



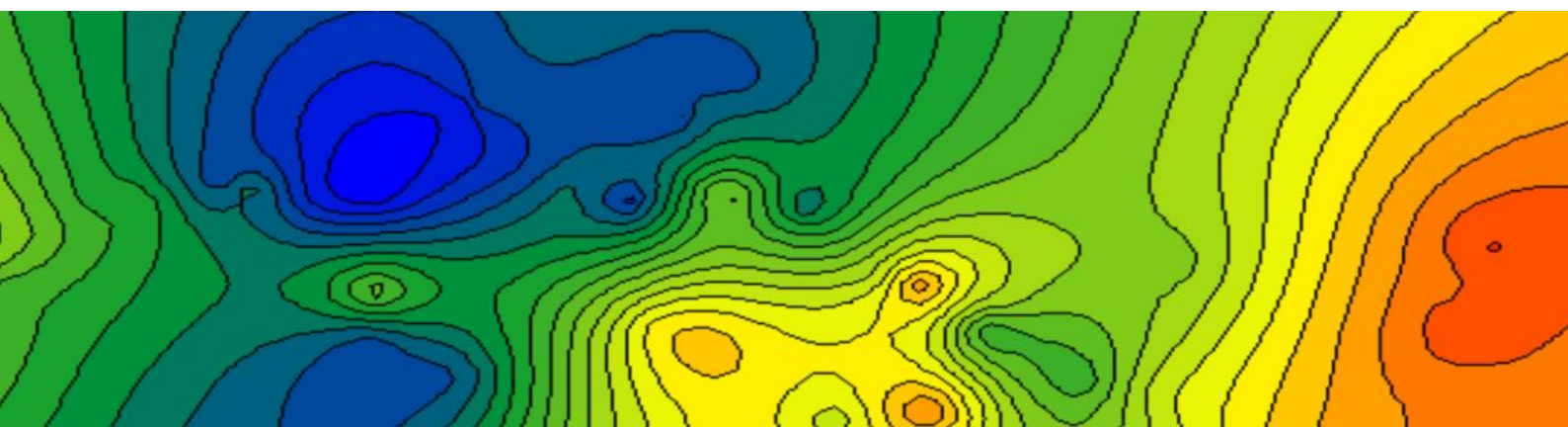
UNIVERSIDADE DE COIMBRA
FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
Departamento de Ciências da Terra

MODELAÇÃO GRAVIMÉTRICA E MORFOTECTÓNICA
DO DIAPIRO SALINO DE LOULÉ

João Luís Leitão Almeida Tomás

MESTRADO EM GEOCIÊNCIAS - Especialização em Recursos Geológicos

Setembro, 2016





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

MODELAÇÃO GRAVIMÉTRICA E MORFOTECTÓNICA
DO DIAPIRO SALINO DE LOULÉ

João Luís Leitão Almeida Tomás

MESTRADO EM GEOCIÊNCIAS- Especialização em Recursos Geológicos

Orientadores científicos

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

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

Setembro, 2016

Agradecimentos

Foi uma longa jornada esta dissertação de mestrado, com algumas dores de cabeça e dias compridos, mas que não teria sido possível concluir sem o apoio e ajuda de algumas pessoas, a quem gostaria de agradecer.

Aos meus orientadores, Professor Doutor Fernando Carlos Lopes e Professor Doutor Fernando Pedro Figueiredo, por me terem aceite como seu orientando e pelos esclarecimentos de todas as dúvidas que surgiram, bem como pela liberdade que me deram ao longo da construção da tese.

Uma palavra de agradecimento ao Departamento Ciências da Terra da Universidade de Coimbra e aos Professores que fizeram parte da minha vida Académica, porque sem os seus ensinamentos esta dissertação não seria possível.

À Doutora Ana Machadinho, por toda a ajuda e pela extrema paciência que teve nos esclarecimentos de todas as dúvidas relativas ao *Arcgis* e *OasisMontaj*.

À empresa Clona-Mineira Sais Alcalinos, SA e ao Engenheiro Alexandre Andrade, pelos dados cedidos que possibilitaram este trabalho.

Agradeço também à Direção-Geral do Território e ao Eng.º Gonçalo Crisóstomo, pela rápida resposta e pelos dados cedidos, que se mostraram de grande importância nesta dissertação.

Ao meu colega de mestrado e amigo Fábio Marques, pelo apoio e motivação nesta luta conjunta que foram as nossas teses. Aos colegas de curso que se tornaram amigos para a vida, um agradecimento pelos anos e peripécias que passamos juntos em Coimbra, ao David Vaz, Marisa Santos, Pedro Mónica, João Lages, Dany Abreu, Filipa Domingos, André Paiva, Renato Cambraia, Bruno Teixeira, Sérgio Pinheiro, Rui Pires, Hugo Correia, Beatriz Cruz, Janete Gomes, Marta Reis, Carolina Flores, Vítor Valente e João Trigo.

Aos amigos do Juncal e Juncalhatoda, que fazem parte da família e dos quais não vou escrever os nomes porque são mais que muitos. Ao pessoal da MatrecosCrew, e em especial ao Pedro Santo, que sempre me lembrou que o mestrado e a tese estavam em primeiro lugar.

Aos meus Pais e Avós, o maior dos agradecimentos, pois sem eles nada disto seria possível, desde a licenciatura ao mestrado. Por toda a liberdade, confiança e paciência que têm comigo. Ao meu tio, pelos passeios pela montanha, que me fizeram nascer o gosto pela Geologia.

Um especial agradecimento à namorada e maior amiga que podia ter feito, a Helena Moura. Obrigado por não me deixares desistir quando o pensei fazer, pela força que me deste, por todos os erros que me corrigiste e pelas horas que perdeste só para me ajudar, quando tu já estavas mais que atrasada nos teus trabalhos. Obrigado por aturares as minhas maluqueiras e por seres quem és. Começámos juntos, acabamos juntos.

Resumo

O diapiro de Loulé localiza-se na orla sul de Portugal, enquadrado no contexto da Bacia do Algarve, estando a sua implantação e evolução intimamente ligadas às etapas de evolução desta bacia sedimentar. É formado pelo Complexo pelítico carbonatado e evaporítico de Silves, datado do Retiano-Hetangiano. Este complexo é ainda responsável por outras estruturas evaporíticas, tanto a “*onshore*” como a “*offshore*”

Neste trabalho fez-se a modelação gravimétrica e morfotectónica do diapiro salífero de Loulé e da sua zona envolvente, com o objetivo de compreender a sua geometria e extensão lateral em profundidade, avaliar o mecanismo da sua instalação e verificar a sua relação com o contexto tectónico da região.

Para esse efeito, foram construídos mapas de anomalias gravimétricas de Bouguer, Regional e Residual, a partir de dados cedidos pela empresa Clona e pela DGTerritório, tendo sido necessário a vectorização de algumas cartas. Foi também construído um projecto SIG (Sistema de Informação Geográfica), onde foram geradas imagens compósitas e *hillshades*, necessários para a interpretação morfotectónica. A modelação gravimétrica foi efetuada tendo como base a construção de perfis geológicos interpretativos segundo orientações preferenciais, a partir da cartografia geológica disponível.

Através da relação entre os modelos criados e a tectónica da bacia do Algarve inferiu-se acerca da possível geometria deste diapiro, onde as forças tanto distensivas como compressivas tiveram grande relevância na migração dos evaporitos e na implantação da estrutura. Inferiu-se ainda a possível existência, no soco a nordeste do diápiro de Loulé, de um corpo ígneo subaflorante, ainda não reconhecido, semelhante ao maciço ígneo de Monchique, instalado mais a oeste.

Palavras-chave: Bacia do Algarve, Diapiro de Loulé, Interpretação Morfotectónica, Anomalia de Bouguer, Modelação Gravimétrica

Abstract

The Loulé diapir is located on the south border of Portugal, framed in the context of the Algarve Basin, and its implementation and evolution is related with the evolutionary steps in this sedimentary basin. Its sedimentation it is originated from the pelitic, carbonated and evaporitic complex of Silves, dating from the Raethian-Hettangian. This complex is also responsible for other evaporitic structures, the "onshore" as the "offshore".

In the present research was performed the gravimetric and morphotectonic modeling of the Loulé salt diapir and its surrounding areas, in order to understand its geometry and lateral extension in depth, to evaluate the mechanism of its implementation as well as assessing their relation with the tectonic context of the region.

For this purpose, through data that was provided by the Clona company and the DGTerritório, gravimetric anomaly maps of Bouguer, Regional and Residual were constructed, which required the vectorization of some maps. A GIS (Geographic Information System) project which generated composite images and hillshades, needed for the morphotectonic interpretation, was also constructed. The gravimetric modeling was performed based on the construction of interpretative geological profiles in accordance with preferred orientations, trough the available geological mapping.

Through the relationship between the created models and the tectonics of the Algarve basin was inferred about the possible geometry of this diapir in which the forces, both distensive as compressional, had a great importance in the migration of evaporites and in the implementation of the structure. It was also inferred the possible existence of an igneous boby in the basement northeast of the Loulé diapir, not yet recognized and similar to the igneous massif of Monchique, located further west.

Keywords: Algarve basin. Loulé diapir, Morphotectonic interpretation, Bouguer anomaly, Gravimetric modeling.

Índice

Agradecimentos	I
Resumo.....	III
Abstract.....	IV
Índice de figuras.....	VII
Índice de tabelas	X
Índice de equações	X
I - Introdução	1
1. – Introdução	2
1.1. – Objectivos	2
1.2. - Motivação.....	2
1.3. - Estado da arte.....	3
1.4. - Metodologias.....	6
II - Enquadramentos	8
2 – Enquadramentos	9
2.1 – Enquadramento geográfico	9
2.2. – Enquadramento geomorfológico.....	10
2.3 – Enquadramento geotectónico.....	12
2.4. – Área em estudo	23
III – Interpretação morfotectónica.....	29
3.1. – Morfoestruturas	30
IV – Interpretação gravimétrica	38
4.1. – Correções gravimétricas	40
4.2. – Anomalias gravimétricas.....	42
4.3. – Interpolação dos dados	44
4.3.2. – Anomalia regional.....	47
4.3.3. – Anomalia residual.....	49
4.4. – Modelação.....	54

V – Integração dos resultados no contexto da evolução mesocenozóica da Margem Algarvia.....	66
5.1. – Soco.....	67
5.2. – Bacia	67
VI – Conclusões.....	71
6. – Conclusões	72
6.1. – Conclusões finais	72
6.2. – Trabalhos futuros.....	73
VII – Bibliografia.....	74
Anexos	85

Índice de figuras

Figura 1.1- Organograma do estado da arte.....	5
Figura 2.1- Localização geográfica do Concelho de Loulé. Mina localizada pela bola vermelha(imagem retirada do GoogleEarthpro, 2016).....	9
Figura 2.2- Carta Militar de Portugal, folhas nº 587, 588, 589, 596, 597, 598, 605, 606, 607, 610 e 611 à escala 1:25000	10
Figura 2.3- Mapa geológico simplificado da bacia do Algarve, com a localização das principais falhas que a afetam (Adaptado de Dias, 2001; Terrinha 1998).....	11
Figura 2.4- Excerto da Carta Geológica de Portugal, folha 52B–Albufeira (Rocha et al.1981) e a 53A–Faro (Manuppella et al.1985), à escala 1:50000. Circulo vermelho sinaliza a mina.	12
Figura 2.5- Excerto da Carta Geológica de Portugal, folha 7 (Oliveira, 1982-83) e folha 8 (Oliveira, 1987-88), à escala 1/200000. Circulo vermelho sinaliza a localização da mina.	13
Figura 2.6- Correlação das unidades litoestratigráficas do Triásico e do Jurássico Inferior (adaptado de Rocha, 1976; C. Lopes, 2002; Terrinha et al. 2010)	14
Figura 2.7- Sub-bacias jurássicas na bacia do Algarve (Terrinha et al. 2010)	15
Figura 2.8- Correlação das unidades litoestratigráficas do Jurássico Médio e Superior (adaptado de Rocha, 1976; Marques, 1983; C. Lopes, 2002; Terrinha et al. 2010	16
Figura 2.9- Correlação das unidades estratigráficas do Cretácico (adaptado de Rocha & Rey in Terrinha et al., 2006; Rey, 2006).	17
Figura 2.10- Sub-zonas morfológicas do Algarve (adaptado de Borges, 2012)	23
Figura 2.11- Excerto da carta geológica de Portugal, folhas 52B–Albufeira (Rocha et al.1981) e a 53A–Faro (Manuppella et al.1985), à escala 1:50000. Com a identificação das falhas referidas no texto. Mina sinalizada com circulo vermelho.	28
Figura 3.1- Levantamento dos alinhamentos estruturais das folhas 52B–Albufeira (Rocha et al.1981), 53A–Faro (Manuppella et al.1985) à escala 1:50000 e as folhas 7 (Oliveira, 1982-83) e folha 8 (Oliveira, 1987-88) da Carta Geológica de Portugal à escala 1/200000. Mina identificada pelo ponto vermelho.	31
Figura 3.2- Levantamento da rede hidrográfica da área em estudo através das folhas 587, 588, 589, 596, 597, 598, 605, 606, 607, 610 e 611 da carta militar de Portugal à escala 1:25000. Mina identificada pelo ponto vermelho.	32
Figura 3.3- Sobreposição do mapa dos alinhamentos estruturais levantados sobre a rede hidrográfica. Mina identificada pelo ponto vermelho.	33
Figura 3.4- Carta Hipsométrica. Mina de Loulé identificada pelo ponto vermelho.	34
Figura 3.5- Altimetria Mina de Loulé identificada pelo ponto vermelho.	34

Figura 3.6- MDT com hillshade, filtro direccional N45°W. Mina de Loulé identificada pelo ponto vermelho.....	35
Figura 3.7- MDT com hillshade, filtro direccional N45°E. Mina de Loulé identificada pelo ponto vermelho.....	35
Figura 3.8- Identificação de alinhamentos estruturais sobre a figura 3.6- MDT com hillshade, filtro direccional N45°W. Mina identificada pelo ponto vermelho.	36
Figura 3.9 Diagrama de roseta com direcções preponderantes dos alinhamentos morfoestruturais da figura 3.8.....	37
Figura 4.1- Exemplo de perfil gravimétrico e separação das anomalias regional e residual (adaptado de Lowrie, 2007).....	43
Figura 4.2- Imagem satélite retirada do GoogleEarthPro onde podemos observar todas as estações gravimétricas. Mina marcada pelo ponto vermelho (GoogleEarthPro, 2016)	44
Figura 4.3- Mapa da anomalia de Bouguer obtido através dos dados da DGTerritório.	45
Figura 4.4- Mapa da anomalia de Bouguer obtido através dos dados da DGTerritório referenciada geograficamente. Mina Circulo preto localiza a mina de Loulé.....	46
Figura 4.5 Mapa da anomalia de Bouguer obtido através dos dados da DGTerritório sobreposto aos alinhamentos estruturais identificados no capítulo anterior, figura 3.8	47
Figura 4.6- Anomalia regional (A) e residual (B) através da separação por superfície quadrática.	50
Figura 4.7- Anomalia regional (A) e residual (B) através da separação por superfície planar.	51
Figura 4.8- Anomalia regional (A) e residual (B) através da separação por superfície bilinear	52
Figura 4.9- Anomalia regional (A) e residual (B) através da separação por superfície cúbica	53
Figura 4.10- Mapa da anomalia residual (dados fornecidos pela Clona).	54
Figura 4.11- Mapa Geológico simplificado com a posição dos cortes geológicos modelados. A mina de Loulé está assinalada a vermelho.	56
Figura 4.12- Perfil AA' - Corte geológico interpretativo segundo a direcção NW-SE (Ver plano de posição na figura 4.11).	57
Figura 4.13- Modelo P1 - modelo gravimétrico ao longo do perfil geológico interpretativo AA'	59
Figura 4.14- Perfil BB' - corte geológico interpretativo segundo a direcção NE-SW (ver plano de posição na figura 4.11)	61
Figura 4.15- Modelo P2 – modelo gravimétrico ao longo do perfil geológico interpretativo BB'	62

Figura 4.16- Perfil CC' - corte geológico interpretativo com orientação NW-SE (relatório interno da empresa Clona) (ver plano de posição na figura 4.11).....	64
Figura 4.17- Modelo P3 - modelo gravimétrico ao longo do perfil geológico interpretativo CC'	65
Figura 5.1- Sub-zonas morfológicas do Algarve. A azul zona onde os valores gravimétricos se mostraram mais negativos. (adaptado de Borges, 2012)	67
Figura 5.2- Modelo Interpretativo do Diapiro de Loulé segundo NW-SE	68
Figura 5.3- Modelo proposto da evolução do diapiro de Loulé.....	70

Índice de tabelas

Tabela 1- Métodos de regressão e coeficientes de regressão.....	48
Tabela 2- Tabela de densidades	55

Índice de equações

Equação 1- Lei da Gravitação	39
Equação 2- Anomalia de Bouguer resultante da soma das várias correcções.....	42
Equação 3- Anomalia de Bouguer	42
Equação 4- Equação de Gardner	55

I - Introdução

1. – Introdução

1.1. – Objectivos

A presente dissertação foi realizada no âmbito do mestrado de Recursos Geológicos, ramo das Geociências, e trata-se da dissertação final de mestrado no ano lectivo 2015/2016.

No presente trabalho faz-se a análise e a interpretação das anomalias gravimétricas e dos alinhamentos morfoestruturais do diapiro salífero de Loulé e zona envolvente, de modo a:

- i) compreender a geometria em profundidade e a sua extensão lateral, através da construção de um modelo gravimétrico que seja coerente com o conhecimento geológico da área em estudo;
- ii) avaliar o mecanismo de implatação do diapiro de Loulé e verificar a sua relação com o contexto tectónico da região.

Esta análise será possível através da construção de mapas de anomalias gravimétricas, de Bouguer, Regional e Residual, de dados já recolhidos anteriormente e cedidos pela Direcção-Geral do Território e pela empresa Clona, tendo sido necessária a vectorização de algumas cartas. Foi também construído um projecto SIG (Sistema de Informação Geográfica), com a criação de imagens compósitas e hillshades. Serão apresentados três modelos gravimétricos, demonstrando o problema inverso da gravimetria.

1.2. - Motivação

Na área das geociências é reconhecida a importância do conhecimento, da cartografia e da modelação de um corpo salífero, mais ainda se o mesmo for sub-aflorante, como é o caso em estudo. Esta importância advém das diferentes aplicações que os corpos salíferos podem ter, quer do ponto de vista científico, quer do ponto de vista económico. Do ponto de vista científico é relevante perceber o comportamento reológico das formações evaporíticas e o papel que elas desempenham na evolução geodinâmica das bacias sedimentares. Do ponto de vista económico, a principal e mais básica aplicação é a sua exploração para obtenção de matérias primas como sal-gema, os sais de potássio e o enxofre. Constituem, também, excelentes armadilhas estruturais para hidrocarbonetos. Como são selantes, têm sido usados como reservatórios para gás natural. Corpos salíferos bem como antigas explorações dos mesmos, tem servido para armazenamento de resíduos nucleares, como são exemplos as minas de Morsleben, Schacht Asse II e o domo salino de Gorleben (Barros, 2012). Devido às temperaturas baixas e constantes que se fazem notar

no interior deste tipo de minas, bem como a sua estabilidade estrutural, podem também ser usadas como bons arquivos de documentos e outros tipos de bens (Pires, 2016 in barlavento.pt).

Para o reconhecimento de subsuperfície dos diapiros salinos são utilizados métodos geofísicos como a reflexão sísmica e a gravimetria. Os dados obtidos pelos levantamentos gravimétricos permitem fazer uma distinção entre diapiros salinos e diapiros argilosos e entre estruturas salinas e altos do soco, através das diferenças de densidade. A modelação dos dados permite conhecer a geometria das estruturas e sua profundidade de enraizamento. A gravimetria é também importante, a nível da análise tectónica de subsuperfície, pois permite reconhecimento e cartografia de falhas em profundidade.

1.3. - Estado da arte

Os estudos sobre a região do Algarve surgem pela primeira vez em 1850, numa publicação de Bonnet, com uma descrição geológica e geográfica do Algarve. Em 1887, Choffat realiza o primeiro trabalho de investigação sobre a geologia, com maior foco dado à biostratigrafia do Mesozóico da Bacia do Algarve, trabalho este que ainda hoje fornece informações importantes sobre a Orla Sul Portuguesa. A 3ª edição da Carta Geológica de Portugal à escala de 1:500000, em 1899 por Nery-Delgado e Choffat, a mesma teve como base as observações de campo e a cartografia realizada nos trabalhos anteriormente mencionados.

Feio, em 1951, publica um trabalho sobre a morfologia estrutural que compreende a zona em estudo, denominado a “Evolução do Baixo Alentejo e Algarve”. Em 1958, existe uma tentativa de estabelecer uma correlação entre as duas orlas sedimentares portuguesas por Pratsch, onde este estuda a estratigrafia do Jurássico e os aspectos da tectónica regional.

Em 1962 Riche e 1963 Parant, ambos geólogos da Companhia Portuguesa de Petróleo, elaboram relatórios onde falam sobre as variações laterais das fácies frequentes na bacia algarvia. Os Serviços Geológicos de Portugal iniciaram, em 1978, de um modo sistemático, a publicação da cartografia geológica na zona do Algarve.

Palain, em 1976 e 1979, publica trabalhos com referência ao Triásico da Bacia Algarvia, onde define as unidades deste período. Acerca do Jurássico, Rocha em 1971 e 1976, lança trabalhos que incidem sobre a estratigrafia e a paleontologia do Algarve Ocidental. Relativamente ao Jurássico Inferior e Médio é importante realçar os trabalhos de

Marques e Rocha (1988a; 1988b), Terrinha e Ribeiro, (1998), Terrinha et al. (2002), Azerêdo et al. (2003) e Dommergues et al. (2011).

Segundo Manuppella (1988) é no Jurássico Inferior que o fenómeno de diapirismo se inicia. Terrinha (1989) fala-nos de forças tectónicas que contribuíram para a ascensão do material salífero. É no Jurássico Médio que começam a ocorrer migrações de massas de sal, sendo estas estruturas frequentes, e com importância económica, no Algarve, como é o caso da exploração de sal-gema da mina de Loulé (Ramalho, 1988). A estrutura de Loulé foi reconhecida por sondagem, em 1960, e é nesta estrutura que se encontra a única mina de sal-gema, explorada pela empresa Clona, Manuppella (1987).

No Jurássico Superior são de salientar os trabalhos de Ramalho (1972, 1981, 1985, 1988), Marques e Rocha (1981), Marques (1985), Marques et al. (1992; 1998).

As Folhas 7 e 8 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200000 foram lançadas por Oliveira, em 1983 e 1987-1988, respectivamente. Manuppella et al. (1988) estimou em 3000m a espessura máxima do preenchimento sedimentar Meso-Cenozóico, no seu trabalho sobre a evolução tectónica e sedimentar da Bacia do Algarve. Manuppella et al. (1992) publicou ainda as Cartas Geológicas da região do Algarve à escala 1:100000.

No que diz respeito à estratigrafia e evolução sedimentar do Cretácico da Bacia do Algarve foram vários os trabalhos lançados por diversos autores como Choffat (1887), Rey e Ramalho (1974, 1981), Rey *et al.* (1977), Correia *et al.* (1981, 1982), Rey (1982, 1983), Berthou *et al.* (1983), Correia e Berthou (1984), Prates (1986), Correia (1989) e Berthou e Leereveld (1990). Todavia, a uniformidade que melhor permitiu compreender a estratigrafia deste período surgiu com os trabalhos de Cabral (1995) e Terrinha (1998), devido à elaboração de tabelas de correlação estratigráfica das diferentes unidades. Rey em 2006 publica um trabalho onde explica a síntese da evolução da Bacia e define formalmente as suas unidades. Outros trabalhos onde também foram definidas as unidades estratigráficas, de acordo com as recomendações do *International Stratigraphic Guide* (Murphy e Salvador, 1999), foram o de Rey *et al.* (2006) e Rocha e Rey *in* Terrinha *et al.* (2006).

Bonnet iniciou o estudo do Cenozóico na Bacia do Algarve em 1850, e Costa em 1866, 1867. Estes estudos foram retomados apenas em 1958 por Zbysewski. Porém, nas décadas seguintes, autores como Pais, 1982; Antunes e Pais, 1992, 1993; Cachão e Silva, 1992, Cachão, 1995a; Boski et al., 1995; Antunes et al., 1997, 2000; Moura, 1998 e Moura e Boski, 1999, contribuíram com importantes trabalhos de cartografia, geologia, geoquímica e paleontologia que melhoraram o conhecimento do Cenozóico.

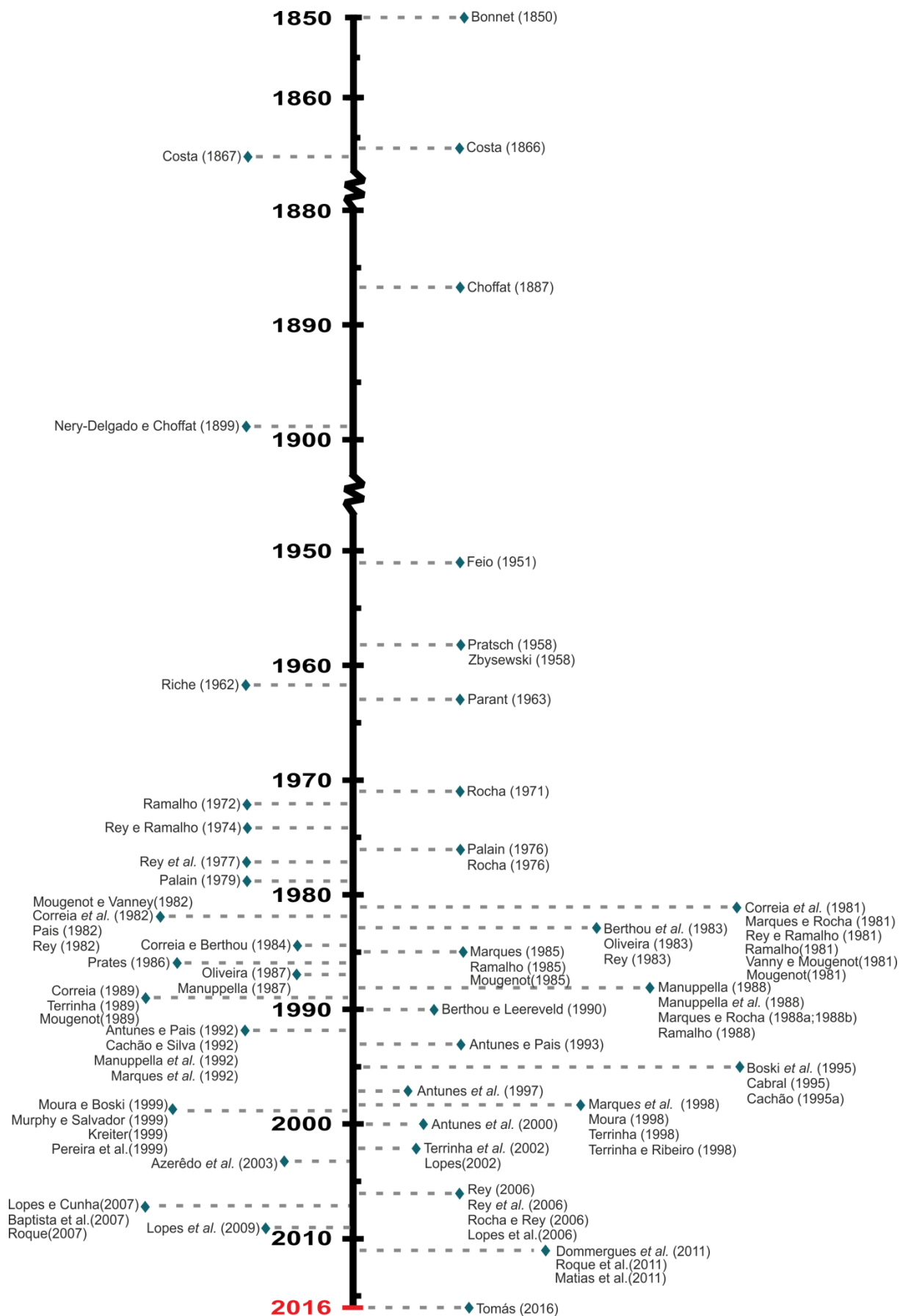


Figura 1.1- Organograma do estado da arte.

Dos trabalhos sobre a estratigrafia e a tectónica do sector imerso, baseados na análise e interpretação de dados de geofísica (sismológicos, de reflexão sísmica e de gravimetria) são de destacar os de Vanney e Mougenot (1981), Mougenot (1985, 1989), Mougenot e Vanney (1982), Terrinha (1998), Kreiter (1999), Pereira et al. (1999), Lopes (2002), Lopes et al. (2006), Baptista et al. (2007), Lopes e Cunha (2007), Roque (2007), Lopes et al. (2009), Roque et al. (2011), Matias et al. (2011). Na figura 1.1 observamos um organograma do estado da arte.

1.4. - Metodologias

Neste trabalho começou-se por realizar uma pesquisa bibliográfica sobre o diapiro de Loulé, assim como sobre a bacia sedimentar onde este se localiza, a bacia do Algarve, de modo a conhecer e compreender a geologia e tectónica da região.

Efectuada a pesquisa inicial da zona envolvente ao diapiro, iniciou-se a criação de um projecto SIG, com recurso ao *software* ArcGis®, onde foram tratadas diferentes cartas, tanto geológicas, às escalas 1:50000 e 1:200000, como militares, à escala 1:25000. Foi realizada a georreferenciação das mesmas, bem como das posteriores cartas de anomalias criadas. O tratamento de imagens de satélite *Landsat* foi também efectuado, dando origem a *hillshades*, à carta geológica simplificada e à carta hipsométrica, por exemplo.

Os dados gravimétricos trabalhados foram cedidos pela Direção Geral do Território e pela empresa Clona-Mineira Sais Alcalinos, SA, que na restante dissertação serão mencionada de DGTerritório e Clona, respectivamente. A partir dos primeiros dados, foram produzidas cartas da anomalia de Bouguer, Regional e Residual, com recurso ao *software* SURFER8. Já os dados da empresa Clona consistiram numa carta de anomalias Residuais em torno da mina. Tratando-se de um documento antigo, a carta possivelmente terá alguma distorção, pelo que foi necessário vectorizar a carta, georreferencia-la e criar uma tabela de dados de anomalia residual. Estes dados foram posteriormente trabalhados no OasisMontaj, produzindo-se assim uma nova carta da anomalia Residual. Foi ainda realizada uma tentativa de conciliar os dados acima referidos com os dados de satélite posteriormente adquiridos, algo que se tornou inviável, uma vez que a malha e a resolução efetuados em cada uma das campanhas não eram passíveis de ser trabalhadas em conjunto dado as elevadas diferenças entre si.

Com vista à modelação dos perfis foi utilizado o *software* GM-SYS, tendo sido assim gerados três modelos que serão analisados e interpretados no final desta dissertação.

Os *softwares* utilizados por forma a realizar o presente trabalho foram:

- Microsoft Word 2010;
- Microsoft Office Excel2010;
- Coreldraw X6;
- Google Earth Pro;
- Golden Surfer 8;
- Geosoft Oasis Montaj 7.1;
- Geosoft GM-Sys;
- ESRI Arcgis 10.3.

Os dados usados, tendo sido alguns deles trabalhados, foram:

- Bibliografia sobre a região;
- Dados gravimétricos da DGTerritório;
- Dados gravimétricos da empresa Clona (Anexo1);
- Dados gravimétricos de Satélite, fonte BGI;
- Cartas Geológicas a diferentes escalas (às escalas 1:50000 e1:200000);
- Cartas militares (à escala 1:25000);
- Imagens satélite tipo Landsat 8;
- Dados de altimetria (ASTER GDEM Vz).

II - Enquadramentos

2 – Enquadramentos

2.1 – Enquadramento geográfico

A zona de exploração do Diapiro de Loulé, levada a cabo pela empresa Clona, situa-se na localidade de Campinas de Cima, freguesia São Clemente, concelho de Loulé, distrito de Faro (região do Algarve - NUT II - e sub-região do Algarve - NUT III). A cidade de Loulé é sede do maior município da região, que se divide em 9 freguesias: Almancil, Alte, Ameixial, Boliqueime, Quarteira, Querença Tôr e Benafim, Salir, São Clemente e São Sebastião. Na figura 2.1 pode se observar a localização do município de Loulé e o seu enquadramento em Portugal Continental.

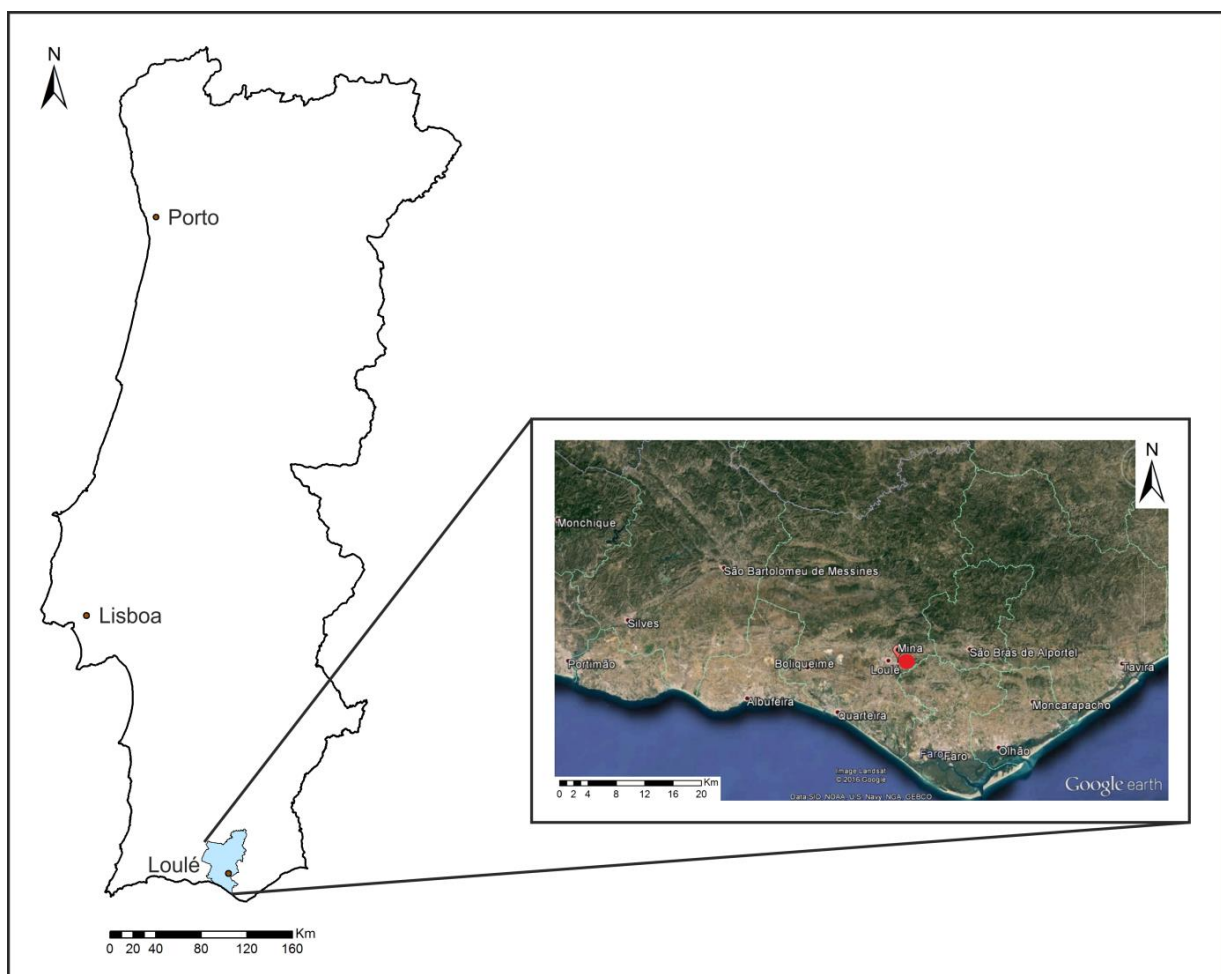


Figura 2.1- Localização geográfica do Concelho de Loulé. Mina localizada pela bola vermelha (imagem retirada do GoogleEarthpro, 2016).

Este município, com uma área de cerca de 763,7 km², reparte-se por quatro zonas com características geomorfológicas distintas, e que são, de norte para sul, a Serra, a Beira Serra, o Barrocal e o Litoral (CMLoulé). Segundo dados da PORDATA (2014), possui cerca de 69211 habitantes. A região está abrangida pela Carta Militar de Portugal, folhas n.º 587, 588, 589, 596, 597, 598, 605, 606, 607, 610 e 611 à escala 1:25000 (figura 2.2).

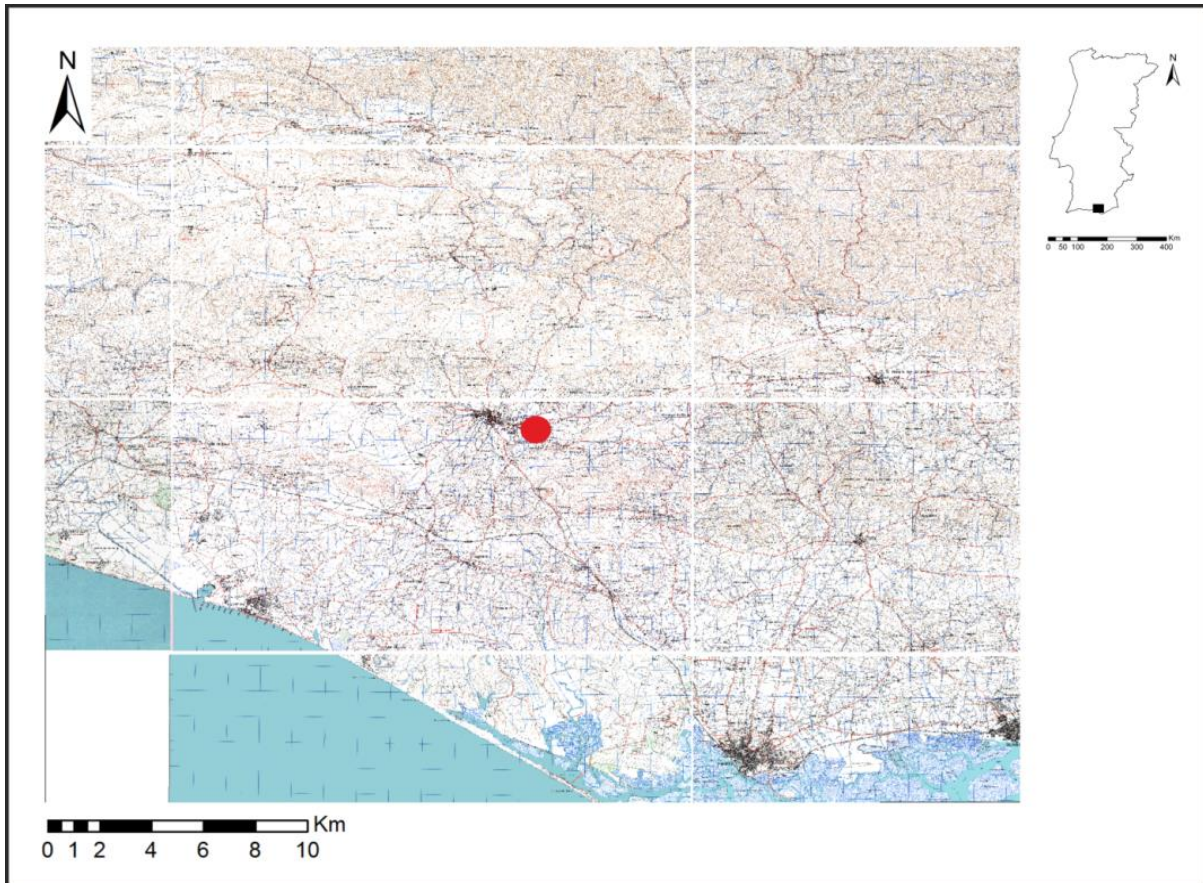


Figura 2.2- Carta Militar de Portugal, folhas nº 587, 588, 589, 596, 597, 598, 605, 606, 607, 610 e 611 à escala 1:25000.

2.2. – Enquadramento geomorfológico

Geomorfologicamente é possível distinguir e subdividir a região em estudo em três subzonas (figura 2.10): a Serra, que se situa no bordo setentrional e corresponde ao soco varisco da Zona Sul Portuguesa; o Barrocal, que designa a área entre a faixa litoral e a Serra, ou seja a região central, e que é constituído por formações calcárias de idade mesozoica., e a Orla Litoral, que se estende até ao oceano Atlântico e que é constituída predominantemente por formações cenozóicas (Gouveia, 1939; Feio, 1951).

A Serra ou Alto Algarve, compreende dois relevos de grande expressão que são a Serra do Caldeirão, com 589 metros de altitude, que é constituída fundamentalmente por xistos e grauvaques, de idade carbónica, pertencentes ao Grupo de Flysch do Baixo Alentejo, e a Serra do Monchique, com cerca de 902 metros, constituída principalmente pelo maciço sienito-nefelínico, que se instalou durante a fase compressiva do Cretácico Superior (Borges, 2012).

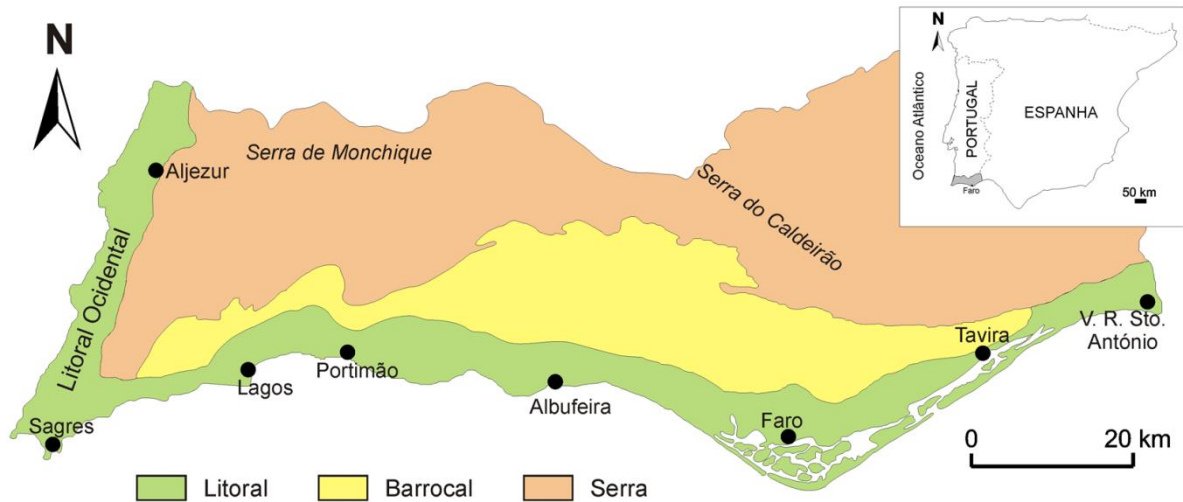


Figura 2.10- Sub-zonas morfológicas do Algarve (adaptado de Borges, 2012).

No caso do Barrocal, também denominado Algarve Calcário, é constituído por elevações calcárias mesozóicas, de formas alongadas e direcção média E-W, que raramente ultrapassam os 400 m de altitude (Lopes et al. 2015). Estas formações carbonatadas do Mesozoico definem o bordo norte da orla Meso-Cenozoica e assentam em discordância angular sobre o soco Paleozoico, e cuja estrutura monoclinal apresenta inclinação para sul. (Borges, 2012). São exemplo destas elevações a Rocha de Messines (348 m) e a Rocha da Pena (480 m), a Gralheira (281 m) e a Rocha dos Soidos (467 m) (Feio, 1951).

O Litoral, Baixo Algarve ou Beira Mar, estende-se desde a praia de Odeceixe até à foz do Rio Guadiana e apresenta uma extensão de cerca de 210 km de linha de costa. Caracteriza-se pela diversidade morfológica e litológica que permitiu a sua divisão em três sectores distintos: sector Ocidental, constituído por rochas do Paleozoico; sector Meridional Oeste, com formações carbonatadas meso-cenozoicas; sector Meridional Este, constituído por arribas arenosas, datadas do Pliocénico e Plistocénico (Moura, 1998; Borges, 2012).

2.3 – Enquadramento geotectónico

2.3.1. – A bacia algarvia

A Bacia Algarvia corresponde a terrenos mesocenozóicos, com um preenchimento sedimentar estimado em 3000m (Manuppella et al., 1988), que assentam discordantemente sobre o substrato Paleozóico da Zona Sul Portuguesa (Manuppella, 1992). Têm uma orientação E-W, possuindo uma extensão de aproximadamente 150km, desde o Cabo de São Vicente ao rio Guadiana, e uma largura que varia de 13km a 30km (figura 2.3).

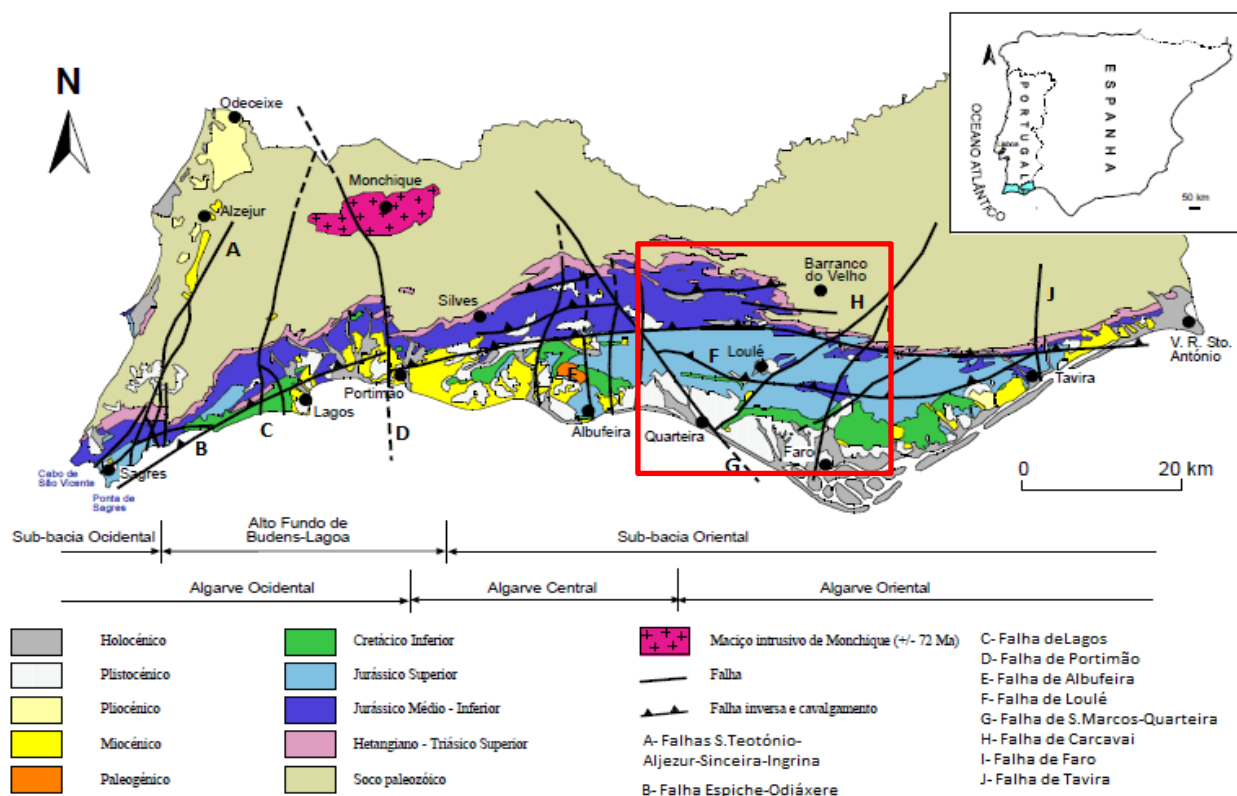


Figura 2.3- Mapa geológico simplificado da bacia do Algarve, com a localização das principais falhas que a afectam (Adaptado de Dias, 2001; Terrinha 1998).

No que diz respeito à geologia da zona, a mesma está presente nas Carta Geológica de Portugal folha 52B–Albufeira (Rocha et al.1981) e a 53A–Faro (Manuppella et al.1985), à escala 1:50000 (figura 2.4) e na folha 7 (Oliveira, 1982-83) e folha 8 (Oliveira, 1987-88), à escala 1:200000 (figura 2.5).

Esta bacia desenvolveu-se devido a estiramentos e adelgaçamentos litosféricos relacionados com a abertura do Atlântico Central e com a formação da crosta oceânica da parte ocidental do Tétis (Terrinha et al. 2006). A forte sedimentação ocorrida no Triásico, com a deposição da unidade detrítica “Grés de Silves”, marca o início do seu enchimento (Palain, 1976). Durante o Pliensbachiano, a bacia do algarve subdividiu-se em duas sub-bacias, sub-bacia ocidental, e sub-bacia oriental, separadas pelo alto estrutural de Budens-Lagos/Algoz (figura. 2.6). Esta situação manteve-se até o Caloviano e o Títoniano (Rocha, 1976; Manuppella et al, 1987), quando novo soerguimento restaurou a uniformidade de sedimentação na bacia (Rocha et al, 1989; Manuppella, 1992). Com a passagem ao Cenozóico, o regime tectónico passou a ser compressivo, em consequência da convergência entre África e Ibéria.

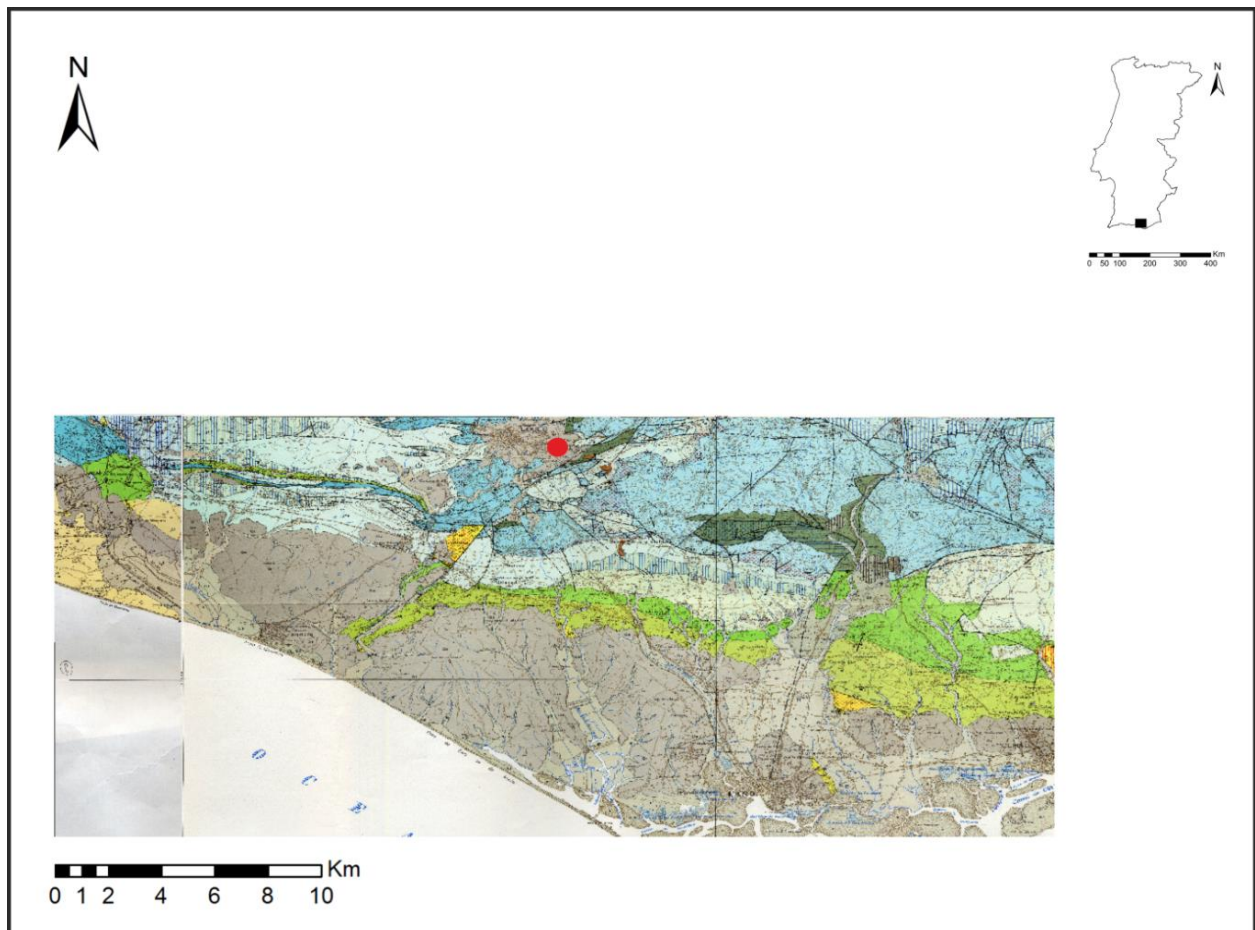


Figura 2.4- Excerto da Carta Geológica de Portugal. Folha 52B–Albufeira (Rocha et al.1981) e a 53A–Faro (Manuppella et al.1985), à escala 1:50000.

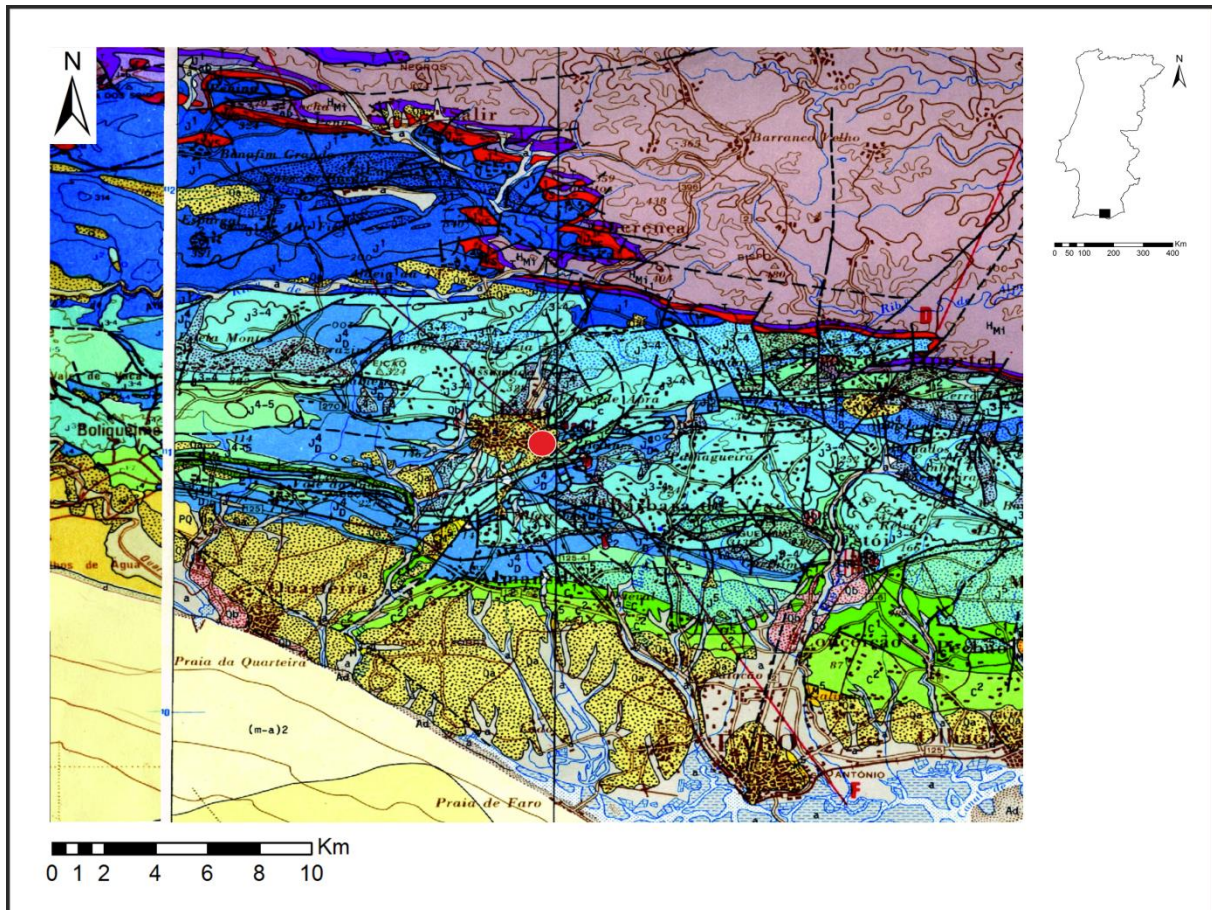


Figura 2.5- Excerto da Carta Geológica de Portugal, folha 7 (Oliveira, 1982-83) e folha 8 (Oliveira, 1987-88), à escala 1/200000. Circulo vermelho sinaliza a mina.

2.3.2. – Litostratigrafia

2.3.2.1. – Mesozóico

A) *Triásico – Jurássico Inferior*

Do Triásico Inferior ao Superior, a sedimentação evoluiu de ambientes do tipo fluvial para uma sedimentação característica de um ambiente marinho pouco profundo, com a existência de depocentros evaporíticos e escoadas vulcânicas sinsedimentares, sendo este o único evento de vulcanismo ocorrido nesta margem continental (Terrinha, 1998). Este primeiro conjunto de sedimentos, que assenta em discordância angular sobre o soco hercínico, constitui uma megasequência transgressiva conhecida pela designação Formação Grés de Silves (Choffat, 1887; Palain, 1976, 1979; Rocha 1976; Manuppela et al. 1988; Ramalho, 1988). Encontra-se subdividida em: *i*) Arenitos de Silves (Triásico inferior (?)), constituídos por depósitos arenítico-conglomeráticos e pelitos vermelhos com finas intercalações de siltitos e de dolomitos e por arenitos vermelhos na parte superior; *ii*) Complexo Margo-Carbonatado de Silves (ou Complexo pelítico carbonatado evaporítico) e

série Vulcano-sedimentar associada (Triásico superior-Hetangiano), série pelítica, margosa e calcário-dolomítica, que corresponde à parte superior dos “Grés de Silves” *sensus* P. Choffat; Margas bicolores de Palain (1976). Nesta unidade surgem depósitos evaporíticos de sal-gema e gesso, que apresentam uma considerável espessura a sul da linha tectónica Sagres-Algoz-Tavira, como é exemplo o caso em estudo, o Diapiro de Loulé.

A série vulcano-sedimentar (Manuppella, 1988; Manuppella, 1992) apresenta escoadas vulcânicas intercaladas em sedimentos contemporâneos da distensão associada à abertura do Atlântico Central durante o Jurássico inferior, diques e soleiras de doleritos, alternância de tufitos, piroclastos e brechas vulcânicas, em associação com margas bicolores e localmente com abundantes xenólitos de calcário dolomítico (Martins e Kerrich, 1998). Do Sinemuriano ao Toarciano, encontram-se dolomias, calcários dolomíticos e calcários margosos.

Na figura 2.6 podemos observar a síntese litoestratigráfica do Triásico e Jurássico Inferior da bacia do Algarve.

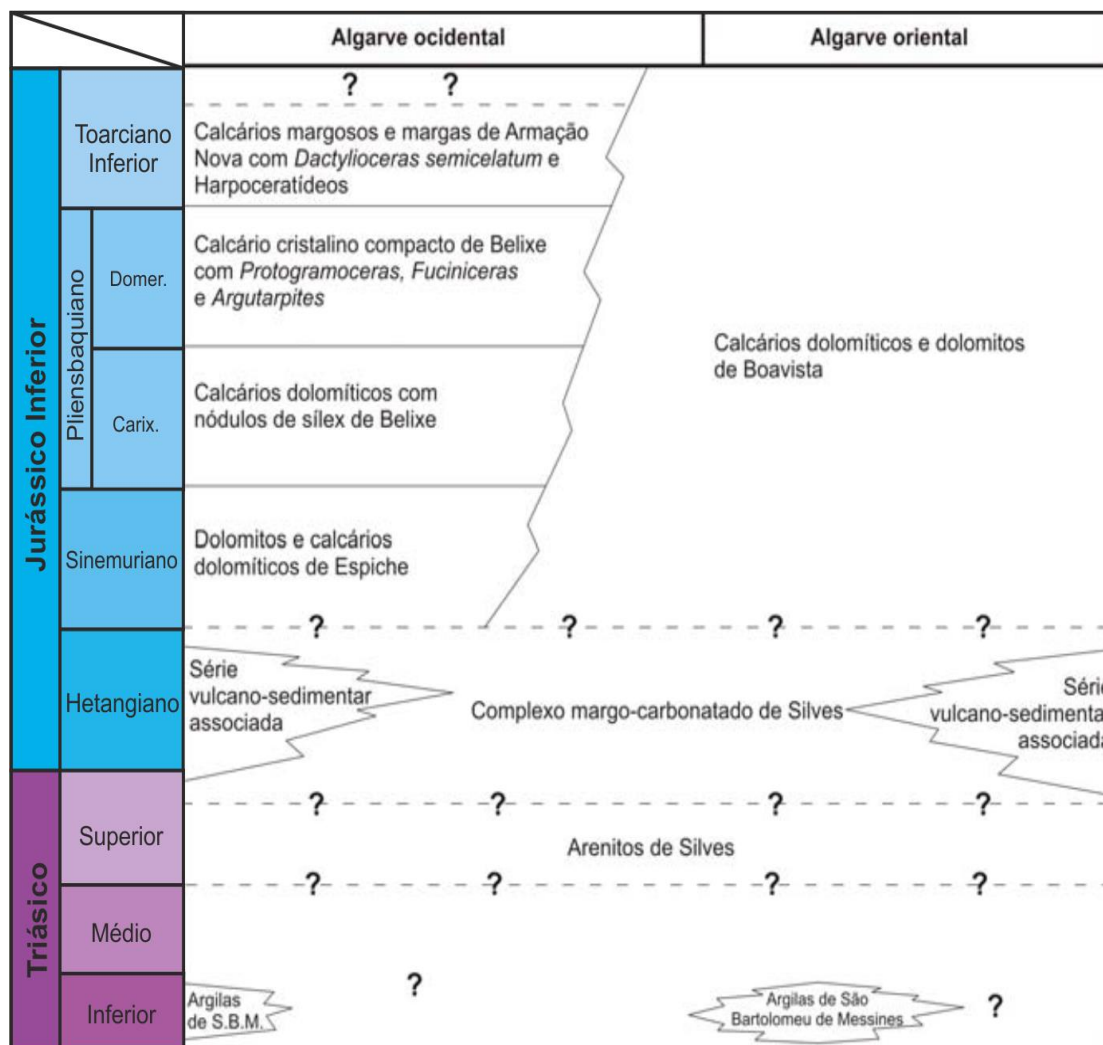


Figura 2.6 - Correlação das unidades litoestratigráficas do Triásico e do Jurássico Inferior (adaptado de Rocha, 1976; C. Lopes, 2002; Terrinha et al. 2006)

B) Jurássico médio-Jurássico superior

No Carixiano (Pliensbachiano inferior) a Bacia do Algarve começou a diferenciar-se em duas sub-bacias (figuras 2.3 e 2.7), sub-bacia ocidental e na sub-bacia oriental, estando divididas pelo alto estrutural de Budens-Lagoa/Algoz (sector central), Manuppella et al. (1988). Litostratigraficamente não se observam grandes diferenças entres as duas sub-bacias.

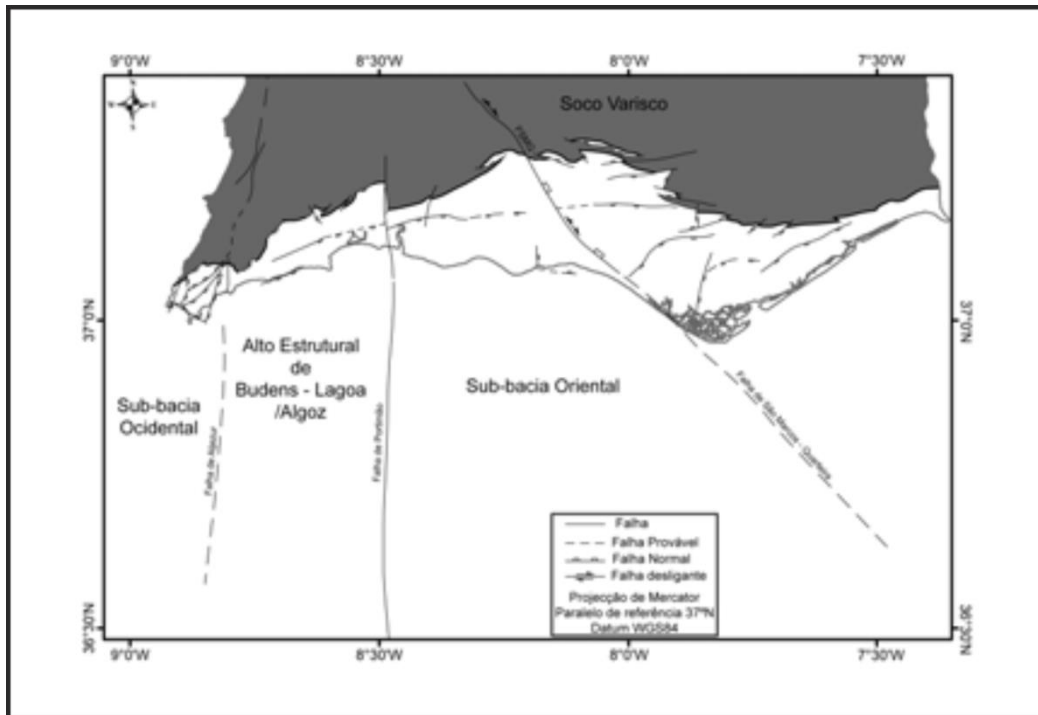


Figura 2.7- Sub-bacias jurássicas na bacia do Algarve (Terrinha et al. 2006).

Durante o Jurássico Médio o enchimento sedimentar compreende, na base, unidades calcárias bioclásticas, que passam a margas e calcários a partir do Bajociano. A passagem do Jurássico Inferior para Médio é marcada por um importante hiato, compreendido entre o Toarciano Médio e o Aaleniano Médio. Apenas a NW de Tavira ocorre um registo sedimentar contínuo, materializado pelos Calcários dolomíticos e dolomitos de Boavista, datados do Sinemuriano – Aaleniano (Manuppella, 1992; Oliveira, 1992). Os sedimentos mais antigos, de idade provável Aaleniano – base do Bajociano, ocorrem na região de Sagres e correspondem a fácies confinadas que resultaram da erosão de bioconstruções. Esta unidade evoluiu para níveis carbonatados bioconstruídos e depois para margas e calciturbiditos já no Caloviano, (Rocha, 1976).

As formações do Jurássico Superior apresentam fácies e espessuras diferentes nas duas sub-bacias. Na Sub-Bacia Ocidental a sedimentação é caracterizada pela presença de fácies marinho litorais a lagunares, com episódios continentais (Ramalho, 1972-1973). À

Sub-Bacia Oriental está associada a maior subsidência, apresentando importantes variações laterais de fácies, evidenciando uma heterocronia dos seus limites (Marques, 1983; Ramalho, Rocha & Marques in Oliveira, 1984; Marques, 1985).

De modo geral podemos descrever as unidades do Oxfordiano e Kimmeridgiano como calcários e dolomitos passando a calcários no Titoniano.

Na figura 2.8 podemos observar a síntese litostratigráfica do Jurássico médio e superior.

		Algarve ocidental	Algarve oriental	
Jurássico superior	Titoniano	Calcários com <i>Anchispirocyclina lusitanica</i> de Fontainhas		
	Kimmeridgiano	Calcários dolomíticos e dolomitos de Sagres	?	Calcários de Escarpão
		C. compactos e c. margosos c/ <i>A. jaccardi</i> de Tonel		C. dolomíticos de S. B. de Nexé
		C. margosos, margas e conglomerados de Tonel		C. dol. de S. B. de Nexé 1 C. c/ nódulos de sílex da Jordana 1
Oxfordiano	C. crinóidicos de Tonel	?	Calcários margosos e margas de Peral	
		C. c/ nódulos fosf. e ferrug. de Tonel		"C. hidráulicos" de Loulé
Jurássico médio	Caloviano	Calcários margosos e margas de Mareta	?	Calcários margosos e margas de Telheiro
	Batoniano	Margas e calc. detriticos c/ <i>Zoophycos</i> de Mareta	?	Calcários e margas de Guilhim
	Bajociano		?	Margas de Mealhas
	Aaleniano	Calcários oolíticos, c. recifais, c. pisolíticos, c. calciclásticos, c. dolomíticos e dolomitos de Almadena	?	Calcários de Malhão
			?	?
				Calc. dolomíticos e dolomitos de Boavista

Figura 2.8- Correlação das unidades litostratigráficas do Jurássico Médio e Superior (adaptado de Rocha, 1976; Marques, 1983; C. Lopes, 2002; Terrinha et al. 2006).

C) Cretácico

No Cretácico não existiu uma diferenciação tão evidente de sub-bacias como no Jurássico, o que faz com que a estratigrafia deste seja mais simples (figura 2.9). No sector emerso, as séries estendem-se do Berriasiano ao Cenomaniano, considerando-se três áreas distintas de afloramentos: o Algarve Ocidental, o Algarve Central e o Algarve Oriental (e.g. Rey, 1982, 1983; Manuppella, 1988; Correia, 1989; Berthou & Lereveld, 1990). Estes

depósitos evidenciam uma predominância de ambientes de plataforma interna a média, lagunares e marinhos (Rey, 1983). É evidente a variação das séries litostratigráficas de leste para oeste, apresentando um carácter mais carbonatado a oeste e argilo-carbonatado a este (Manuppella, 1988). Esta variação lateral de fácies estará relacionada com movimentos orogénicos, associados à tectónica diapírica (Terrinha, 1998). As litologias dominantes são (1) calcários, (2) arenitos e argilas e (3) argilas (Algarve Ocidental, Algarve Central e Algarve Oriental, respetivamente). No sector imerso, as séries estendem-se do Berriasiano superior ao Albiano e compreendem dolomitos, arenitos e alternâncias de calcários e calcários dolomíticos.

IDADE	ALGARVE OCIDENTAL	ALGARVE CENTRAL	ALGARVE ORIENTAL			
			SÃO JOÃO DA VENDA	ESTÓI - PÃO BRANCO	ALFANDANGA - MARIM	
Cretácico	Cenomaniano			Fm. Pão Branco		
				Fm. Ferradeira		
				Fm. Chão de Cevada		
	Albiano	Sup. — Méd. — Inf. —	?	?	Fm. Caliços	
		Fm. Porto de Mós				
			Fm. Porto de Mós	Fm. Porto de Mós		
	Aptiano	Sup. — Inf. —	Fm. Luz			
			Fm. Burgau			
	Barremiano	Sup. — Inf. —	Fm. Barrancão		Fm. Arenitos de fácies weald	
			Fm. Salema			
Hauteriviano				Fm. Costa Longa	Fm. Bias	
				Fm. Estoi	Fm. Belo Romão	
Valanginiano						
Berriasiano		Fm. Porches				
			Fm. Sobral		Fm. Bias do Norte	
		Fm. Almadena	Fm. Almadena	Fm. Almadena		
	Fm. Calcários e margas de fácies purbeckien					

Figura 2.9- Correlação das unidades estratigráficas do Cretácico (adaptado de Rocha & Rey in Terrinha et al., 2006; Rey, 2006).

Durante o Cretácico Superior, é preciso destacar também a ocorrência de processos magmáticos, com a intrusão do Maciço alcalino de Monchique, que aflora no Algarve Ocidental (Rock, 1978). O mesmo é constituído, essencialmente, por sienitos nefelínicos e está datado do Campaniano (Rock, 1982; Miranda *et al.*, 2009).

São possíveis de observar também a presença de várias estruturas vulcânicas como, por exemplo, chaminés vulcânicas, pequenas escoadas, soleiras, diques e formações brechóides, presentes um pouco por toda a bacia, associadas a este vulcanismo Cretácico (Martins, 1991).

2.3.2.2. – Cenozóico

A passagem do Mesozóico para o Cenozóico está bem marcada por uma discordância devido a uma erosão subárea, ocorrida no seguimento de importantes movimentos compressivos no Campaniano superior, que levaram à inversão da bacia (Dias, 2001). Os sedimentos cenozóicos cobrem uma vasta área da região emersa da Bacia do Algarve, estando em predominância no sector Central e Oriental da bacia. Devido à falta de consenso, bem como de dados, considera-se que esta Era só está representada no sector emerso da bacia por sedimentos do Neogénico e Quaternário, apresentando uma espessura superior a 300m (Terrinha, 1998). Contudo, são reconhecidas formações do Paleogénico no sector imerso da bacia, quer através de sondagens, quer a partir de dados de reflexão sísmica (e.g. Terrinha, 1998; Lopes, 2002; Lopes *et al.*, 2006; Roque, 2007)

A) Paleogénico

Este período tem gerado muita controvérsia, devido à ausência de conteúdo fóssil nos depósitos que Manuppella (1988) atribuiu ao Paleogénico Superior. Os Conglomerados e Arenitos da Guia parecem ser a única unidade representativa deste período. É constituída por níveis conglomeráticos com calhaus rolados e calcário, ligados por uma matriz argilosa avermelhada. Mas tem-lhe sido atribuídas diversas idades, desde o Cretácico até ao Miocénico, por vários autores (e.g. Marques e Rocha, 1981; Antunes e Pais, 1992; Cachão, 1995). No sector imerso, o Paleogénico tem sido reconhecido por diversos autores, a partir da interpretação de dados de reflexão sísmica, calibrados por informação de sondagens profundas para a prospecção de hidrocarbonetos (e.g. Terrinha, 1998; Lopes, 2002; Lopes *et al.*, 2006; Roque, 2007). A sequência do Campaniano superior (?) ao Luteciano, com cerca de 675 m, é constituída por dolomias e alguns níveis calcários. A sequência do

Luteciano ao Oligocénico, com cerca de 200 m, compreende calcários micríticos com dolomias.

B) Neogénico

O Miocénico encontra-se bem representado na bacia do Algarve, com depósitos a offshore, com 100m espessura, que vão do Aquitaniano até ao Tortoniano inferior, formados principalmente por rochas calcárias cobertas por arenitos finos. Esta sequência correlaciona-se a onshore com a Formação de Lagos-Portimão (Antunes et al., 1981), datada do Burdigaliano inferior ao Serravalliano superior (Antunes et al, 1981, 1984; Antunes e Pais, 1992; Cachão, 1995; Antunes et al, 1997; Pais et al, 2000), aflorando apenas no sector ocidental e central. Estes depósitos são sobrepostos pela unidade das "Areias Finas e Arenitos" do Tortoniano inferior (Antunes et al, 1997;. Pais et al., 2000). Os sedimentos datados do final do Tortoniano ao Messiniano, são predominantemente siltitos e afloram predominantemente no Algarve Oriental (Formação de Cacela; Antunes e Pais, 1992; Antunes et al, 1981, 1984;. Cachão, 1995;. Antunes et al, 1997;. Pais et al, 2000).

C) Quaternário

Do Pliocénico e do Holocénico encontramos depósitos continentais como as Areias Olhos de Água, os Depósitos de Morgadinho e Algoz a Formação do Ludo e a Formação de Faro-Quarteira (e.g. Antunes et al, 1986; Moura e Boski, 1994, 1999;. Pais et al, 2000). São depósitos com pouca espessura, aproximadamente 30 m, siliciclásticos, que se estendem ao longo da costa. A offshore, os depósitos do Tortoniano superior ao Holocénico podem chegar a 1000 m de espessura e são na sua maioria siliciclásticos (arenitos e siltitos marinhos).

No Holocénico encontramos também sedimentos terrígenos e estuarinos, onde os sedimentos argilosos se sobrepõem aos arenosos. Temos assim cascalheiras e terraços, e as areias de Dunas e de Praia (Manuppella et al., 1987).

2.3.3. – Tectónica

A bacia do Algarve corresponde à área continental portuguesa mais próxima do sector oriental da zona de fractura Açores- Gibraltar (AGFZ), zona correspondente à fronteira das placas Eurásica e Africana, segundo uma orientação geral E-W e próxima da zona de subducção ao longo da margem continental W Ibérica (Dias e Cabral, 2005). Assim a evolução geodinâmica da margem sul da Ibéria, e da bacia do Algarve, durante o Cenozóico foi controlada pela convergência entre as duas placas, acima referidas, ao longo da segmento oriental do AGFZ e pela a migração para o oeste do arco de Gibraltar, que representa o fecho estrutural da cintura alpina a sul da Península Ibérica e do norte de Africa. Como consequência, a estrutura destas margens é muito complexa, estando relacionadas com segmento ocidental do orógeno Alpino mas também com as fases que conduzem à abertura do Oceano Atlântico e do Mar Mediterrâneo e com o fecho do Tétis (Lopes et al, 2006). Sendo este contexto geodinâmico o responsável pela actividade tectónica.

Quer na área emersa como na área imersa, a bacia do Algarve é retalhada por um padrão repetitivo de sistemas de falhas e fraturas, a maioria herdados das fases orogénicas e tardi-orogénicas hercínicas: a) entre NE-SW e ENE-WSW, b) entre N-S e NNE-SSW, c) NW-SE e d) entre E-W e WNW-ESSE (ver figuras. 2.3 e 2.7). Todas estas orientações foram ativas, pelo menos desde o Jurássico inferior ao Miocénico superior, acomodando estiramento e encurtamento crustal, respetivamente nas fases de rifting e compressivas da bacia. Por outro lado, este padrão de sistemas de falhas controlam a localização de estruturas evaporíticas. Destas falhas são de salientar, pela sua envergadura, e pela actividade neotectónica, de oeste para leste, as falhas de Aljezur e Portimão (de direcção N-S, tardi-variscas dextrogiras), a Falha de São Marcos-Quarteira (de direcção NW-SE, enraizando num cavalgamento hercínico) e as falhas de Espiche e Algibre (de direcção o E-W a ENE-WSW, tardi-hercínicas sinistrogiras) (Terrinha, et al 2006).

A actividade neotectónica é responsável e evidenciada por deslocamentos verticais na crosta, bem como deformações frágeis (falhas) e dúcteis (dobras) que afectam depósitos na região. Os deslocamentos verticais são evidentes por um logo empolamento crustal de orientação E-W que corresponde á serra Algarvia. Este empolamento que forma um domo assimétrico, é composto por dois núcleos de levantamento, um mais oeste de onde sobressai a serra de Monchique e outro mais a este que correspondente à serra do Caldeirão, que estão separados por uma depressão alongada, de orientação NW-SE, cujo limite ocidental corresponde à falha de S. Marcos-Quarteira de direcção NW-SE, visível na figuras 2.3 e 2.7 (Dias e Cabral, 2005).

2.3.4. – Evolução basinal

A Bacia do Algarve é constituída por duas bacias sobrepostas, tectónica e estratigraficamente distintas (Terrinha et al., 2006); a mais antiga, mesozóica, distensiva; a mais recente, cenozóica, flexural. O preenchimento destas bacias é composto por depósitos do Meso-Cenozóico, contendo importantes discontinuidades com significado alostratigráfico. A formação desta bacia teve início durante o rifting mesozóico, aquando do estiramento litosférico, no contexto tectónico transtensivo esquerdo, resultado da cinemática das placas Eurásica, Africana e Americana, relacionada com a abertura do Neo-Tétis.

O soco desta bacia é constituído por rochas paleozóicas, xistos com baixo grau metamórfico e grauvaques, fáceis de Culm da Zona Sul Portuguesa. Está preservado e aflora no Banco de Guadalquivir, alto fundo estrutural, de orientação NE-SW a ENE-WSW, que separa a Bacia do Algarve, do Golfo de Cádiz, que se situa mais a sul. A bacia paleogénica foi gerada durante a inversão tectónica da bacia mesozóica, relacionada com a compressão Alpina. E a bacia neogénica formou-se por subsidência flexural activa (Terrinha, 1998).

A evolução tectónica da bacia resume-se a três episódios, o rifting Mesozóico, a inversão Cenozóica e a subsidência Neogénica-Quaternária (Roque, 2007). Durante o Mesozóico a margem continental foi segmentada em blocos limitados por falhas extensionais ENE-WSW a NE-SW e por falhas de transferência orientadas NNW-SSE a N-S, exemplo das falhas de Portimão e de São Marcos-Quarteira, que acomodaram a extensão diferencial entre os referidos blocos e subsidência diferencial para Este. Na Zona Sul Portuguesa nunca foram identificadas falhas E-W, que são interpretadas como falhas tardi-variscas reactivadas, mas são comuns zonas de cisalhamento esquerdo variscas de direcção E-W, que podem ter sido reactivadas no soco durante a extensão mesozóica e posterior compressão cenozóica. O regime distensivo que dominou a evolução mesozóica da bacia (rifting) que decorreu entre o Triássico e o Albiano-Cenomaniano, foi interrompido por fases compressivas de curta duração, e por uma inversão tectónica na passagem Jurássico-Cretácico. Esta tectónica distensiva terá despoletado a migração dos diversos diapíros e almofadas de sal alóctone encontrados na bacia (Terrinha, 1998).

Foi no final do Cretácico e no Paleogénico que a bacia sofreu uma inversão polifásica (e.g. Terrinha, 1998; Lopes, 2002; Lopes et al., 2006; Terrinha et al., 2006) com episódios compressivos orientados segundo NNE-SSW a N-S, desencadeando a movimentos verticais de levantamento e dando origem a dobras e cavalgamentos imbrincados vergentes para sul. No sector mais a norte, os blocos de rochas paleozóicas, de

fácies Culm, cavalgaram o Triássico, e já no sector mais a sul a estrutura é muito mais complexa, surgindo cavalgamentos com vergências contrárias.

No Neogénico o regime compressivo atenua-se e instala-se o que parece ser um regime distensivo, sugerido pela subsidência que afecta a cobertura sedimentar neogénica e quaternária. Terrinha (1998) atribui a isto uma origem flexural devido à inexistência de falhas responsáveis pela acomodação desta subsidência. No sector imerso é reconhecido um importante período compressivo no Tortoniano médio (Lopes et al., 2006). Durante Quaternário assistiu-se a um aumento da subsidência, que originou um incremento da sedimentação siliciclástica (Roque, 1998).

Os níveis evaporíticos do Hetangiano desempenharam importante papel durante a evolução tectónica da bacia, ao funcionarem como níveis de descolamento e ao originarem estruturas evaporíticas, durante as fases distensivas e compressivas. A halocinese, desencadeada precocemente durante as fases distensivas do Mesozóico, com nucleação de estruturas evaporíticas controladas pelo padrão de fracturação, continuou persistente durante o Cenozóico, com ênfase entre o Luteciano e o Oligocénico e entre o Tortoniano superior e o Messiniano (Lopes et al., 2006).

2.4. – Área em estudo

2.4.1. – Mina de sal “Campinas de Cima C-17”

O sal do diapiro de Loulé é explorado na mina de Campinas de Cima C-17. A sua descoberta teve lugar em 1944, após um ano de seca, quando foram descobertas grandes quantidades de sal depositado na parede de um poço de água doce. Em 1960 foram efetuados furos de sondagens que confirmaram a presença de grandes quantidades de sal-gema na região (Lopes et al., 1998).

Esta foi, durante algum tempo, a única mina de sal-gema no país, sendo explorada pela empresa Clona. Segundo Manuppella et al. (1987) o acesso ao jazigo era feito através de dois poços verticais, com 250m de profundidade cada, e estando situado a uma cota de -30 m o único piso de exploração. Estes dois poços estão ligados por uma galeria mestra com aproximadamente 260 m com câmaras de 60 m de comprimento, onde se definiu uma rede de galerias de malha rectangular. O avanço das explorações levou à colocação de pilares de sustentação na mina, com cerca de 13,5 m de largura e 50 m de comprimento. No início da exploração eram utilizados martelos pneumáticos ligeiros e explosivos, passando

depois a ser usado uma roçadora pontual e a rolagem era efetuada através de dumpers e telas transportadoras.

2.4.2. – Geologia

A zona em estudo, como referido no enquadramento, encontra-se incluída na Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, folha 53-A, Faro. A mina de Loulé está identificada com o símbolo de “exploração mineira” e o respectivo minério, o CINA. Já o diapiro, que apresenta uma estrutura em domo, possui aproximadamente 800 m de espessura e os flancos conferem-lhe um contorno elíptico, estando o maior eixo do anticlinal orientado segundo WSW-ENE (Lopes et al., 1998).

O domo salino de Loulé formou-se por halocinese, com o salgema de idade hetangiana (Complexo pelítico carbonatado e evaporítico de Silves; Manuppella, 1987) a ascender preferencialmente através das falhas com direcção E-W. Em simultâneo, forças compressivas terão favorecido a ascensão do material salífero, que detém uma densidade e plasticidade muito diferente do material encaixante (Terrinha, 1989). A deposição do material evaporítico está associada ao ambiente geotectónico de rifting do final do Triássico-início do Jurássico. De acordo com Jeremic (1994), a teoria que explica a deposição deste complexo evaporítico poderá ser a “bar-basin”. Deste modo, terá existido uma bacia marginal, quase totalmente isolada do oceano por uma barreira. A cíclica entrada de água marinha, associada a climas quentes, favoreceram a rápida evaporação da água, levando assim a concentrações ricas em sais. Com o aumento do processo de evaporação, ter-se-á dado mesmo a precipitação de gesso, halite e anidrite. Por outro lado, os processos tectónicos distensivos contínuos levaram à subsidência progressiva da bacia, responsável pela entrada de material terrestre, explicando assim o bandado composicional sedimentar (bedding) do material observado “in situ” na mina. Em simultâneo a este evento, ocorreu actividade vulcânica que lhe conferiu um carácter vulcano-sedimentar.

A cartografia do diapiro salífero de Loulé, efectuada nas galerias da mina, revelou a existência de três fases de deformação. O sal-gema, interestratificado com outros sedimentos evaporíticos e argilas, apresenta dobras e cavalgamentos com vergência para Sul, posteriormente cortados pelos filões de rochas básicas. Estes filões ter-se-ão instalado na mesma altura que ocorreu a instalação do maciço subvulcânico alcalino de Monchique, segundo Martins (in Manuppella et al., 1987) e apenas foram afectados pela segunda e terceira deformação identificadas por Terrinha et al. (1990). A primeira fase de deformação resulta de um movimento descendente de sal, numa superfície inclinada, durante uma fase

de distensão em tectónica de blocos crustais falhados, provavelmente no Jurássico médio, que originou dobras deitadas e cavalgamentos sub-horizontais com vergência para Sul. A segunda fase, relacionada com a ascensão vertical do sal, possivelmente no Cretácico superior- Paleogénico, gerou uma sequência de dobras em sinformas na massa de sal, separadas por cisalhamentos em materiais detríticos. A terceira fase de idade cenozóica originou cavalgamentos dúcteis a frágeis (Terrinha et al., 1990).

Segundo Manuppela et al.(1987), o diapiro de Loulé enquadra-se no Complexo pelítico carbonatado e evaporítico de Silves, com designação J1ab, de idade Hetangiana. Através das sondagens realizadas pela empresa CLONA, sabe-se que se encontra coberto por um espesso “cap rock”. Dos 0-32 m de espessura, a cobertura quaternária, é composta por calcários mais ou menos dolomitizados, por vezes cristalinos brancos que alternam com margas plásticas alaranjadas, raramente castanhas, com alguns nódulos de calcário rosado pulverento branco. Abaixo dos 32 m, o Complexo pelítico carbonatado evaporítico de Silves: Dos 32 aos 100 m de espessura, é observável anidrite e gesso brachificado, com inclusões de calcário por vezes dolomitizado e de rochas básicas cinzentas, com intercalações de margas dolomíticas, gipsíferas; os 100 aos 119 m encontra-se a rocha básica negro-esverdeada; dos 119 aos 126 m encontra-se argila dolomítica verde com gesso contorcido com intercalações de rocha básica. Dos 126 aos 131 m é constituído por brecha de gesso muito argiloso com algumas inclusões de rocha básica. Seguidamente são encontrados 6 m de argila dolomítica castanha avermelhada e verde com inclusões de gesso e rocha básica. Dos 137 aos 154 m observa-se uma alternância de argila dolomítica castanho avermelhada gipsífera com gesso argiloso. Por fim, dos 154 aos 357 m é encontrado salgema variegado, com impurezas de argilas, gesso e anidrite disseminadas.

Na região de Loulé, no que diz respeito ao afloramento, são encontradas as Areias de Faro-Quarteira (Qa), de grão médio, feldspáticas, com quantidades variáveis de argila do Plistocénico. O diapiro encontra-se encaixado nas unidades: Calcários margosos e margas com amonoides (J2c), Calcários hidráulicos de Loulé e Calcários margosos e margas do Peral (J3 e J3-4), Calcários com nódulos de sílex de Jordana, (Ja3-4) e Dolomitos e calcários dolomíticos de Santa Bárbara de Nexe (J4d).

2.4.3. – Tectónica

A região em estudo situa-se a sul da flexura de Algibre, onde se verifica a maior espessura da megasequência sedimentar meso-cenozóica (mais de 3 km). Apresenta uma tectónica marcada por dobramentos com eixo em geral horizontal com uma direcção

aproximadamente E-W, afetados por falhas onde a tectónica diapirica é dominante, sendo nesta região onde se situam as maiores estruturas centrais do Algarve (Manuppella et al., 1987).

A halocinese, que provavelmente teve início no Jurássico Médio, levou à formação de um conjunto de estruturas em teclas de piano, sendo os diapiros Algarvios constituídos por domos salíferos com forma elipsoidal e com eixo maior orientado E-W. No caso do diapiro de Faro e de Loulé, as extrusões foram totais, enquanto no caso das estruturas de Arieiro, Guilhim, Estoi e Moncarapacho foram parciais. Não é possível identificar com exatidão os limites destas estruturas devido aos depósitos quaternários, que mascaram o contacto entre as formações encaixantes e a unidade evaporítica extrusa. Admite-se que o fecho S e SE do diapiro de Loulé seja controlado pelo conjunto de falhas de Betunes (Manuppella et al., 1987).

Considerando que as apófises extrusivas do Arieiro, da Goldra, do Morgado e a estrutura de Santa Barbara de Nexe estão englobadas na estrutura de Loulé, percebemos que esta não é mais do que uma pequena amostra superficial de uma grande estrutura salífera, que pode ser definida como o anticlinal salífero de Goldra-Gorgiões. Através de uma observação numa contextualização mais ampla, esta estrutura deve ser enquadrada na estrutura de Monte Figo-Loulé-Vale Judeu, onde a unidade evaporítica dos Grés de Silves acabou por ser injectada aquando da orogénese bética, facilitando assim o dobramento das unidades mesozóicas, descolando-as do soco Paleozóico (Ribeiro et al., 1979). Os diferentes diapiros e/ou anticlinais salíferos possuem uma instalação polifásica, facilitada pelos sucessivos movimentos distensivos. Manuppella et al. (1987) verificou que todas as estruturas salíferas se situam a sul da flexura da Ribeira da Algibre, dispostas em diferentes alinhamentos subparalelos segundo a direcção E-W.

A fraturação que afeta a zona em estudo pode ser dividida em quatro famílias, com comportamento diferenciado (Manuppella et al., 1987):

1) Falhas com orientação NW-SE, como as falhas de São Marcos-Quarteira e de Machados. A falha de São Marcos-Quarteira, de grandes dimensões, possui comportamentos diferenciados. A NW de Quarteira, apresenta carácter inverso, afectando os sedimentos quaternários, e carácter normal a Este da Quarteira. Admitem-se ainda uma componente desligante direita e movimentos sinsedimentares ao longo desta falha durante o Meso-Cenozóico. Os movimentos normais, que se devem ao abatimento do bordo S, foram confirmados com sondagens de captação de água, que alcançaram o Cretácico a cerca de 60 m, a norte da estrutura e a por volta dos 200 m, a sul da mesma. É provável que esta falha esteja ligada com a estrutura da Fossa Diogo Cão, no off-shore. O conjunto das falhas

de Machados apresenta desligamento direito, não sendo excluídos movimentos verticais, e verificando-se abatimentos do bordo NE.

2) Falhas com orientação NE-SW, como as falhas do Carcavai-Vale de Rãs e a de Faro. O acidente Carcavai-Vale de Rãs apresenta desligamento direito, embora o basculamento existente no Miocénico no sector de Guerreiros Vermelhos seja derivado de movimentos verticais. Constitui um dos fechos do diapiro de Loulé na área da Goncincha e faz parte de um conjunto de fracturas cuja orientação é de aproximadamente N60°E- Por sua vez, a Falha de Faro, de grandes dimensões, apresenta desligamento direito no sector de Estoi, controlando a extrusão parcial de Estói e do diapiro de Faro. Está alinhada a off-shore com o canhão de Faro. E liga-se a estruturas paleozoicas, a norte, através da falha do Forróbo.

3) Falhas com orientação E-W, como as falhas de Vale Judeu, Santa Bárbara de Nexe, Estoi-Monte Figo-S. Estêvão. Estas falhas comportaram-se, de modo geral, como flexuras, em distensão, durante o Mesozóico, e em compressão, no Cenozóico, devido às fases orogénicas béticas, dando lugar a cavalgamento e falhas inversas. Exemplos disso são o cavalgamento da Pedra Água e a falha inversa do Cerro de Alfazema. O conjunto de acidentes subparalelos S. Estêvão -Vale Judeu é truncado pela falha de São Marcos-Quarteira.

4) Por último, as falhas submeridianas, que são mais abundantes a leste da Falha de Faro, definem uma tectónica em teclas de piano, com componente desligante direita, a oeste da Falha de Faro, e com componente desligante esquerda a Sul de Monte Figo.

Na figura 2.11 são observáveis algumas das falhas referidas nos pontos anteriores.

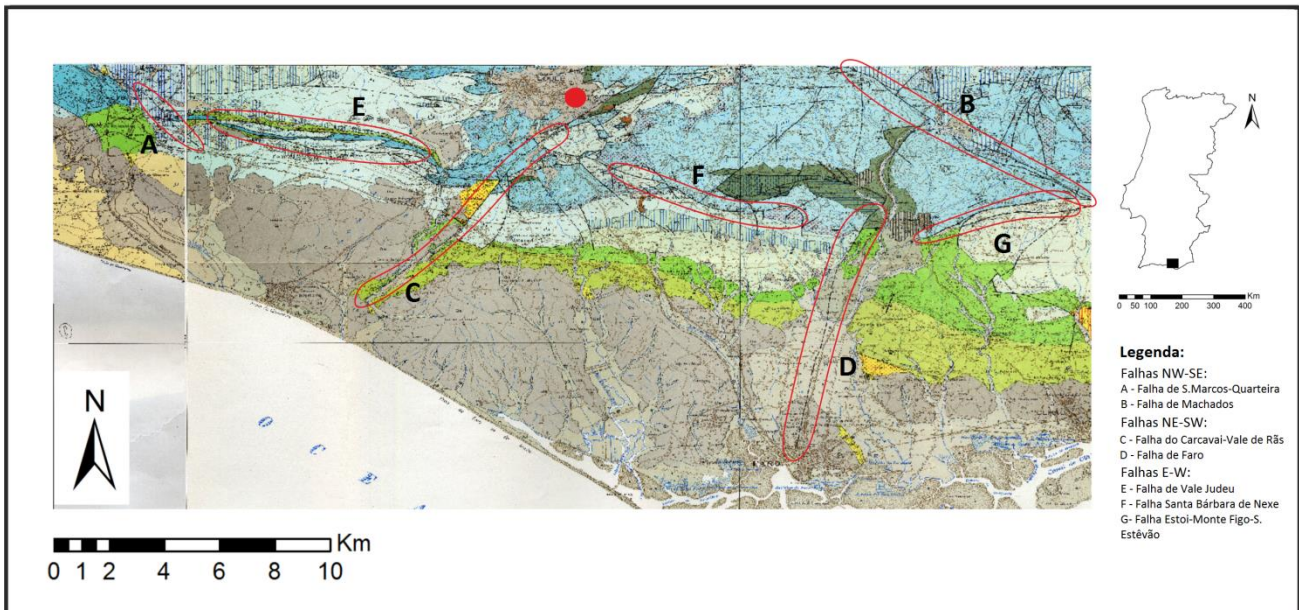


Figura 2.11- Excerto da carta geológica de Portugal, folhas 52B–Albufeira (Rocha et al.1981) e a 53A–Faro (Manuppella et al.1985), à escala 1:50000. Com a identificação das falhas referidas no texto. Mina sinalizada com círculo vermelho.

Manuppella et al. (1987) resume a tectónica da região, em três fases de rifting: a primeira, no Jurássico Médio, quando se fazem sentir os primeiros movimentos tectónicos distensivos acompanhados por halocinese. Na segunda fase de rifting dá-se a sedimentação da megasequência do Jurássico Superior, quando os movimentos distensivos provocam basculamentos dos diferentes blocos, o que origina variações litológicas algo distintas. Já na terceira fase de rifting, a tectónica sinsedimentar manifesta-se através de conglomerados, monogénicos intraformacionais, sendo neste período que a fossa sedimentar algarvia atinge o máximo da subsidência com acumulação de mais de 1000 m de sedimentos no sector de Faro.

No Paleogénico existiu uma erosão generalizada na bacia. Com a compressão bética, ocorreu um levantamento generalizado da bacia, com um dobramento da megasequência sedimentar e uma reactivação dos acidentes de direcção E-W e das estruturas diapíricas. No Tortoniano superior, tracções aplicadas à cobertura levaram ao basculamento ao longo das falhas submeridianas e de orientação NE-SW e NW-SE, com a formação de fossas. Em relação à neotectónica, a bacia encontra-se em fase compressiva, com diversas manifestações, como a falha inversa de São Marcos-Quarteira, em Boliqueime, ou a simples movimentos verticais que afectam os sedimentos mais recentes.

III – Interpretação morfotectónica

3. – Interpretação morfotectónica

A interpretação morfotectónica 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. Através da interpretação morfotectónica, procura-se reconhecer os efeitos da tectónica sobre a paisagem ao identificar as morfoestruturas dominantes. São de particular interesse os alinhamentos estruturais que dominam a disposição do relevo e o traçado da rede hidrográfica, que podem reflectir 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 ser a expressão, à superfície, de 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 das dobras forem mergulhantes ou verticais. As direcções de falhas e fraturas poderão permitir inferir os campos de tensões (atuais ou não) e entender as deformações ao longo do tempo, permitindo a reconstituição aproximada das formas e geometrias originais. Sempre que possível, é importante identificar elementos fisiográficos que possam servir de indicadores cinemáticos, de modo a restringir os sentidos dos movimentos ao longo das falhas identificadas.

3.1. – Morfoestruturas

De modo a identificar as morfoestruturas da região do diapiro de Loulé, foram realçadas as diferentes litologias, os alinhamentos estruturais e rede hidrográfica, utilizando o programa ArcGis®. Com o auxílio desta ferramenta procedeu-se a uma análise de diversas cartas, tais como cartas militares de Portugal, folhas 587, 588, 589, 596, 597, 598, 605, 606, 607, 610 e 611 à escala 1:25000, cartas geológicas 52B–Albufeira (Rocha et al.1981), 53A–Faro (Manuppella et al.1985), à escala 1:50000, e as cartas geológicas de Portugal folha 7 (Oliveira, 1982-83) e folha 8 (Oliveira, 1987-88), à escala 1:200000, imagens de satélite Landsat 8 OLI/TIRS (imagens de 2016), bem como um outro conjunto de elementos, como imagens retiradas do Google Earth, que permitiram a análise e a interpretação das morfoestruturas da área em estudo

Tendo em vista a análise e interpretação morfoestrutural, começou-se por analisar e georreferenciar as folhas 52B–Albufeira (Rocha et al.1981) e a 53A–Faro (Manuppella et al.1985) da carta geológica de Portugal, à escala 1:50000 da (ver figura 2.4 do enquadramento geotectónico). Para cobrir, a esta escala, toda a área delimitada para este

estudo (aproximadamente 30Km para Norte, Sul, Este e Oeste desde a entrada da mina), seriam ainda necessárias as folhas 49D e 50C, que não se encontram disponíveis. Assim, foram também georreferenciadas as folhas 7 (Oliveira, 1982-83) e folha 8 (Oliveira, 1987-88), da Carta Geológica de Portugal à escala 1/200000 (ver figura 2.5 do enquadramento geotectónico).

Tendo como base as quatro cartas geológicas acima referidas, digitalizaram-se os principais alinhamentos estruturais nelas representados, que se podem observar na figura 3.1.

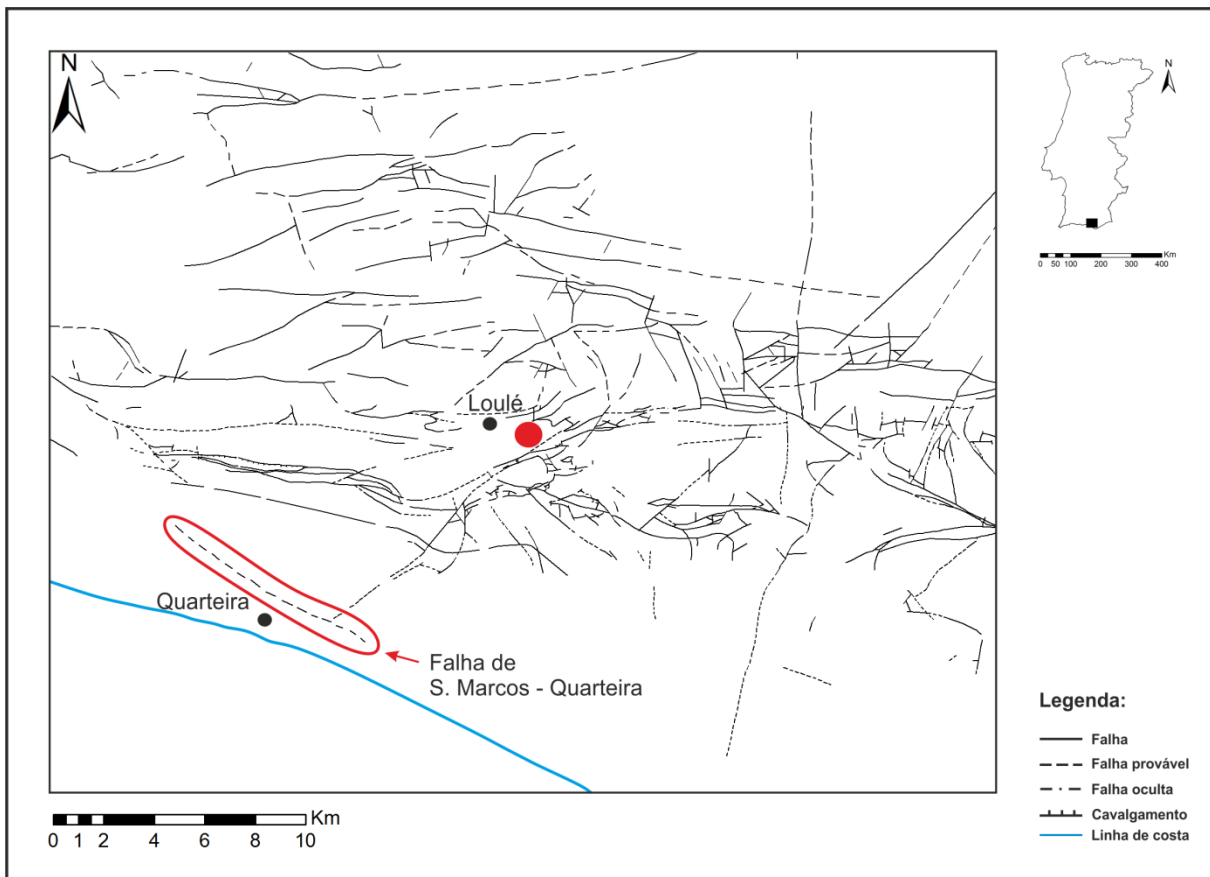


Figura 3.1- Levantamento dos alinhamentos estruturais das folhas 52B–Albufeira (Rocha et al.1981) e 53A–Faro (Manuppella et al.1985) à escala 1:50000 e as folhas 7 (Oliveira, 1982-83) e folha 8 (Oliveira, 1987-88), da Carta Geológica de Portugal à escala 1/200000. Mina identificada pelo ponto vermelho.

Na figura 3.2, está cartografada a rede hidrográfica da zona delimitada, criada a partir das folhas 587, 588, 589, 596, 597, 598, 605, 606, 607, 610 e 611, da Carta Militar de Portugal, à escala 1:25000. De um modo geral, as redes de drenagem refletem o padrão de fracturação, as direcções dos eixos dos dobramentos e a maior dureza das rochas de uma região, pois aproveitam as zonas de maior fraqueza e de mais fácil escoamento para se instalarem. Da observação da figura 3.2, consta-se que a configuração da rede de drenagem é variável ao longo da região. No sector a NE, o padrão da rede é muito denso e dendriforme; refletindo uma zona muito fracturada, compatível com o soco Varisco. No sector central, a rede de drenagem é pouco densa e possui uma direcção predominantemente E-W. Para sul, a rede de drenagem volta a adensar-se, distribuindo-se pelas direcções NW-SE, N-S e NE-SW.

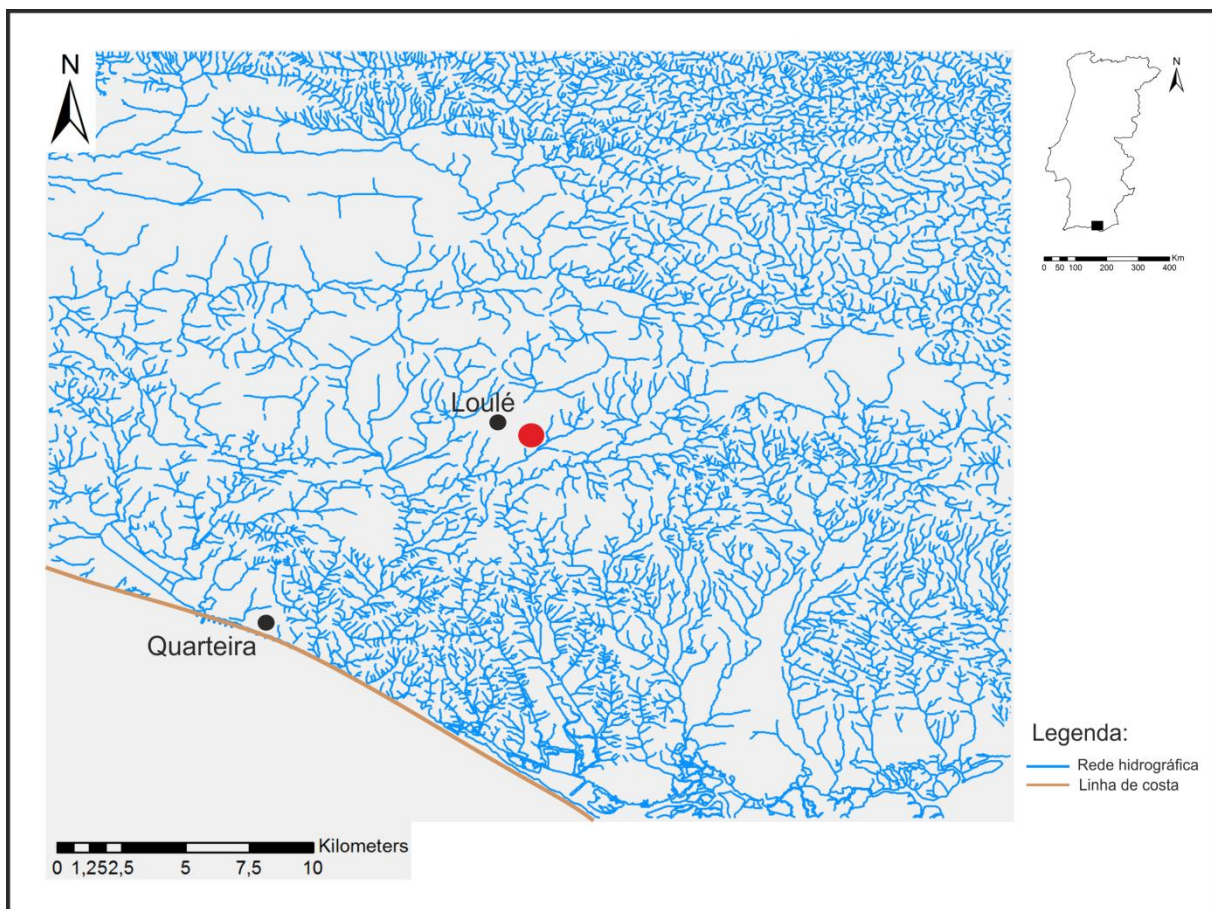


Figura 3.2- Levantamento da rede hidrográfica da área em estudo através das folhas 587, 588, 589, 596, 597, 598, 605, 606, 607, 610 e 611, da carta militar de Portugal à escala 1:25000. Mina identificada pelo ponto vermelho.

A figura 3.3 mostra a sobreposição do mapa dos alinhamentos estruturais da figura 3.1 e o mapa da rede hidrográfica da figura 3.2. A sua observação corrobora o exposto no parágrafo anterior e permite concluir que o levantamento dos alinhamentos estruturais da região estudada está incompleto.

Com o objectivo de analisar e evidenciar melhor os alinhamento estruturais, criei algumas imagens compósitas com base em imagens Landsat 8 OLI/TIRS (imagens de 2016) publicadas pelo United States Geological Survey (USGS) Earth Resources Observation and Science (EROS) Center. Posteriormente, apliquei ainda um *Hillshade*, onde é simulado o angulo de incidência da radiação solar, de modo a evidenciar as diferentes direcções de alinhamentos estruturais. Para os alinhamentos NE-SW e NW-SE usaram-se filtros da radiação a incidir segundo os azimutes 45° e 315° , respectivamente. Contudo, estes processos não tiveram grande sucesso visualmente devido ao baixo-relevo da região, bem como à qualidade das imagens *Landsat*, onde não existiu grande evidência das estruturas.

Uma vez que os processos anteriores não se revelaram eficazes, construí um MDT (Modelo Digital de Terreno), com base na altimetria (figura 3.4) conseguindo assim a construção da Carta Hipsométrica (figura 3.5). À semelhança do processo anterior, usei uma vez mais a aplicação de um *Hillshade*. O processo foi aqui bem sucedido e os alinhamentos são então mais perceptíveis (figura 3.6 e 3.7).

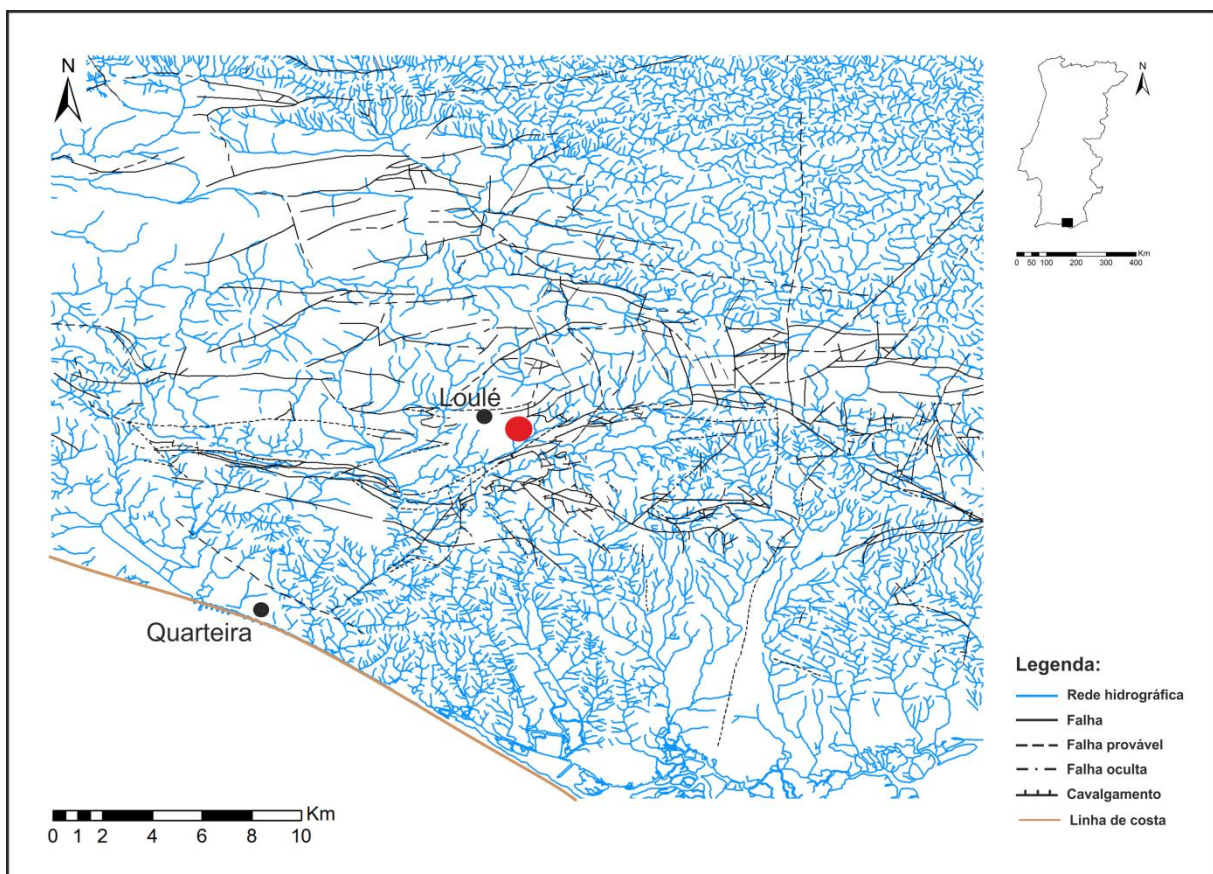


Figura 3.3- Sobreposição do mapa dos alinhamentos estruturais levantados sobre a rede hidrográfica. Mina identificada pelo ponto vermelho.

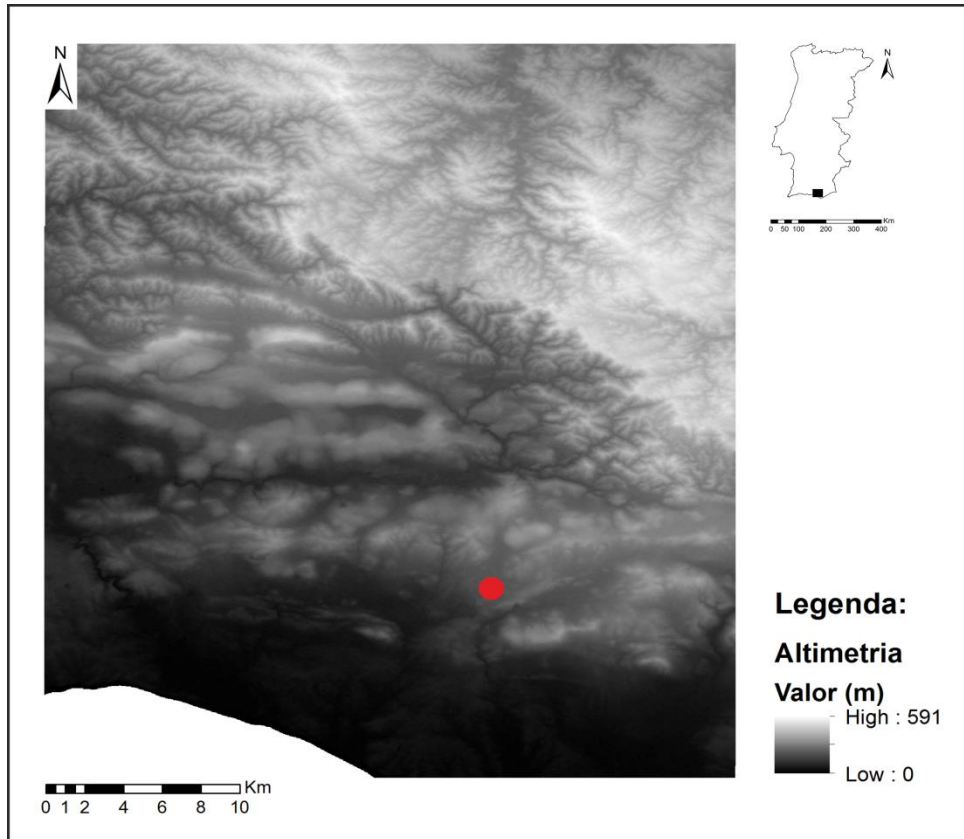


Figura 3.4- Altimetria Mina de Loulé identificada pelo ponto vermelho.

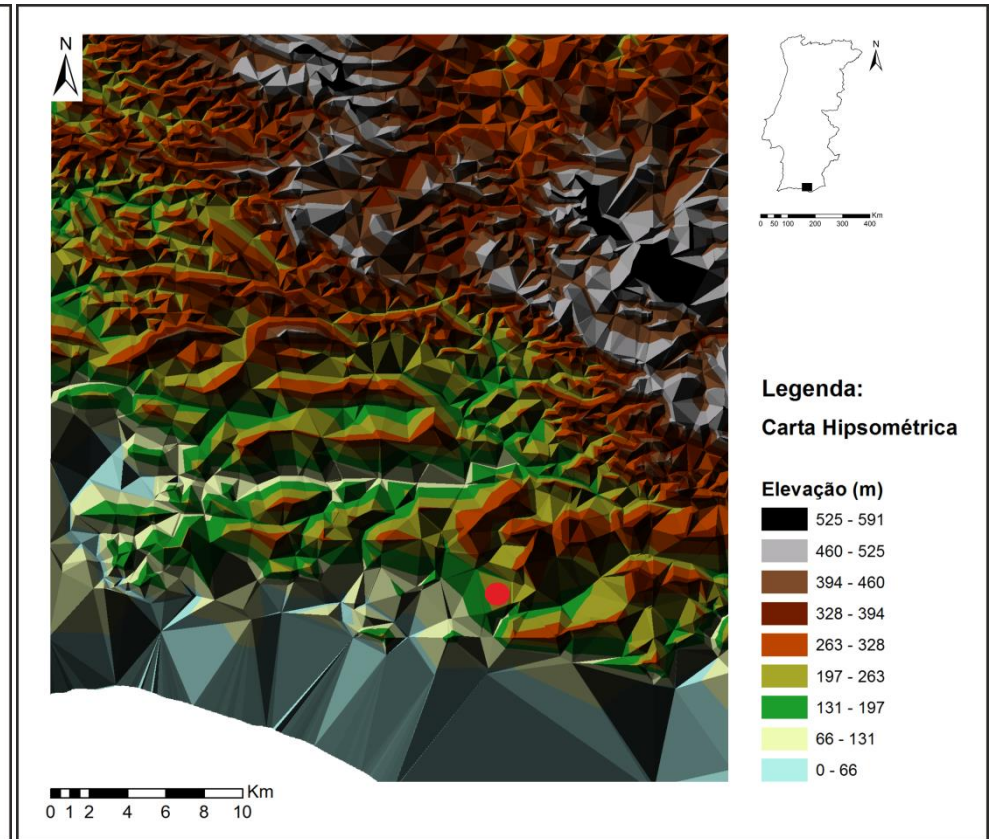


Figura 3.5- Carta Hipsométrica. Mina de Loulé identificada pelo ponto vermelho.

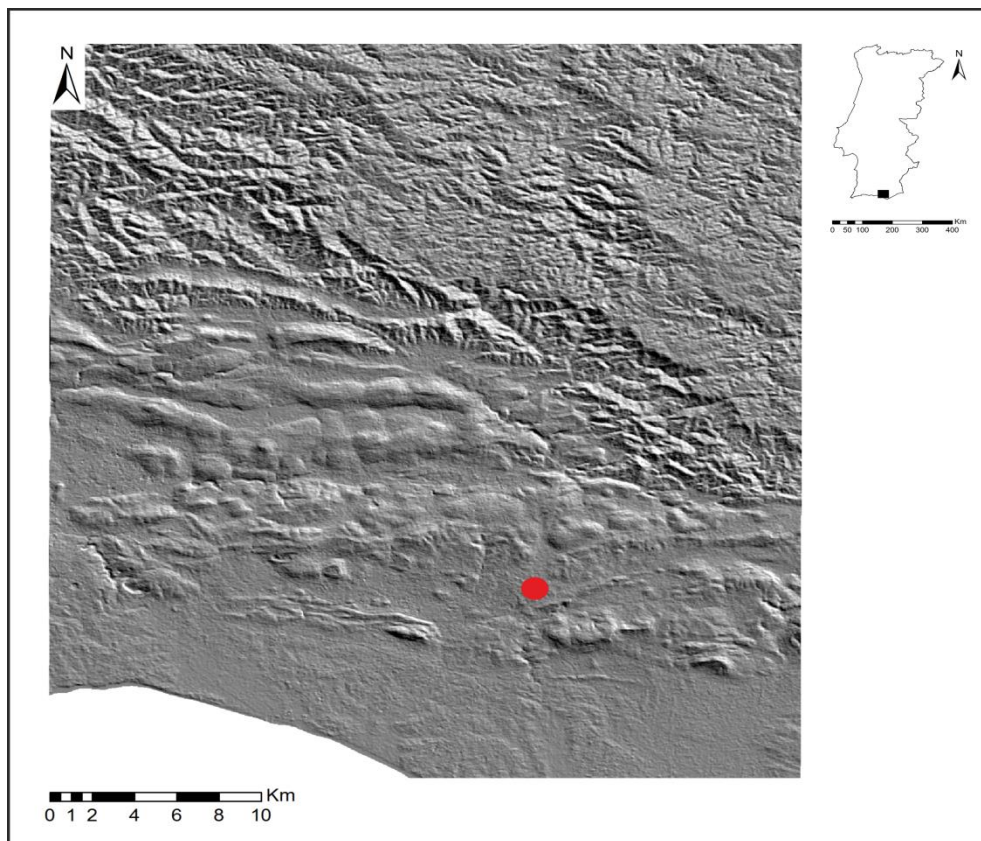


Figura 3.6- MDT com *hillshade*, filtro direccional N45°E. Mina de Loulé identificada pelo ponto vermelho.

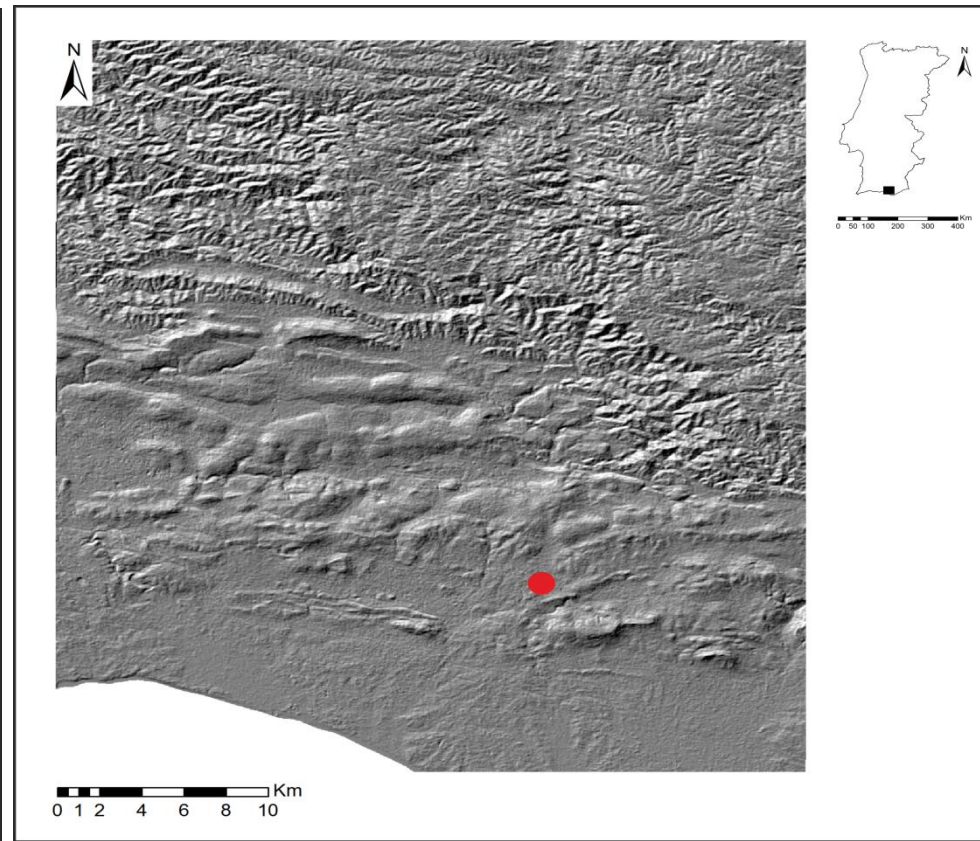


Figura 3.7- MDT com *hillshade*, filtro direccional N45°W. Mina de Loulé identificada pelo ponto vermelho.

Nestas figuras é possível identificar alguns dos alinhamentos estruturais cartografados nas cartas geológicas (representados na figura 3.1), bem como outros que não foram ainda reconhecidos. Como o filtro direccional N45°E permite realçar melhor os alinhamentos estruturais, escolheu-se o MDT da figura 3.6 para base da interpretação morfoestrutural. Assim na figura 3.8 procedi à interpretação das estruturas visíveis, onde são visíveis falhas com orientação E-W e N-S, sendo algumas destas falhas já reconhecidas. Alinhamentos estruturais com orientação NW-SE, de uma possível zona de cisalhamento. Estas falhas apresentam desligamento direito formam corredores de deformação sigmoidal, esta zona pode apresentar-se dúctil devido ao sal aqui enraizado como é o caso do diápiro de Loulé.

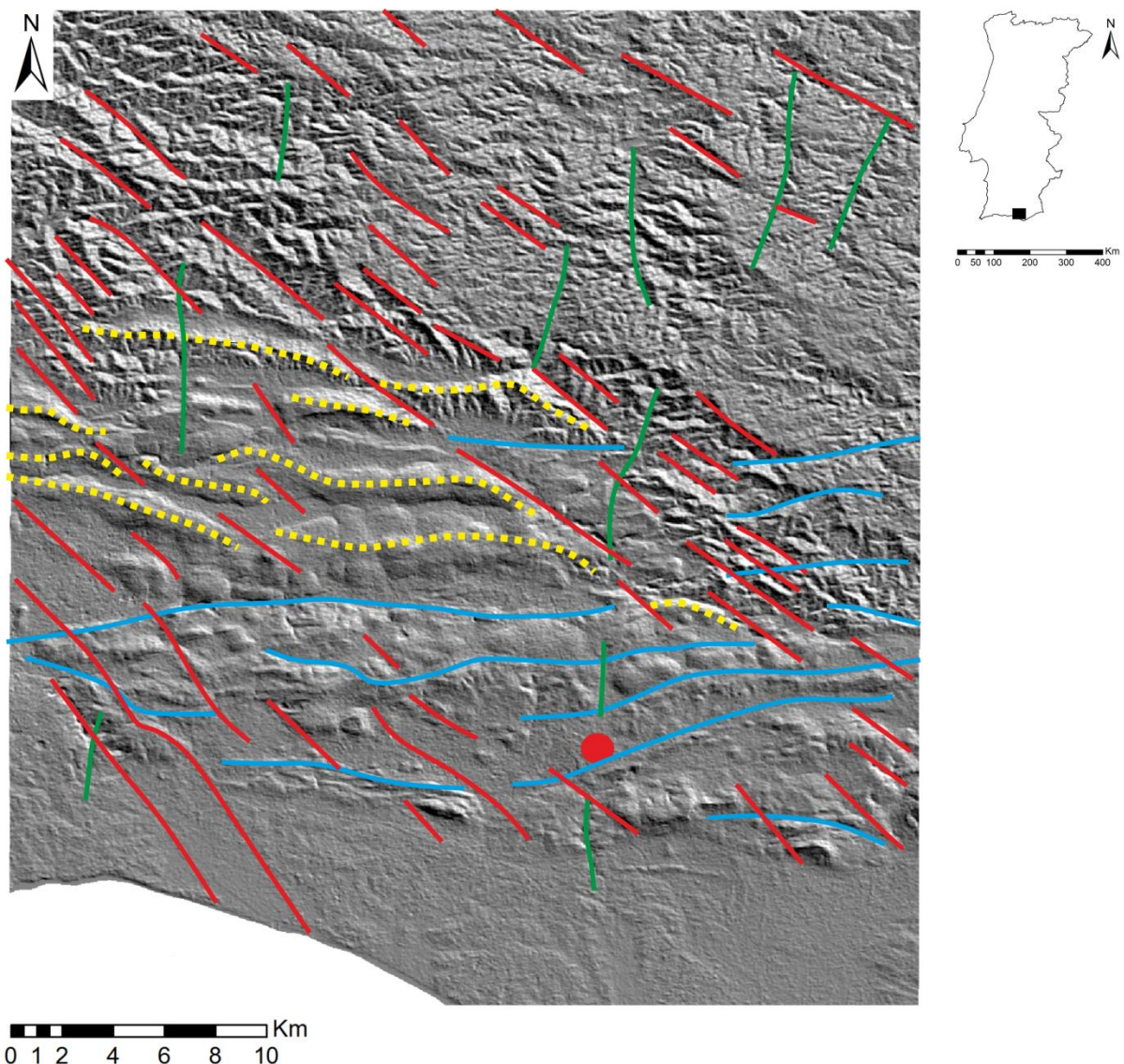


Figura 3.8- Identificação de alinhamentos estruturais sobre a figura 3.6- MDT com hillshade, filtro direccional N45°W. Mina identificada pelo ponto vermelho.

No diagrama de roseta (figura 3.9) é possível visualizar as direcções preponderantes identificadas na figura 3.8. Podemos concluir que os alinhamentos principais são NW-SE e E-W e alguns em menos quantidade NE-SW

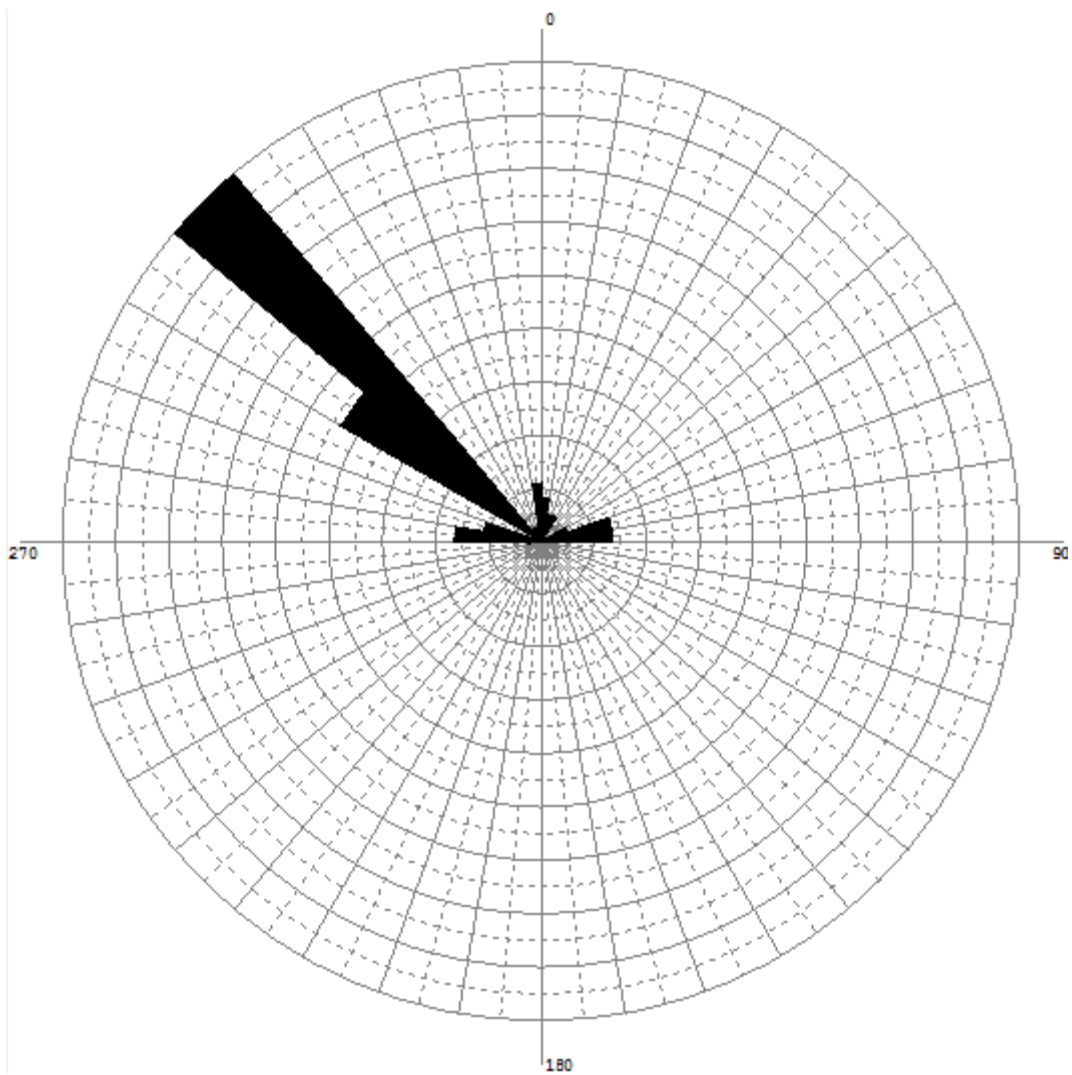


Figura 3.9 Diagrama de roseta com direcções preponderantes dos alinhamentos morfoestruturais da figura 3.8

IV – Interpretação gravimétrica

4. – Interpretação gravimétrica

A gravimetria é um método potencial, que consiste na medição das variações do campo gravítico na superfície da Terra, ou seja, um valor da aceleração da gravidade num dado ponto. Estas variações advêm das diferentes densidades das formações rochosas existentes na terra, ou seja, as variações vertical e horizontal das densidades afectam o campo gravítico.

Tratando-se de um método potencial, que não necessita de indução de energia, este campo potencial gravítico é gerado pela força da gravidade. Uma vez que este campo é possível de estudar à distância, necessitando apenas que se efectuem as devidas correcções gravimétricas aos valores lidos. Este método potencial acaba por ser amplamente usado, apresentando baixo custo relativo e sendo bastante viável na prospecção de largas áreas (Parasnis, 1997).

As campanhas de prospecção gravimétrica para recolha de dados offshore geralmente estão associadas à recolha de dados de sísmica, o que reduz os custos da aplicação deste método, visto que o navio para transporte e recolha de dados é o mesmo.

No método gravimétrico existem várias influências no valor do campo gravítico, como a dimensão, a profundidade das estruturas geológicas e a diferença de densidades em comparação a outros corpos geológicos existentes (Parasnis, 1997). Com vista a colmatar o efeito destas influências sobre os valores obtidos é necessário recorrer-se a correcções como a correcção de deriva, a lunissolar, de altitude, de latitude, de estaca-tripé, de Bouguer, a topográfica e de Eötvös.

Este método tem como base a Lei de Gravitação de Newton, que nos diz que todos os objectos do Universo atraem-se entre si com uma força gravítica que passa pelo centro de massa desses mesmos objectos, e que é proporcional ao produto das suas massas e inversamente proporcional ao quadrado da separação entre si, então na equação 1, temos que a força de atracção gravítica depende da massa de dois corpos (m_1 e m_2), da distancia entre os mesmos (r) e da constante gravitacional (G), que é $6,67428 \times 10^{-11} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}\text{s}^{-2}$.

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

Equação 1- Lei da Gravitação.

Sabendo que a massa de um corpo é dada pelo produto entre a densidade e o seu volume, $\rho = \frac{m}{v}$, não alterando a distância, variações na atracção gravítica são resultantes da variação da densidade ou do volume.

Assim, ao manter-se a distância e o volume, pode-se estudar a diferença entre o valor teórico de atracção gravítica de uma região com o valor recolhido no campo, obtendo-se assim o valor da anomalia gravimétrica. Tendo em conta que diferentes corpos apresentam diferentes densidades, podemos analisar o contraste destas, podendo até ser possível a criação de uma forma geométrica para o corpo em estudo, (Telford et al., 1990). Como já foi referido estes valores estão sempre sujeitos a influências necessitando que sejam feitas as devidas correcções antes de serem obtidos dados passíveis de interpretação, por este motivo este método foi em algumas situações substituído por outros, devido às correcções onde a topografia assume uma grande importância. Com o avanço tecnológico, como por exemplo nos gravímetros, onde entraram na sua composição modelos electrónicos, que os tornou mais baratos, e que permitiu uma maior precisão e mais rápida correcção dos dados, que associado aos modelos digitais de terreno, permitiu que este método fosse dos mais usados na prospecção de hidrocarbonetos (Figueiredo, 2002).

4.1. – Correcções gravimétricas

As correcções gravimétricas são na verdade reduções feitas ao valor lido, de modo a reduzir todas as medições ao mesmo referencial, tornando-o comparável ao valor teórico. As diferentes correcções são efectuadas separadamente com a ajuda de programas que facilitam o cálculo, onde a soma de todos os valores permite encontrar o valor da anomalia de Bourguer .

- A correcção de deriva, Δg_{Der} ou correcção de deriva instrumental, é efectuada devido à inexistência de uma mola ideal nos gravímetros. A variação da temperatura afecta as características elásticas da mola, que pode apresentar diferentes valores lidos no mesmo ponto. Esta diferença de temperaturas está relacionada com a variação da tensão da bateria que alimenta o gravímetro Para se corrigir este erro utiliza-se uma base gravimétrica, que é usada em toda a campanha, registando as horas de cada medição para a possível correcção de deriva, assumindo que a variação entre a primeira e última medida registada na base gravimétrica no circuito é linear.

- A correcção Lunisolar, Δg_{LS} tem como objectivo corrigir a atracção gravitacional entre a Terra, Sol e a Lua e o efeito maré, que por serem variáveis em todos os momentos vão influenciar os valores obtidos no campo. Inicialmente, a fim de se proceder a esta correcção eram utilizadas algumas fórmulas desenvolvidas por Longman (1959), contudo hoje em dia já é possível prever e corrigir estes efeitos através de software (Kearey et al., 2002).

- Correcção de Altitude, Δg_{Alt} , ou correcção de ar livre tem em consideração a diferença de cota existente entre o ponto de medição e o nível de referência, sendo positiva acima deste e negativo abaixo, (Telford et al, 1900). Não é tido em conta o efeito da gravidade das formações rochosas que se encontram entre o ponto de observação e a cota de referência, (Kearey et al. 2002).

- A correcção de Latitude, Δg_{Lat} , corrigir a força centrífuga que tem origem devido à rotação da terra, e conseqüente variação do campo gravitacional. Isto porque, o raio da terra varia consoante o local onde nos encontramos, se nos encontramos no equador ou nos pólos, por exemplo (Lowrie, 1997).

- A correcção Estaca-tripé, Δg_{ET} , é usada para corrigir a verdadeira cota do terreno, visto que o gravímetro é instalado em cima de um tripé para fazer a medida.

- A correcção de Bouguer, Δg_B , corrige o efeito de atracção causada pelo material rochoso que existe entre o ponto de medida e o nível de referência, isto deve-se à diferença de densidades entre as formações geológicas.

- Na correcção topográfica, Δg_{Top} . o objectivo é corrigir o efeito geométrico da topografia existente em volta do ponto de medição. Isto porque a correcção Bouguer supõe que a topografia em torno do ponto de medição é plana, (Kearey et al. 2002). Esta correcção complementa a correcção de altitude e de Bouguer e tem grande importância em zonas muito acidentadas, onde vamos ter muitas elevações e depressões que resultarão em erros. Esta é uma correcção que apresenta mais dificuldades no seu cálculo, embora hoje em dia esteja muito facilitada pelo uso de modelos digitais de terreno.

- Correcção de Eötvös, $\Delta g_{Eöt}$, é aplicada em campanhas que são efectuadas com veículos em movimento, campanhas aéreas ou marinhas. Dependendo do sentido de marcha do veículo, este irá gerar uma aceleração centrípeta que tanto pode ser contra ou a favor do sentido de rotação da terra, sendo necessário somar ou subtrair o valor da correcção ao valor lido (Kearey et al. 2002).

4.2. – Anomalias gravimétricas

4.2.1. – Anomalia de Bouguer

A anomalia de Bouguer é resultado do somatório das várias correcções referidas anteriormente, como se pode observar na equação 2. Neste trabalho não se procedeu a nenhuma correcção, partindo do princípio que os dados que foram cedidos já tinham sofrido as reduções necessárias.

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

Equação 2- Anomalia de Bouguer resultante da soma das várias correcções.

Onde g_B é a anomalia de Bouguer, g_{obs} o valor obtido no campo, Δg_{LS} a correcção lunisolar, Δg_{Der} a correcção de deriva, Δg_{Lat} a correcção de latitude, $\Delta g_{Eöt}$ a correcção de Eötvös, Δg_{Alt} a correcção de Altitude, Δg_{ET} correcção Estaca-tripé, Δg_B correcção de Bouguer, Δg_{Top} correcção topográfica e Δg_{teo} é o valor teórico da aceleração gravitacional para o local.

Esta anomalia é composta por várias anomalias sobrepostas resultantes das diferenças horizontais de densidade das estruturas geológicas no subsolo, visto que os dados gravimétricos se encontram reduzidos à mesma superfície de referência (Telford et al., 1990; Machadinho, 2008). Decompondo a anomalia de Bouguer (Equação 3), obtemos a anomalia regional e a anomalia residual, ou seja, o somatório destas anomalias permite-nos obter a anomalia de Bouguer, como se pode observar na figura 4.1.

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

Equação 3- Anomalia de Bouguer.

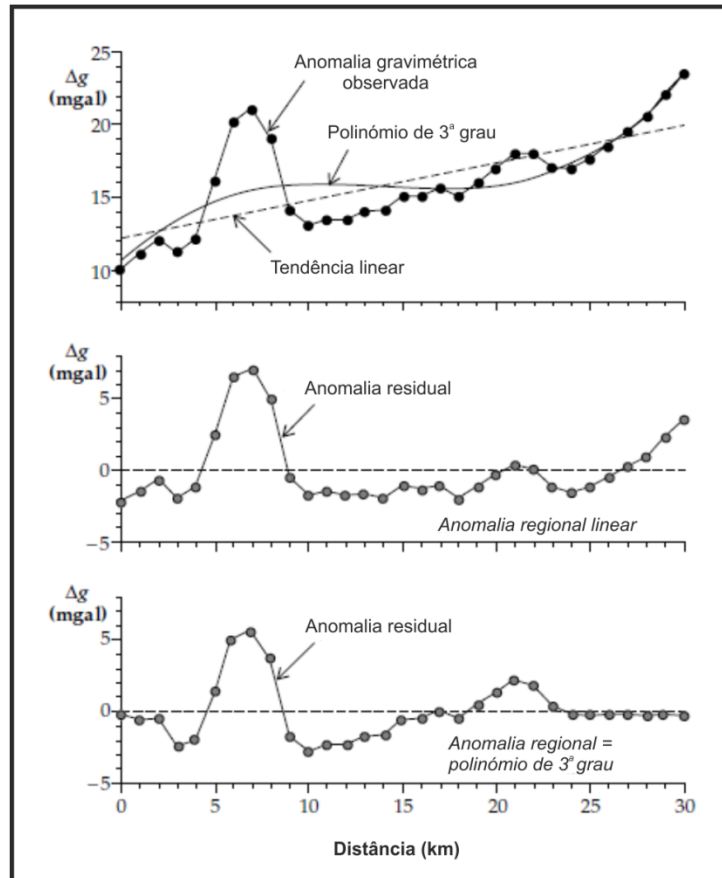


Figura 4.1- Exemplo de perfil gravimétrico e separação das anomalias regional e residual (adaptado de Lowrie, 2007).

4.2.2. – Anomalia regional

A anomalia Regional é uma anomalia com grande comprimento de onda, permitindo-nos interpretar estruturas a maior profundidade e com grande escala (Machadinho, 2008). Existem diferentes métodos para o cálculo desta anomalia, o escolhido será o que mais se ajustar com o conhecimento da área em estudo. Anomalias positivas sugerem que o soco se encontre a menos profundidade e anomalias com valores mais baixos sugerem o inverso, um soco a maior profundidade.

4.2.3. – Anomalia residual

A anomalia Residual compreende a anomalia gravimétrica da bacia sedimentar, isto é, dá-nos a contraste de densidades das estruturas geológicas que se encontram á superfície. Isto porque, a anomalia residual possui um comprimento de onda mais curto, contrariamente à anomalia regional, que apresenta um grande comprimento de onda.

Para a separação destas anomalias é utilizada a equação 3, onde se subtrai a anomalia regional à anomalia de Bouguer, obtendo-se a anomalia residual.

4.3. – Interpolação dos dados

Nesta fase apenas foram usados os dados da DGTerritório, dados da anomalia de Bouguer. Na figura 4.2 é possível observar as estações gravimétricas assinaladas no GoogleEarthPro. Para a interpolação e interpretação dos dados foi usado o software SURFER.

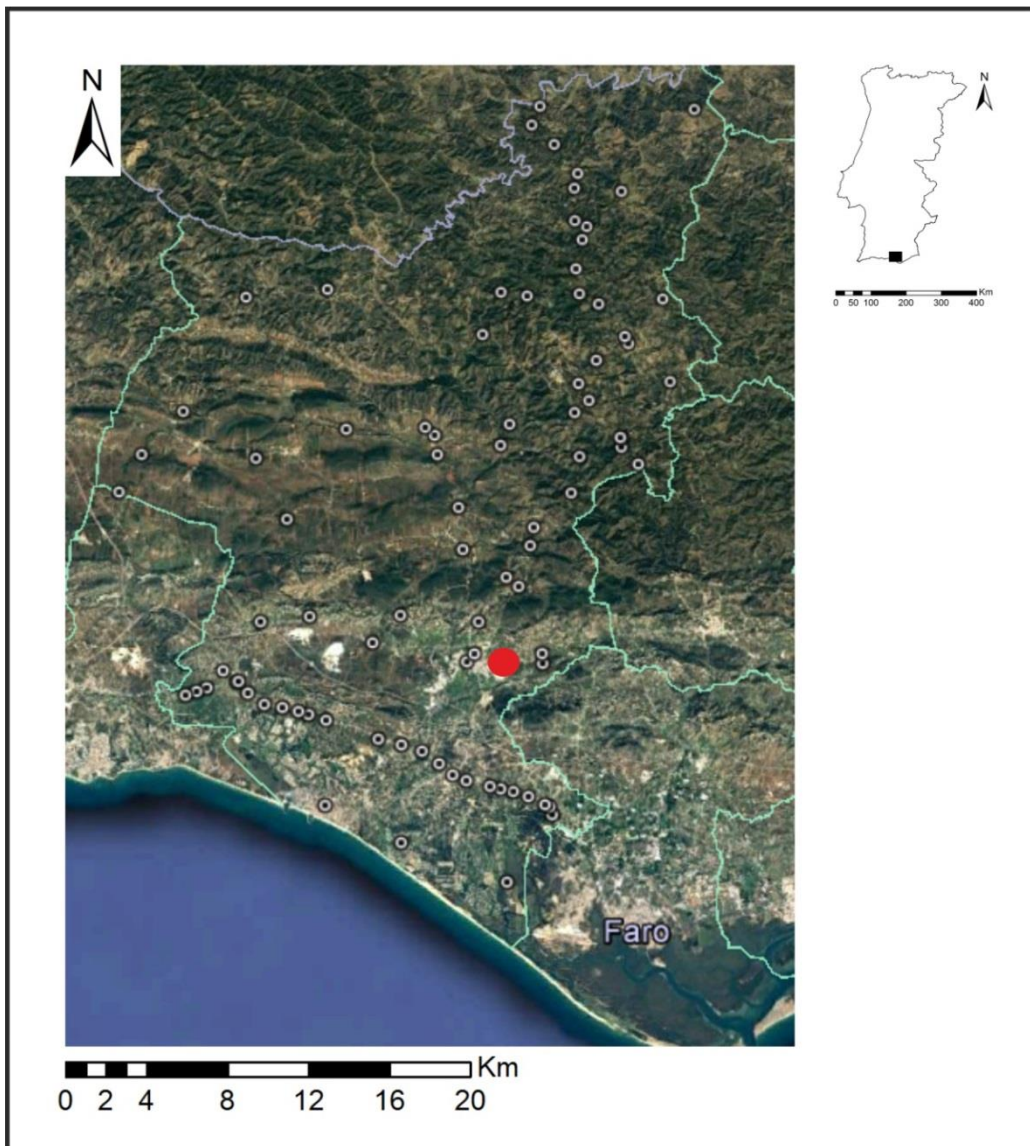


Figura 4.2- Imagem satélite retirada do GoogleEarthPro onde podemos observar todas as estações gravimétricas. Mina marcada pelo ponto vermelho (GoogleEarthPro, 2016).

4.3.1. – Anomalia de Bouguer

O método usado para a interpolação dos pontos de amostragem da anomalia de Bouguer foi o Kriging ordinária pontual, segundo um variograma linear, onde foi construída uma malha de 100 linhas x 91 colunas. O mapa da anomalia de Bouguer calculado, figura 4.3, apresenta um valor mínimo de 979870.36mGal, e um valor máximo de 979965.1mGal, onde os valores mínimos encontram-se representados a azul, e os valores máximos representados a vermelho, como é visível na legenda da figura 4.3.

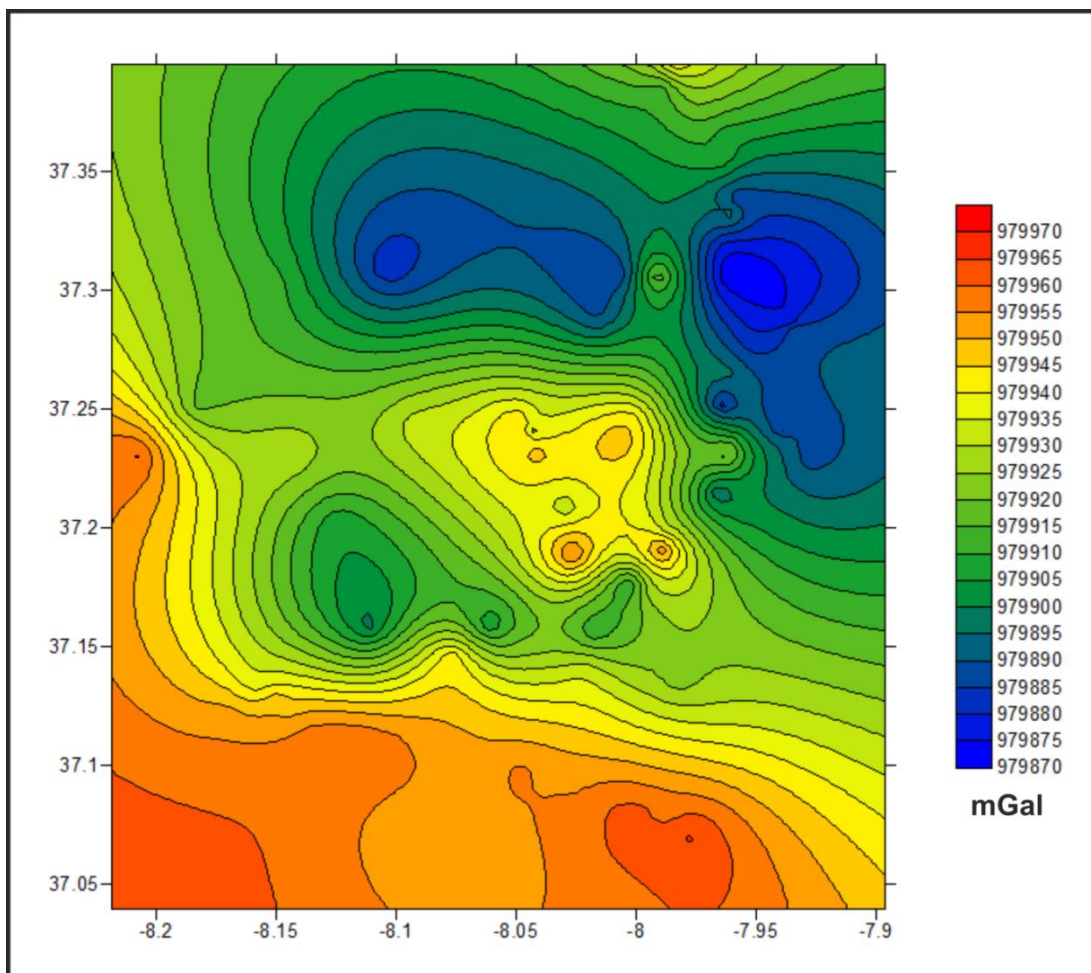


Figura 4.3- Mapa da anomalia de Bouguer obtido através dos dados da DGTerritório.

Na figura 4.4 podemos ver o mapa de anomalia de Bouguer referenciada geograficamente, onde os valores mais baixos encontram-se a Norte e os mais elevados a Sul, já no limite da bacia. No entanto, esta informação depois de interpolada revelou algumas anomalias inesperadas, isto porque deveria ocorrer o oposto, visto que o soco se encontra mais próximo da superfície mais a Norte, porem esta situação é corroborada com os dados se satélite, (Anexo2).

Na zona de Loulé e a zona correspondente ao diápiro observaram-se valores intermédios com cores esverdeadas, 9799925mGal. Já na figura 4.5 podemos observar a carta da anomalia de bouguer sobreposta aos alinhamento estruturais identificados no capítulo anterior(figura 3.8). Na figura podemos observar que as anomalias menores na zona de Loulé e da mina aparecem relacionadas com os alinhamentos E-W. E a norte o que separa as duas grandes anomalias de menor valor é um falhas N-S.

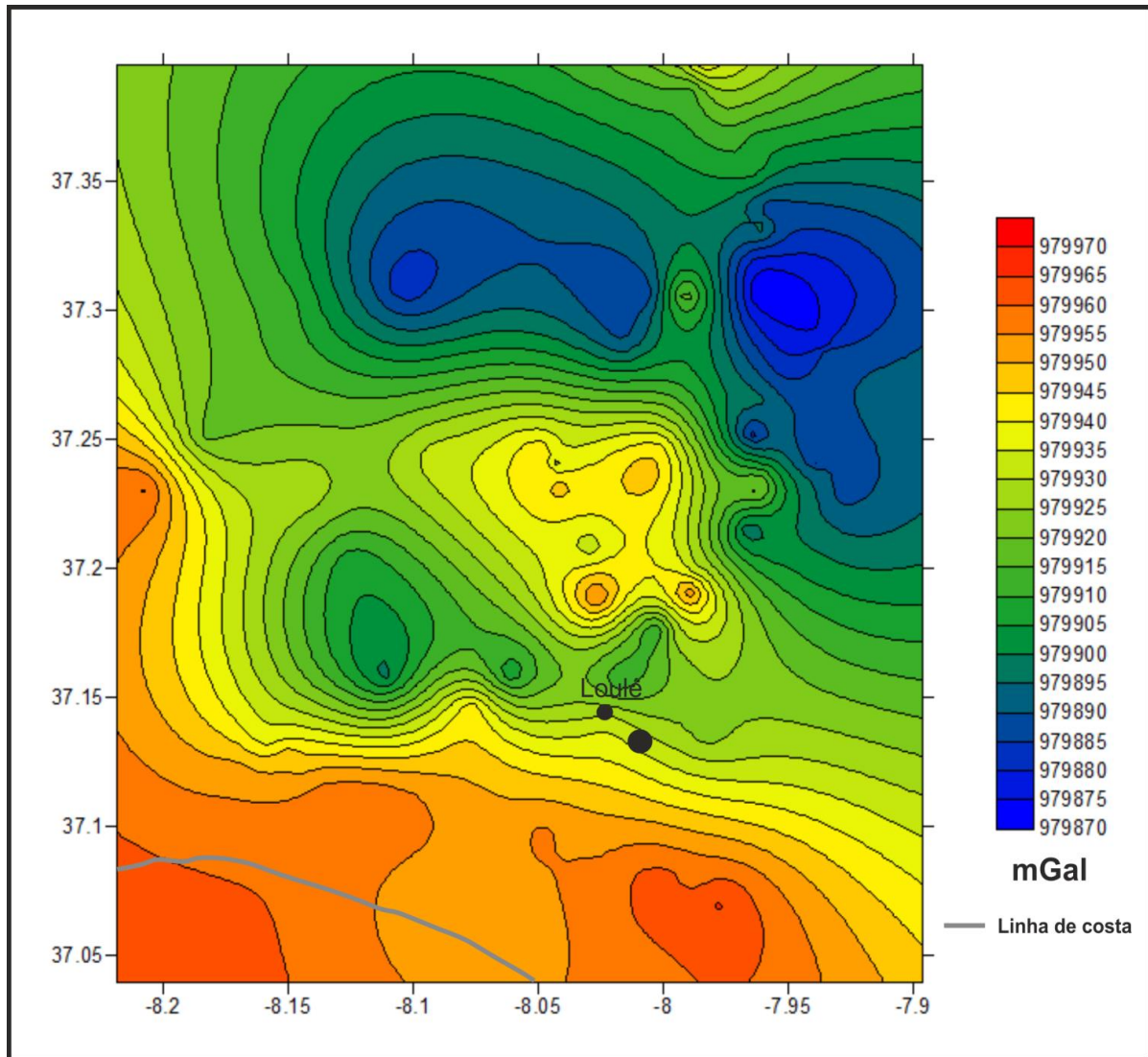


Figura 4.4- Mapa da anomalia de Bouguer obtido através dos dados da DGTerritório referenciada geograficamente. Mina Circulo peto localiza a mina de Loulé.

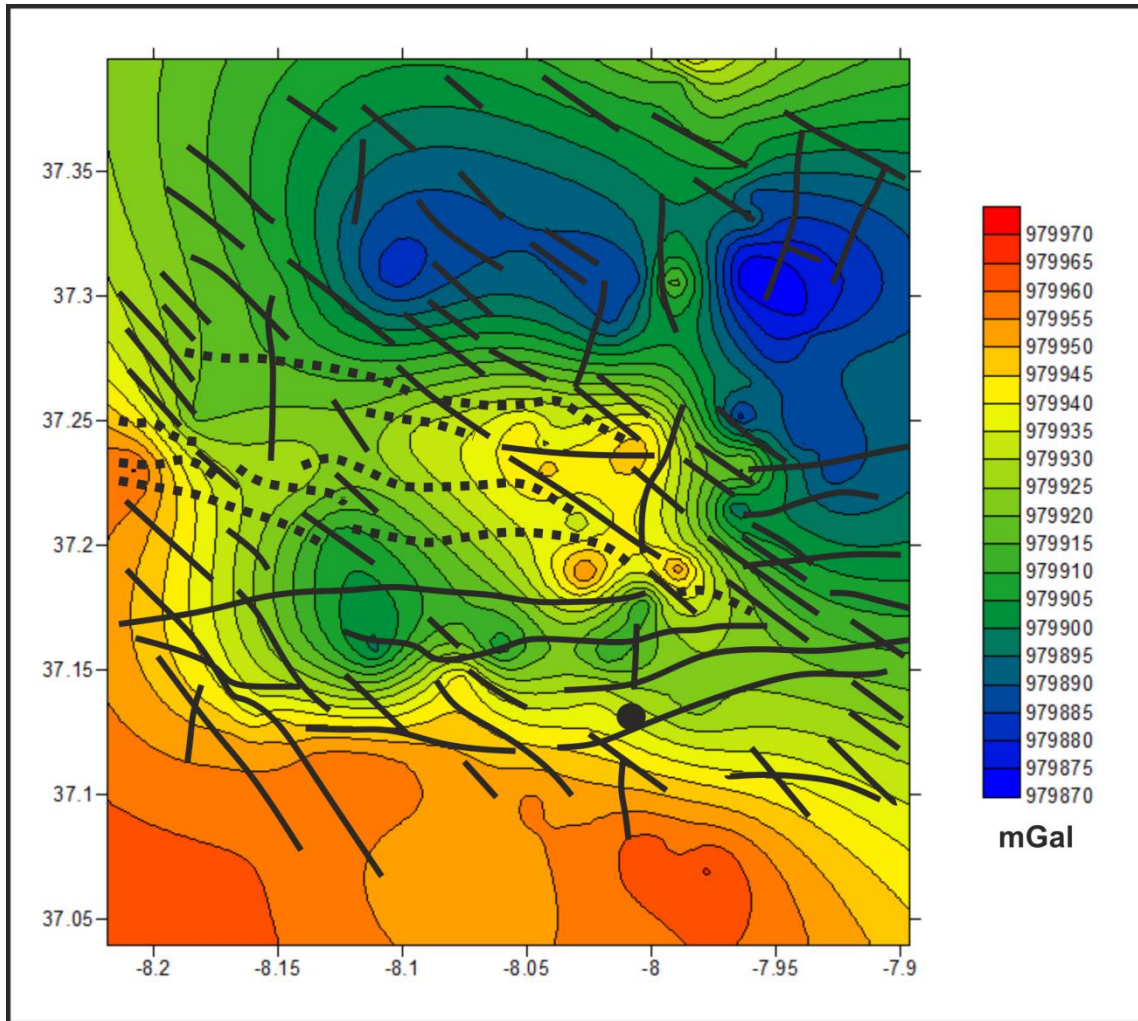


Figura 4.5 - Mapa da anomalia de Bouguer obtido através dos dados da DGTerritório sobreposto aos alinhamentos estruturais identificados no capítulo anterior (figura 3.8).

4.3.2. – Anomalia regional

A anomalia Regional foi calculada através da regressão polinomial, usando os dados da anomalia de Bouguer, onde se recorreu a diferentes métodos, com o objetivo de compreender qual a solução que melhor descrevia as estruturas geológicas da região. O método que apresentou o melhor ajuste corresponde ao cálculo por superfície quadrática, os outros métodos testados foram mapas gerados através do cálculo por superfície planar, bilinear e cúbica. Na tabela 1 observam-se os diferentes métodos, bem como a sua equação e os coeficientes de regressão.

Tabela 1- Métodos de regressão e coeficientes de regressão.

Superfície planar	Equação para a superfície	$Z(X,Y) = A_{00} + A_{01} Y + A_{10} X$
	A ₀₀	986111.95788103
	A ₀₁	-185.94168634765
Superfície bilinear	Equação para a superfície	$Z(X,Y) = A_{00} + A_{01} Y + A_{10} X + A_{11} XY$
	A ₀₀	998987.18750989
	A ₀₁	-532.02764502139
	A ₁₀	1516.8830186737
Superfície cúbica	Equação para a superfície	$Z(X,Y) = A_{00} + A_{01} Y + A_{02} Y^2 + A_{03} Y^3 + A_{10} X + A_{11} XY + A_{12} XY^2 + A_{20} X^2 + A_{21} X^2Y + A_{30} X^3$
	A ₀₀	4.3733797722425
	A ₀₁	108.47026047966
	A ₀₂	2017.3862606015
	A ₀₃	-40.605218657498
	A ₁₀	-23.371893336568
	A ₁₁	-435.26006562776
	A ₁₂	-34.530686404189
	A ₂₀	91.081317001728
	A ₂₁	-88.69936029484
Superfície quadrática	Equação para a superfície	$Z(X,Y) = A_{00} + A_{01} Y + A_{02} Y^2 + A_{10} X + A_{11} XY + A_{20} X^2$
	A ₀₀	2607311.9787926
	A ₀₁	-84670.849750052
	A ₀₂	1086.8223592203
	A ₁₀	12338.133344283
	A ₁₁	-451.09089652681
A ₂₀	-268.26471098759	

Esta anomalia depende fundamentalmente das variações de estruturas a maior profundidade, neste caso do soco. Anomalias com valores mais elevados sugerem que o soco possa estar a menor profundidade, por outro lado anomalias mais baixas indicam o inverso, nomeadamente um topo do soco mais profundo. Através da análise da figura 4.6A podemos observar que existe uma tendência regional decrescente da anomalia de SW para NE.

Nas figuras 4.6A, 4.7A, 4.8A, e 4.9A podemos observar os diferentes mapas da anomalia regional produzidos através dos diferentes métodos. A escolha da regressão por superfície quadrática poderá ser comprovada no próximo passo, isto é, na criação dos mapas da anomalia residual resultante de cada um destes métodos.

4.3.3. – Anomalia residual

Para o cálculo da anomalia residual procedeu-se ao uso a equação 3, subtraindo a anomalia regional à anomalia de Bouguer, sendo este cálculo efectuado através do software SURFER. Através dos mapas gerados pudemos observar que o mapa que mais evidencia as estruturas geológicas será aquele obtido através da regressão por superfície quadrática. Neste mapa, figura 4.5B, podemos observar que os valores variam entre -45 a 40 mgal. Deste modo, esta anomalia sugere-nos a variação de densidades das estruturas locais a menor profundidade.

É visível também que na zona de Loulé (aproximadamente 37,15°N; 8,03°W) existem valores de anomalia mais baixa que podem ser justificadas pela existência de corpos salíferos, ou o prolongamento do corpo já conhecido. Porém é evidente ainda a existência de um corpo com valores mais baixos ligeiramente a NW, tratando-se possivelmente de um diapiro, contudo possivelmente por questões de ordenamento do território não pode ser explorada. Já o corpo mais a norte, de grande dimensão e com a anomalia mais negativa, deve-se provavelmente à interpolação naquela zona, ter sido realizada apenas com recurso a dois pontos, não correspondendo assim possivelmente à realidade.

Na zona central e mais a Sul da zona em estudo (aproximadamente 37,25°N; 8°W) valores mais elevados são observáveis e corresponderão provavelmente à zona em que o soco se encontra mais levantado, possivelmente um *horst*. Por outro lado, as zonas representadas a azul, que apresentam valores mais baixos, correspondem a zonas onde soco se encontra a maior profundidade ou a um corpo salífero.

Nas figuras 4.6B, 4.7B, 4.8B e 4.9B podemos observar os diferentes mapas da anomalia residual criados através dos diferentes métodos.

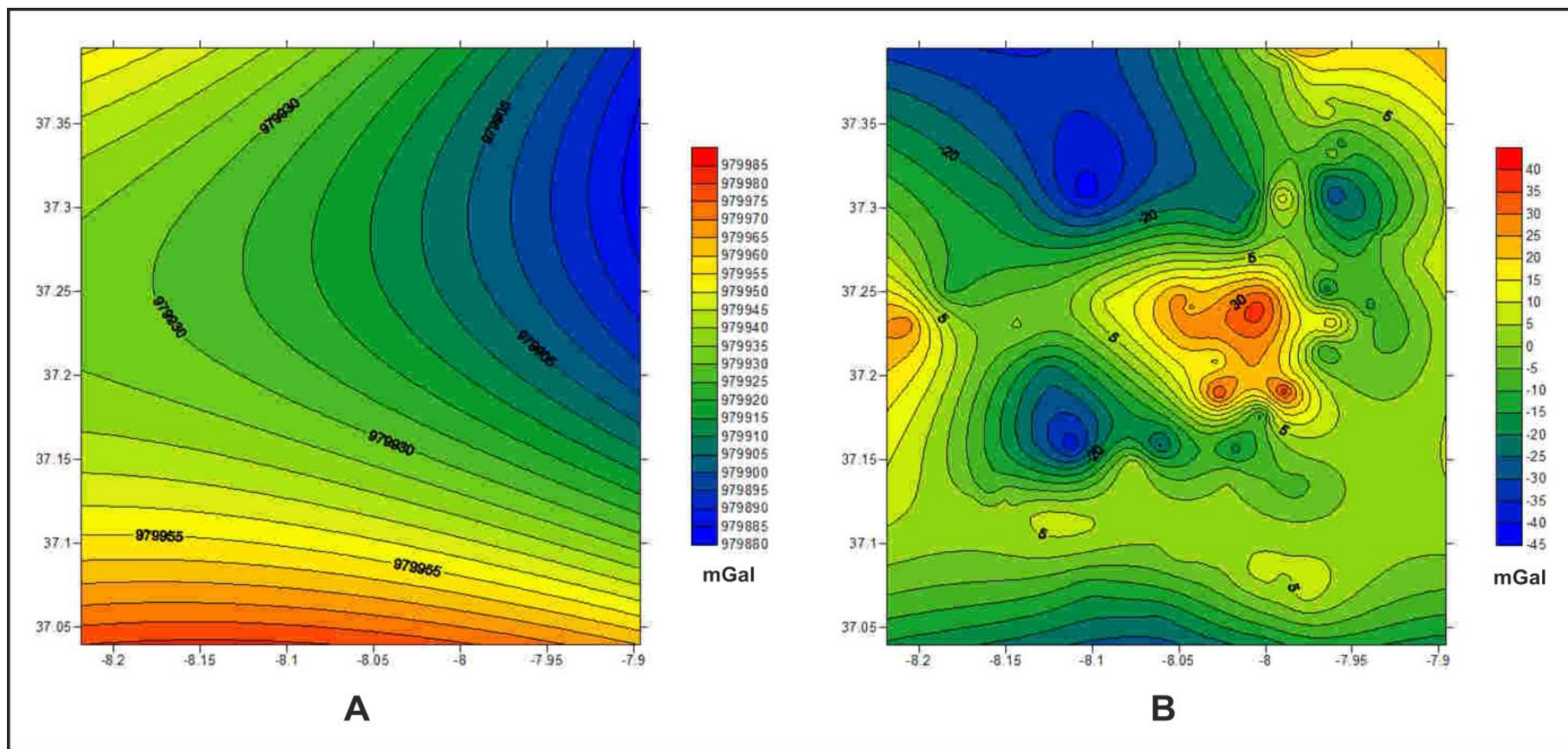


Figura 4.6- Anomalia regional (A) e residual (B) através da separação por superfície quadrática.

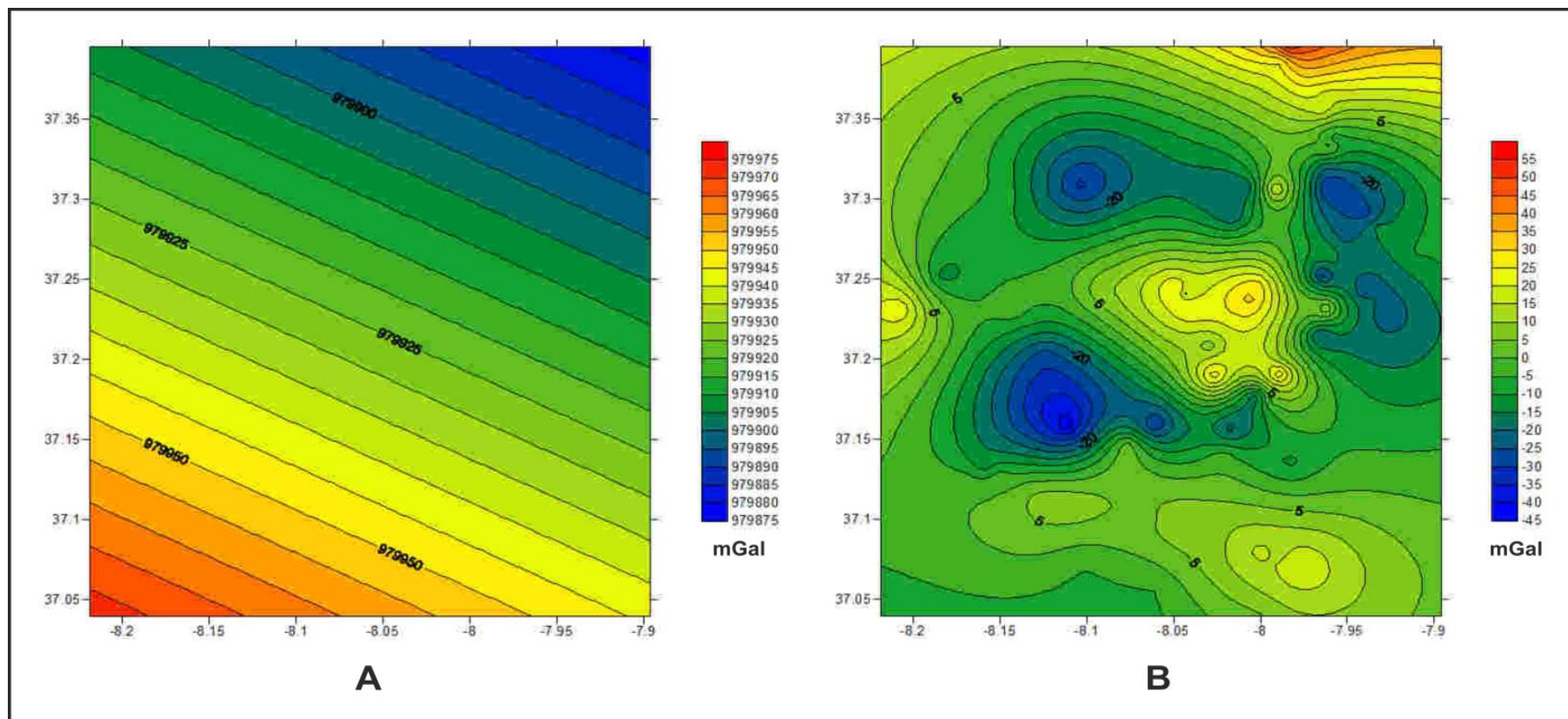


Figura 4.7- Anomalia regional (A) e residual (B) através da separação por superfície planar.

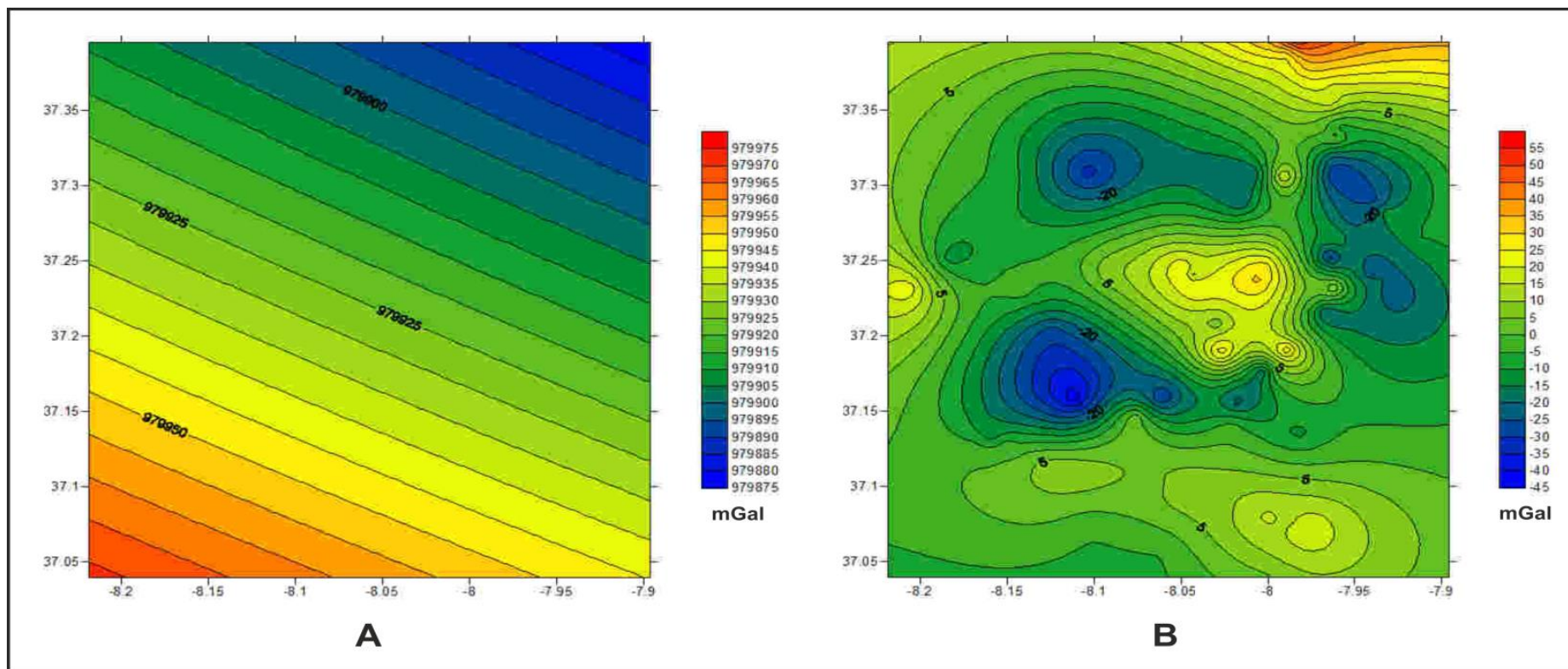


Figura 4.8- Anomalia regional (A) e residual (B) através da separação por superfície bilinear.

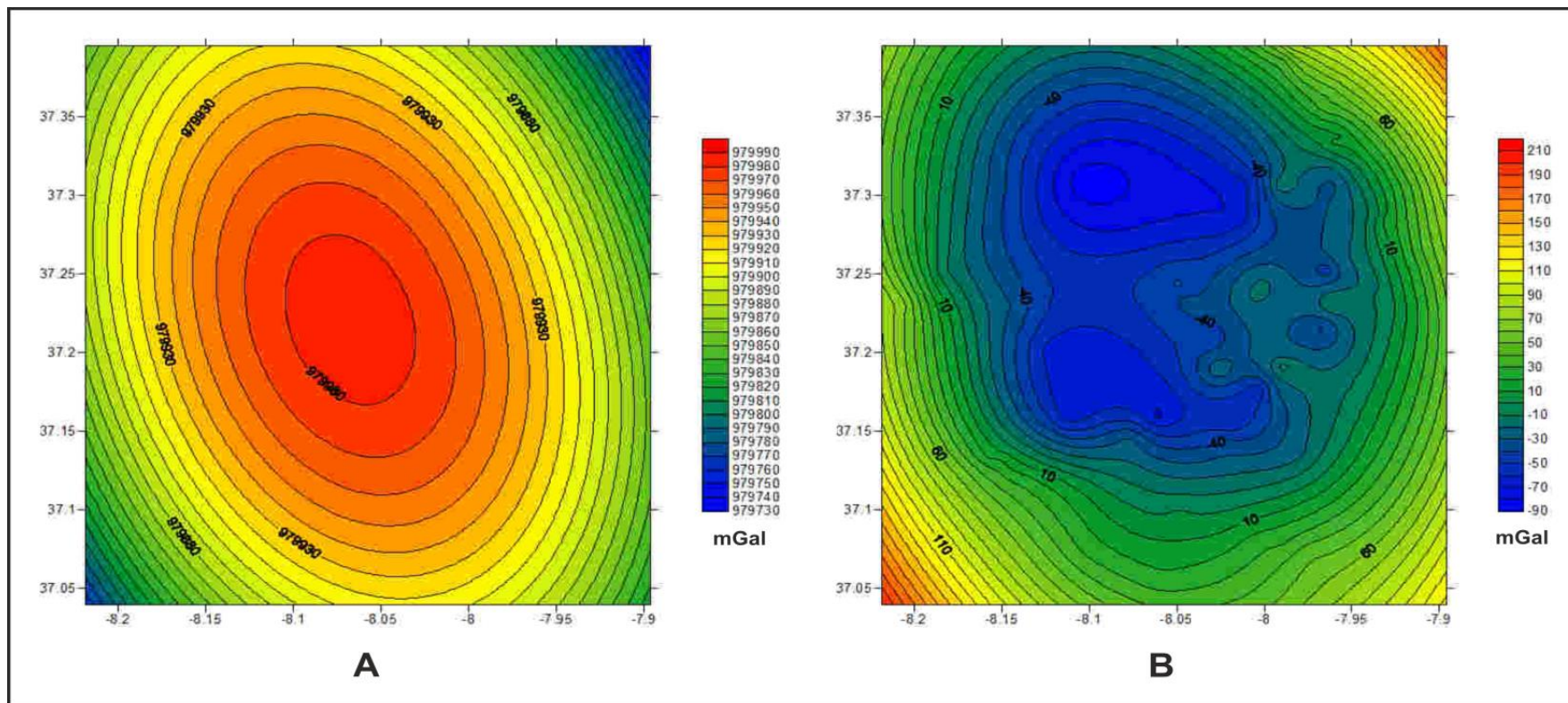


Figura 4.9- Anomalia regional (A) e residual (B) através da separação por superfície cúbica.

4.4. – Modelação gravimétrica

A modelação foi efectuada com recurso ao software OASISMONTAJ e GM-SYS, ambos da Geosoft, com o objectivo de produzir um modelo geológico, de modo a que o perfil gravimétrico criado coincida com os dados gravimétricos de campo. Para tal são necessários ajustes dos parâmetros de cada camada, a fim de se conseguir um erro mínimo, regulando a curva calculada com a curva da anomalia de campo.

Inicialmente realizou-se a projecção dos dados gravimétricos da DGTerritório, gerando novos mapas da anomalia de Bouguer, de anomalia regional e de anomalia residual, mapas visíveis nos anexos 3, 4e 5. Como espectável, os mesmos são equivalentes àqueles concebidos no SURFER 8. Foram também projectados os dados da anomalia residual cedidos pela Clona, figura 4.10, uma vez que a carta que se encontra em formato PDF, foi necessário vectorizar a imagem, georreferencia-la (com recurso ao ArcGIS®) e, por fim, atribuir os valores da anomalia residual a cada isolinha.

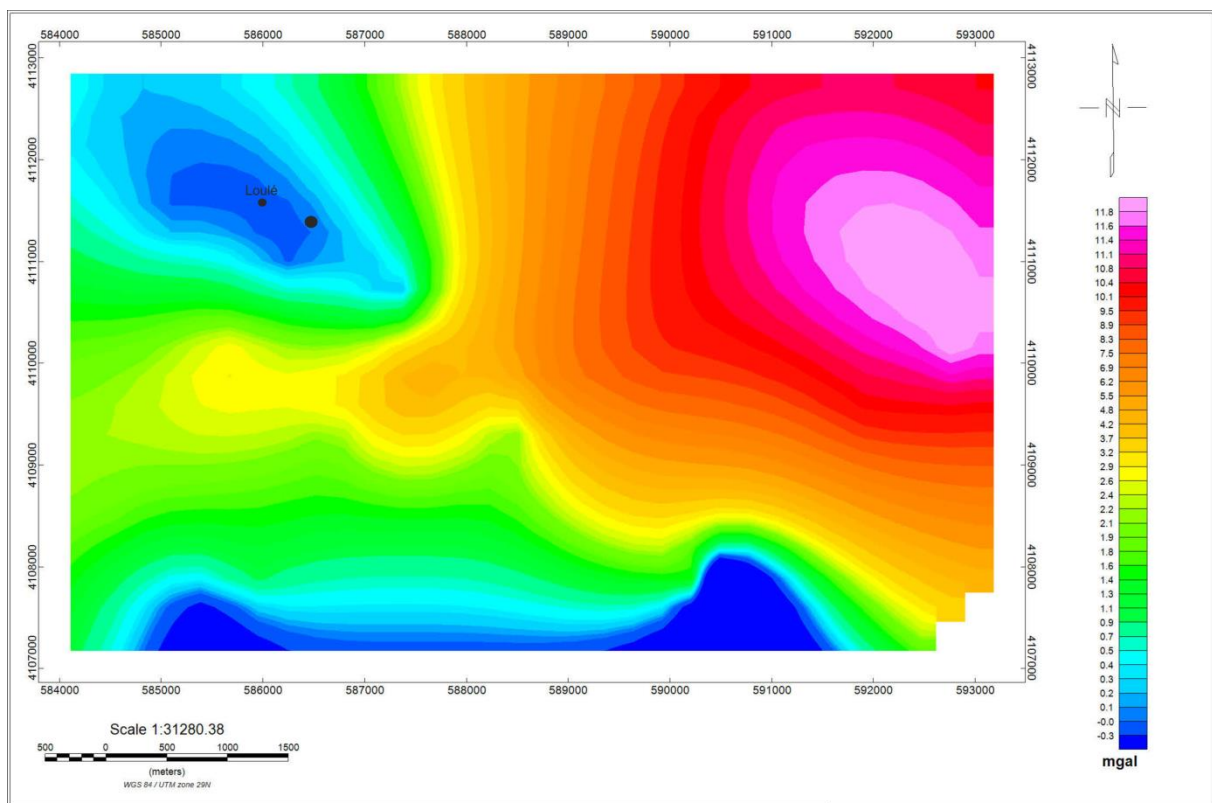


Figura 4.10- Mapa da anomalia residual (dados fornecidos pela empresa Clona).

A modelação gravimétrica baseia-se na diferença de densidades entre formações geológicas. Deste modo, formações geológicas com densidade idêntica, o que fará com que exista zonas homogêneas gravimetricamente. Assim sendo, é possível agrupar litologias por densidades, simplificando deste modo o mapa geológico de região. Posto isto, as unidades geológicas foram agrupadas por densidades, tendo sido considerados os seguintes blocos: Soco, Triássico, Hetagiano Complexo Evaporítico, Hetagiano Complexo Vulcano-sedimentar, Rochas intrusivas, Jurássico, Cretácico Inferior, Cretácico Superior e Cenozoico. Para a realização do cálculo das diferentes densidades pode-se usar a equação de Gardner, equação 4, que se baseia na velocidade de propagação das ondas sísmicas.

$$\rho = 0,23V_p^{0,25}$$

Equação 4- Equação de Gardner.

Na equação ρ é densidade, 0,23 e 0,25 são valores empíricos e V_p é a velocidade de propagação das ondas.

A separação litológica do caso em estudo é muito semelhante à de Matias (2007), daí que para a Bacia Algarvia tenham sido utilizadas como fundamentação as densidades utilizadas e tabeladas no mesmo trabalho, não sendo por isso necessário realizar os cálculos para as densidades. Os valores da densidade do complexo Vulcano-sedimentar foram baseados nas tabelas de Hatherton e Leopard, 2012. Na tabela 1 estão expostos valores de densidade utilizados para efectuar a modelação. Como referido anteriormente, foi gerada uma carta geológica simplificada, figura 4.11

Tabela 2- Tabela de densidades.

Idade	Litologia	Densidade (g/cm³)
Paleozóico	Soco	2,7
Triássico	Arenitos	2,55
Hetangiano	Sal (Formação evaporítica)	2,20
	Formação Vulcano-sedimentar	2,63
Jurássico Inferior, Médio e Superior	Calcários dolomíticos, calcários e margas	2,60
Cretácico Inferior	Arenitos	2,30
Cretácico Superior	Calcários e calcários dolomíticos	2,40
Cenozóico	Arenitos, Areias e argilitos	2,30

Tendo em vista a modelação em profundidade foram selecionados três perfis geológicos. O primeiro perfil (perfil AA'; figura 4.12) corresponde a um perfil quebrado, baseado no perfil E-F da Carta Geológica de Portugal folha 7 (Oliveira, 1982-83), com a orientação geral NW-SE. O segundo perfil modelado (perfil BB'; figura 4.14) é perpendicularmente ao primeiro, com a orientação geral NE-SW. O terceiro perfil (perfil CC'; figura 4.16) possui uma orientação NW-SE, e é baseado no perfil V dos dados de anomalia gravimétricos fornecidos pela empresa Clona. Na figura 4.11 é possível observar a implantação dos três cortes assinalados na carta geológica simplificada, designados por AA', BB' e CC'.

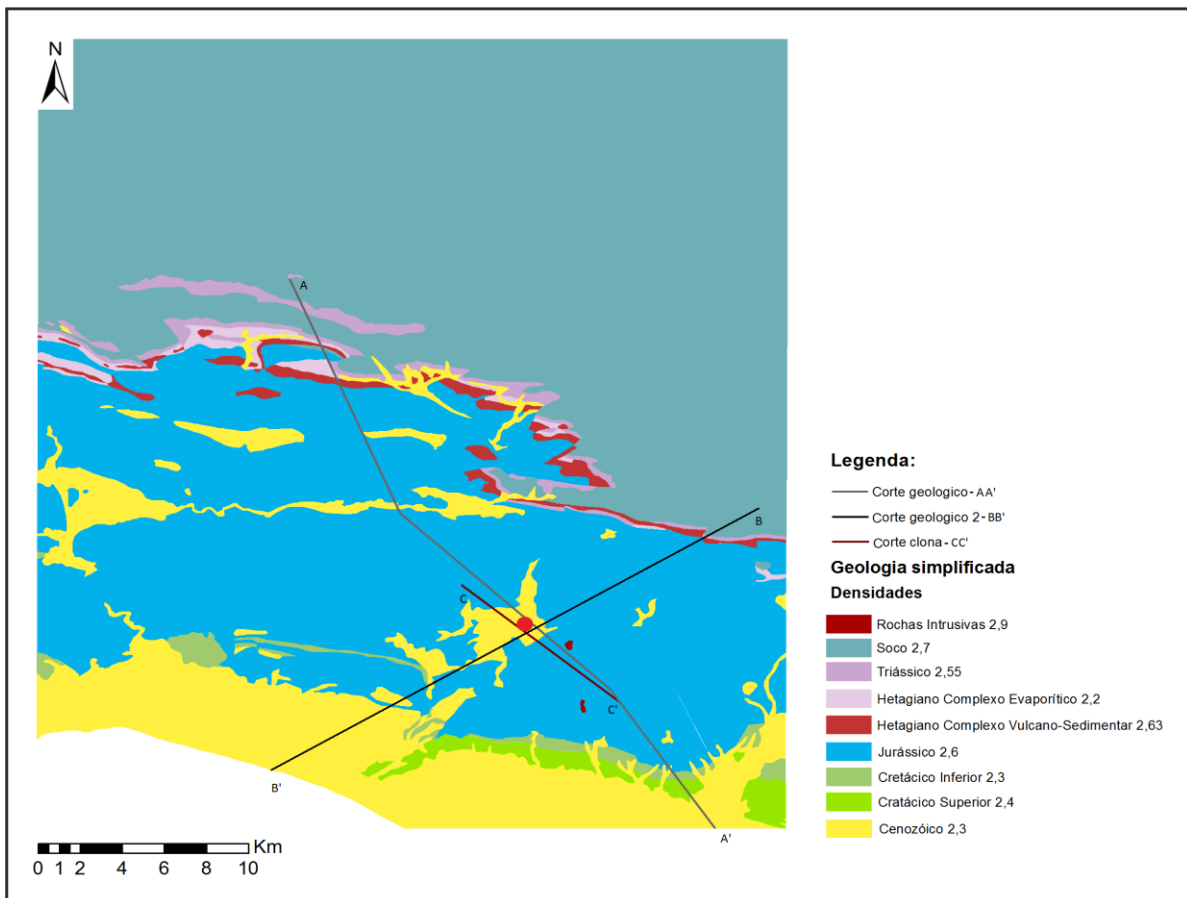


Figura 4.11- Mapa Geológico simplificado com a posição dos corte geológicos modelados. A mina de Loulé está assinalada a vermelho.

4.4.1. – Modelação dos dados DGTerritório

Para efetuar a modelação do Perfil AA' partiu-se de um corte geológico interpretativo baseado no perfil E-F da Carta Geológica de Portugal folha 7, à escala 1:200000 (Oliveira, 1982-83), com a orientação NW-SE. Foram usados os dados da anomalia residual e os dados de altimetria da Aster GDEM V2, com uma resolução de 75m e com sistema de coordenadas WGS1984.

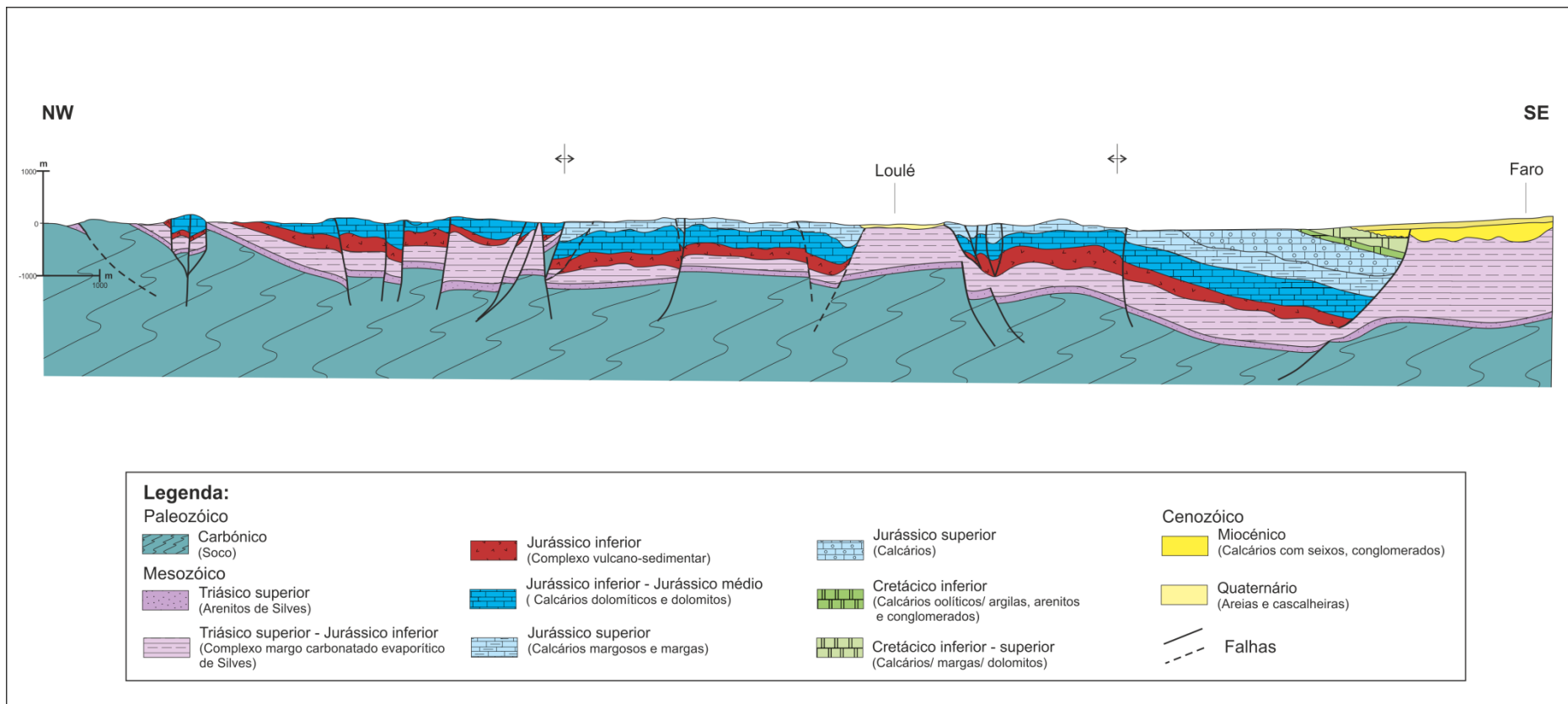


Figura 4.12 - Perfil AA' - Corte geológico interpretativo segundo a direcção NW-SE (ver plano de posição na figura 4.11).

A escolha deste perfil quebrado deveu-se a este percorrer uma grande extensão da área em estudo, atravessar todas as diferentes litologias aflorantes, desde o soco Paleozóico até a uma zona costeira, com sedimentos de idade cenozoica, cruzando a zona do diápiro de Loulé. Este perfil intersecta também diversas falhas que serão importantes na história geológica do diápiro de Loulé

O resultado desta modelação originou o modelo P1 (figura 4.13) com um erro de 3,419. Este erro deve-se, como já foi referido anteriormente, aos poucos dados existentes na parte inicial do perfil, a NW, onde a interpolação é realizada apenas com dois pontos gravimétricos. Assim sendo, na parte inicial do perfil o erro é elevado, e apenas seria possível baixar este erro alterando o modelo do perfil geológico, o que não seria correcto e não teria lógica no contexto geológico. No restante perfil a gravimetria ajusta-se bem ao modelo apresentando valores de erro de ajuste mais baixos. Essa dificuldade de ajuste dos extremos dos perfis, verifica-se nos outros perfis modelados, resultante do facto de não serem calculadas as variações dos pacotes sedimentares fora do perfil seleccionado. Este problema verificou-se em todos os perfis efectuados.

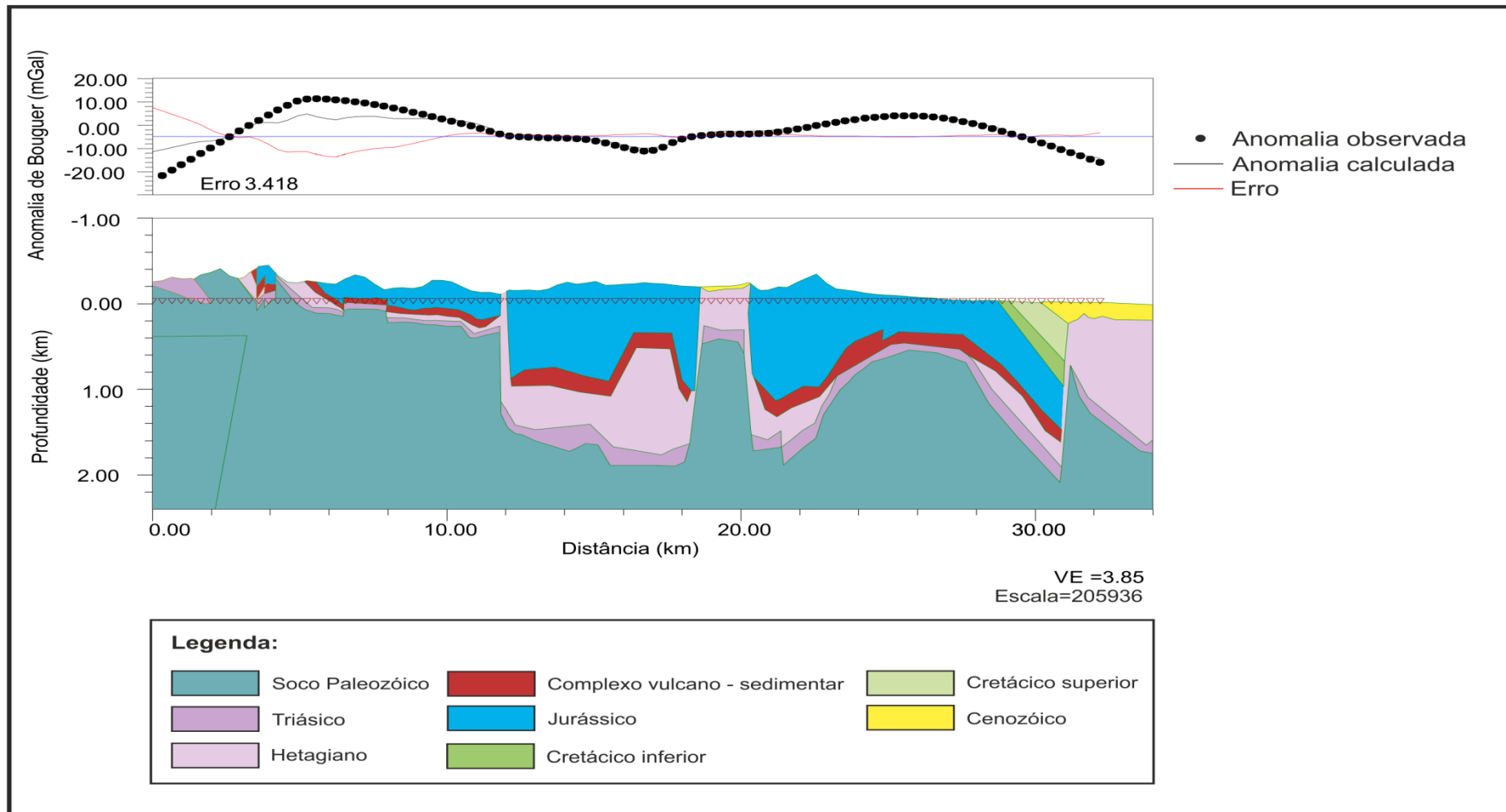


Figura 4.13 - Modelo P1 - modelo gravimétrico ao longo do perfil geológico interpretativo AA'.

Para realizar a modelação do Perfil BB', figura 4.14, foi usado por base um corte geológico perpendicular ao primeiro, com a orientação NE-SW, da Carta Geológica de Portugal folha 7, à escala 1/200000 (Oliveira, 1982-83) (figura 4.11). O perfil BB' intercepta o perfil BB' sobre o diápiro de Loulé. À semelhança do perfil anterior, foi utilizado o perfil construído com os dados da anomalia residual e os dados de altimetria da Aster GDEM V2, com uma resolução de 75m e com sistema de coordenadas WGS1984.

Da modelação efetuada resultou o modelo P2. (figura 4.15). Como os modelos P2 e P1 se intersejam sobre o diápiro de Loulé, constroem-se mutuamente nesse local, o que facilita a sua modelação e permite criar geometrias geologicamente verosímeis para as estruturas aí posicionadas. O erro neste caso é de 0,794, sendo um erro bastante aceitável, encontrando-se as curvas satisfatoriamente ajustadas em todo o modelo P2.

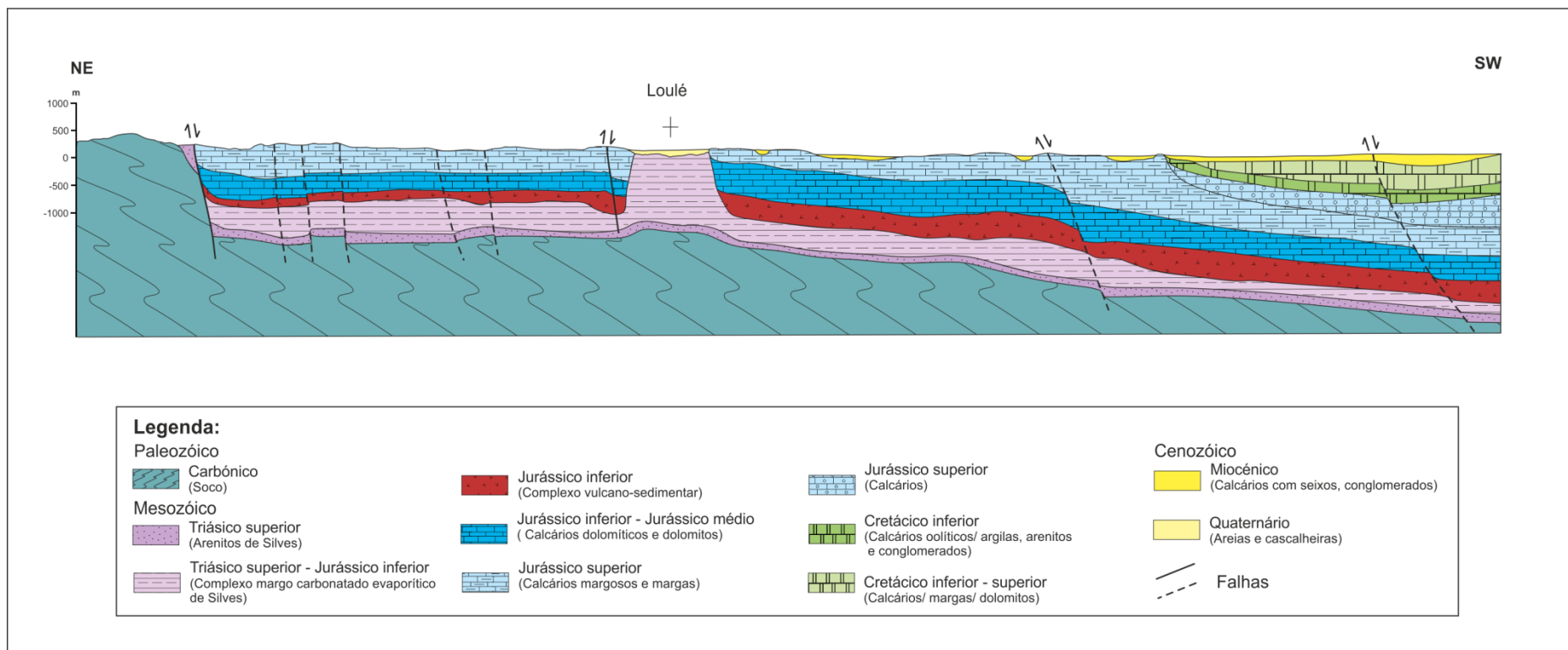


Figura 4.14 - Perfil BB' - Corte geológico interpretativo segundo a direcção NE-SW (ver plano de posição na figura 4.11).

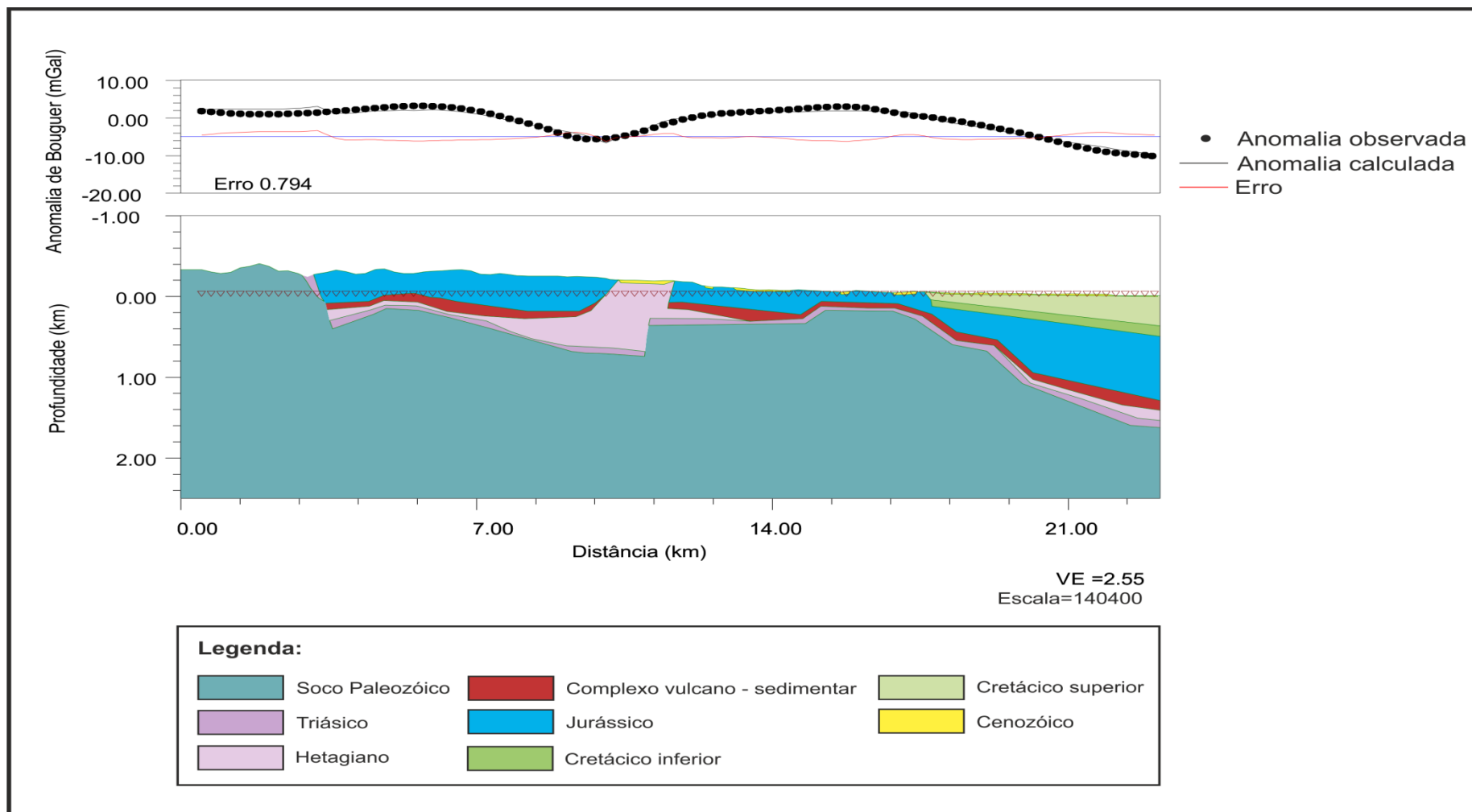


Figura 4.15- Modelo P2 - modelo gravimétrico ao longo do perfil geológico interpretativo BB'.

4.4.2. – Modelação dos dados Clona

A modelação do perfil CC' foi efectuada tendo por base o corte geológico interpretativo à escala local, cedido pela CLONA (perfil V dos dados; figura 4.16), com uma orientação NW-SE. Foram utilizados os dados da anomalia residual cedidos pela empresa e os dados de altimetria da Aster GDEM V2, com uma resolução de 75m e com sistema de coordenadas WGS1984.

Da modelação efetuada resultou o modelo P3 (figura 4.17). As geometrias da estrutura evaporítica, do encaixante e do soco são semelhantes às obtidas no sector equivalente do modelo P1, como seria espectável. Apesar dos dados utilizados resultarem de campanhas diferentes, corroboram-se. O erro de ajuste obtido para o perfil gravimétrico obtido foi de 0,455.

Com a modelação deste perfil gravimétrico passou-se a conhecer as estruturas geológicas abaixo dos 1000m, o que em relação ao perfil V da empresa não era possível. Em todos os perfis modelados, o diápiro parece posicionar-se junto a um alto do soco cujo topo se encontrará, sob a estrutura, mais ou menos entre os 500 e 600 m.

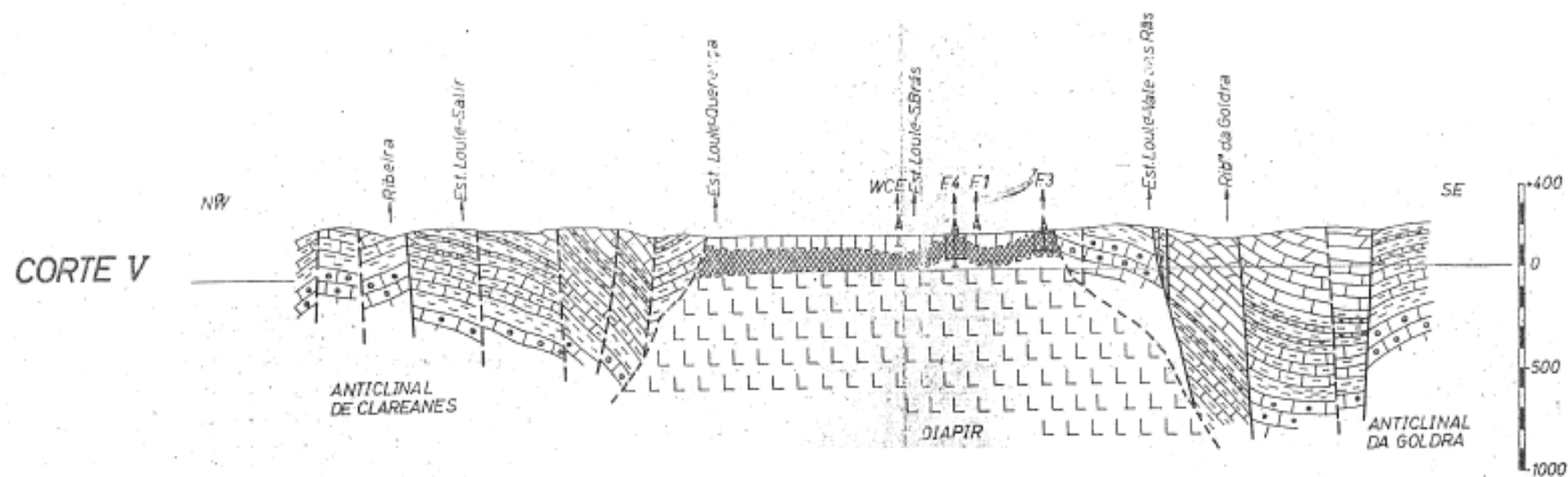


Figura 4.16 - Perfil CC' - corte geológico interpretativo com orientação NW-SE (relatório interno da empresa Clona) (ver plano de posição na figura 4.11).

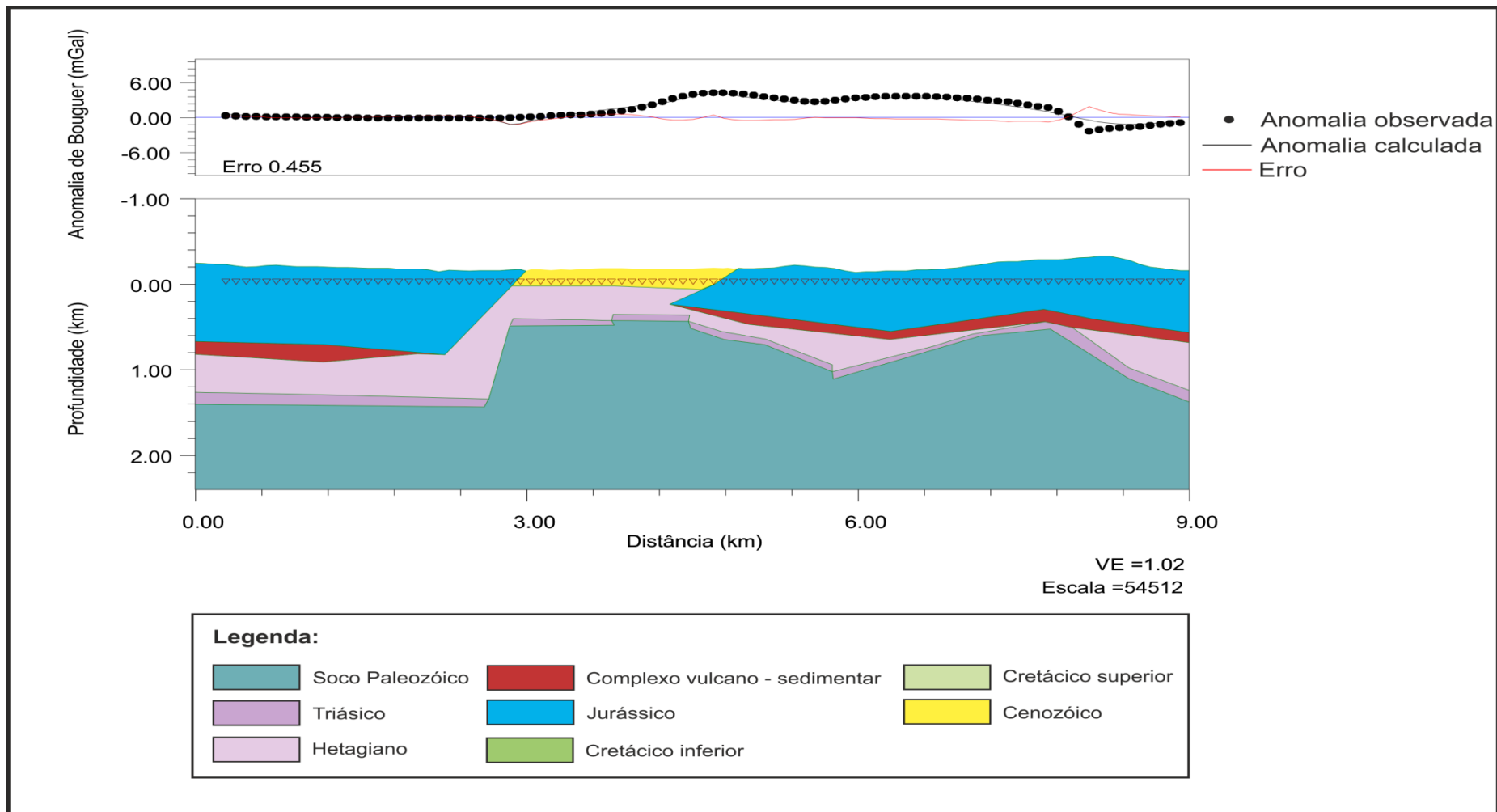


Figura 4.17- Modelo P3 - modelo gravimétrico ao longo do perfil geológico interpretativo CC'.

**V – Integração dos
resultados no contexto da
evolução mesocenozóica da
Margem Algarvia**

5 – Interpretação dos resultados no contexto da evolução mesocenoica da Margem Algarvia

5.1. – Soco

As cartas gravimétricas e os perfis modelados mostram valores gravimétricos negativos na zona mais a norte da área em estudo, já depois do limite norte da bacia, (figura 5.1, marcado a azul), onde aflora o soco.

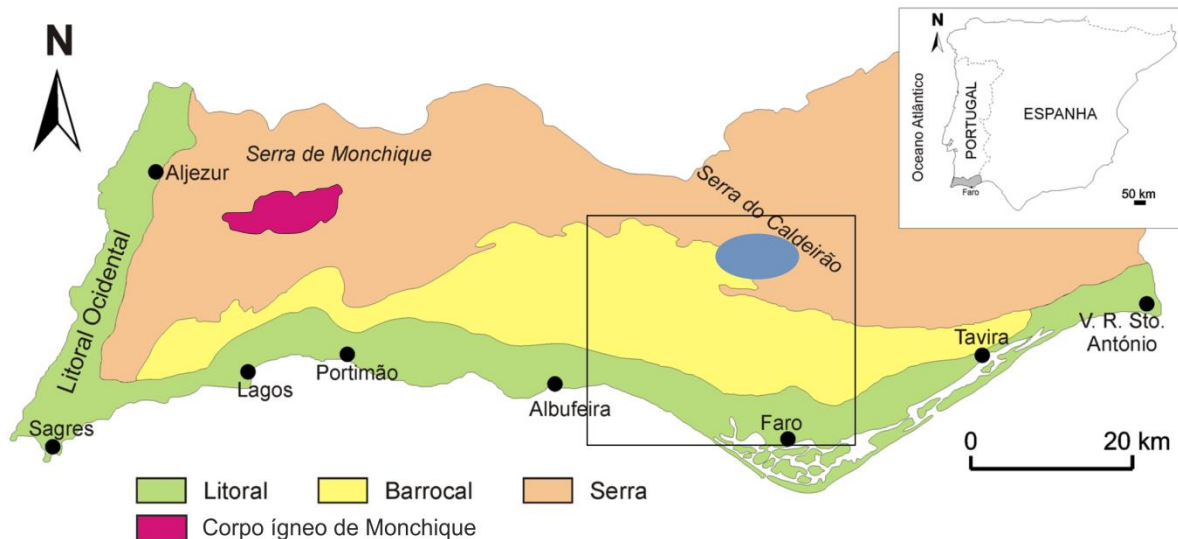


Figura 5.1- Sub-zonas morfológicas do Algarve. A azul zona onde os valores gravimétricos se mostraram mais negativos. (adaptado de Borges, 2012).

A ocorrência destes valores anómalos pode ser explicada:

- Pela possível existência de um corpo ígneo em profundidade, ainda não reconhecido, semelhante ao maciço ígneo de Monchique, instalado mais a oeste;
- Pela escassez de dados utilizado na interpolação deste sector norte da área (a interpolação foi realizada apenas com dois pontos gravimétricos).

5.2. – Bacia

Analisando as cartas gravimétricas e os perfis modelados é possível inferir que o diápiro de Loulé possui a forma de domo com ligeira vergência para sul. A estrutura está enraizada, em profundidade, nos níveis evaporíticos do Complexo pelítico carbonatado evaporítico, cuja continuidade lateral alimenta outros domos mais a sul, sendo um deles ainda visível no perfil P1. O decréscimo para sul dos valores gravimétricos, observado nas cartas de anomalia residual, pode ser o reflexo de: i) aumento da espessura dos níveis

evaporíticos para sul e a presença, nesse sector, de domos salinos subaflorantes; ii) maior espessura da cobertura sedimentar; iii) maior profundidade do soco.

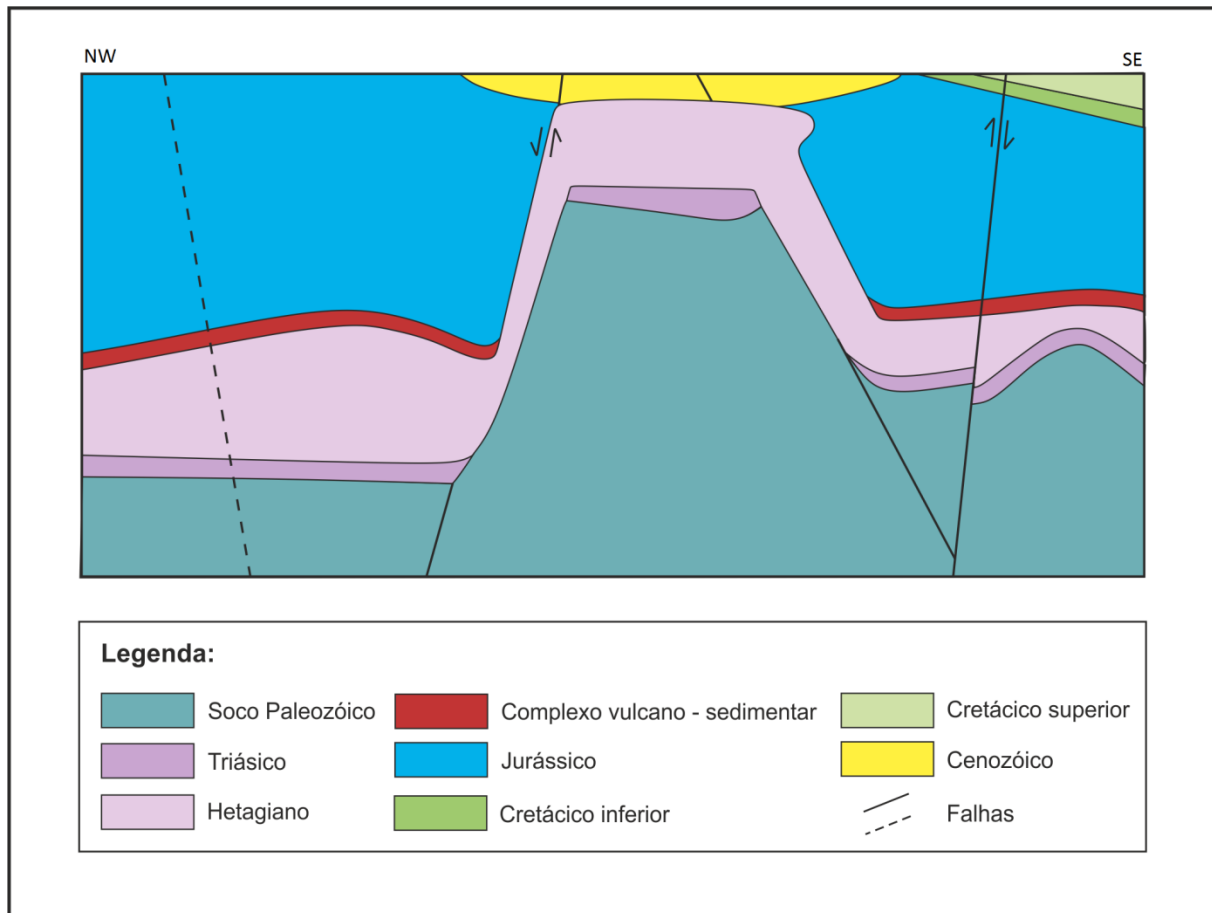


Figura 5.2- Modelo Interpretativo do Diapiro de Loulé segundo NW-SE.

A figura 5.2 corresponde a um possível modelo interpretativo do diapiro, que tem por base os perfis produzidos na modelação. A geometria em questão pode ser justificada através da história tectónica da bacia. Como mencionado no capítulo “2.3- Evolução Basinal”, a sua evolução tectónica resume-se a três episódios: o rifting Mesozóico, a inversão Cenozóica e a subsidência Neogénica-Quaternária (Roque, 2007). Uma vez que se pensa que a bacia terá sido dominada por forças distensivas entre o Triásico e o Albiano/Cenomaniano, apenas interrompidas por fases curtas de forças compressivas, durante o Jurássico e na passagem Jurássico-Cretácico (Terrinha et al., 2010), estas forças distensivas poderão assim ter estado na origem dos espaços criados e da instabilidade e migração da camada de sal, que começou a ascender ao longo das grandes falhas da região.

No final do Campaniano (Cretácico final) verifica-se uma inversão tectónica, com instalação de um forte regime tectónico compressivo em consequência do início da

convergência entre a África e a Ibéria. A compressão máxima estaria orientada segundo NNE-SSW a N-S. Nesta altura surgem diversos diapiros e almofadas de sal alóctone, em especial no sector de Albufeira, cuja migração terá sido despoletada pela tectónica distensiva anteriormente presenciada na bacia (Terrinha, 1998). Com estas forças compressivas a actuar na bacia desenvolvem-se dobras e cavalgamentos com vergência para sul, com o soco da bacia a cavalgar o Triássico. Os movimentos verticais de levantamento de blocos terão sido uma causa para o rompimento do sal até à superfície, criando rampas de elevação.

No Paleogénico, após o forte período compressivo do Luteciano, voltou a ocorrer grande actividade halocinetica (Lopes et al., 2006). Esta actividade, que se estendeu do Luteciano ao Oligocénico, foi muito evidente na zona imersa da bacia, associada a uma tectónica gravitacional. A partir do Neogénico, e sobretudo a partir do final do Tortoniano, observou-se uma atenuação do regime compressivo e ao aumento da subsidência existindo, por conseguinte, um incremento na sedimentação. Isto fez com que os domos salinos, tendo deixado de sofrer forças compressivas, não formassem estruturas em “línguas de sal” típicas destes contextos tectónicos. De acordo com Terrinha (1989, 1998) e Terrinha et al. (1990) as escassas evidências de compressão miocénica indicam que o encurtamento tectónico miocénico foi muito menor que a inversão tectónica precedente, de idade tardi-cretácica e paleogénica. Estas deduções estão de acordo com a evolução dos cavalgamentos de semi-dúctil para frágil, observados no interior do diápiro de sal de Loulé.

Na figura 5.3 é possível observar um esquema que consiste em uma hipotética representação simplificada de um modelo estrutural e tectónico da implementação do diápiro de Loulé:

- A, início das primeiras migrações de sal desencadeadas pelo início do rifting Mesozóico.
- B, a atuação de tensões distensivas provocaram subidas e descidas de blocos do soco, permitindo grandes migrações de sal, devido à criação de espaços e a diferenças de pressão litostáticas.
- C, o regime tectónico compressivo que se instala no final do Cretácico e durante o Paleogénico, reativam falhas antigas que permitem a movimentação de blocos verticalmente, fazendo com que sal migre até superfície e se instale em forma de domo
- D, atenuação das forças compressivas, dando origem à subsidência e ao aumento da sedimentação da cobertura neogénica e quaternária.

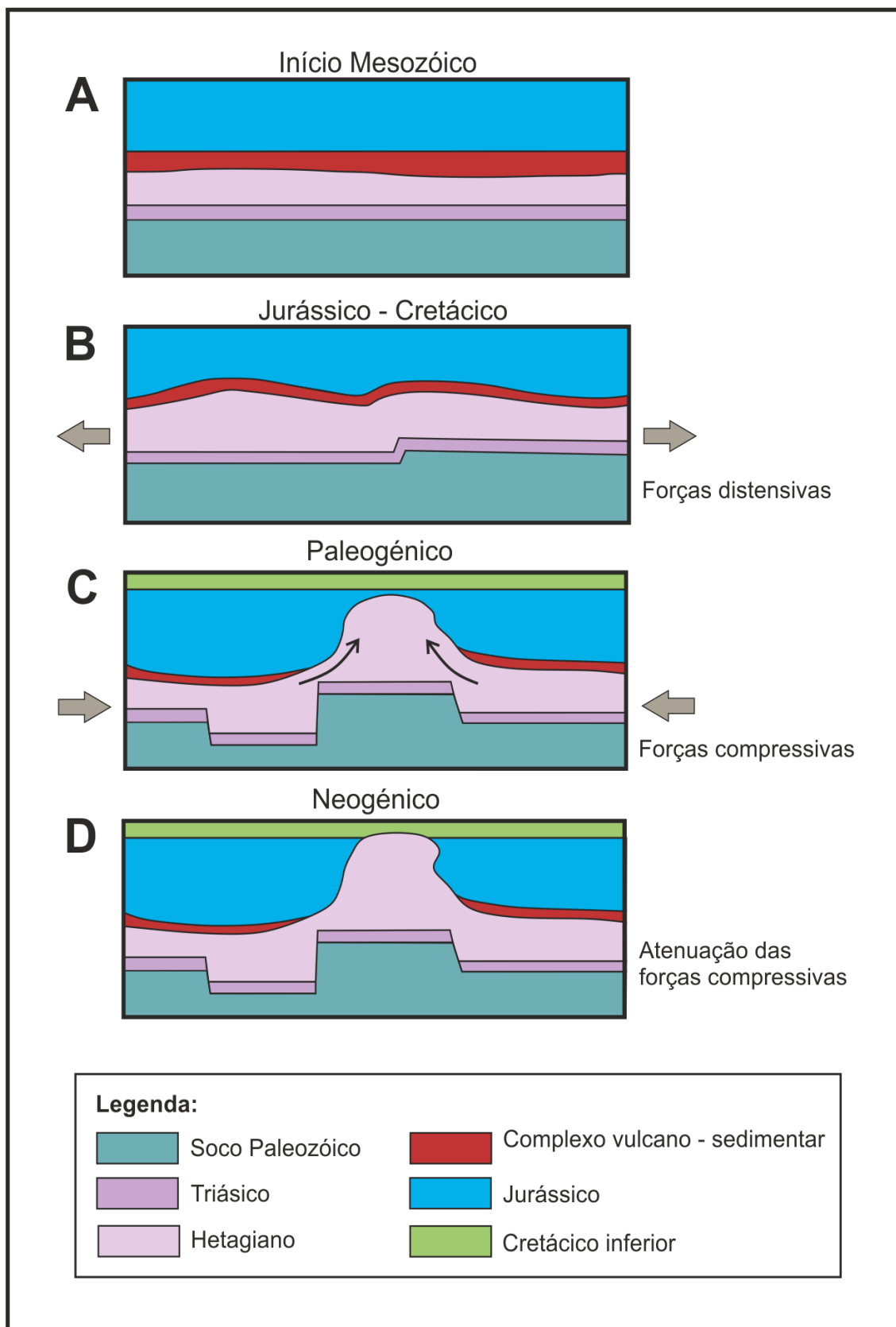


Figura 5.3- Modelo proposto da evolução do diápiro de Loulé.

VI – Conclusões

6. – Conclusões

6.1. – Conclusões finais

Nesta dissertação de mestrado comprovou-se que se podem obter bons resultados através do método gravimétrico, nomeadamente com a aquisição e modelação de dados gravimétricos, contribuindo para o conhecimento geológico de uma região.

Neste caso específico, este método permitiu a criação de perfis e de modelos interpretativos com a construção de uma possível teoria da formação e implementação da estrutura salífera de Loulé, no Algarve Central. Estes modelos foram produzidos através da interpretação de mapas de anomalias gravimétricas da região envolvente do diapiro de Loulé, produzidos com diferentes dados. Comprovou-se, assim, o valor deste método como ferramenta geológica, com respostas fiáveis no que diz respeito ao estudo de diápiros salinos.

O estudo efetuado permite concluir que:

i) a forma apresentada presentemente pelo diapiro de Loulé está fortemente relacionada com a evolução tectono-sedimentar da bacia algarvia. As alternâncias de episódios distensivos mesozoicos e compressivos, cenozóicos, possibilitaram a migração de sal e o seu soerguimento e deformação. A disposição e migração dos evaporitos foram controladas por estruturas maiores e mais antigas, como falhas extensionais ENE-WSW a NE-SW e por falhas de transferência orientadas segundo NNW-SSE a N-S, de que são exemplos as falhas de Portimão e de São Marcos-Quarteira (Roque, 2006). O seu posterior soerguimento está relacionado com as estruturas de direcção NW-SE, que movimentaram blocos verticalmente;

ii) no soco a nordeste do diápiro, possa existir um corpo ígneo subafiorante, ainda não reconhecido, semelhante ao maciço ígneo de Monchique, instalado mais a oeste;

Existiram também algumas limitações neste trabalho, tais como diferentes sistemas de coordenadas nos diferentes mapas, cartas e dados. Em alguns dados, como por exemplo os dados cedidos pela empresa CLONA, existia mesmo o desconhecimento do seu sistema de coordenadas. Algo que penso ter resolvido correctamente, através de alguns programas de conversão, tal como o ArqGIS®. Outras limitações encontradas prenderam-se com a digitalização das cartas geológicas e militares, algumas já antigas e que com a digitalização podem ter sofrido alguma deformação.

O projeto de SIG produzido encontra-se bastante completo, o que ajudou e simplificou muito a interpretação e compreensão geológica e tectónica da região. Poderiam ainda ter sido efetuados alguns modelos 3D, como por exemplo do MDT, que seriam uma

mais-valia projectando as cartas anómalas por cima, o que daria uma outra perspectiva e uma interacção diferente dos dados, algo para pensar em futuros trabalhos.

O método gravimétrico, apesar de ser um óptimo método para o conhecimento geológico de uma região, apenas nos providencia uma aproximação e não uma imagem real das estruturas geológicas, logo seria uma mais valia completar este estudo com outros métodos geofísicos usados em prospecção. A reflexão sísmica, a magnética e furos de sondagens são alguns exemplos de métodos que tornariam este estudo muito mais completo.

6.2. – Trabalhos futuros

Futuramente, seria de interesse fazer novas campanhas de prospecção, com malhas mais apertadas, em torno do diápiro de Loulé, e em redor dos corpos salinos envolventes, de modo a fazer uma nova modelação gravimétrica e averiguar as ligações e as semelhanças entre estes corpos.

Seria também de interesse uma campanha na zona a norte da área em estudo, a fim de conhecer gravimetricamente a Serra do Caldeirão, bem como explicar os valores negativos encontrados nos mapas gravimétricos em estudo.

Uma campanha magnética também seria relevante na Serra do Caldeirão, a fim de conhecer melhor os corpos ígneos. Na zona da mina e de Loulé não seria de grand interesse pois o ruído provocado pela radiação electromagnética da cidade iria ser elevado e os dados não corresponderiam á realidade.

VII – Bibliografia

8. – Bibliografia

- Agência Portuguesa do Ambiente. Outubro 2015.
<<http://www.apambiente.pt/?ref=16&subref=7&sub2ref=9&sub3ref=834#pg>>.
- Antunes, M.T., Bizon, G., Nascimento, A., Pais, J., (1981). Nouvelles données sur la datation des dépôts miocènes de l'Algarve (Portugal). *Ciênc. Terra (U. N. L.)* 6, 153–168.
- Antunes, M.T., Elderfield, H., Legoinha, P., Pais, J., (1997). The Neogene of Algarve. Field trip guide — Excursão 2 (Portuguese part). In: Gonzáles Delgado, A., Sierro, F.J., Pais, J. (Eds.), *Coords., Second Congress R.C.A.N.S., Salamanca (Spain), Outubro de 1997*, pp. 37–55.
- Antunes, M.T., Mein, P., Nascimento, A., Pais, J., 1986. Le gisement pleistocène de Morgadinho, en Algarve. *Ciênc. Terra (U. N. L.)* 8, 9–22.
- Antunes, M.T., Pais, J., (1992). Excursion C (Portuguese part): the Neogene and Quaternary of Algarve. *Atlantic General Events During Neogene, I Cong. RCANS. Ciências da Terra (U. N. L.)*, vol. 11, pp. 57–66.
- Antunes, M., Pais, J., (1993). The Neogene of Portugal. *Ciências da Terra*, 12, 7-22.
- Antunes, M.T.; Pais, J.; Legoinha, P.; Elderfield, H.; Sousa, L. & Estevens, M. (2000). The Neogene of Algarve (Portugal). *1º Congresso Sobre o Cenozóico de Portugal* (pp. 235-246. Monte da Caparica.
- Antunes, M.T., Pais, J., Macedo, C.R., Portugal Ferreira, M., (1984). Datação K–Ar de Glauconites do Miocénico Superior de Galvanas e Campina de Faro (Algarve Oriental). *Mem. Not., Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra* 98, 2–7.
- Aster. Jet Propulsion Laboratory. California Institute of Technology. (2004). Março 2016.
<<http://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp>>
- Azerêdo, A., Duarte, L., Henriques, M., Manuppella, G., (2003). Da dinâmica continental no Triásico aos mares do Jurássico Inferior e Médio. *Cadernos Geol. Portugal, IGM, Lisboa*, 43 p.
- Baptista, M. A., Miranda, J. M., Lopes, F. C. & Luis, J. F. (2007). The source of the 1722 Algarve earthquake: evidence from MCS and Tsunami data. *J. Seismology*, 11, 371-380.
- Barlavento. Seminário Regional do Algarve (2015). Setembro, 2016)
<<http://barlavento.pt/destaque/quem-quer-um-armazem-a-prova-de-tudo-no-coracao-da-mina-de-loule>>
- Barros, D. F., (2012). Estudo Comparativo da Evolução da Legislação Internacional e Brasileira sobre Repositórios Geológicos de Rejeito Radioativos. Tese de

- Doutoramento, Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas. 241p
- Berthou, P.Y.; Correia, F.; Prates, S. & Taugourdeau, J. (1983). Essai de Synthèse du Crétacé de l' Algarve: Biostratigraphie, paléogéographie, sédimentation argileuse. Bulletin d'information des géologues du Bassin de Paris, 20(2): 3-24.
- Berthou, P.Y. & Leereveld, H. (1990). Stratigraphic implications of palynological studies on Berriasian to Albian deposits from Western and southern Portugal. Review of Palaeobotany and Palynology, 66: 313-344.
- Bonnet, C. (1850). Algarve (Portugal). Description géographique et géologique de cette province. Acad. Royale Sei. Lisbonne, 186p.
- Borges, M. E. N. (2012). Palinostratigrafia e isótopos estáveis do Jurássico da Bacia Algarvia e da Carrapateira. Ph.D., Universidade do Algarve I, 265p.
- Boski, T., Moura, D., Santos, A., Delgado, J., Flores, J., (1995). Evolução da bacia algarvia (centro) durante o Neogénico. Memórias nº4, Universidade do Porto, Faculdade de Ciências, Mus. Lab. Min. Geol., 47-51.
- Cabral, J., (1995). Neotectónica em Portugal Continental. Mem. Inst. Geol. Mineiro, 31, 265 p.
- Cachão, M., (1995). O Neogénico do Algarve: redefinição de unidades litostratigráficas. Memórias nº4, Universidade do Porto, Faculdade de Ciências, Mus. Lab. Min. Geol., 63-67.
- Cachão, M., 1995. Utilização de nanofósseis calcários em biostratigrafia, paleoceanografia e paleoecologia. Aplicações ao Neogénico do Algarve (Portugal) e do Mediterrâneo Ocidental (ODP 653) e à problemática do *Coccolithus pelagicus*. PhD thesis, Universidade de Lisboa, 356 p.
- Cachão, M.; Boski, T.; Moura, D.; Dias, R.P.; Silva, C.M.; Santos, A.; Pimentel, N. & Cabral, J. (1998). Proposta de articulação das unidades sedimentares neogénicas e quaternárias do Algarve (Portugal). Actas do V Congresso Nacional de Geologia. Comunicações Instituto Geológico e Mineiro, 84(1): A169-A172.
- Cachão, M. & Silva, C.M. (1992). Neogene palaeogeographic evolution of Algarve Basin (Southern Portugal): a two step model. Preliminary data. Gaia, 4: 39-42.
- Choffat, P. (1887). Recherches sur les terrains secondaires au Sud du Sado. Comum. Com. Trab. Geol. Portugal, Lisboa, t.1(2),. 222-312.
- Concelho de Loulé. Outubro 2015. <<http://www.cm-loule.pt/pt/menu/26/morfologia.aspx>>

- Correia, F., (1989). Estudo biostratigráfico e microfácies do Cretácico carbonatado da Bacia Sedimentar Meridional Portuguesa (Algarve). Dissertação de Doutoramento, Faculdade Ciências Univ. Lisboa, 400p.
- Correia, F.M.C. & Berthou, P.Y. (1984). Le Crétacé du Centre du Sud-Est de l'Algarve Oriental (Portugal). I Congresso Español de Geologia, I, 27-41.
- Correia, F., Prates, S. & Berthou, P.Y (1981). Nouvelles données sur la biostratigraphie et la sédimentologie du Crétacé de l'Algarve oriental (Portugal). Memórias e Notícias, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, 91-92: 223-244.
- Correia, F.; Prates, S. & Berthou, P.Y (1982). Recherches sur la biostratigraphie et la sédimentologie du Crétacé de l'Algarve oriental (Portugal). Cuadernos de Geologia Iberica, 8:811-829.
- Costa, F.A.P. (1866). Molluscos fósseis. Gasteropodes dos depositos terciarios de Portugal. Comunicações Geológicas Portugal, 1º Cad.: 1-116.
- Costa, F.A.P. (1867). Molluscos fosseis. Gasteropodes dos depositos terciarios de Portugal. Comunicações Geológicas Portugal, 2º Cad.: 117-252.
- Delgado, J. F. N., e Choffat, P., (1899). Carta geológica de Portugal- Escala 1:500000. - [Lisboa] : Direcção dos Trabalhos Geológicos, 1899.
- Dias, R. P., (2001). Neotectónica da Região do Algarve. Tese, Fac. Ciências, Univ. Lisboa, 369 p.
- Dias R. P. e Cabral, J. (2005). Paleossismos no Algarve. Comunicações do VI Encontro de Professores de Geociências do Algarve, Escola Secundária de Loulé, CD-ROM, pp. 1-17.
- Durang-Delga, M. & Rey, J. (1982). Découverte de Calpionelles dans le Jurassique terminal et le Crétacé basal de l' Algarve (Portugal). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, II/265: 237- 242.
- Dommergues, J-L.; Meister, C. & Rocha, R.B. (2011). The Pliensbachian ammonites of the Algarve Basin (Portugal) and their palaeobiogeographical significance for the "Iberia-Newfoundland" conjugate margins. Swiss Journal of Geosciences, 104(1): 81-96.
- Earth Explorer. USGS science for a changing world. Dezembro 2015. <<http://earthexplorer.usgs.gov/>>
- Feio, M. (1951). A evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve. Comum. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, t. XXXII(2), 303-481.

- Gouveia, A. de Medeiros (1939). Algarve: aspectos fisiográficos. [edição do autor]. Lisboa. 157p.
- Jeremic, M. L. (1994). Rock mechanics in salt mining. CRC Press.
- Hatherton, T., Leopard, A.E., (1964). The densities of New Zealand rocks. New Zealand. Journal of Geology and Geophysics, 7 (3), 605–614
- Kearey, P.; Brooks, M.; Hill, I. (2002) - An Introduction to geophysical Exploration. (3rd Edition). Blackwell Publishing, Oxford.
- Kreiter, S., (1999). Analyse tectono-sédimentaire du Plio-Quaternaire du Golfe de Cadix. DEA Geosciences Marines, Ec. Doct. Sciences de la Mer, U.B.O., Brest, 56 p.
- Lopes, A.; Matos, S. & Luís, T. (1998) Prospecto da Campina de Cima. Minas Sal Gema - Clona, Mineira de Sais Alcalinos S.A, 5p.
- Lopes, F., 2006. Geologia e génese do relevo da Rocha da Pena (Algarve, Portugal) e o seu enquadramento educativo. Tese de Mestrado, Universidade do Algarve, 114p.
- Lopes, F.C., (2002). Análise tectono-sedimentar do Cenozóico da Margem Algarvia. Dissertação de Doutoramento em Geologia, Univ. Coimbra, 593 p.
- Lopes, F. C., Cunha, P. P., e Le Gall, B., (2006). Cenozoic seismic stratigraphy and tectonic evolution of the Algarve margin (offshore Portugal, southwestern Iberian Peninsula). Marine Geology, 231, 1-36.
- Lopes, F. C. & Cunha, P. P. (2007). Tectono-sedimentary phases of the latest Cretaceous and Cenozoic compressive evolution of the Algarve margin (southern Portugal). In: Gary Nichols, Ed Williams & Chris Paola (Eds.), Sedimentary Processes, Environments and Basins: a tribute to Peter Friends. Special Publications of the International Association Sedimentologists (IAS). Blackwell Publishing Ltd. 38, 111-136 (ISBN: 978-1-4051-7922-5).
- Lopes, F., Gama Pereira, L., Gomes, A., Cunha, P., Gomes, C. R., & Martins, A. (2015). OS RELEVOS CALCÁRIOS DA REGIÃO CENTRAL DO BARROCAL ALGARVIO (SUL DE PORTUGAL)-UM MODELO TECTÓNICO The limestones reliefs of the Algarve Barrocal (south Portugal)—a tectonic model. Resúmenes sobre el VIII Simposio MIA15
- Lopes, F.C.; Figueiredo, F. P. & Mendes-Victor, L. A. (2009) Assinatura gravimétrica da Margem Algarvia e suas implicações tectónicas. 6º Simpósio sobre el Margem Ibérico Atlântico, Oviedo.
- Lowrie W., (2007). Fundamentals of Geophysics, Cambridge University Press – 2nd Edition, 2007, cap.2.

- Machadinho, A. (2008). Aplicação de métodos gravimétricos na caracterização tectono-estrutural no bordo norte da Serra da Boa Viagem. Dissertação de Mestrado. Universidade de Coimbra, 73p., Coimbra.
- Manuppella, G. (1988). Litostratigrafia e tectónica da Bacia Algarvia. *Geonovas*, 10: 67-71.
- Manuppella, G. (coord.) (1992). Carta Geológica da Região do Algarve na escala 1:100 000. Nota Explicativa, Serviços Geológicos de Portugal, 15p.
- Manuppella, G., Marques, B. & Rocha, R. B. (1988). Évolution tectono-sédimentaire du bassin de l' Algarve pendant le Jurassique. 2nd International Symposium on Jurassic Stratigraphy 1031- 1046. Lisboa.
- Manuppella, G.; Ramalho, M.; Antunes, A. T. & Pais, J. (1985). Carta Geológica de Portugal, Folha 52-B, Albufeira. Serviços Geológicos de Portugal.
- Manuppella, G.; Ramalho, M.; Antunes, A. T. & Pais, J. (1987). Notícia Explicativa da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000, Folha 53-A Faro. *Serv. Geol. Portugal*, 52p.
- Marques, B. (1983). O Oxfordiano-Kimmeridgiano do Algarve oriental: estratigrafia, paleobiologia (Ammonoidea) e paleobiogeografia. Tese de Doutoramento. Universidade Nova de Lisboa, 547 p.
- Marques, B. (1985) – Litostratigrafia do Oxfordiano-Kimeridgiano do Algarve. *Comum. Serv. Geol. Portugal*, t. 71(1), 33-39
- Marques, B.; Olóriz, F. & Rodríguez-Tovar, F.J. (1998). La limite Oxfordien-Kimméridgien établie par une espèce index d'ammonites (*Sutneria*) (Algarve, Portugal). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Series IIA, Earth and Planetary Science*, 326: 641-645.
- Marques, B.; Olóriz, F., Rodríguez-Tovar, F.J. & Caetano, P.S. (1992). The Transversarium-Bifurcatus Zone boundary at Rocha (Peral área, East-Central Algarve, Portugal). *Ciências da Terra*, 11: 109-125.
- Marques, B. & Rocha, R.B. (1981). Formações Jurássicas da região de Albufeira: estratigrafia, consequências cartográficas e tectónicas. *Ciências da Terra (UNL)*, 6: 39-48.
- Marques, B. & Rocha, R.B. (1988a). O Caloviano do flanco norte do Guilhim (Algarve oriental): biostratigrafia e paleobiogeografia. *Ciências da Terra (UNL)*, 9: 19-26.
- Marques, B. & Rocha, R.B. (1988b). Evolução paleogeográfica e paleobiogeográfica do Caloviano-Kimmeridgiano do Algarve. *Ciências da Terra (UNL)*, 9: 33-40.

- Martins, L. M. (1991) Actividade ígnea mesozóica em Portugal (contribuição petrológica e geoquímica). Tese de Doutoramento. Universidade de Lisboa, 418p.
- Martins, L. & Kerrich, R. (1998). Magmatismo toleítico continental do Algarve (Sul de Portugal): um exemplo de contaminação crustal "in situ". *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 85: 99-116.
- Matias, H., 2007, Hydrocarbon Potential of the Offshore Algarve Basin, Ph.D Thesis, Faculty of Sciences-University of Lisbon, 324 p.
- Matias, H., Kress, P., Terrinha, P., Mohriak, W., Menezes, P., Matias, L., Santos, F. & Sandnes, F. (2011). Salt tectonics in the western Gulf of Cadiz, southwest Iberia. *AAPG Bulletin*, 95, 1667-1698.
- Miranda, R.; Valadares, V.; Terrinha, P.; Mata, J.; Azevedo, M.R.; Gaspar, M.; Kullberg, J.C. & Ribeiro, C. (2009). Age constraints on the Late Cretaceous alkaline magmatism on the West Iberian Margin. *Cretaceous Research*, 30: 575- 586.
- Mougenot, D. (1985). Progradation on the Portuguese Continental Margin: interpretation of seismic facies, *Marine Geol.*, 69 (1/2), 113-130.
- Mougenot, D., (1989). Geologia da Margem Portuguesa, in Pub. (G)-IH-192-DT, Tese, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, 259 p.
- Mougenot, D., & Vanney, J. R., (1982). Les rides de contourites plio-quatérnaires de la pente continentale sud-portugaise. *Coll. Intern. CNRS, Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, Bordeaux, 31, 131-139.
- Moura, D. (1998). Litostratigrafia do Neogénico terminal e Plistocénico na Bacia Centro-Algarve. Evolução paleoambiental. Tese de Doutoramento, Universidade do Algarve, 252p.
- Moura, D. & Boski, T., (1994). Ludo Formation - a new lithostratigraphic unit in Quaternary of central Algarve. *Gaia* 9, 95-98.
- Moura, D. & Boski, T. (1999). Unidades litostratigráficas do Pliocénico e Plistocénico no Alvarve. *Comunicações Serviços Geológico e Mineiro*, 86: 85-106.
- Murphy, M. & Salvador, A. (1999). *International Stratigraphic Guide – An abridged version*. *Episodes*, 22(4), 255-271.
- Oliveira, J.T. (Coord.) (1982-1983). Carta Geológica de Portugal na escala 1/200000, Folha 7. *Serviços Geológicos de Portugal*.
- Oliveira, J.T. (Coord.) (1984). Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000, Notícia Explicativa da Folha 7. *Serviços Geológicos de Portugal*, 77 p.

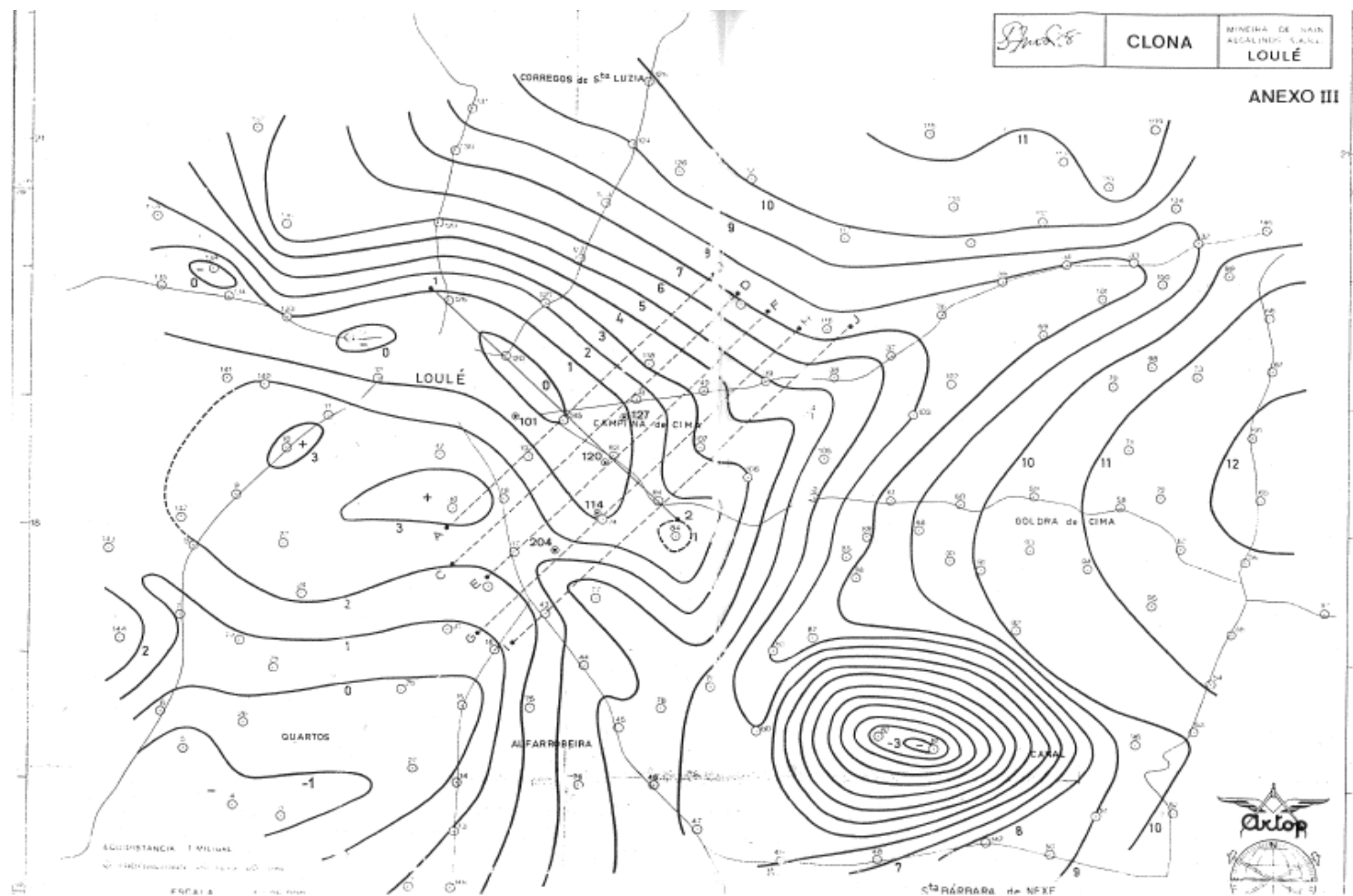
- Oliveira, J.T. (Coord.) (1987-88). Carta Geológica de Portugal na escala 1/200000, Folha 8. Serviços Geológicos de Portugal.
- Oliveira, J.T. (Coord.) (1992). Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000, Notícia Explicativa da Folha 8. Serviços Geológicos de Portugal, 91 p.
- Pais, J., 1982. O Miocénico do Litoral Sul Português. Ensaio de Síntese. Estudo Complem. Grau Doutor (UNL), Lisboa, 47 p.
- Pais, J., Legoinha, P., Elderfield, H., Sousa, L., Estevens, M., 2000. The Neogene of Algarve (Portugal). *Ciênc. Terra (U.N.L.)* 14, 277–288.
- Palain, C. (1976) – Une série détrique terrigène. Les «Grés de Silves»; Trias et Lias inférieuier du Portugal. *Mem. Ser. Geol. Portugal, Lisboa, nº25 (NS)*, 1-377.
- Palain, C., 1979. Connaissances stratigraphiques sur la base du Mésozoïque portugais. *Ciências Terra, Lisboa, 5*, 11-28, 9 fig.
- Parant, B. (1963). Reconnaissance géologique de l'Algarve. Relatório interno da C.P.P. 1-14.
- Parasnis, D. S. (1997). Principles of applied geophysics. 5ª Ed. Chapman & Hall, Reino Unido.429p.
- Pereira, H., Magalhães, F., Rodrigues, A., Dias, J. A. & Ferreira, O. (1999). A Plataforma Continental Algarvia. 10º Congresso do Algarve, 465-476.
- Pordata- Base de Dados Portugal Contemporâneo. Fundação Francisco Manuel dos Santos. Fevereiro 2016.
<[http://www.pordata.pt/Municipios/Quadro+Resumo/Loul%C3%A9+\(Munic%C3%ADpio\)-6977](http://www.pordata.pt/Municipios/Quadro+Resumo/Loul%C3%A9+(Munic%C3%ADpio)-6977)>
- Prates, S.C. (1986). O Cretácico detrítico do Algarve. Tese de Doutoramento. Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, 351 p.
- Pratsch, J. C. (1958) – Stratigraphisch-tektonische Untersuchugen im Meso-zoikum von Algarve (Sudportugal). *Beih. Zum Geol. Jahr. Hannover, heft 30*, 123 p.
- Ramalho, M. (1972-1973) – Observações micropaleontológicas sobre o Malm do Algarve ocidental (Portugal). *Comum. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, t. LVI*, 451-470.
- Ramalho, M. (1981) – Note préliminaire sur les microfaciès du Jurassique supérieur portugais. *Comum. Serv. Geol. Portugal. t. 67, fasc. 1*, 41-45.
- Ramalho, M. (1985) – Considération sur la biostratigraphie du Jurrassique superior de l'Algarve oriental (Portugal). *Comum. Serv. Geol. Portugal, Lisboa. t. 71(1)*,41-40.

- Ramalho, M. (1988). Sur la Découverte de Biohermes Stromatolithiques à Spongiaires Siliceux dans le Kimméridgien de l'Algarve (Portugal). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 74: 41-55.
- Ramalho, M. M. (1988) 400 Milhões de anos de História do Algarve. *Anais da Câmara Municipal de Faro*, 57p.
- Ramalho, M e Rey, J. (1981) – Réflexions sur la formation crétacée de Porto de Mós (Algarve, Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t. 67, 35-39.
- Rey, J., (1982) – Le Crétacé dans la region de Faro (Algarve, Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t 68, 225-236.
- Rey, J., (1983) – Le Crétacé de l'Algarve. *Essai de Synthese. Comun. Serv. Geol. Portugal*, t 69, 87-101.
- Rey, J. (2006). Les Formations Crétacées de l'Algarve Occidental et Central. *Comunicações Geológicas*, 93: 39-80. Rey, J. & Delgado, A. (2002). Carbon and oxygen isotopes: a tool for Jurassic and early Cretaceous pelagic correlation (southern Spain). *Geological Journal*, 37: 337-345.
- Rey, J. 2009. Les Formations Crétacées de l'Algarve Oriental. *Com. Geol.*, 96, 19-38.
- Rey, J.; Dinis, J.; Callapez, P. & Cunha, P. (2006). Da rotura continental à margem passiva. *Composição e evolução do Cretácico de Portugal. Cadernos Geologia Portugal. Instituto Geológico e Mineiro*, 35 p.
- Rey, J.; Grambast, L. & Ramalho, M. (1977). Données stratigraphiques sur le Crétacé inférieur des environs de Lagos (Algarve, Portugal). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, XVI (4): 100-101.
- Rey, J. e Ramalho, M.(1974) – Le Crétacé inférieur de l'Algarve Occidental *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t.57, 155-181.
- Ribeiro, A.; Antunes, M.T.; Ferreira, M.P.; Rocha, M.B.; Soares, A.F.; Zbyszewski, G.; Moitinho de Almeida, F.; de Carvalho, D. & Monteiro, J.H. (1979) *Introduction à la Geologie Générale du Portugal. Serv. Geol. Portugal*, 141p.
- Ribeiro, C., 2005. *Evolução diagenética e tectono-sedimentar do Carixiano da região de Sagres, Bacia Algarvia. Tese de Doutoramento, Universidade de Évora.*
- Ribeiro, C., Terrinha, P. (2007). Formation, Deformation and Chertification of systematic clastic dykes in a differentially lithified carbonate multilayer. SW Iberia, Algarve Basin, Lower Jurassic. *Sedimentary Geology*, 196, 1-4, 201-215.

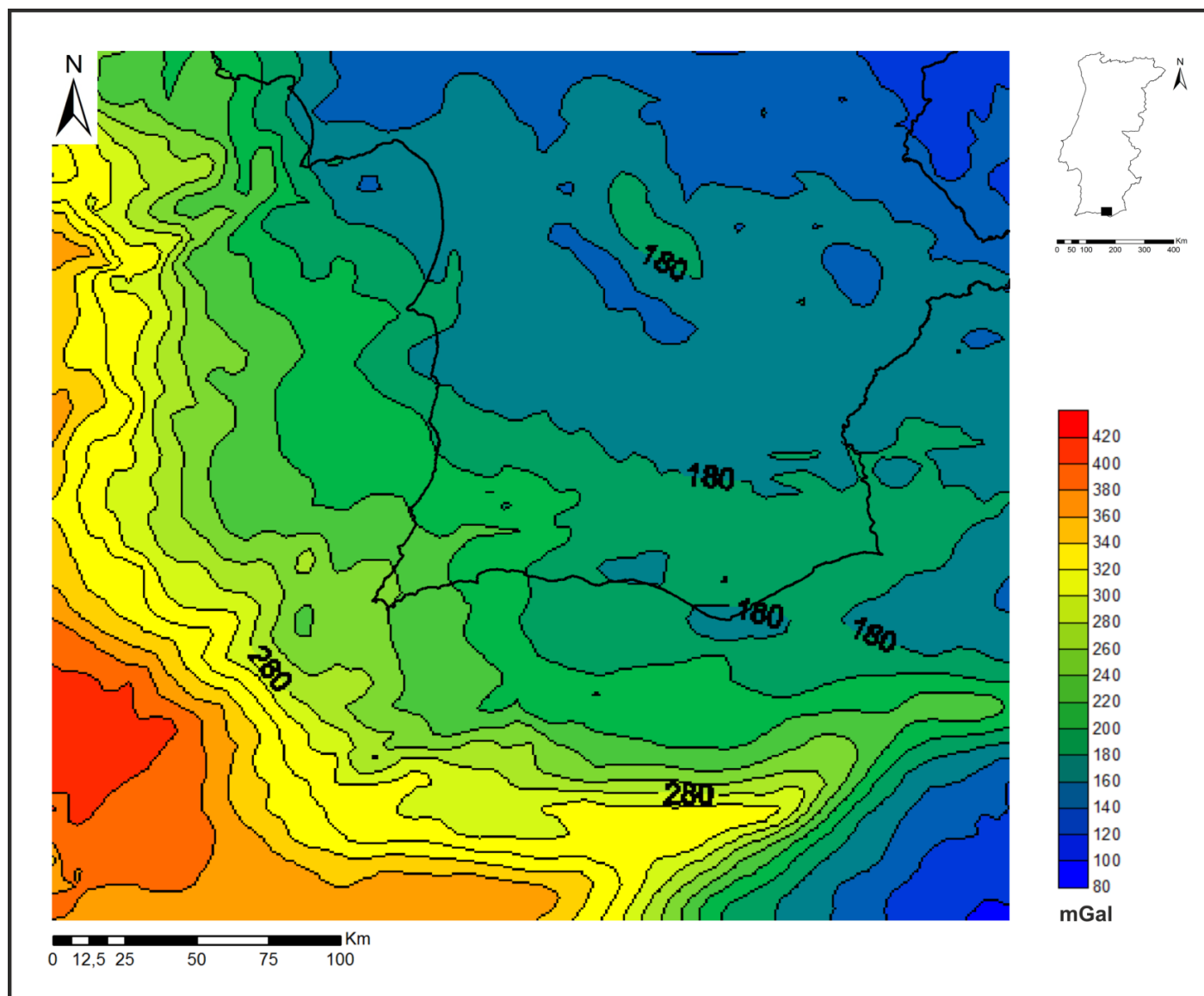
- Ribeiro, C., Terrinha, P., Ouajhain, B., Azevedo, M., 2004. Silicification and dolomitization of a carbonate tethysyan Carixian basin, Algarve, South Portugal. *Eustasy and Tectonics*. 23rd International Association of Sedimentology Meeting, Coimbra, 15-17.
- Riche, P. (1962) – Note sur le bassin mésozoïque et tertiaire de l'Algarve. Relatório interno C.P.P., 1-10.
- Rocha, R. (1971). Contribuição para o estudo geológico da região do Cabo de S. Vicente-Alvor. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, XVII (II-III): 139-168.
- Rocha, R. (1976). Estudo estratigráfico e paleontológico do Jurássico do Algarve ocidental. *Ciências da Terra*, 2, 178 p.
- Rocha, R.; Manuppella, G. & Marques, B. (1981). Carta Geológica de Portugal, Folha 52-B, Albufeira. *Serviços Geológicos de Portugal*.
- Rocha, R.B. & Marques, B. (1979). Le Jurassique de l' Algarve (Portugal): esquisse stratigraphique et évolution paleogéographique, *Cuadernos de Geologia Granada*, 10: 35-43.
- Rocha, R.B.; Marques, B.L.; Antunes, M.T. & Pais, J. (1989). Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000, Notícia Explicativa da Folha 52-B (Albufeira). *Serviços Geológicos de Portugal*, 36 p.
- Rock, N., 1978. Petrology and petrogenesis of the alkaline complex, southern Portugal. *Journal of Petrology*, 19, 171-214.
- Rock, N., 1982. The Late Cretaceous alkaline igneous province in the Iberian Peninsula, and its tectonic significance. *Lithos*, 15, 111-131.
- Roque; A. C. F. P. 1998. Análise morfosedimentar da sequência deposicional do Quaternário superior da plataforma continental algarvia entre Faro e a foz do rio Guadiana. *Dissertação de Mestrado, Univ. Lisboa* 221 p.
- Roque, C. (2007). Tectonostratigrafia do Cenozóico das margens continentais Sul e Sudoeste portuguesas: um modelo de correlação sismostratigráfica. Tese de doutoramento, Universidade de Lisboa, Departamento de Geologia. 316pp.
- Roque, C., Duarte, H., Terrinha, P., Valadares, V., Noiva, J., Cachão, M., Ferreira, J., Legoinha, P., Zitellini, N. (2011). Pliocene and Quaternary depositional model of the Algarve margin contourite drifts (Gulf of Cadiz, SW Iberia): Seismic architecture, tectonic control and paleoceanographic insights, *Marine Geology*, doi: 10.1016/j.margeo.2011.11.001

- Sistema nacional de informação de recursos hídricos. Outubro 2015
<<http://snirh.pt/index.php?idMain=4&idItem=3&idSubtem=link4c>>
- Telford, W.M., Geldart, L.P. & Sheriff, R. E. (1900). *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, 750p., Cambridge.
- Terrinha, P. (1989). The internal structure of the Loulé Diapir (Algarve Basin, South Portugal), MSc thesis, Imperial College, University of London, U.K., 131 p.
- Terrinha, P. A. G. (1998). Structural geology and tectonic evolution of the Algarve Basin, South of Portugal. Tese de Doutoramento. University of London, 430 p.
- Terrinha, P. A. G., Coward, M. P. & Ribeiro, A. (1990) Salt Tectonics in the Algarve Basin: the Loulé Diapir. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t.76, 33-40.
- Terrinha, P., Ribeiro, C., (1998). Nódulos de sílex e veios de quartzo hospedados na Formação “Calcários e calcários dolomíticos com nódulos de sílex”, de idade Carixiana. Praia do Belixe, Algarve. *Comun. I. G. M.*, Lisboa, 84/1, A45-A48.
- Terrinha, P., Ribeiro, C., Kullberg, J. C., Lopes, C., Rocha, R. & Ribeiro, A., 2002. Compressive Episodes and Faunal Isolation during Rifting, Southwest Iberia, *J. Geology*, Chicago, 110, 101-113.
- Terrinha, P.; Rocha, R.; Rey, J.; Cachão, M.; Moura, D.; Roque, C.; Martins, L.; Valadares, V.; Cabral, J.; Azevedo, M.R.; Barbero, L.; Clavijo, E., Dias, R.P.; Gafeira, J.; Matias, H.; Matias, L.; Madeira, J.; Marques da Silva, C.; Munhá, J.; Rebelo, L.; Ribeiro, C.; Vicente, J. & Youbi, N. (2006). A Bacia do Algarve: Estratigrafia, paleogeografia e tectónica. In R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. C. Kullberg (Eds.). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria* (pp. 247-316). Universidade de Évora.
- Vanney, J. R., & Mougénot, D., (1981). La plate-forme continentale du Portugal et des provinces adjacentes: analyse géomorphologique, *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 28, 145.
- Zbyszewski (1958). Le Quaternaire du Portugal. *Separata do Boletim dos Serviços Geológicos de Portugal*, XIII: I-II.

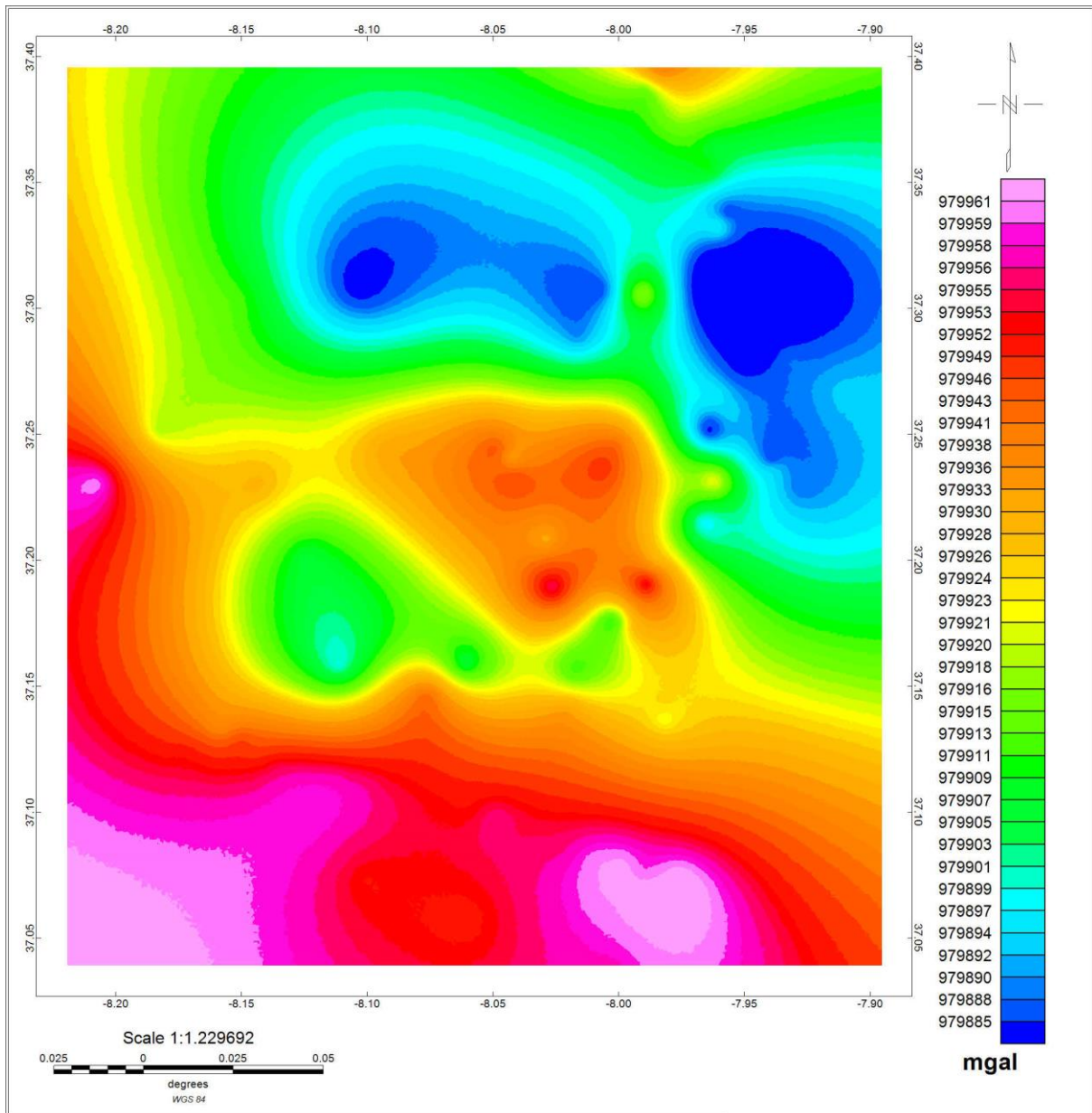
Anexos



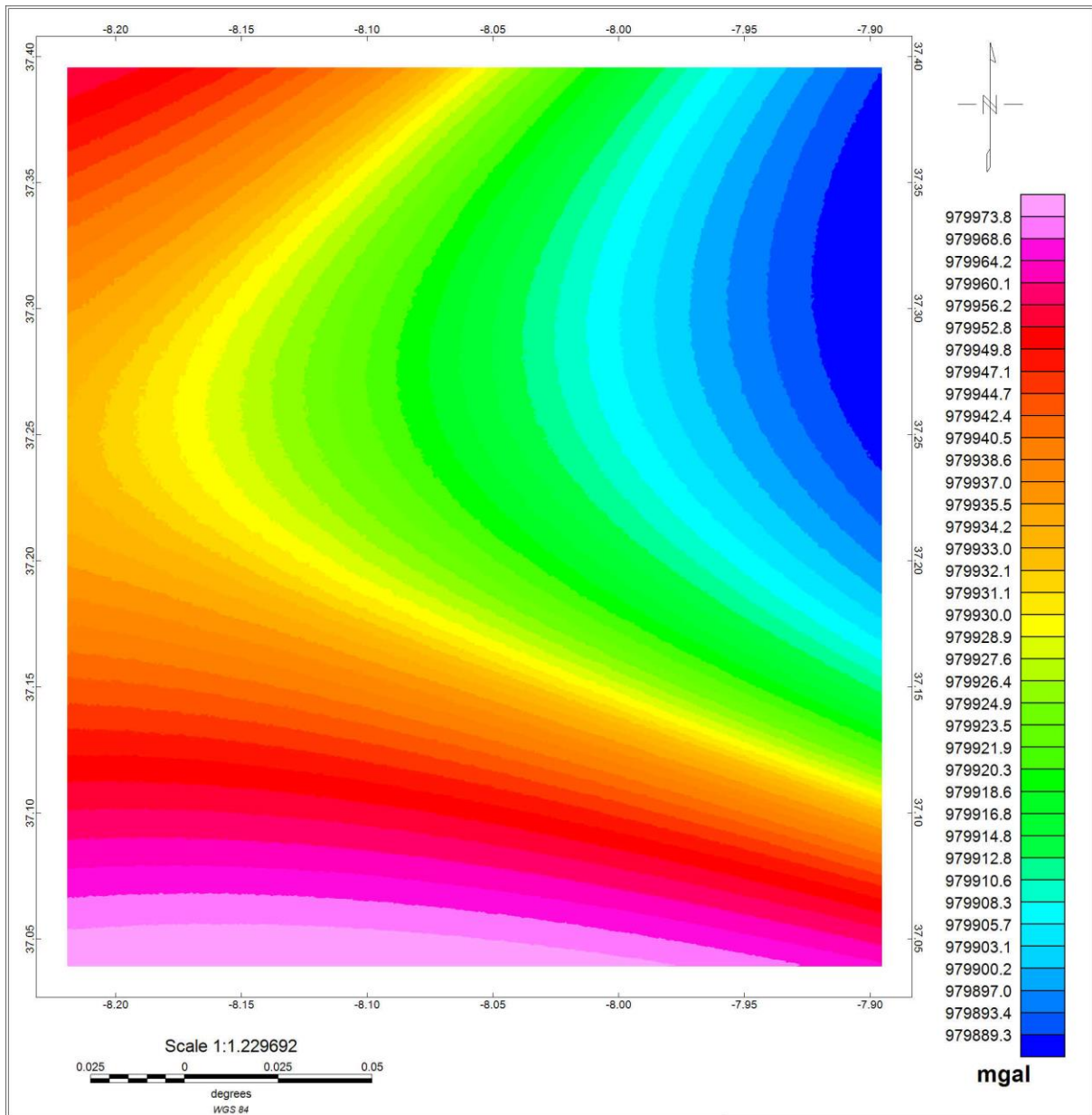
Anexo 1- Mapa de anomalia residual, cedido pela da empresa Clona.



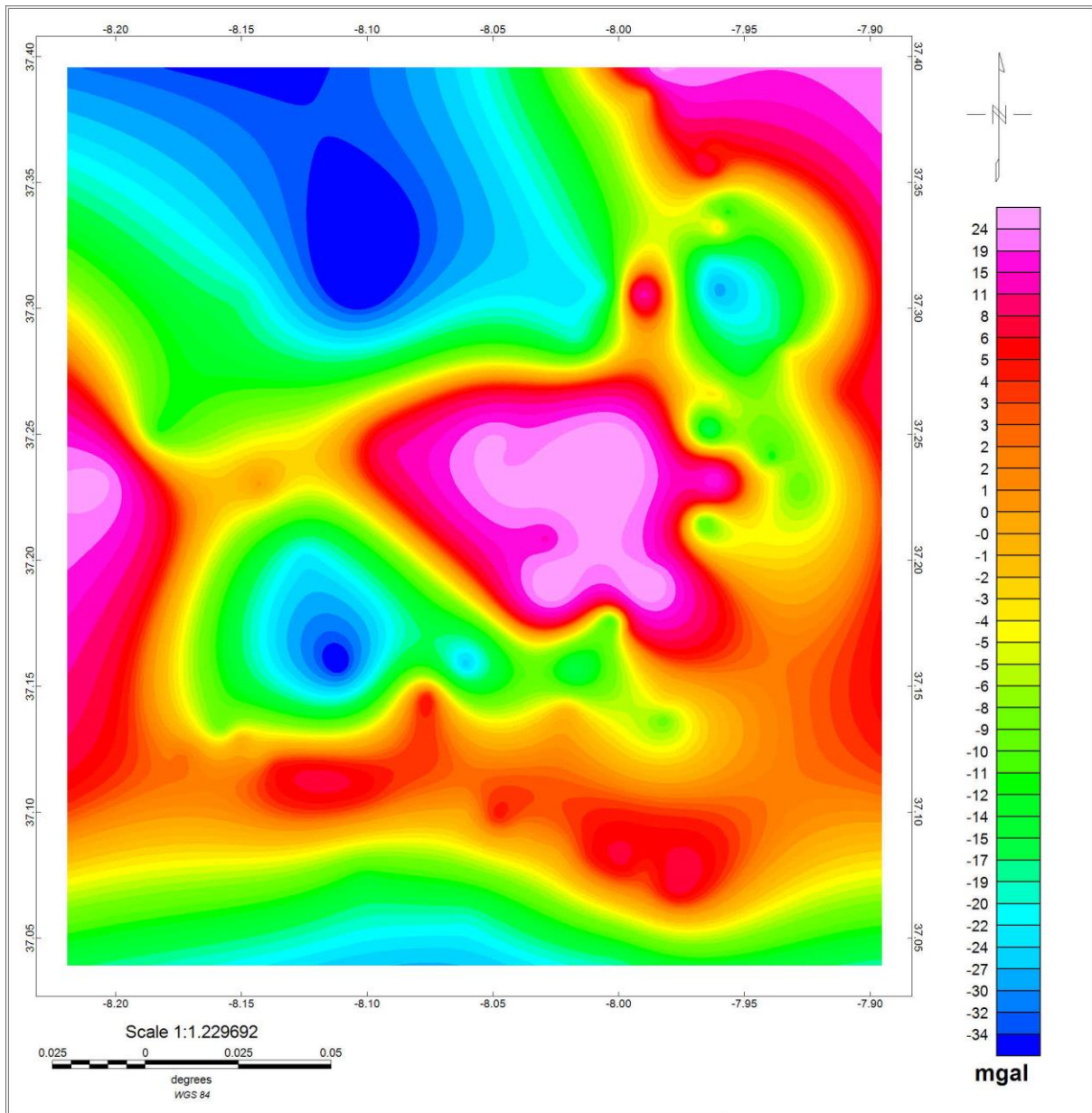
Anexo 2- Mapa da anomalia de Bouguer dados de satélite, fonte BGI.



Anexo 3- Mapa da anomalia de Bouguer dos dados da DGTerritorio projectados no software OASISMONTAJ.



Anexo 4- Mapa da anomalia regional dos dados da DGTerritorio projectados no software OASISMONTAJ



Anexo 5- Mapa da anomalia residual dos dados da DGTerritorio projectados no software OASISMONTAJ