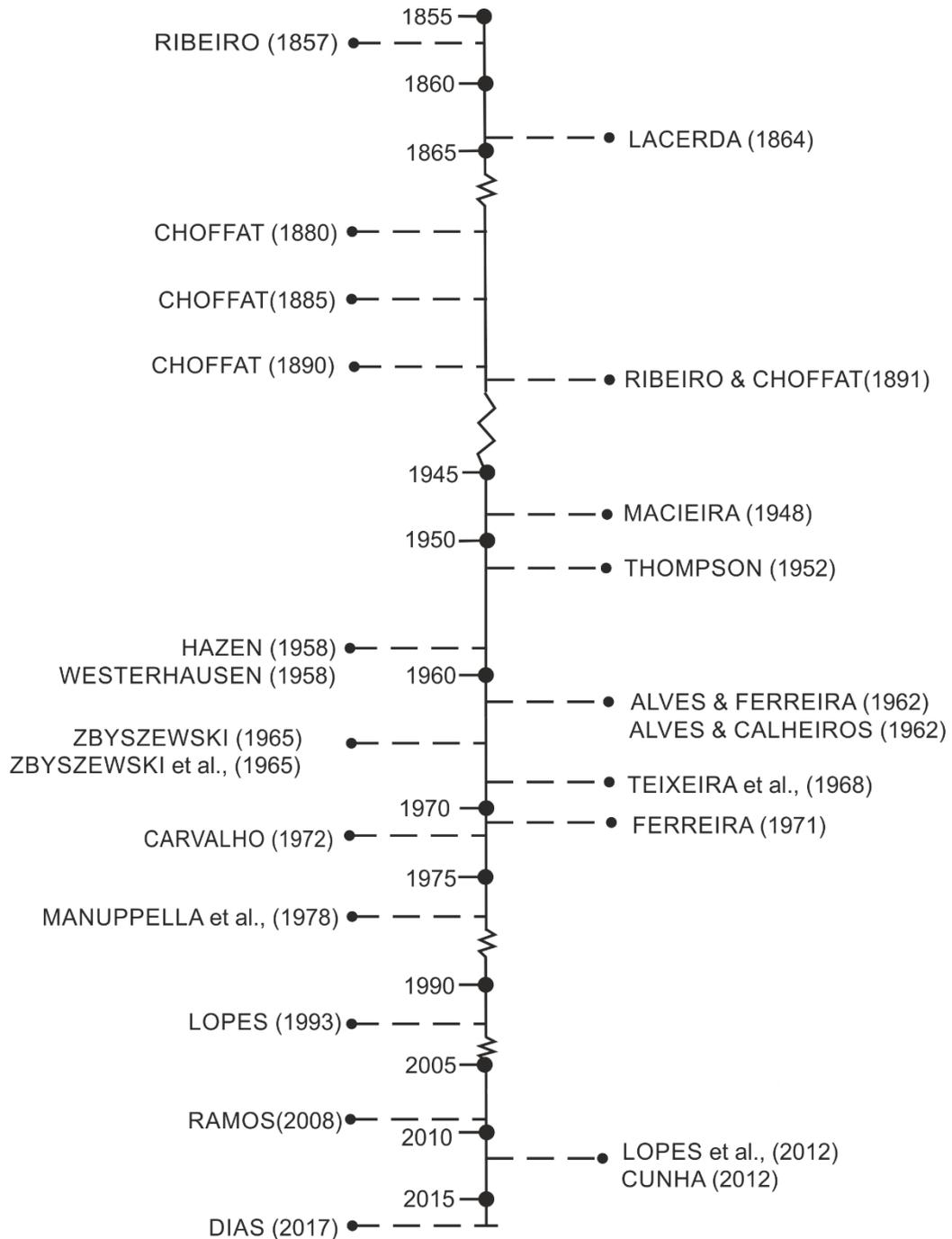


Figura 1.1- Organograma do estado da arte.

1.4- Objetivos

A realização da presente dissertação tem como foco três objetivos principais no âmbito da Análise e Interpretação de Anomalias Gravimétricas na Região de Monte Real. Esses três objetivos são:

- a) Compreender a geometria da estrutura salífera de Monte Real e a sua articulação com as outras estruturas evaporíticas e as formações meso-cenozóicas da região;
- b) Criar um Modelo Gravimétrico coerente com a Geologia da região;
- c) Compreender a dinâmica da estrutura salífera de Monte Real e o seu impacto na Bacia Lusitânica;

Para este trabalho não foram feitos levantamentos gravimétricos, mas foram utilizados os dados gravimétricos fornecidos pela Direcção-Geral do Território e pela Entidade Nacional para o Mercado de Combustíveis (ENMC; Alves & Calheiros, 1962).

A construção de um projeto de SIG (Sistemas de Informação Geográfica), com vista, à produção de modelos interpretativos, constitui um dos requisitos base no desenvolvimento da presente dissertação. O vasto leque de funcionalidades do *software ESRI ArcGis*, será a ferramenta principal na etapa de processamento de dados relativamente ao projeto de SIG, com vista, à compilação de dados das mais variadas naturezas (Cartas Geológicas, Carta Hipsométrica, entre outros), assim como, na manipulação intrínseca a esses mesmos dados (georeferênciação, aplicação de filtros, entre outros).

Relativamente aos dados gravimétricos, o *software Golden Surfer 12* será a ferramenta utilizada na interpolação dos valores da Anomalia de Bouguer, da Anomalia Regional e da Anomalia Residual, respetivamente. Após individualizadas das Anomalias Gravimétricas, o seguinte processo será a Modelação Gravimétrica, com recurso à funcionalidade GM-SYS do *software Oasis Montaj*, cujo o propósito será produzir modelos 2^{3/4}D, segundo diferentes direcções, através da Região de Monte Real.

1.5- Metodologia

De modo a atingir os objetivos estabelecidos no sub-capítulo anterior, foi necessário seguir várias etapas, as quais são discriminadas abaixo. Cada qual com importante contributo científico na presente dissertação.

A construção de um Projeto SIG (Sistemas de Informação Geográfica) é um dos requisitos fundamentais para dar continuidade ao trabalho em questão. A importância

do projeto SIG remete para a definição da malha de prospeção, sobreposição de dados de modo a gerar mapas interpretativos, entre outros produtos cartográficos.

A base desta dissertação consiste na utilização de um conjunto de dados e informações complementares dos mais diversos formatos, ficheiros *Excel (xls)*, ficheiros de texto (*txt*), ficheiros *Web Map Service (WMS)*, ficheiros *Web Feature Service (WFS)*, *ESRI Shapefile (shp)*, imagens em diversos formatos *jpeg, tiff, png* (ex. Cartas Geológicas e Militares) e Cartas em suporte papel (ex. Cartas de Anomalias Gravimétricas). (Figura 1.2).

Um dos desafios nesta etapa será agrupar todos estes conteúdos num Projeto SIG, assegurando a sua compatibilidade no *software ESRI ArcGis*. Assim como proceder à digitalização das cartas gravimétricas fornecidas pela entidade ENMC, sendo que, os dados fornecidos pela DGTerritório são em formato digital. Relativamente, às cartas gravimétricas fornecidas pela entidade ENMC, foi necessário proceder à sua vetorização e reformulação com recurso a *softwares* atuais, visto que, estas datam de 1962.

De modo a interpolar os valores das Anomalias Gravimétricas, recorreu-se ao Software Golden Surfer 12. As funcionalidades deste software, como a interpolação de dados, com recurso a algoritmos matemáticos como o *kriging* ou o inverso do quadrado da distância, são os métodos utilizados para a criação de mapas interpretativos. Estes mapas consistem num conjunto de pontos no espaço, de coordenadas X e Y e uma determinada intensidade, Z, como é exemplo o principal objeto de estudo, a Anomalia de Bouguer.

Ainda no Software Golden Surfer 12, recorrendo aos métodos estatísticos de regressão polinomial, com ajuste das várias superfícies de tendências (planares, bilineares, quadráticas e cúbicas) obtém-se os valores correspondentes à Anomalia Regional. Para o cálculo da Anomalia Residual, o *software* em questão apresenta uma componente de operações matemáticas, na qual será subtraída a Anomalia Regional à Anomalia de Bouguer (equação 3.6), gerando automaticamente um mapa interpretativo dos valores relativos à operação realizada.

Com vista à produção de modelos 2^{3/4}D na região de Monte Real, o software Oasis Montaj da Geosoft assume-se como a plataforma responsável pela etapa de Modelação Gravimétrica. A extensão GM-SYS deste software, caracteriza-se como um programa de modelação, que permite a manipulação interativa de modelos geológicos e o cálculo em tempo-real da resposta gravimétrica com recurso ao algoritmo *Joint Inversion/Optimization* (Northwest Geophysical Associates, 1997-2004).

Na Modelação Gravimétrica, há que ter especial atenção relativamente ao problema inverso da gravimetria, em que os modelos geológicos produzidos não são exclusivos de determinado conjunto de dados gravimétricos. Assim, aquando da modelação, uma resposta gravimétrica pode ser idêntica perante um modelo geológico credível ou perante um modelo geológico não credível, sendo que, avaliar a razoabilidade dos modelos geológicos gerados consiste num dos principais desafios da presente dissertação.

Na figura 1.2 estão representadas as fases da prospeção gravimétrica propostas para a presente dissertação. Esta contempla a fase do tratamento de dados e a fase da interpretação de dados, sendo os dados resultantes de uma campanha gravimétrica realizada outrora (Alves & Calheiros, 1962).

De modo a concluir com êxito as fases propostas na presente dissertação relativas a uma campanha de prospeção gravimétrica e com vista a realizar os mais completos modelos da estrutura salífera na região de Monte Real, foi necessário recorrer a um vasto leque de softwares. Tais como:

- a) Microsoft Word 2013;
- b) Microsoft Office Excel 2013;
- c) Microsoft Office Access 2013;
- d) Google Earth Pro;
- e) Ferramentas Windows (Paint e Ferramenta de Recorte);
- f) CorelDraw X6;
- g) Esri Arc Gis 10.4.1 (ArcMap, ArcScene e ArcCatalog);
- h) Golden Surfer 12;
- i) Geosoft Oásis Montaj 7.1;
- j) Geosoft GM-Sys;

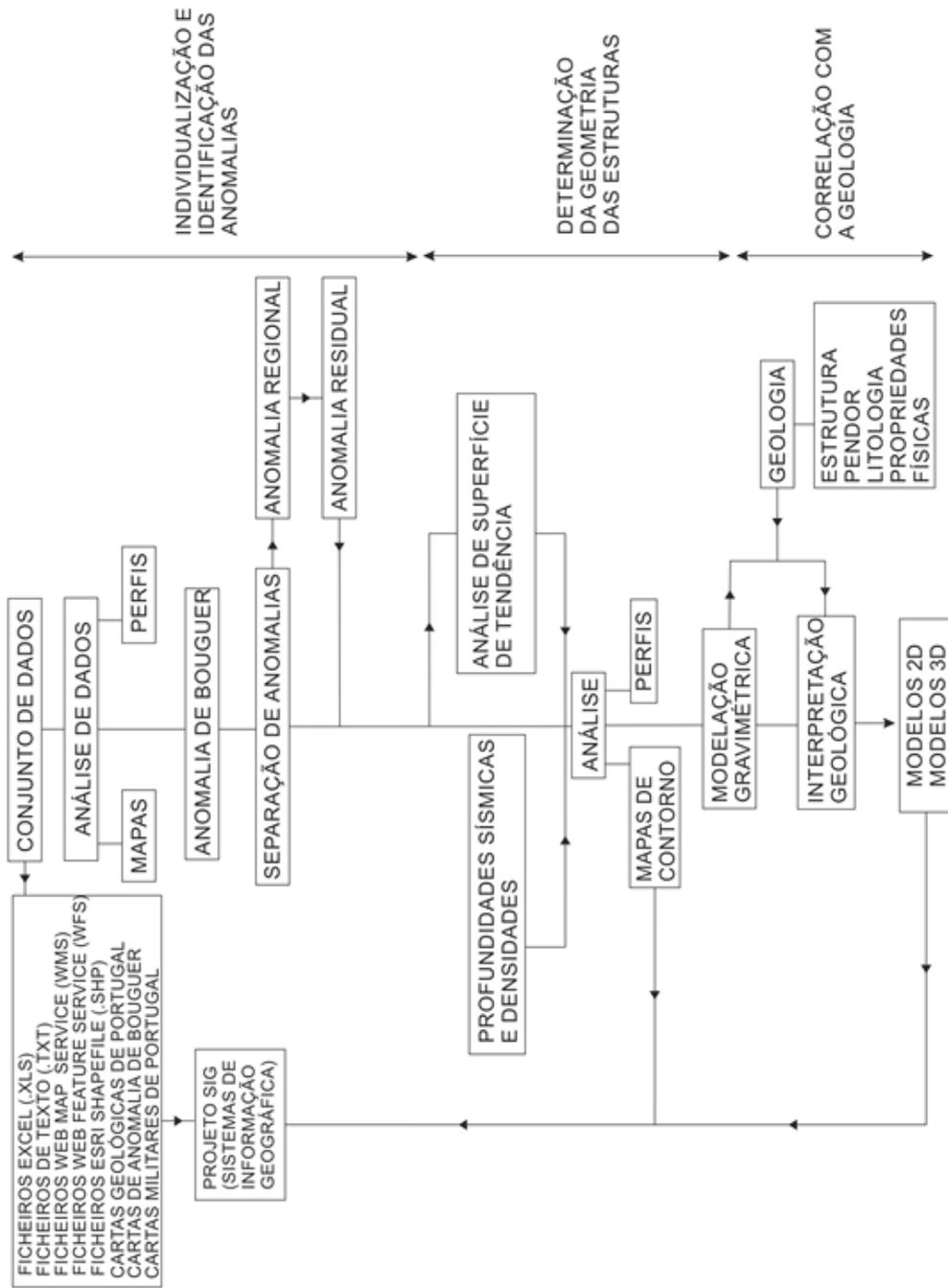


Figura 1.2- Organograma dos trabalhos efetuados, compreendendo as fases de tratamento e interpretação de dados numa campanha de prospeção gravimétrica (Adaptado de Figueiredo, 2001).

2- Enquadramentos

2- Enquadramentos

2.1- Enquadramento Geográfico

A zona em estudo fica situada no litoral Centro de Portugal Continental, na região de Monte Real. Esta localidade pertence a Portugal Continental (NUT de ordem I), à Região Centro de Portugal Continental (NUT de ordem II), à sub-região do Pinhal Litoral (NUT de ordem III) mais precisamente à União de Freguesias de Monte Real e Carvide, Concelho e Distrito de Leiria. A União de Freguesias de Monte Real e Carvide apresenta uma área correspondente a 26,03 km² e uma densidade populacional de 221,1 hab/km².

Quanto às suas barreiras geográficas, faz fronteira com a freguesia de Coimbrão a Norte, a União de Freguesias da Carreira e Monte Redondo a Nor-Nordeste, a União de Freguesias de Souto da Carpalhosa e Ortigosa a Este-Sudeste, a freguesia de Amor a Sul e com o Concelho da Marinha Grande a Oeste (Figura 2.1).

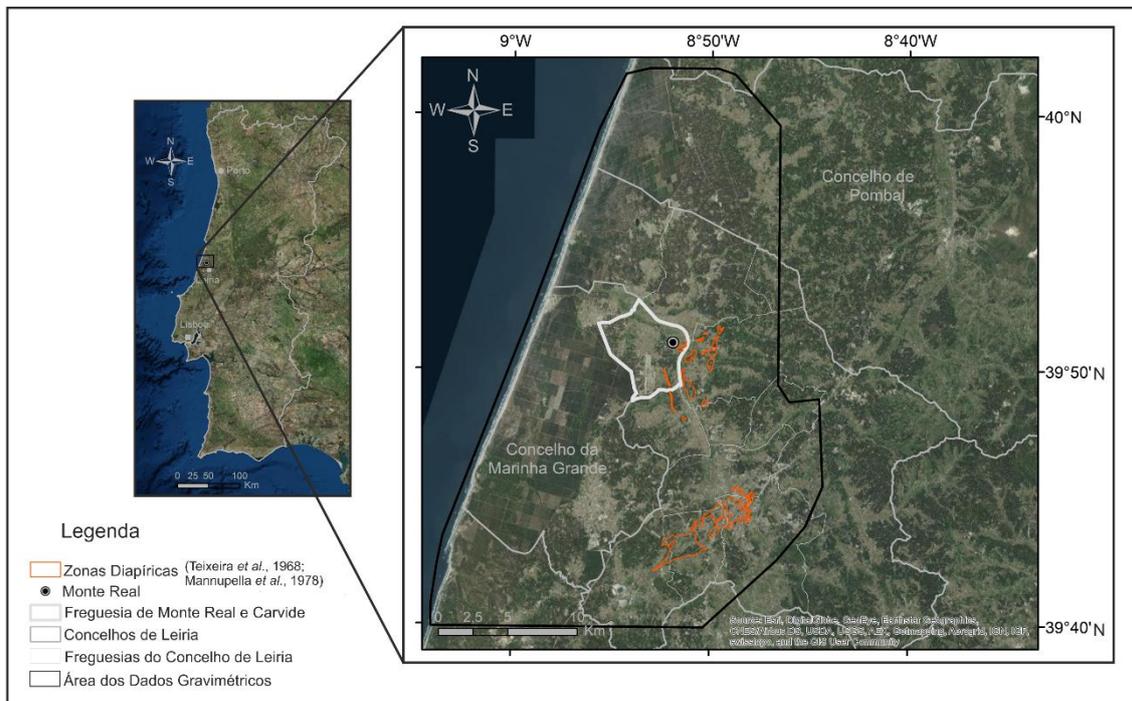


Figura 2.1- Localização Geográfica da Região de Monte Real

É abrangida pelas folhas da Carta Militar de Portugal, na escala 1:25000, nº 272, 273, 274, 284, 285 e 286 do Instituto Geográfico do Exército (IgeoE), atual Centro de Informação Geoespacial do Exército (CIGeoE) e na escala de 1:50000, as folhas 22B, 22D, 23A e 23C do Mapa Corográfico de Portugal do Instituto Português de Cartografia e Cadastro (IPCC), atual Instituto Geográfico Português (IGP).

Alguns dos pontos de referência da zona de Monte Real são a Base Aérea nº5 (BA5), o Rio Lis, a estação rodoviária de Monte Real, as Termas de Monte Real, a estação LEIR (ReNEP) e os Pontos Geodésicos Referência (ver tabela 2.1).

Tabela 2.1- Pontos Geodésicos de Referência (Adaptado de DG Território).

PONTOS GEODÉSICOS			
ID	NOME	CARTA TOPOGRÁFICA (1:50000)	CONCELHO
404	CRASTA ALTA	22B	POMBAL
950	VIEIRA DE LEIRIA	22B	MARINHA GRANDE
569	MARINHA GRANDE	22D	MARINHA GRANDE
88	PATAIAS	22D	ALCOBAÇA
1117	PONTO NOVO	22D	MARINHA GRANDE
327	CASAL FORMOSO	23A	LEIRIA
441	ESTEVEENS	23A	POMBAL
526	LAGOA DOS LINHOS	23A	POMBAL
551	MADORNO	23A	POMBAL
631	MURTAS	23A	POMBAL
647	OUTEIRINHO	23A	POMBAL
734	POMBAL	23A	POMBAL
123	SICÓ-PSW	23A	POMBAL
79	MONTE REDONDO -PSE	23A	LEIRIA
538	LEIRIA	23C	LEIRIA
1119	POUSOS 3	23C	LEIRIA
837	SERRA DO BRANCO	23C	LEIRIA
1240	SOUTO DO MEIO	23C	LEIRIA
221	BARRA LONGA	23C	POMBAL

2.2- Enquadramento Geomorfológico

A região de Monte Real, onde se localiza a zona em estudo, enquadra-se na Sub-Bacia de Monte Real e é limitada por morfoestruturas de enorme expressão: a Norte, pela Serra da Boa Viagem, a Este, pela Serra de Sicó e a Sul-Sudeste, pelo Maciço Calcário Estremenho (Figura 2.2).

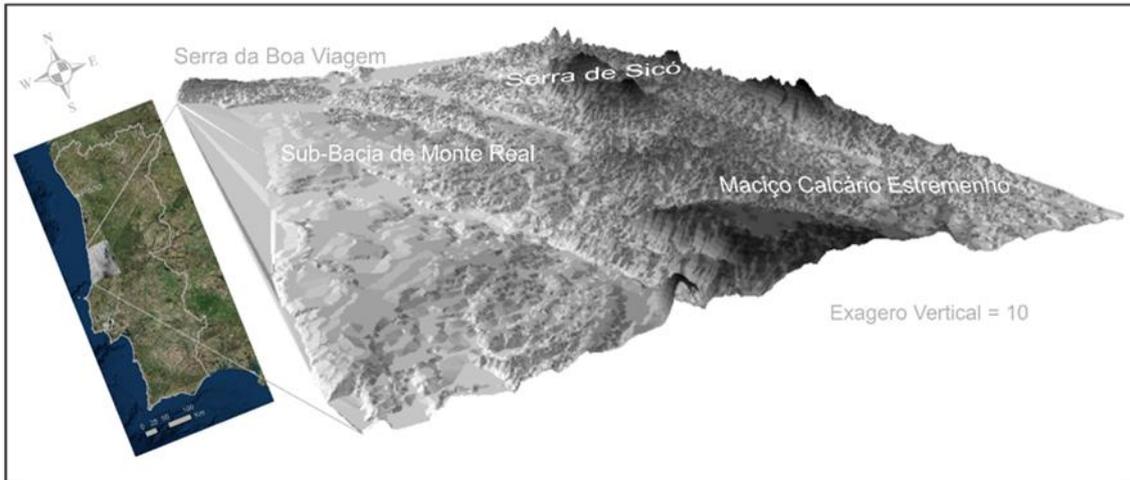


Figura 2.2- Áreas Geomorfológicas da região de Monte Real (Modelo Digital de Terreno em vista 3D).

Como referido no capítulo 2.1, a zona de estudo compreende, à escala de 1:50 000, as Cartas Corográficas 22B, 22D, 23A e 23C. De modo a sintetizar a informação geomorfológica, de Oeste para Este, temos:

- i) A ocidente, as regiões costeiras, que se caracterizam por extensas zonas planas, com altitudes que não ultrapassam os 100 metros. São constituídas essencialmente por areias de praia e areias de dunas (Zbyszewski, 1965). Nas arribas do litoral, sob os depósitos arenosos (enumerados anteriormente), predomina um substrato Jurássico e Cretácico, de natureza carbonatada e siliciclástica. Exemplo deste substrato são os afloramentos das arribas a N e S de S. Pedro de Muel (Zbyszewski, 1965).
- ii) a zona central caracteriza-se por extensas zonas planas de altitudes na ordem dos 200 metros. A par da zona ocidental, acima referida, esta é constituída por depósitos essencialmente arenosos, de idade Cenozóica. Ocorrem algumas elevações na ordem dos 400 metros, de que se destacam a estrutura salífera de Monte Real e vários domos doleríticos. Os vales abertos do Rio Lis são responsáveis pela configuração morfológica desta zona, com extensos e diferentes níveis de terraços (Teixeira *et al.*, 1968).
- iii) a zona oriental é a mais acidentada, com relevos expressivos relacionados com importantes morfoestruturas (Figura 2.2). Nas áreas meridionais, surge a parte terminal

do Maciço de Fátima (Teixeira *et al.*, 1968), também conhecido como Maciço Calcário Estremenho. Nas áreas setentrionais, surge o Maciço Jurássico da Serra de Sicó, que apresenta altitudes na ordem dos 560 metros e representa na zona de estudo o relevo de maior expressão (Manuppella *et al.*, 1978).

2.3- Enquadramento Geotectónico

2.3.1- Evolução Geodinâmica da Margem Ocidental Ibérica (MOI)

A Margem Ocidental Ibérica (MOI) é constituída por inúmeras bacias sedimentares, as quais se subdividem em bacias internas e externas (ENMC, 2017). Como bacias internas distinguem-se a Bacia do Porto (Po B), a Bacia Lusitânica (Lus B) e a Bacia do Algarve (Alg B). Como bacias externas distinguem-se a Bacia Interior da Galiza (GI B), a Bacia de Peniche (Pen B), a Bacia do Alentejo (Ale B), a Bacia de Sagres (Sag B) e a Bacia do Golfo de Cádiz (GoC B), (Figura 2.3).

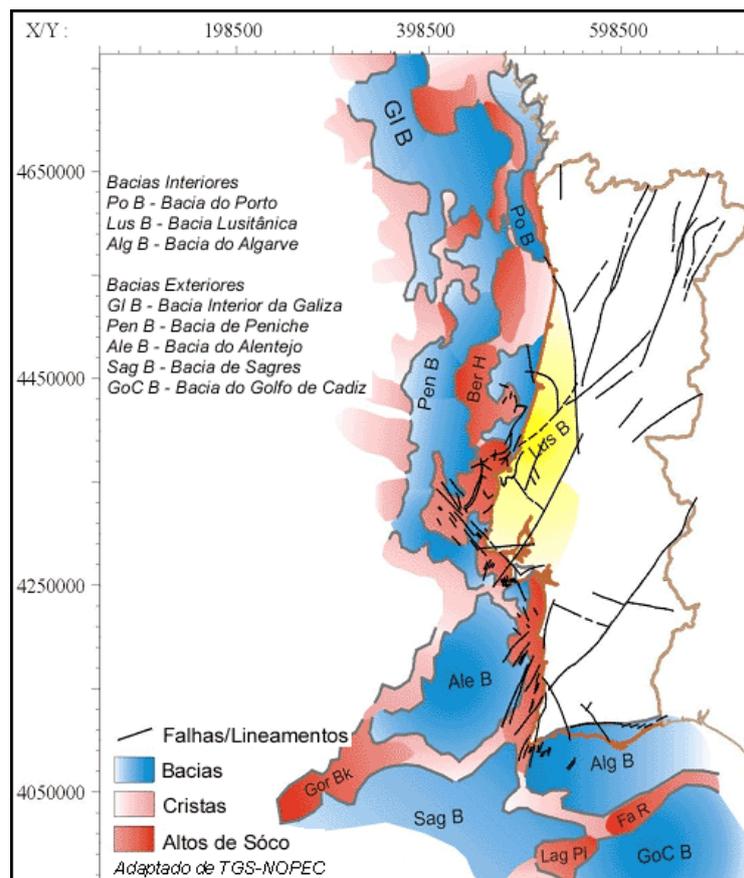


Figura 2.3- Bacias Sedimentares Internas e Externas da Margem Ocidental Ibérica (ENMC, 2017).

A evolução geodinâmica da MOI tem por base a teoria da tectónica de placas proposta por Wilson em 1963, que se pode descrever pelos seguintes processos tectónicos: *rifting*, fragmentação do orógeno, abertura de oceanos e alastramento dos fundos oceânicos ou oceanização.

Os acontecimentos geodinâmicos da MOI são alvo de inúmeros estudos por parte da comunidade científica, destacando-se os estudos de Ribeiro *et al.*, (1979), Ziegler, (1988), Wilson *et al.*, (1989) e Pinheiro *et al.*, (1996). Deste modo, torna-se importante reestruturar todos os acontecimentos de forma a compreender a herança geotectónica da MOI.

Esta evolução geodinâmica decorre segundo estruturas pré-existentes (Estruturas antemesozoicas). Alguns autores afirmam que são estruturas tardi-hercínicas reativadas no Mesozóico, sendo as mais relevantes o limite transformante da margem Norte da Ibéria (Atlântico – Golfo da Biscaia) e o limite transformante da margem Sul da Ibéria (Falha transformante dos Açores-Gibraltar; margem Norte do Oceano Tétis).

A fragmentação do Supercontinente da Pangea, no permo-triássico, é o ponto de partida na evolução geodinâmica da MOI. No Pérmico, a Ibéria assume-se como parte integrante do Orógeno Hercínico (Figura 2.4 - A). Esta afirmação é comprovada pela Zona Centro Ibérico, que sustenta todas as fases de deformação da Orogenia Hercínica.

No Triássico Médio, surge a primeira individualização da Ibéria como micro-placa tectónica e como parte integrante da Placa Euroasiática (Figura 2.4 - B). As etapas geodinâmicas associadas à MOI caracterizam-se por um intenso regime distensivo, apelidado de distensão mesozóica, resultado à priori, da abertura do Oceano Tétis e à posteriori, pela abertura do Oceano Atlântico Central. Impondo-se assim sucessivas fases de *rifting* que perduram durante o Jurássico (Figura 2.4 - C e D) e o início do Cretácico (Figura 2.4 - E e F).

Após um período distensivo na MOI, surgem eventos compressivos relacionados com a Orogenia Alpina. Esta Orogenia assume-se como o maior evento orogénico desde o Cretácico Superior até ao Miocénico.

Segundo Ziegler (1988), são registados dois episódios compressivos, a compressão Pirenaica (Cretácico Superior-Eocénico) e a compressão Bética (Miocénico-Atual). A compressão Pirenaica resulta da colisão entre a Ibéria e a Europa (Pinheiro *et al.*, 1996), onde terão lugar os movimentos responsáveis pela rotação da Península Ibérica (Figura 2.4 - G). Enquanto que a compressão Bética resulta da colisão entre a Ibéria e a África

(Pinheiro et al., 1996) originando assim, a Cadeia Bética no Sudeste da Península Ibérica que hoje se assume como uma expressiva morfoestrutura (Figura 2.4 - H).

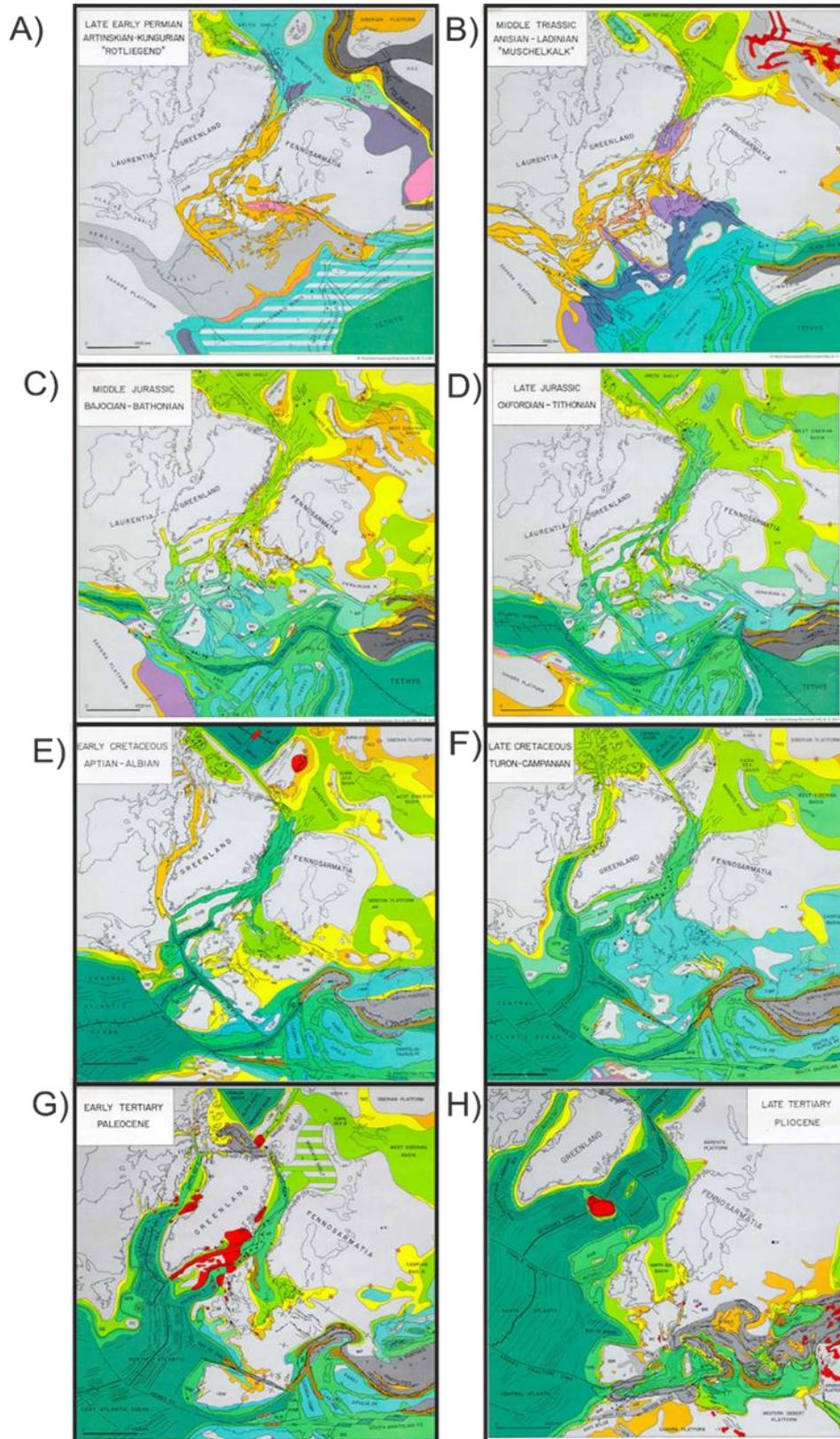


Figura 2.4- Mapa Paleogeográfico e Paleotectónico da Evolução do Ártico-Atlântico Norte e do Tétis Oeste (adaptado de Ziegler, 1988).

2.3.2- Bacia Lusitânica

A Bacia Lusitânica é uma bacia sedimentar portuguesa, desenvolvida na MOI, segundo uma orientação NNW-SSE, cuja extensão equivale à Orla Mesocenozóica Ocidental de Portugal. Estima-se que o seu comprimento (N-S) seja de 320 km e a sua largura (E-W) de 180 km.

Os seus limites geográficos são: a Norte, a Bacia do Porto, a Este, o Maciço Hespérico, a Sul, a Bacia do Alentejo e a Oeste, o Horst das Berlengas. Do ponto de vista tectónico, podemos materializar os seus limites geográficos como importantes controlos estruturais: a Norte, a Falha de Aveiro, a Este, a zona de cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo, a Sul, a falha da Arrábida e a Oeste, um sistema de falhas normais que elevam o Soco Paleozóico.

Segundo Rocha & Soares (1984) e Ribeiro *et al* (1996), esta bacia pode ser dividida em três setores, o setor setentrional, o setor central e o setor meridional (Figura 2.5). Esta divisão é feita segundo critérios geológicos como a espessura, as fácies e a tectónica que se impõem ao longo da bacia.

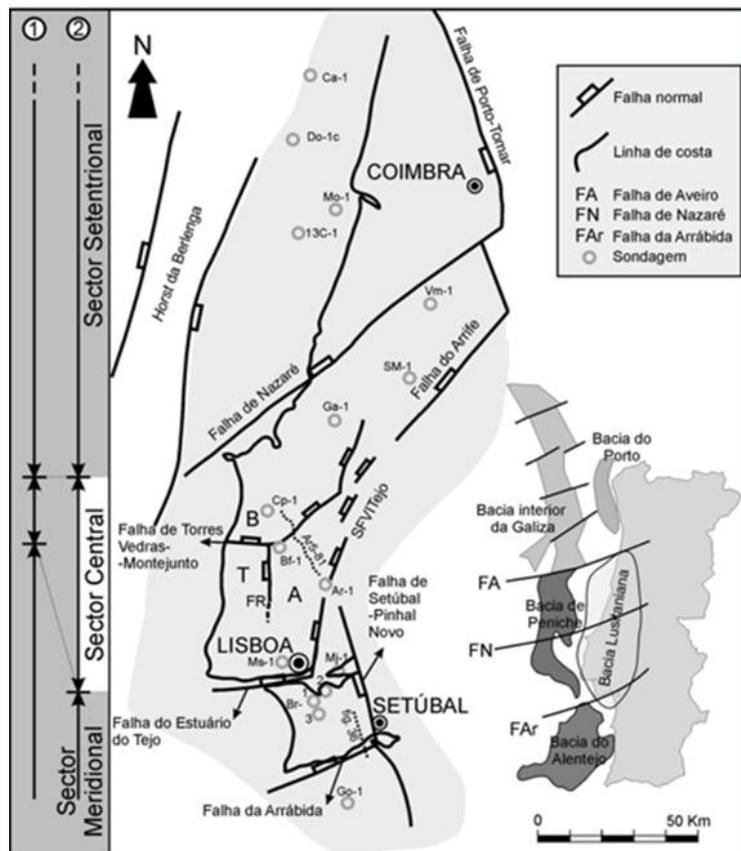


Figura 2.5- Enquadramento geográfico e tectónico da Bacia Lusitânica e de outras bacias da Margem Ocidental Ibérica, sector 1 (Rocha & Soares, 1984) e setor 2 (Ribeiro *et al.*, 1996), (Kullberg, 2000).

2.3.2.1- Região de Monte Real – Geologia dos Afloramentos

A área do presente estudo localiza-se no sector setentrional da Bacia Lusitânica, na designada “sub-bacia de Monte Real-Pombal”, sendo abrangida pelas folhas da Carta Geológica de Portugal, na escala 1:50 000, 22B – Vieira de Leiria, 22D – Marinha Grande, 23A - Pombal e 23C - Leiria, editadas pelos Serviços Geológicos de Portugal (Figura 2.6). Os trabalhos das cartas geológicas em questão foram realizados por Zbyszewski (1965); Zbyszewski *et al.*, (1965); Manuppella *et al.*, (1978); Teixeira *et al.*, (1968), respetivamente.

Por terem sido publicadas há mais de 4 décadas, e em anos diferentes (1965, 1968 e 1978), estas cartas apresentam, frequentemente, diferentes designações para as mesmas formações geológicas, quer entre si, quer em relação à terminologia atual. Este facto torna, por vezes, difícil a uniformização e a correlação entre as formações geológicas aflorantes (Figueiredo, 2001), sendo necessário proceder a uma uniformização das designações utilizadas para as diversas formações geológicas, descritas no sub-capítulo “Unidades Litostratigráficas (agrupadas segundo os pacotes de densidade) e a sua Evolução Geodinâmica”.

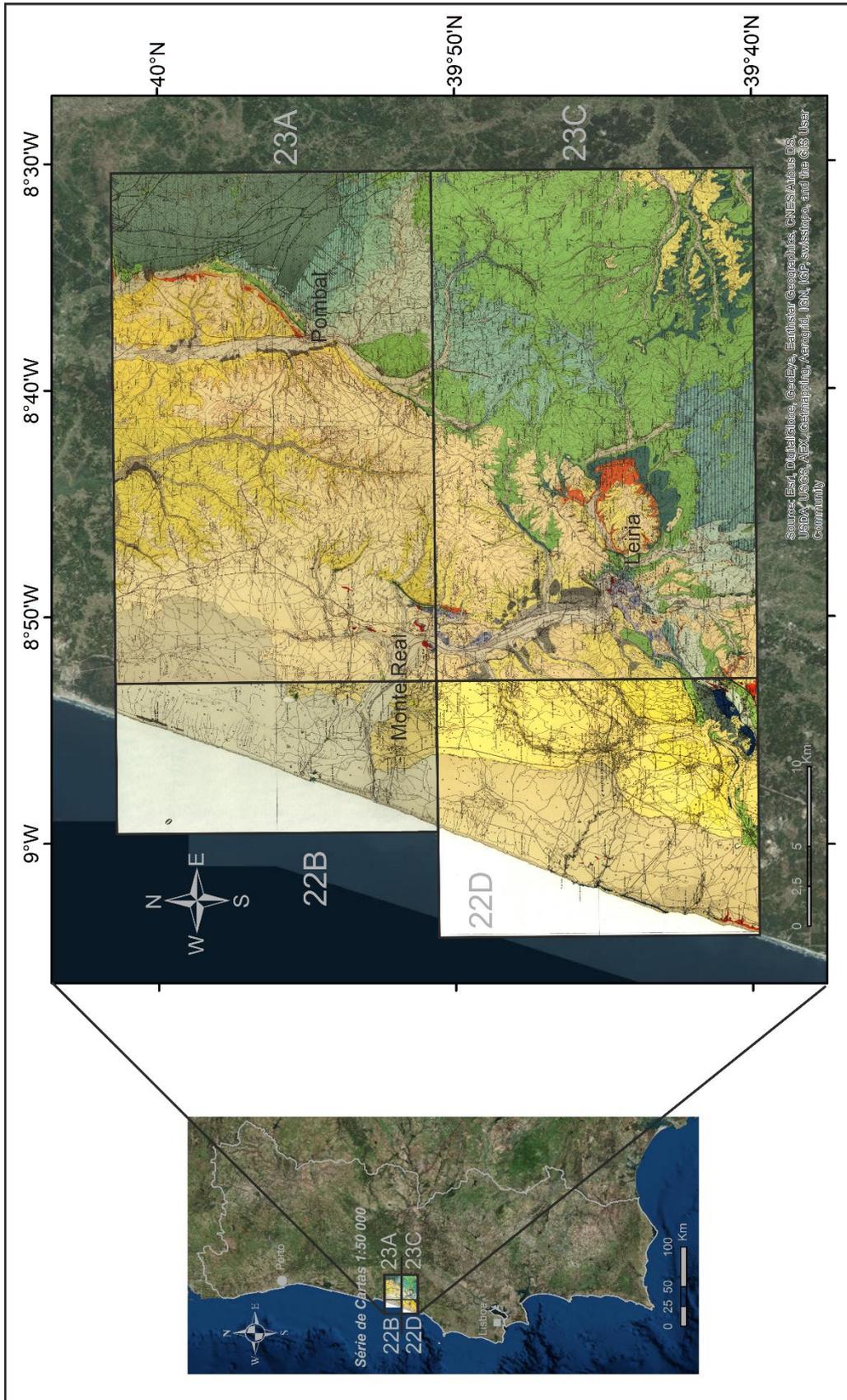


Figura 2.6- Cartas Geológicas à escala 1:50 000, folha nº 22B – Vieira de Leiria (Zbyszewski, 1965); Folha nº 22D – Marinha Grande (Zbyszewski et al., 1965); Folha nº 23A – Pombal (Manuppella et al., 1978); Folha nº 23C – Leiria (Teixeira et al., 1968).

2.3.2.2- Unidades Litostratigráficas (agrupadas segundo os pacotes de densidade) e a sua Evolução Geodinâmica

Os estudos acerca da geologia e tectónica da Bacia Lusitânica são inúmeros, quer publicados sob a forma de teses académicas (Azerêdo, 1988; Kullberg, 2000), quer sob a forma de livros ou artigos científicos em revistas indexadas (Ribeiro *et al.*, (1979, 1996); Teixeira (1980); Soares *et al.*, (1982, 1985, 1993, 1997, 2007); Guéry *et al.*, (1986); Montenat *et al.*, 1988; Wilson *et al.*, (1988, 1989); Pinheiro *et al.*, (1996); Rasmussen *et al.*, (1998); Reis *et al.*, (2000); Alves *et al.*, (2002, 2003a, 2003b); Duarte & Soares (2002); Azerêdo *et al.*, (2002, 2003); Azerêdo (2007); Kullberg & Rocha (2014).

A nomenclatura adotada no presente trabalho para as unidades litostratigráficas aflorantes na região de Monte Real, está de acordo com os pacotes de densidade estabelecidos por Lopes (1993) para a construção dos modelos gravimétricos. São estes: Ante-Mesozóico-Triásico ($d= 2.68 \text{ g/cm}^{-3}$), Hetangiano ($d= 2.23 \text{ g/cm}^{-3}$), Jurássico Inferior-Médio ($d= 2.55 \text{ g/cm}^{-3}$), Jurássico Superior ($d= 2.59 \text{ g/cm}^{-3}$), Cretácico-Oligocénico ($d= 2.35 \text{ g/cm}^{-3}$) e Miocénico-Recente($d= 2.27 \text{ g/cm}^{-3}$), (figura 2.7).

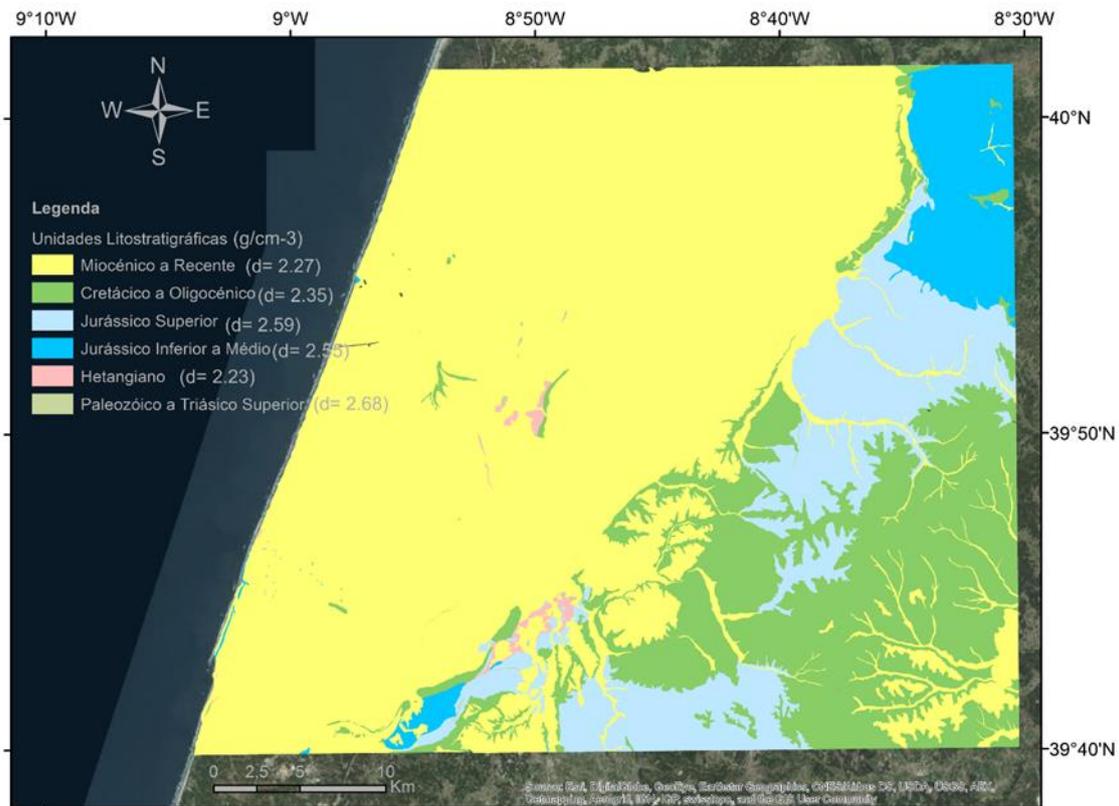


Figura 2.7- Unidades Litostratigráficas agrupadas por pacotes de densidades propostos para os modelos gravimétricos na área correspondente às Cartas Geológicas à escala 1:50 000 , folhas nº 22B, 22D, 23A e 23C.

a) Ante-Mesozóico a Triásico Superior ($d = 2.68 \text{ g/cm}^3$)

A oriente da área de estudo, afloram metassedimentos ante-mesozóicos (Precâmbricos e Paleozóicos), constituídos geralmente por unidades de micaxistos, xistos metagrauacóides, metarenitos e também metapelitos que fazem parte da Zona Centro-Ibérica do Soco Hercínico.

No Triásico, processos de subsidência controlados por falhas normais abatem-se sobre um Soco Hercínico (idade Paleozóica), propiciando assim as etapas iniciais do enchimento sedimentar da Bacia Lusitânica. A primeira fase de deposição traduz-se num enchimento de material detrítico, principalmente no setor setentrional da bacia. As primeiras formações da Bacia Lusitânica correspondem assim a depósitos continentais, datados do Triásico Superior e designados por “Grés de Silves” (Choffat, 1887; Palain, 1976); Grupo dos “Grés de Silves” (Rocha et al, 1996); “Grupo de Silves” (Soares *et al.*, 2007). Este compreende, do mais antigo para o mais recente, a Formação da Conraria, a Formação de Castelo Viegas e a Formação de Pereiros (Figura 2.8). Caracteriza-se pela sua natureza aluvio-fluvial, nomeadamente conglomerados, arenitos e pelitos, respetivamente. De espessura variável em toda a bacia, passam lateralmente e superiormente à denominada Formação de Dagorda.

Choffat (1880 - 1903)	Carvalho (1950)	Soares <i>et al.</i> (1985)	Palain (1976)	Rocha <i>et al.</i> (1987)	Rocha <i>et al.</i> (1996)	
Camadas de Pereiros (108-129 m)			C2	Argilitos e areias dolomíticas	GRUPO DOS "GRÉS DE SILVES"	Form. de Pereiros
			C1 (10 m)	Arenitos com <i>Clathropteris meniscoides</i>		
			B2 (6 m)	Areias dolomíticas com <i>Isocyprina</i> e <i>Promathildia</i> sp.		
"Grés à nuance claire" (115-129 m)	Cam. de Castelo Viegas (200 m)	Cam. de Castelo Viegas (170-190 m)	B1 (210 m)	Cam. de Castelo Viegas	Form. C. Viegas	Form. Conraria
"Grés à rouge brique" (213-269 m)	Cam. de Conraria (420 m)	Cam. de Conraria (≤ 50 m)	A2 (80 m)	Arenitos com <i>Voltzia ribeiroi</i>		
			A1 (100-140 m)	Arenitos de Conraria		

Figura 2.8- Organização Litostratigráfica do Grupo de Silves (Rocha *et al*, 1996).

b) Hetangiano ($d = 2.23 \text{ g/cm}^{-3}$)

Esta unidade sobrejacente ao “Grupo de Silves”, assume-se como a única unidade evaporítica da Bacia Lusitânica e a principal responsável pelos processos diapíricos na mesma.

Designada por “Margas de Dagorda” (Choffat, 1882, 1903; Palain, 1976; Mouterde *et al.*, 1972; Soares *et al.*, 1993) ou “Formação de Dagorda” (Rocha *et al.*, 1996; Azerêdo *et al.*, 2003), caracteriza-se pelos seus níveis de sedimentos pelítico-carbonatados e evaporíticos (Azerêdo *et al.*, 2003). De acordo com Watkinson (1989), esta unidade pode ser dividida em três membros: o membro dolomítico e margo-dolomítico; o membro dolomítico e/ou calco-margoso e margoso rico em evaporitos (halite e anidrite); e um membro salífero, rico em halite, contendo margas dolomíticas, pelitos margosos e anidrite.

A forte subsidência que se abate sobre a bacia durante o Hetangiano possibilita que os ambientes deposicionais adquiram um carácter de lacustre a marinho, pouco profundo e sobre um clima árido (Ambientes *Sabkha*). Desenvolveram-se assim os depósitos de argilas vermelhas e evaporitos nas zonas mais subsidentes (Palain, 1976).

Azerêdo *et al.* (2003), recua a origem da Formação de Dagorda para o Noriano a Retiano, ao invés do Hetangiano. No mesmo trabalho refere-se que a génese da formação evaporítica não terá terminado no Hetangiano, mas no início do Sinemuriano. Por seu lado, segundo Soares *et al.* (2012), é possível que hajam mais depocentros desta formação nucleados no Grupo de Silves, associados a pequenas bacias do tipo *pull apart*.

c) Jurássico Inferior a Médio ($d = 2.55 \text{ g/cm}^{-3}$)

A Bacia Lusitânica evoluiu de um ambiente lacustre para um ambiente marinho durante o Sinemuriano (Jurássico Inferior). A ocorrência de processos de subsidência térmica (Wilson *et al.*, 1989) possibilita o começo de uma sedimentação de carácter marinho, com a deposição de rochas dolomíticas correspondentes à Formação de Coimbra.

Em pleno ambiente de plataforma carbonatada, depositam-se as principais unidades carbonatadas do Jurássico Inferior e Médio, as Formações Carbonatadas do Grupo da Brenha (Witt, 1977) e Candieiros (GPEP, 1986). Na figura 2.9 está representada a forte expressão deste super grupo, que se caracteriza pelas suas alternâncias de calcários e margas.

A falta de sedimentos siliciclásticos nas Formações do Jurássico Inferior e Médio sugerem que a deposição carbonatada provavelmente se estende para o interior da Ibéria (Wilson *et al.*, 1996), o que é representativo do pleno período “*Green House*”, que se verifica durante o Jurássico. Este período climático é comprovado por Haq *et al.* (1988) através da sua curva eustática global, que desde o início do Jurássico Inferior até ao Cenomaniano (Cretácico Superior) é tendencialmente ascendente (subida do nível do mar).

Segundo Reis *et al.*, (2000), um evento tectónico tem lugar na passagem do Caloviano (Jurássico Médio) - Oxfordiano (Jurássico Superior). No fim do Jurássico Médio a Bacia Lusitânica sofre elevação térmica ou “*uplift*”, devido à abertura do Atlântico Central (Rasmussen, 1998), seguindo-se processos erosivos que afetam os sedimentos antigos provocando carsificação nalguns locais (Guéry *et al.*, 1986; Pinheiro *et al.*, 1996). Regista-se assim, na transição do Caloviano (Jurássico Médio) para o Oxfordiano (Jurássico Superior), um hiatus estratigráfico que abrange toda a península Ibérica (Teixeira, 1980), bem representado na figura 2.9.

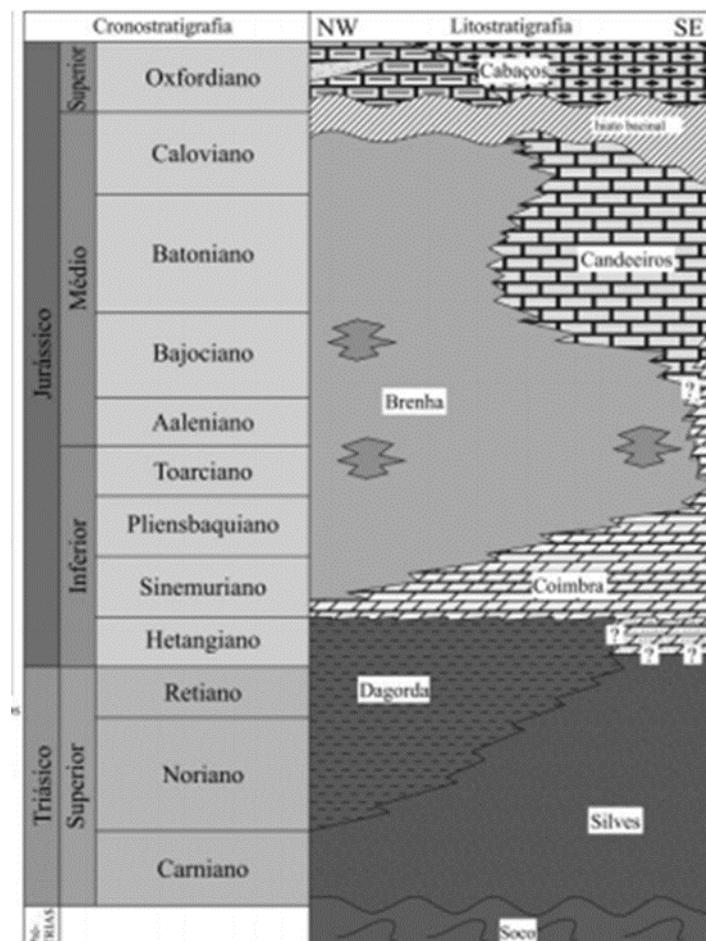


Figura 2.9- Litostratigrafia Triássico – Jurássico Superior (Azerêdo *et al.*, 2002).

d) Jurássico Superior ($d = 2.59 \text{ g/cm}^{-3}$)

Na passagem do Oxfordiano Superior para o Kimmeridgiano Inferior tem lugar um importante episódio de *rifting*, bem documentado na Bacia Lusitânica (Wilson *et al.*, 1989) e relacionado com a abertura do Atlântico (Wilson *et al.*, 1989; Rasmussen *et al.*, 1998).

Segundo Reis *et al* (2000), este episódio de *rifting* representa um momento de diferenciação da Bacia Lusitânica em múltiplas sub-bacias, caracterizado por uma significativa fase de subsidência (Pinheiro *et al*, 1996), controlada por falhas de direção NNW-SSE a norte da Falha da Nazaré e falhas N-S a sul da Falha da Nazaré (Rasmussen *et al.*, 1998). Segundo vários autores (Guéry, 1986; Wilson *et al.*, 1989; Leinfelder & Wilson, 1989; Kullberg & Rocha, 2014), ocorrem importantes mudanças na morfologia e fácies da bacia, o que se traduz num desenvolvimento de sistemas deposicionais do tipo lacustre, lagunar e marinho raso (Azerêdo *et al.* 2002).

A Formação de Cabaços (Mouterde *et al.*, 1979; Wilson, 1979; Wright, 1985; Azerêdo 1988; Azerêdo *et al.*, 2002) corresponde à primeira unidade depositada após o hiatus estratigráfico do final do Caloviano. Caracteriza-se como uma unidade composta por carbonatos lacustres que correspondem essencialmente, a sucessões margo-calcárias (Reis & Pimentel, 2014) do Oxfordiano Médio. Sobrejacente a esta, do Oxfordiano Superior, surge a Formação de Montejunto (Choffat, 1887) constituída essencialmente por calcários marinhos, com intercalações margosas.

A norte da falha da Nazaré, a Formação do Cabo Mondego (Witt, 1977), equivalente lateral da Formação de Montejunto, corresponde a calcários margosos, com intercalações betuminosas, lignitosas e também arenosas. Estes testemunham ambientes de sedimentação de planície litoral a plataforma carbonatada interna (Kullberg, 2000).

Em pleno período de diferenciação da Bacia Lusitânica em múltiplas sub-bacias, no Kimmeridgiano (Jurássico Superior) depositam-se os sedimentos equivalentes à Formação de Abadia (Choffat, 1885-88), representativa de um ambiente marinho e equivalente lateral das Camadas de Alcobaça (Choffat, 1885-88), representativas de um ambiente de plataforma mista.

A Formação de Abadia corresponde a uma unidade siliciclástica constituída predominantemente por margas, com intercalações de arenitos grosseiros e por vezes conglomerados, sendo raros os níveis calcários (Kullberg, 2000).

As Camadas de Alcobaça são compostas por alternâncias de margas mais ou menos arenosas, margas e calcários detríticos, que representam ambientes de sedimentação de plataforma siliciclástica-carbonatada de pequena profundidade (Kullberg, 2000).

Até final do Títoniano (Jurássico Superior) ocorre ainda, um forte influxo de sedimentos siliciclásticos na Bacia Lusitânica (Alves *et al.*, 2002) devido a uma regressão marinha (Azerêdo *et al.*, 2002), representativo da deposição dos sedimentos equivalentes à Formação da Lourinhã (Hill, 1988). Esta corresponde a calcários, calcários dolomíticos e conglomerados com intercalações de calcários recifais, característica de ambientes de sedimentação marinhos (Kullberg, 2000).

Os Grés Superiores (Choffat, 1882), equivalente lateral da Formação da Lourinhã (Wilson *et al.*, 1989; Leinfelder & Wilson, 1989; Bernardes *et al.*, 1992; Rocha *et al.*, 1996) no setor norte da Bacia Lusitânica, corresponde a uma unidade constituída quase integralmente por arenitos, por vezes com níveis de conglomerados ou de calcários margosos (Kullberg, 2000).

Esta variabilidade de sedimentos está relacionada com a evolução tectónica da Bacia, que é particularmente complexa no Jurássico Superior (Kullberg & Rocha, 2014).

e) Cretácico a Oligocénico ($d = 2.35 \text{ g/cm}^{-3}$)

Segundo Stapel (1996), no Cretácico Inferior tem lugar a transição sin-rifte para pós-rifte, ocorrendo assim mudanças na geodinâmica da Bacia Lusitânica. Os depósitos relativos ao Cretácico Inferior, apenas se apresentam documentados a Sul da falha da Nazaré, não ocorrendo na região de Monte Real (Kullberg *et al.*, 2006).

No Aptiano Superior ocorre um importante evento tectónico (Soares, 1980; Dinis, 2008), que se materializa numa “*breakup unconformity*” e marca o início dos depósitos Cretácicos no setor norte da Bacia Lusitânica (figura 2.10).

A Formação da Figueira da Foz (Dinis, 1999, 2001) = “BELASIANO” s.s. (Choffat, 1886) = “Arenitos de Carrascal” (Rocha *et al.*, 1981) constitui a unidade de base do Cretácico no setor norte da Bacia Lusitânica (Kullberg, 2000), compreendida entre o Aptiano Superior (Pais & Trincão, 1983) e o Albiano, caracteriza-se como uma unidade siliciclástica e continental, de ambiente fluvial de alta energia (Rocha *et al.*, 1996). Sobre esta, assenta a Formação de Costa de Arnes (Rey *et al.*, 2006) = “Calcários Apinhoados da Costa de Arnes”, Rocha *et al.*, 1981 = “Calcários de Trouxemil”, Soares *et al.*, 1985; e “Calcários de Tentúgal”, Barbosa *et al.*, 1988) representativa de um ambiente marinho

carbonatado, num período que regista o nível eustático mais elevado do Meso-Cenozóico (Kullberg, 2000).

A transição Cenomaniano-Turoniano exhibe uma inconformidade acompanhada de carsificação (Dinis, 2008). Os depósitos sobrejacentes a esta, são representativos de um episódio regressivo, materializado pela Formação de Lousões (Rey *et al.*, 2006; Soares *et al.*, 2007) (= “Grés micáceo fino a muito fino”, Soares, 1966) (= “Grés de Furadouro”, Barbosa *et al.*, 1981) (= “Arenitos finos de Lousões”, Rocha *et al.*, 1981), esta apresenta da base para o topo, arenitos finos a muito finos e quartzarenitos e/ou subarcosarenito grosseiro a muito grosseiro (Soares *et al.*, 2007).

No final do Cretácico Superior, no intervalo entre o Campaniano Médio e o Maastrichtiano, ocorreram importantes mudanças paleogeográficas, resultantes de movimentos tectónicos segundo falhas de direcção NE-SW, como a Falha da Lousã (Dinis, 2008). Os depósitos sedimentares que materializam este intervalo correspondem à Formação de Taveiro (Soares *et al.*, 2007) (= “Arenitos e Argilas de Taveiro”, Barbosa *et al.*, 1988; Rocha *et al.*, 1981) (= “Areias e Argilas de Taveiro”, Soares *et al.*, 1982; Reis, 1983; Soares & Gomes, 1997) e caracterizam-se de acordo com Cunha *et al.*, (2008), como quartzarenitos e lutitos brandos, que predominam até ao Ipresiano (Eocénico).

Durante o intervalo Eocénico Médio - Oligocénico, os regimes compressivos impostos pela Orogenia Pirenaica, controlam todo o processo deposicional da Bacia Lusitânica.

A definição de uma geometria em depressão alongada NE-SW (Cunha, 2008) possibilitou a sedimentação de depósitos essencialmente arcossareníticos a subarcossareníticos muito grosseiros (Soares *et al.*, 2007), representativos da Formação do Bom Sucesso (Soares *et al.*, 2007) (= Formação argilo-gresosa e conglomerática da Senhora do Bom Sucesso”, Rocha *et al.*, 1981; Soares & Reis, 1984).

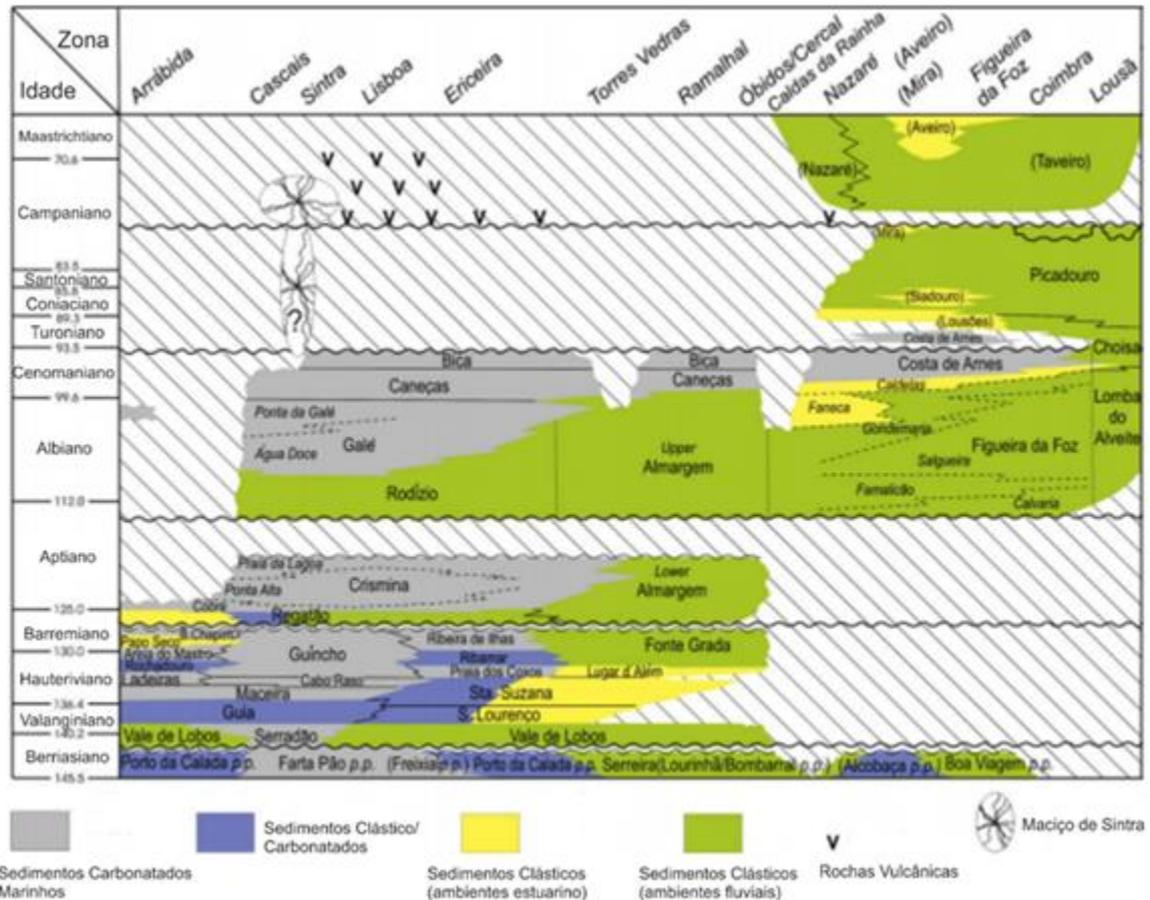


Figura 2.10- Litostratigrafia do Cretácico da Margem Ocidental Portuguesa (Dinis, 2008).

f) Miocénico a Recente ($d = 2.27 \text{ g/cm}^3$)

As inversões tectónicas do Paleogénico, não têm expressão na Bacia Lusitânica devido à inversão tectónica registada no Miocénico (Ribeiro *et al.*, 1990, 1996; Wilson *et al.*, 1996; Rasmussen *et al.*, 1998; Alves *et al.*, 2003a, 2003b). Esta é a responsável por inverter as Bacias Sedimentares Mesozóicas. Segundo uma direcção NNW-SSE a NW-SE, é responsável por ativar a zona de falha de Vila Franca de Xira e a zona de falha da Nazaré, assim como, pela génese das bacias Terciárias, como a Bacia do Tejo, segundo uma direcção SE e a bacia do Mondego, segundo uma direcção NW (Pimentel & Reis, 2016). Estes efeitos assumem-se como uma consequência direta da Compressão Bética e representam na Bacia Lusitânica um forte testemunho da Orogenia Alpina, com forte incidência na zona central e setentrional (Ribeiro *et al.*, 1990).

Relativamente à Bacia do Mondego (Figura 2.11), o seu registo sedimentar no Miocénico materializa-se por uma unidade fluvial, arcósica (Pais *et al.*, 2010), representativa da Formação de Amor (Pais *et al.*, 2010).

Segundo Zbyszewski (1949), Teixeira & Zbyszewski (1951) e Ramos (2008), o Pliocénico em Portugal está associado a um evento transgressivo, materializado pela Formação de Carnide (Pais *et al.*, 2010), constituída essencialmente por arenitos amarelos marinhos (Pais *et al.*, 2010), com conteúdo fossilífero.

Relativamente ao Plistocénico (Quaternário), os depósitos sedimentares correspondem a terraços fluviais (Ramos, 2008) e a tufos calcários (Manuppela *et al.*, 1978; Cunha, 2012). Já no Holocénico (Quaternário) as principais unidades correspondem aos aluviões dos rios (ex. Rio Lis), a areias dunares e a areias de praia, que ocupam enorme extensão no litoral da Bacia Lusitânica.

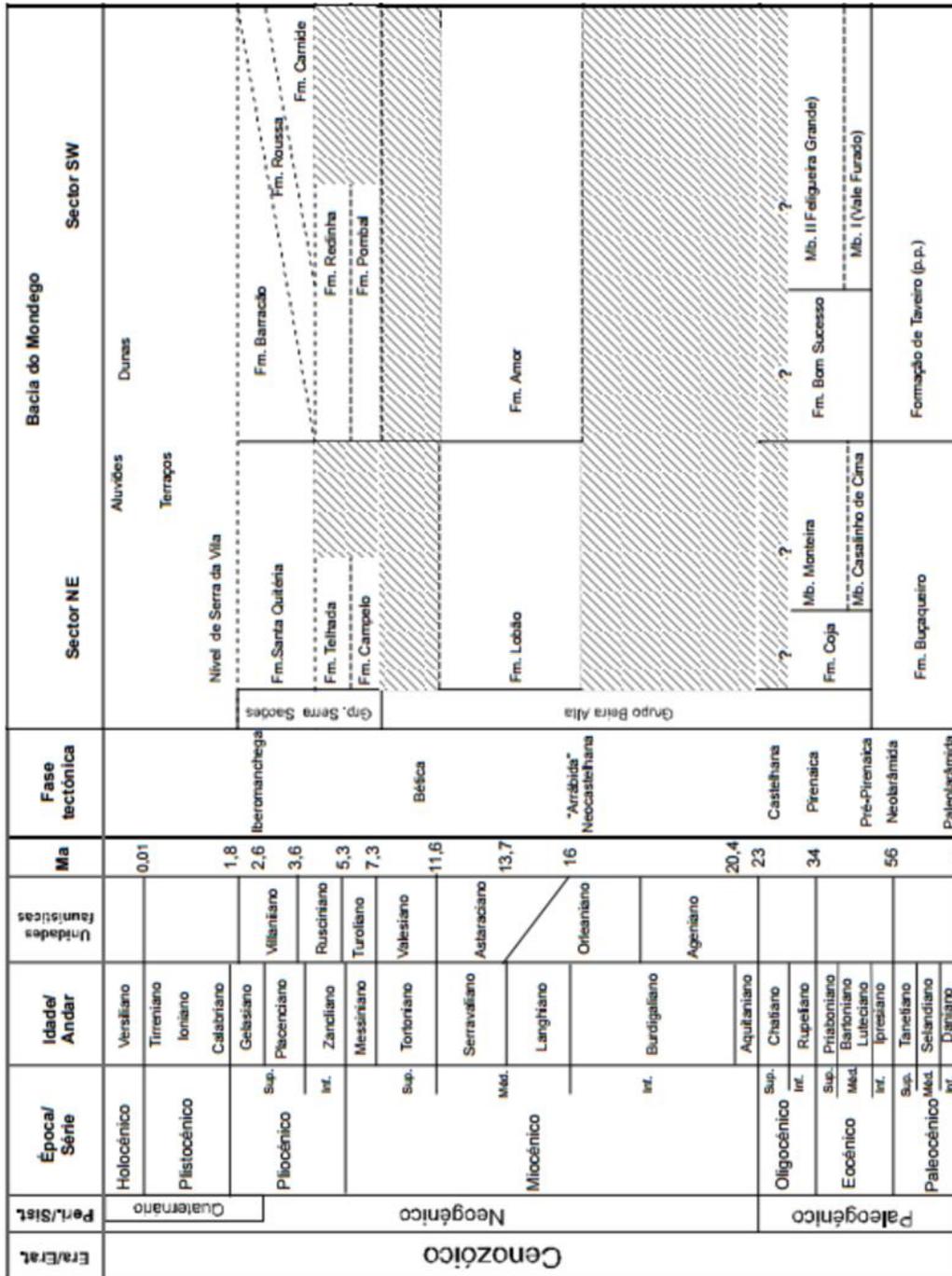


Figura 2.11 - Litostratigrafia do Cenozoico para a Bacia do Mondego (Pais et al., 2010).

2.3.2.3- Tectónica Salífera da Bacia Lusitânica

O comportamento das massas salíferas é um processo chave na geodinâmica das Bacias Sedimentares, e, como tal, a Bacia Lusitânica não é exceção. Autores como Zbyszewski (1959), Ferreira (1971), Guéry *et al.*, (1986), Montenat *et al.* (1988), Wilson *et al.*, (1989), Lopes (1993), Rasmussen *et al.*, (1998); Alves *et al.*, (2003a, 2003b) Kullberg *et al.*, (2006) estudam exaustivamente esses comportamentos. Este não tem sido um tema consensual entre os autores de trabalhos publicados sobre a Bacia Lusitânica, especialmente os referentes à dinâmica tectonosedimentar do Jurássico Superior no sector central da bacia, onde aflora a maior parte das estruturas salíferas (Kullberg *et al.*, 2006).

Na Bacia Lusitânica a Formação de Dagorda é a unidade responsável pelos movimentos diapíricos (Kullberg, 2000). Esta traduz regimes evaporíticos complexos (Zbyszewski, 1959), com intensa atividade diapírica no setor central da bacia (ex. Diapiro de Caldas da Rainha e de Monte Real).

A forte presença de diapiros na Bacia Lusitânica é comprovada pelas estruturas epaporíticas das Caldas da Rainha, Porto de Mós - Rio Maior, Bolhos, Santa Cruz, Matacães, Sesimbra, Soure, assim como os da região em estudo, Monte Real, S. Pedro de Moel, Leiria-Parceiros e Ervedeira (Figura 2.12). A maioria destes encontra-se ao longo de alinhamentos tectónicos materializados por falhas enraizadas no soco varisco, segundo duas direções predominantes, de NNE-SSW a N-S e de ENE-WSW a E-W, ou seja, direções semelhantes quer da estruturação, quer dos limites da Bacia Lusitânica (Kullberg, 2000).

As fases tectónicas mais expressivas da Bacia Lusitânica são o gatilho para a migração das massas salíferas (Alves *et al.*, 2003a, 2003b). Segundo alguns autores (Montenat *et al.*, 1988; Wilson *et al.*, 1989; Leinfelder & Wilson, 1989; Alves *et al.*, 2003a, 2003b, 2006; Carvalho *et al.*, 2005), o desenvolvimento das estruturas evaporíticas tem início no Jurássico Superior, associado à maior fase extensiva da Bacia Lusitânica. No entanto, existem outros autores (Canérot *et al.*, 1995; Kullberg *et al.*, 1997; Rasmussen *et al.*, 1998; Kullberg, 2000), que consideram apenas a existência de diapirismo no Miocénico, consequência do regime compressivo que se abate sobre a Bacia Lusitânica, representativo da compressão Alpina.

No Jurássico Superior, durante as fases de subsidência da Bacia Lusitânica, os esforços distensivos estão na origem dos processos halocinéticos (Lopes, 1993; Alves *et al.*, 2002). Estes determinam a configuração da bacia, caracterizada por zonas elevadas e deprimidas de orientação N-S (Lopes, 1993). Segundo Guéry *et al.*, (1986),

no Jurássico Superior a estrutura salífera das Caldas da Rainha já estaria ativa e provocaria um enorme impacto na Bacia Lusitânica relativamente à distribuição de fácies.

Ainda durante o Jurássico a ocorrência de regressões marinhas favoreceram os processos erosivos que se abateram sobre a bacia, destruindo assim parte das estruturas mais elevadas como a do caso de estudo, a estrutura de Monte Real. Segundo Teixeira *et al* (1968), a ocorrência de atividades eruptivas, correlaciona a subida de rochas salíferas com a formação de filões e domos doleríticos que se instalam ao longo de fraturas.

O diapirismo e a halocinese atingem a sua fase mais intensa durante o Miocénico, mais concretamente no Miocénico Superior (Tortoniano) (Ferreira, 1971; Lopes, 1993; Rasmussen *et al.*, 1998; Alves, 2003a, 2003b), resultado dos regimes compressivos que actuam sobre a Bacia Lusitânica no auge da compressão Bética. Os depósitos sedimentares do Pliocénico e Quaternário apresentam posições horizontais, indicando assim o final desta fase ainda no Miocénico (Ferreira, 1971; Lopes, 1993).

2.3.2.3.1 – Principais estruturas salíferas da sub-bacia de Monte-Real

a) Estrutura de Monte Real

Corresponde a uma estrutura salífera com aproximadamente 25 km de comprimento e 4 km de largura, segundo uma orientação N-S, sendo que no seu extremo N inflete para NW. Espacialmente enquadra-se numa das depressões da Bacia Lusitânica, o graben de Monte Real.

Prolonga-se para norte de Monte Redondo até a Lagoa dos Linhos, onde desaparece sob a cobertura plio-pleistocénica (Manuppela *et al.*, 1978) e o seu bordo setentrional contacta com a estrutura anticlinal da Serra da Boa Viagem (Lopes, 1993). Para sul, desenvolve-se entre a Serra do Porto do Urso, Souto da Carpalhosa, Amor e Regueira de Pontes, desaparecendo sob os aluviões do vale do Lis (Teixeira *et al.*, 1968) e o seu bordo meridional contacta com a estrutura de Parceiros-Leiria.

Relativamente aos flancos da estrutura de Monte Real, apresentam fortes pendores e contactam com formações jurássicas (Manuppela *et al.*, 1978), cretácicas e terciárias (Teixeira, 1968; Lopes, 1993), através de falha. São bordejados por dois grandes sinclinais: um a oeste, que separa esta estrutura da de São Pedro de Moel e um outro a oriente, que assume uma direção SW-NE na sua extremidade sul e na sua

extremidade norte adquire uma geometria paralela à estrutura de Monte Real (Lopes, 1993).

Os mais fortes movimentos que levaram à formação desta estrutura são antigos, como indicam as discordâncias angulares entre os níveis jurássicos e cretácicos (Lopes, 1993).

Os afloramentos da unidade de Dagorda estão na sua maioria cobertos pelos depósitos quaternários e pliocénicos, onde ocorrem acompanhados de rochas doleríticas e gabróicas.

b) Estrutura de Parceiros-Leiria

Corresponde a uma estrutura salífera de extensão 4km por 1 km de largura, segundo uma orientação NE-SW. O seu limite setentrional contacta com a estrutura de Monte Real, materializando-se na depressão da Gândara dos Olivais. Quanto ao seu limite meridional, corresponde ao limite Sul da Bacia de Monte Real, tendo prolongamento para SW, pela estrutura salífera da Maceira (Lopes, 1993).

Os seus flancos são constituídos por formações jurássicas, cretácicas e terciárias, sendo que os seus pendores são acentuados, especialmente no flanco W, onde as camadas se apresentam verticais ou mesmo invertidas (Teixeira *et al.*, 1968 ; Lopes, 1993).

c) Estrutura de São Pedro de Moel

Corresponde a uma estrutura salífera mais ou menos triangular (Zbyszewski, 1965), segundo uma orientação NNE-SSW. Os seus vértices estão situados, no mar, no largo das Pedras Negras, nas proximidades de Canto de Azeche e o terceiro a meia distância entre S. Pedro de Moel e a Marinha Grande (Zbyszewski, 1965; Lopes, 1993). Segundo Ferreira (1971), esta estrutura foi bastante erodida, restando apenas o flanco NE, onde o cretácico assenta sobre o jurássico.

d) Estrutura da Ervedeira

Corresponde a uma estrutura salífera não aflorante, conhecida apenas por gravimetria (Westerhausen, 1957), como está representado na figura 2.12. Situa-se entre Pedrogão e a Lagoa da Ervedeira, segundo uma orientação NW-SE e acompanha o bordo

setentrional da estrutura de Monte Real. Segundo Ferreira (1971), trata-se de uma estrutura quase totalmente destruída, restando apenas uma parte dos seus flancos.

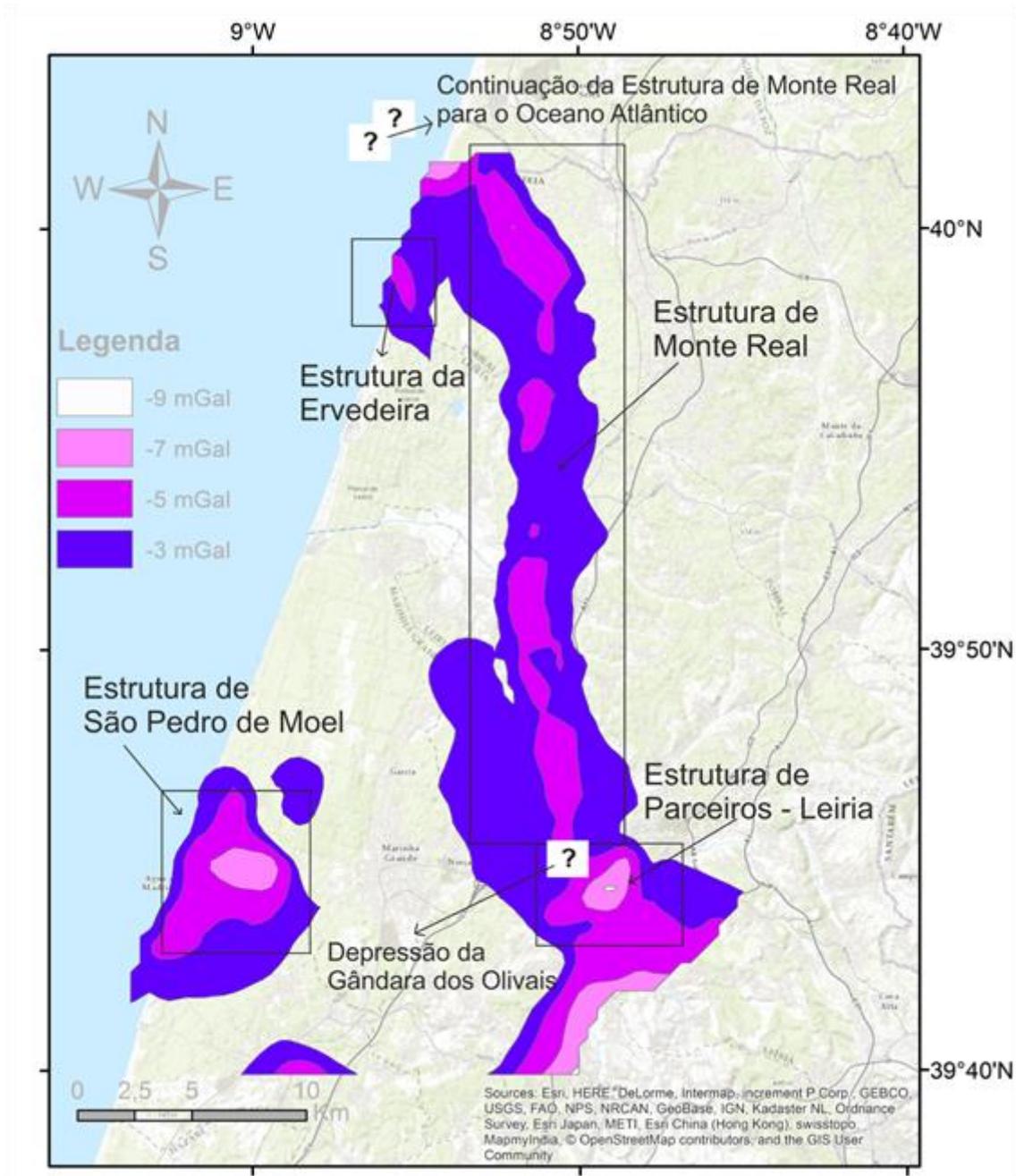


Figura 2.12- Estruturas Salíferas na Região de Monte Real e respetivas anomalias gravimétricas.

2.4 – Enquadramento Morfotectónico

A interpretação morfotectónica consiste em reconhecer os efeitos da tectónica sobre a paisagem, através da identificação de morfoestruturas e lineamentos (Ramos, 2008; Cunha, 2012).

As morfoestruturas e os lineamentos identificados na região de Monte Real materializam-se por vários elementos, tais como, a rede hidrográfica, os alinhamentos de tonalidade do solo, os alinhamentos de vegetação e as formas de relevo alongadas como cristas e vales. Muitos destes elementos são representativos da geologia superficial, e podem traduzir-se pela presença de falhas ou fraturas principais (Cook, 2003).

Todos os elementos, cuja génese provém de processos geológicos (corpos rochosos e estruturas), podem ser reconhecidos por estudos geofísicos, nomeadamente através de métodos gravimétricos. Neste caso expressam-se por anomalias positivas ou negativas nas cartas de anomalias gravimétricas em função da sua densidade em relação com o meio envolvente. Alguns dos casos mais significativos são as morfoestruturas como cristas e vales, que assumindo o princípio da Isostasia, podem traduzir altos e baixos estruturais de modo a evidenciar a disposição geométrica do soco (Cunha, 2012).

2.4.1- Principais acidentes tectónicos regionais

a) Graben de Monte Real

Corresponde a uma estrutura de abatimento preservada do 1º episódio de rifting da Bacia Lusitânica (Kullberg *et al.*, 2006), segundo uma direcção NW-SE e reflete o campo de tensões dominante aquando da distensão Mesozóica (Kullberg, 2000).

b) Falha da Nazaré ou Falha Pombal-Leiria-Caldas da Rainha

Existe alguma controvérsia em relação à estrutura que se prolonga desde Pombal até ao setor emerso nas imediações da Nazaré. Alguns autores consideram apenas uma estrutura, denominada falha da Nazaré (Kullberg, 2000), enquanto que outros individualizam a Falha Pombal-Leiria-Caldas da Rainha e a estrutura do Canhão da Nazaré (setor emerso), suportando esta hipótese pela observação de terreno e pela detecção remota (Dinis, 2006). Ainda segundo Dinis (2006), o facto de estas duas estruturas se aproximarem, com orientação similar, nas imediações da povoação da Nazaré levou investigadores a sugerir, a título de hipótese, a sua continuidade.

Relativamente à sua posição espacial, caracteriza-se como uma estrutura bastante expressiva na Bacia Lusitânica, segundo direções WSW-ENE a E-W e o seu comportamento é de extrema importância na estruturação e composição da Bacia Lusitânica. Assume-se que, seja o bordo sul do Graben de Monte Real, separando-o do maciço calcário estremenho e a sua génese poderá estar relacionada com as direções transformantes da abertura do Atlântico (Ribeiro, 2002). O seu comportamento na distensão mesozóica é de falha normal, enquanto que na compressão Cenozóica, é de cavalgamento para norte (Kullberg *et al.*, 2006).

c) Falha Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo

Materializa-se como o bordo oriental da Bacia Lusitânica segundo uma direção NNW-SSE, separando esta última do soco Hercínico. Considera-se o maior acidente intercontinental ativo durante o Ciclo Hercínico herdado do ciclo Cadomiano (Soares *et al.*, 2012; Chaminé *et al.*, 2003; Pereira *et al.*, 2008; 2010), sendo responsável pelo corredor em horst e grabens devido ao seu comportamento como falha subvertical (Kullberg, 2000) durante a abertura do Oceano Atlântico, no Mesozóico.

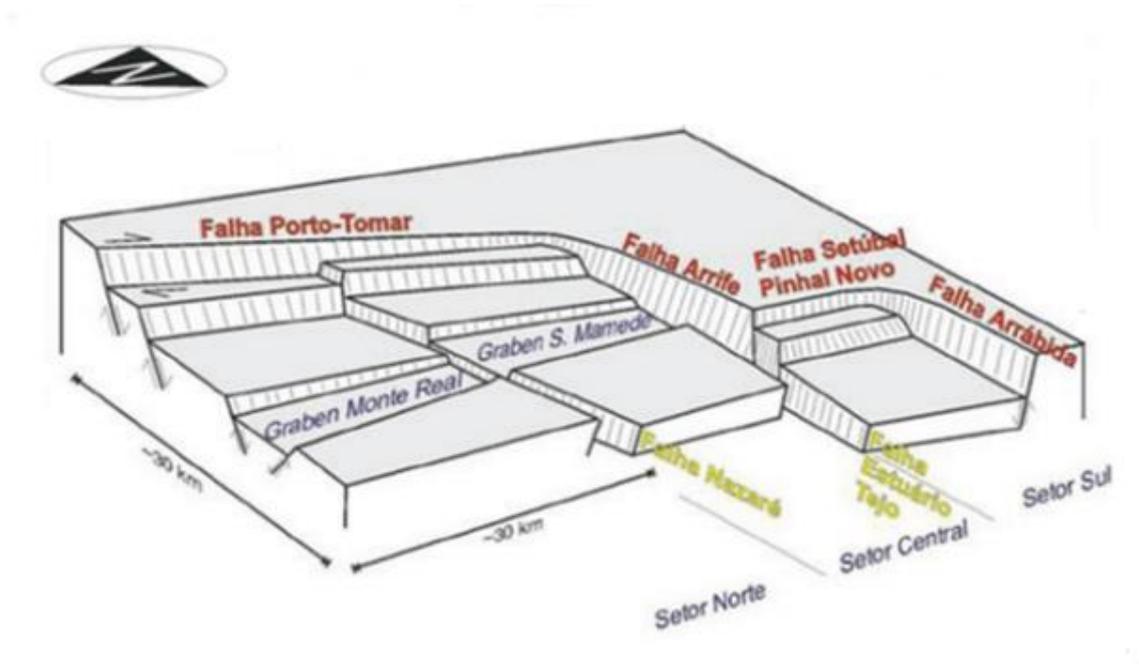


Figura 2.13- Modelo Tridimensional do soco da Bacia Lusitânica e principais limites estruturais (Adaptado de Miranda, 2009).

2.4.2- Morfoestruturas e lineamentos estruturais na Região de Monte Real

Para compreender a importância das morfoestruturas e lineamentos na região de Monte Real, foi reunido todo um conjunto de dados, desde as folhas das Cartas Geológicas de Portugal correspondentes, da carta Neotectónica de Portugal, das imagens de satélite provenientes do Satélite Aster GDEM com resolução de 30 metros e da bibliografia, como Ramos (2008), com o objetivo de produzir imagens compósitas: a) Hillshade com filtro direcional N45°E com sobreposição dos lineamentos propostos por Ramos (2008), (Figura 2.14); b) Modelos digitais de terreno (MDTs) da região de Monte Real (Figura 2.15).

De acordo com Ramos (2008), destacam-se na região de Monte Real vários lineamentos, segundo as mais diversas orientações (Figura 2.14).

Os sistemas de orientação NNW-SSE, correspondem a corredores largos, com progressão para Sul, representativos da falha Leirosa-Batalha. Estes lineamentos estão associado a fortes abatimentos por onde se estabelecem os vales do Rio Lis.

Sistemas de orientação NE-SW descrevem uma geometria em escadaria, com a subida gradual para SE, até atingir o seu máximo, no Maciço Calcário Estremenho. Sendo o alinhamento estrutural Pombal-Leiria-Caldas da Rainha o sistema mais relevante.

Existem ainda sistemas menos frequentes, como os sistemas de orientação NW-SE, caracterizados por lineamentos curtos (Alinhamento Quinta da Areia-Monte Real). Os sistemas de orientação WSW-ENE, de natureza penetrativa, constituídos por lineamentos como o da Foz do rio Lis-Barros da Paz. E os sistemas de orientação NNE-SSW, caracterizados por lineamentos como o de Alcobaça-Marinha Grande e Cumieira-Barosa.

No capítulo 2.2, “Enquadramento Geomorfológico”, foram descritas as principais morfoestruturas da região de Monte Real, que são novamente identificadas na figura 2.15: a) Sub-Bacia de Monte Real na zona central, com altitudes a rondar os 150-200 metros; b) Serra de Sicó na zona oriental, com altitudes compreendidas entre os 450-550 metros; c) Maciço Calcário Estremenho, na zona meridional, com altitudes compreendidas entre os 350–500 metros.

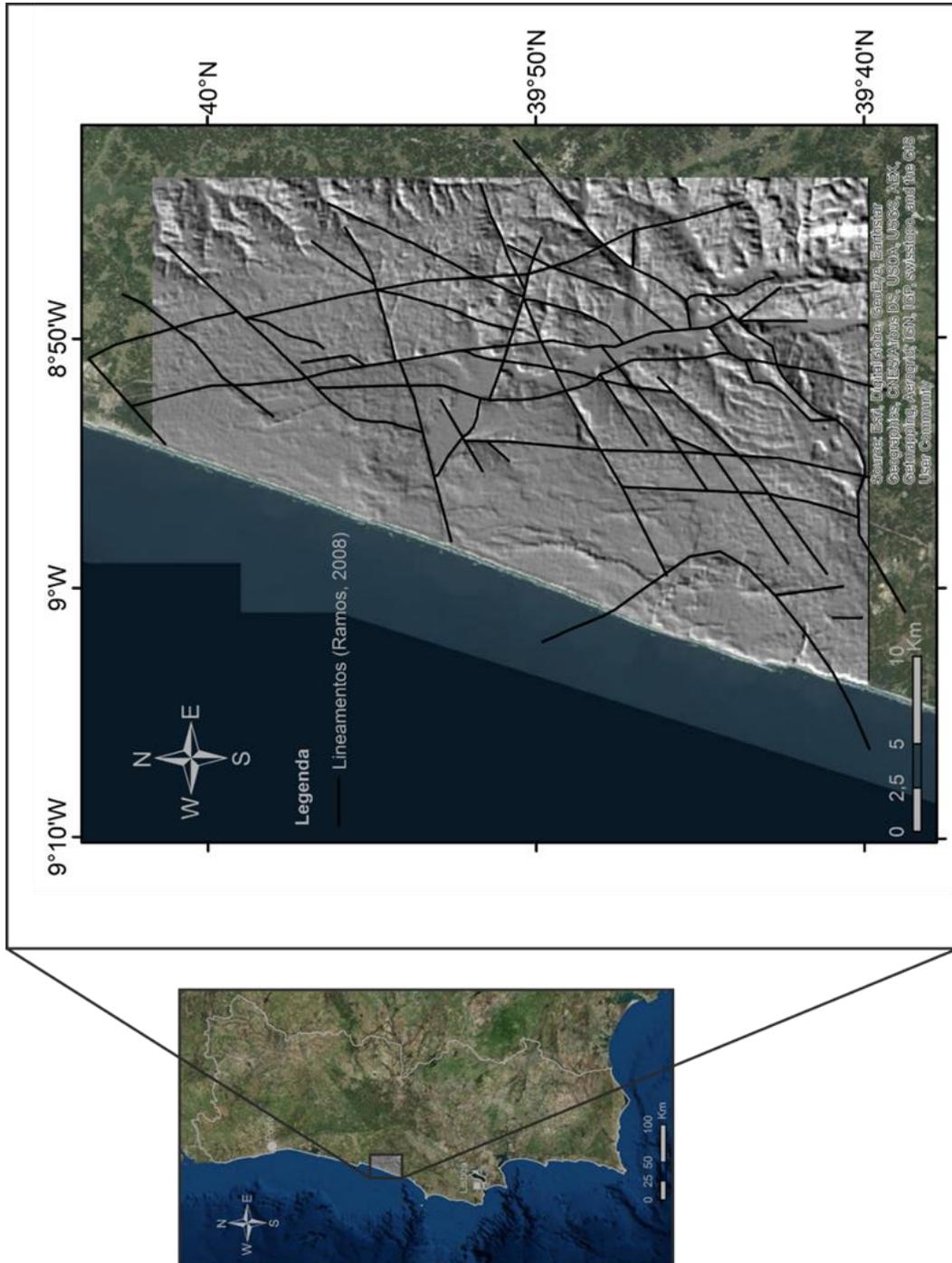


Figura 2.14- MDT com Hillshade, filtro direcional N45E, altitude 40 com sobreposição dos lineamentos identificados por Ramos (2008).

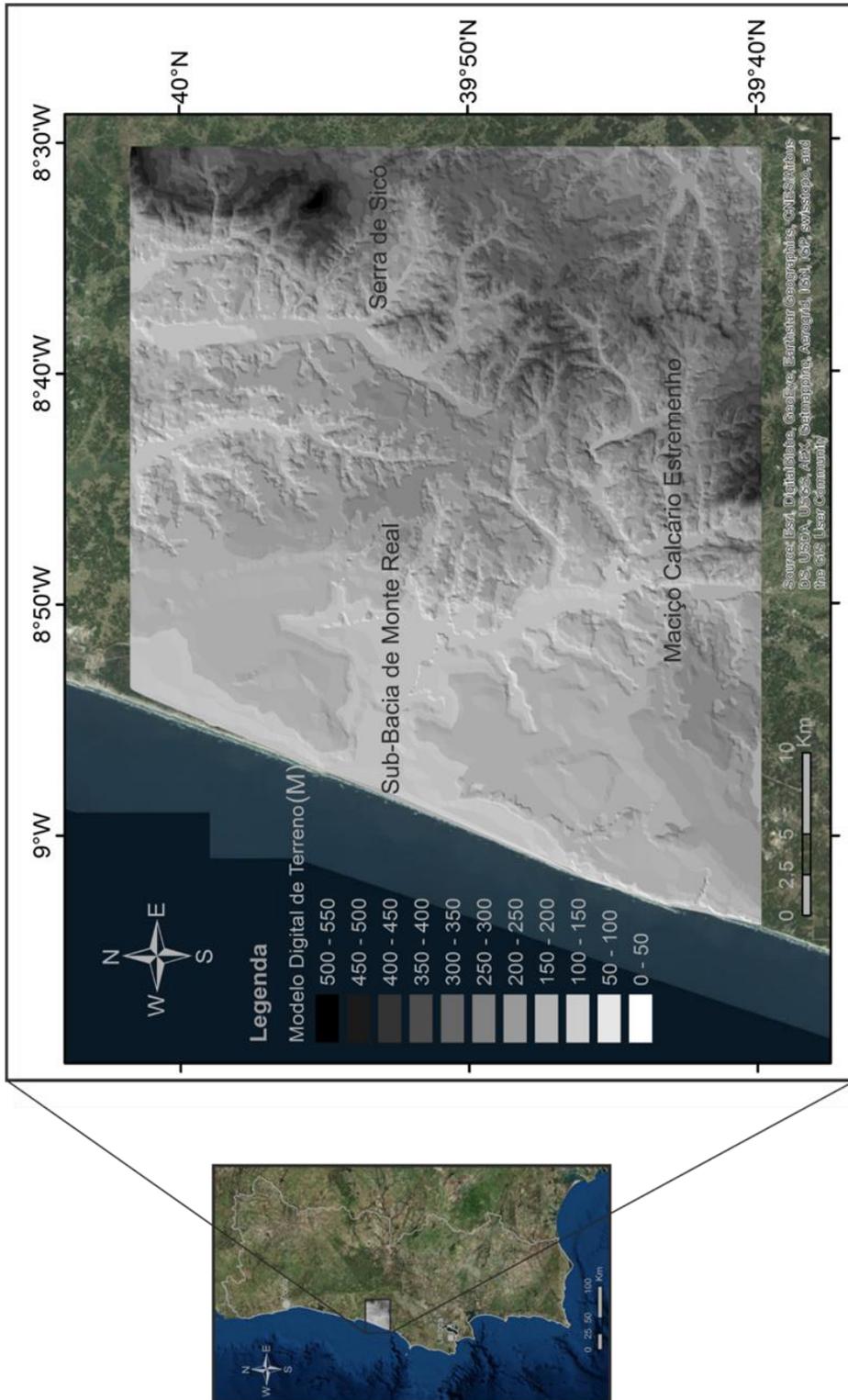


Figura 2.15- MDT correspondente ás folhas da Carta Geológica de Portugal, à escala 1:50000, 22B, 22C, 23A e 23C.

2.4.3- Sismicidade

A proximidade a importantes limites estruturais, como a falha de Pombal-Leiria-Caldas da Rainha e a Falha Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo, traduz-se por vezes na ocorrência de sismos na região de Monte Real. O acompanhamento deste processo natural assume-se como uma ferramenta importante para o conhecimento geológico da região, mais concretamente no estudo da neotectónica, sendo indicador da existência de falhas ativas não aflorantes ou mesmo desconhecidas, contribuindo para a prevenção de catástrofes de maior escala, associada a questões de ordenamento do território e nos estudos gravimétricos, com vista à prospeção de hidrocarbonetos.

Em Portugal, a rede sísmica nacional é constituída por um extenso e variado conjunto de estações sísmicas. O objetivo deste dispositivo é a monitorização e vigilância da atividade sísmica em todo o território nacional e áreas adjacentes, bem como contribuir para a monitorização sísmica à escala global e para o sistema de alerta precoce de tsunamis. (SNIG, DGTerritório, 16/07/2017; IPMA, 16/07/2017)

De modo a obter os dados sísmicos da região de Monte Real, foi definida uma malha, compreendida entre as latitudes de 39,40 N e 40N, e as longitudes de 9,1W e 8,4W (valores em graus decimais – WGS84), de Janeiro de 1900 a Julho de 2017. Os dados foram descarregados, via internet, dos boletins sismológicos disponíveis em: <http://www.ign.es/web/ign/portal/sis-catalogo-terremotos/-/catalogo-terremotos>.

Apesar do intervalo considerado datar desde 1900, a primeira ocorrência sísmica na tabela 2.2, data de 1969, pois os dados anteriores a esta data apresentam lacunas nos seus detalhes. Segundo os boletins sismológicos, existem 38 ocorrências sísmicas registadas na malha definida, onde apenas são indicadas as intensidades sísmicas dos sismos mais “devastadores” (cinco ocorrências), no total dos 38 registos (ver tabela 2.2). A maior intensidade sísmica registada foi de V (escala de *Mercalli*) e corresponde a um sismo com epicentro localizado a NW de Pombal, no ano de 1969, enquanto que a menor intensidade sísmica registada foi de III-IV (escala de *Mercalli*) e diz respeito a um sismo com epicentro situado a W de Leiria, no ano de 1989. As magnitudes sísmicas, ao contrário das intensidades, estão assinaladas na totalidade das 38 ocorrências. A maior magnitude sísmica indicada, tem o valor de 4.7 (escala de *Richter*) e é relativa ao sismo de maior intensidade registado, enquanto que a menor magnitude sísmica, tem o valor de 1.2 escala de *Richter* e diz respeito a um sismo ocorrido em 2008, com epicentro localizado a SW da Marinha Grande.

Tabela 2.2- Dados referentes à atividade sísmica no período compreendido entre 01/01/1900 e 01/07/2017 (IGN, 2017).

Evento	Data	Paralelo (N)	Meridiano (E)	Prof_ (Km)	Intens.	Magn.	Localização
6661	1969-10-21	4424454,71	520350,13	5	V	4,7	NW POMBAL
7743	1976-04-15	4393377,56	520149,96	5	V	4,1	NE BATALHA
9150	1981-09-09	4396684,30	492569,17	40		3,1	N NAZARÉ
11525	1989-10-18	4399655,25	513133,87	20	III-IV	3,7	W LEIRIA
11530	1989-10-23	4398539,77	509279,86	16		3	SE MARINHA GRANDE
16483	1996-07-30	4398547,97	485433,27	25		2,9	ATLÂNTICO- PORTUGAL
16679	1996-09-26	4399839,16	516423,38	9		2,7	NW LEIRIA
109294	1998-08-19	4393244,07	520030,26	3		2,5	NE BATALHA
135949	1999-04-30	4397570,39	494746,75	22	IV-V	4,1	W MARINHA GRANDE
256301	2001-04-10	4412310,09	519441,67	8	IV	3,7	NE LEIRIA
256437	2001-04-10	4408807,26	521102,13	8		2,6	NE LEIRIA
353681	2001-04-11	4410136,12	519986,21	4		2,3	NE LEIRIA
353683	2001-04-11	4410888,03	518880,65	10		2,2	N LEIRIA
353643	2001-07-04	4409998,84	518352,38	11		2,4	N LEIRIA
331190	2002-05-16	4426711,24	511328,80	0		2,1	S FIGUEIRA DA FOZ
335405	2002-06-19	4408779,42	518945,76	6		1,9	NE LEIRIA
341154	2002-08-01	4410600,75	519394,68	0		1,9	NE LEIRIA
342424	2002-08-07	4407707,57	520771,38	14		1,8	NE LEIRIA
343668	2002-08-16	4405136,58	517927,41	15		1,8	NE LEIRIA
376431	2003-04-19	4395260,70	496965,40	22		2	SW MARINHA GRANDE

2- Enquadramentos

425479	2003-10-10	4409204,81	491349,12	16	2	NW MARINHA GRANDE
440042	2003-12-05	4401332,47	513893,33	12	1,9	NW LEIRIA
556547	2004-01-26	4413735,29	521156,95	0	1,6	SW POMBAL
555848	2005-03-24	4396956,31	511912,91	0	1,8	SW LEIRIA
804339	2006-10-17	4415133,72	510388,40	7	2,1	NE MARINHA GRANDE
725062	2007-02-14	4410833,15	494875,60	0	2,1	NW MARINHA GRANDE
831235	2008-03-23	4394028,19	499511,30	31	1,2	SW MARINHA GRANDE
907303	2009-04-13	4420049,34	509484,53	3	1,8	N MARINHA GRANDE
934673	2009-08-16	4406319,46	520484,10	14	1,9	NE LEIRIA
942439	2009-09-18	4402123,38	515416,42	0	1,7	NW LEIRIA
1049811	2010-04-07	4407371,89	514823,87	7	1,7	NW LEIRIA
994461	2010-06-06	4407368,99	497680,57	8	2,5	NW MARINHA GRANDE
1243422	2012-08-19	4393631,06	519463,35	12	2,1	NE BATALHA
1204457	2013-04-06	4407242,22	510176,59	11	3,3	NE MARINHA GRANDE
0	2017-05-05	4427537,46	494186,83	12	3,9	ATLÁNTICO- PORTUGAL
0	2017-05-06	4423106,84	501229,93	11	2,6	NW MARINHA GRANDE
0	2017-05-06	4426003,91	497745,98	12	2,6	SW FIGUEIRA DA FOZ
0	2017-05-06	4423351,62	496745,91	12	2,4	NW MARINHA GRANDE

2.4.3.1- Comparação do mapa de distribuição da Sismicidade com os principais alinhamentos estruturais

As ocorrências sísmicas na Região de Monte Real surgem relacionadas com os principais alinhamentos estruturais, como é o caso da da falha de São Pedro de Moel, as falhas associadas aos bordos dos diapiros (ex. Monte Real, São Pedro de Moel) e o alinhamento estrutural Pombal– Leiria – Caldas da Rainha.

Na figura 2.16, estão representados as posições geográficas relativas dos epicentros dos sismos ocorridos na região de Monte Real, referidos na tabela 2.2. A maior concentração de sismos tem lugar na zona de Leiria, assim como a NW da mesma. A proximidade desta zona com o alinhamento estrutural Pombal-Leiria-Caldas da Rainha suporta a tese da relação causa-efeito, entre as mesmas. As restantes ocorrências apresentam-se de modo geral, dispersas na região, com destaque para as ocorrências de magnitude superior a 4 (escala de *Richter*). São três as ocorrências deste tipo na região, sendo que a registada a SE de Leiria, tem origem na Batalha, zona que não é compreendida na presente dissertação, mesmo assim, a existência de alinhamentos estruturais importantes são conhecidos, porém não serão discriminados. Relativamente, às restantes ocorrências, têm lugar a W da Marinha Grande e a NW de Pombal. A ocorrência registada a W da Marinha Grande (ver características na tabela 2.2) poderá estar relacionada com o cavalcamento de São Pedro de Moel, indicando assim atividade tectónica recente do mesmo ou com movimentos tectónicos associados à falha de São Pedro de Moel com orientação NNE-SSW, paralela à costa. Tendo em conta a posição geográfica da ocorrência, a primeira hipótese oferece mais credibilidade, no entanto, as posições dos epicentros mais antigos são menos precisas ao contrário dos mais recentes, que têm uma monitorização constante e sistemas de localização precisos. A ocorrência registada a NW de Pombal (ver características na tabela 2.2), tendo em conta a sua posição isolada em relação às restantes, não é passível de paralelismos com alinhamentos estruturais conhecidos, porém, poderá indicar a presença dos mesmos, até então desconhecidos ou reforça a afirmação anterior, da falta de precisão na localização do seu epicentro, tendo em conta que esta data de 1969.

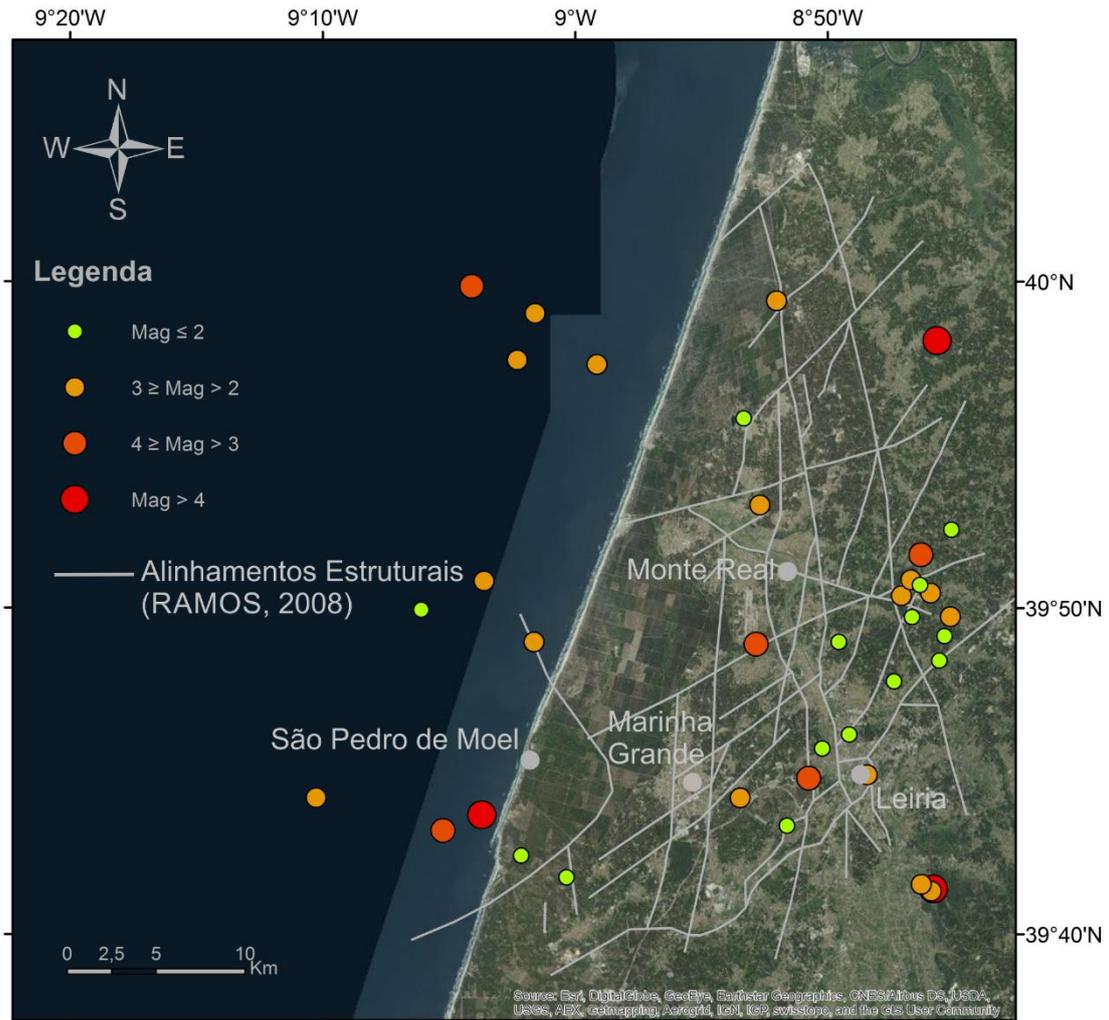


Figura 2.16- Ocorrências sísmicas dos boletins sismológicos (IGN, 2017) e lineamentos identificados por Ramos (2008), projetados sobre a Imagem de Satélite da Região de Monte Real.

3- Interpretação Gravimétrica

3- Interpretação Gravimétrica

3.1 – Gravimetria

3.1.1- Introdução

O que é a Gravidade? Segundo Tsuboi (1983), qualquer corpo material move-se em direção à superfície terrestre, quando libertado do seu estado de repouso. Este movimento, acontece devido a uma força que atua sobre o corpo, chamada Gravidade. Sendo esta força, em valor absoluto ou relativo, o valor que se mede nos Métodos Gravimétricos (Figueiredo, 2001).

Os estudos sobre os Métodos Gravimétricos ocupam um lugar formidável na História da Ciência (Brakely, 1995). Galileu Galilei, no ano de 1589, larga do cimo da Torre de Pisa, dois objetos, um pesado e um leve, de modo a verificar como o peso influencia as suas velocidades. Sir Isaac Newton, na obra *Principia Mathematica*, formula a Lei da Gravitação Universal. Pierre Bouguer, em 1745, na obra *Détermination de la Figure de la Terre*, estabelece muitas das relações de gravimetria básicas, sendo-lhe atribuído o nome da anomalia correspondente ao valor da aceleração da gravidade. George Airy e John Pratt, em 1855, formulam ideias acerca das compensações da densidade abaixo da superfície terrestre (Meissner, 1986), sendo os seus modelos uma referência no âmbito da Isostasia. Jean Richer, H. Kater, R. Sterneck, F.A. Vening Meisnesz, Roland Von Eotvos e La Coste dão o seu contributo ao longo dos séculos, no desenvolvimento de ferramentas para a investigação gravimétrica, como o pêndulo composto, o pêndulo reversível, a balança de torsão e os gravímetros estáveis e instáveis.

A evolução dos Métodos Gravimétricos foi exponencial, quer pelas suas aplicações na exploração de recursos naturais, quer pelo seu contributo científico. Já no Séc. XX se utilizavam gravímetros adaptados para medições à superfície da água, navios em movimento, aviões e em sondagens (Telford *et al*, 1990). Presentemente, no Séc. XXI, existem Satélites Artificiais, cuja missão consiste em medir o campo gravítico da Terra, como por exemplo, o Grace (*Gravity Recovery and Climate Experiment*) e o Goce (*Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer*).

As aplicações dos métodos gravimétricos são as mais variadas, desde a primeira descoberta de hidrocarbonetos, com recurso a métodos geofísicos (Telford *et al.*, 1990), na descoberta e delineamento de depósitos minerais (Dobrin & Savit, 1988), na Engenharia (Arzi, 1975) e em estudos Arqueológicos (Telford *et al.*, 1990).

3.1.2- Fundamentação teórica do método

A expressão da atração gravitacional, de forma a ser útil nas aplicações de exploração, requer todo um conhecimento dos conceitos básicos da física, relacionando força, aceleração e potencial (Dobrin & Savit, 1988).

Os princípios fundamentais da Física que sustentam os Métodos Gravimétricos são a Lei da Gravitação Universal, a Aceleração da Gravidade e o Potencial Gravitóico. Por convenção, é também importante referir o Princípio Fundamental da Dinâmica.

a) Princípio Fundamental da Dinâmica ou Segunda Lei de Newton

Dado pela equação 3.1, mostra que a força resultante que atua sobre um corpo resulta da multiplicação da massa do corpo pela sua aceleração.

$$\mathbf{F} = \mathbf{m} \times \mathbf{g} \quad (\text{Equação 3.1})$$

b) Lei da Gravitação Universal

A Lei da Gravitação Universal, formula que a força de atração F entre duas massas, m_1 e m_2 , se define pela Equação 3.2 onde r é a distância entre as massas e G (Constante Gravitacional) toma o valor de $6,67 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$ (Parasnis, 1997).

$$\mathbf{F} = \mathbf{G} \times \frac{m_1 \times m_2}{r^2} \quad (\text{Equação 3.2})$$

c) Aceleração da Gravidade

Representada por g , caracteriza-se como uma grandeza vetorial, pois possui magnitude, direção e sentido (verticalmente para baixo).

A aceleração do ponto de massa m_2 , aplica uma atração no ponto de massa m_1 a uma distância r , que pode ser obtida dividindo a força de atração F pela massa m_2 (Dobrin *et al.*, 1988). Partindo da equação do Princípio Fundamental da Dinâmica, (equação 3.1) e substituindo F pela equação da Lei da Gravitação Universal (equação 3.2) o resultado será a equação 3.3, que caracteriza a Aceleração da Gravidade.

$$\mathbf{g} = \frac{\mathbf{F}}{m_2} = -\mathbf{G} \frac{M_T}{R_T^2} \quad (\text{Equação 3.3})$$

Esta consiste numa unidade de força por unidade de massa e representa a aceleração livre de um corpo em queda, quando M_T é a massa da Terra. A unidade do Sistema Internacional é o Gal, mas como as mudanças da aceleração da gravidade causadas por corpos geológicos são pequenas, o termo mais correto é o Miligal (Mgal).

d) Potencial Gravítico

O Campo Gravitacional da Terra, define-se pelo seu Potencial Gravítico. Teoricamente, o Potencial Gravítico de um ponto num dado campo, consiste no trabalho feito pela força em mover uma massa unitária de um ponto de referência arbitrário (geralmente a uma distância infinita) até ao ponto em questão (Dobrin & Savit, 1988). Ao contrário da Aceleração da Gravidade é uma grandeza escalar, pois apenas possui magnitude. Representa-se segundo a equação 3.4.

$$U = \frac{G \times M}{r} \quad (\text{Equação 3.4})$$

Onde U é o Potencial Gravítico, G a Constante Gravitacional, M a massa de um corpo e r a distância entre pontos.

3.1.3- Geóide

Segundo Beck (1981), a superfície equipotencial quando ajustada ao nível médio dos oceanos chama-se de geóide (Figura 3.1). O geóide, define-se portanto, como uma superfície que possui o mesmo potencial gravítico em toda a superfície terrestre e representa o Datum mais conveniente nas medições Gravimétricas (Kearey *et al.*, 2009). Matematicamente, a primeira derivada de U (Potencial Gravítico) equivale à componente da gravidade segundo uma direção, a qual se denomina por superfície equipotencial.

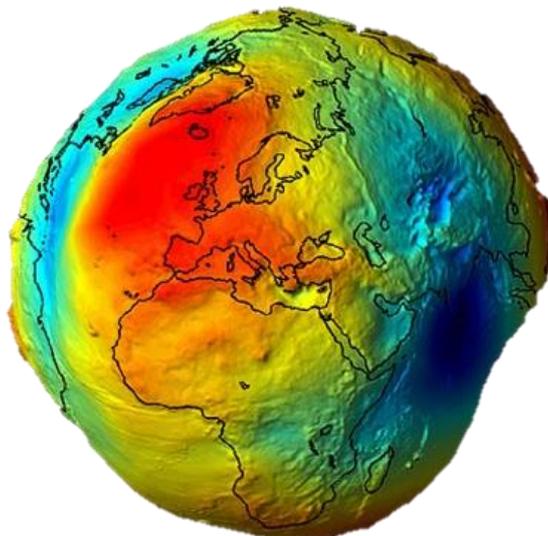


Figura 3.1- Superfície do Geóide com recurso a imagem do satélite Goce
(<http://www.geografia-ensino.com/2016/02/o-geioide-do-planeta-terra-obtido-pelo.html>)

De um modo cronológico, podemos assumir que as superfícies equipotenciais atribuídas à forma da Terra são a esfera, o elipsóide de revolução e o geóide, respetivamente (Figura 3.2).

A primeira aproximação à forma da Terra, foi que esta teria uma forma esférica, devido à forma das superfícies equipotenciais. Mais tarde, após uma segunda aproximação assumiu-se que estas teriam uma forma de elipsóide, denominado Elipsóide de Referência, o qual foi definido pela *Union of Geodesy and Geophysiscs* em 1930, segundo a *Fórmula de Nettleton*, como a aproximação ao nível médio da superfície dos oceanos mais precisa e substituída em 1979 pelo *Geodetic Reference System (GRS67)*. Presentemente, o Geóide é a aproximação mais precisa ao nível médio da superfície dos oceanos e a mais utilizada em medições gravimétricas como Datum.



Figura 3.2- Exemplos das diversas Superfícies Equipotenciais utilizadas ao longo dos anos (Adaptado de Figueiredo, 2001).

3.1.4- Correções Gravimétricas

Este capítulo contempla apenas as noções teóricas, pois no presente trabalho não foram realizadas correções gravimétricas, apenas modelação dos dados.

A aplicação de correções gravimétricas aos dados de campo, têm por objectivo reduzir todos os pontos de medida ao mesmo referencial, eliminando os efeitos que os diversos fatores provocam nas medidas e permitindo correlacionar as diferentes medidas de uma campanha de prospeção entre si (Figueiredo, 2001).

Os conceitos e as correções a ter em conta numa campanha gravimétrica são:

a) Conceito de Datum

Superfície imaginária de referência ao qual são reduzidas todas as medidas da campanha gravimétrica.

b) Correção Lunisolar ou de Maré ou Correção de Tidal

Tem como função, compensar a componente do valor da atração gravitacional provocada pela interação da Terra quer com o Sol, quer com a Lua.

c) Correção de Deriva

Tem como função, compensar os erros nas leituras devido às variações de valores, intrínsecas ao funcionamento mecânico dos gravímetros, alguns exemplos mais comuns são o relaxamento das molas com o tempo e os fenómenos de dilatação dos componentes do gravímetro devido às temperaturas.

Conceitos como Circuitos de Gravimetria e Base Gravimétrica são estabelecidos nesta correção. Os Circuitos de Gravimetria são os circuitos adotados para realizar medições gravimétricas e as Bases Gravimétricas são os locais onde se iniciam e finalizam os circuitos gravimétricos (Machadinho, 2008).

d) Correção de Eötvös

Está relacionada com campanhas gravimétricas em movimento, ou seja, em navios ou aviões.

e) Correção de Altitude, Faye ou Ar Livre

Tem como função corrigir as diferenças entre a cota dos pontos de medida e o respetivo Datum. Devido ao facto da gravidade variar inversamente com a distância, todas as medidas precisam de ser reduzidas ao mesmo Datum.

f) Correção Estaca-Tripé

Consiste na correção da altura da estrutura, que serve de base para o gravímetro ser posicionado e nivelado, no ponto de medida.

g) Correção de Latitude

Esta correção, tem como função compensar os efeitos da latitude nas medidas gravimétricas, devido ao facto de a Terra ter forma de elipsóide, o raio terrestre varia consoante a latitude, exemplo desta diferença é o valor do raio equatorial e o valor do raio polar.

h) Correção de Bouguer

Esta correção tem como função eliminar o efeito das densidades das formações geológicas, compreendidas entre o ponto de medição e o respetivo Datum.

i) Correção Topográfica

Esta correção tem como função eliminar os erros induzidos pela zona envolvente ao ponto de medida. Quanto maior for a massa na vizinhança do ponto de medida, maior

será o erro induzido na sua medida gravimétrica, exemplos práticos são a presença de vales, o que provoca uma deficiência de massa e a presença de montanhas provocando um excesso de massa (Figueiredo, 2001).

j) Correção devido a Estruturas Antrópicas

Esta correção tem como função eliminar os erros gerados pelas estruturas antrópicas, como por exemplo, muros, edifícios entre outros.

3.1.5- Densidade das Rochas

A densidade das rochas é a propriedade física que estudam os Métodos Gravimétricos, os contrastes de densidades entre as estruturas geológicas e o meio envolvente é o fator que caracteriza a utilização precisa dos Métodos Gravimétricos.

Existem 2 conceitos de densidade nos trabalhos de Prospecção Gravimétrica: a densidade de Bouguer (aplicada nas Correções Gravimétricas) e a densidade das estruturas geológicas (Figura 3.3). Esta última será a utilizada na modelação gravimétrica, com o objetivo de obter os modelos geológico-estruturais (Figueiredo, 2001).

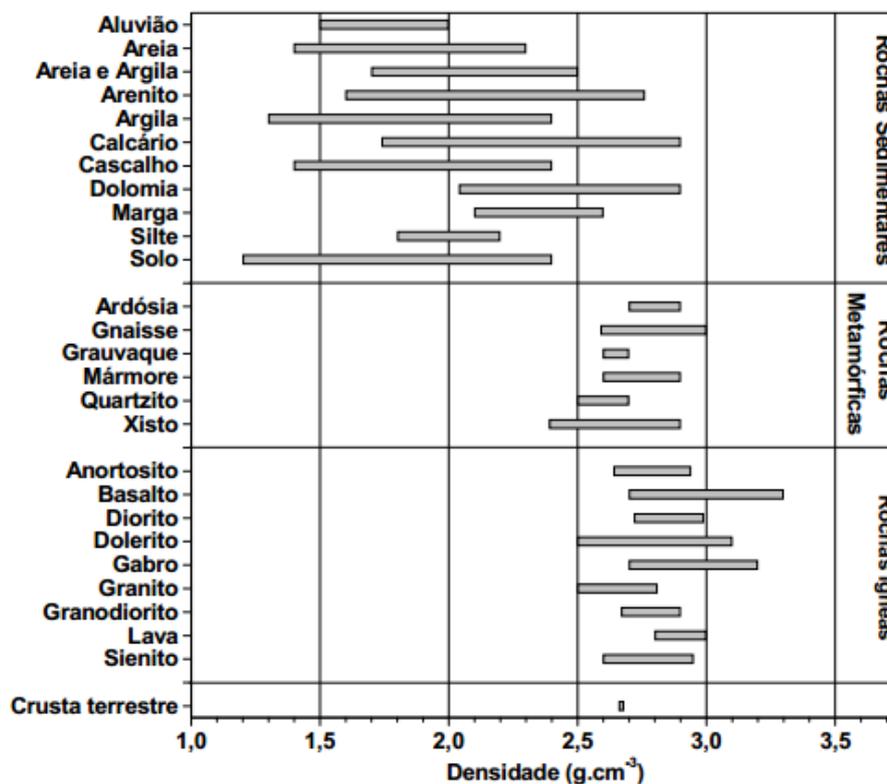


Figura 3.3- Densidades dos diversos tipos de rochas (Adaptado de Figueiredo, 2001).

3.1.6- Anomalias Gravimétricas

A anomalia de Bouguer (equação 3.5), equivale ao valor numérico da aceleração da Gravidade medida no campo.

$$g_{\text{Bouguer}} = (g_{\text{Obs}} \pm \Delta g_{\text{L-S}} \pm \Delta g_{\text{D}}) + \Delta g_{\text{Lat}} + \Delta g_{\text{Eot}} + (\pm \Delta g_{\text{Alt}} + \Delta g_{\text{E-T}}) - \Delta g_{\text{Boug}} + \Delta g_{\text{Topo}} \quad (\text{Equação 3.5})$$

Em que g_{Bouguer} , define o valor da Anomalia de Bouguer, g_{Obs} o valor medido no campo, $\Delta g_{\text{L-S}}$ a correção lunisolar, Δg_{D} a correção de deriva, Δg_{Lat} a correção de latitude, Δg_{Eot} a correção de Eötvös, Δg_{Alt} a correção de altitude, $\Delta g_{\text{E-T}}$ a correção estaca-tripé, Δg_{Boug} a correção de Bouguer e Δg_{Topo} a correção topográfica.

O mapa da Anomalia Bouguer, mostra as variações horizontais (laterais) da aceleração da gravidade, sendo que, apenas estas variações de densidades produzem anomalias. O campo gravítico da Terra resulta da sobreposição de anomalias e da variação das densidades (massas anómalas) a várias profundidades.

Segundo Kearey (2009), as Anomalias de Bouguer, são normalmente caracterizadas por uma anomalia regional ampla, com variação suave, sobre a qual podem ser sobrepostas anomalias locais de comprimento de onda mais curto.

O valor da Anomalia de Bouguer pode ser obtido pela soma da Anomalia Regional e Residual, dada pela equação 3.6.

$$g_{\text{Bouguer}} = g_{\text{Regional}} + g_{\text{Residual}} \quad (\text{Equação 3.6})$$

A Anomalia Regional, caracteriza-se por um elevado comprimento de onda e compreende a maior tendência da Anomalia de Bouguer. Esta representa as estruturas mais profundas, com elevada expressão como o Soco Cristalino.

A Anomalia Residual, caracteriza-se por baixo comprimento de onda e representa as estruturas mais locais, como as formações sedimentares, falhas e depósitos minerais. Estas geralmente, são as estruturas alvo da Prospecção Gravimétrica.

A separação das Anomalias Regionais e Residuais (Figura 3.4) representa um desafio nos Métodos Gravimétricos. Segundo Pinheiro (1985), a separação da anomalia regional não é uma tarefa fácil na maior parte das situações, sendo essa separação tanto mais complicada, quanto mais intensos forem os gradientes regionais.

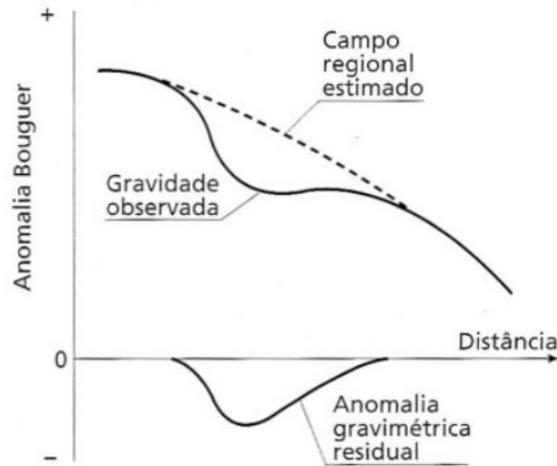


Figura 3.4- Separação de Anomalias Gravimétricas Regional e Residual da Anomalia de Bouguer (Kearey, 2009).

Os métodos utilizados para efetuar a separação de anomalias são os mais variados e podem ser agrupados em dois grupos principais, os Métodos Gráficos e os Métodos Analíticos.

Métodos Gráficos:

a) Ajustamento Manual – Este consiste em fazer o ajuste de uma curva, o mais aproximado possível ao perfil gravimétrico de forma manual (Figura 3.5-A).

Métodos Analíticos:

a) Ajustamentos por Retas e Polinomiais – Através do Método dos Mínimos Quadrados, que ajusta uma reta ou um polinômio aos valores do perfil da anomalia de Bouguer, representando essa reta ou polinômio a anomalia regional. (Figueiredo, 2001). No ajustamento polinomial é importante que a escolha do grau do polinômio seja o menor possível para não mascarar as anomalias regionais (Lowrie, 1997), (Figura 3.5-B).

b) Método da Segunda Derivada – Este método consiste na operação matemática da segunda derivada sobre a função inicial que define o Perfil Gravimétrico. Presentemente, os métodos utilizados são os Métodos Analíticos com recurso a *softwares*, que processam estas operações matemáticas automaticamente, o que torna esta tarefa bastante simples de executar.

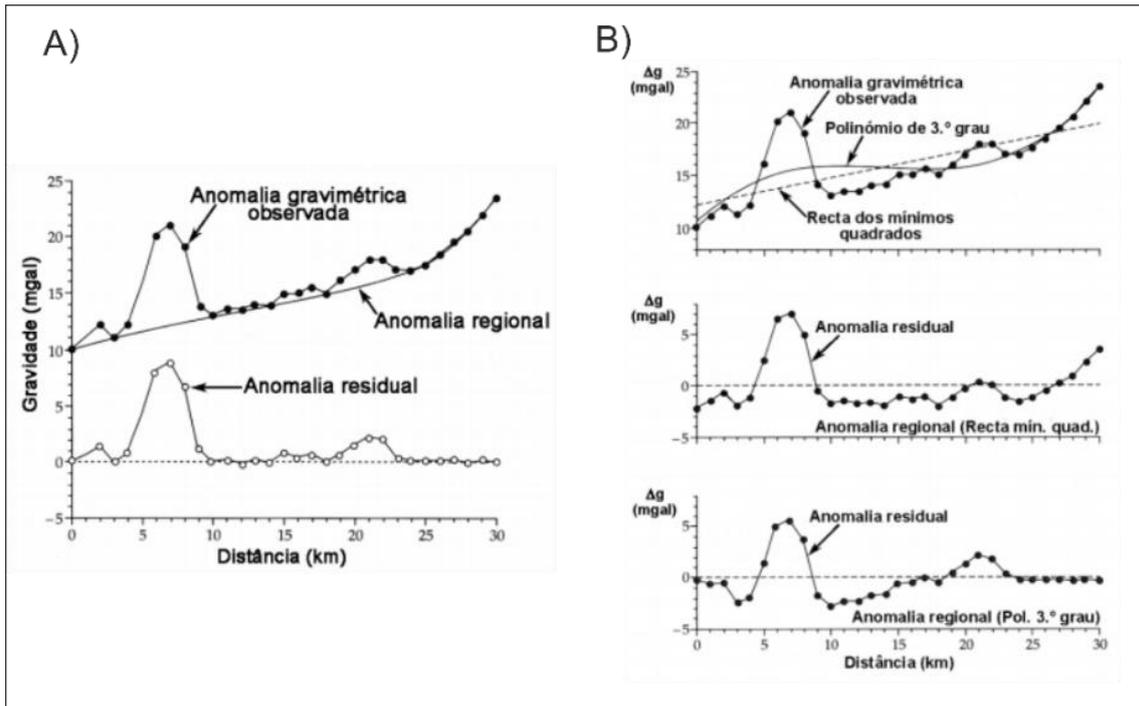


Figura 3.5- A) Determinação da Anomalia Regional com recurso aos Métodos Gráficos (Adaptado de FIGUEIREDO, 2001). B) Determinação da Anomalia Regional com recurso aos Métodos Analíticos (Adaptado de Lowrie, 1997).

3.1.7- Contextualização dos fundamentos da Física e os seus aspetos geológicos

Assumindo que as condições do Planeta Terra são ideais, forma esférica, estática, homogénea, de massa M e raio R , qualquer massa m na sua superfície estaria sujeita a uma aceleração gravitacional constante em toda a sua extensão. No entanto, as condições reais como a forma elipsoidal, a sua rotação, o seu relevo irregular e a distribuição interna de densidades fazem com que a aceleração gravitacional varie em toda a sua superfície. Esta variação da aceleração gravitacional, permite obter contrastes de densidades numa determinada região, possibilitando o estudo da Geologia com recurso aos Métodos Gravimétricos. Sendo possível, através das diferentes densidades isolar estruturas geológicas contrastantes no meio envolvente como falhas, depósitos minerais, massas salíferas, entre outros.

3.2- Interpolação e Modelação Gravimétrica

3.2.1- Dados Gravimétricos

Os dados gravimétricos utilizados neste trabalho possuem as seguintes proveniências:

3.2.1.1- Dados da Direção Geral do Território (DGTerritório)

A entidade Direção Geral do Território (<http://www.dgterritorio.pt/>) disponibilizou os dados da Rede Nacional de Gravimetria, que contém informação relativa aos valores de gravidade absoluta em Portugal Continental. Estes valores resultaram de campanhas realizadas entre 1983 e 2000, com excepção do ano de 1998.

Foi definida uma malha de amostragem que compreende a área de estudo (Sub-Bacia de Monte Real) e várias estruturas envolventes a esta. Um estudo de carácter regional é de extrema importância na Modelação Gravimétrica, pois permite evidenciar maiores contrastes nos valores de gravidade absoluta. A malha de amostragem é constituída por 233 pontos de medição, uma área de 4641 km², englobando cidades como Figueira da Foz, Marinha Grande, Nazaré, Tomar, Leiria e Pombal. Os seus limites geográficos são aproximadamente 39° 40' N a 40° N de Latitude e 9° W a 8° 20' W de Longitude (figura 3.6).

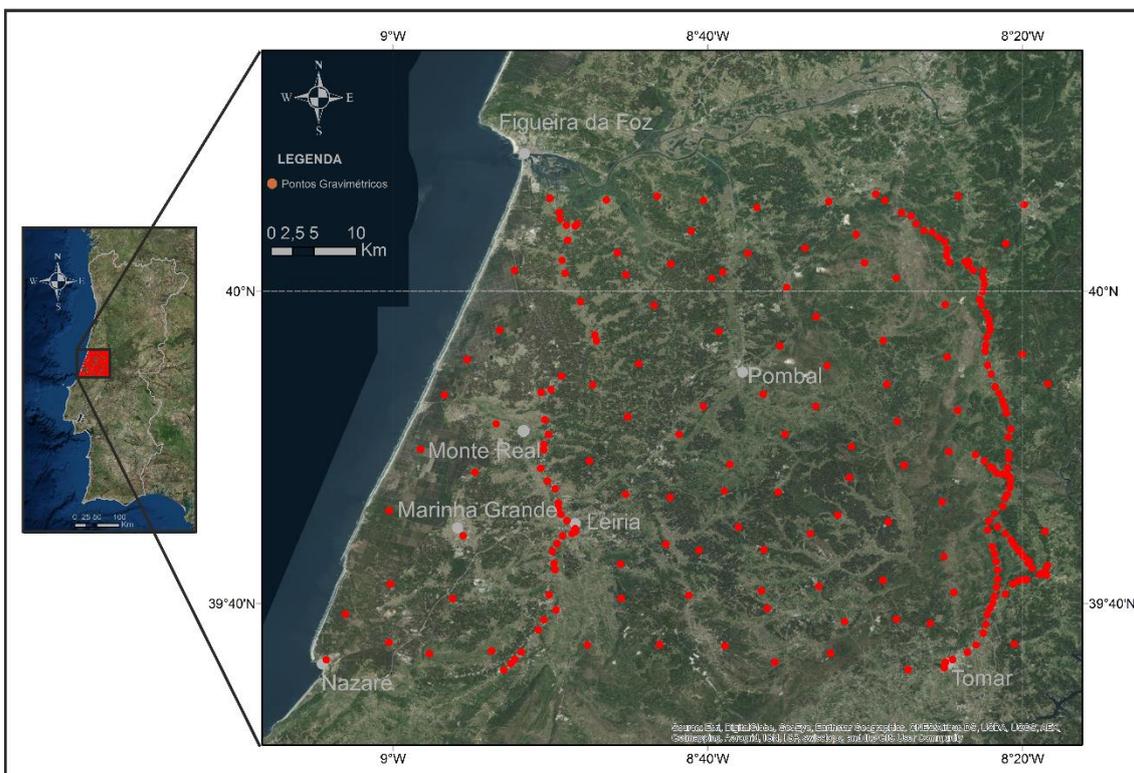


Figura 3.6- Estações Gravimétricas da base de dados da DGTerritório incluídas na área em estudo (<http://www.igeo.pt/WFS/Geodesia/RNG>).

3.2.1.2- Dados da Entidade Nacional para o Mercado de Combustíveis (ENMC)

A Entidade Nacional para o Mercado de Combustíveis (ENMC) cedeu toda a informação documental relativa à região de Monte Real, inclusive os relatórios técnicos que serão a principal fonte de informação utilizada na dissertação: “Relatório sobre a Prospeção Gravimétrica em pormenor efetuada na Região Diapírica S.Pedro de Muel–Leiria–Monte Real” da autoria de Alves & Calheiros (1962), para a Companhia de Petróleos de Portugal e “Relatório das Investigações Sísmicas por Reflexão e Gravimétricas realizadas na Bacia de Monte Real”, elaborado por Westerhausen (1957), para a companhia Prakla.

A malha de amostragem é constituída por um total de 5599 pontos de medição, abrange uma área de 768 km² e compreende, de Norte para Sul, localidades como a Guia, Pedrógão, Coimbrão, Vieira de Leiria, Monte Real, São Pedro de Muel, Marinha Grande, Leiria e Pataias. Os seus limites geográficos são aproximadamente 39° 40' N a 40° N de Latitude e 8°45' W e 9°5' W de Longitude (figura 3.7).

As cartas de Anomalia de Bouguer datam de Novembro de 1962, cujas as distâncias entre estações correspondem a 100, 200 e 400 metros de acordo com o rigor pretendido. As correções aplicadas foram as correções de Altitude, Latitude e Topográfica, estimando um erro provável dos valores de Bouguer de aproximadamente 0,12 mgals. Como resultado, a carta da anomalia de Bouguer (figura 3.7), na escala de 1:50000, foi construída com uma densidade de 2,0 g/cm³ e uma equidistância de 0,5 miligals relativamente às curvas isoanómalas de Bouguer (Alves & Calheiros, 1962).

O conteúdo da carta da anomalia de Bouguer é de extrema importância na presente dissertação. Os pontos gravimétricos medidos e as isolinhas gravimétricas são o principal objecto de estudo e o ponto de partida das etapas seguintes relacionadas com todo o processo de Interpolação (sub-capítulo 3.2.3) e de modelação gravimétrica (sub-capítulo 3.2.4).

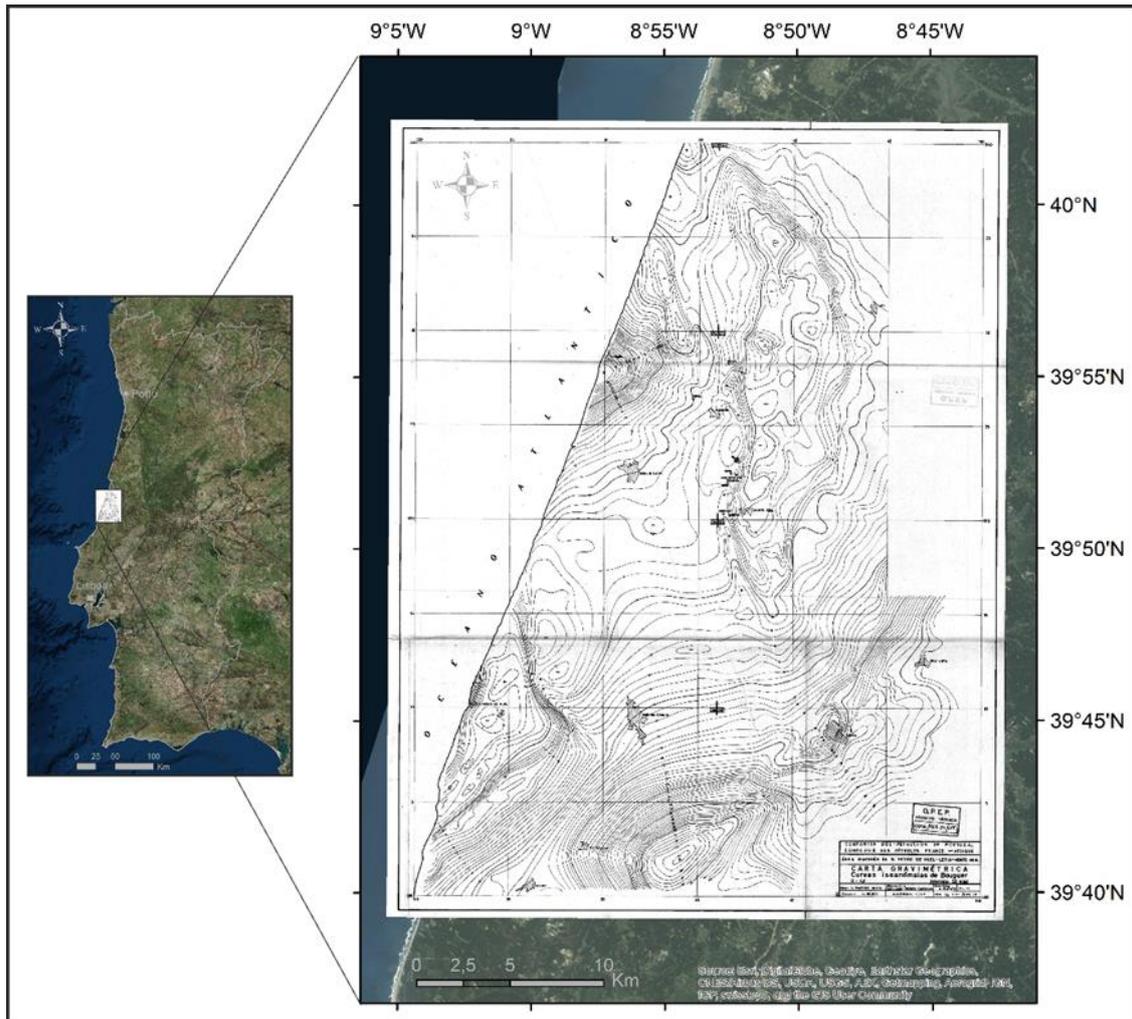


Figura 3.7- Carta da Anomalia de Bouguer da região em estudo, cedidos pela ENMC (Alves & Calheiros, 1962).

3.2.2- Dados Complementares

Nos estudos de prospeção geofísica em bacias sedimentares, a utilização dos diferentes métodos de prospeção geofísica (gravimétricos, sísmicos e magnéticos), conjugada com métodos de prospeção evasivos como sondagens, permitem interpretações bastante aproximadas da geometria dos corpos geológicos em profundidade, reduzindo bastante o grau de incerteza.

Com vista a reduzir a ambiguidade imposta pelos métodos gravimétricos e de modo a melhorar a qualidade dos modelos gravimétricos produzidos, analisaram-se os modelos interpretativos de 3 perfis de reflexão sísmica (Lopes, 1993) e dados de sondagens (Dias, 2005).

Estes 3 perfis sísmicos, cuja localização geográfica pode ser vista na figura 3.8, integram uma malha de perfis resultantes de campanhas de reflexão sísmica realizadas

pela Union Texas Petroleum, registados pela Compagnie General de Geophysique (C.G.G) como “Bacia de Monte Real, Prospecção por Reflexão Sísmica”, no ano de 1982. Os respetivos modelos interpretativos, segundo Lopes (1993), podem ser vistos na figura 3.9, assim como os perfis selecionados para a modelação gravimétrica.

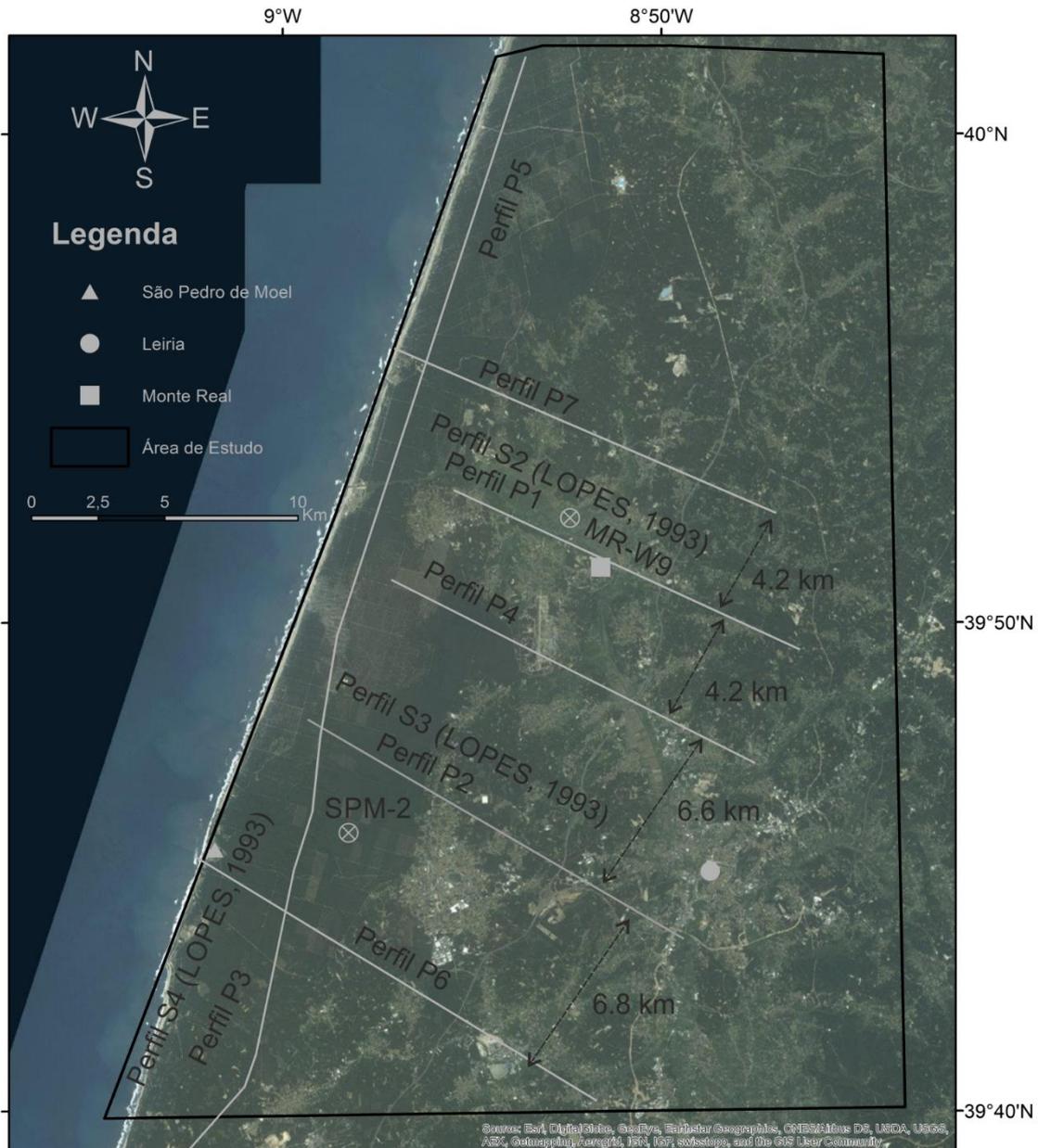


Figura 3.8- Localização geográfica dos perfis de reflexão sísmica e das sondagens selecionadas para a modelação gravimétrica.

O perfil S2 (Lopes, 1993) corresponde à interpretação do perfil UTP81-01 da UTP, e está orientado segundo NW-ESE, cortando a estrutura salífera de Monte Real na sua metade Sul. O perfil S3 (Lopes, 1993) corresponde à interpretação do perfil UTP81-08 e está orientado segundo NW-SE, intersectando a estrutura salífera de Leiria (figura

3.8). O perfil S4 (Lopes, 1993) corresponde à interpretação do perfil UTP81-05, está orientado segundo NNE-SSE, em posição paralela à costa, cortando a estrutura de São Pedro de Moel e a falha das Caldas da Rainha (figura 3.9).

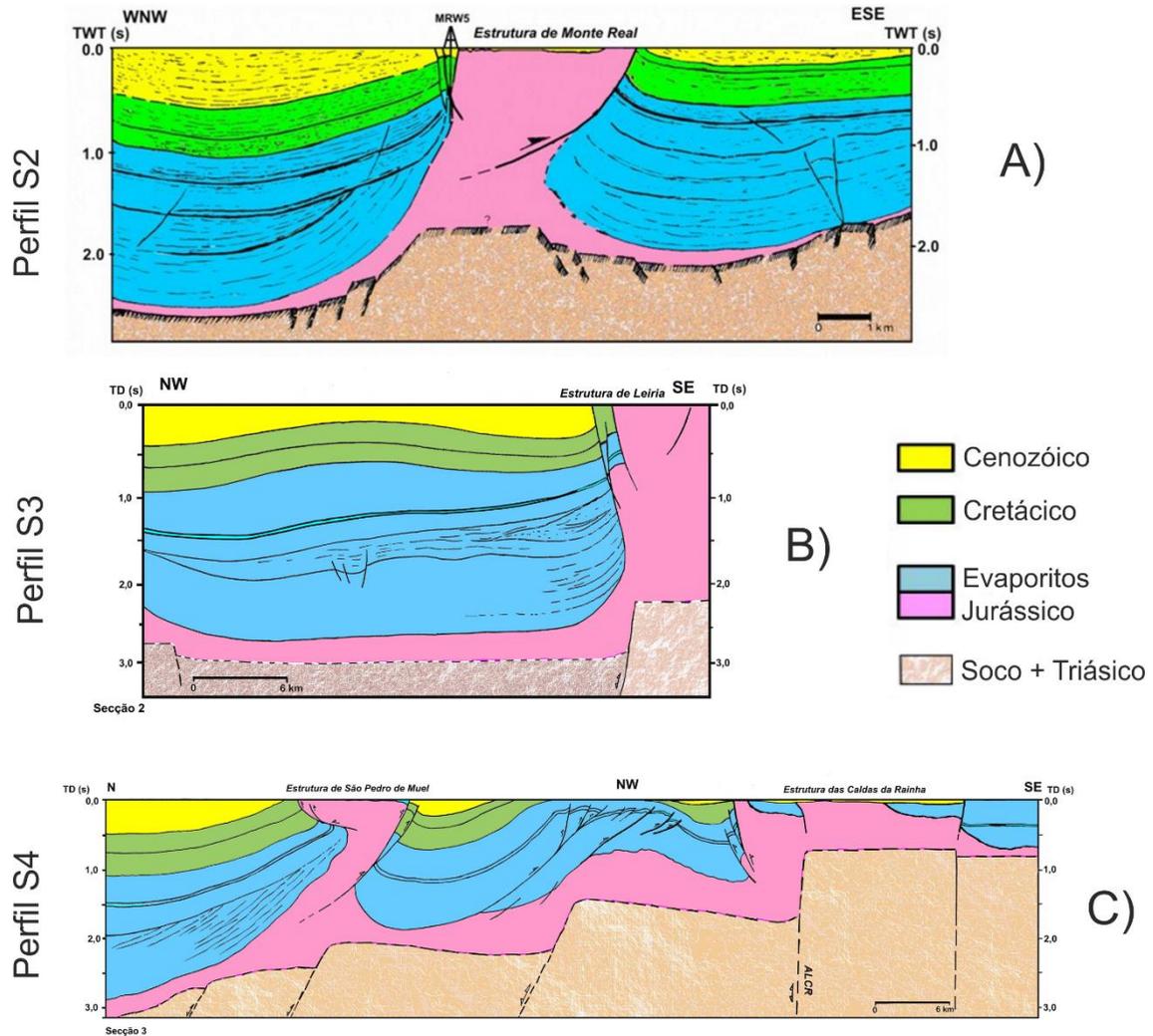


Figura 3.9- Modelos interpretativos dos perfis de reflexão sísmica, A) UTP81-01 (Perfil S2), B) UTP81-08 (Perfil S3) e C) UTP81-05 (Perfil S4) (Adaptado de Lopes, 1993).

Na região de Monte Real, existem dados de sondagens desde meados dos anos 70 do séc. XX, estando as sondagens mais profundas associadas à prospeção de hidrocarbonetos, enquanto que as menos profundas estão associadas à hidrogeologia, devido ao potencial hidrotermal da região.

Na figura 3.8 está representada a localização das sondagens MR-W9 e SPM-2, ambas realizadas na região de Monte Real para a prospeção de hidrocarbonetos, e na figura 3.10 estão representados os respetivos logs estratigráficos. A sondagem MR-W9 foi

realizada no flanco ocidental do diapiro de Monte Real e tem um comprimento de 1350 metros. Esta intersectou, segundo os pacotes de densidade estabelecidos neste trabalho, as unidades do Miocénico-Recente, Cretácico-Oligocénico e Jurássico Inferior-Médio. Relativamente à sondagem SPM-2, foi realizada no bordo norte do diapiro de São Pedro de Moel e tem um comprimento de 1500 metros. Atravessa as unidades do Miocénico-Recente, Cretácico-Oligocénico, Jurássico Inferior-Médio e Hetangiano.

A		B	
MR-W9		SPM-2	
Estratigrafia	Prof. (m)	Estratigrafia	Prof. (m)
	100		50
Cenozóico Indiferenciado	300	Cenozóico Indiferenciado	100
	500		150
	510		200
	525	Formação de Cacém (Cenomaniano)	250
Formação de Cacém (Cenomaniano)	540		300
	555		350
	570		400
	580		450
	600		500
	620	Form. dos Grés Torres (Cretácico inferior)	550
	640		600
	660		650
Formação da Brenha (Aaleniano)	680		700
	700		750
	750		800
	800		850
	850		900
	900		950
	950	Formação da Brenha (Sinemuriano superior a Aaleniano)	1000
Formação dos Grés de Torres (Cretácico inf)	1000		1050
	1050		1100
	1100	F. Coimbra (Sinemur.)	1150
	1150		1200
	1200		1250
	1250		1300
Formação da Brenha (Sinemuriano superior a Aaleniano)	1300		1350
	1350		1400
		Formação das Margas da Dagorda (Hetangiano)	1450
			1500

Figura 3.10- Logs estratigráficos das sondagens na região de Monte Real, A) MR-W9 e B) SPM-2 (Adaptado de Dias, 2005).

3.2.3- Interpretação das Anomalias Gravimétricas

As Anomalias Gravimétricas tratadas na presente dissertação são essencialmente resultantes dos dados disponibilizados pela entidade ENMC. Devido ao facto da densidade da Rede Nacional de Gravimetria abranger uma estação gravimétrica a cada 25-30 km², os erros no estudo de anomalias locais, como é o caso, são frequentes. Na figura 3.11, apresenta-se o detalhe de ambos os conjuntos de dados gravimétricos.

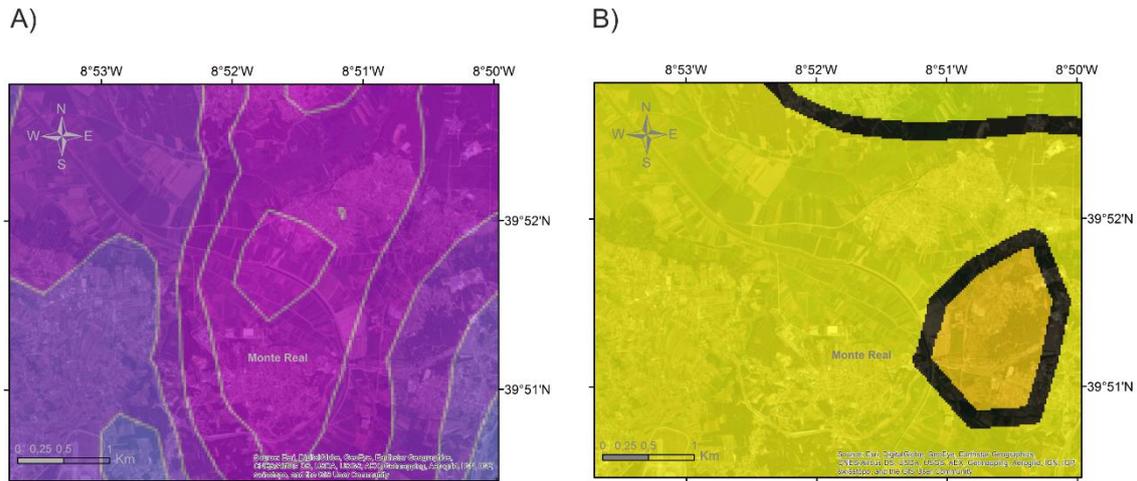


Figura 3.11- Comparação do detalhe entre a anomalia de Bouguer dos dados da ENMC (A) e dos dados da DGTerritório (B).

3.2.3.1- Interpretação da Anomalia de Bouguer

Descrita no sub-capítulo 3.1.6, representa-se graficamente por 3 eixos cartesianos, X e Y para as coordenadas dos pontos (latitude e longitude ou paralelos e meridianos) e Z para o valor de Bouguer.

Estabelece-se uma grelha regular (*grid*) para a área de estudo, com uma geometria equivalente a 100 linhas e 71 colunas, num total de 7100 nós (*nodes*). Desses 7100 nós, 5599 correspondem a valores numéricos amostrados, sendo que os restantes serão interpolados com recurso ao algoritmo matemático *kriging*.

Na figura 3.12 está representado graficamente o resultado de todo este processo geostatístico, que se assume preponderante nos dias de hoje, no que diz respeito à interpolação de dados gravimétricos.

Geograficamente compreendidos entre os 39°40' N e os 40° N de latitude e os 8°40'W e os 9°W de longitude, os valores de Bouguer (mGal) estão representados por uma escala de cores, em que a cor branca corresponde aos valores mais baixos (2 mGal) e a cor vermelho-acastanhado aos valores mais altos (40 mGal).

As zonas anómalas de valor mais elevado localizam-se: a) no setor sudeste da carta, a sensivelmente 39°40' N; 8°50'W, em que os valores de Bouguer ascendem aos 40 mGals e as isoanómalas possuem um comportamento alongado segundo NE-SW; b) na região costeira, aproximadamente a 40°N; 9°W, com os valores de Bouguer a atingirem os 30 mGal. Estas zonas anómalas são representativas do Anticlinal da Maceira e do Alto de Pedrogão, respetivamente.

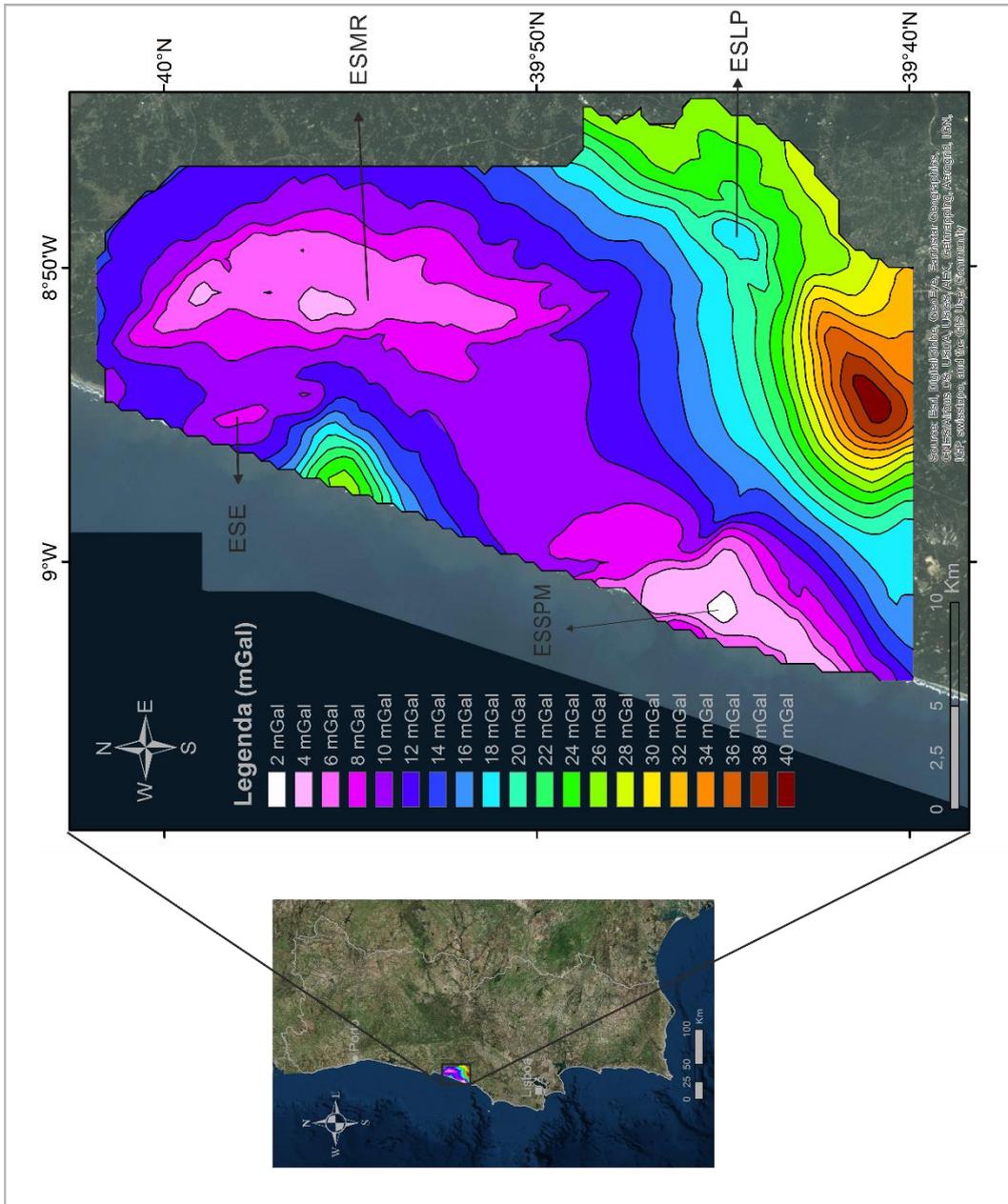


Figura 3.12- Anomalia de Bouguer dos dados gravimétricos da ENMC referentes à região de Monte Real.

De notar o aumento progressivo dos valores de Bouguer segundo uma direção SE, relacionado com a posição elevada do Soco Hercínico. Quanto às zonas anómalas de valores mais baixos, destaque para a anomalia alongada segundo N-S, compreendida entre os $39^{\circ}50'$ N e 40° N; $8^{\circ}40'$ W e $8^{\circ}50'$ W, de valores de bouguer na ordem dos 6 mGal, correspondente à ESMR. Na região costeira meridional, destaque para a zona compreendida entre os $39^{\circ}40'$ N e $39^{\circ}50'$ N; 9° W, onde os valores de Bouguer atingem o valor mais baixo (2 mGal), representativos da estrutura salífera de São Pedro de Moel (ESSPM). No aumento progressivo dos valores de Bouguer segundo a direção SE, existe uma zona regressiva, a sensivelmente $39^{\circ}40'$ N e $39^{\circ}50'$ N; $8^{\circ}50'$ W, com os valores de Bouguer a rondar os 18 mGal, representativos da estrutura salífera de Leiria-Parceiros (ESLP).

Este conjunto de anomalias, será seguido, à posteriori, com a devida atenção, de modo a compreender a evolução destas estruturas aquando do isolamento das estruturas locais e superficiais (sub-capítulo 3.2.3.3).

3.2.3.2- Interpretação da Anomalia Regional

Descrita anteriormente no ponto 3.1.6 da presente dissertação, o cálculo desta anomalia tem por base a análise de uma tendência estatística que preserve uma disposição da anomalia gravimétrica de maior comprimento de onda (Cunha, 2012), sendo esta uma das etapas prévias à interpretação de anomalias, a qual consiste na remoção do campo regional para, à posteriori, isolar as anomalias residuais (Hinze, 1990; retirado de Machadinho, 2014).

A Anomalia Regional é produto do processo de separação de anomalias (sub-capítulo 3.2.3.4), com recurso a métodos estatísticos aplicados sobre os valores de Bouguer. Existem inúmeros métodos estatísticos para o seu cálculo, entre os mais utilizados, figura o método da regressão polinomial de 2º grau ou regressão polinomial quadrática (Machadinho, 2008, 2014; Miranda, 2009; Cunha, 2012 ; Tomás, 2016; Marques, 2016).

De modo, a encontrar o calculo da anomalia regional que mais se ajusta aos padrões definidos na presente dissertação, ou seja, que preserve a maior tendência da Anomalia de Bouguer na área de estudo, foram desenvolvidas regressões polinomiais de diferentes graus (Sub-capítulo 3.2.3.4). Entre todos os cálculos, aquele que contempla a melhor relação entre a anomalia e a geologia da região é a regressão polinomial quadrática. A existência de um modelo matematicamente perfeito não significa que seja geologicamente credível, sendo necessário selecionar um modelo que respeite ambos os parâmetros.

Na tabela 3.1 estão representadas as características relativas à Anomalia Regional de Superfície Quadrática, utilizada à posteriori para o cálculo da Anomalia Residual.

Tabela 3.1- Parâmetros numéricos do cálculo da Anomalia Regional

Método de Gridding (Malhagem)		Regressão Polinomial
Ordem Máxima de X		2
Ordem Máxima de Y		2
Ordem Máxima Total		2
Definição de Superfície		Superfície Quadrática
Dados Matemáticos	Constantes	$Z(X,Y) = A_{00} + A_{01} Y + A_{02} Y^2 + A_{10} X + A_{11} XY + A_{20} X^2$
	A00	569207.05238539
	A01	-0.28615893777137
	A02	3.5323551327791E-008
	A10	0.24662027608726
	A11	-5.0827586206994E-008
	A20	-2.180884775963E-008

Representada por uma hipérbole, característica do polinómio de segundo grau, está compreendida entre os valores gravimétricos de 2 a 36 mGal, com o aumento progressivo dos valores segundo uma direção SE. Na parte central evidencia-se o efeito hiperbólico, com aumento ainda que reduzido dos valores gravimétricos em todas as direções. Um aumento de 4 mGal segundo uma direção NE, um aumento de 2 mGal segundo uma direção SW e um aumento de 8 mGal segundo uma direção NW. Esta será assim a aproximação mais precisa ao efeito do soco Hercínico nos valores do campo gravítico que se pode fazer com recurso aos métodos de Regressão Polinomial (Figura 3.13). A Anomalia Regional revela-se bastante heterogénea na sua extensão, principalmente na zona central. Essa heterogenidade dos valores gravimétricos concorda com os aspetos de carácter geológico como as zonas de soerguimento e abatimento do soco. Além deste facto, a Anomalia Residual derivada, apresenta resultados de qualidade, quando comparada com o conhecimento geológico da região em estudo.

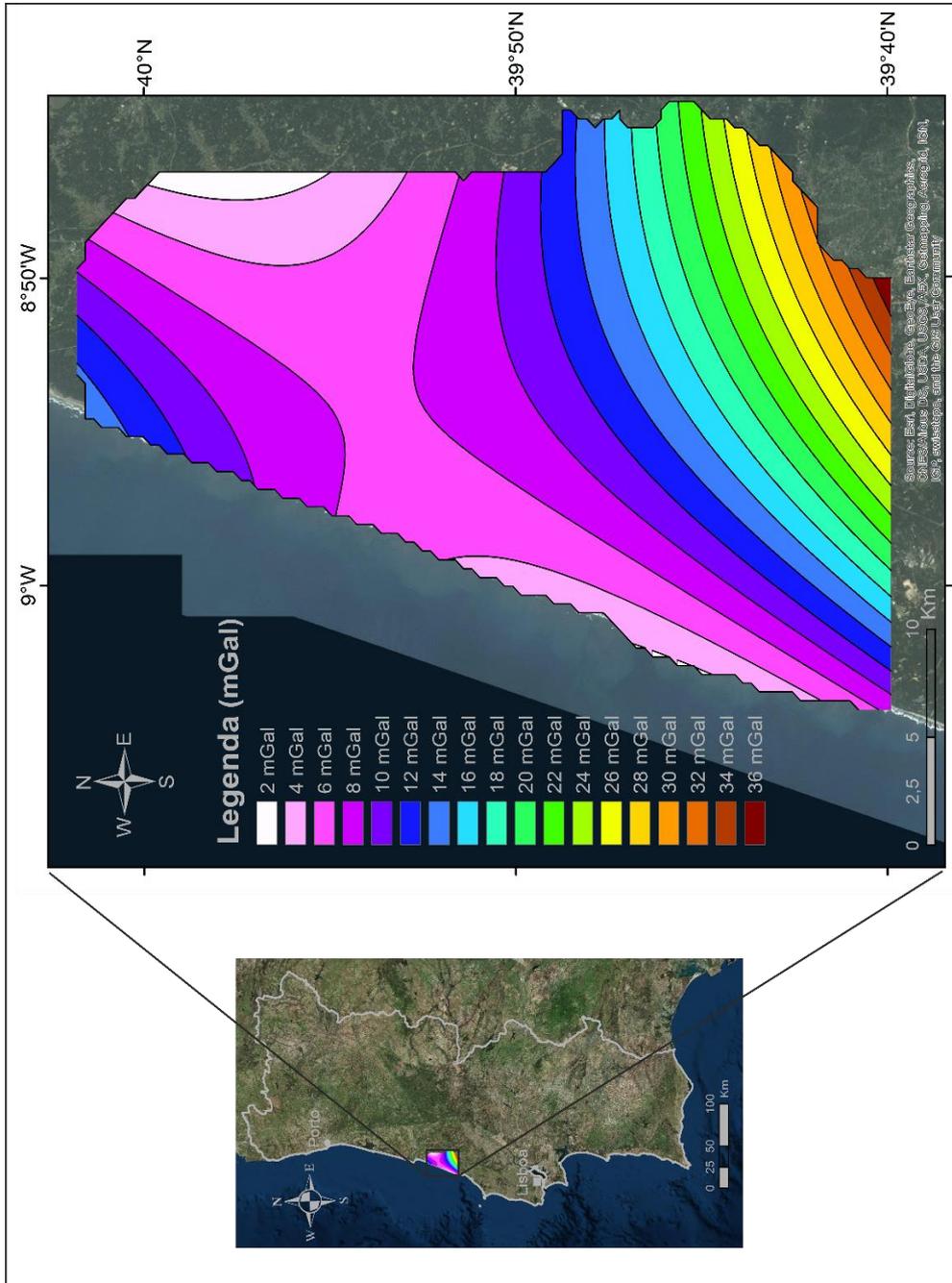


Figura 3.13- Anomalia Regional, calculada por uma superfície de regressão quadrática da anomalia de Bouguer dos dados gravimétricos fornecidos pela ENMC referentes à região de Monte Real.

3.2.3.3- Interpretação da Anomalia Residual

Descrito no ponto 3.1.6 da presente dissertação, assume-se como o produto final do processo de separação de anomalias (sub-capítulo 3.2.3.4). O seu cálculo tem por base a análise de uma tendência estatística que preserve uma disposição da anomalia gravimétrica de menor comprimento de onda que represente a variação de densidade das estruturas geológicas mais próximas da superfície (Sheriff, 1990).

Este conjunto de dados, representativo das estruturas geológicas de baixa profundidade, que estão reunidos no mapa da Figura 3.14, será posteriormente utilizado na Modelação Gravimétrica, com vista à produção de modelos gravimétricos $2^{3/4}D$.

Geograficamente está compreendida entre $39^{\circ}40'$ N e 40° N de latitude e os $8^{\circ}40'W$ e $9^{\circ}W$ de longitude, à semelhança das restantes anomalias. Os seus valores gravimétricos (em mGal), estão compreendidos entre os -9 mGal e os 15 mGal, quantificados por uma escala de cores, em que os valores mais baixos são representados pela cor branca e os valores mais elevados são representados pela cor vermelho-acastanhado (Figura 3.14).

Aparentemente as zonas anómalas da Anomalia de Bouguer (Figura 3.12) estão concordantes com as zonas anómalas da Anomalia Residual (Figura 3.14), embora nesta última apresentem mais detalhe. Existem assim, três zonas anómalas positivas e quatro zonas anómalas negativas, sendo estas últimas as que possuem maior expressão na região de Monte Real.

As zonas anómalas de carácter positivo ocupam: a) o setor meridional, a sensivelmente $39^{\circ}40'$ N; $8^{\circ}50'$ W, com os valores gravimétricos a ascender aos 11 mGal, representativos do Anticlinal da Maceira; b) a região costeira aproximadamente a 40° N; 9° W, com os valores gravimétricos a atingir o seu máximo (15 mGal), representativos do Alto de Pedrógão; c) a extremidade leste-nordeste, onde se verifica o aumento progressivo dos valores gravimétricos, na ordem dos 8 mGal, segundo uma direcção NE, atingindo os 9 mGal, o que está de acordo com as posições mais elevadas do Soco Hercínico naquela direcção.

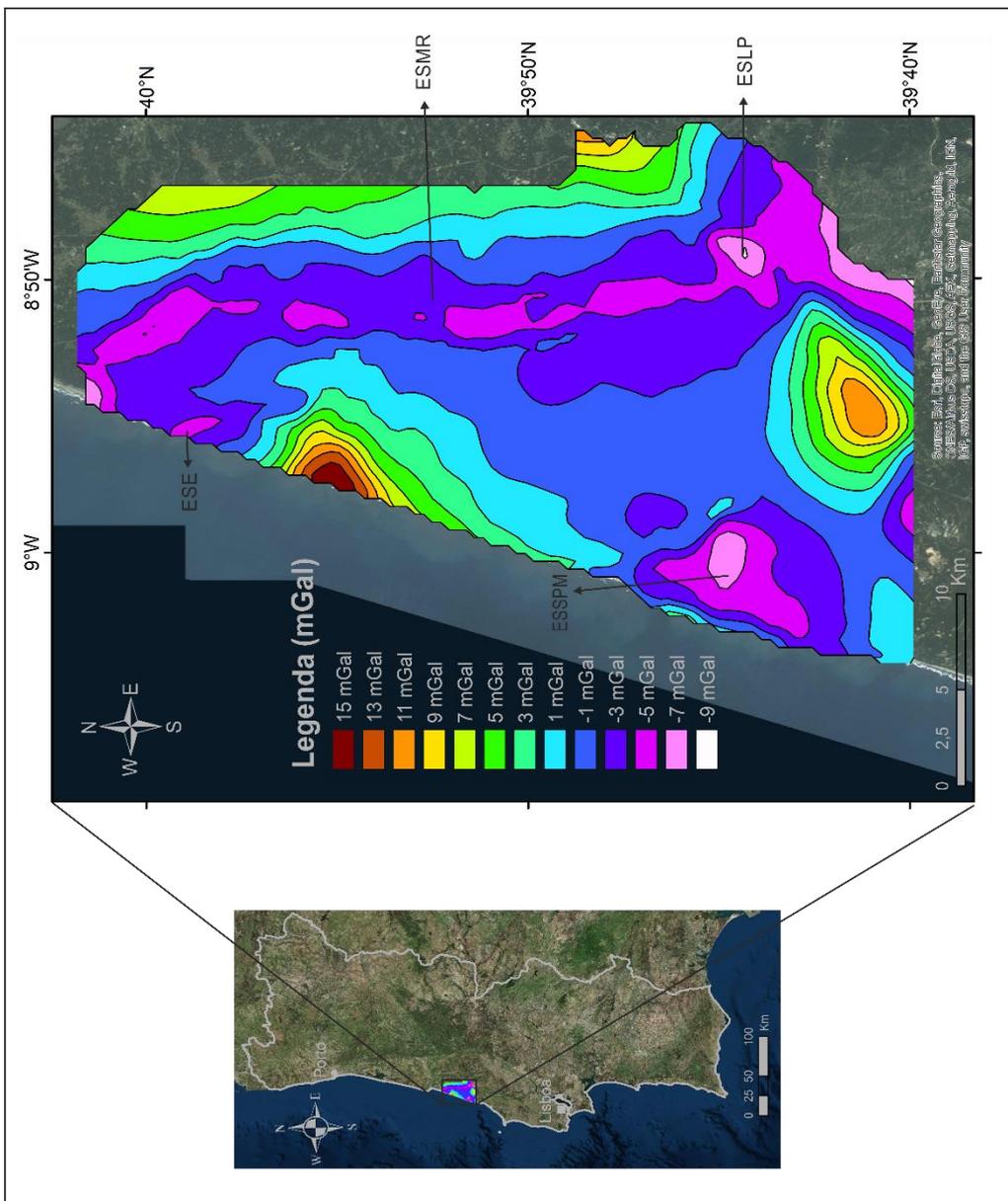


Figura 3.14- Anomalia Residual, calculada pela diferença entre a Anomalia Regional dos dados gravimétricos fornecidos pela ENMC, através de uma superfície de regressão quadrática, referentes à região de Monte Real.

Quanto às zonas anómalas de carácter negativo, destaque para a anomalia alongada compreendida entre os 39°40' N e os 40° N; 8°40'W e os 8°50'W, de valores gravimétricos compreendidos entre os -7 mGal e os -1 mGal, correspondente à estrutura salífera de Monte Real. Na região costeira meridional, compreendida entre 39°40' N e os 39°50' N; 9° W, destaque para a anomalia grosseiramente triangular cujos valores gravimétricos atingem os -7 mGal, correspondente à estrutura salífera de São Pedro de Moel. Sensivelmente entre os 39°40' N e os 39°50' N; 8°50' W, observa-se uma outra anomalia negativa, correspondente à salífera de Leiria-Parceiros, cujos valores gravimétricos atingem os -7 mGal. Na zona setentrional do mapa da figura 3.14, entre os 40° N; 8°50' W e 9° W, os valores gravimétricos rondam os -5 mGal, onde tem lugar a estrutura salífera da Ervedeira e a continuação da estrutura salífera de Monte Real.

3.2.3.4- Separação de Anomalias

O processo de separação de anomalias assume uma posição preponderante na presente dissertação. Este caracteriza-se como um processo derivado dos mais variados métodos, gráficos ou analíticos (sub-capítulo 3.1.6), de modo a separar a Anomalia de Bouguer em duas diferentes anomalias, Anomalia Regional e Anomalia Residual, respetivamente.

Com recurso ao *software* Surfer 12, os procedimentos utilizados no cálculo destes métodos (Cap. 1.5 - Metodologias), quer para superfícies de tendências planares, bilineares, quadráticas ou cúbicas tornam-se de fácil execução. No desenvolvimento da presente dissertação foram realizadas diferentes análises das superfícies de tendências, cujos parâmetros matemáticos estão representados nas tabelas 3.2 e 3.3 e os seus produtos gráficos representados nas figuras 3.15 e 3.16.

A superfície de regressão planar apresenta valores gravimétricos compreendidos entre o 1 mGal e os 23 mGal. Estes valores gravimétricos demonstram um aumento gradual, segundo uma direcção NW-SE. O comportamento linear dos valores gravimétricos revela-se aquém do pretendido, com alguma incerteza nos valores da anomalia residual, representativos das estruturas superficiais na região de Monte Real. (Figura 3.15)

A superfície de regressão bilinear apresenta valores gravimétricos entre o 1 mGal e os 27 mGal. A par do que acontece na regressão planar, os valores gravimétricos mais altos desenvolvem-se segundo uma direcção SE mas também apresentam um aumento gradual segundo uma direcção NE, ainda que com menor expressão. Todavia, a superfície quadrática apresenta mais detalhe na sua anomalia residual, o que permite

uma melhor aproximação às estruturas superficiais da região de Monte Real (Figura 3.14).

Tabela 3.2- Características Matemáticas do cálculo da Anomalia Regional (Superfície Planar Simples).

Método de Gridding (Malhagem)	Regressão Polinomial
Ordem Máxima de X	1
Ordem Máxima de Y	1
Ordem Máxima Total	1
Definição de Superfície	Superfície Planar Simples
Constantes	$Z(X,Y) = A00 + A01 Y + A10 X$
A00	1787.8006083011
A01	-0.00047174146177714
A10	0.00059809974682372

Tabela 3.3- Características Matemáticas do cálculo da Anomalia Regional (Superfície Bilinear).

Método de Gridding (Malhagem)	Regressão Polinomial
Ordem Máxima de X	1
Ordem Máxima de Y	1
Ordem Máxima Total	2
Definição de Superfície	Superfície Bilinear
Constantes	$Z(X,Y) = A00 + A01 Y + A10 X + A11 XY$
A00	-75175.403149494
A01	0.017008339224309
A10	0.15131657394137
A11	-3.4231408429968E-008

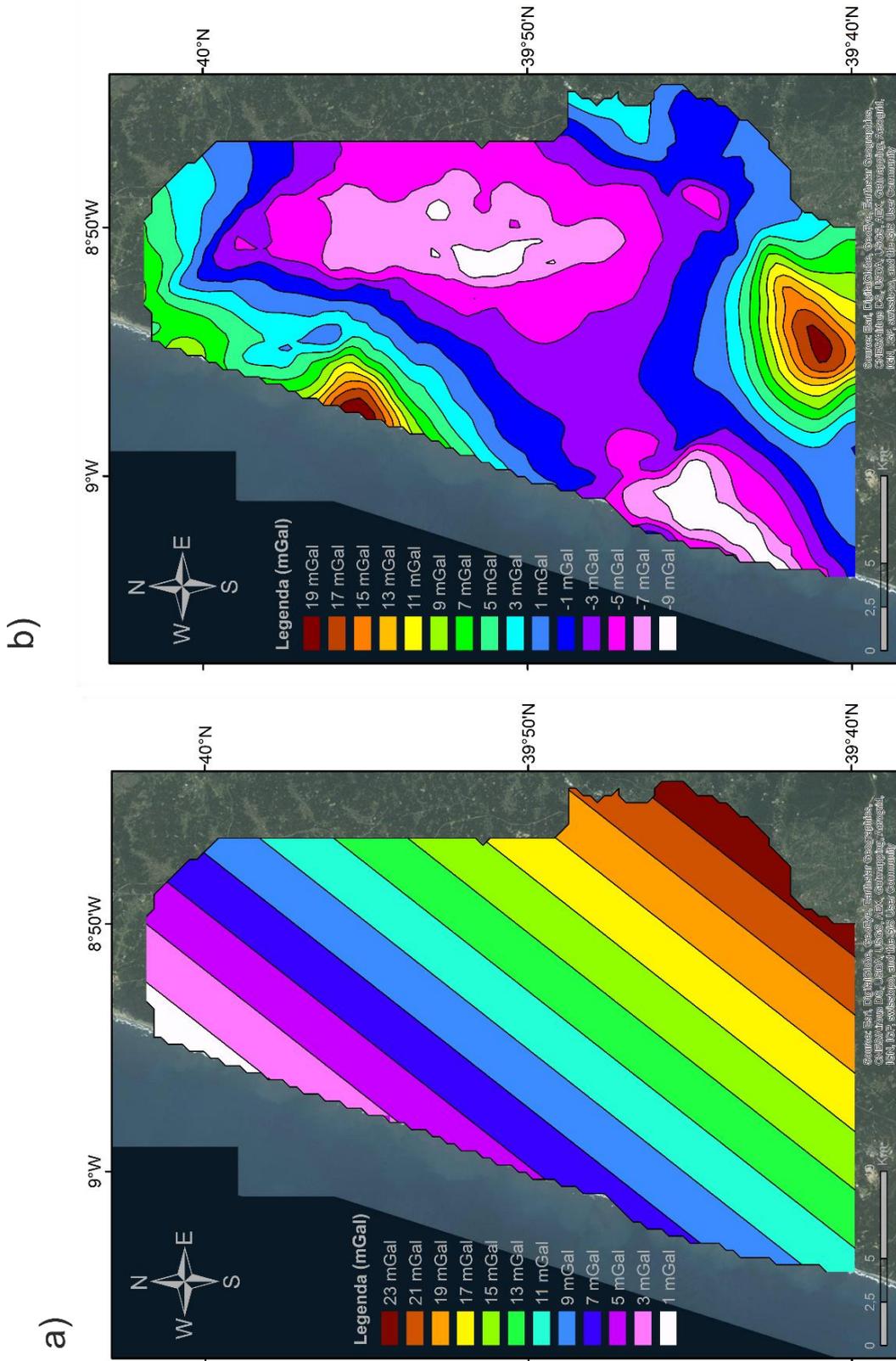


Figura 3.15- Anomalia Regional (a) e Anomalia Residual (b), calculadas por superfície planar simples dos dados gravimétricos fornecidos pela ENMC referentes à região de Monte Real.

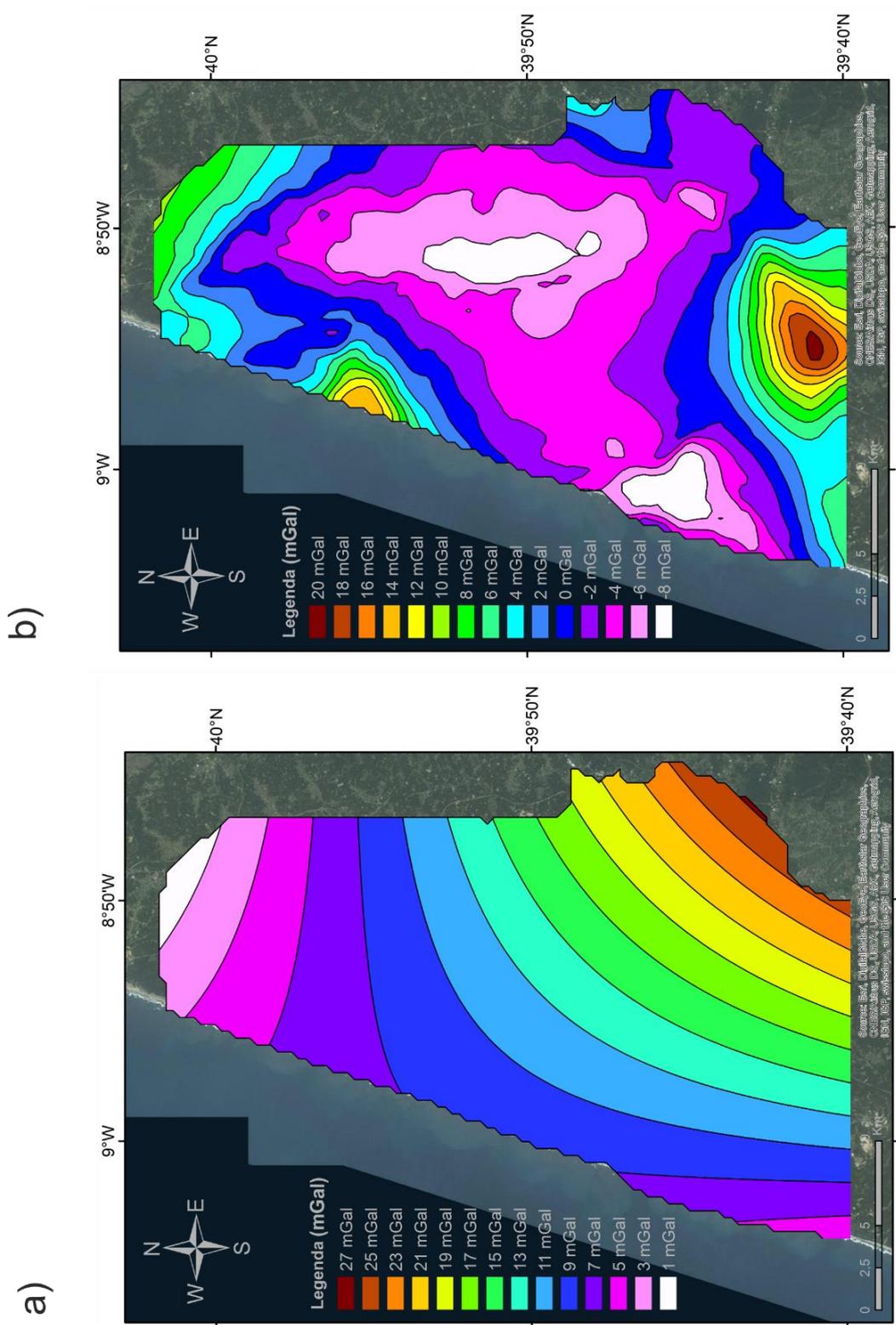


Figura 3.16– Anomalia Regional (a) e Anomalia Residual (b), calculadas por superfície bilinear dos dados gravimétricos fornecidos pela ENMC referentes à região de Monte Real.

3.2.4- Modelação Gravimétrica

Na presente dissertação a ferramenta utilizada na modelação gravimétrica foi o GM-SYS profile modeling, do software Oasis Montaj 7.1. Os modelos 2-D assumem que a Terra é bidimensional (Northwest Geophysical Associates, 1997-2004), com uma componente Z, com variações em profundidade, assumindo variáveis como a densidade e a geometria dos corpos, uma componente X, caracterizada pela direção do perfil e por uma componente Y, que não sofre variações e se estende até ao infinito.

O GM-SYS tem ainda uma funcionalidade de modelação $2^{3/4}$ D ou 2,75 D, a qual permite atribuir a determinada geometria um valor da sua extensão (componente Y), assim como as suas direções. Na presente dissertação utilizou-se como valor padrão de 3000 metros na sua componente +Y e -3000 metros na sua componente -Y.

Segundo Lowrie (1997), os métodos de modelação gravimétrica baseiam-se na comparação entre a anomalia observada e a anomalia calculada para uma determinada forma geométrica, a qual tem uma densidade associada. Assim, os contrastes de densidade dos diferentes corpos geológicos são a variável principal da modelação gravimétrica.

Existem várias metodologias para calcular as densidades médias de determinada unidade geológica, tais como: a) medição em laboratório, b) equação de Gardner (equação 3.7) e c) consulta de valores referidos na bibliografia.

$$\rho = 0.23V_p^{0.25} \text{ (Equação 3.7)}$$

Na relação de Gardner, ρ é a densidade dada em gramas por centímetro cúbico, V_p a velocidade de propagação das ondas p em pés por segundo e 0,23 e 0,25 são valores empíricos da equação.

Na presente dissertação foram definidos 9 “pacotes de densidades”, cada um com determinada densidade, segundo valores propostos por Lopes (1993), Pedreira *et al* (2007), Diaz & Gallard (2009) e Lopes *et al.*, (2012), discriminados na tabela 3.4.

Tabela 3.4- Tabela de Densidades consideradas na modelação gravimétrica.

Pacotes de Densidade	Densidade Média (g / cm³)	Referências
Manto	3.30	Pedreira et al., (2007)
Crosta Inferior	2.93	Pedreira et al., (2007)
Paleozóico-Triásico Superior	2.68	Diaz & Gallard (2009)
Hetangiano	2.23	Lopes (1993)
Jurássico Inferior a Médio	2.55	Lopes (1993)
Jurássico Superior	2.59	Lopes (1993)
Cretácico a Oligocénico	2.35	Lopes (1993)
Miocénico a Recente	2.27	Lopes (1993)
Doleritos	2.9	Lopes (2012)

Um dos principais problemas na modelação gravimétrica consiste no problema inverso da gravimetria, em que diferentes modelos podem gerar semelhantes respostas gravimétricas (problema da ambiguidade). Esta questão traduz-se em diversas soluções gravimétricas que podem não ser geologicamente credíveis. Assim, com recurso aos mais variados elementos, como as estruturas geológicas, à superfície ou em profundidade, a sondagens e/ou aplicação de outros métodos geofísicos, menor será a ambiguidade do modelo (Machadinho *et al.*, 2010). Avaliar a razoabilidade geológica de cada modelo, colmatando assim o problema da ambiguidade, torna-se a principal tarefa do geofísico, assim como a da presente dissertação.

3.2.4.1- Interpretação dos Modelos Gravimétricos

Na modelação gravimétrica 2^{3/4}D foram utilizados os dados referentes à anomalia residual, resultantes do processo de separação de anomalias, descrito anteriormente (sub-capítulo 3.2.3.4).

No total foram realizados 10 modelos gravimétricos na região de Monte Real, segundo os perfis representados na Figura 3.8, dos quais 3 são alternativas a um modelo que se considera ser mais credível. Os objetivos são determinar a geometria da estrutura salífera de Monte Real e a sua articulação com as restantes estruturas salíferas e

formações meso-cenozóicas, de modo a diminuir a ambiguidade imposta pelos métodos de prospeção gravimétricos. Deste modo, a localização dos perfis (Figura 3.17) tem em consideração os objetivos estabelecidos. Na tabela 3.5 estão detalhadas as principais características dos modelos gravimétricos.

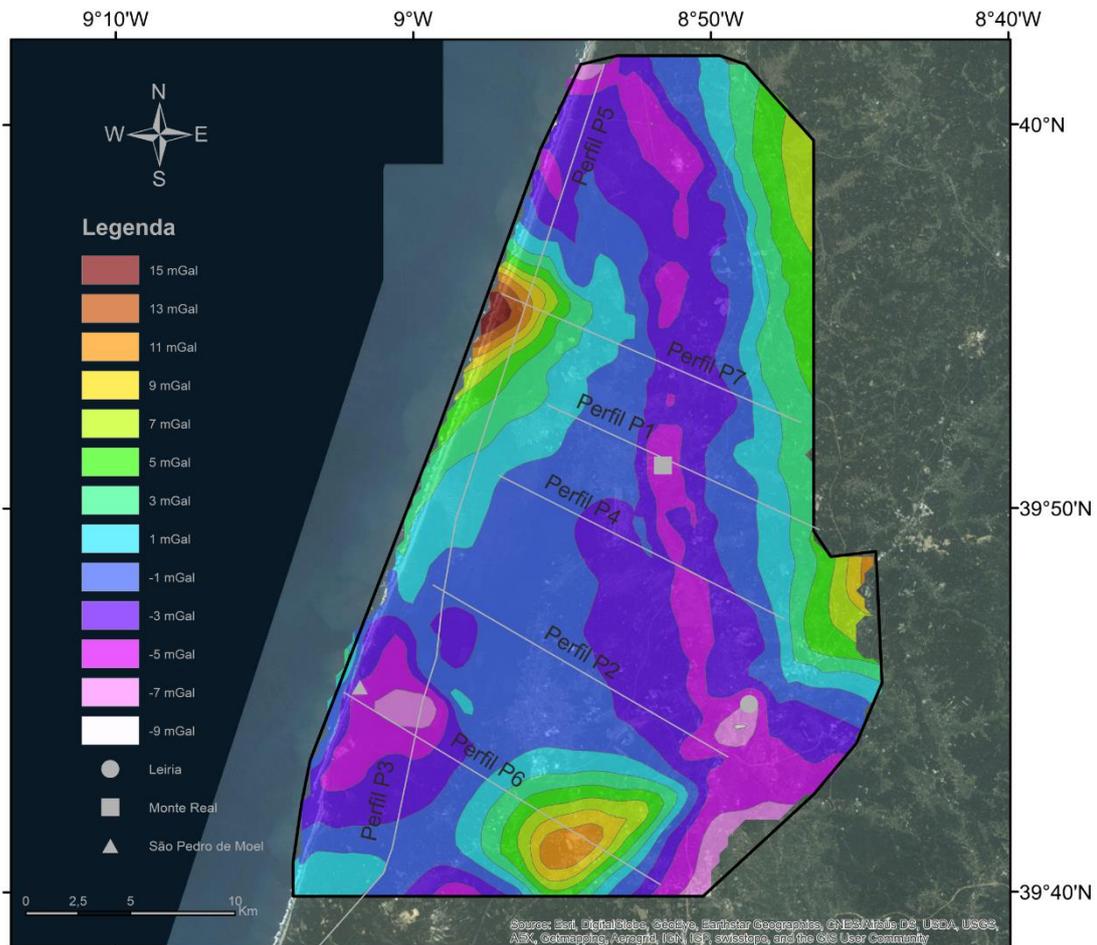


Figura 3.17- Localização Geográfica dos perfis modelados sobre a anomalia residual.

Tabela 3.5- Características dos Perfis Gravimétricos modelados.

Designação	Modelo Gravimétrico correspondente	Comprimento do perfil (km)	Orientação	Correlação com os Perfis Sísmicos
Perfil P1	Modelo P1	14,3	WNW-ESE	Perfil S2
Perfil P1 Alternativo	Modelo P1 Alternativo	14,3	WNW-ESE	Perfil S2
Perfil P2	Modelo P2	16,4	NW-SE	Perfil S3
Perfil P3	Modelo P3	19	N-S	Perfil S4
Perfil P4	Modelo P4	15,3	WNW-ESE	---
Perfil P4 Alternativo	Modelo P4 Alternativo	15,3	WNW-ESE	---
Perfil P5	Modelo P5	23	NNE-SSW	---
Perfil P6	Modelo P6	17,7	NW-SE	---
Perfil P7	Modelo P7	15,6	WNW-ESE	---
Perfil P7 Alternativo	Modelo P7 Alternativo	15,6	WNW-ESE	---

a) Modelo P1 - Perfil S2 (Lopes, 1993)

Na tabela 3.5 estão discriminadas as características correspondentes ao Perfil P1, cuja geometria se baseia no modelo interpretativo do perfil sísmico S2 (ver Figura 3.9). Este perfil permite compreender estruturas importantes na região de Monte Real, como a ESMR e as *withdrawal basins* ou bacias de afundimento que o bordejam.

Na modelação gravimétrica foi possível uma correlação entre o perfil P1 e o modelo interpretativo do perfil sísmico S2 (Figura 3.8). Esta correlação permitiu uma aproximação à geometria das camadas em profundidade, em especial nas regiões mais a W e E onde as camadas se encontram mais horizontalizadas, à geometria da estrutura evaporítica e ao “relevo” do soco Hercínico-Triássico. O erro de ajuste do modelo gerado equivale a 0.366, o que indica uma boa aproximação à disposição real das camadas em profundidade.

O Perfil P1 compreende a W uma anomalia positiva, representativa da estrutura sinclinal que bordeja o flanco ocidental da ESMR, preenchida pelas séries Meso-Cenozóicas. Os valores gravimétricos decrescem gradualmente até ao sector central do perfil. No sector central, surgem os valores gravimétricos mais baixos, indicadores da presença, em profundidade, da estrutura salífera. O modelo sugere que a sua largura ronda os 3,5 km, perto da superfície. A leste da estrutura, tal como acontece a oeste, encontra-se outra estrutura em sinclinal, caracterizada por um aumento gradual dos valores gravimétricos para oriente, devido à forte presença de unidades jurássicas na região, como é exemplo a Serra de Sicó.

No seu extremo WNW, o modelo geológico-estrutural apresenta uma estrutura em sinclinal com uma configuração semelhante a uma bacia de afundimento, provocada pelo Alto de Pedrógão a oeste e pela ESMR a leste. Este sinclinal regista espessuras da unidade Jurássico Inferior-Médio de 1,8 km, da unidade Jurássico Superior de 1,2 km e da unidade Cretácico-Oligocénico de 1 km. Segundo uma direção ESE, a unidade do Jurássico Superior tende a diminuir de espessura, até esgotar, nas proximidades do flanco W do diapiro, passando o Cretácico a assentar em discordância sobre o Jurássico Inferior-Médio. A sondagem MRW 9 (Figura 3.10), implantada no flanco W da estrutura salífera, confirma a ausência das unidades do Jurássico Superior e suporta a hipótese do esgotamento desta antes do flanco W da ESMR. O bordo W da ESMR parece ainda afetado por falha inversa, com direção aproximadamente N-S, elevando o bloco a leste da falha (Figura 3.18).

Esta falha aparece particularmente registada por Ferreira (1971) e é confirmada na sondagem MRW9, que atravessa as unidades Cretácicas, Jurássicas e novamente Cretácicas. A repetição de estratos pode ser explicada pela presença, neste local, de uma falha. Um outro fator a notar remete para a ausência de afloramentos do Jurássico Superior acima da falha Pombal-Leiria-Caldas da Rainha.

A região central deste perfil é dominada pela estrutura evaporítica de Monte Real, cuja presença é assinalada quer pela cartografia geológica, quer pela prospeção sísmica. Neste modelo gravimétrico propõe-se para esta estrutura uma largura de 3,5 km perto da superfície, com diminuição em profundidade até uma largura de 0,5 km a cerca de 3 km da superfície. O modelo sugere que a intrusão evaporítica ocorre sensivelmente a 4 km (Figura 3.18). Os evaporitos parecem ter aproveitado zonas de falha para ascender e formar um muro de sal com uma largura de 0,5 km. Perto da superfície, o topo da estrutura alarga e forma uma “língua de sal” projetada para leste, com uma extensão equivalente a 3,5 km. No flanco E da ESMR, ao contrário do flanco W, as camadas apresentam-se mais horizontalizadas e o contacto entre as unidades adjacentes tem

caracter estratigráfico. Já é admitida a presença de Jurássico Superior em profundidade em contacto com o flanco E. A bacia de afundimento que se desenvolve a leste não é tão expressiva como a do flanco W. Em profundidade, as unidades do Jurássico Inferior-Médio têm uma espessura de 1,6 km, as do Jurássico Superior têm uma espessura de aproximadamente 1,4 km e as do Cretácico-Oligocénico têm uma espessura de 0,9 km. Estas encontram-se metidas em cunha sob a massa salífera (Figura 3.18).

No extremo ESE do perfil, o panorama geológico-estrutural sofre alterações, nomeadamente: a) levantamento do soco, respeitando a geometria do tipo horsts e grabens, b) aumento da espessura das unidades Jurássicas e c) esgotamento da Formação de Dagorda.

b) Modelo P1 Alternativo - Perfil S2 (Lopes, 1993)

O Modelo P1 Alternativo apresenta as mesmas características tabeladas do Perfil P1 (tabela 3.5), apenas diverge na geometria dos polígonos representativos dos corpos geológicos propostos na modelação gravimétrica, na zona central, onde se localiza a estrutura evaporítica. Assim sendo, o erro de ajuste será diferente, neste caso corresponde a 0.311, o que se considera bastante satisfatório. Quanto ao modelo geológico-estrutural proposto (Figura 3.19), as diferenças são: a) a geometria do soco Hercínico-Triássico, nomeadamente sob a massa salífera; b) a geometria da estrutura salífera em profundidade, que é agora mais larga (possui cerca de 2 km de largura na zona de intrusão). No entanto, este modelo oferece menos credibilidade do ponto de vista geológico, visto que na região central do perfil o Soco Hercínico-Triássico é encontrado aos 2,4 km de profundidade. A adoção desta geometria para o Soco-Triássico no modelo alternativo foi necessária para compensar o aumento de largura da massa evaporítica ($2,3 \text{ g/cm}^3$).

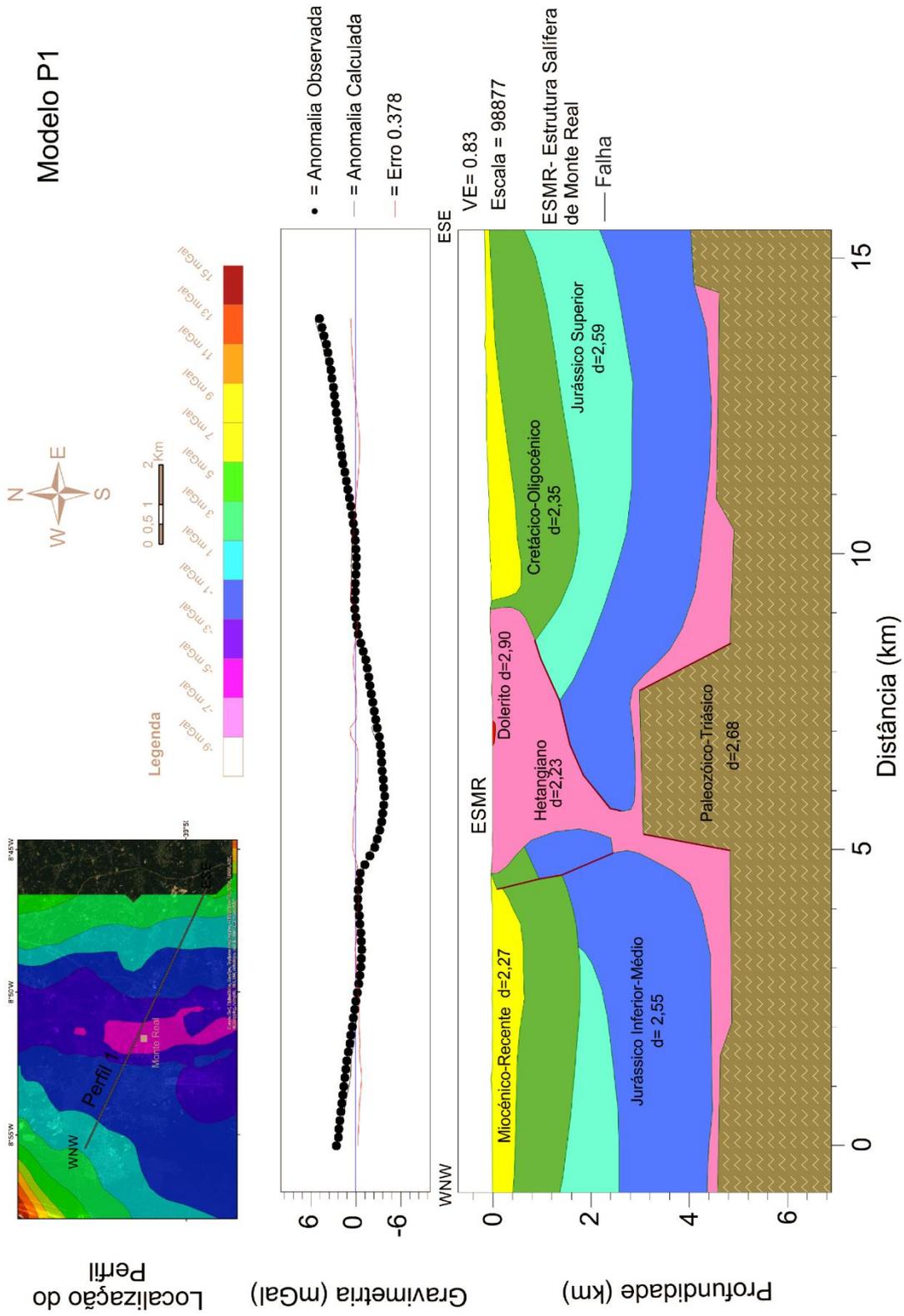


Figura 3.18- Modelo P1: Modelação gravimétrica do Perfil P1 (com um erro de ajustamento de 0.378%).

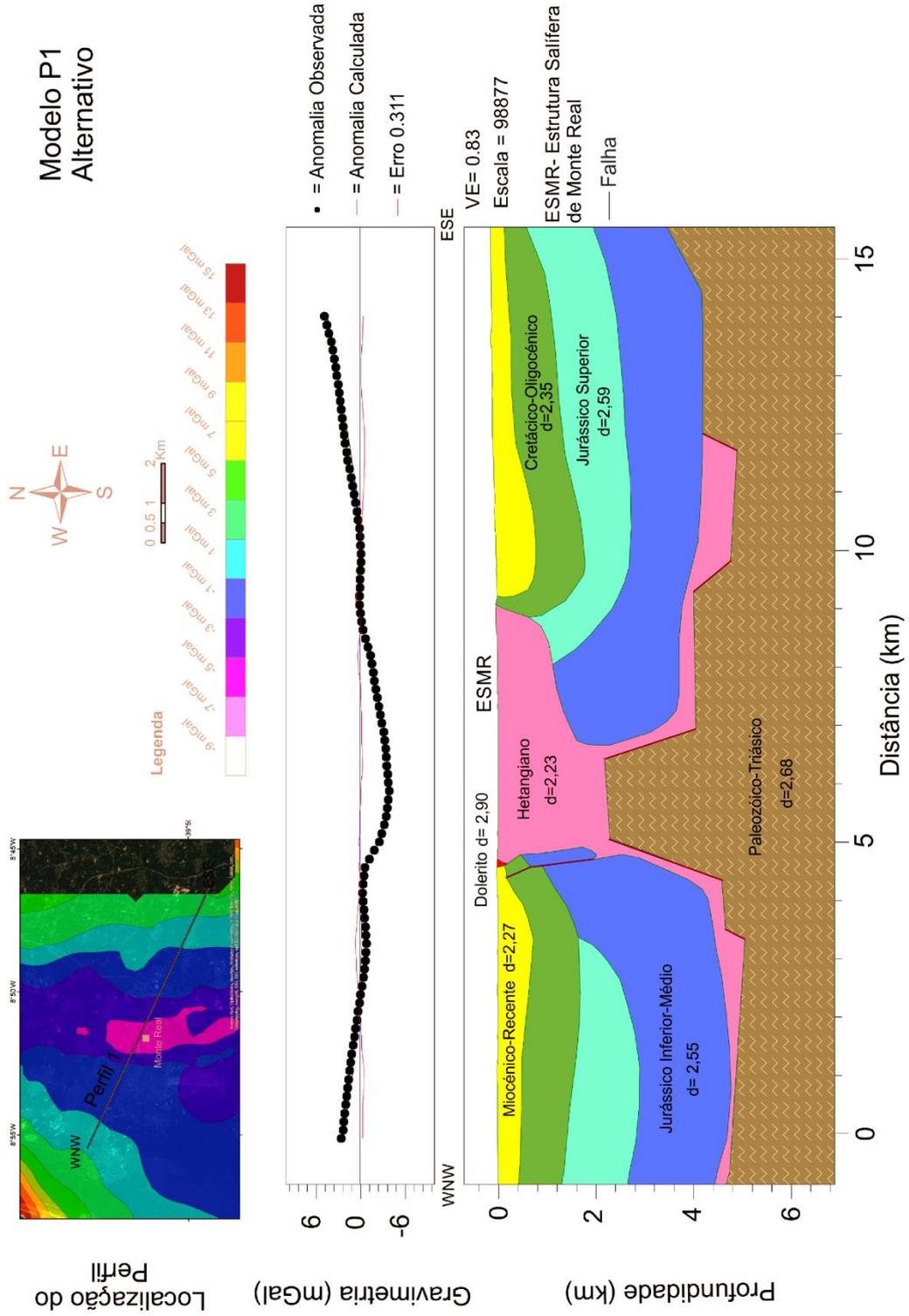


Figura 3.19- Modelo P1 Alternativo: Modelação gravimétrica do Perfil P1 Alternativo (com um erro de ajustamento de 0.311%).

c) Modelo P2

Na tabela 3.5 estão discriminadas as características correspondentes ao Perfil P2, cuja geometria se baseia no modelo interpretativo do perfil sísmico S3 (ver Figura 3.9). Este perfil permite compreender a geometria do flanco ocidental da estrutura evaporítica de Parceiros-Leiria, o “relevo” do soco Hercínico-Triásico, assim como a disposição e a geometria das camadas Meso-Cenozóicas em profundidade,

Na modelação gravimétrica foi possível uma correlação entre o Modelo P2 e o perfil sísmico S3 (Figura 3.8). Esta correlação permitiu construir um modelo bastante aproximado da disposição das camadas em profundidade, visto que 14,3 km do perfil correspondem a camadas geológicas predominantemente sub-horizontalizadas. O erro de ajuste do modelo gerado equivale a 0.454, um erro bastante aceitável, indicador de uma boa aproximação à disposição real das camadas em profundidade.

A gama de valores gravimétricos observados é bastante homogénea, compreendida entre os -1 mGal e os -5 mGal (Figura 3.20). Esta homogeneidade resulta essencialmente das baixas densidades dos sedimentos cenozóicos e cretácicos, assim como a sua expressão em profundidade (Figura 3.20). Na parte E do modelo, onde se registam os valores gravimétricos mais baixos (-5 mGal), tem lugar a estrutura salífera de Leiria-Parceiros.

Relativamente ao modelo geológico-estrutural, este apresenta-se, em geral, bastante uniforme, com destaque para: a) aos 6km a presença de falhas, provavelmente de idade Jurássica, afetando a horizontalidade das camadas geológicas (Figura 3.20), b) o esgotamento da camada do Jurássico Superior a par do que acontece no Modelo P1, c) a presença de uma falha N-S (Teixeira *et al.*, 1968) no bordo W Diapiro de Leiria-Parceiros, elevando o bloco direito e d) o Diapiro de Leiria-Parceiros tem a forma de um muro de sal e perto da superfície, sensivelmente aos 0,5 km de profundidade, adquire um comportamento de “língua de sal” projetada para SE, sobre as unidades Jurássicas que afloram no seu flanco SE.

Neste modelo as espessuras das unidades sedimentares são bastante equilibradas: a unidade Jurássico Inferior-Médio tem 0,7 km, a unidade do Jurássico Superior tem 0,9 km até esgotar sensivelmente ao quilómetro 13, a unidade Cretácico-Oligocénico tem 0,8 km e a unidade Miocénico-Recente tem 0,6 km.

Segundo a resposta gravimétrica, a presença de uma língua de sal com prolongamento para SE (vista do modelo) assume-se a resposta geológica mais credível, no entanto o problema da qualidade dos dados gravimétricos em regiões fronteiriças não pode ser descartado.

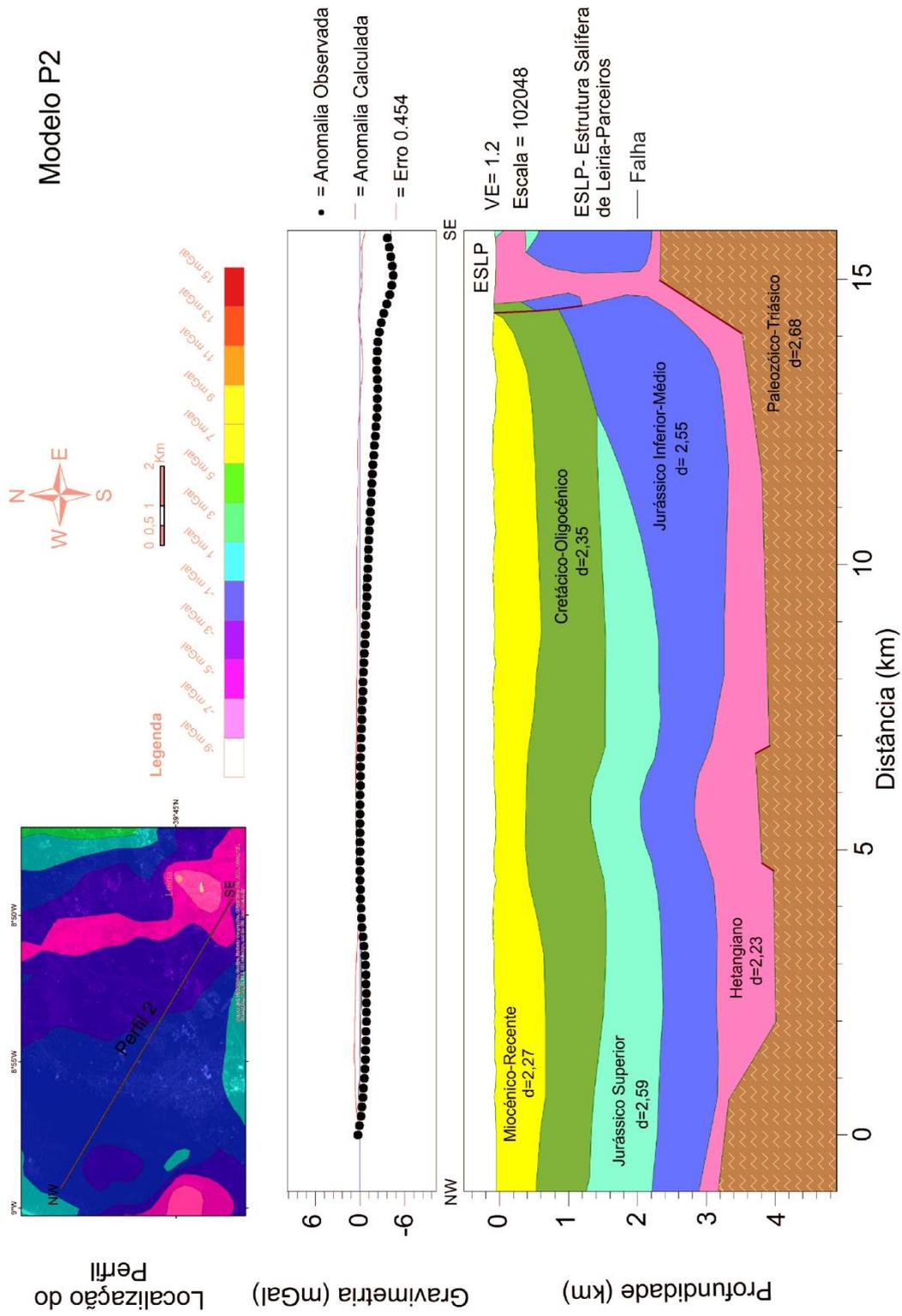


Figura 3.20- Modelo P2: Modelação gravimétrica do Perfil P2 (com um erro de ajustamento de 0.454%).

c) Modelo P3

Na tabela 3.5 estão discriminadas as características correspondentes ao Perfil P3, cuja geometria se baseia no modelo interpretativo do perfil sísmico S4 (ver Figura 3.9). Este perfil permite compreender estruturas importantes como a estrutura salífera de São Pedro de Moel e as estruturas adjacentes a este.

Na modelação gravimétrica foi possível uma correlação entre o perfil P3 e o modelo interpretativo do perfil sísmico S4 (figura 3.8). Esta correlação permite, mais uma vez, uma boa aproximação da disposição e a geometria dos corpos geológicos em profundidade, em especial nas regiões mais a N e S onde as camadas se encontram mais horizontalizadas, à geometria da estrutura de São Pedro de Moel e ao “relevo” do Soco-Triássico. O erro de ajuste do modelo gerado equivale a 0.475, o que se considera bastante aceitável.

O Perfil P3 apresenta alguma homogeneidade nos valores gravimétricos, compreendidos entre os 1 mGal e os -7 mGal. Este modelo apresenta os valores gravimétricos mais elevados (1 mGal) a N e a S, representativos da configuração geral das camadas geológicas na região de Monte Real (Figura 3.21). Na parte central do perfil, predominam valores gravimétricos baixos (-7 mGal), representativos da presença da estrutura salífera de São Pedro de Moel.

Quanto ao modelo geológico-estrutural, este compreende, desde o seu extremo N até sensivelmente aos 7,2 km, a presença de uma bacia de afundimento, cuja génese estará relacionada com as estruturas do Alto de Pedrogão, a N, e a estrutura salífera de São Pedro de Moel, a Sul. Segundo o modelo, as espessuras das unidades nesta bacia de afundimento são: a) 1,3 km para o Jurássico Inferior-Médio; b) 0,9 km para o Jurássico Superior; c) 0,7 km para o Cretácico-Oligocénico; d) 0,6 km para o Miocénico-Recente.

Nas proximidades do flanco N da estrutura salífera de São Pedro de Moel está implantada a sondagem SPM-2 (Figura 3.10). O log estratigráfico desta sondagem não assinala a presença dos sedimentos do Jurássico Superior, indicando que estes apenas se encontram em profundidade nas bacias de afundimento (Ferreira, 1971). Por outro lado, o Jurássico Inferior-Médio aflora à superfície. Estes factos permitem restringir localmente o modelo gravimétrico. Segundo interpretações geológicas, o contacto entre unidades no bordo N do Diapiro de São Pedro de Moel tem natureza estratigráfica, apesar de ocorrerem várias falhas de escala inferior à utilizada nos modelos.

Na região central do perfil está localizada a estrutura salífera de São Pedro de Moel, cuja presença é comprovada pela cartografia geológica, onde aflora à superfície na zona

de contato estratigráfico, pela interpretação sísmica e pela correspondente anomalia gravimétrica negativa, onde regista uma extensão de 3,5 km (Figura 3.21).

O modelo gravimétrico confirma a geometria alongada desta estrutura, de flancos assimétricos e vergência para sul, que se comporta como um muro de sal cujo topo possui a forma de uma copa de “cogumelo”.

No flanco S da estrutura salífera de São Pedro de Moel, a par do flanco N, o contacto entre unidades é materializado por um contacto estratigráfico. As séries mesozoicas não afloram à superfície, mas o modelo admite a presença de Jurássico Superior neste sector. Na região S do modelo admite-se o desenvolvimento de uma bacia de afundimento. A distribuição de espessuras nesta bacia de afundimento é a seguinte: a) 1 km para a unidade do Jurássico Inferior-Médio; b) 0,4 km para a unidade do Jurássico Superior; c) 6 km para a unidade do Cretácico-Oligocénico; d) 0,6 km para a unidade Miocénico-Recente. De notar que este enchimento está limitado por uma subida do Soco Hercínico-Triássico para S.

Esta bacia está limitada a N pela estrutura salífera de São Pedro de Moel e a S pelo bordo SW da sub-bacia de Monte Real, materializado pela falha Pombal-Leiria-Caldas da Rainha.

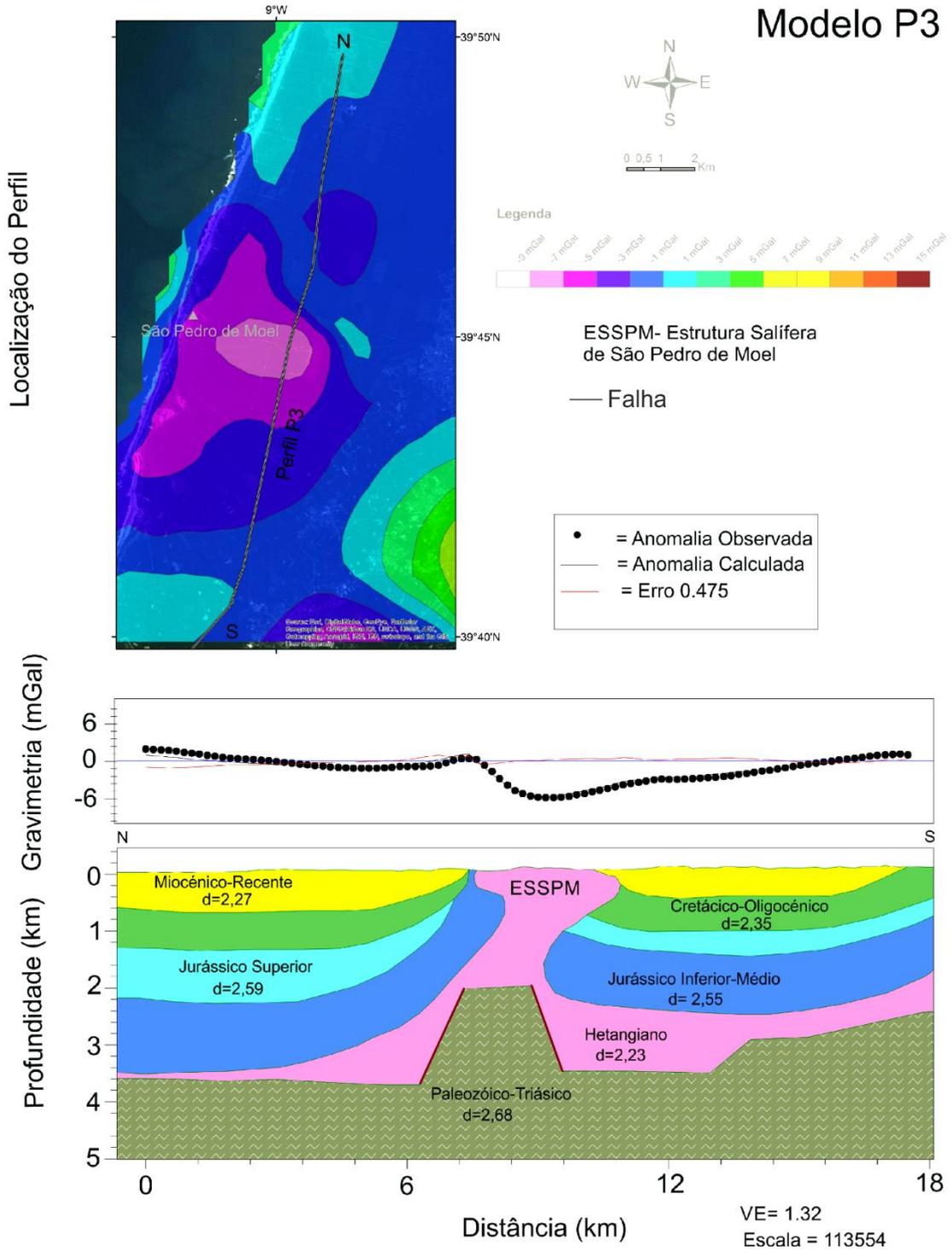


Figura 3.21- Modelo P3: Modelação gravimétrica do Perfil P3 (com um erro de ajustamento de 0.475%).

d) Modelo P4

Na tabela 3.5 estão discriminadas as características correspondentes ao Perfil P4, localizado entre o Perfil P1 e o Perfil P2 (ver Figura 3.17). Este perfil permite compreender estruturas importantes na região de Monte Real, como o diapiro de Monte Real no seu extremo sul e as bacias de afundimento que o bordejam.

O Perfil P4 não regista concordância com nenhum perfil sísmico da região, mas é possível utilizar as interpretações dos perfis sísmicos S2 e S3 para construir o modelo gravimétrico. O erro de ajuste do modelo gerado equivale a 0.277, o que se considera bastante aceitável e indica uma boa aproximação à disposição real das camadas em profundidade.

O perfil compreende a W uma anomalia positiva, equivalente à estrutura sinclinal que bordeja o flanco esquerdo da ESMR, preenchida por formações carbonatadas e siliciclásticas do Meso-Cenozóico. Na região central do perfil, surge uma anomalia negativa, indicadora da presença da ESMR. A E, tem lugar novamente uma estrutura em sinclinal, com preenchimento idêntico à anterior, à qual também se volta a associar uma anomalia positiva.

O modelo geológico-estrutural respeita, na generalidade, as geometrias e as disposições propostas para os corpos geológicos do Modelo P1, de notar apenas algumas diferenças expectáveis. A bacia de afundimento que materializa a região WNW do modelo regista as seguintes espessuras: a) 1,7 km da unidade Jurássico Inferior-Médio, b) 1,2 km da unidade Jurássico Superior, c) 0,8 km da unidade Cretácico-Oligocénico e d) 0,4 km da unidade Miocénico-Recente.

A largura do diapiro de Monte Real neste modelo diminui em relação ao Modelo P1, pois este intersecta o seu bordo S. Esta variação é visível na interpretação geológica, ou seja, à superfície, assim como na interpretação gravimétrica, em profundidade. Na Figura 3.22 é possível observar um muro de sal estreito, com uma largura de aproximadamente 0,3 km, possibilitando a quase continuidade entre as unidades dos diferentes flancos. A ascensão da massa salífera origina a par do Modelo P1 uma língua de sal projetada para E, com uma extensão equivalente a 2,12 km, cobrindo as formações Mesozóicas adjacentes.

Relativamente ao flanco E da ESMR, este estabelece um contato estratigráfico com a unidade do Miocénico-Recente. Este enchimento Cenozóico, que caracteriza os últimos 5 km do Modelo P4, pode corresponder à Depressão da Gândara (descrita no capítulo 2.3.2.3).

e) Modelo P4 Alternativo

O Perfil P4 Alternativo apresenta as mesmas características tabeladas do Perfil P4 (tabela 3.5), apenas diverge na geometria das camadas em profundidade, propostas na modelação gravimétrica. Assim sendo, o erro de ajuste corresponde a 0.346, valor bastante satisfatório.

Quanto ao modelo geológico-estrutural proposto, as diferenças em relação ao Modelo P4 respeitam o seguimento da geometria proposta no Modelo P1 Alternativo. Como está representado na figura 3.23, as principais diferenças consistem na posição do soco, nomeadamente sob a massa salífera e na geometria desta última, que se sugere agora mais larga.

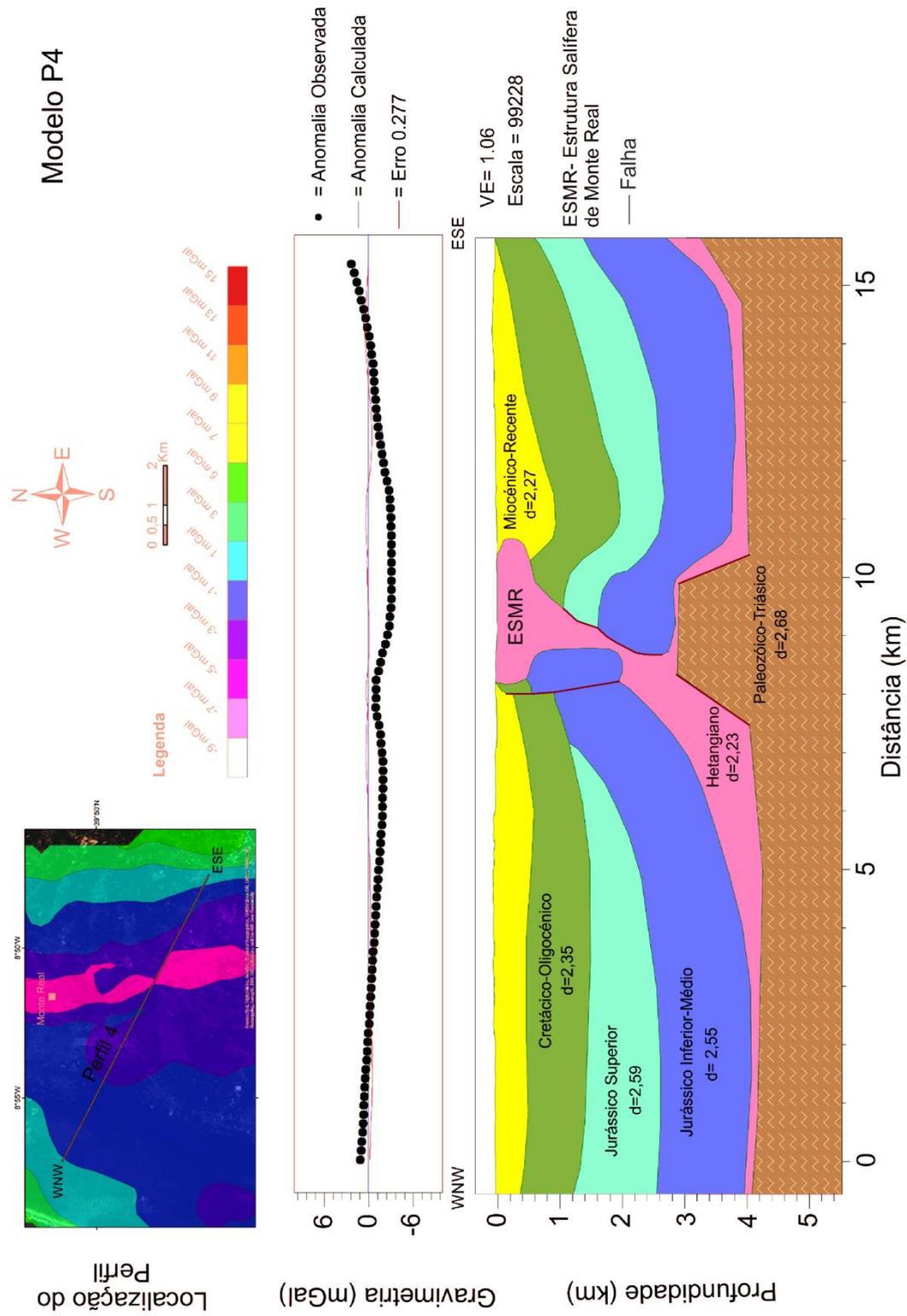


Figura 3.22- Modelo P4: Modelação gravimétrica do Perfil P4 (com um erro de ajustamento de 0.277%).

f) Modelo P5

Na tabela 3.5 estão discriminadas as características correspondentes ao Perfil P5. Este modelo permite compreender estruturas importantes como o Alto de Pedrogão (AP), a estrutura salífera da Ervedeira e a ESMR. Este perfil é uma continuação para N do Perfil P3, cuja geometria se baseia no modelo interpretativo do perfil sísmico S4 (Modelo gravimétrico P3). A sua disposição é paralela à costa portuguesa, entre São Pedro de Moel e Pedrogão (Figura 3.24).

O Perfil P5 possui correspondência, na sua metade S, com a extremidade N do perfil sísmico UTP81-05. A metade N não tem correspondência com nenhuma linha sísmica, mas é possível estabelecer paralelismos entre os perfis sísmicos anteriores e interpretações geológicas. O erro de ajuste do modelo gerado equivale a 0.423, o que se considera bastante aceitável.

O perfil P5 compreende de S para N, um aumento progressivo dos valores gravimétricos até atingir o seu máximo na estrutura do Alto de Pedrogão (15 mGal), na região central do modelo. Na região N do perfil, os valores gravimétricos decrescem até ao seu mínimo (-3 mGal), representativo das estruturas salíferas da Ervedeira (ESE) e de Monte Real (extremidade norte, junto à linha de costa).

Quanto ao modelo geológico-estrutural, no extremo S, este materializa-se pelo seguimento da bacia de afundimento, proposta no extremo N do Modelo P3.

Na região central do modelo, sensivelmente a 9,5 km, tem expressão em profundidade o Alto de Pedrogão, que representa uma subida do soco Hercínico-Tiássico, até aos 2,5 km de profundidade. Devido à interpretação geológica, foi possível verificar que além da posição elevada do soco Hercínico-Trássico em profundidade, afloram naquele local estratos do Cretácico e do Jurássico Superior, justificando assim os valores elevados da anomalia.

No enfiamento do modelo para N, identificam-se duas estruturas salíferas, a da Ervedeira e a extremidade norte da estrutura de Monte Real. A estrutura salífera da Ervedeira só foi reconhecida por métodos geofísicos (Westerhausen, 1957), enquanto que a ESMR, nesta posição, já influiu para NW, com continuação para o oceano. O extremo N do modelo P5 apresenta as maiores dificuldades na sua modelação, pois carece de informação geológica (natureza e atitude das camadas). A única interpretação geológica possível corresponde à cobertura cenozóica. Quanto à modelação gravimétrica deste setor, a homogeneidade dos valores gravimétricos não permite estabelecer contrastes entre as unidades.

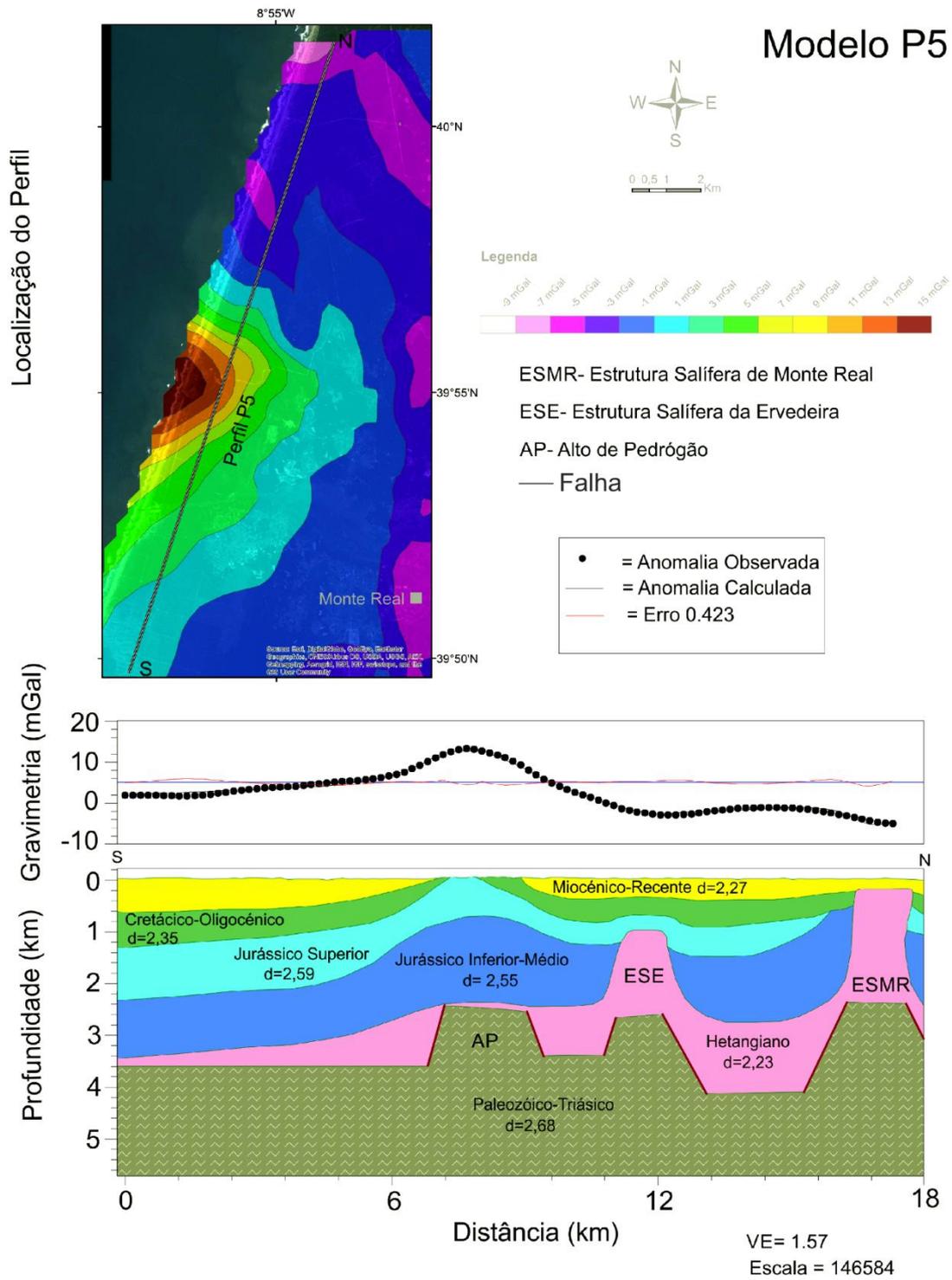


Figura 3.24- Modelo P5: Modelação gravimétrica do Perfil P5 (com um erro de ajustamento de 0.423%).

g) Modelo P6

Na tabela 3.5 estão discriminadas as características correspondentes ao Perfil P6. Este perfil permite compreender estruturas importantes como o Anticlinal da Maceira (AM) e o flanco E da estrutura salífera de São Pedro de Moel.

O Perfil P6 não regista concordância com nenhum perfil sísmico. No entanto, é possível estabelecer paralelismos com as interpretações geológicas dos perfis sísmicos anteriores. O erro de ajuste do modelo gerado equivale a 0.64, o que se considera bastante aceitável.

O Perfil P6 compreende a NW a estrutura salífera de São Pedro de Moel, onde regista os valores gravimétricos mais baixos (-7 mGal). Em direção a SE, os valores gravimétricos aumentam gradualmente, até atingir o seu máximo (11mGal) no Anticlinal da Maceira. Na extremidade SE do perfil, os valores gravimétricos voltam a decrescer.

Relativamente ao modelo geológico-estrutural, o extremo NW do perfil posiciona-se em plena estrutura salífera de São Pedro de Moel. No flanco W deste, predominam as unidades do Jurássico Inferior-Médio, cujo afloramentos são visíveis nas arribas das praias. Reconhece-se a extensa cobertura Cenozóica, característica da região de Monte Real, cujo contacto com as unidades adjacentes tem natureza estratigráfica.

Segundo uma direção SE, de acordo com o Modelo P3, localiza-se uma bacia de afundimento, com um comprimento de aproximadamente 6 km, onde, apesar da cobertura cenozóica, as unidades Jurássicas representam a maioria do enchimento sedimentar. A distribuição das espessuras é a seguinte: a) 1,2 km para o Jurássico Inferior-Médio; b) 0,4 km para o Jurássico Superior; c) 0,5 km para o Cretácico-Oligocénico; d) 0,4 km para o Miocénico-Recente (Figura 3.25).

A região SE do Modelo P6, é dominada pela estrutura do Anticlinal da Maceira, constituída pelas unidades do Cretácico-Oligocénico e do Jurássico Inferior-Médio no seu flanco NW. No núcleo da estrutura predomina a unidade Jurássico Inferior-Médio. O seu flanco SE é dominado por formações do Jurássico Inferior-Médio, do Jurássico Superior, do Cretácico-Oligocénico e do Miocénico-Recente. Este flanco preserva por completo a geometria padrão de um anticlinal. Como está representado na figura 3.25, os contactos entre unidades têm carácter estrutural, sendo esta um área estruturalmente complexa, dominada pelo acidente tectónico Pombal-Leiria-Caldas da Rainha (AEPLCR).

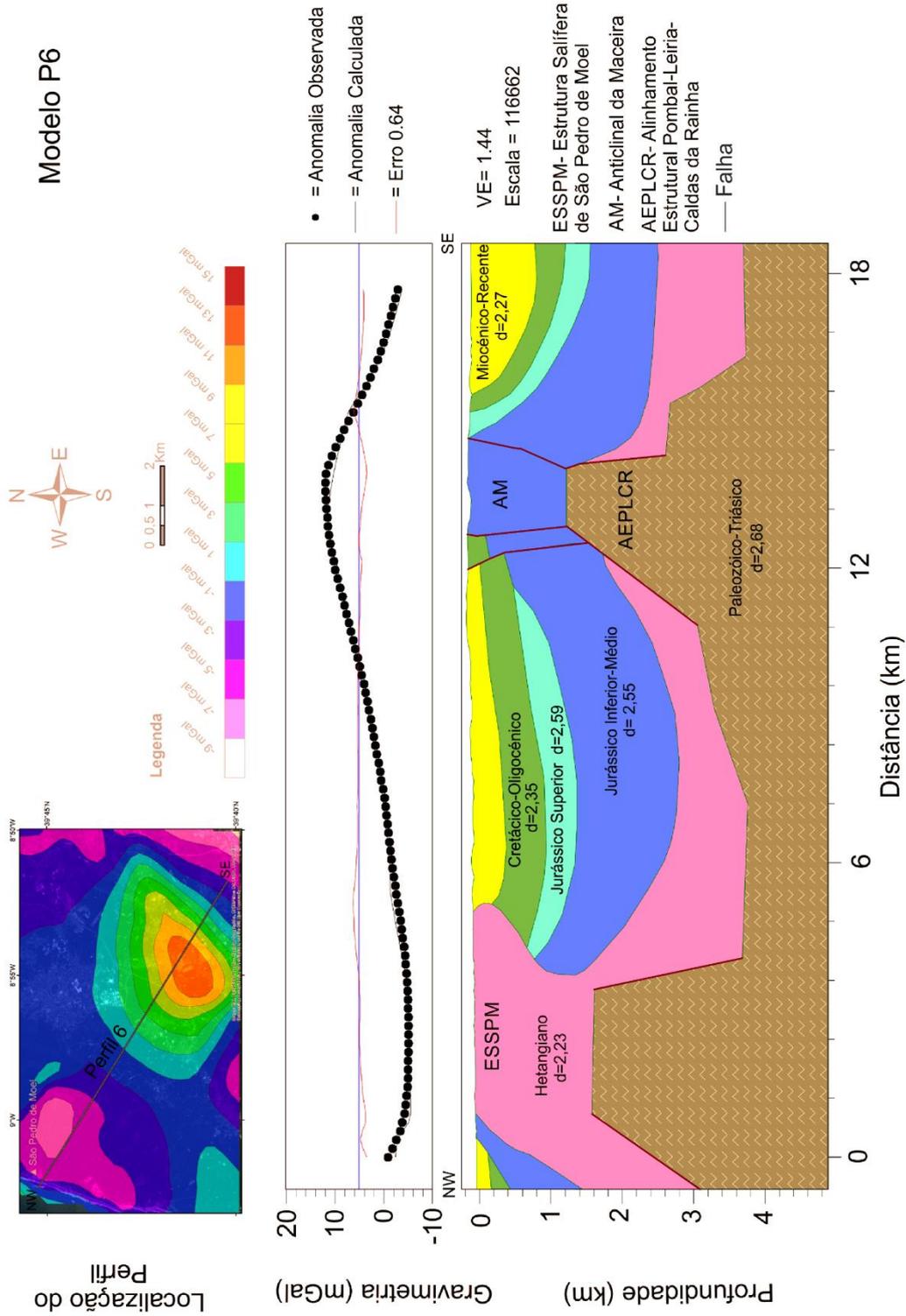


Figura 3.25- Modelo P6: Modelação gravimétrica do Perfil P6 (com um erro de ajustamento de 0.64 %).

h) Perfil P7

Na tabela 3.5 estão discriminadas as características correspondentes ao perfil P7, de orientação NW-SE, disposto a cerca de 4,5 km para norte do perfil P1. Este perfil permite compreender estruturas importantes na região de Monte Real, como a ESMR, no seu setor centro-norte e as bacias de afundimento adjacentes à estrutura evaporítica.

O perfil P7 não regista concordância com nenhum perfil sísmico, no entanto, é possível estabelecer paralelismos com os modelos interpretativos dos perfis sísmicos anteriores e interpretações geológicas. O erro de ajuste do modelo gerado equivale a 0.567, o que se considera bastante aceitável e indica uma boa aproximação à disposição real das camadas em profundidade.

O perfil compreende a W uma anomalia positiva, correspondente à estrutura sinclinal que bordeja o flanco esquerdo da ESMR e ao denominado Alto de Pedrogão. Na região central do perfil, surge uma anomalia negativa, indicadora da presença da ESMR. A E, tem lugar uma bacia de afundimento a que corresponde uma anomalia positiva.

O modelo geológico-estrutural respeita, na generalidade, os princípios propostos para os Modelos P1 e P4. De salientar apenas algumas diferenças locais, intrínsecas ao próprio modelo. A largura da ESMR aumenta em relação aos Modelos P1 e P4, sendo neste uma largura na ordem dos 5 km (na interpretação geológica). Na figura 3.26 é possível observar um muro de sal estreito, que em secção lembra uma coluna com uma largura de aproximadamente 1 km na sua base, que diminui com a diminuição da profundidade, atingindo um mínimo de 0,3 km, possibilitando assim a quase continuidade entre as unidades dos diferentes flancos. O topo da massa salífera, a par dos Modelos P1 e P4, é rematado por uma língua de sal com uma extensão de 4 km segundo uma direção ESE (vista do modelo), verificando-se mais uma vez que as camadas do flanco ESE se encontram sob esta.

O extremo WNW é dominado pelo Alto de Pedrogão, onde as unidades do Paleozóico-Triásico Superior atingem os 3 km de profundidade. Segundo uma direção ESE, a par dos Modelos P1 e P4, todas as unidades seguem os mesmos princípios de interpretação, visto que não existem argumentos geológicos ou gravimétricos que demonstram o contrário. A bacia de afundimento apresenta as seguintes espessuras: a) 1,8 km para o Jurássico Inferior-Médio; b) 1,2 km para o Jurássico Superior; c) 1,4 km para o Cretácico-Oligocénico; d) 0,6 km para o Miocénico-Recente. Relativamente ao flanco E do Diapiro de Monte Real, este estabelece um contacto estratigráfico com as unidades adjacentes, respeitando a geometria padrão de um anticlinal.

i) Modelo P7 Alternativo

O perfil P7 Alternativo apresenta as mesmas características tabeladas do perfil P7 (tabela 3.5), apenas diverge na geometria das camadas em profundidade, propostas na modelação gravimétrica. Assim sendo, o erro de ajuste será diferente, neste caso corresponde a 0.498, valor bastante razoável.

Quanto ao modelo geológico-estrutural proposto, as diferenças em relação ao Modelo P7 respeitam o seguimento da geometria proposta nos modelos anterior referentes à ESMR (P1 e P4). Como está representado na Figura 3.27, a principal diferença consiste na posição do Soco Hercínico-Triássico, nomeadamente sob a massa salífera, o que vai alterar a geometria da estrutura salífera, que deixa de ser, em secção, uma “coluna”, rematada por uma língua projectada para ESE,

Como se tem verificado nos modelos alternativos, a posição bastante elevada do Soco (1,5 km de profundidade) não oferece aquela que se pensa ser a melhor interpretação geológica da região em estudo.

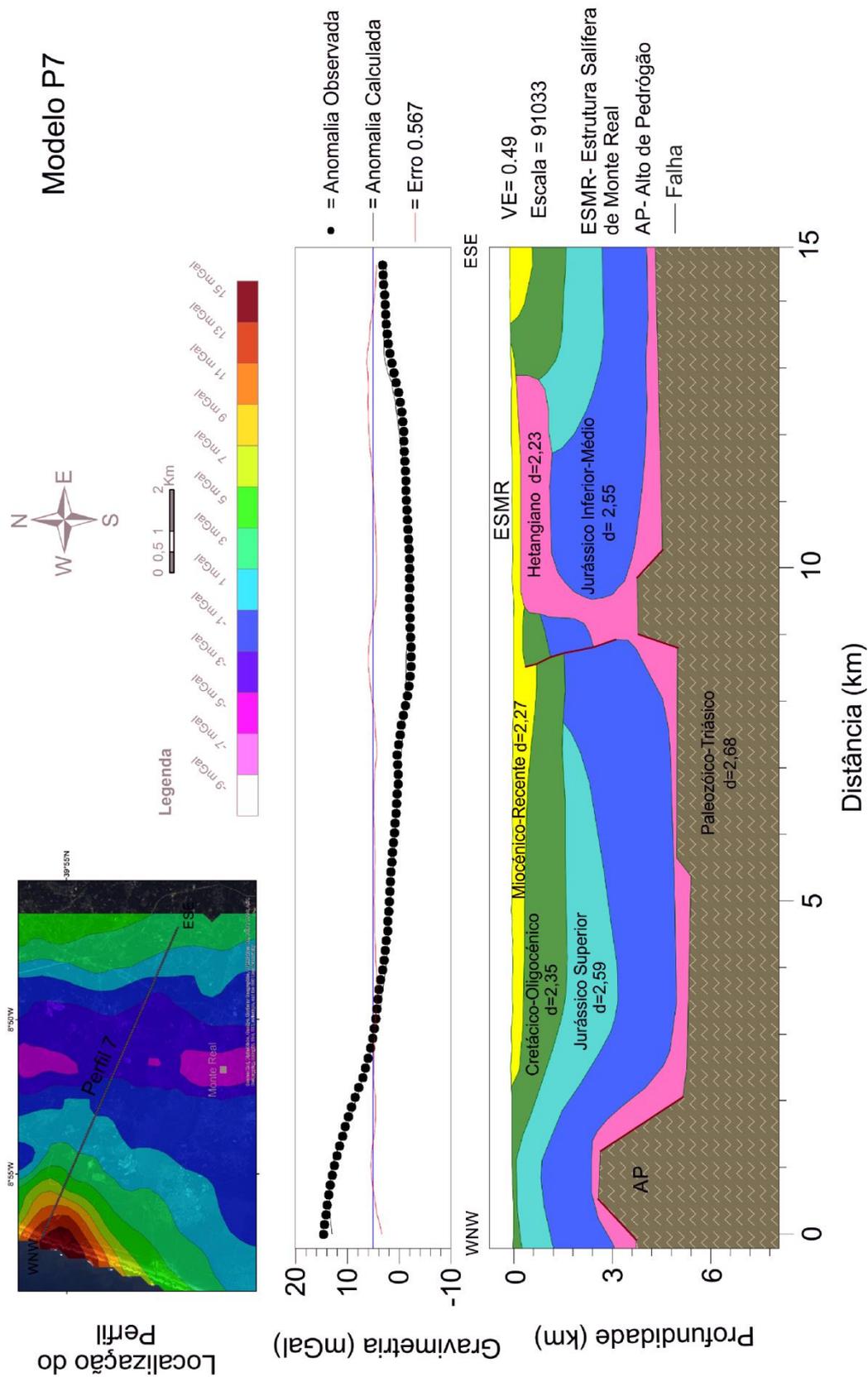


Figura 3.26- Modelo P7: Modelação gravimétrica do Perfil P7 (com um erro de ajustamento de 0.567%).

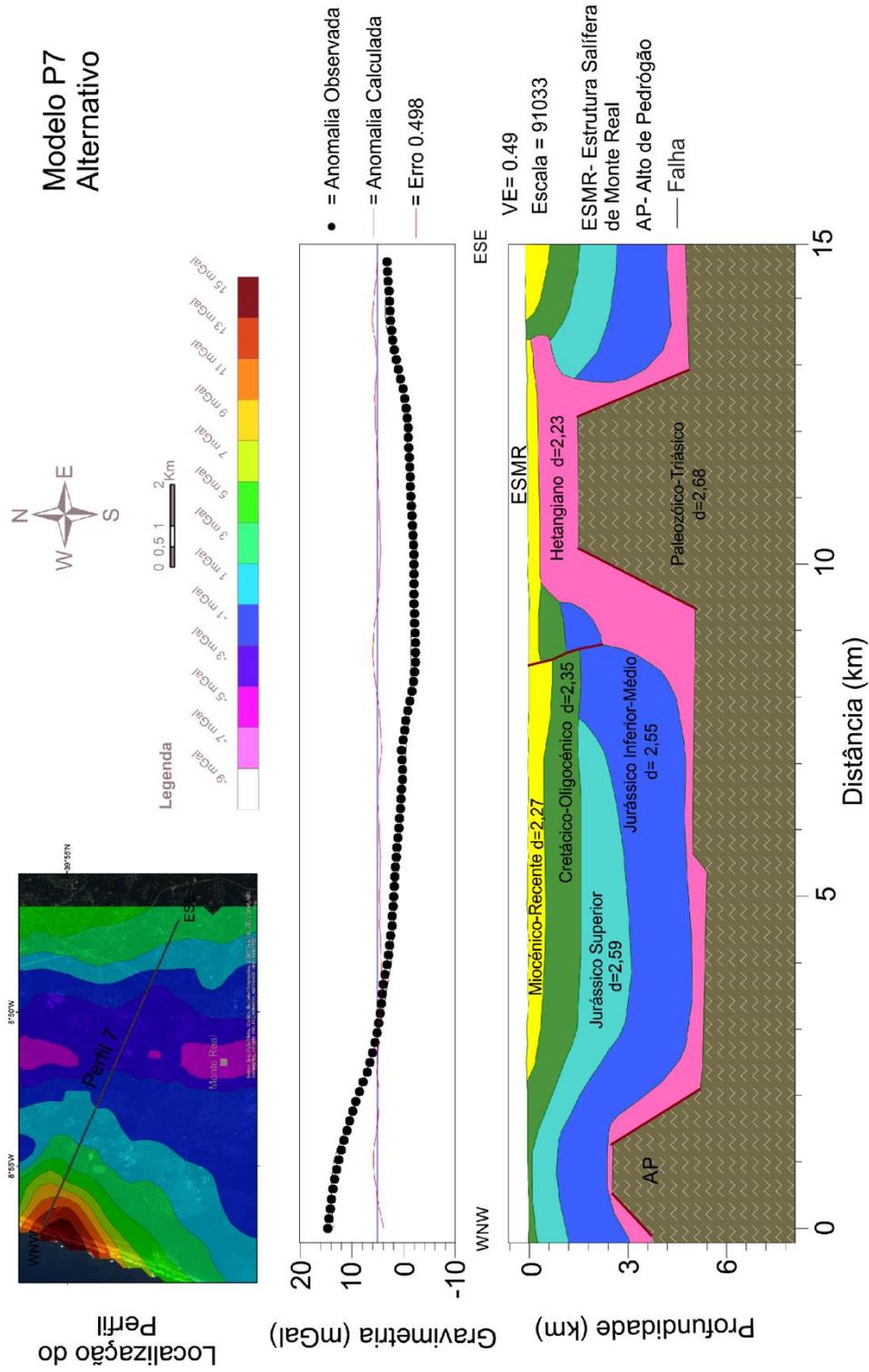


Figura 3.27- Modelo P7 Alternativo: Modelação gravimétrica do Perfil P7 Alternativo (com um erro de ajustamento de 0.498%).

4- Discussão de Resultados

4- Discussão de Resultados

A utilização dos métodos de prospeção gravimétrica permitiram definir a ESMR como uma estrutura alongada na direção N-S, com uma inflexão para NW no seu extremo N, com 25 km de comprimento e sensivelmente 4 km de largura, como tinha sido proposto nos trabalhos de Ferreira (1971) e Lopes (1993).

Os mapas da anomalia residual permitem visualizar a expressão da ESMR à superfície e estabelecer vários paralelismos com os principais alinhamentos estruturais da região. As direções da ESMR, segundo o mapa da anomalia residual, estão de acordo com o alinhamento estrutural assinalado por Rasmussen *et al.*, (1998), que se materializa pelo bordo W da estrutura salífera. Este alinhamento ocorre segundo a direção NNW-SSE, característico da compressão miocénica.

A modelação gravimétrica da anomalia residual, permite estabelecer correlações acerca da ESMR e das formações Mesocénicas adjacentes em profundidade.

O setor norte da região de Monte Real apresenta dificuldades de interpretação acerca da geometria da ESMR e da estrutura salífera da Ervedeira. Este setor apenas é intersetado pelo perfil P5, cuja interpretação carece de dados sísmicos e geológicos, dada a extensa cobertura cenozóica que omite as estruturas e falhas geológicas.

Relativamente ao setor central e sul da ESMR, a conjugação dos Modelos P1, P4 e P7 permitem definir a geometria da estrutura salífera, a geometria das bacias de afundimento (*withdrawal basin*) que a bordejam e a natureza de acidentes tectónicos significativos. Posteriormente neste sub-capítulo será detalhado o modelo tectono-estrutural da implementação e evolução desta estrutura salífera, tendo por base os modelos gravimétricos apresentados.

A bacia de afundimento (*withdrawal basin*) que bordeja o flanco W da ESMR revelou-se de extrema importância na presente dissertação: a) a disposição e a geometria das suas unidades sedimentares em profundidade permitem reconstruir a evolução tectono-estrutural da ESMR; b) pelo seu potencial petrolífero. Esta depressão tem uma extensa dimensão e é controlada pelas mais variadas estruturas adjacentes, a N e E pela ESMR, a W pelo o Alto de Pedrogão, a WSW pela estrutura salífera de São Pedro de Moel, a S pelo Anticlinal da Maceira e a SE pela estrutura salífera de Leiria-Parceiros e pela Falha de Pombal-Leiria-Caldas da Rainha.

Numa primeira interpretação, esta *withdrawal basin* tem uma configuração típica de uma estrutura sinclinal (Ferreira, 1971; Lopes, 1993), cujas unidades antigas (mesozóicas) se apresentam arqueadas e localmente separadas por discordâncias angulares, ao

contrário das mais recentes (cenozóicas), que se apresentam geralmente subhorizontais. Quanto maior a proximidade a estruturas como diapiros e altos estruturais, maior será o arqueamento das unidades.

No flanco E da ESMR, a par do flanco W, desenvolve-se outra bacia de afundimento, esta também com uma configuração típica de sinclinal (Ferreira, 1971; Lopes, 1993). Através da modelação gravimétrica foi possível identificar que esta engloba as mesmas unidades que ocorrem a W, embora se verifiquem algumas diferenças na disposição e na geometria das camadas em profundidade. Do mesmo modo, contribuí para reconstruir a evolução tectono-estrutural da ESMR, sobretudo desde o Cretácico até à atualidade, fornecendo indicações positivas em relação ao seu potencial petrolífero.

Quanto à disposição do Soco Hercínico em profundidade, modelado conjuntamente com o Grupo de Silves (Soco+Triásico Superior), reconhecem-se várias estruturas importantes: a) a configuração *horst* que está na origem dos processos halocinéticos, bem assinalados nos modelos P1, P4 e P7 (Figura 5.1); b) o Soco tem um soerguimento progressivo para sudeste, bem evidenciado no mapa da anomalia regional (Sub-capítulo 3.2.3.2; Figura 3.13), onde na região do acidente tectónico Pombal-Leiria-Caldas da Rainha, atinge profundidades na ordem dos 1,2 km (modelo P6) e parece estar associado à morfoestrutura materializada pelo Maciço Calcário Estremenho; c) Nos modelos P1, P4 e P7 existe alguma variação em relação à profundidade do Soco+Triásico Superior, sendo os valores da profundidade 3,2 km, 3,0 km e 4,2 km, respetivamente. O que indica um aumento da profundidade do Soco+Triásico Superior segundo uma direção Norte, isto numa escala mais local, referente à ESMR; d) Existem duas zonas anómalas positivas, tendo como provável origem na posição elevada do Soco+Triásico Superior, nomeadamente o Alto de Pedrogão, intersetado pelo modelo P5 (figura 3.23) e pelo modelo P7 (figura 3.25), com profundidades na ordem dos 2,6 km e 2,5 km, respetivamente e o Anticlinal da Maceira, intersetado pelo modelo P6, com profundidades na ordem dos 1,2 km.

4.1- Integração dos Resultados no contexto da evolução Meso-Cenozóica da Bacia Lusitânica

Na figura 4.1, está representado o modelo tectónico-estrutural proposto para a implementação da ESMR, cuja evolução desenvolve-se segundo quatro principais etapas. Esta evolução reforça a proposta de Lopes (1993), acerca da sub-bacia de Monte Real, descrita como “uma bacia de evolução extremamente complexa, onde a tectónica salífera desempenhou, desde muito cedo, papel importante”.

Etapa 1- Jurássico Inferior a Médio

Esta etapa contempla os primeiros movimentos halocinéticos de uma camada evaporítica autóctone, já coberta pelos sedimentos do Jurássico Inferior, sob um regime distensivo característico do *rifting* que se abate sobre a Bacia Lusitânica. A topografia irregular do Soco, resultante da geometria em *horst* e *gabren*, de orientação N-S (Lopes, 1993) desencadeada pelo estiramento crustal, e a própria movimentação dos blocos, originam variações da pressão litoestática, o que está na origem dos primeiros movimentos halocinéticos: escoamento lateral da massa evaporítica e a sua concentração junto a zonas de falha, com nucleação das estruturas evaporíticas sob a forma de “almofadas” e anticlinais com núcleo evaporítico.

O estiramento crustal a que o Soco está sujeito origina, nesta etapa, sistemas de falhas, com abatimento do bloco E, com as unidades do Jurássico Inferior-Médio a apresentarem maiores espessuras nesse flanco (Lopes, 1993). Os movimentos evaporíticos terão maior efeito perto da falha (figura 4.1-A), onde a maior densidade dos níveis suprajacentes (*overburden*) e a sua carga, aliados à movimentação dos blocos por estiramento, terão desencadeado a instabilidade dos evaporitos e a sua movimentação para esse local- fase reativa da ESMR.

Etapa 2 - Jurássico Superior

O enchimento sedimentar é controlado pela ascensão do diapiro, que intensifica a sua atividade na maior fase distensiva da Bacia Lusitânica. Esta etapa ilustra a geodinâmica característica dos *Salt Withdrawal basins*, controlada essencialmente por processos tectónicos e halocinéticos.

O processo de estiramento desencadeia no Soco, nesta etapa, novas rupturas (Lopes, 1993), agora com abatimento mais a W, originando o desenvolvimento de um horst. Este processo facilita o escoamento vertical dos evaporitos (figura 4.1-B) e o crescimento do anticlinal evaporítico. Desencadeia, também, o desenvolvimento da *withdrawal basin* no flanco W.

A disposição e a geometria das unidades do Jurássico Inferior-Médio e Superior são os principais indicadores de uma geodinâmica característica de um *Salt Withdrawal basin*. Nos flancos da estrutura evaporítica as unidades Jurássicas apresentam estruturas do tipo *rim synclines*, podendo tais estruturas ser correlacionadas com as *withdrawal basins* que bordejam a estrutura evaporítica, propostas por Ferreira (1971) e Lopes (1993). Como consequência do enchimento sedimentar, existem algumas diferenças na composição da bacia, nomeadamente em relação à variação de fácies. Todos estes fatores indicam alterações quantitativas e qualificativas da cobertura sedimentar, o que

proporciona um aumento dos processos halocinéticos. Deste modo, os níveis evaporíticos vão migrar dos flancos do diapiro para a charneira (*apex*) do anticlinal evaporítico (figura 4.1-B), aumentando o abatimento da cobertura sedimentar nos flancos da estrutura e favorecendo estruturas do tipo *rim-syncline* e posteriormente do tipo *Salt Weld* (esgotamento do nível evaporítico e assentamento da cobertura sobre as rochas do pré-sal).

No flanco E da ESMR, o maior enchimento sedimentar dada a disposição do Soco no Jurássico Inferior, promove as estruturas do tipo *Salt Weld*, forçando a migração do sal para o núcleo evaporítico da ESMR ou para zonas adjacentes, como as estruturas salíferas de Soure, Leiria-Parceiros e Verride. No entanto, dada a disposição do anticlinal evaporítico (Figura 4.1-B), assume-se que o maior fluxo de evaporitos seria o proveniente de W, onde a cobertura sedimentar não seria tão espessa.

Durante esta etapa, o crescimento do anticlinal evaporítico poderá ter provocado o “romper” das unidades suprajacentes, com desenvolvimento de falhas normais características do estilo tectónico dos *Salt Domes*, possibilitando a migração vertical dos evaporitos. Assim a génese da falha do flanco W da ESMR poderá ter idade Jurássica, sujeita a reativação aquando da compressão cenozóica.

Na passagem do Jurássico Inferior-Médio para o Jurássico Superior, em resultado do estiramento do Soco e sequente falhamento com abatimento do bloco a oeste, ocorre uma alteração do abatimento das *withdrawal basins*. Passa a ocorrer o abatimento progressivo da bacia de afundimento a W (Lopes, 1993), justificando a disposição em profundidade atual dos níveis Jurássicos.

No final do Jurássico Superior a ESMR já seria um diapiro passivo, encerrando assim a dinâmica *Salt Withdrawal* da ESMR. A posição em profundidade da unidade do Jurássico Superior indica um período marcado pelos fenómenos erosivos. Este poderá estar associado a um evento tectónico assinalado por Rey (1999), materializado por um *hiatus* à escala da bacia (Kullberg *et al.*, 2006), representado pela descontinuidade Intra-Berriasiano. Na ESMR este período erosivo tem interesse assinalável, pois representa a primeira individualização dos flancos. O flanco W sofre intensa erosão, onde é removido por completo o Jurássico Superior do bordo do anticlinal evaporítico, ficando exposto o Jurássico Inferior-Médio (Figura 4.1-B). Já no flanco E, o Jurássico Superior não é totalmente erodido, preservando por completo o Jurássico Inferior-Médio. As principais razões que estão na origem desta assimetria são: a) menos intensidade/exposição a fenómenos erosivos; b) a geometria intrínseca ao diapiro. É possível que, nesta fase, o topo da estrutura estaria emerso, formando uma ilha.

Ainda no Jurássico Superior, segundo Ferreira (1971) e Lopes (1993) a intensa atividade diapírica promove a atividade eruptiva, com a ascensão de material ígneo para formar domos e filões doleríticos.

Etapa 3- Cretácico Superior

Após um período erosivo bem presente no topo das unidades Jurássicas, assentam em discordância as unidades Cretácicas, que têm uma disposição em função das unidades anteriores e não apresentam deformações significativas.

Quando a ESMR se torna extrusiva (Jurássico Superior), ou seja, atinge a superfície, a migração de sal lateralmente, à superfície, torna-se uma possibilidade, o que poderá indicar que a estrutura salífera evolua sobre a forma do tipo *Salt Glacier* durante o Cretácico, à semelhança da evolução tectono-estrutural do *Gorleben Salt Wall* descrito por Ge *et al.*, (1997). Uma estrutura do tipo *Salt Glacier* justifica a assimetria dos flancos da ESMR, nomeadamente aquando dos fenómenos erosivos que marcam a transição Jurássico Superior-Cretácico, assim como, o encaixe das unidades Jurássicas sob a massa salífera, o que promove a constante subsidência das unidades sedimentares no flanco E (Figura 4.1-C). No final do Cretácico Superior têm início os primeiros movimentos compressivos, mas só no Miocénico, sobretudo a partir do Miocénico Superior, terão expressão significativa na ESMR (Ferreira, 1971; Lopes, 1993; Rasmussen *et al.*, 1998; Alves *et al.*, 2002).

Etapa 4- Miocénico Superior a Atual

A partir do Miocénico Superior a Bacia Lusitânica está sujeita a esforços compressivos, com uma orientação geral NW-SE a WNW-ESE, que se materializam na ESMR pela reactivação de falhas antigas, enraizadas no Soco e fraturação da cobertura sedimentar por instabilidade dos evaporitos (Lopes, 1993), principalmente nos flancos da ESMR (figura 4.1-D). É nesta etapa que a ESMR adquire a forma de um “squeeze diapir”, com desenvolvimento, no seu topo, de uma língua de sal projetada para E.

Dada a compressão Miocénica, os níveis evaporíticos comportam-se como superfícies de descolamento, onde irão exercer influência nos níveis suprajacentes ou seja na cobertura sedimentar. A agitação do sal vai proporcionar a reativação de estruturas, como ocorre no flanco W da estrutura, com o arqueamento e fraturação das séries post-jurássicas (Lopes, 1993).

Assinalada por Ferreira (1971), a falha do flanco W da ESMR, comporta-se como uma falha inversa, elevando as unidades post-jurássicas à superfície na região que contacta com o diapiro (Figura 4.1-D). Segundo Rasmussen *et al.*, (1998), esta falha tem elevada expressão à superfície, tendo continuidade para o Oceano Atlântico a par da ESMR.

Do mesmo modo, a agitação do sal em profundidade irá exercer influência nas zonas a E, onde falhas enraizadas no Soco sofrem reativação, afetando sobretudo as unidades mais próximas, Jurássico Inferior-Médio e Jurássico Superior. Esta promove o deslizamento das unidades Jurássicas do flanco E, mergulhando em direção ao Soco, promovendo assim a ascensão dos níveis salíferos, o que poderá estar da origem da geometria irregular da ESMR, assemelhando-se a uma estrutura do tipo Salt overhang.

Durante este período a geodinâmica da estrutura salífera é controlada essencialmente por forças tectônicas. As unidades mais recentes do flanco E não sofreram tanta deformação como as mais antigas, o que poderá indicar que a massa evaporítica tenha absorvido energia proveniente da falha, dado o seu comportamento plástico, e afetado sobretudo as unidades mais perto do Soco.

Em alguns casos (Modelo P4) as unidades dos diferentes flancos aproximam-se bastante em profundidade, “espremendo” a estrutura, o que sugere alguma influência não só das forças compressivas, mas também das pressões litostáticas. O encaixe das unidades sob a massa evaporítica promove a subsidência das unidades Jurássicas e Cretácicas no flanco E do diapiro, segundo a direção do núcleo da estrutura evaporítica.

Da análise dos resultados obtidos, a ESMR (Figura 4.1-D) aparenta ter desenvolvido no seu topo uma geometria similar a um Salt Overhang, estrutura associada ao desenvolvimento de um sal alóctone. No entanto, os modelos gravimétricos propostos nos perfis sugerem a existência de um “pescoço” de sal (figura 4.1-D), onde a sua conexão com a mother salt layer ainda se mantém, ainda que reduzida. A evolução atual da ESMR pode ser no sentido de se tornar um sal alóctone, desenraizado da sua mother salt layer, quer pela continuação de processos compressivos, quer pela forte sobrecarga da cobertura sedimentar promovendo estruturas do tipo salt weld e favorecendo a migração de sal para zonas superficiais. Toda esta geodinâmica da ESMR pode-se traduzir na ocorrência de atividade sísmica na região de Monte Real, devido ao efeito dos movimentos dos níveis evaporíticos nas rochas rígidas da cobertura e encaixante.

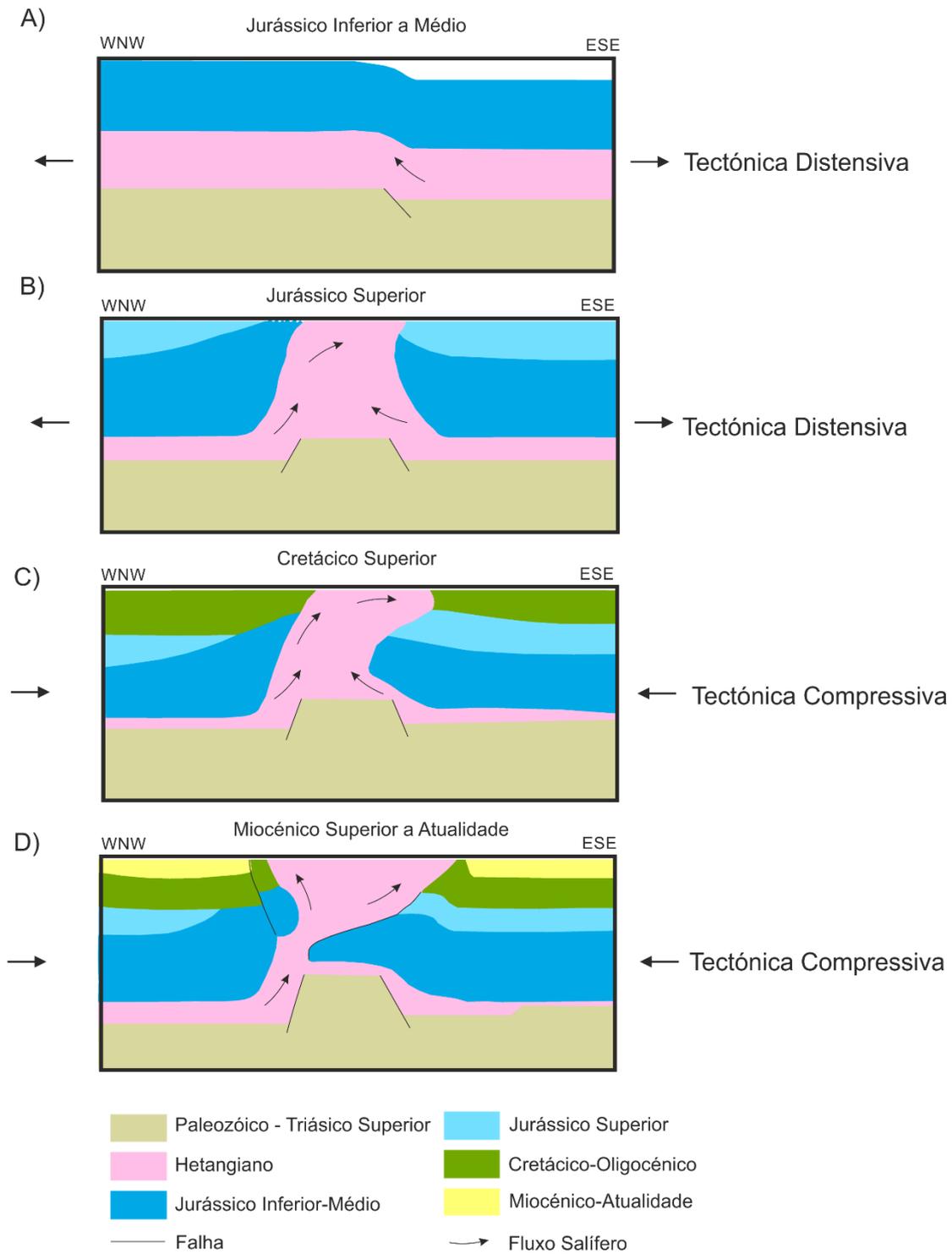


Figura 4.1- Modelo tectónico-estrutural proposto para a evolução da ESMR (sem escalas) para diferentes períodos.

4.2- Contextualização dos resultados com o potencial petrolífero da ESMR

Identificam-se na região em estudo vários potenciais reservatórios de hidrocarbonetos, nomeadamente o Grupo de Silves (conglomerados, arenitos e pelitos - Triásico Superior), a Formação de Coimbra (Dolomias – Hetangiano), a Formação da Abadia (Carbonatos e Grés – Jurássico Superior) e a Formação do Grés Superiores (Arenitos – Cretácico Superior). Assim como, vários potenciais geradores de hidrocarbonetos, nomeadamente a Formação de Dagorda, a Formação de Coimbra, a Formação da Brenha e a Formação de Cabaços.

Perante os resultados obtidos será de esperar que as unidades equivalentes ao Jurássico Inferior-Médio sejam consideradas, dadas as características que apresenta em ambas as *withdrawal basins*: a) uma espessura média de 1,7 km; b) compreende a Formação de Coimbra, que se assume como um potencial reservatório e gerador de hidrocarbonetos; c) compreende a Formação da Brenha que se assume como uma potencial geradora de hidrocarbonetos.

Tendo em consideração fatores externos à génese de hidrocarbonetos como os fenómenos erosivos, a Formação da Brenha poderá estar sujeita a estes fenómenos erosivos, nomeadamente na erosão do fim do Jurássico Superior que provocou um *hiatus* na Bacia Lusitânica. Segundo Ferreira (1971), este evento erosivo não teve intensidade suficiente para atingir a Formação de Coimbra.

Existem unidades do Jurássico Superior e do Cretácico que podem constituir bons reservatórios, a Formação de Cabaços, a Formação de Abadia e a Formação do Grés Superiores. No entanto o grande evento erosivo da passagem Jurássico Superior-Cretácico removeu grande parte das acumulações de hidrocarbonetos (Ferreira, 1971).

Os flancos da ESMR registam vários episódios erosivos, seguidos de tectónica compressiva (Miocénico), o que promove a destruição e dispersão de eventuais acumulações de hidrocarbonetos (Dias, 2005). Assim, o potencial petrolífero dos flancos da ESMR apresenta debilidades, no entanto, estima-se que os depocentros das *withdrawal basins* que rodeiam a ESMR apresentem características interessantes relativamente ao seu potencial petrolífero. A Formação de Coimbra, unidade do Jurássico Inferior-Médio, apresenta bons indicadores da acumulação de hidrocarbonetos, mais precisamente a NW da ESMR onde a disposição do Soco privilegia a acumulação destes, no seio dos seus depocentros.

De notar que na região de Monte Real existiram várias explorações de betume (Manuppella *et al.*, 1978; Teixeira *et al.*, 1968), mas todas elas incidem no flanco W da ESMR, não ocorrendo no flanco E. Estas ocorrências poderão indicar acumulações de hidrocarbonetos em profundidade, por baixo do “overhang”, dado o comportamento selante da estrutura evaporítica e as características das Formações de Coimbra e da Brenha. A existência de armadilhas estruturais, com acumulações de hidrocarbonetos podem indicar a proveniência da inexistência de exploração de betume nesse flanco.

5- Conclusões

5- Conclusões

As metodologias aplicadas ao longo da presente dissertação revelaram a sua importância quando alcançados os objetivos propostos. Todos os processos desenvolvidos permitiram adquirir competências técnicas dos softwares utilizados, nomeadamente o Surfer 12, o ArcGis 10.4 e o Oasis Montaj 7.1. Os objetivos alcançados demonstram que a aplicação dos métodos de prospecção gravimétrica são uma mais valia na área da Geologia, podendo a par dos restantes métodos geofísicos, ser considerados a temática mais promissora do conhecimento geológico da sub-superfície.

A presente dissertação demonstra a importância dos métodos de prospecção gravimétrica no conhecimento geológico da região de Monte Real, permitindo a formalização de um modelo da evolução tectono-estrutural da ESMR através da modelação gravimétrica 2^{3/4}D de dados obtidos em campanhas gravimétricas realizadas em 1962 (Alves & Calheiros, 1962).

O conhecimento geológico da região de Monte Real (Zbyszewski, 1965; Zbyszewski & Assunção, 1965; Manuppella *et al.*, 1978; Teixeira *et al.*, 1968), aliado à formalização de um projeto SIG, composto por várias imagens compósitas: a) MDTs; b) Hillshades; c) sistemas de fraturação; d) mapas de anomalias gravimétricas (anomalia de bouguer, regional e regional); e) interpretação de perfis sísmicos (Lopes, 1993); e) logs de sondagens (Dias, 2005), permitem estabelecer paralelismos acerca da geometria da estrutura salífera, à superfície e em profundidade.

A interpretação de mapas de anomalias gravimétricas, como o mapa da anomalia residual e o mapa da anomalia regional e dos modelos gravimétricos, permitem concluir da extensão e da geometria, em profundidade, da massa salífera e das unidades mesocenozóicas adjacentes, bem como a tendência regional do Soco. Para finalizar, a construção de um modelo tridimensional da ESMR, compreendendo os modelos P1, P4 e P7 está de acordo com o conhecimento geológico da região de Monte Real.

A evolução da estrutura salífera proposta neste trabalho estabelece paralelismos com os principais eventos da Bacia Lusitânica e justifica algumas das principais incógnitas relativamente à geometria da estrutura, nomeadamente no seu flanco E.

A utilização dos métodos sísmicos revela-se de pouca eficácia para a identificação e caracterização do contacto, geralmente sub-vertical, entre a estrutura evaporítica e o encaixante, sendo insuficientes para a definição da geometria dessas estrutura nesses locais. É neste sentido que a gravimetria vem proporcionar bons resultados, devido ao efeito criado pelo contraste de densidades entre os evaporitos e o encaixante.

A ESMR, desenvolve-se já no Jurássico Inferior, com o começo dos primeiros movimentos halocinéticos dada a diferença das pressões litostáticas, provocadas pelo estiramento crustal associado à distensão Mesozóica. Durante o Jurássico a estrutura salífera evoluiu segundo uma dinâmica *salt withdrawal*, favorecendo a implementação de um núcleo diapírico (*salt diapir*) e nos seus bordos, das bacias de afundimento (*basins withdrawal*). A estrutura diapírica atinge a superfície no Jurássico Superior, sujeita na transição para o Cretácico a importantes processos erosivos. No Cretácico a ESMR adota uma configuração do tipo *salt glacier*, até ser sujeita à compressão miocénica. A compressão na ESMR, reativou várias estruturas, sendo a mais significativa, a falha do flanco W, possibilitando a migração da massa evaporítica segundo uma direção E (Figura 4.1-D), desenvolvendo uma estrutura similar a um *salt overhang*.

À superfície, a ESMR tem uma disposição alongada N-S com uma inflexão para NW no seu extremo norte, semelhante à disposição do acidente tectónico que integra o seu flanco W. Esta falha comporta-se como um alinhamento bastante expressivo na Sub-Bacia de Monte Real, com direções semelhantes à da compressão miocénica (*NW-SE a WNW-ESE*), confirmada por: a) mapa de anomalia residual (Figura 3.14); b) Rasmussen *et al.*, (1998); c) A interpretação da sondagem MRW9, visto que nas cartas geológicas (Manuppella *et al.*, 1978; Teixeira *et al.*, 1968) apresenta pouca expressão, assume-se que devido à extensa cobertura Cenozóica.

A intensa fraturação das unidades mesocenozóicas, principalmente nos flancos da estrutura salífera, demonstram o fraco potencial petrolífero da região de Monte Real. No entanto, o presente trabalho formula uma série de hipóteses a ter em consideração relativamente à existência de acumulações de hidrocarbonetos. O flanco E da ESMR demonstra ser o mais promissor nesta temática, visto que: a) as deformações das camadas Cretácicas e Cenozóicas são reduzidas; b) Na cartografia geológica (Manuppella *et al.*, 1978; Teixeira *et al.*, 1968) a existência de uma falha apenas se regista quando as unidades do Jurássico Inferior contactam com as unidades Cretácicas, o que a termo de hipótese, no presente trabalho se justifica pela evolução da estrutura salífera como um *salt glacier*, o que permite o contacto das unidades do Jurássico Inferior com as unidades do Cretácico pelos princípios estratigráficos; c) As unidades Jurássicas, mergulham sobre as unidades do Soco-Triásico Superior, segundo a direção do núcleo salífero e apresentam alguma deformação que poderá ser materializado por falhas que não têm expressão à superfície; d) Este flanco não tem quaisquer explorações betuminosas, ao contrário do flanco oposto, o que pode indicar que ainda existem acumulações de hidrocarbonetos em profundidade.

As afirmações são hipóteses e carecem de confirmação, através de sondagens, até à data inexistentes no flanco E da ESMR. De acordo com Manuppella *et al.*, (1978), foi encontrado petróleo líquido na unidade do Jurássico Inferior, da sondagem MRW9 (flanco W da ESMR), apesar da intensa fraturação e das condições paleogeográficas a que esteve sujeito. O que sugere a existência do mesmo no flanco E, visto que as condições da sua génese são semelhantes. Poderão existir mesmo acumulações consideráveis, pois o flanco E apresenta fraturação menos intensa e possui condições paleogeográficas favoráveis, principalmente nas unidades do Jurássico Inferior.

De lembrar algumas limitações na presente dissertação, como a origem das cartas da anomalia de Bouguer, resultantes de uma campanha gravimétrica no ano de 1962, cujas correções aplicadas foram apenas a correção de latitude, ar livre e Bouguer (No sub-capítulo 3.1.4 estão descritas as correções a aplicar numa campanha gravimétrica a realizar nos dias de hoje). No entanto, os resultados finais são bastante favoráveis e aproximam-se bastante da Geologia Regional na região de Monte Real. Outra das limitações está relacionada com a confidencialidade de dados. Existem algumas sondagens realizadas na área de estudo, no entanto só foi possível obter informações de duas, com recurso a pesquisa bibliográfica (Dias, 2005). Do mesmo modo, só foi possível acesso aos perfis sísmicos trabalhados por Lopes (1993), no entanto são conhecidas várias campanhas geofísicas na Bacia Lusitânica, como *Mohave Oil e Gas Corp* em 2008 e levantamentos sísmicos 2D a cargo da *TGS-NOPEC* de 1999 a 2002, ambos associados à prospeção de hidrocarbonetos.

De modo a completar os modelos gravimétricos propostos seria interessante adicionar novos elementos, como a realização de sondagens no flanco E da ESMR para confirmar a disposição e a geometria das camadas em profundidade e a incorporação de dados magnéticos, visto que o *software Oásis Montaj* permite esta dupla modelação. Ainda para obter a disposição e a geometria concreta do Soco em profundidade, seria necessário proceder à modelação gravimétrica da anomalia regional.

Na presente dissertação, foram modelados 7 perfis na região de Monte Real, dos quais 3 (figura 5.1) permitiram a construção de um modelo tridimensional da ESMR (figura 5.2). Com vista à construção de modelos tridimensionais para toda a região de Monte Real, os sete perfis modelados não são suficientes para permitir um modelo tridimensional credível, dada a complexidade das estruturas geológicas em profundidade. Assim, aumentar o número de modelos gravimétricos, complementar estes com campanhas de reflexão sísmica 3D de alta resolução e com campanhas magnéticas permitiria obter um conhecimento aprofundado da ESMR.

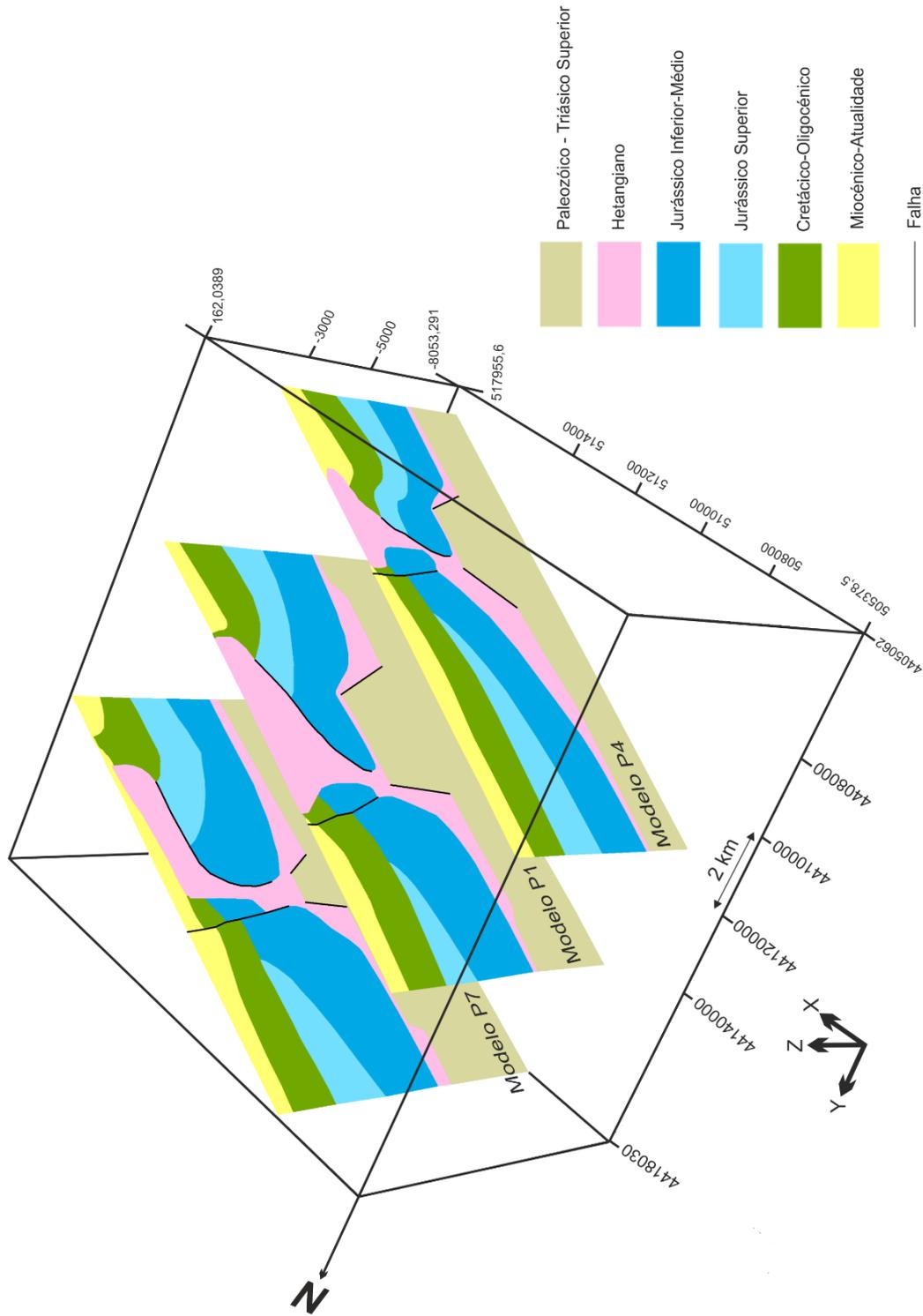


Figura 5.1- Representação dos modelos bidimensionais P1, P4 e P7 correspondentes à ESMR

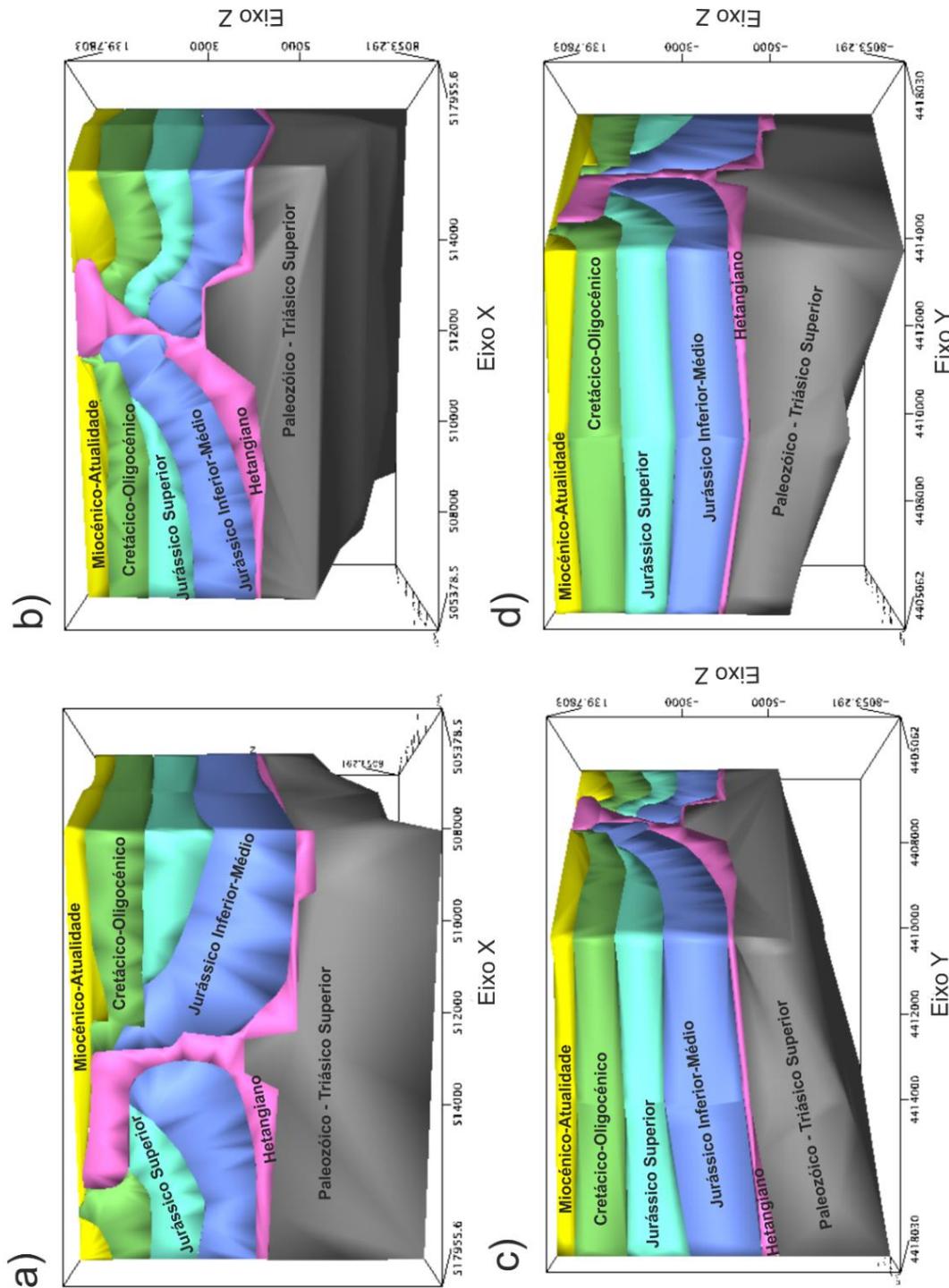


Figura 5.2- Modelo Tridimensional da ESMR, a) vista Norte; b) vista Sul; c) vista Oeste; d) vista Este.

5.1- Trabalhos Futuros

Na sub-bacia de Monte Real existem estruturas geológicas (estratos; estruturas evaporíticas; corpos ígneos) de elevado interesse e a sua prospecção deveria ser considerada, quer para trabalhos académicos, quer para trabalhos do ramo empresarial.

A realização de uma nova campanha gravimétrica com as malhas bem definidas e apertadas seria do mais alto interesse, assim como a prospeção de reflexão sísmica 3D de alta resolução.

A aplicação de uma campanha de prospecção magnética à ESMR seria determinante para definir a geometria dos corpos ígneos que afloram no seu interior. A correlação deste método com o métodos gravimétricos, poderia contribuir para aferir ainda melhor a geometria da estrutura salífera. De extrema importância seria definir a geometria da ESMR no seu setor norte, que carece de dados sísmicos e magnéticos.

Nesta dissertação individualizou-se a ESMR, no entanto a sub-bacia de Monte Real é extensa e seria importante individualizar as restantes estruturas.

Assim propõe-se uma modelação estrutural e gravimétrica para as estruturas salíferas de São Pedro de Moel e Leiria-Parceiros. De igual modo propõe-se semelhante estudo para definir o bordo sul da ESMR e a sua ligação com o bordo norte da estrutura salífera de Leiria, para assim delimitar o que se conhece como a depressão da Gândara.

Ainda na região limítrofe de Monte Real, surge o acidente tectónico Pombal-Leiria-Caldas da Rainha, com impactos em várias estruturas como o Anticlinal da Maceira, assim propõe-se uma modelação estrutural e gravimétrica fina deste setor, afim de compreender a geometria e a geodinâmica deste acidente tectónico com relevantes implicações científicas (ligação ou não com o setor do Canhão da Nazaré) e práticas (ordenamento do território e ocorrências sísmicas).

6- Referências Bibliográficas

6- Referências Bibliográficas

- Alves, A. M., Calheiros, P. (1962). Relatório sobre a Prospecção Gravimétrica em pormenor efetuada na região diapírica S.Pedro de Moel-Leiria-Monte Real. Companhia de Petróleos de Portugal, Lisboa, 10 p.
- Alves, A. M., Ferreira (1962). Relatório das Sondagens: Monte Real Oeste (MRW) nº 2, 3, 4, 5.
- Alves, T. M., Gawthorpe, R. L., Hunt, D. H., & Monteiro, J. H. (2002). Jurassic tectono-sedimentary evolution of the northern Lusitanian basin (offshore Portugal). *Marine Petroleum Geology* 19, 727–754 p.
- Alves, T. M., Gawthorpe, R. L., Hunt, D. W. & Monteiro, J. H. (2003a). Post-Jurassic tectono-sedimentary evolution of the Northern Lusitanian Basin (Western Iberian margin). *Basin Research* 15, 227-249 p.
- Alves, T. M., Manuppella, G., Gawthorpe, R. L., Hunt, D. H. & Monteiro, J. H. (2003b). The depositional evolution of diapir- and fault-bounded rift basins: Examples from the Lusitanian basin of west Iberia: *Sedimentary Geology* 162, p.273–303.
- Alves, T. M., Moita, C., Sandnes, F., Cunha, T., Monteiro, J. H. e Pinheiro, L. M. (2006). Mesozoic–Cenozoic evolution of North Atlantic continental-slope basins: The Peniche basin, western Iberian margin. *AAPG Bull* 90 (1), 31-60 p.
- Arzi, A. A. (1975). Microgravimetry for engineering applications. *Geophysical prospecting* 23, 408-425 p.
- Azerêdo, A. C. (1988). Jurássico Médio do Maciço Calcário Estremenho (Bacia Lusitânica): análise de fácies, micropaleontologia, paleogeografia. Tese de Mestrado, Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa, p.
- Azeredo, A. C., Wright, V. P., & Ramalho, M. M. (2002). The Middle–Late Jurassic forced regression and disconformity in central Portugal: eustatic, tectonic and climatic effects on a carbonate ramp system. *Sedimentology*, 49(6), 1339-1370 p.
- Azerêdo, A. C., Duarte, L., Henriques, M., Manuppella, G. (2003). Da dinâmica continental no Triásico aos mares do Jurássico Inferior e Médio. *Cadernos Geológicos de Portugal*, Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 43 p.
- Azerêdo, A. C., (2007). Formalização da litostratigrafia do Jurássico Inferior e Médio do Maciço Calcário Estremenho (Bacia Lusitânica). *Comunicações Geológicas*, t. 94, 29-51 p.
- Barbosa, B. (1981). Carta Geológica de Portugal, na escala 1:50.000, nº 16-C: Vagos. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 60p.
- Barbosa, B., Soares, A. F., Rocha, R. B., Manuppella, G. & Henriques, M. H. (1988). Carta Geológica de Portugal e Notícia explicativa da folha n.º 19-A: Cantanhede, na escala 1:50 000. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 60 p.
- Beck, A. E. (1981). *Physical principles of exploration methods: An Introductory for Geology and Geophysics Students*. The MacMillan Press, Hong Kong, p.
- Bernardes, C. (1992). A sedimentação durante o Jurássico superior entre o Cabo Mondego e o Baleal (Bacia Lusitana): modelos deposicionais e arquitectura sequencial. Tese de Doutoramento, Universidade de Aveiro, 261 p.
- Blakely, R. J. (1995). *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press, United States of America, 441 p.
- Canérot, J., Rey, J., Baptista, R., Manuppella, G. & Peybernès, B., (1995). Nouvelle interprétation structurale et géodynamique de la marge atlantique portugaise dans le secteur de Caldas da Rainha (Portugal). *C. R. Acad. Sc. Paris* 320, II, 523-530 p.
- Carvalho, G. S. (1946). Sílex dos depósitos da Orla Mesozóica Ocidental: Elementos para o estudo da sua petrografia e da sua génese. *Memórias e Notícias*, public. Museu Min. Geol. Univ. Coimbra n.º18, Coimbra, 14p.

- Carvalho, J., Matias, L., Torres, L., Manupella, G., Pereira, R. & Victor, L. M. (2005). The structural and sedimentary evolution of the Arruda 363 and Lower Tagus sub-basins, Portugal. *Marine Petroleum Geology*, Elsevier 22, Amsterdam, 427-453 p.
- Carvalho, A. M. G. (1972). Caracterização sedimentológica dos depósitos plio-pleistocénicos da região de Leiria. *Rev. Fac. Ciências Univ. Lisboa*. Vol. XVII- fasc. 1º, 197-206 p.
- Chaminé, H.I., Gama Pereira, L.C., Fonseca, P.E., Moço, L.P., Fernandes, J.P., Rocha, F.T., Flores, D., Pinto de Jesus, A., Gomes, C., Soares de Andrade, A.A. & Araújo, A. (2003). Tectonostratigraphy of Middle and Upper Palaeozoic black shales from the Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo shear zone (W Portugal): new perspectives on the Iberian Massif. *Geobios*, 36, 649-663 p.
- Choffat, P. (1880). Étude stratigraphique et paléontologique des terrains jurassiques du Portugal. Première livraison - Le Lias et le Dogger au Nord du Tage. *Mem. Sec. Trab. Géol. Portugal* 22, Lisboa, 72 p.
- Choffat, P. (1882). Note sur les vallées tiphoniques et les éruptions d'ophite et de teschenites en Portugal. *Bull. Soc. Géol. France* 3^e sér., X, Paris, 267-295 p.
- Choffat, P. (1885). Description de la fauna jurassique du Portugal. Mollusques Lamellibranches. Deuxième ordre. Asiphonidae. *Comm. Trav. Géol. Portugal*, Lisboa, 1-7 p.
- Choffat, P. (1886). Recueil d' études paléontologiques sur la Faune Crétacique du Portugal, vol. 1 - espèces nouvelles ou peu connues. *Section Trav. Géol. Portugal*, Lisbonne, 40 p.
- Choffat, P. (1887). Recherches sur les terrains secondaires au Sud du Sado. *Com. Com. Trab. Geol. Portugal I (II)*, Lisboa, 222-312p.
- Choffat, P. (1900). Recueil de monographies stratigraphiques sur le Système Crétacique du Portugal - Deuxième étude - Le Crétacé supérieur au Nord du Tage. *Dir. Serv. Géol. Portugal*, Lisbonne, 287 p.
- Choffat, P. (1901). Notice préliminaire sur la limite entre le Jurassique et le Crétacique en Portugal. *Bull. Soc. Belge Géol. Paléont. Hydrol.* XV, Bruxelles, 111-140 p.
- Choffat, P. (1903). L'Infralias et le Sinémurien au Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal V*, Lisboa, 49-114 p.
- Choffat, P., 1905. Supplément à la description de l'Infralias et du Sinémurien au Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal VI (1)*, Lisboa, 123-143 p.
- Cobbold, P. R. & Szatmari, P. (1991). Radial gravitational gliding on passive margins. *Tectonophysics*, v. 188, 249-289 p.
- Cobbold, P. R., Szatmari, P., Demercian, L. S., Coelho, D. & Rossello, E. A. (1995). Seismic experimental evidence for thin-skinned horizontal shortening by convergent radial gliding on evaporates, deep-water Santos Basin, in M. P. A. Jackson, D. G. Roberts, and S. Snelson, eds., *Salt tectonics: a global perspective*. AAPG Memoir, v. 65, 305-321 p.
- Cook, P. C. (2003). A guide to regional groundwater flow in fractured rock aquifers. *CSIRO Land and Water*, Glen Osmond, Seaview Press, 115p.
- Conward, M. & Stewart, S. (1995). Salt-influenced structures in the Mesozoic-Tertiary cover of the southern North Sea, U.K., in M. P. A. Jackson, D. G. Roberts, and S. Snelson, eds., *Salt tectonics: a global perspective: AAPG Memoir*, v. 65, p. 229-250.
- Costa, J. C. (1914). Vales tifónicos, diapirismo e algumas considerações sobre a ocorrência dos sais de potássio. *Public. M. L. Min. Geol. Fac. Cienc. Porto*, xxxviii, 2.^a s.
- Cunha, P.P., Martins, A.A. & Pais, J. (2008). O estudo do Cenozóico em Portugal continental: "estado da arte" e perspectivas futuras. *A Terra conflitos e ordem, Homenagem ao Professor Ferreira Soares*, Coimbra, 101-110 p.
- Cunha, M. (2012). Modelação Gravimétrica e Estrutural do Diapiro de Soure. Tese de Mestrado, Departamento de Ciências da Terra da Univerdidade de Coimbra, 118 p.

- Dias, A. (2005). Reavaliação do potencial petrolífero do onshore da Bacia Lusitaniana, Portugal, Volume 1. Tese de Doutoramento, Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências do Porto, 142 p.
- Díaz, J., Gallart, J. (2009). Crustal structure beneath the Iberian Peninsula and surrounding waters: A new compilation of deep seismic sounding results. Elsevier: Physics of the Earth and Planetary Interiors 173, Barcelona, 181-190 p.
- Dinis, J. (1999). Estratigrafia e sedimentologia da Formação de Figueira da Foz. Aptiano a Cenomaniano do sector norte da Bacia Lusitânica. Tese de Doutoramento, Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra, 381 p.
- Dinis, J. (2001). Definição da Formação da Figueira da Foz: Aptiano a Cenomaniano do Sector Central da margem oeste ibérica. Com. Inst. Geol. Min. 88, 127-160 p.
- Dinis, J. (2006). Nazaré: do Canhão à “falha”, da Hipótese ao Mito. VII Congresso Nacional de Geologia, 4 p.
- Dinis, J., Rey, J., Cunha, P. P., Callapez, P. M. e Reis, R. P. (2008). Stratigraphy and allogenic controls on the western Portugal Cretaceous: an updated synthesis. Cretaceous Research 29, 772-780 p.
- Dobrin, M. B. & Savit, C. H. (1988). Introduction to Geophysical Prospecting. McGraw-Hill International Editions, Singapore, 867 p.
- Duarte, L. V. & Soares, A. F. (2002). Litostratigrafia das séries margocalcárias do Jurássico inferior da Bacia Lusitânica (Portugal). Comun. Inst. Geol. Mineiro 89, Lisboa, 115-134 p.
- Dreyer, W., (1982). Underground storage of oil and gas in salt deposits and other non-hard rocks. Ferdinand Enke Publishers, Stuttgart, 207p.
- Ferreira, G. C. (1971). Bacia de Monte Real. Influência do diapirismo e da erosão ante-cretácica no potencial petrolífero. I congresso Hispano-Luso-Americano de Geologia Económica, 2ª Secção Geologia do Petróleo, 123-141 p.
- Figueiredo, F. P. O. (2001). Gravimetria aplicada à organização geométrica da cobertura Meso-Cenozóica (Baixo Vouga). Tese de Doutoramento, Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra, 223 p.
- Ge, H., Jackson, M.P, Vendeville, C. (1997). Kinematics and Dynamics of Salt Tectonics Driven by Progradation. AAPG Bulletin, V.81, 398-423 p.
- GPEP (Gabinete para a Pesquisa e Exploração de Petróleo). (1986). Petroleum potential of Portugal, 62 p.
- Guéry, F., Montenat, C., & Vachard, D. (1986). Évolution tectono-sédimentaire du bassin Portugais au Mésozoïque suivant la transversale de Peniche (Estrémadura). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 10(1), 83-94 p.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), Sea-Level changes – An integrated approach, 42. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 39–44 p.
- Hazen (1958) Investigações Sísmicas na Bacia de Monte Real e Verride: Relatório da Mobil Exploration Inc.
- Hill, G., 1988. The Sedimentology and Lithostratigraphy of the Upper Jurassic Lourinhã Formation, Lusitanian Basin, Portugal. Tese de Doutoramento, Open University, Milton Keynes, 290 p.
- Hinze, W. J. (1990). The role of gravity and magnetic methods in engineering and environmental studies. In: S. H. Ward (Editor), Geotechnical and environmental geophysics. Society of exploration geophysics, Tulsa, 75-126 p.
- <http://www.ign.es/web/ign/portal/sis-catalogo-terremotos/-/catalogo-terremotos>

<https://www.ipma.pt/pt/geofisica/sismologia/>

- Jackson, M. P. A. & Galloway, W. E. (1984). Petroleum traps and associated facies of salt domes: in M. P. A. Jackson and W. E. Galloway eds., Structural and depositional styles of Gulf Coast Tertiary continental margins: application to hydrocarbon exploration. AAPG Special Pub, 103-112 p.
- Kearey, P., Brooks, M. & Hill, I. (2009). Geofísica de exploração. Oficina de textos, São Paulo, 438 p.
- Kullberg, J. C., Mouterde, R. & Rocha, R. (1997). Réinterprétation de l'histoire stratigraphique et tectonique de la structure de Serra de EIRei (Portugal). Cahiers Univ. Catho. Lyon 10, 191-208 p.
- Kullberg, J. C., 2000. Evolução tectónica mesozóica da Bacia Lusitaniana. Tese de Doutoramento, Universidade Nova de Lisboa, 361 p.
- Kullberg, J. C., Rocha, R. B., Soares, A. F., Rey, J., Terrinha, P., Callapez, P., & Martins, L. (2006). A Bacia Lusitaniana: estratigrafia, paleogeografia e tectónica In Geologia de Portugal no contexto da Ibéria (Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P & Kullberg, J. C., Eds.). Universidade de Évora, Évora, 317-368 p.
- Kullberg, J.C., Rocha, R.B. (2014). O Jurássico Superior da Bacia Lusitaniana: importância da ligação entre litostratigrafia, cronostratigrafia e cartografia. I – O final do 2º episódio de rifting. Comunicações Geológicas, 101, 459-462 p.
- Leinfelder, R. R., & Wilson, R. C. (1989). Seismic and sedimentologic features of Oxfordian-Kimmeridgian syn-rift sediments on the eastern margin of the Lusitanian Basin. *Geologische Rundschau*, 78(1), 81-104 p.
- Letouzey, J., Colletta, B., Vially, R. & Chermette, J. C. (1995). Evolution of salt-related structures in compressional settings, in M. P. A. Jackson, D. G. Roberts, and S. Snelson, eds., Salt tectonics: a global perspective: AAPG Memoir, v. 65, 41-60 p.
- http://www.lneg.pt/CienciaParaTodos/edicoes_online/biografias/carlos_ribeiro
- Lopes, F. C. (1993). Estrutura Salífera de Monte Real: Ensaio de interpretação sísmica e modelação gravimétrica. Tese de Mestrado, Universidade de Lisboa, 120 p.
- Lopes, F. C., Pereira, A. J., Mantas, V. M. (2012). Mapping of salt structures and related fault lineaments based on remote-sensing and gravimetric data: The case of Monte Real salt Wall (on-shore west-central Portugal). AAPG Bulletin 96(4), 615-634 p.
- Lowrie, W. (1997). Fundamentals of Geophysics. Cambridge University Press, Cambridge, 354 p.
- Macieira, F. A. C. G. (1948). “Estudos , Notas e Trabalhos” do Serviço de Fomento Mineiro: Planificação histórico-cronológica das pesquisas de petróleo em Portugal. Vol. IV, Fascs 2.
- Machadinho, A. (2008). Aplicação de métodos gravimétricos na caracterização tectono-estrutural do bordo norte da Serra da Boa Viagem. Tese de Mestrado, Universidade de Coimbra, 73 p.
- Machadinho, A., Figueiredo, F., Pereira, A., Miranda, T., Gonçalves, N., Godinho, M., Pereira, L. G. (2010). Modelação gravimétrica do plutónio granítico do Coentral (Lousã, Portugal Central): estudo preliminar. Revista electrónica de Ciências da Terra, Volume 10 –n.º 8, 4 p.
- Machadinho, A. (2014). Modelação da Geometria de Rochas Granitóides recorrendo a Métodos Geofísicos gravimétricos e magnéticos: uma contribuição para a avaliação do potencial geotérmico na região centro de Portugal. Tese de Doutoramento, Universidade de Coimbra, 320 p.
- Manuppela, G., Zbyszewski, G., Ferreira, O. V. (1978). Carta Geológica de Portugal, escala 1:50000, folha n.º 23C: Pombal. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 62 p.
- Marques, F. (2016). Modelação Gravimétrica no offshore da Margem Algarvia. Tese de Mestrado, Universidade de Coimbra, 85 p.

- Martins, A. F. (1949). Maciço Calcário Estremenho: Contribuição para um estudo de Geografia Física. Coimbra.
- Mendes, A., Duarte, A. (2012). Relatório do projeto Feup: Produção de Sal. Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto, 24 p.
- Meissner, R. (1986). The continental crust: A geophysical approach, in Donn, W. L., ed., International geodynamics series, v. 34, Academic Press, New York, 426 p.
- Miranda, J. P. (2009). Aquisição e modelação de dados gravimétricos sobre o diapiro salino de Matacães (Torres Vedras, Bacia Lusitânica, Portugal). Tese de Mestrado, Universidade de Coimbra, 79 p.
- Montenat, C. H., Guery, F., Jamet, M., & Berthou, P. Y. (1988). Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin: comparison with the adjacent margin. In Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 103, 757-775 p.
- Morais, J. C. (1936). Geologia e Geografia da Região do Pinhal de Leiria. Publicações do Museu Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, nº9, Coimbra, 46 p.
- Mouterde, R., Ramalho, M., Rocha, R.B., Ruget, C. & Tintant, H. (1972). Le Jurassique du Portugal. Esquisse stratigraphique et zonale. Bol. Soc. Geol. Portugal XVIII (1), Lisboa, 73-104 p.
- Mouterde, R., Rocha, R. B., Ruget, C. & Tintant, H., 1979. Faciès, biostratigraphie et paléogéographie du Jurassique portugais. Ciências Terra (UNL) 5, Lisboa, 29-52 p.
- Northwest Geophysical Associates, Inc. (1997-2004). GM-SYS, Gravity/Magnetic Modeling Software: User's Guide, Version 4.9.
- Palain, C. (1976). Une série détrique terrigène. Les «Grés de Silves»; Trias et Lias inférieur du Portugal. Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal, n.º 25, Lisboa, 377 p.
- Pais, J. & Trincão, P. (1983). Contribuições para o estudo paleobotânico do Grés Grosseiro Inferior (Arenitos do Carrascal): I - A jazida de Almas do Juncal». Ciências da Terra (UNL), vol. 7, Lisboa, 141-160 p.
- Pais, J., Cunha, P. P. & Legoinha, P. (2010). Litostratigrafia do Cenozóico de Portugal. In Neiva, J. M. C., Ribeiro, A., Victor, L. M., Noronha, F. & Ramalho, M. (edit.) - Ciências Geológicas: Ensino e Investigação. Vol. I, 365-376 p.
- Parasnis, D. S. (1997). Principles of applied geophysics. Chapman & Hall, London, 429 p.
- Pedreira, D., Pulgar, J. A., Gallart, J., Torné, M. (2007). Three-dimensional gravity and magnetic modeling of crustal indentation and wedging in the western Pyrenees-Cantabrian Mountains. Journal of Geophysical Research, Vol. 112, 19 p.
- Pimentel, N. & Reis, R. P. (2016). Petroleum systems of the West Iberian Margin: A Review of the Lusitanian Basin and the deep offshore peniche basin. Journal of Petroleum Geology, Vol. 39(3), 305-326 p.
- Pinheiro, L. M. (1985). Processamento digital de dados geofísicos: Aplicações em gravimetria e magnetometria. Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, Universidade de Aveiro, Portugal.
- Pinheiro, L.M., Wilson, R.C.L., Reis, R.P., Whitmarsh, R.B., Ribeiro, A. (1996). The western Iberia margin: a geophysical and geological overview. In: Whitmarsh, R.B., Sawyer, D.S., Klaus, A., Masson, D.G. (Eds.), Proceedings of the ODP scientific Results, 149, 3–23 p.
- Ramos, A. (2008). O Pliocénico e o Plistocénico da Plataforma Litoral entre os paralelos do Cabo Mondego e da Nazaré. Tese de Doutoramento, Universidade de Coimbra, 329 p.
- 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, Elsevier 300, Amsterdam, 199-225 p.
- Reis, R. P. (1983). A sedimentologia de depósitos continentais. Dois exemplos de Cretácico Superior e Miocénico de Portugal. Tese de Doutoramento, Universidade de Coimbra, 404 p.

- Reis, R. P., Cunha, P.P., Dinis, J.L., Trincão, P.R. (2000). Geologic evolution of the Lusitanian Basin (Portugal) during the Late Jurassic. In: Hall, R.L., Smith, P.L. (Eds.), Proceedings 5th International Symposium on the Jurassic system. GeoResearch Forum, 6, 345–356 p.
- Reis, R. P. & Pimentel, N. (2014). Analysis of Petroleum systems of the Lusitanian Basin (Western Iberian Margin): A tool for deep offshore exploration. Conference paper, 20p.
- Rey, J. (1999). Lower Cretaceous Depositional Sequences in the Cascais Area. European Palaeont. Assoc. Workshop, Field trip A, Lisboa, 57 p.
- Rey, J., Dinis, J.L., Callapez, P., Cunha, P.P. (2006). Da rotura continental à margem passiva. Composição e evolução do Cretácico de Portugal. Cadernos de Geologia de Portugal, INETI, Lisbon, 75 p.
- Ribeiro, A., Antunes, M. T., Ferreira, M. P., Rocha, R. B., Soares, A. F., Zbyszewski, G., Almeida, F. M., Carvalho, D., Monteiro, J. H. (1979). Introduction a la Geologie Generale du Portugal. Serviços Geológicos de Portugal, 114 p.
- 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, Amsterdam, 357-366 p.
- Ribeiro, A., Silva, J. B., Cabral, J., Dias, R., Fonseca, P., Kullberg, M. C., Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (1996). Tectonics of the Lusitanian Basin. Final Report, Proj. MILUPOBAS, Contract nº JOU-CT94-0348, ICTE/GG/GeoFCUL, Lisboa, 126 p.
- Rocha, R. B., Manuppella, G., Mouterde, R., Ruget, C. & Zbyszewski, G. (1981). Carta Geológica de Portugal, escala de 1/50 000. Notícia explicativa da folha nº19-C: Figueira da Foz. Ser. Geol. Portugal, Lisboa, 1-126 p.
- Rocha, R. B. & Soares, A. F. (1984). Algumas reflexões sobre a sedimentação jurássica na orla meso-cenozóica ocidental de Portugal. Mem. Notícias 97, Coimbra, 133-142 p.
- Rocha, R. B. (coord.), Marques, B. L., Kullberg, J. C., Caetano, P. C., Lopes, C., Soares, A. F., Duarte, L. V., Marques, J. F. & Gomes, C. R. (1996). The 1stand 2nd rifting phases of the Lusitanian Basin: stratigraphy, sequence analysis and sedimentary evolution. Final Report C. E. C. Proj. MILUPOBAS, Lisboa.
- Santos, J. L. G. (1958). “Estudos , Notas e Trabalhos”: Relatório do Serviço de Fomento Mineiro. Vol. XIV, Fascs. 3-4.
- Santos, J. L. G. (1960). “Estudos , Notas e Trabalhos”: Relatório do Serviço de Fomento Mineiro. Vol. XV, Fascs. 3-4.
- Santos, J. L. G. (1961). “Estudos , Notas e Trabalhos”: Relatório do Serviço de Fomento Mineiro. Vol. XVI, Fascs. 1-2.
- Santos, J. L. G. (1962). “Estudos , Notas e Trabalhos”: Relatório do Serviço de Fomento Mineiro. Vol. XVI, Fascs. 3-4.
- <http://snig.dgterritorio.pt/geoport/catalog/search/resource/details.page?uuid=%7B14A0739D-52EB-4B94-A4F1-B8A48ACAFD54%7D>
- Sheriff, R. E. (1990). Applied Geophysics. 2nd Edition, Cambridge University Press, 770 p.
- Soares, A. F., 1966. Estudo das formações pós-jurássicas das regiões de entre Sargento-Mor e Montemor-o-Velho (margem direita do Rio Mondego). Mem. Notícias 62, Coimbra, 343 p.
- Soares, A.F. (1980). A «Formação Carbonatada» na região do Baixo-Mondego. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal 66, 99–109 p.
- Soares, A.F., Barbosa, B. & Reis, R. P. (1982). Esboço de enquadramento cronostratigráfico das unidades líticas pós-Jurássicas da Orla Meso-Cenozóica Ocidental entre os paralelos de Pombal e Aveiro. Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, vol. 93, Coimbra, 77-91 p.

- Soares, A. F. & Reis, R. P. (1984). Considerações sobre as unidades litostratigráficas pós-Jurássicas na região do Baixo Mondego. Livro de homenagem a Orlando Ribeiro, Lisboa, 183-202 p.
- Soares, A. F., Marques, J. F. & Rocha, R. B. (1985). Contribuição para o conhecimento geológico de Coimbra. Mem. Notícias 100, Coimbra, 41-71 p.
- Soares, A. F., Rocha, R. B., Marques, B., Duarte, L. V., Marques, J., Henriques, M. H. & Kullberg, J. C. (1993). Contribution to the sedimentary organization of the Lusitanian Basin (Triassic to Malm). In Morton, N. & Boyd, D. (Eds.), Abstracts Arkell Int. Symp. Jurassic Geol., London, 2 p.
- Soares, A. F. & Gomes, C. R. (1997). A geologia do Baixo Mondego, organização do Mesozóico. Livro de Actas do Seminário “ O Baixo-Mondego, Organização Geossistémica e Recursos Naturais”, Coimbra, 6-20 p.
- Soares, A. F., Marques, J. F. & Sequeira, A. J. D. (2007). Carta geológica de Portugal, na escala de 1:50000, Notícia explicativa da folha nº19-D: Coimbra-Lousã. INETI, Lisboa, 71 p.
- Soares, A. F., Kullberg, J. C., Marques, J. F., Rocha, R. B., Callapez, P. M. (2012). Tectono-sedimentary model for evolution of the Silves Group (Triassic, Lusitanian basin, Portugal). Bull. Soc. Géol. France, t. 183, nº 3, Lyon, 203-216 p.
- Stapel, G., Cloetingh, S. & Pronk, B. (1996). Quantitative subsidence analysis of the Mesozoic evolution of the Lusitanian basin (western Iberian margin). Tectonophysics, Elsevier 266, Amsterdam, 493-507 p.
- Teixeira C. e Zbyszewski, G. (1951). Note sur le Pliocène de la Région à l'Ouest de Pombal. Com. Serv. Geol. Portugal, xxxii.
- Teixeira, C., Zbyszewski, G., Assunção, C. T., Manuppella, G. (1968). Carta geológica de Portugal, na escala de 1:50 000. Notícia explicativa da folha nº 23-C: Leiria. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 99 p.
- Teixeira, C. E., Gonçalves, F. (1980). Introdução à geologia de Portugal. Instituto Nacional de Investigação Científica, Lisboa, 475 p.
- Telford, W. M., Geldart, L. P. & Sheriff, R. E. (1990). Applied Geophysics. Cambridge University Press, Cambridge, 750p.
- Thompson, A. B. (1952). “Estudos , Notas e Trabalhos” do Serviço de Fomento Mineiro: Pesquisas de Petróleo em Portugal. Vol. VII, Fascs. 1-2.
- Tomás, J. (2016). Modelação Gravimétrica e Morfotectónica do Diapiro Salino de Loulé. Tese de Mestrado, Universidade de Coimbra, 90 p.
- Tsuboi, C. (1983). Gravity. George Allen&Unwin Publishers, Londres, 254 p.
- Watkinson, M. (1989). Triassic to Middle Jurassic sequences from the Lusitanian Basin Portugal, and their equivalents in other North Atlantic margin basins. Tese, Open University, p. 390, Milton Keynes, p. 390
- Westerhaussen, H. (1957). Relatório das Investigações Sísmicas por Reflexão e Gravimétricas realizadas na Bacia de Monte Real. Relatório Interno do Nuc. Pesq. Exp. Petróleo, Inst. Geol. Mineiro, Lisboa.
- Wilson, R.C.L. (1979). A reconnaissance study of Upper Jurassic sediments of the Lusitanian Basin. Ciências da Terra, Univ. Nov. Lisboa, 5, 53–85 p.
- Wilson, R. C. L. (1988). Mesozoic development of the Lusitanian basin, Portugal. Rev. Soc. Geol. España 1 (3-4), Madrid, 393-407 p.
- Wilson, R. C. L., Hiscott, R. N., Willis, M. G. & Gradstein, F. M. (1989). The Lusitanian Basin of West Central Portugal: Mesozoic and Tertiary Tectonic, Stratigraphic, and Subsidence History Chapter 22: European-African Margins. In Tankard, A. J. & Balkwill, H. (Eds.): Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins. AAPG Memoir 46, Tulsa, 341-361 p.

- Wilson, R. C. L., Sawyer, D. S., Whitmarsh, R. B., Zerong, J. & Carbonnell, J. (1996). Seismic stratigraphy and tectonic history of the Iberian Abyssal Plain. Proc. ODP, Sc. Results, 149, College Station, 617-633 p.
- Witt, W.G. (1977). Stratigraphy of the Lusitanian Basin, 61 Unpublished Shell Prospec Portuguesa Report.
- Wright, V.P. (1985). Algal marsh deposits from the Upper Jurassic of Portugal. In: Palaeoalgology: Contemporary Research and Applications (Eds D.F. Toomey and M.H. Nitecki), Springer-Verlag, New York, 330–341 p.
- Zbyszewski, G. (1949). Contribution à la connaissance du Pliocène portugais. Corn. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, t. XXX, 24p.
- Zbyszewski, G. (1959). Étude structurale de la vallée typhonique de Caldas da Rainha (Portugal). Mem. Serv. Geol. Portugal 3, Lisboa, 184 p.
- Zbyszewski, G. (1965). Carta Geológica de Portugal e Notícia explicativa da folha n.º 22D: Marinha Grande, escala 1:50000. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 20 p.
- Zbyszewski, G., Assunção, C. T. (1965). Carta Geológica de Portugal e Notícia explicativa da folha n.º22B: Vieira de Leiria, escala 1:50000. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 45 p.
- Ziegler, P. A. (1988). Post-Hercynian plate reorganization in the Tethys and Arctic-North Atlantic domains. In Manspeizer, W. (Ed.), Triassic-Jurassic Rifting. Continental breakup and the Origin of the Atlantic Ocean and passive margins. Elsevier, Devel. Geotectonics 22, Part B, Amsterdam, 711-755 p.