

**UNIVERSIDADE DE COIMBRA
FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
Departamento de Ciências da Terra**



MODELAÇÃO GRAVIMÉTRICA E ESTRUTURAL DO DIAPIRO DE SOURE

Marco Aurélio Marques da Cunha

**MESTRADO EM GEOCIÊNCIAS
Especialização em Recursos Geológicos**

Orientadores científicos:

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

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

Setembro, 2013

Agradecimentos

Quero deixar o meu profundo agradecimento aos meus orientadores, Professor Doutor Fernando Carlos Lopes e o Professor Doutor Fernando Pedro Figueiredo, por toda a disponibilidade, apoio e confiança, pelas suas valiosas sugestões e opiniões críticas, por todas as discussões teóricas e, principalmente, por todo o conhecimento que gentilmente partilharam comigo. Sinto-me ainda satisfeito por afirmar que cresci como profissional e como pessoa, por ter tão importantes influências no meu percurso académico.

Expresso também a minha gratidão ao Professor Doutor Pedro Santarém, que enquanto meu orientador de bolsa de integração à investigação e, desde então, me ensinou muito e mostrou sempre a sua preocupação pelo meu percurso académico. Ao Professor Doutor Luís Vítor Duarte, pelas longas conversas e transmissão de conhecimentos. Ao Professor Doutor Pedro Cunha, pela sua disponibilidade e interesse em me apoiar. Ao Professor Doutor Nelson Rodrigues, pela sua amabilidade, disponibilidade e encorajamento. Ao Professor Doutor Nuno Alte da Veiga, pela sua preocupação e partilha de conhecimento académico. Ao Professor Doutor Eduardo Ivo Alves, pelo gosto transmitido pelas ciências geofísicas. Ao Professor Doutor Luís Gama Pereira, por todos os esclarecimentos informais, disponibilidade e simpatia. Ao Professor Doutor Rui Pena dos Reis, pelo voto de confiança enquanto membro da equipa IBA. Agradeço também à Ana Machadinho, os vários esclarecimentos e os valiosos tutoriais cedidos. Estou também grato a todo o restante pessoal afeto ao Departamento de Ciências da Terra, que me acolheram tão bem e que sempre me mostraram simpatia e disponibilidade.

À Mariana agradeço toda a força e companheirismo que me dedicou ao longo do meu percurso académico. Por todo o carinho e amabilidade com que me permitiu entrar na sua vida.

Manifesto também o meu agradecimento ao Trovão, ao Maurício e ao André, que sempre acreditaram em mim e que fizeram questão de estarem sempre presentes nos momentos mais importantes da minha vida.

Agradeço também a todos os meus colegas que moraram comigo na RAJA3D, que me aturaram durante este tempo todo mas, juntos ainda travámos amizades que considero para a vida. Por todas as maluqueiras feitas, por todas as risadas, jantaras, festas e todo o convívio.

Quero agradecer à Comunidade Juvenil Francisco de Assis que acolheu na minha juventude. À Madre Teresa, ao pessoal funcionário e aos grandes amigos que por

lá fiz, ao Rui Arnaut, ao Daniel Gomes, ao Bruno Ramos e, ao Nuno Tomás. Com eles também partilhei muitas experiências que me moldaram na pessoa que sou.

Por último, mas em importância nada menor, aproveito este espaço para também agradecer aos meus padrinhos e sua família, por tudo o que fizeram por mim, a sua simpatia, gesto de partilha, amizade, consideração e orientação. Importantes marcos no meu desenvolvimento pessoal pela maior parte da minha vida e, se sou o que sou, devo tudo a eles.

A todos, um bem-haja!

À memória da Dona Maria Barreira,
por toda a educação e definição de valores transmitidos e,
por todo o amor incondicional.

Obrigado Avó.

A presente dissertação foi redigida ao abrigo do novo acordo ortográfico.
(acordado em 1990 e, em vigor a partir de 2009)

“If I have seen further it is by standing on the shoulders of giants”
de Isaac Newton a Robert Hooke (1676)

Resumo

Palavras-chave: Modelação; Geofísica; Gravimetria; Geologia Estrutural; Diapiro de Soure

O diapiro de Soure localiza-se na região centro de Portugal, enquadrado no contexto da Bacia Lusitânica, estando a sua implantação e evolução intimamente ligadas às etapas de evolução desta bacia sedimentar. É alimentada pelo complexo margo-evaporítico da Dagorda (Formação de Dagorda), datado do Retiano-Hetangiano. Este complexo é ainda responsável por outras estruturas evaporíticas reconhecidas na bacia Lusitânica, com destaque para as estruturas de Monte Real, São Pedro de Moel, Caldas da Rainha, Matacães, Porto de Mós - Rio Maior.

No presente trabalho faz-se a modelação gravimétrica e estrutural do diapiro de Soure. Para esse efeito procedeu-se à construção de uma base de dados SIG que contemplasse todos os elementos cartográficos passíveis de serem usados (elementos cartográficos como a topografia, alinhamentos estruturais e a sismicidade, entre outros). Através da interpretação de cartas de anomalia de Bouguer da área geográfica de Soure, datadas de 1958, procedeu-se à separação da anomalia regional e anomalia residual. A modelação gravimétrica foi efetuada tendo como base a construção de perfis estruturais interpretativos segundo orientações preferenciais, a partir da cartografia geológica e estrutural disponível. Esta modelação permitiu um melhor reconhecimento da geometria, em profundidade, do Diapiro de Soure e da sua relação espacial com as grandes morfoestruturas envolventes.

Propõe-se que o diapiro de Soure apresenta uma disposição norteada em resultado da implantação da Formação da Dagorda ao longo de uma falha com essa orientação. Desta estrutura principal projeta-se, perto da superfície, uma língua de sal que se injeta para leste, no núcleo do anticlinal de Cabeça Gorda. Mais a norte, a Formação da Dagorda parece formar um domo salino com uma geometria em sela, enquanto que, para Oeste, vem alimentar o Diapiro de Ereira.

Abstract

Keywords: Modelation; Geophysics; Gravimetry; Structural Geology; Soure's Diapir

The Soure's diapir is located in the central region of Portugal, framed in the context of the Lusitanian Basin, with its implementation and evolution closely linked to the stages of evolution of this sedimentary basin. It is powered by margo-evaporitic complex of Dagorda (*Formação de Dagorda*), from Rhaetian-Hettangian. This complex is also responsible for other evaporitic structures recognized in the Lusitanian basin, with emphasis on the structures of Monte Real, São Pedro de Moel, Caldas da Rainha, Matacães, Porto de Mós - Rio Maior.

On this work is presented gravimetric and structural models of Soure's diapir. To this purpose we proceeded to build a GIS database that embraced all map elements that could be used (cartographic elements such as topography, seismicity and structural alignments, among others). Through the interpretation of 1958's Bouguer anomaly maps of the geographical area of Soure, we proceeded to the separation of the regional anomaly and residual anomaly. The gravimetric modelation was performed based on the construction of interpretive structural sections on some preferential orientations, from the geological and structural cartography available. This modelation allowed a better recognition of the geometry, in depth, of Soure's diapir and its spatial relationship with the surrounding large morfostrutures.

It is proposed that the Soure's diapir lays in a near-north direction as result of the implementation of the *Formação de Dagorda* along a fault with this orientation. This main structure is projected near the surface, as a salt tongue injected to the east into the core of the anticline of Cabeça Gorda. Further north, the *Formação de Dagorda* seems to form a salt dome with a saddle like geometry, while to the west, it might supply the Ereira's diapir.

Índice

AGRADECIMENTOS	I
RESUMO	V
ABSTRACT	VI
ÍNDICE	VII
ÍNDICE DE TABELAS	VIII
ÍNDICE DE FIGURAS	IX
1 - INTRODUÇÃO	1
1.1 - OBJETIVOS	1
1.2 - MOTIVAÇÃO	2
1.3 - ESTADO DA ARTE	2
1.4 - METODOLOGIA	4
2 - ENQUADRAMENTO	10
2.1 - GEOGRÁFICO E GEOMORFOLÓGICO	10
2.2 - GEOTECTÓNICO	13
2.2.1 - Unidades litostratigráficas (por pacotes de densidades)	13
2.2.1.1 - <i>Metassedimentos ante-Mesozóicos e Triásico superior (d=2,60)</i>	13
2.2.1.2 - <i>Hetangiano (d=2,23)</i>	15
2.2.1.3 - <i>Jurássico inferior e médio (d=2,55)</i>	18
2.2.1.4 - <i>Jurássico superior (d=2,59)</i>	19
2.2.1.5 - <i>Cretácico a Oligocénico (d=2,35)</i>	19
2.2.1.6 - <i>Miocénico a recente (d=2,27)</i>	22
2.2.2 - Síntese da evolução basinal	23
2.2.3 - Tectónico da margem	25
3 - INTERPRETAÇÃO MORFOTECTÓNICA	27
3.1 - MORFOESTRUTURAS	27
3.2 - SISMICIDADE	41
4 - INTERPRETAÇÃO GRAVIMÉTRICA	46
4.1 - GRAVIMETRIA	46
4.1.1 - Fundamentação teórica do método	47
4.1.2 - Anomalias gravimétricas	49
4.1.2.1 - <i>Anomalia de Bouguer</i>	49
4.1.2.2 - <i>Anomalia regional</i>	51
4.1.2.3 - <i>Anomalia residual</i>	53
4.2 - MODELAÇÃO	54
4.2.1 - Dados de Satélite	54
4.2.2 - Área de estudo	63
4.2.2.1 - <i>Separação de anomalias</i>	71
4.2.2.2 - <i>Seleção dos perfis</i>	77
4.2.2.3 - <i>Modelos gravimétricos em perfil e o problema inverso da gravimetria</i> ..	83
5 - RESULTADOS E DISCUSSÃO	91
6 - CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	96
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	98
ANEXOS	108

Índice de tabelas

Tabela 2.1 – Correlação da organização litostratigráfica do Grupo de Silves (KULLBERG <i>et al.</i> , 2012).....	14
Tabela 2.2 – Síntese litostratigráfica do Jurássico inferior e médio, para a zona geográfica envolvente a Soure (baseado em AZERÊDO <i>et al.</i> , 2003, e, CALHÔA, 2009).....	18
Tabela 3.1 – Exemplo de conversão de azimutes para direções, através da metodologia descrita (valores em graus).	30
Tabela 3.2 – Classes de direções de alinhamentos	30
Tabela 3.3 – Dados referentes à atividade sísmica no período compreendido entre 01/01/1900 e 31/12/2012 (IGN, 2013).....	44
Tabela 4.1 – Métodos de regressão e, coeficientes de regressão para cálculo da anomalia regional da área de estudo	52
Tabela 4.2 – Métodos de regressão e, coeficientes de regressão para cálculo da anomalia regional, dos dados de satélite (paralelos: 39N a 41N; meridianos: 10W a 7,5W).....	55
Tabela 4.3 – Tabela de densidades (baseado em LOPES <i>et al.</i> , 2012).....	65
Tabela 4.4 – Dados dos furos de sondagem (baseado em ROCHA <i>et al.</i> , 1981)	81

Índice de figuras

Figura 1.1 – Carta de Anomalia de Bouguer, cujo objeto de estudo é o Diapiro de Soure (PRAKLA, 1958).....	5
Figura 1.2 – Carta de anomalia de Bouguer, contendo informação entre Figueira da Foz e Condeixa (PRAKLA, 1958)	6
Figura 1.3 – Carta de anomalia de Bouguer da figura 1.1 na área geográfica de Soure	7
Figura 1.4 – Carta de anomalia de Bouguer da figura 1.2 na área geográfica compreendida entre Figueira da Foz e Condeixa.....	7
Figura 1.5 – Esquema da metodologia dos trabalhos efetuados.....	9
Figura 2.1 – Localização geográfica do concelho de Soure	10
Figura 2.2 – Carta Militar de Portugal, à escala 1:25000, folhas n.º 238a, 239, 240, 248, 249 e 250 (IGEOE, 2012)	11
Figura 2.3 – Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, folha n.º 19C - Figueira da Foz (MANUPPELA <i>et al.</i> , 1976).....	12
Figura 2.4 – Localização esquemática das grandes morfoestruturas dominantes na área de estudo.....	12
Figura 2.5 – Excerto da Carta Neotectónica de Portugal (CABRAL & RIBEIRO, 1988)	16
Figura 2.6 – Localização de diapiros e outras estruturas na área geográfica da Bacia Lusitânica (Adaptado de RIBEIRO <i>et al.</i> , 1996, <i>in</i> JOÃO, 2009).....	17
Figura 2.7 – Comparação de curvas eustáticas segundo vários autores (VAIL <i>et al.</i> , 1977; HAQ <i>et al.</i> , 1987, HAQ & AL-QUAHTANI, 2005), adaptado de MILLER <i>et al.</i> (2011).....	20
Figura 2.8 – Reconstituição paleogeográfica da Península Ibérica no Mesozóico (modificado de MARTÍN-ALGARRA & VERA, <i>in</i> VERA 2004)	24
Figura 2.9 – Reconstrução tectónica da evolução da Península Ibérica desde o Carbónico superior até ao presente. (adaptado de JABALLOY <i>et al.</i> , 2002).....	26
Figura 3.1 – Excerto da Carta Tectónica de Portugal à escala 1:1000000 (adaptado de RIBEIRO <i>et al.</i> , 1972)	28
Figura 3.2 – Carta hipsométrica da área de estudo (os valores de elevação estão em metros)	32
Figura 3.3 – MDT com <i>hillshade</i> , filtro direcional N45°W, altitude 40	33
Figura 3.4 – MDT com <i>hillshade</i> , filtro direcional N45°E, altitude 40.	33
Figura 3.5 – Alinhamentos estruturais, identificados por RAMOS (2008), RAMOS <i>et al.</i> , (2009) e RAMOS <i>et al.</i> (2012)	34

Figura 3.6 – Diagrama de rosa dos alinhamentos estruturais (RAMOS, 2008; RAMOS <i>et al.</i> , 2009; RAMOS <i>et al.</i> , 2012)	35
Figura 3.7 – Histograma de ocorrências de alinhamentos, por classes, dos alinhamentos de RAMOS (2008), RAMOS <i>et al.</i> (2009) e RAMOS <i>et al.</i> , (2012).....	35
Figura 3.8 – Alinhamentos estruturais extraídos da Carta Geológica de Portugal, à escala 1:50000, 19-C Figueira da Foz (MANUPPELA <i>et al.</i> , 1976) e da Carta Neotectónica de Portugal, à escala 1:1000000 (CABRAL & RIBEIRO, 1988).....	36
Figura 3.9 – Diagrama de rosa dos alinhamentos estruturais da Carta Geológica de Portugal, à escala 1:50000, folha 19-C Figueira da Foz (MANUPPELA <i>et al.</i> , 1976) e da Carta Neotectónica de Portugal, à escala 1:1000000 (CABRAL & RIBEIRO, 1988)	37
Figura 3.10 – Histograma de ocorrências de alinhamentos, por classes, dos alinhamentos da Carta Geológica de Portugal, à escala 1:50000, folha 19-C Figueira da Foz (MANUPPELA <i>et al.</i> , 1976) e da Carta Neotectónica de Portugal, à escala 1:1000000 (CABRAL & RIBEIRO, 1988).....	37
Figura 3.11 – Rede hidrográfica da área de estudo, correspondente à Carta Militar de Portugal, à escala 1:25000, folhas n.º 238A, 239, 240, 248B, 249 e 250 (IGEOE, 2012)	38
Figura 3.12 – Diagrama de rosa dos alinhamentos indicados pela rede de drenagem, da Cartografia Militar de Portugal, à escala 1:25000, folhas n.º 238a, 239, 240, 248, 249 e 250 (IGEOE, 2012)	39
Figura 3.13 – Histograma de ocorrências de alinhamentos, por classes, indicados pela rede de drenagem, da Cartografia Militar de Portugal, à escala 1:25000, folhas n.º 238a, 239, 240, 248, 249 e 250 (IGEOE, 2012).....	39
Figura 3.14 – Diagrama de rosa indicando as direções da rede de drenagem, da Cartografia Militar de Portugal, à escala 1:25000, folhas n.º 238a, 239, 240, 248, 249 e 250 (IGEOE, 2012)	40
Figura 3.15 – Gráfico de dispersão da magnitude sísmica da área de estudo (01/01/1900 a 31/12/2012) (dados de IGN, 2013).....	42
Figura 3.16 – Conclusões estatísticas erróneas sobre a atividade sísmica (dados de IGN, 2013).....	42
Figura 3.17 – Sobreposição dos epicentros (IGN, 2013) com a Carta Neotectónica de Portugal, à escala 1:1000000 (CABRAL & RIBEIRO, 1988) e o MDT da área de estudo	45
Figura 4.1 – Cálculo das anomalias gravimétricas regional e residual, pela anomalia de Bouguer, por método linear e polinomial de 3º grau (adaptado de LOWRIE, 1997)....	50

Figura 4.2 – Anomalia de Bouguer (eixo direito) e altimetria (eixo esquerdo) ao longo de um dos perfis da área de trabalho (Perfil A-A'; localização na figura 4.22).....	50
Figura 4.3 – Separação de anomalias por método de superfície de regressão quadrática, ao longo do perfil da figura 4.2 (Perfil A-A'; localização na figura 4.22)	53
Figura 4.4 – Anomalia de Bouguer (mgal) obtida por satélite – paralelos: 39N a 41N; meridianos: 10W a 7,5W (SANDWELL & SMITH, 2009).....	55
Figura 4.5 – Anomalia regional (mgal), calculada por superfície de regressão quadrática, da anomalia de Bouguer de satélite - paralelos: 39N a 41N; meridianos: 10W a 7,5W (SANDWELL & SMITH, 2009).....	56
Figura 4.6 – Anomalia residual (mgal), calculada pela diferença entre a gravimetria de satélite (SANDWELL & SMITH, 2009) e a sua anomalia regional - paralelos: 39N a 41N; meridianos: 10W a 7,5W (calculada por superfície de regressão quadrática).....	57
Figura 4.7 – Sobreposição dos dados de satélite da anomalia de Bouguer (paralelos: 39N a 41N; meridianos: 10W a 7,5W) (SANDWELL & SMITH, 2009), com o excerto da Carta Tectónica de Portugal à escala 1:1000000 (RIBEIRO <i>et al.</i> , 1972)	58
Figura 4.8 – Anomalia de Bouguer (mgal) obtida por satélite (paralelos: 39N a 41N; meridianos: 10W a 7,5W) (SANDWELL & SMITH, 2009).....	59
Figura 4.9 – Anomalia regional (mgal) calculada (superfície de regressão quadrática) a partir da gravimetria por satélite (paralelos: 39N a 41N; meridianos: 10W a 7,5W) (SANDWELL & SMITH, 2009).	59
Figura 4.10 – Anomalia residual (mgal), calculada com a diferença da gravimetria por satélite (paralelos: 39N a 41N; meridianos: 10W a 7,5W) (SANDWELL & SMITH, 2009) e da sua anomalia regional (superfície de regressão quadrática).	60
Figura 4.11 – Sobreposição da Anomalia de Bouguer obtida por satélite (mgal) (paralelos: 39N a 41N; meridianos: 10W a 7,5W) (SANDWELL & SMITH, 2009), com a Carta Geológica de Portugal, à escala 1:50000, folhas n.º 16C, 19A, 19C, 22B, 22D, 23A, 23C, 26B, 26C, 26D, 27A, 27C, 27D, 30A, 30B, 30C, 30D, 31A, 31B, 31C, 31D, 34A, 34B, 35A e 35B.	61
Figura 4.12 – Carta geológica vetorizada, baseada na Carta Geológica de Portugal, à escala 1:50000 (MANUPPELA <i>et al.</i> , 1976).....	66
Figura 4.13 – Carta geológica por pacotes de densidades (as densidades utilizadas são as propostas para a Bacia de Monte Real por LOPES <i>et al.</i> , 2012)	67
Figura 4.14 – Sobreposição da anomalia de Bouguer (mgal), da área de estudo, com a carta geológica por densidades	68
Figura 4.15 – Isolinhas da anomalia de Bouguer (mgal), da área de estudo, por cores (azul – anomalias negativas; vermelho – anomalias positivas)	69

Figura 4.16 – Sobreposição da anomalia de Bouguer (mgal), da área de estudo, com o MDT (exagero vertical de 10 vezes), em vista tridimensional.....	70
Figura 4.17 – Anomalias (mgal) e sua separação (anomalia regional por superfície de regressão planar) – coeficientes de regressão na tabela 4.1	72
Figura 4.18 – Anomalias (mgal) e sua separação (anomalia regional por superfície de regressão bilinear) – coeficientes de regressão na tabela 4.1.....	73
Figura 4.19 – Anomalias (mgal) e sua separação (anomalia regional por superfície de regressão quadrática) – coeficientes de regressão na tabela 4.1	74
Figura 4.20 – Anomalias (mgal) e sua separação (anomalia regional por superfície de regressão cúbica) – coeficientes de regressão na tabela 4.1.....	75
Figura 4.21 - Anomalia de Bouguer (a) (mgal), anomalia regional (b) (mgal), anomalia residual (c) (mgal) e topografia (d) (m), sem exagero vertical, da área de estudo.....	76
Figura 4.22 – Perfil A-A': interseção com altimetria e anomalias gravimétricas.....	78
Figura 4.23 – Perfil B-B': interseção com altimetria e anomalias gravimétricas.....	79
Figura 4.24 – Perfil C-C': interseção com altimetria e anomalias gravimétricas	80
Figura 4.25 – Localização dos furos Verride-1 e Verride-2, sobre a carta geológica por pacote de densidades.....	81
Figura 4.26 – Projeção vertical dos furos Verride-1 e Verride-2, ao longo do perfil B-B'	82
Figura 4.27 – Modelo ao longo do perfil A-A'	85
Figura 4.28 – Modelo ao longo do perfil B-B' (quebrado em Ve-1).....	86
Figura 4.29 – Modelo ao longo do perfil C-C'	87
Figura 4.30 – Modelo sem topografia, ao longo do perfil A-A'	88
Figura 4.31 - Modelo sem topografia, ao longo do perfil B-B' (quebrado em Ve-1)	89
Figura 4.32 Modelo sem topografia, ao longo do perfil C-C'.....	90
Figura 5.1 – Modelo conceptual do Diapiro de Soure, segundo uma secção W-E.	91
Figura 5.2 – Esquema conceptual da disposição espacial do Diapiro de Soure e possível relação com os diapiros envolventes (perfil W-E na figura 5.4).....	92
Figura 5.3 – Modelo de Riedel proposto para Jurássico a Cretácico médio	94
Figura 5.4 – Modelo de Riedel proposto para Cretácico superior a Paleogénico	94
Figura 5.5 – Modelo de Riedel proposto para Miocénico superior à atualidade.....	95

1 - Introdução

1.1 - Objetivos

Este trabalho constitui uma dissertação para a obtenção do grau de Mestre em Geociências, ramo de especialização em recursos geológicos, na Universidade de Coimbra, no ano letivo de 2012/2013.

O presente trabalho reflete a análise e interpretação das anomalias gravimétricas e dos alinhamentos morfoestruturais da zona compreendida entre Soure e Figueira da Foz, com a tentativa de:

- i) Compreender a geometria e a estrutura do diapiro de Soure, através da construção de um modelo gravimétrico que seja coerente com o conhecimento geológico da área de estudo;
- ii) Avaliar o mecanismo de implementação do diapiro de Soure e verificar a sua relação com o contexto tectónico da região.

É de notar que para este trabalho não foram feitas campanhas gravimétricas mas a reinterpretação de cartas de anomalias de Bouguer, da década de 50 do séc. XX, construídas a partir de dados gravimétricos obtidos para prospeção de hidrocarbonetos. Houve então a necessidade de vectorização das mesmas cartas e recálculo das anomalias pois, a carta de menores dimensões, possui o valor e localização da anomalia de Bouguer em pontos. Este processo fez com que tenham ocorrido algumas divergências relativamente às cartas originais, essencialmente nas suas zonas limítrofes, mas as grandes anomalias, positivas e negativas, foram preservadas.

De maneira a tornar qualquer modelo resultante o mais próximo possível da realidade, houve a necessidade de construção de um Sistema de Informação Geográfica (SIG) que englobasse as várias camadas necessárias à produção de imagens compósitas rigorosas e com informação pertinente para quaisquer considerações a tomar.

Como complemento adjuvante à modelação bidimensional e tridimensional, alia-se o vasto conhecimento geológico da região devido à enorme quantidade de estudos científicos rigorosos a que a zona geográfica do baixo Mondego já foi submetida, seja à produção de conhecimento académico em vários domínios científicos, seja à prospeção de vários recursos geológicos (argilas, sal-gema, águas termais, hidrocarbonetos, carvão, entre outros).

Esta síntese dos trabalhos efetuados ainda demonstra as divergências da interpretação de resultados de antigas campanhas, face às novas tecnologias de computação e modelação, isto é, mostra a rapidez e as diferenças na produção de modelos

“finais” partindo dos mesmos dados originais e que permite assim a produção de vários produtos matemáticos num curto espaço temporal.

Serão apresentados dois modelos gravimétricos, demonstrando o problema inverso da gravimetria e será proposto um modelo estrutural interpretativo da possível evolução do objeto de estudo, desde a deposição da Formação da Dagorda até à geometria actual, relacionando com as morfoestruturas envolventes.

1.2 - Motivação

Sabe-se, no universo das geociências, a importância da necessidade da cartografia de um corpo salífero sub-aflorante, bidimensionalmente e tridimensionalmente, devido à quantidade enorme de aplicações deste tipo de estudo: constitui um elemento preponderante na definição de um sistema petrolífero, como rocha selante; pode constituir importante fonte de matérias-primas (gesso, sal-gema, sais e outros); pode servir como reservatório de gás natural (como no exemplo do Carriço, Pombal) ou outros hidrocarbonetos; pode servir como armazém de resíduos nucleares, normalmente em minas de sal (por exemplo, as minas de *Schacht Asse II* e *Morsleben*, ambas na Alemanha); a existência de níveis evaporíticos sub-aflorantes, ainda pode levar a fenómenos de dissolução e à subsidência de terrenos com a possível destruição de infraestruturas, tornando imprescindível a previsão de zonas eventualmente em risco. O reconhecimento destas estruturas no subsolo é feito, classicamente, recorrendo aos métodos geofísicos como a reflexão sísmica e a gravimetria. O método gravimétrico permite fazer a distinção entre diapiros de sal-gema e diapiros argilosos e definir com maior precisão a geometria destes corpos. É ainda essencial à cartografia de falhas em profundidade, podendo contribuir também para um correto ordenamento territorial.

A necessidade de conhecer a subsuperfície advém, tanto da necessidade do conhecimento académico e científico, como da necessidade da prospeção de recursos geológicos e, mesmo para uma correta gestão e ordenamento territorial.

1.3 - Estado da arte

Os estudos feitos no Diapiro de Soure foram sempre associados aos estudos feitos ao anticlinal de Cabeça Gorda. Havendo referências de 1882, por Choffat, iniciou-se aí o processo de aprendizagem e compreensão deste sistema (CHOFFAT, 1882), detendo pela primeira vez a referência à unidade evaporítica por Margas de Dagorda. O mesmo autor fez ainda uma cartografia geológica da área em 1900 (CHOFFAT, 1900). Em 1957, Westerhausen, tenta uma datação para a implantação do diapiro, atribuindo-a ao Jurássico superior, concretamente ao Oxfordiano (WESTERHAUSEN, 1957).

Trzenisowski, em 1958, denota a importância desta estrutura salífera para a prospeção de hidrocarbonetos (TRZENISOWSKI, 1958a) e refere a dificuldade da interpretação deste sistema geológico (Diapiro de Soure e anticlinal de Cabeça Gorda), devido à sua complexidade estrutural (TRZENISOWSKI, 1958b). Ainda o mesmo autor, em 1959, refuta a possibilidade de haver uma jazida petrolífera rentável na área (TRZENISOWSKI, 1959).

Em 1960, Romariz, na sua tese de doutoramento, faz uma descrição petrográfica de pormenor das unidades aflorantes na área (ROMARIZ, 1960).

Em 1976, é publicada a Carta Geológica de Portugal, à escala 1:50000, folha n.º19C, Figueira da Foz (MANUPPELA *et al.*, 1976) e, passados 5 anos, a sua notícia explicativa (ROCHA *et al.*, 1981).

Em 2003, Rocha, na sua dissertação de mestrado, faz a cartografia das unidades do Jurássico inferior do anticlinal de Cabeça Gorda e propõe um modelo estrutural para a implantação desta estrutura (ROCHA, 2003).

A Formação de Dagorda (=Margas de Dagorda, CHOFFAT, 1882) e a sua relação com o Grupo de Silves subjacente tem sido estudada em vários locais da Bacia Lusitânica por diversos autores como: ADLOFF *et al.*, 1974; AZERÊDO *et al.*, 2003; BOEHM, 1903; CARVALHO, 1949, 1950; CHOFFAT, 1880, 1903; DIAS *et al.* 2013; DOUBINGER *et al.*, 1970; FISCHER & PALAIN, 1971; MOUTERDE *et al.*, 1972; PALAIN, 1976; ROCHA *et al.*, 1989; ROCHA *et al.*, 1996; SAPORTA, 1894; SOARES *et al.*, 1988; SOARES *et al.*, 1993; SOARES & DUARTE, 1995; TEIXEIRA, 1946, 1948; WATKINSON, 1989; WILSON & LEINFELDER, 1990; ZBYSZEWSKI, 1959, entre outros.

Salientam-se também os trabalhos de prospeção geofísica sendo instrumento o método gravimétrico, tendo como alvo estruturas salíferas, os trabalhos para prospeção de hidrocarbonetos realizados em 1958 pela empresa PRAKLA; a dissertação de Mestrado de LOPES (1993) sobre ao diapiro de Monte Real e a dissertação de Mestrado de MIRANDA (2009) sobre o diapiro de Matações, Torres Vedras.

Na área geográfica envolvente do diapiro de Soure, na zona de Verride, foram ainda feitos dois furos de sondagem profundos para prospeção de hidrocarbonetos (Verride-1 e Verride-2), que atingiram a Formação de Dagorda (ROCHA *et al.*, 1981).

1.4 - Metodologia

A análise e interpretação gravimétricas apresentadas neste trabalho teve por base duas cartas de anomalia de Bouguer, resultantes de campanhas gravimétricas realizadas em 1958 pela empresa PRAKLA, para a prospeção de hidrocarbonetos no *onshore* de Portugal, da área com o objeto de estudo (figuras 1.1 e 1.2). As cartas originais foram projetadas a uma densidade de Bouguer de 2 (o que pode ser bastante baixo, visto que foi assumida uma densidade para o pacote evaporítico de 2,23) e as isolinhas foram feitas com um intervalo de 0,5 mgal (fig. 1.1) e 1 mgal (fig. 1.2). Primeiramente, fez-se a georreferenciação (figuras 1.3 e 1.4) e, posteriormente a vectorização destas cartas. Em seguida, procedeu-se ao recálculo das isolinhas, pois na carta de maior escala, é possível identificar as estações de leitura e o respetivo valor da anomalia de Bouguer. Com o recálculo feito, procedeu-se ao cálculo da anomalia regional por vários métodos estatísticos de regressão e, posteriormente, ao cálculo da anomalia residual. A escolha do método de regressão para o cálculo da anomalia regional advém da observação direta de preservação da resposta gravimétrica (em geometria) da disposição tendencial do soco da bacia e da preservação da possível anomalia causada pelas grandes morfoestruturas.

Tentou-se ainda, infrutiferamente, conjugar os dados de anomalia de Bouguer da área de estudo, com os dados de anomalia de Bouguer a uma área mais alargada (gravimetria de satélite), de modo a fazer um cálculo da anomalia regional mais correto, pois para assumir uma tendência regional, não pode ser localizada. Esta metodologia não foi continuada pois os valores de gravimetria por satélite assumiam valores, em média, superiores em 15mgal para a área de estudo (traduzindo um aumento da anomalia de Bouguer média em cerca de 60 a 70%). Esta diferença pode estar associada às reduções gravimétricas, ao rigor da leitura, ao material de leitura (gravímetro) e até à resolução de leitura, isto é, as cartas de gravimetria de satélite são construídas a uma resolução de 20mgal, muito inferior à resolução das cartas originais da PRAKLA da área de estudo (1 e 0,5mgal).

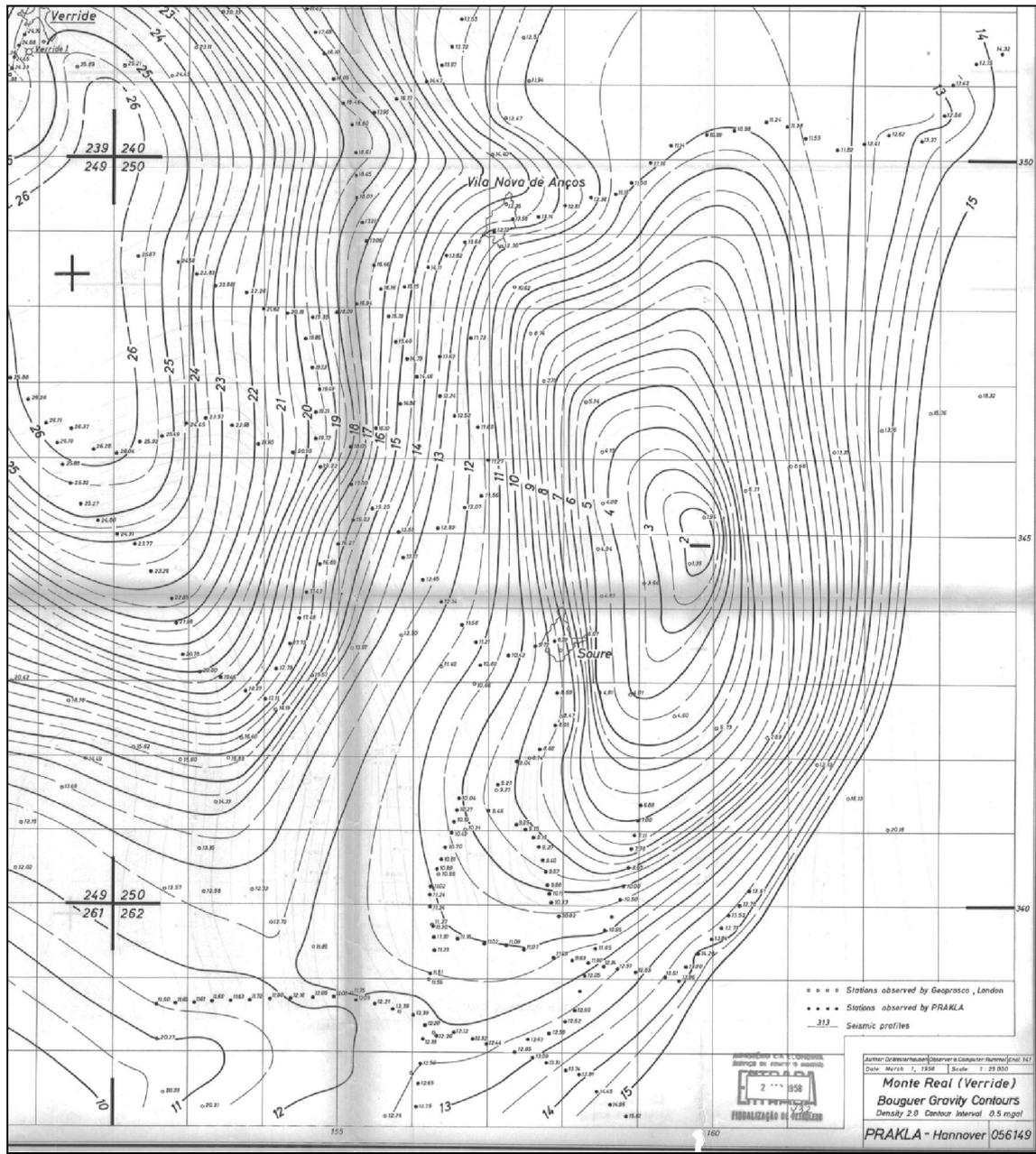


Figura 1.1 – Carta de Anomalia de Bouguer, cujo objeto de estudo é o Diapiro de Soure (PRAKLA, 1958)

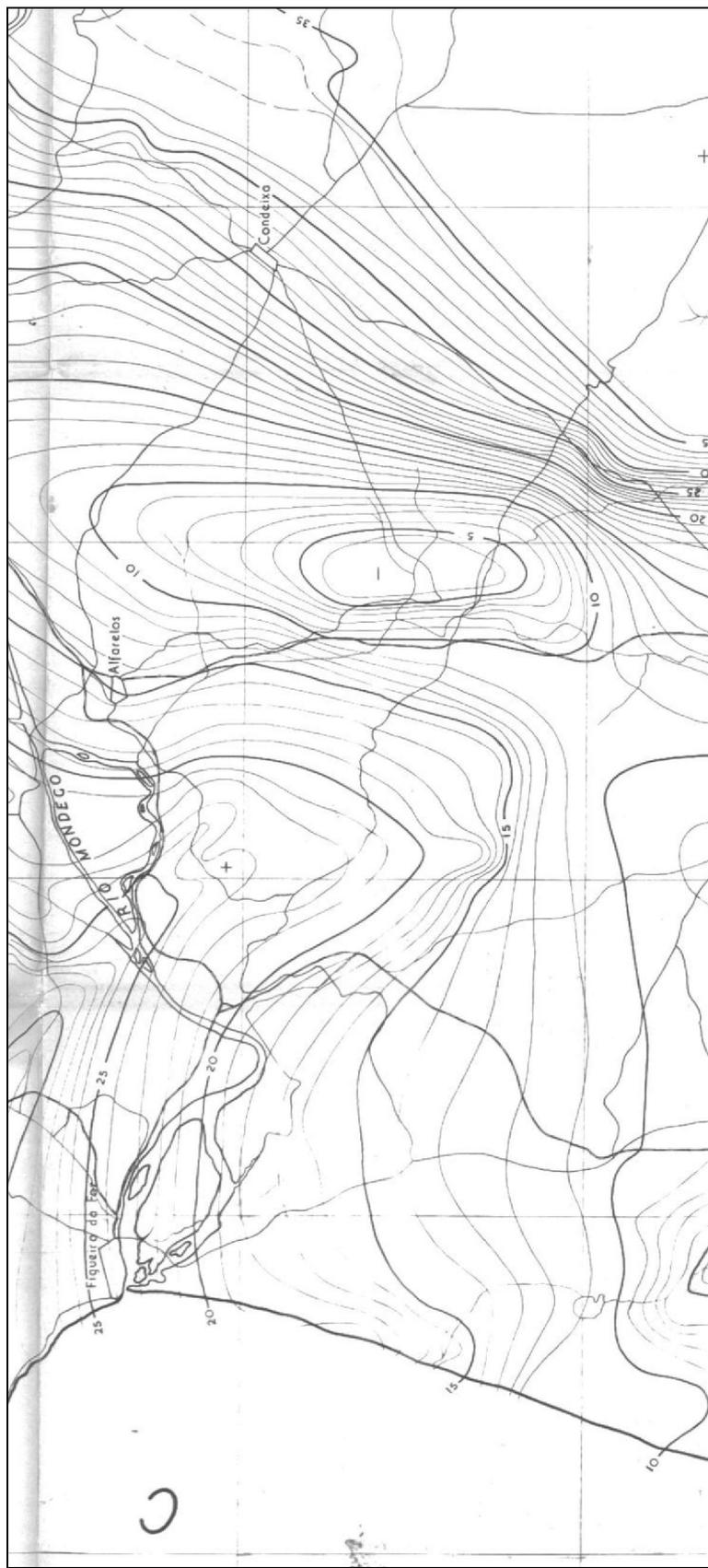


Figura 1.2 – Carta de anomalia de Bouguer, contendo informação entre Figueira da Foz e Condeixa (PRAKLA, 1958)

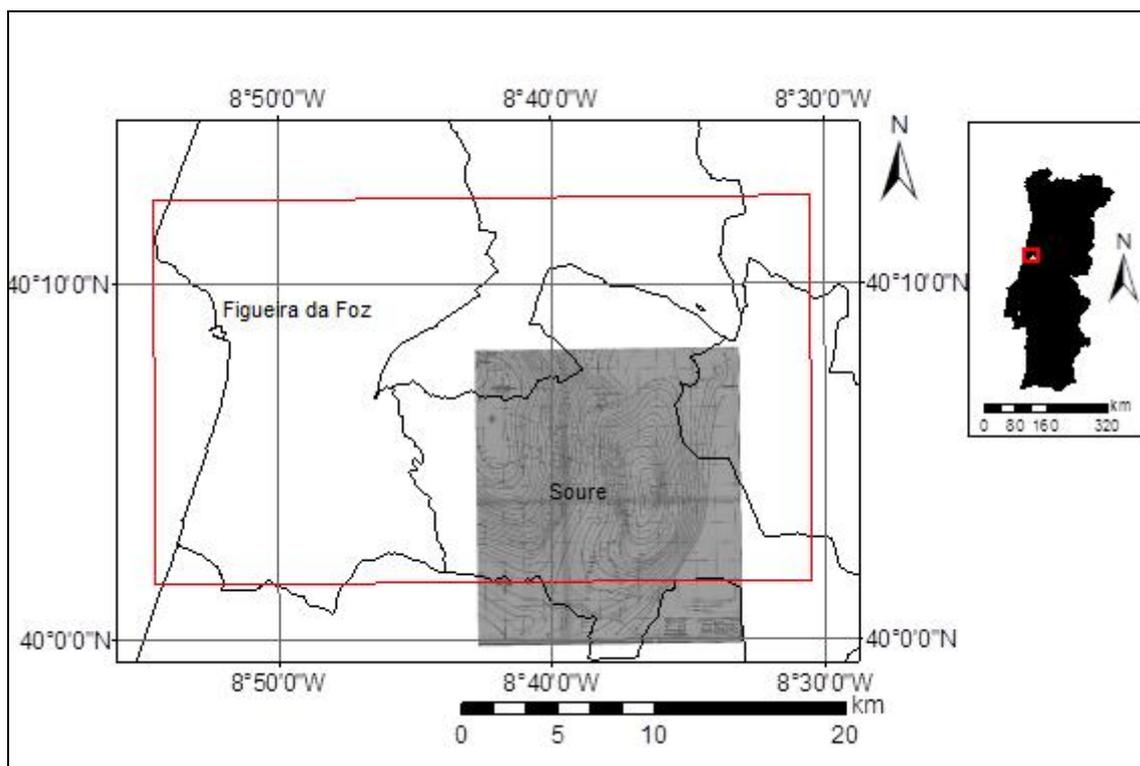


Figura 1.3 – Carta de anomalia de Bouguer da figura 1.1 na área geográfica de Soure

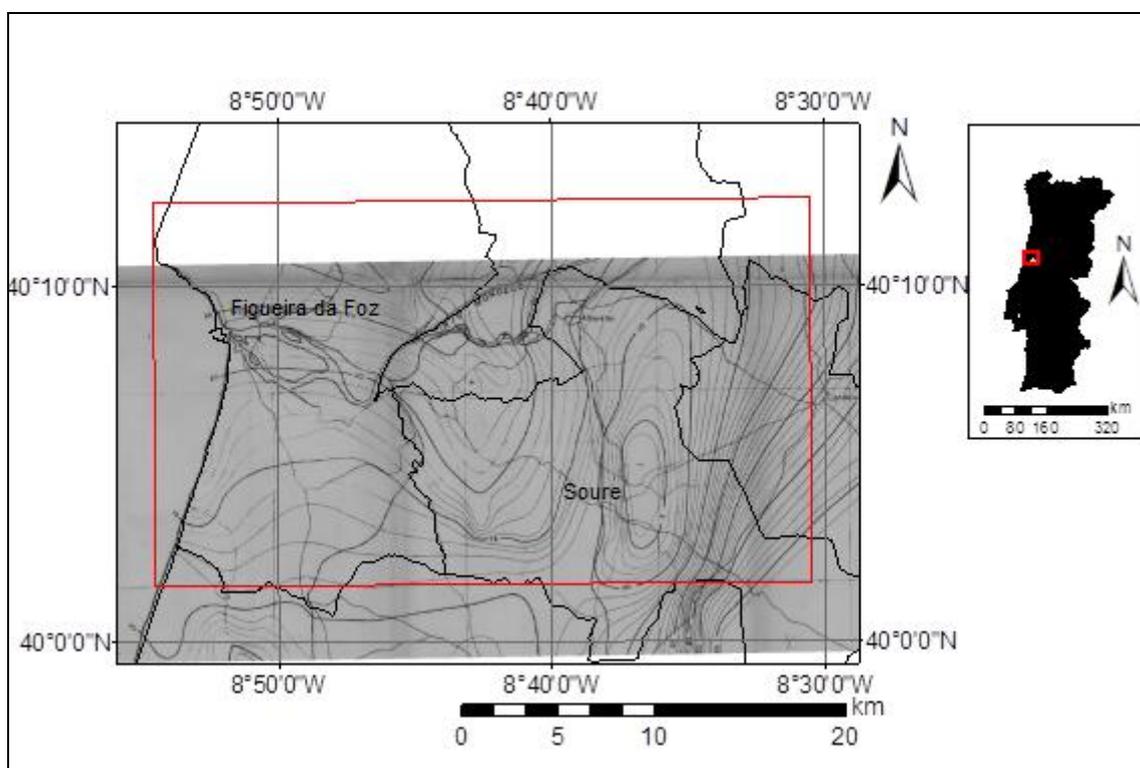


Figura 1.4 – Carta de anomalia de Bouguer da figura 1.2 na área geográfica compreendida entre Figueira da Foz e Condeixa

Para a construção de um Sistema de Informação Geográfico (SIG) necessário ao tratamento e visualização espacial dos dados, planeou-se a aquisição dos seguintes tipos de dados e ferramentas de trabalho:

- Cartas de anomalia de Bouguer e, posterior construção de cartas das várias anomalias gravimétricas, isto é, cartas de anomalia gravimétrica regional e, cartas de anomalia gravimétrica residual;
- Dados de furos de sondagem de dois furos profundos, para prospeção de hidrocarbonetos (Verride-1 e Verride-2);
- Cartografia geológica a diferentes escalas;
- Cartas militares e/ou outros tipos de cartografia;
- Fotografias aéreas e imagens de satélite Landsat-7 (diferentes bandas, para a construção de imagens compósitas do tipo RGB);
- *Software* SIG (ESRI Arcgis 10.1);
- *Software* de modelação 2D e 3D (Geosoft Oasis Montaj 7.1; Geosoft GM-Sys; Golden Software Surfer 11; Rockware Rockworks 15; Google Earth 7.1; Google Sketchup 2013);
- *Software* de ferramentas de cálculo e projeção de dados (Microsoft Office Excel 2010; Rozeta 2.0 de Jacek Pazera);
- *Software* de desenho *raster* e vetorial (Adobe Photoshop CS6; Corel Coreldraw X6);
- Bibliografia adequada.

O projeto SIG da área de estudo ficou bastante completo e serviu ainda para construir uma carta geológica sintética, em função dos diferentes pacotes sedimentares, descritos por terem densidades diferentes, e Modelos Digitais de Terreno, entre outros produtos cartográficos.

A existência de dois furos profundos, Verride-1 e Verride-2, e a sua projeção, permitem ter um controlo de profundidades dos pacotes sedimentares nesses pontos e ao longo de um perfil geológico interpretativo, a ser referido no capítulo de Interpretação Geofísica.

Devido ao conhecido problema associado aos métodos de prospeção por gravimetria, o problema inverso, que se traduz na possibilidade de haver n modelos geofísicos para uma situação geológica mas, uma situação geológica só dará uma resposta geofísica, propõem-se 2 modelos geofísicos interpretativos da resposta gravimétrica, ambos com baixo erro residual (0,1 a 3%). No final desta dissertação, será explicado o

significado do problema inverso da gravimetria, bem como problemas associados e possíveis maneiras de mitigar este tipo de situação.

O esquema da figura 1.5 descreve a ordem de trabalhos e a finalidade de cada material anteriormente enumerado.

Com a interpretação dos resultados, tentar-se-á a construção de um modelo estrutural conceptual de evolução do corpo salífero e estabelecer a relação com a génese e evolução das grandes estruturas regionais presentes na área de estudo.

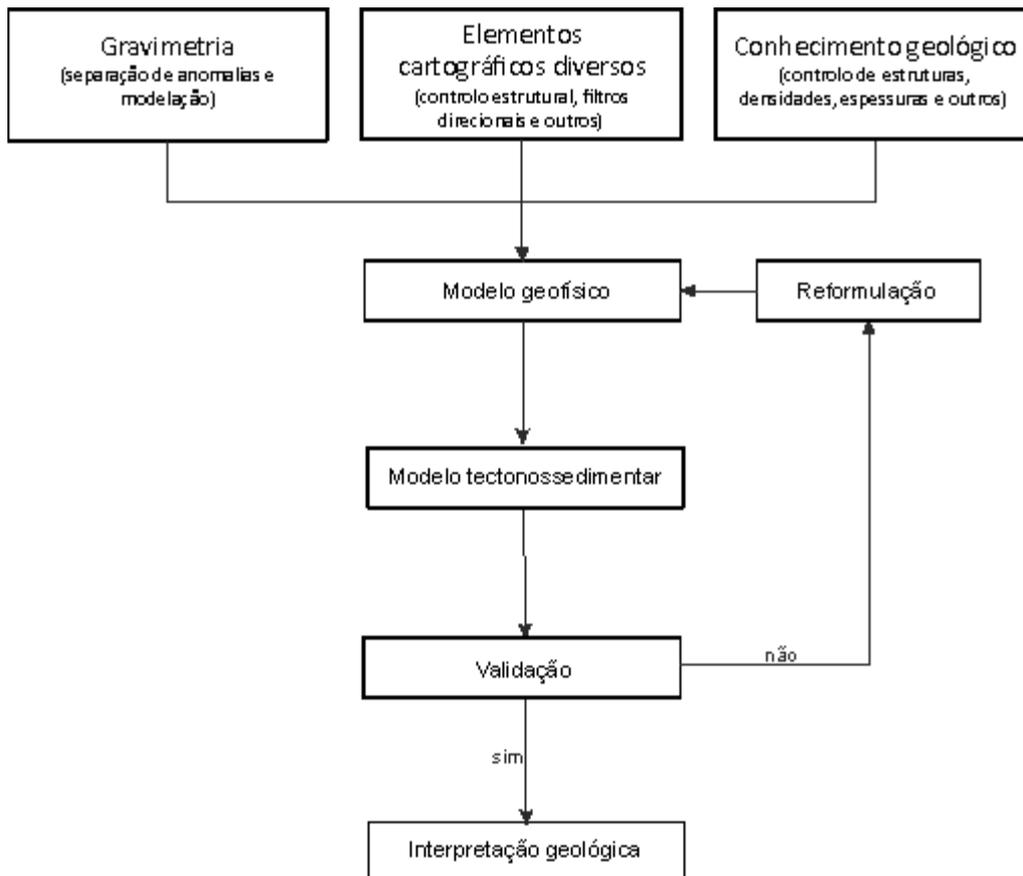


Figura 1.5 – Esquema da metodologia dos trabalhos efetuados

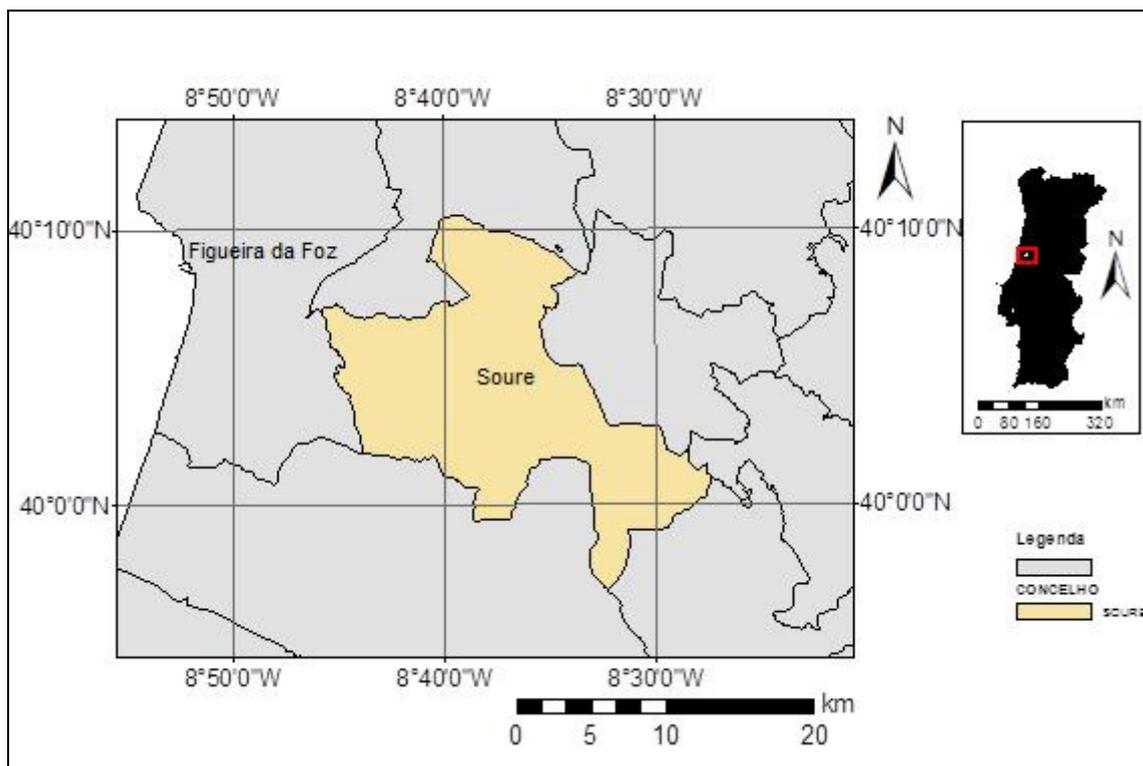
2 - Enquadramento

2.1 - Geográfico e geomorfológico

O concelho de Soure (figura 2.1) possui uma área de cerca de 26500 hectares, contendo um total de 12 freguesias (Alfarelos, Brunhós, Degraças, Figueiró do Campo, Gesteira, Granja do Ulmeiro, Pombalinho, Samuel, Soure, Tapéus, Vila Nova de Anços e Vinha da Rainha), com uma distribuição populacional de cerca de 21 mil habitantes (CMSOURE, 2013).

Soure pertence ao distrito de Coimbra, estando rodeado pelos concelhos de Montemor-o-Velho, Condeixa-a-Nova, Penela, Pombal, Ansião e Figueira da Foz. Está situada na região Centro (NUT de ordem II), mais especificamente, no agrupamento de concelhos da sub-região Baixo Mondego (NUT de ordem III) (CMSOURE, 2013).

O concelho é ainda atravessado pelos rios Anços, Arunca e Pranto.



Foi decidido estudar a área compreendida pela Carta Militar de Portugal, à escala 1:25000, folhas n.º 238a, 239, 240, 248, 249 e 250 (figura 2.2), que corresponde à área total da Carta Geológica de Portugal, à escala 1:50000, folha n.º 19C (figura 2.3) pois, para uma modelação gravimétrica correta, é necessário alargar a área limite,

para se ter uma boa tendência regional. Nesta área é possível reconhecer as grandes morfoestruturas que dominam a região: a Serra da Boa Viagem, o Anticlinal de Verri-de, a Serra do Sicó, o Diapiro de Ereira, o Diapiro de Soure, o Anticlinal de Cabeça Gorda e duas sub-bacias sedimentares que se localizam, respetivamente, a nordeste do Anticlinal de Verride e a sudoeste do arco Serra da Boa Viagem-Anticlinal de Verri-de. Esta última corresponde ao sector norte da Bacia de Monte Real (figura 2.4).

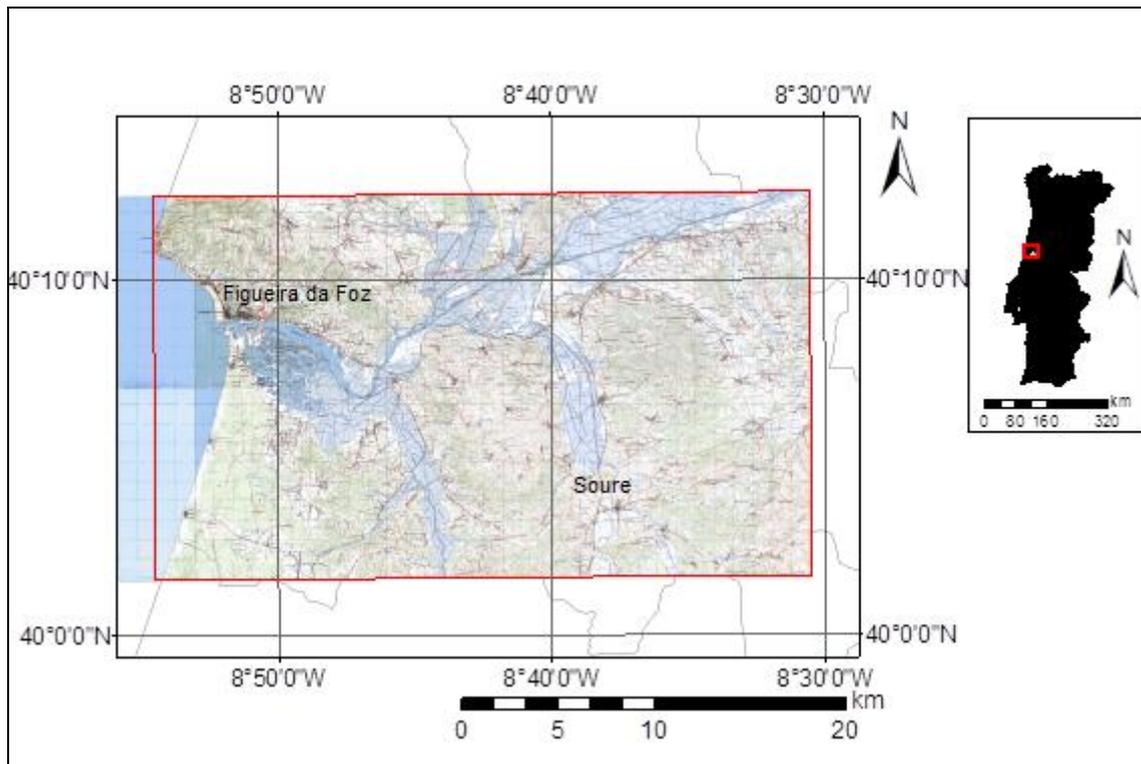


Figura 2.2 – Carta Militar de Portugal, à escala 1:25000, folhas n.º 238a, 239, 240, 248, 249 e 250 (IGEOE, 2012)

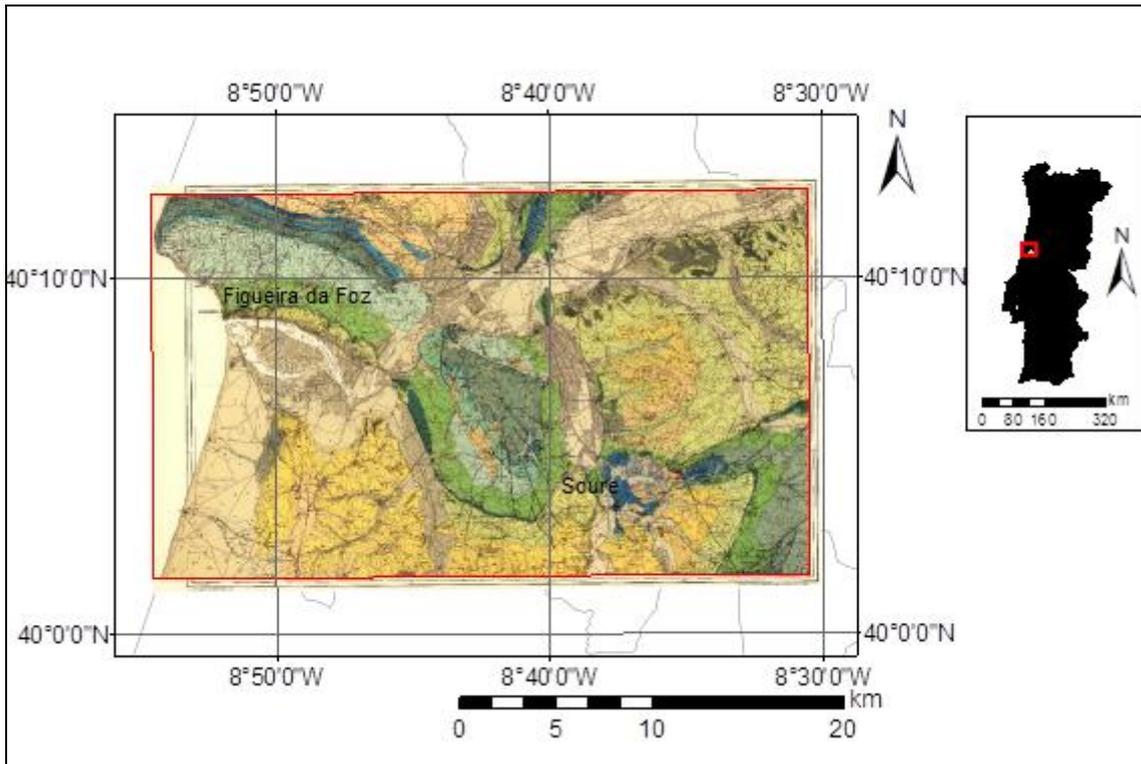


Figura 2.3 – Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, folha n.º 19C - Figueira da Foz (MANUPPELA *et al.*, 1976)

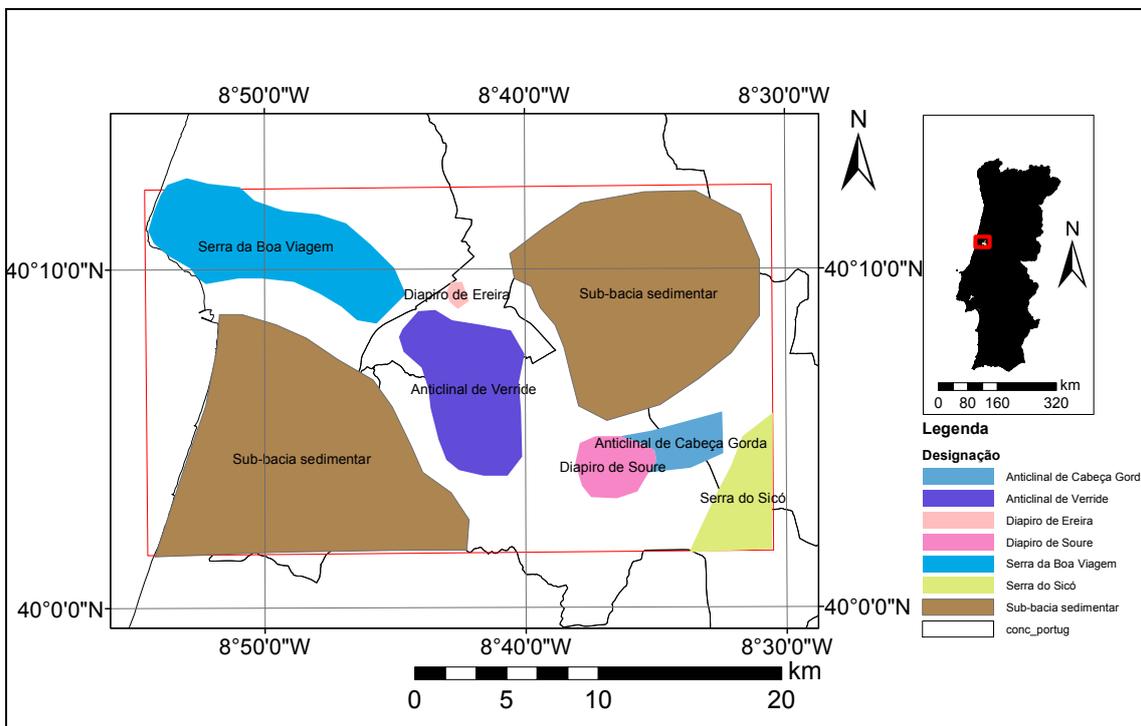


Figura 2.4 – Localização esquemática das grandes morfoestruturas dominantes na área de estudo

2.2 - Geotectónico

A área de estudo está localizada na Orla Mesocenozóica Ocidental Portuguesa e faz parte da Bacia Lusitânica. Esta bacia sedimentar, alongada segundo NNE-SSW, possui um eixo maior com uma dimensão aproximada de 300km e um eixo menor com cerca de 150km. O preenchimento basinal atinge espessuras máximas na ordem dos 5 km (AZERÊDO *et al.*, 2003; DIAS *et al.*, 2013; KULLBERG *et al.*, 2006; RIBEIRO *et al.*, 1979, 1996; ROCHA *et al.*, 1996; WILSON *et al.*, 1989).

2.2.1 - Unidades litostratigráficas (por pacotes de densidades)

A região envolvente a Soure possui unidades litostratigráficas aflorantes cuja idade se prolonga desde o início do Jurássico inferior à atualidade. Assumindo haver continuidade lateral das unidades, espera-se encontrar em subsuperfície formações Triásicas, estando estas assentes em discordância sob um soco constituído por metassedimentos ante-mesozóicos. Segue então uma descrição síntese das unidades aflorantes na área de estudo e das unidades não aflorantes, mas espectáveis de encontrar em profundidade. Nesta descrição, as unidades são apresentadas agrupadas em pacotes de densidades, com base nos valores de densidades tabelados em LOPES (1993) e LOPES *et al.*, (2012), que serão utilizados para a construção dos modelos gravimétricos propostos neste trabalho.

2.2.1.1 - Metassedimentos ante-Mesozóicos e Triásico superior (d=2,60)

A oriente da área de estudo, afloram metassedimentos ante-mesozóicos (Pre-câmbricos e Paleozóicos), presentes nos grandes relevos topográficos adjacentes (por exemplo, a zona geográfica de Ceira, Lousã e Roxo), constituídos geralmente por unidades de micaxistos, xistos metagrauacóides, metarenitos e também metapelitos. Fazem parte da Zona Centro-Ibérica do Soco Varisco.

Assente em discordância sobre as unidades do soco, encontram-se um grupo de formações do Triásico superior, composto por unidades essencialmente siliciclásticas. Representam o 1º episódio de *rift* da Bacia Lusitânica, denotando uma sedimentação continental, derivada da formação de relevos associadas ao episódio de *rifting*. Nas zonas marginais da Bacia Lusitânica, é frequente encontrar estas formações, caracterizadas por uma intensa rubefacção, que prova uma exposição subaérea constante ou periódica. Averiguando as estruturas internas das unidades, é possível associar a um tipo de sedimentação aluvial e fluvial (Grupo de Silves).

O Grupo de Silves tem sido estudado e descrito por vários autores (CHOFFAT, 1880-1903; CARVALHO, 1950; SOARES *et al.*, 1985; PALAIN, 1976; ROCHA *et al.*, 1987; ROCHA *et al.*, 1996; SOARES *et al.*, 2010) ao longo de décadas. Desta forma, a sua descrição, bem como a sua divisão em formações, tem sido variável e adaptada ao conhecimento adquirido ao longo de vários estudos. A tabela 2.1 apresenta a correlação das várias nomenclaturas dos autores mais influentes no estudo deste pacote sedimentar.

SOARES *et al.* (2012) propõe que a deposição do Grupo de Silves pode estar associada à abertura de pequenas bacias do tipo *pull apart* que podiam ter gerado “proto-bacias lusitânicas”. A geometria destas pequenas bacias terá ainda condicionado a disposição das unidades sobrejacentes, como por exemplo a unidade evaporítica Formação de Dagorda.

Segundo AZERÊDO *et al.* (2003), a Formação de Dagorda pode ser equivalente lateral da parte superior da Formação de Castelo Viegas e Formação de Pereiros, ambos do Grupo dos Silves.

Tabela 2.1 – Correlação da organização litostratigráfica do Grupo de Silves (KULLBERG *et al.*, 2012)

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)	Soares <i>et al.</i> (2010)
Camadas de Pereiros (108-129 m) (50-60 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.		
"Grès 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. Cast. Viegas	Form. de Castelo Viegas
"Grès 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>		Form. de Penela
			A1 (100-140 m)	Arenitos de Conraria	Form. Conraria	Form. de Conraria

2.2.1.2 - Hetangiano (d=2,23)

A Formação de Dagorda (ROCHA *et al.*, 1996; AZERÊDO *et al.*, 2003) (=“Margas de Dagorda” em CHOFFAT, 1882; MOUTERDE *et al.*, 1972; SOARES *et al.*, 1993) corresponde a um tipo de sedimentação evaporítica complexa (ZBYSZEWSKI, 1959). WILSON & LEINFELDER (1990) referem uma possível coordenação de, no mínimo, a dois depocentros evaporíticos: a Norte, alimentando o diapiro de Caldas da Rainha-Monte Real; a Sul, na dependência da fraturação do Baixo Tejo, alimentando os diapiros de Pinhal Novo e Sesimbra.

Em AZERÊDO *et al.* (2003), é remetida a origem da Formação de Dagorda para o Noriano a Retiano, ao invés do Hetangiano. Ainda no mesmo trabalho, pode-se constatar que a génese da formação evaporítica não terá terminado no Hetangiano, mas já no início do Sinemuriano.

Repare-se que, segundo as conclusões do trabalho de 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*.

Em WATKINSON (1989) é ainda referida a divisão em três membros: o primeiro membro é essencialmente dolomítico a margo-dolomítico; o segundo membro é predominantemente dolomítico e/ou calco-margoso e margoso rico em evaporitos (halite e anidrite); o terceiro membro é o membro salífero, rico em halite, contendo também margas dolomíticas, pelitos margosos e anidrite.

Esta Formação corresponde à unidade evaporítica responsável pelos fenómenos de diapirismo em Portugal e, em fases mais evoluídas, vales tifónicos e, pela cartografia de CABRAL & RIBEIRO (1988) (figura 2.5), a zona do diapiro de Soure, corresponde a um diapirismo ainda activo.

Na região do diapiro de Soure é também aflorante, no seio da massa evaporítica, de um filão dolerítico, conhecido por dolerito de Outeiro, com uma idade de $159,62 \pm 3,2$ m.a. (K/Ar), Cretácico inferior, segundo FERREIRA *et al.* (1983). É frequente a presença, em outros diapiros conhecidos, de corpos doleríticos, de que é exemplo o maciço onde está assente o Castelo de Leiria. A presença destas rochas ígneas básicas, denota o controlo tectónico por falhas de enraizamento profundo na implantação dos diapiros da Bacia Lusitânica.

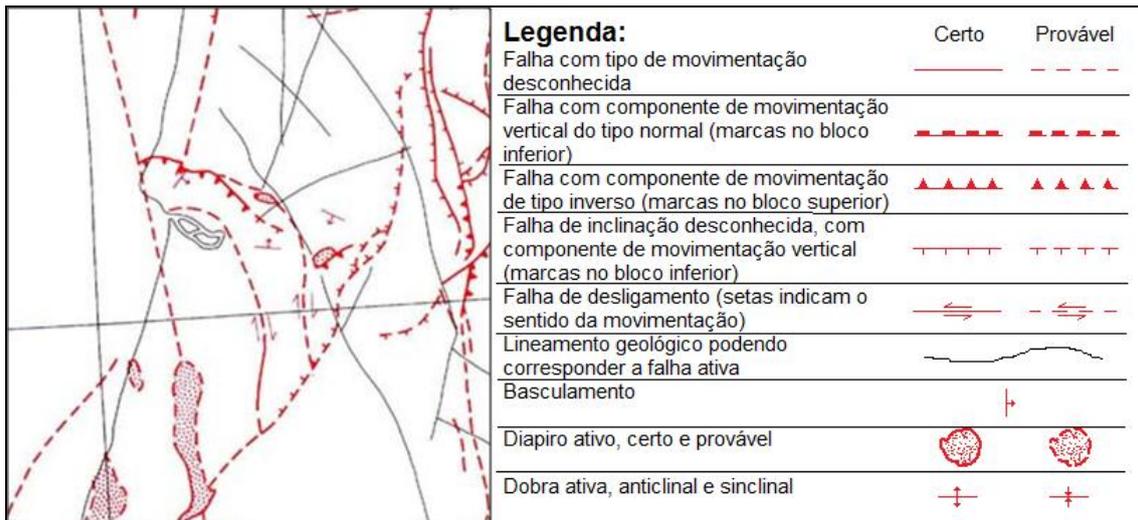


Figura 2.5 – Excerto da Carta Neotectónica de Portugal (CABRAL & RIBEIRO, 1988)

Na Bacia Lusitânica, o início da fase halocinética da Formação de Dagorda, levando a diapirismo, terá ocorrido no Jurássico superior - Cretácico inferior, possivelmente ligada a atividade magmática do Cretácico (figura 2.6) (KULLBERG, 2000). Tal pode ser uma explicação para a presença de corpos doleríticos nos núcleos salíferos, pois a geração de magmas deste tipo é feita a 8 a 10km de profundidade (ROBB, 2005). A ascensão magmática terá ocorrido ao longo de falhas ante-Cretácicas (possivelmente Triásicas ou reativadas no Triásico, relacionadas com a 1ª fase de *rift*) e, no Cretácico inferior, com a ascensão diapírica por halocinese e tectónica salífera, as massas doleríticas terão sido transportadas no núcleo da unidade salífera. O seu possível afloramento no núcleo diapírico pode advir da dissolução salina e posterior formação de um vale tifónico.

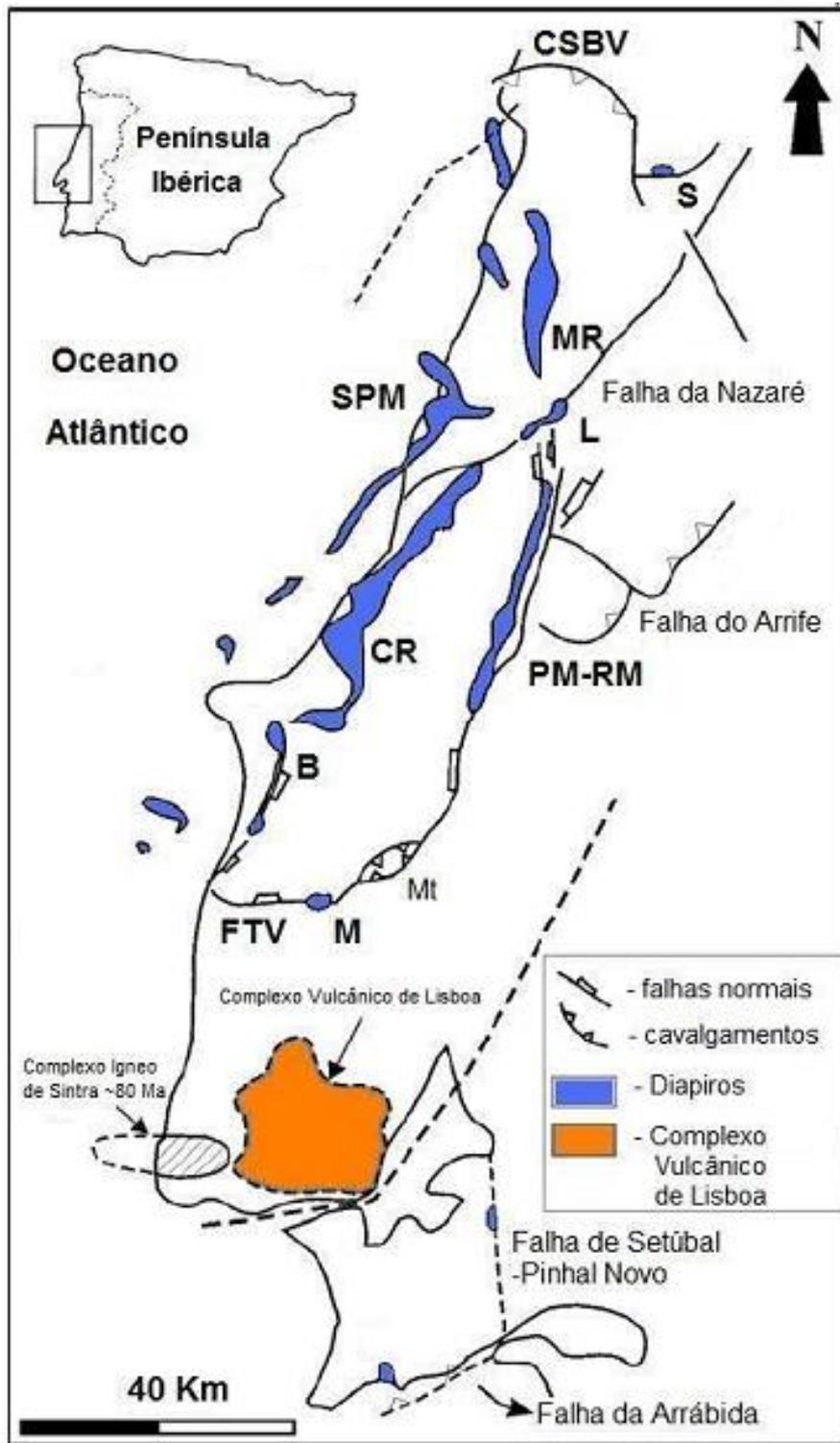


Figura 2.6 – Localização de diapiros e outras estruturas na área geográfica da Bacia Lusitânica (Adaptado de RIBEIRO *et al.*, 1996, in JOÃO, 2009)

Legenda: B - Bolhos; CR - Caldas da Rainha; L - Leiria; M - Matacães; MR - Monte Real; PM-RM - Porto de Mós - Rio Maior; PN - Pinhal Novo; S - Soure; SC - Santa Cruz; SPM - S. Pedro de Moel; V – Vimeiro; CSBV - cavalgamento de Serra da Boa Viagem; FN - falha de Nazaré; FSPN - falha de Setúbal-Pinhal Novo; FTV - falha de Torres Vedras; Mt - *pop-up* de Montejunto.

2.2.1.3 - Jurássico inferior e médio (d=2,55)

A área envolvente a Soure possui também unidades aflorantes desde o Sinemuriano (Jurássico inferior) até ao Caloviano (Jurássico médio).

Com uma invasão gradual do mar no Sinemuriano superior, há a instalação de uma rampa carbonatada de baixa energia, correspondendo à Formação de Coimbra de SOARES *et al.* (1993), dividida em 2 membros (AZERÊDO *et al.*, 2003).

Com um acentuo do avanço marinho, do Pliensbaquiano até ao Jurássico médio, encontra-se séries margo-calcárias alternantes (Fm. de Vale das Fontes, Fm. de Lemede, Fm. de S. Gião, Fm. de Póvoa da Lomba, Fm. de Ançã e a Fm. de Cabo Mondego sendo esta última formação equivalente lateral das 2 anteriores), apresentados em pormenor em AZERÊDO *et al.* (2003), DUARTE & SOARES (2002), SOARES & DUARTE (1997). Foram já muitos os estudos em afloramento efetuados por estes e outros autores, ao longo da Bacia Lusitânica.

A tabela 2.2 apresenta uma síntese da litostratigrafia da área de estudo, referente aos patamares do Jurássico inferior e médio.

Tabela 2.2 – Síntese litostratigráfica do Jurássico inferior e médio, para a zona geográfica envolvente a Soure (baseado em AZERÊDO *et al.*, 2003, e, CALHÔA, 2009)

Litostratigrafia		Cabo Mondego	Coimbra	Sicó	
Cronostratigrafia					
Jurássico	médio	Caloviano	?	?	?
		Batoniano	?	?	?
		Bajociano	Formação de Cabo Mondego <i>(sensu Azerêdo et al., 2003)</i>	Fm de Ançã <i>(sensu Azerêdo et al., 2003)</i>	Fm de Degracias <i>(sensu Azerêdo et al., 2003)</i>
		Aaleniano		Formação de Póvoa da Lomba <i>(sensu Azerêdo et al., 2003; Duarte & Soares 2002)</i>	
	inferior	Toarciano	Formação de São Gião <i>(sensu Azerêdo et al., 2003; Duarte & Soares 2002)</i>		
			Formação de Lemede <i>(sensu Azerêdo et al., 2003; Duarte & Soares 2002)</i>		
		Pliensbaquiano	Formação Vale das Fontes <i>(sensu Azerêdo et al., 2003; Duarte & Soares 2002)</i>		
		Sinemuriano	Fm. de Coimbra (mb. calcário) <i>(sensu Azerêdo et al., 2003)</i>	Fm. de Coimbra (mb. dolomítico) <i>(sensu Azerêdo et al., 2003)</i>	

2.2.1.4 - Jurássico superior (d=2,59)

A passagem do Jurássico médio ao Jurássico superior é feita por um *hiatus* sedimentar, correspondente a uma megadescontinuidade bacinal. A litologia presente data do Oxfordiano médio a superior, sendo caracterizada por calcários de fácies marinhas pouco profundas a marginais, sendo possível encontrar superfícies erosivas ferruginizadas, podendo corresponder a paleocarsos. Resumidamente, corresponde a um episódio de regressão acentuada, com exposição subaérea nas zonas mais a oriente, com sedimentação lacustre a margino-marinha (AZERÊDO *et al.*, 2003).

Em ROCHA *et al.* (1981), são ainda apresentadas 4 formações litostratigráficas:

- a) Complexo carbonoso (Oxfordiano médio a superior)
- b) Calcários hidráulicos (Oxfordiano médio a superior)
- c) Camadas marinhas ricas em lamelibrânquios (Kimmeridgiano inferior?)
- d) Arenitos de Boa Viagem (Kimmeridgiano?-Portlandiano)

2.2.1.5 - Cretácico a Oligocénico (d=2,35)

Estas unidades sedimentares possuem uma grande expressão superficial na zona envolvente à área geográfica de Soure.

Os depósitos Cretácicos são conhecidos testemunhos de ambientes marinhos rasos, lagunares, litorais e fluviais. Como tal, são compostos por sedimentos carbonatados e siliciclásticos, alternantes, mas evidenciado sempre uma tendência geral regressiva do nível de base, traduzida por uma tendência progradante (REY *et al.*, 2006) embora se saiba que a nível mundial (sequência de 1ª ordem (*vide* VERA TORRES, 1994)) ocorreu o inverso, isto é, a curva do nível eustático atingiu um máximo no Cretácico (GABRIELSEN *et al.*, 2001), como na figura 2.7.

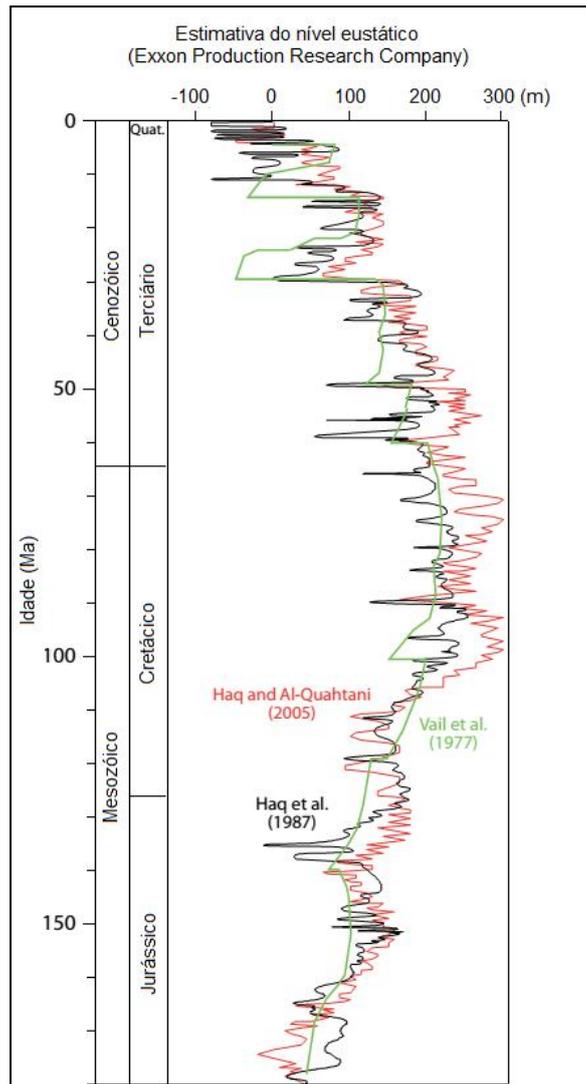


Figura 2.7 – Comparação de curvas eustáticas segundo vários autores (VAIL *et al.*, 1977; HAQ *et al.*, 1987, HAQ & AL-QUAHTANI, 2005), adaptado de MILLER *et al.* (2011)

Na figura 2.7 é possível averiguar o máximo eustático, a nível global, para o Cretácico.

As formações cretácicas encontradas na área de estudo são as seguintes:

- **Fm. Figueira da Foz** (REY *et al.*, 2006) (=“Arenitos do Carrascal”, ROCHA *et al.*, 1981) – unidade composta por uma sedimentação detrítica, areno-conglomerática, areno-lutítica, possuindo membros com sedimentação arenítica, calcária e dolomítica. Esta unidade, composta por vários membros, é caracterizada por uma fácies sedimentar de sistema aluvionar areno-conglomerático (REY *et al.*, 2006).

- **Fm. de Costa de Arnes** (REY *et al.*, 2006) (=“*Calcários apinhoados de Costa de Arnes*”, ROCHA *et al.*, 1981) – interpretado como um corpo carbonatado do Cenomaniano-Turoniano, com uma sedimentação predominantemente de calcários e calcários margosos nodulosos. A fácies sedimentar é interpretada como de plataforma carbonatada, com uma organização sequencial tendencialmente positiva, evidenciando transgressão (REY *et al.*, 2006).

É de notar que esta formação é ainda marcada, a partir do Cenomaniano superior, por movimentação tectónica, cuja génese pode estar associada a movimentação halocínética e à reativação de falhas e fraturas antigas. Esta movimentação da unidade evaporítica é interpretada como estando associada a soerguimentos que levaram à posterior formação de vales tífónicos. Estes soerguimentos, ao provocar uma elevação topográfica, fizeram com que o aparente nível de base descesse, evidenciado pela presença de corpos recifais (REY *et al.*, 2006) nos bordos das áreas diapíricas.

- **Formação de Lousões** (REY *et al.*, 2006; SOARES *et al.*, 2007) (=“*Arenitos finos de Lousões*”, ROCHA *et al.*, 1981) - Possuindo, da base para o topo, areias muito finas com moscovite a areias médias e grosseiras com rubefação (ROCHA *et al.*, 1981), esta formação é caracterizada por uma fácies lagunar, com extensa planície aluvial (REY *et al.*, 2006).
- **Formação de Taveiro** (SOARES *et al.*, 2006) (=“*Arenitos e argilas de Taveiro*”, BARBOSA *et al.*, 1988; ROCHA *et al.*, 1981; “*Areias e argilas de Taveiro*”, REIS, 1983; SOARES *et al.*, 1982; SOARES & GOMES, 1997) – Interpretada como tendo sido formada numa extensa planície aluvial, com decantação de materiais argilosos, pelitos vermelhos, acastanhados e rosados, com corpos lenticulares que possuem, por vezes, litologias grosseiras a muito grosseiras e até conglomeráticas, podendo simbolizar paleocanais (SOARES *et al.*, 2006).

2.2.1.6 - Miocénico a recente (d=2,27)

Do Paleogénico e Miocénico, encontra-se na região de estudo afloramentos da Formação de Bom Sucesso (SOARES *et al.*, 2007) (= "Formação argilo-gresosa e conglomerática da Senhora do Bom Sucesso", ROCHA *et al.*, 1981; SOARES & REIS, 1984), descrita com uma unidade arcossarenítica e subarcossarenítica muito grosseira, imatura, de várias tonalidades. Paleogeograficamente, corresponderia a uma planície aluvial, com canais entrançados, de regimes contrastados, sob o efeito de um clima quente (SOARES *et al.*, 2007).

Do Pliocénico, a área envolvente a Soure possui uma sedimentação de areias, grés e argilas, com existência de estratificação entrecruzada. Algumas areias são caulínicas, por vezes lignitosas e os arenitos são, frequentemente, argilosos e micáceos. Nos níveis mais superiores, é possível encontrar areais com calhaus rolados (ROCHA *et al.*, 1981).

Ao Pleistocénico podem ser atribuídos dois grandes grupos líticos: os tufos calcários e os depósitos de terraço.

Os tufos calcários são frequentes nesta área geográfica, estendendo-se até à área urbana de Condeixa, inclusive. São muito fossilíferos e estão associados à presença de exurgências e ao encaixe fluvial. Segundo MENDES (1985), os tufos estão organizados por diferentes altimetrias e patamares e são os tufos mais recentes os que estão situados a cotas mais baixas.

Ainda pelo encaixe fluvial, é possível distinguir na região de estudo 4 terraços, sendo que o mais recente é também o situado a cotas mais baixas. Esses terraços estão situados às seguintes cotas: 8 a 20m; 25 a 40m; 50 a 70m; 75 a 100m. (ROCHA *et al.*, 1981).

Ainda é possível encontrar, nas áreas mais a ocidente, depósitos modernos de sistemas dunares e areias de praia. Associado aos canais fluviais, é possível encontrar, nas zonas de inundação, depósitos aluvionares, sendo o mais possante o associado ao Rio Mondego (ROCHA *et al.*, 1981).

2.2.2 - Síntese da evolução basinal

A história da Bacia Lusitânica tem início no Triásico superior, quando, em fase de início de um processo de rift, começa a fazer-se sentir uma sedimentação continental torrencial (siliciclastos conglomeráticos, arenosos e argilosos), que passa para uma sedimentação evaporítica no Hetangiano, sugerindo alteração para um ambiente deposicional árido. Estes níveis evaporíticos, por vezes bastantes espessos, irão influenciar fortemente o estilo tectónico da cobertura sedimentar subjacente ao gerarem estruturas evaporíticas e atuarem como superfícies de descolamento durante as fases tectónicas pós-triásicas extensivas (Mesozóicas) e compressivas (Cenozóicas) que afetaram a Península Ibérica (e. g. RIBEIRO *et al.*, 1990). No Jurássico inferior a médio, evolui-se, para uma sedimentação marinha carbonatada e margo-carbonatada, O Jurássico médio e superior são demarcados por litofácies carbonatadas marginais. No Jurássico final, ocorre compartimentação tectónica da bacia, envolvendo mobilização por halocinese das unidades evaporíticas hetangianas, acompanhada por sedimentação continental. (AZERÊDO *et al.*, 2003; DIAS *et al.*, 2013; KULLBERG *et al.*, 2006; RIBEIRO *et al.*, 1979, 1996; ROCHA *et al.*, 1996; WILSON *et al.*, 1989).

No Cretácico volta a haver sedimentação continental, em ambiente tropical húmido (areias, argilas, arcoses), mas não na generalidade da bacia, pois em vários locais do sector Norte da Bacia existe um *hiatus* deposicional entre Jurássico superior a Cretácico médio - superior. (AZERÊDO *et al.*, 2003; DIAS *et al.*, 2013; KULLBERG *et al.*, 2006; RIBEIRO *et al.*, 1979, 1996; ROCHA *et al.*, 1996; WILSON *et al.*, 1989).

Do Terciário à atualidade, verifica-se uma continuação da sedimentação continental, mas associada à abertura do Atlântico, visto que a Bacia Lusitânica não deu continuidade à sua evolução. (AZERÊDO *et al.*, 2003; DIAS *et al.*, 2013; KULLBERG *et al.*, 2006; RIBEIRO *et al.*, 1979, 1996; ROCHA *et al.*, 1996; WILSON *et al.*, 1989). A convergência da Ibéria com a África, iniciada no Cretácico superior, leva à inversão tectónica da bacia e à reativação das suas estruturas diapíricas.

É possível observar uma síntese da evolução paleogeográfica da Ibéria na figura 2.8.

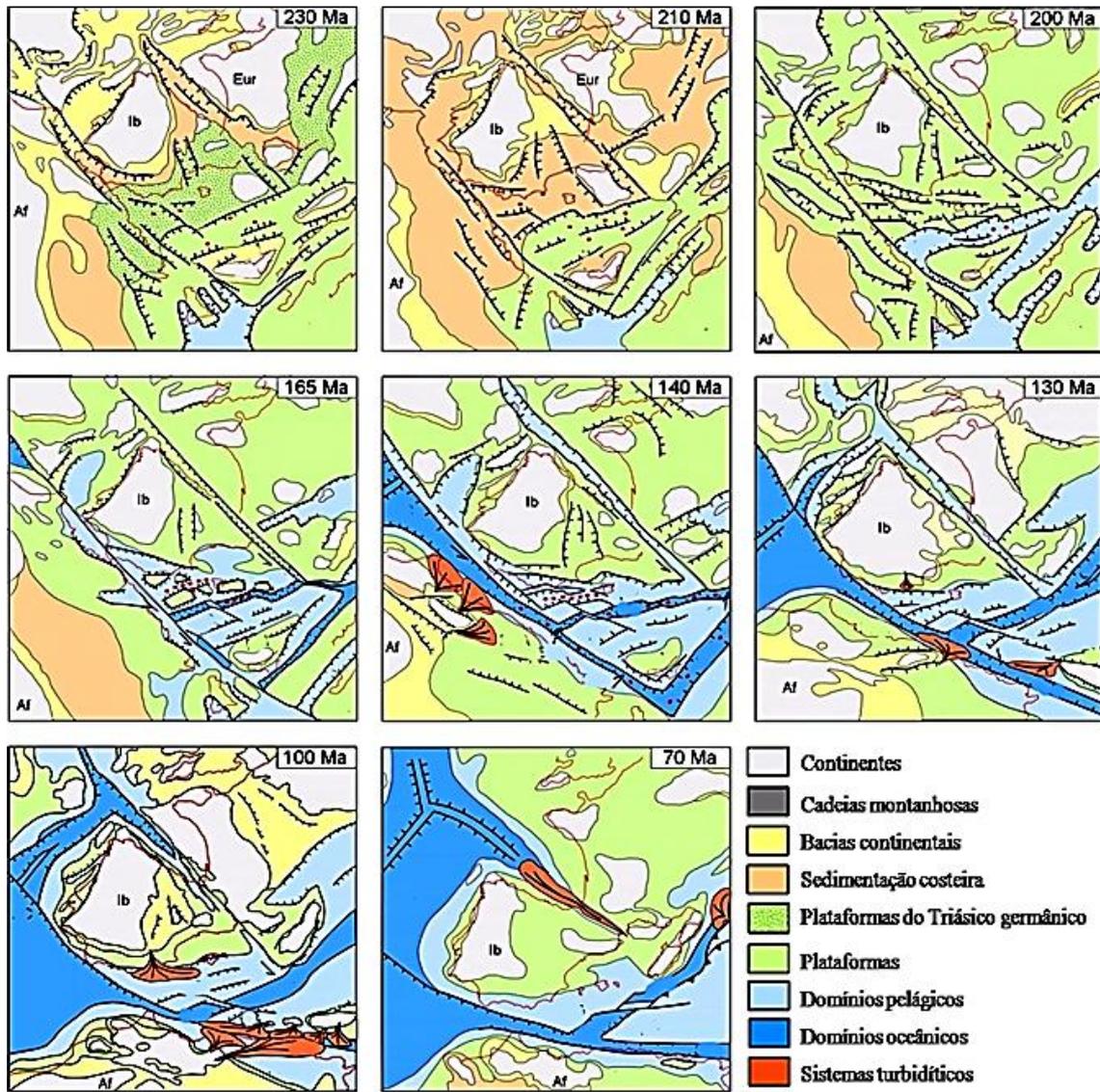


Figura 2.8 – Reconstituição paleogeográfica da Península Ibérica no Mesozóico (modificado de MARTÍN-ALGARRA & VERA, *in* VERA 2004)

Legenda: (Af) África; (Eur) Europa; (Ib) Península Ibérica

2.2.3 - Tectónico da margem

Em RODRIGUES (1995) é referido que a geodinâmica da margem continental portuguesa resulta de 3 ciclos importantes (RIBEIRO *et al.*, 1979):

- Ciclo Hercínico (=Varisco), do Paleozóico, responsável pelo metamorfismo e tectonismo das rochas detríticas e pelíticas ante-pérmicas constituintes do soco ante-mesozóico, aflorantes a Oriente da zona de estudo (distância não inferior a 25km);
- Abertura da Bacia Lusitânica e, posteriormente, a abertura do Oceano Atlântico, que reorganizou a topografia do soco, com a criação de *grabens*, *horsts* e *hemi-grabens*, controlados por falhas lítricas de enrizamento profunda e/ou falhas de crescimento, por fracturação ativa ou por reativação de falhas do ciclo anterior, condicionando assim o espaço disponível à sedimentação, bem como permitindo várias fácies sedimentares com a sua natural evolução;
- O ciclo Alpino, que se terá iniciado no Paleocénico e Eocénico, com o máximo no Oligocénico e Miocénico, e que se mantém na atualidade, provocando a inversão da bacia Lusitânica, com a geração de novas estruturas ou a reativação de estruturas anteriores. Nota-se que o campo de tensões tem rodado neste ciclo, como resposta ao ajustamento entre as placas euroasiática e africana, que passam a convergir (CABRAL & RIBEIRO, 1988; CABRAL, 1993). A sismicidade ativa evidencia atividade neotectónica, ao longo de falhas ativas ou reativas (CABRAL, 1993; RODRIGUES *et al.*, 1992; RODRIGUES *et al.*, 1995).

É possível averiguar uma síntese da evolução tectónica na figura 2.9.

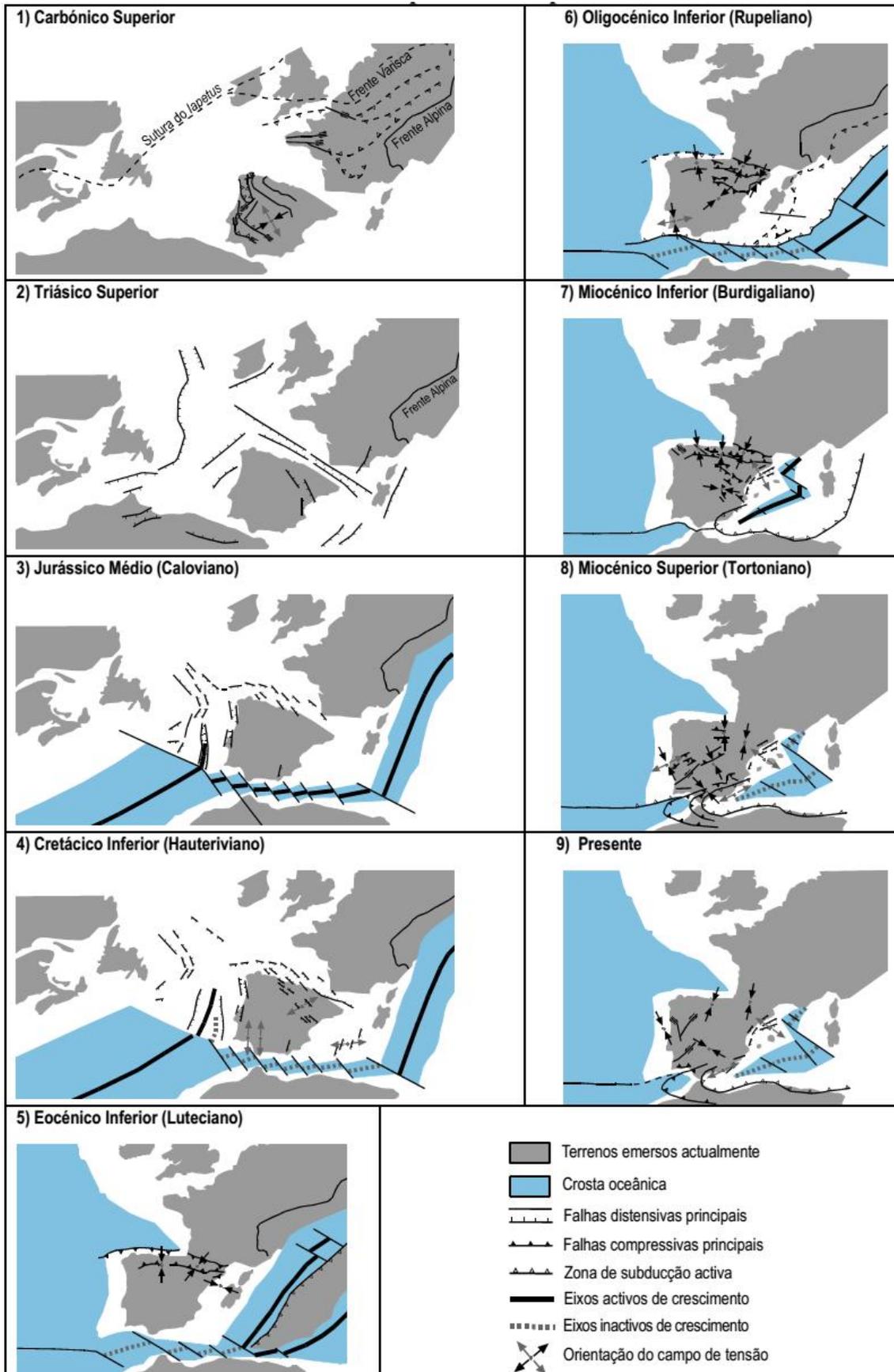


Figura 2.9 – Reconstrução tectónica da evolução da Península Ibérica desde o Carbónico superior até ao presente. (adaptado de JABALOY *et al.*, 2002)

3 - Interpretação morfotectónica

A interpretação morfotectónica de uma área de estudo é essencial à interpretação e correlação das unidades e das estruturas tectónicas que são evidenciadas e se expressam por anomalias (positivas ou negativas) nas cartas de anomalias gravimétricas. É do objetivo da interpretação morfotectónica reconhecer os efeitos da tectónica sobre a paisagem, através da identificação das morfoestruturas dominantes. São de particular interesse os alinhamentos estruturais que dominam a disposição do relevo e o traçado da rede hidrográfica, que podem traduzir a existência de falhas, fraturas, clivagens e xistosidades, eixos de dobras ou litologias de maior dureza. Formas de relevo alongadas como as cristas e os vales, podem traduzir altos e baixos estruturais e evidenciar a disposição geométrica do soco (assumindo o princípio da isostasia). Os dobramentos (antiformas e sinformas) podem ser realçados se as unidades litológicas envolvidas tiverem durezas contrastantes e se os eixos forem mergulhantes ou verticais. As direções de falhas e fraturas poderão permitir inferir os campos de tensões (atuais ou não) e entender as deformações ao longo do tempo, permitindo uma aproximação às formas e geometrias originais. Neste sentido, é ainda importante identificar, sempre que possível, elementos fisiográficos que possam servir de indicadores cinemáticos, de modo a restringir os sentidos dos movimentos ao longo das falhas identificadas.

3.1 - Morfoestruturas

A análise da Carta Tectónica de Portugal à escala à 1:1000000 (RIBEIRO *et al.*, 1972) (figura 3.1) permite identificar, na área de estudo (área de estudo está demarcada pelo retângulo vermelho), diversas estruturas regionais previsíveis de exercer influência no campo gravítico: no sector noroeste, o anticlinal falhado a que corresponde a Serra da Boa Viagem e a sua continuação lateral (anticlinal de Verride); no sector nordeste da área, uma bacia sedimentar; no sector sudeste, o diapiro de Soure e o anticlinal de Cabeça Gorda; no sector centro-norte, o diapiro de Ereira; no sector sudoeste, a bacia e o diapiro de Monte Real. Não perceptível pela mesma carta, nas imediações da área de estudo, a sudeste, ainda há influência da Serra do Sicó (ver figura 2.4 – capítulo “Enquadramento geográfico e geomorfológico”).

Foram ainda feitas para este trabalho várias imagens compósitas, tendo por base de repositório imagens do tipo LANDSAT a várias bandas (LANDSAT ETM+, WRS-2, PATH 204, ROW 032, do ano de 2002 - GLCF, 2004), numa tentativa de identificar o maior número possível de alinhamentos estruturais (AVERY & BERLIN, 1992;

DRURY, 1993). Este processo revelou-se infrutífero, talvez pelo fato de o relevo não ser muito acentuado. Fizeram-se imagens compósitas do tipo RGB usando várias composições de bandas. Com a banda de nanómetro 5 ainda se tentou aplicar um *Hillshade* para detetar alinhamentos, com filtros direcionais de N45°W (azimute 315°) e N45E (azimute 45°) a uma altura de 45 e 80 unidades, para ambos os filtros mas, como referido antes, a evidência de estruturas lineares foi muito baixa.

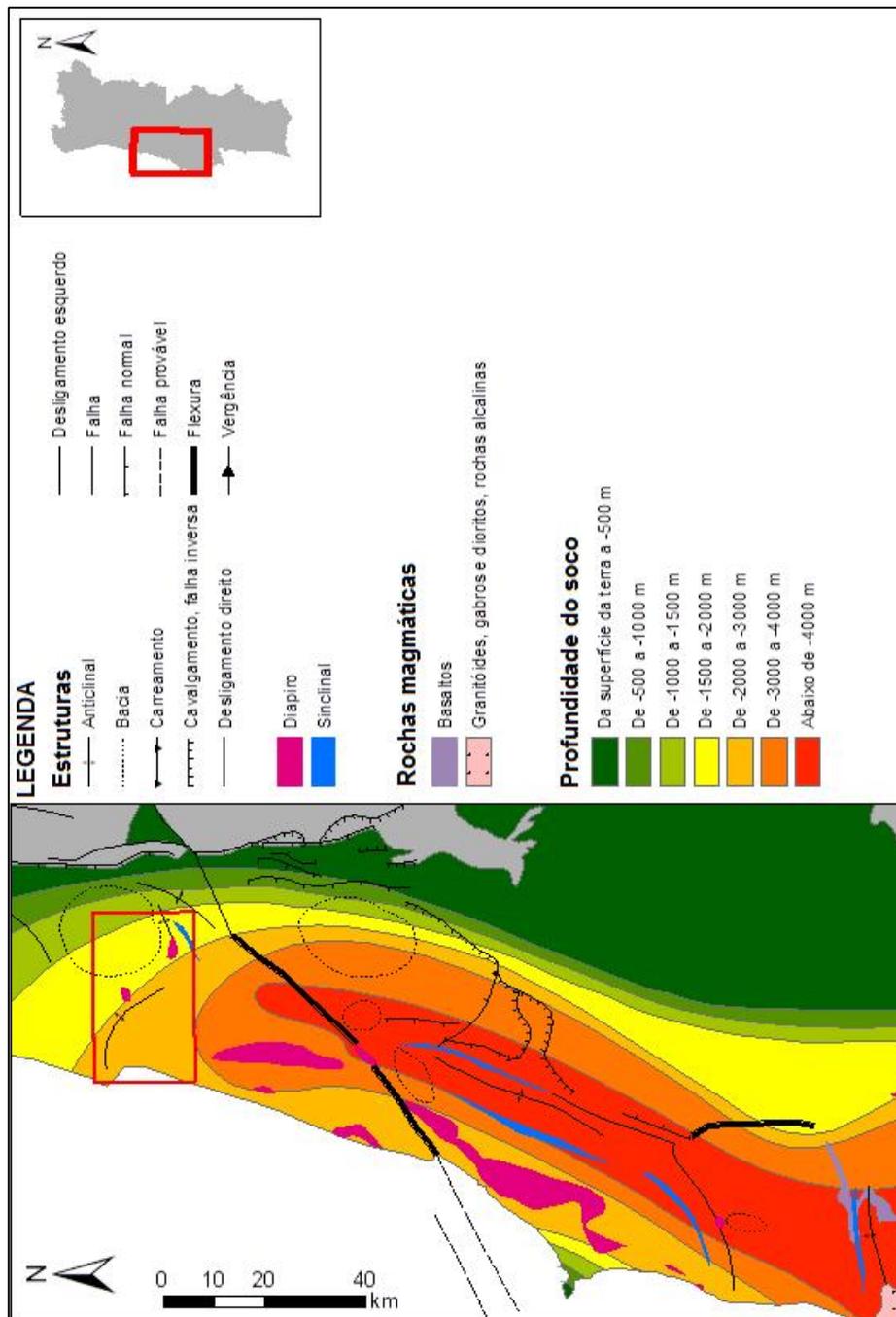


Figura 3.1 – Excerto da Carta Tectónica de Portugal à escala 1:1000000 (adaptado de RIBEIRO *et al.*, 1972)

Outro processo conhecido para determinar alinhamentos estruturais, é através da altimetria. Com base na informação altimétrica constrói-se um Modelo Digital de Terreno (MDT), através de um *Triangular Irregular Network* (TIN), conseguindo-se, assim, produzir uma carta hipsométrica (figura 3.2). O MDT pode ainda ser útil na gravimetria, para efetuar a redução topográfica. Com o mesmo procedimento que se faria para as imagens LANDSAT, aplicou-se um *Hillshade* com 2 filtros direcionais ao Modelo Digital de Terreno e, desta vez, já foi possível uma boa interpretação de alinhamentos estruturais (figura 3.3 e figura 3.4). Os valores de altimetria foram obtidos por satélite de radar (*Shuttle Radar Topography Mission* - SRTM), com uma resolução vertical de 90m dos repositórios da *King's College London* (KCL, 2013), tendo sido processadas pela equipa do Dr. Mulligan (JARVIS *et al.*, 2004).

Às estruturas lineares e alinhamentos estruturais representadas cartograficamente nas páginas seguintes, são indexados diagramas estatísticos das direções obtidas, em forma de diagramas de roseta. É de notar que o *software* ARCGIS devolve-nos o valor azimutal de uma direção e, por ser um programa de desenho vetorial, o azimute que nos devolve depende da direção que desenhamos. Imagine-se uma falha de direção N45°W medida em campanha; se a desenharmos do ponto sudeste para o ponto noroeste, dar-nos-á um azimute de 315° (=360°-45°) mas, se a desenharmos do ponto noroeste para o ponto sudeste, dará um valor azimutal de 135° (=90°+45°). O *software* ARCGIS procede assim para preservar a direção do desenho, o que pode ser útil quando queremos pôr tramas que possam possuir elementos direcionais. Desta forma, teremos duas representações do mesmo alinhamento e, por isso, o número de famílias/classes será duplicado em relação ao valor real. Para eliminar este efeito indesejado, é necessário uma redução dos valores ao hemisfério norte de um diagrama de roseta.

A conversão é então feita em 2 etapas: na primeira etapa, faz-se uma redução do valor azimutal ao hemisfério norte, obtendo valores de -90 a 90, sendo que o sinal negativo significa se é para oeste ou para leste, com o zero o norte (Fórmula 3.1). Na segunda etapa, interpreta-se o valor obtido anteriormente e converte-se para a notação clássica (Fórmula 3.2) usada nas geociências (tabela 3.1). Estes trabalhos foram feitos na ferramenta de folha de cálculo MICROSOFT EXCEL e as fórmulas aplicadas são apresentadas em seguida (fórmulas 3.1 e 3.2). Note-se que a Fórmula 3.1 não deixa assumir o valor -90, convertendo-o logo para 90, isto é, são ambos a direção E-W.

Para representação por histogramas, foi necessário a divisão pelas classes descritas na tabela 3.2. Este tipo de metodologia é importante para filtrar erros de vectorização, erros tipográficos das cartas e outros.

Tabela 3.1 – Exemplo de conversão de azimutes para direções, através da metodologia descrita (valores em graus).

Azimute	Conversão	Direção
166	-14	N14W

CONVERSÃO:

```
=SE(E(AZIMUTE>0;AZIMUTE<90);AZIMUTE;
SE(E(AZIMUTE>90;AZIMUTE<180);-1*(360-(AZIMUTE+180));
SE(E(AZIMUTE>180;AZIMUTE<270);AZIMUTE-180;
SE(E(AZIMUTE>270;AZIMUTE<360);-1*(360-AZIMUTE);
SE(AZIMUTE=0;0;
SE(AZIMUTE=90;90;
SE(AZIMUTE=180;0;
SE(AZIMUTE=270;90;
SE(AZIMUTE=360;0;
SE(E(AZIMUTE>360;AZIMUTE<0);"nada";"erro"))))))))
```

(Fórmula 3.1)

DIREÇÃO:

```
=SE(E(CONVERSÃO>0;CONVERSÃO<90);"N"&CONVERSÃO&"E";
SE(CONVERSÃO<0;"N"&-1*CONVERSÃO&"W";
SE(CONVERSÃO=0;"NS";
SE(CONVERSÃO=90;"E-W";"valor inválido"))))
```

(Fórmula 3.2)

Tabela 3.2 – Classes de direções de alinhamentos

E-W a	N70W a	N50W a	N30W a	N-S	N11E a	N31E a	N51E a	N71E a
N71W	N51W	N31W	N11W		N30E	N50E	N70E	E-W

Para a divisão das direções em classes, para projeção em histograma, foi usada em folha de cálculo, a seguinte fórmula:

CLASSE:

```
=SE(E(CONVERSÃO>-91; CONVERSÃO<-70); "E-W a N71W";  
SE(E(CONVERSÃO>-71; CONVERSÃO<-50); "N70W a N51W";  
SE(E(CONVERSÃO>-51; CONVERSÃO<-30); "N50W a N31W";  
SE(E(CONVERSÃO>-31; CONVERSÃO<-10); "N30W a N11W";  
SE(E(CONVERSÃO>-11; CONVERSÃO<11); "N-S";  
SE(E(CONVERSÃO>10; CONVERSÃO<31); "N11E a N30E";  
SE(E(CONVERSÃO>30; CONVERSÃO<51); "N31E a N50E";  
SE(E(CONVERSÃO>50; CONVERSÃO<71); "N51E a N70E";  
SE(E(CONVERSÃO>70; CONVERSÃO<91); "N71E a E-W"; "valor inválido"))))))))
```

(Fórmula 3.3)

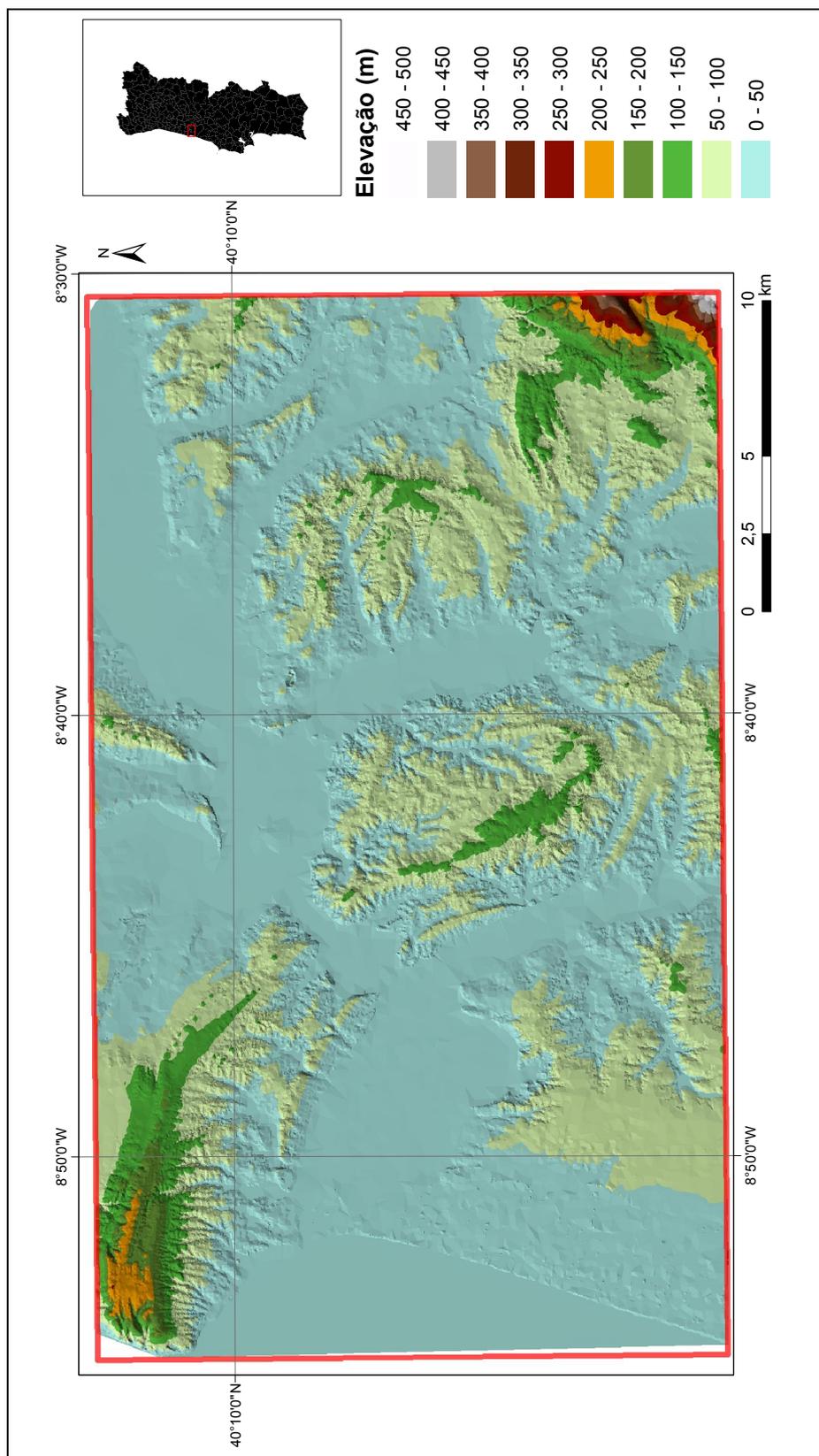


Figura 3.2 – Carta hipsométrica da área de estudo (os valores de elevação estão em metros)

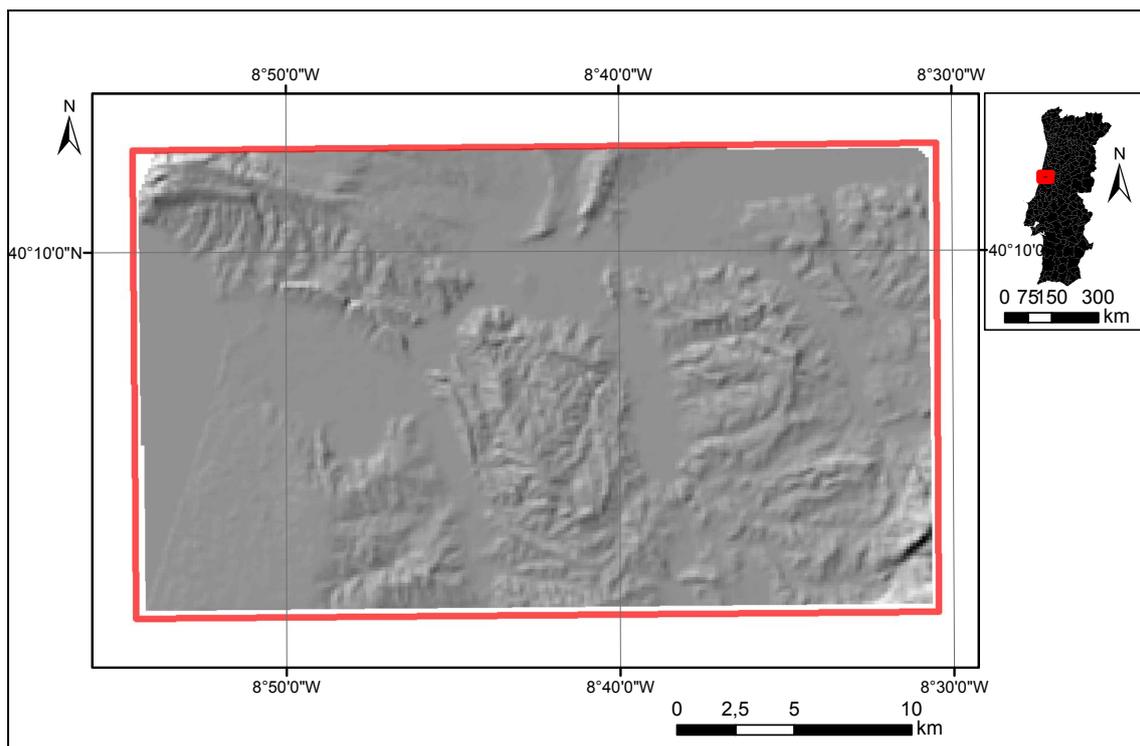


Figura 3.3 – MDT com *hillshade*, filtro direcional N45°W, altitude 40

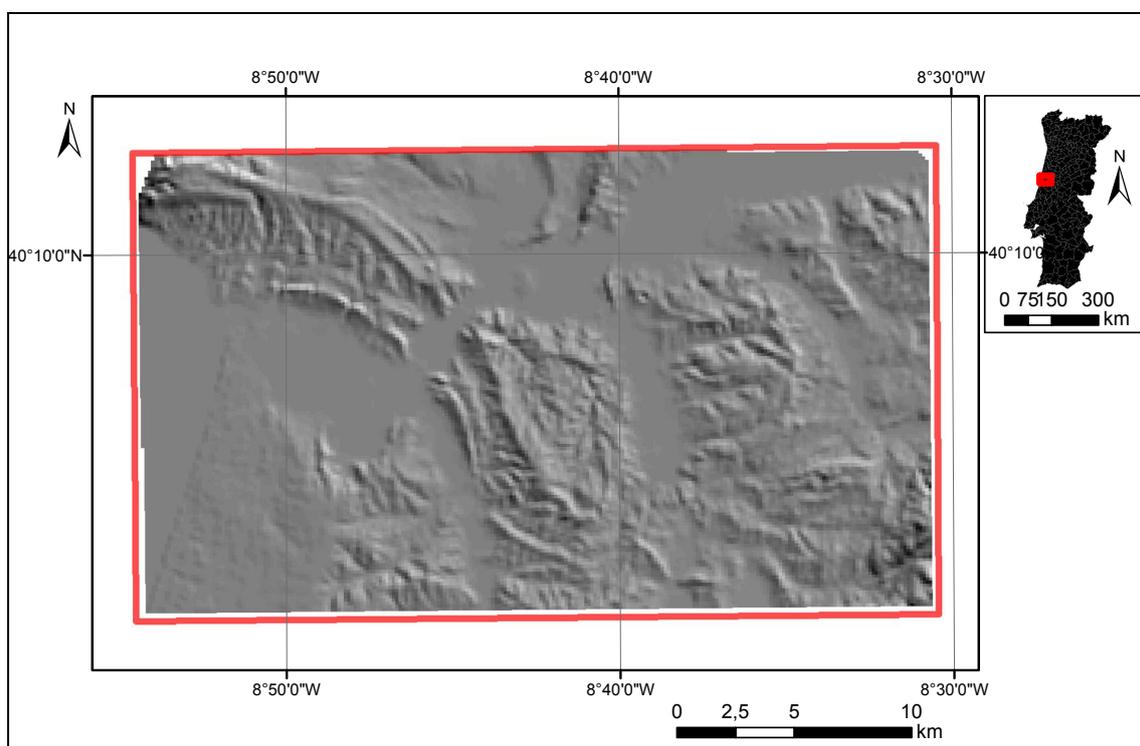


Figura 3.4 – MDT com *hillshade*, filtro direcional N45°E, altitude 40.

O mesmo tipo de trabalho já tinha sido levado a cabo, por técnica semelhante, por Ramos (figura 3.5) (RAMOS, 2008; RAMOS *et al.*, 2009; RAMOS *et al.*, 2012) e, em parte, teve-se esse trabalho como base para as produções cartográficas seguintes. As figuras 3.6 e 3.7 apresentam a disposição em diagrama de rosa e em histograma com frequência de ocorrências, respetivamente, desta carta de alinhamentos.

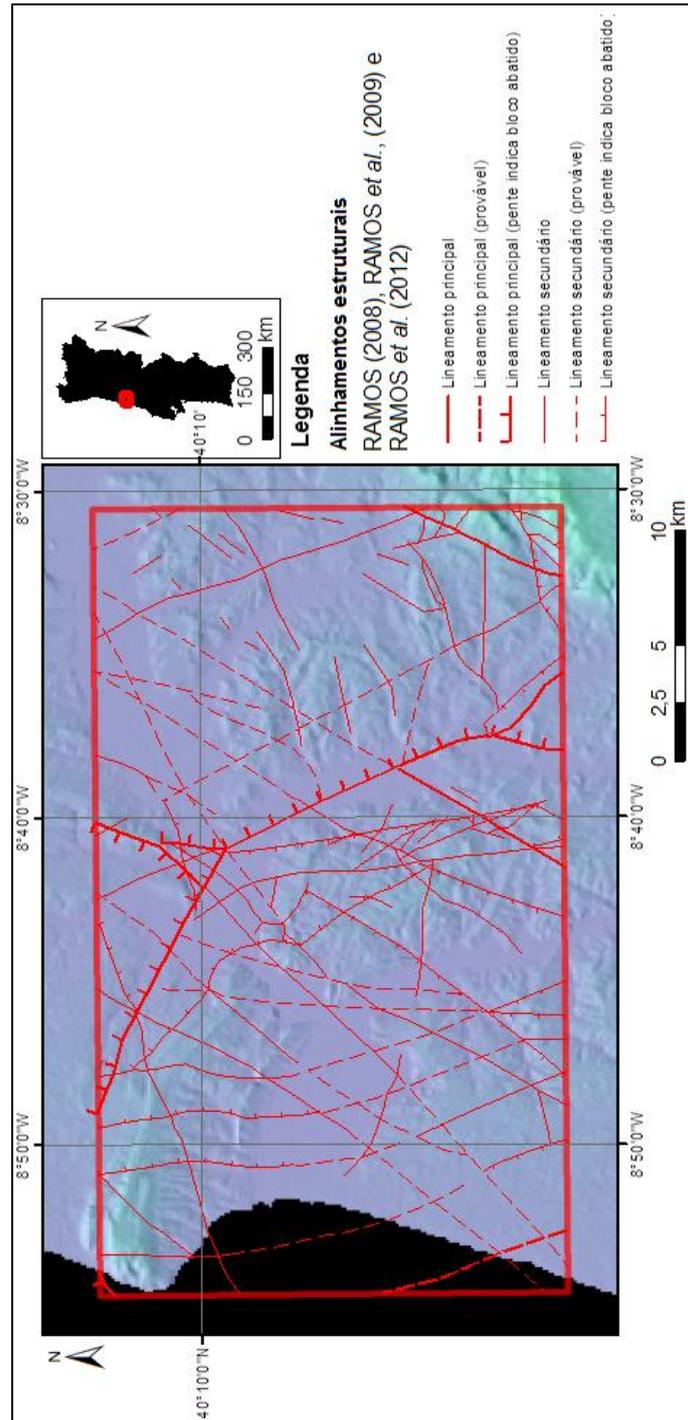


Figura 3.5 – Alinhamentos estruturais, identificados por RAMOS (2008), RAMOS *et al.*, (2009) e RAMOS *et al.* (2012)

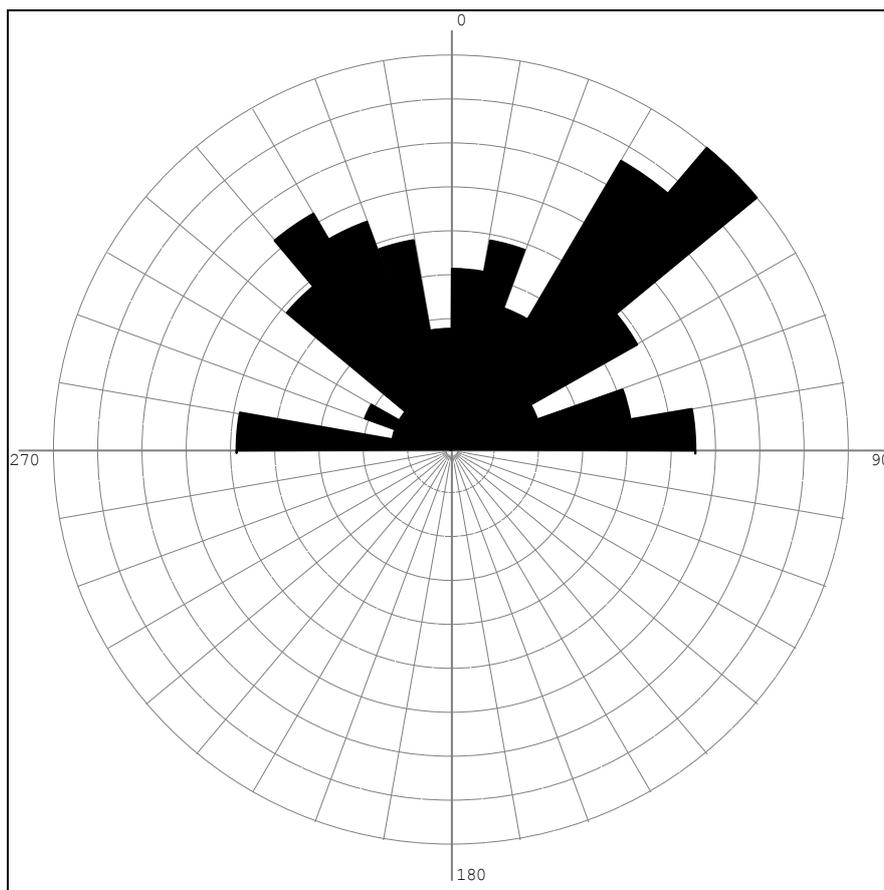


Figura 3.6 – Diagrama de rosa dos alinhamentos estruturais (RAMOS, 2008; RAMOS *et al.*, 2009; RAMOS *et al.*, 2012)

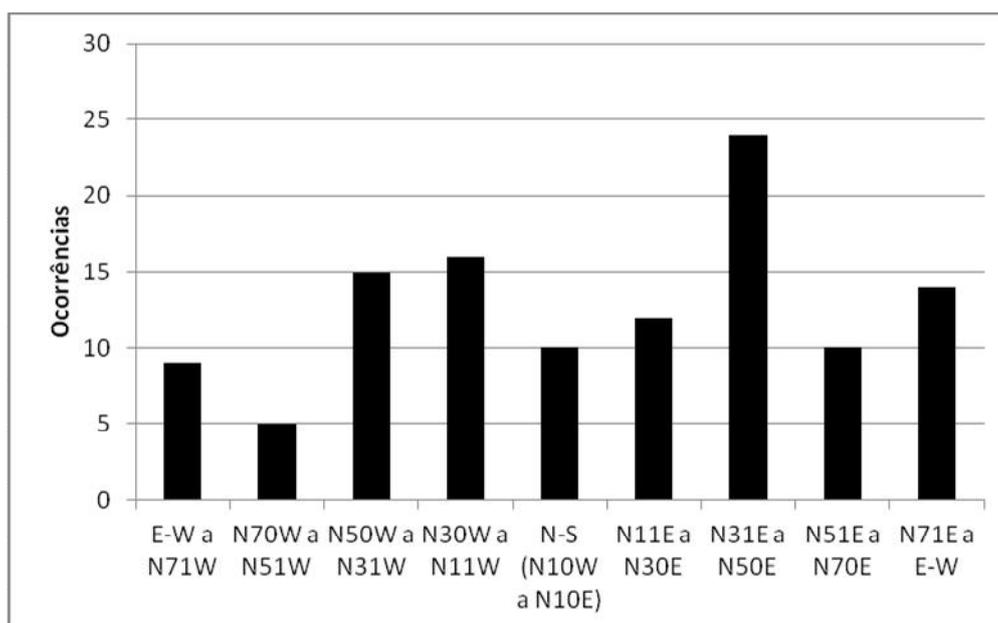


Figura 3.7 – Histograma de ocorrências de alinhamentos, por classes, dos alinhamentos de RAMOS (2008), RAMOS *et al.* (2009) e RAMOS *et al.*, (2012)

Tendo por base a Carta Geológica de Portugal, à escala 1:50000, folha 19-C Figueira da Foz (MANUPPELA *et al.*, 1976) e a Carta Neotectónica de Portugal, à escala 1:1000000 (CABRAL & RIBEIRO, 1988) extraíram-se os alinhamentos estruturais da figura 3.8. As figuras 3.9 e 3.10, apresentam a disposição em diagrama de rosa e, em histograma, com frequência de ocorrências, respetivamente, desta carta de alinhamentos.

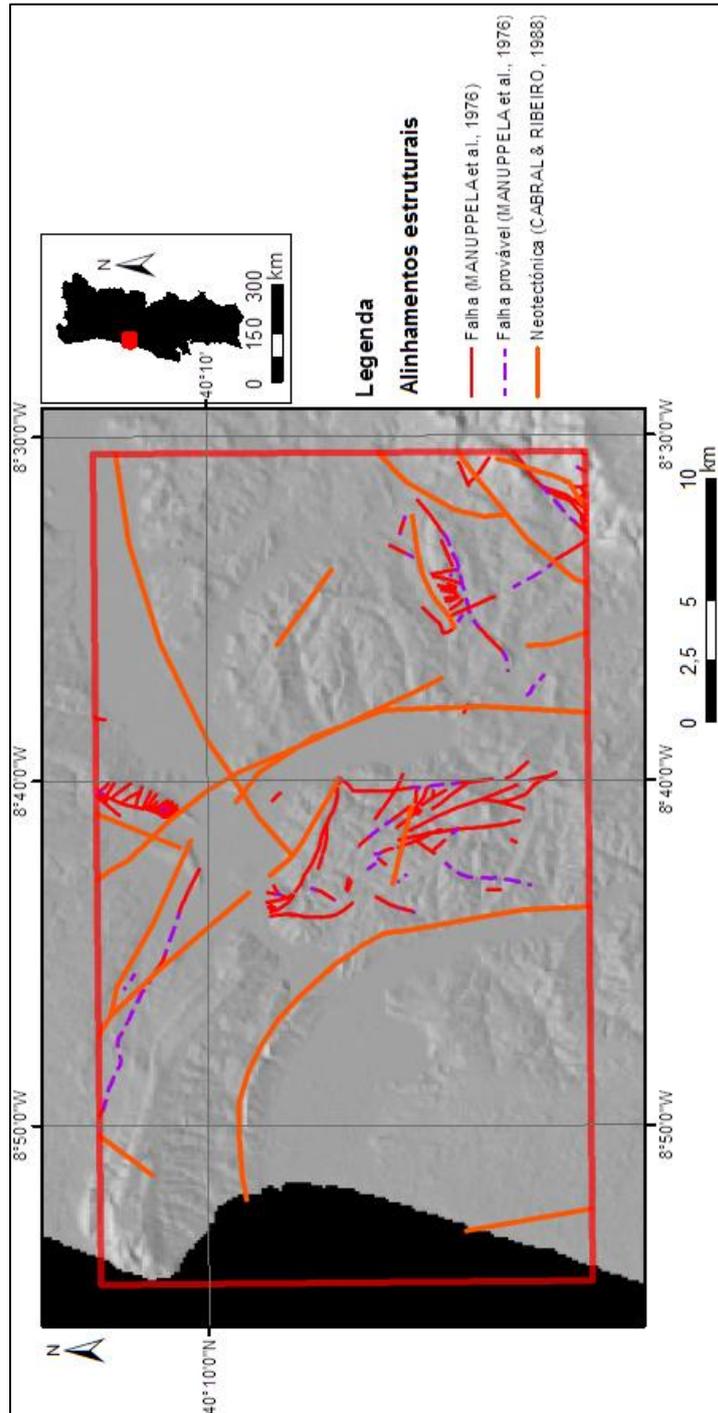


Figura 3.8 – Alinhamentos estruturais extraídos da Carta Geológica de Portugal, à escala 1:50000, 19-C Figueira da Foz (MANUPPELA *et al.*, 1976) e da Carta Neotectónica de Portugal, à escala 1:1000000 (CABRAL & RIBEIRO, 1988)

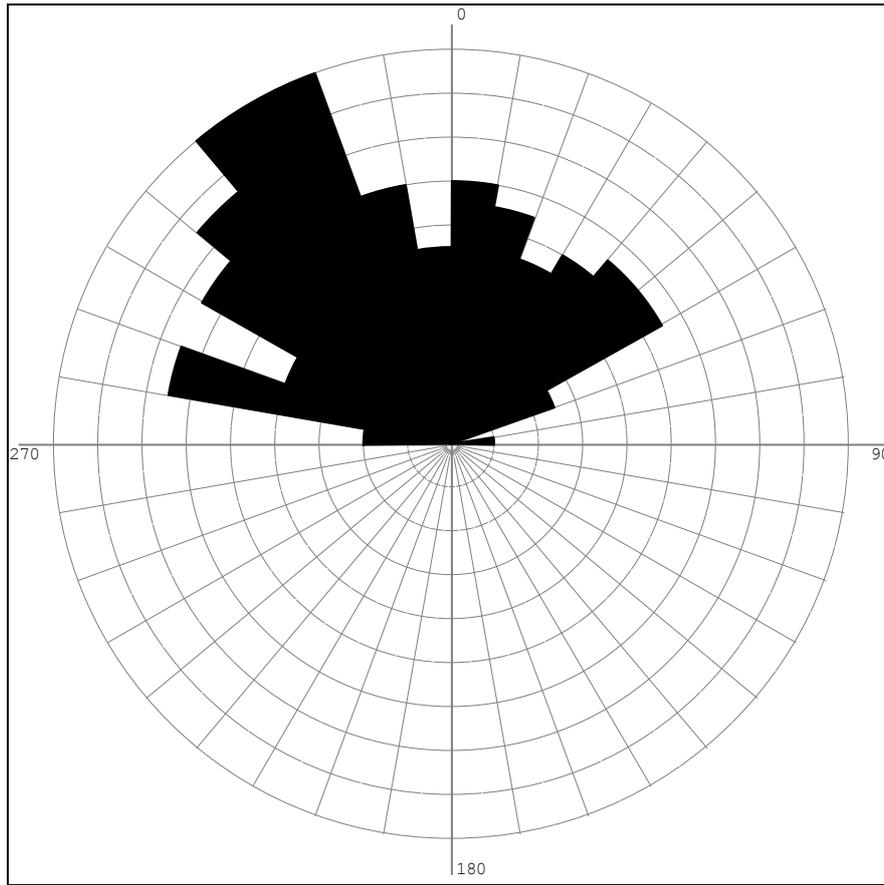


Figura 3.9 – Diagrama de rosa dos alinhamentos estruturais da Carta Geológica de Portugal, à escala 1:50000, folha 19-C Figueira da Foz (MANUPPELA *et al.*, 1976) e da Carta Neotectónica de Portugal, à escala 1:1000000 (CABRAL & RIBEIRO, 1988)

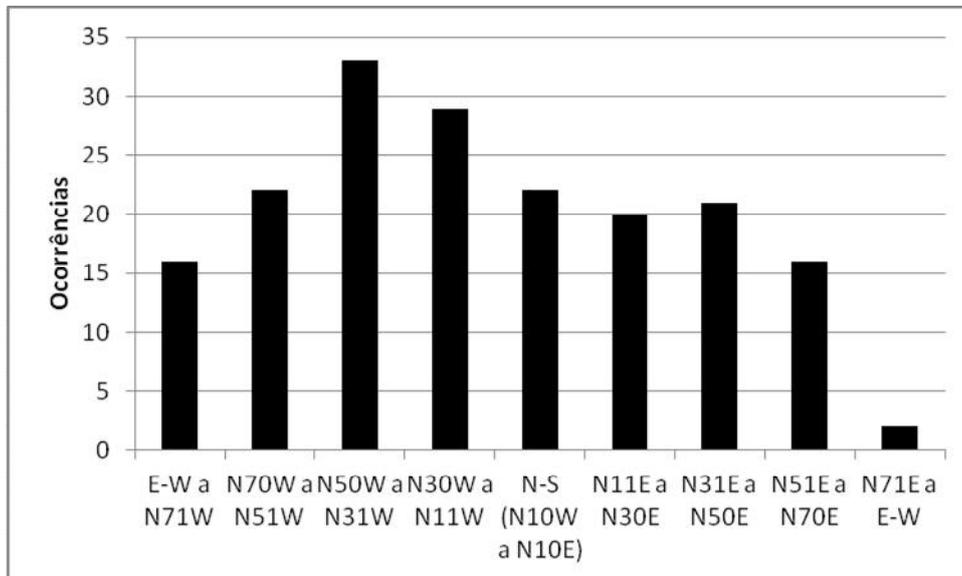


Figura 3.10 – Histograma de ocorrências de alinhamentos, por classes, dos alinhamentos da Carta Geológica de Portugal, à escala 1:50000, folha 19-C Figueira da Foz (MANUPPELA *et al.*, 1976) e da Carta Neotectónica de Portugal, à escala 1:1000000 (CABRAL & RIBEIRO, 1988)

Devido à influência da rede hidrográfica e, do encaixe vertical da rede de drenagem, há também formação de estruturas lineares. É sabido que muitos cursos de água aproveitam direções de falhas, fraturas e outros, para o seu escoamento e, por tal, também foram tidas em consideração (figura 3.11). As figuras 3.12 e 3.13, apresentam a disposição em diagrama de rosa e, em histograma, com frequência de ocorrências, respetivamente, desta carta de alinhamentos. A figura 3.14 preserva os valores azimutais da rede de drenagem, indicando as principais direções de drenagem, isto é, a direção para onde a água se dirige (exemplo, se o azimute indicado é 180, a água dirige-se de norte para sul).

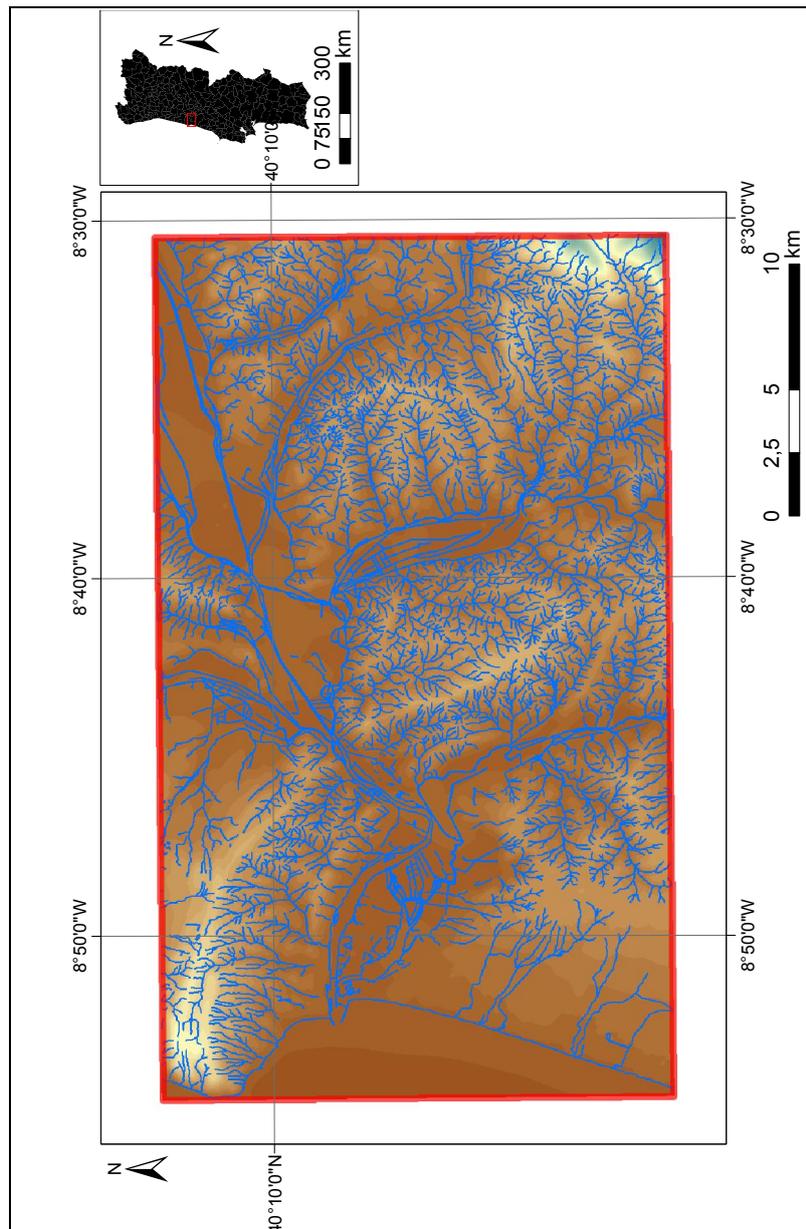


Figura 3.11 – Rede hidrográfica da área de estudo, correspondente à Carta Militar de Portugal, à escala 1:25000, folhas n.º 238A, 239, 240, 248B, 249 e 250 (IGEOE, 2012)

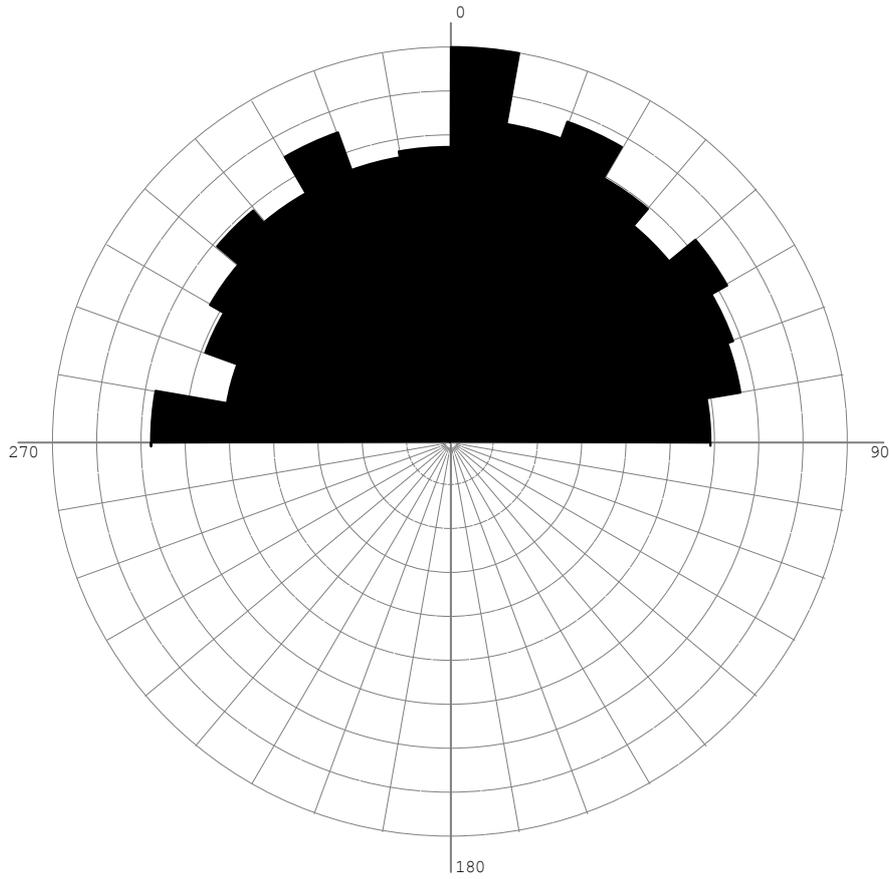


Figura 3.12 – Diagrama de rosa dos alinhamentos indicados pela rede de drenagem, da Cartografia Militar de Portugal, à escala 1:25000, folhas n.º 238a, 239, 240, 248, 249 e 250 (IGEOE, 2012)

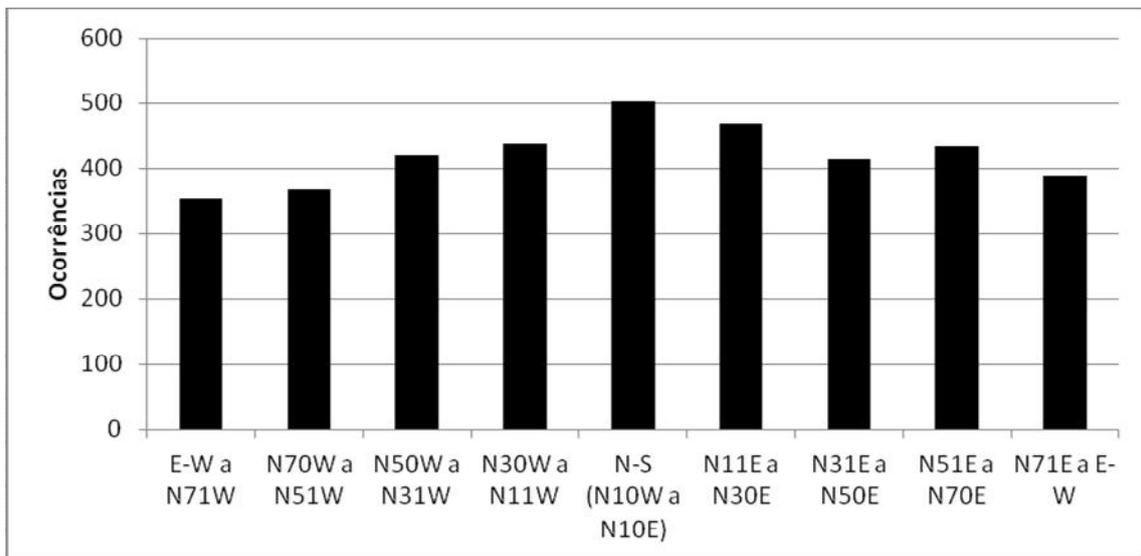


Figura 3.13 – Histograma de ocorrências de alinhamentos, por classes, indicados pela rede de drenagem, da Cartografia Militar de Portugal, à escala 1:25000, folhas n.º 238a, 239, 240, 248, 249 e 250 (IGEOE, 2012)

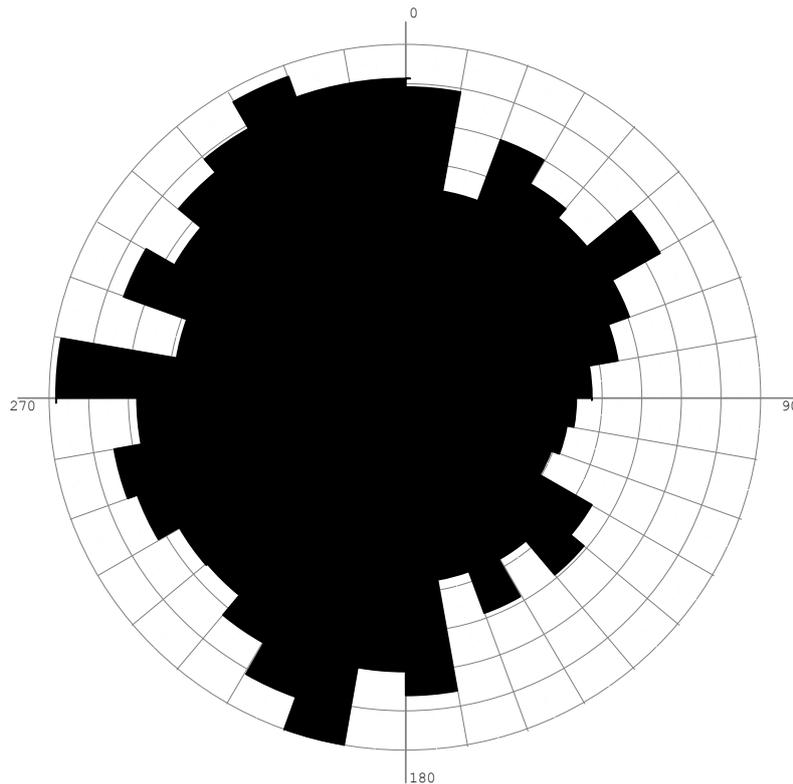


Figura 3.14 – Diagrama de rosa indicando as direções da rede de drenagem, da Cartografia Militar de Portugal, à escala 1:25000, folhas n.º 238a, 239, 240, 248, 249 e 250 (IGEOE, 2012)

É de notar que podem haver alinhamentos estruturais a nível local que não estejam previstos mas, por estarem associados a eventos locais e não regionais. Normalmente, alinhamentos estruturais de eventos locais não possuem dimensão de expressão cartográfica e, à escala e objetivos deste estudo, não se justifica esse tipo de consideração, no entanto, se o objeto de estudo fosse de dimensão inferior e a uma escala de maior pormenor, ter-se-ia de fazer um levantamento topográfico de alta resolução, como por exemplo, aerofotogrametria de baixa altitude, com pontos de controlo de terreno (*Ground Control Points*) bem identificados e, georreferenciados por *Global Positioning System* (GPS) diferencial. Esta metodologia pode gerar, nos melhores casos, MDT's com erros milimétricos a métricos (JAMES & VARLEY, 2012). Pode-se também aplicar outras técnicas não tão económicas, tais como *Terrestrial Laser Scanner* (TLS).

3.2 - Sismicidade

O estudo da sismicidade de uma região é uma ferramenta valiosa para o conhecimento geotectónico de uma região, pois evidencia a atividade neotectónica das falhas aí existentes e permite o estabelecimento de zonas de risco sísmico, através de uma cartografia adequada, contribuindo para um correto ordenamento do território. Por outro lado, o alinhamento de epicentros pode ser indicador de falhas não aflorantes.

A monitorização sísmica só se começou a se fazer regularmente após a Segunda Guerra Mundial, com o início do estabelecimento da rede sísmica internacional e, após muitos anos e lenta evolução, o estabelecimento de uma rede sísmica nacional. Com o adensar da rede sísmica nacional, começam-se a registar sismos de menor intensidade e, com maior frequência.

Para o presente trabalho, foram consultados todos os dados sísmicos entre as latitudes 39,9789N e 40,2121N e, longitudes 8,9257W e 8,4491W (valores em graus decimais – WGS84), de Janeiro de 1900 a Dezembro de 2012 (IGN, 2013).

Ao analisar os dados, averigua-se que não são muitos os sismos detetados na região em estudo, sendo identificados apenas 19 eventos nesse intervalo de tempo. Possuem intervalos de recorrência de meses a 21 anos. A maior intensidade sentida foi a de um sismo de VI (escala de *Mercalli*) em 12 de Agosto de 1948, e a menor intensidade foi a de um evento ocorrido em 28 de Março de 1974, com um valor de II (escala de *Mercalli*). Note-se que dos 19 sismos, apenas 3 possuem registada, nesta base de dados, a intensidade sísmica. Todos os 19 sismos possuem identificada a sua magnitude (escala de Richter), sendo a menor magnitude 1,1 (27 de Abril de 2011) e a maior magnitude 4,9 (12 de Agosto de 1948). A média estatística de intensidade sísmica é de 2,63. O valor mais recorrente (moda) é de 2,1, com 3 ocorrências (16 de Maio de 2002, 22 de Maio de 2010 e 29 de Dezembro de 2011) (figura 3.15).

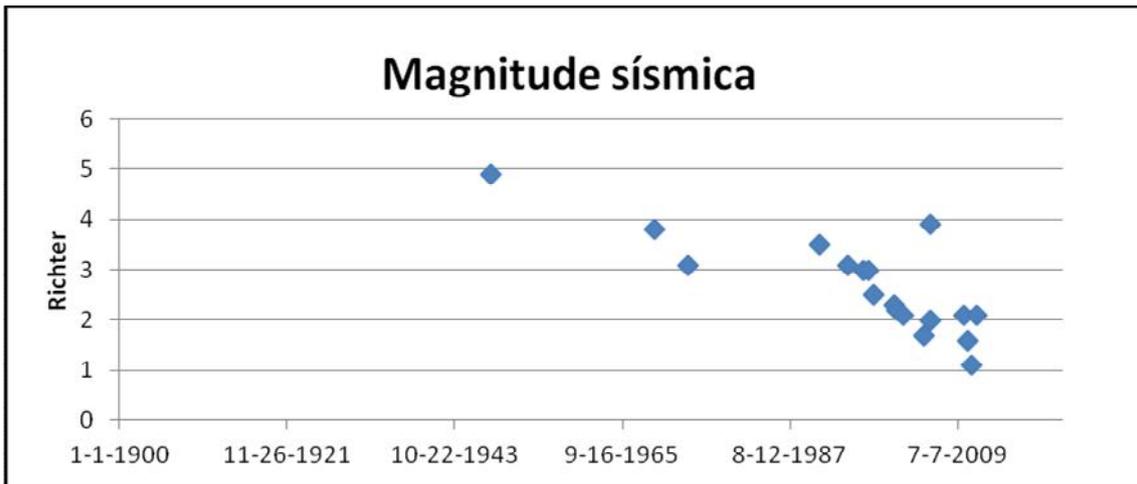


Figura 3.15 – Gráfico de dispersão da magnitude sísmica da área de estudo (01/01/1900 a 31/12/2012) (dados de IGN, 2013).

Da análise do gráfico da figura 3.15, é aparente o aumento da atividade sísmica e a diminuição da intensidade dos eventos registados. Ao construir um gráfico de dispersão com os mesmos dados (figura 3.16), e ao adicionar-se uma reta de tendência, tal parece verificar-se. No entanto, este estudo estatístico leva a conclusões erróneas, isto é, a atividade sísmica não tem aumentado, apenas a monitorização é que se tornou constante e mais precisa. No período entre 1900 a 1948 ter-se-ão sentido sismos que não foram registados, e não terão feito estragos de maior.

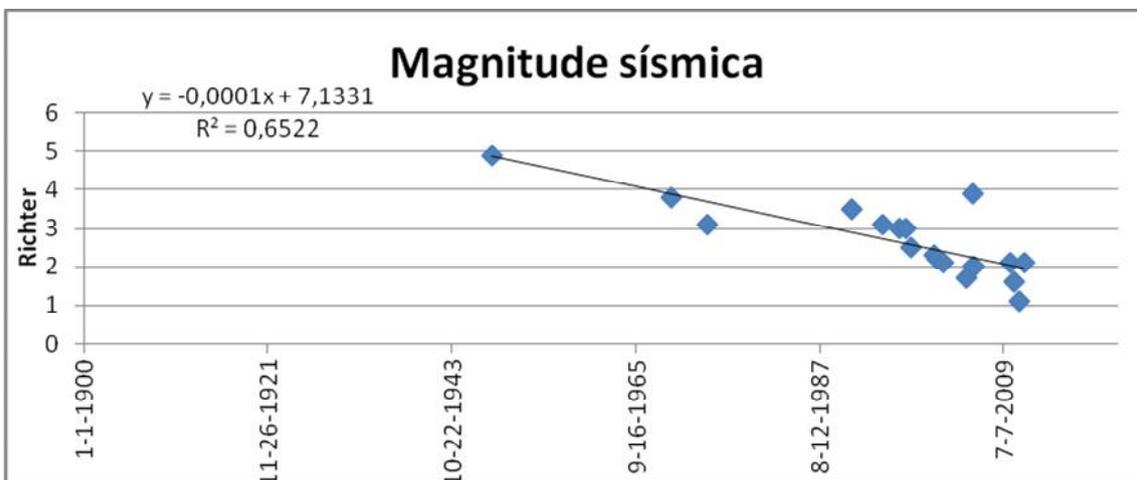


Figura 3.16 – Conclusões estatísticas erróneas sobre a atividade sísmica (dados de IGN, 2013)

Dos 19 sismos, 14 possuem referência espacial da profundidade do hipocentro, tendo sido registado um sismo mais superficial a apenas 1km de profundidade (8 de Agosto de 2001) e por 2 vezes foram atingidas profundidades máximas de 15km (25 de Fevereiro de 1995 e 5 de Janeiro de 2006). A média da profundidade sísmica é de

10,3km e o valor mais frequente é de 10km, com 3 ocorrências (13 de Março de 2001, 28 de Novembro de 2005 e 27 de Abril de 2011).

Nos dados consultados, não aparecem calculados os mecanismos focais dos sismos acima referidos, pois estes eventos possuem uma magnitude baixa e pouco grau de devastação (normalmente os mecanismos focais são calculados para sismos com magnitude superior a 3). Seria interessante obter os mecanismos focais para os sismos gerados na área de estudo, pois tal permitiria recolher informações acerca da movimentação das falhas sismogénicas (normal, inversa ou de desligamento direcional). Apesar de na solução do mecanismo focal se obterem sempre 2 planos (o da falha real e um conjugado), pode estimar-se o pendor da falha. Se se souber, no modelo “bola de praia” qual o plano a que corresponde o plano de falha, pode modelar-se tridimensionalmente o plano da falha na zona envolvente ao hipocentro.

É também ainda importante referir que, apesar de, para estes sismos, serem apresentadas as coordenadas epicentrais, para os sismos mais antigos a posição epicentral é aproximada. Só mais recentemente é que a localização dos sismos é que é feita com rigor.

A tabela 3.3 apresenta os dados sísmicos referentes à área estudada, recolhidos da base de dados do IGN (2013).

Para relacionar a sismicidade da área em estudo com as estruturas geológicas aí identificadas, procedeu-se à projeção dos epicentros sobre a carta estrutural (extraída da Carta Neotectónica de Portugal, à escala 1:1000000 (CABRAL & RIBEIRO, 1988) (Fig. 3.17). Na mesma figura é fácil identificar uma maior atividade sísmica na zona sudeste da carta e, já um pouco fora da área de estudo, provavelmente associada à Serra do Sicó. Reconhece-se alguma atividade associada ao Diapiro de Soure e ao Anticlinal de Cabeça Gorda e ainda alguma atividade na vertente sul da Serra da Boa Viagem.

Tabela 3.3 – Dados referentes à atividade sísmica no período compreendido entre 01/01/1900 e 31/12/2012 (IGN, 2013)

ID_Evento	Data	Lat.	Long.	Prof_Km	Intens.	Magn.	Localização
4813	12/08/1948	40,0667	-8,5833		VI	4,9	CONDEIXA
6669	20/11/1969	40,1000	-8,5000		V	3,8	COIMBRA
7440	28/03/1974	40,0067	-8,5683	14	II	3,1	SE SOURE
12140	20/06/1991	40,1517	-8,8067	13		3,5	E FIGUEIRA DA FOZ
14936	25/02/1995	39,9883	-8,6050	15		3,1	N POMBAL
17137	09/03/1997	40,0650	-8,8400	9		3,0	S FIGUEIRA DA FOZ
74384	10/11/1997	40,0873	-8,9257	6		3,0	SW FIGUEIRA DA FOZ
221079	27/07/1998	39,9863	-8,5133			2,5	NW ANSIAO
351217	13/03/2001	40,0205	-8,4763	10		2,3	W PENELA
362290	08/08/2001	40,0159	-8,5149	1		2,2	SE SOURE
331190	16/05/2002	39,9905	-8,8673			2,1	S FIGUEIRA DA FOZ
545256	12/02/2005	40,0109	-8,6348			1,7	SW SOURE
616521	28/11/2005	40,0802	-8,4679	10		2	SE CONDEIXA
617201	01/12/2005	40,0657	-8,5986	7		3,9	E SOURE
622952	05/01/2006	39,9789	-8,6399	15		2	NW POMBAL
990599	22/05/2010	39,9898	-8,6195	7		2,1	S SOURE
1110046	27/10/2010	40,0346	-8,4491	14		1,6	W PENELA
1057977	27/04/2011	40,2081	-8,716	10		1,1	NW MONTE-MOR O VELHO
1119272	29/12/2011	40,2121	-8,4635	13		2,1	W COIMBRA

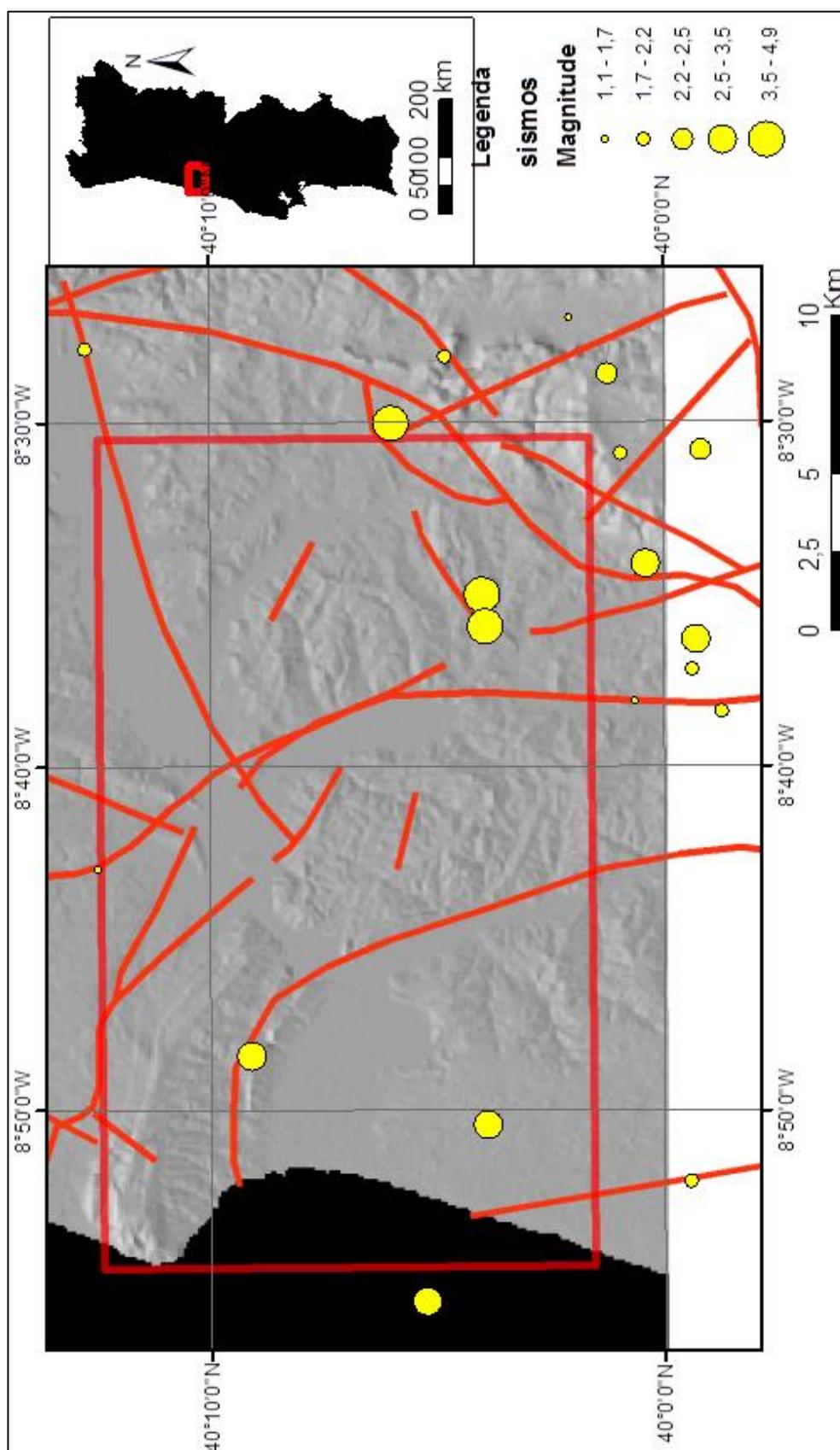


Figura 3.17 – Sobreposição dos epicentros (IGN, 2013) com a Carta Neotectónica de Portugal, à escala 1:1000000 (CABRAL & RIBEIRO, 1988) e o MDT da área de estudo

4 - Interpretação gravimétrica

4.1 - Gravimetria

Segundo Newton, na sua obra *Principia Mathematica*, "Todos os objetos no Universo atraem todos os outros objetos com uma força direcionada ao longo da linha que passa pelos centros dos dois objetos, e que é proporcional ao produto das suas massas e inversamente proporcional ao quadrado da separação entre os dois objetos", isto é, dois corpos são atraídos pelos seus centros de massa e, há que lembrar que a massa advém da relação da densidade de um corpo, com o seu volume, tendo este princípio fortes implicações como método geofísico, devido ao problema inverso da gravimetria.

No início do século XX, com o despoletar da mecânica quântica, houve autores que vieram completar os trabalhos de Newton, entre eles encontram Einstein (teoria da relatividade geral), Georges-Louis Le Sage, Nordström; Whitehead; Brans-Dicke, Andrei Sakharov, Mordehai Milgrom, G. A. Barber, John Moffat e Jacob Bekenstein. Estes trabalhos surgem pois, a nível quântico, a teoria da gravidade de Newton não explica tudo, por exemplo, a força da gravidade não é instantânea; é provado que afeta o espaço e o tempo (desvio e variação da velocidade da luz no vácuo) e outros pormenores na mecânica quântica. Na natureza é ainda sabido que o Universo é regido por quatro forças (gravidade, eletromagnetismo, força forte e força fraca), sendo que a força da gravidade é uma das mais fracas (10^{36} mais fraca que eletromagnetismo) e, é a única que não é ainda permitida a sua medida em unidades discretas (quantização) (CHANG & GOLDSBY, 2013).

Não descurando dos avanços no conhecimento da força da gravidade, a Teoria da Gravidade de Newton, à escala de trabalhos da geofísica, revela-se competente e, com uma muito boa aproximação de resultados e, quando associada a outros métodos de prospeção geofísica (tais como magnetismo, reflexão e refração sísmica, diagrfias e outros), o complemento das várias fontes de informação, gera modelos bastantes completos e com uma aproximação muito boa à situação real e, revelou-se já muitas vezes um método essencial à prospeção de hidrocarbonetos, prospeção mineral e, outros (HENRY, 1997; KEAREY *et al.*, 2002; NETTLETON, 1976; VAN BLARICOM, 1992).

Pelo facto de a força da gravidade gerar um campo potencial gravítico, os métodos gravimétricos de prospeção geofísica são considerados métodos potenciais, isto é, não necessita de uma fonte de indução de energia. Aliado ao facto de o campo gravítico poder ser estudado à distância, desde que depois se façam corretamente as

correções gravimétricas ao valor absoluto lido, para se obter o valor da anomalia de Bouguer, faz com que se torne um método expedito, podendo cobrir largas áreas geográficas, de baixo custo e bastante fiável quando se possui algum conhecimento da história geológica de uma área (PARASNIS, 1997; TELFORD *et al.*, 1990).

Com o avanço tecnológico dos gravímetros e, dos sistemas de computação, hoje em dia existe também a aplicação de microgravimetria, como método geofísico de prospeção. A microgravimetria é usada para detetar cavidades, tais como, grutas, estruturas soterradas e outros, ou cartografia de pormenor de unidades geológicas sub-superficiais (AL-RAWI *et al.*, 1989; ARZI, 1975; BERES *et al.*, 2001; BERRINO *et al.*, 1982; BISHOP *et al.*, 1997; BLIZKOVSKY, 1979; BUTLER, 1984).

4.1.1 - Fundamentação teórica do método

A gravimetria consiste na mediação do valor da aceleração da gravidade num dado ponto e, é um método potencial.

Pela fórmula da gravitação universal (fórmula 4.1) é possível constatar que a força de atração gravítica pontual, depende da massa de 2 corpos, da distância que os separa e da constante gravitacional universal ($G=6,674287 \cdot 10^{-11} \text{ (m}^3\text{Kg}^{-1}\text{s}^{-2}\text{)}$).

$$\vec{F}_g = G \frac{m_1 m_2}{r^2}$$

(Fórmula 4.1)

Não esquecendo a fórmula anterior, ao pensar que a massa de um corpo é dada pela relação entre a sua densidade e o seu volume, pode-se facilmente perceber que, ao manter a distância (r), variações na atração gravítica, podem ser resultantes da variação de densidade ou da variação de volume. Tal pensamento é a base de todo o método gravimétrico, em que ao estudarmos a diferença entre o valor teórico de atração gravítica para uma dada região (mantendo a distância e, o volume), com o valor da gravidade obtida por métodos instrumentais, dá-nos um valor de anomalia gravimétrica. Essa anomalia gravimétrica permite-nos analisar contrastes de densidade para uma dada região ou lugar e, assumindo que corpos diferentes possuem densidades diferentes, pode-se tentar chegar a uma aproximação da forma geométrica do corpo que produz a anomalia (TELFORD *et al.*, 1990).

Note-se que os valores obtidos por métodos instrumentais, nomeadamente gravímetros ou acelerómetros, necessitam de ser corrigidos, de forma a manter a tal relação de volumes e de distâncias. Para tal, aos valores lidos, efetuam-se um conjunto de reduções ao valor lido, para ser equiparável, em condições, ao valor teórico. As redu-

ções (ou correções) gravimétricas, geralmente feitas são a correção lunissolar (que corrige a atração gravitacional exercida pelo sistema Terra-Sol-Lua e, que é variável em todos os momentos), correção de deriva instrumental (devido à inexistência de uma mola ideal, a mola de um gravímetro vai entrando em relaxamento e, afeta os valores lidos), correção de altitude (pois os valores teóricos são usados para um nível de referência de cota igual a zero metro), correção de estaca-tripé (pois o valor de cota real do gravímetro não é o valor da cota da base do mesmo), correção de latitude (pois, por efeito rotacional da Terra, há uma força centrífuga que faz variar o valor da gravidade a uma mesma cota, consoante a sua latitude), correção de Bouguer (pois existe contraste de densidade das rochas que estão acima do nível de base e, o ponto de leitura), correção topográfica (tenta corrigir o efeito geométrico causado pela topografia e, associa a redução de altitude com a redução de Bouguer) e, para campanhas de prospeção gravimétrica em movimento (aérea ou marinha) a correção de Eötvös (pela mesma razão da redução de latitude, do facto de existir a rotação da Terra, resulta que o valor lido depende se estamos a medir a favor ou contra a rotação da Terra) (LOWRIE, 1997; MILSON, 2003; TELFORD *et al.*, 1990).

A correção de Eötvös advém do efeito com o mesmo nome e, que resulta da decomposição da força de Coriolis, com a projecção horizontal da mesma força, isto é, a força de Coriolis de um corpo em movimento é a resultante vetorial do efeito de Eötvös com a projecção horizontal da força de Coriolis. Isto tem implicações práticas em corpos em movimento numa direcção perpendicular ao eixo da Terra, por exemplo, uma viagem de avião entre Brasil e Portugal é mais curta que no sentido inverso, devido à contribuição da rotação da Terra. A redução de Eötvös deve ser então feita para campanhas gravimétricas em movimento pois, o valor de gravimetria lido será mais alto em viagens com direcção a Oriente e, mais baixo para viagens com direcção a Ocidente (LOWRIE, 1997).

É ainda de referir que, para a redução de Bouguer, em que se tenta retirar o efeito de densidade das rochas acima do nível de base, se usa um valor de densidade teórico, denominado de densidade de Bouguer e, é frequentemente calculado por aproximação da tendência de uma densidade regional, pelo método de Nettleton ou de Parasnis (LOWRIE, 1997).

Ao ter o valor de todas as reduções a serem feitas ao valor lido, a sua soma devolve-nos o valor da anomalia de Bouguer para aquele ponto de leitura e, é esse valor a ser usado em modelação.

Neste trabalho não foram feitas as reduções pois, as cartas iniciais usadas representam o valor da anomalia de Bouguer e, parte-se do pressuposto que tenham feito todas as reduções gravimétricas.

4.1.2 - Anomalias gravimétricas

4.1.2.1 - Anomalia de Bouguer

O cálculo da anomalia de Bouguer resulta da soma das várias reduções descritas anteriormente (fórmula 4.2). A cartografia da anomalia de Bouguer para uma dada região constitui todas as contribuições para o valor de aceleração da gravidade, para uma dada região.

$$g_B = g_{obs} \pm \Delta g_{LS} \pm \Delta g_{Der} \pm \Delta g_{Lat} \pm \Delta g_{Eöt} \pm (\pm \Delta g_{Alt} + \Delta g_{ET}) - \Delta g_B + \Delta g_{Topo} - g_{teo}$$

(Fórmula 4.2)

Legenda: g_B =anomalia de Bouguer; g_{obs} =valor obtido no campo; Δg_{LS} =redução lunissolar; Δg_{Der} =redução de deriva instrumental; Δg_{Lat} =redução de latitude; $\Delta g_{Eöt}$ =redução de Eötvös; Δg_{Alt} =redução de altimetria; Δg_{ET} =redução de estaca-tripé; Δg_B =redução de Bouguer; Δg_{Topo} =redução topográfica; g_{teo} =valor teórico da aceleração gravitacional para o local

A anomalia de Bouguer pode ser decomposta em uma anomalia regional e em uma anomalia residual (fórmula 4.3), pois resulta do contraste de densidades reduzidos a uma superfície de base (FIGUEIREDO, 2001; MACHADINHO, 2008; TELFORD *et al.*, 1990).

$$g_{Bouguer} = g_{regional} + g_{residual}$$

(Fórmula 4.3)

Basicamente, a anomalia de Bouguer é o somatório da anomalia gravimétrica causada pelas rochas a nível regional, isto é, a distribuição espacial da contribuição do soco de uma bacia sedimentar a nível regional e, a anomalia residual é a contribuição da bacia sedimentar à anomalia gravimétrica local (figuras 4.1 e 4.2). Em suma, a anomalia regional é a anomalia de grande comprimento de onda e a anomalia residual é a anomalia de curto comprimento de onda.

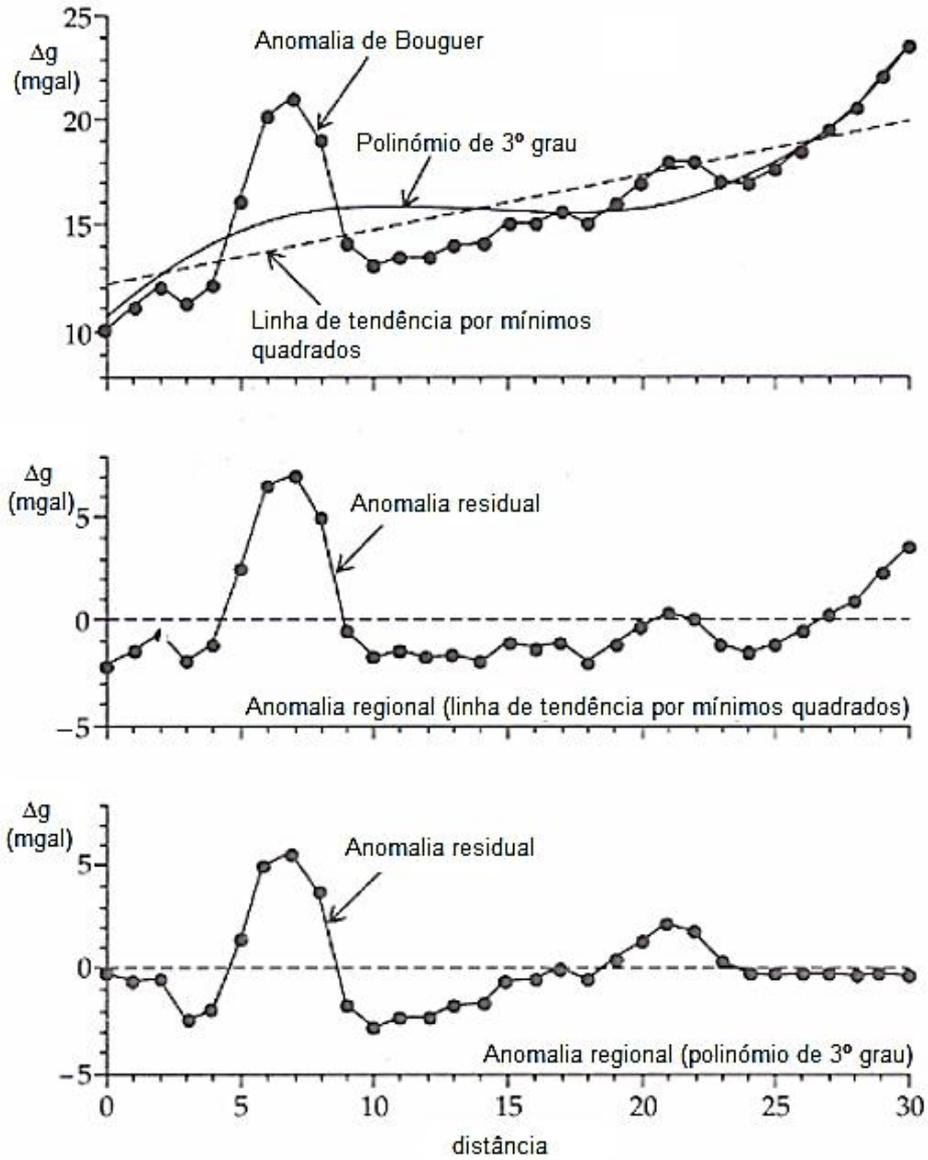


Figura 4.1 – Cálculo das anomalias gravimétricas regional e residual, pela anomalia de Bouguer, por método linear e polinomial de 3º grau (adaptado de LOWRIE, 1997)

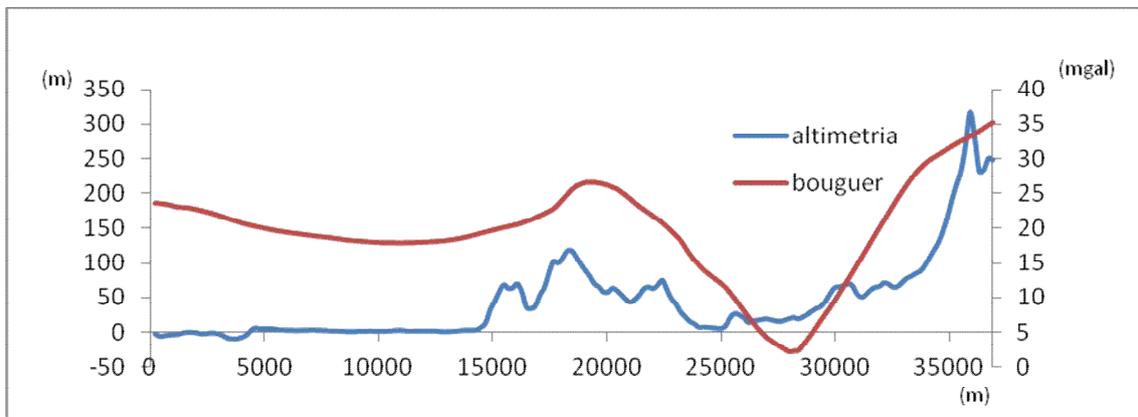


Figura 4.2 – Anomalia de Bouguer (eixo direito) e altimetria (eixo esquerdo) ao longo de um dos perfis da área de trabalho (Perfil A-A'; localização na figura 4.22)

4.1.2.2 - Anomalia regional

A anomalia regional devolve-nos a tendência da distribuição do soco, a nível regional, isto é, para um mais correto cálculo do valor desta anomalia, deve-se escolher uma área maior que a área de estudo e, daí, fazer o cálculo da tendência.

Existem vários métodos matemáticos para o cálculo da tendência, sejam em perfil, sejam em planta. Se possível, é preferível fazer em planta e, depois extrair os valores da anomalia em uma qualquer direção (perfil) e trabalhar a partir daí pois, o cálculo desta anomalia possui assim o contributo da variação lateral da anomalia. Como exemplo, se fizermos em perfil o cálculo da tendência ao nível mais simples, fazemos uma reta de mínimos quadrados (linha) e, é o equivalente, em ordem, a uma superfície de regressão polinomial planar (plano). O resultado da anomalia regional em perfil difere se for feito o cálculo somente pelo perfil ou em superfície. Ao trabalhar em superfície, entramos em conta o peso ponderado da variação lateral da anomalia.

Foram então usados vários métodos estatísticos de análise de tendência para a área de estudo e, por melhor ajuste, escolheu-se para modelação da anomalia residual o cálculo de uma superfície quadrática. A tabela 4.1 apresenta os vários métodos experimentados, a equação correspondente e os coeficientes de regressão da equação.

Há autores que fazem a separação das anomalias regional e residual, da anomalia de Bouguer, pelo próprio comprimento de onda da anomalia. No entanto, a projeção da tendência da anomalia regional faz-se, na mesma, por superfície de regressão polinomial.

A escolha do método estatístico mais indicado, advém do conhecimento empírico da região, isto é, deve-se ter uma ideia geral do tipo de contribuição do soco à anomalia. A escolha de uma superfície de regressão quadrática para a área de estudo derivou da preservação cartográfica de duas fortes anomalias positivas, uma a sudeste, relativa à Serra do Sicó, e uma outra a noroeste, relativa à Serra da Boa Viagem. Estimou-se que nestes locais a anomalia devia ser positiva, baseado na compensação isostática baseada nos modelos de Airy-Pratt, isto é, um enraizamento crustal nas zonas de maior topografia.

Tabela 4.1 – Métodos de regressão e, coeficientes de regressão para cálculo da anomalia regional da área de estudo

Superfície quadrática	Coef. regressão:	$Z(X,Y) = A_{00} + A_{01} Y + A_{02} Y^2 + A_{10} X + A_{11} XY + A_{20} X^2$
	A ₀₀	393 212,10037532000000
	A ₀₁	-12 418,39283082600000
	A ₀₂	78,49891096443800
	A ₁₀	33 394,02849966300000
	A ₁₁	-709,89544148208000
	A ₂₀	283,00572262065000
Superfície cúbica	Coef. regressão:	$Z(X,Y) = A_{00} + A_{01} Y + A_{02} Y^2 + A_{03} Y^3 + A_{10} X + A_{11} XY + A_{12} XY^2 + A_{20} X^2 + A_{21} X^2Y + A_{30} X^3$
	A ₀₀	9 431 725,4555824000000000
	A ₀₁	-331 703,0331805300000000
	A ₀₂	3 012,4713766826000000
	A ₀₃	-3,180046092638800
	A ₁₀	1 668 178,9001959000000000
	A ₁₁	-46 412,7695269660000000
	A ₁₂	284,196691182760000
	A ₂₀	83 165,9373770150000000
	A ₂₁	-1 321,0090622585000000
	A ₃₀	1 150,8469655634000000
Superfície bilinear	Coef. regressão:	$Z(X,Y) = A_{00} + A_{01} Y + A_{10} X + A_{11} XY$
	A ₀₀	145 970,59461931000000
	A ₀₁	-3 634,3618238961000

	A ₁₀	16 982,0661323620000
	A ₁₁	-422,8837485378700
Superfície planar	Coef. regressão:	$Z(X,Y) = A_{00} + A_{01} Y + A_{10} X$
	A ₀₀	-1 553,93905074920000
	A ₀₁	44,22926853931800
	A ₁₀	23,02989160233600

4.1.2.3 - Anomalia residual

Como referido anteriormente, a anomalia residual compreende a anomalia gravimétrica causada pela bacia e o seu cálculo advém da diferença direta da anomalia de Bouguer com a anomalia regional (figura 4.3). A cartografia deste tipo de anomalia é essencial para cartografar então os corpos geológicos constituintes da bacia sedimentar e, permite já uma aproximação à forma do corpo, visto que esta anomalia acaba por ser uma projeção horizontal do corpo, na superfície de referência. Por outras palavras, é possível delinear, com algum pormenor, os limites do corpo projetados verticalmente na superfície (vista de planta).

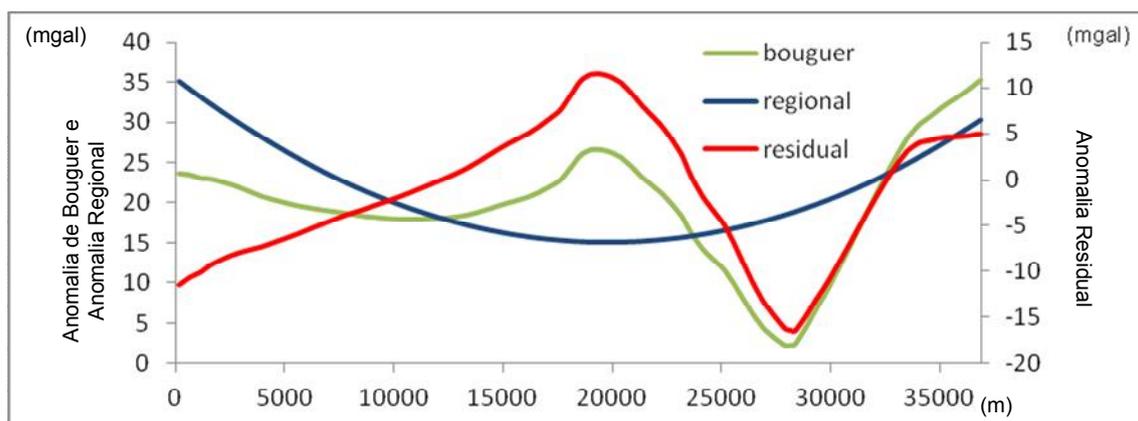


Figura 4.3 – Separação de anomalias por método de superfície de regressão quadrática, ao longo do perfil da figura 4.2 (Perfil A-A'; localização na figura 4.22)

A leitura da anomalia Residual, na figura 4.3, deve ser feita no eixo da direita.

4.2 - Modelação

Este subcapítulo apresenta a modelação gravimétrica resultante da análise das anomalias gravimétricas a várias escalas. Fez-se a modelação da anomalia de Bouguer, anomalia regional e anomalia residual dos dados de satélite (SANDWELL & SMITH, 2009) e dos dados da área de estudo (dados recalculados de PRAKLA, 1958).

Serão, posteriormente, também apresentados 3 perfis escolhidos na área de trabalho, ao longo dos quais foi feita uma modelação em profundidade, por pacotes de densidades. A escolha desses perfis advém do facto de intercetarem as grandes anomalias visíveis nas cartas de anomalias gravimétricas. Um deles é ainda um perfil quebrado, a intercetar os furos de sondagem Ve-1 e Ve-2 (localização na figura 4.25) e uma das anomalias. Este procedimento serviu para uma tentativa de calibração de profundidades, para diminuir o erro residual e tentar diminuir o erro real do modelo.

4.2.1 - Dados de Satélite

A gravimetria fornecida por satélite foi utilizada neste trabalho, com o intuito de tentar conjugar os dados desta natureza com os dados da área de estudo, para tentar um cálculo de anomalia regional para a área de estudo que respeitasse na melhor forma a geometria do soco da bacia sedimentar. Tal metodologia revelou-se infrutífera pois, os valores para a zona da área de estudo, ficavam em média 15 miligals acima da média dos dados de campo e, representavam um acréscimo de até 60% de exagero. Isto resultaria numa modelação em perfil, de um adelgaçamento das unidades e, da bacia em geral, sobrelevando o soco. A figura 4.4 apresenta o valor da distribuição da anomalia de Bouguer de satélite, entre os paralelos 39N e 41N e os meridianos 10W e 7,5W. Para a mesma área geográfica, a figura 4.5 apresenta a anomalia regional, calculada por superfície de regressão quadrática, em que se podem ver os dados para reprodução espacial na tabela 4.2.

A figura 4.6 apresenta a anomalia residual, subtraída diretamente da anomalia de Bouguer e da anomalia regional supracitada.

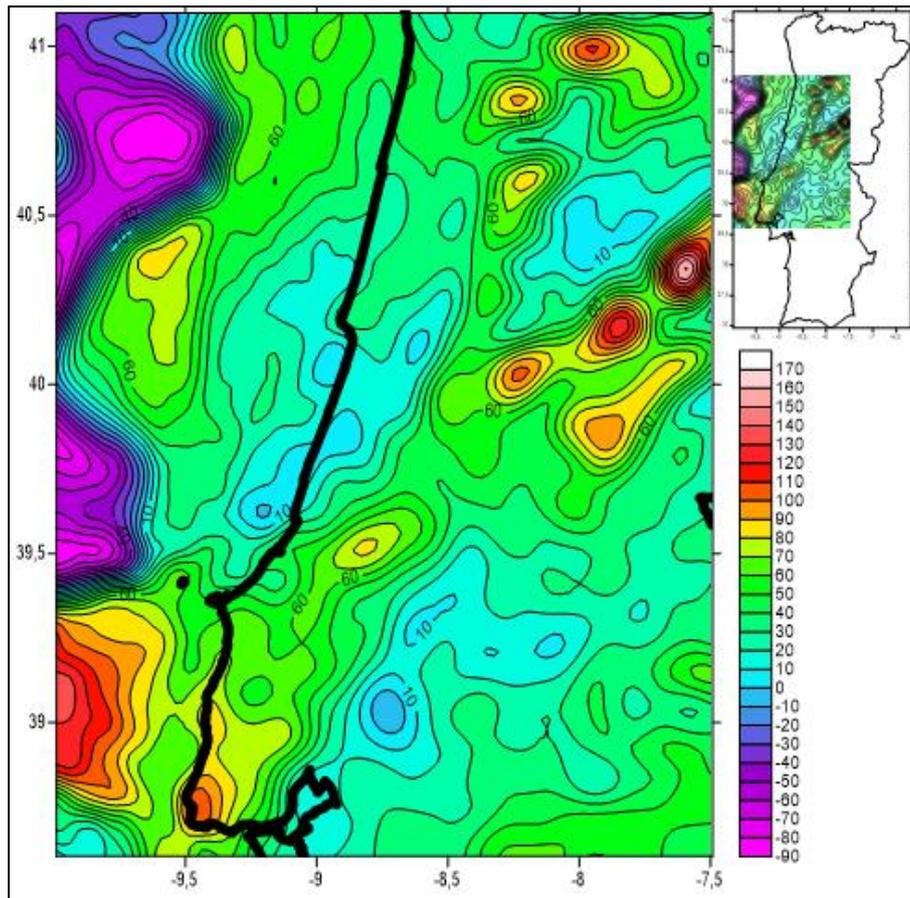


Figura 4.4 – Anomalia de Bouguer (mgal) obtida por satélite – paralelos: 39N a 41N; meridianos: 10W a 7,5W (SANDWELL & SMITH, 2009)

Nota: Nas Cartas de Anomalia de Bouguer, por satélite, (figuras 4.4, 4.7, 4.8 e 4.11), no ponto de coordenadas aproximadas 39,25°N; 9°W aparenta que as isolinhas se cruzam, sendo apenas resultado da escala de visualização.

Tabela 4.2 – Métodos de regressão e, coeficientes de regressão para cálculo da anomalia regional, dos dados de satélite (paralelos: 39N a 41N; meridianos: 10W a 7,5W)

Método estatístico	Regressão polinomial
Ordem máxima de X:	2
Ordem máxima de Y:	2
Ordem máxima total:	2
Tipo de superfície:	Superfície quadrática

Coeficientes de regressão:	$Z(X,Y) = A_{00} + A_{01} Y + A_{02} Y^2 + A_{10} X + A_{11} XY + A_{20} X^2$
A ₀₀	-2975,450920637
A ₀₁	-110,20711896436
A ₀₂	4,3108484309478
A ₁₀	-1244,7371086382
A ₁₁	27,742348921342
A ₂₀	-8,6025304419783

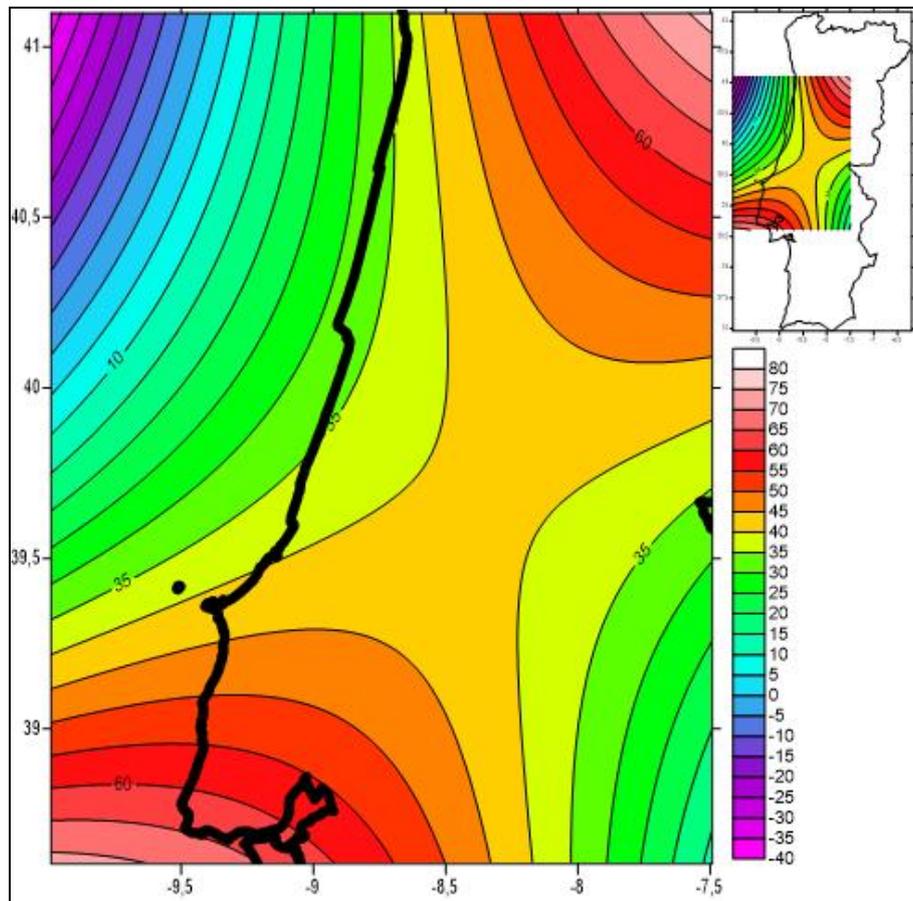


Figura 4.5 – Anomalia regional (mgal), calculada por superfície de regressão quadrática, da anomalia de Bouguer de satélite - paralelos: 39N a 41N; meridianos: 10W a 7,5W (SANDWELL & SMITH, 2009)

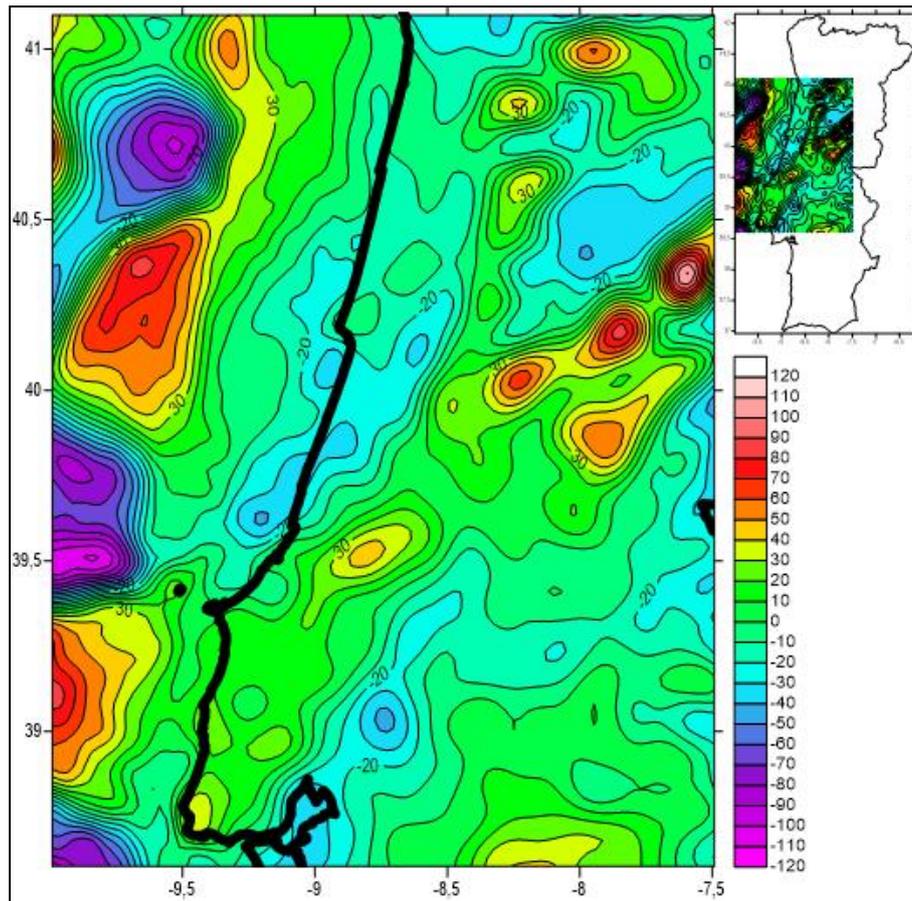


Figura 4.6 – Anomalia residual (mgal), calculada pela diferença entre a gravimetria de satélite (SANDWELL & SMITH, 2009) e a sua anomalia regional - paralelos: 39N a 41N; meridianos: 10W a 7,5W (calculada por superfície de regressão quadrática)

A figura 4.7 apresenta a sobreposição da anomalia de Bouguer com um excerto da Carta Tectónica de Portugal, à escala 1:1000000 (RIBEIRO *et al.*, 1972), onde é possível averiguar uma correlação visual direta entre a anomalia de Bouguer e as grandes morfoestruturas cartografadas. Estas anomalias gravimétricas podem significar uma compartimentação do soco, defendida por vários autores, em que a disposição do soco se apresenta em jogos de blocos abatidos e blocos soerguidos (*grabens* e *horsts*) e, que evidenciam (mais uma vez) que a abertura da bacia sedimentar presente e, posteriormente o Atlântico, se tenha iniciado com episódios de *rifting*, sendo compatível com os modelos conhecidos para este processo tectónico.

É possível ver as várias anomalias (Bouguer, regional e residual) apresentadas nas figuras 4.8, 4.9 e 4.10, estando projetadas sobre uma base cartográfica simples.

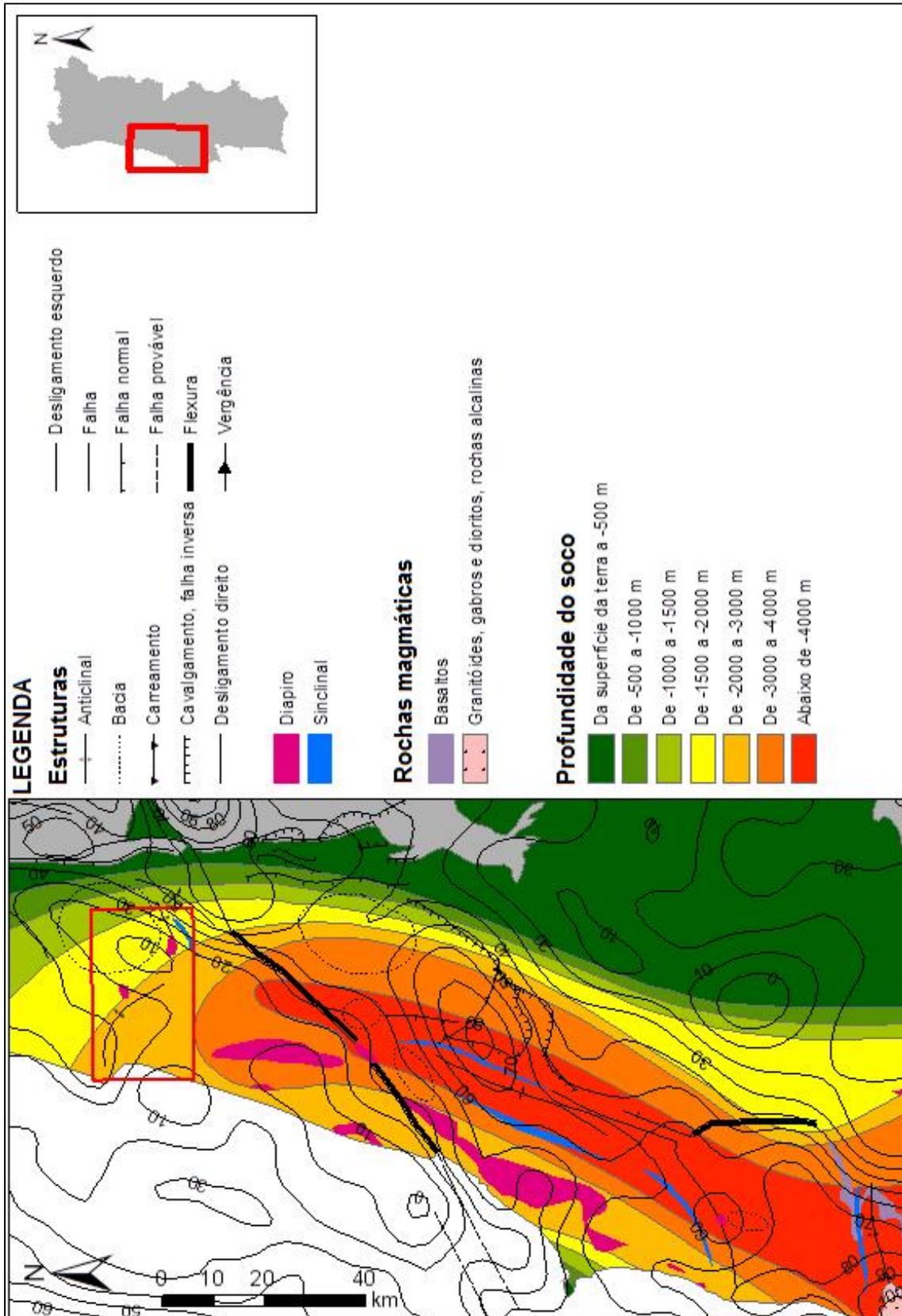


Figura 4.7 – Sobreposição dos dados de satélite da anomalia de Bouguer (paralelos: 39N a 41N; meridianos: 10W a 7,5W) (SANDWELL & SMITH, 2009), com o excerto da Carta Tectónica de Portugal à escala 1:1000000 (RIBEIRO *et al.*, 1972)

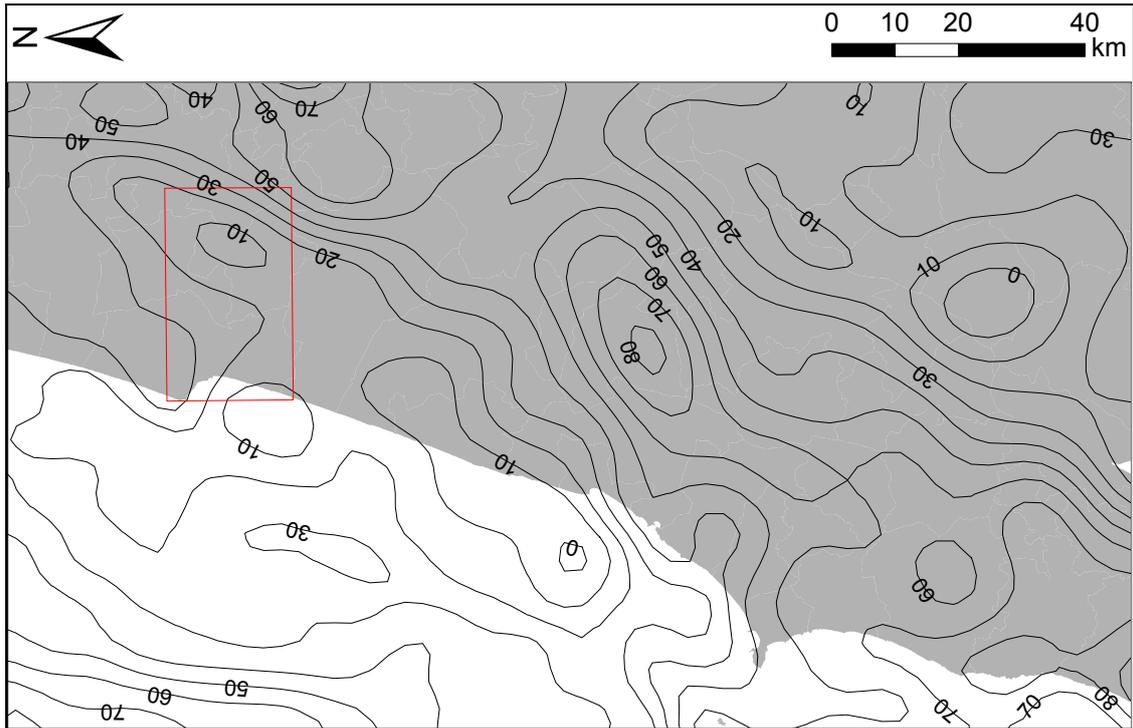


Figura 4.8 – Anomalia de Bouguer (mgal) obtida por satélite (paralelos: 39N a 41N; meridianos: 10W a 7,5W) (SANDWELL & SMITH, 2009).

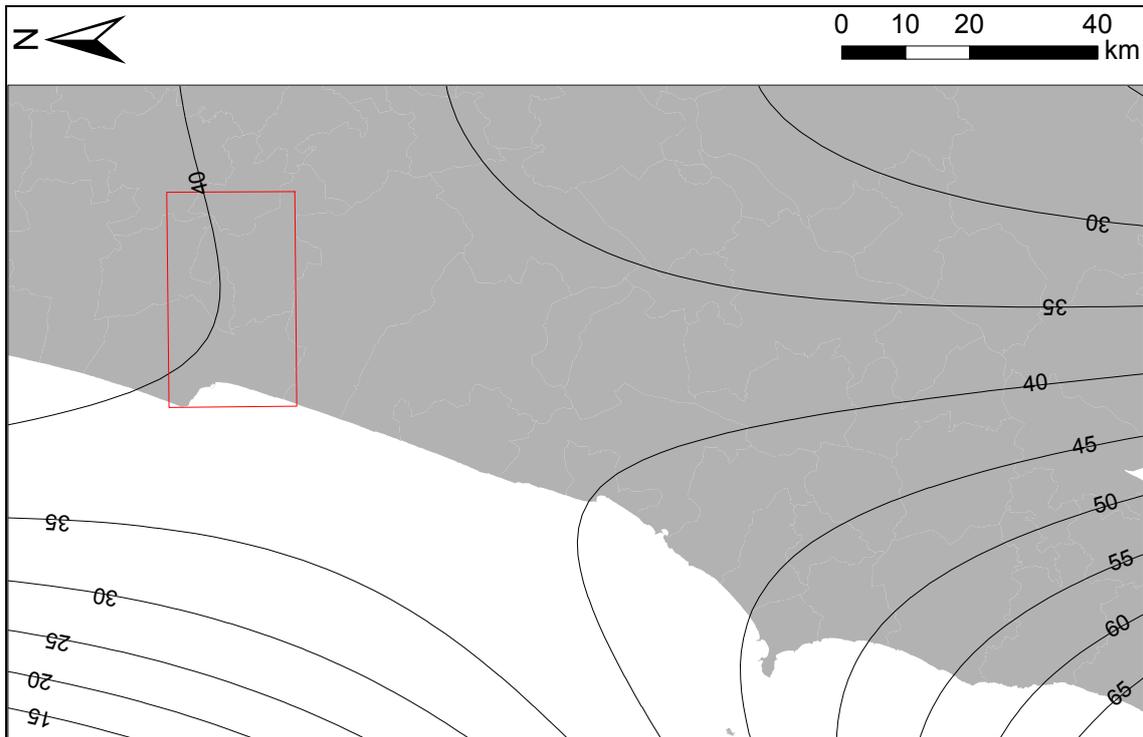


Figura 4.9 – Anomalia regional (mgal) calculada (superfície de regressão quadrática) a partir da gravimetria por satélite (paralelos: 39N a 41N; meridianos: 10W a 7,5W) (SANDWELL & SMITH, 2009).

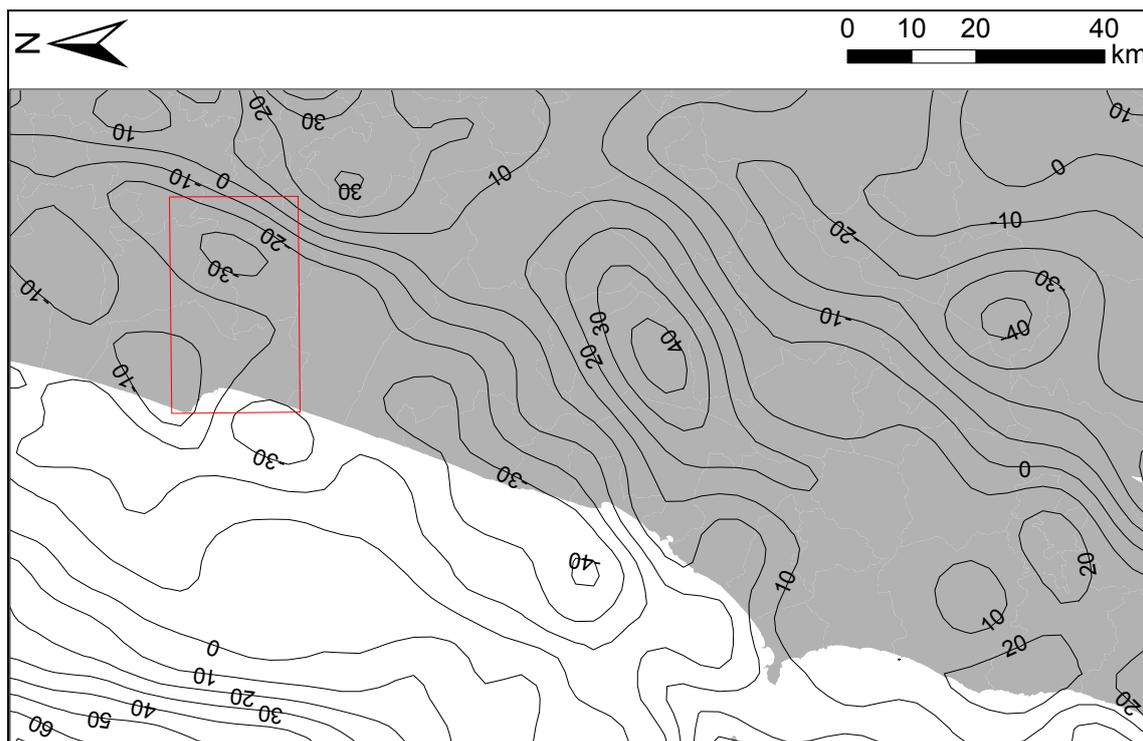


Figura 4.10 – Anomalia residual (mgal), calculada com a diferença da gravimetria por satélite (paralelos: 39N a 41N; meridianos: 10W a 7,5W) (SANDWELL & SMITH, 2009) e da sua anomalia regional (superfície de regressão quadrática).

A figura 4.11 apresenta a sobreposição da anomalia de Bouguer de satélite com a Carta Geológica de Portugal, à escala 1:50000, folhas n.º 16C, 19A, 19C, 22B, 22D, 23A, 23C, 26B, 26C, 26D, 27A, 27C, 27D, 30A, 30B, 30C, 30D, 31A, 31B, 31C, 31D, 34A, 34B, 35A, 35B, e, onde é possível averiguar a disposição da anomalia com a distribuição da geologia à superfície. Também é possível averiguar o efeito das grandes falhas geológicas na anomalia de Bouguer.

Numa análise cartográfica, na figura 4.11, é possível denotar facilmente um aumento da anomalia gravimétrica nas rochas Jurássicas (tons azuis), uma diminuição da mesma anomalia nas rochas Cretácicas (tons esverdeados) e a maior diminuição nas rochas mais recentes (Terciárias e Quaternárias – tons amarelados e acinzentados). Tal acontece devido a compartimentações soerguidas (anomalias positivas) e outras abatidas do soco, aliadas ao enchimento sedimentar nas depressões (anomalias negativas). É de notar que na zona oriental desta carta, não estão demarcadas algumas folhas da Carta Geológica de Portugal, à escala 1:50000, por ainda não existirem ou estarem ainda em preparação, a esta data.

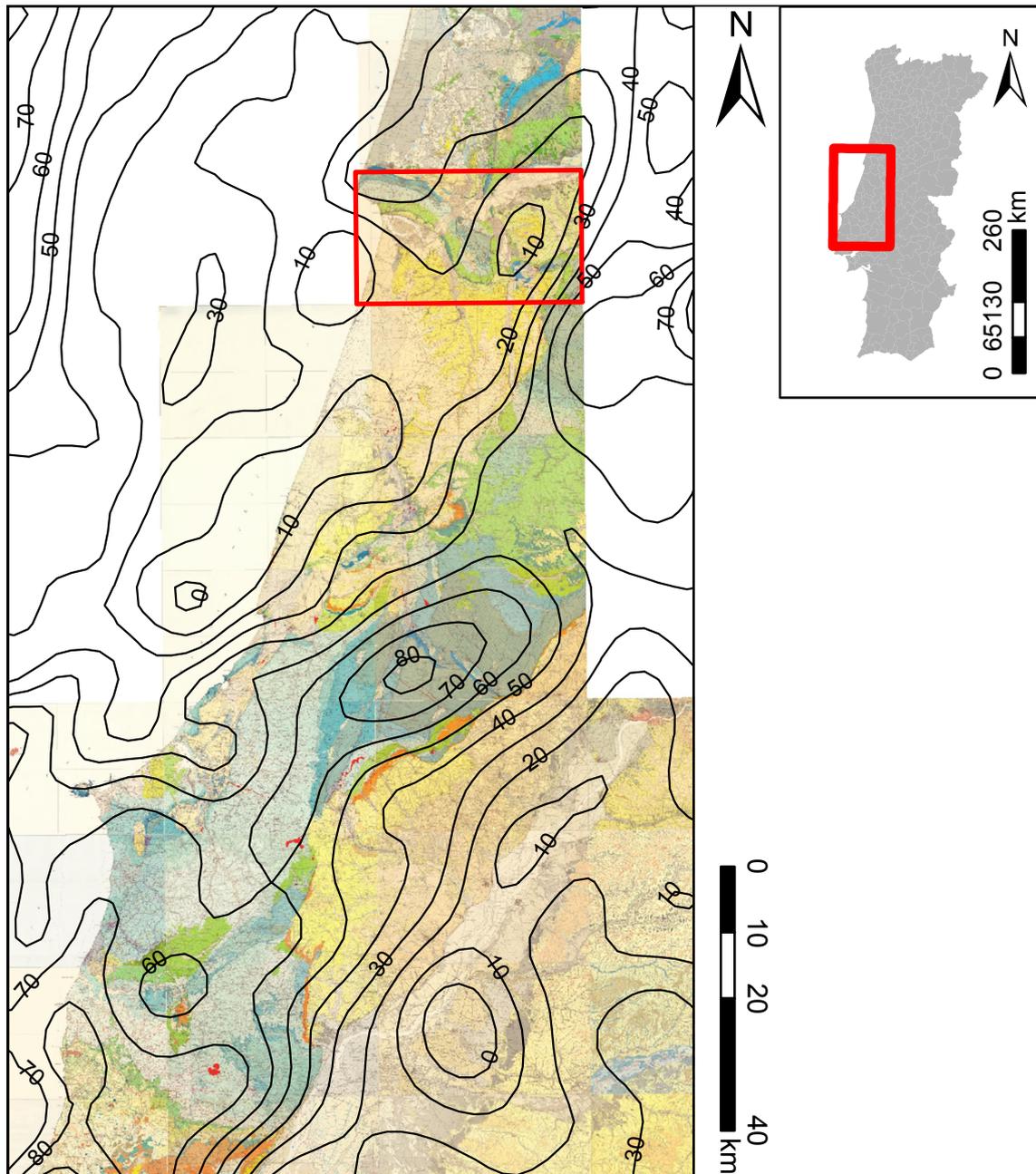


Figura 4.11 – Sobreposição da Anomalia de Bouguer obtida por satélite (mgal) (paralelos: 39N a 41N; meridianos: 10W a 7,5W) (SANDWELL & SMITH, 2009), com a Carta Geológica de Portugal, à escala 1:50000, folhas n.º 16C, 19A, 19C, 22B, 22D, 23A, 23C, 26B, 26C, 26D, 27A, 27C, 27D, 30A, 30B, 30C, 30D, 31A, 31B, 31C, 31D, 34A, 34B, 35A e 35B.

(autores por ordem de folhas da Carta Geológica de Portugal, à escala 1:50000: BARBOSA, 1981; BARBOSA *et al.*, 1988; MANUPPELA *et al.*, 1976; ZBYSZEWSKI *et al.*, 1965a; FRANÇA *et al.*, 1964; MANUPPELA, 1974; TEIXEIRA *et al.*, 1966; ZBYSZEWSKI *et al.*, 1961; OERTEL *et al.*, 1960; ZBYSZEWSKI & MATOS, 1959; MANUPPELA *et al.*, 1998; MANUPPELA *et al.*, 1999; RIBEIRO *et al.*, 1977; MANUPPELA *et al.*, 1996; ZBYSZEWSKI *et al.*, 1965b; MATOS, 1954; FRANÇA *et al.*, 1962; ZBYSZEWSKI, 1952; CARREIRA DE DEUS *et al.*, 1976; ZBYSZEWSKI & VEIGA FERREIRA, 1967; ZBYSZEWSKI & CARVALHOSA, 1983; KULLBERG *et al.*, 1991; CHOFFAT, 1950; ZBYSZEWSKI & VEIGA FERREIRA, 1968; ZBYSZEWSKI *et al.*, 1976)

É interessante averiguar que à escala da gravimetria de satélite é possível encontrar uma correlação visual com grandes estruturas da Bacia Lusitânica e, também de Portugal (dentro da zona cartografada). Nota-se, tanto nas cartas de anomalia de Bouguer, como nas cartas de anomalia residual o efeito da sub-bacia de Monte Real, a separação de um setor norte e de um setor sul da Bacia Lusitânica ao longo do acidente Leiria-Caldas da Rainha, uma grande anomalia positiva associada à Serra da Estrela, é também possível perceber o contributo em anomalia da sub-bacia da Lousã e até da bacia do Tejo e Sado. É ainda possível identificar a influência gravimétrica da diferença entre o talude continental e do talude oceânico. Tais estruturas são perceptíveis nas cartas anteriores, nomeadamente nas figuras 4.4, 4.6, 4.7, 4.8, 4.10 e 4.11.

A figura 4.11 demonstra claramente a influência da geologia na gravimetria, sendo possível seguir, através das anomalias gravimétricas, o limite cartográfico dos grandes contatos geológicos, acentuando a importância da gravimetria tanto para estudos de superfície, como de subsuperfície.

Note-se também a influência gravimétrica, através do seu contorno em isolinhas, da Serra da Boa Viagem e, uma continuidade da anomalia para Norte desta área.

Tais cartas refletem que além das diferentes litologias aflorantes, que o próprio soco contém uma estruturação bastante complexa (como dito anteriormente, disposição em *grabens* e *horsts*) e, o estudo dessa organização é de todo importante para a reconstituição da Bacia Lusitânica, bem como, das suas etapas de evolução. Como não deixaria de ser, para a modelação gravimétrica, estrutural e estudo da evolução tectonossedimentar, a gravimetria demonstra mais uma vez ser uma importante ferramenta, fornecendo um grande volume de informação deveras importante.

Em análise à zona geográfica correspondente ao Diapiro de Soure, note-se que tanto a anomalia de Bouguer, como a anomalia residual possuem uma direção aproximada de NE-SW, que não é compatível com a direção do eixo do Anticlinal de Cabeça Gorda, cuja direção é sensivelmente ENE-WSW. Tal fato será debatido em pormenor com a modelação ao pormenor da área de estudo mas, que para já, revela uma fraca contribuição gravimétrica da unidade evaporítica, ao longo dessa direção, indagando ou pouco volume de sal ou, pelo menos, pouca espessura ao longo dessa direção, nesse local.

4.2.2 - Área de estudo

A modelação gravimétrica só é possível quando existem contrastes laterais notórios de densidade entre as unidades litológicas constituintes. Uma zona onde as unidades litológicas possuem densidades muito semelhantes, aparentará ser uma zona homogénea do ponto de vista gravimétrico. Este facto leva a que diferentes unidades litostratigráficas constituídas por litologias semelhantes e com a mesma densidade, possam ser agrupadas no mesmo “pacote de densidades. Obviamente, o possível traçar de linhas com igual ponto de anomalia gravimétrica demonstra a variação espacial de corpos com diferentes densidades e, só assim, é possível proceder à sua modelação, tanto em planta, como em perfil ou mesmo tridimensionalmente. Neste aspecto, a gravimetria é semelhante à sísmica de reflexão, em que os horizontes sísmicos identificados, simbolizam contrastes de impedância acústica e, não necessariamente contatos litológicos. Assim sendo, não se pode, em gravimetria, trabalhar diretamente com a carta geológica de uma região e é necessário, então, uma conversão da geologia em pacotes de diferentes densidades.

Para o cálculo de uma densidade média para uma determinada unidade geológica, ou pacote de unidades, podem usar-se vários recursos, desde a sua medição em laboratório, até à sua estimativa pela sísmica, usando aproximação pela relação de Gardner (fórmula 4.4), ou outra relação semelhante. Na relação de Gardner, ρ é a densidade em gramas por centímetro cúbico, 0,23 e 0,25 são valores empíricos e V_p é a velocidade de propagação das ondas p em pés por segundo.

$$\rho = 0.23V_p^{0.25}$$

(Fórmula 4.4)

Para a área de estudo, houve necessidade de vetorizar a Carta Geológica de Portugal, à escala 1:50000, folha 19-C (figura 2.3), de modo a que no projeto SIG (figura 4.12) todos os dados fossem manipuláveis por características mensuráveis, permitindo o agrupamento de diferentes unidades litológicas em “pacotes” de densidades. Devido ao facto de haver grande proximidade geográfica e as unidades geológicas serem as mesmas, utilizaram-se as densidades propostas por LOPES *et al.* (2012) para a Bacia de Monte Real, sendo esses valores os discriminados na tabela 4.3, não se julgando ser necessário outra metodologia para o cálculo da mesma propriedade física.

Na folha 19-C original da Carta Geológica de Portugal, o código de cores atribuído às unidades litostratigráficas cartografadas não está atualizado segundo as recomendações da *Comission for the Geological Map of the World* (CGMW, 2013). Como a diferentes unidades litostratigráficas foram atribuídas cores muito próximas, com receio de não ficar visível a sua separação aquando da impressão desta dissertação, optou-se, na versão por nós vetorizada, sobrepor uma trama, sempre que isso se justificasse. Esta trama baseia-se na litologia conhecida da unidade litostratigráfica em causa (figura 4.12).

Na construção da carta geológica por pacotes de densidades (figura 4.13), não houve necessidade da sobreposição de tramas, como na carta geológica vetorizada, visto serem preservadas os tons caraterísticos das idades: roxo para Hetangiano, tons de azul para o Jurássico, verde para o Cretácico, amarelo para as unidades mais recentes, a partir do Miocénico, e vermelho para a rocha ígnea o dolerito. Embora o soco ante-mesozóico e o Triásico superior não afluem, foi assumida uma densidade de 2,6 para o seu conjunto, por ser necessária a sua modelação em profundidade.

Na figura 4.14 é possível notar-se o efeito que a geologia tem sobre o valor da anomalia de Bouguer, existindo uma boa correlação visual das anomalias com as grandes estruturas. O mesmo se verifica facilmente na figura 4.15, em que se distinguem as anomalias positivas causadas pela Serra da Boa Viagem, o anticlinal de Veride e a Serra do Sicó, e a anomalia negativa causada pelo Diapiro de Soure. Esta anomalia negativa prolonga-se para norte, segundo um alinhamento NNE-SSW, sem correlação aparente com qualquer estrutura geológica aflorante. No entanto, numa Carta Estrutural Simplificada, à escala 1:1000000, para fins industriais, (GPEP, 1985) é cartografada sobre esse sector uma falha normal, com abatimento para NW, em profundidade, mas não são dadas mais informações acerca da geometria da mesma (profundidade e pendor).

Tabela 4.3 – Tabela de densidades (baseado em LOPES *et al.*, 2012)

Idade	Litologia	Densidade média (g/cm³)
Paleozóico+Triásico sup.	Soco Hercínico+arenitos Triásicos	2,60
Hetangiano	Formação evaporítica	2,23
Jurássico inf. a médio	Calcários dolomíticos, calcários, margas calcárias, margas	2,55
Jurássico superior	Arenitos, argilitos, margas calcárias	2,59
Cretácico a Oligocénico	Arenitos	2,35
Miocénico a recente	Areias, areias grosseiras	2,27
Dolerito	Dolerito	2,90

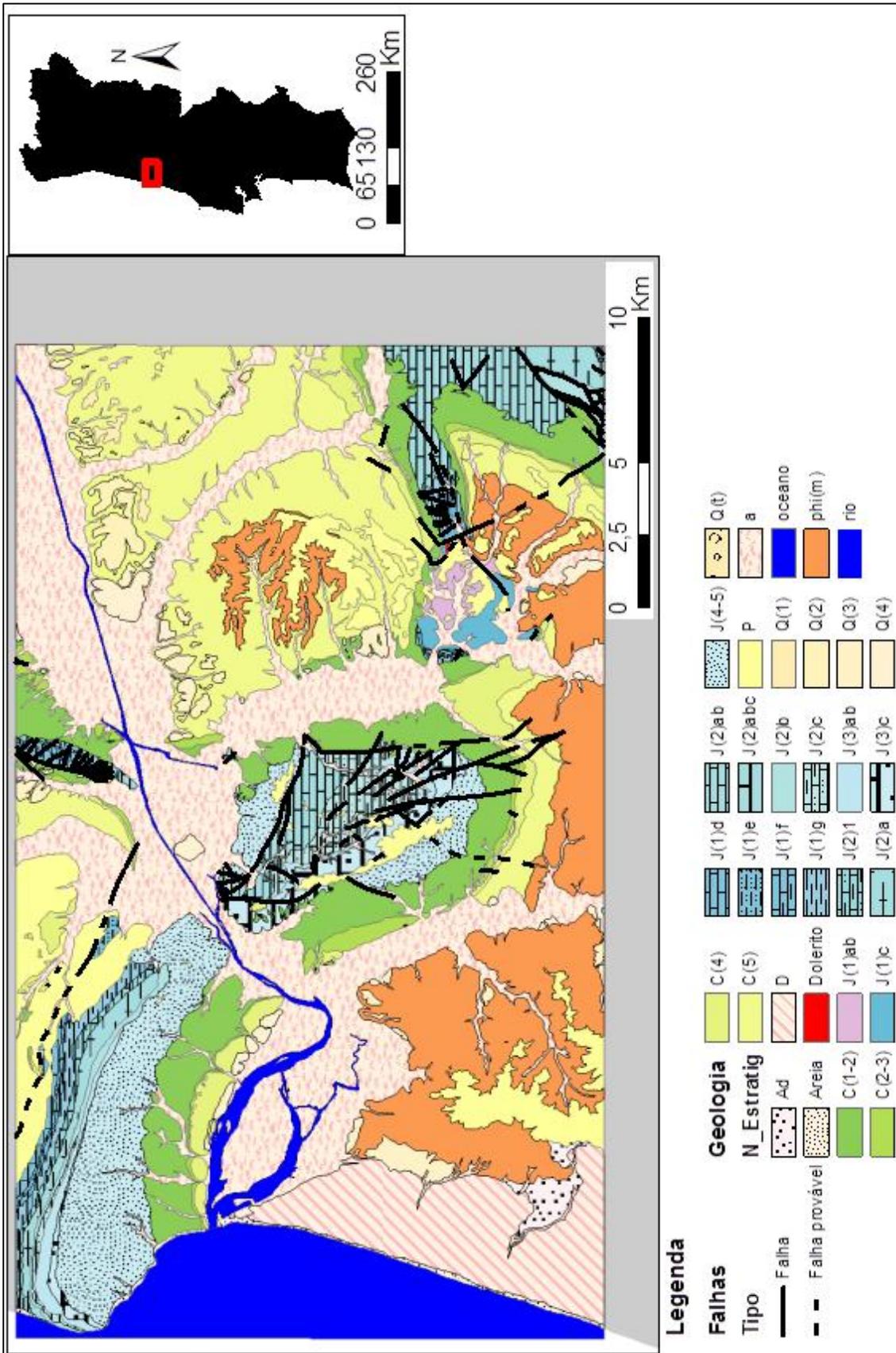


Figura 4.12 – Carta geológica vetorizada, baseada na Carta Geológica de Portugal, à escala 1:50000 (MANUPPELA *et al.*, 1976)

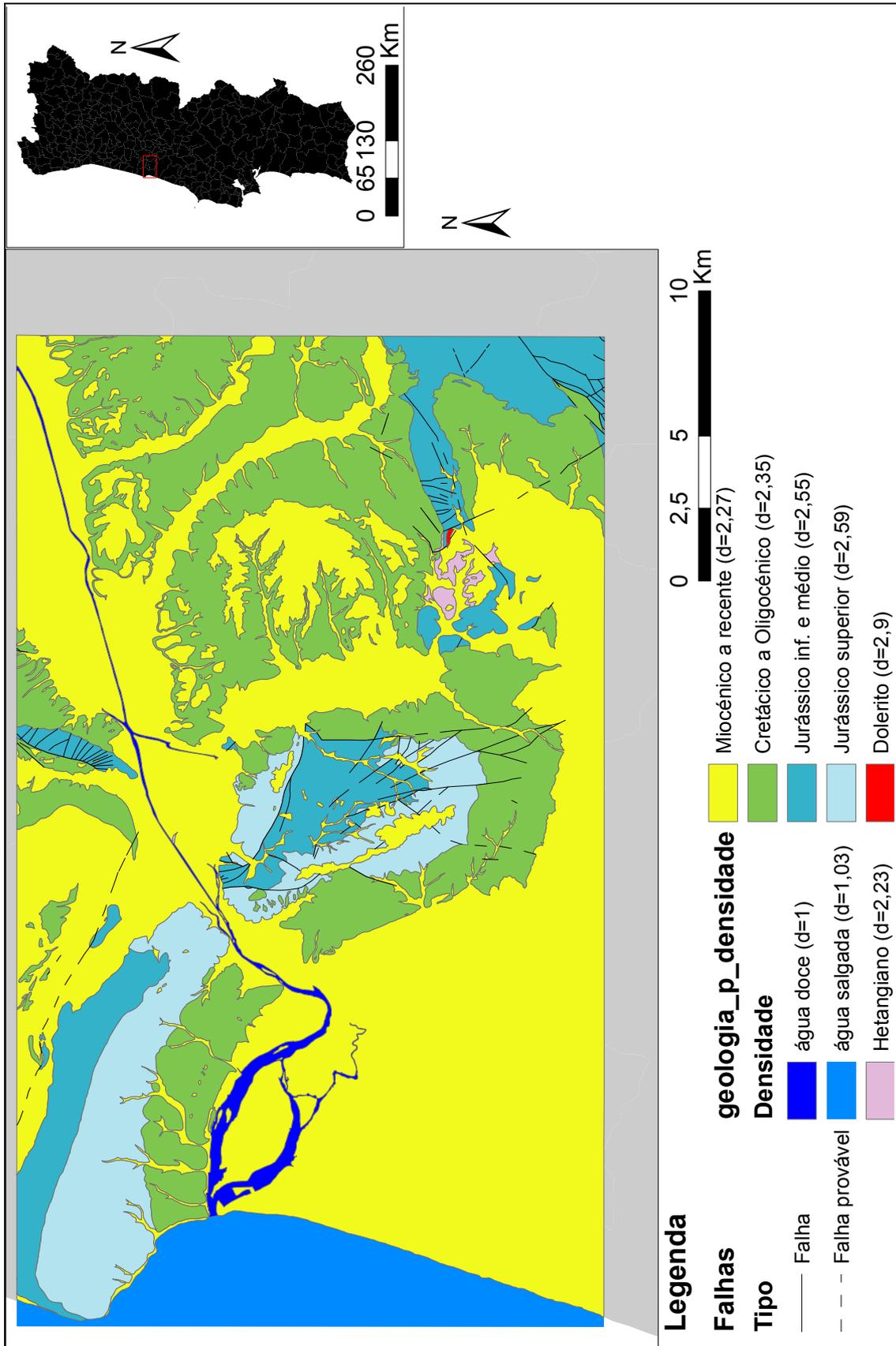


Figura 4.13 – Carta geológica por pacotes de densidades (as densidades utilizadas são as propostas para a Bacia de Monte Real por LOPES *et al.*, 2012)

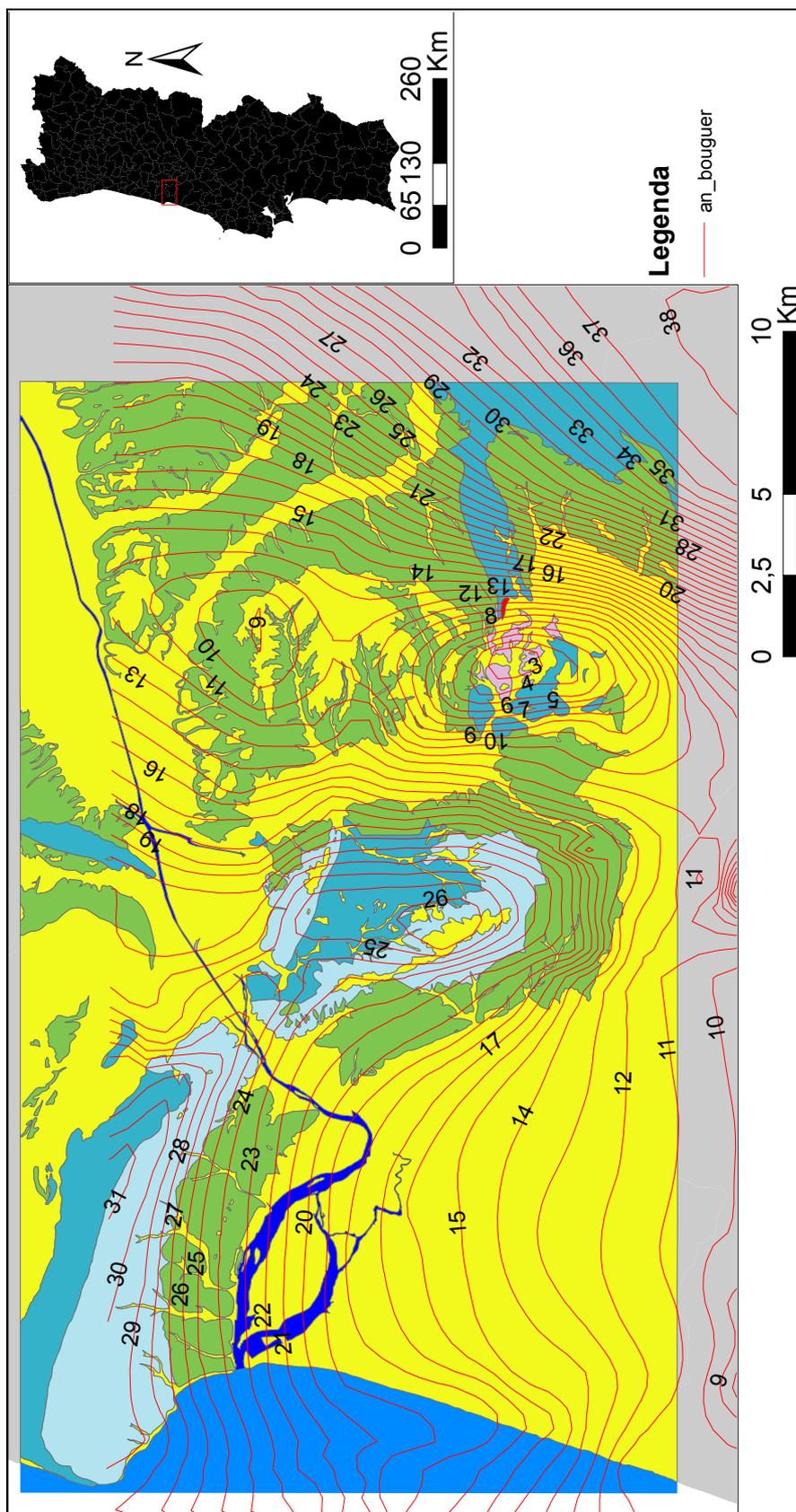


Figura 4.14 – Sobreposição da anomalia de Bouguer (mgal), da área de estudo, com a carta geológica por densidades

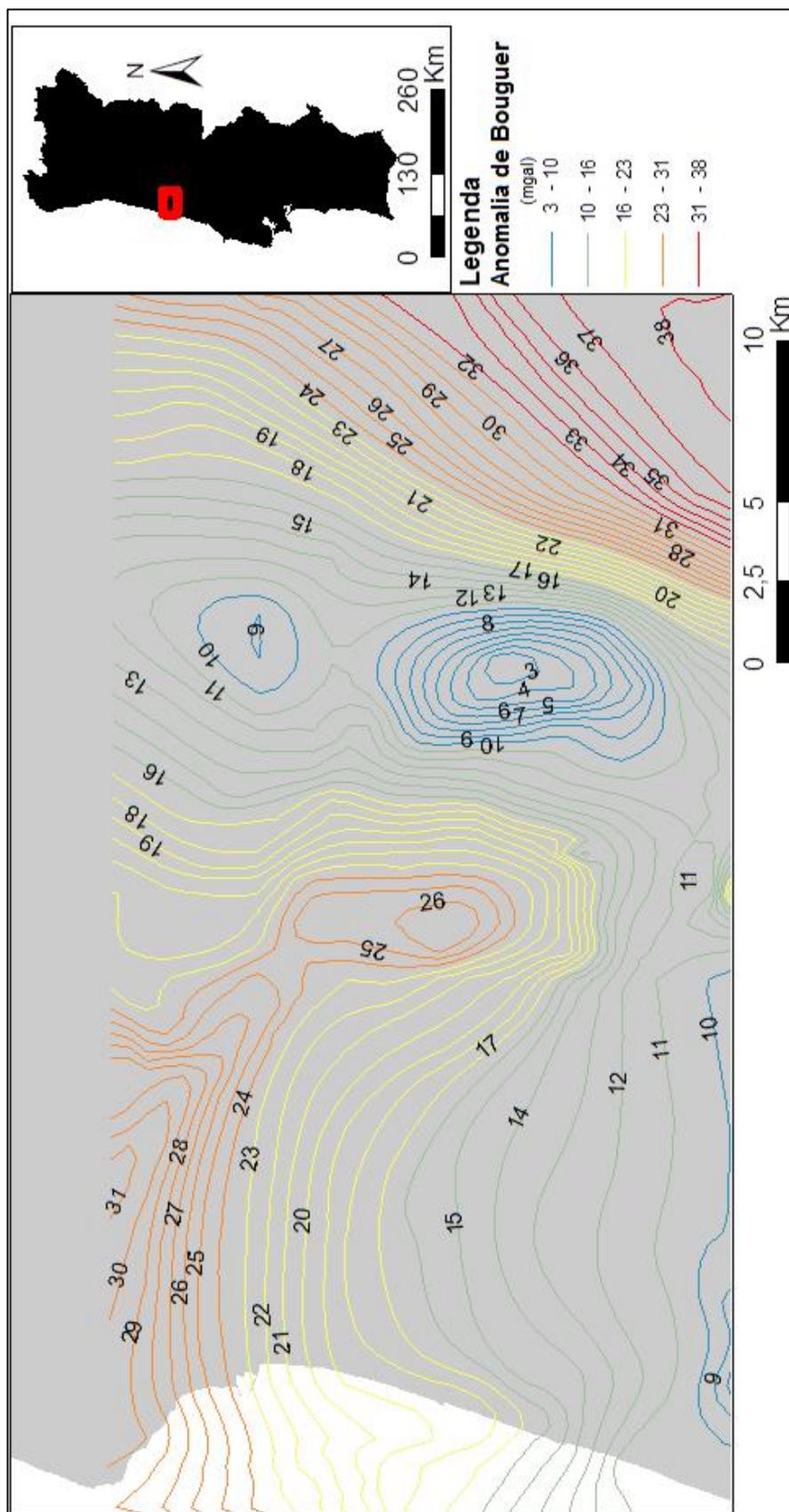


Figura 4.15 – Isolinhas da anomalia de Bouguer (mgal), da área de estudo, por cores (azul – anomalias negativas; vermelho – anomalias positivas)

A figura 4.16 apresenta a sobreposição da anomalia de Bouguer com a altimetria, estando sobrelevada a escala vertical em 10 vezes. Na mesma figura notam-se também os segmentos de anomalias positivas na Serra da Boa Viagem, no anticlinal de Verride e na Serra do Sicó. Destacam-se duas grandes anomalias negativas na metade oriental da área, associadas ao Diapiro de Soure e ao seu alinhamento para nordeste, e uma anomalia negativa no canto sudoeste, relacionada com bordo norte da bacia de Monte Real, podendo já ter influência gravimétrica do diapiro lá presente. É ainda de notar que existe continuidade da anomalia causada pela Serra da Boa Viagem e pelo anticlinal de Verride, indicando a provável continuidade de uma paleoestrutura em anticlinal, mas que hoje se encontra segmentada pelo curso do rio Mondego (Garganta de Lares). Perto da descontinuidade criada pelo vale do rio, a norte do anticlinal de Verride, localiza-se o diapiro de Ereira, que não provoca anomalia gravimétrica assinalável. Isto pode dever-se ao fato de ou haver pouco sal na raiz, ou esta não ser muito profunda. Pelos indícios das sondagens, tudo indica que o caule e a raiz dessa estrutura salífera tenham pouca expressão lateral, diminuindo a quantidade de sal em volume. Note-se, também, quer nesta figura como na figura 4.15, que as anomalias gravimétricas negativas do sector leste da área possuem orientação NNE-SSW e que não se sobrepõem ao conjunto morfoestrutural formado pelo diapiro de Soure e pelo anticlinal de Cabeça Gorda, de orientação ENE-WSW, como seria de esperar. Sugerem, antes, um alinhamento para nor-nordeste do diapiro de Soure. É interessante averiguar também o efeito da costa na anomalia de Bouguer.

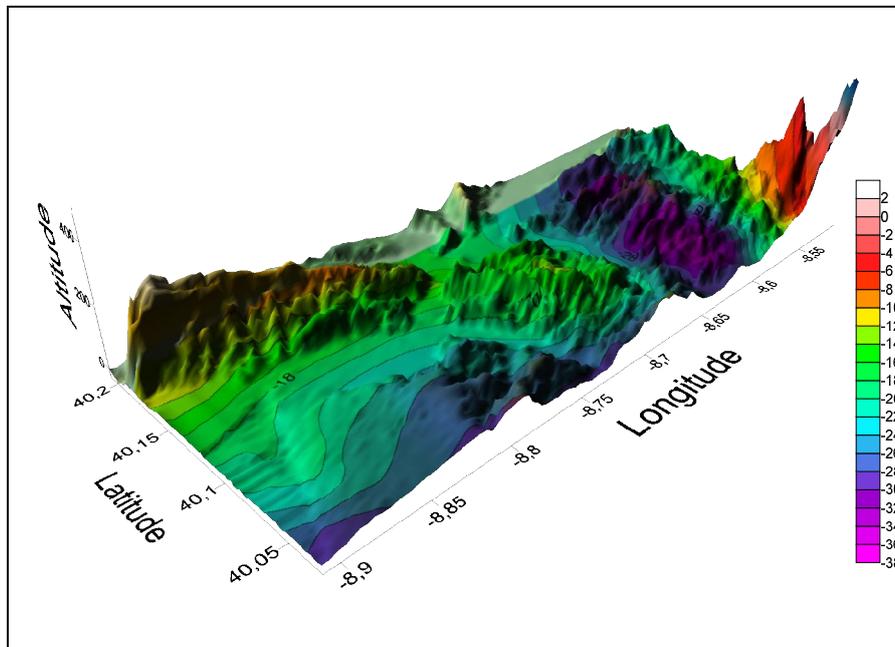


Figura 4.16 – Sobreposição da anomalia de Bouguer (mgal), da área de estudo, com o MDT (exagero vertical de 10 vezes), em vista tridimensional

4.2.2.1 - Separação de anomalias

Como referido anteriormente, houve necessidade de separar as várias anomalias gravimétricas. O cálculo da anomalia regional é feito por análise de uma tendência estatística que preserve uma disposição espacial da anomalia gravimétrica causada pelo soco.

Como métodos estatísticos para o cálculo da anomalia regional, e consequente separação das anomalias gravimétricas, foram usadas as seguintes superfícies de tendência: superfície de regressão planar (figura 4.17), superfície de regressão bilinear (figura 4.18), superfície de regressão polinomial quadrática (figura 4.19) e superfície de regressão polinomial cúbica (figura 4.20). Os coeficientes de regressão dos vários métodos estão discriminados na tabela 4.1.

Na superfície de regressão planar, a anomalia residual preserva as anomalias existentes na anomalia de Bouguer, embora a anomalia regional não represente, de todo, a geometria do soco (figura 4.17).

A superfície de regressão bilinear não se julga ser representativa da forma do soco, e a anomalia residual resultante sobrevaloriza os valores das anomalias de Bouguer. Nota-se na costa (ocidente) uma atípica anomalia positiva, que não terá significado físico (figura 4.18).

A escolha do método de regressão por superfície quadrática deve-se, não só por haver alguma preservação daquilo que se julga ser a anomalia provocada pelo soco, nesta região, mas também pela qualidade da anomalia residual resultante (figura 4.19). De facto, apesar da superfície de regressão cúbica poder representar ainda melhor a anomalia regional, a sua anomalia residual não é de todo tão compatível com a geometria da bacia na área e das morfoestruturas da área estudada. Por exemplo, a encosta sul da Serra da Boa Viagem surge com uma inclinação mais exagerada do que a realidade sugere. Com a superfície de regressão cúbica, é ainda gerada uma anomalia negativa estranha no extremo oriental da área. O facto de, neste sector, se estar próximo do limite oriental da Bacia Lusitânica, onde afloram rochas do soco, seria de esperar uma elevação média da anomalia de Bouguer (figura 4.20).

Poder-se-iam efetuar mais testes de regressão estatística, mas os resultados obtidos com a superfície de regressão quadrática surgem já satisfatórios o suficiente, estando as mesmas anomalias projetadas na figura 4.21.

É ainda de mencionar que o método estatístico para a *criação da* malha regular de pontos e traçado das isolinhas, para a anomalia de Bouguer e a anomalia regional, foi uma *krigagem* ordinária pontual, sem direção preferencial, ou seja, raio de pesos ponderados circular. Devido aos problemas inerentes às zonas de fronteira, associa-

dos a este método geoestatístico, gerou-se um pico anómalo positivo na zona centro sul das cartas onde estas anomalias gravimétricas se encontram projetadas. Esta anomalia positiva não tem significado geofísico nem geológico e não se encontra no espaço geográfico do objeto de estudo, pelo que não é de grande influência aos resultados e considerações finais.

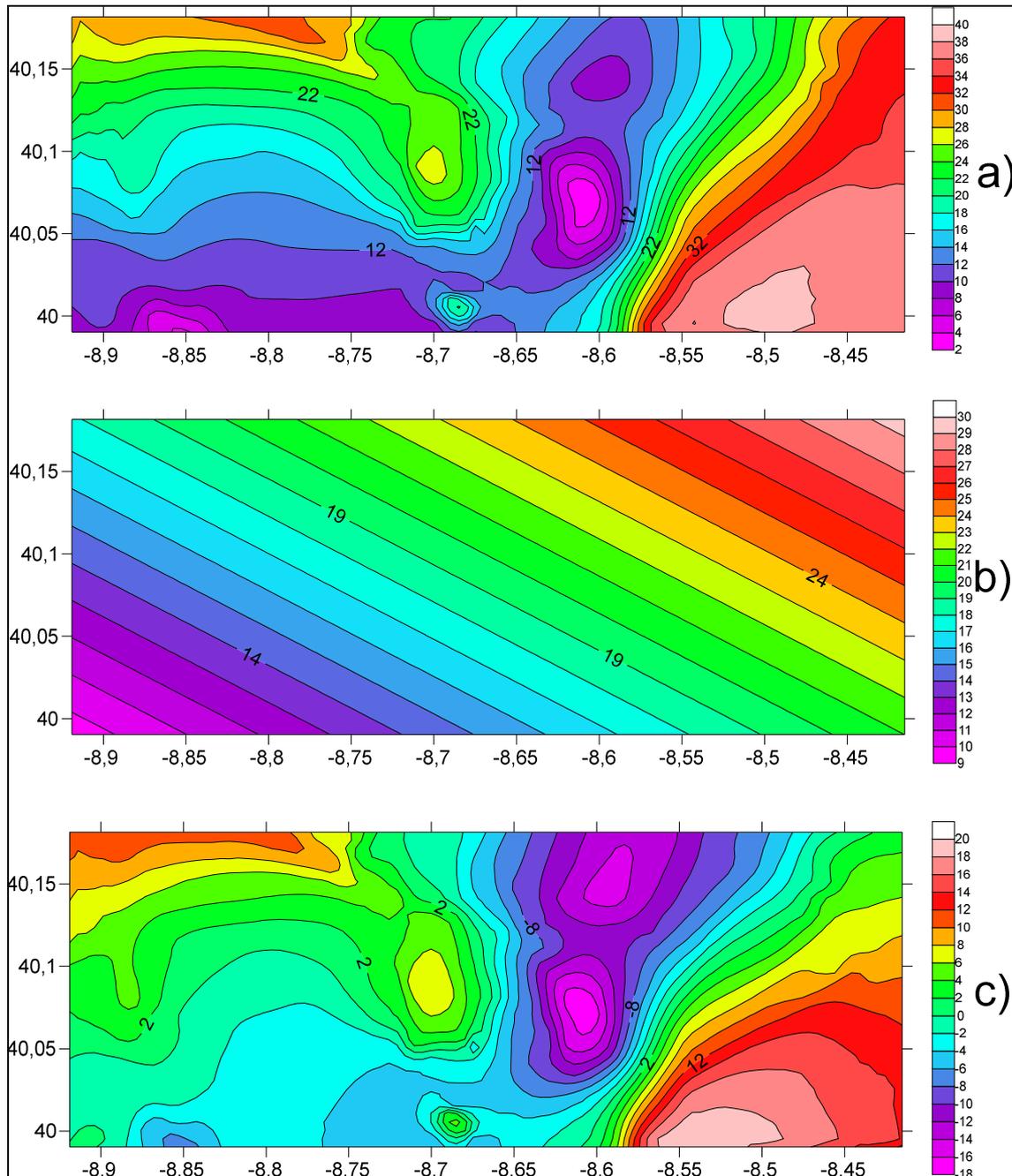


Figura 4.17 – Anomalias (mgal) e sua separação (anomalia regional por superfície de regressão planar) – coeficientes de regressão na tabela 4.1

a) Anomalia de Bouguer; b) Anomalia regional; c) Anomalia residual

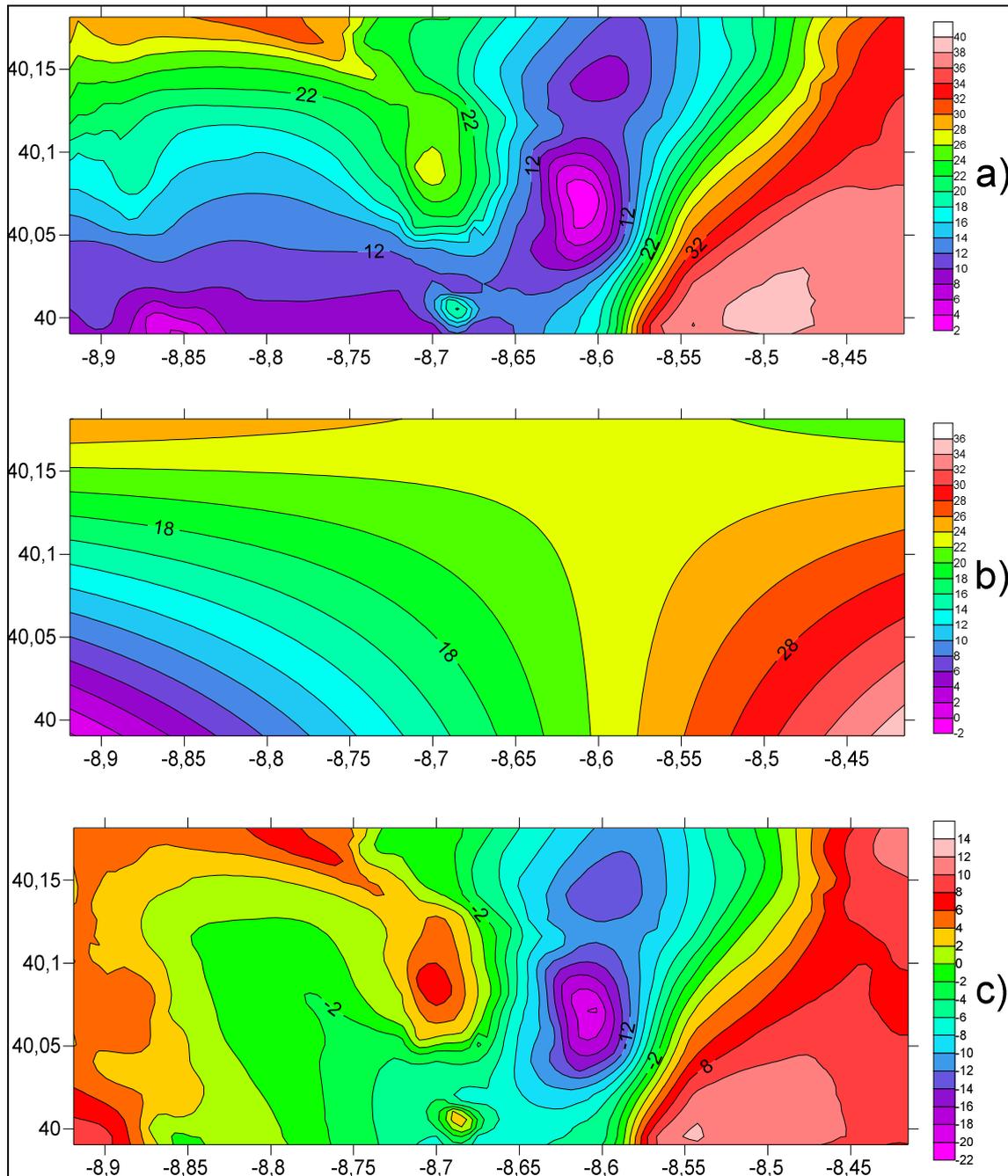


Figura 4.18 – Anomalias (mgal) e sua separação (anomalia regional por superfície de regressão bilinear) – coeficientes de regressão na tabela 4.1

a) Anomalia de Bouguer; b) Anomalia regional; c) Anomalia residual

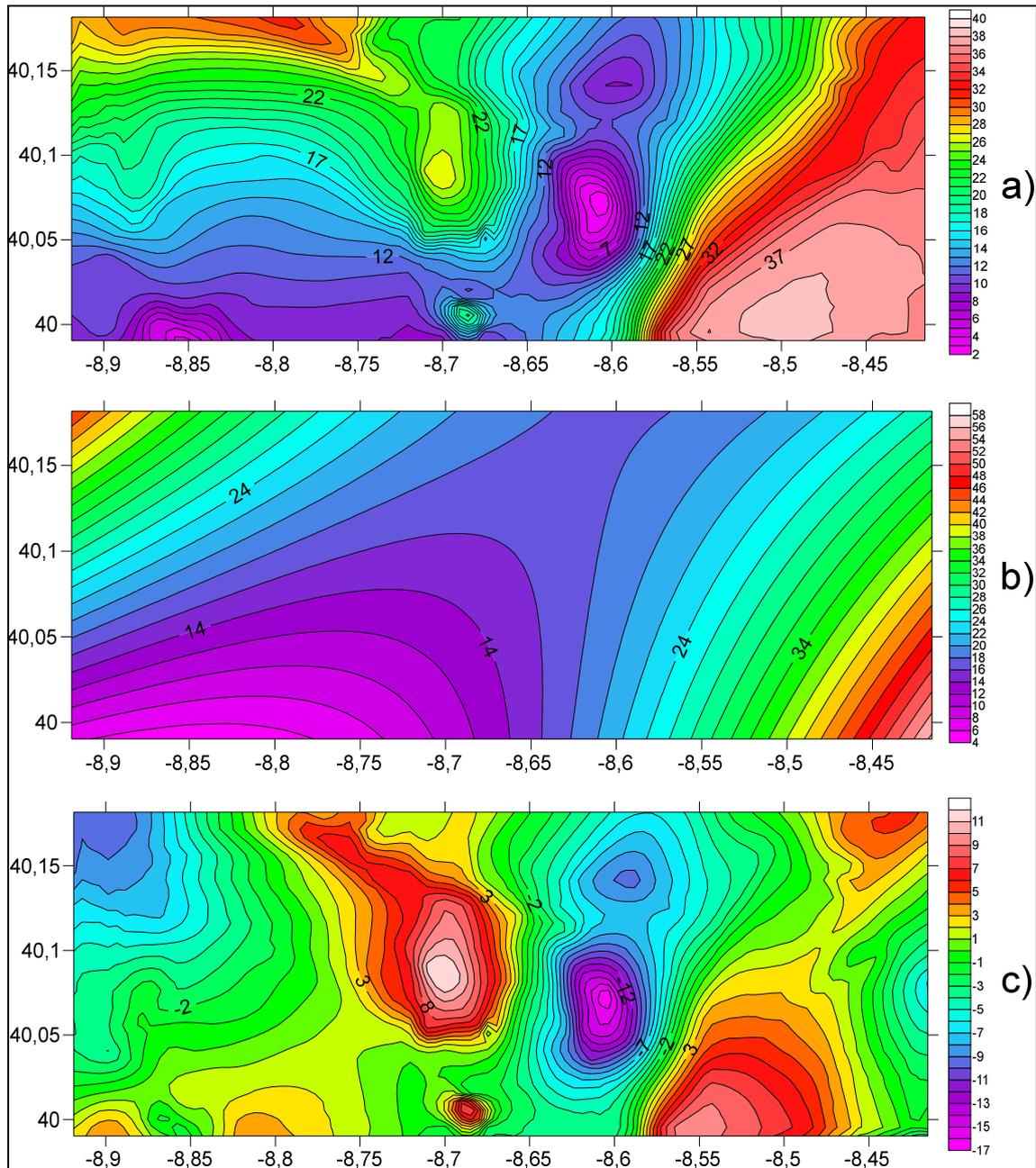


Figura 4.19 – Anomalias (mgal) e sua separação (anomalia regional por superfície de regressão quadrática) – coeficientes de regressão na tabela 4.1

a) Anomalia de Bouguer; b) Anomalia regional; c) Anomalia residual

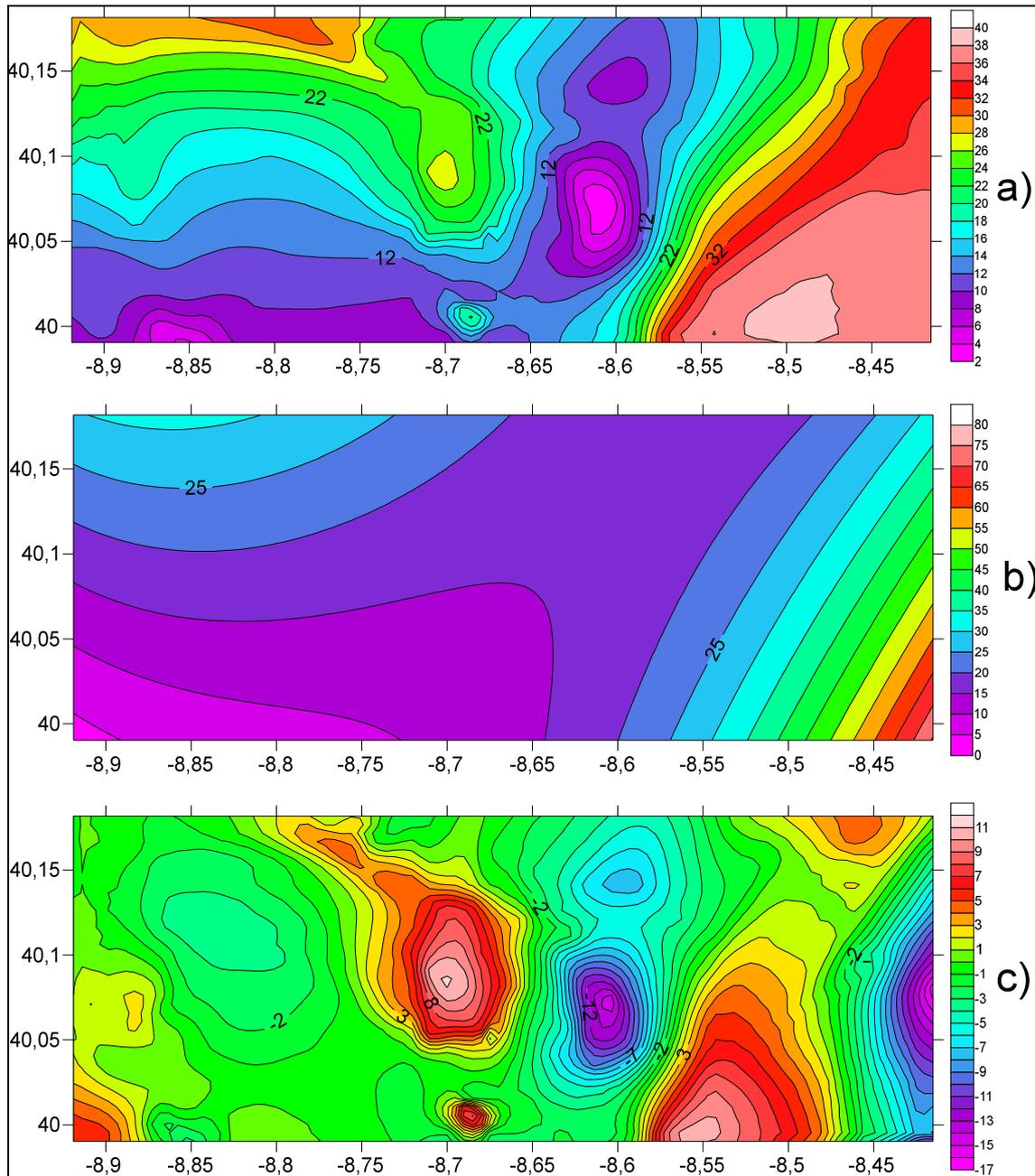


Figura 4.20 – Anomalias (mgal) e sua separação (anomalia regional por superfície de regressão cúbica) – coeficientes de regressão na tabela 4.1

a) Anomalia de Bouguer; b) Anomalia regional; c) Anomalia residual

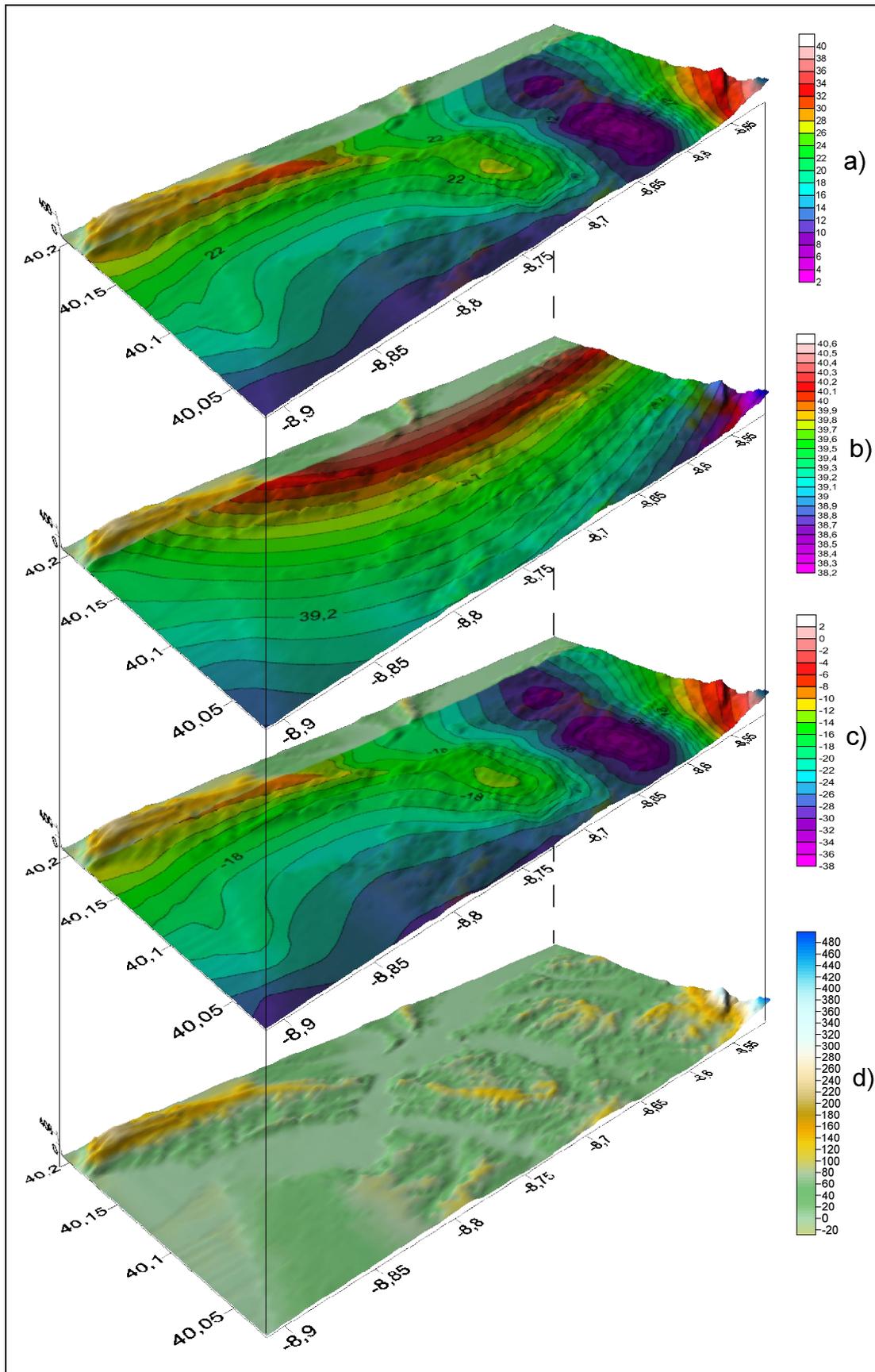


Figura 4.21 - Anomalia de Bouguer (a) (mgal), anomalia regional (b) (mgal), anomalia residual (c) (mgal) e topografia (d) (m), sem exagero vertical, da área de estudo.

4.2.2.2 - Seleção dos perfis

A modelação em perfis é feita para tentar determinar, ao longo de um perfil, um modelo geofísico com significado geológico, que possa ser responsável pela anomalia gravimétrica ao longo da mesma secção.

A escolha de uma secção a modelar deve considerar o conhecimento geológico de superfície e de subsuperfície, que se tem ao longo desse perfil, ou seja, uma ideia das geometrias e das estruturas dos corpos geológicos que causem as anomalias ao longo desse perfil. O conhecimento base deve ser obtido previamente, a partir da interpretação de perfis de reflexão sísmica, de dados de sondagens e da cartografia geológica existente. Na ausência de dados de reflexão sísmica, constroem-se cortes geológicos interpretativos, a partir da análise da cartografia geológica à escala adequada.

Os perfis modelados neste trabalho não beneficiaram da prévia interpretação de dados de reflexão sísmica, por não existir cobertura sísmica neste sector da bacia. O modelo geológico base foi obtido a partir de cortes geológicos interpretativos construídos segundo as direções dos perfis a modelar e da informação das sondagens petrolíferas Verride 1 e 2 (respetivamente Ve-1 e Ve-2). Foram considerados 3 perfis:

- **Perfil A-A'** – com uma direcção de, sensivelmente, WNW-ESE, a escolha deste perfil deve-se ao facto de atravessar em pleno três grandes anomalias (de sinais diferentes) da carta, causadas por três das morfoestruturas da área. Partindo da plataforma marítima continental, intersecta-se anticlinal de Verride (anomalia gravimétrica positiva) e o Diapiro de Soure (anomalia negativa) e termina-se na Serra do Sicó (anomalia positiva). Este perfil é ainda quase perpendicular às anomalias gravimétricas negativas do sector leste da área, de orientação NNE-SSW. Entre o anticlinal de Verride e o diapiro de Soure, o perfil atravessa ainda a Falha Arunca-Montemor, de direcção mais ou menos norteada. O traçado do perfil pode ser visto na figura 4.22.

- **Perfil B-B'** – este perfil corresponde a uma secção quebrada, isto é, possui duas direcções. A primeira parte do perfil possui uma direcção NW-SE e atravessa a anomalia gravimétrica causada pela Serra da Boa Viagem, o furo de Verride-2 e termina no local onde foi feita a sondagem Verride-1. A 2ª parte do perfil tem uma direcção norteada e liga Verride-1 à anomalia gravimétrica causada pelo anticlinal de Verride, prolongando-se até ao limite sul da área. O seu traçado pode ser seguido na figura 4.23.

- **Perfil C-C'** – este perfil possui uma direcção aproximada de NNE-SSW, atravessando longitudinalmente as anomalias gravimétricas negativas do sector leste da área, de orientação NNE-SSW, que sugerem um alinhamento do diapiro de Soure segundo

esta direção. A parte final do perfil interceta o sopé da Serra do Sicó. O seu traçado pode ser seguido na figura 4.24.

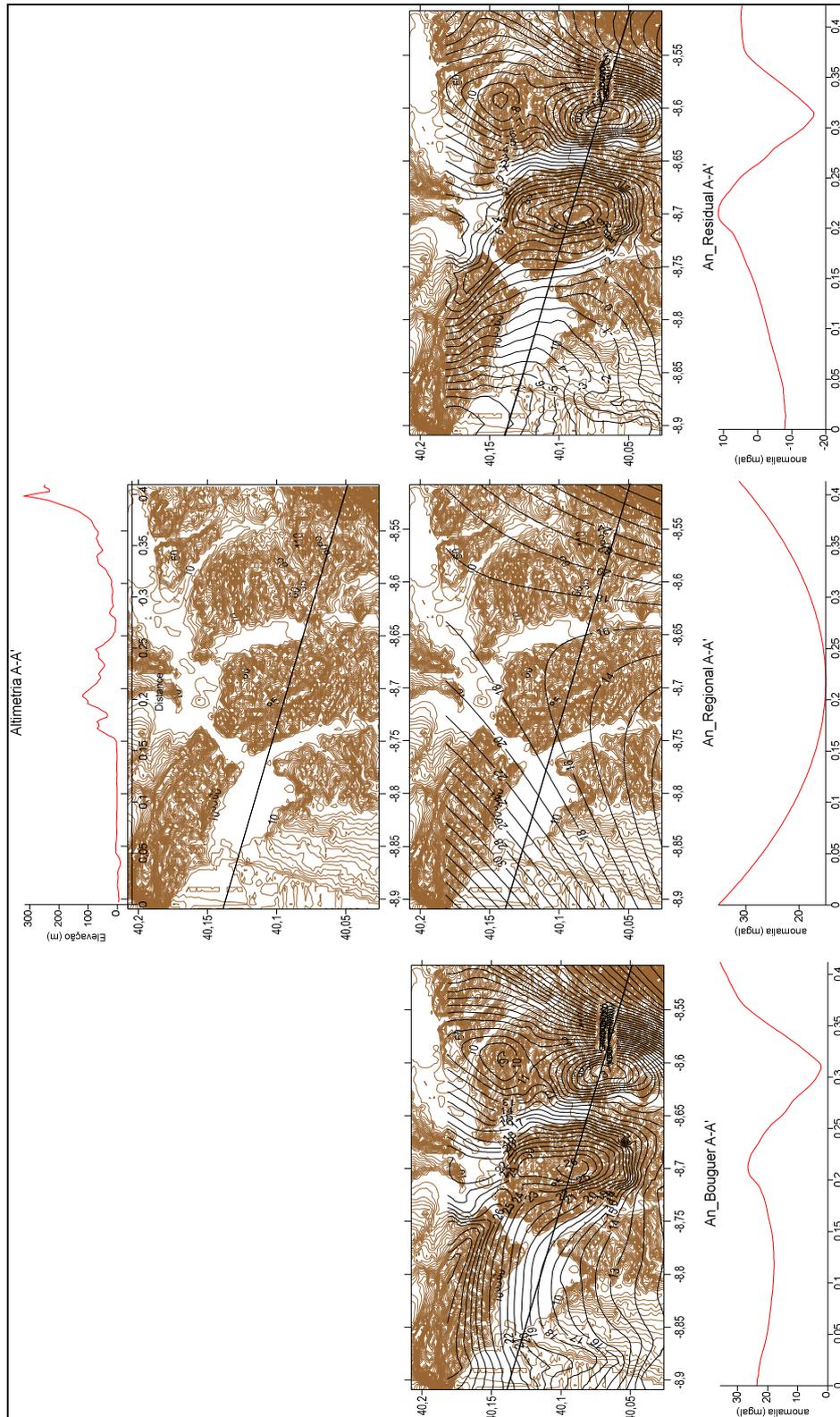


Figura 4.22 – Perfil A-A': interseção com altimetria e anomalias gravimétricas

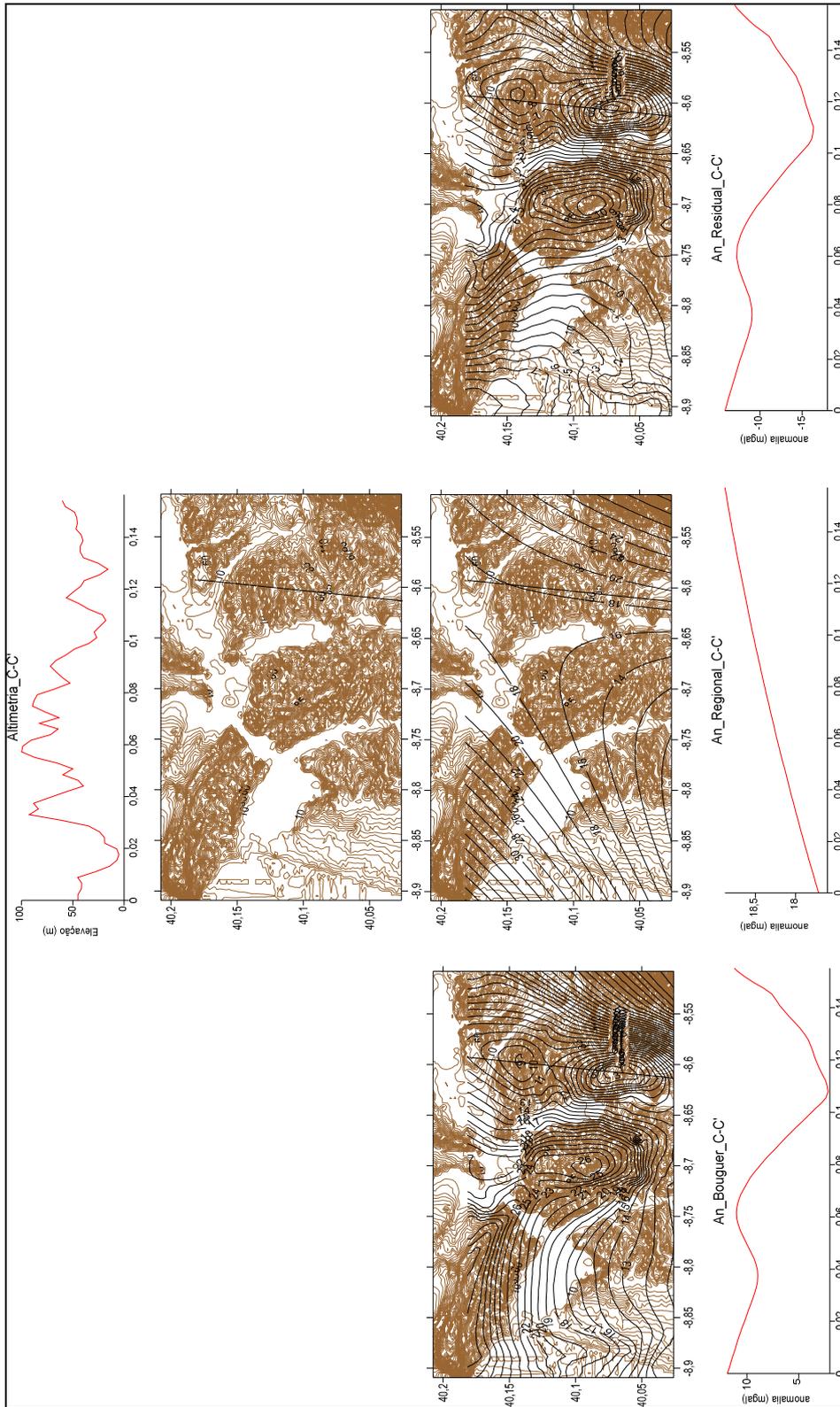


Figura 4.24 – Perfil C-C': interseção com altimetria e anomalias gravimétricas

A figura 4.25 apresenta a localização dos furos de sondagem, Ve-1 e Ve-2, e a tabela 4.4 as unidades litológicas por elas intersectadas. Na figura 4.26 está representada a projeção vertical dos furos de sondagem, ao longo do perfil B-B'. A informação relativa aos furos foi baseada na Notícia Explicativa da Carta Geológica de Portugal, folha 19-C Figueira da Foz (ROCHA *et al.*, 1981).

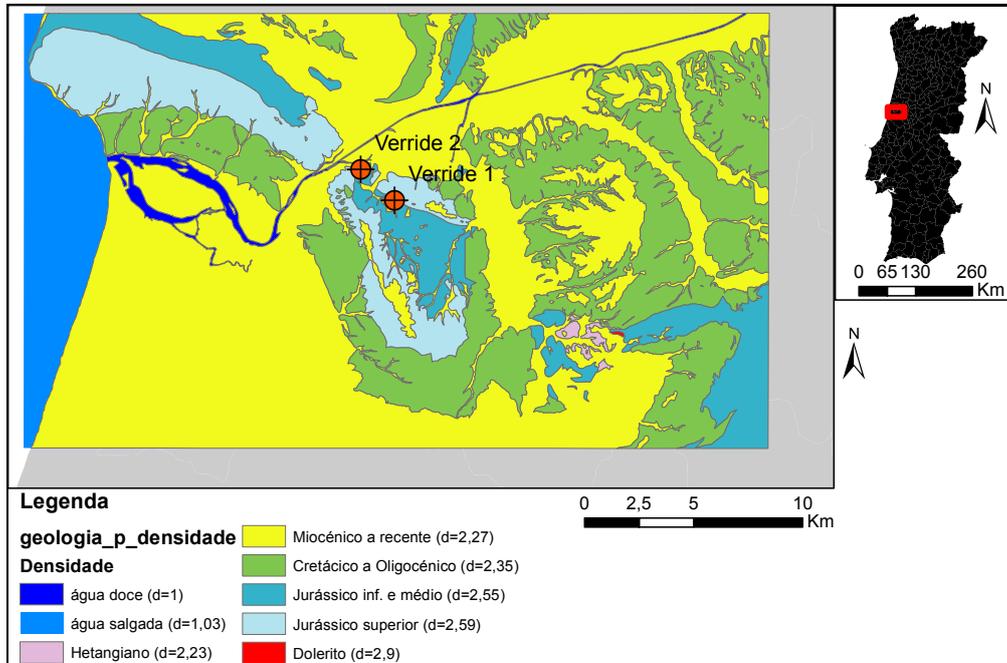


Figura 4.25 – Localização dos furos Verride-1 e Verride-2, sobre a carta geológica por pacote de densidades.

Tabela 4.4 – Dados dos furos de sondagem (baseado em ROCHA *et al.*, 1981)

Nomenclatura (MANUPPELA <i>et al.</i> , 1976)	Verride - 1		Verride - 2	
	Topo (m)	Base (m)	Topo (m)	Base (m)
Aaleniano J_{ab}^2	Superfície	200	---	---
Toarciano J_g^1	200	735	---	---
Carixiano a Domeriano $J_e^1; J_f^1$	735	1230	Superfície	318
Sinemuriano a Lotaringiano $J_c^1; J_d^1$	1230	1494 (fim de furo)	318	644
Retiano-Hetangiano J_{ab}^1	---	---	644	693 (fim de furo)

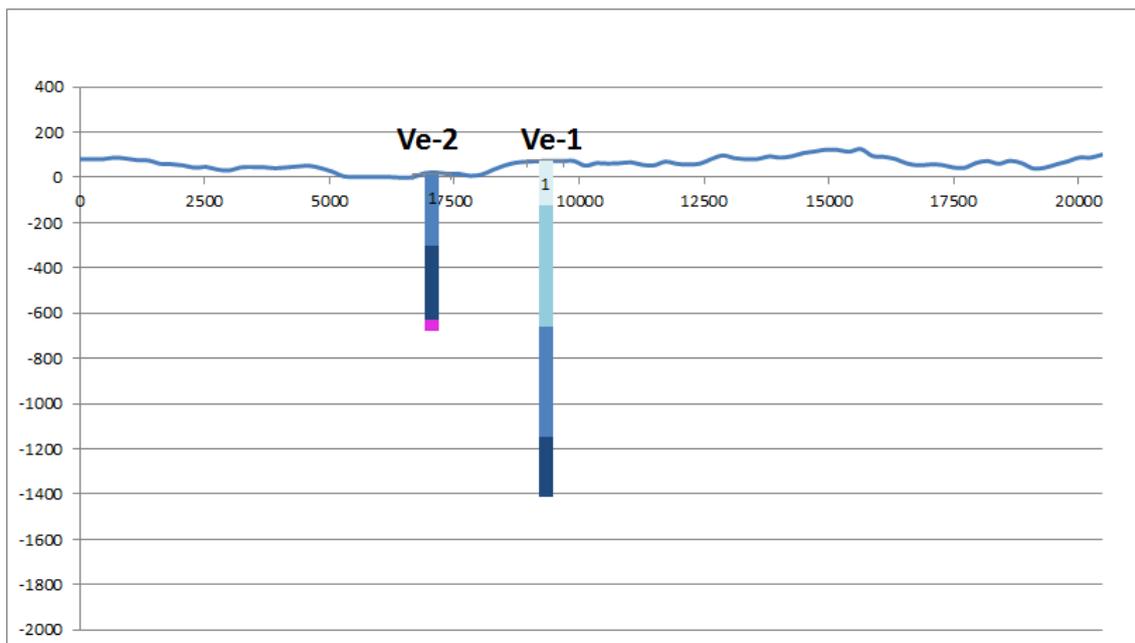


Figura 4.26 – Projeção vertical dos furos Verride-1 e Verride-2, ao longo do perfil B-B'

Ao averiguar a projeção dos furos de sondagem, constata-se que não será possível usar uma correlação espacial de unidades por pacotes de densidades, essencial para este trabalho. O furo de Verride-1 só intersesta unidades do Jurássico inferior ($d=2,55$) e não chega a contactar a unidade evaporítica do Hetangiano. O furo de Verride-2 atravessa o pacote do Jurássico inferior ($d=2,55$) e já atinge a Formação de Dargorda ($d=2,23$), mas do contacto com esta formação só se tem a referência do topo.

Esta disparidade lateral das profundidades das unidades, em tão pouca distância, permite antever uma geometria complexa das unidades em profundidade, neste sector entre os furos.

Seria de todo interessante ter informação de mais furos profundos na área, para uma calibração das profundidades das unidades mas, à data, eles não existem. Para suplantar este problema, poder-se-ia integrar com a gravimetria e com os furos de sondagem outro método geofísico, como reflexão sísmica, para ter uma noção das geometrias e das estruturas dos corpos a modelar. Não possuindo o tipo de informação acima referido, tentar-se-á a modelação com o conhecimento e previsão de estruturas a partir do conhecimento multidisciplinar que se possui da área (geologia estrutural, estratigrafia, sedimentologia, entre outras).

Os modelos gravimétricos em perfil serão apresentados no subcapítulo seguinte, onde será também abordada a problemática do problema inverso da gravimetria.

4.2.2.3 - Modelos gravimétricos em perfil e o problema inverso da gravimetria

A modelação gravimétrica em perfil é feita em 3/4D, isto é, os corpos em profundidade possuem como variáveis a profundidade, a densidade e a geometria ao longo do perfil, sendo ainda é possível considerar uma pseudopropriedade em outro eixo cartesiano, paralelo à superfície de referência e perpendicular ao perfil, modelando um pseudovolume do corpo. Essa profundidade perpendicular ao perfil manteve-se sempre em 3000 metros.

Na modelação gravimétrica efetuada foram utilizados os dados da anomalia de Bouguer, a topografia, a informação dos furos de sondagem (quando existentes) e as densidades médias dos pacotes das unidades litológicas intersectados por cada perfil. Para cada perfil modelado, o modelo geológico base foi obtido a partir de um corte geológico interpretativo sobre a Folha 19C da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000, construído segundo a direção do perfil a modelar. Deste procedimento, resultaram os modelos gravimétricos A-A' (figura 4.27), B-B' (figura 4.28) e C-C' (4.29).

Os modelos gravimétricos A-A', B-B' e C-C' têm boas aproximações, isto é, possuem erros residuais muito baixos (2,762; 2,344; 1,339, respetivamente). Contudo, ao analisar a geometria associada ao erro, em a cada perfil, notou-se que as zonas que contribuem mais para o valor do erro são as zonas topograficamente mais acidentadas. O valor do erro correlaciona-se visualmente com a forma do relevo topográfico, independentemente das transformações geométricas que se façam aos corpos em profundidade. Tal efeito pode ser o resultado de uma incompleta redução topográfica. Na época da produção das cartas gravimétricas (1958), a redução topográfica era de cálculo moroso e difícil, recorrendo-se ao ábaco e tabelas de Hammer. Como o objetivo destas cartas era a prospeção de hidrocarbonetos, e como nessa indústria o tipo de anomalias interessante são as anomalias negativas (evidencia de domos salinos), pode ter sido feita uma redução topográfica com espaço geográfico preferencial. Neste caso, zonas de anomalias positivas não terão tido o mesmo rigor na correção topográfica que as zonas com anomalias negativas. No entanto, é de salientar, mais uma vez, que a aproximação dos modelos teve sempre um erro inferior a 3%, o que é demonstrativo da boa qualidade do modelo geofísico proposto.

A problemática levantada pela topografia levou a que se repetisse a modelação gravimétrica dos 3 perfis (figuras 4.30, 4.31 e 4.32) mas, desta vez, sem a topografia. Obtiveram-se, neste caso, modelos geofísicos com erro ainda inferior (perfil A-A':

0,791; perfil B-B': 0,203; perfil C-C': 0,103), mantendo geologicamente válidas as geometrias e as estruturas dos corpos geológicos.

Como se pode observar, os 2 modelos geofísicos propostos, com e sem topografia, são válidos matematicamente, mas apenas um deles (se algum) será o mais próximo da realidade. A esta não unicidade de soluções designa-se por “problema inverso da gravimetria” e, por tal, a gravimetria não deve ser o método geofísico exclusivo para a elaboração de um modelo. Os modelos propostos deveriam ser constringidos, por exemplo, por um modelo obtido a partir da interpretação de perfis de reflexão sísmica. Apesar disso, nos modelos gravimétricos agora apresentados são preservadas as grandes morfoestruturas da zona de estudo, permitindo uma interpretação geológica conceptual.

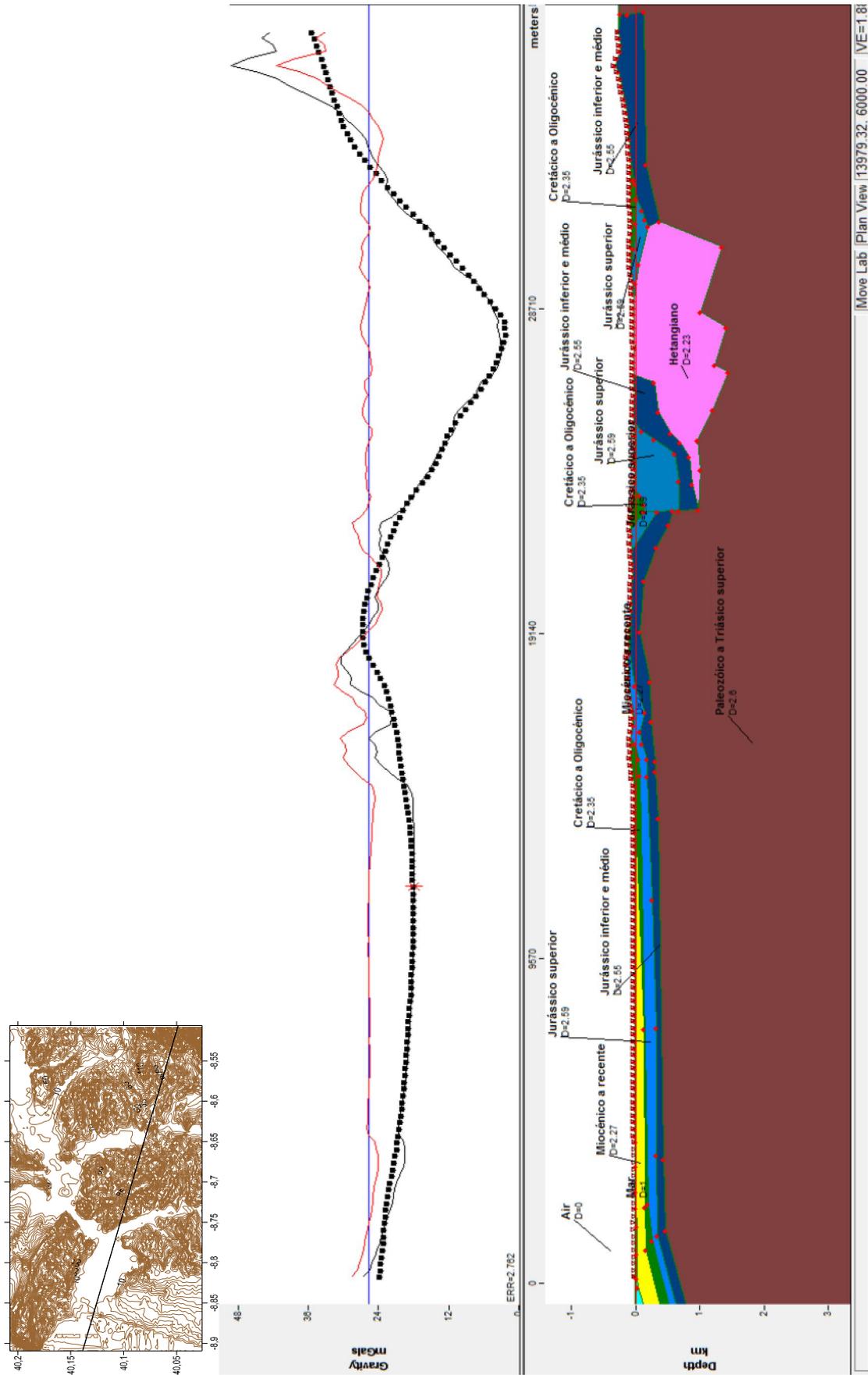


Figura 4.27 – Modelo ao longo do perfil A-A'

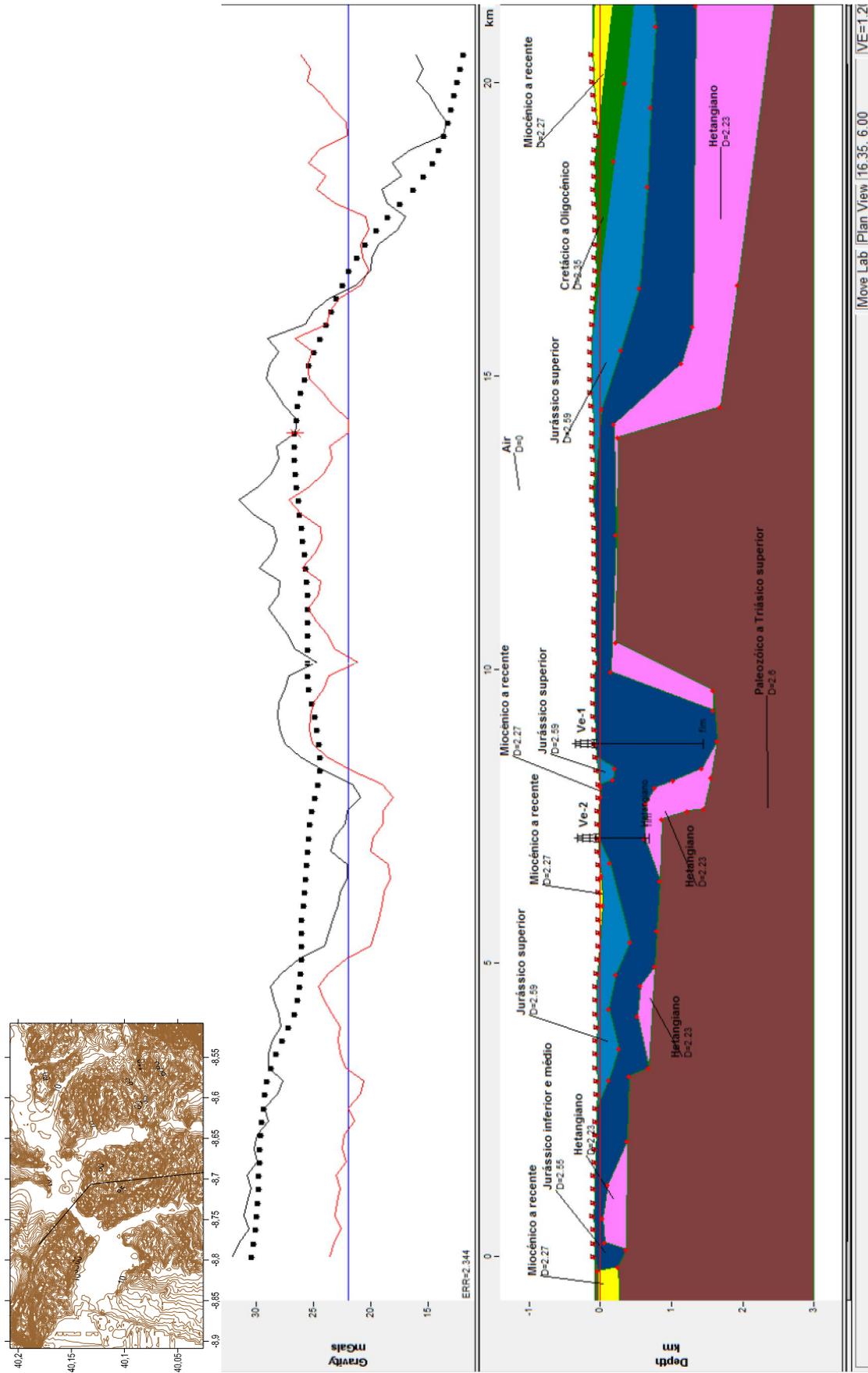


Figura 4.28 – Modelo ao longo do perfil B-B' (quebrado em Ve-1)

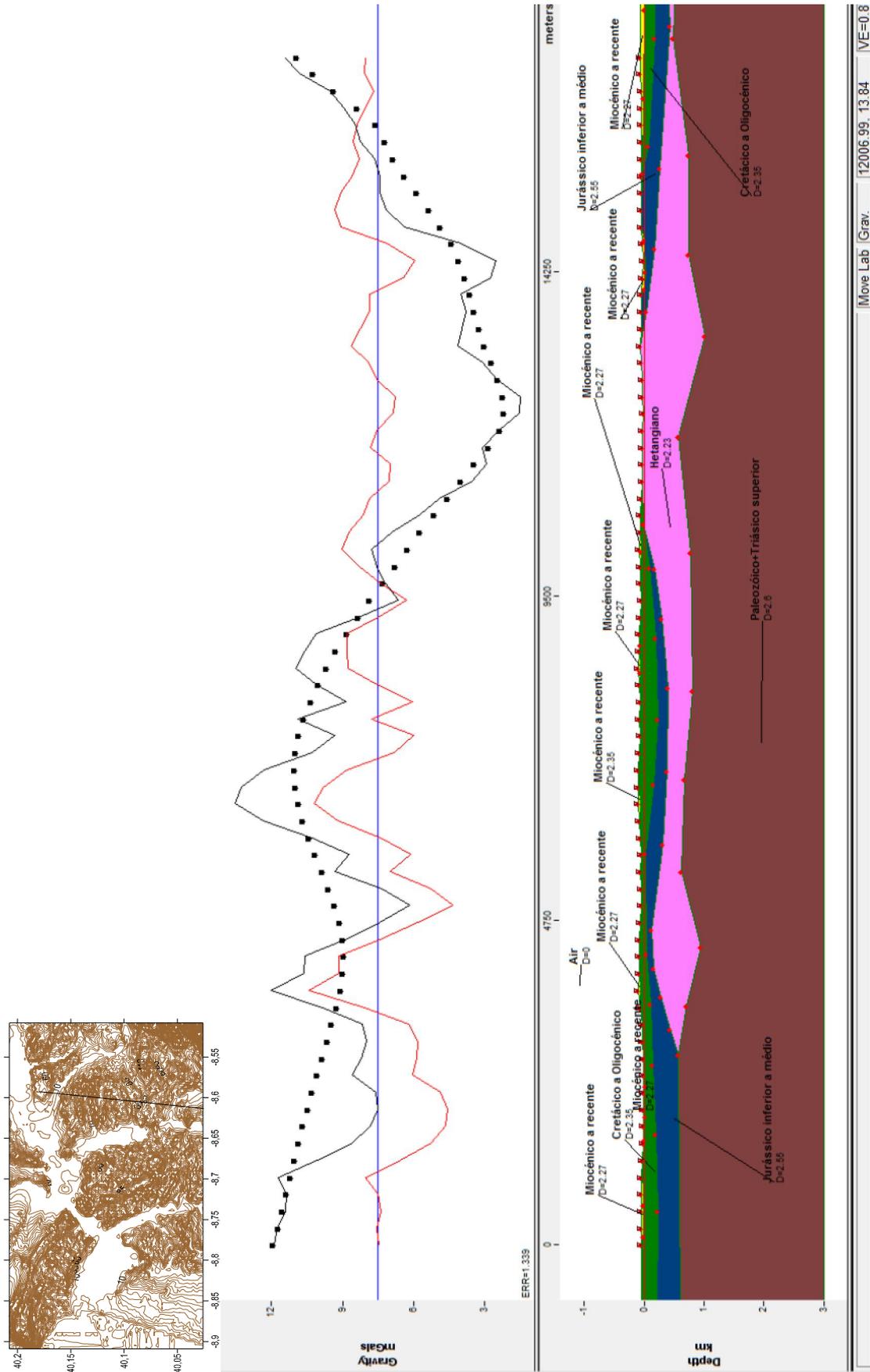


Figura 4.29 – Modelo ao longo do perfil C-C'



Figura 4.30 – Modelo sem topografia, ao longo do perfil A-A'

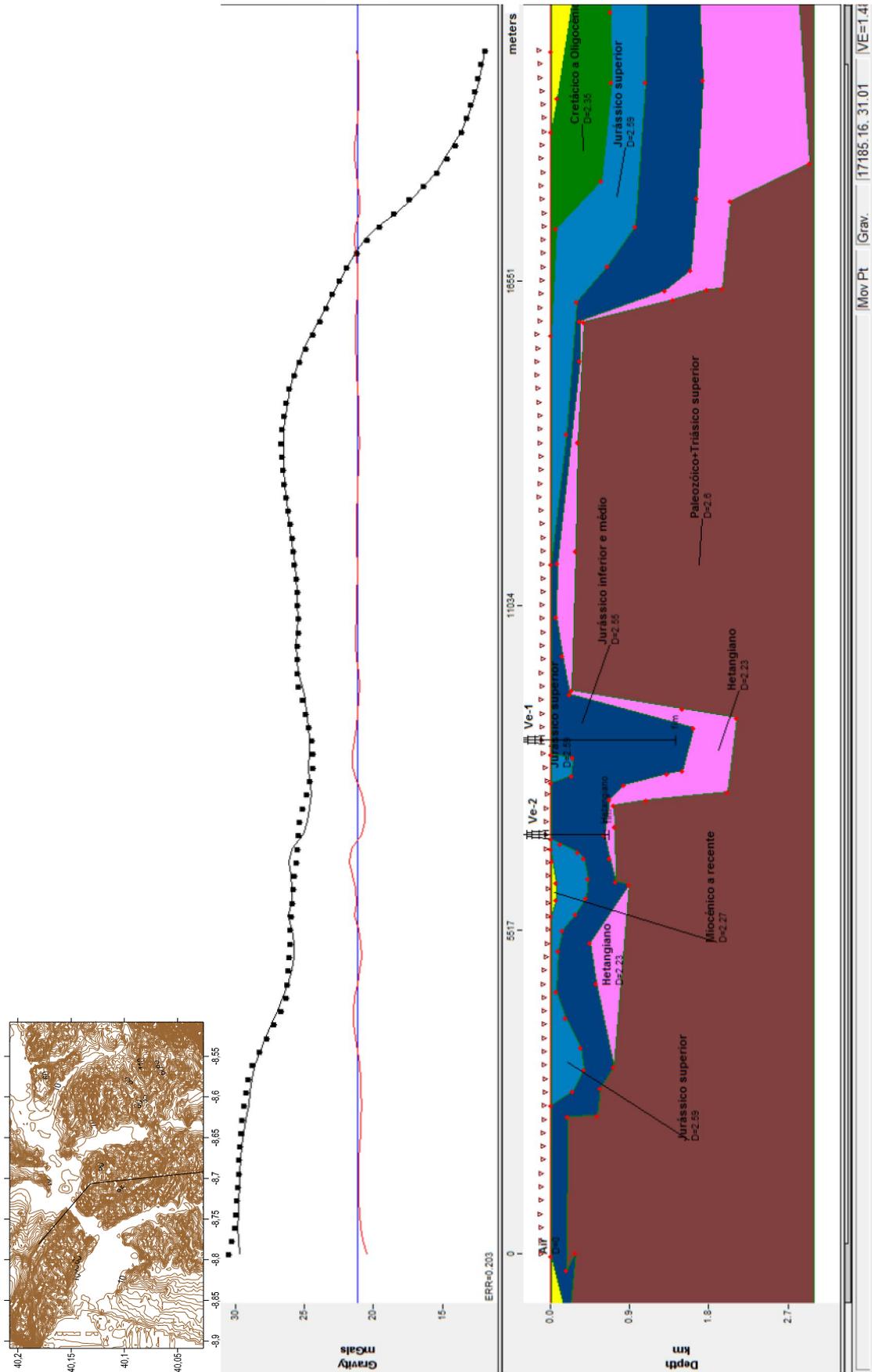


Figura 4.31 - Modelo sem topografia, ao longo do perfil B-B' (quebrado em Ve-1)

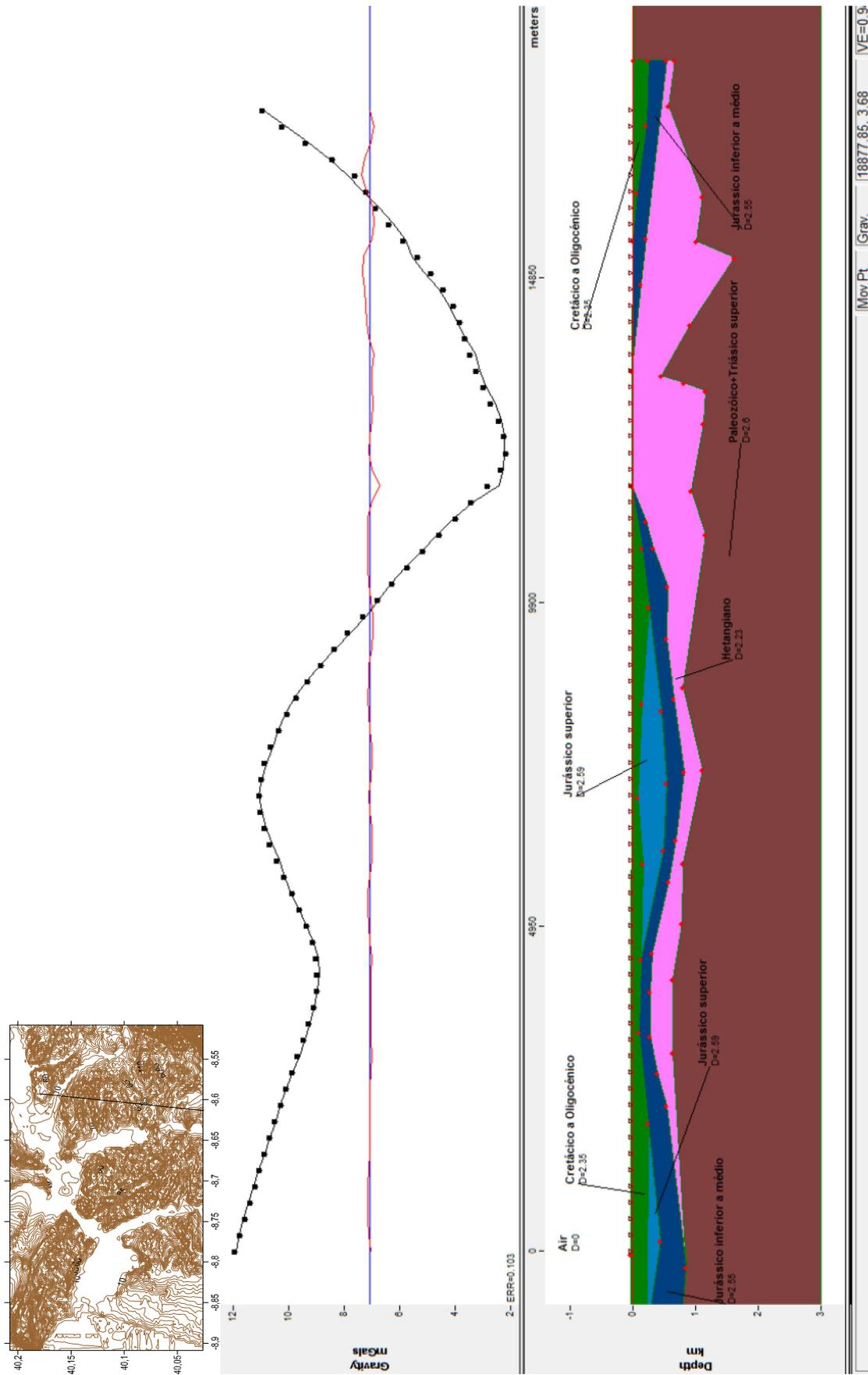


Figura 4.32 Modelo sem topografia, ao longo do perfil C-C'

5 - Resultados e discussão

A análise das diversas cartas gravimétricas e a modelação gravimétrica efetuada mostram que o diapiro de Soure não será um domo mas sim uma estrutura alongada, que não se prolonga para ENE, pelo anticlinal de Cabeça Gorda, como a cartografia geológica parece sugerir. Pelo contrário, o seu prolongamento faz-se para NNE, sob os depósitos sedimentares da margem esquerda do Mondego, segundo uma geometria em forma de sela, sendo fortemente controlado por alinhamentos estruturais de direção N5°E a N45°E (como o do Arunca-Montemor), de enraizamento profundo e ainda ativos (evidenciado pela ocorrência de sismicidade, com focos sísmicos que alcançam os 15km de profundidade). O sector NNE da estrutura de Soure pode ter sido a fonte alimentadora para o diapiro de Ereira, com o qual possui provável continuidade lateral. (figura 5.2). Por outro lado, a existirem evaporitos no núcleo do anticlinal de Cabeça Gorda, serão o resultado da injeção lateral de uma língua de sal, durante uma etapa mais tardia da evolução do diapiro de Soure. Esta interpretação pode explicar o comportamento da anomalia de Bouguer neste sector, em que a geometria da anomalia não acompanha o anticlinal, nem a maior expressão anómala está situada sobre esta estrutura geológica.

A figura 5.1 apresenta um corte geológico esquemático interpretativo, de direção E-W, da geometria profunda do diapiro de Soure, e a figura 5.2 apresenta um modelo conceptual da extensão lateral deste diapiro, em profundidade.

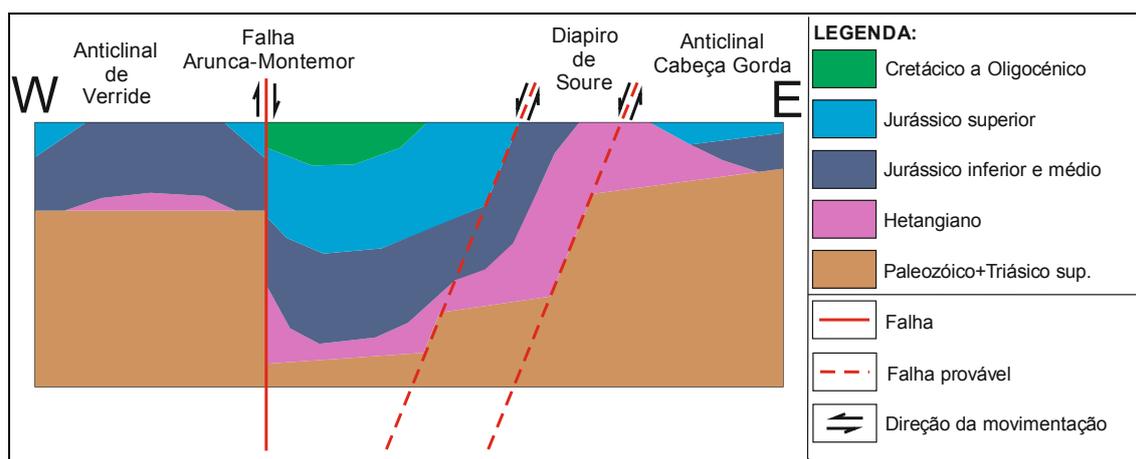


Figura 5.1 – Modelo conceptual do Diapiro de Soure, segundo uma secção W-E.

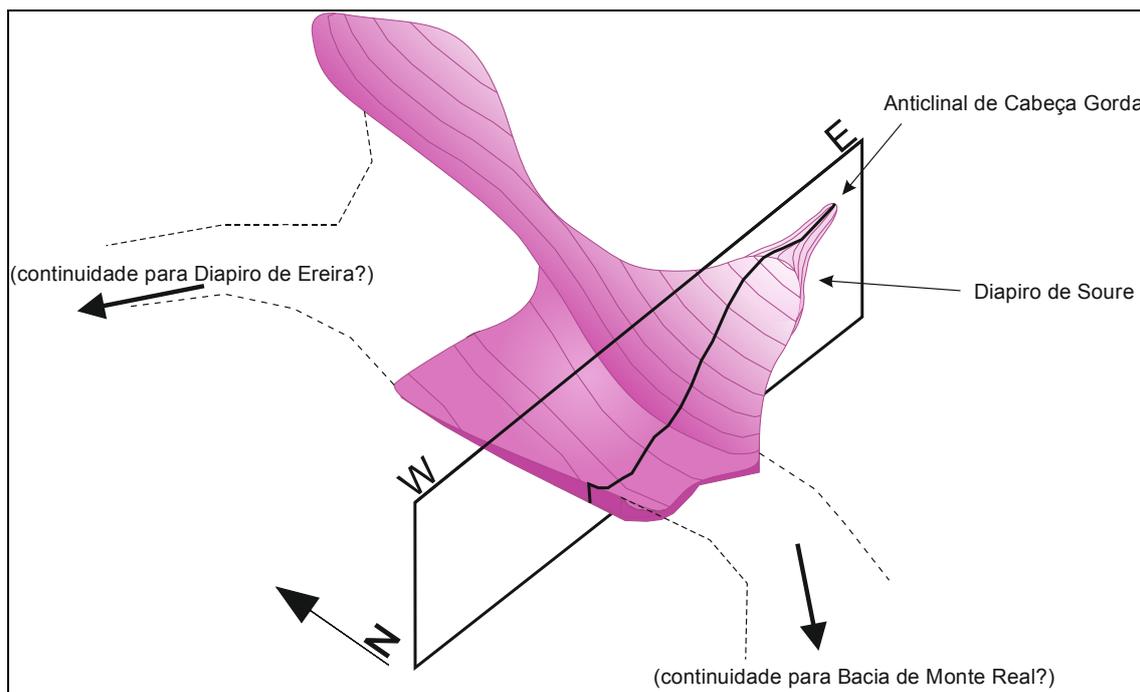


Figura 5.2 – Esquema conceptual da disposição espacial do Diapiro de Soure e possível relação com os diapiros envolventes (perfil W-E na figura 5.4)

A geometria do corpo evaporítico de Soure, obtida pela modelação gravimétrica, conjugada com a análise dos alinhamentos estruturais enquadrantes, permite propor um modelo para explicar a evolução tectonossedimentar desta morfoestrutura: distinguem-se quatro fases de evolução preponderantes, caracterizadas pelo rejogo de estruturas tectónicas cujas direcções são compatíveis com as direcções estruturais propostas por CABRAL (1993), JABALLOY *et al.* (2002) e SOARES *et al.* (2012):

1. Deposição de níveis margo-evaporíticos ao longo de uma direcção aproximada de N45°E, na passagem Triásico superior a Jurássico inferior, por criação de espaço livre nesta direcção, no interior de um corredor de cisalhamento com movimentação em desligamento esquerdo, com direcção E-W. A aplicação do modelo de Riedel a esta zona de cisalhamento esquerda faz a previsão das direcções de outras estruturas (figura 5.3).

2. A segunda fase, com a mesma orientação do campo de tensões estimado na fase anterior, é marcada pelo soterramento e, por uma provável fase de halocinese, com migração horizontal e vertical dos evaporitos ao longo de descontinuidades e dos espaços livre criados na fase anterior (falhas e núcleos de anticlinais). É espectável que o movimento vertical se faça ao longo das falhas normais criadas na fase anterior, com direcção aproximada de N45°E (figura 5.3). Por outro

lado, a migração lateral dos evaporitos terá propiciado o desenvolvimento de falhamento normal lístrico nas formações sobrejacentes, enraizado nos níveis evaporíticos, que passam a funcionar como níveis de descolamento, evidenciando tectónica pelicular.

3. Do Cretácico superior ao Paleogénico, a rotação do campo de tensões pelo início da convergência entre a Ibéria e a África, aproximadamente N-S, desencadeia inversão tectónica generalizada, acompanhada por intensa halocinese e tectónica salífera. Na área de estudo, o corredor de cisalhamento anterior torna-se inativo e desenvolve-se um novo corredor de cisalhamento esquerdo, de direcção aproximada N50°E. No seu interior, atuam estruturas com direcções e cinemática previstas no modelo de falhas e fraturas de Riedel (figura 5.4).

4. A partir do Miocénico superior, associada à colisão da placa Africana com a placa Euroasiática, a compressão máxima passa a atuar, genericamente, segundo NW-SE a NNW-SSE (Ribeiro *et al.*, 1990), promovendo os cisalhamentos esquerdos segundo as direcções NNE-SSW. Na área de estudo, são de considerar, associados a estes alinhamentos cisalhantes sinistros mais norteados, estruturas com direcções e cinemática previstas pelo modelo de Riedel da figura 5.5. Vale a pena reforçar aqui a direcção N70°E, segundo a qual se desenvolvem, de acordo com o modelo de Riedel adaptado a esta fase para a região em estudo, os eixos de dobras e as falhas inversas (cavalgamentos): o anticlinal de Cabeça Gorda tem aproximadamente esta direcção, e pode ser nesta etapa, durante a formação do anticlinal, que tenha ocorrido a injeção sin-tectónica da unidade evaporítica no núcleo da estrutura em formação. A falha inversa do bordo NW da Serra da Boa Viagem possui aproximadamente esta direcção. A estrutura atual da Serra da Boa Viagem pode ser interpretada como uma dobra falha, cavalgante para NW. Este cavalgamento pode ser o reflexo do esgotamento dos níveis evaporíticos na zona de máxima compressão, deixando assim de funcionar como lubrificante ao movimento. Se tal se verificar, é provável que no núcleo deste anticlinal existam ainda evaporitos.

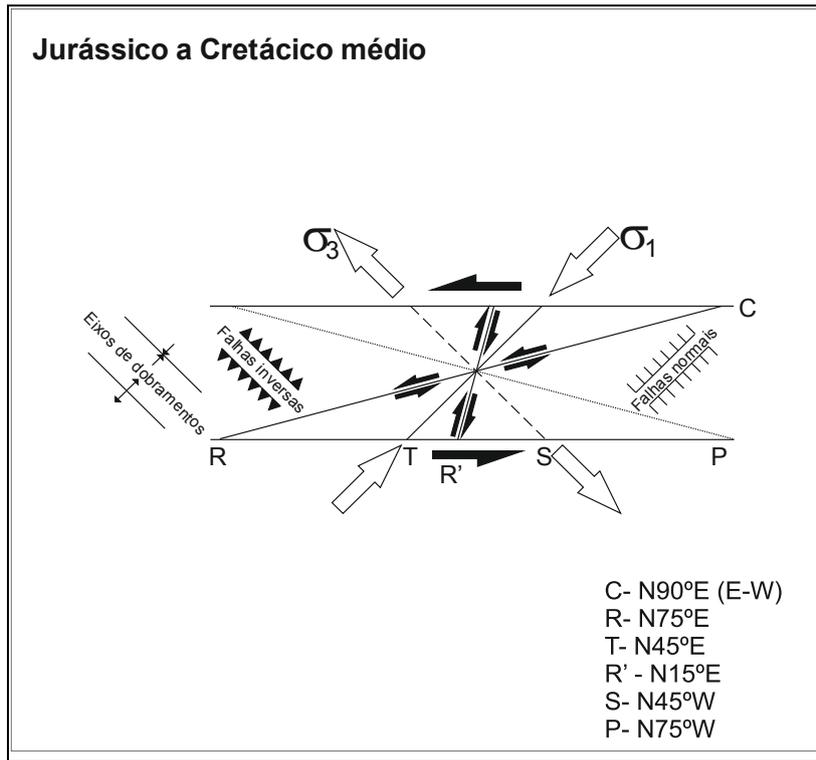


Figura 5.3 – Modelo de Riedel proposto para Jurássico a Cretácico médio

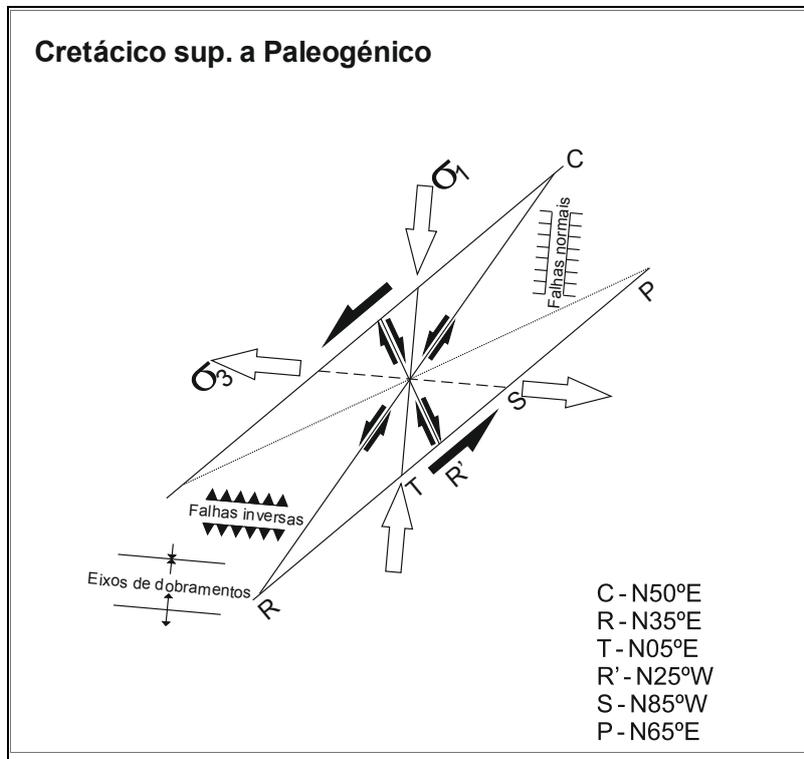


Figura 5.4 – Modelo de Riedel proposto para Cretácico superior a Paleogénico

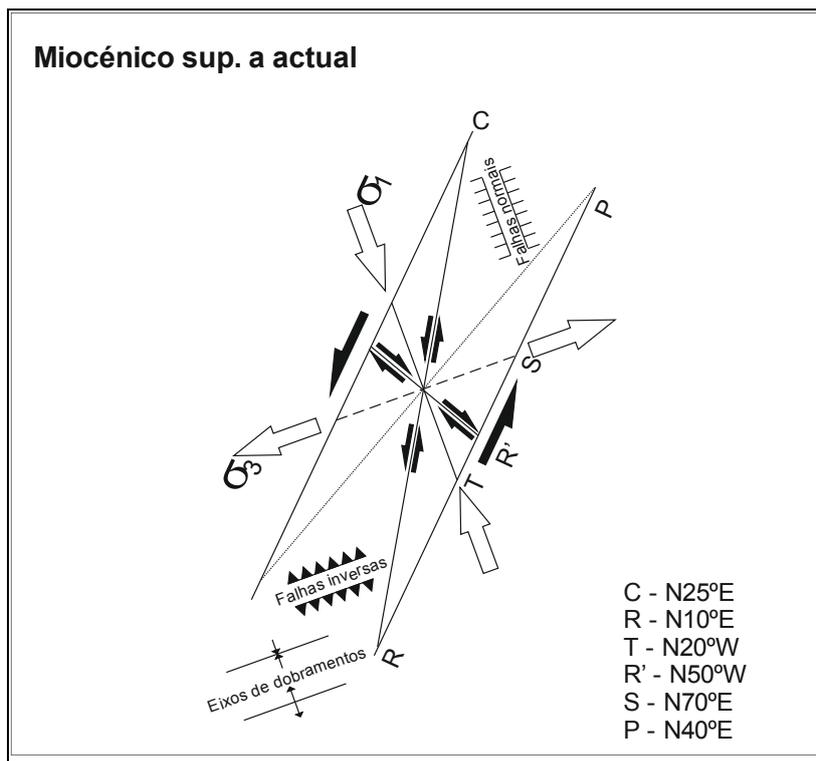


Figura 5.5 – Modelo de Riedel proposto para Miocénico superior à actualidade

6 - Conclusões e considerações finais

Esta dissertação de Mestrado em Geociências demonstra bons resultados na aplicação do método gravimétrico para a contribuição do conhecimento geológico de uma região, pondo em evidência a intensa relação entre a variação da litologia, as características estruturais e a existência de anomalias gravimétricas como causa-efeito, apesar das problemáticas envolvidas com a aplicação deste método de prospecção.

Com este trabalho é notório que o diapiro de Soure não possui continuidade geométrica com a sua disposição aflorante, apresentando uma continuidade lateral e em profundidade. A sua disposição parece fortemente controlada por estruturas maiores, de orientação NNE e de enraizamento profundo, como a Falha Arunca-Montemor, formando uma estrutura alongada para NNE e com uma geometria em sela. A relação desta estrutura diapírica com o anticlinal de Cabeça Gorda pode dever-se a uma injeção de uma língua de sal no núcleo do anticlinal devido à criação de espaço livre e diminuição de pressão pontual, ao longo do plano e da charneira da dobra. É também provável uma relação espacial com o vizinho diapiro da Ereira.

Sendo notáveis sismos na área, com hipocentros a já alguma profundidade considerável, e que é coerente com a profundidade da geração de magmas doleríticos, explica a presença desta rocha ígnea na região (embora de pouca expressão cartográfica e, dimensão não contributiva à anomalia gravimétrica da área, à escala a que este trabalho foi feito). Com trabalhos futuros, dever-se-á tentar perceber a relação dos sismos superficiais com o diapiro, notando que a unidade salífera nesta região não ultrapassa os 4km de profundidade e, portanto, devem ser objeto de estudo os hipocentros até, sensivelmente, essa profundidade.

A gravimetria é um método potencial que, por si, só não é suficiente para obter uma imagem real (mas apenas aproximação geométrica) das estruturas em subsuperfície. Como tal, deve ser um método integrado com outros métodos geofísicos de prospecção, tais como a reflexão sísmica de alta resolução a 3D e o método magnético e, na melhor das hipóteses, furos de sondagem mecânica e diagrfias, dependendo da profundidade de investigação e objetivos de estudo desejados,

Esta dissertação podia ter ainda outras abordagens, com vista ao seu complemento, tais como a modelação da anomalia residual em perfil. Este tipo de modelação poderia averiguar a existência de descontinuidades e contatos (na bacia sedimentar), com melhor resolução, através da produção e interpretação de cartas de derivadas direcionais e derivadas verticais. Podia também fazer-se o mesmo tipo de trabalhos com a anomalia regional (para modelar o soco) e, comparando as descontinuidades,

poder-se-ia tentar cartografar as falhas lístricas e/ou de crescimento existentes na área.

Seria também interessante ter acesso à solução dos mecanismos focais para os sismos ocorridos na região e conhecer a correta projeção dos seus epicentros em carta, para tentar determinar, com maior precisão, a cinemática e a profundidade de enraizamento das falhas sismogénicas e posição dos seus troços ativos. Este tipo de trabalho seria importante para a correta modelação espacial do diapiro de Soure e das próprias falhas enquadrantes, tanto com finalidade académica, tanto no correto ordenamento territorial.

Em virtude de uma melhor resolução da modelação espacial, sugere-se que em trabalhos futuros, se faça uma nova campanha de prospeção gravimétrica, com malha mais cerrada, nas zonas envolventes ao concelho de Soure, com o recurso a técnicas de rápido cálculo computadorizado e, se possível, todos os dados da mesma época temporal. Seria interessante a reamostragem gravimétrica na região do Baixo Mondego, na anomalia negativa a norte do Diapiro de Soure, que é evidenciada neste trabalho, para verificar a ligação (ou não) entre o diapiro de Ereira e o Diapiro de Soure. Seria, da mesma forma, interessante averiguar a conectividade do Diapiro de Soure com a Bacia de Monte Real, necessitando de uma (ou mais) campanha localizada neste espaço.

O Diapiro de Soure possui uma geometria complexa e está enquadrado por estruturas também complexas, pelo que seria interessante individualizar cada uma delas como objeto para estudos de pormenor, em trabalhos futuros, que contemplassem a geofísica, a tectónica, a geomorfologia, a estratigrafia e a sedimentologia.

Referências bibliográficas

- AL-RAWI F. R., AL-BADRI A. S., REZKALLA J. S. (1989) – Application of microgravimetric survey in Samawa salt deposit, Iraq. *Geophysics*, 54, 4, pp 440-444.
- ADLOFF, M. C., DOUBINGER, J. & PALAIN, C. (1974) - Contribution à la palynologie du Trias et du Lias inférieur du Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, LVIII, pp. 91-144, Lisboa
- ARZI A. A. (1975) – Microgravimetry for engineering applications. *Geophysical prospecting*, 23, pp 408-425.
- AVERY, T.E. & BERLIN, G.L. (1992) - *Fundamentals of Remote Sensing and Airphoto Interpretation*. Macmillan Publ. Comp., 472 p.
- AZERÊDO, A. C., DUARTE, L. V., HENRIQUES, M. H. & MANUPPELLA, G. (2003) - *Da dinâmica continental no Triásico aos mares do Jurássico Inferior e Médio*. Cad. Geol. Portugal, Inst. Geol. Mineiro, 43 p., Lisboa.
- BARBOSA, B. (1981) – *Carta Geológica de Portugal, escala 1:50000, folha n.º 16-C – Vagos*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- BARBOSA, B. P.; SOARES, A. F. ; ROCHA, R. B.; MANUPPELLA, G.; HENRIQUES, M. H. (1988) – *Carta Geológica de Portugal e Notícia Explicativa da folha 19-A – Cantanhede, à escala 1:50000*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- BERES M., LUETSCHER M., OLIVIER R. (2001) – Integration of ground penetrating radar and microgravimetric methods to map shallow caves. *Journal of Applied Geophysics*, 46, pp 249–262.
- BERRINO G., CAPUOZZO F., MIRAGLINO P., LUONGO G. (1982) – Individuazione di cavità sotterranee con metodi gravimetrici. *Rivista italiana di geotecnica*, XVI, 4.
- BISHOP I., STYLES P., EMSLEY S. J., FERGUSON N. S. (1997) – The detection of cavities using the microgravity technique: case histories from mining and karstic environments. *Modern Geophysics in Engineering Geology*, Geological Society, Engineering Geology Special Publication, 12, pp 153 – 166.
- BLIZKOVSKY M. (1979) – Processing and applications in microgravity surveys. *Geophysical prospecting*, 27, pp 848-861.
- BOEHM, J. (1903) - Description de la faune des couches de Pereiros. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 1, pp. 1-48, Lisboa.
- BUTLER D. K. (1984) – Microgravity and gravity gradient technique for detection of subsurface cavities. *Geophysics*, 49, pp 1084-1096.
- CABRAL, J. (1993) – *Neotectónica de Portugal Continental*. Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa, 435p., Lisboa.

- CABRAL, J. & RIBEIRO, A. (1988) – *Carta Neotectónica de Portugal Continental à escala 1:1000000*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- CALHÔA, A. M. A. (2009) – *A utilização de elecrofácies na ampliação do conhecimento da Estratigrafia do Jurássico Inferior e Médio da Bacia Lusitânica*. Tese de Mestrado em Geociências, Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, 100 p, Coimbra.
- CARREIRA DE DEUS, P., OLIVEIRA, J. & CARVALHO, F. J. (1976) - *Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, folha n.º 31-B - Chouto*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- CARVALHO, G. S. (1949) - Um perfil geológico da região de Coimbra. *Mem. Notícias*, 18, pp. 9-18, Coimbra.
- CARVALHO, G. S. (1950) - Considerações sobre a estratigrafia das formações mais antigas da orla meso-cenozóica ocidental de Portugal. *Rev. Fac. Ciências Univ. Coimbra*, 19, pp. 39-48.
- CGMW (2013) – *RGB Color Code according to the Commission for the Geological Map of the World, Paris, France*, disponível em: <http://engineering.purdue.edu/Stratigraphy/charts/rgb.html>, acedido em Janeiro de 2013.
- CHANG, R. & KENNETH, G. A. (2013) – *Química 11ª ed.*. McGraw Hill, 1196p.
- 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. Geol. Portugal*, 22, 72 p., Lisboa
- CHOFFAT, P. (1882) - Note sur les vallées tiphoniques et les éruptions d'ophite et de teschenites en Portugal. *Bull. Soc. Géol. France*, 3ª série., X, pp. 267-295, Paris.
- CHOFFAT, P. (1900) - Recueil de monographies stratigraphiques sur le Système Crétacique du Portugal - Deuxième étude - Le Crétacé supérieur au Nord du Tage. *Dir. Serv. Geol. Portugal*, 287 p., Lisboa
- CHOFFAT, P. (1903) - L'Infralias et le Sinémurien au Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal* V, pp. 49-114, Lisboa.
- CHOFFAT, P. (1950) - *Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, folha n.º 34-B - Loures*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- CMSOURE (2013) – *Câmara Municipal de Soure*, disponível em: www.cm-soure.pt/concelho.html, acedido em Junho de 2013.
- DIAS, R.; ARAÚJO, A.; TERRINHA, P. & KULLBERG, J. C. (Editores) (2013). *Geologia de Portugal, Volume II, Geologia Mesocenozóica de Portugal*. Escolar Editora, 798 pp., Lisboa.

- DUARTE, L. V. & SOARES, A. F. (2002) – Litostratigrafia das séries margo-calcárias do Jurássico inferior da Bacia Lusitânica (Portugal), *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 89, pp. 115-134, Lisboa.
- DOUBINGER, J., ADLOFF, M. C. & PALAIN, C. (1970) - Nouvelles précisions stratigraphiques sur la série de base du Mésozoïque portugais. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 270, pp. 1170-1172, Paris.
- DRURY, S.A. (1993) - *Image Interpretation in Geology*. Allen & Unwin, 243 p
- FERREIRA, M.P. & MACEDO, C.R. (1983) - Igneous rocks in the diapiric areas of the western portuguese border: the K-Ar ages and settings of the upper Jurassic suite. *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Min. Geol, Univ. Coimbra, pp. 159-181, Coimbra.
- FIGUEIREDO, F. P. O. (2001) – *Gravimetria aplicada à organização geométrica da cobertura Meso-Cenozóica (Baixo Vouga)*. Tese de Doutoramento em Engenharia Geológica na especialidade de Geofísica Aplicada. Universidade de Coimbra, 223p., Coimbra.
- FISCHER, J. C. & PALAIN, C. (1971) - Nouvelles observations sédimentologiques et paléobiologique sur l'Hettangien du Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, LV, pp. 105-132, Lisboa.
- FRANÇA, J. C., ZBYSZEWSKI, G. & FERREIRA, O. V. (1962) - *Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, folha n.º 30-D - Alenquer*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- FRANÇA, J. C., ZBYSZEWSKI, G. & TEIXEIRA, C. (1964) - *Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, folha n.º 22-D - Marinha Grande*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- GABRIELSEN, R. H., KYRKJEBØ R., FALEIDE J. I., FJELDSKAAR W. & KJENERUD T. (2001). The Cretaceous post-rift basin configuration of the northern North Sea. *Petroleum Geoscience*, 7(2), pp. 137-154
- GLCF (2004) – *Global Land Cover Facility: Earth Science Data Interface*, University of Maryland, disponível em: <http://glcf.umd.edu/>, acedido em Setembro de 2012.
- GPEP (1985) – Simplified Structural Map - The Petroleum Potential of Portugal. Esquema n.º 372. Julho de 1985. *Gabinete para a Pesquisa e Exploração de Petróleo*, Ministério da Indústria e Energia, Lisboa.
- IGEOE (2012) – *Carta militar de Portugal, à escala 1:25000, folhas n.º 238a, 239, 240, 248, 249 e 250, série m888*, Instituto Geográfico do Exército, Lisboa.
- IGN(2013) – *Instituto Geográfico Nacional*, Ministério de Fomento, Gobierno de España, España, disponível em: www.ign.es, acedido em Janeiro de 2013.

- JABALOY, A., GALINDO-ZALDÍVAR, J. & GONZÁLEZ-LODEIRO (2002) – Palaeostress evolution of the Iberian Peninsula (Late Carboniferous to present-day). *Tectonophysics*, Elsevier. Publ., Amsterdam, 357, pp. 159-186.
- JAMES, M. R., & VARLEY, N. (2012), Identification of structural controls in an active lava dome with high resolution DEMs: Volcán de Colima, Mexico. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L22303, doi:10.1029/2012GL054245.
- JARVIS, A., RUBIANO, J., NELSON, A., FARROW, A. & MULLIGAN, M. (2004) – Practical use of SRTM data in the tropics – Comparisons with digital elevation models generated from cartographic data. *CIAT working document*, No 198. [available online: <http://srtm.csi.cgiar.org/PDF/Jarvis4.pdf>]
- JOÃO, R. A. (2009) – *Execução de uma campanha de reflexão sísmica 3D em meio urbano*. Dissertação de Mestrado, Universidade de Aveiro, 110p, Aveiro.
- HAQ, B.U., & AL-QAHTANI A.M. (2005). Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform. *GeoArabia*, 10, pp. 127–160.
- HAQ, B.U., HARDENBOL J., & VAIL, P.R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, 235, pp. 1156–1167.
- HENRY, G. (1997). *Geophysics for sedimentary basins*. Tradução de PAINTER, D.. Nome original: *Géophysique des bassins sédimentaires*. Editions Technip, 445p., Paris.
- KEAREY, P., BROOKS, M. & HILL, I. (2002) – *An Introduction to Geophysical Exploration (3rd edition)*, Blackwell Science, 262 p., Oxford.
- KING'S COLLEGE LONDON (2013) – disponível em: <http://www.kcl.ac.uk/sspp/index.aspx>, acedido em Janeiro de 2012.
- KULLBERG, M., MANUPPELA, G., REY, J. & BERTHOU, P. Y. (1991) - *Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, folha n.º 34-A - Sintra*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- KULLBERG, J. (2000) – *Evolução tectónica mesozoica da Bacia Lusitânica*. Tese de doutoramento, Universidade Nova de Lisboa, 361p, Lisboa.
- 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.). Univ. Évora, pp. 317-368, Évora.
- LOPES, F.C. (1993) – *Ensaio de interpretação sísmica e modelação gravimétrica*. Dissertação de Mestrado, Universidade de Lisboa, 120p., Lisboa.

- 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* (Abril 2012), 96(4), pp. 615-634.
- LOWRIE, W. (1997) – *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press, 354p., Cambridge.
- MACHADINHO, A. (2008) – *Aplicação de métodos gravimétricos na caracterização tectono-estrutural do bordo norte da Serra da Boa Viagem*. Dissertação de Mestrado. Universidade de Coimbra, 73 p., Coimbra.
- MARTÍN-ALGARRA, A. & VERA, J. A. (2004) – La cordillera bética y las baleares en el contexto del mediterráneo occidental in VERA, J. A. (ed.) *Geología de España, Sociedad Geológica de España – Instituto Geológico y Minero de España*, pp. 352 – 354, Madrid.
- MANUPPELA, G. (1974) - *Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, folha n.º 23-A - Pombal*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- MANUPPELLA, G., ROCHA, R., SOARES, A. F. (1976) – *Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, folha n.º 19C – Figueira da Foz*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- MANUPPELLA, G., ANTUNES, M. T., PAIS, J., RAMALHO, M. M. & REY, J. (1996) - *Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, folha n.º 30-A - Lourinhã*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- MANUPPELA, G., BARBOSA, B., MACHADO, S., CARVALHO, J. & BARTOLOMEU, A. (1998) - *Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, folha n.º 27-A - Vila Nova de Ourém*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- MANUPPELA, G., BARBOSA, B., MACHADO, S., CARVALHO, J., BARTOLOMEU, A. & RIBEIRO, A. J. (1999) - *Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, folha n.º 27-C - Torres Novas*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- MATOS, R. (1954) - *Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, folha n.º 30-C - Torres Vedras*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- MILSON, J. (2003) – *Field Geophysics 3rd edition*. John Wiley & Sons, 232 p., Chichester.
- MIRANDA, J. P. (2009) – *Aquisição e modelação de dados gravimétricos sobre o diapiro salino de Matações (Torres Vedras, Bacia Lusitânica, Portugal)*. Dissertação de Mestrado, Universidade de Coimbra, Coimbra.
- MENDES, A. (1985) - Os tufos de Condeixa – estudo de geomorfologia. *Cadernos de Geografia*, 4, pp. 53-119, Coimbra.

- 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), pp. 73-104, Lisboa.
- MILLER, K.G., G.S. MOUNTAIN, J.D. WRIGHT, & J.V. BROWNING (2011). A 180-million-year record of sea level and ice volume variations from continental margin and deep-sea isotopic records. *Oceanography*, 24(2), pp. 40–53, doi:10.5670/oceanog.2011.26.
- NETTLETON, L.L. (1976) – *Gravity and Magnetics in Oil Prospecting*, McGrawHill, 464 p., Nova Iorque.
- OERTEL, G., ANDRADE, C. F., ZBYSZEWSKI, G. & FERREIRA, O. V. (1960) - *Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, folha n.º 26-C - Peniche*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- PALAIN, C. (1976) - Une série détritico terrigène. Les "Grès de Silves": Trias et Lias inférieur du Portugal. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, N. S. 25, 377 p., Lisboa.
- PARASNIS, D. S. (1997) – *Principles of applied geophysics*. Chapman & Hall, 429p., Londres.
- 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., Coimbra.
- RAMOS, A., CUNHA, P. P. & GOMES, A. (2009) – Os traços geomorfológicos da área envolvente da Figueira da Foz e a evolução da paisagem durante o Pliocénico e o Plistocénico. *Publ. da Assoc. Port. de Geomorfólogos*, Volume VI, APGEOM, pp.9-16, Braga.
- RAMOS, A. M., CUNHA, P. P., CUNHA, L. S., GOMES, A., LOPES, F. C., BUYLAERT, J-P AND MURRAY, A. S. (2012). The River Mondego terraces at the Figueira da Foz coastal area (western central Portugal): Geomorphological and sedimentological characterization of a terrace staircase affected by differential uplift and glacio-eustasy. *Geomorphology*, 165-166, pp. 107-123.
- REIS, R. PENA (1983) – *A sedimentologia de depósitos continentais. Dois exemplos de Cretácico superior – Miocénico de Portugal*. Tese Dout., Universidade de Coimbra, 404 p, Coimbra
- 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, 74p, Lisboa.
- REYNOLDS, J.M. (1997) – *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Wiley, 796 p., Chichester.

- RIBEIRO, A., CONDE, L. N. & MONTEIRO, J. H. (Coord.) (1972) – *Carta Tectónica de Portugal na Escala de 1:1000.000*. Serv. Geol. de Portugal, Lisboa
- RIBEIRO, O., TEIXEIRA, C., GONÇALVES, F. & ZBYSZEWSKI, G. (1977) - *Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, folha n.º 27-D – Abrantes*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- RIBEIRO, A., KULLBERG, M.C., KULLBERG, M.C., MANUPPELLA, G., PHIPPS, S. (1990) - A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics* 184, 357-366.
- RIBEIRO, A., ANTUNES, M. T., FERREIRA, M. P., ROCHA, R. B., SOARES, A. F., ZBYSZEWSKI, G., MOITINHO DE ALMEIDA, F., CARVALHO, D., MONTEIRO, J. H. (1979) – *Introduction à la géologie générale du Portugal*. Serviços Geológicos de Portugal, 114 p., Lisboa.
- 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 IC-TE/GG/GeoFCUL, Lisboa.
- ROBB, L. J. (2005) – *Introduction to ore-forming processes*. Blackwell publishing, 373 p.
- ROCHA, R. B. (1976) - Estudo estratigráfico e paleontológico do Jurássico do Algarve ocidental. *Ciências Terra (UNL)*, 2, pp. 1-178, Lisboa
- ROCHA, R. B., MANUPPELLA, G., MOUTERDE, R., RUGET, C. & ZBYSZEWSKI, G. (1981) - *Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia explicativa da folha 19-C Figueira da Foz*. Ser. Geol. Portugal, pp. 1-126, Lisboa.
- ROCHA, R. B., MARQUES, J. F. & SOARES, A. F. (1989) - Les unités lithostratigraphiques du Bassin Lusitanien au Nord de l'accident de Nazaré (Trias-Aalénien). *Cahiers Univ. Cath. Lyon, Sér. Sciences* 4, pp. 121-125.
- ROCHA, R. B., 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 1st and 2nd rifting phases of the Lusitanian Basin: stratigraphy, sequence analysis and sedimentary evolution. Final Report C. E. C.*. Proj. MILUPOBAS, Lisboa.
- ROCHA, R. C. (2003) – *Sistema de Informação Geográfica aplicado à Litostratigrafia. Cartografia das Unidades do Jurássico Inferior do Anticlinal de Cabeça Gorda (Soure)*. Dissertação de Mestrado. Universidade de Évora, 97p., Évora.
- RODRIGUES, A., DIAS, J.A. & RIBEIRO, A. (1992) – First appraisal of active faults in the north portuguese continental shelf. *GAIA*, 4, pp. 25-30.
- RODRIGUES, A., RIBEIRO, A., DIAS, J. A. (1995) – Estruturas activas na plataforma continental setentrional: resultados do projecto SISMAR. *Universidade do Porto* –

- Faculdade de Ciências, Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, Mem. n.º4*, pp. 311-315, Porto.
- ROMARIZ, C. (1960) - *Estudo geológico e petrográfico da área tifónica de Soure*, Com. Serv. Geol. de Portugal, Tomo XLIV, Lisboa.
- SANDWELL, D. T., & SMITH, W. H. F. (2009) – Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge Segmentation versus spreading rate. *J. Geophys. Res.*, 114, B01411, doi:10.1029/2008JB006008
- SAPORTA, G. (1894) - *Flore fossile du Portugal. Nouvelles contributions à la flore fossile mésozoïque (accompagné d'une notice stratigraphique par P. Choffat)*. Mem. Dir. Trav. Geol. Portugal, 288 p., Lisboa.
- SOARES, A. F., BARBOSA, B. & REIS, R. PENA (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, pp 77-91, Coimbra.
- SOARES, A. F. & DUARTE, L. V. (1995) - A organização da Bacia Lusitaniana. O ciclo Trias-Caloviano e o espectro das influências tectónicas e eustáticas. IV Congr. Nac. Geologia, *Mem. Museu Lab. Min. Geol. Fac. Ciências Univ. Porto*, 4, pp. 139-142.
- 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"*. pp 6-20, Coimbra.
- SOARES, A. F. & REIS, R. PENA (1984) – *Considerações sobre as unidades litostratigráficas pós-jurássicas na região do Baixo Mondego*. Livro de homenagem a Orlando Ribeiro, pp. 183-202, Lisboa.
- SOARES, A. F., MARQUES, J. F. & SEQUEIRA, A. J. D. – *Carta Geológica de Portugal, escala 1:50000. Notícia explicativa da folha n.º 19D – Coimbra - Lousã*. Serviços Geológicos de Portugal, 71p, Lisboa
- SOARES, A. F., ROCHA, R. B., ELMI, S., HENRIQUES, M. H., MOUTERDE, R., ALMERAS, Y., RUGET, C., MARQUES, J., DUARTE, L. V., CARAPITO, M. C. & KULLBERG, J. (1988) - Essai d'interprétation dynamique de la paléogéographie du bassin lusitanien (secteur nord) depuis le Trias jusqu'au Dogger. *III Col. Estr. Paleog. Jurásico España*, pp. 94-96, Logroño.
- SOARES, A.F., KULLBERG, J.C., MARQUES J.F., ROCHA, R.B. & CALLAPEZ. P. (2012) – Tectono-sedimentary model for the evolution of the Silves Group (Triassic, Lusitanian Basin, Portugal). *Bull. Soc. Géol. France*, 183, pp. 203-216.
- TEIXEIRA, C. (1946) - Fósseis de "Estheria" no Retiano dos arredores de Coimbra. *Rev. Broteria, Sér. Ciên. Nat.*, 15 (42), pp. 139-142, Lisboa

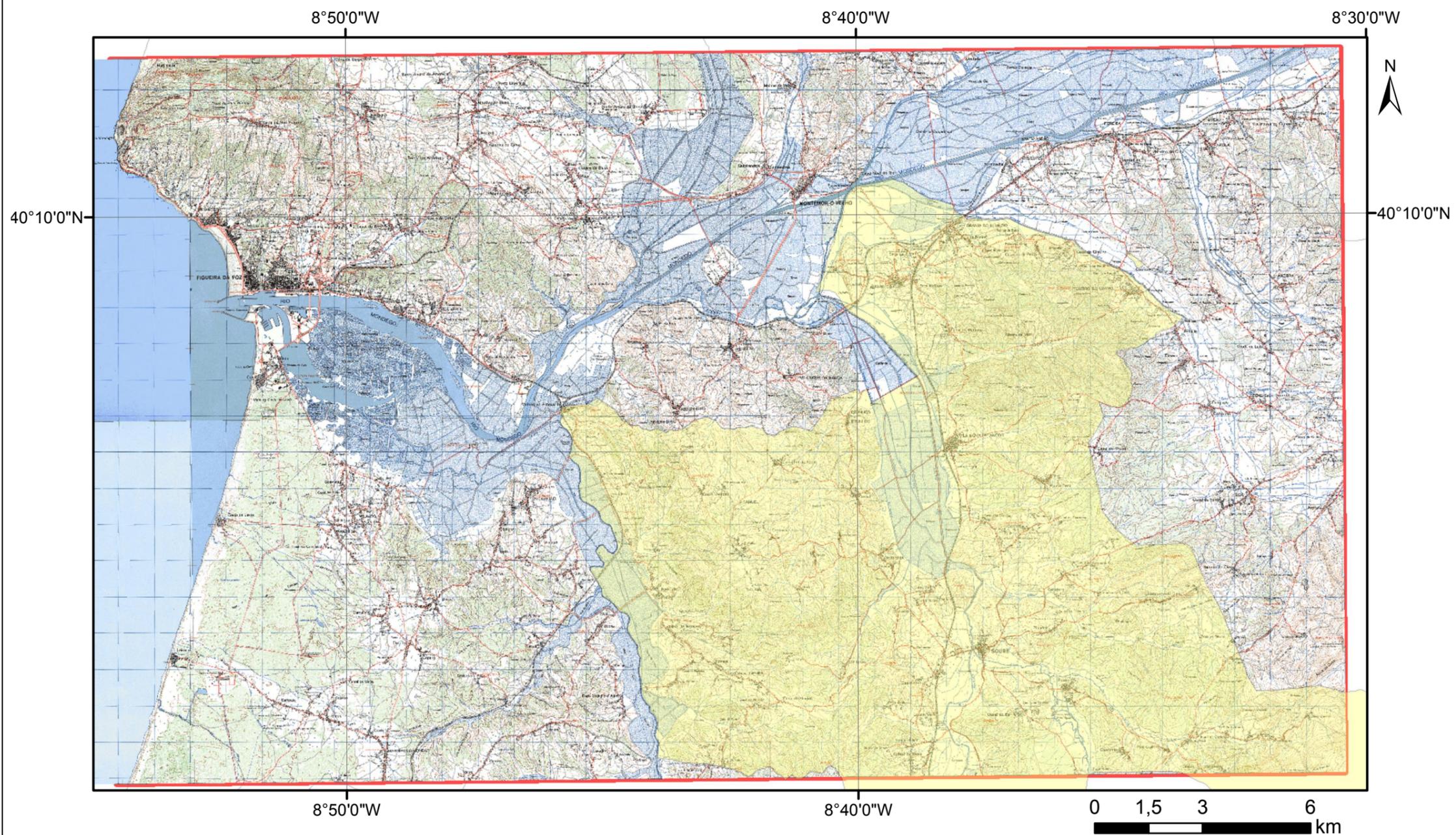
- TEIXEIRA, C. (1948) - *Flora mesozóica portuguesa. Parte I*. Mem. Serv. Geol. Portugal, 119 p., Lisboa
- TEIXEIRA, C., FRANÇA, J. C., ZBYSZEWSKI, G., FERREIRA, O. V. & MANUPPELA, G. (1966) - *Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, folha n.º 23-C - Leiria*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- TELFORD, W. M., GELDART, L. P. & SHERIFF, R. E. (1990) – *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, 750p., Cambridge.
- TRZESNIOWSKI, B. (1958a) - *A Estrutura Sul do Mondego*. Relatório interno do Nuc. Pesq. Exp. Petróleo, Inst. Geol. Mineiro, Lisboa.
- TRZESNIOWSKI, B. (1958b) - *The Mondego Structure*. Relatório interno do Nuc. Pesq. Exp. Petróleo, Inst. Geol. Mineiro, Lisboa.
- TRZESNIOWSKI, B. (1959) - *Monte Real Basin. Geological Evaluation of Seismic Results*. Relatório interno do Nuc. Pesq. Exp. Petróleo, Inst. Geol. Mineiro, Lisboa.
- VAN BLARICOM, R. (1992) – *Practical Geophysics II*, Northwest Mining Association, 570 p., Spokane.
- VAIL, P.R., MITCHUM Jr R.M. & THOMPSON III, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4. Global cycles of relative changes of sea level. *American Association of Petroleum Geologists*, 26, pp. 83–89.
- VERA TORRES, J. A. (1994). *Estratigrafía. Principios y Métodos*. Ed. Rueda, 802 p, Madrid.
- WATKINSON, M. (1989) - *Triassic to Middle Jurassic sequences from the Lusitanian Basin Portugal, and their equivalents in other North Atlantic margin basins*. Tese de doutoramento, Open University, 390 p., Milton Keynes.
- WESTERHAUSEN, 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., HISCOTT, R. N., WILLIS, M. G. & GRADSTEIN, F. M. (1989) – The Lusitanian Basin of West-Central Portugal Mesozoic and Tertiary tectonics, stratigraphic, and subsidence history. *Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, Memoir 46, pp. 341-361.
- WILSON, R. C. L. & LEINFELDER, R. R. (1990) - Third order sequences stacking pattern in an Upper Jurassic rift-basin fill, West Central Portugal. *Liverpool Sequence Strat. Conference*, pp. 256-261
- ZBYSZEWSKI, G. (1952) - *Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, folha n.º 31-A - Santarém*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- ZBYSZEWSKI, G. (1959) - Étude structurale de la vallée typhonique de Caldas da Rainha (Portugal). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 3, 184 p., Lisboa.

- ZBYSZEWSKI, G. & CARVALHOSA, A. (1983) - *Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, folha n.º 31-D - Montargil*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- ZBYSZEWSKI, G. & FERREIRA, O. V. (1967) - *Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, folha n.º 31-C - Coruche*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- ZBYSZEWSKI, G. & FERREIRA, O. V. (1968) - *Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, folha n.º 35-A - Santo Estevão*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- ZBYSZEWSKI, G. & MATOS, R. (1959) - *Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, folha n.º 26-D - Caldas da Rainha*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- ZBYSZEWSKI, G., FRANÇA, J. C. & FERREIRA, O. V. (1961) - *Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, folha n.º 26-B - Alcobaça*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- ZBYSZEWSKI, G., FRANÇA, C. J. & FERREIRA, O. V. (1965a) - *Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, folha n.º 22-B - Vieira de Leiria*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- ZBYSZEWSKI, G., FRANÇA, J. C., FERREIRA, O. V. & MANUPPELA, G. (1965b) - *Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, folha n.º 30-B - Bombarral*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- ZBYSZEWSKI, G., CARVALHOSA, L. A. B. & FERREIRA, O. V. (1976) - *Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, folha n.º 35-B - Mora*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

Anexos

Lista de anexos:

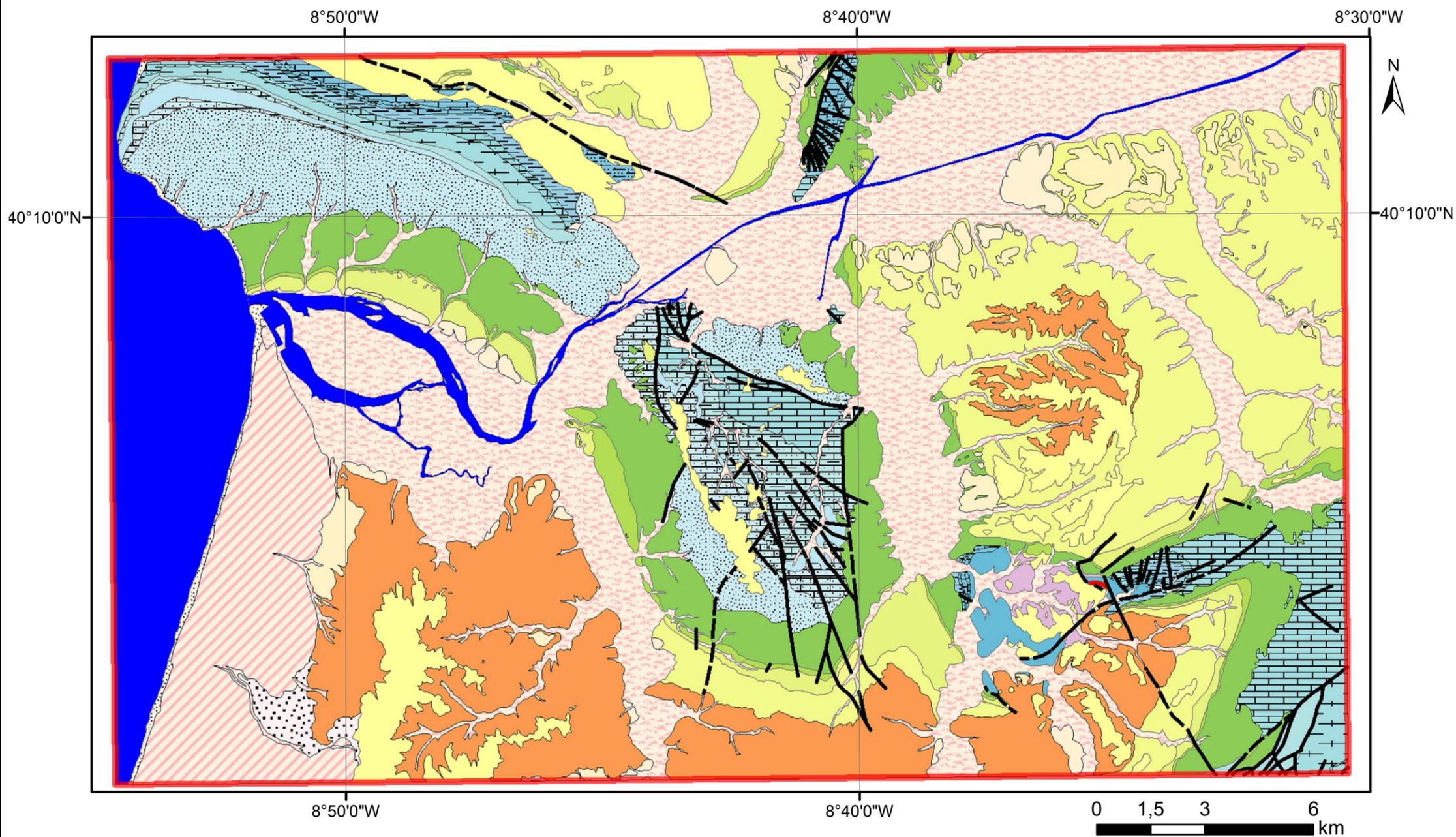
- 1) Concelho de Soure
- 2) Carta Geológica de Portugal, à escala 1:50000, folha 19-C Figueira da Foz (MANUPPELA *et al.*, 1976)
- 3) Carta geológica por densidades, com furos de sondagem (densidades utilizadas são as propostas para a Bacia de Monte Real por LOPES *et al.*, 2012)
- 4) Alinhamentos (RAMOS (2008); RAMOS *et al.*, (2009); RAMOS *et al.*, 2012)
- 5) Alinhamentos (Carta Geológica de Portugal, à escala 1:50000, folha 19-C Figueira da Foz e Carta Neotectónica de Portugal, à escala 1:1000000) e epicentros (CABRAL & RIBEIRO, 1988; IGN, 2013; MANUPPELA *et al.*, 1976)
- 6) Carta de anomalia de Bouguer sob carta geológica por densidades (com furos de sondagem)
- 7) Separação de anomalias
- 8) Perfil A-A'
- 9) Perfil B-B'
- 10) Perfil C-C'



Anexo 1

Concelho de Soure

Carta Militar de Portugal,
à escala 1:25000, folhas:
238A, 239, 240, 248, 249, 250

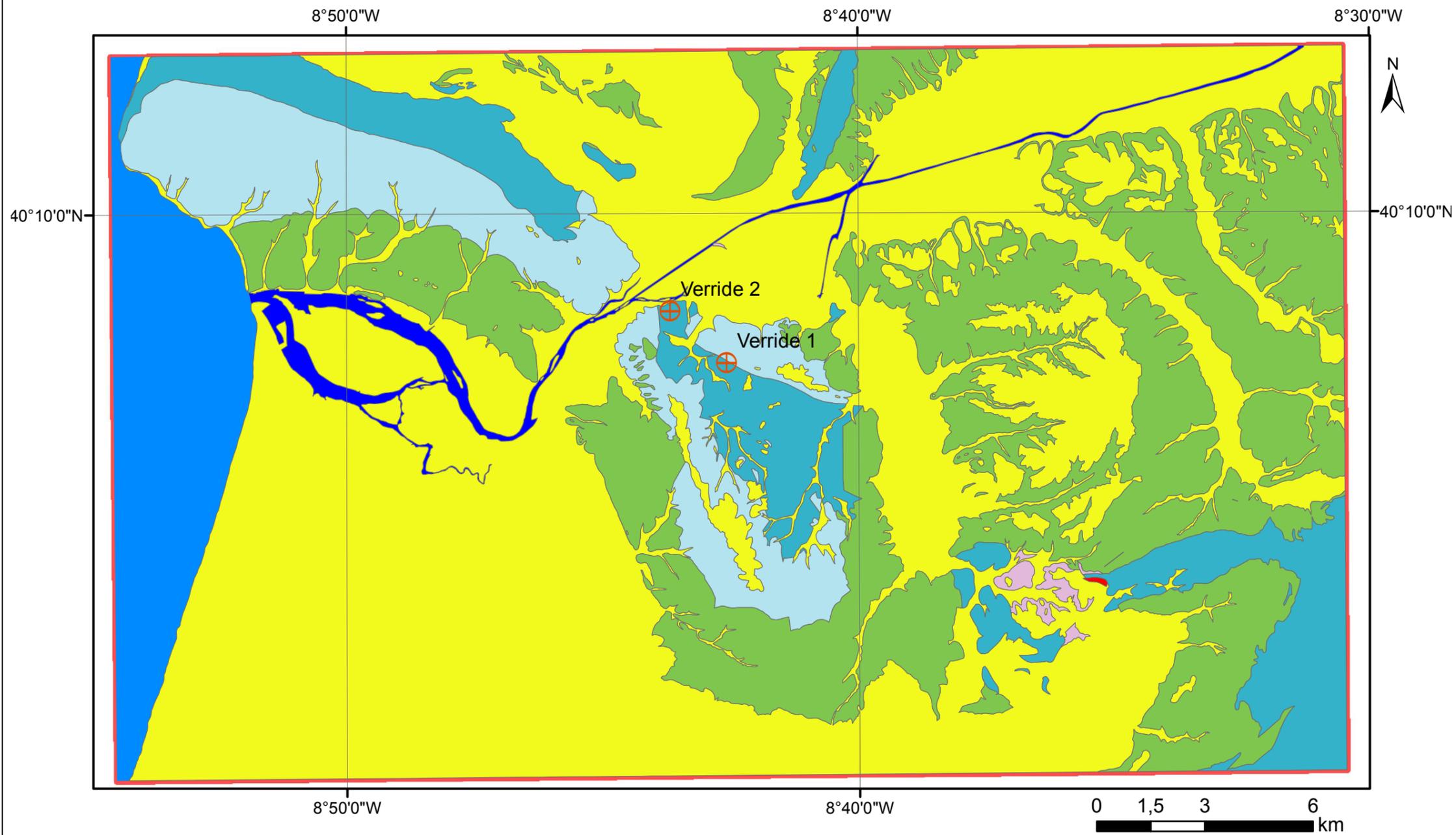


Legenda

Falhas	Geologia	C(2-3)	J(1)ab	J(1)g	J(2)b	P	Q(t)
— Falha	N_Estratig	C(4)	J(1)c	J(2)1	J(2)c	Q(1)	a
--- Falha provável	Ad	C(5)	J(1)d	J(2)a	J(3)ab	Q(2)	oceano
	Areia	D	J(1)e	J(2)ab	J(3)c	Q(3)	phi(m)
	C(1-2)	Dolerito	J(1)f	J(2)abc	J(4-5)	Q(4)	rio

Anexo 2

Carta Geológica de Portugal,
à escala 1:50000, folha:
19-C Figueira da Foz
(MANUPPELA *et al.*, 1976)



Legenda

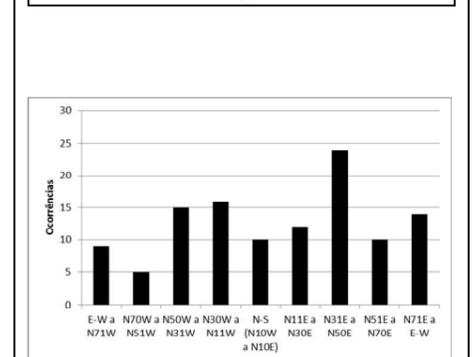
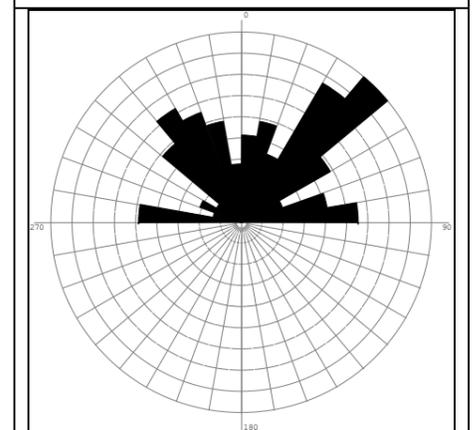
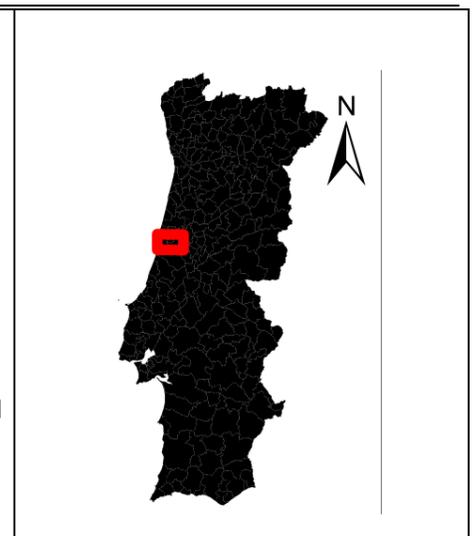
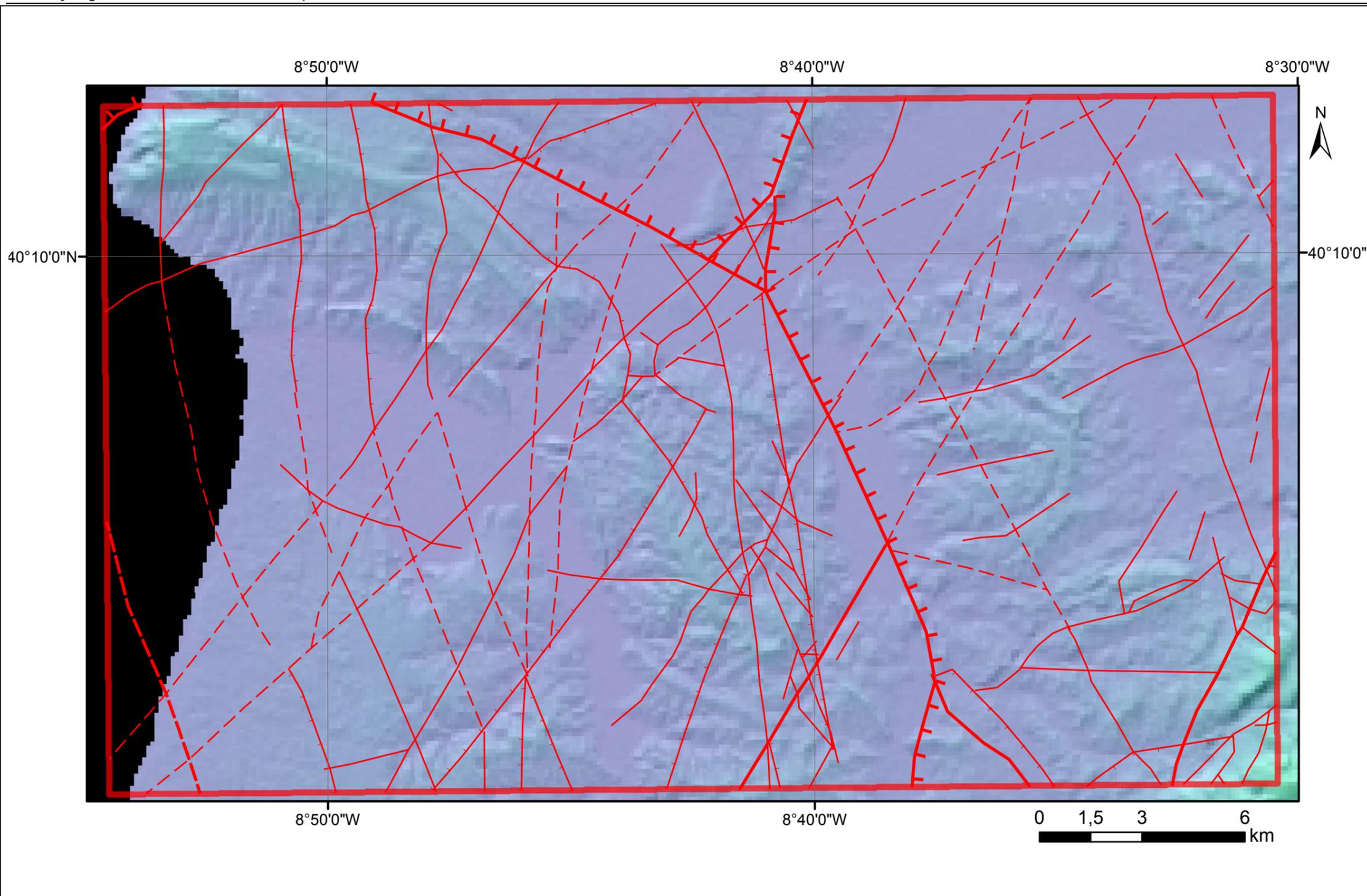
Densidade

 1 (Água doce)	 2,27 (Miocénico a recente)	 2,59 (Jurássico superior)
 1,03 (Água salgada)	 2,35 (Cretácico a Oligocénico)	 2,9 (Dolerito)
	 2,23 (Hetangiano)	 2,55 (Jurássico inferior e médio)

Anexo 3

Carta geológica
(por densidades)

Localização furos de sondagem

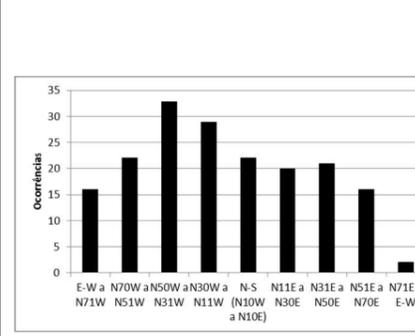
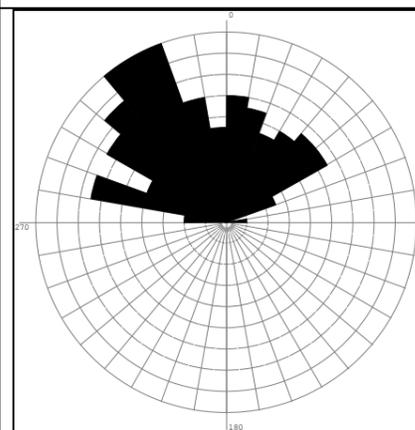
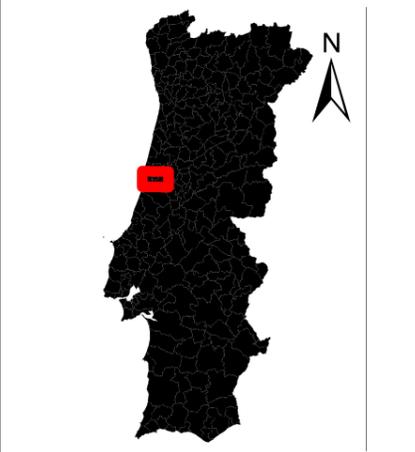
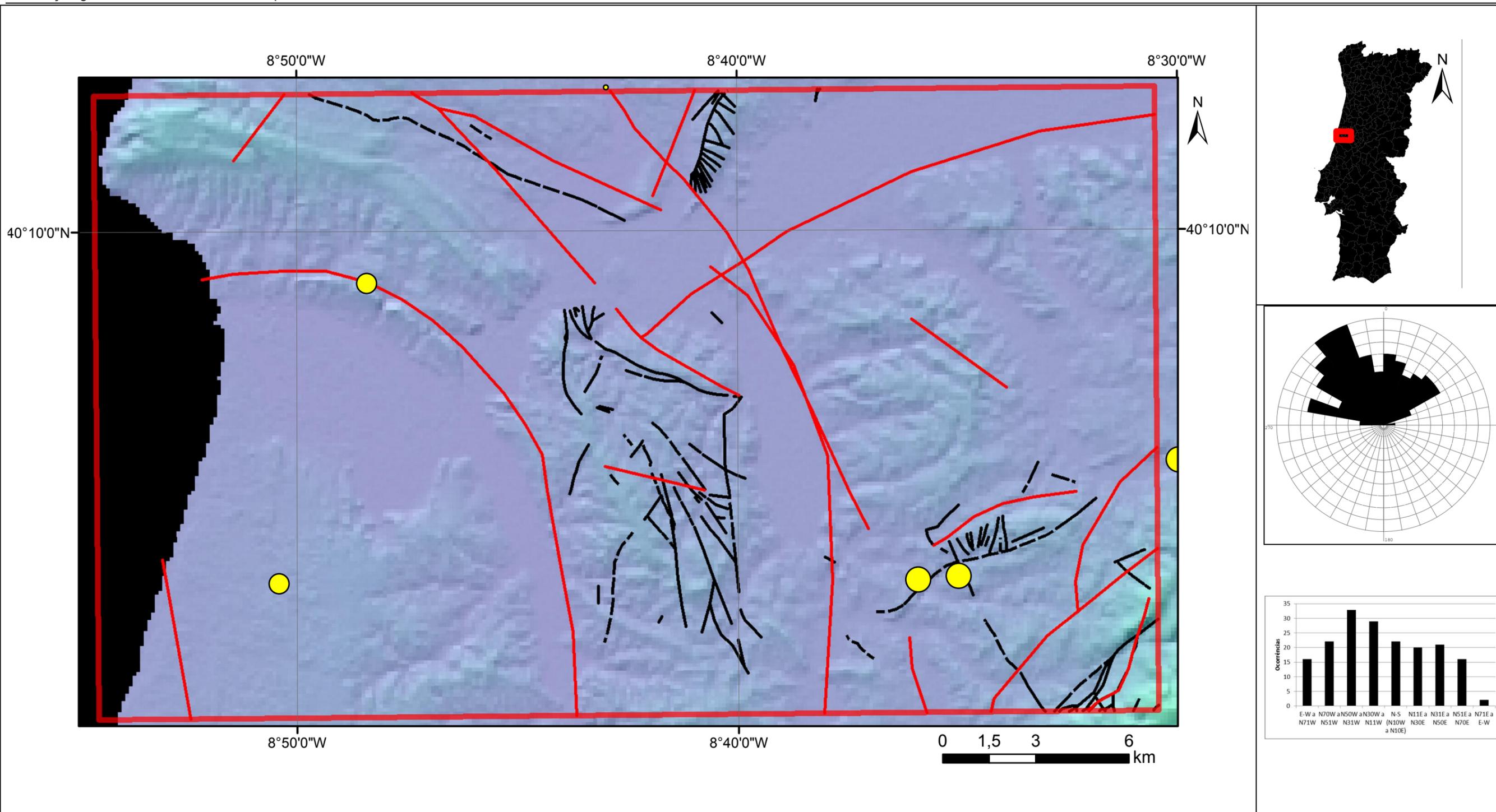


Legenda
Alinhamentos estruturais
 (RAMOS, 2008; RAMOS *et al.*, 2009; RAMOS *et al.*, 2012)

- Lineamento principal
- - - Lineamento principal provável
- Lineamento secundário
- - - Lineamento secundário provável
- Lineamento principal (pente indica bloco abatido)
- Lineamento secundário (pente indica bloco abatido)

Anexo 4

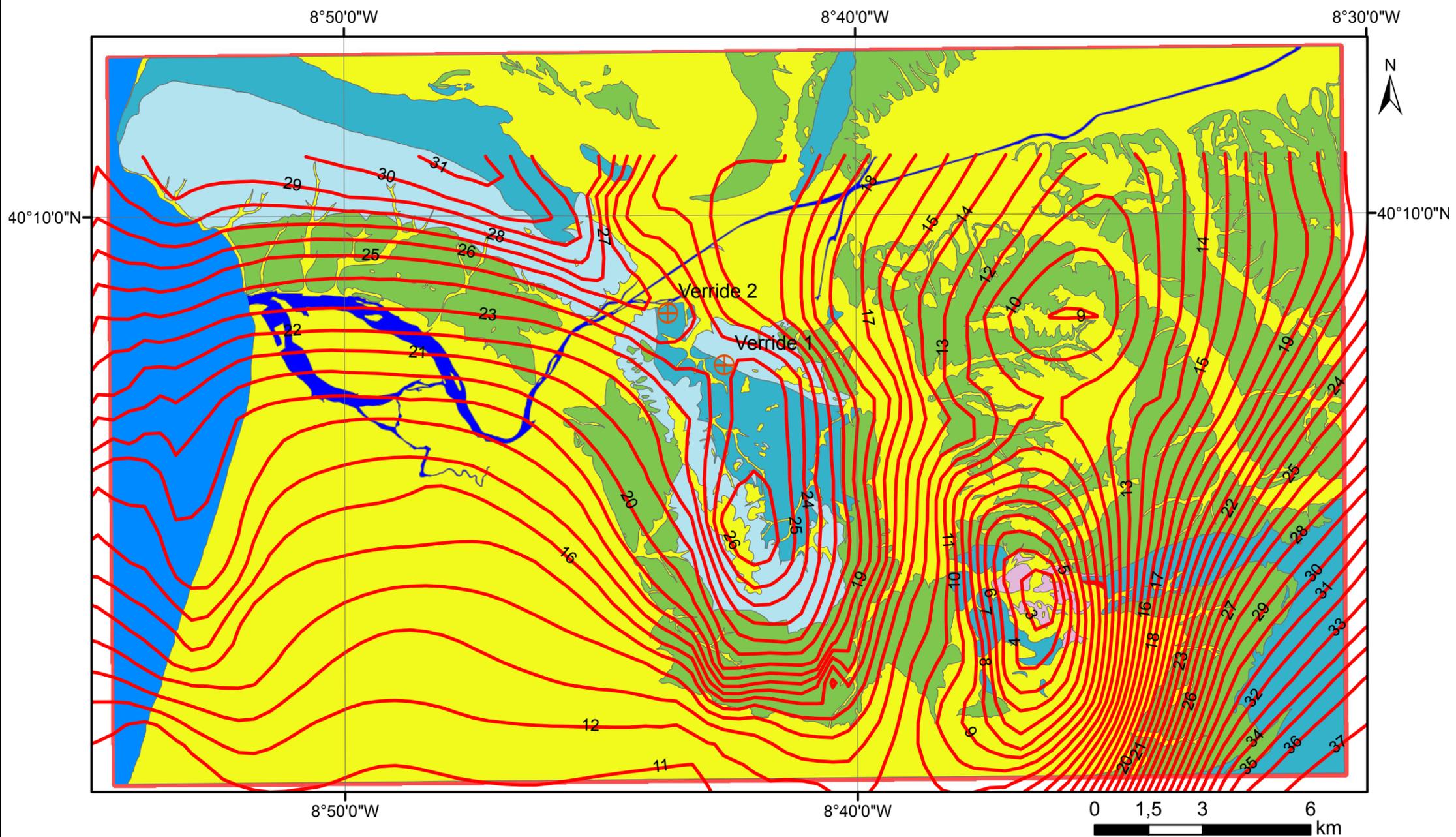
Alinhamentos estruturais
 (RAMOS, 2008; RAMOS *et al.*, 2009; RAMOS *et al.*, 2012)



Legenda
Alinhamentos estruturais e epicentros
 (CABRAL & RIBEIRO, 1988; IGN, 2013; MANUPPELA *et al.*, 1976)

- | | | | |
|----------------------|------------------|-------------|-------------|
| ----- Falha provável | Magnitude | ● 1,7 - 2,2 | ● 2,5 - 3,5 |
| — Falha | | ● 1,1 - 1,7 | ● 3,5 - 4,9 |
| — Neotectónica | | | |

Anexo 5
 Alinhamentos estruturais e epicentros
 (CABRAL & RIBEIRO, 1988; IGN, 2013; MANUPPELA *et al.*, 1976)

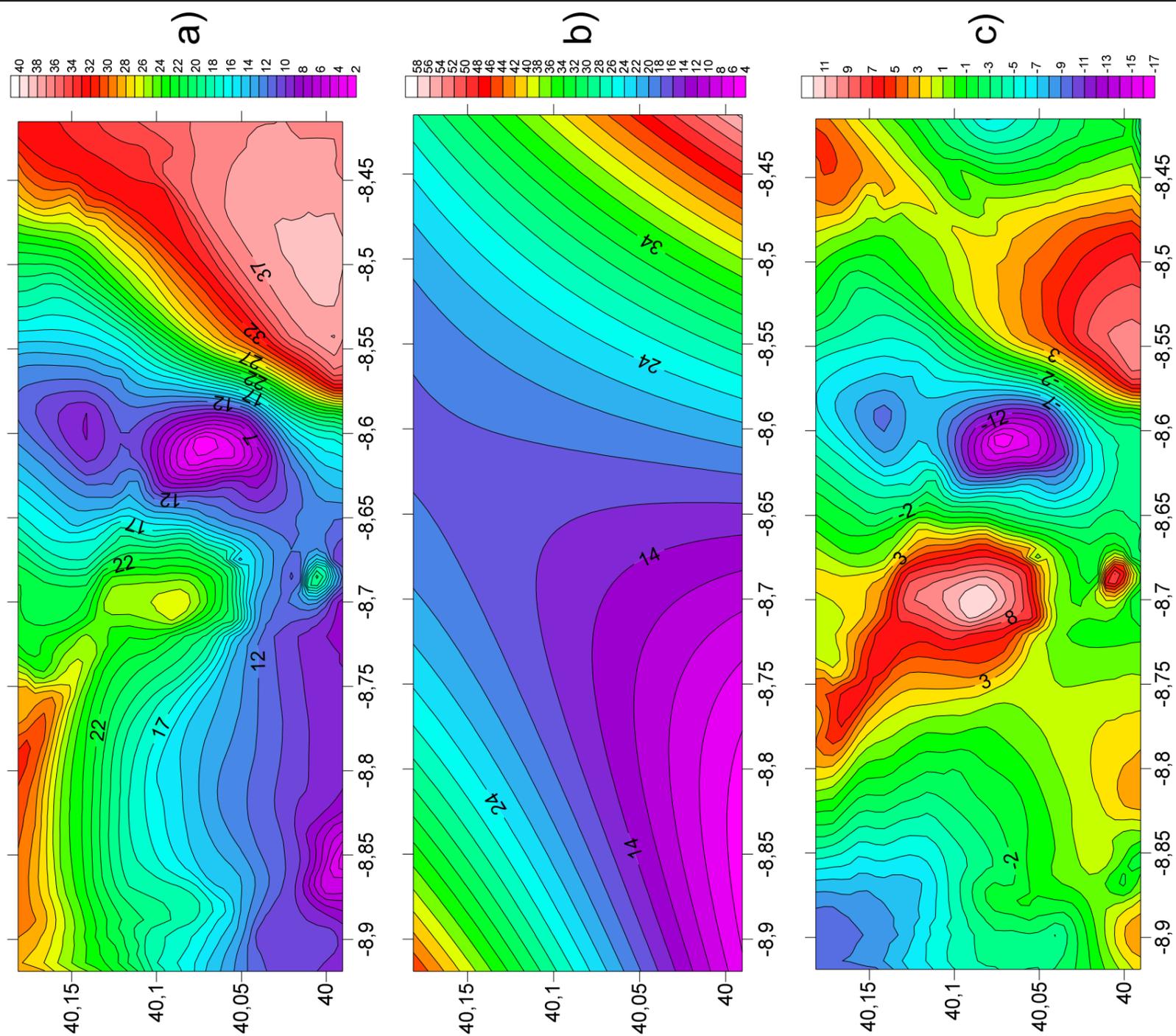


Legenda

— An_Bouguer	geologia_p_densidade	2,23 (Hetangiano)	2,55 (Jurássico inferior e médio)
	Densidade	2,27 (Miocénico a recente)	2,59 (Jurássico superior)
	1 (Água doce)	2,35 (Cretácico a Oligocénico)	2,9 (Dolerito)
	1,03 (Água salgada)		

Anexo 6

Anomalia de Bouguer



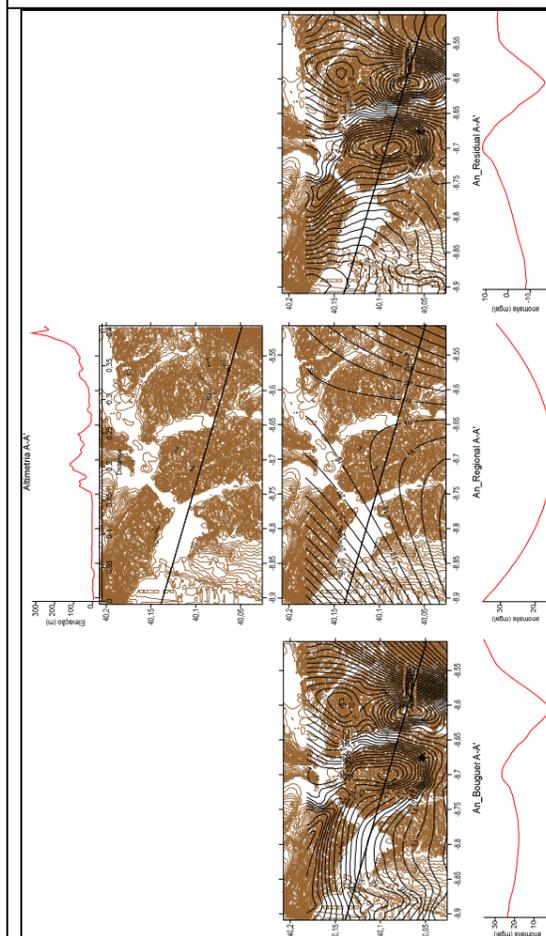
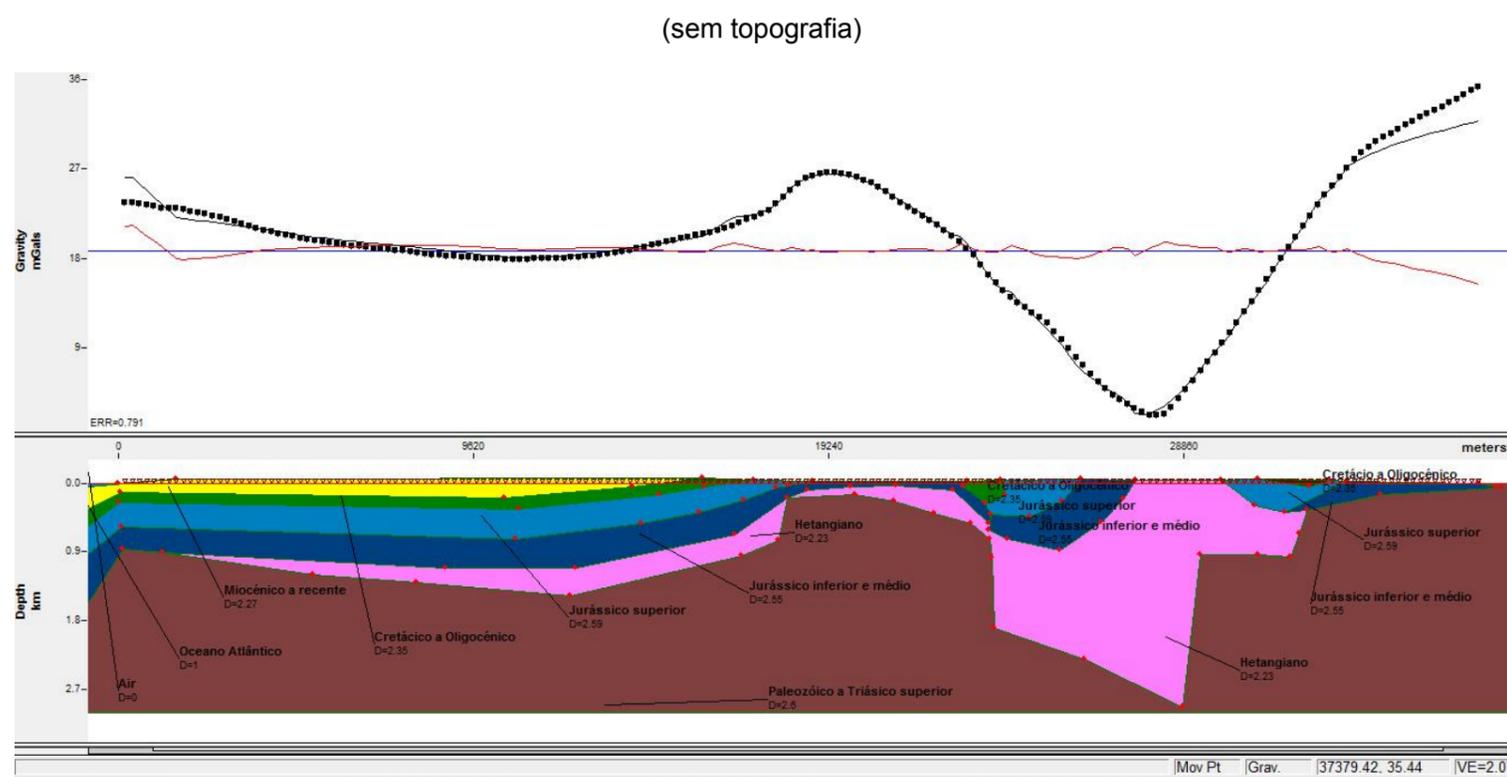
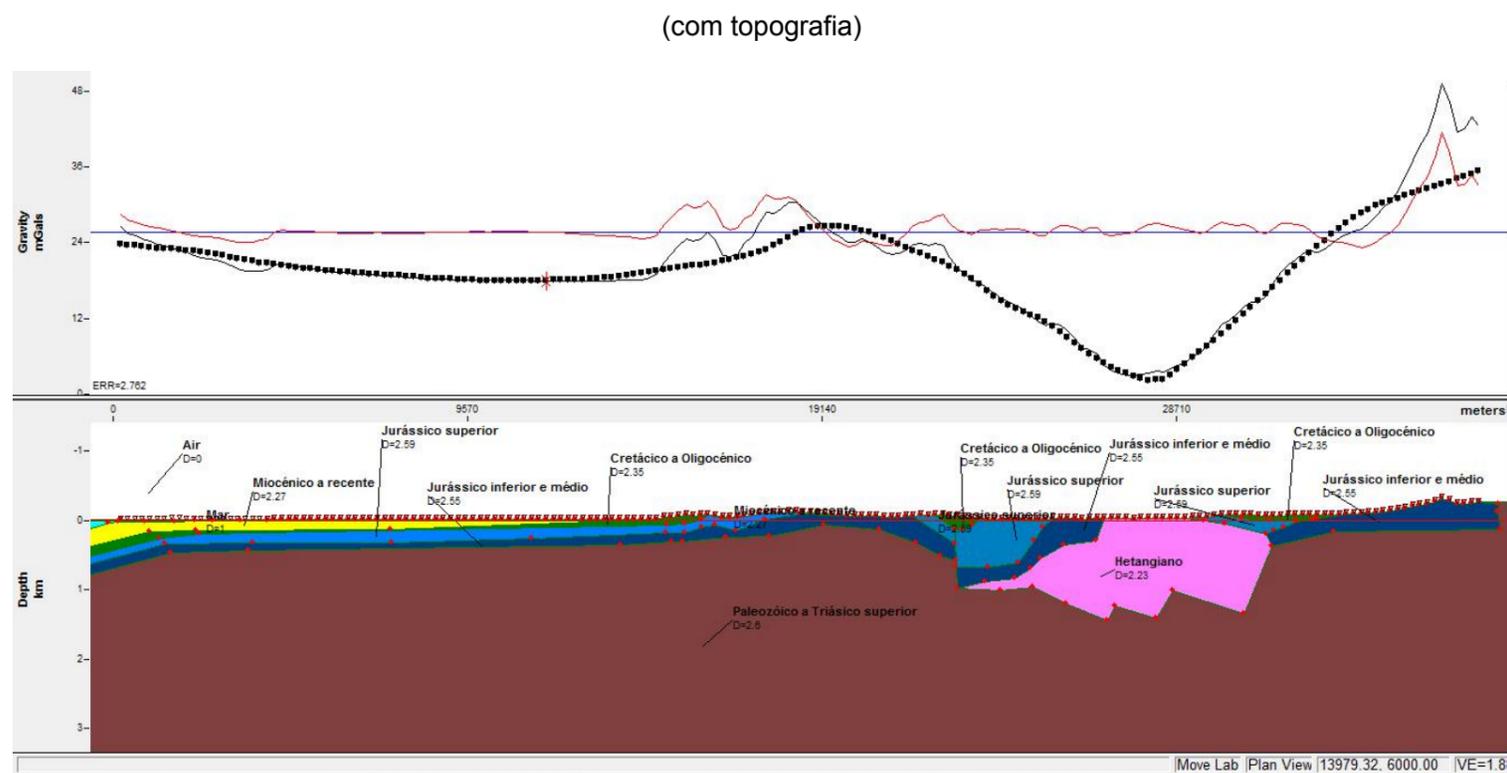
<p>Superfície quadrática</p> <p>(An. Regional)</p>	Coef. regressão:	$Z(X, Y) = A_{00} + A_{01} Y + A_{02} Y^2 + A_{10} X + A_{11} XY + A_{20} X^2$
	A ₀₀	393,212,10037532000000
	A ₀₁	-12,418,39283082600000
	A ₀₂	78,49891096443800
	A ₁₀	33,394,02849966300000
	A ₁₁	-709,89544148208000
A ₂₀	283,00572262065000	

- a) Anomalia de Bouguer
- b) Anomalia regional (superfície de regressão quadrática)
- c) Anomalia residual

$$g_{\text{Bouguer}} = g_{\text{regional}} + g_{\text{residual}}$$

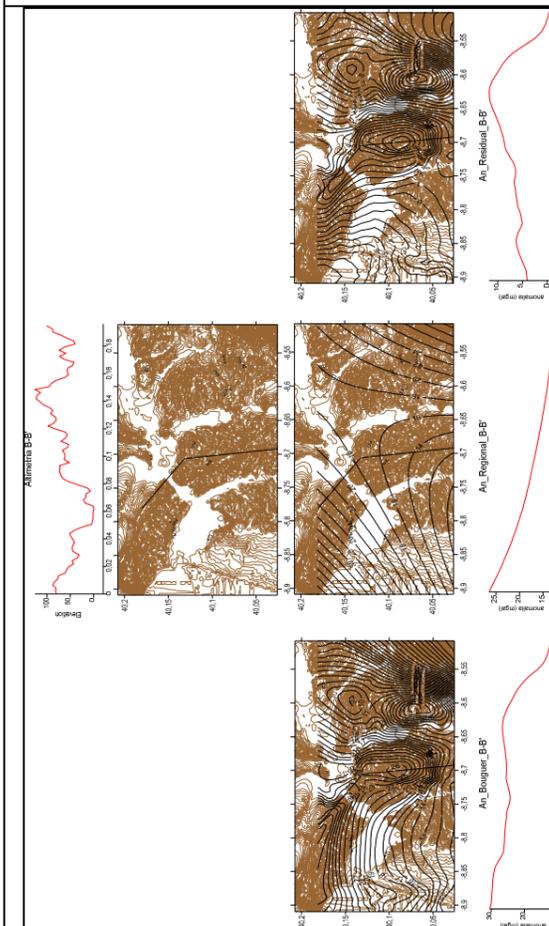
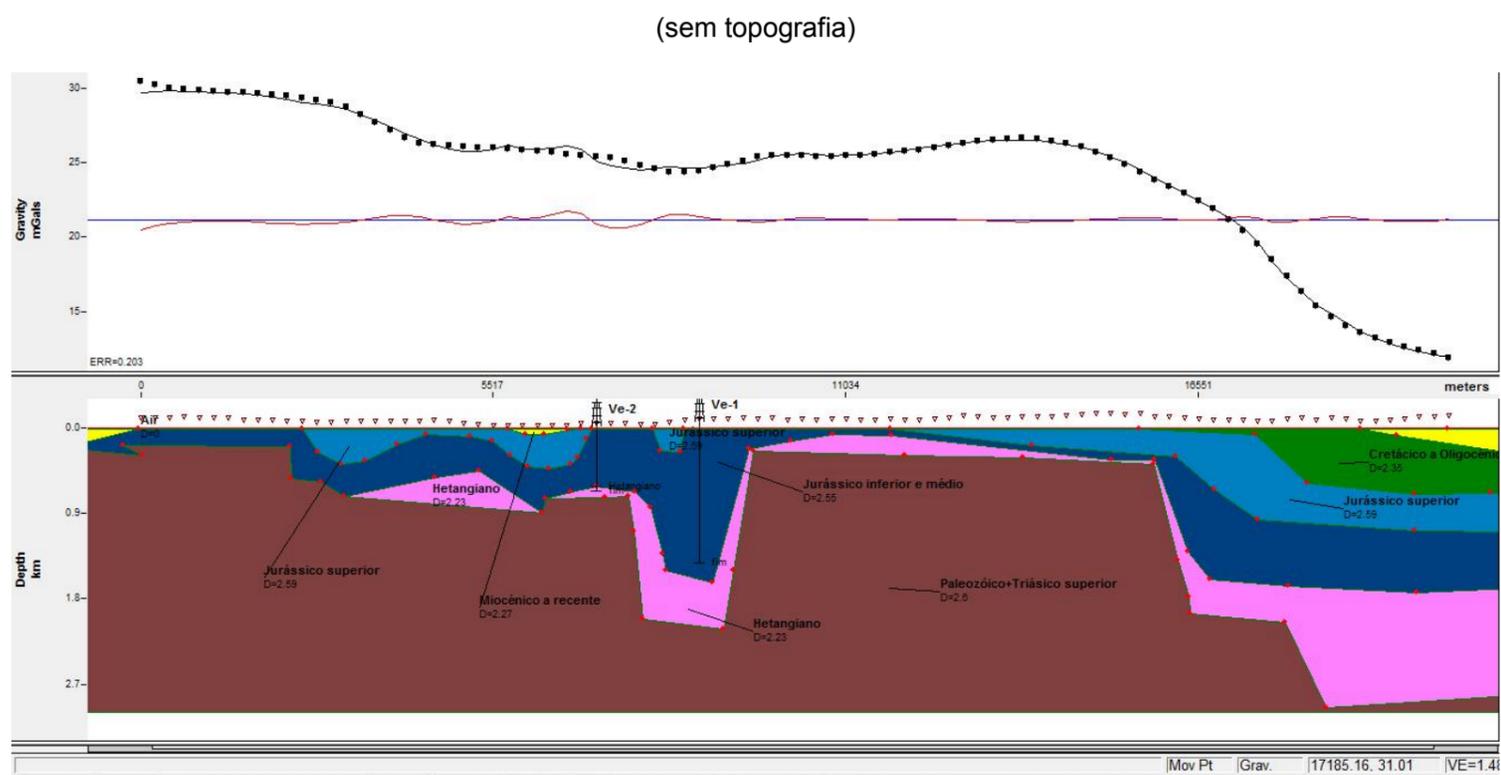
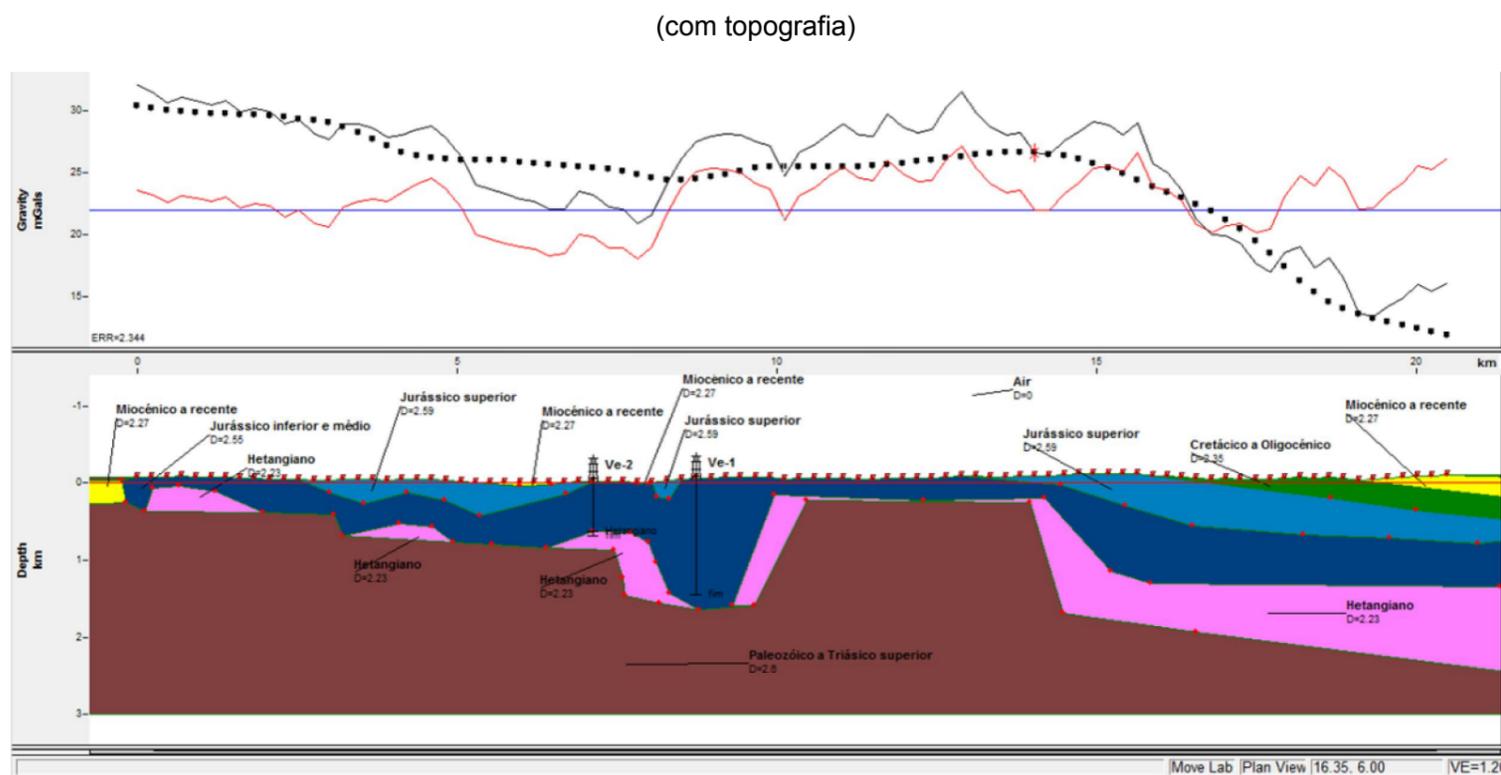
Anexo 7

Separação de anomalias gravimétricas

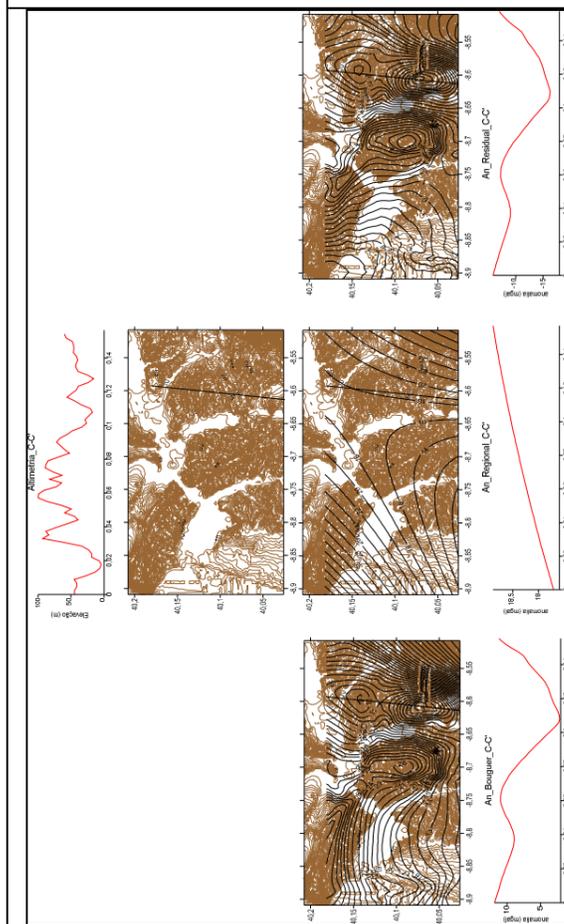
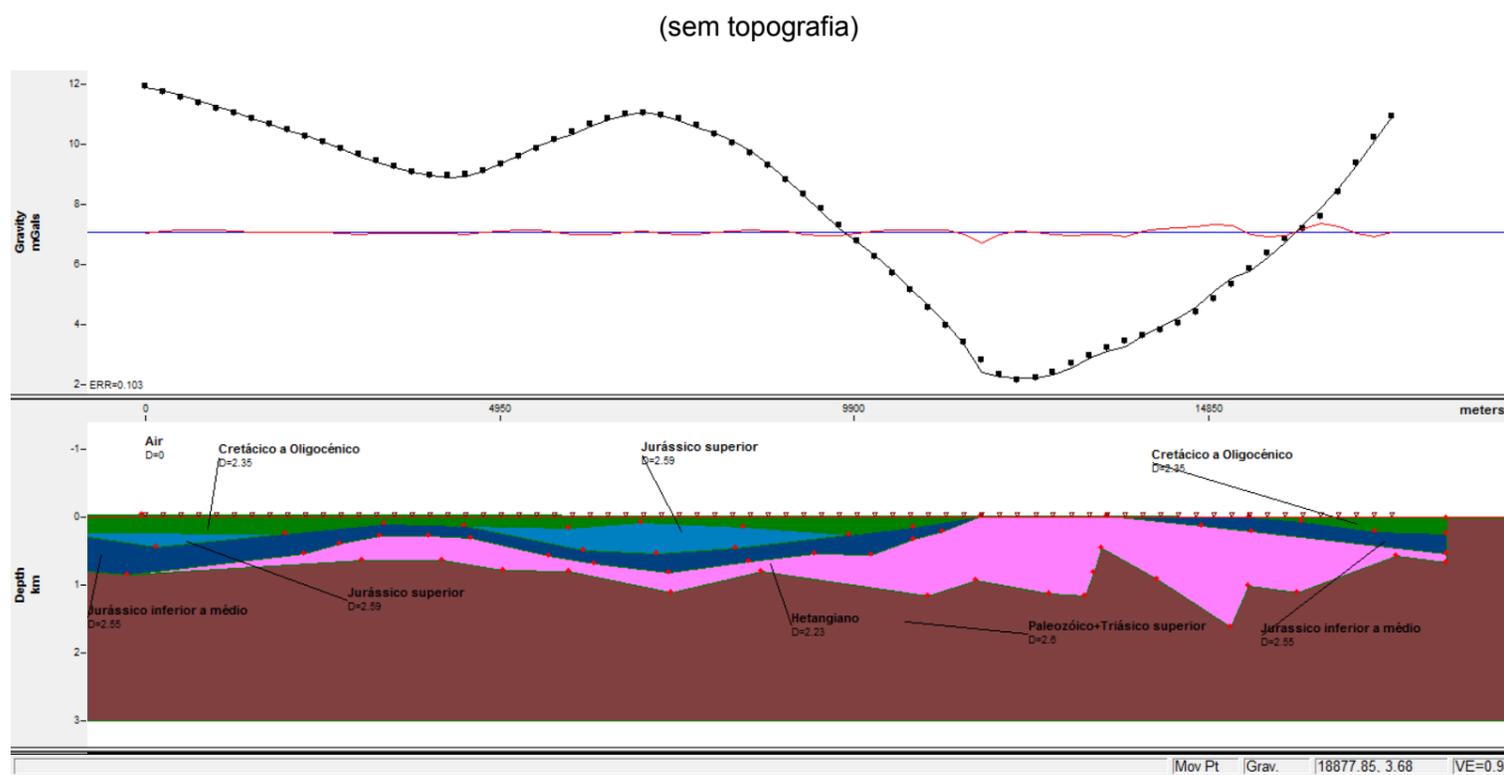
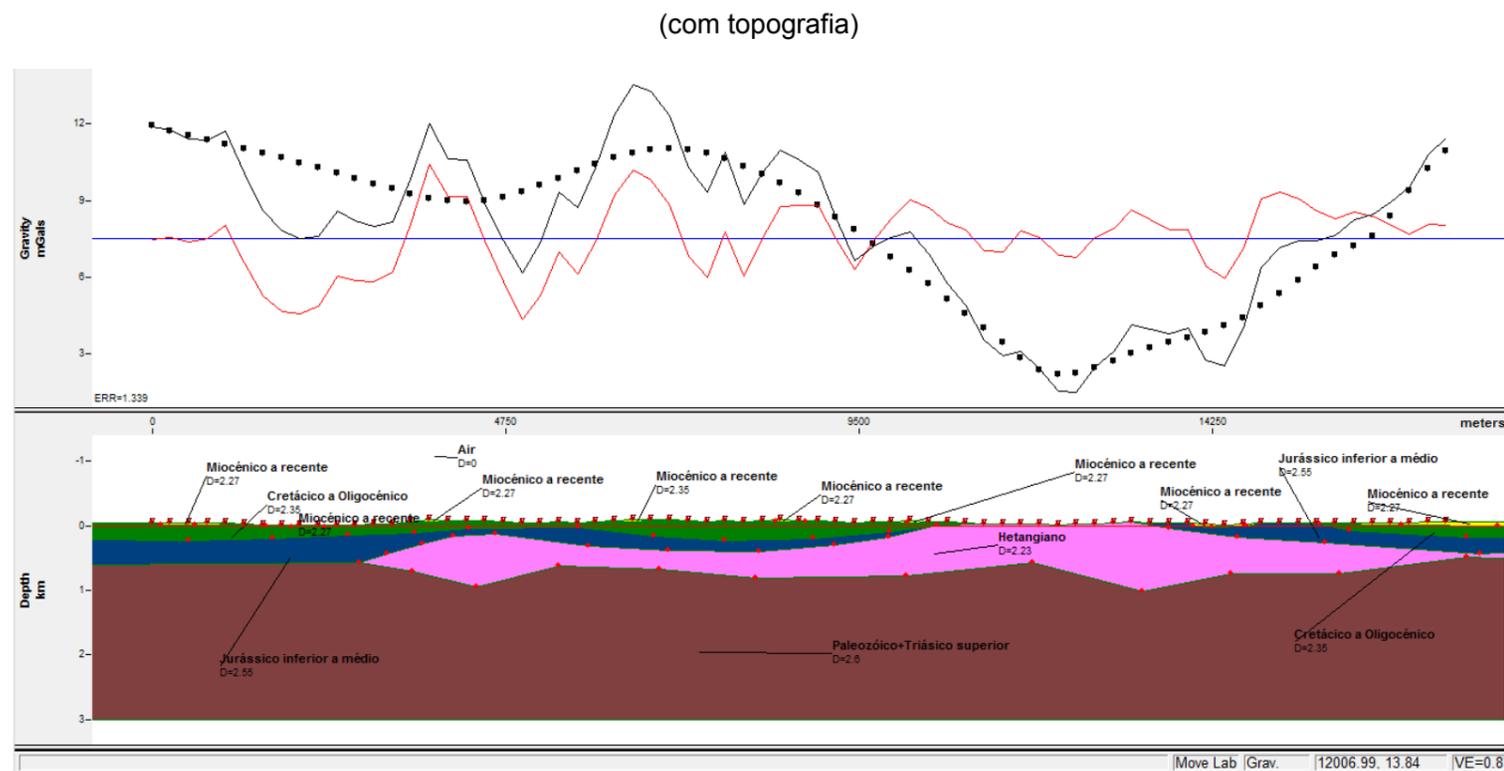


Anexo 8

Perfil A-A'



Anexo 9
Perfil B-B'



Anexo 10

Perfil C-C'