



Ana Teresa Gonçalves Machadinho

**MODELAÇÃO DA GEOMETRIA DE ROCHAS GRANITÓIDES
RECORRENDO A MÉTODOS GEOFÍSICOS GRAVIMÉTRICOS E MAGNÉTICOS:
UMA CONTRIBUIÇÃO PARA A AVALIAÇÃO DO POTENCIAL
GEOTÉRMICO NA REGIÃO CENTRO DE PORTUGAL**

Tese de Doutoramento em Engenharia Geológica, especialidade de Geofísica Aplicada, orientada por Prof. Doutor Fernando Pedro Figueiredo e Prof. Doutor Alcides Castilho Pereira e apresentada ao Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra

Julho de 2014



UNIVERSIDADE DE COIMBRA



DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS DA TERRA
FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
UNIVERSIDADE DE COIMBRA

**MODELAÇÃO DA GEOMETRIA DE ROCHAS GRANITÓIDES
RECORRENDO A MÉTODOS GEOFÍSICOS GRAVIMÉTRICOS E MAGNÉTICOS:
UMA CONTRIBUIÇÃO PARA A AVALIAÇÃO DO POTENCIAL
GEOTÉRMICO NA REGIÃO CENTRO DE PORTUGAL**

Ana Teresa Gonçalves Machadinho

Tese de Doutoramento em Engenharia Geológica
Especialidade de Geofísica Aplicada

Orientada por:

Prof. Doutor Fernando Pedro Figueiredo

Prof. Doutor Alcides Castilho Pereira

Trabalho financiado por:

FCT Fundação para a Ciência e a Tecnologia
MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO E CIÊNCIA



Este trabalho foi redigido de acordo com as normas de escrita anteriores ao Acordo Ortográfico da Língua Portuguesa de 1990, em vigor em Portugal desde 13 de Maio de 2009 (Aviso nº 255/2010, DR 1ªSérie, Nº182, 17 de Setembro de 2010), com um prazo transitório de seis anos para a implementação da nova grafia.

"O maior desafio para qualquer pensador está em formular o problema de uma forma que permita uma solução."

Bertrand Russell (1872 - 1970)

Índice geral

Resumo	XI
Abstract	XIII
Agradecimentos	XV
Simbologia	XVII
Acrónimos	XIX
Índice de figuras	XXI
Índice de tabelas	XXXI
1 Introdução	1
1.1 Estado da arte	2
1.2 Objectivos.....	3
1.3 Metodologia.....	4
1.4 Estrutura da tese	5
2 Enquadramento da área em estudo.....	7
2.1 Enquadramento geográfico.....	7
2.2 Enquadramento geomorfológico	7
2.3 Enquadramento geológico	11
2.3.1 Ciclos orogénicos.....	13
2.3.1.1 Ciclo Pré-Varisco	14
2.3.1.2 Ciclo Varisco	15
2.3.1.3 Ciclo Alpino	19
2.3.2 Unidades geológicas.....	20
2.3.2.1 Complexo Xisto-Grauváquico	21
2.3.2.1.1 Grupo das Beiras.....	26
2.3.2.2 Rochas granitóides	30
2.3.2.2.1 Batólito das Beiras.....	32
2.3.2.2.2 Evolução tectono-magmática	37
2.3.2.2.3 Caracterização petrofísica	39
2.3.3 Caracterização dos corpos graníticos.....	42
2.3.4 Mecanismos de instalação de plutões graníticos.....	47
2.3.5 Recursos geológicos e energéticos nas Beiras	50
2.3.5.1 Mineralizações	50
2.3.5.2 Hidrotermalismo.....	55
2.3.5.3 Recursos geotérmicos	58
3 Prospecção gravimétrica.....	63

3.1	Introdução	63
3.2	Princípios da gravimetria.....	65
3.3	Medição da gravidade	72
3.4	Objectivos da campanha de prospecção	72
3.5	Procedimento de campo	73
3.5.1	Levantamento topográfico.....	73
3.5.2	Levantamento gravimétrico.....	75
3.6	Processamento de dados.....	83
3.6.1	Correcção diferencial dos dados de GPS.....	83
3.6.2	Correcções gravimétricas	91
3.6.2.1	Conversão das leituras pela tabela de calibração do gravímetro	93
3.6.2.2	Conversão da gravidade relativa para absoluta	94
3.6.2.3	Correcção de estaca-tripé.....	94
3.6.2.4	Correcção lunisolar	95
3.6.2.5	Correcção de deriva.....	96
3.6.2.6	Correcção de latitude.....	97
3.6.2.7	Correcção de altitude.....	99
3.6.2.8	Correcção de Bouguer.....	100
3.6.2.9	Correcção de terreno	101
3.6.2.10	Correcção atmosférica.....	113
3.6.2.11	Correcção de compensação isostática	114
3.6.3	Anomalias gravimétricas	119
3.6.4	Densidade	120
4	Prospecção magnética	123
4.1	Introdução	123
4.2	Princípios da magnetometria.....	124
4.3	Campo geomagnético	130
4.4	Evolução dos magnetómetros.....	134
4.5	Planificação da campanha de prospecção magnética: ruído magnético	135
4.5.1	Ruído magnético natural: variação diurna e previsão geomagnética	135
4.5.2	Ruído magnético artificial e distâncias de influência.....	138
4.5.2.1	Observações do campo magnético total.....	139
4.5.2.2	Modelação teórica do campo electromagnético	142
4.5.2.3	Modelação teórica do campo magnético terrestre.....	145
4.5.2.4	Discussão da observação e modelação do campo magnético.....	148
4.5.3	Planeamento com recurso a SIG	150

4.6	Objectivos da campanha de prospecção	150
4.7	Procedimento de campo	152
4.7.1	Levantamento magnético.....	152
4.8	Processamento de dados.....	159
4.8.1	Correções magnéticas	159
4.8.1.1	Correcção da variação diurna.....	159
4.8.1.2	Correcção geomagnética.....	163
4.8.1.3	Correcção topográfica.....	164
4.8.2	Anomalias magnéticas	165
4.8.3	Susceptibilidade magnética na área em estudo	169
5	Análise e interpolação dos dados gravimétricos e magnéticos.....	171
5.1	Análise exploratória dos dados	171
5.2	Métodos de interpolação espacial.....	181
5.2.1	Curvatura mínima.....	182
5.2.2	Krigagem.....	182
5.2.3	Co-krigagem.....	184
5.3	Análise estrutural e estimação dos dados de gravidade.....	185
5.4	Análise estrutural e estimação dos dados magnéticos	207
6	Interpretação das anomalias gravimétricas e magnéticas.....	213
6.1	Interpretação qualitativa	215
6.2	Interpretação quantitativa.....	217
6.3	Técnicas de filtragem aplicadas às anomalias gravimétricas e magnéticas	219
6.3.1	Separação das anomalias regional e residual	219
6.3.2	Operação de redução ao pólo magnético	225
6.3.3	Suavização das anomalias	229
6.3.4	Localização de limites geológicos e estruturais	230
6.3.4.1	Gradiente vertical.....	234
6.3.4.2	Gradiente horizontal.....	234
6.3.4.3	Gradiente total	236
6.3.4.4	Análise multi-escala da transformada de onduleta	241
6.4	Modelação das anomalias gravimétricas e magnéticas.....	246
6.4.1	Modelação inversa: estimativa da profundidade da fonte.....	246
6.4.1.1	Análise espectral.....	247
6.4.1.2	Anomalias magnéticas e aplicações geotérmicas	252
6.4.2	Modelação iterativa das anomalias gravimétricas e magnéticas.....	254

6.4.2.1	Propriedades físicas dos blocos	261
6.4.2.2	Interpretação dos perfis gravimétricos e magnéticos	262
6.4.2.3	Representação tridimensional dos modelos	271
6.4.2.4	Implicações geológicas dos modelos	273
6.4.2.5	Contributo para a avaliação do potencial geotérmico	279
7	Conclusões	281
7.1	Limitações do estudo	281
7.2	Prospecção gravimétrica e magnética	282
7.3	Análise e interpolação dos dados gravimétricos e magnéticos.....	283
7.4	Interpretação das anomalias gravimétricas e magnéticas	283
8	Trabalhos futuros	288
8.1	Prospecção gravimétrica e magnética	288
8.2	Modelação gravimétrica e magnética.....	288
8.3	Propriedades físicas.....	289
8.4	Modelação geotérmica	289
9	Referências bibliográficas.....	291
10	Anexo	315

Resumo

A área em estudo enquadra-se no sector Santa Comba Dão-Oliveira do Hospital-Seia, na região Centro de Portugal, onde afloram rochas granitóides pertencentes ao batólito granítico das Beiras, que intruíram as sequências metassedimentares do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG).

O principal objectivo deste trabalho é conhecer em profundidade a geometria dos corpos graníticos aflorantes neste sector e, deste modo, contribuir com dados relevantes para a avaliação do potencial geotérmico na região.

Para tal realizaram-se campanhas de prospecção geofísica, por métodos gravimétricos e magnéticos, que permitem obter as cartas da anomalia de Bouguer e da anomalia magnética. Com recurso a programas informáticos de modelação de campos potenciais, considerando toda a informação geológica regional e as propriedades físicas das rochas (densidade e susceptibilidade magnética), as anomalias são modeladas em conjunto. Desta forma consegue-se caracterizar as estruturas geológicas em profundidade e nomeadamente definir uma geometria para os principais corpos graníticos aflorantes na região (plutão Tábua-Santa Comba Dão (TSCD), plutão da Serra da Estrela (SE) e o plutonito de Avó (AV)).

A modelação demonstra que a fracturação regional condiciona a geometria dos corpos graníticos e da sequência do CXG, sendo observada a influência das principais direcções dos alinhamentos estruturais. De acordo com o modelo proposto a estimativa da profundidade média dos corpos graníticos é cerca de 5-6 km e a profundidade máxima é de 11.6 km. O corpo de TSCD não apresenta enraizamento bem definido e ocorre sobrejacente à unidade do CXG, localizando-se a Oeste da falha da Lousã (FLS). Os corpos graníticos de TSCD e da SE afloram em continuidade, sendo atribuída uma idade similar. Desta forma poderá inferir-se a presença de uma zona de alimentação comum aos plutões, localizada a Este da estrutura da FLS, onde o granito contacta directamente com a crosta média. O plutão TSCD estabelece um contacto brusco e verticalizado, possivelmente por falha com a aureola de metamorfismo do plutonito de Avó.

De acordo com o estudo desenvolvido as áreas que apresentam maior potencial geotérmico e são mais promissoras para as aplicações geotérmicas localizam-se nas zonas onde os corpos graníticos apresentam maior espessura.

Palavras-chave

Prospecção geofísica, anomalia de Bouguer, anomalia magnética, plutão granítico, modelação de campos potenciais, potencial geotérmico.

Abstract

The study area is located in the Santa Comba Dão-Oliveira do Hospital-Seia sector of the Central Portugal region. In this region, granitic rocks of the Beiras batholith are present, intruding the metasedimentary sequences of the Complexo Xisto-Grauváquico (CXG).

A better understanding of the subsurface geometry of the granitic bodies in the region is the main goal of this work. This effort is also relevant for the assessment of the geothermal potential of the region.

To achieve this, magnetic and gravimetric surveys were performed in order to obtain the Bouguer and magnetic anomalies. Considering and integrating all the available geological data and physical properties (density and magnetic susceptibility) the mentioned potential fields were simultaneously modeled. In this way it was possible to characterize the subsurface geometry of the granitic bodies in the region (Tábua-Santa Comba Dão (TSCD), Serra da Estrela (SE) and Avó (AV) plutons).

The modeling results show that the regional tectonic setting controls the geometry of the granitic bodies as well as the structure of the CXG sequence. The modeled average depth for the granitic bodies is 5-6 km, with a maximum depth of 11.6 km. The TSCD pluton is located west of the Lousã fault (FLS) and overlies the CXG unit. The model suggests that this pluton does not have a well defined root zone. Since the TSCD and SE plutons outcrop in continuity and they have similar ages, a common feeding zone located eastward of the FLS structure is the most likely scenario. In this area the granite is in direct contact with the middle crust. The limit between the TSCD and AV plutons is more abrupt and vertical, suggesting the presence of a fault contact.

According to the developed study the areas with greatest potential for future geothermal applications are located where the granitic bodies have a greater thickness.

Keywords

Geophysical prospecting, Bouguer anomaly, magnetic anomaly, granitic pluton, potential fields modeling, geothermal potential.

Agradecimentos

Para a elaboração deste trabalho foi fundamental a contribuição de algumas pessoas e instituições, às quais gostaria de deixar aqui o meu reconhecido agradecimento.

Ao Prof. Doutor Fernando Pedro Figueiredo um agradecimento pela orientação, pela ajuda na realização do trabalho de campo, pela permanente disponibilidade manifestada e por todas as sugestões e críticas com que acompanhou todo o trabalho.

Ao Prof. Doutor Alcides Castilho Pereira, que aceitou a co-orientação desta tese, agradeço em especial a sugestão que conduziu à escolha do tema desenvolvimento neste trabalho.

Ao Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro agradeço o empréstimo do gravímetro, imprescindível na realização da campanha de prospecção gravimétrica.

Ao Observatório Magnético do Instituto Geofísico da Universidade de Coimbra (IGUC), em particular ao Eng.º Paulo Ribeiro, pelas observações geomagnéticas disponibilizadas, fundamentais para as correcções da variação diurna.

Ao Instituto Geográfico Português (IGP) a cedência das observações de gravidade nas estações situadas nos distritos abrangidos pela área em estudo.

Ao *Bureau Gravimétrique International* (BGI) a disponibilização dos dados gravimétricos do território português.

À Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT) que financiou este trabalho através da bolsa de doutoramento SFRH/BD/48628/2008 e respectivo programa de financiamento POPH/FSE.

À Entidade de Acolhimento, o Centro de Geociências da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra.

Às funcionárias da biblioteca do Departamento de Ciências da Terra, a Sr.ª Conceição Cruz e a Dr.ª Cristina Brojo, agradeço a ajuda prestada na busca da bibliografia consultada ao longo do trabalho.

À Patrícia Dias pela revisão do capítulo do enquadramento geológico.

Um agradecimento aos meus colegas Carla Correia e Ricardo Cruz pela ajuda preciosa prestada nas campanhas de campo.

Queria deixar aqui um obrigado especial ao David Vaz pela discussão crítica de ideias ao longo deste trabalho e por todo o apoio.

Aos meus pais um profundo agradecimento por tudo.

Por fim agradeço a todos aqueles que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho.

Simbologia *

B	Campo magnético
B_t	Intensidade total do campo magnético
B_f	Campo magnético regional
D	Declinação magnética
d	Distância
E	Campo eléctrico
EM	Erro médio
EP	Erro padrão
EPM	Erro padronizado médio
F	Força
F	Intensidade do campo magnético terrestre
f	Frequência de precessão de <i>Larmor</i>
f_c	Força centrífuga
g	Aceleração da gravidade
G	Constante de gravitação universal
H	Força magnetizante
H	Altitude ortométrica
h	Altitude elipsoidal
h	<i>Lag size</i>
I	Inclinação do campo magnético
I	Intensidade da corrente eléctrica
I_a	Inclinação na correcção de amplitude
J_i	Intensidade da magnetização induzida
J_r	Magnetização remanescente
k	Susceptibilidade magnética
K	Índice K
Kp	Índice planetário
m	Massa
M	Momento magnético
N	Ondulação do geóide
Q	Carga eléctrica
q	Fluxo térmico
R	Raio
Rp	Raio polar terrestre
Re	Raio equatorial terrestre
s	Declive da curva do logaritmo do espectro de potência
SA	Sinal analítico

T_c	Temperatura de <i>Curie</i>
U	Potencial gravítico
V	Potencial magnético
Z	Profundidade
Z_t	Profundidade do topo
Z_0	Profundidade do centróide
Z_b	Profundidade da base
Z_{PC}	Profundidade do ponto de <i>Curie</i>
ρ	Densidade
μ	Permeabilidade magnética
μ_0	Permeabilidade magnética do vazio
μ_R	Permeabilidade magnética relativa
μ	Média
σ	Desvio padrão
Ψ	Latitude geocêntrica
Φ	Latitude geodésica elipsoidal
ϵ_0	Permissividade no vazio
γ_p	Razão giromagnética do protão
φ	Latitude geodésica
λ	Condutividade térmica
∇_{HT}	Gradiente horizontal total
∇T_z	Gradiente geotérmico
∇V	Gradiente vertical
γ_{3d}^{II}	Granitos moscovítico-biotíticos
γ_{3c}^{II}	Granitos monzoníticos com esparsos megacristais
γ_{3b}^{II}	Granitos monzoníticos porfirídeos
γ_{2b}^{II}	Granitos e granodioritos porfirídeos
γ_1^{II}	Granodioritos biotíticos
γ_3^I	Granito de duas micas indiferenciado
Δg_{ET}	Correcção de estaca-tripé
Δg_{LS}	Correcção lunisolar
Δg_D	Correcção de deriva instrumental
Δg_{AL}	Correcção de altitude
Δg_B	Correcção de Bouguer
Δg_{atm}	Correcção atmosférica
$\Delta \rho$	Contraste de densidade

* Na lista de símbolos está enumerado o significado usualmente atribuído, caso o significado seja diferente será convenientemente indicado ao longo do trabalho.

Acrónimos

AP	Anisotropia paramagnética
APMAG	Observatório magnético virtual
ASM	Anisotropia da susceptibilidade magnética
ASTER	Advanced Spaceborn Thermal Emission and Reflection Radiometer
AV	Plutonito de Avô
BGI	<i>Bureau Gravimétrique International</i>
BLUE	<i>Best Linear Unbiased Estimator</i>
BRGM	<i>Bureau de Recherches Géologique et Minière</i>
BCG	Bombas de calor geotérmicas
CHAMP	<i>CHAllenging Minisatellite Payload</i>
CGP	Carta Geológica de Portugal
CMC	Campo magnético crustal
CME	Campo magnético externo
CMP	Campo magnético principal
CMT	Campo magnético terrestre ou campo geomagnético
CXG	Complexo Xisto-Grauváquico
DGPS	<i>Differential Global Positioning System</i>
DOP	Diluição de precisão
EGS	<i>Enhanced Geothermal Systems</i>
EGM	<i>Earth Gravity Model</i>
EMAG2	<i>Earth Magnetic Anomaly Grid</i>
ESA	<i>European Space Agency</i>
FPRV	Falha Penacova-Régua-Verín
FMVB	Falha Manteigas-Vilariça-Bragança
FLS	Falha Lousã-Seia
GNSS	<i>Global Navigation Satellite System</i>
GOCE	<i>Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer</i>
GPS	<i>Global Positioning System</i>
GRACE	<i>Gravity Recovery and Climate Experiment</i>
GRS	<i>Geodetic Reference System</i>
HDR	<i>Hot Dry Rock</i>
HFR	<i>Hot Fractured Rock</i>
HHP	<i>High Heat Production</i>
HWR	<i>Hot Wet Rock</i>
IAG	<i>International Association of Geodesy</i>
IGP	Instituto Geográfico Português
IGRF	<i>International Geomagnetic Reference Field</i>
IGS	<i>International GPS Service</i>
IGSN	<i>International Gravity Standardisation Network</i>

IGUC	Instituto Geofísico da Universidade de Coimbra
INTERMAGNET	<i>International Real-time Magnetic Observatory Network</i>
ITRF	<i>International Terrestrial Reference Frame</i>
LTEE	Linhas de transmissão de energia eléctrica
IUGG	<i>International Union of Geodesy and Geophysics</i>
MDT	Modelo digital de terreno
PPP	<i>Precise point positioning</i>
RENEP	Rede Nacional de Estações Permanentes
RINEX	<i>Receiver Independent Exchange Format</i>
RLR	<i>Reflectorless laser rangefinders</i>
RMS	<i>Root mean square</i>
RTK	<i>Real Time Kinematic</i>
TSCD	Plutão de Tábua – Santa Comba Dão
SAR	<i>Sinthetic Aperture Radar</i>
SE	Plutão da Serra da Estrela
SERVIR	Sistema de Estações de Referência GNSS VIRTuais
SIG	Sistema de informação geográfica
SM	Susceptibilidade magnética
SPT	Observatório magnético San Pablo – Toledo
SRTM	<i>Shuttle Radar Topographic Mission</i>
UTC	<i>Universal Time Coordinated</i>
WMM	<i>World magnetic model</i>
WGS	<i>World Geodetic System</i>
ZAOL	Zona Astúrico-ocidental Leonesa
ZC	Zona Cantábrica
ZCI	Zona Centro-Ibérica
ZCPT	Zona de cisalhamento Porto-Tomar
ZOM	Zona Ossa-Morena
ZSP	Zona Sul Portuguesa

Nota: Ao longo do trabalho optou-se por usar o ponto como separador de casas decimais nos números, para manter a conformidade com a notação utilizada nos programas informáticos utilizados no processamento dos dados.

Índice de figuras

Figura 2.1. Localização geográfica da área em estudo com a informação dos distritos e concelhos abrangidos (IGP, 2013).	7
Figura 2.2. Informação geomorfológica da área em estudo. (a) Principais alinhamentos estruturais; (b) MDT tridimensional da área em estudo (Dados ASTER – <i>Global Digital Elevation Model V2</i> , altitude ortométrica); (c) Altimetria, principais rios, serras e alinhamentos estruturais (ZCPT: zona de cisalhamento Porto-Tomar, FLS: falha Lousã-Seia, FMVB: falha Manteigas-Vilariça-Bragança e FPRV: falha Penacova-Régua-Verín); (d) Altura média das escarpas dos alinhamentos geomorfológicos; (e) Direcção dos alinhamentos geomorfológicos.	9
Figura 2.3. Zonamento do Maciço Hespérico (Adaptado de Ribeiro, 2013); (ZC - zona Cantábrica; ZAOL- zona Astúrico-ocidental Leonesa; ZCI – zona Centro-Ibérica; ZOM – zona Ossa-Morena; ZSP – zona Sul Portuguesa; zcPTFA – zona de cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo; zcTBC – zona de cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdova). .	12
Figura 2.4. Domínios do autóctone da ZCI definidos segundo os critérios (a) estratigráfico e (b) estrutural (Adaptado de Dias & Ribeiro, 2013).	13
Figura 2.5. Reconstituição paleogeográfica desde o Ordovícico ao Carbónico das placas envolvidas na génese do varisco ibérico no sector NW (Ibéria-Armónica-Avalónia) (Adaptado de Matte (2001) & Ribeiro <i>et al.</i> (2007) <i>in</i> Dias (2011)).	16
Figura 2.6. Estruturas alpinas. (a) Estrutura em ressalto na Cordilheira Central; (b) Falhas activas em Portugal (Adaptado de Ribeiro, 1988; Ribeiro <i>et al.</i> , 1990a).	20
Figura 2.7. Enquadramento geológico da área em estudo (Adaptado da Carta Geológica de Portugal 1:500 000, 1992).	22
Figura 2.8. Auréolas de metamorfismo de contacto associadas às intrusões graníticas na área em estudo (Adaptado das cartas geológicas 1:50 000: folhas Nº 17C - Santa Comba Dão (Teixeira <i>et al.</i> , 1961), Nº 17D - Gouveia (Teixeira <i>et al.</i> , 1967) e Nº 20B - Covilhã (Teixeira <i>et al.</i> , 1974); e da carta geotectónica das Beiras 1: 250 000 (JEN, 1968)).	25
Figura 2.9. Correlação entre as diversas sequências litostratigráficas identificadas no Grupo das Beiras (Adaptado de Bernardo Sousa & Sequeira, 1993; Medina, 1996).	26
Figura 2.10. Descrição litológica das formações, do topo para a base, que constituem o Grupo das Beiras (Adaptado de Medina, 1996).	27
Figura 2.11. Granitóides Variscos tardi-pós-D ₃ e sin-D ₃ na região Centro e Norte de Portugal (Adaptado de Ribeiro <i>et al.</i> , 1972 <i>in</i> Azevedo & Aguado, 2013).	31
Figura 2.12. Geologia do batólito das Beiras e distribuição dos granitóides variscos tardi-pós-D ₃ e sin-D ₃ (Modificado de Azevedo <i>et al.</i> , 2005 <i>in</i> Azevedo & Aguado, 2013).	32

Figura 2.13. Esquema da evolução tectono-magmática do batólito das Beiras durante a orogenia Varisca, com a informação das trajectórias P-T representativas de níveis profundos da crosta em cada estágio. A curva <i>solidus</i> marca o início da fusão parcial de pelitos em condições hidratadas (Azevedo & Aguado, 2013).	39
Figura 2.14. Classificação petrofísica dos granitos variscos (Sant'Ovaia & Noronha, 2005a).....	40
Figura 2.15. Modelo de instalação dos granitos na região Serra da Estrela (SE) - Castro Daire (CD) (Adaptado de Sant'Ovaia <i>et al.</i> , 2010).	42
Figura 2.16. Ocorrências minerais na região em estudo (Compilação das cartas geológicas 1:50 000: folhas Nº 17C - Santa Comba Dão (Teixeira <i>et al.</i> , 1961), Nº 17D - Gouveia (Teixeira <i>et al.</i> , 1967) e Nº 20B - Covilhã (Teixeira <i>et al.</i> , 1974); da carta geotectónica das Beiras 1: 250 000 (JEN, 1968) e da base de dados SIORMINP (LNEG, 2013)).	51
Figura 2.17. Distribuição espacial dos filões e massas mineralizadas na região em estudo. (a) Cartografia dos filões e massas mineralizadas (Adaptado das cartas geológicas 1:50 000: folhas Nº 17C - Santa Comba Dão (Teixeira <i>et al.</i> , 1961), Nº 17D - Gouveia (Teixeira <i>et al.</i> , 1967) e Nº 20B - Covilhã (Teixeira <i>et al.</i> , 1974); da carta geotectónica das Beiras 1: 250 000 (JEN, 1968) e (Martins & Faria, 1959)); (b) Projecção da direcção dos filões; (1) Direcção dos filões AP, MM, BA e BM; (2) Direcção de todos os filões, inclusive os filões de quartzo; (3) Relação entre a direcção dos filões e a litologia onde afloram.....	53
Figura 2.18. Localização das principais nascentes termais na área em estudo (Adaptado de Calado, 1992).	55
Figura 2.19. Distribuição dos teores dos elementos radiogénicos (U, Th e K) e valores de produção de calor radiogénico obtidos em amostras das principais litologias aflorantes no sector Santa Comba Dão-Oliveira do Hospital (Adaptado de Godinho <i>et al.</i> , 1991; Pereira, 1991).....	61
Figura 3.1. Fluxograma representativo da metodologia geral seguida durante uma campanha de prospecção gravimétrica (Adaptado de Hinze, 1990).....	64
Figura 3.2. Relação entre a força de atracção (F) e a força centrífuga (f_c) que definem a aceleração da gravidade (g) no elipsóide de referência. R_p e R_e são o raio polar e raio equatorial do elipsóide, Ψ é a latitude geocêntrica e φ é a latitude geodésica elipsoidal (Lowrie, 2007).	66
Figura 3.3. Forma irregular do geóide terrestre (ESA, 2012b).	68
Figura 3.4. Deformações do geóide. (a) Deformações de grande amplitude; (b) Deformações locais relacionadas com o excesso de massa abaixo do elipsóide (Lowrie, 2007). N é a ondulação do geóide, H é a altitude ortométrica e h é a altitude elipsoidal. .	69

Figura 3.5. Mapa mundial das variações da ondulação do geóide em metros relativo ao elipsóide WGS 84 (ESA, 2012a).	70
Figura 3.6. Modelo local do geóide para Portugal continental (GeodPT08) referente ao elipsóide GRS 80 (IGP, 2012).	71
Figura 3.7. Localização das estações e bases gravimétricas utilizadas na campanha de prospecção (Altimetria: dados ASTER - GDEM V2, altitude ortométrica).	78
Figura 3.8. (a) Gravímetro e sistema de DGPS utilizado na campanha de prospecção gravimétrica; (b) Gravímetro LaCoste & Romberg modelo G 991; (c) Esquema de funcionamento do gravímetro instável tipo LaCoste & Romberg (LaCoste & Romberg, 1991).....	79
Figura 3.9. Curva de calibração do gravímetro LaCoste & Romberg modelo G 991 (LaCoste & Romberg, 1991).....	81
Figura 3.10. Histograma de frequência absoluta e diagrama circular da frequência relativa dos erros obtidos no cálculo do posicionamento relativo das coordenadas das estações e bases gravimétricas. (a) Erro de Longitude; (b) Erro de Latitude; (c) Erro de Altitude.....	85
Figura 3.11. Áreas de influência das bases de referência de coordenadas conhecidas e fixas utilizadas na correcção diferencial das coordenadas das estações gravimétricas. ...	87
Figura 3.12. Distribuição espacial e histograma de frequência das bases de referência utilizadas na correcção diferencial das coordenadas das estações gravimétricas.	88
Figura 3.13. Distribuição espacial da frequência do erro de altitude.....	89
Figura 3.14. Relação entre a variação da altitude (m) numa estação gravimétrica e o somatório de todas as correcções gravimétricas a aplicar aos valores de gravidade observados (mgal).....	90
Figura 3.15. Esquema dos efeitos de maré e de deriva instrumental nas leituras de gravidade realizadas numa base gravimétrica (Adaptado de Reynolds, 1997).	96
Figura 3.16. Variação da gravidade em mgal sobre o elipsóide de referência WGS 84 em função da latitude (graus).	98
Figura 3.17. (a) Correcção de altitude para um ponto de medida a uma altitude h acima da superfície de referência; (b) Correcção de Bouguer; (c) Correcção de terreno. A região a cinzento claro corresponde a uma placa de rocha de espessura h que se estende horizontalmente até ao infinito (Adaptado de Kearey <i>et al.</i> , 2009).....	100
Figura 3.18. Altitude (altitude elipsoidal WGS 84) das estações gravimétricas utilizadas na determinação da distância óptima (local e regional).	104
Figura 3.19. Correcção de terreno em função das distâncias consideradas na estimativa da distância regional óptima considerando uma distância local constante de 1 km.	105
Figura 3.20. Correcção de terreno em função das distâncias consideradas na estimativa da distância local óptima com uma distância regional constante de 167 km.	106

Figura 3.21. Relação entre a altitude das estações gravimétricas e a correcção de terreno (considerando uma distância local de 18 km e regional de 167 km).....	107
Figura 3.22. Relação entre a correcção de terreno até uma distância regional de 22 km e 167 km.....	107
Figura 3.23. Técnica implementada no Oasis montaj para o cálculo da correcção de terreno de acordo com a contribuição das diferentes zonas (matriz com malha centrada em cada estação gravimétrica) (Whitehead, 2010).....	110
Figura 3.24. Métodos e fórmulas usados no cálculo da correcção de terreno nas diferentes zonas, segundo o programa <i>Oasis montaj</i> (Whitehead, 2010). Onde g é a atracção gravítica, G a constante gravitacional, D a densidade, ϕ o ângulo da secção, R o raio da secção (R_1 raio interno e R_2 raio externo), H a altura do prisma ou anel e A o comprimento do lado horizontal do prisma.....	111
Figura 3.25. Distribuição dos valores da correcção de terreno em mgal na área em estudo.....	113
Figura 3.26. Correlação inversa entre os valores da anomalia de Bouguer e a altitude das estações gravimétricas.....	115
Figura 3.27. Correcção isostática aplicada à área de Portugal continental (<i>Input</i> : anomalia de Bouguer e topografia; <i>Output</i> : anomalias isostática regional e isostática residual). ..	117
Figura 3.28. Densidades de diversos tipos de rochas (Adaptado de Hinze <i>et al.</i> , 2013).	121
Figura 4.1. Fluxograma representativo da metodologia geral seguida durante uma campanha de prospecção magnética (Adaptado de Hinze, 1990).....	124
Figura 4.2. Linhas de fluxo do campo magnético em uma barra magnética (Kearey <i>et al.</i> , 2009).....	125
Figura 4.3. Susceptibilidade magnética em algumas (a) rochas e (b) minerais (Adaptado de Lowrie, 2007; Hinze <i>et al.</i> , 2013).....	129
Figura 4.4. Elementos do campo magnético terrestre (Adaptado de Dubois <i>et al.</i> , 2011).	130
Figura 4.5. Dipolo magnético geocêntrico que representa o campo magnético terrestre. (a) Variação da inclinação do campo magnético total com a latitude e modelo do dipolo axial; (b) Modelo do dipolo inclinado em relação ao eixo de rotação da Terra (Dubois <i>et al.</i> , 2011).....	131
Figura 4.6. Mapas de elementos geomagnéticos do modelo magnético global terrestre (WMM 2010). (a) Intensidade do campo magnético (F); (b) Inclinação do campo magnético (I); (c) Declinação do campo magnético (D) (NGDC, 2012).	133
Figura 4.7. Curva de variação diurna típica de um dia calmo em latitudes médias (Milsom, 2003).....	136

Figura 4.8. Previsão do índice planetário Kp estimado para 17 a 19 de Junho de 2012 (SWPC, 2012).....	137
Figura 4.9. Medições do campo magnético total em função da distância ao automóvel usado na campanha.	140
Figura 4.10. Linhas do campo magnético (B) em torno de um condutor rectilíneo (Tipler, 1999).....	141
Figura 4.11. Medições do campo magnético total segundo um perfil transversal a uma LTEE.....	141
Figura 4.12. Gradiente vertical do campo magnético total medido a 1.5 m e 2.5 m de altitude.	142
Figura 4.13. Representação da variação do campo eléctrico E ($V.m^{-1}$) na LTEE.	144
Figura 4.14. Representação da variação do campo magnético B (T) na LTEE.	144
Figura 4.15. Gradiente vertical do campo eléctrico e magnético na LTEE à altura de 1.5 m e 2.5 m a partir do solo.	145
Figura 4.16. Variação da intensidade do campo magnético terrestre (F) em nT ao longo do perfil de direcção WE.....	145
Figura 4.17. Campo magnético total em nT (magnitude do campo magnético terrestre e da LTEE).....	146
Figura 4.18. Variação do campo magnético em nT induzida pela LTEE.....	146
Figura 4.19. Campo magnético total e terrestre a 2.5 m de altura.	147
Figura 4.20. Módulo da variação do campo magnético induzido pela LTEE a 2.5 m. O * marca a distância para uma anomalia de 1000 nT ($X_1=-52.75$ m e $X_2=49.25$ m).	147
Figura 4.21. Variação do campo magnético terrestre e do campo magnético observado com o sensor a 2.5 m do solo.....	148
Figura 4.22. Diferença entre o campo magnético observado e o campo magnético terrestre teórico.....	148
Figura 4.23. Fontes de ruído magnético artificial identificadas com as respectivas distâncias de influência e área total de ruído magnético artificial estabelecida com a localização dos pontos de medição planificados na campanha de prospecção magnética.	151
Figura 4.24. Localização das estações magnéticas realizadas na campanha de prospecção (Altimetria: dados ASTER - GDEM V2, altitude ortométrica).	153
Figura 4.25. Localização das estações magnéticas e áreas de ruído magnético artificial (Altimetria: dados ASTER - GDEM V2, altitude ortométrica).....	154
Figura 4.26. (a) Magnetómetro de protões portátil da Geometrics (modelo G-816/826); (b) Princípio de funcionamento do magnetómetro de protões; (1) Sensor sobre a influência do campo magnético terrestre (B_t); (2) Sensor sob a influência do campo magnético	

induzido pela corrente eléctrica na bobina (B_p); (3) Após interrupção da corrente na bobina os prótons entram em precessão em torno do B_t (Adaptado de Lowrie, 2007)...	155
Figura 4.27. Curvas de variação diurna nos observatórios magnéticos SPT, IGUC e APMAG em 04/11/2010.....	160
Figura 4.28. Exemplo das técnicas de suavização aplicadas a um segmento da curva do campo magnético terrestre do IGUC (filtros de mediana e média móvel).....	162
Figura 4.29. Curva diurna nos observatórios IGUC e SPT em 04/11/2010. A curva do observatório IGUC é apresentada segundo os dados originais e com a aplicação de um filtro de suavização de média móvel.....	163
Figura 4.30. Anomalia magnética em latitudes médias originada por um corpo magnetizado inclinado e paralelo ao campo magnético terrestre (Milsom, 2003).....	168
Figura 4.31. Anomalias de corpos geológicos variando a direcção e inclinação do campo magnético (Adaptado de Breiner, 1999).....	169
Figura 4.32. Distribuição dos valores de susceptibilidade magnética nas unidades graníticas determinados no sector da Serra da Estrela (Sant'Ovaia <i>et al.</i> , 2010) e geograficamente coincidentes com a área em estudo. O sector amostrado está representado a preto.	170
Figura 5.1. Distribuição das observações da anomalia gravimétrica de Bouguer. (a) Magnitude dos valores da anomalia; (b) Distribuição espacial das observações e sua relação com as litologias predominantes na região (superfície interpolada por curvatura mínima).....	173
Figura 5.2. Estatística descritiva dos dados da anomalia de Bouguer. (a) Histograma; (b) Diagrama Q-Q normal.	174
Figura 5.3. Análise de tendência dos dados da anomalia de Bouguer (Ângulo de rotação relativo ao Norte geográfico). (a) Tendência NNE-SSW; (b) Tendência WNW-ESE.	175
Figura 5.4. Distribuição dos valores da anomalia magnética (sensor $h_1=2.5$ m). (a) Magnitude dos valores da anomalia; (b) Distribuição espacial das observações e sua relação com as litologias predominantes na região (superfície interpolada por curvatura mínima).....	177
Figura 5.5. Distribuição dos valores da anomalia magnética (sensor $h_2=1.5$ m). (a) Magnitude dos valores da anomalia; (b) Distribuição espacial das observações e sua relação com as litologias predominantes na região (superfície interpolada por curvatura mínima).....	178
Figura 5.6. Estatística descritiva dos dados da anomalia magnética (sensor $h_1=2.5$ m). (a) Histograma; (b) Diagrama Q-Q normal.....	179
Figura 5.7. Estatística descritiva dos dados da anomalia magnética (sensor $h_2=1.5$ m). (a) Histograma; (b) Diagrama Q-Q normal.....	180

Figura 5.8. Análise de tendência dos dados da anomalia magnética (Ângulo de rotação relativo ao Norte geográfico). (a) Tendência NW-SE; (b) Tendência NNE-SSW.	181
Figura 5.9. Mapas de previsão da anomalia de Bouguer estimados por krigagem normal.	191
Figura 5.10. Estatística descritiva dos dados da anomalia magnética reduzida ao pólo (sensor $h_1=2.5$ m). (a) Histograma; (b) Diagrama Q-Q normal.	194
Figura 5.11. Correlação entre as variáveis anomalia de Bouguer e anomalia magnética reduzida ao pólo. (a) Linha de tendência linear e coeficiente de correlação (ρ); (b) Diagrama Q-Q geral.	195
Figura 5.12. Correlação entre as variáveis anomalia de Bouguer e litologia. (a) Linhas de tendência linear das litologias (xisto e granito) e coeficiente de correlação; (b) Distribuição espacial das estações gravimétricas e relação entre os valores da anomalia de Bouguer e a litologia aflorante.	197
Figura 5.13. Mapas de previsão da anomalia de Bouguer estimados por co-krigagem. (a) BCOKanisogloMv; (b) BCOKlocanisogloMv; (c) BCOKanisogloLm; (d) BCOKlocanisogloLv;	201
Figura 5.14. Superfície da anomalia de Bouguer estimada por curvatura mínima (BCM).	202
Figura 5.15. Mapas de previsão da anomalia de Bouguer estimados por co-krigagem co-localizada com a delimitação do contacto litológico entre granito e CXG (Plutões graníticos: AV- Avô, TSCD- Tábua - Santa Comba Dão e SE- Serra da Estrela). (a) BCOKlocanisogloMv; (b) BCOKlocanisogloLv; (c) BCOKlocanisogloLvMv.	203
Figura 5.16. Correlação entre o valor estimado e observado da anomalia de Bouguer no mapa de previsão BCOKlocanisogloLvMv. (a) Linha de tendência linear e coeficiente de correlação; (b) Mapa do erro padrão da estimação.	205
Figura 5.17. Mapa de previsão da anomalia de Bouguer completa estimado por co-krigagem (CBCOKlocanisogloLvMv).	206
Figura 5.18. Mapa de previsão da anomalia de ar livre estimado por co-krigagem (ALCOKlocanisogloLvMv).	206
Figura 5.19. Superfícies de anomalia magnética com o sensor $h_1= 2.5$ m. (a) Estimada por curvatura mínima (M25CM); (b) Estimada por krigagem normal sem anisotropia (M25OKisoglo); (c) Estimada por krigagem normal com anisotropia (M25OKanisoglo).	209
Figura 5.20. Superfícies de anomalia magnética com o sensor $h_2= 1.5$ m. (a) Estimada por curvatura mínima (M15CM); (b) Estimada por krigagem normal sem anisotropia (M15OKisoglo); (c) Estimada por krigagem normal com anisotropia (M15OKanisoglo).	210
Figura 6.1. Esquema de anomalias magnéticas (linha sólida) e anomalias gravimétricas (linha tracejada) de corpos-fonte geológicos, com contraste positivo de propriedades	

físicas. (k é a susceptibilidade magnética e nas anomalias gravimétricas a densidade do corpo é maior que a densidade do envolvente. A legenda indica o campo geomagnético (B_N) e a direcção do perfil da anomalia) (Adaptado de Breiner, 1999; Hinze <i>et al.</i> , 2013).	214
Figura 6.2. Perfil traçado ao longo das superfícies de anomalia gravimétrica (P_{W-E} assinalado na Figura 6.3 a).	220
Figura 6.3. Mapas da anomalia de Bouguer completa. (a) Bouguer completa (Perfil P_{W-E}); (b) Regional; (c) Residual; (d) Anomalia residual com contacto geológico entre as unidades dominantes na região e localização das estações gravimétricas. Plutões graníticos na área em estudo: TSCD- Tábua-Santa Comba Dão, SE- Serra da Estrela e AV- Avô.....	223
Figura 6.4. Mapas da anomalia de Bouguer completa. (a) Bouguer completa (Perfil P_{W-E}); (b) Regional (construída com dados do IGP e do BGI); (c) Anomalia residual com contacto geológico entre as unidades dominantes na região; (d) Perfil traçado ao longo das superfícies de anomalia gravimétrica. Plutões graníticos na área em estudo: TSCD- Tábua-Santa Comba Dão, SE- Serra da Estrela e AV- Avô.....	224
Figura 6.5. Mapa da anomalia magnética na área em estudo. (a) Anomalia magnética; (b) Anomalia magnética reduzida ao pólo magnético.	227
Figura 6.6. Comparação entre as principais anomalias gravimétricas e magnéticas. (a) Anomalia de Bouguer completa; (b) Anomalia magnética reduzida ao pólo (sensor h_1). A linha a preto corresponde ao contacto geológico entre o granito e o CXG. Plutões graníticos na área em estudo: TSCD- Tábua-Santa Comba Dão, SE- Serra da Estrela e AV- Avô.....	228
Figura 6.7. Mapas de continuação ascendente. (a) Elevação de 1000 m na anomalia de Bouguer completa; (b) Elevação de 1600 m na anomalia magnética reduzida ao pólo..	230
Figura 6.8. Anomalia gravimétrica e enquadramento geológico na região Centro de Portugal. (a) Mapa da anomalia de Bouguer completa (BC_RCPT); (b) Cartografia geológica simplificada.....	233
Figura 6.9. Mapas da primeira derivada vertical da anomalia de Bouguer completa e da anomalia magnética. (a) Anomalias BC_RCPT e cartografia geológica regional; (b) Anomalias BC_RCPT e linha de contorno do zero; (c) Anomalias BC_ACP, linha de contorno do zero e limite dos corpos graníticos aflorantes na região; (d) Anomalias MagRTP_ACP, linha de contorno do zero e limite dos corpos graníticos aflorantes na região. (TSCD- Tábua-Santa Comba Dão, SE- Serra da Estrela e AV- Avô).	237
Figura 6.10. Mapas de gradiente horizontal da anomalia de Bouguer completa e da anomalia magnética. (a) Anomalias BC_RCPT e cartografia geológica regional; (b) Anomalias BC_RCPT e linha de contorno 0.002; (c) Anomalias BC_ACP e limite dos	

corpos graníticos aflorantes na região; (d) Anomalias MagRTP_ACP e limite dos corpos graníticos aflorantes na região. (TSCD- Tábua-Santa Comba Dão, SE- Serra da Estrela e AV- Avô).	238
Figura 6.11. Mapas de gradiente total da anomalia de Bouguer completa e da anomalia magnética. (a) Anomalias BC_RCPT e cartografia geológica regional; (b) Anomalias BC_RCPT e linha de contorno 0.002; (c) Anomalias BC_ACP e limite dos corpos graníticos aflorantes na região; (d) Anomalias MagRTP_ACP e limite dos corpos graníticos aflorantes na região. (TSCD- Tábua-Santa Comba Dão, SE- Serra da Estrela e AV- Avô).	239
Figura 6.12. Parâmetros multi-escala extraídos dos máximos do módulo da transformada de onduleta da anomalia de Bouguer completa na região Centro de Portugal. (a) Expoente de Hölder; (b) Escala do máximo regional.	243
Figura 6.13. Parâmetros multi-escala extraídos dos máximos do módulo da transformada de onduleta da anomalia de Bouguer completa na região em estudo. (a) Expoente de Hölder; (b) Escala do máximo regional. (Plutões graníticos: TSCD- Tábua-Santa Comba Dão e SE- Serra da Estrela).	244
Figura 6.14. Parâmetros multi-escala extraídos dos máximos do módulo da transformada de onduleta da anomalia magnética reduzida ao pólo na região em estudo. (a) Expoente de Hölder; (b) Escala do máximo regional. (Plutões graníticos: TSCD- Tábua-Santa Comba Dão e SE- Serra da Estrela).	245
Figura 6.15. Análise espectral das anomalias magnéticas da área em estudo. (a) Média radial do espectro de potência; (b) Profundidades estimadas a partir do declive da curva do espectro de potência (profundidades do centróide (Z_0), do topo (Z_t) e da base (Z_b) da camada magnética).	248
Figura 6.16. Análise espectral das anomalias gravimétricas da área em estudo. (a) Média radial do espectro de potência; (b) Profundidades estimadas a partir do declive da curva do espectro de potência (profundidades do centróide (Z_0), do topo (Z_t) e da base (Z_b) da camada gravimétrica).	249
Figura 6.17. Mapa de anomalias magnéticas EMAG2.	250
Figura 6.18. Análise espectral das anomalias magnéticas EMAG2. (a) Média radial do espectro de potência; (b) Profundidades estimadas a partir do declive da curva do espectro de potência (profundidades do centróide (Z_0), do topo (Z_t) e da base (Z_b) da camada magnética).	251
Figura 6.19. Localização dos perfis. (a) PEW1a e cartografia geológica; (b) PEW1a e anomalia de Bouguer; (c) PEW1a e anomalia magnética; (d) Perfis na área em estudo e cartografia geológica; (e) Perfis na área em estudo e anomalia de Bouguer; (f) Perfis na área em estudo e anomalia magnética.	259

Figura 6.20. Perfil PEW1a. (a) Localização do perfil; (b) Curvas da anomalia magnética observada e calculada; (c) Curvas da anomalia de Bouguer observada e calculada; (d) Modelo proposto.	264
Figura 6.21. Perfil PEW5. (a) Localização do perfil; (b) Curvas da anomalia magnética observada e calculada; (c) Curvas da anomalia de Bouguer observada e calculada; (d) Modelo proposto.	267
Figura 6.22. Perfil PEW1b. (a) Localização do perfil; (b) Curvas da anomalia magnética observada e calculada; (c) Curvas da anomalia de Bouguer observada e calculada; (d) Modelo proposto.	267
Figura 6.23. Perfil PEW2. (a) Localização do perfil; (b) Curvas da anomalia magnética observada e calculada; (c) Curvas da anomalia de Bouguer observada e calculada; (d) Modelo proposto.	268
Figura 6.24. Perfil PNS2. (a) Localização do perfil; (b) Curvas da anomalia magnética observada e calculada; (c) Curvas da anomalia de Bouguer observada e calculada; (d) Modelo proposto.	268
Figura 6.25. Perfil PNS3. (a) Localização do perfil; (b) Curvas da anomalia magnética observada e calculada; (c) Curvas da anomalia de Bouguer observada e calculada; (d) Modelo proposto.	269
Figura 6.26. Perfil PNS4. (a) Localização do perfil; (b) Curvas da anomalia magnética observada e calculada; (c) Curvas da anomalia de Bouguer observada e calculada; (d) Modelo proposto.	269
Figura 6.27. Representação tridimensional dos perfis modelados.	272
Figura 6.28. Relação entre a localização das emergências termais, a fracturação regional, a anomalia de Bouguer completa, a anomalia magnética e o calor radiogénico na área em estudo; (a) Anomalia de Bouguer completa (fragmento do mapa BC_RCPT); (b) Anomalia de Bouguer completa (BC_ACP); (c) Anomalia magnética (MagRTP_ACP); (d) Distribuição dos valores de produção de calor radiogénico (Adaptado de Godinho <i>et al.</i> , 1991; Pereira, 1991); (e) Linha de tendência linear e coeficiente de correlação (ρ) entre a anomalia de Bouguer completa e o calor radiogénico; (f) Linha de tendência linear e coeficiente de correlação (ρ) entre a anomalia magnética e o calor radiogénico.....	277
Figura 6.29. Estimativas da temperatura na base do plutão em função do gradiente geotérmico e profundidade do plutão (A linha a tracejado indica o limiar de alta entalpia).	279

Índice de tabelas

Tabela 2.1. Idades radiométricas dos granitos obtidas pelos métodos de K-Ar sobre moscovites (M) e biotites (B), Rb-Sr sobre rocha total e U-Pb sobre zircão.	28
Tabela 2.2. Classificação estrutural e geocronológica dos granitóides ibéricos (Adaptado de Ferreira <i>et al.</i> , 1987 <i>in</i> Azevedo & Aguado, 2013).....	31
Tabela 2.3. Classificação dos granitos aflorantes na área em estudo (Adaptado de Pereira (1991), Carvalho <i>et al.</i> (1992), Ferreira & Vieira (1999b) e Azevedo <i>et al.</i> (2005)).	35
Tabela 2.4. Tabela síntese das características dos principais corpos graníticos na área em estudo.	45
Tabela 2.5. Características das águas termais localizadas na área em estudo (Adaptado de Cortez (2012), da base de dados Termalbase (LNEG, 2013), da carta geológica 1:50 000 da Covilhã (Teixeira <i>et al.</i> , 1974) e do inventário de nascentes portuguesas (Novo Aquilégio, 2013)).....	57
Tabela 2.6. Teores de urânio e concentração média do radão nos solos em diferentes litologias (OH-Oliveira do Hospital, To-Tondela e Ta-Tábua) (Salgado <i>et al.</i> , 1998; Pereira <i>et al.</i> , 1999b; Pereira <i>et al.</i> , 1999a; Pereira <i>et al.</i> , 2003a; Pereira <i>et al.</i> , 2003b; Neves <i>et al.</i> , 2010).....	57
Tabela 3.1. Precisão requerida nos valores de gravidade e erros admissíveis em função dos objectivos da campanha de prospecção gravimétrica (Adaptado de BRGM, 1977). .	65
Tabela 3.2. Especificações do sistema DGPS <i>ProMark2</i> (ProMark2, 2002).....	73
Tabela 3.3. Tabela de calibração do gravímetro LaCoste & Romberg modelo G 991 (LaCoste & Romberg, 1991).....	81
Tabela 3.4. Relatório estatístico das medições repetidas na campanha de prospecção gravimétrica.	82
Tabela 3.5. Caracterização estatística da distribuição de frequência dos erros das coordenadas das estações gravimétricas.	86
Tabela 3.6. Síntese das correcções gravimétricas padrão aplicadas e <i>data</i> usados.....	93
Tabela 3.7. Características dos MDT (topografia e batimetria) e requisitos de performance dos produtos de dados STRM.	109
Tabela 4.1. Escala dos níveis de tempestade magnética e índice Kp (Balch, 2011).	137
Tabela 4.2. Conversão entre as variações em nanoteslas e índices K para o magnetómetro de Boulder (Balch, 2011).	138
Tabela 4.3. Geometria e especificações da LTEE modelada.....	143
Tabela 4.4. Fontes de ruído magnético artificial e respectivas distâncias de influência estimadas na planificação da campanha de prospecção magnética.	149

Tabela 4.5. Valores do campo magnético terrestre (F) e variação diurna, nos observatórios magnéticos (IGUC e SPT), e previsão da actividade geomagnética nos dias de campanha de prospecção magnética.....	158
Tabela 4.6. Valores médios anuais de F nos observatórios magnéticos em 2010 e 2011.	161
Tabela 5.1. Síntese dos parâmetros estatísticos das anomalias gravimétricas e magnéticas observadas.....	174
Tabela 5.2. Principais parâmetros definidos na estimação pelos métodos de krigagem e co-krigagem e respectiva designação de cada mapa de previsão criado.	185
Tabela 5.3. Variáveis utilizadas na estimação por co-krigagem dos mapas de previsão da anomalia de Bouguer.....	186
Tabela 5.4. Parâmetros estatísticos determinados na validação.	187
Tabela 5.5. Parâmetros estatísticos (média e desvio padrão do erro médio) determinados na validação cruzada das superfícies da anomalia de Bouguer estimadas por curvatura mínima, krigagem normal e co-krigagem.	188
Tabela 5.6. Síntese dos parâmetros estatísticos da anomalia de Bouguer observada e estimada (mgal).....	204
Tabela 5.7. Parâmetros estatísticos (média (μ_{EM}) e desvio padrão (σ_{EM})) determinados na validação cruzada das superfícies da anomalia magnética estimadas por curvatura mínima e krigagem normal.	211
Tabela 5.8. Síntese dos parâmetros estatísticos das anomalias gravimétricas e magnéticas estimadas.	211
Tabela 6.1. Métodos de filtragem espectral (Adaptado de Kearey <i>et al.</i> , 2009; Hinze <i>et al.</i> , 2013).....	216
Tabela 6.2. Parâmetros geotérmicos determinados a partir da análise das anomalias magnéticas.	253
Tabela 6.3. Propriedades físicas definidas nos blocos.....	261
Tabela 6.4. Síntese das características dos perfis modelados.	263

1 Introdução

A prospecção geofísica constitui um método indirecto para inferir o conhecimento geológico na subsuperfície, tendo um papel importante na pesquisa e exploração de recursos energéticos (petróleo, gás, carvão e geotermia) e recursos minerais. Desde o início do século XX a prospecção gravimétrica e magnética foram fundamentais para o desenvolvimento da exploração de hidrocarbonetos, sendo ainda hoje amplamente utilizadas como métodos complementares à interpretação sísmica. As campanhas regionais de prospecção gravimétrica e magnética são formas eficientes para identificar descontinuidades (falhas ou contactos geológicos), delimitar zonas de alteração, estabelecer a geometria e profundidade de corpos de rochas intrusivas, investigar depósitos minerais, sendo também amplamente usadas em estudos hidrogeológicos, de engenharia e ambientais, entre outros. O método magnético é ainda eficiente na localização e caracterização de regiões com elevado fluxo térmico, sendo relevante em estudos de potenciais zonas geotérmicas (Hinze *et al.*, 2013).

A prospecção gravimétrica e magnética constitui uma ferramenta complementar ao conhecimento do contexto geológico regional na área em investigação. No entanto a interpretação de anomalias de campo potencial é considerada intrinsecamente ambígua. A atenuação desta ambiguidade requer uma abordagem pluridisciplinar, que pode ser alcançada através da integração de toda a informação geológica e geofísica disponível da área em investigação (cartografia geológica, testemunhos de sondagens, propriedades físicas das rochas, outros métodos de prospecção geofísica, entre outros) (Nabighian *et al.*, 2005a; Saltus & Blakely, 2011).

Os estudos geológicos estruturais e petrográficos quando conjugados com dados geofísicos (gravimétricos, magnéticos, sísmicos, entre outros) (Bott, 1967; Vigneresse, 1988), têm encorajado o desenvolvimento de modelos de organização magmática, que contemplam a geometria do plutão granítico em profundidade. O desenvolvimento de estudos multidisciplinares, como a aplicação de métodos geofísicos (Vigneresse, 1990) e a estudos de anisotropia da susceptibilidade magnética (ASM) em corpos graníticos (Guillet *et al.*, 1983; Bouchez *et al.*, 1990), resultou em avanços significativos na compreensão dos mecanismos operantes em intrusões graníticas (Améglio & Vigneresse, 1999; Cruden *et al.*, 1999). Em território nacional foram realizados alguns estudos que conjugam informação geológica e geofísica, com o intuito de caracterizar os granitos variscos da zona Centro-Ibérica (ZCI) e compreender melhor os seus mecanismos de instalação (Moreira & Ribeiro, 1994; Sant'Ovaia *et al.*, 2000; Sant'Ovaia & Noronha, 2005b).

A avaliação geotérmica da área em investigação requer a aplicação de diversas técnicas de prospecção geológica, geoquímica e geofísica. Salienta-se a importância da aplicação de métodos geofísicos gravimétricos, magnéticos e outros, como os eléctricos, electromagnéticos e sísmicos, que contribuem para a caracterização da forma e profundidade do reservatório geotérmico (Haenel, 1977). A natureza química das águas termais, fundamentada em análises hidrogeoquímicas e geotermometria, permite aferir a mineralização e propriedades térmicas das águas que circulam no reservatório geotérmico. A medição do gradiente térmico em profundidade e a estimativa do fluxo térmico no reservatório conduzem à identificação de zonas com elevado potencial geotérmico. A integração de informação multidisciplinar acerca do reservatório, a geometria (neste caso dos corpos intrusivos), o gradiente térmico, o fluxo térmico, a densidade, o volume, a porosidade, entre outros parâmetros, permite a modelação geotérmica do reservatório, e consequentemente a avaliação do potencial geotérmico da área em investigação.

1.1 Estado da arte

A área em estudo enquadra-se no sector Santa Comba Dão-Oliveira do Hospital-Seia, onde afloram rochas granitóides pertencentes ao batólito granítico das Beiras, que intruíram as sequências metassedimentares ante-ordovícicas do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG). Em geral o conhecimento geológico nesta área restringe-se à superfície. A maioria dos trabalhos de investigação realizados em profundidade são locais e essencialmente no âmbito da prospecção de recursos minerais e/ou recursos hidrogeológicos, estes últimos associados a caracterização de nascentes termais.

Os principais plutões graníticos localizados na área em estudo (Tábua-Santa Comba Dão, Serra da Estrela e Avô) têm sido estudados multidisciplinarmente por diversos autores. Salientam-se alguns dos trabalhos desenvolvidos na região. No plutão de Tábua-Santa Comba Dão, Pereira (1991) caracterizou e avaliou quantitativamente as condições termobáricas decorrentes da actuação dos processos metamórficos na região, com incidência particular na evolução térmica do segmento crustal após a implantação dos granitos. No plutonito de Avô realizaram-se estudos petrológicos e geoquímicos (Neves, 1985), geocronológicos (Neves & Macedo, 1986), de génese e termobarometria (Neves, 1994) e da evolução térmica do granito (Pereira *et al.*, 1997). Na região realizaram-se estudos petrográficos, mineralógicos, geoquímicos e geocronológicos nas rochas granitóides (Neiva *et al.*, 1987; Silva & Neiva, 2000; Silva *et al.*, 2000; Neiva *et al.*, 2009; Neiva *et al.*, 2012), a cartografia geológica das cartas geológicas de Portugal

1:50 000 (Teixeira *et al.*, 1961; Teixeira *et al.*, 1967; Teixeira *et al.*, 1974) e da carta geológica do parque natural da Serra da Estrela (Ferreira & Vieira, 1999a), a caracterização petrofísica dos granitos do sector da Serra da Estrela (Sant'Ovaia *et al.*, 2010), a caracterização geotécnica dos granitos e encaixante (Saraiva, 1986), a caracterização hidrogeoquímica das águas termais em terrenos graníticos (Morais, 2012), o estudo radiogénico das águas subterrâneas (Neves *et al.*, 2010; Pereira *et al.*, 2010), a avaliação do potencial térmico das rochas graníticas (Godinho *et al.*, 1991), os estudos geotérmicos em furos que contribuíram para a elaboração dos mapas de gradiente geotérmico e densidade de fluxo de calor de Portugal (Correia & Ramalho, 2005; Correia & Ramalho, 2010), a aplicação de métodos geofísicos no estudo hidrogeológico dos granitos na região de Gouveia-Seia (Alte da Veiga, 1999) e na caracterização de mantos de alteração em rochas graníticas (Saraiva, 1990), entre outros.

1.2 Objectivos

Esta tese insere-se no domínio científico da geofísica aplicada e visa complementar a informação geológica da superfície na região em estudo. O presente trabalho constitui o primeiro estudo geofísico regional de métodos de campo potencial implementado na área em investigação, com o intuito de caracterizar a geometria dos plutões graníticos.

O principal objectivo deste trabalho é contribuir para o conhecimento da estrutura geológica da crosta superior no sector Santa Comba Dão-Oliveira do Hospital-Seia, na região Centro de Portugal. Pretende-se também inferir o contexto geodinâmico da implantação e ascensão dos corpos graníticos através do conhecimento da sua geometria em profundidade.

Para tal realizaram-se campanhas de prospecção geofísica, por métodos gravimétricos e magnéticos, que permitem obter as cartas da anomalia de Bouguer e da anomalia magnética na área em estudo. Com recurso a programas informáticos de modelação de campos potenciais, considerando toda a informação geológica regional e as propriedades físicas das rochas (densidade e susceptibilidade magnética), as anomalias são modeladas em conjunto. Desta forma consegue-se caracterizar as estruturas geológicas em profundidade e nomeadamente definir uma geometria para as rochas graníticas aflorantes na região.

O trabalho desenvolvido procura também contribuir com dados relevantes para a avaliação do potencial de exploração de recursos geotérmico na região em estudo, uma vez que o conhecimento da forma e profundidade dos corpos graníticos é importante para o processo de modelação geotérmica de batólitos graníticos.

1.3 Metodologia

Para alcançar os objectivos anteriormente enunciados foram implementadas algumas metodologias fundamentais ao desenvolvimento do trabalho.

Na fase inicial realizou-se uma pesquisa bibliográfica prévia com o intuito de reunir a bibliografia pertinente ao tema em estudo. Foi realizada uma compilação digital de toda a informação cartográfica da região. Tendo sido construídas bases de dados da cartografia geológica e da topografia utilizando o programa informático *ArcGis 10*.

A componente de campo integrou a realização das campanhas de prospecção gravimétrica e magnética. Salienta-se a inerente planificação prévia de cada campanha e a aquisição das medições de gravidade e de campo magnético com os respectivos equipamentos, gravímetro *LaCoste & Romberg* modelo G e magnetómetro de próteses da Geometrics. A campanha gravimétrica implica a realização de um levantamento topográfico das estações com recurso a um sistema de posicionamento global diferencial (DGPS), tendo sido usado um DGPS modelo *ProMark2* da *Ashtech*.

O processamento de dados compreende a aplicação de uma série de correcções. O posicionamento tridimensional das estações gravimétricas requer a correcção diferencial dos dados de GPS (sistema de posicionamento global) em pós-processamento, usando o programa *Ashtech Solutions 2.6*. As medições de gravidade são corrigidas para todas as variações do campo gravítico que não resultem das diferenças de densidade das rochas na subsuperfície. Estas correcções gravimétricas foram implementadas no programa informático *Oasis montaj 7.3*, extensão *Gravity & Terrain Corrections*. Aos dados magnéticos foram aplicadas as correcções de variação diurna e geomagnética (modelo de referência IGRF 2010) recorrendo ao programa *Oasis montaj 7.3*, extensão *Geophysics Levelling System*.

Após a análise da distribuição das amostragens gravimétrica e magnética, as observações pontuais são interpoladas para construir as cartas de anomalias da área em estudo (anomalia de Bouguer e anomalia magnética). Realizou-se uma análise comparativa da resposta de diferentes métodos de interpolação espacial de modo a avaliar qual o método mais adequado aos dados e com melhor resultado estatístico. Foram usados os programas informáticos *ArcGis 10*, extensão *Geostatistical Analyst* e *Oasis montaj 7.3*.

Na interpretação qualitativa das anomalias foram aplicadas técnicas de filtragem com o objectivo de realçar as anomalias de interesse, localizar fontes de anomalia e delimitar contactos geológicos ou alinhamentos estruturais.

A interpretação quantitativa das anomalias permitiu obter estimativas da profundidade e geometria dos corpos-fonte (neste caso o objecto de estudo foram os

corpos graníticos). Foram aplicados métodos directos (modelação inversa) e indirectos (modelação iterativa) às anomalias magnéticas e anomalias de Bouguer. O método de análise espectral foi aplicado às anomalias, utilizando o programa informático *Oasis montaj 7.3*, extensão *MAGMAP*, com o intuito de determinar a profundidade média dos corpos-fonte na área em estudo. Relativamente à modelação iterativa das anomalias, foi implementada no programa informático *Oasis montaj 7.3*, extensão *GM-SYS*, tendo sido modelados um total de sete perfis das anomalias de Bouguer e magnética na dimensão 2.75D. A partir dos perfis modeladas foram construídos alguns modelos tridimensionais dos corpos graníticos utilizando o programa informático *Voxler 3*.

1.4 Estrutura da tese

O presente trabalho está organizado em oito capítulos, cujo conteúdo se passa a descrever.

O capítulo 1 faz uma abordagem introdutória ao trabalho desenvolvido, relatando o estado do conhecimento geológico na área em estudo, os principais objectivos e as metodologias utilizadas neste trabalho.

No capítulo 2 é apresentado o enquadramento geográfico, geomorfológico e geológico da área em estudo. Faz-se uma breve síntese das principais características dos corpos graníticos em estudo e mencionam-se os principais mecanismos de implantação de plutões graníticos. Por fim faz-se referência aos recursos minerais e geotérmicos na região.

O capítulo 3 faz uma introdução ao método de prospecção gravimétrica, fundamentando o procedimento de campo e o processamento e redução dos dados de gravidade.

O capítulo 4 introduz os princípios teóricos do método de prospecção magnética, faz uma abordagem à planificação e aos procedimentos durante a campanha de prospecção e refere as correcções aplicadas aos dados magnéticos.

No capítulo 5 procede-se à análise exploratória da amostragem e interpolação dos dados gravimétricos e magnéticos, com a construção das cartas da anomalia de Bouguer e da anomalia magnética da região em estudo.

O capítulo 6 apresenta a interpretação qualitativa e quantitativa das anomalias gravimétricas e magnéticas. São aplicadas algumas técnicas de filtragem às superfícies das anomalias com diversos propósitos, como isolar a anomalia Bouguer residual, reduzir os dados magnéticos ao pólo, suavizar anomalias e localizar limites geológicos e estruturais. São realizadas a modelação inversa e modelação iterativa das anomalias

para obter uma estimativa da profundidade da fonte e/ou objecto de estudo (neste caso os corpos graníticos). Por fim apresenta-se uma representação tridimensional dos perfis 2.75D modelados, discutem-se as implicações geológicas do modelo proposto e salienta-se a importância dos resultados para a avaliação do potencial geotérmico na região.

No capítulo 7 faz-se uma síntese das conclusões reunidas ao longo do trabalho.

O capítulo 8 faz alusão aos trabalhos futuros a desenvolver no âmbito do estudo apresentado. Aos capítulos anteriormente mencionados seguem-se as referências bibliográficas e o anexo.

2 Enquadramento da área em estudo

2.1 Enquadramento geográfico

A área em estudo localiza-se na região Centro de Portugal, abrangendo os concelhos de Penacova, Tábua, Arganil e Oliveira do Hospital no distrito de Coimbra, os concelhos de Mortágua, Santa Comba Dão, Carregal do Sal, Nelas e Tondela no distrito de Viseu, os concelhos de Seia, Gouveia e Manteigas no distrito da Guarda e o concelho da Covilhã no distrito de Castelo Branco. Os limites geográficos da área em estudo enquadram-se nos meridianos 8°19'W e 7°30'W e nos paralelos 40°30'N e 40°12'N (Figura 2.1).

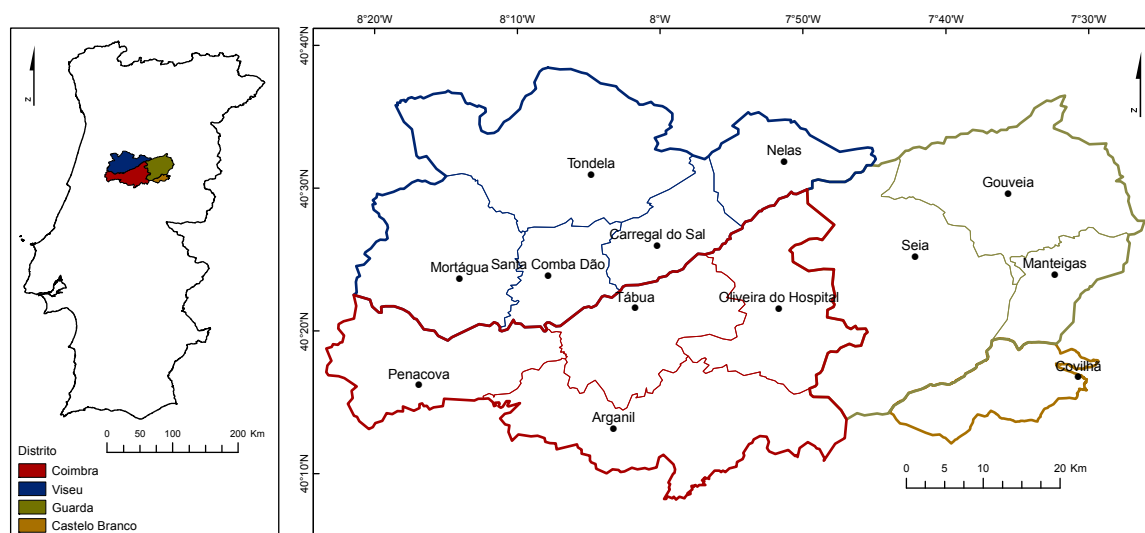


Figura 2.1. Localização geográfica da área em estudo com a informação dos distritos e concelhos abrangidos (IGP, 2013).

2.2 Enquadramento geomorfológico

A área em estudo situa-se maioritariamente numa superfície de aplanção, circunscrita a Noroeste pelo relevo da Serra do Caramulo e a Sudeste pelo alinhamento das serras da Lousã, Açor e Estrela, que formam parte da Cordilheira Central Ibérica. Estes relevos são delineados por alguns alinhamentos estruturais importantes, a Noroeste a falha Penacova-Régua-Verín (FPRV), a Nordeste a falha Manteigas-Vilariga-Bragança (FMVB), ambas com direcção NNE-SSW, correspondendo a desligamentos

esquerdos tardivariscos, e a Sul a falha Lousã-Seia (FLS), falha inversa com direcção aproximadamente NE-SW (Figura 2.2 a, b, c).

A estrutura da Cordilheira Central corresponde a um *horst*, formado durante a orogenia Alpina, de orientação geral ENE-WSW, que assume uma estrutura de ressalto desenvolvida no soco varisco entre um cavalgamento principal para NNW (FLS) e diversos retrocavalgamentos para SSE (Cabral, 1995) (Figura 2.6 a, b). A Serra da Estrela é parte integrante deste *horst*, encontrando-se basculada para NNE. A morfologia desta serra é ainda caracterizada por uma geomorfologia glacial, testemunho das glaciações quaternárias.

A Noroeste do alinhamento das serras da Lousã, Açor e Estrela desenvolve-se uma superfície poligénica aplanada, que corresponde a um bloco abatido, o qual estreita gradualmente e inclina para SW, sendo denominada por plataforma da Beira Alta (Ribeiro, 1968) e/ou por plataforma do Mondego (Brum Ferreira, 1978) (Figura 2.2 b). A hipsometria na região atinge a altitude máxima na Serra da Estrela (Torre: 1993 m), enquanto a plataforma do Mondego esboça-se entre as cotas de 600 m (na Nave) e 200 m (em Santa Comba Dão). Esta plataforma encontra-se deformada junto das escarpas das serras do Caramulo e Estrela, com a formação de pequenas depressões tectónicas, onde se conservam depósitos diversos (Brum Ferreira, 1978). A rede hidrográfica regional desenvolve-se no seio da superfície aplanada, sendo constituída pelos rios Mondego, Dão e Alva, e sua rede de afluentes. O padrão de drenagem evidencia o aproveitamento dos alinhamentos de orientação NE-SW (Ribeiro, 1968; Ribeiro *et al.*, 1991c) (Figura 2.2 c). As falhas de orientação NNE-SSW a NE-SW têm grande importância na evolução geomorfológica regional, mas também alinhamentos estruturais com direcção NW-SE a WNW-ESE e E-W a ENE-WSW (Neiva, 2003).

Na região os relevos marcados por erosão diferencial são, em geral, constituídos por granitos hercínicos e rochas do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG), formando os primeiros cumes mais elevados e abruptos, e os segundos formas mais suaves. Em áreas mais restritas os quartzitos ordovícicos, devido à sua resistência e dureza, desenvolvem relevos escarpados (JEN, 1968), formando cristas de orientação NW-SE, como é o caso da Serra do Buçaco.

Ao modelo digital de terreno (MDT) da área em estudo foi aplicado um algoritmo que permite cartografar automaticamente os alinhamentos geomorfológicos (Vaz, 2011). Esta técnica apesar de ter sido desenvolvida e validada na análise de dados topográficos de Marte, permite obter as direcções preferenciais em dados topográficos com elevado índice de erosão, como o caso da Terra. O método permite extrair automaticamente diversos parâmetros morfométricos das escarpas dos alinhamentos (altura, pendor, direcção, curvatura, extensão, entre outros).

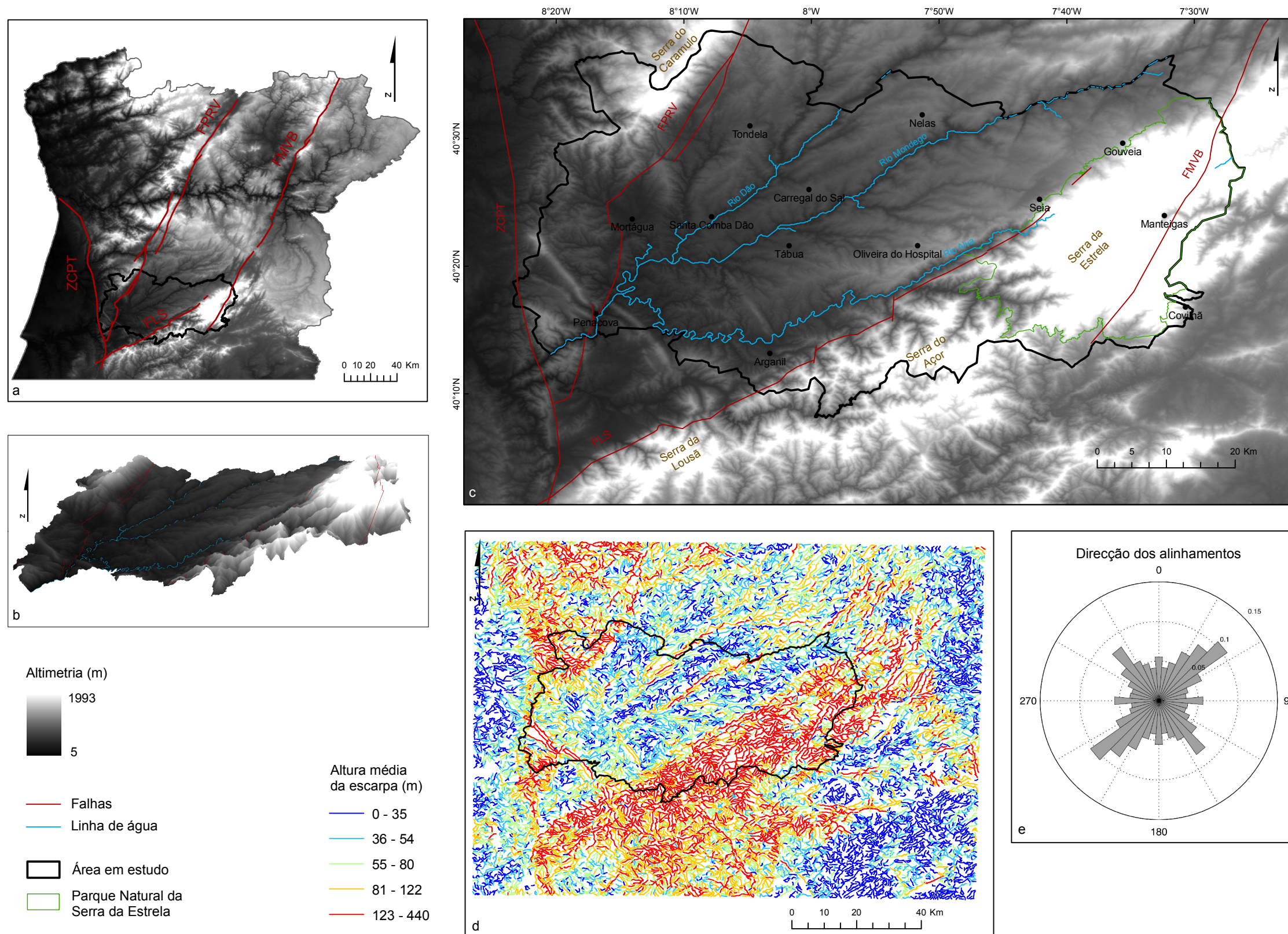


Figura 2.2. Informação geomorfológica da área em estudo. (a) Principais alinhamentos estruturais; (b) MDT tridimensional da área em estudo (Dados ASTER – *Global Digital Elevation Model V2*, altitude ortométrica); (c) Altimetria, principais rios, serras e alinhamentos estruturais (ZCPT: zona de cisalhamento Porto-Tomar, FLS: falha Lousã-Seia, FMVB: falha Manteigas-Vilarica-Bragança e FPRV: falha Penacova-Régua-Verín); (d) Altura média das escarpas dos alinhamentos geomorfológicos; (e) Direcção dos alinhamentos geomorfológicos.

As escarpas cartografadas correspondem a diversas estruturas geomorfológicas na região: vales encaixados e redes de drenagem dos principais rios, mas também cristas quartzíticas e outros relevos (Caramulo e alinhamento Lousã, Açor e Estrela) (Figura 2.2 d). A altura das escarpas é um dos parâmetros morfométricos medidos, que pode ser utilizado para avaliar, de uma forma relativa, as zonas onde ocorreu um maior encaixe da rede de drenagem. Na Figura 2.2 d é bem visível o soerguimento causado pela falha Lousã-Seia, que levou ao maior encaixe da rede de drenagem a Sul desta estrutura. As direcções dos alinhamentos geomorfológicos, ponderadas consoante o comprimento da linha, indicam as seguintes direcções preferenciais: NE-SW, NW-SE, N-S e E-W (Figura 2.2 e).

2.3 Enquadramento geológico

A área em estudo faz parte do Maciço Hespérico (ou Maciço Ibérico) e situa-se mais concretamente no sector da Zona Centro Ibérica (ZCI) (Figura 2.3).

O Maciço Hespérico representa o segmento mais ocidental da cadeia Varisca (ou Hercínica) europeia, sendo representado por formações ante-mesozóicas, deformadas e caracterizadas por metamorfismo de intensidade variável, e por abundante plutonismo granítico. Devido à sua evolução diferenciada o Maciço Hespérico é subdividido em várias unidades geotectónicas, de orientação geral NW-SE (Figura 2.3). O zonamento do Maciço Hespérico tem sofrido algumas alterações ao longo do tempo, sendo estabelecida uma divisão em zonas paleogeográficas e tectónicas. Desta forma as zonas Galaico-Castelhana e Luso oriental-Alcudiana definidas inicialmente por Lotze (1945) foram reunificadas em uma única zona por Julivert *et al.* (1972), designada por Zona Centro Ibérica (ZCI). Mais tarde outros autores consideraram uma sub-zona que abrangeria os materiais mais deformados e de mais alto grau metamórfico da zona Galaico-Castelhana de Lotze, tendo Farias *et al.* (1987) proposto a denominação de zona Galiza-Trás-os-Montes. No entanto, devido à proveniência diversificada e falta de homogeneidade paleogeográfica da zona Galiza-Trás-os-Montes, alguns autores (Ribeiro, 1990; Ábalos *et al.*, 2002; Ribeiro *et al.*, 2010) não a consideram uma verdadeira zona, optando por a englobar na ZCI, embora mantenham uma distinção entre as sequências autóctones e alóctones (Dias & Ribeiro, 2013).

Os limites da ZCI revelam alguma controvérsia, devido à complexidade das fronteiras entre as zonas paleogeográficas. O limite Norte com a zona Astúrico-ocidental Leonesa (ZAOL) foi inicialmente definido no antiforma Olho-de-Sapo (Julivert *et al.*, 1972), tendo mais tarde sido proposta como fronteira a falha de Viveros (Figura 2.4) e a

sua continuação para Sudeste pelos sinclinais de Courel e Peñalba (Martínez Catalán, 1985). Esta falha normal intra-orogénica resulta provavelmente do rejogo de uma zona de cisalhamento crustal, que durante todo o Paleozóico Inferior terá individualizado as zonas paleogeográficas anteriores. O limite Sul coincide com a zona de cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba (zcTBC), com orientação WNW-ESE a NW-SE e cinemática esquerda dominante (Dias & Ribeiro, 2013). A zcTBC é considerada uma sutura cadomiana reactivada como *rift* intracratónico que evolui para uma estrutura em flor em regime transpressivo esquerdo (Romão *et al.*, 2009). A Oeste a ZCI é delimitada pela zona de cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo (zcPTFA), com orientação NNW-SSE e cinemática direita predominante. A zcPTFA corresponde a uma transformante direita durante o ciclo Varisco e, presentemente separa o terreno Ibérico de uma placa a W designada em Ribeiro *et al.* (2007) por Finisterra (Ribeiro, 2013) (Figura 2.3).

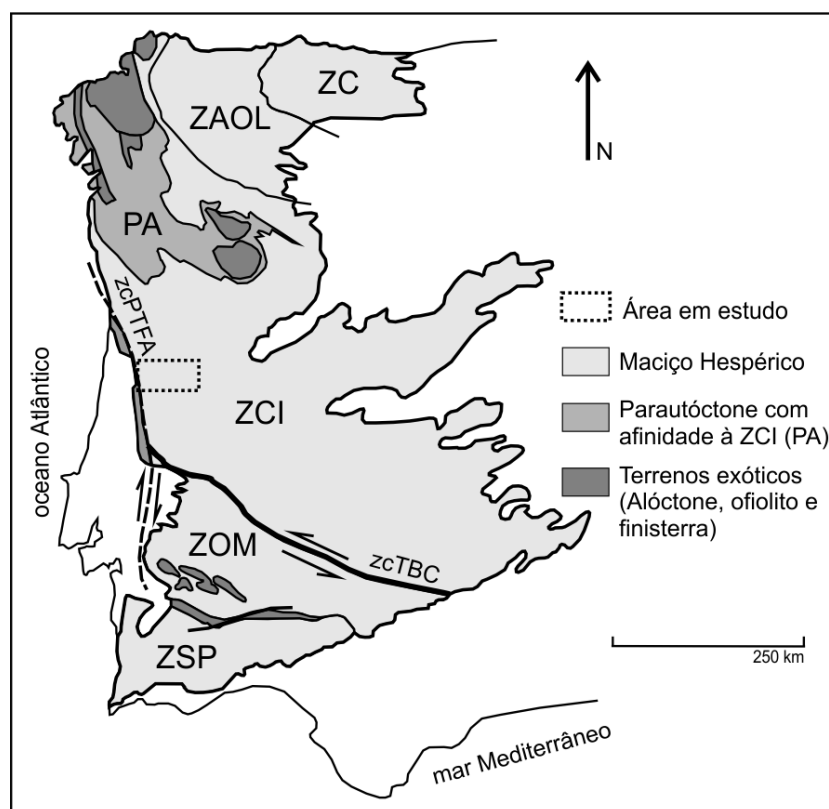


Figura 2.3. Zonamento do Maciço Hespérico (Adaptado de Ribeiro, 2013); (ZC - zona Cantábrica; ZAOL- zona Astúrico-ocidental Leonesa; ZCI – zona Centro-Ibérica; ZOM – zona Ossa-Morena; ZSP – zona Sul Portuguesa; zcPTFA – zona de cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo; zcTBC – zona de cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba).

A ZCI corresponde à zona axial da cadeia Varisca, a partir da qual divergem as polaridades geométricas e cronológicas à escala da península. O ramo centrípeto (NE)

corresponde à ZAOL e ZC, enquanto o ramo centrífugo (SW) corresponde à ZOM e ZSP (Ribeiro, 2013). As heterogeneidades presentes na ZCI permitem delimitar sectores com características próprias, tendo sido definidos diferentes zonamentos da ZCI dependendo do tipo de critério utilizado. Considerando o critério estratigráfico Martínez Catalán *et al.* (2004) estabeleceu domínios baseados na natureza das rochas subjacentes às sequências datadas do Ordovício inferior. A utilização de critérios estruturais permitiu definir domínios consoante a geometria dos dobramentos da fase D_1 , em Portugal (Dias & Ribeiro, 1995b; Dias, 1998) e em Espanha (Diez Balda *et al.*, 1990) (Dias & Ribeiro, 2013). A área em estudo localiza-se no domínio estratigráfico do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) e maioritariamente no domínio estrutural de dobras D_1 com planos axiais verticais a subverticais vergentes para NNE (Figura 2.4).

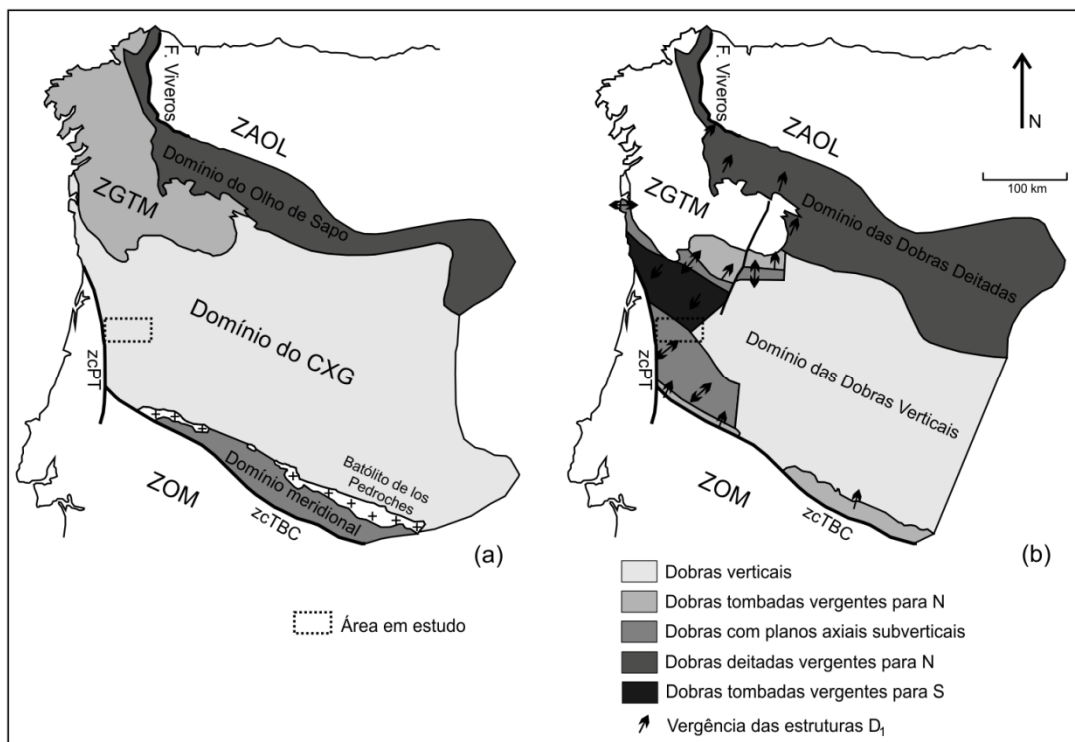


Figura 2.4. Domínios do autóctone da ZCI definidos segundo os critérios (a) estratigráfico e (b) estrutural (Adaptado de Dias & Ribeiro, 2013).

2.3.1 Ciclos orogénicos

A evolução orogénica da área em estudo resultou da sobreposição e interferência de vários ciclos (pré-varisco, varisco e alpino), que criaram condicionantes geológicas no desenvolvimento do terreno até ao presente.

2.3.1.1 Ciclo Pré-Varisco

O início do Paleozóico é marcado por uma descontinuidade entre o ciclo cadomiano e o varisco, denunciada indirectamente pela paleogeografia, caracterizada por extensas plataformas (carbonatadas durante grande parte do Câmbrio e siliciclásticas na passagem Câmbrio-Ordovício). Na ZCI existem sedimentos detríticos atribuídos ao Neoproterozóico superior (CXG), sugerindo que o sulco subsidente da ZCI se começou a esboçar na passagem Neoproterozóico-Câmbrio (≈ 540 Ma), em contraste com as duas plataformas mais estáveis a NE (ZAOL e ZC) e SW (ZOM) (Ribeiro, 2013). As reconstituições paleogeográficas sugerem que a Avalónia, Armórica e Ibéria estavam localizadas na margem Norte de *Gondwana*, numa zona de subducção resultante da orogenia Cadomiana (Fernández-Suárez *et al.*, 2000).

Na ZCI a deformação pré-varisca é responsável por discordâncias paralelas e angulares. Referem-se as discordâncias cartográficas entre o Grupo das Beiras (CXG) e o Grupo de Vale do Grou e entre o Grupo de Vale do Grou e a Formação do Quartzito Armórico (Romão *et al.*, 2013). Estas discordâncias do Câmbrio ao Ordovício inferior são interpretadas por alguns autores como associada à deformação Sarda. Esta deformação caracteriza-se por dobras sem clivagem de plano axial e carreamentos peliculares, com orientação geral ENE-WSW (Romão *et al.*, 2005). Em Trás-os-Montes Ribeiro (1974) também descreveu uma deformação pré-varisca com geometria de dobra em caixa relacionada com falhas extensionais E-W a NE-SW. A intensidade da fase Sarda é mais intensa nos dobramentos nos sectores meridionais e moderada nos sectores setentrionais da ZCI. A nível regional a deformação é mais intensa próximo da zona de fronteira ZCI-ZOM diminuindo para NE (Romão *et al.*, 2005).

Em formações precâmbrias da ZCI, em território espanhol, foi descrita deformação cadomiana com tendência NS e NNW-SSE (Ábalos *et al.*, 2002). Num sector ocidental da sutura ZCI-ZOM, em território nacional, Pereira (1987) descreve uma deformação anterior ao Ordovício inferior que afecta o CXG, caracterizada por um dobramento largo, sem xistosidade penetrativa e com planos axiais rondando o quadrante NE. A idade desta deformação será anterior à intrusão dos plutonitos discordantes (como Figueiró dos Vinhos), possivelmente relacionados com o magmatismo associado à orogenia Cadomiana (Pereira, 1987). A deformação cadomiana na ZCI foi seguida por eventos tectonometamórficos, caracterizados por estiramento crustal e associados processos magmáticos, com produção de magmas graníticos (Ábalos *et al.*, 2002).

A deformação pré-varisca encontra-se redobrada pela deformação varisca. Ribeiro (2013) refere que o soco cadomiano foi reactivado durante o ciclo varisco, em

regime pelicular (*thin skinned*) nas zonas externas do orógeno (ZC e ZSP) e em regime de pele grossa (*thick skinned*) nas zonas internas (ZAOL, ZCI e ZOM).

2.3.1.2 Ciclo Varisco

A estruturação do Maciço Ibérico resulta da evolução da margem Norte de *Gondwana*, desde o Pré-Câmbrico até ao Paleozóico superior, por processos de abertura e fecho oceânico. O fecho do oceano *Rheic* conduziu à orogenia Varisca, por colisão das microplacas Avalónia e Armórica com a *Gondwana* (Matte, 2001), um contributo para a formação do supercontinente Pangeia. O contexto convergente teve início no Devónico inferior até ao Carbónico superior. O ciclo varisco é constituído por várias etapas de duração variável, as quais se resumem seguidamente (Figura 2.5).

- Extensão relacionada com abertura de oceanos paleozóicos (*Rheic* e *Paleotethys*) bordejados por margens passivas (540-420 Ma) (Ribeiro, 2013).

Na ZCI durante o Câmbrico predomina uma forte subsidência. Na passagem Câmbrico-Ordovícico o *rift* intracratónico do sector NE da ZOM migra para SW, indicando a abertura do oceano *Rheic* (500-470 Ma). Este salto do *rift* induz uma inversão transiente na ZCI, que provoca instabilidade, conduzindo à deposição de conglomerados intraformacionais, formação de dobras sem clivagem de plano axial e carreamentos peliculares. Esta deformação corresponde à fase Sarda (Romão *et al.*, 2005), que marca o final da subsidência no sulco da ZCI. O Ordovícico e o Silúrico traduzem a subsidência térmica ligada à margem passiva do continente *Gondwana* no contacto com o oceano *Rheic*. No Ordovícico inferior dá-se a deposição da formação do Quartzito Armoricano no terreno ibérico, com excepção da ZOM onde predominam fácies pelíticas. A ZOM corresponde à margem mais profunda em relação ao promontório de *Gondwana*, que seria provavelmente a fonte de sedimentos. No final do Ordovícico e durante o Silúrico o regime extensional conduz à abertura do oceano *Paleotethys*, que irá separar a placa Armórica da placa Ibérica (Ribeiro *et al.*, 2007). O *Paleotethys* corresponderá a uma bacia pós-arco induzida por subducção do *Rheic*, aquando da passagem Ordovícico-Silúrico (450-430 Ma) (Figura 2.5). A paleogeografia obriga a que o oceano *Paleotethys* tenha sido estreito, com abertura seguida de fecho, impedindo a diferenciação paleogeográfica entre o Paleozóico Armoricano e Ibérico (Ribeiro, 2013).

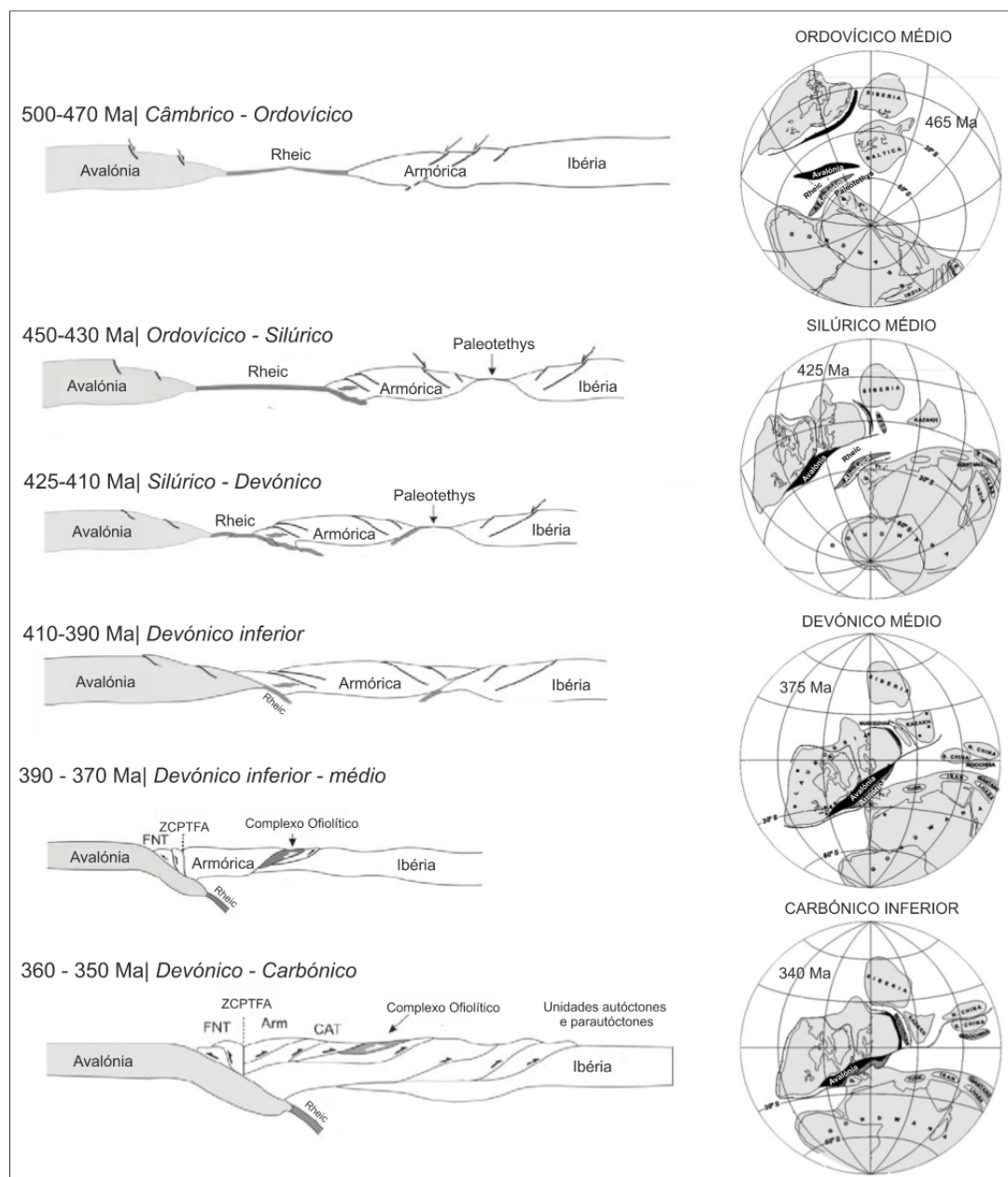


Figura 2.5. Reconstituição paleogeográfica desde o Ordovícico ao Carbónico das placas envolvidas na génese do varisco ibérico no sector NW (Ibéria-Armónica-Avalónia) (Adaptado de Matte (2001) & Ribeiro *et al.* (2007) in Dias (2011)).

- Início de subducção nos oceanos paleozóicos com abertura subordinada de bacias marginais pós-arco e obducção de lâminas ofiolíticas (420-390 Ma), com eventos termometamórficos de alta pressão (Ribeiro, 2013).

A partir do limite Silúrico-Devónico (425-415 Ma), no contexto do orógeno varisco, o movimento de placas é convergente (Figura 2.5). A duração de cada estágio é variável em função da largura atingida pelo *Rheic* e *Paleotethys* antes do início da convergência. Deste modo a colisão é precoce e a deformação intracontinental é muito longa se o *Rheic*

for estreito (390-370 a 315-300 Ma) ou a colisão é tardia e a deformação intracontinental é muito breve se o *Rheic* for largo (315-300 a 300-270 Ma). Em Ribeiro (2013) é favorecido o primeiro cenário. A deformação intraplaca produzida pelo fecho dos oceanos é denunciada no terreno ibérico pela passagem de um contexto sedimentar de margem passiva a um contexto de margem activa. É este o significado da deposição de sequências sedimentares do tipo *flysch*, no Devónico, que traduzem a instabilidade nas zonas de alimentação (Ribeiro, 2013).

- Colisão continental e orogénese (390-300 Ma) acompanhadas por anomalias térmicas geradoras de abundantes granitóides e metamorfismo de alta temperatura (Ribeiro, 2013).

O orógeno do Arco Ibero-Armoricano é provocado por subducção centrípeta do *Rheic* até ao seu fecho completo e carreamento por colisão continental do conjunto Ibéria-Armórica sobre Avalónia. Simultaneamente o fecho do *Paleotethys* induz o carreamento da Armórica sobre a Ibéria, a seguir à obducção da litosfera oceânica do *Paleotethys* sobre a mesma Ibéria, dando origem aos terrenos exóticos do NW peninsular (Figura 2.5). O fecho dos oceanos variscos levou inevitavelmente à colisão dos continentes, com posterior propagação da deformação para o interior das placas. A migração da orogenia a partir da zona axial da cadeia produz um efeito estrutural geométrico que se traduz em vergências (de dobras e carreamentos) predominantes no sentido do antepaís. Mas também na migração no mesmo sentido das bacias de sedimentos sinorogénicos, sobretudo os depósitos do tipo *flysch*, mais antigos na zona axial da cadeia (Devónico inferior a superior na ZCI) (Ribeiro, 2013).

Durante o Carbónico a orogenia progride em regime intracontinental (Figura 2.5). Posteriormente, e em simultâneo com a deformação intracontinental, actua no orógeno varisco um aquecimento que desencadeia a abundante produção de magmas de composição granitóide, acompanhado de metamorfismo de baixa pressão, principalmente na ZCI (Ribeiro, 2013), conduzindo à instalação dos granitóides sin- a pós-D₃. Os plutonitos e as suas faixas plutonometamórficas subparalelas ocorrem alinhadas com as principais estruturas, salientando-se a sua associação com as estruturas D₃ (Ribeiro *et al.*, 1990b), em zonas de cisalhamento dúctil a semi-frágil e desligamentos tardivariscos (Mateus & Noronha, 2010).

- Deformação intracontinental transcorrente seguida de colapso orogénico localizado (300-270 Ma) (Ribeiro, 2013).

Nos estádios finais da evolução do orógeno varisco o regime tectónico de deformação intraplaca altera-se e passa de cavalgamento a desligamento. As fases

tardivariscas traduzem-se em desligamentos direitos E-W, como o cisalhamento na Cordilheira Central. No interior do domínio ibérico desenvolvem-se desligamentos NNE-SSW esquerdos em regime de transição dúctil/frágil (como o sistema da Vilariga) (Ribeiro, 2013).

O carácter polifásico reconhecido na orogenia Varisca permite definir três fases de deformação dúctil (D_1 , D_2 e D_3) (Devónico inferior ao Carbónico superior (Vestefaliano)) e as fases tardivariscas de carácter frágil (Carbónico superior (Estefaniano) ao Pérmico). Vários autores apresentaram a cronologia das fases de deformação varisca, de acordo com as diferentes zonas paleogeográficas e tectónicas (Noronha *et al.*, 1979; Ribeiro *et al.*, 1979; Dias & Ribeiro, 1995a). Saliento também o zonamento do autóctone da ZCI em domínios consoante a geometria dos dobramentos da fase D_1 (Dias & Ribeiro, 1995b; Dias, 1998).

Em síntese as fases de deformação dúctil na ZCI, em resultado do encurtamento geral NE-SW, caracterizam-se:

- D_1 por dobras com orientação dominante NW-SE, com algumas variações NNW-SSE e NW-SE a E-W (Ribeiro *et al.*, 1990b), com vergência variável de acordo com o zonamento do autóctone (Figura 2.4 b). As variações da orientação podem ser atribuídas a interferências devido à proximidade de acidentes tectónicos;

- D_2 pela formação de dobras deitadas e/ou carreamentos sub-horizontais que laminam as estruturas D_1 ;

- D_3 pela formação de dobras amplas com planos axiais subverticais.

As fases tardias da orogenia Varisca caracterizam-se pela fracturação atribuída a um campo de tensões de compressão máxima entre N-S a NW-SE (Arthaud & Matte, 1975) e E-W no Pérmico. Estas direcções condicionaram as falhas esquerdas NNE-SSW e as suas conjugadas direitas NNW-SSE (Ribeiro *et al.*, 1979).

Em Portugal foram definidos dois episódios principais de fracturação: a fracturação varisca contemporânea de D_3 , com os sistemas conjugados $N80^\circ$ (esquerdo) e $N25^\circ$ (direito) e a fracturação tardivarisca (Pérmico) com predomínio de desligamento, $N135^\circ$ (direito) e $N25^\circ$ (esquerdo) (Ribeiro *et al.*, 1979; Pereira *et al.*, 1993). O sistema tardivarisco NNE-SSW ($N25^\circ$) foi reactivado durante a compressão alpina NNW-SSE com componente de desligamento esquerdo (Cabral, 1995). As estruturas tardivariscas, nomeadamente os desligamentos esquerdos NNE-SSW a NE-SW, mais recentemente são interpretadas de acordo com um modelo alternativo, onde as falhas NNE-SSW esquerdas são o resultado de estruturas em dominó controladas por anisotropias E-W com cinemática direita (Ribeiro *et al.*, 2007).

2.3.1.3 Ciclo Alpino

A evolução geodinâmica da Ibéria, em consequência da fragmentação da Pangeia no Mesozóico, é dominada por processos distensivos relacionados com os episódios de *rifting* e abertura dos oceanos mesozóicos, Tétis e Atlântico (Triásico superior - Cretácico inferior). A rotação da Ibéria em relação à Europa, e consequente abertura do golfo da Biscaia, terá decorrido no Aptiano (Gong *et al.*, 2008). A convergência entre as placas africana e europeia tem início desde o Cretácico superior (Rosenbaum *et al.*, 2002), sendo seguida pela inversão tectónica cenozóica associada à orogenia Alpina (Jabaloy *et al.*, 2002). A compressão é máxima durante o Eocénico-Oligocénico, com a subducção da Baía da Biscaia e a formação dos Pirenéus (Sibuet *et al.*, 2004). A convergência oligocénica entre as placas da Eurásia e África orientava-se segundo NNE-SSW, no entanto durante o Miocénico a convergência roda para NNW-SSE, ocorrendo a inversão nas diferentes estruturas ibéricas (Ribeiro *et al.*, 1990a). Os resultados obtidos em Ribeiro *et al.* (1996) sugerem uma rotação progressiva da direcção de tensão horizontal máxima (S_{Hmax}) de NNW-SSE (a partir do Pliocénico) para NW-SE (no Pleistocénico superior ou Holocénico) e mesmo para WNW-ESE no presente.

A topografia da Ibéria constitui o reflexo da tectónica meso-cenozóica (Casas Sainz & De Vicente, 2009). Sobretudo desde o Cenozóico a Ibéria tem sofrido intensa deformação compressiva intraplaca (Cloetingh *et al.*, 2002), com a formação dos principais relevos da cadeia ibérica e sistema central, por reactivação das estruturas pré-existentes (Casas Sainz & Faccenna, 2001), essencialmente as estruturas variscas e tardivariscas (Ribeiro *et al.*, 1979). O soco varisco foi reactivado durante a deformação alpina em dobramentos e falhas com amplitude e comprimento de onda variáveis, que induzem movimentos verticais na crosta e deslocamentos horizontais em falhas activas, com consequente formação de bacias sedimentares (De Vicente *et al.*, 2011). As orientações das falhas activas dispõem-se principalmente segundo direcções herdadas da orogenia Varisca, zonas de cisalhamento dúctil e falhas tardivariscas. Nomeadamente: N-S e WNW-ESE a E-W, que correspondem a direcções de cisalhamentos dúcteis desenvolvidas na fase tardia de deformação dúctil da orogenia Varisca; NNE-SSW a ENE-WSW e NW-SE a NNW-SSE, que correspondem a falhas de desligamento geradas no primeiro episódio de fracturação tardivarisca (Cabral, 1995) (Figura 2.6 b).

Na região da Serra da Estrela estão bem marcados os sistemas de fracturação NNE-SSW e NE-SW (JEN, 1968). Referem-se algumas estruturas relevantes na área em estudo. As estruturas NNE-SSW (como as falhas FMVB e FPRV) que correspondem a falhas tardivariscas e foram reactivadas no Cenozóico com movimento predominante de desligamento esquerdo. As estruturas NE-SW a ENE-WSW foram reactivadas como

falhas inversas e cavalgamentos do soco sobre a cobertura cenozóica, com vergência NW e SE, e limitam a estrutura da Cordilheira Central, sistema ao qual pertence a Serra da Estrela. Salienta-se a falha Lousã-Seia, que corresponde ao limite Norte da Cordilheira Central, reactivada com uma componente cavalgante acabando por controlar a localização das bacias de sedimentação continental (como a bacia da Lousã-Arganil) (Cabral, 1995; Sequeira *et al.*, 1997). O *horst* da Cordilheira Central, limitado por falhas subparalelas, constitui uma estrutura de ressalto (ou *pop-up*) que segmenta a meseta Norte da meseta Sul (Ribeiro, 1988; Ribeiro *et al.*, 1990a) (Figura 2.6 a, b).

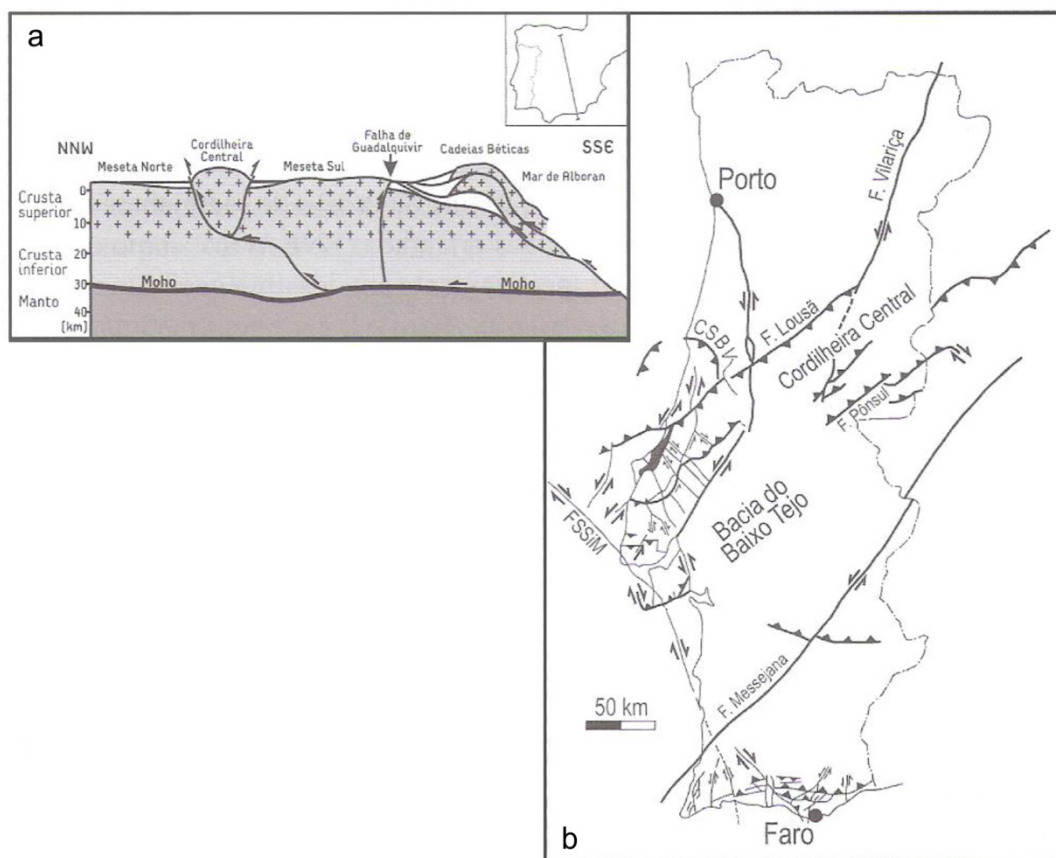


Figura 2.6. Estruturas alpinas. (a) Estrutura em ressalto na Cordilheira Central; (b) Falhas activas em Portugal (Adaptado de Ribeiro, 1988; Ribeiro *et al.*, 1990a).

2.3.2 Unidades geológicas

As unidades geológicas predominantes na área em estudo são as rochas granitóides que intruíram as sequências metassedimentares ante-ordovícicas (CXG), variavelmente afectadas pela deformação polifásica varisca (Figura 2.7).

Na região realça-se as estruturas do sinclinal Buçaco-Penacova e do monoclinial de Arganil, de orientação geral NW-SE. Estas estruturas formaram-se durante a primeira fase de deformação varisca (D_1), sendo constituídas pela Formação do Quartzito Armoricano (datada do Câmbrio superior ao Tremadociano inferior (Romão *et al.*, 2010)) e pelas formações do Ordovícico médio ao Devónico inferior (Romão *et al.*, 2013). Na região afloram diversos depósitos sedimentares meso-cenozóicos, que estão bem representados nas bacias de Mortágua, Arganil e Lousã (Figura 2.7).

2.3.2.1 Complexo Xisto-Grauváquico

A sequência metassedimentar ante-ordovícica aflora em grande extensão na área em estudo (Figura 2.7). Estes terrenos foram designados por Complexo Xisto-Grauváquico ante-ordovícico (Carrington da Costa, 1950), termo genérico ainda utilizado, e posteriormente por Super-Grupo Dúrico-Beirão (Bernardo Sousa & Sequeira, 1993). O Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) é fundamentalmente constituído por xistos e grauvaques, formando séries alternantes do tipo “*flysch*”, e ocorrendo em zonas marginais algumas intercalações de conglomerados, arenitos e quartzitos. As camadas do CXG encontram-se deformadas, geralmente comprimidas e pregueadas, e sofreram intensa erosão. A base das formações ordovícicas assenta em discordância sobre o CXG. Os terrenos do complexo estão invariavelmente afectados por um metamorfismo regional de baixo grau (fácies dos xistos verdes) e na proximidade de intrusões de rochas granitoides sobrepõe-se o efeito do metamorfismo de contacto. Ao longo dos contactos com os corpos graníticos é frequente o desenvolvimento de auréolas de metamorfismo de extensão variável (entre 1-2 km), constituídas por corneanas (pelíticas, quartzofeldspáticas, pneumatolíticas e básicas) faixas de xistos e metagrauvaques estaurolíticos, andaluzíticos e granatíferos, de aspecto mosqueado (Teixeira, 1955; Teixeira, 1966; JEN, 1968) (Figura 2.8). Pereira (1991) caracterizou e avaliou quantitativamente as condições termobáricas decorrentes da actuação dos processos metamórficos na região, com incidência particular nas transferências de calor na interface granítico-metassedimentar.

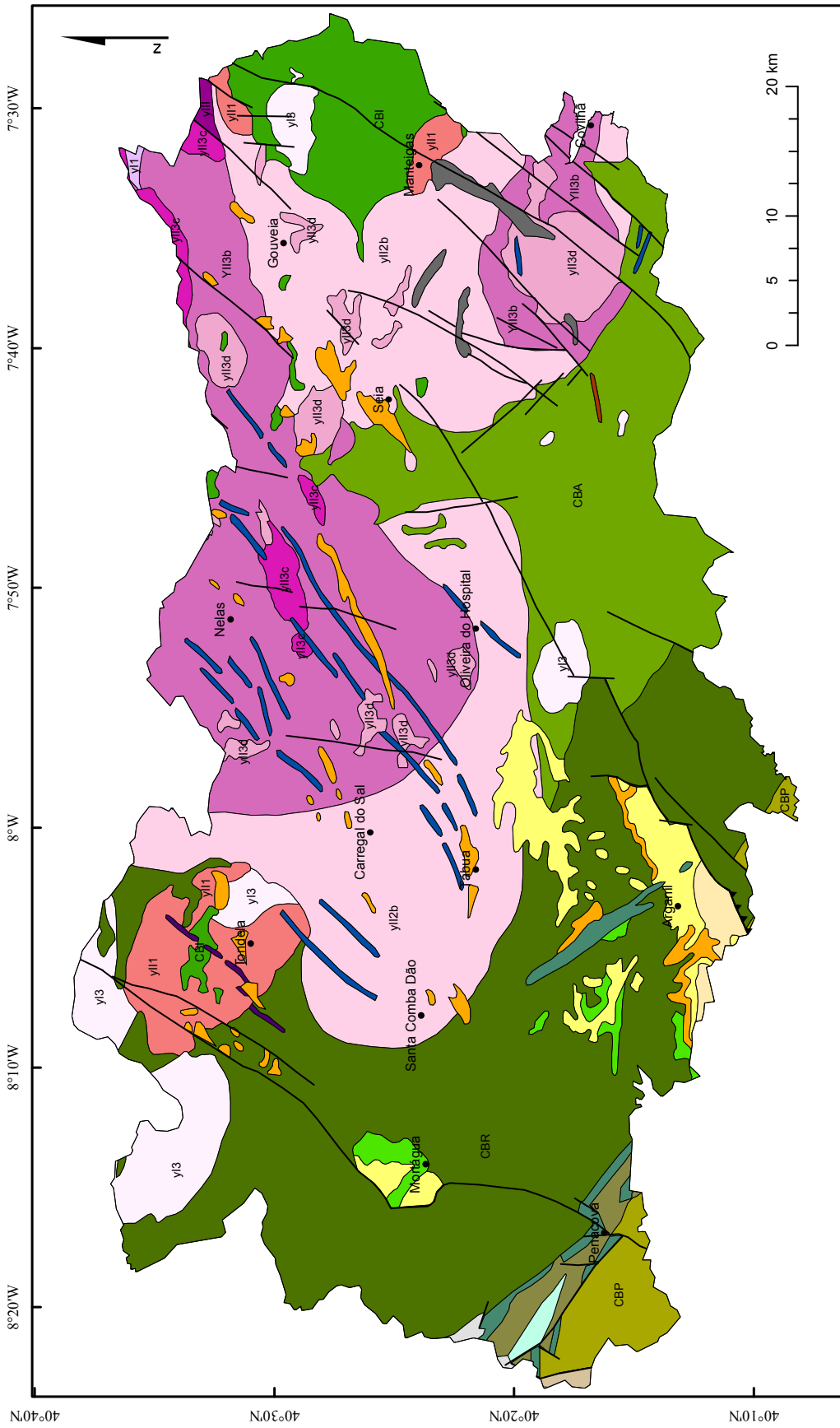






























Figura 2.7. Enquadramento geológico da área em estudo (Adaptado da Carta Geológica de Portugal 1:500 000, 1992).

A legenda da figura encontra-se na página seguinte.

Legenda da Figura 2.7

	Depósitos areno-pelitos e depósitos glaciaários (Plistocénico)	
	Cascalheiras do planalto da Beira Baixa (Pliocénico)	
	Conglomerados de Folques e lútilos de Vidoal (Miocénico)	
	Arcoses de Coja, Nave de Haver e Longroiva (Eocénico-Oligocénico)	
	Grés do Buçaco (Cretácico)	
	Formação do Buçaco (Carbonífero superior)	
	Xistos negros, lútilos, ampelitos e quartzitos (Silúrico)	
	Grupo do Rio Ceira, Grupo de Vila Nova e Grupo Sanguinheira (Ordovício superior)	
	Formação do Quartzito Américo (Ordovício inferior)	
	CXG - Grupo das Beiras - Formação de Almaceda (turbiditos) (Cámbrico) - CBA	
	CXG - Grupo das Beiras - Formação de Rosmaninhal (turbiditos finos e conglomerados) (Cámbrico) - CBR	
	CXG - Grupo das Beiras - Formação de Perais (turbiditos) (Cámbrico) - CBP	
	CXG - Grupo das Beiras - Indiferenciados (Cámbrico) CBI	
	Xistos, grauvaques, chertés negros, vulcanitos ácidos e xistos porfiroblásticos (Proterozóico superior)	
	Rochas filonianas - Pórfiros graníticos e apilito-pegmatíticos (Tardi-hercínicas)	
	Rochas filonianas - Microdioritos, microandesitos, lamprófiros e doleritos (Tardi-hercínicas)	
	Rochas filonianas - Quartzito e quartzito-carbonatado (Tardi-hercínicas)	
	Rochas magmáticas intrusivas orogénicas TARDI PÓS (Granitóides relacionados com fracturas frágeis); Granitos biotíticos em geral, porfiróides (y11)	
	Rochas magmáticas intrusivas orogénicas TARDI A PÓS-TECTÓNICAS R/A F3, série tardia (Granitóides relacionados com cisalhamentos dúcteis); Granitos moscovítico-biotíticos (y13d)	
	Rochas magmáticas intrusivas orogénicas TARDI A PÓS-TECTÓNICAS R/A F3, série tardia (Granitóides relacionados com cisalhamentos dúcteis); Granitos monzoníticos com esparsos megacrístais (y13c)	
	Rochas magmáticas intrusivas orogénicas TARDI A PÓS-TECTÓNICAS R/A F3, série intermédia (Granitóides relacionados com cisalhamentos dúcteis); Granitos monzoníticos porfiróides (y13b)	
	Rochas magmáticas intrusivas orogénicas SIN-TECTÓNICAS R/A F3, série precoce (Granitóides relacionados com cisalhamentos dúcteis); Granodioritos porfiróides (y11)	
	Rochas magmáticas intrusivas orogénicas SIN-TECTÓNICAS R/A F3, série precoce (Granitóides relacionados com cisalhamentos dúcteis); Granodioritos biotíticos (precozes) (y13)	
	Rochas magmáticas intrusivas orogénicas SIN-TECTÓNICAS ANTE A SIN F1 (Granitóides de duas micas com resitos); Granitos gnáissicos (y11)	
	Rochas magmáticas intrusivas orogénicas sintectónicas SIN-F3 (Granitóides de duas micas com resitos); Granito de duas micas indeferenciado (y13)	
	Rochas magmáticas intrusivas orogénicas sintectónicas ANTE A SIN F1 (Granitóides de duas micas com resitos); Granitos gnáissicos (y11)	
	Cavalgamento	
	Falha	

Na área em estudo salientam-se algumas manchas do CXG, umas afloram no interior dos granitóides, como a mancha de Manteigas, e outras afloram em continuidade estabelecendo o contacto periférico com os granitóides, como a Oeste a mancha que estabelece o contacto com o granito de Tábua, desde Dardavaz até à região do granito de Avô. Outra grande mancha aflora entre o granito de Tábua (Figueiredo, Sameice, Torrozelo) e o granito de Seia (Tourais, Santiago, Vila Cova à Coelheira, Sazes da Beira) (Teixeira *et al.*, 1961; Teixeira *et al.*, 1967; Teixeira *et al.*, 1974) (Figura 2.7 e Figura 2.8).

Em diversos pontos encontram-se zonas com alternância de rochas xistentas e graníticas e/ou encraves xistentos na rocha granítica, sendo por vezes difícil a individualização dos corpos. Estas zonas são descritas como o complexo xisto-granito-migmatítico ou complexo xisto-migmatítico. Referem-se alguns casos de corpos xistentos cartografados próximo do bordo dos granitóides: em Santa Eulália e Várzea de Meruge (Teixeira *et al.*, 1961), a Oeste de Loriga (Teixeira *et al.*, 1974), em Tourais, a Sul de Seia, na Senhora do Desterro (Teixeira *et al.*, 1967) e a Este e na vizinhança de Oliveira do Hospital (Martins & Faria, 1959) (Figura 2.8).

As auréolas de metamorfismo de contacto observam-se em numerosos locais, até mesmo em zonas relativamente distantes do contacto, denunciando a proximidade do granito em profundidade. Salientam-se alguns locais onde são observadas estas auréolas: as corneanas junto ao rio Criz e a Este de Meruge e os xistos mosqueados nas margens do rio Criz (Teixeira *et al.*, 1961), as corneanas na área de Tourais e Lapa (Teixeira *et al.*, 1967), os xistos micáceos, mosqueados e corneanas na área contígua ao contacto com o granito de Seia (desde Vila Cova à Coelheira a Unhais da Serra), entre outros (Figura 2.8).

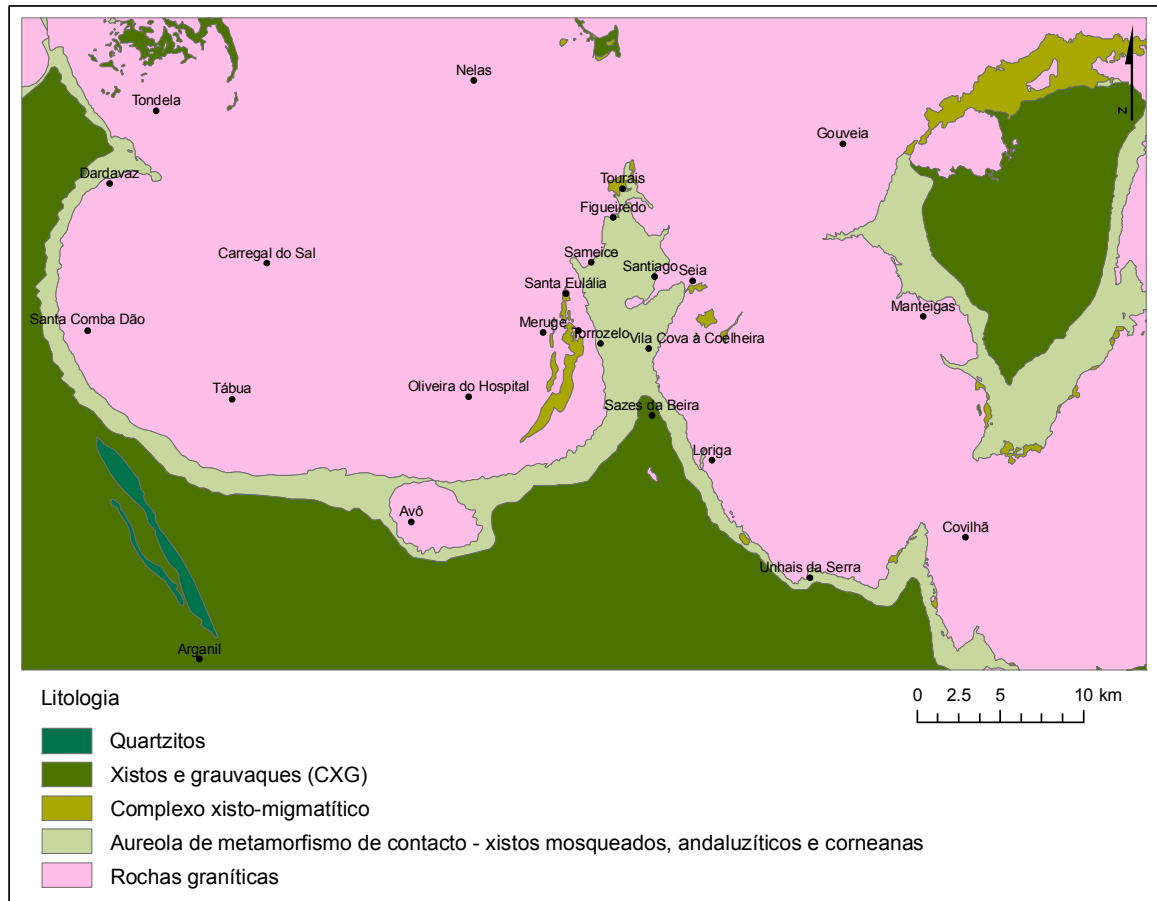


Figura 2.8. Auréolas de metamorfismo de contacto associadas às intrusões graníticas na área em estudo (Adaptado das cartas geológicas 1:50 000: folhas Nº 17C - Santa Comba Dão (Teixeira *et al.*, 1961), Nº 17D - Gouveia (Teixeira *et al.*, 1967) e Nº 20B - Covilhã (Teixeira *et al.*, 1974); e da carta geotectónica das Beiras 1: 250 000 (JEN, 1968)).

Em Portugal o CXG tem sido subdividido em dois grandes grupos, o Grupo do Douro e o Grupo das Beiras. Esta subdivisão foi estabelecida segundo uma linha geográfica hipotética, que separa os dois domínios paleogeográficos, a qual passaria em Tondela, Viseu, Noroeste de Oliveira do Hospital, Manteigas e a Sul de Sabugal, com continuidade para Espanha. No domínio Norte teríamos uma bacia de deposição onde predomina o acarreo carbonatado, enquanto no domínio Sul podemos imaginar uma bacia mais profunda com fácies monótonas, onde a contribuição carbonatada seria escassa ou inexistente (Bernardo Sousa, 1983; 1985). No entanto, na Carta Geológica de Portugal (CGP) 1:500 000 (Carvalho *et al.*, 1992) estabelecem a fronteira entre os dois grupos ao longo do bordo NE do sinclinal de Satão, que constitui o flanco SW do anticlinal de Valongo-Satão (Medina, 1996).

Na área em estudo afloram as formações metassedimentares pertencentes ao Grupo das Beiras, que se caracterizam no subcapítulo seguinte.

2.3.2.1.1 Grupo das Beiras

As formações do Grupo das Beiras são interpretadas por vários autores como depósitos turbidíticos (Sequeira & Bernardo Sousa, 1991; Romão & Ribeiro, 1992; Sequeira, 1993; Silva *et al.*, 1995).

No Grupo das Beiras têm sido identificadas diversas sequências litostratigráficas, que foram observadas em sucessões aflorantes em diferentes regiões (Beira Baixa, Zebreira-Penamacor, Coimbra-Lousã e Caramulo-Buçaco). A correlação entre as diversas sequências litostratigráficas é apresentada na Figura 2.9.

Grupo das Beiras				
Local	Beira Baixa	Zebreira-Penamacor	Coimbra-Lousã	Caramulo-Buçaco
Referências	CGP 1:500 000 (1992) Silva <i>et al.</i> (1988; 1995) Romão & Ribeiro (1992)	Sequeira (1991; 1993) Bernardo Sousa & Sequeira (1993)	Sequeira & Bernardo Sousa (1991)	Medina (1996)
Cámbrico	Fm Almaceda			
	Fm Rosmaninhal	Fm Cabeço de Popas	Fm Bosque - Serpins	Unidade IV
Proterozóico superior	Fm Perais	Fm Carril das Travessas	Fm Rio Ceira - Carneiro	Unidade II
		Fm Ribeira de Arades		Unidade I
	Fm Malpica do Tejo	Fm Malpica do Tejo		

Figura 2.9. Correlação entre as diversas sequências litostratigráficas identificadas no Grupo das Beiras (Adaptado de Bernardo Sousa & Sequeira, 1993; Medina, 1996).

De acordo com a CGP 1:500 000 (Carvalho *et al.*, 1992), na região da Beira Baixa, o Grupo das Beiras é representado por quatro formações, do topo para a base: Almaceda (CBA), Rosmaninhal (CBR), Perais (CBP) e Malpica do Tejo (CBM) (Silva *et al.*, 1988; Romão & Ribeiro, 1992; Silva *et al.*, 1995) (Figura 2.7 e Figura 2.9). Todas as formações são consideradas de idade câmbrica. A Figura 2.10 apresenta a descrição litológica destas formações. Segundo Silva *et al.* (1995) o ambiente deposicional no Grupo das Beiras corresponde a cones submarinos profundos associados a cortejos de baixo nível.

Formação		Descrição
Almaceda (CBA)	Turbiditos	Predominância de grauvaques relativamente a pelitos. Formação litologicamente semelhante ao membro superior da Formação de Malpica do Tejo (Romão & Ribeiro, 1992).
Rosmaninhal (CBR)	Turbiditos finos e conglomerados	Possante sequência turbidítica com intercalações de níveis de microconglomerados, conglomerados e bancadas métricas de grauvaque (Romão & Ribeiro, 1992).
Perais (CBP)	Turbiditos	Proporção semelhante de filitos e metagrauvaques (Silva <i>et al.</i> , 1995).
Malpica do Tejo (CBM)	Turbiditos e conglomerados	Forte predominância de grauvaques relativamente a pelitos. Encontra-se dividida em dois membros: membro inferior e membro superior (Romão & Ribeiro, 1992).

Figura 2.10. Descrição litológica das formações, do topo para a base, que constituem o Grupo das Beiras (Adaptado de Medina, 1996).

Na região de Coimbra-Lousã são individualizadas duas unidades litostratigráficas, da base para o topo, Formação de Rio Ceira-Caneiro e Formação de Bosque-Serpins, as quais estarão correlacionadas com as formações de Rosmaninhal e de Perais (Silva *et al.*, 1988) (Figura 2.9). A origem destas formações é atribuída a ambiente deposicional em zona próxima de talude ou de plataforma (Sequeira & Bernardo Sousa, 1991).

Na região do Caramulo-Buçaco a sequência do CXG é interpretada como tendo sido depositada em ambiente sedimentar de plataforma externa siliciclástica aberta, com desenvolvimento esporádico de barras, por vezes sujeita à acção de ondulação e tempestades, numa bacia sedimentar bastante subsidente (Medina, 1996; Medina *et al.*, 1998).

Na região de Zebreira-Penamacor foi individualizada a Formação de Cabeço de Popas como unidade superior do Grupo das Beiras. Nesta formação foi estudada uma associação de microplâncton, que indica idade proterozóica superior (Vendiano médio a superior) (Sequeira, 1991). Esta formação correlaciona-se com a Formação de Rosmaninhal (Figura 2.9). Na região de Monfortinho é colocada a possibilidade de a Formação de Cabeço de Popas assentar em discordância sobre as unidades subjacentes, sendo atribuída à discordância intra-grupo das Beiras uma idade precâmbrica superior (Bernardo Sousa & Sequeira, 1993; Sequeira, 1993).

O conteúdo paleontológico estudado na sucessão xisto-metagrauváquica, em Espanha, indica a presença de *Cloudina* na base do Grupo de Ibor (Montes de Toledo) e trilobites e icnofósseis no topo do Grupo Río Huso (Salamanca e Rio Huso), que sugerem uma idade entre o Ediacariano terminal e o Câmbrico inferior (Jensen *et al.*, 2007). De acordo com Sequeira (2011) a Formação de Cabeço de Popas poderá estar correlacionada com a sequência do Grupo Ibor, à qual é atribuída uma idade do Vendiano superior (= Ediacariano superior), o que está em sintonia com a idade já sugerida por Sequeira (1991; 1993).

No bordo Oeste da ZCI, próximo da fronteira ZCI/ZOM, afloram vários corpos graníticos ante-hercínicos (granitos de Figueiró dos Vinhos, Pedrogão Grande, Vila Nova e Coentral, entre outros). A datação por métodos radiométricos destes granitos mais precoces intruídos no CXG tem contribuído também para balizar a idade do Grupo das Beiras (Tabela 2.1).

Tabela 2.1. Idades radiométricas dos granitos obtidas pelos métodos de K-Ar sobre moscovites (M) e biotites (B), Rb-Sr sobre rocha total e U-Pb sobre zircão.

Granito	Método de datação	Idade (Ma)	Referências
Coentral	Rb-Sr	506 ± 14	(Abranches & Canilho, 1981/82)
	U-Pb	584.3 ± 2	(Gomes & Antunes, 2011)
Vila Nova	Rb-Sr	506 ± 14	(Abranches & Canilho, 1981/82)
	U-Pb	541.2 ± 0.8	(Reis <i>et al.</i> , 2010)
Figueiró dos Vinhos	K-Ar	514 ± 9 (B)	(Pereira & Macedo, 1983)
		499 ± 9 (M)	
	K-Ar	524 ± 10 (B)	(Pereira, 1987)
		570 ± 10 (B)	
	526 ± 12 (M)		
	568 ± 10 (M)		
Pedrogão Grande	K-Ar	523 ± 10 (M)	(Pereira & Macedo, 1983)
		530 ± 9 (B)	
	K-Ar	549 ± 10 (M)	(Pereira, 1987)
	580 ± 11 (M)		

Inicialmente estas intrusões graníticas foram consideradas caledónicas (Abranches & Canilho, 1981/82; Pereira & Macedo, 1983) e mais tarde cadomianas (Precâmbrico terminal/Câmbrico Inferior) (Pereira, 1987), possivelmente relacionadas com a fase final da orogenia Cadomiana. As rochas encaixantes (CXG) apresentam

fortes indícios de deformação, associados à deformação hercínica e mesmo a eventos anteriores, provavelmente de idade precâmbrica (Pereira, 1987; Gomes *et al.*, 1991). Datações mais recentes do granito do Coentral e do granito de Vila Nova, utilizando métodos mais fidedignos, definem um intervalo de implantação de 586-582 Ma (Gomes & Antunes, 2011) e 542-540 Ma (Reis *et al.*, 2010), respectivamente. Tal implica a implantação dos corpos graníticos no final do Neoproterozóico (Ediacariano), estando possivelmente relacionada com o magmatismo associado à orogenia Cadomiana (Gomes & Antunes, 2011). A presença destas rochas granitóides neoproterozóicas instruídas no CXG sugere uma idade antecedente à implantação dos corpos para as formações do Grupo das Beiras, pelo menos para parte da sucessão, dependendo da sua localização geográfica na bacia. A datação U-Pb de zircões detríticos de rochas metassedimentares do Grupo das Beiras mostra uma idade máxima de deposição de 577 Ma (Neiva *et al.*, 2013). Estes resultados são coerentes com as idades mencionadas anteriormente para os sedimentos do CXG, reforçando uma idade do Ediacardiano superior.

Recapitulando, o CXG é interpretado como uma sequência turbidítica sinorogénica depositada numa bacia ante-país, desenvolvida no final da orogenia Cadomiana. Na ZCI os sedimentos do CXG terão preenchido uma larga depressão, possivelmente associada à distensão crustal que terá ocorrido entre o Proterozóico superior e o Câmbrico, sendo esta o reflexo das primeiras etapas extensivas relacionadas com o orógeno cadomiano (Ribeiro, 1990; Ribeiro *et al.*, 1991a).

Os metassedimentos do Grupo das Beiras estão deformados quer pelo evento sardo, responsável pela inversão tectónica de curta duração que interrompe a evolução extensional varisca, quer pelas fases orogénicas variscas associadas com colisão, obducção, indentação e finalmente exumação (Romão *et al.*, 2013). Estudos geoquímicos realizados na Formação de Rosmaninhal revelam aportes de material detrítico derivado de áreas orogénicas recicladas. A fonte principal de sedimentos seria uma área-mãe estável e matura num contexto geotectónico de margem passiva. Tal é consistente com o soerguimento e desmantelamento de uma espessa margem orogénica que teria sido originada durante a colisão cadomiana reconhecida na zcTBC (Ribeiro *et al.*, 2013; Romão *et al.*, 2013).

Na região de Mação-Envendos foi estabelecida uma sequência detrítica, tendo sido atribuídas diferentes designações, Série intercalar (Conde, 1971), Formação de Envendos (Ribeiro *et al.*, 1991b; Ribeiro *et al.*, 1993) e Formação de Vale do Grou (Silva *et al.*, 1988), também correlacionada com a Formação do Pessegueiro e a Formação dos Amarelos (Pereira, 1987). A sucessão transgressiva do Grupo de Vale do Grou é caracterizada por litologias conglomeráticas e areno-arcósicas, típicas da deposição em

leque de delta proximal a intermédio, depositada possivelmente entre o Câmbrico inferior e o superior. O Grupo de Vale do Grou assenta em discordância angular sobre o Grupo das Beiras e sobrejacente a ele repousa também em discordância a Formação do Quartzito Armoricano. Sobrepondo-se discordantemente às sucessões Grupo das Beiras e Grupo de Vale do Grou, sucedem-se conjuntos de sequências transgressivas e regressivas pré-orogénicas, datadas do limite Câmbrico-Ordovícico ao Devónico. Esta variação paleogeográfica reflecte a evolução de uma plataforma siliciclástica, muito extensa e pouco profunda, na margem setentrional do continente *Gondwana* (Romão & Oliveira, 1995; Romão *et al.*, 2013).

Na área em estudo estão representadas a Sudoeste de Tábua formações quartzíticas e conglomerados, que se estendem desde o rio Mondego até Arganil (Martins & Faria, 1959), e formam parte da estrutura monoclinial de Arganil (Figura 2.7 e Figura 2.8).

2.3.2.2 Rochas granitóides

Os granitóides variscos na ZCI têm sido classificados em diferentes grupos de acordo com critérios petrográficos, geoquímicos, estruturais e geocronológicos. Segundo critérios petrográficos e geoquímicos Capdevila e Floor (1970) e Capdevila *et al.* (1973) classificaram os granitóides variscos ibéricos em granitóides de duas micas (relacionados com migmatitos e áreas de alto grau metamórfico) e granitóides biotíticos calco-alcalinos (sin- e tardi-pós cinemáticos), estes últimos associados a rochas ígneas máficas e intermédias. Segundo critérios tectono-metamórficos Schermerhorn (1956) e Soen (1958; 1970) agruparam os granitóides em granitos *Oldest*, *Older* e *Younger*. Tendo por base as relações temporais com a deformação Ferreira *et al.* (1987) subdividiu os granitóides variscos em quatro grupos, com referência à última fase de deformação dúctil D_3 : ante- D_3 , sin- D_3 , tardi- D_3 e pós- D_3 . Presentemente, com base em dados geocronológicos (U-Pb em zircões e monazites) podem-se distinguir dois ciclos principais de actividade magmática varisca na ZCI, que correspondem à instalação dos granitóides sin- D_3 (320-310 Ma) e dos granitóides tardi-pós- D_3 (310-290 Ma) (Tabela 2.2 e Figura 2.11) (Azevedo & Aguado, 2013).

Tabela 2.2. Classificação estrutural e geocronológica dos granitóides ibéricos (Adaptado de Ferreira *et al.*, 1987 *in* Azevedo & Aguado, 2013).

Granitóides Variscos			
Classificação		Fácies mais comuns	Idades U-Pb
Granitóides tardi-pós-D ₃	<i>Younger</i>	Granitos biotíticos, biotítico-moscovíticos e de duas micas, por vezes porfíroides Granitos essencialmente biotíticos, frequentemente porfíroides Gabros, dioritos, monzodioritos quártzicos e granodioritos	310-290 Ma
Granitóides sin-D ₃	<i>Older</i>	Leucogranitos e granitos de duas micas, com deformação variável Granodioritos e granitos biotíticos, com deformação variável	320-310 Ma
Granitóides ante-variscos	<i>Oldest</i>	Granitóides do Proterozóico Superior ao Paleozóico Inferior (ortognaisses)	–

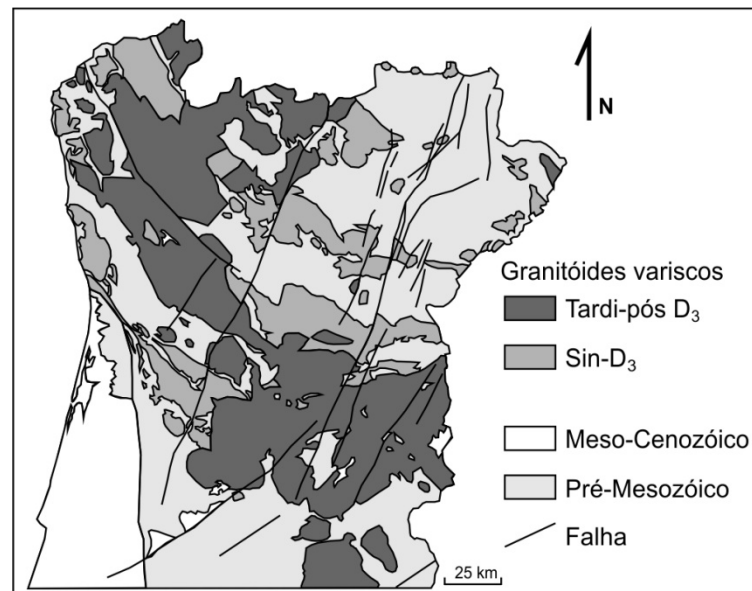


Figura 2.11. Granitóides Variscos tardi-pós-D₃ e sin-D₃ na região Centro e Norte de Portugal (Adaptado de Ribeiro *et al.*, 1972 *in* Azevedo & Aguado, 2013).

2.3.2.2.1 Batólito das Beiras

As rochas granitóides na ZCI apresentam uma vasta dispersão espacial e grande diversidade tipológica. O batólito das Beiras é representativo das litologias graníticas associadas aos principais ciclos de actividade magmática varisca (Figura 2.12).

Os diferentes maciços graníticos que constituem o batólito das Beiras podem ser agrupados em quatro séries principais (Figura 2.12). Os granitóides tardi-pós-D₃ englobam os granitos biotíticos e rochas básicas associadas e os granitos biotítico-moscovíticos. Enquanto os granitóides sin-D₃ incluem os granitos biotíticos e granodioritos precoces e os leucogranitos e granitos de duas micas, fortemente peraluminosos. (Azevedo & Aguado, 2013).

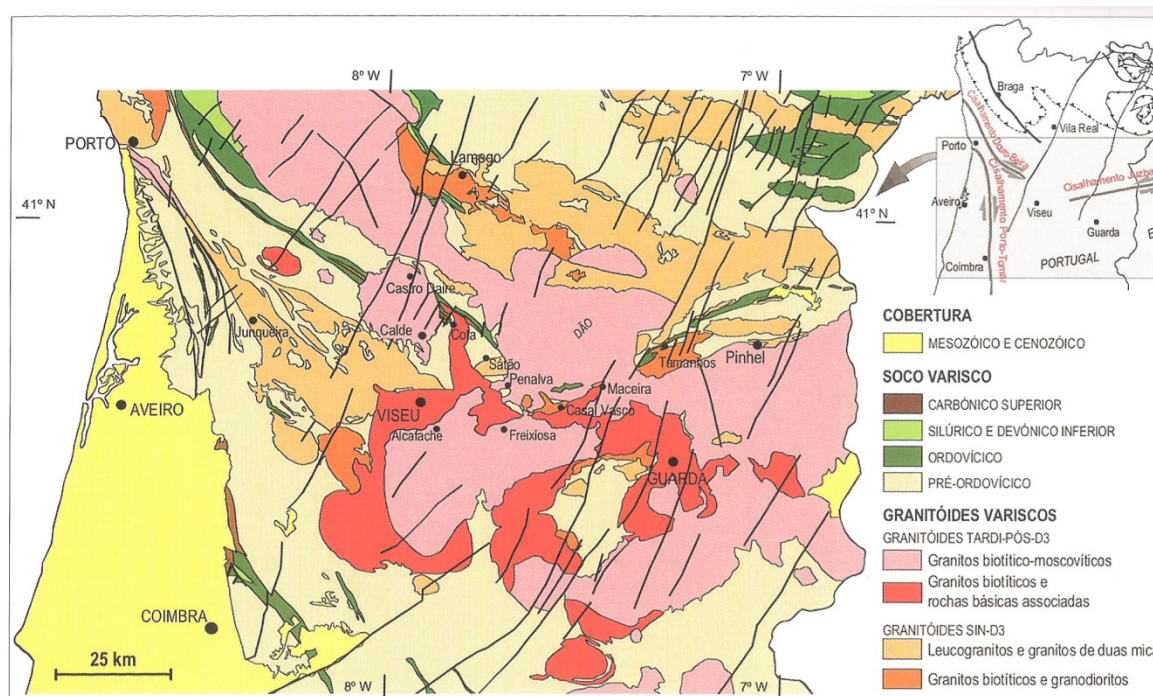


Figura 2.12. Geologia do batólito das Beiras e distribuição dos granitóides variscos tardi-pós-D₃ e sin-D₃ (Modificado de Azevedo *et al.*, 2005 in Azevedo & Aguado, 2013).

Deste modo os maciços graníticos que afloram em maior extensão na área em estudo (granito de Tábua, granito de Oliveira do Hospital, granito de Seia, granito da Covilhã e granito da Estrela) pertencem às séries de granitóides tardi-pós-D₃, enquanto os corpos graníticos de menor dimensão (granito de Avô, granito de Tondela e granito de Várzea) são classificados como granitóides sin-D₃.

Os granitos predominantes na região apresentam composição mineralógica relativamente uniforme (granito de tendência monzonítica, porfíroide e de duas micas ou

com predomínio de biotite) e diversidade textural e granulométrica (Martins & Faria, 1959). Esta variedade individualiza corpos graníticos, por vezes com contactos bruscos, tendo conduzido ao desenvolvimento da classificação regional dos corpos graníticos (Pereira, 1991; Ferreira & Vieira, 1999b). Na Tabela 2.3 apresenta-se uma síntese das classificações aplicadas aos granitos aflorantes na área em estudo.

Tabela 2.3. Classificação dos granitos aflorantes na área em estudo (Adaptado de Pereira (1991), Carvalho *et al.* (1992), Ferreira & Vieira (1999) e Azevedo *et al.* (2005)).

Granitóides Variscos							
Azevedo <i>et al.</i> (2005)		Carvalho, <i>et al.</i> (1992)			Ferreira e Vieira (1999)	Pereira (1991)	
Granitóides Tardi-Pós-D ₃	Granitos biotítico-moscovíticos	Orogénicos	Granitóides relacionados com cisalhamentos dúcteis	Tardi a Pós tectónicos R/ A F ₃ (série tardia)	Granito da Estrela (granito moscovítico de grão médio a grosseiro)		
					Granitos moscovítico-biotíticos (γ_{3d}^{II})		Granito do Curral do Vento (granito de duas micas porfíroide de grão médio)
					Granitos monzoníticos com esparsos megacristais (γ_{3c}^{II})		Granito de Pedrice (granito de duas micas de grão fino)
	Granitos monzoníticos porfíroides (γ_{3b}^{II})			Granito da Covilhã (granito de duas micas micas porfíroide de grão médio)	Granito de Oliveira do Hospital (granito biotítico porfíroide de grão médio a grosseiro, com moscovite)		
Granitos biotíticos e rochas básicas associadas			Sin-tectónicos R/ A F ₃ (série intermédia)	Granitos e granodioritos porfíroides (γ_{2b}^{II})	Granito de Seia (granito de duas micas porfíroide de grão grosseiro)	Granito de Tábua (granito biotítico porfíroide de grão grosseiro a muito grosseiro)	
Granitóides Sin-D ₃	Granitos biotíticos e granodioritos			Sin-tectónicos R/ A F ₃ (série precoce)	Granodioritos biotíticos (γ_1^{II})	Granito de Manteigas (granito biotítico de grão médio)	Granito de Tondela (granito biotítico porfíroide de grão médio a grosseiro, com deformação escassa a localmente moderada)
	Leucogranitos e granitos de duas micas	Orogénicos sintectónicos	Sin-F ₃		Granito de duas micas indiferenciado (γ_3^I)	Granito de Mizarela (granito biotítico porfíroide de grão médio)	
					Granito de Mesquitela (granito de duas micas de grão médio com foliação)	Granito de Várzea * (granito moscovítico-biotítico de grão médio, com deformação moderada)	Granito de Avô (granito biotítico-moscovítico de grão médio, com deformação escassa a localmente moderada)

*O Granito de Várzea é considerado um granito de duas micas indiferenciado segundo Carvalho *et al.* (1992) e um granito biotítico e rochas básicas associadas segundo Azevedo *et al.* (2005).

2.3.2.2.2 *Evolução tectono-magmática*

A evolução tectono-magmática do batólito das Beiras pode ser interpretada segundo um contexto de re-estabelecimento da espessura normal da litosfera continental, após o seu espessamento durante o levantamento da cadeia Varisca (Azevedo & Aguado, 2013).

Durante D_1 os metassedimentos pré-carboníferos são afectados por metamorfismo regional prógrado (de tipo Barroviano) como consequência do espessamento crustal, atingindo as condições propícias ao início da fusão parcial da crosta (Figura 2.13 a). A fase extensional D_2 conduz ao adelgaçamento da crosta e à exumação do orógeno. O regime de descompressão (essencialmente isotérmica) permite o desenvolvimento dos processos de fusão parcial, com aumento da produção de líquidos anatéticos em níveis médios da crosta. Nesta fase é atingido o clímax de metamorfismo regional acompanhado de intensa migmatização (Figura 2.13 b) (Azevedo & Aguado, 2013). A génese e instalação dos granitóides decorrem num curto espaço temporal (cerca de 30 Ma), correspondente à etapa pós-colisional da orogenia Varisca (Dias *et al.*, 2010). Este espaço temporal sobrepõe-se parcialmente e sucede o pico metamórfico regional. O regime térmico elevado tem o auge entre os 340-325 Ma, com início assinalado aos 360-350 Ma e perdurando até aos 300 a 280 Ma, sustentando a actividade magmática episódica e a dinâmica hidrotermal no período tardivarisco (Mateus & Noronha, 2010).

Durante D_3 dá-se a ascensão, diferenciação e consolidação de abundantes quantidades de magmas graníticos, fortemente peraluminosos e isotopicamente evoluídos (tipo S), que originam os batólitos de leucogranitos e granitos de duas micas (Figura 2.13 c). Em paralelo, o manto litosférico (mais denso que a astenosfera) destabiliza e separa-se da crosta (delaminação), provocando a fusão parcial de material astenosférico, gerando líquidos de composição basáltica. A intrusão destes magmas máficos na interface crosta-manto (*underplating*) desempenha um papel fundamental na produção de granitóides. Os magmas resultantes apresentam características mineralógicas, geoquímicas e isotópicas transicionais (tipo I-S), sendo responsáveis pela formação da série dos granitos biotíticos e granodioritos sin- D_3 . A diferença de idades entre os granitóides deve estar relacionada com a viscosidade dos magmas. Os magmas de origem mais profunda e composição menos félsica têm menor viscosidade, o que conduz à sua instalação antes dos magmas peraluminosos, mais viscosos e derivados de protólitos metassedimentares da parte média da crosta (Azevedo & Aguado, 2013).

No final da D₃, com a progressiva substituição do manto litosférico pela astenosfera, diminui a densidade da coluna litosférica e ocorre o levantamento isostático e exumação da crosta (Azevedo & Aguado, 2013). O principal incremento de levantamento crustal ocorre aproximadamente aos 300 Ma (Mateus & Noronha, 2010). A fusão por decompressão da astenosfera gera quantidades cada vez maiores de líquidos básicos, que hibridizam com os fundidos félsicos crustais, produzindo magmas metaluminosos a ligeiramente peraluminosos, de afinidade calco-alcalina (Figura 2.13 d). A instalação destes magmas ocorre após a D₃, dando origem aos inúmeros maciços compostos de granitóides biotíticos híbridos tardi-pós-D₃, presentes no batólito das Beiras. A composição destes granitóides revela, para além da mistura de componentes do manto e crosta continental, um controlo por processos de cristalização fraccionada (Azevedo & Aguado, 2013).

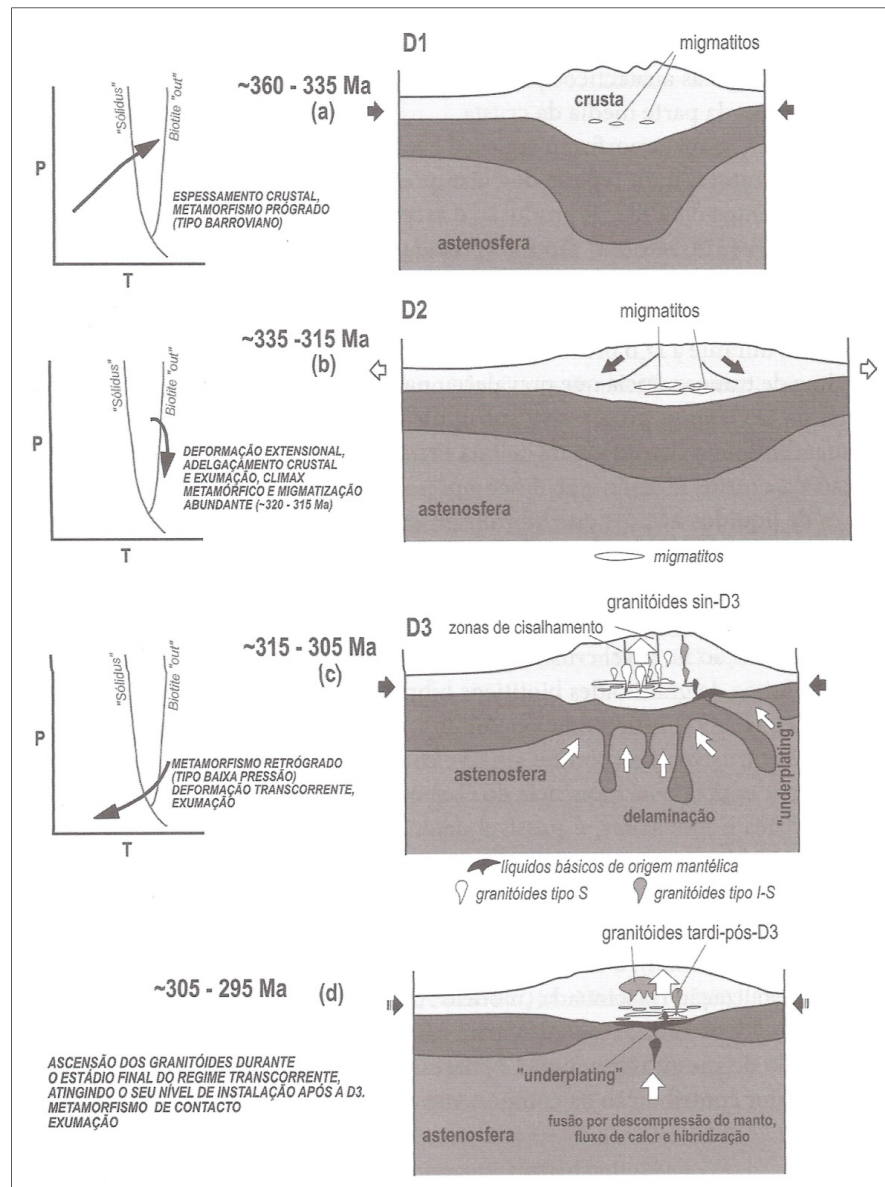


Figura 2.13. Esquema da evolução tectono-magmática do batólito das Beiras durante a orogenia Varisca, com a informação das trajetórias P-T representativas de níveis profundos da crosta em cada estágio. A curva *solidus* marca o início da fusão parcial de pelitos em condições hidratadas (Azevedo & Aguado, 2013).

2.3.2.2.3 Caracterização petrofísica

A técnica de anisotropia da susceptibilidade magnética (ASM) permite a caracterização magnética e estrutural de maciços graníticos. A anisotropia magnética relaciona-se com o grau de deformação apresentado pelos granitos, permitindo a sua classificação quanto ao período de instalação. A ASM pode assim funcionar como um marcador da intensidade de deformação do magma. Foi proposta por Sant'Ovaia &

Noronha (2005a) uma classificação petrofísica dos granitos variscos baseada nos parâmetros de susceptibilidade magnética (SM) e anisotropia paramagnética (AP) (Figura 2.14). A susceptibilidade magnética pode relacionar-se com a abundância relativa em biotite e moscovite. Deste modo para granitos com comportamento paramagnético, considera-se o valor de susceptibilidade 70×10^{-6} SI como a fronteira entre os granitos com teor em moscovite igual ou superior ao teor em biotite (granitos de duas micas) e os granitos com teor em biotite superior ao da moscovite (granitos biotíticos). Os valores de anisotropia paramagnética podem ser agrupados em três grupos: valores baixos ou inferiores a 2.5%, valores intermédios ou compreendidos entre 2.5% e 4% e valores elevados ou superiores a 4%. Estes grupos podem correlacionar-se com a classificação em granitos pós-tectónicos, tardi-tectónicos e sin-tectónicos de Ferreira *et al.* (1987).

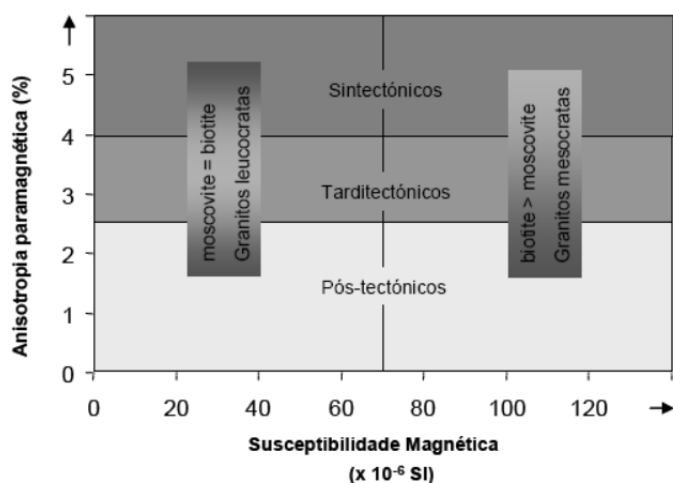


Figura 2.14. Classificação petrofísica dos granitos variscos (Sant'Ovaia & Noronha, 2005a).

Nas áreas da Serra da Estrela e Castro Daire, Sant'Ovaia *et al.* (2010) desenvolveu um estudo de ASM nos granitos tardi-pós-D₃ (308-287 Ma). Os granitos no sector da Serra da Estrela apresentam um comportamento paramagnético, com SM entre 2×10^{-5} e 28×10^{-5} SI. Em granitos paramagnéticos a susceptibilidade magnética está linearmente correlacionada com o conteúdo em ferro presente nos silicatos, como a biotite, e a presença de ilmenite. Estes granitos apresentam natureza reduzida, correspondendo a granitos do tipo-ilmenite (Sant'Ovaia *et al.*, 2013).

Segundo Sant'Ovaia *et al.* (2010), na área da Serra da Estrela os parâmetros de SM e AP apresentam um zonamento semi-circular que acompanha o plutão granítico (Figura 4.32). Os valores de AP apresentam um valor médio de 2.6%, no entanto a Sul do plutão da Serra da Estrela (SE) os valores encontram-se entre 0.7 e 2.0%, com um aumento dos valores de anisotropia magnética para a periferia do plutão (entre 2.1 e

4.9%). O padrão do *fabric* magnético no plutão da Serra da Estrela demonstra a formação de microestruturas sob estado magmático ou submagmático, durante, ou logo a seguir, à completa cristalização do magma. As foliações magnéticas estão distribuídas segundo um padrão aproximadamente circular e as lineações magnéticas orientam-se segundo NNW-SSE e NNE-SSW a N-S com pendor baixo a moderado. Estas lineações podem ser interpretadas como direcções preferenciais de alargamento dos magmas graníticos durante a instalação. A lineação NNW-SSE parece ser precoce pois ocorre em áreas graníticas cortadas por granitos com lineação NNE-SSW (a Sul do plutão da SE). Tal sugere que o granito de Seia poderá ter intruído primeiro que o granito da Covilhã, embora sejam considerados quase contemporâneos.

Os autores do estudo de ASM propõem que os granitos se instalaram durante a reactivação das estruturas de desligamento orientadas N150-155° e N20-25°, características da fase D₃. Consideram contudo que a instalação dos granitóides não é puramente controlada por mecanismos tectónicos, tendo a pressão do magma desempenhado também um papel importante, especialmente durante as últimas etapas de instalação. Na Figura 2.15 apresenta-se o esquema do modelo proposto para a instalação dos granitos na região Serra da Estrela-Castro Daire. A instalação dos granitos foi desencadeada pelo movimento nos desligamentos direitos N150°, zonas de fraqueza que favoreceram a ascensão do magma (zona Cota-Seia). A fase seguinte corresponde à expansão dos granitos instalados e ao início da formação dos plutões circulares de Castro Daire (CD) e Estrela (SE). Nesta fase também decorre a instalação dos granitos na área da Guarda, segundo desligamentos esquerdos orientados N20° (possivelmente conjugados dos alinhamentos N150°). A última fase caracteriza-se pelo crescimento das massas graníticas, processo influenciado em parte pela tectónica regional e, no final do período de instalação, essencialmente relacionado com a pressão magmática (Sant'Ovaia *et al.*, 2010).

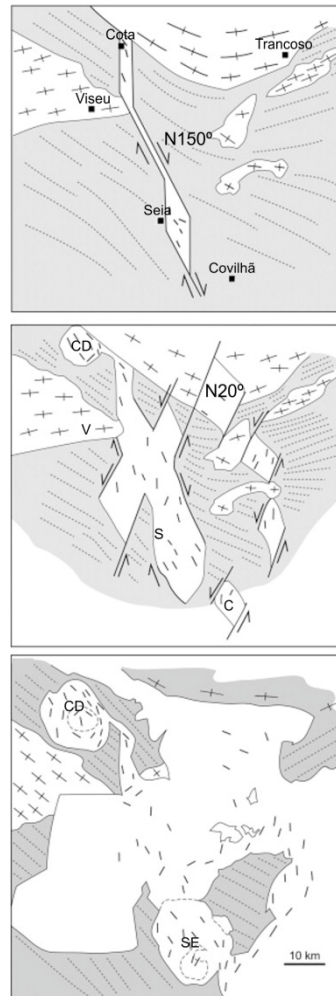


Figura 2.15. Modelo de instalação dos granitos na região Serra da Estrela (SE) - Castro Daire (CD) (Adaptado de Sant'Ovaia *et al.*, 2010).

2.3.3 Caracterização dos corpos graníticos

O estudo estrutural, petrológico e geocronológico dos plutonitos graníticos permite discutir a natureza dos protólitos envolvidos na sua génese, tipo de condições e processos que controlaram a sua formação e evolução (Azevedo & Aguado, 2013). Na Tabela 2.4 apresenta-se uma síntese das características dos principais corpos granitóides aflorantes na região em estudo (datação, ocorrência, natureza do protólito, entre outras).

As rochas graníticas dominantes na área em estudo são variscas e pertencem à série de granitóides tardi-pós-D₃. Os granitos γ_{2b}^{II} abrangem os granitos de Seia e Tábua, enquanto os granitos γ_{3b}^{II} incluem os granitos da Covilhã e Oliveira do Hospital (Tabela 2.3 e Tabela 2.4).

Os granitos de Seia e Covilhã ocorrem normalmente em contacto gradual e são por vezes interpretados como pertencentes ao mesmo tipo de granito (granito de duas micas porfiróide, com biotite dominante) com granulometria distinta, grão grosseiro e grão médio (Ferreira & Vieira, 1999b).

Os diagramas multidimensionais de função discriminante foram recentemente propostos para decifrar o enquadramento tectónico de rochas ácidas em Portugal. No caso dos granitos da área de Gouveia estes diagramas indicam claramente um enquadramento tectónico de colisão durante o Carbónico tardio a Pérmico (cerca de 305-290 Ma) (Verma, 2012).

Monazites e zircões dos granitos da área de Gouveia foram datados por Neiva *et al.* (2009) usando análises isotópicas U-Pb com SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*). De acordo com a datação U-Th-Pb em monazites dos granitos γ_{2b}^{II} e γ_{3b}^{II} , os primeiros são tardi-D₃ (\cong 305 Ma) e os segundos são pós-D₃ (\cong 290 Ma), estando a sua instalação relacionada com dois eventos tectónicos distintos (Neiva *et al.*, 2009). Conforme já referido anteriormente segundo Sant'Ovaia *et al.* (2010) estes granitos foram instalados durante a reactivação dos desligamentos orientados N150-155° e N20-25° durante o período tardi a pós D₃. Os granitos pós-D₃ γ_{3b}^{II} formaram-se por cristalização fraccionada do magma do granito tardi-D₃ (γ_{2b}^{II}) e o granito γ_{3d}^{II} terá sido formado por cristalização fraccionada a partir do magma γ_{3b}^{II} (Neiva *et al.*, 1987), logo estes últimos devem ter idades similares (Neiva *et al.*, 2009).

A datação U-Pb em zircões indica uma idade de implantação dos corpos graníticos, de 310.1 \pm 4.3 Ma para γ_{2b}^{II} e 297.3 \pm 3.1 Ma para γ_{3b}^{II} . A idade dos granitos segundo a datação U-Th-Pb em monazite dá uma idade inferior para o mesmo granito. Tal poderá estar relacionado com a (re)cristalização de monazite durante a implantação dos granitóides pós-D₃ (granitos γ_{3b}^{II} e γ_{3d}^{II}), que induziram o reaquecimento dos granitóides tardi-D₃ (Neiva *et al.*, 2012).

A datação ³⁹Ar-⁴⁰Ar das moscovites de granitos tardi-D₃ e pós-D₃ indicam idades análogas e inferiores aos outros métodos de datação (\cong 286 Ma). Tal sugere que a área foi aquecida acima de \cong 350 °C no período Carbónico superior-Pérmico inferior, durante a implantação dos granitóides mais recentes, reflectindo uma recristalização regional e/ou perda de Ar (Neiva *et al.*, 2012).

Tabela 2.4. Tabela síntese das características dos principais corpos graníticos na área em estudo.

	Idade U-Pb	Granito	Descrição (Carvalho <i>et al.</i> , 1992)	Datação	Ocorrência	Natureza do protólito	Condições de instalação	Granito	Descrição (Pereira, 1991; Ferreira & Vieira, 1999b)	Datação	Ocorrência	Condições de instalação				
Granitóides Tardi-Pós-D ₃	310 - 290 Ma	γ_{3d}^{II}	Granito de grão fino a médio ligeiramente porfiróide, moscovítico-biotítico, peraluminoso	-	Na Serra da Estrela ocorre em manchas no seio do granito γ_{3b}^{II}	Formou-se por cristalização fraccionada do magma γ_{3b}^{II} (Neiva <i>et al.</i> , 1987)	Os granitos tardi-pós-D3 foram instalados em condições de P-T similares. A fusão ocorre em níveis médios da crosta, como resultado do aumento do gradiente geotérmico causado pelo estiramento da crosta, associado a dois eventos tectónicos distintos (Carbónico superior e Pérmico inferior) (Neiva <i>et al.</i> , 2009). Frequentemente formam plutões com raiz bem localizada e posicionam-se acima da transição dúctil-frágil, a profundidades progressivamente mais superficiais, com os corpos mais tardios a atingir 4-5 km. Com formação de auréolas de metamorfismo, sob condições de P-T de 500-550 °C e ≤ 2 kbar (Mateus & Noronha, 2010)	Estrela	Granito moscovítico de grão médio a grosseiro	-	Rodeado pelo granito da Covilhã	-				
								Curral do Vento	Granito de duas micas porfiróide de grão médio, localmente moscovítico	-	-	-				
								Pedrice	Granito de duas micas de grão fino, com tendência porfiróide	-	Ocorre também em forma de pequenos corpos alongados dispersos nos outros granitos porfiróides	-				
		γ_{3b}^{II}	Granitos a monzogranitos porfiróides, grosseiros a médios, biotítico-moscovíticos, por vezes de duas micas, peraluminosos, com encraves de granodiorito e metassedimentares	287±7 Ma (isócronas Rb-Sr) (Silva & Neiva, 2000; Silva <i>et al.</i> , 2000)	Em plutões zonados constituem o núcleo do plutão (Silva & Neiva, 2000)	O granito γ_{3b}^{II} formou-se por cristalização fraccionada a partir de um magma γ_{2b}^{II} (Neiva <i>et al.</i> , 1987; Silva & Neiva, 2000)	Covilhã	Granito de duas micas porfiróide de grão médio	295±5 Ma (K-Ar) (Ferreira <i>et al.</i> , 1985) 290.1±3.4 Ma (Pb-U) e 288.6±2.5 Ma (Pb-Th) (SHRIMP U-Th-Pb monazite) (Neiva <i>et al.</i> , 2009) 297.3±3.1 Ma (U-Pb zircão) 286.4±3.1 (Ar-Ar moscovite) (Neiva <i>et al.</i> , 2012)	Normalmente em contacto gradual com o granito grosseiro de Seia	-					
												Oliveira do Hospital	Granito biotítico porfiróide de grão médio a grosseiro, com moscovite abundante	-	Passa gradualmente ao granito de Tábua	-
												Seia	Granito de duas micas porfiróide de grão grosseiro	304.1±3.9 Ma (Pb-U) e 301.4±2.6 Ma (Pb-Th) (SHRIMP U-Th-Pb monazite) (Neiva <i>et al.</i> , 2009) 310.1±4.3 Ma (U-Pb zircão) 286.3±2.7 (Ar-Ar moscovite) (Neiva <i>et al.</i> , 2012)	Granito dominante na Serra da Estrela	-
γ_{2b}^{II}	Granitos a monzogranitos porfiróides, muito grosseiros a grosseiros, biotíticos ou biotítico-moscovíticos, peraluminosos, com encraves tonalíticos e metassedimentares	308±11 Ma (isócronas Rb-Sr) (Silva & Neiva, 2000; Silva <i>et al.</i> , 2000)	Em plutões zonados constituem a zona periférica (Silva & Neiva, 2000)	Na Serra da Estrela, por cristalização fraccionada de um magma granodiorítico formado por fusão parcial de metassedimentos do Câmbrio (Neiva <i>et al.</i> , 1987) Em Carregal do Sal, granitos híbridos, de mistura dum magma anatótico granítico e dum magma máfico do manto (Silva & Neiva, 2000)	Tábua	Granito biotítico porfiróide de grão grosseiro a muito grosseiro, com escassa moscovite	Idade de implantação: 282±6 Ma (Rb-Sr) Idade de arrefecimento (idade mínima de implantação): 280±4 Ma (K-Ar) em biotite (Pereira, 1991)	Passa gradualmente ao granito de Oliveira do Hospital, forma a sua bordadura e em geral estabelece o contacto com CXG	Implantação em condições permissivas (Pereira & Ponte, 1992), com condições P-T na vizinhança do contacto de pressão máxima de 2±0.5 Kb e T>650 °C (Pereira, 1992)							
Granitóides Sin-D ₃	320 - 310 Ma	γ_1^{II}	Granitos biotíticos e granodioritos	-	-	Fusão parcial de protólitos meta-ígneos e/ou metassedimentares da crosta inferior; hibridização entre magmas gabroicos derivados do manto e líquidos anatóticos de origem crustal (Azevedo & Aguado, 2013)	Instalação condicionada pelas tensões D ₃ e em níveis crustais correspondentes à transição dúctil-frágil (≈ 13-14 km) sob condições de P-T de 500-550 °C e 3-3.5 kbar (Mateus & Noronha, 2010)	Tondela	Granito biotítico porfiróide de grão médio a grosseiro, com deformação escassa a localmente moderada	Idade de arrefecimento (idade mínima de implantação): 298±5 Ma (K-Ar) em biotite (Pereira, 1991)	-	Implantação por mecanismo com analogias ao tipo forçado (Pereira & Ponte, 1992) Na implantação as condições P-T na vizinhança do contacto seriam de pressão máxima de 3±0.5 Kb e T>650 °C (Pereira, 1992)				
								Várzea	Granito moscovítico-biotítico de grão médio, com deformação moderada	-	-					
		γ_3^I	Granitos de duas micas indiferenciado	-	-	Leucogranitos e granitos de duas micas são interpretados como produtos de fusão parcial de protólitos da crosta continental média, durante o clímax do metamorfismo regional (Azevedo & Aguado, 2013)	Avô	Granito biotítico-moscovítico de grão médio, com deformação escassa a localmente moderada	299±3 Ma (K-Ar) em micas (Neves & Macedo, 1986)	-	Cristalização do granito à T mínima de 700 °C e P total 2.3±0.3 Kb (Neves, 1994)					

2.3.4 Mecanismos de instalação de plutões graníticos

A organização magmática de um plutão granítico resulta não só da sua natureza, como também da conjugação dos processos de ascensão, instalação e arrefecimento. Os mecanismos de ascensão e instalação de plutões e batólitos graníticos tem motivado uma discussão activa na comunidade científica, sobretudo para explicar como é gerado o espaço necessário para a acomodação do magma na crosta (Cobbing, 2000).

O estudo de rochas graníticas segundo uma abordagem clássica (geoquímica, petrográfica, geocronológica e estrutural) foi amplamente desenvolvido. A caracterização estrutural de plutões graníticos veio estabelecer que a sua implantação e geometria são fundamentalmente controladas por deformação regional (Hutton, 1988). Desta forma o espaço necessário para o magma granítico pode ser criado segundo diferentes regimes tectónicos (transpressivo, transtensivo, distensivo e compressivo) (Vigneresse, 1995a; Vigneresse, 1995b; Vigneresse, 2004).

Tradicionalmente, os modelos de implantação granítica foram divididos em mecanismos forçados (diapirismo e *ballooning*) e passivos (*stoping* e *cauldron subsidence*). Os primeiros consideram que a ascensão se processa por deformação da rocha encaixante, dando origem a plutões concordantes. Enquanto os segundos tomam vantagem do espaço criado por deformação regional, formando plutões discordantes (Castro, 1987; Hutton, 1988).

De acordo com Castro (1987), geralmente, os plutões concordantes são tipicamente sin-cinemáticos e os plutões discordantes são tardi- ou pós- cinemáticos, ocorrendo usualmente em conjunto no mesmo batólito. A profundidade de intrusão e o contraste do grau de ductilidade entre o magma e o encaixante são factores determinantes no tipo de intrusão e/ou mecanismo de implantação. Deste modo podem ocorrer casos de diapirismo em plutões pós-orogénicos, em corpos intruídos em rochas encaixantes com baixa ductilidade ou em zonas de cisalhamento aquecidas (Pitcher, 1979). Próximo da superfície terrestre, o regime frágil favorece a fracturação das rochas, sendo mais usual a formação de plutões discordantes. Em profundidade, o regime dúctil é dominante, logo a intrusão aproveita outros planos de fraqueza (como a xistosidade) prevalecendo a formação de plutões concordantes (Philpotts & Ague, 2009).

Além dos mecanismos de instalação já referidos, outros são também frequentemente mencionados na literatura, como o *doming*, a propagação de diques, entre outros.

Presentemente reconhece-se a influência combinada de múltiplos mecanismos durante a ascensão e instalação de corpos intrusivos (Wang *et al.*, 2000). Paterson &

Fowler (1993) referem que os processos de transferência de material, que operam durante a ascensão e instalação do magma, variam com a profundidade, a distância ao magma e o tempo. Tal parece implicar a intervenção de diversos mecanismos sobre a implantação de um corpo intrusivo, em função das condições de P-T com a profundidade e da interação reológica entre o magma e a rocha encaixante.

O pressuposto de uma ascensão lenta do magma até à crosta superior, por diapirismo ou *stopping*, tem vindo a ser substituído por modelos que consideram uma ascensão relativamente rápida e veiculada por condutas (Petford *et al.*, 2000). Estes modelos podem desenvolver-se por propagação de diques (Clemens & Mawer, 1992) ao longo de falhas pré-existentes (Petford *et al.*, 1993) ou por uma rede interconectada de zonas de cisalhamento (D'Lemos *et al.*, 1992). A deformação está intimamente relacionada com a ascensão do magma, promovendo a força necessária para ultrapassar a barreira de transição dúctil-frágil (Vigneresse, 1995b; Vigneresse & Clemens, 2000; Vigneresse, 2004).

Os estudos clássicos de petrogénese de granitos quando conjugados com dados geofísicos (gravimétricos, magnéticos, sísmicos, entre outros) (Vigneresse, 1988; Moreira & Ribeiro, 1994), têm encorajado o desenvolvimento de modelos de organização magmática, que contemplam a geometria do plutão granítico em profundidade e identificam possíveis zonas de alimentação magmática (Vigneresse, 1995a). A avaliação temporal e tipológica da instalação de plutões graníticos requer estudos tridimensionais detalhados da forma, estrutura interna e externa do plutão. O desenvolvimento de estudos multidisciplinares, como os modelos análogos de intrusões (Benn *et al.*, 1998; Román-Berdiel, 1999), a aplicação de métodos geofísicos (Vigneresse, 1990) e a caracterização microestrutural da ASM em corpos graníticos (Guillet *et al.*, 1983; Bouchez *et al.*, 1990), resultou em avanços significativos na compreensão dos mecanismos operantes em intrusões graníticas (Améglio & Vigneresse, 1999; Cruden *et al.*, 1999; Petford *et al.*, 2000). Com base em estudos de análise geométrica de corpos graníticos, McCaffrey & Petford (1997) propuseram que o crescimento horizontal e vertical de corpos intrusivos obedece a uma relação matemática entre o seu comprimento e espessura, que permite estabelecer aproximações para a geometria do plutão e/ou lacólito.

Em geral, a formação e crescimento de plutões não acontece num único episódio, mas sim resulta de sucessivos incrementos de porções discretas de magma ao longo do tempo, dando origem ao zonamento petrográfico do plutão (Vigneresse & Bouchez, 1997). A formação do plutão é controlada pela deformação (local e regional), cujo seu carácter intermitente influencia os pulsos magmáticos (Vigneresse & Clemens, 2000). A formação de plutões por sucessivos pulsos magmáticos é sustentada por dados de geocronologia de alta precisão em zircões, identificação isotópica de unidades distintas e

caracterização magnética e estrutural de maciços graníticos, através de estudos de ASM (Menand *et al.*, 2011; Brown, 2013).

A bibliografia existente acerca de mecanismos de implantação dos granitos Variscos na ZCI não é muito extensa. Um dos primeiros trabalhos a propor modelos de implantação de granitos pertence a Soen (1970). O autor classifica os granitos em *Older* e *Younger granites*, sugerindo que a ascensão dos magmas é controlada pela fracturação e está relacionada com os períodos de relaxamento das tensões compressivas durante a orogenia Varisca.

Em processos orogénicos intracontinentais (como a cadeia Varisca Ibérica) o principal mecanismo operante no transporte de magma entre o manto superior e a crosta continental faz-se por propagação de diques, através de fracturas activas, o que se traduz na formação de plutões discordantes e/ou concordantes, este último quando actua alguma deformação regional. Os plutões discordantes são intruídos por mecanismos passivos (ausência de deformação do encaixante) e caracterizam-se por corpos amplos e irregulares, sendo comum a presença de pequenas estruturas de *stoping* na periferia do plutão (Castro, 1987). De acordo com Pereira & Ponte (1992) o granito de Tábua parece enquadrar-se num contexto semelhante ao anteriormente descrito. Com implantação em condições permissivas e presença de fragmentos irregulares de rocha encaixante (o designado complexo xisto-migmatítico) na periferia do plutão granítico, que podem ser interpretados como resultado do processo de *stoping*. A preservação destes fragmentos no bordo E do plutão poderá estar relacionada com movimentos tectónicos regionais, associados à subida do bloco da Serra da Estrela, e/ou processos erosivos.

Por sua vez, Ribeiro (2001) reconhece que a intrusão dos granitóides variscos parece estar relacionada com os espaços criados em zonas de cisalhamento e/ou em zonas de intercepção desses cisalhamentos com falhas maiores, activas nas várias etapas do ciclo varisco. No domínio central a implantação de maciços graníticos está frequentemente associada às grandes falhas tardias, nomeadamente onde estas interceptam as zonas de cisalhamentos tardivariscas. Ribeiro (2001) refere ainda que o processo de instalação dos granitóides na região Centro parece ser mais congruente com os modelos de diapirismo e/ou *ballooning* do que com o de *cauldron subsidence* e/ou *stoping*.

O modelo proposto por Sant'Ovaia *et al.* (2010) para a instalação dos granitos tardi-pós-D₃ no sector da Serra da Estrela, modelo já descrito anteriormente (Figura 2.15), indica a instalação dos granitos durante a reactivação dos desligamentos orientados N150-155° e N20-25°, na fase D₃ do ciclo varisco. Referindo ainda que a instalação dos granitóides não é puramente controlada por mecanismos tectónicos, pois

a pressão do magma também teve um papel importante, especialmente durante as últimas etapas de instalação.

Por fim salienta-se a importância dos estudos multidisciplinares (petrografia, geocronologia, ASM, geofísica, entre outros) imprescindíveis na avaliação dos principais mecanismos que operaram durante a instalação do plutão. Sendo mais provável o desenrolar de distintos mecanismos durante a ascensão e instalação do plutão, de acordo com a evolução das condições P-T, regime tectónico prevalecente e/ou interacção reológica entre magma e encaixante.

2.3.5 Recursos geológicos e energéticos nas Beiras

2.3.5.1 Mineralizações

A maioria das mineralizações metalíferas está relacionada com os granitos variscos e são controladas em grande parte por estruturas regionais variscas (Mateus & Noronha, 2010; Noronha *et al.*, 2013). Os depósitos de Sn, Sn (W), W (Sn) e W hidrotermal estão relacionados com os granitos tipo ilmenite (Sant'Ovaia *et al.*, 2013). Na região das Beiras é frequente a ocorrência de mineralizações diversas, tais como W, Sn, Ti, Be, Pb, U, entre outros (Figura 2.16).

Além dos processos de diferenciação magmática e alteração tardi- a pós-magmática a participação de fluidos hidrotermais pode ter sido a promotora do acréscimo da concentração em metais. Por exemplo a albitização exerce um papel importante na concentração em Sn e em menor escala na concentração em Li, enquanto a moscovitização da plagioclase parece promover a concentração em W (Noronha *et al.*, 2013).

Com os granitos das Beiras relacionam-se mineralizações epitermais uraníferas, pegmatíticas de berilo, mesotermiais de sulfuretos (blenda, calcopirite, galena) e hipotermiais de cassiterite e volframite. Em jazidas uraníferas é comum a mineralização epitermal sobrepor-se à das jazidas mesotermiais de sulfuretos e hipotermiais de cassiterite e volframite. Os minerais radioactivos são comuns como acessórios nos granitos. Por ordem decrescente de radioactividade, ocorrem uraninite, monazite, xenotima, zircão e óxidos de Ti-Fe, com domínio de inclusões nas micas. O U e Th foram mobilizados a partir destes minerais do granito e originaram a mineralização epitermal uranífera, que no geral, desenvolveu-se em fracturas, falhas e cisalhamentos (Neiva, 2003).

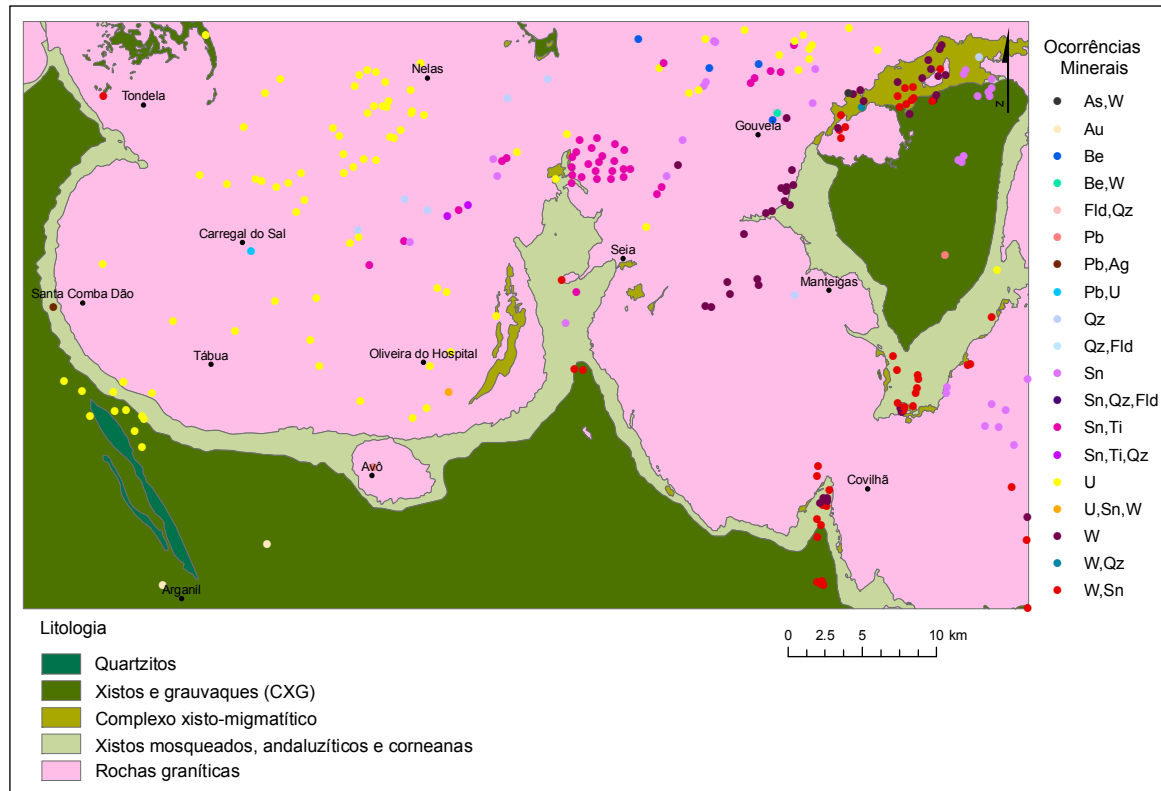


Figura 2.16. Ocorrências minerais na região em estudo (Compilação das cartas geológicas 1:50 000: folhas N° 17C - Santa Comba Dão (Teixeira *et al.*, 1961), N° 17D - Gouveia (Teixeira *et al.*, 1967) e N° 20B - Covilhã (Teixeira *et al.*, 1974); da carta geotectónica das Beiras 1: 250 000 (JEN, 1968) e da base de dados SIORMINP (LNEG, 2013)).

A distribuição das mineralizações uraníferas encontra-se intimamente relacionada com os principais movimentos orogénicos actuaes na região (JEN, 1968). As falhas e cisalhamentos variscos, reactivados pela tectónica alpina, facilitam a mistura dos fluidos hidrotermais de diferenciação dos granitos com a água meteórica infiltrada. Esta mistura mobilizou o urânio e proporcionou o enriquecimento em mineralização (Neiva & Dias, 2010). Algumas ocorrências uraníferas surgem em metassedimentos, nas proximidades do contacto entre o maciço granítico e o CXG. Na região de Tábua (Ázere-Sinde-Covelo) desenvolve-se uma mancha com mineralização uranífera, com orientação geral NW-SE, sensivelmente paralela ao contacto xisto-granito (Figura 2.16). Algumas destas ocorrências distribuem-se na zona da auréola de metamorfismo (xistos mosqueados e/ou corneanas). No entanto as principais ocorrências uraníferas na região aparecem nas zonas graníticas, associadas aos filões de quartzo. A origem destas mineralizações estará relacionada com factores litológicos e estruturais que caracterizam as rochas (Martins & Faria, 1959). A abundante distribuição de filões quartzosos e mesmo as

próprias rochas granitóides condicionam a mobilização dos minerais radioactivos e a localização das mineralizações.

A maioria dos jazigos são filonianos e estão principalmente relacionados com os granitóides tardi-pós-D₃ segundo Azevedo *et al.* (2005) e os granitos γ_{2b}^{II} , γ_{3b}^{II} , γ_{3c}^{II} e γ_{3d}^{II} segundo Carvalho *et al.* (1992). Os filões, em geral, encaixam no granito, mas alguns atravessam os metassedimentos na proximidade do contacto com o granito (Figura 2.17 a). Os filões são, em geral, subverticais a verticais e preferencialmente orientados segundo as direcções NNE-SSW, N-S, NE-SW, ENE-WSW e alguns NW-SE (Figura 2.17 b1, b2) (Teixeira *et al.*, 1961; Teixeira *et al.*, 1967; JEN, 1968; Teixeira *et al.*, 1974; Neiva, 2003).

Os filões de quartzo (Qz) são mais numerosos e apresentam direcção predominante NE-SW (Figura 2.17 b2). Os filões de quartzo adoptam esta orientação quando afloram em regiões graníticas, enquanto em zonas xistentas apresentam direcção concordante com a xistosidade do encaixante, aproximadamente NW-SE (Martins & Faria, 1959). Na Figura 2.17 b3 pode-se observar esta relação entre a direcção predominante do filão e a litologia onde este aflora (granito ou xisto).

Na região ocorrem também filões de microgranito moscovítico (MM), orientados segundo NNE-SSW (na região de Tondela); filões básicos (BA) e básicos metamorfizados (corneanas anfíbolíticas) (BM) com direcção preferencial NW-SE; filões e massas pegmatíticos ou aplito-pegmatíticos (AP), sem direcção preferencial aparente (Figura 2.17 b1).

No bloco central da Serra da Estrela não se encontram jazidas, pois devido à ascensão deste bloco devem ter sido erodidas. Mas são conhecidas jazidas nos patamares limitados por falhas NNE-SSW e NE-SW nos flancos da serra (Neiva, 2003). Na área da plataforma do Mondego (Nelas, Candosa, Santa Comba Dão e Tondela) são frequentes as jazidas de minérios primários de urânio, relacionadas com os granitos variscos, dispondo-se segundo filões de quartzo, filões de quartzo-jaspe e/ou calcedónia, brechas filonianas graníticas e “stockworks” de quartzosos, a cortar os granitos e as rochas xistentas que estes intruíram. Ocorrem impregnações de minerais de alteração de minerais primários e secundários de urânio em todos os tipos de jazidas e ainda em filões aplito-pegmatíticos e filões de rocha básica. Deste modo as jazidas de urânio na região apresentam diversas idades (Neiva & Dias, 2010).

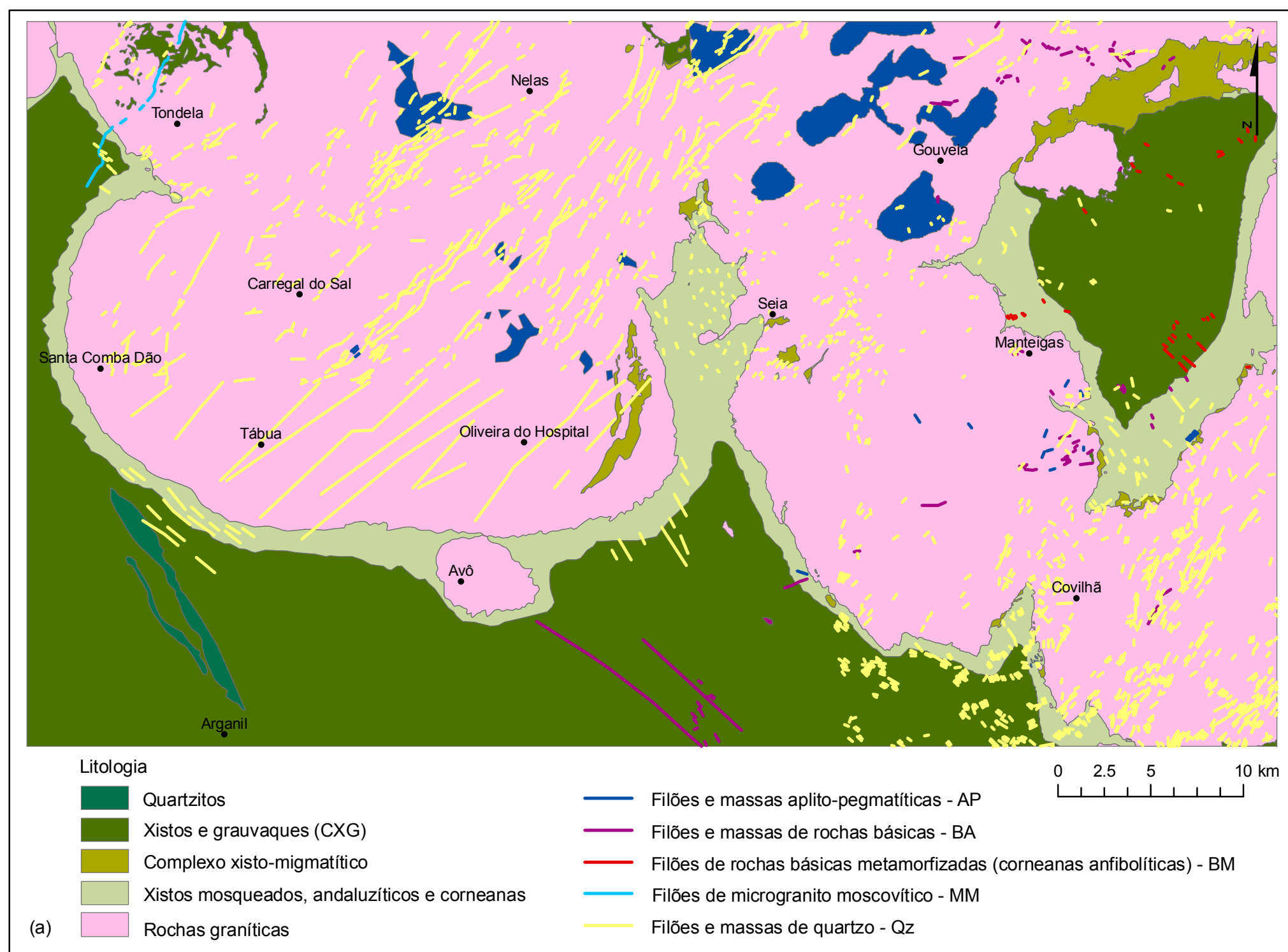
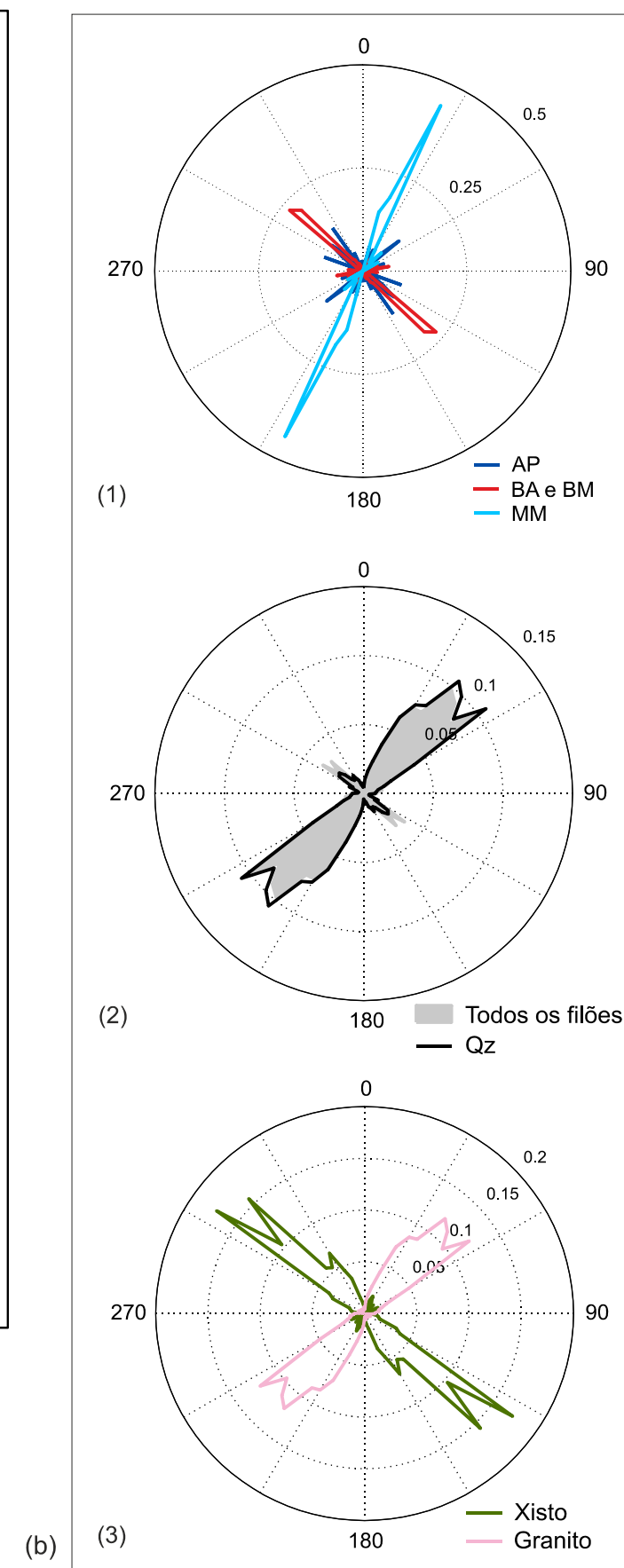


Figura 2.17. Distribuição espacial dos filões e massas mineralizadas na região em estudo. (a) Cartografia dos filões e massas mineralizadas (Adaptado das cartas geológicas 1:50 000: folhas Nº 17C - Santa Comba Dão (Teixeira *et al.*, 1961), Nº 17D - Gouveia (Teixeira *et al.*, 1967) e Nº 20B - Covilhã (Teixeira *et al.*, 1974); da carta geotectónica das Beiras 1: 250 000 (JEN, 1968) e (Martins & Faria, 1959)); (b) Projecção da direcção dos filões; (1) Direcção dos filões AP, MM, BA e BM; (2) Direcção de todos os filões, inclusive os filões de quartzo; (3) Relação entre a direcção dos filões e a litologia onde afloram.



2.3.5.2 Hidrotermalismo

Em Portugal continental a maioria das águas minerais apresentam uma temperatura de emergência entre os 20 °C e os 40 °C, embora existam alguns casos com $T > 40$ °C. Tal converte-as em potenciais recursos geotérmicos, sendo apelativa a sua exploração para fins de balneoterapia e aproveitamento de calor.

Na área em estudo localizam-se diversas nascentes termais (Figura 2.18 e Tabela 2.5), as quais funcionam como termas concessionadas, com excepção das Caldas de São Paulo, que se encontra desactivada. Existem também algumas nascentes superficiais ou fontes cujo uso da água se restringe a ingestão e/ou lavagens, sendo utilizadas em terapias de doenças do aparelho digestivo e doenças de pele.

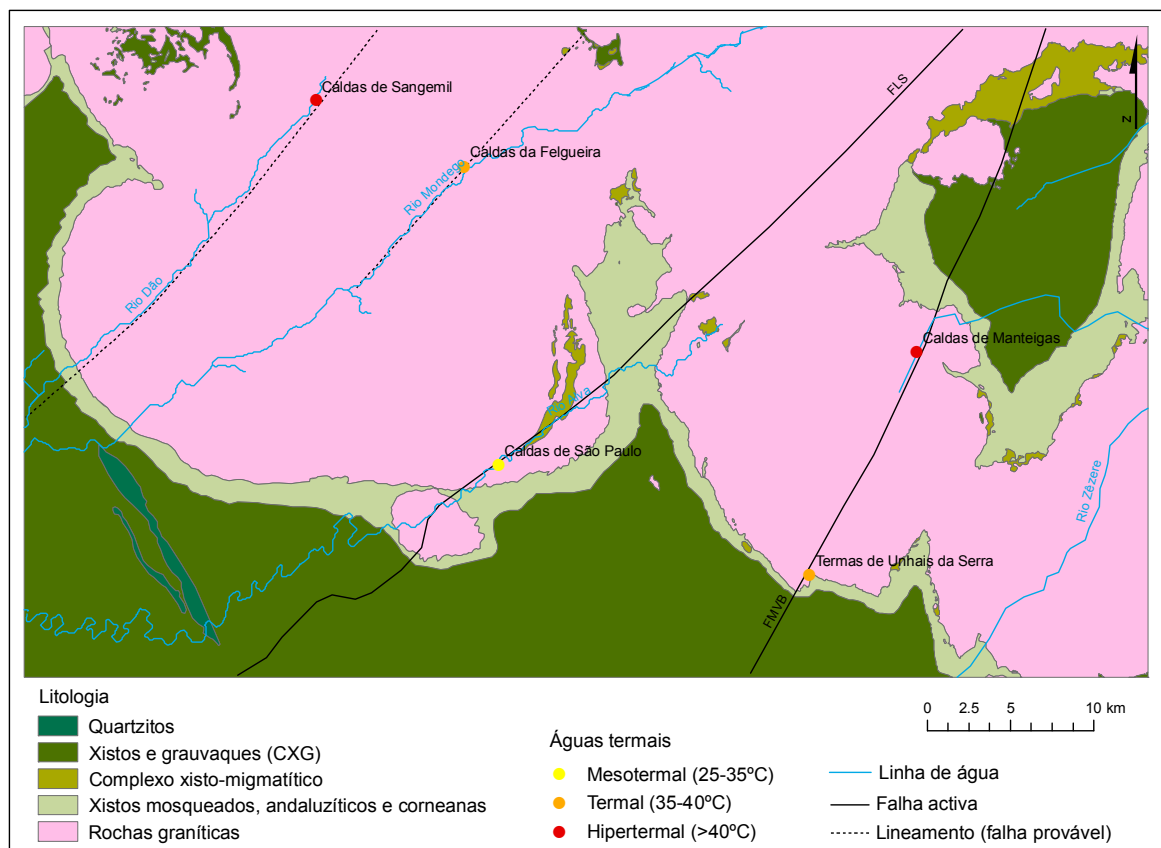


Figura 2.18. Localização das principais nascentes termais na área em estudo (Adaptado de Calado, 1992).

As nascentes termais enquadram-se na província hidromineral do Maciço Hespérico (ZCI), onde predominam águas minerais relacionadas com processos termometamórficos profundos e/ou magmáticos. Estas águas emergem associadas aos granitos sin- a pós- tectónicos relativamente à fase D₃ da orogenia Varisca (Calado, 1995) e às fronteiras destes corpos graníticos.

A distribuição das nascentes termais está relacionada com as principais falhas activas (Calado, 1995). Os desligamentos esquerdos tardivariscos FPRV e FMVB, de orientação NNE-SSW, testemunham evidências de reactivação pós orogenia Varisca na geomorfologia dos relevos da região (Figura 2.2). O desligamento FPRV propicia o abundante termalismo regional. Na sua vizinhança localizam-se várias nascentes termais, sendo de referir as que apresentam maior temperatura de emergência, Chaves (75 °C) e S. Pedro do Sul (69 °C). Estas emergências estão possivelmente associadas a circulação profunda de fluidos ao longo da zona de falha e/ou em falhas conjugadas e fracturas próximas, mecanismo desencadeado pela actividade neotectónica cenozoica actuante na estrutura (Cabral, 1995).

Na área em estudo as emergências termais surgem associadas aos sistemas regionais de fracturação de direcções NNE-SSW, NE-SW, ENE-WSW e NW-SE. As termas de Manteigas e Unhais da Serra emergem na influência da FMVB, as caldas de São Paulo da FLS, as caldas de Sangemil e da Felgueira também surgem associadas a lineamentos estruturais, que acompanham os rios Dão e Mondego, com direcção geral NE-SW (Figura 2.18).

A composição química das águas subterrâneas depende da composição mineralógica do meio por onde circulam, sendo condicionada pela interacção água-rocha. Do ponto de vista químico as águas minerais na área em estudo são classificadas como sulfúreas bicarbonatas sódicas (Tabela 2.5).

As águas sulfúreas são caracterizadas pela presença de formas reduzidas de enxofre, elevado teor em sílica e pela presença do ião flúor, geralmente apresentam valores de pH superior a 8 (Cruz *et al.*, 1996). No âmbito da caracterização hidrogeológica e hidrogeoquímica das águas termais na ZCI foram desenvolvidos diversos trabalhos, salientam-se Calado (2001) e Morais (2012).

Do ponto de vista radiogénico algumas águas apresentam elevada radioactividade (Tabela 2.5). Na região a radioactividade relaciona-se especialmente com a presença do urânio, que por decaimento gera o radão. O fundo de urânio na região é variável consoante a natureza das rochas e a fracturação. As maiores concentrações de urânio, e por consequência de radão, estão associadas aos granitos (uraninite), à auréola de metamorfismo de contacto no CXG e às estruturas enriquecidas em urânio (fracturas, falhas, diques e filões) (Tabela 2.6). Nas águas subterrâneas a concentração de radão segue idêntico padrão de variação. As maiores concentrações de radão ocorrem em águas emergentes em granitos (50-200 Bq L⁻¹) e nas águas que circulam em caixas de falha enriquecidas em urânio (>1000 Bq L⁻¹) (Neves *et al.*, 2010; Pereira *et al.*, 2010).

Tabela 2.5. Características das águas termais localizadas na área em estudo (Adaptado de Cortez (2012), da base de dados Termalbase (LNEG, 2013), da carta geológica 1:50 000 da Covilhã (Teixeira *et al.*, 1974) e do inventário de nascentes portuguesas (Novo Aquilégio, 2013)).

Termas	Natureza química	Temperatura (°C)	pH	Concelho	Bacia/sub-bacia hidrográfica	Enquadramento litológico
Unhais da Serra	Sulfúrea bicarbonatada sódica (radioactiva)	37	8.7	Covilhã	Rio Zêzere	Granitóides
Caldas de Manteigas	Sulfúrea bicarbonatada sódica	46	9.3	Manteigas	Rio Zêzere	Granitóides
Caldas de Sangemil	Sulfúrea bicarbonatada sódica (radioactiva)	49	8.4	Tondela	Rio Dão	Granitóides
Caldas da Felgueira	Sulfúrea bicarbonatada sódica (radioactiva)	36	8.4	Nelas	Rio Mondego	Granitóides
Caldas de São Paulo	Sulfúrea sódica-fluoretada	26	8.6	Oliveira do Hospital	Rio Alva	Granitóides/ CXG

Tabela 2.6. Teores de urânio e concentração média do radão nos solos em diferentes litologias (OH-Oliveira do Hospital, To-Tondela e Ta-Tábua) (Salgado *et al.*, 1998; Pereira *et al.*, 1999b; Pereira *et al.*, 1999a; Pereira *et al.*, 2003a; Pereira *et al.*, 2003b; Neves *et al.*, 2010).

Litologia	Teor em U (ppm)	Concentração média do radão no solo (kBq.m ⁻³)
CXG	2-9	12
Granito	4-18	-
Encraves CXG no granito (OH)	17-87	115
Granito de Seia	5-14	25
Granito de OH	17-26	144
Granito de Tondela	4-16	29
Granito de Tábua	7-15	42
Granito de Tábua-Guarda	12	52
Caixa de falha (em CXG)	107-159 (OH) 267-731 (OH) 15-69 (To)	160 274 (To)
Caixa de falha (em granito)	63-73 (OH) 526-724 (OH) 22-65 (To) 118-223 (Ta)	131 (To) 310 (Ta) 469 (OH)

Os critérios de classificação da temperatura da água na emergência são variáveis. De acordo com a convenção adoptada no Atlas dos Recursos Geotérmicos da Europa (CEC, 1988) e considerando os 20 °C a temperatura limite a partir da qual a água é termal, as águas termais emergentes na região em estudo são classificadas de muito baixa entalpia, com temperaturas compreendidas entre os 20 °C e 50 °C. Todas as temperaturas de emergência conhecidas em Portugal continental são inferiores a 100 °C (baixa entalpia) (Calado, 1995). Nas águas minerais naturais também é usada outra classificação, a seguida no Instituto de Hidrologia de Lisboa (Carvalho, 1961). Neste caso a água de emergência é classificada como hipertermal em Caldas de Sangemil e Caldas de Manteigas, termal em Caldas da Felgueira e Unhais da Serra, e mesotermal em Caldas de São Paulo (Figura 2.18).

Em síntese as águas emergentes na área em estudo incluem-se nas águas mesotermiais e hipertermiais, sulfúreas, de mineralização média a elevada e redutoras. Estas águas são tipicamente de circulação profunda e tempo de residência elevado (Carvalho *et al.*, 1990).

2.3.5.3 Recursos geotérmicos

A geotermia abrange o conjunto de ciências e técnicas que estudam e exploram o calor terrestre. Este calor tem origem no interior da Terra, verificando-se, em média, um aumento da temperatura com a profundidade de cerca de 33 °C por km. As zonas com elevado gradiente térmico constituem as zonas de maior interesse na geotermia. De acordo com o Decreto-Lei nº 90/1990 de 16 Março entende-se por recurso geotérmico os fluidos e as formações geológicas do subsolo, de temperatura elevada, cujo valor seja susceptível de aproveitamento (IGM, 1998).

As aplicações geotérmicas dividem-se em baixa e alta entalpia. O aproveitamento da energia geotérmica pode ser obtido de modo directo ou em produção de energia eléctrica, consoante a temperatura do fluido é inferior (baixa entalpia) ou superior (alta entalpia) ao limiar entre 90 °C e 150 °C. A designada geotermia moderna utiliza bombas de calor geotérmicas (BCG), no caso de aplicações directas, e centrais de ciclos binários, no caso da produção de energia eléctrica (ADENE, 2001; Carvalho & Carvalho, 2004).

O aproveitamento da energia geotérmica implica condições geológicas favoráveis: elevado gradiente geotérmico, a presença de um fluido (usualmente a água), que transporta o calor do interior da crosta terrestre para a superfície, e zonas fracturadas e/ou permeáveis, que conduzem os fluidos. A geotermia do futuro desenvolve-se a partir de modelos conceptuais que integram o conceito alargado de *Hot Dry Rock* (HDR). Este

conceito, dependendo das condições geológicas locais nos projectos experimentais implementados, foi evoluindo para outras designações como *Hot Wet Rock* (HWR), *Hot Fractured Rock* (HFR) e mais recentemente *Enhanced Geothermal Systems* (EGS). Esta técnica tem como objectivo a extracção do calor de rochas cristalinas a profundidades elevadas (4 a 5 km), sendo criado um reservatório geotérmico, através da fracturação hidráulica do maciço rochoso e construção de um sistema de permutação artificial (ADENE, 2001; Carvalho & Carvalho, 2004). Presentemente encontram-se em desenvolvimento diversos projectos experimentais com o intuito de produzir electricidade utilizando a tecnologia EGS. Referem-se alguns exemplos: na Europa o projecto de *Soultz-sous-Forêts* (França) (Gérard *et al.*, 2006) e o *Eden Project* (Reino Unido), na Austrália o projecto *Cooper Basin*, nos E.U.A. o projecto *The Geysers*, entre outros.

Em Portugal existem condições propícias à exploração de recursos de alta entalpia no arquipélago dos Açores, onde foi implementada a produção de energia eléctrica, com uma capacidade instalada de 28.5 MW e uma produtividade de 185 GWh/ano (Antics *et al.*, 2013). No continente, o potencial geotérmico está associado unicamente a recursos de baixa entalpia, sendo a balneoterapia a utilização mais tradicional, com uma capacidade instalada de 25.3 MW e uma produção de 88.6 GWh/ano (Antics *et al.*, 2013). O potencial geotérmico está essencialmente relacionado com duas vias: o desenvolvimento de pólos termais e o aproveitamento de aquíferos profundos nas orlas sedimentares, revelados em furos de reconhecimento petrolífero. Na sequência do primeiro caso, nos últimos anos foram desenvolvidos estudos no âmbito do aproveitamento da energia geotérmica, nomeadamente em aplicações de aquecimento directo (em balneários termais, unidades hoteleiras, piscinas, estufas agrícolas, entre outros). No segundo caso refere-se o projecto geotérmico do Hospital da Força Aérea (Lumiar) (Costa & Cruz, 2000; ADENE, 2001; Lourenço & Cruz, 2005).

As instalações geotérmicas de baixa entalpia de Chaves e São Pedro do Sul são um exemplo de sucesso da implementação de técnicas de aproveitamento dos recursos geotérmicos. Nestes campos geotérmicos foram desenvolvidos diversos estudos geológicos, geofísicos, hidrogeológicos e geoquímicos (Lemos *et al.*, 1992; Santos *et al.*, 1997; Duque *et al.*, 1998; Marques *et al.*, 2010), que contribuíram para compreender melhor a circulação hidrotermal e para construir um modelo hidrogeológico e geotérmico das emergências (Cruz *et al.*, 1996). Foram realizados estudos de caudal e temperatura em emergências do nosso país com $T > 40$ °C, tendo sido apresentada uma estimativa da energia disponível. Considerando as emergências com intervalo de temperatura entre 40 °C a 49 °C e um aproveitamento em cascata até 20 °C, podemos obter uma produção de energia geotérmica de baixa entalpia de 2.8 ktep/ano (tonelada equivalente de petróleo

(tep), corresponde à energia de uma tonelada de petróleo, sendo $1 \text{ tep} = 42 \text{ GJ} = 11.63 \text{ MWh}$ e 3.5 GWh/ano (Costa & Cruz, 2000).

Com a cada vez maior importância das energias renováveis e sustentáveis, os recursos geotérmicos, pela disponibilidade e grandeza dos reservatórios, constituem uma estratégia energética apelativa. Em Portugal, o potencial geotérmico é evidenciado pela abundante ocorrência de águas termais, directamente relacionadas com os acidentes tectónicos, que favorecem a rápida circulação ascendente dos fluidos. Tais condições promovem anomalias geotérmicas locais que são vistas como promissoras fontes de energia a explorar no futuro, por aproveitamento geotérmico convencional e sistemas geotérmicos estimulados.

Nos últimos anos tem surgido interesse em estudos de reavaliação do potencial geotérmico nas regiões Centro e Norte de Portugal. Estudos realizados na região Centro demonstram que localmente alguns granitos hercínicos, podem ser considerados granitos de elevado potencial térmico ($\geq 3.5 \mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$), designados por *High Heat Production* (HHP) (Godinho *et al.*, 1991). Como esperado as zonas graníticas apresentam os maiores teores de U, Th e K, e por consequência a produção de calor radiogénico mais elevada. Salienta-se a direcção preferencial NE-SW da área com maior produtividade térmica ($4\text{-}7 \mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$) e maiores teores de urânio e tório, a qual é concordante com a direcção dos principais alinhamentos estruturais e dos filões de quartzo na área em estudo (Figura 2.19 e Figura 2.17).

Os granitos aflorantes na região apresentam indicadores favoráveis à existência de fluxos térmicos superiores aos normais na crosta. A distribuição da temperatura na crosta depende do fluxo térmico, o qual irá depender da dissipação térmica do calor armazenado no planeta (fluxo térmico basal) e do calor gerado pelas rochas através do decaimento dos isótopos radiogénicos (U, Th e K) e suas cadeias de decaimento. Considerando as condições geológicas favoráveis à implementação da tecnologia EGS/HDR, a região em foco enquadra-se num contexto menos usual, mas onde também podem ocorrer fluxos térmicos regionais elevados. Um contexto de zonas tectonicamente estáveis com presença de granitos HHP e cobertura sedimentar pouco espessa, com fluxos térmicos acrescidos, associados a elevada produção de calor radiogénico interno (Neves *et al.*, 2011; Pereira & Neves, 2011).

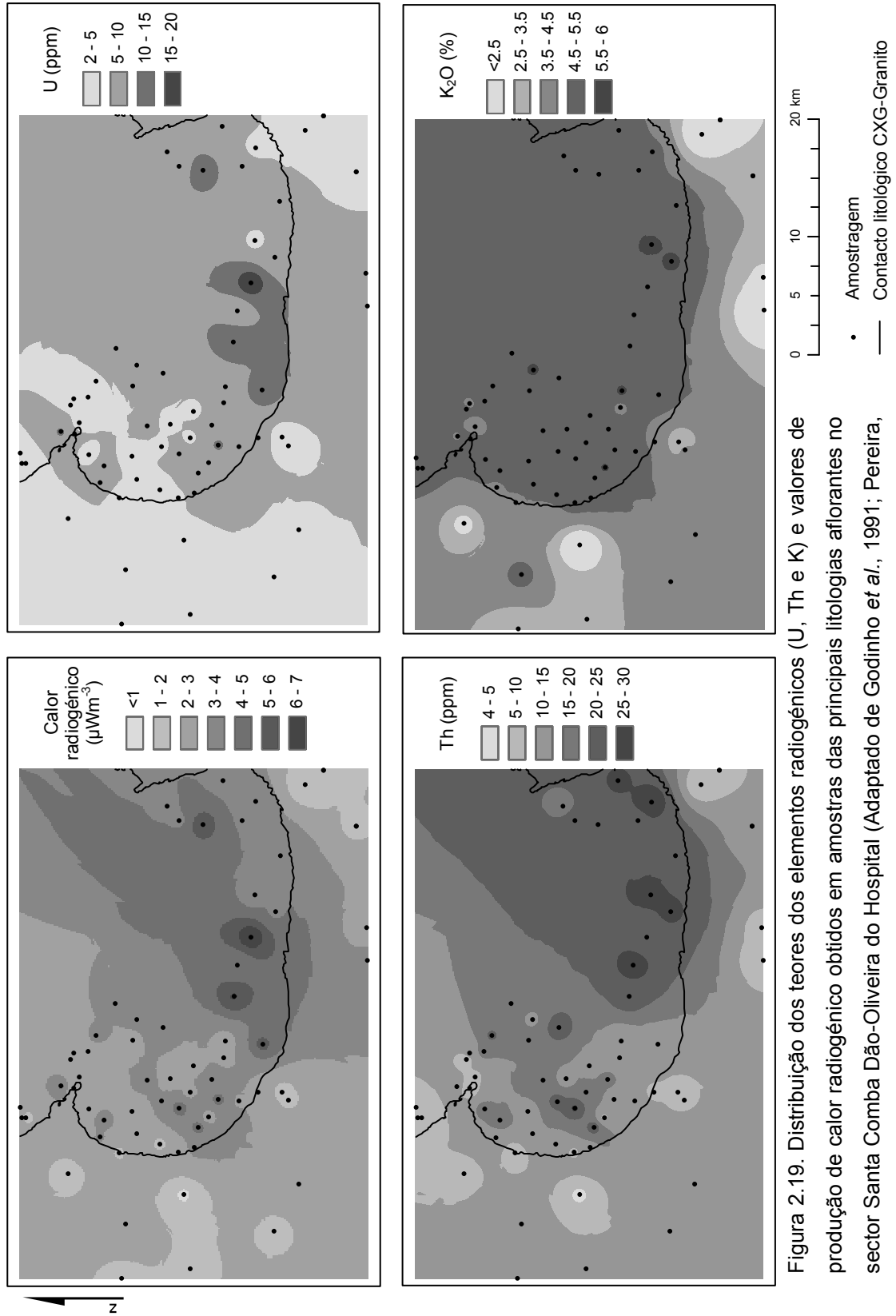


Figura 2.19. Distribuição dos teores dos elementos radiogénicos (U, Th e K) e valores de produção de calor radiogénico obtidos em amostras das principais litologias aflorantes no sector Santa Comba Dão-Oliveira do Hospital (Adaptado de Godinho *et al.*, 1991; Pereira, 1991).

Presentemente, a informação disponível para estudos geotérmicos no nosso país integra o atlas de recursos geotérmicos na Europa (Hurter & Haenel, 2002; Hurter & Schellsschmidt, 2003), com apenas informação relativa à região Sul de Portugal, e um mapa de densidade de fluxo de calor em Portugal continental (Correia & Ramalho, 2010). No mapa de densidade de fluxo de calor a área em estudo insere-se na zona 3 (ZCI) que apresenta valores médios na ordem de 78 mW.m^{-2} , valor superior ao da média crustal (65 mW.m^{-2}). Este mapa foi elaborado a partir dos parâmetros de temperatura, condutividade térmica e valores de produção de calor radiogénico fundamentados em informação geotérmica recolhida em furos (água, mineiros, geotérmicos e petróleo) e técnicas de geotermometria aplicadas a águas termais (Correia & Ramalho, 2005; Correia & Ramalho, 2009; Correia & Ramalho, 2010).

O cenário apresentado vem de certo modo favorecer a ideia da implementação de geotermia estimulada na região em estudo. No entanto estudos multidisciplinares são imprescindíveis para testar a viabilidade desta ideia. Numa fase de prospecção inicial desenvolver estudos à macro-escala, como o conhecimento da geometria em profundidade das rochas granitóides, através da aplicação de métodos geofísicos gravimétricos e magnéticos; estudos geoquímicos e termogénicos em granitos com características HHP (amostragem em afloramento); assim como, após a selecção de áreas de exploração, desenvolver alguns estudos mais detalhados em sondagens mecânicas, como a medição de temperaturas com estimativas do gradiente geotérmico e fluxo térmico, aplicação de outros métodos geofísicos, entre outros.

3 Prospecção gravimétrica

3.1 Introdução

A prospecção gravimétrica tem por objectivo investigar as estruturas geológicas em profundidade, através da medição das variações do campo gravítico terrestre. As variações horizontais e verticais do campo gravítico são provocadas por diferenças de densidade das rochas na subsuperfície e permitem identificar perturbações do campo gravitacional, designadas por anomalias gravimétricas (ou anomalias de gravidade), que estão associadas a uma ampla variedade de situações geológicas (Kearey *et al.*, 2009).

A gravimetria tem sido amplamente usada no estudo de estruturas geológicas, tanto à escala global como regional, e em aplicações bastante diversificadas, em prospecção de hidrocarbonetos, prospecção de recursos minerais, uso militar, detecção de cavidades subsuperficiais, estudos hidrogeológicos, monitorização de vulcões, geometria de intrusões ígneas, prospecção de recursos geotérmicos, engenharia, estudos ambientais, entre outros (Nabighian *et al.*, 2005a; Kearey *et al.*, 2009).

O método gravimétrico foi considerado complexo e dispendioso quando comparado com outros métodos geofísicos. Tal é atribuído à dificuldade associada à aquisição e determinação rigorosa da elevação dos pontos de medição e também ao procedimento extensivo de redução dos dados. Estas razões conduziram à diminuição do uso do método gravimétrico na prospecção de hidrocarbonetos, tendo sido substituído em parte pelo método de sísmica de reflexão, o qual apresenta resultados eficazes com menores custos operacionais.

O progresso da tecnologia instrumental levou ao desenvolvimento de diversos tipos de gravímetros que permitiram a aquisição de dados em diferentes ambientes. As medições do campo gravítico podem ser realizadas na superfície terrestre, na superfície ou fundo do mar, no ar e em profundidade (furos de sondagem, túneis ou galerias). Tal conduziu ao desenvolvimento dos métodos de correcção dos efeitos indesejados (deriva instrumental, altitude, tidal, topografia e movimento induzido) e ao aumento na precisão do posicionamento das medições de gravidade, com recurso ao sistema GPS. Hoje em dia, embora os métodos de interpretação em gravimetria sejam idênticos aos utilizados há 25 anos, com o desenvolvimento do sistema GPS, da tecnologia dos computadores e programas informáticos, o processamento dos dados gravimétricos é rápido, automático e rotineiro, tendo tornado o método mais competitivo, preciso e de fácil execução (Nabighian *et al.*, 2005a). Os programas informáticos permitem realizar as correcções e modelação gravimétricas, obtendo-se modelos quantitativos tridimensionais de elevada

resolução, sendo exequível estimar a profundidade e dimensão das estruturas geológicas. As dificuldades outrora associadas às correcções topográficas foram ultrapassadas com o recurso aos sistemas de GPS diferencial e à disponibilidade de cartografia digital, que permitiram o aumento da precisão das correcções. Foram desenvolvidos métodos automáticos na correcção topográfica das medições de gravidade com recurso aos modelos digitais de terreno (MDT) (Ketelaar, 1987; Cogbill, 1990). Os aspectos anteriormente referidos tornaram o método gravimétrico novamente competitivo e fundamental em muitos casos de prospecção geofísica.

O sucesso e eficácia da prospecção gravimétrica dependem de uma boa planificação das várias etapas, de acordo com a finalidade da campanha (Figura 3.1). Em função dos objectivos da campanha de prospecção gravimétrica existem valores de precisão e erros admissíveis que devem ser considerados na planificação e execução dos trabalhos (Tabela 3.1).

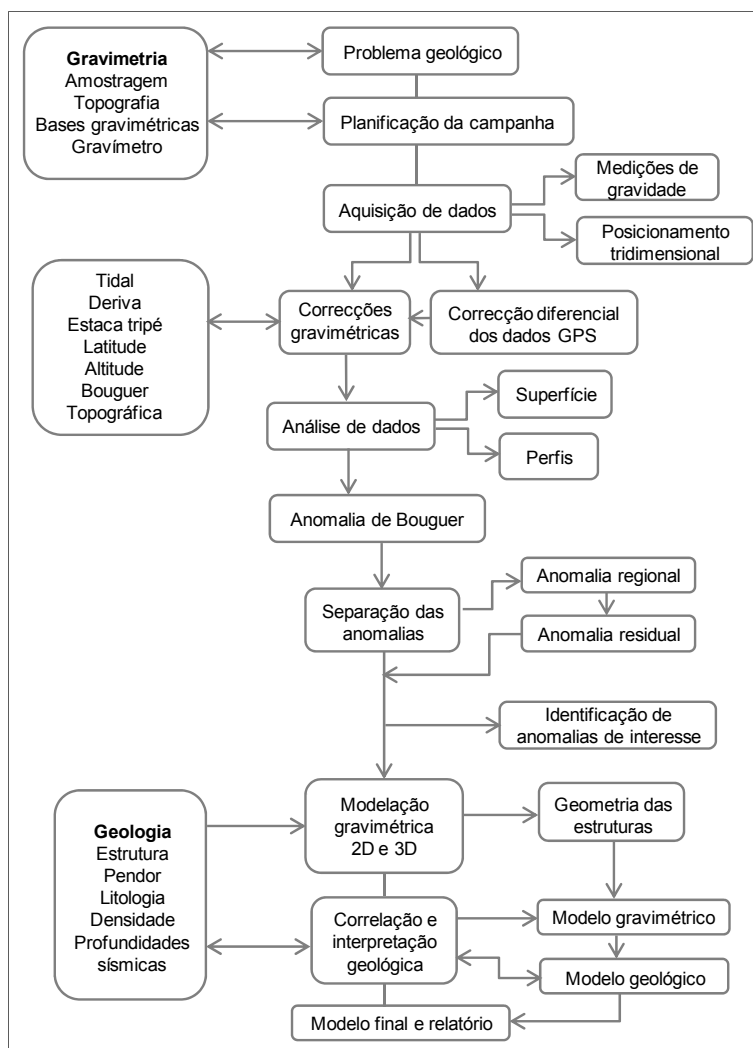


Figura 3.1. Fluxograma representativo da metodologia geral seguida durante uma campanha de prospecção gravimétrica (Adaptado de Hinze, 1990).

Tabela 3.1. Precisão requerida nos valores de gravidade e erros admissíveis em função dos objectivos da campanha de prospecção gravimétrica (Adaptado de BRGM, 1977).

Objectivo da campanha	Precisão requerida (mgal)	Erros admissíveis			
		Coordenadas (m)	Cotas (m)	Registo do tempo (min)	Espaçamento entre estações (m)
Gravimetria de precisão e geodesia	0.01	0.05	0.01	1	1 a 500000
Microgravimetria	0.01	1	0.01	2	5 a 20
Prospecção mineira	0.05	3	0.1	5	20 a 300
Cartografia de pormenor	0.2	10	0.5	5	100 a 500
Cartografia regional	0.2	20	1	5	500 a 3000

3.2 Princípios da gravimetria

Qualquer corpo em queda livre na superfície da Terra move-se em direcção à mesma. Este movimento é originado por uma força que actua sobre todos os corpos, designada por gravidade (Tsuboi, 1983).

O método gravimétrico baseia-se na lei da gravitação de Newton ou lei da gravitação universal, que afirma que a força de atracção F entre duas massas, m_1 e m_2 , de dimensões pequenas relativamente à distância r entre elas, é obtida pela equação:

$$F = \frac{G m_1 m_2}{r^2} \quad (3.1)$$

onde G é a constante de gravitação universal ($G = 6.67 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$).

Considerando a Terra esférica, estática, homogénea, de massa M e raio R , temos que o efeito da atracção gravítica sobre uma massa pequena m , localizada na sua superfície, é traduzida por:

$$F = \frac{GM}{R^2} m = mg \quad (3.2)$$

ou seja, a força relaciona-se com a massa por meio de uma aceleração, sendo g designada por aceleração da gravidade, vulgarmente denominada por gravidade.

$$g = \frac{GM}{R^2} \quad (3.3)$$

O valor médio de g na superfície terrestre é de 9.81 m.s^{-2} (Dubois *et al.*, 2011). Nestas condições a gravidade na Terra seria constante, no entanto, a forma elipsoidal, o movimento de rotação, a superfície topográfica irregular e a diferenciada distribuição interna das massas induzem a variação da gravidade na superfície terrestre (Kearey *et al.*, 2009). As variações locais da aceleração da gravidade relacionadas com as estruturas geológicas apresentam valores muito pequenos, na ordem dos $100 \mu\text{m.s}^{-2}$, esta unidade é conhecida como unidade de gravidade (gu). Devido à elevada sensibilidade dos instrumentos modernos de medição da gravidade, em prospecção gravimétrica as unidades habituais para expressar a aceleração da gravidade são o miligal (mgal) e o microgal (μgal) (Lowrie, 2007).

$$1 \text{ mgal} = 1000 \mu\text{gal} = 10^{-3} \text{ gal} = 10^{-5} \text{ m.s}^{-2} = 10 \text{ gu}$$

A prospecção gravimétrica permite estudar essas variações locais da aceleração da gravidade na superfície terrestre, relacionadas com a distribuição diferenciada das densidades das rochas em profundidade, as irregularidades na superfície topográfica e as estruturas geológicas.

O valor da aceleração da gravidade num ponto da superfície terrestre é resultante da soma vectorial da força de atracção e a força centrífuga (f_c), associada à dinâmica rotacional da Terra (Figura 3.2). A força centrífuga é máxima no equador e é nula nos pólos (Tsuboi, 1983).

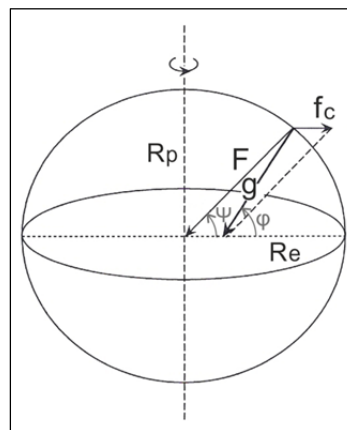


Figura 3.2. Relação entre a força de atracção (F) e a força centrífuga (f_c) que definem a aceleração da gravidade (g) no elipsóide de referência. R_p e R_e são o raio polar e raio equatorial do elipsóide, Ψ é a latitude geocêntrica e ϕ é a latitude geodésica elipsoidal (Lowrie, 2007).

A forma elipsoidal da Terra resulta do balanço entre a aceleração da gravidade e aceleração centrífuga, que provoca o achatamento dos pólos, induzindo um valor de gravidade máximo nos pólos e mínimo no equador (Dobrin & Savit, 1988; Lowrie, 2007). Para prever a variação da gravidade na Terra foram estabelecidas várias fórmulas internacionais da gravidade, baseadas em parâmetros de diferentes elipsóides de referência. O elipsóide de referência é um elipsóide de revolução que descreve a figura geométrica da Terra. O elipsóide de revolução é uma superfície regular definida numericamente pelos parâmetros, raio equatorial e raio polar, sendo frequentemente expresso pelo coeficiente de achatamento (Dobrin & Savit, 1988; Blakely, 1995). Actualmente a definição do elipsóide de referência baseia-se em dados de observações precisas das órbitas de satélites artificiais (Lowrie, 2007).

O campo gravítico pode ser definido em termos de potencial gravítico (U). O potencial gravítico é definido como o trabalho gerado pela força da gravidade para mover uma massa unitária do infinito até uma posição final, sendo expresso pela equação:

$$U = \frac{GM}{r} \quad (3.4)$$

onde G é a constante de gravitação universal, M é a massa do corpo e r é a distância entre a posição inicial e final do corpo. O potencial gravítico para um corpo localizado na superfície terrestre só depende da distância entre ele e o centro de massa da Terra. Enquanto a aceleração da gravidade é uma grandeza vectorial, possuindo magnitude, direcção e sentido, o potencial gravítico é uma grandeza escalar, possuindo apenas magnitude. A primeira derivada do potencial gravítico em qualquer direcção dá-nos a componente da gravidade nessa mesma direcção. Desta forma pode-se definir superfícies equipotenciais sobre as quais o potencial gravítico é constante. A superfície equipotencial referente ao campo gravítico da Terra designa-se por geóide. O geóide coincide com a superfície média dos oceanos na Terra, isenta do efeito dos ventos e marés, sendo horizontal em qualquer lugar e consequentemente sendo perpendicular à direcção da gravidade (Kearey *et al.*, 2009). No entanto, a variação da superfície topográfica e a distribuição assimétrica das massas terrestres provocam deformações do geóide, que afastam a sua configuração do elipsóide de referência, tornando a superfície do geóide irregular (Figura 3.3). A diferença entre o geóide e o elipsóide de referência designa-se por ondulação do geóide (N) (Figura 3.4 a) (Lowrie, 2007).

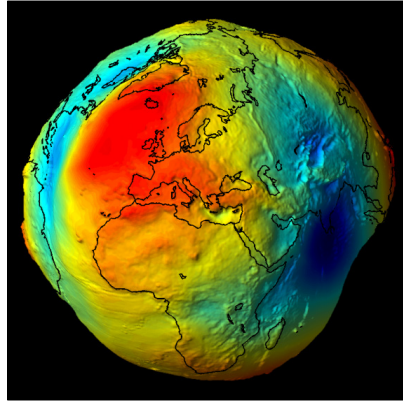


Figura 3.3. Forma irregular do geóide terrestre (ESA, 2012b).

Considerando as deformações do geóide de grande amplitude, que reflectem estruturas profundas de grande dimensão, em zonas oceânicas o geóide coincide com a superfície livre do oceano, enquanto no continente o geóide é influenciado pela distribuição das massas acima do nível médio do mar. A distribuição de massa abaixo do elipsóide de referência provoca um decréscimo da atracção gravitacional para o centro da Terra, enquanto numa montanha, cujo centro de gravidade se situa acima do elipsóide, ocorre um acréscimo da atracção gravitacional. Neste caso a deformação do geóide caracteriza-se por uma elevação local acima do elipsóide. Considerando as deformações do geóide de pequena amplitude associadas a estruturas locais de pequena dimensão, uma região caracterizada por um excesso de massa abaixo do elipsóide, será representada por uma deformação do geóide ascendente relativamente ao elipsóide, isto é, a ondulação do geóide será positiva (Figura 3.4 b). Enquanto uma deficiência de massa abaixo do geóide irá deformá-lo no sentido descendente, provocando uma ondulação do geóide negativa (Lowrie, 2007).

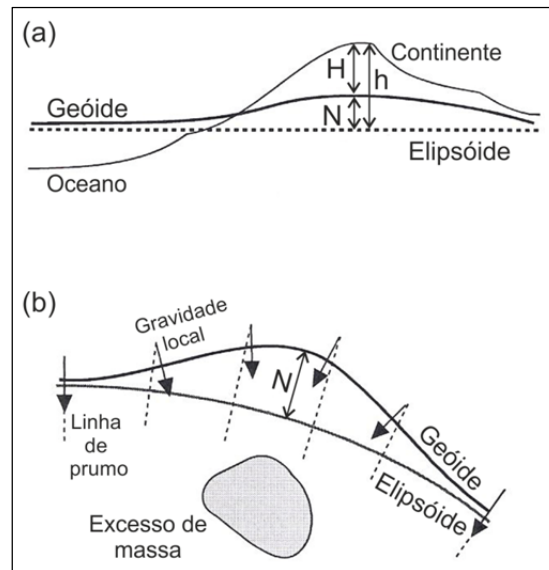


Figura 3.4. Deformações do geóide. (a) Deformações de grande amplitude; (b) Deformações locais relacionadas com o excesso de massa abaixo do elipsóide (Lowrie, 2007). N é a ondulação do geóide, H é a altitude ortométrica e h é a altitude elipsoidal.

A crescente utilização do sistema de posicionamento global diferencial (DGPS) tornou simples e expedito obter o posicionamento dos pontos de medição da gravidade na superfície terrestre relativamente ao elipsóide de referência, atingindo precisões centimétricas. Esta altitude medida segundo a normal ao elipsóide de referência designa-se por altitude elipsoidal (h). A altitude elipsoidal corresponde à soma da altitude ortométrica (H), altitude medida segundo a normal ao geóide, e a ondulação do geóide (N) (Figura 3.4 a), segundo a equação:

$$h = H + N \quad (3.5)$$

sendo, conhecida a superfície do geóide (H) pode-se determinar directamente a ondulação do geóide (Li & Götze, 2001).

As observações provenientes de satélites altimétricos e GPS permitem determinar a topografia oceânica com elevada precisão, e assim cartografar as anomalias do geóide e as anomalias do campo gravítico (Lowrie, 2007; Dubois *et al.*, 2011). O modelo global geopotencial *Earth Gravity Model 1996* (EGM 96) consiste num modelo de harmónicos esféricos do potencial gravitacional terrestre. A ondulação do geóide produzida a partir do EGM 96 apresenta um erro de ± 0.5 a ± 1.0 m (Lemoine *et al.*, 1998). Este modelo pode ser usado para determinar as variáveis na equação 3.5.

Desde o início deste século foram implementadas novas missões espaciais para estudar o campo gravítico terrestre, a CHAMP (*CHALLENGING Minisatellite Payload*) em 2000, a GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*) em 2002 e a GOCE (*Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer*) em 2009. Esta última missão, desenvolvida pela ESA (*European Space Agency*), tem por objectivo cartografar as variações do campo gravítico terrestre e modelar o geóide terrestre com elevada precisão (cerca de 1 mgal nas anomalias de gravidade e 1-2 cm no geóide) a uma resolução espacial de 100 km. Esta é a primeira missão a usar o conceito de gradiometria, possui um gradiómetro de gravidade muito sensível, que mede as diferenças da aceleração em três dimensões, que correspondem às componentes do gradiente de aceleração da gravidade. O modelo do geóide proveniente da GOCE permite a unificação dos sistemas de elevação à escala global com uma precisão centimétrica, o que facilita a integração e interpretação dos estudos geofísicos regionais num modelo global (Johannessen *et al.*, 2003). A Figura 3.5 mostra o mapa mundial das variações da ondulação do geóide da missão GOCE relativo ao elipsóide de referência WGS 84 (*World Geodetic System 1984*). A maior anomalia negativa (>-100 m) localiza-se a Sul da Índia no Oceano Índico e as maiores anomalias positivas ($>+60$ m) localizam-se a Norte da Austrália no Oceano Pacífico equatorial e no Atlântico Norte. Neste modelo a ondulação do geóide em Portugal encontra-se no intervalo de +40 m a +60 m.

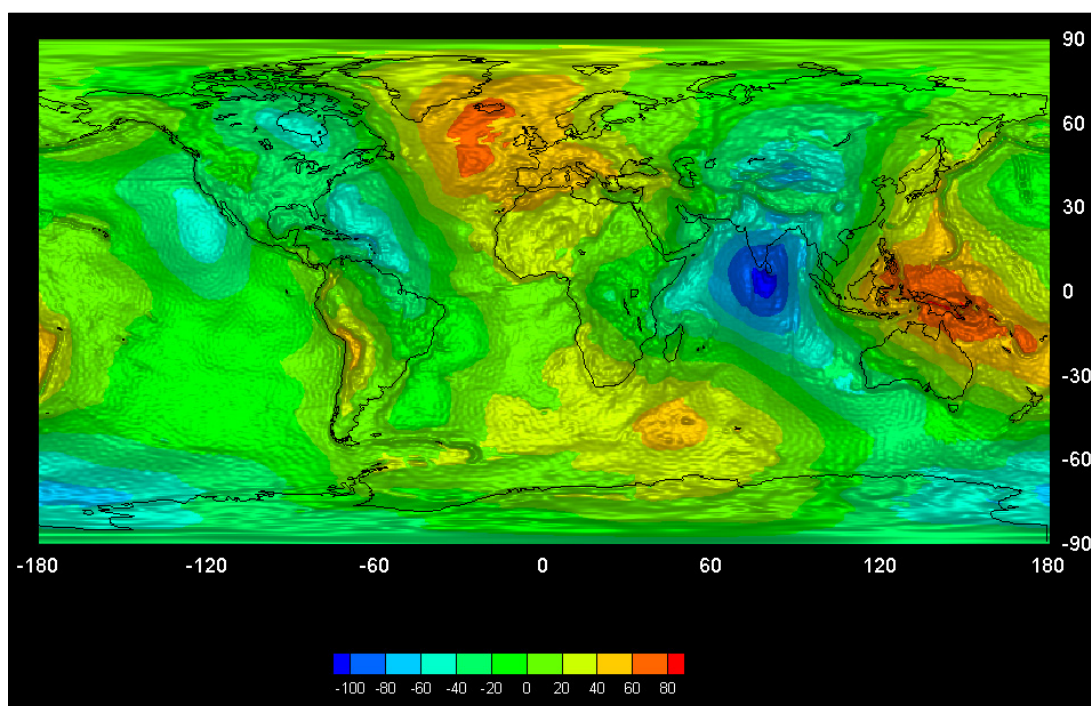


Figura 3.5. Mapa mundial das variações da ondulação do geóide em metros relativo ao elipsóide WGS 84 (ESA, 2012a).

Para Portugal continental foi construído um modelo local do geóide designado por GeodPT08. Este modelo foi determinado com base no modelo do geóide ICAGM07 por ajuste à rede geodésica nacional e possibilita o posicionamento vertical com uma precisão global de 4 cm (Catalão, 2009). O modelo do geóide ICAGM07 foi calculado com base em dados gravimétricos terrestres, marinhos e dados de satélite (missões CHAMP e GRACE) para a área do Atlântico Nordeste, Península Ibérica e ilhas Macaronésias (Catalão & Sevilha, 2009). O modelo local GeodPT08 não é uma superfície equipotencial do campo gravítico terrestre, isto é, não é verdadeiramente o “geóide”, mas permite a conversão de altitudes elipsoidais para altitudes ortométricas (Catalão, 2009). No modelo GeodPT08, referente ao elipsóide de referência GRS 80 (*Geodetic Reference System 1980*), a variação da ondulação do geóide em Portugal encontra-se entre 51.5 m e 57.4 m (Figura 3.6).

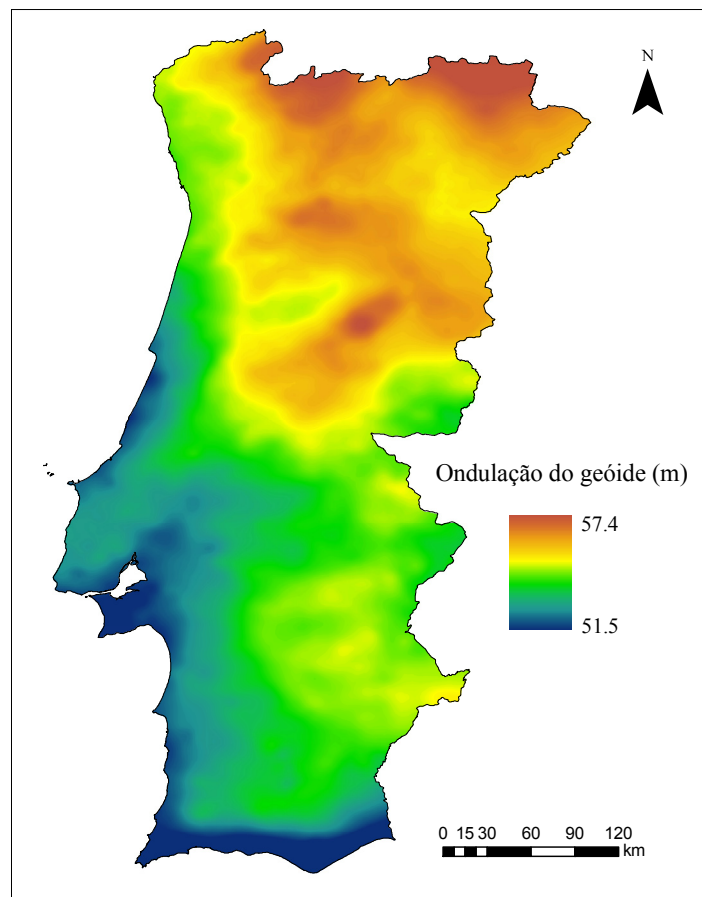


Figura 3.6. Modelo local do geóide para Portugal continental (GeodPT08) referente ao elipsóide GRS 80 (IGP, 2012).

3.3 Medição da gravidade

Em prospecção gravimétrica os equipamentos utilizados para medir o campo gravítico terrestre, são designados por gravímetros. A sensibilidade dos gravímetros modernos encontra-se na ordem de 0.01 mgal, sendo este valor correspondente com a precisão requerida em estudos geológicos (Dobrin & Savit, 1988; Milsom, 2003). Os gravímetros podem ser classificados em estáveis e instáveis, embora haja um outro tipo, que devido ao seu funcionamento pode ser classificado como dinâmico. Os gravímetros instáveis baseiam-se no princípio de funcionamento dos pêndulos de período longo, onde a força gravítica, que actua na massa do gravímetro, é medida pela força que é necessária aplicar para que essa massa retome a sua posição de equilíbrio. Por motivos de estabilidade, rapidez de leitura, sensibilidade e mobilidade dos equipamentos, os gravímetros instáveis são actualmente os mais utilizados (Parasnis, 1997).

As medidas de gravidade podem ser absolutas ou relativas. O procedimento padrão em prospecção gravimétrica é o registo das medições de valores relativos da gravidade, que permitem determinar as variações locais de gravidade. Estas leituras relativas correspondem à diferença entre a medida registada em uma base gravimétrica fixa e as medidas das estações gravimétricas durante um determinado circuito (Parasnis, 1997). Os valores de gravidade relativos podem ser convertidos para absolutos tendo por referência a rede de estações absolutas IGSN 71 (*International Gravity Standardisation Network 1971* (Morelli *et al.*, 1971)). O valor absoluto de gravidade de uma base local pode ser determinado utilizando um gravímetro de leitura relativa, medindo a diferença de gravidade entre uma estação IGSN e a base local. Devido à deriva instrumental normalmente segue-se um procedimento de *looping*, com registo alternado de tempo e de gravidade nas duas estações. Esta conversão para valores de gravidade absoluta constitui uma boa prática, pois facilita a integração e a interpretação de dados de diferentes campanhas de prospecção regionais a uma escala global (Dobrin & Savit, 1988; Kearey *et al.*, 2009).

3.4 Objectivos da campanha de prospecção

A aplicação do método gravimétrico permite obter a anomalia de Bouguer na área em estudo, sendo esta posteriormente decomposta na anomalia regional e anomalia residual. A anomalia de Bouguer é modelada com recurso a programas informáticos adequados, em conformidade com a cartografia geológica da região, resultando um

modelo gravimétrico. Desta forma pretende-se caracterizar as estruturas geológicas em profundidade e nomeadamente estabelecer uma geometria para as rochas graníticas.

3.5 Procedimento de campo

3.5.1 Levantamento topográfico

O posicionamento tridimensional (latitude, longitude e altitude) das estações gravimétricas foi realizado com um sistema GPS (*Global Positioning System*) *Ashtech*, modelo *ProMark2* (Figura 3.8 a). Este sistema permite o posicionamento diferencial, usando 2 receptores (1 receptor móvel e 1 receptor estacionado numa base de referência de coordenadas conhecidas e fixas). O equipamento funciona em monofrequência (onda portadora L1 e código C/A modelado) e utiliza uma antena GPS externa (*Ashtech* 110454) inserida num bastão de altura ajustável. Na Tabela 3.2 são enumeradas algumas especificações do sistema DGPS (*Differential Global Positioning System*) utilizado (*ProMark2*, 2002).

Tabela 3.2. Especificações do sistema DGPS *ProMark2* (*ProMark2*, 2002).

Parâmetros	Especificações
Precisão da medição em modo estático (RMS)	Horizontal: 0.005 m +1 ppm; Vertical: 0.01 m +2 ppm
Precisão de navegação (RMS)	<3 m com antena externa e com WAAS
Longitude do vector	Até 20 km
Sinais de correcção	WAAS e EGNOS
Canais de satélite GPS	10
Frequência	Monofrequência
Tempo de observação	20' a 60' (depende da longitude do vector)
Ângulo de corte de satélites GPS	10°

O ruído presente nas observações de GPS determina a precisão do posicionamento obtido. Os erros nos dados de GPS podem ter várias fontes: o meio de propagação do sinal (erros de ionosfera e troposfera), os satélites (erros de efemérides), o receptor (erros do relógio e ruído interno) e a antena (erros de multitrajecto e instabilidade da antena) (Gonçalves *et al.*, 2008). Um outro factor importante na precisão do posicionamento é a configuração geométrica dos satélites, que é expressa pela diluição de precisão (DOP). Designada PDOP quando relativa ao posicionamento

tridimensional. A precisão de uma medição será maior quanto melhor a geometria dos satélites, isto significa um menor valor de PDOP. Em situações de obstáculos à recepção de satélites (edifícios ou árvores) o PDOP aumenta, diminuindo a precisão da medição (Gonçalves *et al.*, 2008).

O método de observação, a duração da observação, o número de satélites e o equipamento usado são factores determinantes na precisão dos resultados. No entanto, o tempo despendido no procedimento de campo e o tipo de precisão necessário e/ou adequado ao trabalho a desenvolver, são factores a considerar na escolha da metodologia a utilizar no levantamento topográfico, de forma a obter o posicionamento mais eficaz e preciso de acordo com as condições disponíveis no momento.

No método de observação estático os receptores são estacionados no ponto por um determinado intervalo de tempo (pode variar de 30 minutos a uma ou mais horas) e as observações são registadas ao longo do intervalo (Casaca *et al.*, 2005). Este método em períodos longos de observação origina resultados precisos, na ordem dos centímetros ou até milímetros. Esta precisão depende da distância do vector (relação receptor/base de referência), assim como da geometria dos satélites, do número de satélites e das condições de obstrução. Para obter o posicionamento tridimensional é necessário que sejam recebidos no mínimo 4 satélites comuns em ambos os receptores (Gonçalves *et al.*, 2008). O método estático rápido é idêntico ao estático, a principal diferença encontra-se no período de observação nas estações, que é inferior a 20 minutos (Gonçalves *et al.*, 2008). Este método é normalmente utilizado em levantamentos que exigem uma elevada produtividade. No modo estático rápido, para evitar a degradação da precisão, é imprescindível utilizar bases curtas (até 20 km) e o uso do código e da fase nas frequências L1 e L2 (Casaca *et al.*, 2005).

O receptor GPS de monofrequência utilizado no levantamento topográfico calcula o posicionamento através da modelação do código C/A sobre as medidas de fase da portadora L1. Sendo o comprimento da onda portadora L1 de 19 cm, em boas condições de observação, pode-se considerar que o máximo de erro na determinação do valor das ambiguidades numa observação de 10 minutos é de meio ciclo (aproximadamente 10 cm). A utilização de receptores GPS de monofrequência em modo estático, com períodos de observação de 10 minutos, permite o posicionamento relativo com precisão na ordem do decímetro. No entanto tal precisão implica o cumprimento de certas condições. As bases localizadas a distâncias superiores a 20 km, designadas por bases longas, possuem uma maior influência dos efeitos atmosféricos (erros da ionosfera), os quais não podem ser eliminados. Daí a necessidade do uso de bases de referência a distâncias inferiores a 20 km (bases curtas) sempre que possível. A observação deve realizar-se em boas condições de configuração de satélites, isto implica um PDOP inferior

a 4. Caso não seja possível o período de observação deve ser prolongado. Deve-se também evitar ao máximo o ruído nas observações (erro de multitrajecto, instabilidade da antena, etc.). Caso não se verifiquem as condições anteriores é aconselhável utilizar duas bases de referência (Antunes, 1997).

O levantamento topográfico das estações gravimétricas foi realizado segundo as seguintes condições: observação em modo estático rápido, antena externa inserida num tripé estável e nivelado a 2.1 m de altura, tempo médio de observação de 10 minutos e intervalo de gravação de 2 segundos. Tendo em atenção o tipo de equipamento GPS disponível (receptor GPS de monofrequência) tentou-se adoptar a melhor metodologia de campo possível, quer ao nível da produtividade e da velocidade de progressão da campanha, quer ao nível da qualidade dos resultados. O levantamento das coordenadas (latitude, longitude e altitude) foi realizado no sistema de coordenadas geodésicas WGS 84 (*World Geodetic System 1984*).

3.5.2 Levantamento gravimétrico

A área de prospecção gravimétrica situa-se na região Centro de Portugal, nos concelhos de Penacova, Tábua, Arganil e Oliveira do Hospital no distrito de Coimbra, Mortágua, Santa Comba Dão, Carregal do Sal, Nelas e Tondela no distrito de Viseu e Seia e Gouveia no distrito da Guarda. A área em estudo está circunscrita nos limites geográficos dos meridianos 8°20'W e 7°37'W e dos paralelos 40°30'N e 40°12'N (Figura 3.7).

A campanha de prospecção gravimétrica realizou-se em 32 dias de campo, durante os quais foram percorridos 9406 km. Considerando que o custo por km é de 0.40 cêntimos, à data da campanha, e contabilizando apenas as despesas de transporte automóvel (custo viatura e combustível), o custo total da campanha gravimétrica é avaliado em cerca de 3,700.00€. No entanto o custo total de uma campanha de prospecção gravimétrica como a realizada aqui, após o processamento de dados (correção e modelação gravimétricas), poderá atingir valores na ordem dos 200,000.00€. Uma campanha gravimétrica no terreno à escala regional pode ser bastante dispendiosa, essencialmente devido aos gastos associados ao transporte.

Numa perspectiva ambiental parece interessante avaliar o impacto ambiental de uma campanha de prospecção deste tipo. Para tal procedeu-se ao cálculo da pegada de carbono, que consiste na medição da quantidade de CO₂ produzida. Considerando apenas as emissões de CO₂ dos veículos automóveis utilizados e os quilómetros percorridos durante a campanha, obtém-se um total de 619.5 kg de emissões de CO₂.

Pressupondo que a quantidade de CO₂ absorvido pelas árvores depende de vários factores, como espécie e idade da árvore, condições climáticas e edáficas, entre outros, e tomando como referência que uma árvore jovem (0-5 anos) absorve em média 2.5 kg CO₂ por ano (Carbon-info.org, 2012), necessitaríamos de plantar cerca de 743 árvores para compensar o CO₂ emitido pelos automóveis utilizados na campanha.

Para uma campanha de prospecção desta escala a utilização de meios aéreos seria uma solução mais viável, pois possibilita a cobertura de extensas áreas e sem restrições a zonas de difícil acesso, despendendo-se menos tempo na mobilidade durante a campanha e tornando o método gravimétrico mais eficiente e expedito. No entanto tal implica gastos avultados, na aquisição de equipamento apropriado ao aerotransporte e no aluguer do meio de transporte aéreo, o que não era exequível para o desenvolvimento deste trabalho.

Na planificação da campanha gravimétrica no terreno considerou-se toda a informação disponível da geologia regional e da cartografia das vias de acessibilidade, tendo-se o cuidado de distribuir os pontos de medição da gravidade por toda a área em estudo, de acordo com a dimensão e morfologia das estruturas a investigar. Na campanha foi utilizado um sistema GPS e uma aplicação de SIG móvel, com a informação digitalizada da cartografia geológica e topográfica, que foi imprescindível na navegação no campo e na escolha da localização das estações gravimétricas (entende-se por estação gravimétrica o local onde é realizada a medição do valor do campo gravítico).

A distribuição espacial das estações gravimétricas foi condicionada por zonas de difícil acesso, como zonas de relevo muito acentuado e/ou caminhos em mau estado, tendo-se localizado a maioria dos pontos de medição da gravidade em zonas de estrada e caminhos de fácil acesso. Na proximidade de vias rodoviárias, as vibrações causadas pela circulação do tráfego podem tornar o gravímetro instável durante a medição da gravidade originando valores anómalos. Nestas condições salienta-se a importância da repetibilidade das leituras em cada estação.

A presença de estruturas antrópicas (edifícios, caves, túneis, entre outras) constitui outra condicionante importante na localização das estações gravimétricas. As construções contíguas à estação podem influenciar as medições de gravidade, nesse caso deve-se aplicar uma correcção adicional, baseada no material e dimensão da construção (Nowell, 1999). Os edifícios modernos produzem um pequeno efeito nos valores de gravidade quando comparados com construções antigas de paredes espessas. Considerando a interferência de uma parede de pedra de 0.50 m de espessura em função da distância a uma estação gravimétrica, pode-se afirmar que uma medição realizada a 2 m de distância o efeito é inferior a 0.01 mgal (Milsom, 2003). Na área de

prospecção as zonas urbanas são constituídas essencialmente por edifícios de pequena dimensão (moradias e edifícios até 4 andares). Na escolha da localização das estações considerou-se uma distância de segurança à construção, para evitar a aplicação de correcções devidas a estruturas antrópicas.

As irregularidades da superfície topográfica na vizinhança da estação influenciam bastante as medições de gravidade. Diferenças na elevação inferiores a 30 cm na zona B e 130 cm na zona C podem ser ignoradas, pois produzem efeitos inferiores a 0.001 mgal por compartimento na rede de Hammer (Milsom, 2003). Com o intuito de minimizar a necessidade de aplicar grandes correcções topográficas num raio próximo à estação, considerou-se como critério de localização, sempre que possível, a presença de uma área em torno da estação até à zona C de Hammer, de relevo suave, onde não são necessárias correcções topográficas.

Na zona Oeste da área de prospecção as estações gravimétricas foram distribuídas segundo perfis, com longitude total de 182 km e com espaçamento médio entre estações de 693 m. Esta distribuição espacial teve por principal objectivo atravessar a totalidade da área onde aflora o batólito granítico. Na zona Este, desde Oliveira do Hospital a Seia, as estações foram distribuídas segundo uma malha irregular, numa área total de 390 km², com espaçamento médio entre estações de 1023 m. A densidade de estações gravimétricas nesta área é aproximadamente de 1.2 estações por km².

Na totalidade da área de prospecção gravimétrica registaram-se 749 pontos de medição, dos quais 734 estações gravimétricas, 14 bases gravimétricas secundárias e uma base gravimétrica principal (Figura 3.7). Essas bases gravimétricas são pontos de medição onde ao longo do dia se repetem as leituras de gravidade e onde são iniciados e finalizados os circuitos de medição da gravidade. Sendo conhecidos os instantes das medições realizadas pode-se calcular a deriva instrumental do gravímetro. As bases gravimétricas também foram planificadas de acordo com as condicionantes já referidas anteriormente, de forma a apresentarem uma distribuição uniforme por toda a área de prospecção e uma localização de fácil acesso com o menor ruído exequível. A base gravimétrica principal (designada por Balocas) localiza-se na igreja de Balocas, esta povoação situa-se na zona central da área de prospecção e possui uma boa acessibilidade.

De acordo com a Tabela 3.1 a campanha desenvolvida neste trabalho pode-se classificar como uma campanha de cartografia regional, com um espaçamento médio de amostragem de cerca de 1000 m e um erro admissível na elevação até 1 m para uma precisão requerida de 0.2 mgal (BRGM, 1977; Dobrin & Savit, 1988).

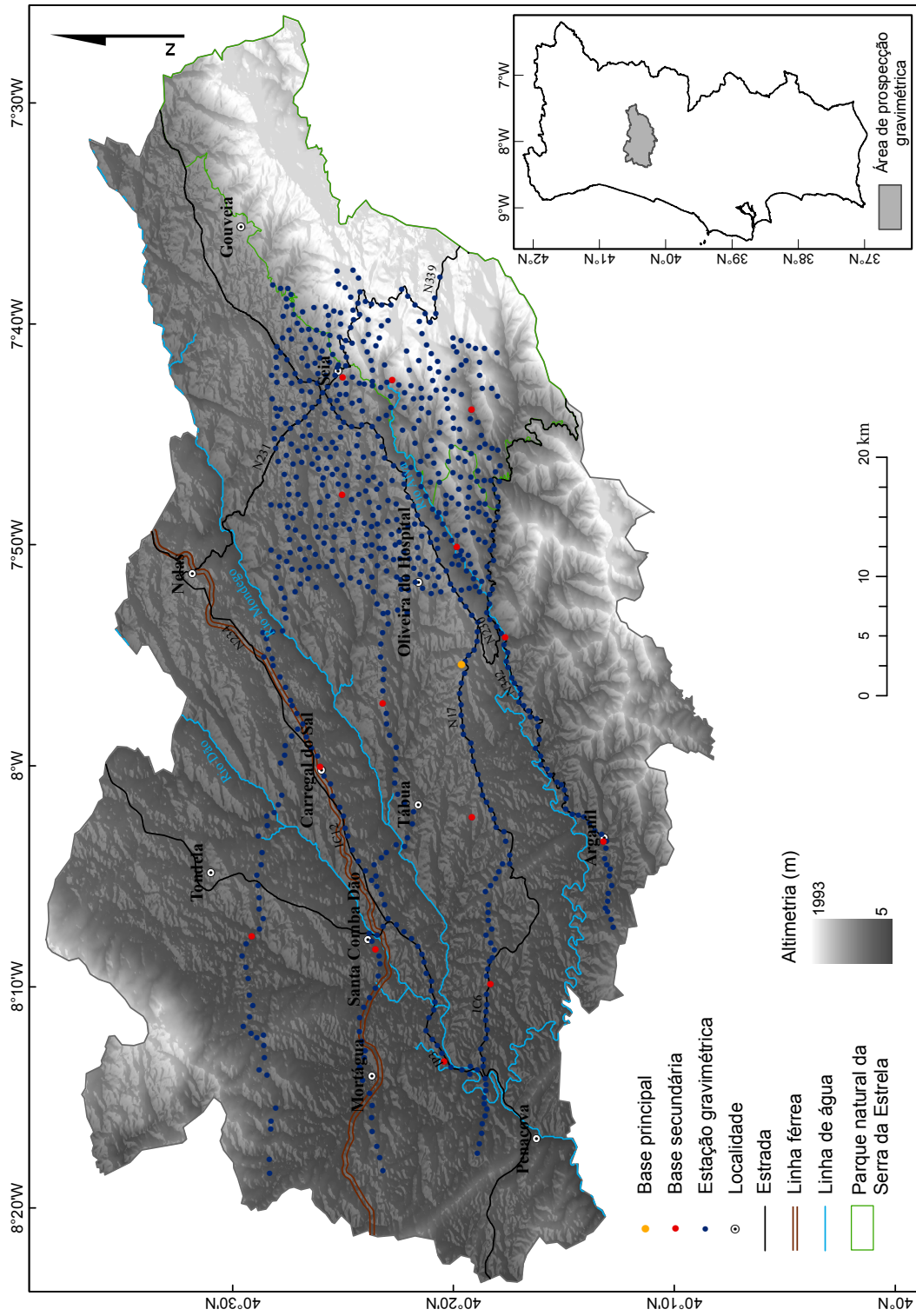


Figura 3.7. Localização das estações e bases gravimétricas utilizadas na campanha de prospecção (Altimetria: dados ASTER - GDEM V2, altitude ortométrica).

A equipa de campo foi formada por dois operadores, um responsável pelas leituras no gravímetro e o outro responsável pelo registo das coordenadas geográficas das estações com um sistema de DGPS. As medições de gravidade foram efectuadas com um gravímetro instável tipo LaCoste & Romberg, modelo G (número de série 991) (Figura 3.8 a, b).

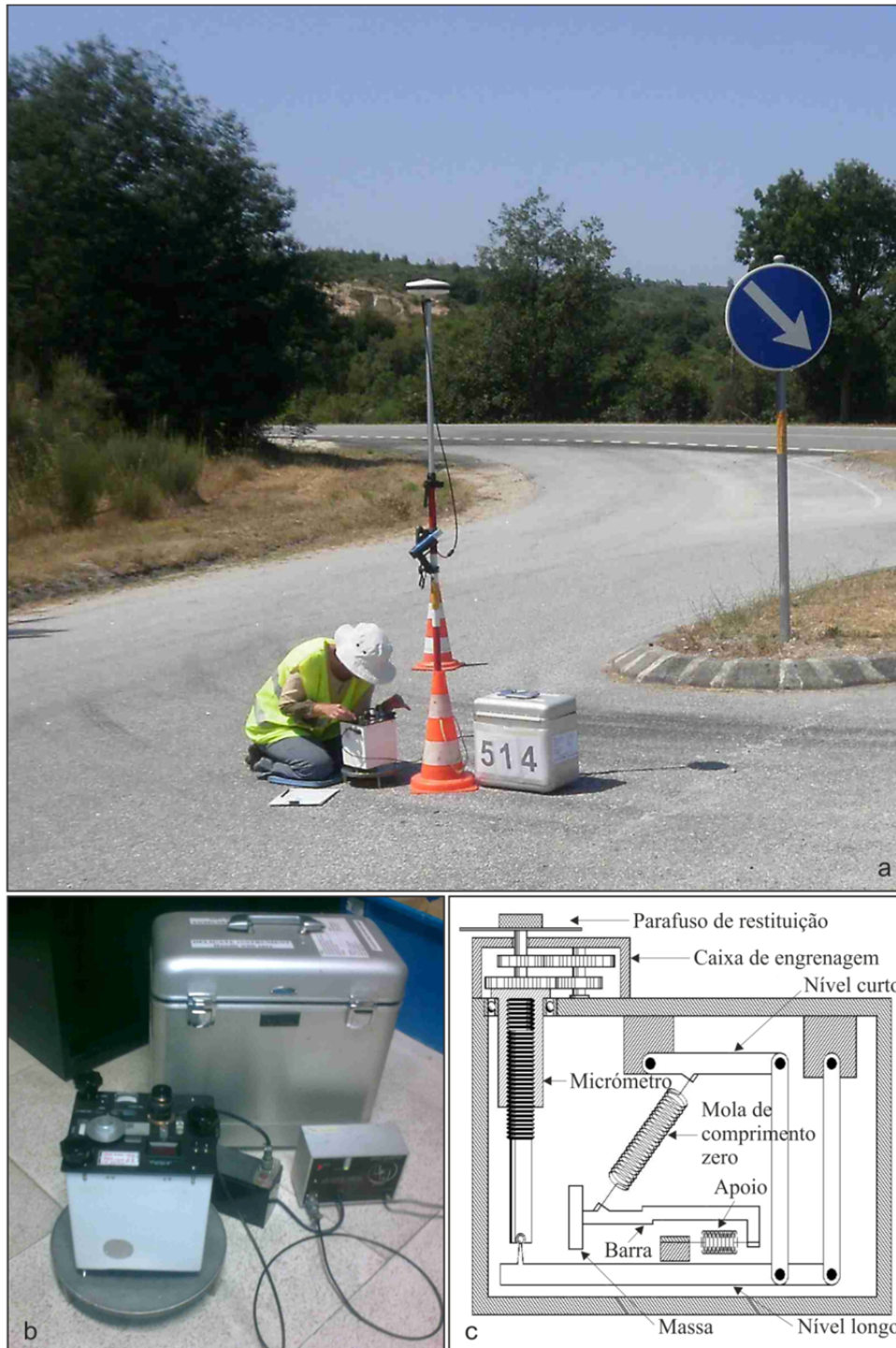


Figura 3.8. (a) Gravímetro e sistema de DGPS utilizado na campanha de prospecção gravimétrica; (b) Gravímetro LaCoste & Romberg modelo G 991; (c) Esquema de funcionamento do gravímetro instável tipo LaCoste & Romberg (LaCoste & Romberg, 1991).

Uma inovação introduzida nos gravímetros instáveis LaCoste & Romberg é a mola de comprimento zero (Dobrin & Savit, 1988). Essa mola de comprimento zero (mola em que a força de restauração é proporcional ao comprimento físico da mola) suporta a massa e opera como dispositivo de medida, aumentando a sensibilidade do gravímetro. As leituras obtêm-se através da força aplicada na mola para restituir a massa à sua posição inicial, actuando sobre o parafuso de restituição do gravímetro (Figura 3.8 c) (Milsom, 2003).

Os componentes do gravímetro LaCoste & Romberg são metálicos e quando sujeitos a variações térmicas sofrem dilatação ou contracção, o que induz erros de deriva instrumental nas leituras. Por esse motivo os componentes encontram-se fechados em vácuo a uma temperatura constante (temperatura de funcionamento do gravímetro utilizado é cerca de 57.3C°) (LaCoste & Romberg, 1991). O gravímetro é sensível a pequenas variações de gravidade, mas para atingir uma precisão de 0.01 mgal é necessário realizar a sua calibração utilizando as tabelas de calibração fornecidas com o equipamento (Tabela 3.3). A curva de calibração típica de um gravímetro LaCoste & Romberg modelo G apresenta uma resposta linear, sendo representada por um factor de escala (Figura 3.9) (LaCoste, 1991; Valliant, 1991).

Tabela 3.3. Tabela de calibração do gravímetro LaCoste & Romberg modelo G 991 (LaCoste & Romberg, 1991).

CALIBRATION TABLE FOR G-991					
MILLIGAL VALUES FOR LACOSTE & ROMBERG, INC. MODEL G GRAVITY METER					
COUNTER READING*	VALUE IN MILLIGALS	FACTOR FOR INTERVAL	COUNTER READING*	VALUE IN MILLIGALS	FACTOR FOR INTERVAL
000	000.00	1.02300			
100	102.30	1.02305	3600	3689.73	1.02797
200	204.60	1.02308	3700	3792.53	1.02812
300	306.91	1.02315	3800	3895.34	1.02828
400	409.23	1.02321	3900	3998.17	1.02842
500	511.55	1.02328	4000	4101.01	1.02856
600	613.87	1.02336	4100	4203.87	1.02867
700	716.21	1.02344	4200	4306.74	1.02879
800	818.55	1.02352	4300	4409.62	1.02888
900	920.90	1.02361	4400	4512.50	1.02897
1000	1023.27	1.02370	4500	4615.40	1.02906
1100	1125.64	1.02380	4600	4718.31	1.02915
1200	1228.02	1.02390	4700	4821.22	1.02923
1300	1330.41	1.02401	4800	4924.15	1.02931
1400	1432.81	1.02406	4900	5027.08	1.02938
1500	1535.22	1.02423	5000	5130.02	1.02946
1600	1637.64	1.02435	5100	5232.96	1.02952
1700	1740.07	1.02449	5200	5335.91	1.02958
1800	1842.52	1.02465	5300	5438.87	1.02965
1900	1944.99	1.02481	5400	5541.84	1.02969
2000	2047.47	1.02501	5500	5644.81	1.02975
2100	2149.97	1.02517	5600	5747.78	1.02978
2200	2252.49	1.02536	5700	5850.76	1.02981
2300	2355.03	1.02555	5800	5953.74	1.02981
2400	2457.58	1.02574	5900	6056.72	1.02979
2500	2560.16	1.02592	6000	6159.70	1.02976
2600	2662.75	1.02612	6100	6262.68	1.02968
2700	2765.36	1.02632	6200	6365.64	1.02961
2800	2867.99	1.02653	6300	6468.61	1.02952
2900	2970.65	1.02672	6400	6571.56	1.02942
3000	3073.32	1.02691	6500	6674.50	1.02931
3100	3176.01	1.02709	6600	6777.43	1.02919
3200	3278.72	1.02727	6700	6880.35	1.02907
3300	3381.45	1.02745	6800	6983.26	1.02895
3400	3484.19	1.02762	6900	7086.15	1.02881
3500	3586.95	1.02779	7000	7189.03	

*Note: Right-hand wheel on counter indicates approximately 0.1 milligal

06-18-1991 Reading Line: 2.50 Temperature: 57.3°C

DLP

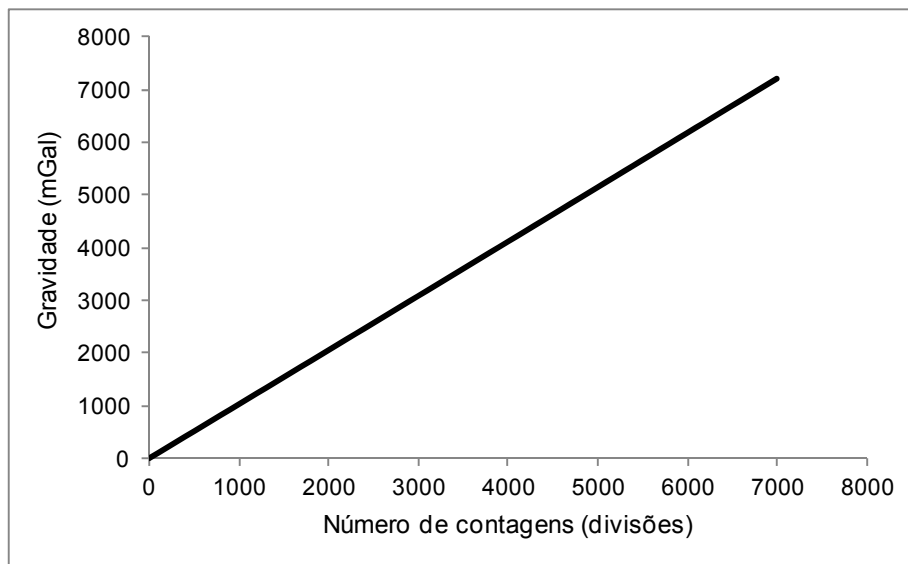


Figura 3.9. Curva de calibração do gravímetro LaCoste & Romberg modelo G 991 (LaCoste & Romberg, 1991).

A recolha das medições foi realizada segundo circuitos de medidas de gravidade (ou circuitos gravimétricos), que iniciam e finalizam nas bases gravimétricas. Em cada ponto de medida regista-se o valor do campo gravítico e a hora a que a medida foi efectuada, de forma a determinar o erro de deriva associado ao instrumento e proceder às correcções necessárias. A deriva do gravímetro em uma determinada estação pode variar desde 0.1 a 1 mgal por hora (Parasnis, 1997). A duração de um circuito gravimétrico depende da precisão requerida na campanha, do tipo de gravímetro usado, das condições ambientais, entre outras. O intervalo de tempo máximo do retorno à base gravimétrica pode variar entre 3 a 4 horas (Telford *et al.*, 1993). Durante a campanha realizaram-se 101 circuitos gravimétricos, com uma duração por circuito média, máxima e mínima de 2h47, 3h38 e 1h16, respectivamente.

De modo a avaliar estatisticamente as medições de gravidade foram repetidas 8.7% das estações gravimétricas. A percentagem de leituras repetidas nas estações foi de 16.5%, com um erro médio e erro quadrático médio (*RMS – root mean square*) de 0.079 mgal e 0.109 mgal, respectivamente (Tabela 3.4). Considerando a diferença entre cada leitura e o valor médio de todas as leituras repetidas, o desvio padrão e média das leituras repetidas são 0.077 mgal e 0.081 mgal, respectivamente.

Tabela 3.4. Relatório estatístico das medições repetidas na campanha de prospecção gravimétrica.

Número total de estações gravimétricas	734
Número de estações repetidas	64
Percentagem de estações repetidas	8.7%
Número total de leituras	802
Número de leituras repetidas	132
Percentagem de leituras repetidas	16.5%
Erro máximo	0.321 mgal
Erro médio	0.079 mgal
RMS	0.109 mgal

3.6 Processamento de dados

3.6.1 Correção diferencial dos dados de GPS

Os dados GPS medidos nas estações gravimétricas foram transferidos do receptor para o computador e pós-processados com o programa *Ashtech Solutions 2.6*. Este programa permite determinar a posição relativa das estações, corrigindo os dados observados e obtendo um posicionamento de maior precisão. No processamento são calculados os vectores (diferenças de posição) entre as estações e a base ou bases de referência de coordenadas conhecidas e fixas. Obtém-se uma posição relativa para cada observação em função da relação estação/base de referência, isto é, em função da longitude do vector processado. O programa analisa automaticamente a qualidade dos dados GPS observados e ajusta os parâmetros de processamento para obter o melhor vector possível. No entanto, para que o processamento seja bem sucedido, é essencial confirmar as propriedades de cada estação e observação. Muitas vezes é necessário efectuar ajustes manuais nos dados observados e/ou nos vectores processados para detectar os erros, e posteriormente isolar e/ou eliminar os dados causadores do problema. O programa permite a detecção de erros e o ajuste das observações utilizando ferramentas de análise para determinar a qualidade dos vectores processados, como os indicadores de qualidade e as margens de erro dos vectores (Ashtech, 2002). Uma vez processados os dados sem erros notáveis, segue-se o ajuste dos resultados para obter as coordenadas diferenciais das estações. O ajuste de mínimos quadrados das observações depende dos dados e do nível de erro admitido em cada estação, sendo aplicado em cada estação de acordo com a sua margem de erro esperada (Ashtech, 2002).

A precisão do posicionamento relativo depende da qualidade dos dados observados e das especificações de precisão escolhidas nas propriedades do projecto. Nas propriedades do projecto definem-se algumas características importantes para o processamento dos dados de GPS, as quais passo a enumerar: o sistema de coordenadas (coordenadas geodésicas WGS 84 com altitude elipsoidal), o ângulo de corte dos satélites (15 graus), o tipo de órbita de satélite usada na correção diferencial (órbita de transmissão), o tempo (UTC) e a precisão do projecto (sempre que possível utilizou-se a precisão horizontal: 0.01 m +10 ppm e a precisão vertical: 0.01 m +10 ppm). A precisão do projecto é importante na determinação dos testes de qualidade do processamento e do ajuste das observações, dependendo em grande parte da longitude do vector calculado. A precisão anteriormente indicada no processamento dos dados de

GPS indica-nos um erro de base em cada estação de 1 cm, ao qual é somado o erro associado à longitude do vector. Por exemplo, considerando exclusivamente os erros associados à precisão do projecto, para um vector com 20 km de longitude o erro médio esperado em cada estação será cerca de 21 cm.

Uma observação absoluta de GPS, em boas condições de recepção do sinal de satélite, atinge precisões métricas. Presentemente a precisão do posicionamento absoluto para um utilizador civil, em 95% dos casos, é ≤ 13 m na precisão horizontal e ≤ 22 m na precisão vertical. Esta precisão pode ser melhorada até ao milímetro em técnicas de posicionamento relativo (Zogg, 2002; Seeber, 2003).

O posicionamento relativo determinado nas coordenadas das estações gravimétricas possui uma precisão horizontal e vertical de aproximadamente 1 m (nível de confiança de 95%). O erro máximo observado na longitude, latitude e altitude elipsoidal é de 1 m, 1.08 m e 1.18 m, respectivamente (Tabela 3.5). Os histogramas de frequência absoluta dos erros das coordenadas apresentam uma distribuição bimodal. Os histogramas apresentam dois picos, caracterizados por duas modas distintas, que identificam os valores que ocorrem com maior frequência. São identificadas as classes modais de 0 a 0.25 m e 0.75 a 1 m. Os diagramas circulares da frequência relativa (%) dos erros das coordenadas apresentam uma percentagem de 44% na classe de 0 a 0.25 m, 15 a 19% na classe de 0.50 a 0.75 m e 36 a 41% na classe de 0.75 a 1 m. A percentagem de valores superiores a 1 m é inferior a 2% (Figura 3.10).

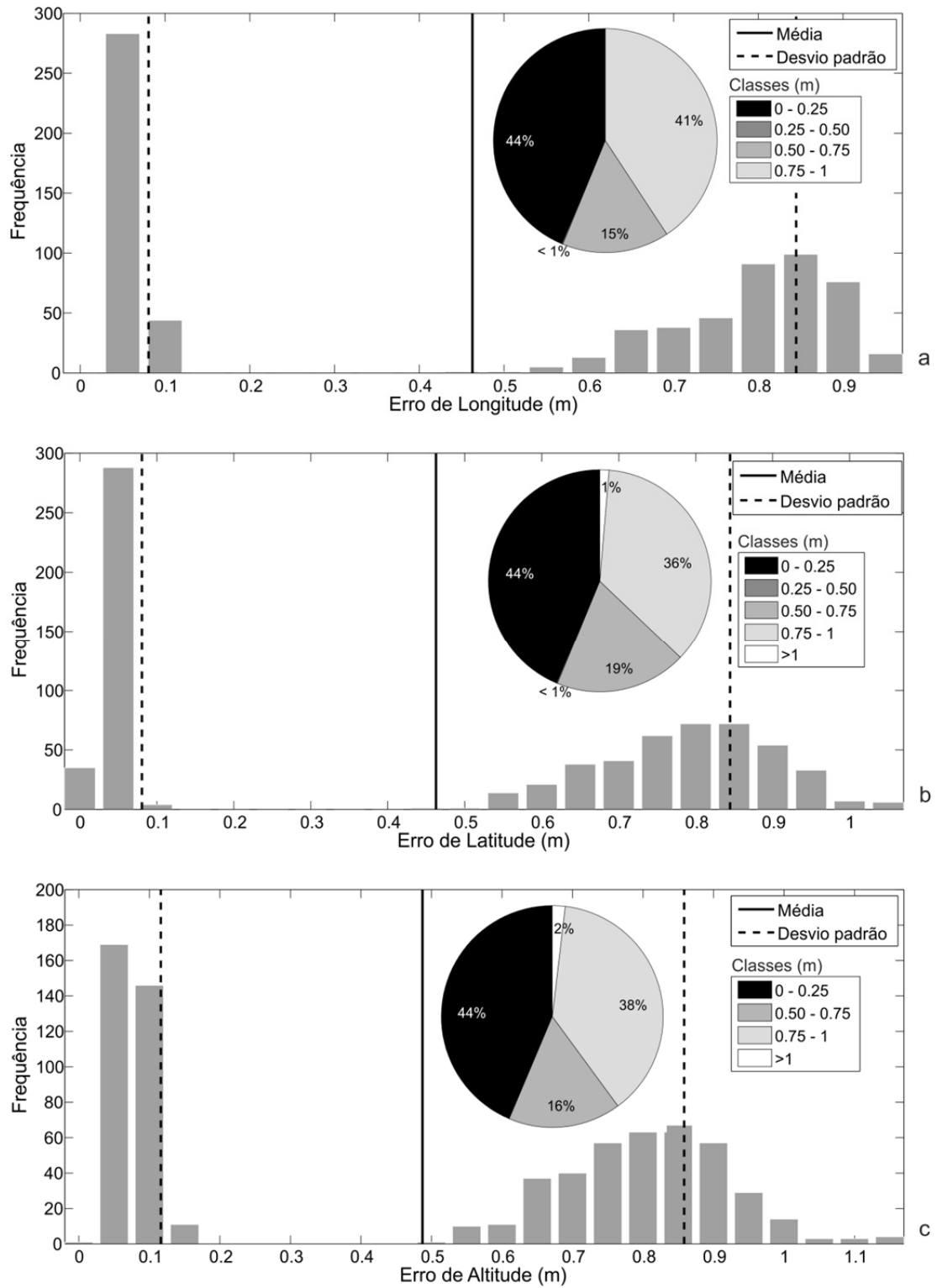


Figura 3.10. Histograma de frequência absoluta e diagrama circular da frequência relativa dos erros obtidos no cálculo do posicionamento relativo das coordenadas das estações e bases gravimétricas. (a) Erro de Longitude; (b) Erro de Latitude; (c) Erro de Altitude.

Uma vez que as medidas de posição ou tendência central são pouco sensíveis aos valores extremos, procedeu-se também ao cálculo de medidas de dispersão, neste caso o desvio padrão. Quanto maior for o valor do desvio padrão maior será a dispersão dos valores. Os valores do desvio padrão calculados nos erros das coordenadas são de ± 0.37 na longitude e altitude e ± 0.38 na latitude (Figura 3.10 e Tabela 3.5).

Tabela 3.5. Caracterização estatística da distribuição de frequência dos erros das coordenadas das estações gravimétricas.

		Valor do Erro (m)		
		Longitude	Latitude	Altitude
Limites	Máximo	1.00	1.08	1.18
	Mínimo	0.03	0.01	0.02
Medidas de posição	Média	0.47	0.46	0.49
	Mediana	0.67	0.64	0.66
	Moda	0.05	0.03	0.07
Medidas de dispersão	Desvio padrão	0.37	0.38	0.37

A análise dos diagramas de frequência do erro das coordenadas realça a importância da longitude dos vectores entre as estações gravimétricas e a base de referência utilizada na correcção diferencial. As bases localizadas a maior distância (bases longas) possuem uma maior influência dos efeitos atmosféricos, consequentemente implicam um aumento do erro nas coordenadas calculadas. Estes são responsáveis pela percentagem de erro da classe 0.75 a 1 m. Enquanto as bases localizadas a menor distância (bases curtas) contribuem para um conjunto de valores com menor erro, representados pela classe 0 a 0.25 m. Aqui comprova-se a importância de usar na correcção diferencial, sempre que possível, as bases de referência mais próximas ao local do levantamento topográfico (Figura 3.11).

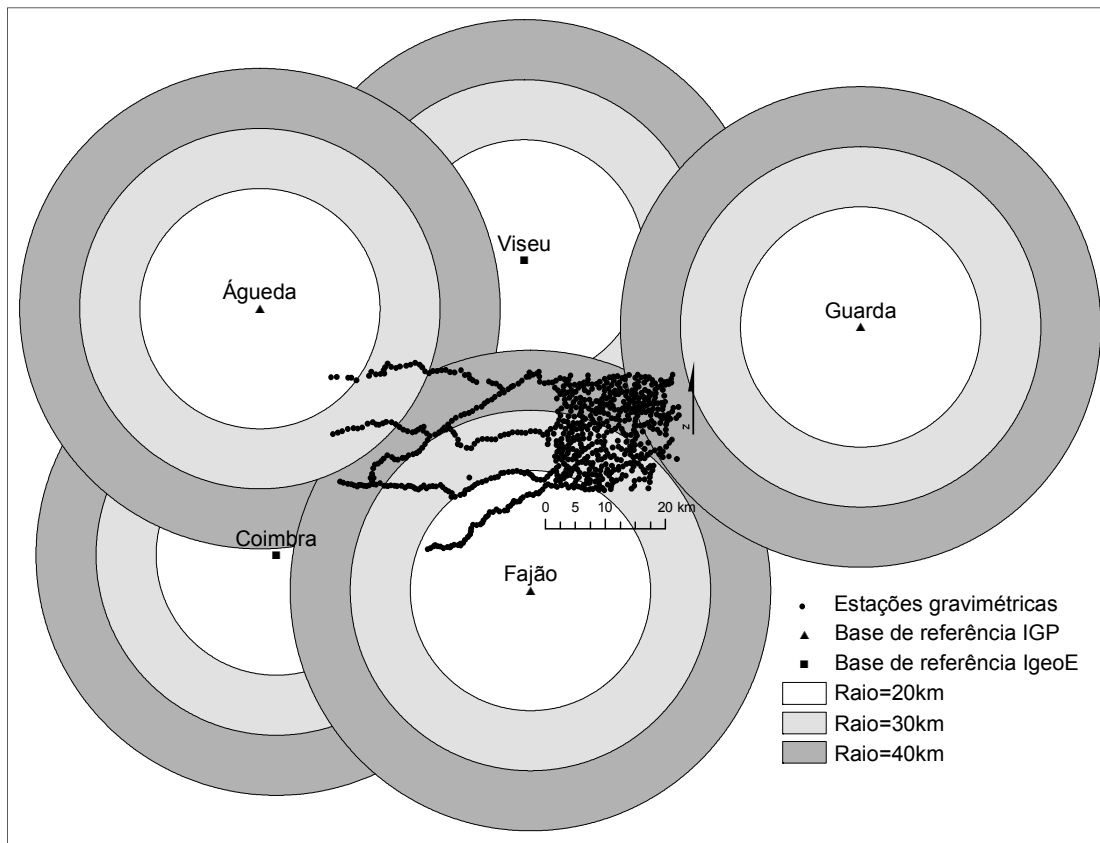


Figura 3.11. Áreas de influência das bases de referência de coordenadas conhecidas e fixas utilizadas na correcção diferencial das coordenadas das estações gravimétricas.

Na correcção diferencial dos dados de GPS foram usadas bases de referência de coordenadas conhecidas e fixas, como referido anteriormente. Os sistemas de estações de referência GNSS (*Global Navigation Satellite System*) disponíveis para o território nacional permitem aceder aos dados das estações de referência em tempo real, pela técnica RTK (*Real Time Kinematic*), e em pós-processamento segundo ficheiros RINEX (*Receiver Independent Exchange Format*). No pós-processamento foram utilizados dados das estações de Coimbra e Viseu pertencentes ao Sistema de estações de referência GNSS da rede SERVIR (Sistema de Estações de Referência GNSS VIRTuais) do Instituto Geográfico do Exército (IGeoE, 2011) e das estações de Águeda, Fajão e Guarda pertencentes à RENE (Rede Nacional de Estações Permanentes) do Instituto Geográfico Português (IGP, 2011) (Figura 3.11).

Para equipamentos como o *ProMark2* a possibilidade de usar os dados das estações GNSS em pós-processamento, dispensando o uso de 2 receptores (móvel e base), torna mais fácil e expedito o procedimento da recolha de dados GPS no campo.

As redes de estações GNSS nacionais disponibilizam ao utilizador, em condições atmosféricas normais, correcções diferenciais com precisão melhor que 10cm (Afonso *et*

al., 2007). No entanto é de salientar novamente, que a precisão do posicionamento diferencial obtido dependerá do método de observação, da duração da observação, do número de satélites, do tipo de equipamento GPS utilizado na campanha e das condições em que ocorreu o levantamento dos dados.

Na correcção diferencial das coordenadas das estações gravimétricas as bases de referência mais utilizadas foram Fajão e Viseu, que apresentam uma frequência relativa de 59% e 21%, respectivamente. Tal deve-se a duas razões principais: aos dados estarem disponíveis apenas nestas bases de referência para algumas das datas do levantamento topográfico e à menor longitude dos vectores entre estas bases de referência e a maioria das estações gravimétricas (Figura 3.11 e Figura 3.12).

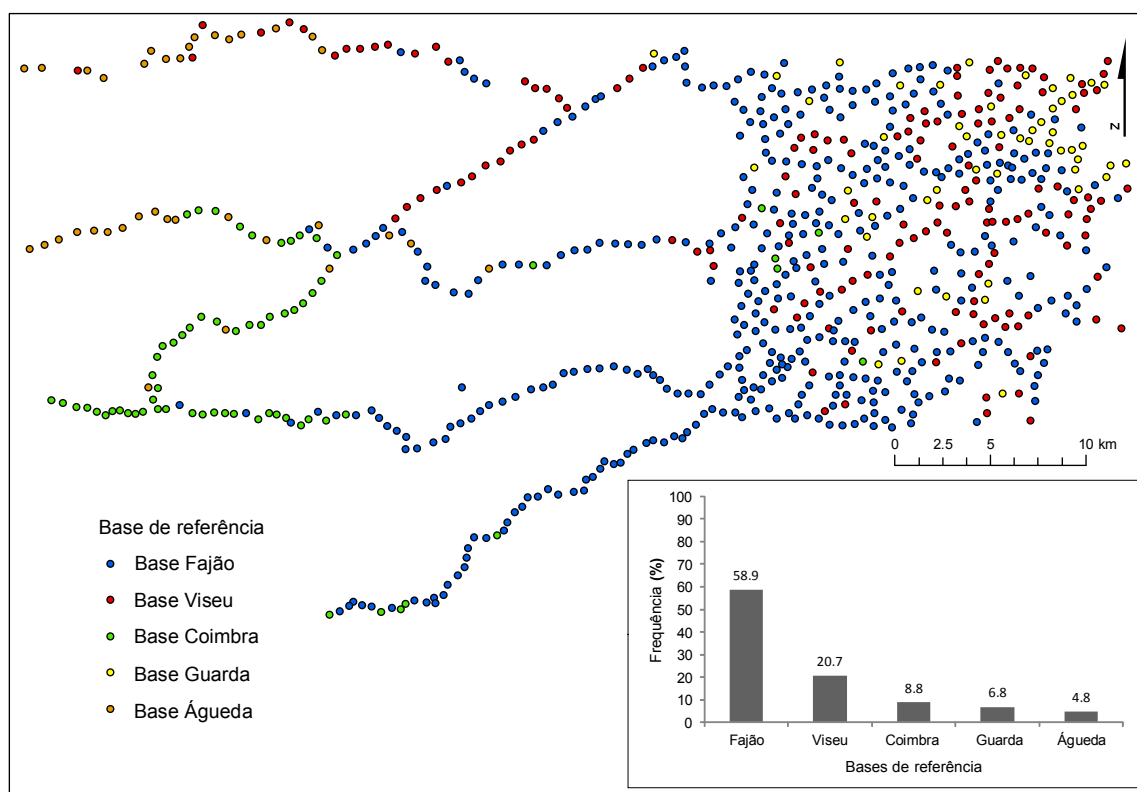


Figura 3.12. Distribuição espacial e histograma de frequência das bases de referência utilizadas na correcção diferencial das coordenadas das estações gravimétricas.

Um erro máximo de aproximadamente 1 m nas coordenadas tridimensionais parece razoável, quando são consideradas as características do equipamento GPS e o procedimento adoptado no levantamento topográfico (receptor, antena, condições de propagação do sinal de satélite e longitude do vector entre a estação e a base de referência). De salientar que em estudos de prospecção gravimétrica à escala regional a

precisão do posicionamento admite erros de 20 m nas coordenadas bidimensionais e de 1 m na altitude (Tabela 3.1).

Um outro aspecto importante na análise dos resultados é a distribuição espacial dos valores do erro de altitude. Classificando o erro de altitude em 5 classes, pode-se observar que os erros parecem estar aleatoriamente distribuídos. O facto dos dados não apresentarem uma tendência preferencial, poderá ser favorável à atenuação dos erros de altitude, nos resultados obtidos na modelação dos dados de gravidade observada (Figura 3.13).

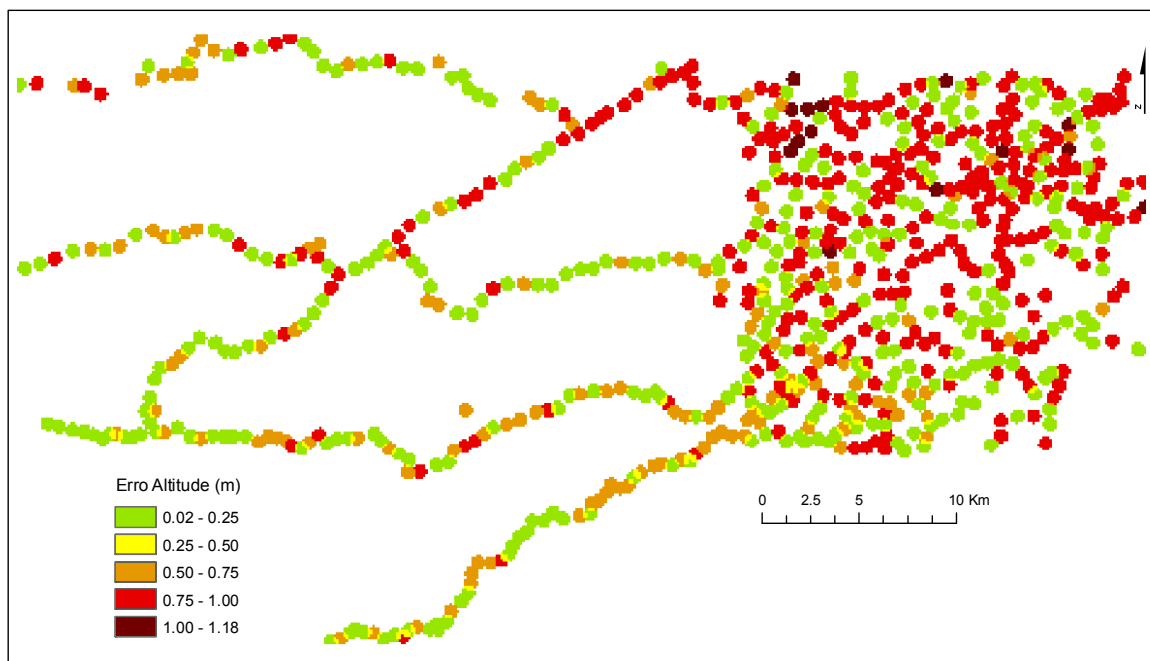


Figura 3.13. Distribuição espacial da frequência do erro de altitude.

Numa tentativa de demonstrar a influência que a variação do erro de altitude de uma estação gravimétrica poderá ter nos valores de gravidade obtidos após as correcções gravimétricas, procedeu-se à elaboração do gráfico da Figura 3.14. Neste gráfico está representada a relação entre a variação da altitude numa estação gravimétrica e o somatório de todas as correcções gravimétricas a aplicar aos valores de gravidade observados. Este conjunto de dados apresenta um comportamento linear. A partir da equação da recta, e considerando os limites das classes definidas anteriormente para o erro de altitude nas coordenadas das estações gravimétricas, calcula-se para cada classe um valor de gravidade a adicionar à gravidade observada após as correcções gravimétricas. Verifica-se que para um erro médio de altitude de 0.49 ± 0.37 m a variação nos valores de gravidade será aproximadamente de 0.12 ± 0.08 mgal. Para valores

superiores a 1 m (que representam menos de 2% da amostragem) corresponde um valor de gravidade de 0.22 mgal até 0.26 mgal, este último valor referente ao erro máximo de altitude (Tabela 3.5 e Figura 3.14). A precisão de gravidade requerida numa cartografia regional encontra-se na ordem dos 0.2 mgal (BRGM, 1977; Dobrin & Savit, 1988) (Tabela 3.1). Neste contexto podem-se aceitar os valores do erro de altitude determinados na correcção diferencial.

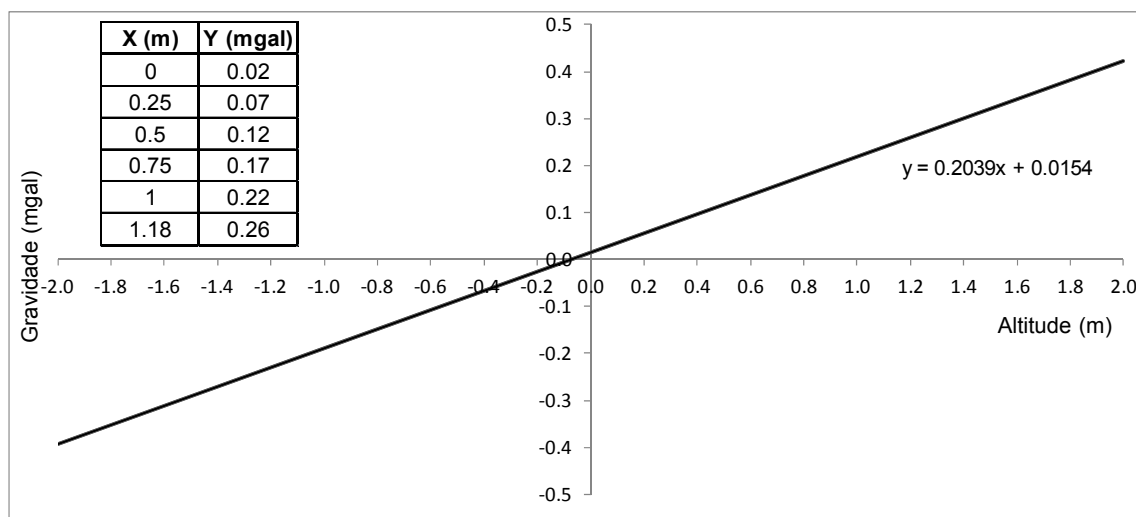


Figura 3.14. Relação entre a variação da altitude (m) numa estação gravimétrica e o somatório de todas as correcções gravimétricas a aplicar aos valores de gravidade observados (mgal).

Uma das maiores limitações do posicionamento diferencial é o aumento da distância entre os receptores GPS (móvel e base), que fomenta o aumento dos erros residuais e degrada a qualidade do posicionamento. Este problema intensifica-se quando são usados receptores de monofrequência.

O posicionamento em pós-processamento através da técnica de posicionamento por ponto preciso (PPP – *precise point positioning*), que utiliza observações de apenas um único receptor GPS, tem demonstrado ser uma alternativa ao posicionamento diferencial em muitas aplicações de georeferenciação. Esta técnica utiliza as efemérides precisas e as correcções dos relógios dos satélites disponibilizados no IGS (*International GPS Service*), ambos com precisões centimétricas no posicionamento. A técnica PPP foi testada com sucesso em observações estáticas e receptor GPS de dupla frequência, tendo sido registadas precisões centimétricas (Héroux & Kouba, 2001; Ovstedal, 2002). Esta técnica também é usada em dados de receptores GPS de monofrequência com observação em modo estático. Embora a precisão diminua, especialmente na altitude, devido aos efeitos ionosféricos, consegue atingir uma precisão horizontal menor que 1 m e vertical aproximadamente de 1 m, em observações de boa qualidade em

monofrequência (Ovstedal, 2002). No entanto é uma alternativa aplicável em casos onde não é necessária a georeferenciação com elevada precisão, especialmente ao nível da precisão vertical. Sendo sempre uma técnica com melhores resultados que o posicionamento absoluto de um receptor GPS de monofrequência em tempo real.

A técnica PPP está contemplada no manual do programa *Ashtech Solutions 2.6*. Desta forma tentou-se aplicar esta técnica aos dados das coordenadas das estações gravimétricas com o intuito de comparar os resultados desta técnica com os dados de posicionamento diferencial apresentados anteriormente. No entanto devido à incapacidade de processamento das efemérides precisas do IGS por parte do programa *Ashtech Solutions 2.6*, infelizmente não foi possível alcançar resultados exequíveis.

3.6.2 Correções gravimétricas

As medições de gravidade observadas são corrigidas para todas as variações do campo gravítico que não resultem das diferenças de densidade das rochas na subsuperfície. Este procedimento, na verdade não será uma verdadeira correcção mas sim uma redução, pois reduz a gravidade observada para uma superfície de referência (geralmente um geóide ou um elipsóide de referência). Após aplicados todos os procedimentos de uma redução gravimétrica padrão, a gravidade observada pode ser comparada com a gravidade teórica. Seguir um procedimento padrão na redução gravimétrica é essencial para melhorar a qualidade e exactidão das anomalias a interpretar, assim como facilitar a integração de dados de campanhas realizadas em diferente tempo e espaço (LaFehr, 1991b).

No processamento de dados gravimétricos é sugerido o uso do sistema de coordenadas WGS 84 (Fairhead *et al.*, 2003). O WGS 84 é um *datum* global que utiliza um elipsóide de revolução equipotencial e geocêntrico. O uso de um *datum* global afasta a necessidade da transformação de coordenadas (horizontais e verticais) entre diferentes *data* locais e/ou globais (que conduzem à acumulação de imprecisões) e tende a uniformizar o processamento dos dados de gravidade a nível mundial.

O *datum* horizontal WGS 84 é o sistema de referência no GPS. Em muitos *data* horizontais e no sistema de coordenadas da altimetria de satélite derivada de dados de gravidade usam o ITRF (*International Terrestrial Reference Frame*), concordante com o elipsóide GRS 80. O elipsóide GRS 80 é o último elipsóide recomendado pela IUGG (*International Union of Geodesy and Geophysics*). No contexto da localização das estações gravimétricas, as pequenas diferenças entre o elipsóide GRS 80 e o corrente

WGS 84 não têm virtualmente consequências práticas significativas (Li & Götze, 2001; Hinze *et al.*, 2005).

Tradicionalmente, o *datum* vertical utilizado nas estações gravimétricas é o geóide (altitude ortométrica). No entanto globalmente existe uma diferença de ± 100 m entre a altitude ortométrica e a altitude elipsoidal. Uma vez que a gravidade teórica tem por referência um elipsóide, o uso de superfícies de referências diferentes poderá originar uma discrepância, a qual é designada por efeito geofísico indirecto. O efeito indirecto é negligenciável em campanhas locais, porque a ondulação do geóide varia lentamente com a distância (para distâncias < 10 km cerca de 10 cm e < 100 km cerca de 1 m). No entanto o efeito indirecto pode constituir interferência à escala global (> 100 km) (Hinze *et al.*, 2005), apresentando magnitude máxima de ± 30 mgal na anomalia de ar livre e ± 20 mgal na anomalia de Bouguer (Fairhead *et al.*, 2003; Hackney & Featherstone, 2003).

Em geofísica, a anomalia gravimétrica consiste na diferença entre a gravidade observada e a gravidade teórica (relativa a um elipsóide de referência). Desta forma a anomalia gravimétrica deve ser determinada utilizando a altitude elipsoidal em vez da clássica altitude ortométrica, quer no posicionamento (através de DGPS) ou em todas as correcções gravimétricas necessárias, pois tal procedimento elimina a necessidade de aplicar a correcção do efeito indirecto. O uso do sistema de GPS permite obter directamente a altitude ortométrica ou elipsoidal. No entanto é necessário ter precaução ao estimar a altitude ortométrica a partir da altitude elipsoidal obtida por sistema de GPS (sendo conhecida a ondulação do geóide e de acordo com a equação 3.5), e posteriormente utilizar esta altitude nas correcções gravimétricas, pois este procedimento pode conduzir a resultados menos razoáveis e significativos (Li & Götze, 2001).

As correcções gravimétricas foram executadas com o programa *Oasis montaj*, extensão *Gravity*, tendo sido utilizado como superfície de referência o elipsóide WGS 84 (Tabela 3.6).

Tabela 3.6. Síntese das correcções gravimétricas padrão aplicadas e *data* usados.

Datum	
Horizontal	WGS 84
Vertical	WGS 84 (Altitude elipsoidal)
Gravidade absoluta	IGSN 71
Correcções gravimétricas	
Estaca-tripé	$0.308596 h_B$ (h_B = altura da base = 0.05 m)
Lunisolar	g_{tidal} (Efeito de maré)
Deriva	Rede de bases gravimétricas secundárias e base principal (Balocas).
Gravidade teórica/Latitude	Fórmula internacional da gravidade no sistema geodésico WGS 84 (Blakely, 1995).
Altitude	$0.308596 h$ (h = altitude da estação)
Bouguer	$2\pi G\rho h$ ($\rho = 2.67 \text{ g cm}^{-3}$)
Curvatura	$2\pi G\rho(\mu h - \lambda R)$ (LaFehr, 1991a)
Terreno	Distância de correcção local: 18 km Distância de correcção regional: 167 km Métodos: Zona próxima - secção triangular inclinada (Zhou <i>et al.</i> , 1990); Zona intermédia - prisma rectangular plano (Nagy, 1966); Zona distante - anel seccionado (Kane, 1962).
Atmosférica	Usualmente é considerada insignificante (<1 mgal), sendo apenas aplicada em campanhas de elevada precisão.
Efeito indirecto	Aplicada quando o <i>datum</i> vertical é o geóide (altitude ortométrica).
Efeito isostático	Aplicada em campanhas à escala global.
Eötvös	Aplicada quando as observações de gravidade são adquiridas em movimento.

3.6.2.1 Conversão das leituras pela tabela de calibração do gravímetro

O gravímetro LaCoste & Romberg efectua as leituras em divisões (L_d), unidades instrumentais que correspondem a um determinado número de contagens dadas pelo parafuso de restituição. As leituras do número de contagens (divisões) são convertidas em valores de gravidade (miligal), de acordo com as tabelas de calibração fornecidas com o equipamento (Tabela 3.3) (LaCoste, 1991; Valliant, 1991). As leituras registadas pelo gravímetro na área em estudo foram convertidas de divisões para miligal consoante o valor de L_d e utilizando as equações 3.6 a 3.10. Sendo L_{mgal} a leitura expressa em miligal.

$$L_{mgal} = 3381.45 + (L_d - 3300) \times 1.02745 \quad \text{se } 3300 \leq L_d < 3400 \quad (3.6)$$

$$L_{mgal} = 3484.19 + (L_d - 3400) \times 1.02762 \quad \text{se } 3400 \leq L_d < 3500 \quad (3.7)$$

$$L_{mgal} = 3586.95 + (L_d - 3500) \times 1.02779 \quad \text{se } 3500 \leq L_d < 3600 \quad (3.8)$$

$$L_{mgal} = 3689.73 + (L_d - 3600) \times 1.02797 \quad \text{se } 3600 \leq L_d < 3700 \quad (3.9)$$

$$L_{mgal} = 3792.53 + (L_d - 3700) \times 1.02812 \quad \text{se } 3700 \leq L_d < 3800 \quad (3.10)$$

3.6.2.2 Conversão da gravidade relativa para absoluta

Os valores de gravidade relativos são convertidos em valores de gravidade absolutos, tendo por referência os valores absolutos das estações gravimétricas fornecidos pelo Instituto Geográfico Português (IGP), relativos ao *datum* gravimétrico da rede de estações absolutas IGSN 71 (Tabela 3.6). O valor de gravidade absoluto na base gravimétrica principal (Balocas) é 980079.0625 mgal.

3.6.2.3 Correção de estaca-tripé

A correção de estaca-tripé (Δg_{ET}) é aplicada para anular a altura da base utilizada para nivelar o gravímetro durante a medição em cada estação gravimétrica. De acordo com a seguinte equação e sendo a altura da base $h_B = 0.05 \text{ m}$, calcula-se o valor a adicionar aos valores medidos nas estações gravimétricas:

$$\Delta g_{ET} = 0.308596 \times h_B \quad (3.11)$$

3.6.2.4 Correção lunisolar

A gravidade medida num local fixo varia com o tempo devido à variação periódica dos efeitos gravitacionais do Sol e da Lua associados a seus movimentos orbitais. Estas forças gravitacionais deformam a forma da Terra, provocando marés no mar, na atmosfera e na Terra sólida (Lowrie, 2007). As marés sólidas terrestres são menores que as oceânicas e ocorrem com atraso em relação ao movimento lunar. Estas variações de maré podem alterar a elevação de uma estação gravimétrica em alguns centímetros, e consequentemente a distância da estação ao centro de massa da Terra. As variações de maré podem atingir uma amplitude máxima de cerca de 0.3 mgal e um período mínimo de 12h (Kearey *et al.*, 2009).

Nos gravímetros modernos que detectam diferenças de gravidade na ordem dos 0.01 mgal, torna-se necessário proceder à correção do efeito de maré. Um dos métodos mais usados nesta correção são as equações desenvolvidas por Longman (1959), que são utilizadas em muitos programas incorporados nos gravímetros mais modernos ou em programas de correção gravimétrica.

A correção lunisolar (também designada por correção de maré ou correção tidal) é determinada em função da posição espacial da estação gravimétrica e dos valores da hora, dia, mês e ano da leitura (Lowrie, 2007). Segundo a equação:

$$\Delta g_{LS} = L_{mgal} + g_{tidal} \quad (3.12)$$

a leitura de gravidade corrigida para o efeito de maré (Δg_{LS}) será igual à soma da leitura de gravidade em mgal (L_{mgal}) e a correção do efeito de maré (g_{tidal}).

A aquisição de leituras de gravidade sucessivas numa mesma base gravimétrica permite estimar as correções necessárias para atenuar o efeito de maré e determinar também o efeito de deriva instrumental do gravímetro (Figura 3.15) (Reynolds, 1997).

A variação tidal em alguns locais da superfície terrestre pode ocasionalmente atingir 250 μ gal. Com o aumento da precisão das medições gravimétricas torna-se importante considerar o efeito tidal (Camp, 2003; Pertsev, 2007). Hoje em dia existem diversos modelos teóricos e programas informáticos que permitem corrigir as medições de gravidade do efeito de maré com grande precisão.

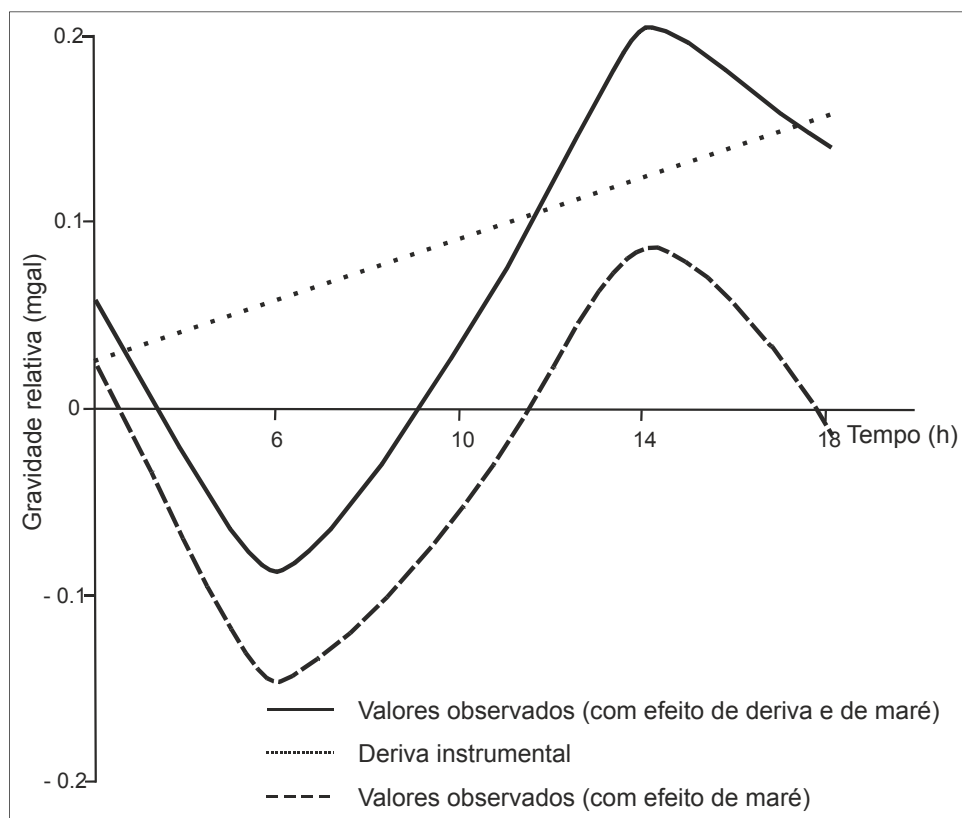


Figura 3.15. Esquema dos efeitos de maré e de deriva instrumental nas leituras de gravidade realizadas numa base gravimétrica (Adaptado de Reynolds, 1997).

3.6.2.5 Correção de deriva

A deriva instrumental está associada a pequenas variações nos componentes do gravímetro, sendo que os erros de deriva aumentam com o decorrer do tempo. A mola do gravímetro quando sujeita a variações térmicas pode sofrer alterações nas propriedades elásticas, o que induz erros de deriva instrumental nas leituras observadas. Estas variações térmicas são minimizadas mantendo os componentes hermeticamente fechados a uma temperatura constante (Lowrie, 2007).

O método mais usado na correção de deriva consiste em executar diversas leituras ao longo do dia numa mesma base gravimétrica. O período de retorno à base gravimétrica deve ser menor que a variação tidal diurna (geralmente 4 a 6 horas) (Hinze *et al.*, 2013). Em condições normais de funcionamento a curva de deriva instrumental de um gravímetro tem um comportamento linear, indicando que o intervalo de tempo entre observações na base não excede as horas aconselhadas (Figura 3.15). Os circuitos gravimétricos iniciam e finalizam nas bases gravimétricas. O procedimento consiste em registar a hora de cada medida realizada, possibilitando o cálculo da variação das

medidas ao longo do tempo de duração de cada circuito. Devido às dimensões da área de prospecção, durante a campanha foi definida uma rede de bases gravimétricas secundárias e uma base gravimétrica principal (Balocas). O cálculo da deriva foi inicialmente executado para as bases secundárias e no final para a base principal. A correcção de deriva foi calculada com base no erro de fecho das medições entre a leitura inicial e final na base gravimétrica em cada circuito gravimétrico, de acordo com a equação:

$$\Delta g_D = \frac{(L_{bf} - L_{bi}) - (G_{bf} - G_{bi})}{T_{bf} - T_{bi}} \quad (3.13)$$

onde, Δg_D é a deriva instrumental em mgal/h, L_{bi} e L_{bf} são as leituras inicial e final de gravidade relativa na base, G_{bi} e G_{bf} são o valor de gravidade absoluta (em mgal) inicial e final na base, T_{bi} e T_{bf} são o tempo (em horas) da leitura inicial e final na base.

3.6.2.6 Correcção de latitude

A aceleração da gravidade na superfície terrestre varia com a latitude, originando um aumento da gravidade do equador para os pólos, que corresponde a uma variação aproximadamente de 0.5% (Figura 3.16). Os factores que conduzem ao aumento da gravidade nos pólos são a forma elipsoidal e o movimento de rotação da Terra (Lowrie, 2007). A variação da aceleração da gravidade com a latitude sobre o elipsóide de referência pode ser calculada pela fórmula de *Clairaut*:

$$g_\varphi = g_e(1 + \alpha \sin^2 \varphi - \beta \sin^2 2\varphi) \quad (3.14)$$

esta fórmula designa-se por fórmula internacional da gravidade ou fórmula da gravidade normal, onde g_φ é a aceleração da gravidade a uma determinada latitude geodésica φ , g_e é a aceleração da gravidade no equador, α e β são constantes que dependem, respectivamente, do coeficiente de achatamento do elipsóide e da velocidade de rotação da Terra (Tsuboi, 1983; Kearey *et al.*, 2009). Esta fórmula é muito importante na análise das medições de gravidade na Terra, pois permite determinar a variação da gravidade teórica (ou gravidade normal) em função da latitude na superfície dos diferentes elipsóides de referência.

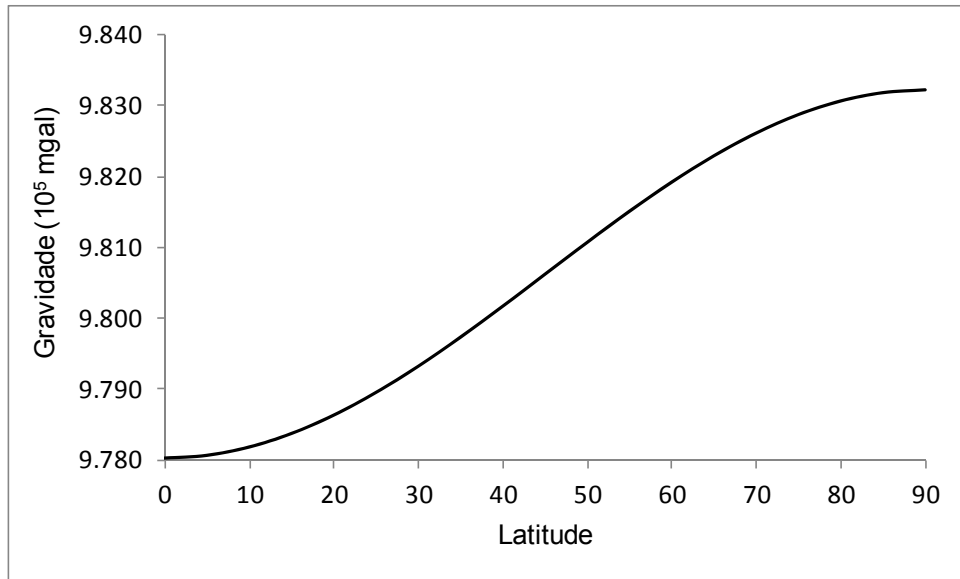


Figura 3.16. Variação da gravidade em mgal sobre o elipsóide de referência WGS 84 em função da latitude (graus).

A fórmula de Somigliana-Pizetti (Moritz, 1980) permite determinar a magnitude da gravidade normal na superfície do elipsóide de referência. A gravidade teórica deve ser determinada pela equação de *Somigliana*, devido à sua precisão de 1 μ gal, de acordo com a seguinte fórmula (Hackney & Featherstone, 2003):

$$g_{\varphi} = g_e \left(\frac{1 + k \sin^2 \varphi}{\sqrt{1 - e^2 \sin^2 \varphi}} \right) \quad (3.15)$$

onde, k e e dependem da velocidade angular na Terra e achatamento do elipsóide.

Ao longo dos anos diferentes fórmulas de gravidade internacional (IGF) têm sido adoptadas. Segundo a IAG (*International Association of Geodesy*) e com base no sistema geodésico de referência de 1967 (Blakely, 1995) temos a equação:

$$g_{\varphi} = 9.78031846(1 + 0.0053024 \sin^2 \varphi - 0.0000058 \sin^2 2\varphi) \quad (3.16)$$

Mais recentemente a fórmula de acordo com o sistema geodésico WGS 84 (Blakely, 1995) é a seguinte:

$$g_{\varphi} = 9.7803267714 \frac{1 + 0.00193185138639 \sin^2 \varphi}{\sqrt{1 - 0.00669437999013 \sin^2 \varphi}} \quad (3.17)$$

Dependendo da dimensão da área de prospecção a correcção de latitude é determinada à escala global e regional a partir das equações 3.14 ou 3.15, sendo subtraída ao valor de gravidade observada, que está conectado a um sistema global de gravidade absoluta (IGSN 71). No caso de uma campanha de prospecção local frequentemente é assumida uma latitude constante ou é calculado um gradiente horizontal de gravidade normal em função da distância medida segundo a direcção N-S, entre a estação gravimétrica e a base gravimétrica de referência. A correcção é negativa nas estações situadas a uma distância para Norte da base de referência no hemisfério Norte. Em latitudes médias o gradiente é aproximadamente de $0.81 \text{ mgal km}^{-1}$ (Jacoby & Smilde, 2009; Hinze *et al.*, 2013).

Os valores de gravidade relativos foram convertidos para absolutos, tendo por referência a rede global de estações absolutas IGSN 71, e a correcção de latitude foi determinada segundo a fórmula internacional da gravidade no sistema geodésico WGS 84 (Blakely, 1995), recorrendo ao programa *Oasis montaj*. Substituindo a latitude geodésica (φ) da base gravimétrica principal (40.327180N) na equação utilizada, verifica-se que o valor teórico da aceleração da gravidade é de $979279.99254 \text{ mgal}$.

3.6.2.7 Correcção de altitude

A correcção de altitude, também denominada por correcção de ar livre, baseia-se na redução da altitude dos pontos de medida à superfície de referência, neste caso o elipsóide de referência WGS 84. Esta redução corrige a diminuição de gravidade relacionada com a altitude do ponto devido ao aumento da distância ao centro de massa da Terra, não considerando massa entre o ponto de medição e a superfície de referência (Figura 3.17 a). A correcção de altitude é positiva para um ponto de medida localizado acima da superfície de referência (Kearey *et al.*, 2009). Em geral, esta correcção assume um gradiente vertical de gravidade normal na superfície do elipsoide segundo a aproximação $\frac{\delta g_{\varphi}}{\delta h} = 0.3086 \text{ mgal m}^{-1}$, que corresponde à primeira derivada da equação 3.15 relativamente ao elipsóide de referência (Hackney & Featherstone, 2003).

A correcção de altitude determina-se segundo a equação:

$$\Delta g_{AL} = 0.308596 \times h \quad (3.18)$$

onde, h representa a diferença entre as altitudes do ponto de medida e da superfície de referência, em metros (Kearey *et al.*, 2009). A redução da altitude dos pontos de medida

a uma superfície de referência acentua a importância de determinar a altitude das estações gravimétricas com elevada exactidão.

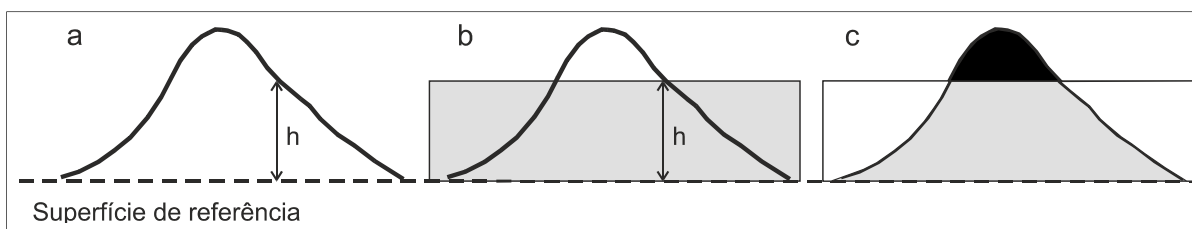


Figura 3.17. (a) Correção de altitude para um ponto de medida a uma altitude h acima da superfície de referência; (b) Correção de Bouguer; (c) Correção de terreno. A região a cinzento claro corresponde a uma placa de rocha de espessura h que se estende horizontalmente até ao infinito (Adaptado de Kearey *et al.*, 2009).

3.6.2.8 Correção de Bouguer

A clássica redução de Bouguer segundo Bullard (1936) considera três etapas: aplicar a correção de Bouguer simples (Bullard A), adicionar à primeira correção uma correção de curvatura (Bullard B) e aplicar a correção de terreno (Bullard C). As duas primeiras etapas consideram apenas a elevação e a densidade entre a estação e a superfície de referência, enquanto a terceira etapa considera a topografia do terreno na vizinhança da estação gravimétrica (LaFehr, 1991b).

A correção de Bouguer simples considera o efeito da densidade das rochas localizadas entre o ponto de medida e a superfície de referência. Este efeito é removido pela aproximação da camada de rocha abaixo do ponto de medida a uma placa horizontal infinita de espessura igual à altitude do ponto de medida acima da superfície de referência (Figura 3.17 b). A correção de Bouguer é determinada de acordo com a seguinte equação:

$$\Delta g_B = 2\pi G\rho h = 0.041908 \rho h \quad (3.19)$$

sendo G a constante de gravitação universal, ρ o valor da densidade da rocha em g.cm^{-3} e h a diferença de altitude entre o ponto de medida e a superfície de referência, expressa em metros (Kearey *et al.*, 2009).

Na superfície terrestre a correção de Bouguer é subtraída à leitura observada para eliminar o efeito de atracção gravitacional das rochas. Na superfície do mar esta correção é adicionada para compensar a falta de rochas entre a superfície e o fundo do

mar (Lowrie, 2007). Sendo a correcção equivalente à substituição da coluna de água por um material de densidade de rocha ρ_r . Neste caso temos a seguinte equação,

$$\Delta g_B = 2\pi G(\rho_r - \rho_w)z \quad (3.20)$$

onde z é a profundidade da coluna de água e ρ_w é a densidade da água.

A correcção de altitude e de Bouguer são frequentemente aplicadas juntas, sendo neste caso designadas por correcção de elevação combinada (Kearey *et al.*, 2009).

O propósito da correcção de curvatura quando adicionada à correcção simples de Bouguer é converter a geometria considerada na correcção, de uma placa infinita para uma cobertura esférica. A cobertura esférica tem espessura igual à elevação da estação gravimétrica e raio de superfície de 166.7 km a partir da estação (LaFehr, 1991a; LaFehr, 1991b). O programa *Oasis montaj* utiliza a fórmula de *LaFehr* para determinar a correcção de curvatura, de acordo com a seguinte equação:

$$\Delta g_C = 2\pi G\rho(\mu h - \lambda R) \quad (3.21)$$

sendo Δg_C a correcção de curvatura, G a constante de gravitação universal, ρ o valor da densidade da rocha em g.cm^{-3} e h a altitude relativamente à superfície de referência expressa em metros. R é o raio da Terra relativamente à estação, sendo $R = R_0 + h$, e R_0 é o raio normal da Terra relativamente ao nível do mar. μ e λ são coeficientes adimensionais (LaFehr, 1991a). Geralmente o valor da densidade das rochas da crosta continental assumido é 2.67 g.cm^{-3} , que corresponde ao valor médio da densidade das rochas de composição granítica (Hinze, 2003).

A correcção de curvatura depende da altitude da estação gravimétrica (1.1 mgal a 1000 m e 1.5 mgal a 2000 m) e da latitude (LaFehr, 1991a).

3.6.2.9 Correcção de terreno

A correcção de Bouguer considera que a topografia em torno da estação gravimétrica é plana. No entanto esta situação não é usual, conduzindo à necessidade de aplicar uma outra correcção que considere a topografia do terreno na vizinhança da estação, a qual é denominada por correcção de terreno ou correcção topográfica. A aplicação da correcção simples de Bouguer e a correcção de terreno é designada por correcção completa de Bouguer.

Para remover o efeito da topografia na proximidade de uma estação gravimétrica é necessário aplicar uma correcção de terreno sempre positiva (em área emersa), em ambos os casos excesso ou deficiência em massa (montanha ou vale). A influência da topografia relativamente a uma estação gravimétrica será directamente proporcional à massa e inversamente proporcional ao quadrado da distância. Na Figura 3.17 c as regiões a branco formam parte da placa da correcção de Bouguer. Embora estas zonas não sejam formadas por rocha, já foram consideradas na correcção de Bouguer, logo este efeito deve ser restaurado por uma correcção positiva. A região a preto é formada por rocha que foi excluída da correcção de Bouguer, exercendo uma atracção no sentido de baixo para cima do ponto de medida e originando a diminuição do valor de gravidade. Portanto também deve ser corrigida por uma correcção positiva (Lowrie, 2007; Kearey *et al.*, 2009).

A aplicação das correcções de terreno aos dados de gravidade minimiza os efeitos da topografia, que podem constituir importantes fontes de erro na anomalia gravimétrica, atingindo dezenas de miligal (Hinze *et al.*, 2005). Por vezes os valores da correcção de terreno podem atingir valores superiores às próprias anomalias a investigar. Daí depreende-se a existência de uma vasta literatura publicada no âmbito do aperfeiçoamento dos métodos de correcção de terreno. Os métodos clássicos de correcção gráfica (Hayford & Bowie, 1912; Hammer, 1939; Bible, 1962) evoluíram para os métodos orientados para o processamento computacional e algoritmos baseados em prismas retangulares (Bott, 1959; Kane, 1962; Nagy, 1966a; Nagy, 1966b), em prismas cónicos (Olivier & Simard, 1981), no método do elemento triangular (Zhou *et al.*, 1990), entre outros. O aumento da eficiência dos métodos de correcção de terreno deve-se em grande parte ao uso de modelos digitais de terreno (MDT) (Ketelaar, 1987; Cogbill, 1990) e ao uso de algoritmos baseados na transformada rápida de Fourier (Forsberg, 1985; Sinderis, 1985; Parker, 1995; 1996; Kirby & Featherstone, 1999).

Os seguintes factores contribuíram para o aperfeiçoamento das correcções de terreno, em função do terreno e da localização das estações: aplicação da correcção de curvatura, maior exactidão nos métodos usados na determinação da topografia na zona próxima à estação, uniformização da distância de extensão da área de correcção de terreno até 167 km e utilização de métodos de correcção de terreno que consideram a compartimentação e o declive da superfície topográfica (LaFehr, 1991b).

Os efeitos de terreno na contiguidade da estação gravimétrica são bastante influentes e podem atingir vários miligal. A principal limitação do uso de MDT no cálculo das correcções de terreno nas zonas vizinhas à estação está relacionada com a sua resolução espacial (cada célula representa uma elevação média) (Leaman, 1998; Nowell, 1999). Tal implica alguma prudência no uso de MDT, tendo em consideração que a

exactidão da estimativa da elevação dependerá da resolução espacial do MDT e do grau de irregularidade da topografia. Em levantamentos gravimétricos de elevada precisão e na ausência de um MDT de resolução espacial adequada, o mais correcto será realizar um levantamento topográfico local na zona próxima à estação gravimétrica até 170 m (zona D de Hammer). Uma técnica utilizada é o método de *reflectorless laser rangefinders* (RLR), que permite a cartografia digital detalhada da topografia na área contígua à estação (até 50 a 100 m) em tempo real, com posterior cálculo dos valores da correcção de terreno (Lyman *et al.*, 1997). Comparando os resultados da correcção de terreno usando o método RLR e o uso de um MDT de 40 m de resolução obtém-se diferenças superiores a 1 mgal (Aiken *et al.*, 1998).

No caso do presente levantamento gravimétrico à escala regional, a topografia na zona próxima à estação foi estimada de forma tradicional durante a aquisição dos dados (até zona C de Hammer), seguindo-se a prática recomendada de localizar a estação gravimétrica em zonas sem alteração abrupta do relevo.

O efeito da topografia distante e/ou a batimetria podem ser responsáveis por vários miligal nos valores da correcção de terreno, variando em função da altitude da estação (LaFehr, 1991b). A escolha da distância até onde são realizados os cálculos da correcção de terreno influencia o custo e a exactidão das anomalias gravimétricas. Por outro lado a escolha adequada desta distância proporciona a optimização e eficácia do processamento da correcção de terreno (Sprenke, 1989). O valor da distância óptima (isto é, a distância a partir da qual a correcção topográfica pode ser considerada negligenciável) a considerar na correcção de terreno dependerá do grau de irregularidade do relevo da área em estudo, da resolução espacial do MDT usado na correcção de terreno e da precisão pretendida nas anomalias gravimétricas. Diversos métodos têm sido desenvolvidos para estimar o valor da distância óptima, segundo os vários autores, 166.735 km (Bullard, 1936), 21.944 km (Hammer, 1939), 52.6 km (Danes, 1982), um método baseado na análise geoestatística da topografia (Sprenke, 1989), entre outros.

A aplicação da correcção de curvatura e a extensão da correcção de terreno a uma distância ajustada (onde o efeito é considerado negligenciável) significa que neste caso os erros com origem nas zonas próximas sejam mais significativos do que os provenientes da topografia distante. No entanto o efeito da altitude da estação no valor da correcção de terreno não é linear e por vezes deve ser considerado além dos 167 km (LaFehr, 1991b; Nowell, 1999), nomeadamente em áreas de investigação vastas e/ou em regiões com topografia local de elevada irregularidade (Mikuska *et al.*, 2006).

A caracterização estatística da altitude (altitude elipsoidal WGS 84) das estações gravimétricas resume-se a 53% inferior a 500 m, 40% entre 500 m e 1000 m e 7% superior a 1000 m. Sendo a altitude mínima e máxima registadas de 137 m e de 2047 m.

Para estimar as distâncias óptimas (local e regional) a utilizar no processamento da correcção de terreno foram determinadas correcções de terreno para várias distâncias, de forma a avaliar a distância a partir da qual o valor da correcção pode ser considerado negligenciável. Para obter a exactidão pretendida nas anomalias gravimétricas considerou-se suficiente uma variação dos valores de correcções de terreno inferior a 1 mgal. Tal implica que considerando a distância óptima na determinação da correcção de terreno obtemos valores com uma precisão relativa <1 mgal.

O método de estimação das distâncias foi aplicado a 20 estações gravimétricas seleccionadas de forma a serem representativas da topografia da área em estudo, com um valor de altitude mínimo e máximo de 299 m e de 2047 m, respectivamente (Figura 3.18).

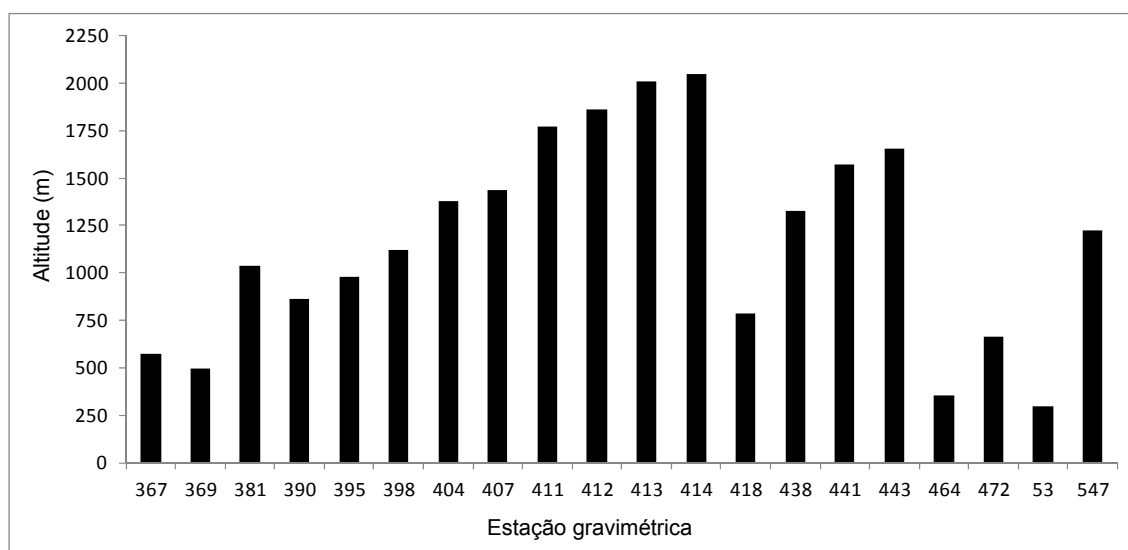


Figura 3.18. Altitude (altitude elipsoidal WGS 84) das estações gravimétricas utilizadas na determinação da distância óptima (local e regional).

No cálculo da distância regional foram determinadas as correcções de terreno segundo distâncias de 10 em 10 km até o máximo de 300 km, com uma distância local constante de 1 km. Os resultados mostram que a partir dos 120 km a variação dos valores de correcção de terreno é inferior a 1 mgal (Figura 3.19). Os valores da diferença da distância regional de 120 km e 300 km apresentam um valor máximo de 0.9 mgal, mínimo de 0.2 mgal e médio de 0.5 mgal e os valores da diferença da distância regional de 170 km e 300 km apresentam um máximo de 0.6 mgal, mínimo de 0.2 mgal e médio

de 0.4 mgal. Embora a distância óptima determinada para a área em estudo tenha sido 120 km optou-se por utilizar a distância regional padrão de 167 km.

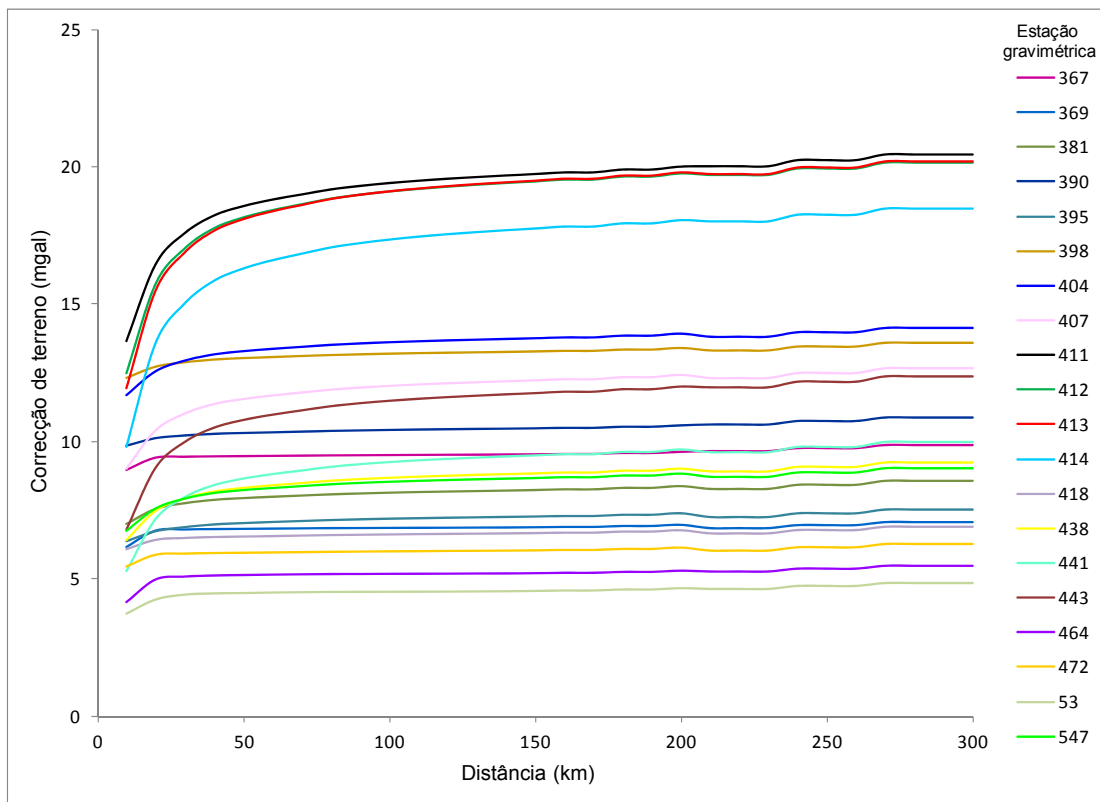


Figura 3.19. Correção de terreno em função das distâncias consideradas na estimativa da distância regional óptima considerando uma distância local constante de 1 km.

No cálculo da distância local foram estimadas as correções de terreno para a distância local de 1, 2, 5, 8, 10, 15, 18, 20, 22, 30, 40, 50 e 60 km com uma distância regional constante de 120 km e 167 km. Em ambos os casos observa-se que a partir dos 18 km a variação dos valores de correção de terreno é inferior a 1 mgal (Figura 3.20). Os valores da diferença da distância local entre 18 km e 60 km apresentam um valor máximo de 0.6 mgal, mínimo de -0.01 mgal e médio de 0.1 mgal.

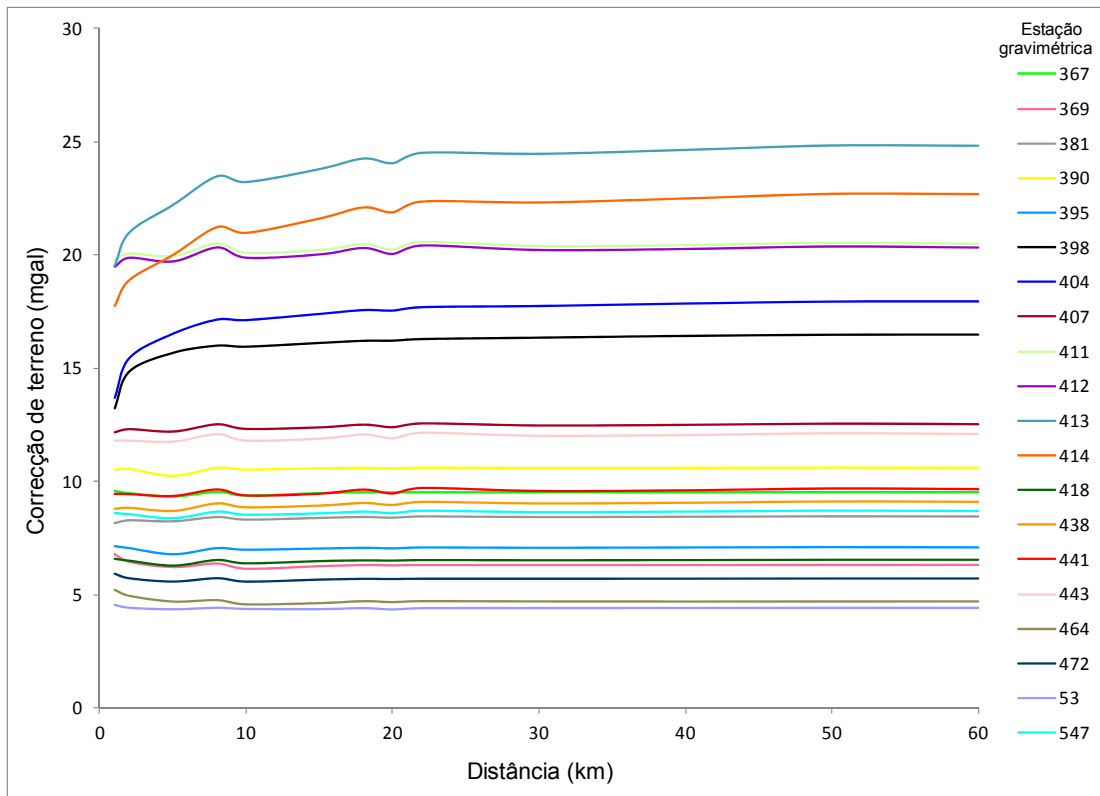


Figura 3.20. Correção de terreno em função das distâncias consideradas na estimativa da distância local óptima com uma distância regional constante de 167 km.

Na Figura 3.21 observa-se que a relação entre a altitude da estação e o valor da correção de terreno não tem um comportamento linear. Tal mostra que a correção de terreno depende não só da elevação da estação mas também do grau de irregularidade do relevo próximo à estação. Para além disso na Figura 3.22 observa-se a relação entre a correção de terreno até uma distância regional de 22 km e 167 km, considerando uma distância local de 1 km. Constata-se que a contribuição na correção de terreno tem proveniência não só nas zonas próximas mas também nas zonas mais distantes.

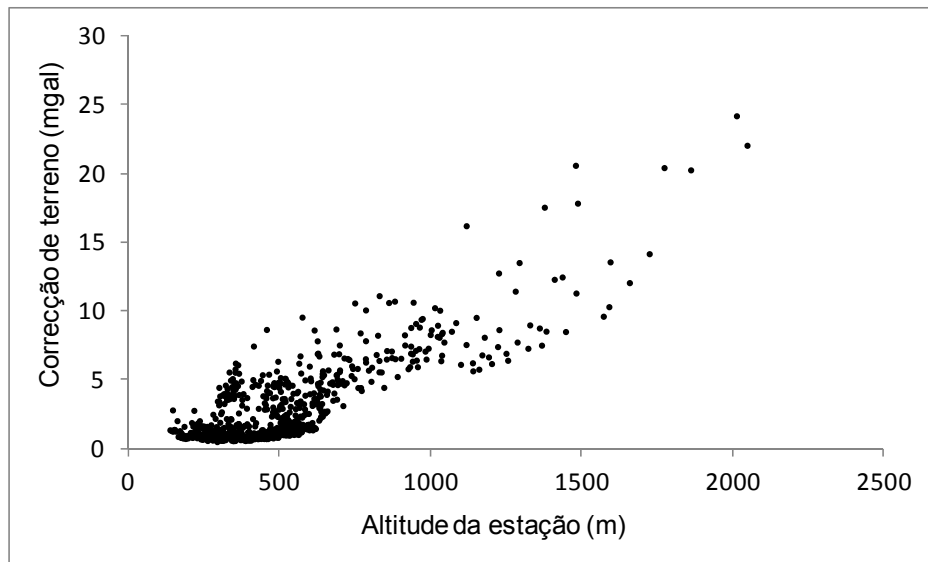


Figura 3.21. Relação entre a altitude das estações gravimétricas e a correcção de terreno (considerando uma distância local de 18 km e regional de 167 km).

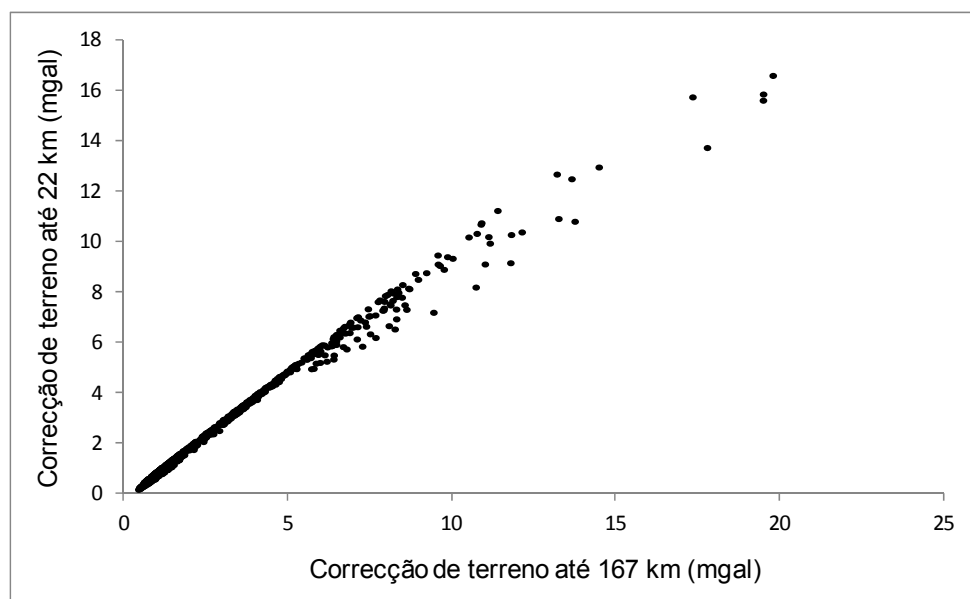


Figura 3.22. Relação entre a correcção de terreno até uma distância regional de 22 km e 167 km.

Com o intuito de obter uma maior exactidão nas correcções de terreno e diminuir o tempo de processamento do cálculo da matriz de correcção regional, foram utilizadas as distâncias óptimas anteriormente estimadas para a área em estudo.

A correcção de terreno foi calculada no *Oasis montaj* a partir de um MDT (designado por *regional terrain correction grid*). Para criar esta matriz de correcção regional o programa utiliza um MDT local e outro regional. O MDT local possui maior

resolução espacial e uma área de cobertura aproximada à área de prospecção, à qual é adicionada uma distância de correcção local. A distância de correcção local define a distância a partir da qual o algoritmo passa a usar o MDT regional (no presente caso definida em 18 km). O MDT regional tem geralmente menor resolução espacial e uma área de cobertura superior a 300 km para além da área de prospecção. O algoritmo calcula a correcção de terreno completa para cada estação gravimétrica, a partir da extração dos valores de correcção (em mgal) da matriz de correcção regional e adicionando a correcção local, determinada a partir do MDT local (Whitehead, 2010).

Na construção dos MDT utilizados na correcção topográfica foram usados dados de altimetria e batimetria (Tabela 3.7). Foram utilizados dados de altimetria dos produtos SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) C/X-SAR (banda C e banda X - *Sinthetic Aperture Radar*, com uma resolução espacial de 90 m e 30 m por píxel, respectivamente). Sucintamente a performance dos dados SRTM na Eurásia apresenta um erro horizontal absoluto de 8.8, um erro vertical absoluto de 6.2 e um erro vertical relativo de 8.7 (os valores representam 90% de erros em metros) (Rodriguez *et al.*, 2005; Farr *et al.*, 2007). Foram usados os dados de batimetria do modelo global de relevo da superfície terrestre (ETOPO1), que integra topografia e batimetria a uma resolução espacial de 1 arcmin ($\cong 1.7$ km por píxel) (Amante & Eakins, 2009).

A altitude elipsoidal (h) corresponde à soma da altitude ortométrica (H) e a ondulação do geóide (N) (equação 3.5). Sendo conhecida a altitude ortométrica e a ondulação do geóide pode-se determinar directamente a altitude elipsoidal (Li & Götze, 2001). Este procedimento foi seguido para converter a altitude ortométrica (relativa ao geóide EGM 96) em altitude elipsoidal (elipsóide de referência WGS 84) no MDT do STRM/C-SAR.

A partir do modelo geopotencial EGM 96 é determinada a ondulação do geóide (uma malha regular global de pontos com espaçamento de 0.25°), que utiliza os parâmetros do elipsóide WGS 84 no sistema livre de maré, onde os efeitos do sol e da lua (directo e indirecto) foram removidos (Lemoine *et al.*, 1998). O programa INTPT.F (disponível em: <http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm96/egm96.html>) permite a interpolação dos pontos da matriz de ondulação do geóide a partir de um ficheiro de entrada com as coordenadas em WGS 84 (latitude e longitude) da área pretendida, com posterior criação de um ficheiro de saída que compreende as coordenadas iniciais e os valores da ondulação do geóide. A partir destes último ficheiro de pontos é criada uma superfície pelo método de interpolação de *natural neighbor*, que será usada na conversão das altitudes ortométricas para elipsoidais no MDT.

Tabela 3.7. Características dos MDT (topografia e batimetria) e requisitos de performance dos produtos de dados STRM.

Características MDT	SRTM/C-SAR	SRTM/X-SAR	ETOPO1
Resolução espacial	3 arcseg \cong 90 m	1 arcseg \cong 30 m	1 arcmin \cong 1.7 km
Área coberta	80% da superfície terrestre		Global
Sistema de coordenadas	Geográfico (Graus decimais)	Geográfico (Graus decimais)	Geográfico (Graus decimais)
<i>Datum</i> vertical	Geóide EGM 96	Elipsóide WGS 84	Nível do mar
<i>Datum</i> horizontal	WGS 84	WGS 84	WGS 84
Unidade vertical	Metros	Metros	Metros
Erro vertical absoluto linear	$\pm 16 \text{ m}^*$		*em 90% dos dados
Erro vertical relativo linear	$\pm 10 \text{ m}^*$		
Erro horizontal absoluto circular	$\pm 20 \text{ m}^*$		
Erro horizontal relativo circular	$\pm 15 \text{ m}^*$		

Desta forma de acordo com os dados de altimetria e batimetria disponíveis gratuitamente, na criação dos MDT local e regional usaram-se os dados SRTM banda C e banda X (com resolução espacial de 90 m e 30 m) e os SRTM banda C e ETOPO1 (com resolução espacial de 90 m e 1.7 km), respectivamente.

No programa *Oasis montaj* o cálculo das correcções de terreno é realizado segundo a contribuição de 3 zonas: a zona próxima (0 a 1 célula do centro), a zona intermédia (1 a 8 células do centro) e a zona distante (maior que 8 células), considerando que a matriz de correcção regional funciona como uma malha centrada em cada estação gravimétrica (Figura 3.23) (Whitehead, 2010).

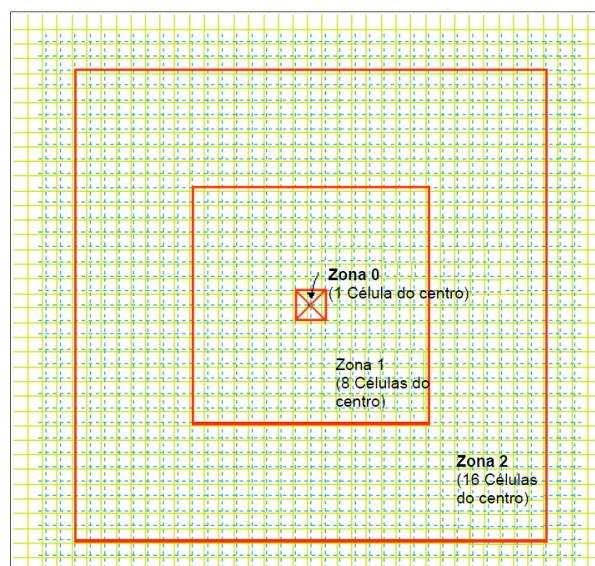


Figura 3.23. Técnica implementada no Oasis montaj para o cálculo da correcção de terreno de acordo com a contribuição das diferentes zonas (matriz com malha centrada em cada estação gravimétrica) (Whitehead, 2010).

Especialmente em zonas próximas à estação gravimétrica torna-se importante o maior rigor do método de aproximação à topografia. Muitos dos métodos convencionais usados assumem elementos com topo horizontal, que não reflectem com exactidão a topografia real. O método do elemento triangular considera superfícies inclinadas usando uma formulação gaussiana que aperfeiçoa o processo de correcção (Zhou *et al.*, 1990). O programa *Oasis montaj* calcula os efeitos do terreno na zona próxima segundo um algoritmo que soma os efeitos de quatro secções triangulares inclinadas, que caracterizam a superfície entre a estação gravimétrica e a elevação de cada extremo diagonal (Whitehead, 2010) (Figura 3.24 a). Na zona intermédia o algoritmo usa como aproximação à topografia os prismas rectangulares planos. O valor da correcção de terreno é determinado pela soma da atracção gravítica de todos os prismas que contribuem para a aproximação à topografia (Nagy, 1966a; Nagy, 1966b) (Figura 3.24 b). Na zona distante o algoritmo baseia-se na aproximação de segmentos em anel a prismas rectangulares descritos por Kane (1962) (Whitehead, 2010) (Figura 3.24 c).

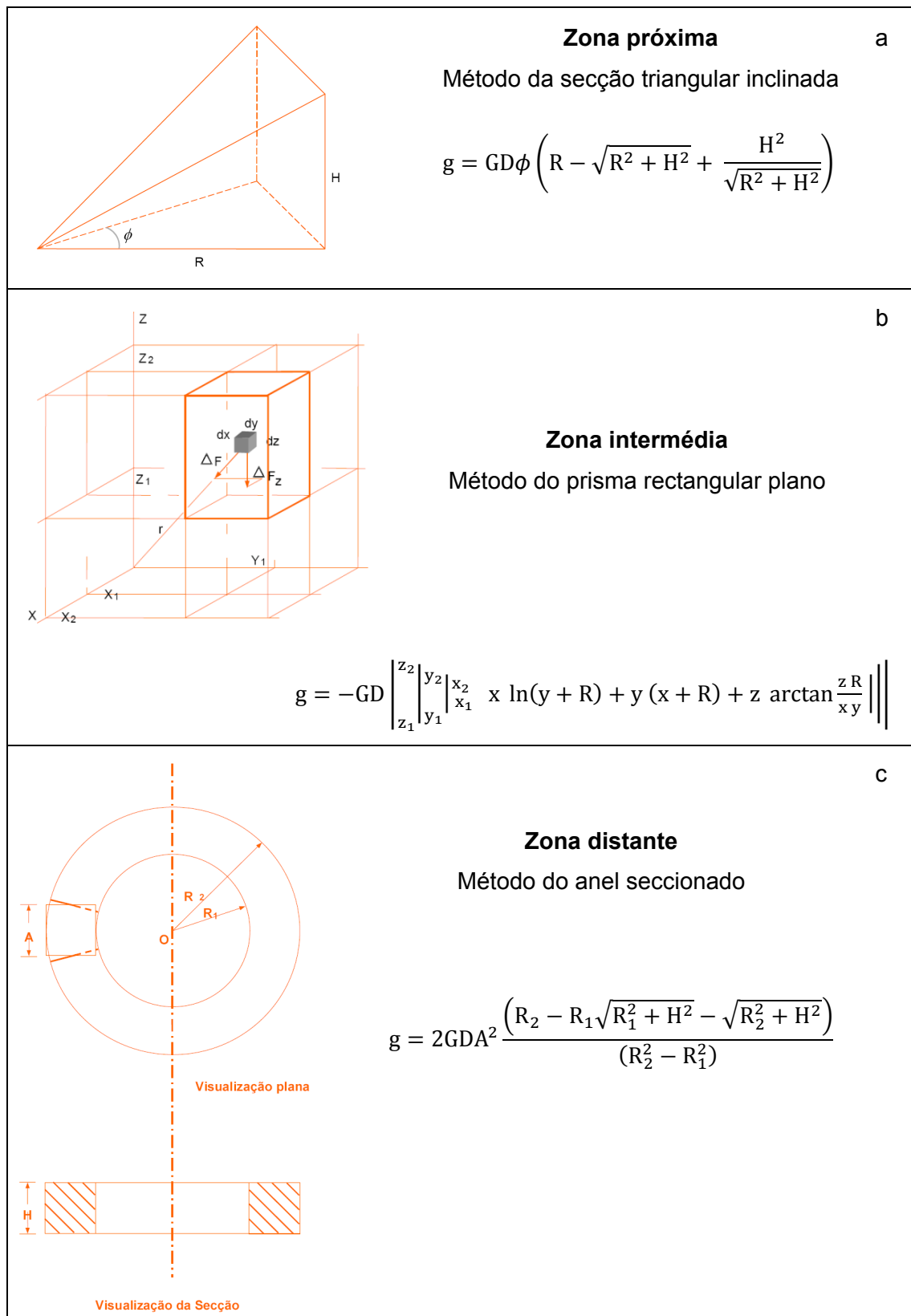


Figura 3.24. Métodos e fórmulas usados no cálculo da correcção de terreno nas diferentes zonas, segundo o programa *Oasis montaj* (Whitehead, 2010). Onde g é a atracção gravítica, G a constante gravitacional, D a densidade, ϕ o ângulo da secção, R o raio da secção (R_1 raio interno e R_2 raio externo), H a altura do prisma ou anel e A o comprimento do lado horizontal do prisma.

As correcções de terreno foram processadas a partir da matriz de correcção regional calculada considerando uma distância de correcção local de 18 km e uma distância de correcção regional de 167 km. Na criação desta matriz foi usado um MDT local de resolução espacial de 30 m até à distância de correcção local e um MDT regional com resolução espacial de 150 m na área entre a distância de correcção local e regional. O valor assumido para a densidade média foi de 2.67 g.cm^{-3} .

No cálculo das correcções de terreno o programa usa como *input* o valor da altitude da estação gravimétrica. Foram realizados os cálculos considerando os valores de altitude medidos com o DGPS (altitude elipsoidal WGS 84) e interpolados a partir do MDT local. Tal procedimento é justificado pela diferença determinada entre as duas fontes de altimetria, que apresenta uma diferença média de 24 m. No entanto os resultados estatísticos dos valores de correcção estimados mostram que a diferença é inferior a 1 mgal (com valores mínimo de 0.04 mgal, máximo de 0.34 mgal e médio de 0.27 ± 0.17 mgal). Desta forma optou-se por utilizar os valores de altitude das estações gravimétricas medidos com o DGPS, que em princípio apresentam uma melhor precisão.

Os valores da correcção de terreno apresentam os resultados estatísticos: média de 3.12 ± 3.13 mgal, máximo de 24.19 mgal e mínimo de 0.50 mgal. Na Figura 3.25 pode-se observar a distribuição dos valores da correcção de terreno na área em estudo. Sintetizando, cerca de 60% das estações apresenta valores de correcção entre 1 e 5 mgal, 20% <1 mgal, 16% entre 5 e 10 mgal e 3% >10 mgal. No geral os valores de correcção são maiores nas zonas de topografia mais elevada. No entanto surgem alguns casos onde isto não se verifica, que podem ser justificados por variações locais bruscas do relevo na zona próxima à estação.

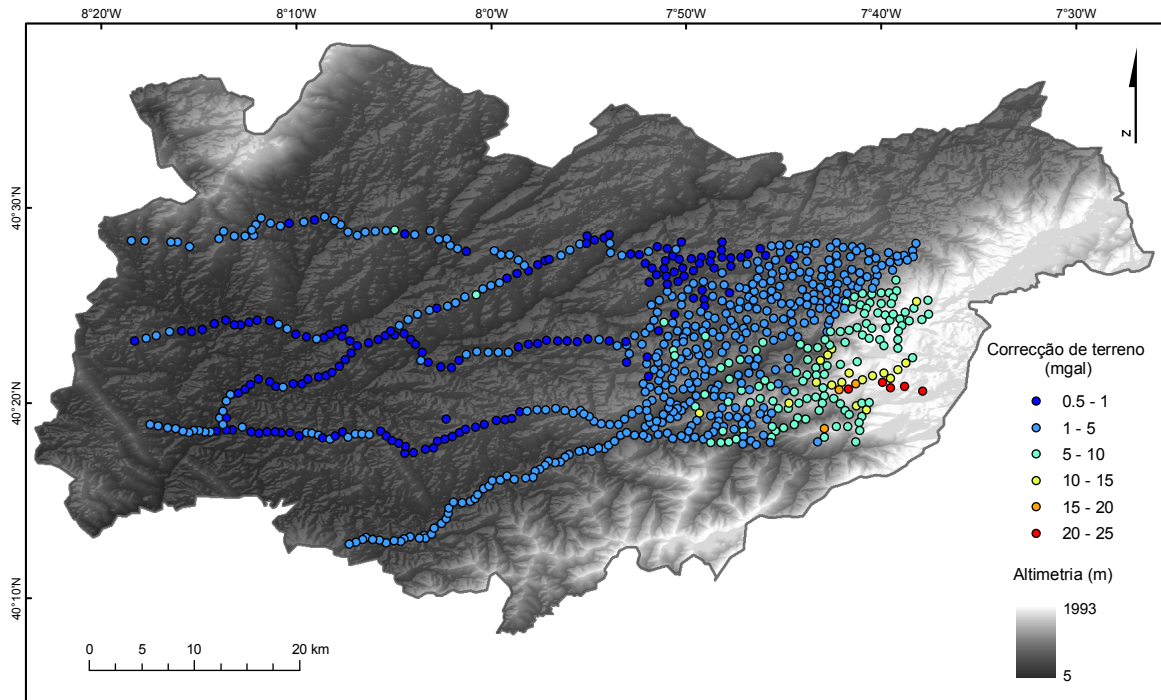


Figura 3.25. Distribuição dos valores da correção de terreno em mgal na área em estudo.

3.6.2.10 Correção atmosférica

Os parâmetros que definem o campo gravítico teórico são determinados a partir de dados geodéticos de satélite, logo incluem uma componente originada pela massa atmosférica terrestre. No entanto a observação da gravidade na superfície terrestre exclui esta influência. Desta forma a correção atmosférica deve ser subtraída da gravidade teórica ou adicionada à gravidade observada. Em prospecção geofísica esta correção é usualmente considerada insignificante, pois atinge valores inferiores a 1 mgal, sendo apenas aplicada em campanhas de elevada precisão (Hackney & Featherstone, 2003; Hinze *et al.*, 2005). A correção atmosférica reduz o valor da gravidade teórica em 0.87 mgal ao nível do mar e em 0.28 mgal no topo do *Everest* (Nabighian *et al.*, 2005a).

O efeito de gravidade da massa atmosférica acima de uma estação pode ser determinado segundo a equação:

$$\Delta g_{atm} = 0.874 - 9.9 \times 10^{-5} h + 3.56 \times 10^{-9} h^2 \quad (3.22)$$

onde, o efeito de gravidade é dado em mgal e h é a altitude da estação em metros (Hinze *et al.*, 2005).

3.6.2.11 Correção de compensação isostática

A correção de compensação isostática consiste no efeito de gravidade originado por um modelo geológico de acordo com a teoria de isostasia. Desenvolveram-se várias teorias de isostasia, no entanto, em geral estas assentam na aplicação do princípio de Arquimedes, em que as variações topográficas regionais são compensadas por flutuações de densidade na litosfera, até determinada profundidade onde é atingido o equilíbrio hidrostático (Hinze *et al.*, 2005; Lowrie, 2007).

Considera-se que em condições normais a crosta ao nível do mar possui uma espessura entre 30-35 km e as zonas com raiz mais profunda (abaixo do nível do mar) atingem uma profundidade proporcional à elevação topográfica. Nesta situação a topografia está completamente compensada, isto é, foi atingido o equilíbrio hidrostático. Assumindo a compensação isostática completa ($g_I = 0$), a dimensão e a forma da zona de raiz pode ser determinada a partir da topografia. A anomalia isostática (AI) é definida pela diferença entre a anomalia de Bouguer (AB) e a anomalia da zona de raiz estimada a partir da topografia (g_R). No entanto a compensação isostática normalmente não é completa, devido aos processos da geodinâmica terrestre que desencadeiam movimentos verticais da crosta e conseqüentemente novos reajustamentos de compensação isostática. Desta forma são frequentes situações de compensação isostática sobrevalorizada ($g_I < 0$, no caso da erosão da cadeia montanhosa promover o soerguimento vertical) ou subvalorizada ($g_I > 0$, no caso de carreamento de mantos crustais originarem subsidência) (Lowrie, 2007).

O princípio da isostasia desenvolve uma forte correlação inversa entre a topografia regional e a anomalia gravimétrica de Bouguer (Figura 3.26). A carga produzida pela topografia é compensada em profundidade pela deficiência em massa na zona de raiz (designada por massa de compensação ou raiz isostática) (Simpson *et al.*, 1986). Desta forma a anomalia média de Bouguer é geralmente negativa em áreas de montanha (raízes menos densas) e positiva em áreas oceânicas (rochas mais densas). Para minimizar o efeito da geometria da raiz, usualmente a anomalia gravimétrica é modelada considerando a variação directa entre a espessura crustal e a topografia local. A correção de compensação isostática é determinada usando um modelo isostático de Airy-Heiskanen com algumas modificações que assumem compensação isostática local. Na correção assume-se uma variação de densidade de 300 kg.m^{-3} e uma espessura crustal de 30 km ao nível do mar. A topografia é modelada assumindo uma densidade da crosta continental de 2670 kg.m^{-3} (Hinze *et al.*, 2005). O resultado é a criação da matriz de anomalia isostática, isto é, a anomalia gravimétrica modificada pelo efeito da massa topográfica/batimétrica e a sua compensação isostática (Jacoby & Smilde, 2009).

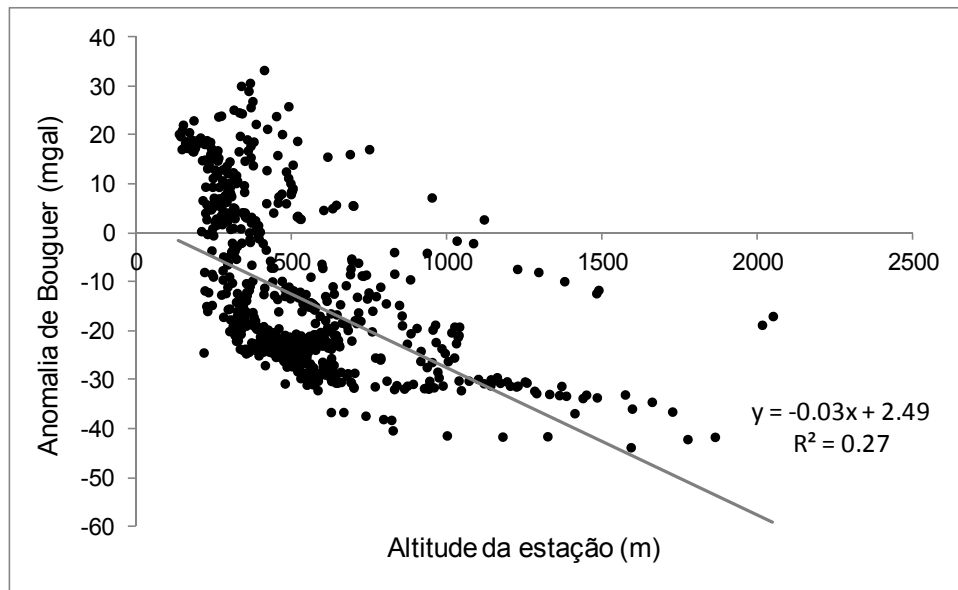


Figura 3.26. Correlação inversa entre os valores da anomalia de Bouguer e a altitude das estações gravimétricas.

As anomalias isostáticas permitem compreender a distribuição lateral e os mecanismos da estrutura geológica na crosta e no manto, associados a bruscas alterações topográficas/batimétricas e ao elevado gradiente da anomalia de Bouguer. O efeito de isostasia tem especial interesse em regiões vastas ou de escala global (Jacoby & Smilde, 2009; Hinze *et al.*, 2013).

A correcção de isostasia não foi aplicada à área em estudo, pois a campanha de prospecção desenvolve-se à escala regional, onde não é possível verificar a influência da compensação isostática. No entanto esta correcção foi aplicada numa área mais vasta (Portugal continental), tendo por base as respectivas matrizes da anomalia de Bouguer e da topografia. A anomalia de Bouguer foi computada com base na compilação dos dados de gravidade absoluta da campanha gravimétrica regional, do BGI (*Bureau Gravimétrique International (BGI) / International Association of Geodesy*) e do IGP (Instituto Geográfico Português). Na topografia foi utilizada a altimetria de satélite SRTM/C-SAR e ETOPO1.

A correcção isostática foi calculada com o programa *Oasis montaj*, extensão *isostatic residual*. Esta extensão permite criar uma matriz de correcção isostática regional (em miligal) a partir da topografia (em metros), e posteriormente calcular a matriz isostática residual, através da diferença entre a anomalia de Bouguer e a anomalia isostática regional (Figura 3.27). Utiliza uma versão modificada do algoritmo Airyroot para calcular a profundidade até à Moho (a raiz) a partir da topografia e determinar a resposta gravítica tridimensional dessa raiz ao nível do mar além de 166.7 km (Simpson *et al.*, 1983).

Em Portugal continental a anomalia de Bouguer encontra-se entre 117 e -74 mgal e a anomalia isostática residual entre 127 e -46 mgal (Figura 3.27).

Diversas técnicas são rotineiramente aplicadas para extrair a influência regional na anomalia de Bouguer (técnicas de suavização, ajuste polinomial, entre outras). A aplicação da correcção isostática é uma forma consistente de separar a anomalia residual da anomalia regional. A anomalia regional de Bouguer está inversamente correlacionada com a topografia, e vulgarmente dissimula as anomalias de comprimento de onda curto, associadas às estruturas geológicas de menor profundidade, as estruturas de maior interesse numa análise geológica à escala regional. No entanto, a aplicação das técnicas anteriores pode ser necessária após a aplicação da correcção isostática para extrair as anomalias não relacionadas com a carga topográfica (Simpson *et al.*, 1983; Simpson *et al.*, 1986).

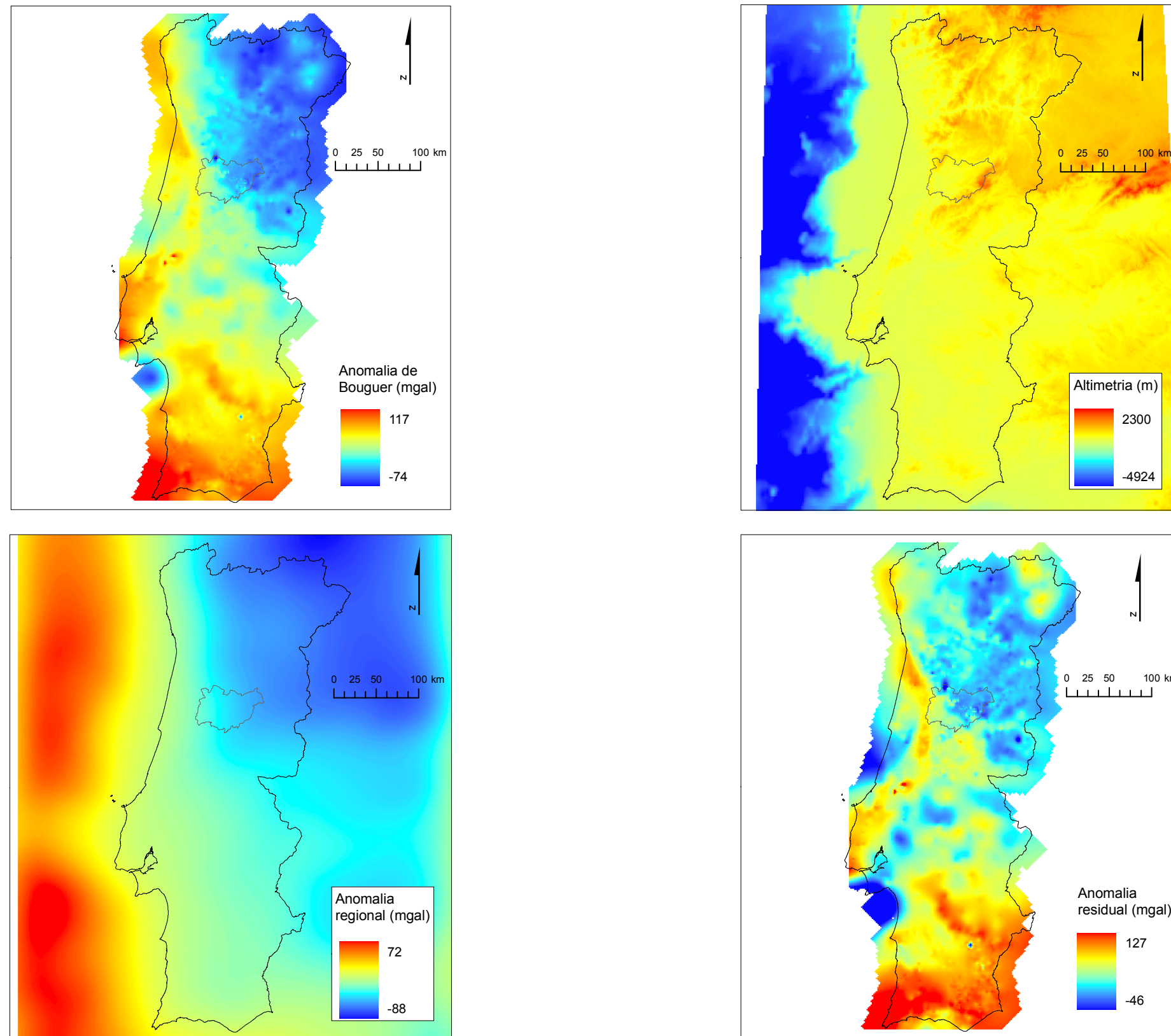


Figura 3.27. Correção isostática aplicada à área de Portugal continental (*Input*: anomalia de Bouguer e topografia; *Output*: anomalias isostática regional e isostática residual).

3.6.3 Anomalias gravimétricas

Em geofísica, a anomalia gravimétrica (AG) consiste na diferença entre a gravidade observada (em valor absoluto e corrigida para a variação temporal) e a gravidade teórica (relativa a uma superfície de referência) (Hinze *et al.*, 2005).

$$AG = g_{obs} - g_{teo} \quad (3.23)$$

Existe uma discrepância na nomenclatura usada em geodesia e geofísica relativamente ao termo anomalia. Os geodestas usam o termo anomalia gravimétrica para determinar a figura da Terra, enquanto os geofísicos usam o termo anomalia gravimétrica para interpretar as variações de massa-densidade que reflectem a geologia em profundidade. Tradicionalmente, em geodesia o termo anomalia é usado quando o *datum* vertical é o geóide, enquanto o termo perturbação é usado quando o *datum* vertical é o elipsóide. Em geofísica aplicada, com o crescente uso do elipsóide como *datum* vertical e para haver consistência na aplicação do termo, foi formulada uma proposta para especificar o tipo de superfície de referência adoptado no procedimento de redução junto do termo anomalia gravimétrica (Hackney & Featherstone, 2003; Hinze *et al.*, 2005).

No presente estudo, optou-se por usar simplesmente o termo anomalia gravimétrica. No entanto tendo sido utilizado o elipsóide como superfície de referência esta designação é equivalente ao termo anomalia gravimétrica elipsoidal.

Diferentes tipos de anomalias gravimétricas podem ser computados. A anomalia de ar livre (AAL), a anomalia de Bouguer simples (ABS) e a anomalia de Bouguer completa (ABC) são definidas pelas seguintes equações.

$$AAL = g_{obs} - g_{\varphi} + g_{AL} \quad (3.24)$$

$$ABS = g_{obs} - g_{\varphi} + g_{AL} \pm g_B \quad (3.25)$$

$$ABC = g_{obs} - g_{\varphi} + g_{AL} \pm g_B + g_T \quad (3.26)$$

A anomalia de ar livre não considera os efeitos de massa e terreno e é frequentemente usada em geodesia e em modelação/interpretação gravimétrica em áreas marinhas. A anomalia de Bouguer simples omite o efeito de terreno e a anomalia de Bouguer completa engloba as correcções de latitude, altitude, Bouguer e terreno. A

anomalia de Bouguer é utilizada preferencialmente em modelação e interpretação gravimétrica em áreas continentais (Hinze *et al.*, 2005; Kearey *et al.*, 2009).

A anomalia isostática (AI) é determinada a partir da anomalia de Bouguer considerando uma correcção isostática (g_I), sendo usada na interpretação de anomalias gravimétricas regionais (Hinze *et al.*, 2005).

$$AI = AB - g_I \quad (3.27)$$

3.6.4 Densidade

Na redução e na modelação das observações de gravidade é necessário considerar os valores da densidade de Bouguer e da densidade das rochas, respectivamente. A densidade de Bouguer (ou densidade de redução) define o valor da densidade utilizado no cálculo das correcções de Bouguer e de terreno. A densidade das rochas é definida para cada litologia considerada na modelação das anomalias gravimétricas.

Na redução gravimétrica em estudos regionais, convencionalmente, é assumido o valor de densidade de 2.67 g.cm^{-3} . Este valor da densidade de Bouguer é coincidente com o valor médio da densidade das rochas da crosta continental e com o valor médio da densidade das rochas de composição granítica. O uso de um valor padrão facilita a comparação entre os estudos de anomalias gravimétricas (Hinze, 1990; LaFehr, 1991b; Hinze, 2003). Dado que uma das litologias regionais predominantes na área em estudo são os granitos, considerou-se na redução gravimétrica o valor da densidade de Bouguer de 2.67 g.cm^{-3} .

As anomalias gravimétricas resultam da variação da densidade entre um corpo rochoso e a sua vizinhança. A forma da anomalia é determinada pela forma e profundidade do corpo rochoso. Para um corpo rochoso de densidade ρ_1 envolvido por um material de densidade ρ_2 , o contraste de densidade ($\Delta\rho$) é dado pela seguinte equação. Sendo o sinal da anomalia definido pelo sinal do contraste de densidade (Kearey *et al.*, 2009).

$$\Delta\rho = \rho_1 - \rho_2 \quad (3.28)$$

A densidade das rochas é condicionada pela composição mineralógica e porosidade, que dependem da litologia e dos efeitos de processos físicos e químicos (fracturação, fluídos, alteração química dos minerais, entre outros). Em rochas sedimentares a densidade varia em função da porosidade, aumentando em profundidade, devido à idade da rocha e aos processos de compactação e cimentação. Em rochas ígneas e metamórficas a composição é a principal razão da variação da densidade,

umentando com a diminuição da acidez da rocha e a intensificação do grau de metamorfismo (Hinze, 1990; Kearey *et al.*, 2009) (Figura 3.28).

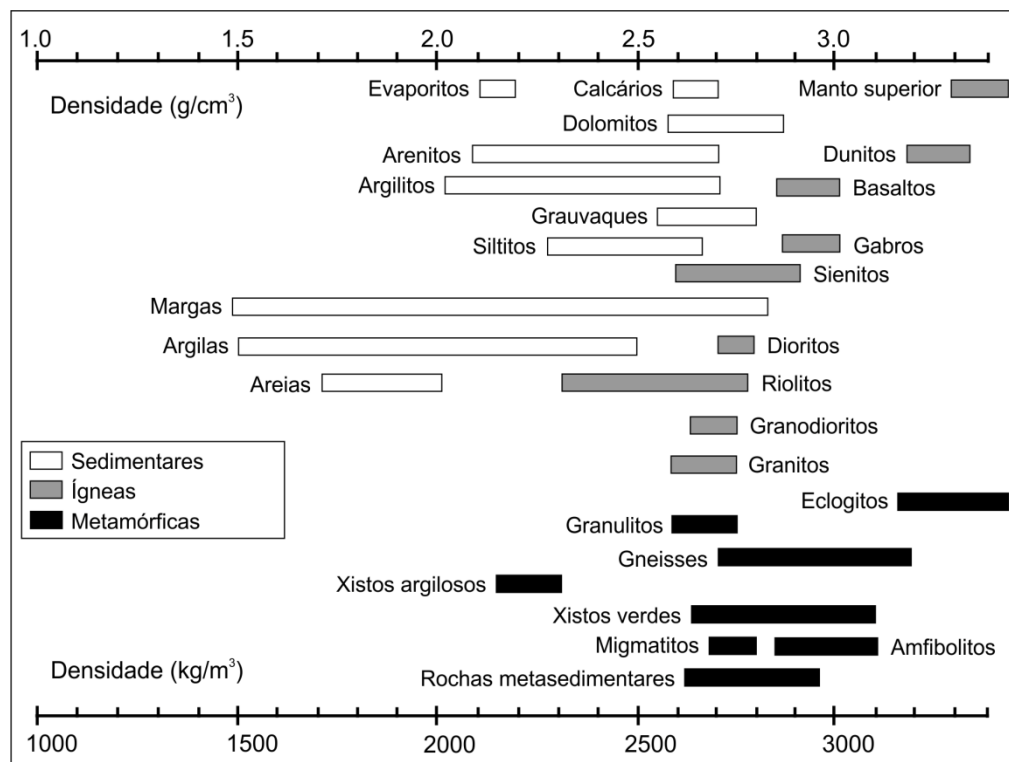


Figura 3.28. Densidades de diversos tipos de rochas (Adaptado de Hinze *et al.*, 2013).

Para proceder à modelação e interpretação das anomalias gravimétricas é necessário conhecer as densidades das formações geológicas no local em estudo. A densidade das formações geológicas pode ser determinada por diferentes métodos (directos ou indirectos). A medição directa da densidade de uma amostra de rocha consiste na pesagem da amostra no ar e mergulhada em água, sendo que a diferença do peso fornece o volume da amostra, obtendo-se o valor da densidade da amostra não saturada. No caso de uma amostra de rocha porosa, calcula-se a densidade saturada seguindo o procedimento anterior, com a amostra saturada em água. O valor da densidade irá depender da localização da rocha relativamente ao nível freático. Para obter um valor de densidade média fiável é necessário executar a medição de um número representativo de amostras em cada litologia. Outra alternativa é a determinação da densidade em poços ou furos de sondagem através da medição da gravidade a diferentes profundidades ou a medição da densidade em sondagens com um equipamento *gamma-gamma logger*. Os métodos indirectos de medição da densidade são imprescindíveis nos casos de amostragem inacessível e/ou ausência de

afloramentos. Entre estes métodos salientam-se a determinação da densidade através da relação da densidade com a velocidade de ondas P e S em diferentes rochas, obtidas em levantamentos sísmicos, e a estimativa da densidade a partir de medições de gravidade, como o método de Nettleton e o método analítico de Parasnis (Lowrie, 2007; Kearey *et al.*, 2009). Tradicionalmente, os métodos de Parasnis e de Nettleton são também utilizados para determinar a densidade de Bouguer (Figueiredo, 2001).

Os valores de densidade usados na modelação das principais unidades geológicas aflorantes no local em estudo são provenientes de um estudo de caracterização geotécnica dos terrenos envolventes às barragens da Agueira e Coiço desenvolvido por Saraiva (1986). As densidades das diversas litologias aflorantes na região foram determinadas em laboratório por medição directa em amostras de rocha.

4 Prospecção magnética

4.1 Introdução

O objectivo da prospecção magnética é investigar as estruturas geológicas em profundidade a partir das anomalias do campo magnético terrestre, resultantes da diversidade das propriedades magnéticas das rochas (Adaptado de Kearey *et al.*, 2009).

Algumas rochas são constituídas por minerais com propriedades magnéticas, que conseguem produzir anomalias magnéticas significativas. No entanto, alguns objectos antrópicos enterrados também podem gerar anomalias magnéticas. Desta forma a prospecção magnética possui uma ampla variedade de aplicações a diversas escalas, consoante o objectivo da campanha de prospecção. O método magnético é utilizado em aplicações de engenharia, arqueológicas, ambientais e geológicas (estudos de reconhecimento de depósitos minerais, hidrocarbonetos, recursos hídricos, recursos geotérmicos, entre outros) (Parasnis, 1997; Nabighian *et al.*, 2005b; Kearey *et al.*, 2009).

A magnetometria pode ser aplicada em terra, na água e no ar, tendo uma execução expedita, baixo custo de realização e fácil redução de dados, o que contribui para a sua ampla e diversificada aplicação (Telford *et al.*, 1993). Em áreas extensas e de relevo acentuado a execução de prospecção magnética é mais eficiente e expedita por meio aéreo do que por meio terrestre. A magnetometria constitui um método muito apelativo, geralmente aplicado em conjunto com outros métodos geofísicos, como o método gravimétrico e sísmico.

O sucesso e eficiência de uma campanha de prospecção magnética dependem em grande parte de uma planificação eficaz das várias etapas (Figura 4.1).

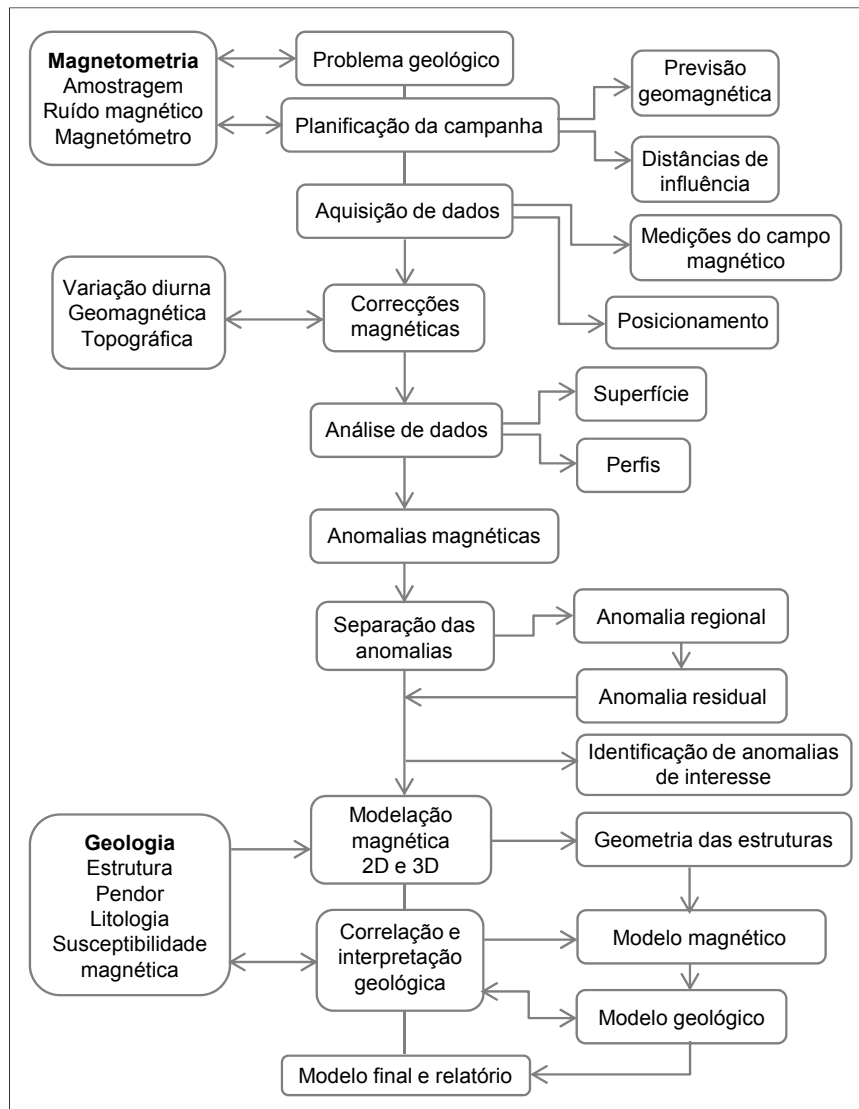


Figura 4.1. Fluxograma representativo da metodologia geral seguida durante uma campanha de prospecção magnética (Adaptado de Hinze, 1990).

4.2 Princípios da magnetometria

Na contiguidade de uma barra magnética desenvolve-se um fluxo magnético, que converge nas suas extremidades, designadas por pólos magnéticos. Considerando uma barra magnética suspensa livremente, esta irá alinhar-se com o campo magnético terrestre, formando um dipolo magnético. Deste modo o seu Pólo Sul (pólo positivo) aponta para o Pólo Norte Magnético da Terra e o seu Pólo Norte (pólo negativo) aponta para o Pólo Sul Magnético da Terra (Kearey *et al.*, 2009) (Figura 4.2).

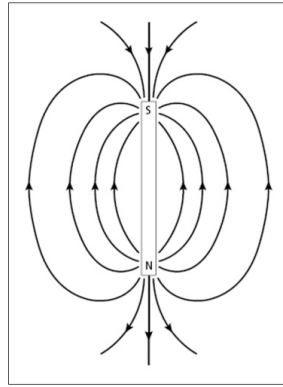


Figura 4.2. Linhas de fluxo do campo magnético em uma barra magnética (Kearey *et al.*, 2009).

Segundo a Lei de Coulomb, a força F entre dois pólos magnéticos de intensidade m_1 e m_2 , separados por uma distância r , é inversamente proporcional ao quadrado da distância entre os pólos, sendo formulada por:

$$F = \frac{\mu_0 m_1 m_2}{4\pi\mu_R r^2} \quad (4.1)$$

onde, μ_0 é a permeabilidade magnética do vazio e μ_R é a permeabilidade magnética relativa do meio que separa os pólos. A força é atractiva se os pólos forem de sinal oposto e repulsiva se forem do mesmo sinal (Kearey *et al.*, 2009).

O campo magnético B , devido a um pólo de intensidade m , a uma distância r do pólo, é definido como a força exercida sobre um pólo positivo de intensidade unitária localizado nesse ponto (Kearey *et al.*, 2009).

$$B = \frac{\mu_0 m}{4\pi\mu_R r^2} \quad (4.2)$$

O campo magnético pode ser definido em termos de potencial magnético. Para um único pólo de intensidade m , o potencial magnético V , a uma distância r do pólo, é dado por:

$$V = \frac{\mu_0 m}{4\pi\mu_R r} \quad (4.3)$$

A componente do campo magnético, em qualquer direcção, é dada pela derivada parcial do potencial nessa direcção (Kearey *et al.*, 2009).

O campo magnético pode ser definido em termos de força produzida em fluxos de corrente eléctrica. Quando uma corrente eléctrica percorre uma bobina gera um fluxo magnético, resultante de uma força magnetizante H . De acordo com a Lei Biot-Savart, a intensidade da força magnetizante (H) é definida como a intensidade no centro da bobina com raio R , a qual é percorrida por uma intensidade de corrente eléctrica I , dada pela seguinte equação e expressa em amperes por metro ($A.m^{-1}$) (Reynolds, 1997).

$$H = \frac{I}{2R} \quad (4.4)$$

A densidade de fluxo magnético, medida segundo uma área perpendicular à direcção de fluxo, é designada por indução magnética ou campo magnético B da bobina, sendo B expresso por volt segundo por metro quadrado ($V.s.m^{-2}$) ou por *weber* por metro quadrado ($Wb.m^{-2}$), também designado por *tesla* (T). O campo magnético B é proporcional à intensidade da força magnetizante H , sendo a constante de proporcionalidade designada por permeabilidade magnética (μ), expressa em $Wb.A^{-1}.m^{-1}$ ou *henry* por metro ($H.m^{-1}$) (Reynolds, 1997).

$$B = \mu H \quad (4.5)$$

A permeabilidade da água e do ar são consideradas como sendo iguais à permeabilidade magnética do vazio (μ_0), que assume o valor de $4\pi \times 10^{-7} H.m^{-1}$. Para outro meio a relação entre a permeabilidade magnética desse meio e a permeabilidade magnética do vazio é designada por permeabilidade magnética relativa (μ_R), sendo adimensional (Reynolds, 1997).

$$\mu_R = \frac{\mu}{\mu_0} \quad (4.6)$$

O momento magnético M de um dipolo com intensidade m , cujos pólos estão afastados uma distância l , é dado pela seguinte equação e expresso em $A.m^2$ (Kearey *et al.*, 2009).

$$M = ml \quad (4.7)$$

Quando um material é colocado sob a influência de um campo magnético pode adquirir uma magnetização na direcção do campo, que é perdida quando o material é

removido da área de influência desse campo. Este fenómeno designa-se magnetização induzida ou polarização magnética, e resulta do alinhamento dos dipolos elementares dentro do material na direcção do campo, definindo os pólos magnéticos do dipolo (Kearey *et al.*, 2009).

A intensidade de magnetização induzida (J_i) do material é definida como o momento do dipolo por unidade de volume e é expressa em $A.m^{-1}$:

$$J_i = \frac{M}{LA} \quad (4.8)$$

onde, M é o momento magnético de uma amostra de comprimento L e área da secção transversal A . A intensidade de magnetização induzida (J_i) é proporcional à intensidade da força magnetizante (H) do campo induzido:

$$J_i = kH \quad (4.9)$$

onde, k é a susceptibilidade magnética do material, sendo adimensional em unidades SI. A susceptibilidade magnética traduz a facilidade com que um material pode ser magnetizado (Reynolds, 1997).

No vácuo ($\mu_R = 1$ e $k = 0$) a relação entre o campo magnético B e a intensidade da força magnetizante H , é dada por:

$$B = \mu_0 H \quad (4.10)$$

onde, μ_0 é a permeabilidade magnética do vácuo. Esta relação é considerada para o campo magnético da Terra quando este não está perturbado por materiais magnéticos. Em caso contrário, quando em presença de um material magnetizado, o campo magnético total do material tem origem externa e interna. Temos um campo adicional associado á magnetização induzida, onde o campo magnético total B no material é dado por (Lowrie, 2007):

$$B = \mu_0 H + \mu_0 J_i \quad (4.11)$$

Sendo $\mu_R = 1 + k$ e considerando as equações 4.6 e 4.9:

$$B = \mu_0 H + \mu_0 kH = (1 + k) \mu_0 H = \mu_R \mu_0 H \quad (4.12)$$

No entanto, mesmo na ausência de um campo induzido pode verificar-se a presença de uma magnetização, a qual é devida á intensidade do campo magnético interno do próprio material. Esta magnetização tem origem em partículas com comportamento magnético permanente, sendo designada por magnetização permanente ou remanescente (J_r) (Reynolds, 1997). A magnetização remanescente classifica-se em primária ou secundária consoante é adquirida na génese ou posteriormente à formação das rochas (Lowrie, 2007).

Uma rocha constituída por minerais magnéticos apresenta uma magnetização induzida e uma magnetização remanescente. A intensidade e direcção da magnetização resultante na rocha condicionam a amplitude e forma da anomalia magnética associada (Reynolds, 1997; Kearey *et al.*, 2009).

Todas as substâncias são consideradas magnéticas à escala atómica, pois cada átomo funciona como um dipolo. Os materiais podem ser classificados quanto ao seu comportamento magnético com base na sua susceptibilidade magnética. Temos os materiais diamagnéticos com susceptibilidade fraca e negativa ($k < 0$), paramagnéticos com susceptibilidade fraca e positiva ($k > 0$) e ferromagnéticos com elevada susceptibilidade e magnetização espontânea intensa, que pode permanecer mesmo na ausência de um campo externo. As propriedades ferromagnéticas desaparecem quando os materiais atingem a temperatura de Curie, a partir da qual passam a ter comportamento paramagnético. Os materiais ferromagnéticos subdividem-se em antiferromagnéticos e ferrimagnéticos (Lowrie, 2007; Kearey *et al.*, 2009).

Os minerais mais comuns que constituem as rochas apresentam fraca susceptibilidade magnética, atribuindo-se as propriedades magnéticas das rochas a uma baixa proporção de minerais magnéticos presentes na sua composição. Os minerais magnéticos provêm dos grupos geoquímicos ferro-titânio-oxigénio, a série das titanomagnetites (magnetite e ulvospinela) e a série das titanohematites (ilmenite e hematite), e ferro-enxofre (pirrotite e greigite). O comportamento magnético das rochas é usualmente atribuído em função do conteúdo em magnetite, pois este é o mineral magnético mais comum. A susceptibilidade magnética (ou seja, o conteúdo em magnetite) das rochas é bastante variável consoante a sua composição (Figura 4.3), estado de oxidação, metamorfismo, dimensão dos grãos, forma dos grãos e modo de distribuição dos grãos na rocha (Reynolds, 1997; Lowrie, 2007; Kearey *et al.*, 2009).

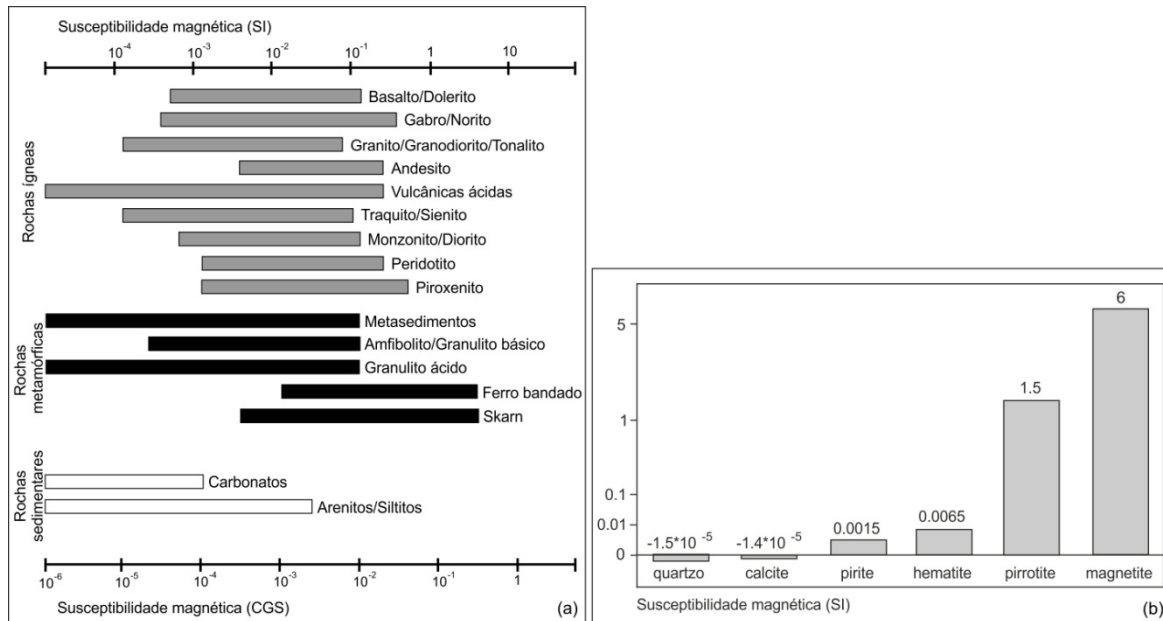


Figura 4.3. Susceptibilidade magnética em algumas (a) rochas e (b) minerais (Adaptado de Lowrie, 2007; Hinze *et al.*, 2013).

Em geral, as causas de anomalias magnéticas estão relacionadas com a presença de diques, soleiras, falhas, substrato metamórfico, intrusões ígneas básicas, mineralizações ricas em magnetite, entre outros (Kearey *et al.*, 2009). As anomalias magnéticas provocadas pelas estruturas geológicas são geralmente expressas na subunidade nanotesla (nT).

$$1 \text{ nanotesla (nT)} = 1 \text{ gama } (\gamma) = 10^{-9} \text{ tesla (T)} = 10^{-5} \text{ gauss (G)}$$

As anomalias magnéticas locais originadas pelas estruturas geológicas sobrepõem-se ao campo magnético terrestre (CMT) ou campo geomagnético (Milsom, 2003).

A anomalia magnética é a diferença entre o valor do CMT observado e o valor do CMT estimado com base em modelos teóricos, como os modelos do *International Geomagnetic Reference Field (IGRF)* (Lowrie, 2007). O conhecimento do comportamento o CMT é necessário, tanto para a redução de dados magnéticos como para a interpretação das anomalias resultantes.

4.3 Campo geomagnético

O campo magnético terrestre (CMT) é um vector, variando irregularmente em direcção e magnitude com a latitude, a longitude e o tempo. Na superfície terrestre, uma agulha magnética suspensa livremente, orienta-se segundo a direcção do campo geomagnético. O vector campo magnético total (B), representado pela agulha magnética, pode ser descrito pelos elementos geomagnéticos, segundo o sistema de coordenadas cartesianas, com X segundo o Norte geográfico, Y segundo a direcção Este e Z com direcção para baixo. Sendo definido por uma componente vertical (Z) e uma componente horizontal (H) segundo a direcção do Norte magnético. Os elementos geomagnéticos também podem ser expressos segundo coordenadas esféricas polares, sendo a magnitude do vector campo magnético dada pela intensidade do campo magnético terrestre (F), cuja sua direcção é caracterizada por um ângulo vertical entre B e H , designado por inclinação do campo magnético (I) e um ângulo horizontal entre o Norte geográfico e o Norte magnético, designado por declinação magnética (D) (Figura 4.4) (Blakely, 1995; Lowrie, 2007; Kearey *et al.*, 2009).

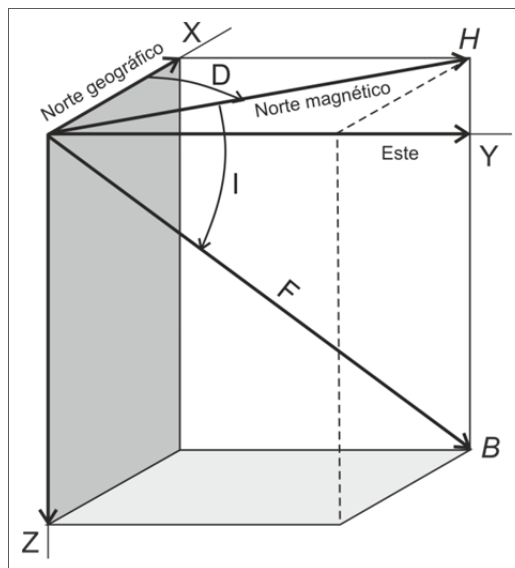


Figura 4.4. Elementos do campo magnético terrestre (Adaptado de Dubois *et al.*, 2011).

Os elementos geomagnéticos estabelecem relações matemáticas entre si, de acordo com as equações (Lowrie, 2007):

$$X = H \cdot \cos D = F \cdot \cos D \cdot \cos I \quad (4.13)$$

$$Y = H \cdot \sin D = F \cdot \sin D \cdot \cos I \quad (4.14)$$

$$Z = F \cdot \sin I \quad (4.15)$$

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2} \quad (4.16)$$

$$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} \quad (4.17)$$

$$D = \arctan\left(\frac{Y}{X}\right) \quad (4.18)$$

$$I = \arctan\left(\frac{Z}{H}\right) \quad (4.19)$$

A intensidade do CMT varia desde 25000 nT no equador a cerca de 70000 nT nos pólos. No hemisfério Norte, o campo magnético inclina para baixo, em direcção ao Norte, e assume a vertical no Pólo Norte Magnético. Enquanto no hemisfério Sul, o campo magnético inclina para cima, em direcção ao Norte (Figura 4.5 a) (Kearey *et al.*, 2009).

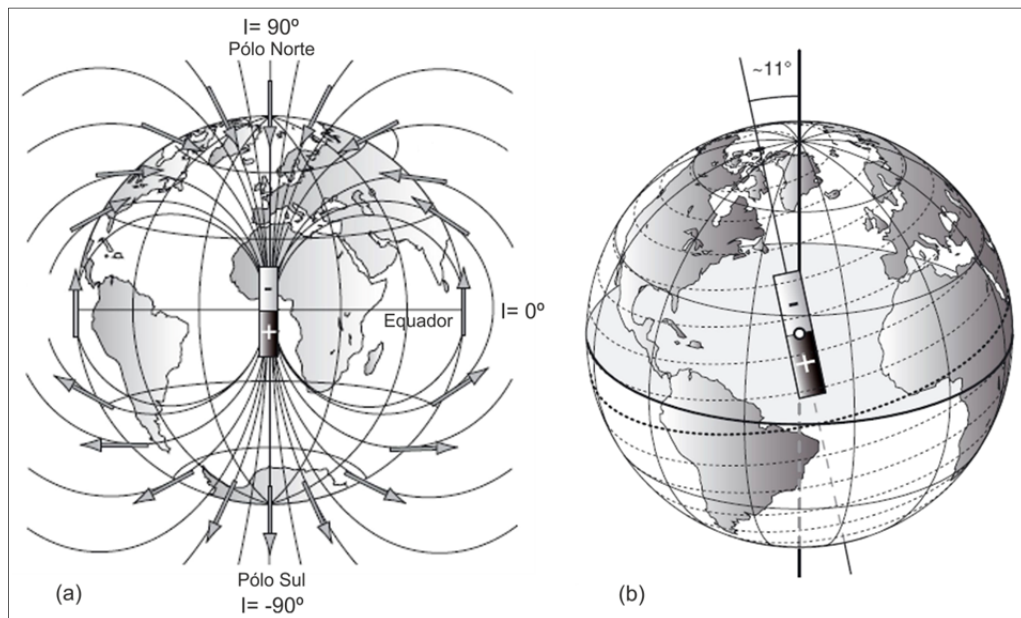


Figura 4.5. Dipolo magnético geocêntrico que representa o campo magnético terrestre. (a) Variação da inclinação do campo magnético total com a latitude e modelo do dipolo axial; (b) Modelo do dipolo inclinado em relação ao eixo de rotação da Terra (Dubois *et al.*, 2011).

Cerca de 90% do CMT pode ser representado pelo campo de um dipolo magnético teórico localizado no centro da Terra. Actualmente, o modelo mais aceite assume um dipolo centrado e inclinado cerca de 11.5° em relação ao eixo de rotação da Terra (Figura 4.5 b). O restante CMT refere-se à componente não dipolar do campo magnético. O momento magnético do dipolo geocêntrico fictício pode ser determinado a partir do campo observado, monitorizado através de uma rede global de observatórios magnéticos e dados magnéticos de satélite. A técnica usada consiste em aproximações sucessivas do campo observado e dipolar, conhecida por análise de harmónicos esféricos (Nabighian *et al.*, 2005b). Este método foi utilizado no cálculo da fórmula do *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF), que define o campo magnético teórico não perturbado em qualquer ponto da superfície da Terra (Kearey *et al.*, 2009). Os modelos teóricos globais dos elementos geomagnéticos são calculados em intervalos de 5 anos devido à variação secular (Figura 4.6) (Blakely, 1995; Reynolds, 1997; Milsom, 2003; Nabighian *et al.*, 2005b). Em Portugal continental a intensidade do CMT varia actualmente entre 43000 e 45000 nT, a inclinação do campo magnético total encontra-se entre 51° e 56° e a declinação magnética entre 3° e 4° W (Figura 4.6).

O campo magnético medido na superfície terrestre corresponde à sobreposição do campo magnético principal (CMP), do campo magnético externo (CME) e do campo magnético associado às estruturas geológicas, designado por campo magnético crustal (CMC). O principal objectivo da prospecção magnética é identificar e definir as anomalias magnéticas, resultantes dos valores do CMC, integrando a influência das diferentes estruturas geológicas (Telford *et al.*, 1993).

O CMP tem origem, maioritariamente, no interior da Terra. A origem do campo é atribuída a uma acção de dínamo auto-regulável produzida pela circulação de partículas carregadas em células de convecção conjugadas no núcleo externo da Terra (núcleo líquido condutor). A troca de dominância entre as células é responsável pelas alterações periódicas da polaridade do CMT. O padrão de circulação no interior do núcleo muda lentamente, o que reflecte a mudança lenta e progressiva com o tempo dos elementos geomagnéticos, designada por variação secular (Reynolds, 1997; Kearey *et al.*, 2009).

Os efeitos magnéticos de origem externa (CME) induzem a variação diária do CMT, produzindo as variações diurnas. Esta variação resulta do campo magnético induzido pelo fluxo de partículas carregadas dentro da ionosfera em direcção aos pólos magnéticos, sendo que os padrões de circulação e as variações diurnas se alteram em sintonia com os efeitos de maré do Sol e da Lua (Lowrie, 2007; Kearey *et al.*, 2009).

Considerando os valores do campo magnético medidos na superfície da Terra, se subtrairmos o CMP (utilizando os modelos teóricos IGRF) e o CME (correção da variação diurna dos valores observados) obtemos o valor correspondente ao CMC.

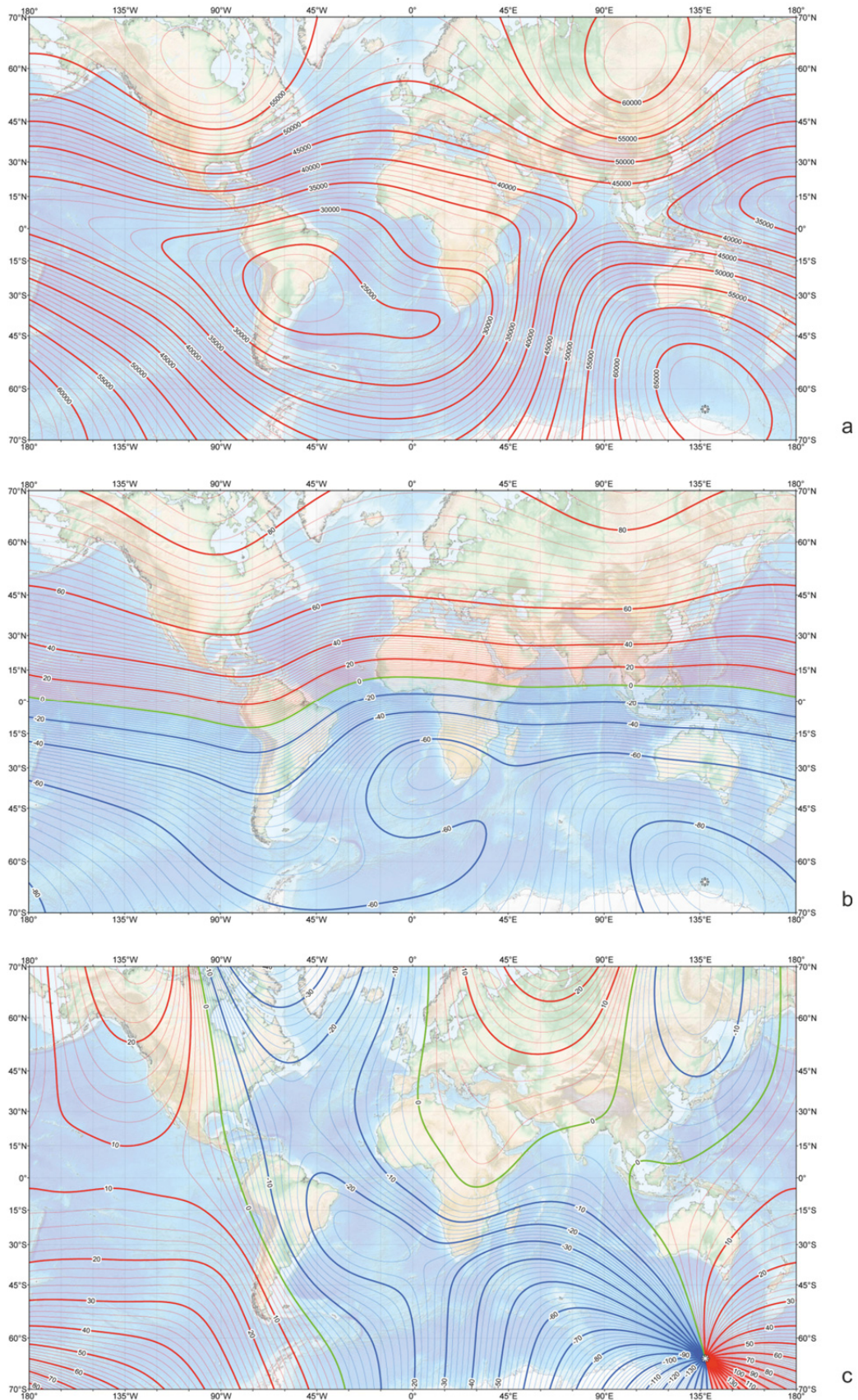


Figura 4.6. Mapas de elementos geomagnéticos do modelo magnético global terrestre (WMM 2010). (a) Intensidade do campo magnético (F); (b) Inclinação do campo magnético (I); (c) Declinação do campo magnético (D) (NGDC, 2012).

O CMC relaciona-se com a distribuição dos minerais magnéticos na crosta terrestre, e conseqüentemente com as anomalias magnéticas. A existência das anomalias magnéticas está geralmente confinada às regiões da crosta em que a temperatura é inferior à temperatura de Curie dos materiais magnéticos (500-600 °C), que corresponde aproximadamente aos primeiros 20 a 30 km da parte superior da crosta (Blakely, 1995; Nabighian *et al.*, 2005b). A temperatura de Curie dos materiais magnéticos é atingida na parte inferior da crosta continental e abaixo da descontinuidade de Mohorovicic sob os oceanos (Millsom, 2003), o que condiciona o aparecimento de anomalias muito profundas, uma vez que acima desta temperatura as rochas perdem as propriedades magnéticas.

4.4 Evolução dos magnetómetros

Em prospecção magnética o instrumento utilizado para medir o campo magnético designa-se por magnetómetro. A primeira investigação acerca do CMT foi desenvolvida por William Gilbert em 1600 e intitula-se *De Magnete*. Na Suécia, em 1640, desenvolveram-se instrumentos para medir as variações do CMT associadas a depósitos minerais. Mais tarde, em 1873, foi construído o primeiro instrumento com o intuito de medir algumas componentes do CMT, por Thalén e Tiberg (Parasnis, 1997; Nabighian *et al.*, 2005b). Nos primeiros levantamentos magnéticos usaram-se variómetros magnéticos (magnetómetro de torção e balança vertical de Schmidt) para medir as componentes do CMT. Desde os anos 1940 surgiu o magnetómetro fluxgate, o qual foi utilizado em levantamentos aéreos durante a II Guerra Mundial para detecção de submarinos. O fluxgate mede o campo magnético segundo a direcção do eixo do sensor, impondo a orientação rigorosa do sensor conforme a componente do campo magnético que se pretende medir. Na década de 1950 foi introduzido o magnetómetro de precessão nuclear ou magnetómetro de protões. Este magnetómetro mede a intensidade total do campo magnético com uma precisão até ± 0.1 nT, sendo vantajoso pela facilidade e simplicidade de manuseamento e por não ser necessária a orientação do sensor. Mais tarde surge o magnetómetro de bombeamento iónico ou magnetómetro de vapor alcalino com uma maior precisão que os modelos anteriores, possuindo uma sensibilidade de ± 0.01 nT. Os gradiómetros magnéticos são magnetómetros diferenciais, que permitem medir o gradiente entre sensores e removem automaticamente as variações regionais e temporais do CMT (Nabighian *et al.*, 2005b; Kearey *et al.*, 2009).

4.5 Planificação da campanha de prospecção magnética: ruído magnético

Na planificação de uma campanha magnética é fundamental definir o objectivo da campanha e o que pode ser considerado ruído magnético. O método magnético é usado para localizar objectos metálicos antrópicos enterrados, em aplicações arqueológicas e ambientais (Parasnis, 1997; Breiner, 1999), no entanto em prospecção de estruturas geológicas, os objectos antrópicos são considerados ruído magnético. Neste caso a principal preocupação de um operador será localizar os pontos de medição do campo magnético em zonas afastadas de possíveis fontes de ruído, devendo o operador do magnetómetro ter sempre a responsabilidade de não transportar consigo objectos metálicos (Reynolds, 1997; Milsom, 2003).

Em ambiente terrestre os campos electromagnéticos podem ter origem natural e artificial. Nas últimas décadas, com o desenvolvimento tecnológico e modificação dos comportamentos socioeconómicos, assistiu-se a um aumento drástico das fontes artificiais de radiação electromagnética, as quais se sobrepõem às fontes naturais (Bianchi & Meloni, 2007). O ruído magnético de origem natural relaciona-se com o CME, que fomenta a variação diurna dos valores do campo magnético terrestre (Lowrie, 2007). O ruído magnético artificial está relacionado com diferentes fontes, que utilizam a energia eléctrica em diversas frequências, consoante as aplicações tecnológicas (Bianchi & Meloni, 2007). Salientam-se algumas fontes de ruído electromagnético artificial: as linhas de transmissão de energia eléctrica (LTEE), as antenas de telecomunicações, as áreas urbanas, as vias de comunicação, os veículos, entre outras. As LTEE induzem campos electromagnéticos de baixa frequência (50 Hz).

Na prospecção de estruturas geológicas as principais fontes de ruído magnético natural e artificial estão associadas, respectivamente, à actividade geomagnética (CME) e ao campo electromagnético proveniente de estruturas antrópicas.

4.5.1 Ruído magnético natural: variação diurna e previsão geomagnética

O ruído magnético natural relaciona-se com os efeitos magnéticos de origem externa (CME), que provocam a variação dos valores do campo magnético terrestre ao longo do dia. O fluxo contínuo de partículas electricamente carregadas que formam o vento solar, vai interagir com o CMT, na zona da magnetosfera (estrutura que protege a Terra da acção dos ventos solares). Parte do campo magnético induzido pelo vento solar atinge a atmosfera terrestre, provocando a ionização das partículas da ionosfera. O

movimento de partículas carregadas na ionosfera origina correntes eléctricas, que induzem um campo magnético de origem externa na superfície terrestre. A variação diária da intensidade do CMT é designada por variação diurna. A magnitude da variação diurna depende da latitude e, em prospecção magnética, é prática corrente realizar a correcção da variação diurna nos valores do campo magnético observado (Lowrie, 2007).

As variações nas condições de actividade solar determinam o grau de ionização da ionosfera ao longo do dia. Em condições normais (dias calmos) a variação diurna é suave e regular e tem uma amplitude de cerca de 20 a 80 nT (Figura 4.7). Em dias perturbados as variações diurnas são irregulares, com distúrbios grandes e de curta duração, que podem atingir amplitudes até 1000 nT, sendo designadas por tempestades magnéticas. Estes dias estão associados a uma intensa actividade solar e resultam da chegada à ionosfera de partículas solares carregadas. O ciclo de variação da actividade solar obedece a um período de cerca de 11 anos (Lowrie, 2007; Kearey *et al.*, 2009). Os levantamentos magnéticos devem ser interrompidos em dias de tempestade magnética, devido à impossibilidade de correcção de dados com flutuações bruscas e de elevada amplitude (Breiner, 1999; Milsom, 2003).

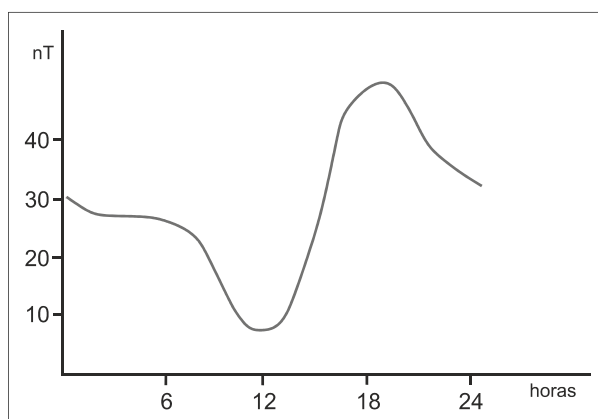


Figura 4.7. Curva de variação diurna típica de um dia calmo em latitudes médias (Milsom, 2003).

Desta forma, a recolha de medições do campo magnético deve ser realizada em dias calmos, sem perturbações significativas da actividade geomagnética e na ausência de tempestades magnéticas (Tabela 4.1). Na planificação de uma campanha de prospecção magnética a calendarização dos dias de campo deve ser planeada de acordo com a previsão das condições meteorológicas e das condições de actividade geomagnética.

A previsão da actividade geomagnética na Terra pode ser consultada na página de *internet* da NOAA Space Weather Prediction Center (<http://spaceweather.com/>),

através das escalas do *NOAA Space Weather Prediction*, que informam as condições meteorológicas no espaço e seus possíveis efeitos na Terra. A escala de tempestades geomagnéticas (Escala G) classifica a actividade das tempestades geomagnéticas com base no índice planetário Kp, sendo considerado nível de tempestade magnética para $Kp \geq 5$ (Tabela 4.1). O índice planetário Kp é estimado com base no cálculo das médias ponderadas dos índices K de uma rede de observatórios magnéticos. O índice K é um código de conversão das variações máximas dos componentes horizontais observados num magnetómetro em relação a um dia calmo de actividade geomagnética (índice $K < 4$), durante um intervalo de tempo de 3 horas (Figura 4.8). Uma vez que as perturbações do CMT são medidas com um magnetómetro, pode-se estabelecer uma relação de conversão entre as variações em nanoteslas e os índices K para cada magnetómetro. Na Tabela 4.2 pode-se observar a conversão para o magnetómetro do observatório geomagnético de Boulder (Balch, 2011).

Tabela 4.1. Escala dos níveis de tempestade magnética e índice Kp (Balch, 2011).

Escala	Nível da tempestade magnética	Índice Kp
G5	Extrema	9
G4	Severa	8
G3	Forte	7
G2	Moderada	6
G1	Pequena	5
G0	Calma	0 - 4

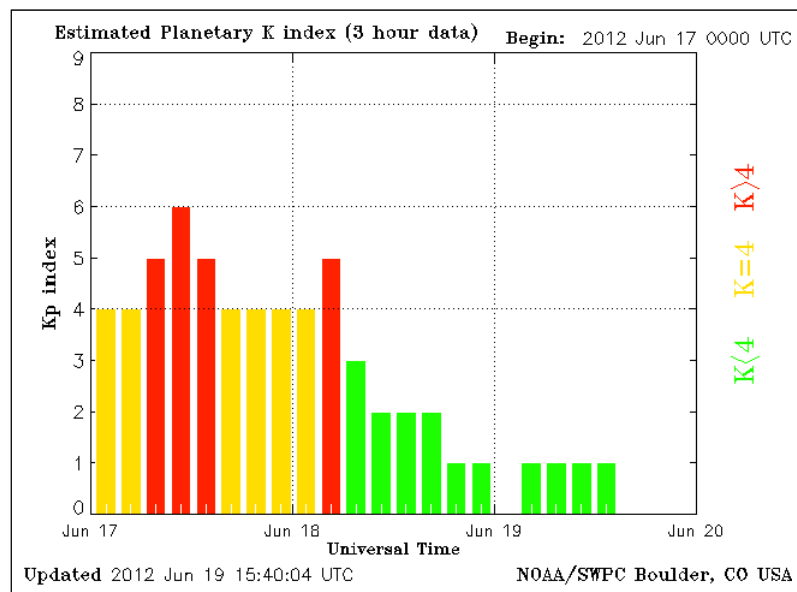


Figura 4.8. Previsão do índice planetário Kp estimado para 17 a 19 de Junho de 2012 (SWPC, 2012).

Tabela 4.2. Conversão entre as variações em nanoteslas e índices K para o magnetómetro de Boulder (Balch, 2011).

	Índice K	Variação em nT
K<4	0	0 - 5
	1	5 - 10
	2	10 - 20
	3	20 - 40
K=4	4	40 - 70
K>4	5	70 - 120
	6	120 - 200
	7	200 - 330
	8	330 - 500
	9	>500

4.5.2 Ruído magnético artificial e distâncias de influência

O ruído magnético artificial constitui um problema na prospecção magnética, em especial em campanhas aeromagnéticas de alta resolução, pois as anomalias com origem no ruído mascaram as anomalias das estruturas geológicas menos profundas. Antes do processamento e interpretação dos dados surge a necessidade de isolar as anomalias geradas pelo ruído das anomalias provenientes das estruturas geológicas. Deste modo foram desenvolvidos vários métodos (manuais, semi-automáticos e automáticos) para reduzir a amplitude das anomalias devidas ao ruído magnético sem afectarem o sinal magnético da geologia envolvente (Muszala *et al.*, 2001; Hassan & Peirce, 2005; Nabighian *et al.*, 2005b). Um método para filtrar as anomalias provenientes das linhas de transmissão de energia eléctrica (LTEE) do campo magnético observado pode ser implementado a partir da lei de Biot-Savart (Gharibi & Pedersen, 2000).

Uma alternativa à necessidade de filtrar as anomalias provenientes do ruído artificial será evitar ou minimizar o seu efeito nas observações do campo magnético. Em prospecção magnética no terreno uma das principais preocupações do operador do magnetómetro é localizar os pontos de medição do campo magnético em zonas afastadas de possíveis fontes de ruído. Tal conduz à necessidade de identificar as principais fontes de ruído magnético artificial na área em estudo, durante a planificação da campanha de prospecção magnética. Como o ruído magnético artificial diminui com o aumento da distância à fonte, daí a importância de estabelecer e estimar as distâncias de influência do ruído na planificação dos pontos de medição. Entende-se por distância de

influência a distância compreendida entre a fonte electromagnética artificial e o limite a partir do qual o efeito do ruído não se faz sentir ou é considerado insignificante.

Com o intuito de estabelecer uma metodologia expedita e rigorosa, na planificação da campanha de prospecção magnética, foram identificadas as principais fontes de ruído magnético artificial presentes na área de prospecção e avaliadas as respectivas distâncias de influência. Enumeram-se as principais fontes de ruído magnético artificial identificadas: veículos automóveis, canalizações, vedações metálicas, áreas urbanas, linha de caminho-de-ferro, estradas e linhas de transmissão de energia eléctrica (LTEE).

A metodologia utilizada na determinação das distâncias de influência abrange observações do campo magnético total e modelação teórica do campo electromagnético proveniente de estruturas antrópicas. O valor das distâncias de influência à fonte de ruído artificial, de uma linha de transmissão de energia eléctrica (LTEE) e do automóvel usado na campanha, foi ensaiado no campo com recurso a medições do campo magnético total, utilizando um magnetómetro de protões. Realizou-se a modelação teórica do campo electromagnético gerado pela mesma LTEE e do campo magnético terrestre no local do ensaio (Machadinho *et al.*, 2012).

4.5.2.1 Observações do campo magnético total

A intensidade do campo magnético total medida por um magnetómetro de protões equivale a uma grandeza escalar, a magnitude do vector campo magnético total, sendo independente da sua direcção. Em presença de fontes de ruído magnético artificial a resultante do campo magnético total (R_F) corresponde à adição dos vectores campo magnético terrestre (F) e campo magnético da fonte de ruído (T), considerando $F \gg T$. O magnetómetro de protões consegue medir as componentes do campo originado por uma corrente na direcção do campo magnético terrestre (Breiner, 1999).

O momento magnético em objectos antrópicos metálicos varia entre 10^5 e 10^6 em unidades cgs por tonelada. Para latitudes inferiores a 60° , a seguinte expressão permite calcular a amplitude máxima da anomalia (T) em gauss,

$$T = \frac{M}{r^n} \quad (4.20)$$

sendo M o momento magnético dipolar em unidades cgs, r a distância entre o objecto e o magnetómetro em centímetros e n a razão de decaimento com a distância ($n = 3$ para um dipolo). Para uma distância entre o magnetómetro e o objecto de aproximadamente

30 m, a anomalia máxima em nanoteslas induzida por um automóvel com uma tonelada é cerca de 1 nT (Breiner, 1999).

As medições do campo magnético realizadas em função da distância ao automóvel usado na campanha (tara:1310 kg) apresentam, em ambos os sensores, uma variação intensa do sinal para uma distância inferior a 10 m. Esta variação encontra-se na ordem de 700 nT e 1000 nT para os sensores a 2.5 m e 1.5 m de altura, respectivamente (Figura 4.9). A degradação do sinal do magnetómetro de prótons é normalmente observada na proximidade de objectos metálicos, quando em presença de elevados gradientes do campo magnético ($> 600 \text{ nTm}^{-1}$) (Breiner, 1999). Para uma distância superior a 10 m observa-se uma variação de 1 a 4 nT no sensor a 2.5 m e de 1 a 18 nT no sensor a 1.5 m de altura. A partir dos 20 m a variação é inferior a 4 nT em ambos os sensores (Figura 4.9). Por uma questão de segurança na planificação da campanha a distância de influência média admitida para os veículos automóveis foi de 50 m (Tabela 4.4).

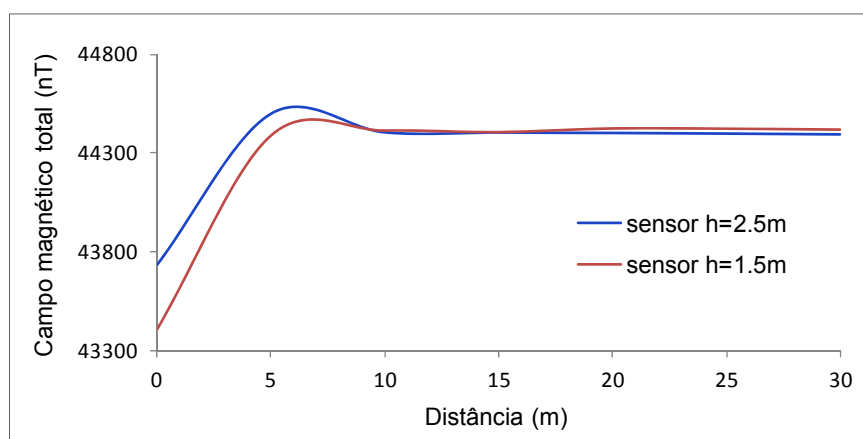


Figura 4.9. Medições do campo magnético total em função da distância ao automóvel usado na campanha.

O campo magnético gerado por uma corrente eléctrica contínua pode ser descrito pela lei de Biot-Savart. As linhas do campo magnético em torno de um condutor rectilíneo longo, que transporta uma intensidade de corrente eléctrica I , formam círculos concêntricos no plano normal ao condutor. A direcção do campo magnético é tangente às linhas de força e o seu sentido é determinado pela regra da mão direita (Figura 4.10). O campo magnético em torno do condutor é dado pela equação (Tipler, 1999; Lowrie, 2007):

$$B = \frac{\mu_0 I}{2\pi r} \quad (4.21)$$

onde, B é o campo magnético (T), I a intensidade da corrente eléctrica (A), r a distância radial (m) e μ_0 a permeabilidade magnética no vazio ($4\pi \times 10^{-7}$ H.m⁻¹).

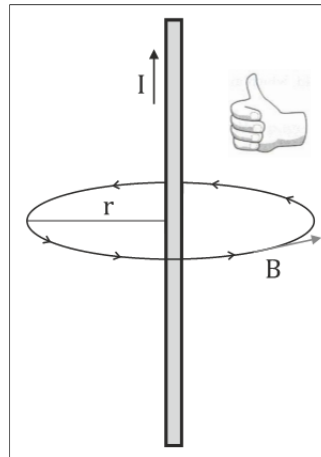


Figura 4.10. Linhas do campo magnético (B) em torno de um condutor rectilíneo (Tipler, 1999).

A corrente eléctrica produz perturbações no campo magnético que são mensuráveis com um magnetómetro de prótons. No entanto só a corrente contínua (ou directa) produz campos magnéticos mensuráveis, pois a corrente alterna produz efeitos de degradação no sinal do magnetómetro (Breiner, 1999).

Na avaliação da distância de influência à LTEE realizaram-se medições do campo magnético total, segundo um perfil transversal à fonte de ruído, com um magnetómetro de prótons. No sensor a 2.5 m de altura a variação do campo magnético é de 1 a 12 nT para uma distância a partir do centro da LTEE superior a 100 m. A amplitude máxima da anomalia magnética é de 1026 nT sendo observada entre os 240 m e 375 m, em uma distância total de 135 m. Ao longo desta distância observa-se a degradação do sinal do magnetómetro, provavelmente associada aos referidos efeitos da corrente alterna na LTEE (Figura 4.11).

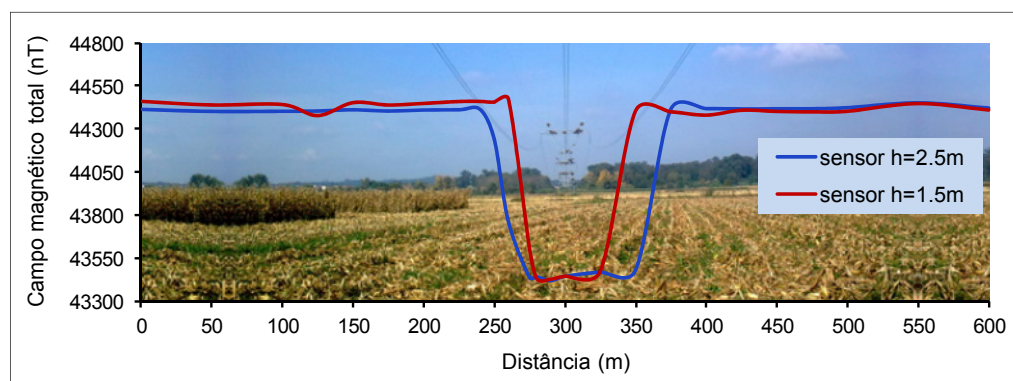


Figura 4.11. Medições do campo magnético total segundo um perfil transversal a uma LTEE.

O gradiente vertical do campo magnético total nas altitudes de 1.5 m e 2.5 m apresenta dois picos com amplitudes de 708 nT e 920 nT (Figura 4.12). Estes valores marcam a variação brusca do sinal do magnetómetro que corresponde às observações realizadas na zona limítrofe da LTEE (sob os condutores da fase 1 e 3 da LTEE) (Tabela 4.3).

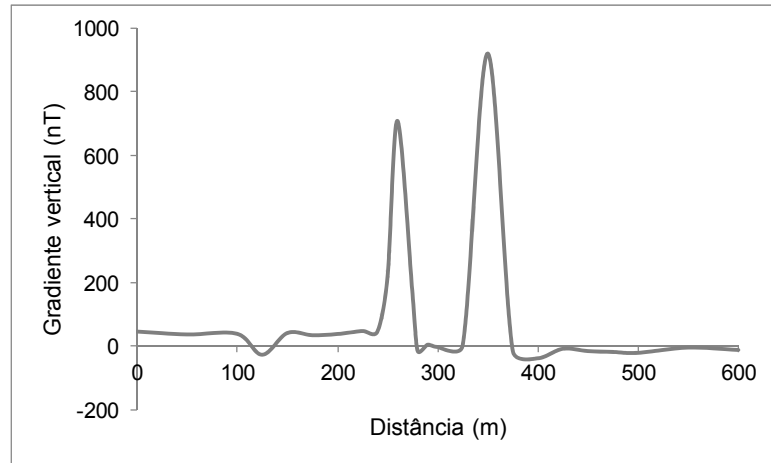


Figura 4.12. Gradiente vertical do campo magnético total medido a 1.5 m e 2.5 m de altitude.

4.5.2.2 Modelação teórica do campo electromagnético

A LTEE modelada possui uma configuração de circuito simples em esteira e potência de 400 kVA. A geometria da linha consiste em três fases, com dois condutores por fase e dois cabos de guarda. Na Tabela 4.3 estão resumidas as principais especificações da LTEE consideradas na modelação. No procedimento de modelação do campo electromagnético consideraram-se algumas simplificações, a corrente eléctrica na LTEE foi considerada contínua (embora em geral a corrente eléctrica nas LTEE seja alterna), com uma intensidade máxima de 135 A. A altura média considerada na modelação foi de 15 m entre as fases e o solo e 20 m entre os cabos de guarda e o solo.

Tabela 4.3. Geometria e especificações da LTEE modelada.

Potência (kVA)	400	<p>O diagrama mostra uma torre de transmissão de energia elétrica (LTEE) com uma estrutura de treliça. No topo, há três fases de condutores, rotas 1, 2 e 3, e dois cabos de guarda, rotos G1 e G2. As fases 1, 2 e 3 estão dispostas horizontalmente, com o condutor 2 no centro e os condutores 1 e 3 nas extremidades. Os cabos de guarda G1 e G2 estão dispostos acima das fases 1 e 3, respectivamente. A torre é sustentada por quatro pernas que se encontram no solo.</p>
Intensidade máxima da corrente (A)	135	
Nº de fases	3	
Nº condutores por fase	2	
Nº cabos de guarda	2	
Diâmetro do condutor (m)	0.03	
Espaçamento entre condutores (m)	0.7	
Distância entre fases (m)	12	
Distância entre cabos de guarda (m)	9	
Altura entre fases e solo (m)	15	
Altura entre cabos de guarda e solo (m)	20	

A modelação do campo electromagnético foi realizada no programa MATLAB, considerando como variáveis de entrada a geometria da linha, as características dos condutores, a carga eléctrica máxima e a intensidade máxima da corrente eléctrica presentes nos condutores e como variáveis de saída o campo eléctrico (E) e o campo magnético (B). O campo eléctrico é dado pela equação:

$$E = \frac{1}{2\pi\epsilon_0} \sum_{k=1}^n \frac{Q_k}{d^2} \quad (4.22)$$

onde, E é o campo eléctrico (V.m^{-1}), Q a carga eléctrica (C), d a distância (m) e ϵ_0 a permissividade no vazio ($8.85 \times 10^{-12} \text{ F.m}^{-1}$).

Na Figura 4.13 observa-se a variação do campo eléctrico com a altura Y e a distância X transversal à LTEE.

O campo magnético B é dado pela expressão:

$$B = \frac{\mu_0}{2\pi} \sum_{k=1}^n \frac{I_k}{d} \quad (4.23)$$

onde, B é o campo magnético (T), I a intensidade da corrente eléctrica (A), d a distância (m) e μ_0 a permeabilidade magnética no vazio ($4\pi \times 10^{-7} \text{ H.m}^{-1}$).

Na Figura 4.14 observa-se a variação do campo magnético com a altura Y e a distância X transversal à LTEE.

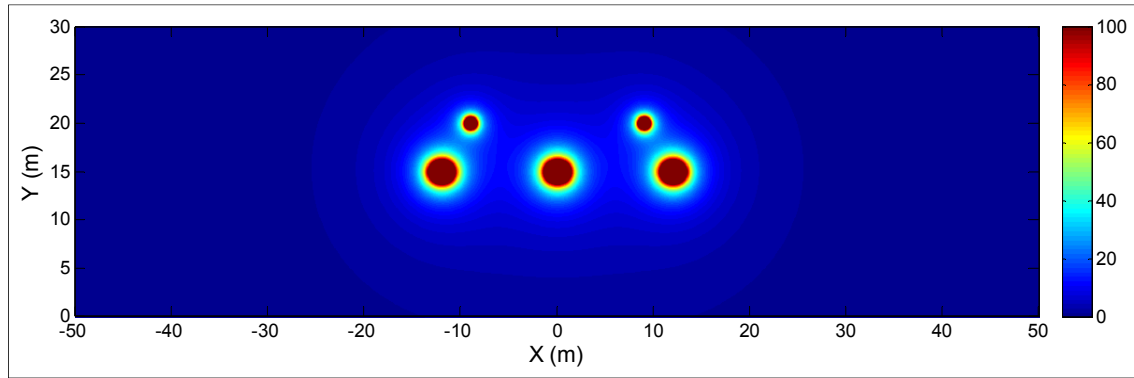


Figura 4.13. Representação da variação do campo eléctrico E ($V.m^{-1}$) na LTEE.

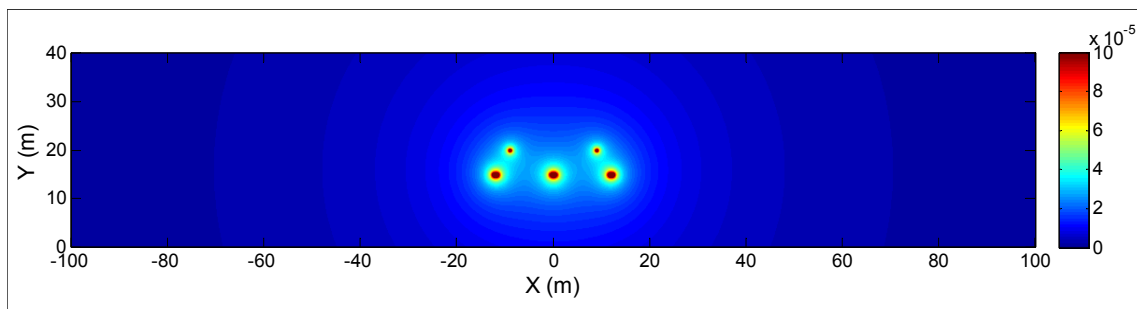


Figura 4.14. Representação da variação do campo magnético B (T) na LTEE.

Na Figura 4.15 observa-se o gradiente vertical do campo eléctrico e do campo magnético modelado às alturas de 1.5 m e 2.5 m, alturas coincidentes com a altura dos sensores do magnetómetro utilizado no campo. Os valores do gradiente do campo eléctrico e do campo magnético são, respectivamente, $0.27 V.m^{-1}$ e 690 nT. Em termos absolutos os valores do gradiente vertical determinados para o campo magnético modelado (690 nT) e observado no campo (708 nT e 920 nT) podem-se considerar comparáveis (Figura 4.12 e Figura 4.15).

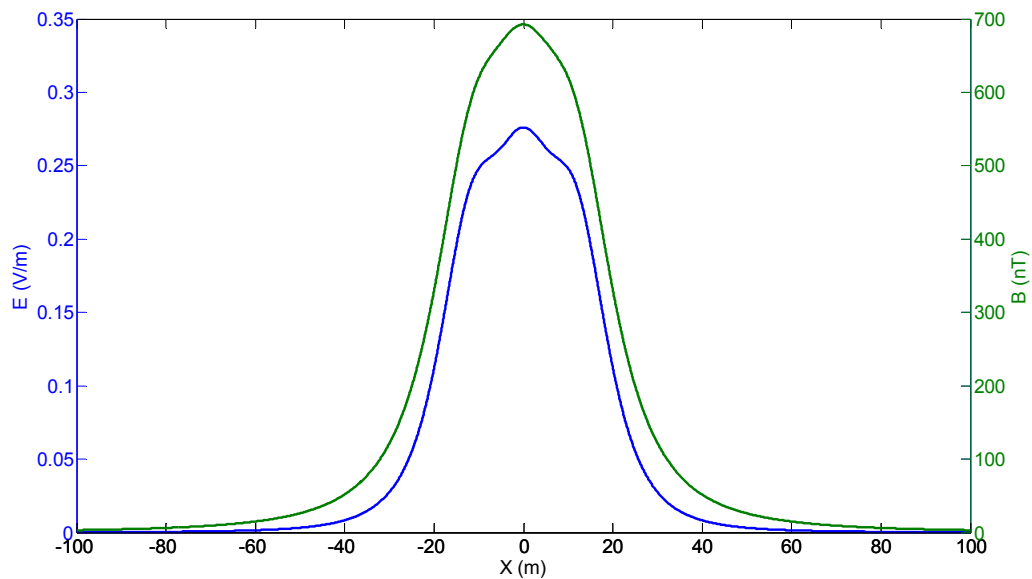


Figura 4.15. Gradiente vertical do campo eléctrico e magnético na LTEE à altura de 1.5 m e 2.5 m a partir do solo.

4.5.2.3 Modelação teórica do campo magnético terrestre

A ordem de grandeza do campo magnético gerado por uma fonte de corrente eléctrica é muito menor que o campo magnético no ambiente terrestre. Realizou-se a modelação do campo magnético terrestre, segundo um perfil orientado aproximadamente WE, na região onde foram realizadas a observação e modelação teórica do campo magnético induzido pela LTEE. O campo magnético terrestre foi determinado com recurso ao modelo magnético global terrestre WMM2010 (Maus *et al.*, 2010). A aplicação WMM2010 permite determinar os elementos do campo magnético terrestre em qualquer região da Terra (NGDC, 2012), tendo por base um ficheiro de entrada com os seguintes atributos: data decimal, elipsoide WGS 84, altitude, latitude e longitude.

A intensidade do campo magnético terrestre (F) determinado segundo o perfil transversal à LTEE apresenta valores entre 44388.0 nT e 44389.2 nT, aumentando para Este (Figura 4.16).

Na Figura 4.17 estão representados os valores do campo magnético total, isto é, a magnitude do somatório dos vectores do campo magnético terrestre e do campo magnético induzido pela LTEE. Desta forma, procedeu-se ao cálculo da variação do campo magnético induzida apenas pela LTEE (Figura 4.18).

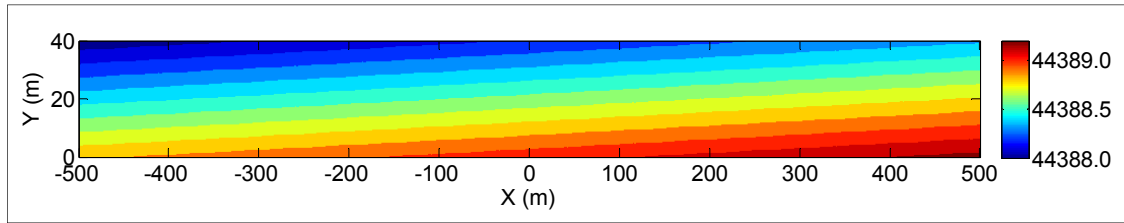


Figura 4.16. Variação da intensidade do campo magnético terrestre (F) em nT ao longo do perfil de direcção WE.

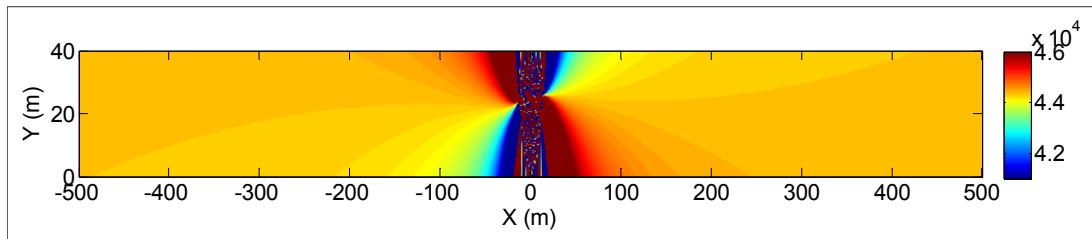


Figura 4.17. Campo magnético total em nT (magnitude do campo magnético terrestre e da LTEE).

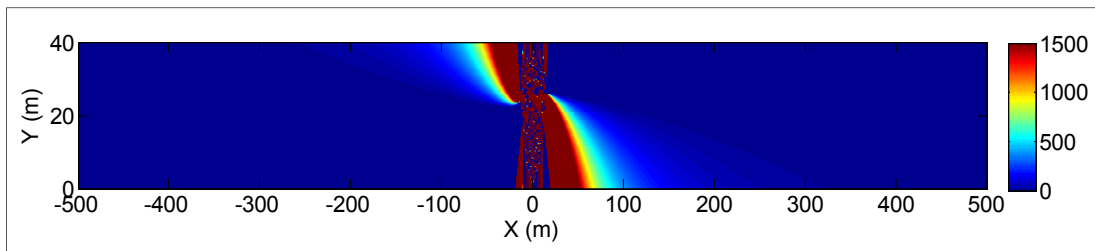


Figura 4.18. Variação do campo magnético em nT induzida pela LTEE.

O valor do campo magnético terrestre à altura de 2.5 m é 44388 nT e o campo magnético total apresenta uma variação de 34571 a 55533 nT (Figura 4.19). O módulo da variação do campo magnético induzida pela LTEE apresenta uma amplitude máxima de 11145 nT. O modelo estima uma anomalia de 1000 nT a uma distância de 102 m (entre a distância de -52.75 m e 49.25 m da LTEE). A partir dos 300 m a influência do campo magnético induzido pela LTEE pode ser considerada insignificante (Figura 4.20).

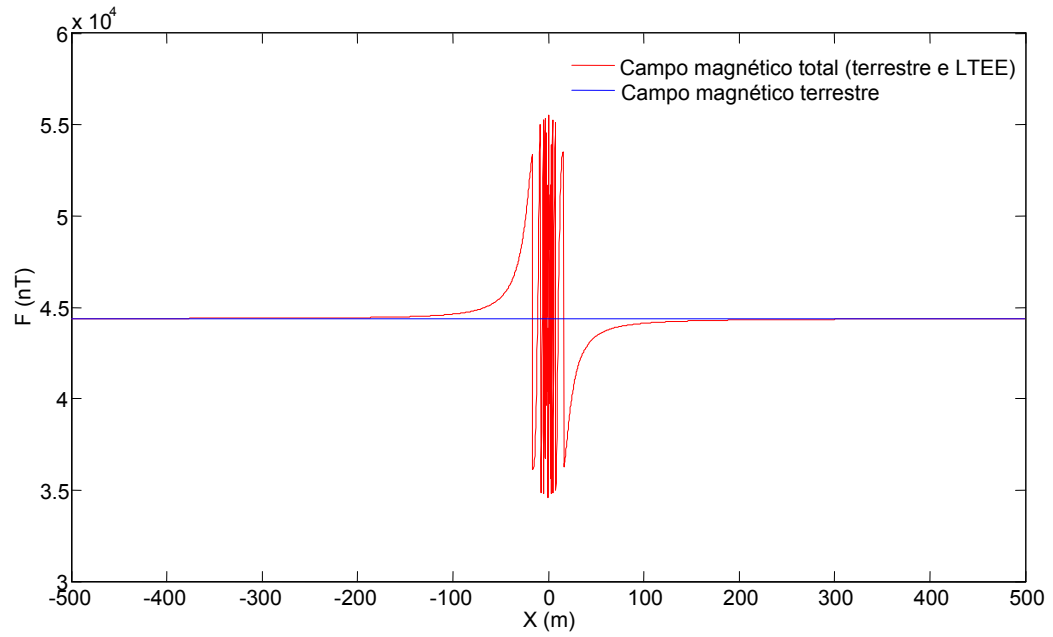


Figura 4.19. Campo magnético total e terrestre a 2.5 m de altura.

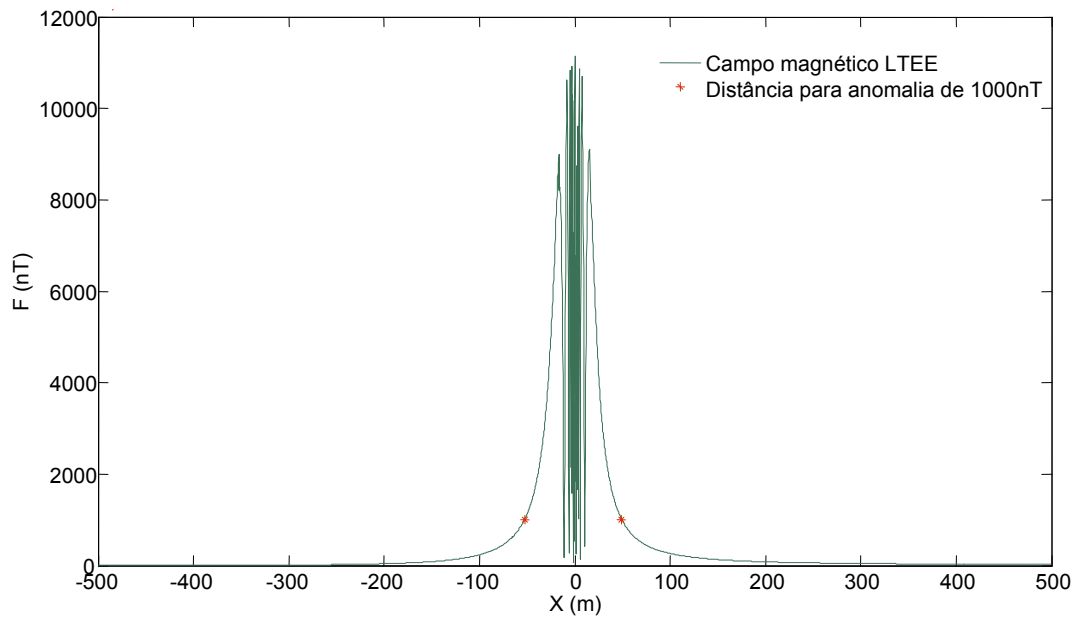


Figura 4.20. Módulo da variação do campo magnético induzido pela LTEE a 2.5 m. O * marca a distância para uma anomalia de 1000 nT ($X_1 = -52.75$ m e $X_2 = 49.25$ m).

4.5.2.4 Discussão da observação e modelação do campo magnético

As medições do campo magnético total realizadas com o sensor a 2.5 m de altura indicam uma amplitude máxima da anomalia magnética de 1026 nT, sendo observada uma anomalia da ordem dos 1000 nT para uma distância total de 135 m (entre os 240 m e 375 m na Figura 4.11 e entre $X_1 = -60$ m e $X_2 = 75$ m na Figura 4.21). Na Figura 4.22 observa-se a diferença entre o campo magnético observado e o campo magnético terrestre teórico, sendo a anomalia induzida pela LTEE cerca de 1000 nT. Considerando o modelo teórico do campo magnético a uma altura de 2.5 m, uma anomalia de 1000 nT é observada para uma distância total de 102 m (entre a distância de -52.75 m e 49.25 m na Figura 4.20). A distância da modelação teórica (102 m) é da mesma ordem de grandeza da distância estimada no campo com o magnetómetro (135 m).

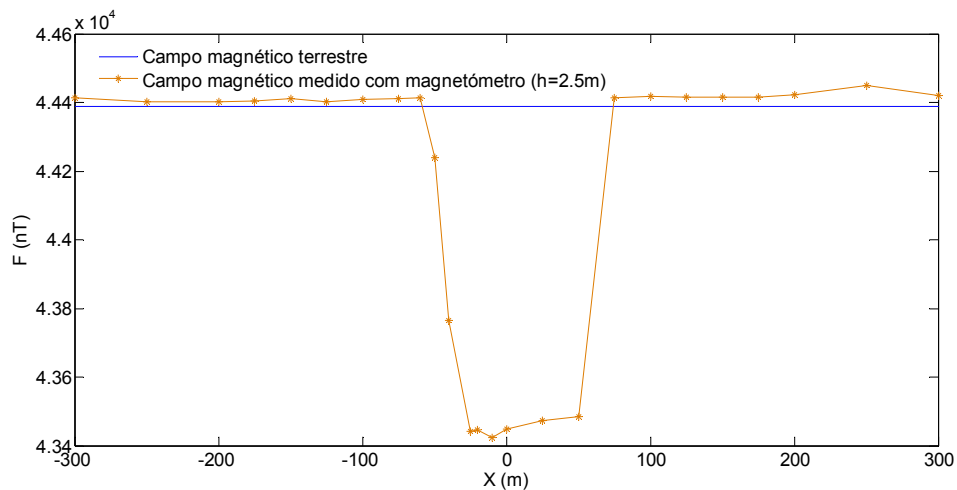


Figura 4.21. Variação do campo magnético terrestre e do campo magnético observado com o sensor a 2.5 m do solo.

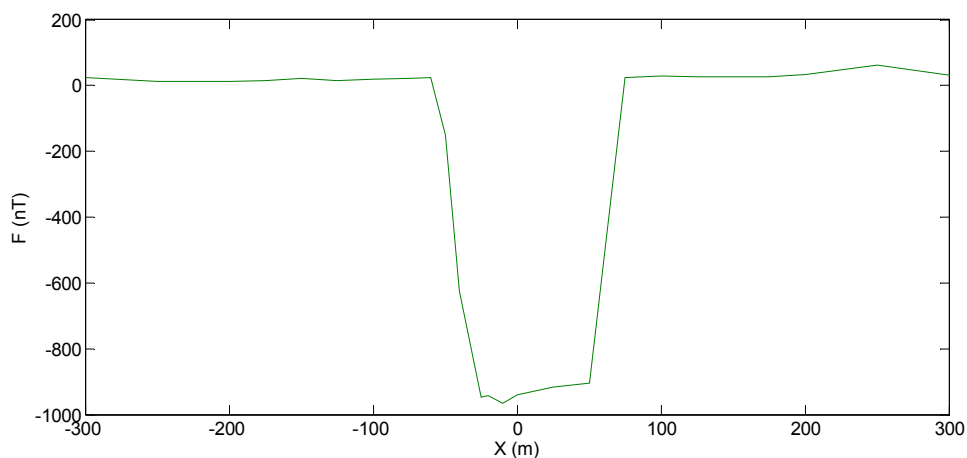


Figura 4.22. Diferença entre o campo magnético observado e o campo magnético terrestre teórico.

Na modelação teórica a influência da LTEE atinge uma anomalia máxima de 11145 nT, no entanto o sensor do magnetómetro não consegue ler esta amplitude do sinal, registando apenas uma anomalia de aproximadamente 1000 nT. Tal estará relacionado com a degradação do sinal do magnetómetro de protões quando em presença de elevados gradientes do campo magnético ($> 600 \text{ nTm}^{-1}$) e/ou em presença de fontes com corrente eléctrica alterna (Breiner, 1999).

Na planificação da campanha o valor médio da distância de influência estabelecido para as LTEE foi de 300 m (Figura 4.20 e Tabela 4.4). Tendo acesso à informação das diferentes tipologias e especificações da rede de transmissão de energia eléctrica na área de prospecção, pode-se modelar o campo electromagnético proveniente das diferentes estruturas da LTEE, e determinar as suas distâncias de influência com maior precisão. Também para obter um resultado mais aproximado à realidade será necessário na modelação teórica considerar a corrente eléctrica alterna. O conhecimento das áreas de ruído associadas às LTEE, permite evitar e/ou minimizar a influência do campo magnético perturbado proveniente destas estruturas antrópicas, aquando das observações realizadas com um magnetómetro.

Na Tabela 4.4 estão resumidas as principais fontes de ruído magnético artificial identificadas na área de prospecção e as respectivas distâncias de influência definidas na planificação da campanha magnética. Algumas das fontes de ruído magnético e respectivas distâncias de influência consideradas foram adaptadas de Breiner (1999).

Tabela 4.4. Fontes de ruído magnético artificial e respectivas distâncias de influência estimadas na planificação da campanha de prospecção magnética.

Fontes de ruído magnético artificial	Distância de influência (m)
Automóvel	50
Canalizações	30
Vedações metálicas	30
Zonas urbanas	200
Estradas principais	200
Linha de caminho-de-ferro	300
Linhas de transmissão de energia eléctrica (LTEE)	300

4.5.3 Planeamento com recurso a SIG

A totalidade da informação digital compilada da área em investigação (cartografia topográfica e geológica, localização geográfica dos pontos de medição planificados, fontes de ruído artificial identificadas e respectivas distâncias de influência estimadas) durante a planificação da campanha foi incorporada num sistema de informação geográfica (SIG). Com base na junção dos diversos ficheiros em formato vectorial (*shapefiles*) relativos às principais fontes de ruído artificial identificadas na área de prospecção (LTEE, estradas, caminho de ferro e área urbana) e as respectivas distâncias de influência estimadas, construiu-se um único ficheiro vectorial com a informação das áreas de ruído magnético artificial, isto é, as áreas a evitar na localização dos pontos de medição planificados (Figura 4.23 e Figura 4.25).

A informação referida fica acessível para ser usada no campo com um sistema de posicionamento global (GPS) e um programa de SIG móvel, que permitem a navegação e edição em tempo real. O uso de aplicações SIG são uma metodologia imprescindível na execução e optimização da campanha de prospecção magnética, simplificando e agilizando todo o processo de análise da melhor localização dos pontos de medida planificados. Seguindo uma planificação adequada da campanha de prospecção magnética consegue-se obter um sinal de melhor qualidade, que irá reflectir com maior rigor as anomalias magnéticas associadas às estruturas geológicas (Machadinho *et al.*, 2012).

4.6 Objectivos da campanha de prospecção

Com a prospecção magnética pretende-se obter o mapa das anomalias magnéticas na área em estudo. A redução ao pólo das anomalias magnéticas residuais possibilita a sua modelação em conjunto com as anomalias gravimétricas. Recorrendo a programas informáticos de modelação de campos potenciais e considerando a informação geológica regional, consegue-se optimizar o processo de modelação e inferir a geometria em profundidade das rochas graníticas aflorantes na região.

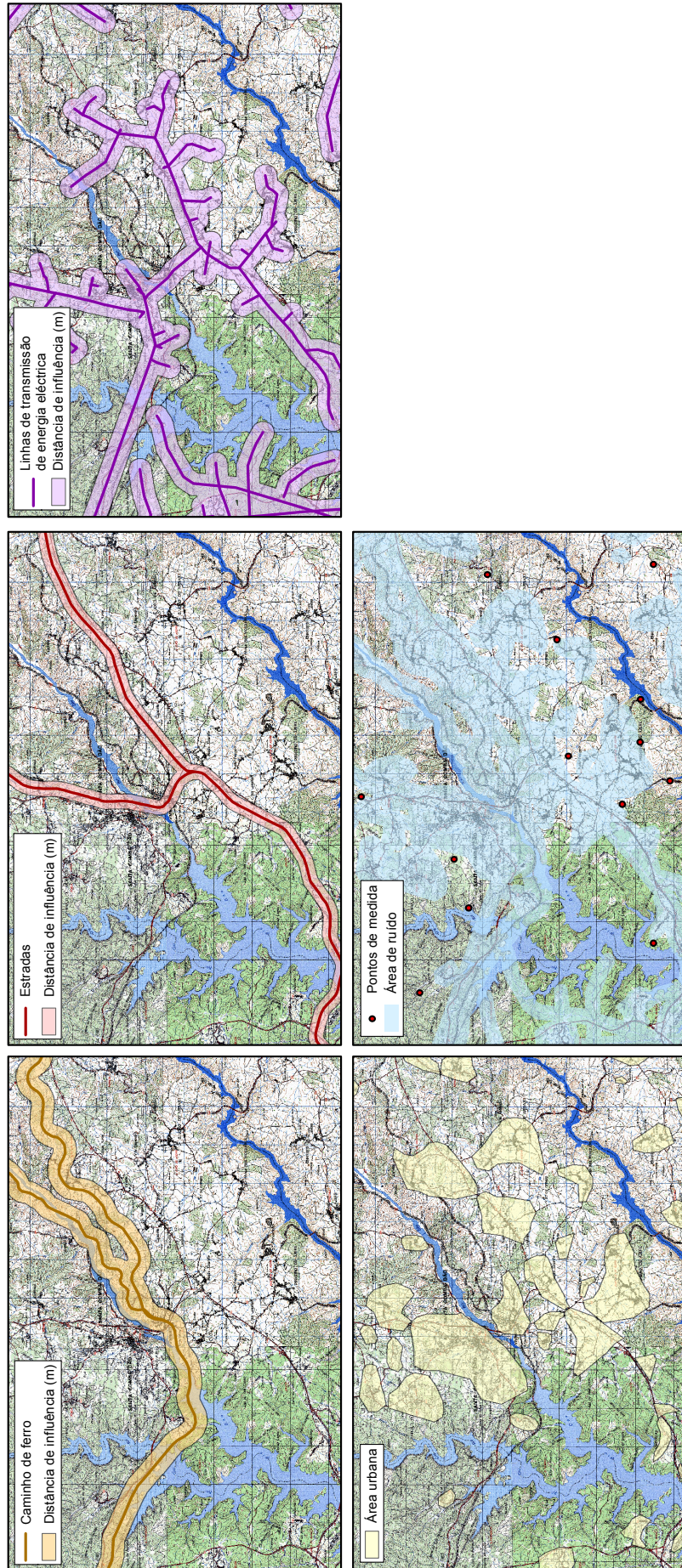


Figura 4.23. Fontes de ruído magnético artificial identificadas com as respectivas distâncias de influência e área total de ruído magnético artificial estabelecida com a localização dos pontos de medição planificados na campanha de prospecção magnética.

4.7 Procedimento de campo

4.7.1 Levantamento magnético

A área de prospecção magnética localiza-se na região centro de Portugal, nos concelhos de Penacova, Tábua, Arganil e Oliveira do Hospital no distrito de Coimbra, Mortágua, Santa Comba Dão, Carregal do Sal e Tondela no distrito de Viseu, Seia, Gouveia e Manteigas no distrito da Guarda e Covilhã no distrito de Castelo Branco. Esta área enquadra-se nos limites geográficos dos meridianos 8°19'W e 7°30'W e dos paralelos 40°30'N e 40°12'N (Figura 4.24).

Como já mencionado a informação digital da área de prospecção incorporada num SIG foi imprescindível na execução e optimização da campanha magnética, facilitando o processo de navegação no campo e de análise da melhor localização das observações. No decorrer da campanha foi consultada a previsão da actividade geomagnética de forma a realizar as observações do campo magnético em dias calmos ($K_p < 4$) (Tabela 4.5).

Os pontos de medição do campo magnético foram distribuídos por toda a área de prospecção segundo uma malha irregular, de acordo com a dimensão e morfologia das estruturas a investigar. As estações foram geralmente localizadas em sítios de fácil acesso (cruzamentos, entroncamentos, na berma de caminhos e estradas secundárias). A distribuição das estações magnéticas foi principalmente condicionada pela presença de estruturas antrópicas, tendo-se sempre o cuidado de estabelecer as distâncias de influência relativamente a possíveis fontes de ruído magnético artificial (Figura 4.25 e Tabela 4.3). A área total de prospecção tem 1862 km², o espaçamento médio entre estações é de 3.1 km e a densidade de estações magnéticas nesta área é aproximadamente de 0.12 estações por km². Na totalidade da área de prospecção magnética registaram-se 225 estações magnéticas (Figura 4.24). Entende-se por estação magnética qualquer local onde é realizada a medição do valor do campo magnético total. A campanha de prospecção magnética realizou-se em 13 dias de campo, durante os quais foram percorridos 4003 km, que corresponde a um total de 619.538 kg de emissões de CO₂. Considerando que uma árvore jovem (0-5 anos) absorve 2.5 kg CO₂ por ano (Carbon-info.org, 2012) necessitaríamos de plantar cerca de 248 árvores para compensar o impacto do CO₂ emitido pelos veículos utilizados na campanha.

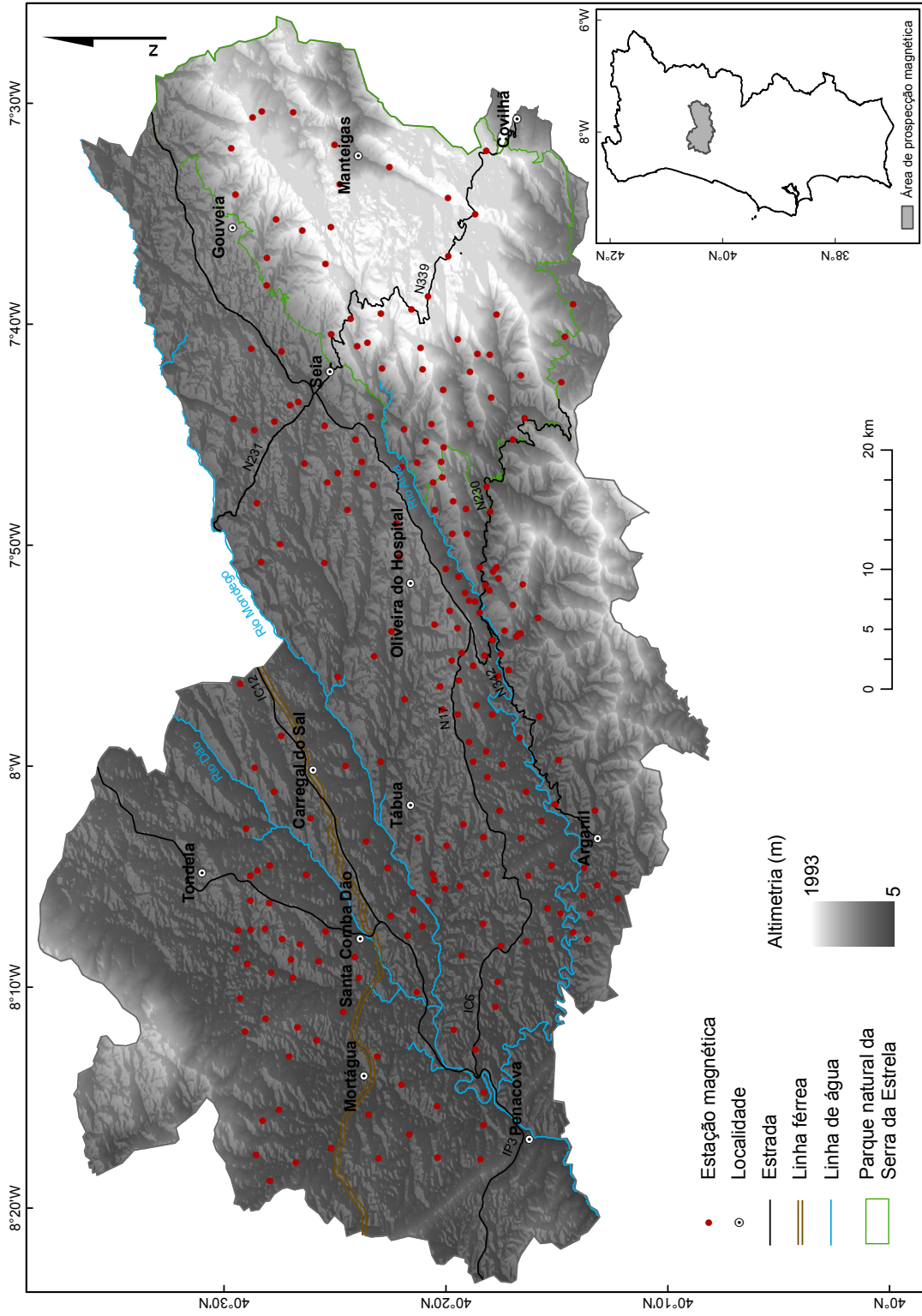


Figura 4.24. Localização das estações magnéticas realizadas na campanha de prospecção (Altimetria: dados ASTER - GDEM V2, altitude ortométrica).

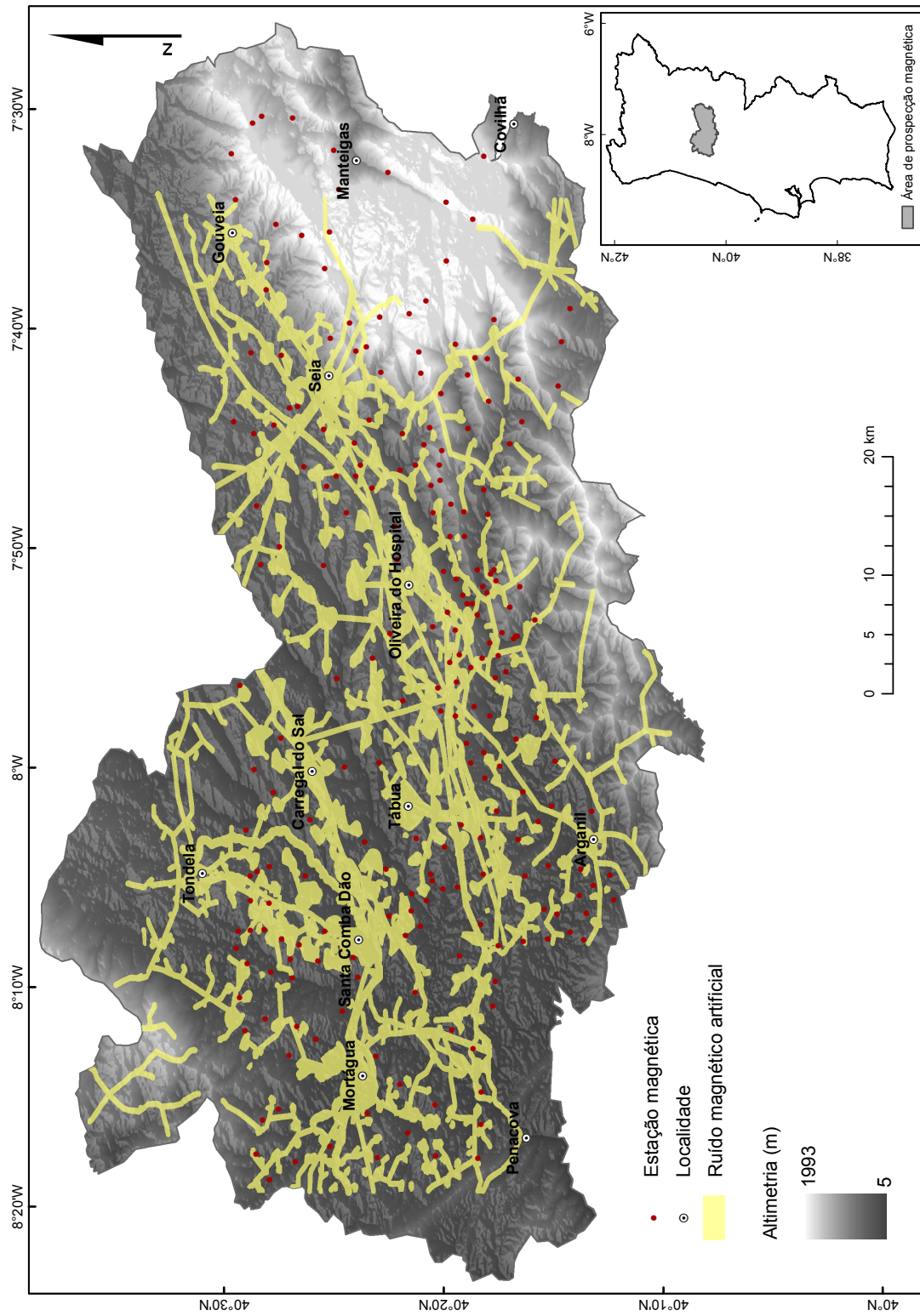


Figura 4.25. Localização das estações magnéticas e áreas de ruído magnético artificial (Altimetria: dados ASTER - GDEM V2, altitude ortométrica).

A equipa de campo foi composta por dois operadores, um responsável pelas leituras no magnetómetro e o outro responsável pelo registo das coordenadas geográficas das estações com um sistema de GPS (*Global Positioning System*). As medições do campo magnético terrestre foram efectuadas com um magnetómetro de protões portátil da Geometrics, modelo G-816/826 (Figura 4.26 a).

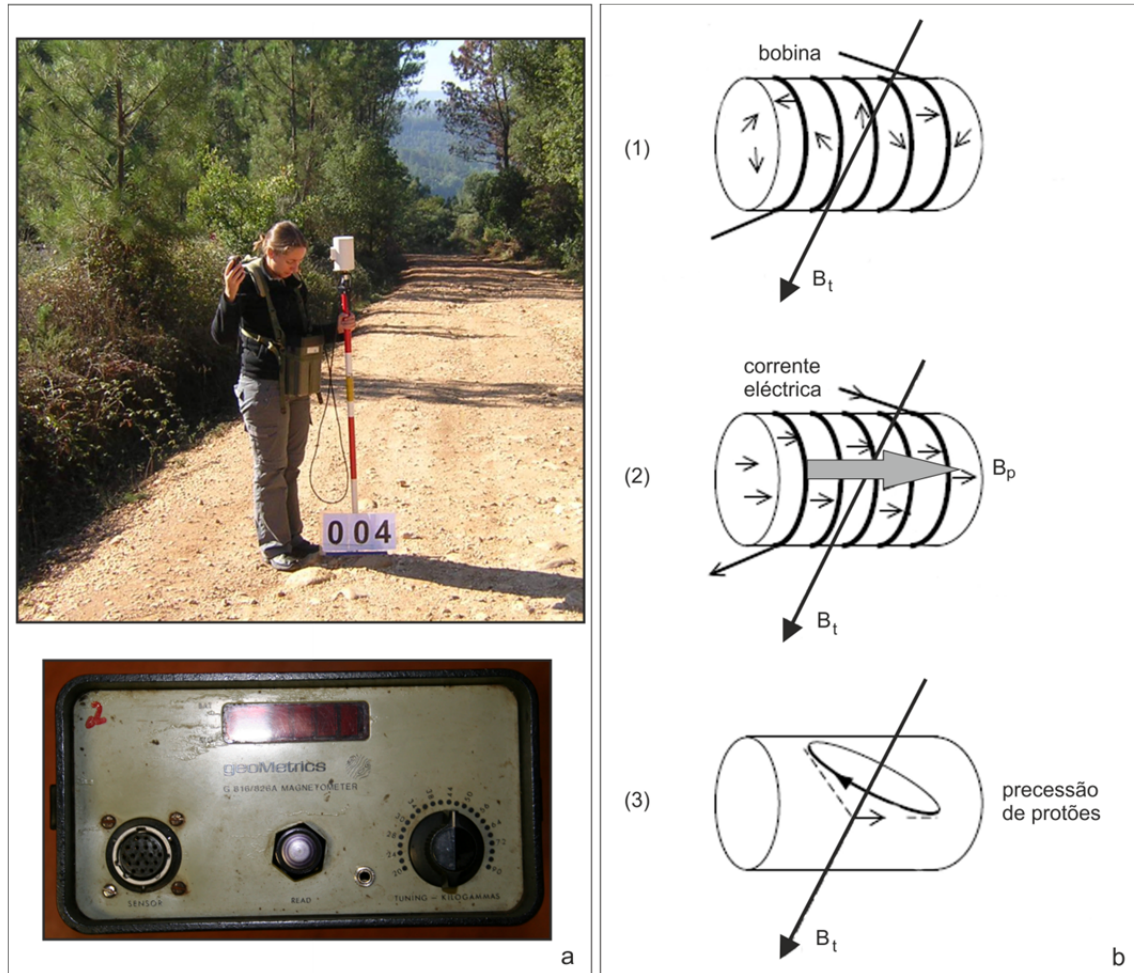


Figura 4.26. (a) Magnetómetro de protões portátil da Geometrics (modelo G-816/826); (b) Princípio de funcionamento do magnetómetro de protões; (1) Sensor sobre a influência do campo magnético terrestre (B_t); (2) Sensor sob a influência do campo magnético induzido pela corrente eléctrica na bobina (B_p); (3) Após interrupção da corrente na bobina os protões entram em precessão em torno do B_t (Adaptado de Lowrie, 2007).

O funcionamento do magnetómetro de protões consiste num sensor constituído por um reservatório com um líquido rico em protões (geralmente água ou querosene) em torno do qual se enrola uma bobina de cobre que se liga ao dispositivo de medição. Quando sob a influência do campo magnético terrestre (B_t), a maioria dos protões alinha-se paralelamente a esse campo. A bobina é submetida a uma corrente que origina

um campo magnético B_p , 50 a 100 vezes maior que o campo magnético terrestre, e numa direcção diferente, reorientando os prótons nessa nova direcção. Quando a corrente é desligada o campo polarizado é rapidamente removido e os prótons entram em precessão (em apenas 1 a 3 segundos) em torno do campo magnético inicial (B_t) (Figura 4.26 b) (Kearey *et al.*, 2009). Os prótons ao entrarem em precessão induzem uma corrente alterna na bobina com uma frequência proporcional à intensidade total do campo magnético. A intensidade do campo magnético medido (B_t) é determinada pela equação:

$$B_t = \frac{2\pi}{\gamma_p} f \quad (4.24)$$

onde f é a frequência de precessão de *Larmor* e γ_p é a razão giromagnética do próton ($\gamma_p = 2.675 \times 10^8 T^{-1} s^{-1}$) (Lowrie, 2007).

O magnetómetro de prótons mede um valor absoluto, a intensidade total do campo magnético terrestre, com uma precisão de 1 nT, e possui um intervalo de variação global desde 20000 a 90000 nT. Como o magnetómetro mede a intensidade total do campo, a precisão das suas medições não é influenciada pela orientação do sensor (Geometrics, 1980; Breiner, 1999). No entanto, durante as medições realizadas orientou-se o sensor para N, este procedimento orienta o eixo do sensor perpendicularmente ao campo magnético terrestre, permitindo obter um sinal melhor. A simplicidade deste instrumento permite uma rápida e expedita utilização, tornando-o um dos tipos de magnetómetro mais utilizados em campanhas de prospecção terrestres.

A precisão dos magnetómetros de prótons é reduzida em áreas de elevado gradiente magnético, o qual pode ter causa natural ou artificial. O sinal do magnetómetro de prótons pode ser degradado em presença de gradientes do campo magnético superiores a 600 nTm^{-1} e quando em presença de fontes de ruído magnético artificial, como LTEE com corrente alterna (Breiner, 1999; Milsom, 2003).

Para evitar a perturbação das medições do campo magnético, o operador do magnetómetro teve o cuidado de não ter consigo objectos metálicos, que constituam possíveis fontes de ruído magnético artificial (como chaves, anéis, relógio, cinto, fechos metálicos, lápis metálico, entre outros). De igual forma estabeleceram-se as distâncias de influência para as possíveis fontes de ruído magnético artificial identificadas na área de prospecção (tais como veículos, vedações metálicas, LTEE, antenas de telecomunicações, edifícios, entre outras). A previsão da actividade geomagnética foi consultada antes de cada dia de campo, tendo sido realizada toda a campanha de prospecção em dias calmos (Tabela 4.5). No dia 04/06/2011 embora a previsão geomagnética tenha sido de tempestade magnética pequena ou incerta (índice Kp 4 a 5),

durante as horas de observação a variação diurna no observatório magnético do Instituto Geofísico da Universidade de Coimbra (IGUC) e do observatório magnético de San Pablo de los Montes (SPT) foi de 19.60 nT e 27.84 nT, respectivamente, apresentando uma variação menor que 30 nT e conseqüentemente um índice K de 2 a 3 (dia calmo). Os valores de F apresentam flutuações maiores a partir das 20h40, apresentando uma variação diurna entre 40 nT e 70 nT, com índice K=4 e classificando-se como tempestade incerta (G0) (Tabela 4.5 e anexo).

As medições do campo magnético foram realizadas com o sensor a duas alturas distintas ($h_1=1.5$ m e $h_2=2.5$ m). Em cada estação e segundo cada posição vertical do sensor foram registadas 3 leituras do campo magnético, sendo utilizado o valor médio das leituras. As leituras em cada estação foram repetidas de forma a avaliar a sua repetibilidade, a qual deve estar compreendida entre ± 1 a 2 nT (Reynolds, 1997; Milsom, 2003). Os valores observados no sensor a 2.5 m de altura obedecem ao intervalo de repetibilidade de ± 1 a 2 nT. No entanto no sensor a 1.5 m de altura a repetibilidade das leituras apresenta variações maiores, com variações máximas na ordem de ± 10 nT. Os valores que não obedecem ao intervalo de repetibilidade foram excluídos do processamento.

Durante a recolha das medições em cada estação registam-se as coordenadas do ponto, as observações relevantes, o valor do campo magnético e a data/hora a que a medição foi realizada, de forma a proceder em pós-processamento à correcção da variação diurna do campo geomagnético.

Tabela 4.5. Valores do campo magnético terrestre (F) e variação diurna, nos observatórios magnéticos (IGUC e SPT), e previsão da actividade geomagnética nos dias de campanha de prospecção magnética.

Data		04-11-2010		16-11-2010		28-04-2011		05-05-2011	
Observatório magnético		IGUC	SPT	IGUC	SPT	IGUC	SPT	IGUC	SPT
F (nT)	Média	44348.11	44244.94	44347.03	44242.22	44359.37	44258.48	44356.02	44253.90
	Máximo	44354.33	44249.10	44356.14	44250.30	44376.42	44275.00	44372.03	44265.10
	Mínimo	44334.67	44236.20	44328.69	44225.60	44341.93	44248.10	44329.46	44240.20
Variação diurna (nT)		19.67	12.90	27.46	24.70	34.49	26.90	42.58	24.90
Previsão índice Kp		(0-2)	(0-2)	(1-3)	(1-3)	(2)	(2)	(2-3)	(2-3)
		calmo	calmo	calmo	calmo	calmo	calmo	calmo	calmo
Índice K		2	2	3	3	3	3	4	3

Data		20-05-2011		23-05-2011		01-06-2011		03-06-2011	
Observatório magnético		IGUC	SPT	IGUC	SPT	IGUC	SPT	IGUC	SPT
F (nT)	Média	44356.18	44256.71	44356.63	44256.11	44355.99	44254.92	44358.56	44257.27
	Máximo	44372.52	44267.40	44370.38	44268.10	44373.51	44267.10	44370.96	44266.10
	Mínimo	44333.84	44236.80	44335.00	44243.70	44338.36	44243.00	44343.21	44243.30
Variação diurna (nT)		38.68	30.60	35.38	24.40	35.16	24.10	27.74	22.80
Previsão índice Kp		(1)	(1)	(1-2)	(1-2)	(3)	(3)	(1-2)	(1-2)
		calmo	calmo	calmo	calmo	calmo	calmo	calmo	calmo
Índice K		3	3	3	3	3	3	3	3

Data		04-06-2011		08-06-2011		10-06-2011		08-07-2011		26-07-2011	
Observatório magnético		IGUC	SPT	IGUC	SPT	IGUC	SPT	IGUC	SPT	IGUC	SPT
F (nT)	Média	44363.41	44263.26	44356.63	44255.86	44360.49	44260.09	44362.24	44261.83	44356.71	44257.92
	Máximo	44403.89	44302.90	44377.21	44274.90	44382.34	44279.30	44375.41	44270.90	44371.44	44271.00
	Mínimo	44343.72	44249.20	44338.47	44240.30	44346.08	44250.00	44346.37	44248.50	44337.02	44244.70
Variação diurna (nT)		60.17	53.70	38.74	34.60	36.27	29.30	29.04	22.40	34.42	26.30
Previsão índice Kp		(4-5)	(4-5)	(2)	(2)	(2-3)	(2-3)	(2-3)	(2-3)	(1-2)	(1-2)
		incerto / activo	incerto / activo	calmo	calmo	calmo	calmo	calmo	calmo	calmo	calmo
Índice K		4	4	3	3	3	3	3	3	3	3

4.8 Processamento de dados

4.8.1 Correções magnéticas

A redução dos dados magnéticos compreende a remoção de qualquer influência que não seja resultante das estruturas geológicas, tal como as influências temporal, espacial, topográfica e antrópica. A interferência antrópica foi atenuada aquando da aplicação das distâncias de influência na planificação e execução da campanha de prospecção magnética. As restantes correções foram aplicadas aos dados observados recorrendo ao *programa Oasis montaj* (extensão *montaj geophysics levelling*).

4.8.1.1 Correção da variação diurna

A variação diurna pode ser corrigida com dados geomagnéticos provenientes de um segundo magnetómetro em medição contínua e localizado em uma estação-base fixa na área de prospecção, admitindo uma variação análoga para todas as estações do levantamento magnético. Os observatórios magnéticos permitem a monitorização contínua do campo magnético terrestre numa localização fixa. Recorrendo aos dados geomagnéticos de um observatório, localizado na proximidade da área do levantamento magnético, é possível corrigir a variação diurna dos dados observados (Lowrie, 2007). Este método é usado em campanhas de prospecção regional, e uma vez que as variações diurnas variam no espaço, o observatório escolhido deve situar-se num raio de influência até cerca de 100 km da área de prospecção (Kearey *et al.*, 2009).

Na correção da variação diurna utilizaram-se dados de um observatório virtual, localizado na zona central da área de prospecção magnética, interpolados a partir de dados geomagnéticos de dois observatórios. Na interpolação foram utilizados dados do observatório magnético do Instituto Geofísico da Universidade de Coimbra (IGUC) e do observatório magnético de San Pablo de los Montes, Toledo (SPT). O observatório magnético do IGUC localiza-se a uma distância mínima de 14 km e máxima de 80 km relativamente à área de prospecção.

A localização geográfica dos observatórios de IGUC e SPT ao nível da latitude pode ser considerada aproximada, pois apresenta uma diferença inferior a 1° (0°40'31"N). Considerando a variação espacial apenas ao nível da longitude pode-se interpolar os valores do campo magnético terrestre (F) num ponto fixo localizado na zona central da área de prospecção, com base na distância entre este ponto e os observatórios de IGUC

e SPT. Este ponto fixo foi designado por observatório magnético virtual (APMAG). A distância entre o IGUC e APMAG é de 42 km e entre o SPT e APMAG é de 319 km.

Os valores de F no observatório virtual foram interpolados pelo método do inverso da distância ponderada. Este método de interpolação é razoavelmente fiel aos valores da amostragem original, permite estimativas de propósito geral e de amostragens com distribuição uniforme. Quanto maior for o expoente de ponderação utilizado maior será a influência dos pontos de amostragem mais próximos, neste caso os dados geomagnéticos do IGUC. Na interpolação foi testado o valor do expoente de ponderação. Quando usado um expoente de ponderação de 2, o resultado é uma curva aproximadamente coincidente com os valores do IGUC, demonstrando a maior influência dos dados mais próximos do observatório virtual. Na interpolação optou-se por utilizar um expoente de ponderação igual a 1, cujos resultados interpolados de F apresentam uma variação média relativamente aos valores do IGUC de 12 nT (Figura 4.27).

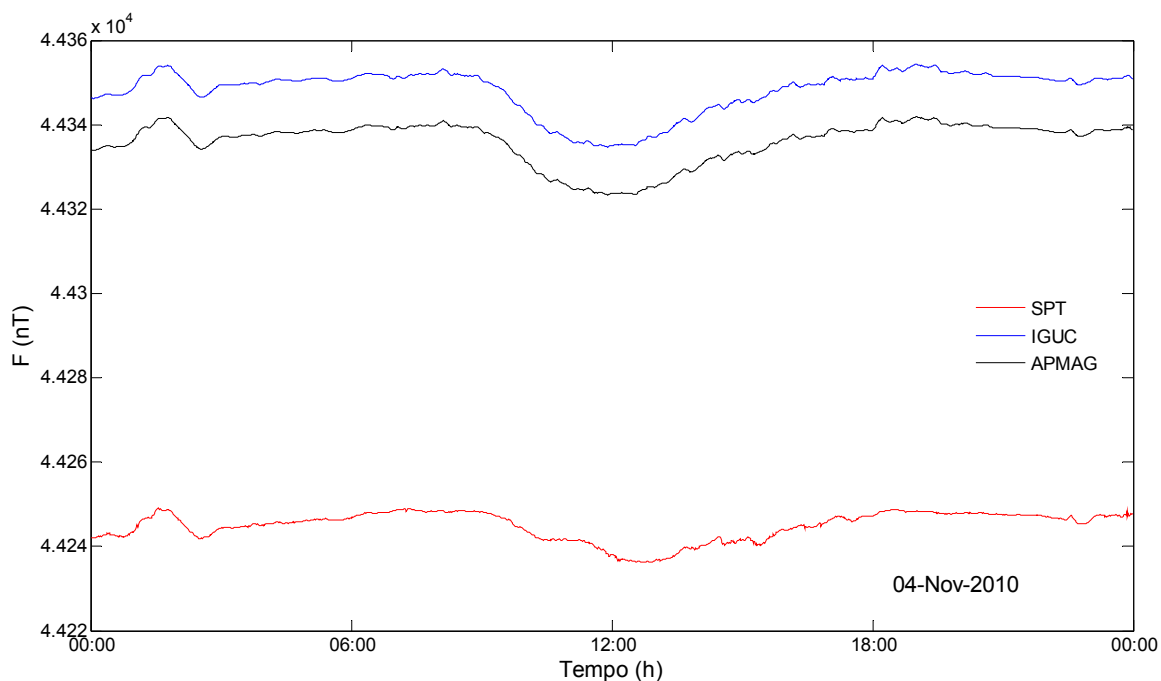


Figura 4.27. Curvas de variação diurna nos observatórios magnéticos SPT, IGUC e APMAG em 04/11/2010.

A correcção da variação diurna aplicada consiste na diferença entre o valor médio e o valor observado na estação-base fixa (observatório magnético) em cada instante. O resultado desta diferença é a correcção que será adicionada a cada valor do campo magnético medido nas estações no mesmo instante temporal (data e hora). Os valores médios anuais de F nos observatórios IGUC e SPT em 2010 e 2011 utilizados no cálculo

estão indicados na Tabela 4.6. A estimativa dos valores médios anuais num observatório permite filtrar as variações temporais do CMT de pequena amplitude originadas pelo campo externo.

Tabela 4.6. Valores médios anuais de F nos observatórios magnéticos em 2010 e 2011.

Observatório magnético		IGUC	SPT
Valor médio anual de F (nT)	2010	44339	44239
	2011	44347	44266

O observatório magnético do IGUC localiza-se no Alto da Baleia, Coimbra (coordenadas geográficas no sistema de referência WGS 84: latitude 40°13', longitude 8°25' e altitude 99 m). Actualmente esta localização já não reúne as condições óptimas ao funcionamento do observatório, devido em grande parte ao ruído electromagnético provocado pelo cerco urbano (Ribeiro, 2006). A curva diurna dos dados do observatório IGUC apresenta uma interferência antrópica bem marcada, especialmente no período das 7h às 21h. Com o intuito de remover a influência do ruído electromagnético, aplicaram-se técnicas de suavização às curvas do campo magnético terrestre (F) (Breiner, 1999). Testaram-se dois filtros de suavização a média móvel simples e a mediana, ambos com janela de amostragem de 9 pontos. O número de pontos usado no filtro, com o objectivo de remover os efeitos de ruído, deve ser muito menor que a anomalia de interesse a investigar. Após análise dos resultados optou-se por utilizar o filtro de média móvel (Figura 4.28). Estatisticamente, em series temporais com distribuição normal os filtros referidos apresentam resultados semelhantes.

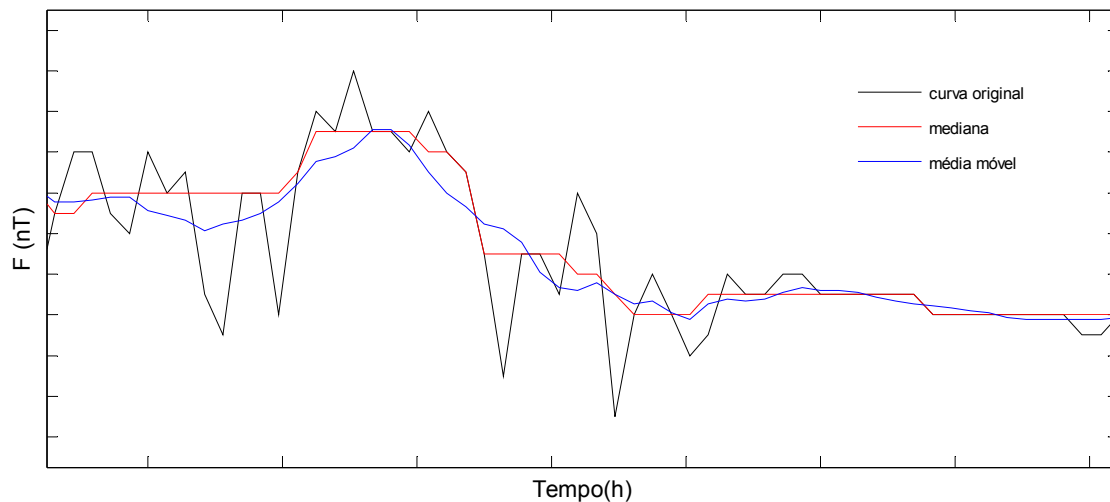


Figura 4.28. Exemplo das técnicas de suavização aplicadas a um segmento da curva do campo magnético terrestre do IGUC (filtros de mediana e média móvel).

O observatório magnético de SPT, em Espanha (coordenadas geográficas no sistema de referência WGS 84: latitude 39°32', longitude 4°20' e altitude 917 m), localiza-se numa região isenta de perturbações electromagnéticas. Este observatório pertence à rede INTERMAGNET (*International Real-time Magnetic Observatory Network*) desde 1997 (IGN, 2012). A INTERMAGNET é uma rede global de observatórios magnéticos que monitoriza o campo magnético terrestre quase em tempo real, de acordo com especificações normalizadas (Kerridge, 2001). As principais especificações exigidas nos observatórios compreendem a modernização de equipamentos e condições de funcionamento adequadas ao nível do ruído electromagnético.

As curvas de variação diurna dos dados dos observatórios do IGUC e do SPT foram comparadas, de forma a avaliar a qualidade dos dados utilizados na correcção e de forma a demonstrar que o ruído magnético artificial registado no observatório IGUC não é significativo após a suavização da curva (Figura 4.29). A variação diurna determinada para o dia 04 de Novembro de 2010 no observatório IGUC e no observatório de Toledo é 19.67 nT e 12.90 nT, respectivamente, com o índice $K = 2$ (10-20 nT) que corresponde a um dia calmo de actividade geomagnética (Tabela 4.5). Em anexo encontram-se as curvas de variação diurna nos observatórios magnéticos do IGUC, SPT e observatório virtual (APMAG) nos dias em que se realizou a campanha de prospecção magnética.

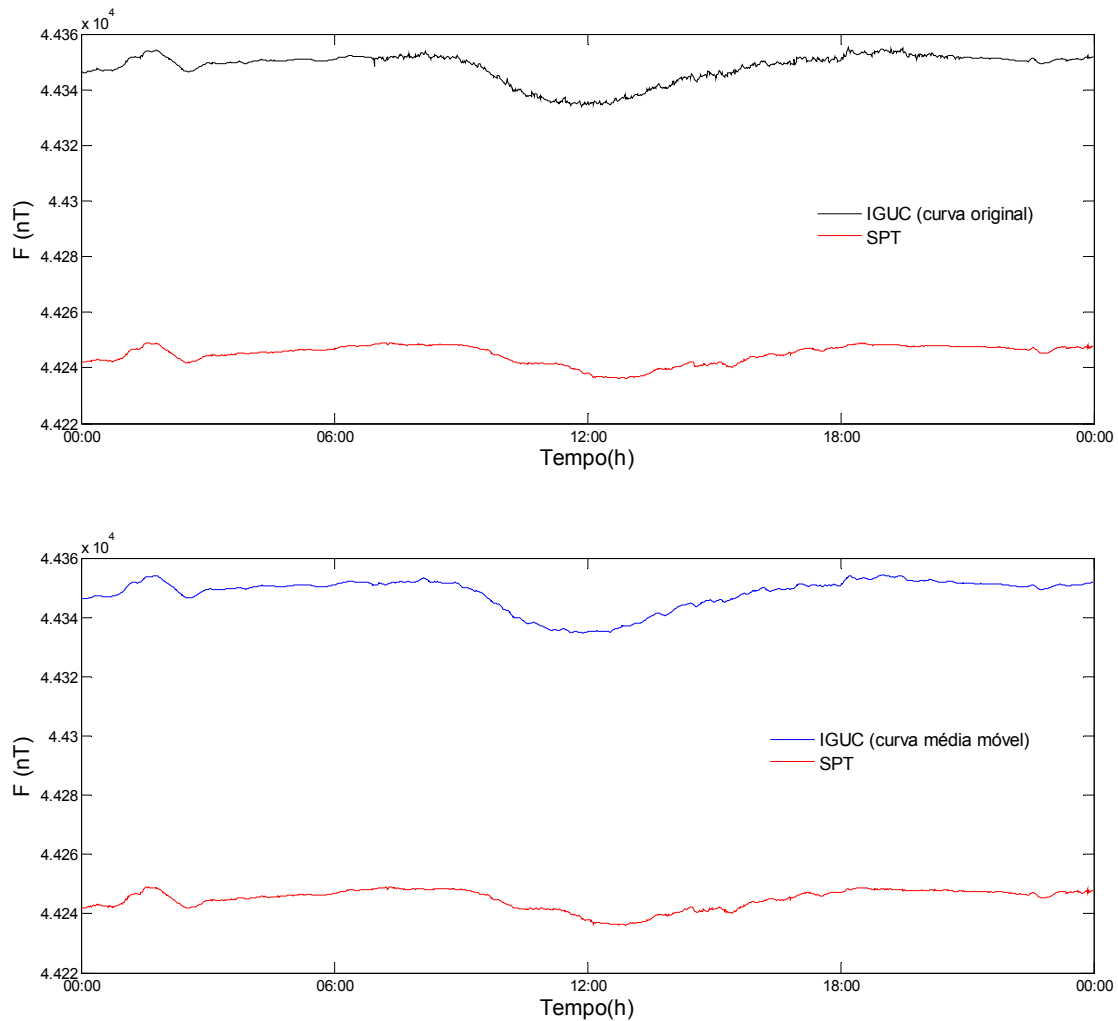


Figura 4.29. Curva diurna nos observatórios IGUC e SPT em 04/11/2010. A curva do observatório IGUC é apresentada segundo os dados originais e com a aplicação de um filtro de suavização de média móvel.

4.8.1.2 Correção geomagnética

A correção geomagnética remove o efeito de um campo magnético de referência dos dados observados no levantamento. O método regularmente utilizado na correção espacial (latitude e longitude) é o uso do IGRF, que representa o campo magnético não perturbado de um grande número de coeficientes harmónicos e inclui termos temporais para a correção da variação secular. Os coeficientes harmónicos são calculados em função das observações em alguns observatórios magnéticos globais (Kearey *et al.*, 2009). Em estudos regionais o campo teórico (IGRF) é subtraído ao campo magnético observado no levantamento.

Em áreas de prospecção de pequena dimensão a correcção de latitude é dada pelo gradiente horizontal N-S do campo magnético, resultante da diferenciação da intensidade total do campo (B_t) relativamente ao ângulo polar θ , segundo a seguinte equação, o que indica o aumento para Norte de B_t .

$$-\frac{1}{r} \frac{\partial B_t}{\partial \theta} = \frac{3B_t \sin \theta \cos \theta}{r(1 + 3 \cos^2 \theta)} \quad (4.25)$$

A correcção de latitude é zero nos pólos magnéticos ($\theta = 0^\circ$) e no equador ($\theta = 90^\circ$), atingindo um valor máximo de cerca de 5 nT.km^{-1} em latitudes médias. Esta correcção é insignificante em campanhas de pequena dimensão (Lowrie, 2007). No entanto em áreas de prospecção superiores a 100 km^2 , que se desenvolvem em períodos longos de tempo (meses ou anos), a variação do campo magnético pode ser significativa, aconselhando-se a aplicação da correcção geomagnética (Dobrin & Savit, 1988; Parasnis, 1997).

Um método de correcção alternativo em estudos regionais é a aplicação da análise de tendência, que remove o gradiente regional sobre a área de prospecção, admitindo uma variação linear em toda a área, e isola as anomalias de maior frequência (Kearey *et al.*, 2009).

Aplicou-se a correcção geomagnética aos valores do campo magnético já corrigidos para a variação diurna. Na correcção utilizou-se o modelo de referência IGRF do ano 2010, para determinar a intensidade do campo geomagnético terrestre, a inclinação e declinação para cada ponto do levantamento magnético. Os valores do campo geomagnético teórico são subtraídos aos valores do campo magnético observado, resultando os valores das anomalias magnéticas, designados por anomalia magnética residual.

4.8.1.3 Correcção topográfica

A correcção topográfica é dada pelo gradiente vertical do campo magnético, resultante da diferenciação da intensidade total do campo (B_t) relativamente ao raio r , segundo a equação:

$$\frac{\partial B_t}{\partial r} = -\frac{3}{r} B_t \quad (4.26)$$

onde r é substituído pelo raio médio da Terra (6371 km) e B_t por um valor adequado. A intensidade total do campo varia com a latitude, sendo que no equador ($B_t = 30000 \text{ nT}$) a correcção pode atingir valores na ordem de 0.015 nT.m^{-1} , enquanto nos pólos magnéticos ($B_t = 60000 \text{ nT}$) pode atingir cerca de 0.030 nT.m^{-1} (Lowrie, 2007).

Geralmente a correcção de elevação do terreno não é aplicada, pois a influência da topografia não é completamente previsível, uma vez que depende essencialmente das propriedades magnéticas das rochas que formam o relevo (Kearey *et al.*, 2009). No entanto na presença de rochas com elevada susceptibilidade magnética deve-se aplicar a correcção topográfica (Lowrie, 2007).

Depois de aplicadas as correcções diurna e geomagnética, as variações do campo magnético resultantes estão relacionadas apenas com as flutuações espaciais das propriedades magnéticas em subsuperfície, representando as anomalias magnéticas associadas às estruturas geológicas (Kearey *et al.*, 2009).

No decorrer da campanha foram repetidos cerca de 1% das leituras nas estações magnéticas em dias de campo distintos. Após as devidas correcções os valores da anomalia residual apresentam uma diferença média de 8 nT nas estações repetidas. Tal demonstra um desempenho razoável do magnetómetro, pois com uma amplitude da anomalia residual na ordem dos 200 nT é admissível esta variação nas leituras das estações repetidas.

4.8.2 Anomalias magnéticas

A anomalia magnética representa o contraste das propriedades magnéticas das estruturas geológicas em profundidade. Representando B_t o campo magnético total em qualquer ponto e B_f o campo magnético regional no mesmo local, então a anomalia do campo total (ΔB_t) é dada por:

$$\Delta B_t = |B_t| - |B_f| \quad (4.27)$$

Sendo ΔB_f a perturbação do campo B_f gerada por uma fonte magnética anómala, o campo total B_t é dado por:

$$B_t = B_f + \Delta B_f \quad (4.28)$$

A anomalia do campo total em qualquer ponto é aproximadamente igual à componente do campo anómalo (ΔB_f) na direcção do campo regional, caso o campo da anomalia seja muito menor quando comparado com o campo magnético terrestre (Blakely, 1995).

As anomalias magnéticas provenientes das estruturas geológicas sobrepõem-se ao campo geomagnético terrestre. A morfologia da anomalia depende não só da forma e profundidade da fonte, mas também da sua orientação relativamente ao perfil e do campo magnético induzido, o qual varia em intensidade e direcção com a localização geográfica (Lowrie, 2007).

Descrevendo o vector campo magnético total (B) segundo as componentes geomagnéticas:

$$B^2 = H^2 + Z^2 \quad (4.29)$$

A anomalia magnética (ΔB) está sobreposta ao campo magnético terrestre. Esta anomalia produz uma componente vertical ΔZ e uma componente horizontal ΔH segundo um ângulo α com H . Somente a parte de ΔH na direcção de H (designada $\Delta H'$) contribuirá para a anomalia:

$$\Delta H' = \Delta H \cos \alpha \quad (4.30)$$

A anomalia magnética é dada por:

$$(B + \Delta B)^2 = (H + \Delta H')^2 + (Z + \Delta Z)^2 \quad (4.31)$$

Sintetizando a equação e considerando 4.30 e as relações da inclinação (I) do campo geomagnético:

$$\Delta B = \Delta Z \frac{Z}{B} + \Delta H' \frac{H}{B} \quad (4.32)$$

$$\Delta B = \Delta Z \sin I + \Delta H \cos I \cos \alpha \quad (4.33)$$

Vamos utilizar esta abordagem para calcular a anomalia magnética gerada por um pequeno pólo magnético isolado, de intensidade m , situado a uma profundidade z , a uma distância horizontal x e a uma distância radial r do ponto de observação. A anomalia é definida como o efeito do pólo sobre um pólo positivo unitário no ponto de observação, sendo a força de repulsão ΔB_r sobre o pólo positivo unitário na direcção r dada por 4.1, com $\mu_R = 1$ e sendo $C = \frac{\mu_0}{4\pi}$:

$$\Delta B_r = \frac{Cm}{r^2} \quad (4.34)$$

Assumindo que o perfil tem a orientação do Norte magnético, coincidente com a componente horizontal da anomalia, as componentes ΔH e ΔZ dessa força podem ser calculadas por:

$$\Delta H = \frac{Cm}{r^2} \cos \theta = \frac{Cmx}{r^3} \quad (4.35)$$

$$\Delta Z = \frac{-Cm}{r^2} \sin \theta = \frac{-Cmz}{r^3} \quad (4.36)$$

A anomalia do campo total ΔB é obtida pela substituição em 4.33 das equações anteriores, com $\alpha = 0$ (Kearey *et al.*, 2009).

Para compreender a forma das anomalias magnéticas temos de usar o conceito de distribuição dos pólos magnéticos. O número de pólos magnéticos por unidade de área é proporcional ao contraste de magnetização (ΔM). O contraste de magnetização depende do contraste da susceptibilidade magnética (k) nas rochas da crosta. Sendo a susceptibilidade magnética do corpo anómalo k , da rocha envolvente k_0 e a intensidade do campo magnético induzido F (Lowrie, 2007).

$$\Delta M = (k - k_0) F \quad (4.37)$$

Uma vez que o campo magnético terrestre é dipolar, uma anomalia magnética pode apresentar forma monopolar (pico positivo ou negativo) ou dipolar (com ambos os pico positivo e negativo). Considerando a anomalia magnética de um dique vertical, consoante a extensão do dique em profundidade for infinita ou pequena temos a situação de um mono-pólo (o efeito do pólo mais profundo é desprezível) ou um dipolo (ambos os pólos produzem uma anomalia) (Lowrie, 2007).

No caso de uma anomalia originada por um corpo magnetizado inclinado a geometria da anomalia dependerá da resultante dos vectores do campo terrestre e do campo induzido. A intensidade máxima ocorre quando o campo induzido é paralelo ao campo terrestre (D) e torna-se negativa quando o campo se orienta para cima (à esquerda de C) (Reynolds, 1997) (Figura 4.30).

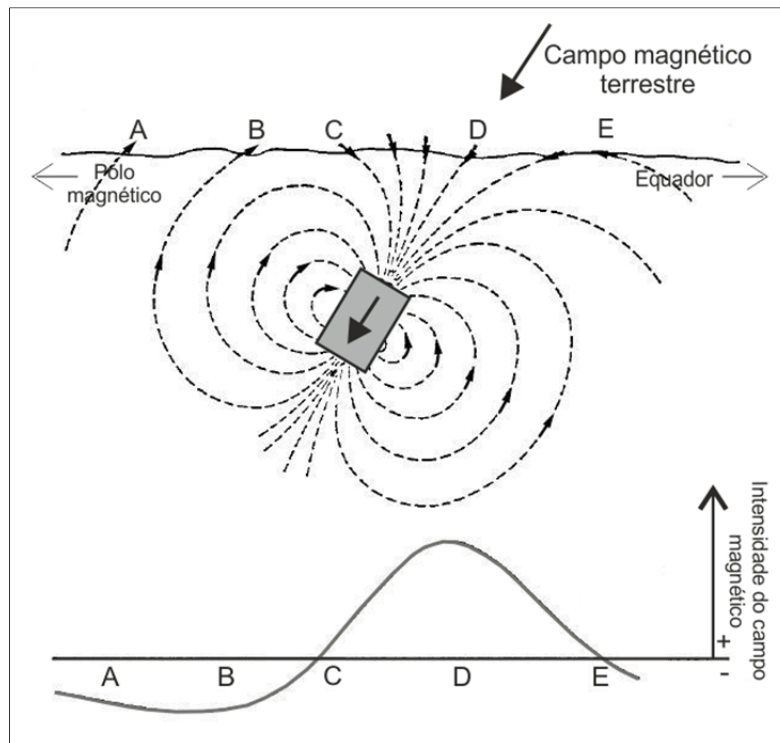


Figura 4.30. Anomalia magnética em latitudes médias originada por um corpo magnetizado inclinado e paralelo ao campo magnético terrestre (Milsom, 2003).

A forma da anomalia magnética depende da profundidade da fonte, de modo que quanto a maior profundidade estiver localizada a fonte mais extensa será a anomalia. A anomalia também é influenciada pela espessura da fonte, à medida que a espessura do corpo-fonte aumenta relativamente à sua profundidade, a curvatura da anomalia magnética torna-se progressivamente mais deprimida (Lowrie, 2007). As anomalias magnéticas podem ser determinadas a partir de diferentes fontes, simples corpos geométricos, que representam as estruturas geológicas típicas (Breiner, 1999) (Figura 4.31).

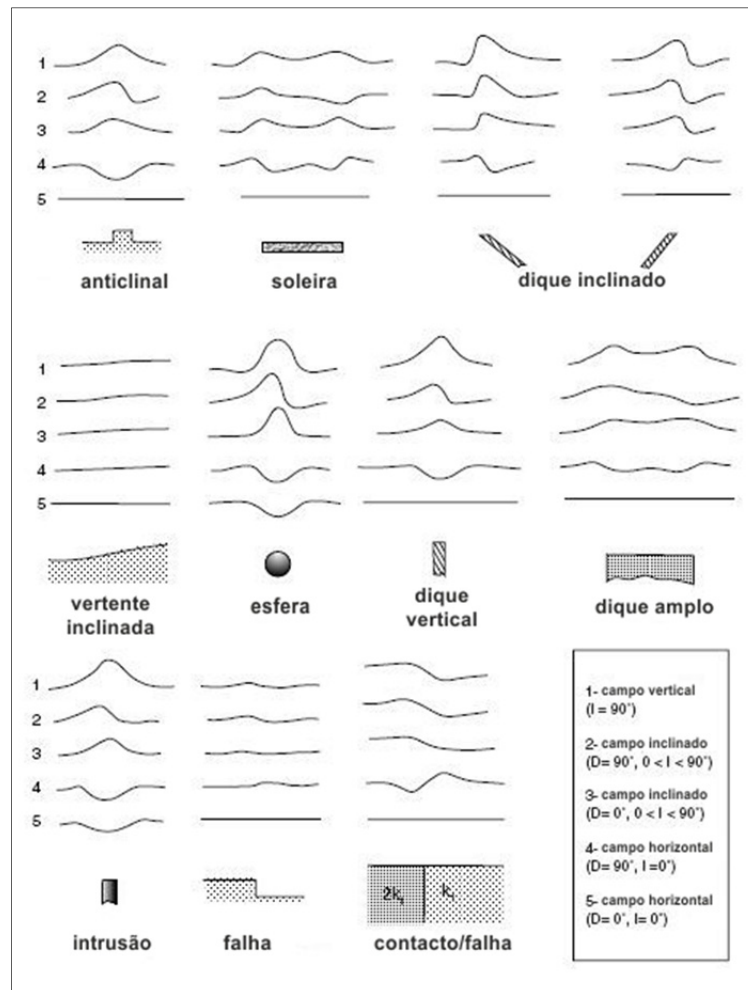


Figura 4.31. Anomalias de corpos geológicos variando a direcção e inclinação do campo magnético (Adaptado de Breiner, 1999).

4.8.3 Susceptibilidade magnética na área em estudo

O contraste das propriedades magnéticas das estruturas geológicas depende da susceptibilidade magnética das diferentes rochas e minerais presentes na área em estudo. Na modelação magnética foi utilizado o valor médio da susceptibilidade magnética para as principais unidades litológicas identificadas na cartografia regional.

O valor médio da susceptibilidade magnética usado na litologia granito foi obtido através dos valores determinados para os diversos granitos aflorantes no sector da Serra da Estrela em Sant'Ovaia *et al.* (2010) (Figura 4.32).

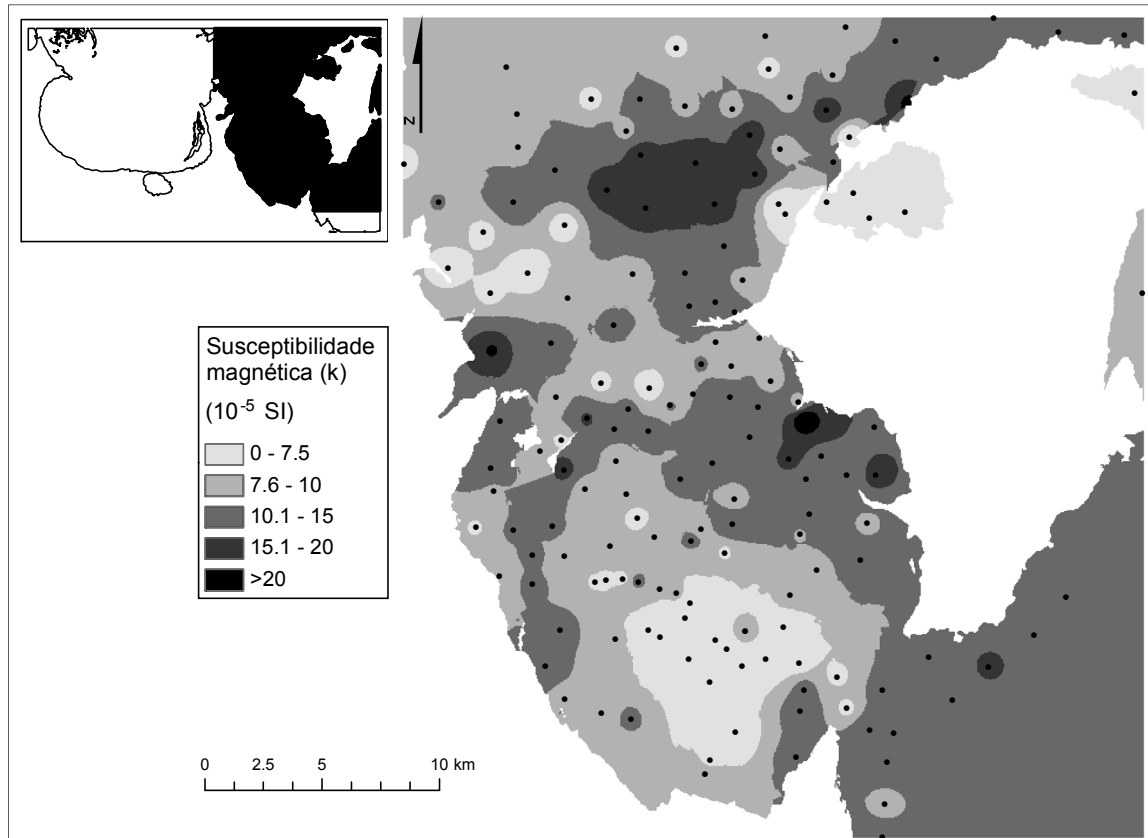


Figura 4.32. Distribuição dos valores de susceptibilidade magnética nas unidades graníticas determinados no sector da Serra da Estrela (Sant'Ovaia *et al.*, 2010) e geograficamente coincidentes com a área em estudo. O sector amostrado está representado a preto.

A susceptibilidade magnética dos granitos na área da Serra da Estrela encontra-se entre 2×10^{-5} e 28×10^{-5} SI, evidenciando um comportamento paramagnético ($k > 0$). Em granitos paramagnéticos a susceptibilidade magnética está linearmente correlacionada com o conteúdo em ferro presente nos silicatos, como a biotite e a moscovite (Sant'Ovaia *et al.*, 2010).

O CXG apresenta uma elevada heterogeneidade, sendo conhecida a presença de magnetite em algumas partes da sequência. No entanto, na ausência de observações da susceptibilidade magnética nas áreas metassedimentares da zona estudada, optou-se por usar um valor médio de susceptibilidade magnética determinado no CXG-Grupo do Douro por Aires *et al.* (2011).

5 Análise e interpolação dos dados gravimétricos e magnéticos

A primeira abordagem aos dados observados após a sua redução é a análise da distribuição da amostragem e a identificação de observações com valores discrepantes. A presença de valores discrepantes pode estar associada a erros na aquisição e/ou no processamento de dados. Estas observações devem ser removidas, pois em caso contrário, podem introduzir artefactos que fomentam erros nos resultados finais das anomalias. A etapa seguinte abrange a visualização espacial das anomalias segundo os métodos clássicos, mapas de contorno e/ou superfícies. Neste procedimento as observações discretas são convertidas em superfícies contínuas, através de métodos de interpolação (Jacoby & Smilde, 2009).

A qualidade da estimação depende em parte da densidade e distribuição dos pontos de amostragem. As observações são geralmente adquiridas segundo perfis ou pontos dispersos, sendo necessário aplicar um método de interpolação adequado para converter as observações em uma malha regular. Na maioria dos casos é aplicado um algoritmo de interpolação padrão, como o de curvatura mínima, que permite obter mapas de dados geofísicos com qualidade aceitável na maioria dos casos (Briggs, 1974). No entanto, os algoritmos que permitem um grau de aperfeiçoamento na técnica de interpolação através da adição de informação, como a krigagem anisotrópica (Hansen, 1993) e a curvatura mínima com informação de gradiente (O'Connell *et al.*, 2005), são geralmente aplicados em casos onde os dados mostram uma tendência, permitindo obter resultados mais próximos à realidade (Nabighian *et al.*, 2005a). Diversas técnicas de interpolação de dados de campo potencial foram desenvolvidas, como o método da camada-equivalente que considera a função interpolada como sendo uma função harmónica (Mendonça & Silva, 1994; Mendonça & Silva, 1995), o método de fonte-equivalente de pontos dispersos (Cordell, 1992), que considera a dimensão fractal da distribuição das observações e permite calcular o intervalo óptimo de interpolação (Keating, 1993), entre outros, com o objectivo de aprimorar os resultados da interpolação das anomalias (Nabighian *et al.*, 2005b).

5.1 Análise exploratória dos dados

Na análise da distribuição das observações de gravidade, num total de 749 estações, foi identificada uma observação com um valor discrepante (estação 373, com o valor da anomalia de Bouguer de -112.6 mgal). Este valor ocorre completamente isolado

das restantes observações e apresenta uma diferença de 69 mgal relativamente ao segundo valor mínimo da amostragem (Figura 5.1). Desta forma optou-se por retirar a estação 373 da amostragem, ficando os restantes valores de gravidade da anomalia de Bouguer compreendidos entre -43.9 e 33.2 mgal, da anomalia de Bouguer completa entre -34.4 e 35.3 mgal e da anomalia de ar livre entre -0.1 e 213.5 mgal (Figura 5.2 e Tabela 5.1).

A análise estatística dos dados da anomalia de Bouguer baseou-se na determinação dos parâmetros estatísticos da amostragem e na medição da normalidade dos dados, através de histograma e diagrama Q-Q normal. A distribuição da amostragem é assimétrica positiva e platicúrtica (Figura 5.2).

Como se poderá constatar nos resultados obtidos na interpolação por krigagem, este método como um estimador espacial não necessita que a amostragem tenha uma distribuição normal, pois o estimador de krigagem é considerado um BLUE (*Best Linear Unbiased Estimator*). No entanto, quando a amostragem é normal o estimador de krigagem torna-se o melhor estimador não-enviesado de todos. Em caso contrário quanto mais a distribuição se afasta da normal pior será a performance do estimador (ArcGis, 2001; Negreiros *et al.*, 2010).

A análise de tendência permite identificar a presença ou ausência de uma tendência global ou local nos dados observados. Os pontos de amostragem são projectados segundo planos perpendiculares segundo os eixos N-S (Y) e E-W (X), sendo ajustadas as respectivas linhas de tendência global em cada plano (linha azul no plano N-S e linha verde no plano E-W) (Figura 5.3). Ambas as linhas de tendência global identificadas são caracterizadas por uma forma em U, sugerindo que o melhor ajuste poderá ser atingido por um polinómio de segundo grau. Aplicando um ângulo de rotação (em notação geográfica) para melhor identificar a direcção das tendências máximas reconhecidas na amostragem, observa-se no plano N-S uma linha de tendência com direcção NNE-SSW (Figura 5.3 a) e no plano E-W uma linha de tendência com direcção WNW-ESE (Figura 5.3 b). Na estimação optou-se por remover a tendência global, sendo o estimador escolhido aplicado à anomalia residual. A razão principal para a remoção da tendência relaciona-se com a necessidade de satisfazer a hipótese de estacionariedade. Após a estimação a tendência é automaticamente adicionada ao mapa de previsão final (ArcGis, 2001).

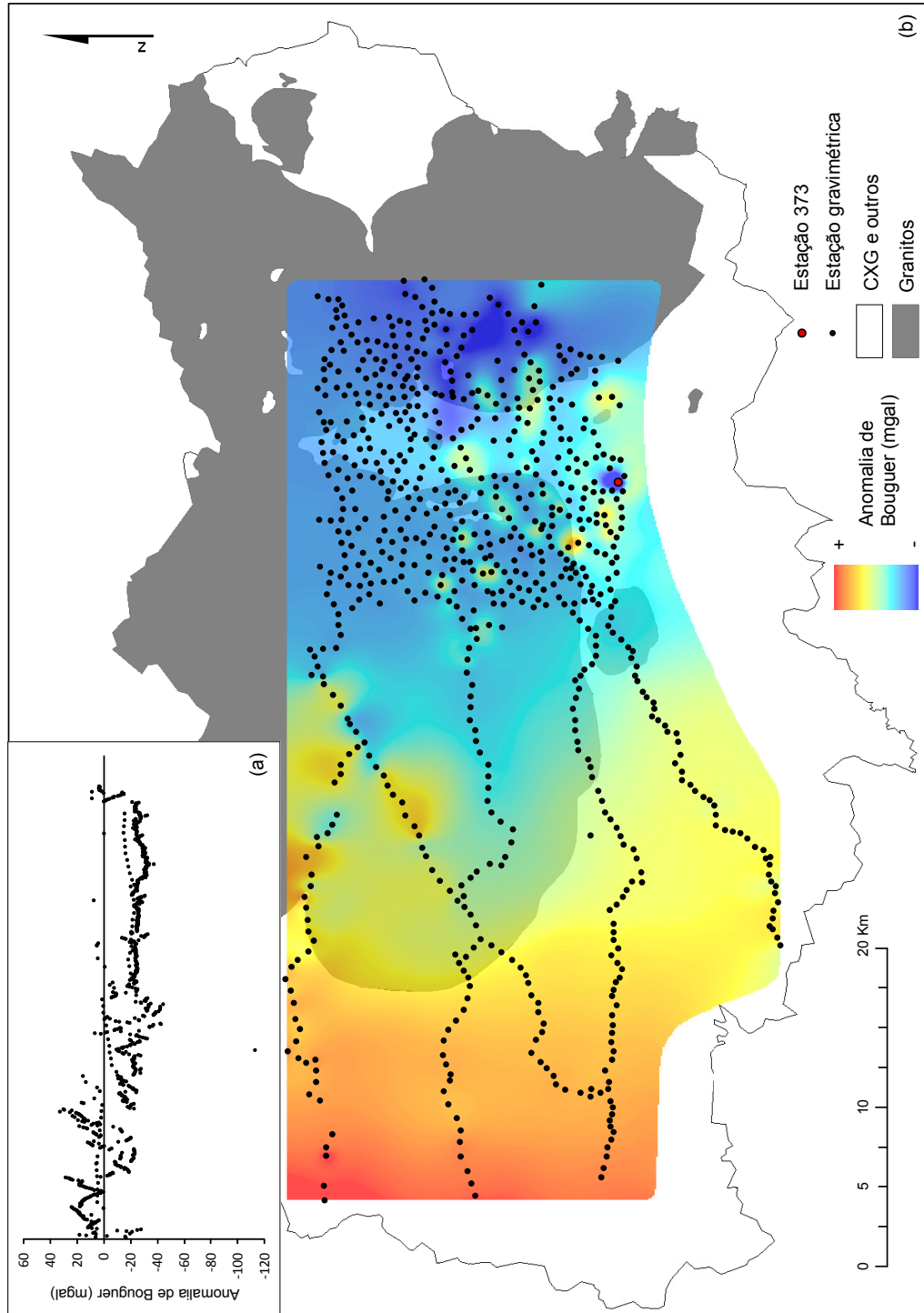


Figura 5.1. Distribuição das observações da anomalia gravimétrica de Bouguer. (a) Magnitude dos valores da anomalia; (b) Distribuição espacial das observações e sua relação com as litologias predominantes na região (superfície interpolada por curvatura mínima).

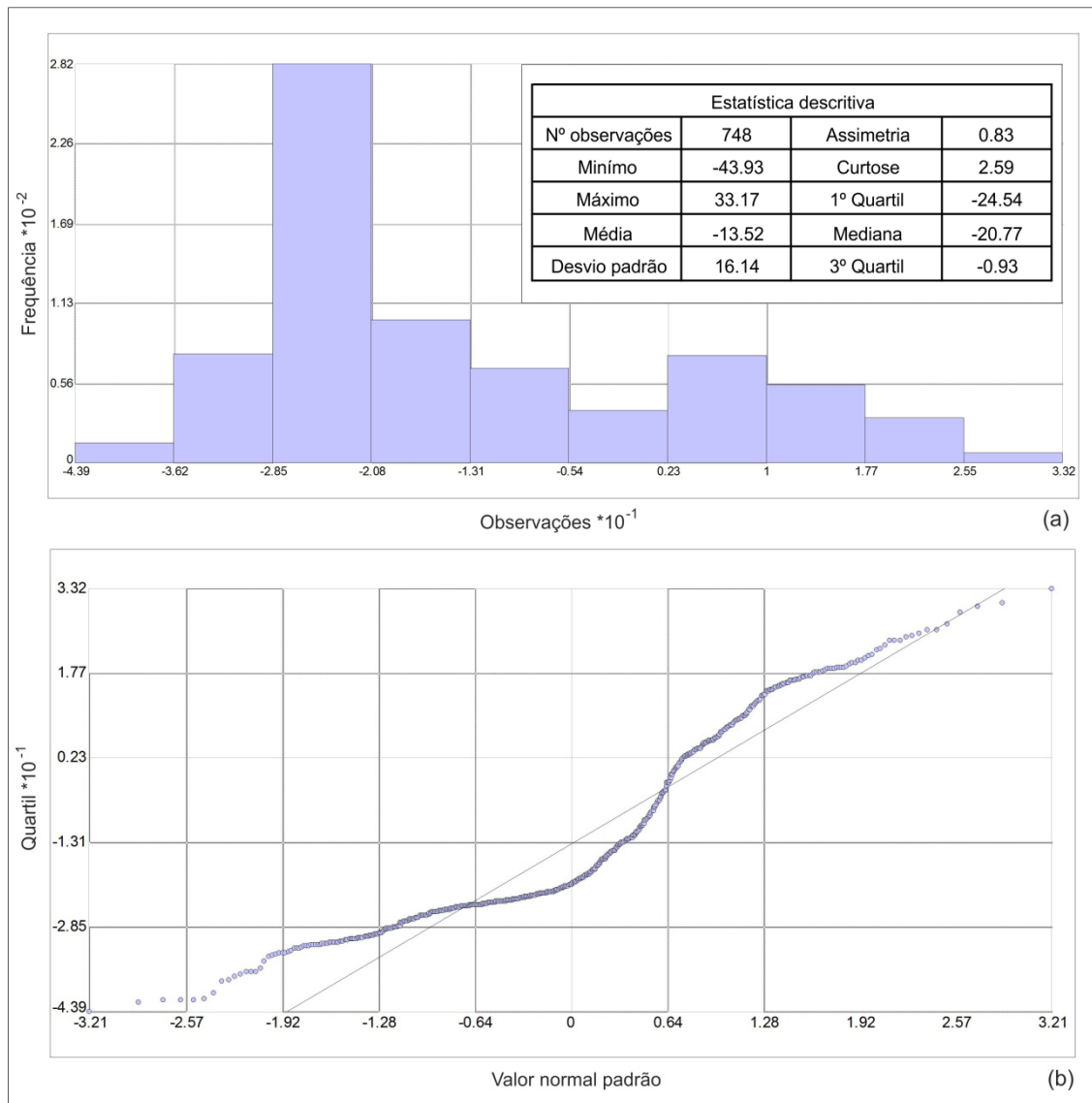


Figura 5.2. Estatística descritiva dos dados da anomalia de Bouguer. (a) Histograma; (b) Diagrama Q-Q normal.

Tabela 5.1. Síntese dos parâmetros estatísticos das anomalias gravimétricas e magnéticas observadas.

Anomalia		Máximo	Mínimo	Mediana	Média	Desvio padrão	Amplitude
Gravimétrica (mgal)	Bouguer	33.2	-43.9	-20.8	-13.5	16.1	77.1
	Bouguer completa	35.3	-34.4	-17.4	-10.4	15.6	69.7
	Ar livre	213.5	-0.1	39.3	46.7	26.9	213.6
Magnética (nT)	Sensor h ₁	92.6	-115.3	15.5	17.0	24.9	207.9
	Sensor h ₂	167.5	-108.1	15.1	24.3	44.1	275.5

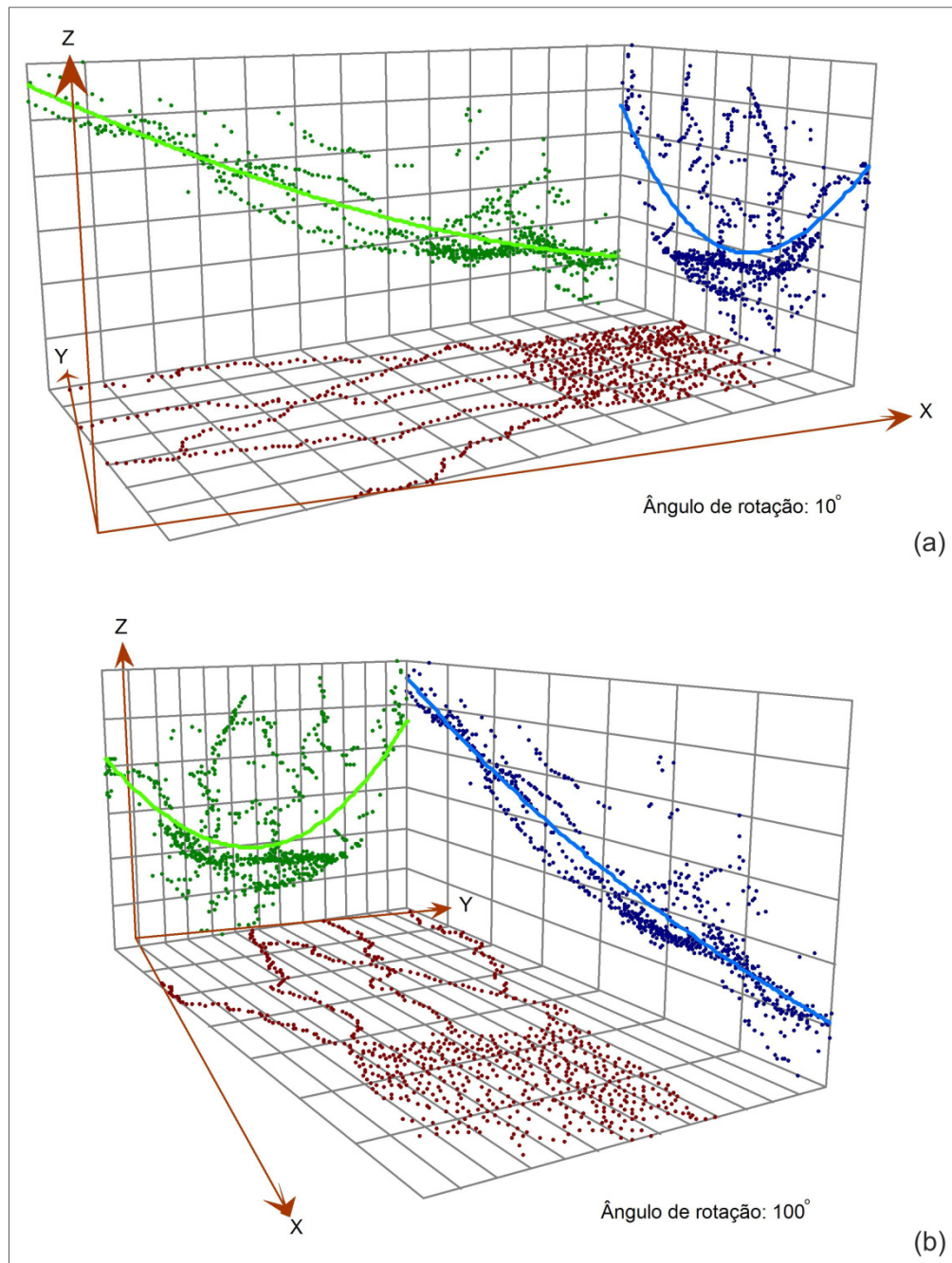


Figura 5.3. Análise de tendência dos dados da anomalia de Bouguer (Ângulo de rotação relativo ao Norte geográfico). (a) Tendência NNE-SSW; (b) Tendência WNW-ESE.

Na análise da amostragem das anomalias magnéticas não foram considerados valores discrepantes significativos, tendo-se optado por manter a amostragem. Na anomalia magnética, com o sensor a 2.5 m de altura ($h_1=2.5$ m), foram identificadas quatro estações com valor inferior a -50 nT e três estações com valor superior a 80 nT. Os primeiros, apesar de surgirem isolados da restante amostragem, ocorrem numa área geográfica contígua definindo uma anomalia negativa bem marcada. Os segundos

ocorrem geograficamente isolados, mas em harmonia com a tendência dos valores dos pontos vizinhos (Figura 5.4). Salienta-se apenas o caso da estação magnética 215 que suscitou dúvidas quanto à sua permanência na amostragem. Esta estação localiza-se entre os plutões de Tábua-Santa Comba Dão (TSCD) e da Serra da Estrela (SE) onde aflora o CXG (Figura 5.4 b). O campo magnético nesta estação é de 88.5 nT, apresentando uma diferença do valor máximo na amostragem total de 4 nT. Este valor ocorre isolado das amostragens vizinhas que apresentam valores na ordem dos 20 nT. No entanto, tendo em atenção a falta de observações na área contígua à estação e a necessidade de realizar uma análise mais aprofundada das possíveis causas da anomalia, nomeadamente considerar a informação geológica (litologia e fracturação) a uma escala local, optou-se por não retirar a estação nesta fase da análise.

Na anomalia magnética, com o sensor a 1.5 m de altura ($h_2=1.5$ m), foram identificadas duas estações com valor inferior a -50 nT e quatro estações com valores superiores a 140 nT. Os primeiros ocorrem na mesma área geográfica já referida no caso do sensor h_1 , enquanto os segundos ocorrem geograficamente isolados, emergindo também em concordância com a tendência dos valores dos pontos vizinhos (Figura 5.5).

Em síntese, os valores de anomalia magnética observados no sensor h_1 encontram-se entre -115.3 e 92.6 nT e no sensor h_2 entre -108.1 e 167.5 nT (Tabela 5.1).

As superfícies das anomalias observadas (gravimétrica e magnética) foram interpoladas pelo método padrão de curvatura mínima. Considerando uma análise grosseira da relação das anomalias observadas com as litologias predominantes na região em estudo, de um modo geral, a variação do valor das anomalias apresenta uma correlação razoável com a fronteira dos corpos graníticos (Figura 5.1 b, Figura 5.4 b e Figura 5.5 b).

A análise estatística das observações de campo magnético apresenta uma amostragem com distribuição assimétrica negativa e leptocúrtica nos dados do sensor h_1 (Figura 5.6) e uma amostragem com distribuição assimétrica positiva e leptocúrtica nos dados do sensor h_2 (Figura 5.7).

A análise de tendência dos dados de magnética (sensor h_1 e h_2) permite identificar a presença de uma tendência global pouco acentuada. Esta tendência apresenta forma em U, sugerindo um melhor ajuste por um polinómio de segundo grau. Foi aplicando um ângulo de rotação (em notação geográfica) para melhor visualizar a direcção das tendências identificadas na amostragem, observando-se no plano N-S uma linha de tendência com direcção NW-SE (Figura 5.8 a) e no plano E-W uma linha de tendência com direcção NNE-SSW (Figura 5.8 b). Tal como no caso da anomalia gravimétrica, na estimação também foi removida a tendência global.

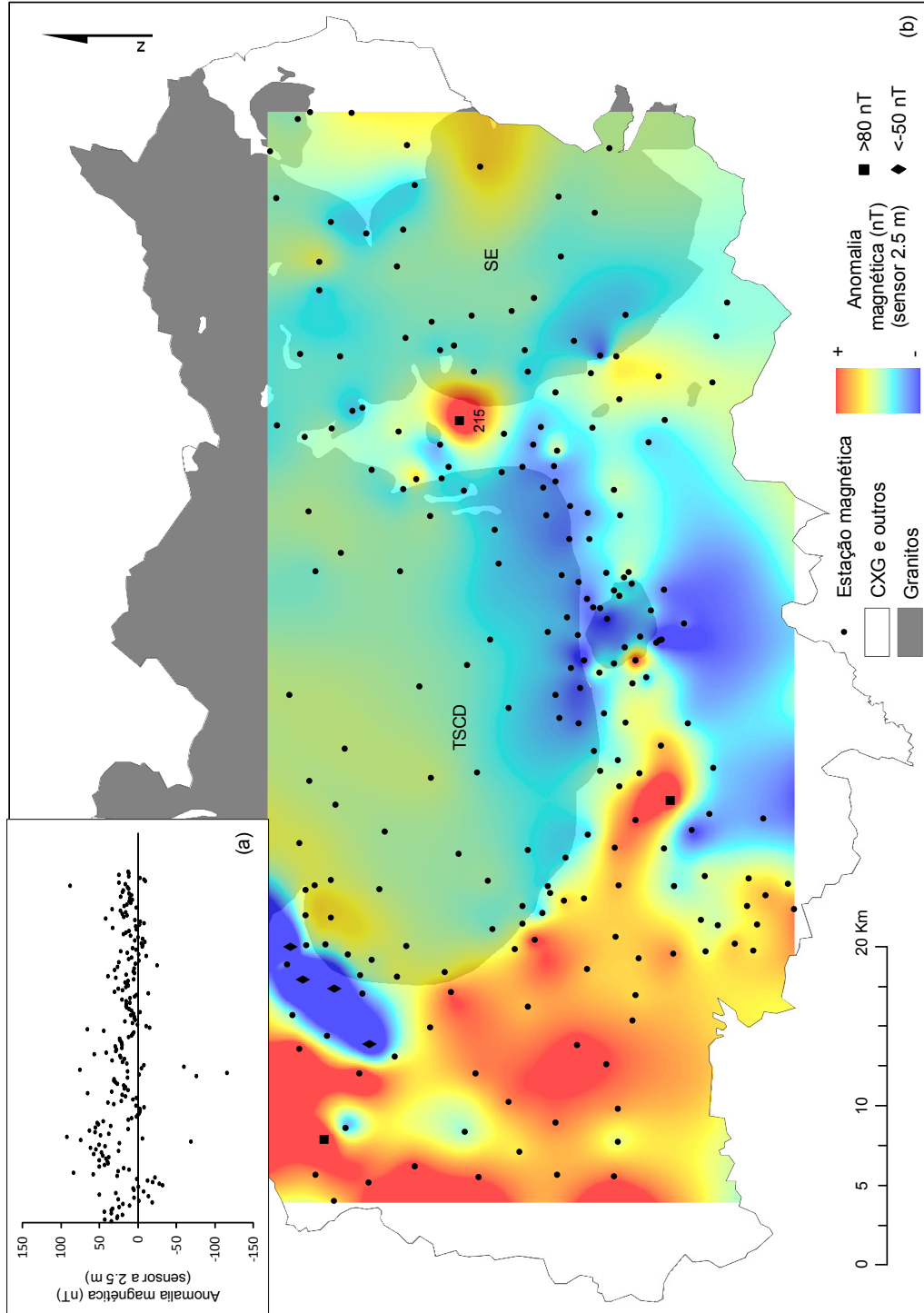


Figura 5.4. Distribuição dos valores da anomalia magnética (sensor $h_1=2.5$ m). (a) Magnitude dos valores da anomalia; (b) Distribuição espacial das observações e sua relação com as litologias predominantes na região (superfície interpolada por curvatura mínima).

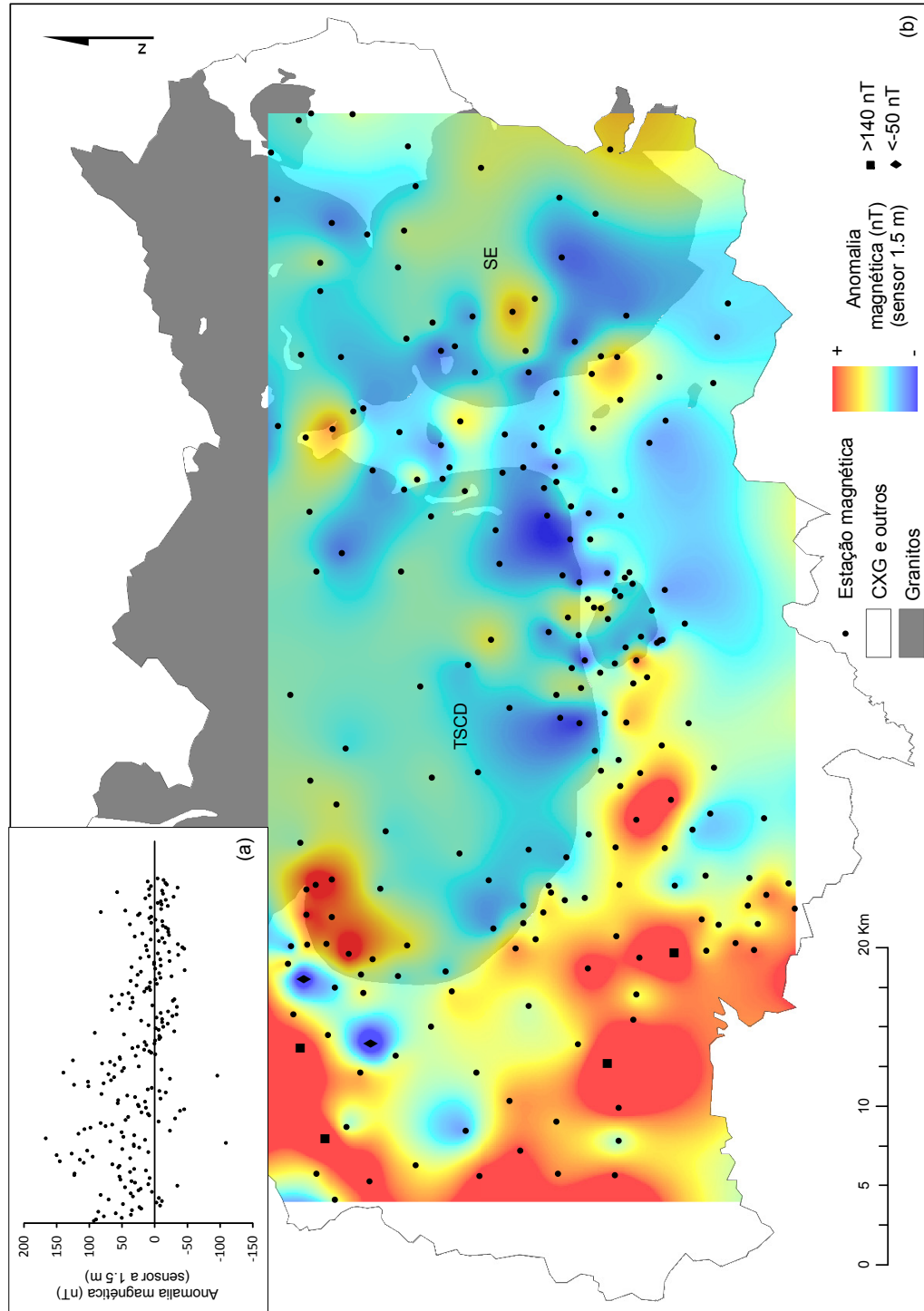


Figura 5.5. Distribuição dos valores da anomalia magnética (sensor $h_2=1.5$ m). (a) Magnitude dos valores da anomalia; (b) Distribuição espacial das observações e sua relação com as litolocias predominantes na região (superfície interpolada por curvatura mínima).

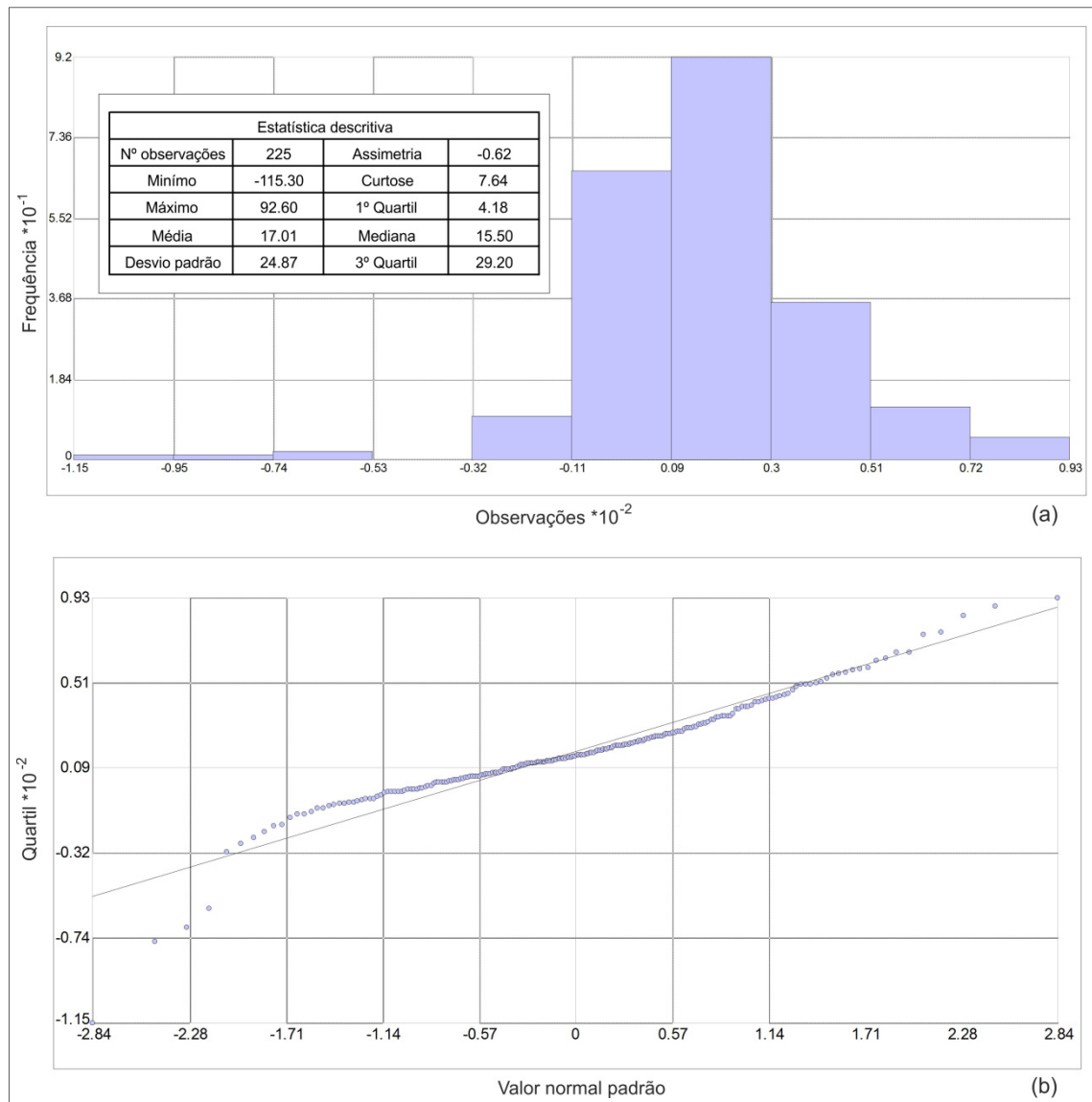


Figura 5.6. Estatística descritiva dos dados da anomalia magnética (sensor $h_1=2.5$ m). (a) Histograma; (b) Diagrama Q-Q normal.

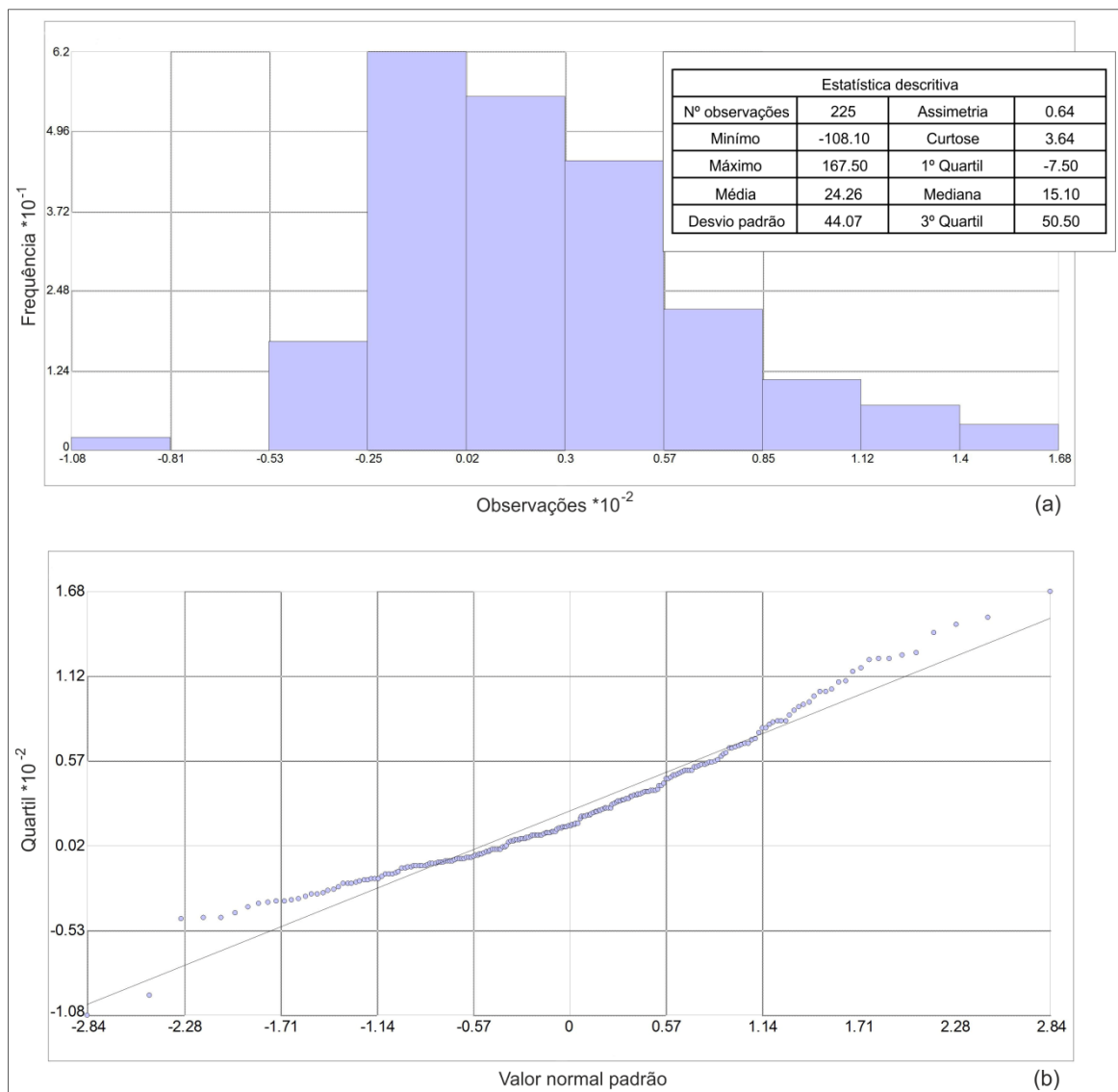


Figura 5.7. Estatística descritiva dos dados da anomalia magnética (sensor $h_2=1.5$ m). (a) Histograma; (b) Diagrama Q-Q normal.

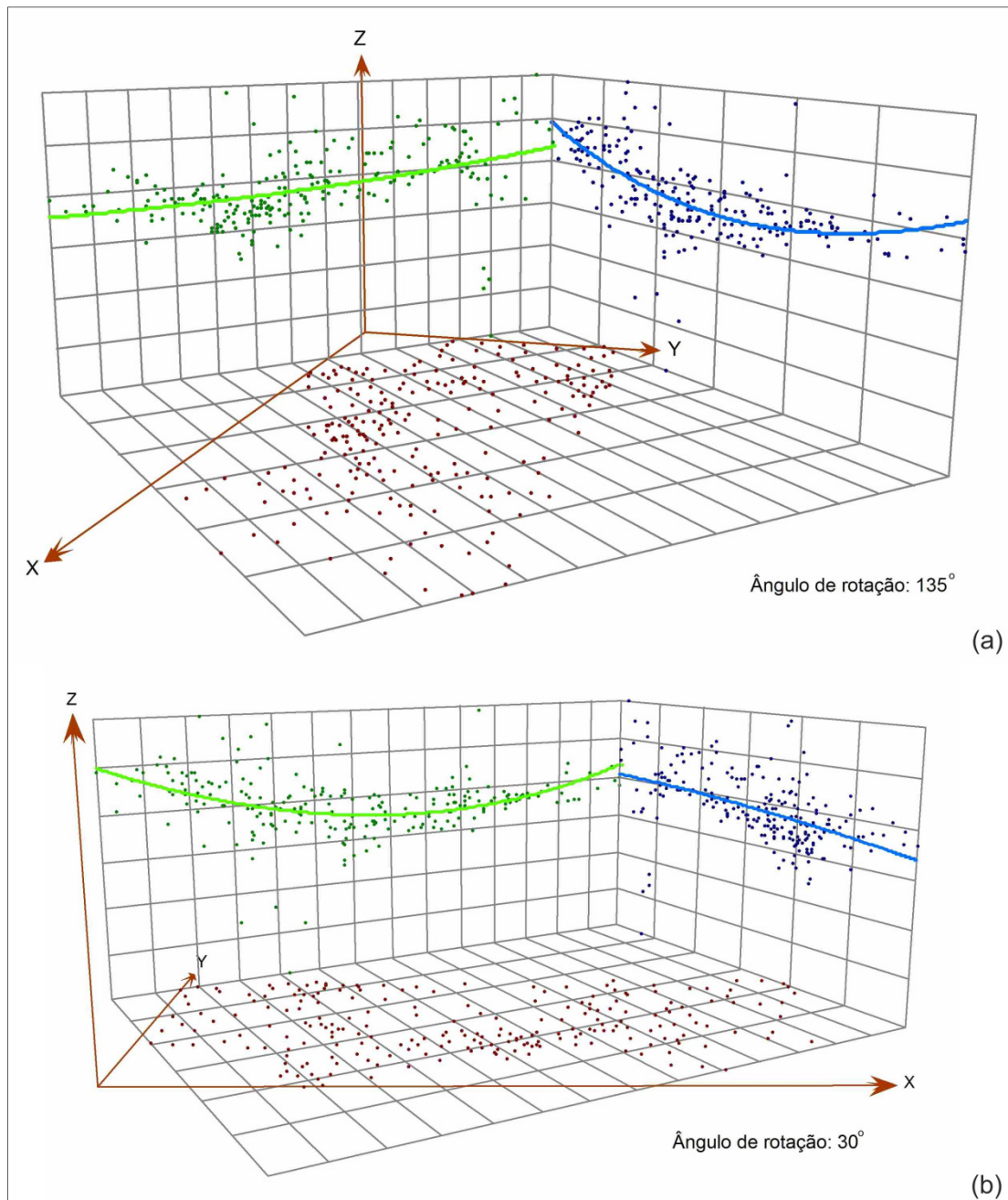


Figura 5.8. Análise de tendência dos dados da anomalia magnética (Ângulo de rotação relativo ao Norte geográfico). (a) Tendência NW-SE; (b) Tendência NNE-SSW.

5.2 Métodos de interpolação espacial

A análise comparativa da resposta de diferentes métodos de interpolação espacial permite escolher o método mais adequado aos dados, obtendo uma representação das anomalias geofísicas o mais realista possível e minimizando o aparecimento de pseudo-anomalias nas superfícies interpoladas.

Na estimação dos dados geofísicos (gravimétricos e magnéticos) foram testados os métodos de interpolação de curvatura mínima, krigagem normal e co-krigagem, utilizando os programas *Oasis montaj* e *ArcGis* (extensão *Geostatistical Analyst*).

5.2.1 Curvatura mínima

O método de curvatura mínima, descrito por Briggs (1974) e Swain (1976), permite uma satisfatória interpolação bidimensional de dados geofísicos. O método de curvatura mínima ajusta uma superfície com a menor curvatura exequível aos dados observados, por iterações sucessivas, originando uma superfície suavizada e mantendo a maior fiabilidade possível aos dados observados (método de interpolação não exacto). Este método apresenta bons resultados em amostragens de observações dispersas e em levantamentos em linha, assim como em dados caracterizados por superfícies suaves e/ou com continuidade entre observações (Geosoft, 2010).

Na interpolação dos dados pelo método de curvatura mínima foram definidos alguns parâmetros de modo a obter um resultado o mais realista possível. Deste modo, procedeu-se ao ajuste do tamanho de célula (px) e da distância de interpolação (di) estabelecidos durante o processo de estimação das superfícies dos dados de gravidade ($px=500$ m e $di=5500$ m) e de magnética ($px=800$ m e $di=8000$ m) (Figura 5.1 b, Figura 5.14, Figura 5.4 b, Figura 5.5 b, Figura 5.19 a e Figura 5.20 a). O ajuste do tamanho da célula e da distância de interpolação depende do espaçamento médio entre observações. O aumento do valor do tamanho da célula permite preencher alguns espaços vazios na superfície interpolada e suaviza o ruído (pois desta forma o algoritmo considera mais pontos por cada nóculo da malha). No entanto o aumento deste valor em excesso pode originar a perda de informação, através da junção de anomalias e/ou o aparecimento de informação menos fiável, como as pseudo-anomalias. O aumento do valor da distância de interpolação permite preencher os restantes espaços vazios. A extensão da superfície interpolada foi ajustada para evitar um distanciamento exagerado relativamente à área amostrada, de modo a manter a fiabilidade dos dados interpolados.

5.2.2 Krigagem

Os modelos geoestatísticos tentam caracterizar a distribuição espacial da grandeza em estudo e avaliar a incerteza, tendo em conta a maior ou menor variabilidade do fenómeno espacial, a qualidade das amostras e observações, o tipo de modelo

geoestatístico escolhido e o maior ou menor grau de conhecimento que se tem do fenómeno (Soares, 2006).

O modelo geoestatístico assume a estacionariedade da média da amostragem da função aleatória. Quer a covariância quer o variograma, são medidas médias da correlação entre duas variáveis aleatórias. A hipótese de estacionariedade pode definir-se como a correlação entre duas variáveis aleatórias, que depende somente da distância espacial entre as variáveis, sendo independente da sua localização. A hipótese de estacionariedade permite inferir o variograma e a covariância, os quais são constituintes fundamentais dos modelos geoestatísticos (Journel & Huijbregts, 1978; Soares, 2006).

A análise estrutural, que consiste na caracterização e quantificação do grau de continuidade espacial e o modo diferencial como a grandeza se dispersa no espaço (anisotropia), sustenta os processos de inferência espacial/estimação e simulação. Em geoestatística, geralmente utiliza-se o elemento estruturante biponto (par de pontos separados por uma distância, designada por *lag size* (h)) para a análise estrutural de uma variável natural. Para diferentes valores da distância h obtém-se o diagrama da representação dos pares de pontos, determinados com base no biponto, que reflecte os principais padrões de continuidade espacial da variável em estudo. Observa-se que à medida que h aumenta a nuvem de pontos torna-se mais dispersa, ou seja, diminui a correlação espacial entre amostragens, até atingir uma distância a partir da qual não existe correlação espacial. O estimador variograma (ou semivariograma) permite medir a continuidade espacial de uma variável $Z(x)$, para vários valores de h , através da síntese das nuvens de pontos segundo a média do quadrado das diferenças entre a variável $z(x)$ e $z(x+h)$ (Soares, 2006).

O variograma é o diagrama de representação de todos os pares de observações da variável em estudo em função dos valores possíveis de h . Este diagrama permite medir a correlação espacial entre observações. O variograma experimental é ajustado a um variograma teórico (em geral os modelos esférico, exponencial, Gaussiano e de potência) estando geralmente condicionado pelo conhecimento que se tem do fenómeno espacial. A continuidade espacial da variável em estudo pode ter um comportamento anisotrópico, quando apresenta um comportamento distinto segundo as diferentes direcções no espaço, ou isotrópico, quando exhibe igual comportamento em todas as direcções (Jacoby & Smilde, 2009).

O estimador de krigagem normal assume que a média da variável aleatória é desconhecida e constante, estabelecendo as funções de ponderação da distância, através da concepção de um variograma experimental (semivariograma) dos dados observados. Este modelo reflecte os principais padrões de continuidade espacial e

variabilidade da amostragem e permite estimar a ponderação atribuída a cada nódulo da malha, propiciando o conhecimento da variável em estudo. A krigagem é geralmente utilizada em dados com distribuição aleatória e em levantamentos em linhas não paralelas e linhas ortogonais (Geosoft, 2010).

O estimador de krigagem normal considera a hipótese de estacionariedade da média da amostragem, sendo o algoritmo mais usado em geoestatística. No entanto existem fenómenos em que os valores do atributo a estimar não têm um comportamento homogéneo dentro da área amostrada. Em situações onde existe um bom conhecimento da tendência (deriva) do fenómeno são aplicados métodos de estimação como a krigagem simples, a krigagem com modelo de deriva e a krigagem com deriva externa (Soares, 2006).

5.2.3 Co-krigagem

A co-krigagem é uma extensão da krigagem que considera dados multivariados, permitindo integrar dados de uma variável subamostrada com dados de outras variáveis secundárias.

O uso do estimador de co-krigagem pode tornar a interpretação de dados geofísicos mais eficiente e económica, quando considerados o custo e a morosidade da recolha de dados geofísicos. Em casos de fraca correlação entre variáveis, a co-krigagem consegue conquistar resultados similares a técnicas tradicionais de interpolação (Kay & Dimitrakopoulos, 2000). Desta forma quando na mesma área de estudo, além da variável primária (subamostrada) a estimar existem dados de uma outra variável secundária, com uma densidade de amostragem superior, e ambas as variáveis apresentam alguma correlação entre si, é proveitoso utilizar o estimador de co-krigagem.

A utilização de uma variável auxiliar através da co-krigagem pode ser vantajosa em relação à krigagem normal da variável principal, especialmente quando a variável principal é subamostrada em relação à variável secundária e ambas as variáveis estão correlacionadas. Em situações em que a variável secundária é sobreabundante em relação ao número de observações da variável primária, a co-krigagem pode apresentar problemas de instabilidade na resolução do sistema de equações decorrentes do excesso de informação da variável secundária. Uma forma de solucionar este problema é considerar apenas o valor da variável secundária que está localizado no ponto a estimar, denominando-se neste caso por co-krigagem co-localizada (Soares, 2006).

5.3 Análise estrutural e estimação dos dados de gravidade

Em conformidade com o princípio de autocorrelação espacial, em que as coisas mais próximas tendem a ser mais semelhantes que as coisas mais afastadas, a análise do variograma demonstra a dissemelhança nos valores à medida que a distância h aumenta segundo determinada direcção. A variação gradual dos valores próximo à origem do variograma indica uma elevada autocorrelação espacial, a qual diminui à medida que nos afastamos da origem até atingir o patamar, a partir do qual as observações deixam de estar espacialmente correlacionadas. Este patamar corresponde a uma distância dentro da qual as observações estão espacialmente correlacionadas, designada por amplitude. O efeito de pepita representa o erro de medição e/ou variações de pequena escala que não são detectadas na amostragem.

Na estimação foram testados diversas combinações de parâmetros de forma a obter o melhor resultado possível. Foram testados a presença e ausência de anisotropia, diferentes tipos de variograma e variogramas combinados, vários valores de h , variação do número de pontos vizinhos e raio de pesquisa usados na estimação, entre outros. Os principais parâmetros definidos na estimação por krigagem e co-krigagem, inclusive os parâmetros associados ao variograma (amplitude, patamar, pepita), são enumerados na Tabela 5.2.

Tabela 5.2. Principais parâmetros definidos na estimação pelos métodos de krigagem e co-krigagem e respectiva designação de cada mapa de previsão criado.

Método de interpolação	Mapa de previsão	Remover tendência global	Anisotropia	Parâmetros do variograma					Nº vizinhos (min 2)
				Tipo	h (m)	Amplitude max	Patamar parcial	Pepita	
Krigagem normal	BOK	Nenhuma	Isotrópica	Esférico	4823	56755.30	450.87	0.00	5
	BOKisoglo	2ª ordem	Isotrópica	Esférico	400	3839.35	24.05	17.92	5
	BOKanisoglo	2ª ordem	Anisotrópica	Esférico	400	4705.71	24.20	18.01	5
Co-krigagem	BCOKanisogloLm	2ª ordem	Anisotrópica	Esférico	400	4741.31	29.35	16.10	5
	BCOKlocanisogloLv	2ª ordem	Anisotrópica	Esférico	400	4741.31	22.77	20.65	5
	BCOKlocanisogloMv	2ª ordem	Anisotrópica	Esférico	400	4741.31	22.80	20.30	5
	BCOKanisogloMv	2ª ordem	Anisotrópica	Esférico	400	4741.31	23.20	19.79	5
	BCOKlocanisogloLmMv	2ª ordem	Anisotrópica	Esférico	400	4741.31	34.60	13.20	5
	BCOKlocanisogloLvMv	2ª ordem	Anisotrópica	Esférico	400	4741.31	22.77	20.65	5

A cada mapa de previsão criado foi atribuída uma designação consoante a combinação de parâmetros definidos no modelo. Deste modo na estimação por krigagem normal o mapa de previsão BOK refere-se a parâmetros calculados automaticamente para um variograma esférico, os mapas BOKisoglo e BOKanisoglo referem-se a um variograma esférico com $h=400$ m, sem e com anisotropia, respectivamente. Os mapas de previsão BCOK foram estimados por co-krigagem, onde a variável primária são os valores de gravidade (anomalia de Bouguer) e a variável secundária são os valores da anomalia magnética e/ou a litologia da área em estudo. Os mapas de previsão BCOKloc foram estimados por co-krigagem co-localizada, neste caso a localização da amostragem da variável primária e da variável secundária são coincidentes (Tabela 5.3).

Tabela 5.3. Variáveis utilizadas na estimação por co-krigagem dos mapas de previsão da anomalia de Bouguer.

Método de interpolação	Mapa de previsão	Variáveis de co-krigagem
Co-krigagem	BCOKanisogloLm	Co-krigagem: Litologia (matricial)
	BCOKlocanisogloLv	Co-krigagem co-localizada: Litologia (vectorial)
	BCOKlocanisogloMv	Co-krigagem co-localizada: Magnética (vectorial)
	BCOKanisogloMv	Co-krigagem: Magnética (vectorial)
	BCOKlocanisogloLmMv	Co-krigagem co-localizada: Litologia (matricial) e Magnética (vectorial)
	BCOKlocanisogloLvMv	Co-krigagem co-localizada: Litologia e Magnética (vectorial)

A escolha do método de interpolação mais adequado para criar a superfície da variável em estudo implica uma validação. A partir dos resultados é fundamental avaliar o que é consequência dos dados e o que é produto do modelo aplicado. A validação realizada considera duas subamostras de 50% da amostra total. Uma amostra de treino, usada para criar a superfície de previsão, e uma amostra de teste, utilizada para avaliar o modelo criado por comparação com os valores observados da variável. Na validação são calculados vários estatísticos que facilitam a escolha do melhor método e/ou parâmetros estabelecidos no variograma (Tabela 5.4). Os parâmetros estatísticos determinados na validação são: média e desvio padrão do erro (μ_{EM} e σ_{EM}), média do erro padrão (μ_{EP}), média e desvio padrão do erro padronizado médio (μ_{EPM} e σ_{EPM}).

Tabela 5.4. Parâmetros estatísticos determinados na validação.

Método de interpolação	Mapa de previsão	Erros de estimação						
		Erro médio (EM)		Erro padrão (EP)	Erro padronizado médio (EPM)		$(\sigma_{EM}-\mu_{EP})$	$(1-\sigma_{EPM})$
		μ_{EM}	σ_{EM}	μ_{EP}	μ_{EPM}	σ_{EPM}		
Krigagem normal	BOK	-0.046	5.790	3.175	-0.047	1.976	2.61	-0.98
	BOKisoglo	-0.094	5.928	4.801	-0.029	1.257	1.13	-0.26
	BOKanisoglo	0.023	5.856	4.577	-0.006	1.312	1.28	-0.31
Co-krigagem	BCOKanisogloLm	-0.059	5.999	4.265	-0.028	1.453	1.73	-0.45
	BCOKlocanisogloLv	-0.256	6.118	4.756	-0.060	1.302	1.36	-0.30
	BCOKlocanisogloMv	-0.207	6.067	4.785	-0.048	1.288	1.28	-0.29
	BCOKlocanisogloLmMv	-0.192	6.044	4.363	-0.054	1.426	1.68	-0.43
	BCOKlocanisogloLvMv	-0.281	6.041	4.754	-0.064	1.291	1.29	-0.29

Em geral o melhor modelo cumpre alguns pressupostos que asseguram a validade dos erros de estimação, os quais são enumerados em seguida.

- Os erros dos valores estimados, média do erro e média do erro padronizado médio, devem ser próximos de zero, para que os erros de estimação sejam não enviesados.

- O valor da previsão deve ser o mais próximo possível do valor observado. Para tal quanto menor for o desvio padrão do erro melhor será a previsão.

- Sempre que o valor da média do erro padrão é próximo ao desvio padrão do erro, o utilizador está a avaliar correctamente a variabilidade na previsão. No entanto quando a média do erro padrão é superior ou inferior ao desvio padrão do erro, tal indica que o utilizador está sobrestimar ou subestimar a variabilidade na previsão.

- O desvio padrão do erro padronizado médio deve ser próximo de um. Se o desvio padrão do erro padronizado médio é superior ou inferior a um, o utilizador está a subestimar ou sobrestimar a variabilidade na previsão (ArcGis, 2001).

Na Tabela 5.4 são apresentados os melhores resultados dos erros de estimação resultantes da validação, consoante os vários modelos de previsão testados. O mapa BOKisoglo apresenta os melhores resultados estatísticos de acordo com os pressupostos anteriormente enunciados. No entanto, os mapas de previsão BCOKlocanisogloMv e BCOKlocanisogloLvMv também apresentam resultados aceitáveis, considerando que o método de co-krigagem é vantajoso em relação à krigagem normal, pois considera informação complementar da área em estudo. Pela análise dos erros de estimação pode-se verificar que, em geral, o desvio padrão do erro é superior à média do erro padrão e o

desvio padrão do erro padronizado médio é superior a um, logo haverá uma subestimação da variabilidade na previsão.

Tendo por base os resultados da validação procede-se à interpolação dos dados da amostra total, segundo o método ou métodos que obtiveram os melhores resultados estatísticos e parecem estar melhor adaptados à variável em estudo. A superfície de previsão da anomalia é posteriormente avaliada por validação cruzada, a qual permite estimar a autocorrelação do modelo (Tabela 5.5).

Tabela 5.5. Parâmetros estatísticos (média e desvio padrão do erro médio) determinados na validação cruzada das superfícies da anomalia de Bouguer estimadas por curvatura mínima, krigagem normal e co-krigagem.

Método de interpolação	Mapa de previsão	Erro médio (EM)	
		μ_{EM}	σ_{EM}
Curvatura mínima	BCM	0.002	2.180
Krigagem normal	BOK	0.026	5.054
	BOKisoglo	-0.003	5.082
	BOKanisoglo	-0.006	5.064
Co-krigagem	BCOKanisogloLm	-0.049	5.287
	BCOKlocanisogloLv	-0.004	5.475
	BCOKlocanisogloMv	-0.004	5.377
	BCOKanisogloMv	-0.013	5.162
	BCOKlocanisogloLmMv	-0.025	5.286
	BCOKlocanisogloLvMv	-0.004	5.532

O procedimento de validação cruzada aplicado baseia-se em retirar uma amostra do conjunto total de dados e estimar o seu valor usando as restantes amostras. Pela comparação do valor estimado e o valor observado calculam-se alguns estatísticos básicos, com o intuito de aferir a qualidade do modelo (Soares, 2006). Desta forma avalia-se o ajuste do modelo estimado e decide-se qual o método de interpolação que atinge maior precisão no processo de estimação.

A análise dos erros de estimação provenientes da validação cruzada, para os modelos de previsão escolhidos, mostra que os mapas estimados por curvatura mínima (BCM) e krigagem normal (BOKisoglo) apresentam valores da média do erro inferiores (próximo a zero). Os mapas estimados por co-krigagem (BCOKlocanisogloLv, BCOKlocanisogloMv e BCOKlocanisogloLvMv) também apresentam um valor de média do erro aceitável (0.004 mgal). O valor do desvio padrão do erro é menor na superfície

interpolada por curvatura mínima (2.2 mgal), sendo 5.1 mgal nos mapas estimados por krigagem normal e variando entre 5.2 e 5.5 mgal na estimação por co-krigagem.

No entanto, os resultados satisfatórios da validação cruzada para um dado modelo não implicam necessariamente que estamos perante o modelo mais adequado ao fenómeno em estudo. O conhecimento especializado da variável em estudo é sempre imprescindível para obter os melhores resultados.

O modelo do variograma deve reflectir os principais padrões de continuidade espacial/variabilidade do conjunto de amostras e propiciar o conhecimento do fenómeno em estudo. Por esta razão, muitas vezes, é preferível condicionar o ajustamento de um variograma a um dado modelo tendo em conta o conhecimento pericial do recurso em estudo do que condicioná-lo a resultados estatísticos provenientes de ajustamentos de mínimos quadrados (Soares, 2006).

Na estimação por krigagem normal optou-se por apresentar três mapas de previsão da anomalia de Bouguer: BOK (parâmetros calculados automaticamente para um variograma esférico), BOKisoglo (sem anisotropia) e BOKanisoglo (com anisotropia) (Figura 5.9).

No ajustamento do semivariograma considerou-se um variograma teórico esférico. A distância h foi definida em 400 m, esta menor distância permite obter melhor detalhe ao nível das variações locais. O valor de h foi estabelecido com base no intervalo médio de amostragem da variável em estudo e nos resultados demonstrados pelos menores erros de previsão determinados no processo de validação. No mapa BOKanisoglo considerou-se a influência direcciona (anisotropia) inferida no variograma, após a remoção da tendência global. A amplitude máxima e mínima são 4705.7 m e 3255.1 m, respectivamente. Estas amplitudes definem os eixos da elipse, orientada segundo N70°, a qual define a configuração dos pontos usados na estimação.

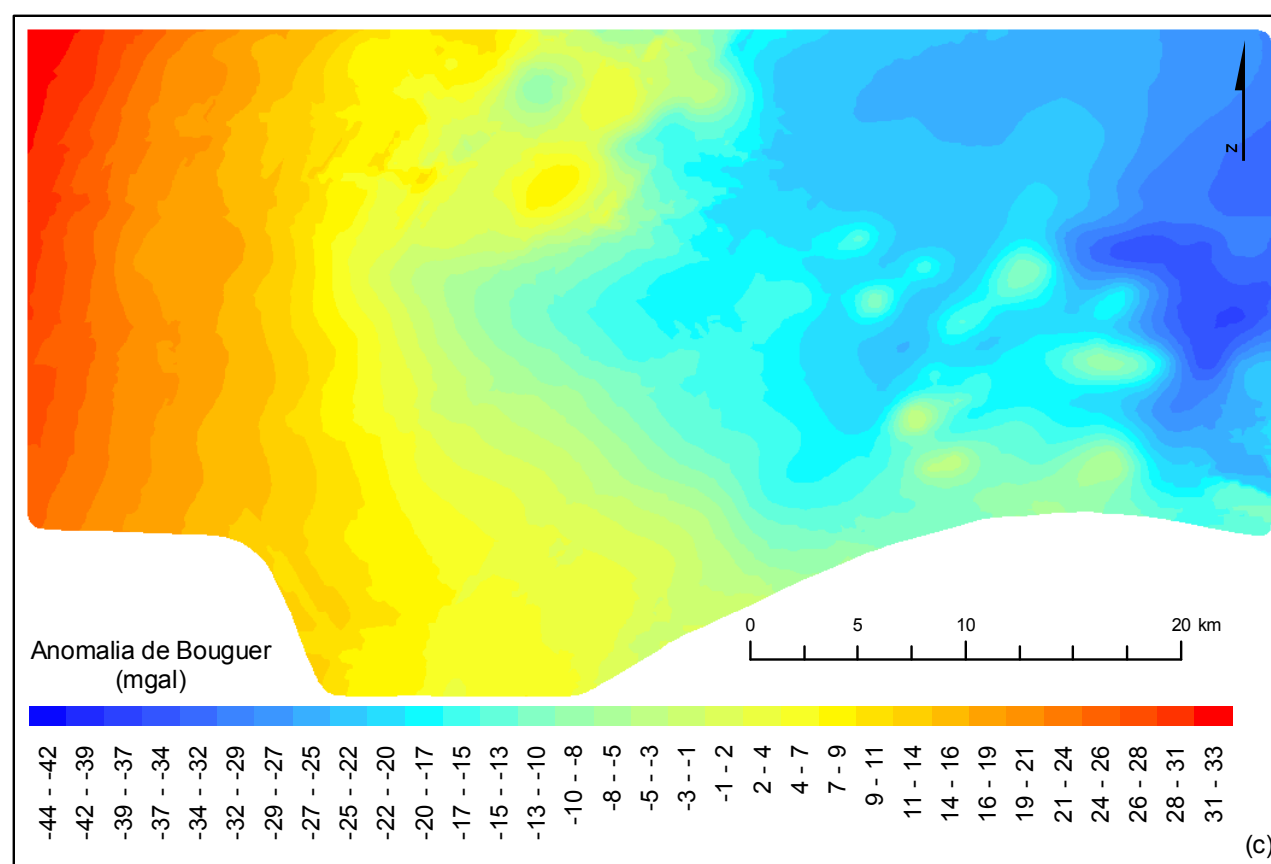
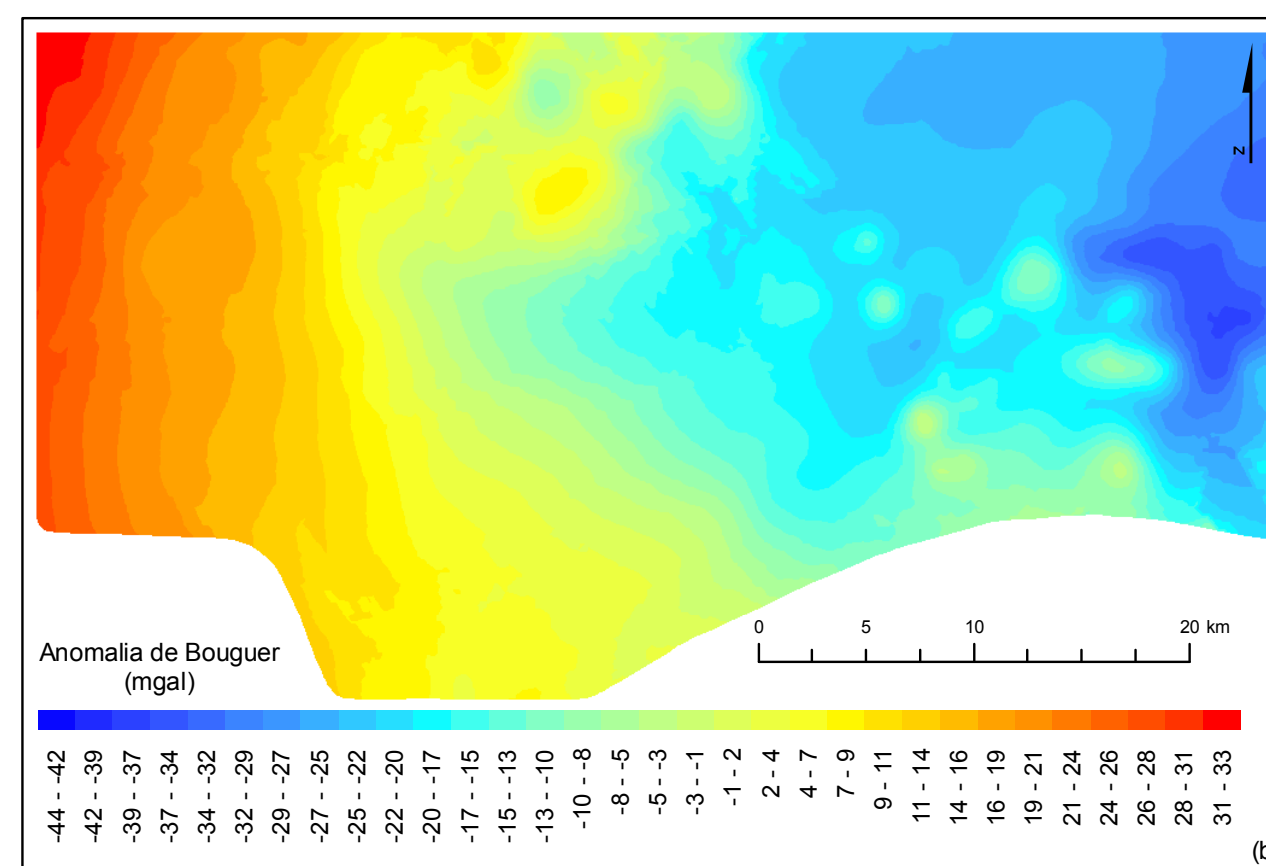
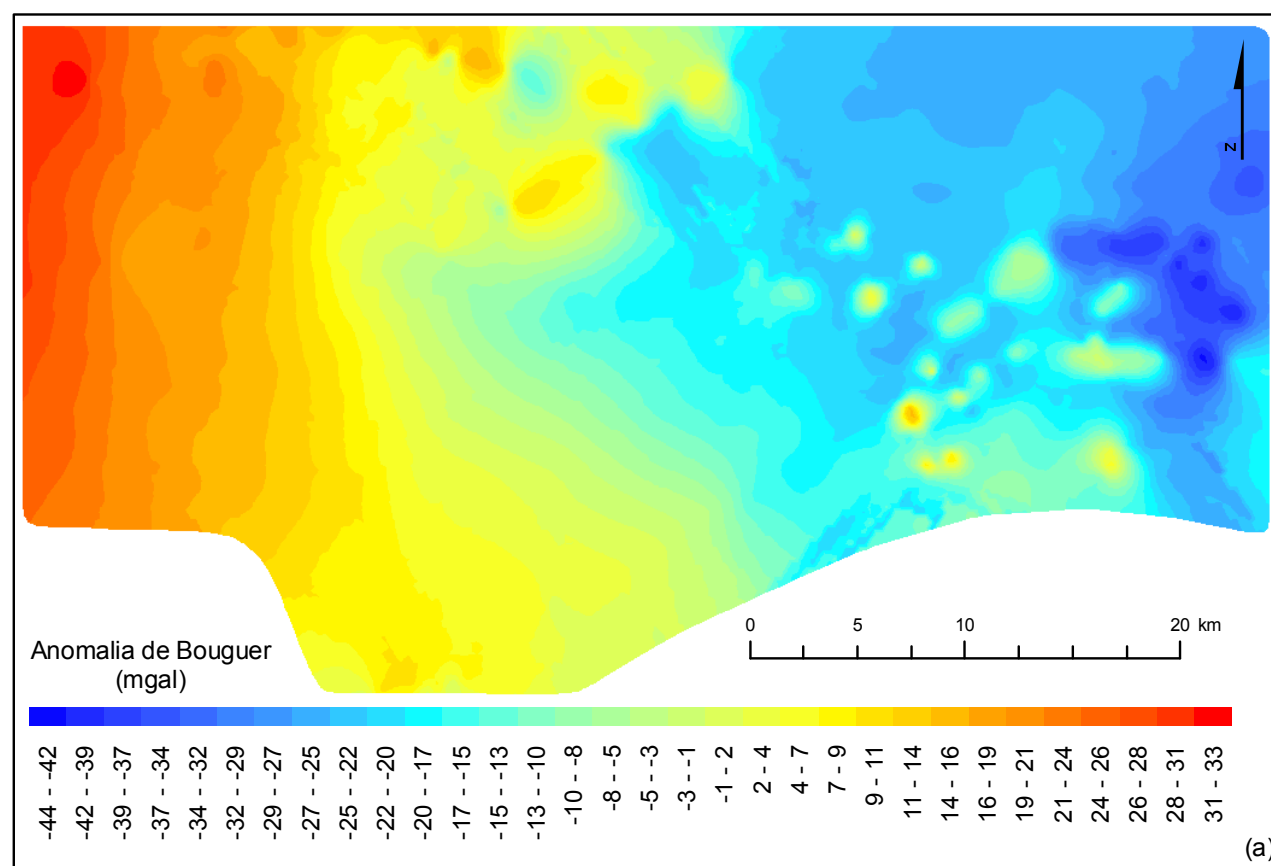


Figura 5.9. Mapas de previsão da anomalia de Bouguer estimados por krigagem normal.

(a) BOK; (b) BOKisoglo; (c) BOKanisoglo.

Em geral, em todos os mapas estimados podem-se reconhecer as principais anomalias gravimétricas. Nas superfícies estimadas por curvatura mínima (BCM) e krigagem normal (BOK) identificam-se anomalias análogas, sendo evidente a maior suavização das isolinhas no mapa BCM (Figura 5.9 a e Figura 5.14). Na comparação dos mapas BOKisoglo e BOKanisoglo salienta-se a tendência geral NE-SW identificada no mapa onde é considerada a anisotropia (Figura 5.9 b, c).

Na estimação por co-krigagem foram processados seis mapas de previsão considerando diferentes combinações de variáveis (Tabela 5.3 e Figura 5.13).

Dada a natureza dipolar da variável secundária anomalia magnética, estes valores carecem de um pré-processamento, a aplicação do operador de redução ao pólo magnético, de forma a ser possível avaliar a correlação entre as duas variáveis monopulares (valores de gravidade e de campo magnético reduzido ao pólo).

A análise estatística da anomalia magnética reduzida ao pólo (sensor $h_1=2.5$ m) apresenta uma amostragem com distribuição assimétrica negativa e leptocúrtica. Os valores de anomalia magnética observados no sensor h_1 após a redução ao pólo magnético encontram-se entre -102.4 e 89.0 nT (Figura 5.10). A análise de tendência destes dados permite identificar a presença de uma tendência global suave, caracterizada pelas mesmas direcções identificadas nos dados magnéticos antes da redução ao pólo magnético (Figura 5.8).

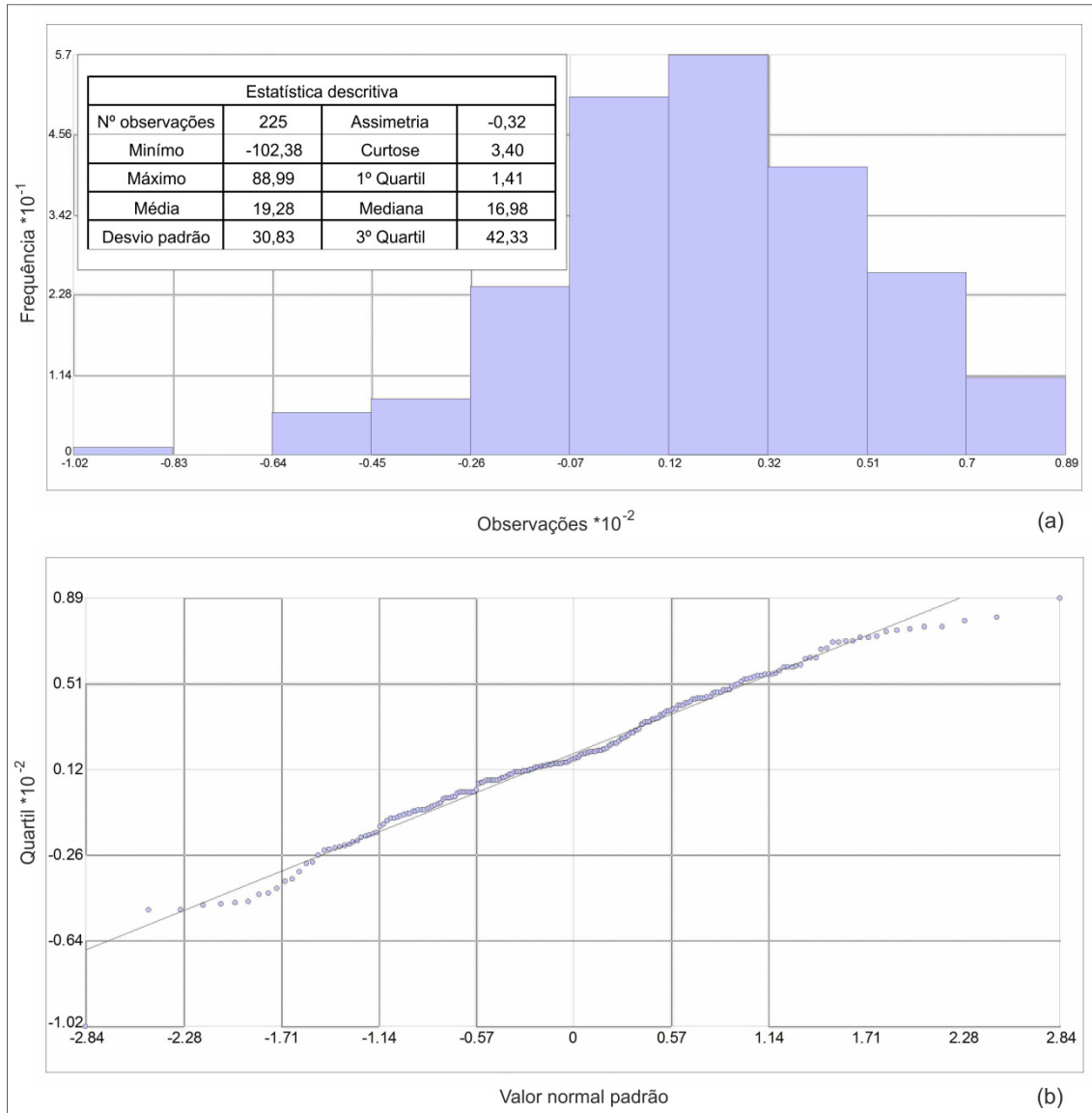


Figura 5.10. Estatística descritiva dos dados da anomalia magnética reduzida ao pólo (sensor $h_1=2.5$ m). (a) Histograma; (b) Diagrama Q-Q normal.

Antes da aplicação do estimador de co-krigagem procedeu-se à avaliação da correlação entre a variável primária e as variáveis secundárias. O coeficiente de correlação (ρ) entre a anomalia de Bouguer (variável primária) e a anomalia magnética reduzida ao pólo é $\rho = 0.32$, indicando um grau de correlação fraco de direcção positiva (Figura 5.11).

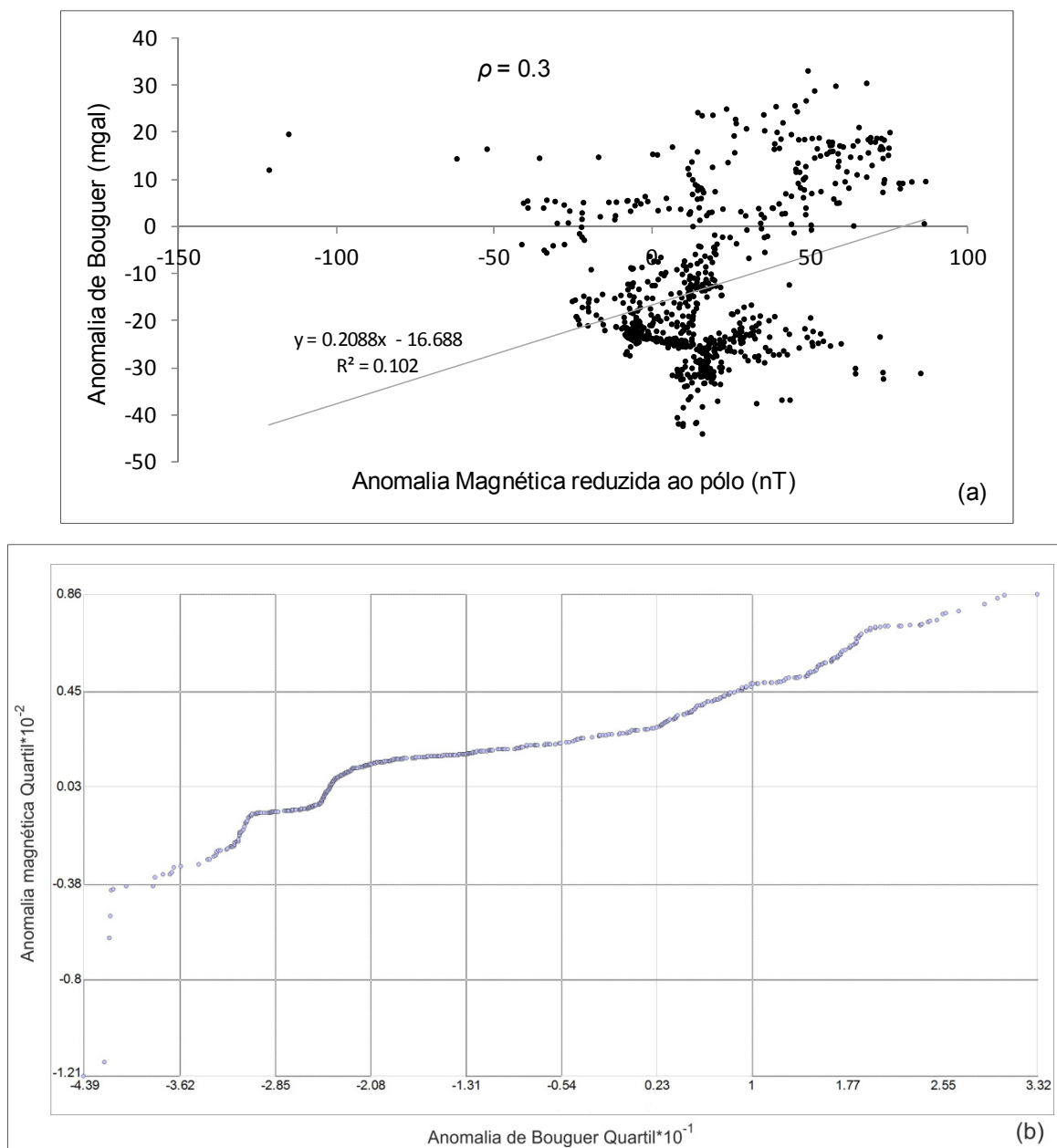
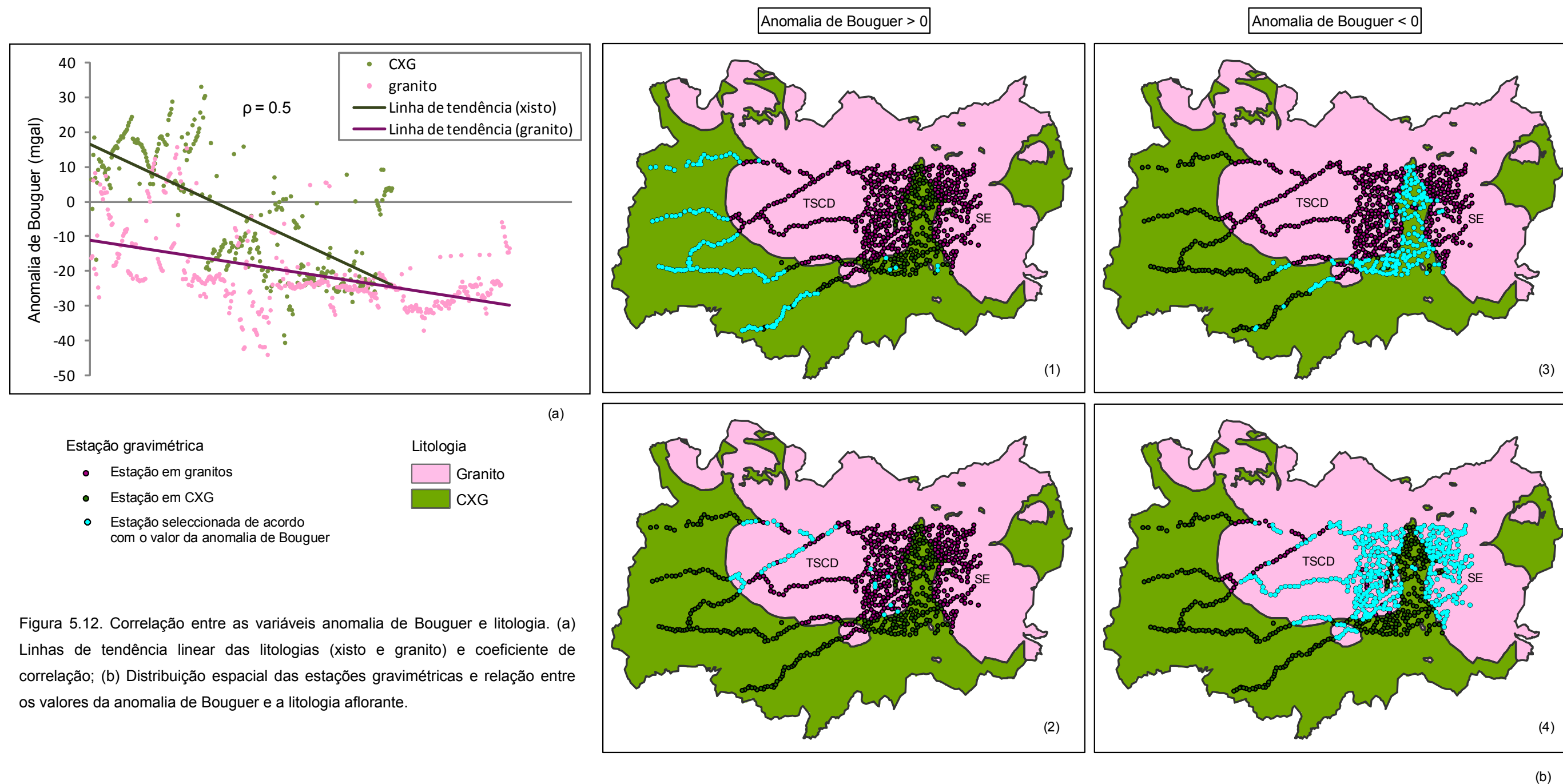


Figura 5.11. Correlação entre as variáveis anomalia de Bouguer e anomalia magnética reduzida ao pólo. (a) Linha de tendência linear e coeficiente de correlação (ρ); (b) Diagrama Q-Q geral.

As variáveis anomalia de Bouguer e litologia apresentam um grau de correlação moderado de direcção positiva, com um coeficiente de correlação de $\rho = 0.51$ (Figura 5.12 a). Os valores da anomalia de Bouguer positivos e mais elevados estão maioritariamente associados a zonas onde aflora o CXG (Figura 5.12 a, b1). No entanto ocorrem alguns valores positivos da anomalia de Bouguer localizados em regiões graníticas (TSCD) (Figura 5.12 b2). Tal situação poderá ser sustentada por diversas razões: uma menor espessura dos corpos graníticos nesta região, a distribuição da amostragem das estações de gravidade, entre outras. A direcção dos perfis gravimétricos

poderá coincidir com a direcção preferencial das massas filonianas abundantes na região, que terão influenciado o valor da observação, ou alguns pontos de amostragem dispersos podem situar-se em zonas onde afloram pequenas manchas do CXG e/ou complexo xisto-migmatítico (Ver 2.3.2. e 2.3.5 no capítulo do Enquadramento). Os valores da anomalia de Bouguer negativos relacionam-se em geral com as zonas graníticas (Figura 5.12 a, b4), com excepção da área onde aflora o CXG entre os plutões graníticos de Tábua-Santa Comba Dão e Serra da Estrela (Figura 5.12 a, b3). A causa dos valores negativos da anomalia de Bouguer na área onde aflora o CXG pode relacionar-se com uma menor espessura das formações do CXG nesta região e/ou com a presença de granito subjacente ao CXG.



Nos mapas estimados por co-krigagem (BCOKanisogloMv) e co-krigagem co-localizada (BCOKlocanisogloMv) considerando como variável secundária os valores de anomalia magnética, verifica-se a presença das anomalias principais. O valor da média do erro médio é inferior na co-krigagem co-localizada (Tabela 5.5 e Figura 5.13 a, b).

Na estimação por co-krigagem, considerando a variável secundária a litologia em formato matricial (BCOKanisogloLm), observa-se a delimitação abrupta dos contactos geológicos. No entanto, considerando a co-krigagem co-localizada com a variável litologia em formato vectorial (BCOKlocanisogloLv), as anomalias manifestam uma delimitação litológica gradual, com uma correlação razoável entre as anomalias gravimétricas e os limites litológicos cartografados. Este mapa de previsão apresenta um melhor resultado tanto nos erros de estimação como no aspecto visual (Figura 5.13 c, d). Comparando os mapas BCOKlocanisogloMv e BCOKlocanisogloLv (Figura 5.13 b, d), pode-se observar a presença das principais anomalias. No entanto é evidente a influência da variável secundária litologia (BCOKlocanisogloLv), que apresenta um maior coeficiente de correlação com a variável principal. Como exemplo saliento as zonas do plutonito de Avô e a zona onde aflora o CXG entre os plutões de TSCD e SE (Figura 5.15 a, b).

Nos mapas de previsão estimados com duas variáveis secundárias, a anomalia magnética e a litologia, verifica-se um menor erro de estimação no mapa com ambas as variáveis secundárias em formato vectorial (BCOKlocanisogloLvMv) (Figura 5.13 e, f, Figura 5.15 c, Tabela 5.4 e Tabela 5.5).

A comparação entre a estimação por co-krigagem e por krigagem normal deu resultados equiparáveis. Tal estará relacionado com o grau de correlação entre as variáveis principal e secundária não ser superior (correlação fraca a moderada). No entanto os resultados estatísticos são melhores na cokrigagem, obtendo-se erros de estimação inferiores na co-krigagem co-localizada. Os resultados estatísticos dos mapas de previsão BCOKlocanisogloLv, BCOKlocanisogloMv e BCOKlocanisogloLvMv são similares (Tabela 5.5).

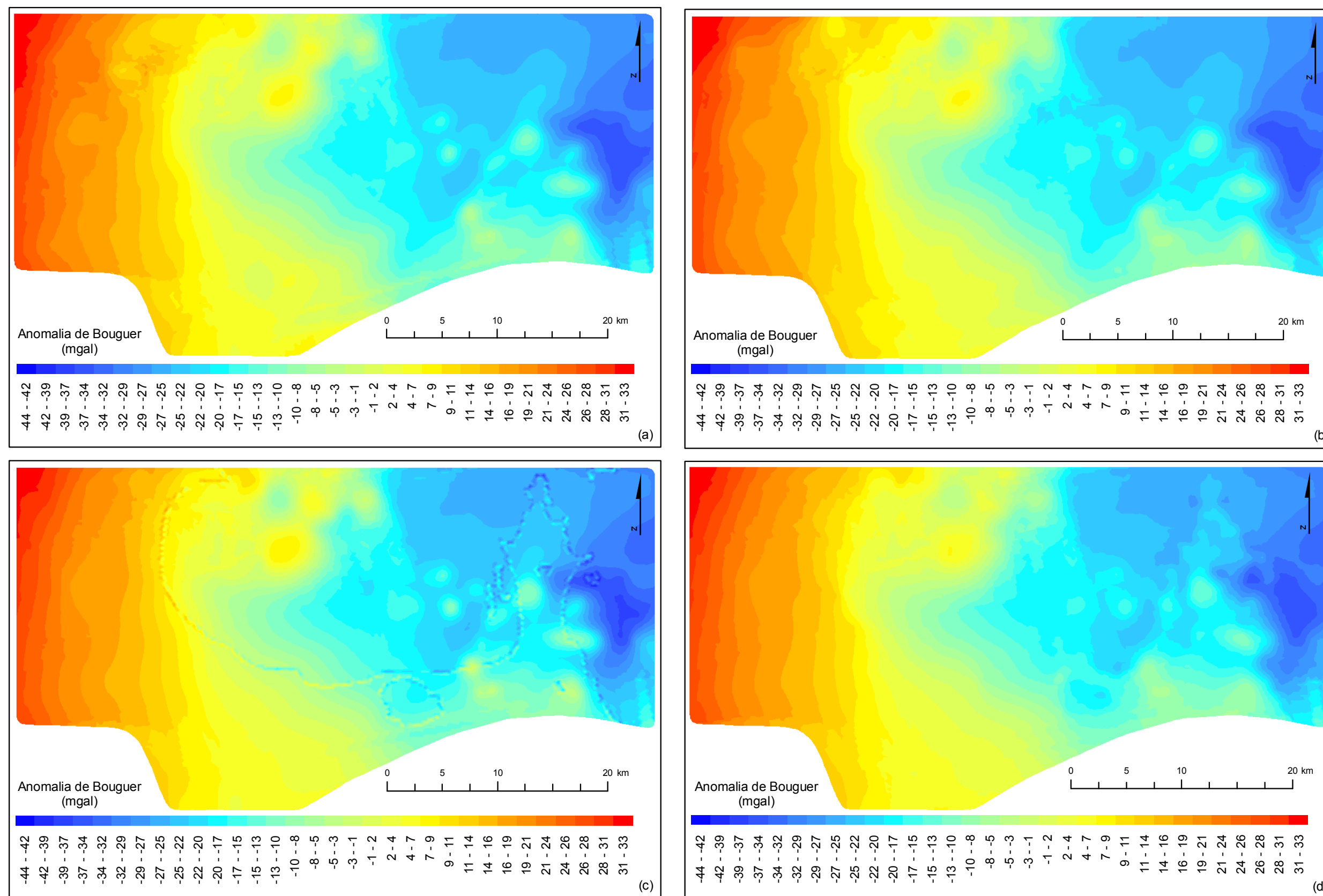


Figura 5.13. Mapas de previsão da anomalia de Bouguer estimados por co-krigagem. (a) BCOKanisogloMv; (b) BCOKlocanisogloMv; (c) BCOKanisogloLm; (d) BCOKlocanisogloLv; (e) BCOKlocanisogloLmMv; (f) BCOKlocanisogloLvMv.

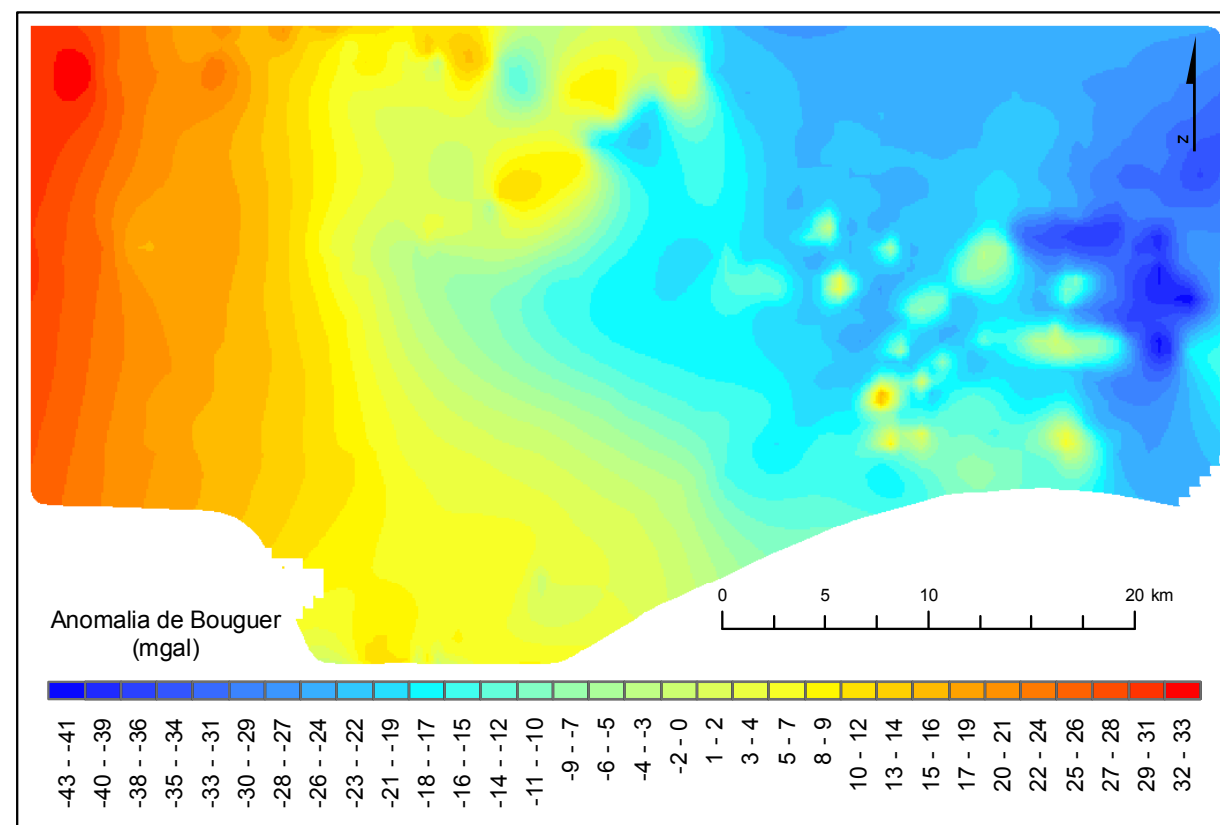
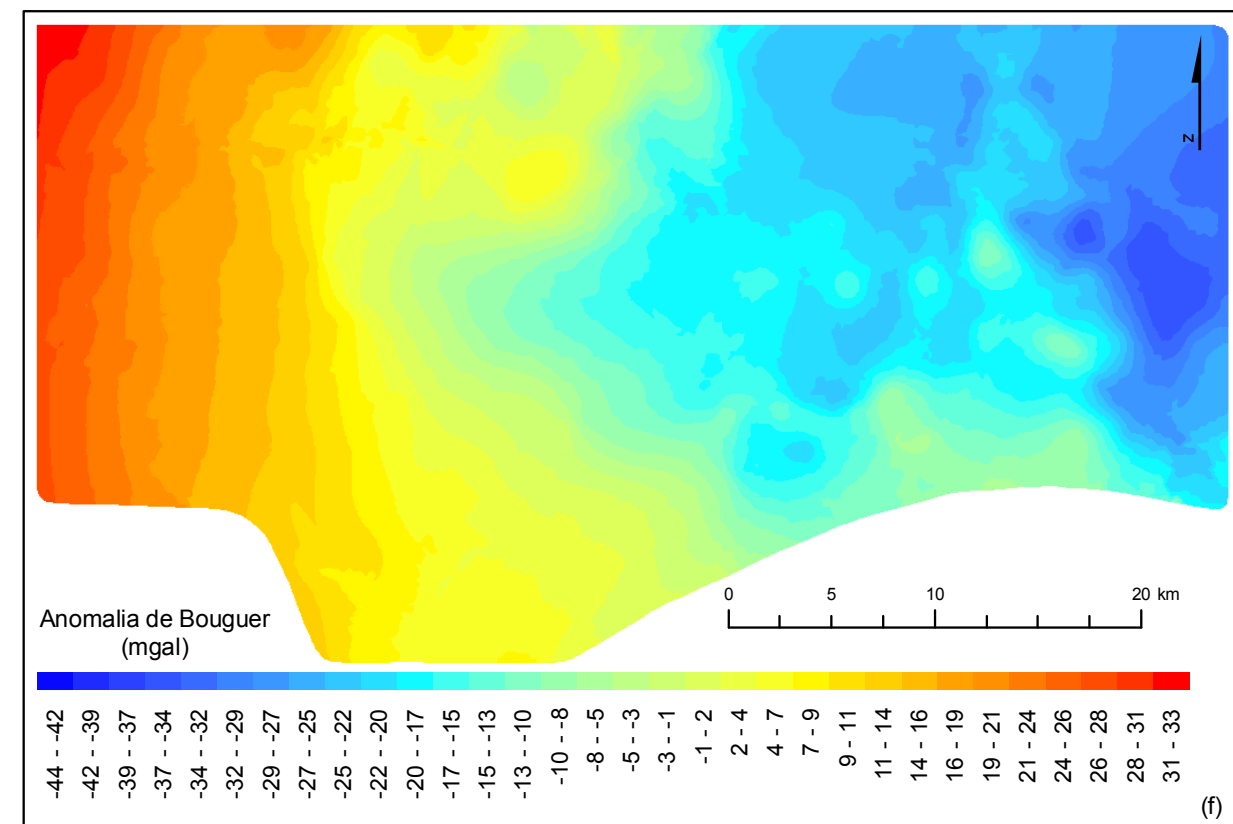
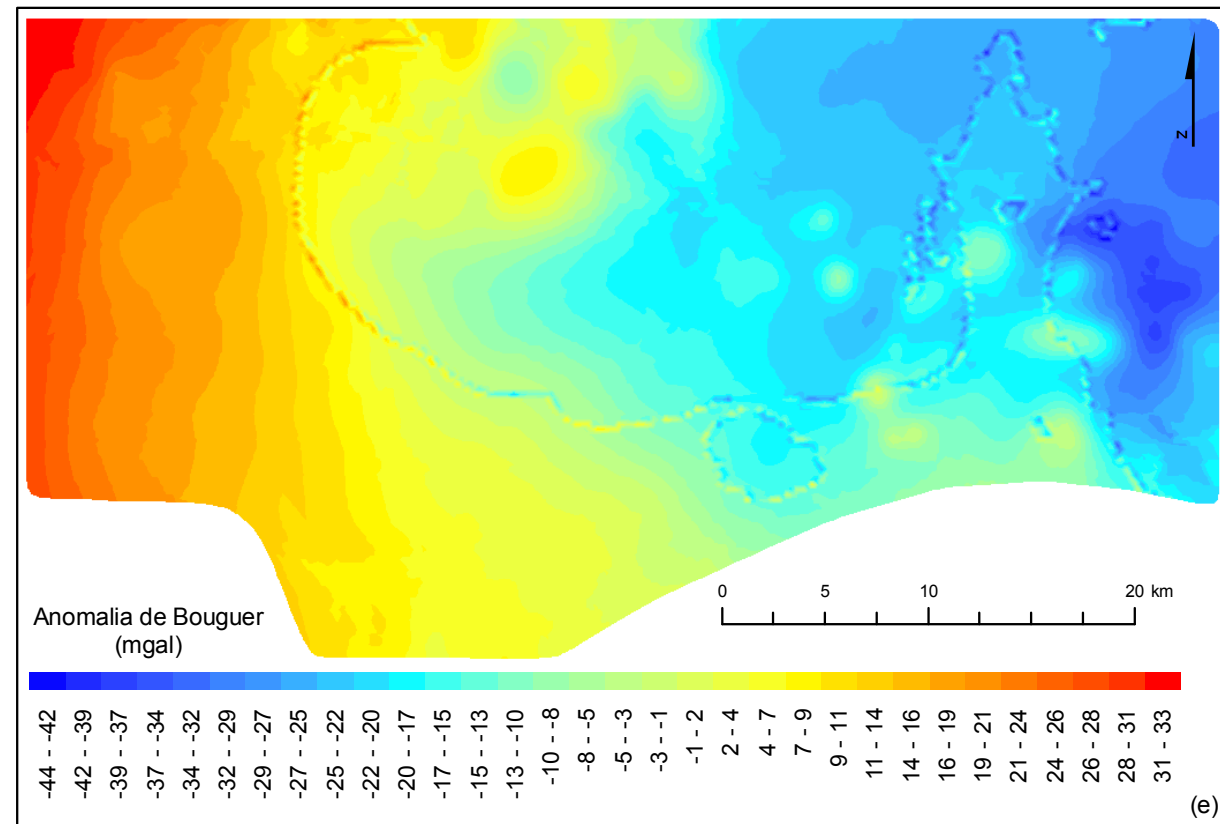


Figura 5.14. Superfície da anomalia de Bouguer estimada por curvatura mínima (BCM).

Figura 5.13. Mapas de previsão da anomalia de Bouguer estimados por co-krigagem. (a) BCOKanisogloMv; (b) BCOKlocanisogloMv; (c) BCOKanisogloLm; (d) BCOKlocanisogloLv; (e) BCOKlocanisogloLmMv; (f) BCOKlocanisogloLvMv.

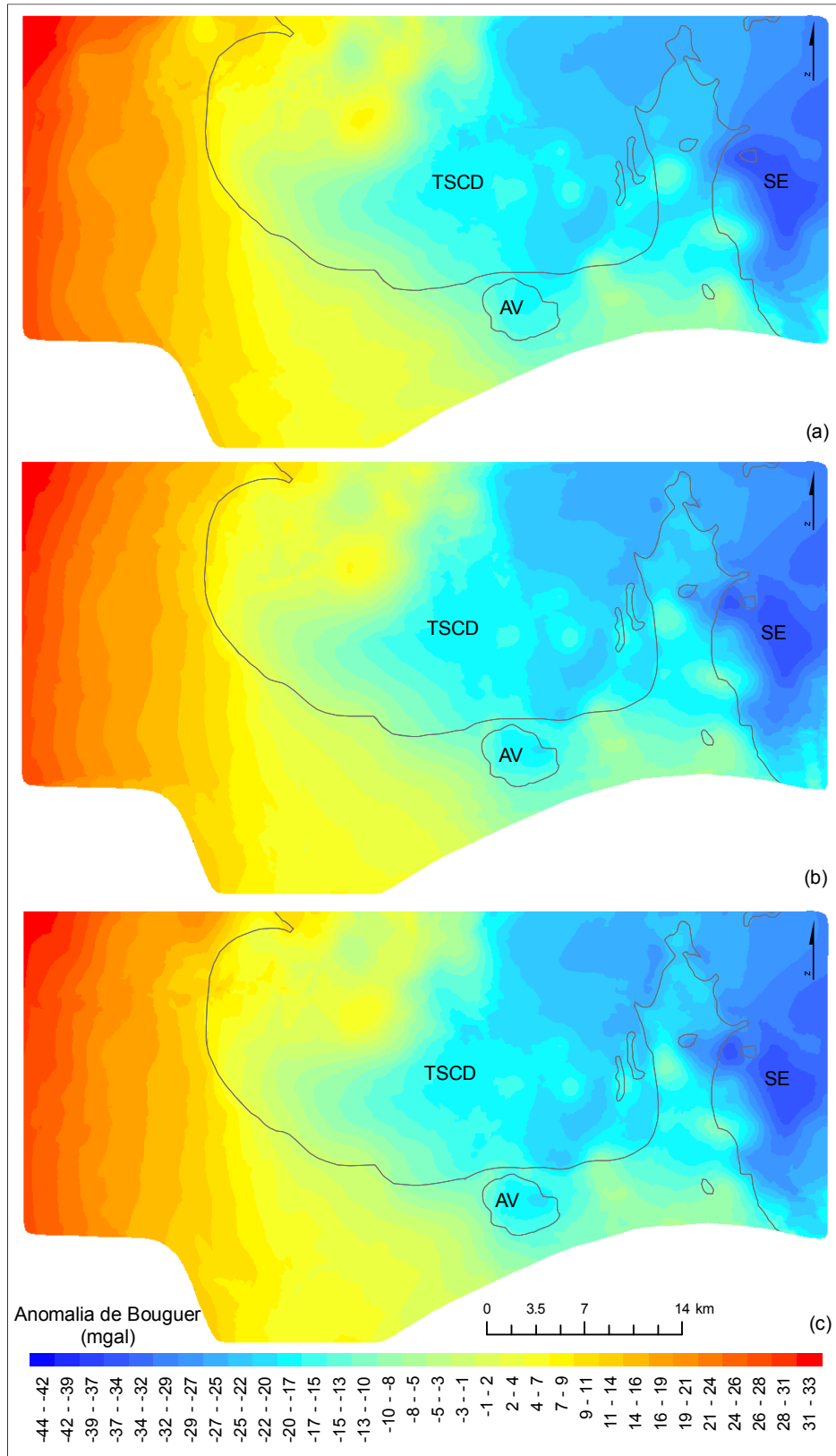


Figura 5.15. Mapas de previsão da anomalia de Bouguer estimados por co-krigagem co-localizada com a delimitação do contacto litológico entre granito e CXG (Plutões graníticos: AV- Avô, TSCD- Tábua - Santa Comba Dão e SE- Serra da Estrela). (a) BCOKlocanisogloMv; (b) BCOKlocanisogloLv; (c) BCOKlocanisogloLvMv.

O mapa de previsão das anomalias gravimétricas escolhido foi o estimado por co-krigagem co-localizada com as variáveis secundárias anomalia magnética e litologia em formato vectorial (BCOKlocanisogloLvMv). Tal escolha deve-se aos seus resultados estatísticos de validação e em especial à informação complementar adicionada no processo de estimação, que é imprescindível para atingir os resultados mais próximos à realidade.

A aplicação de diferentes método de estimação e/ou a escolha de distintos parâmetros na computação dos mapas de previsão conduzem a uma variação dos valores extremos da amostragem. Comparando a estatística, dos valores da anomalia de Bouguer observada e nos mapas de previsão, pode-se constatar que a estimação pelos estimadores de curvatura mínima (BMC) e krigagem (BOK) apresentam valores máximos e mínimos mais próximos aos da anomalia observada. Enquanto os valores nos mapas estimados por krigagem (BOKisoglo e BOKanisoglo) e co-krigagem se afastam mais dos valores observados. A diferença média entre a amplitude da anomalia observada e estimada encontra-se na ordem dos 5 mgal, com exceção dos mapas com variável secundária em formato matricial (Tabela 5.6).

Tabela 5.6. Síntese dos parâmetros estatísticos da anomalia de Bouguer observada e estimada (mgal).

Mapa de previsão	Máximo	Mínimo	Média	Desvio padrão	Amplitude
anomalia observada	33.17	-43.93	-13.52	16.14	77.10
BMC	33.18	-43.42	-4.98	17.47	76.60
BOK	33.01	-43.53	-4.96	17.41	76.54
BOKisoglo	35.34	-37.70	-4.79	17.15	73.04
BOKanisoglo	35.20	-37.88	-4.74	17.10	73.08
BCOKanisogloLm	35.79	-44.92	-4.75	17.21	80.71
BCOKlocanisogloLv	36.11	-36.40	-4.75	17.13	72.51
BCOKlocanisogloMv	35.58	-36.89	-4.80	17.11	72.47
BCOKanisogloMv	36.01	-36.87	-4.79	17.24	72.88
BCOKlocanisogloLmMv	35.22	-50.27	-4.79	17.20	85.49
BCOKlocanisogloLvMv	35.27	-36.86	-4.74	17.13	72.13

A correlação entre o valor estimado e observado da anomalia de Bouguer no mapa de previsão BCOKlocanisogloLvMv apresenta um coeficiente de correlação de 0.94, indicando um grau de correlação forte (Figura 5.16 a). O mapa do erro padrão da estimação de BCOKlocanisogloLvMv mostra que o erro aumenta com o afastamento às

zonas amostradas, como seria expectável, atingindo valores menores (5 a 6 mgal) nas áreas contíguas às observações (Figura 5.16 b).

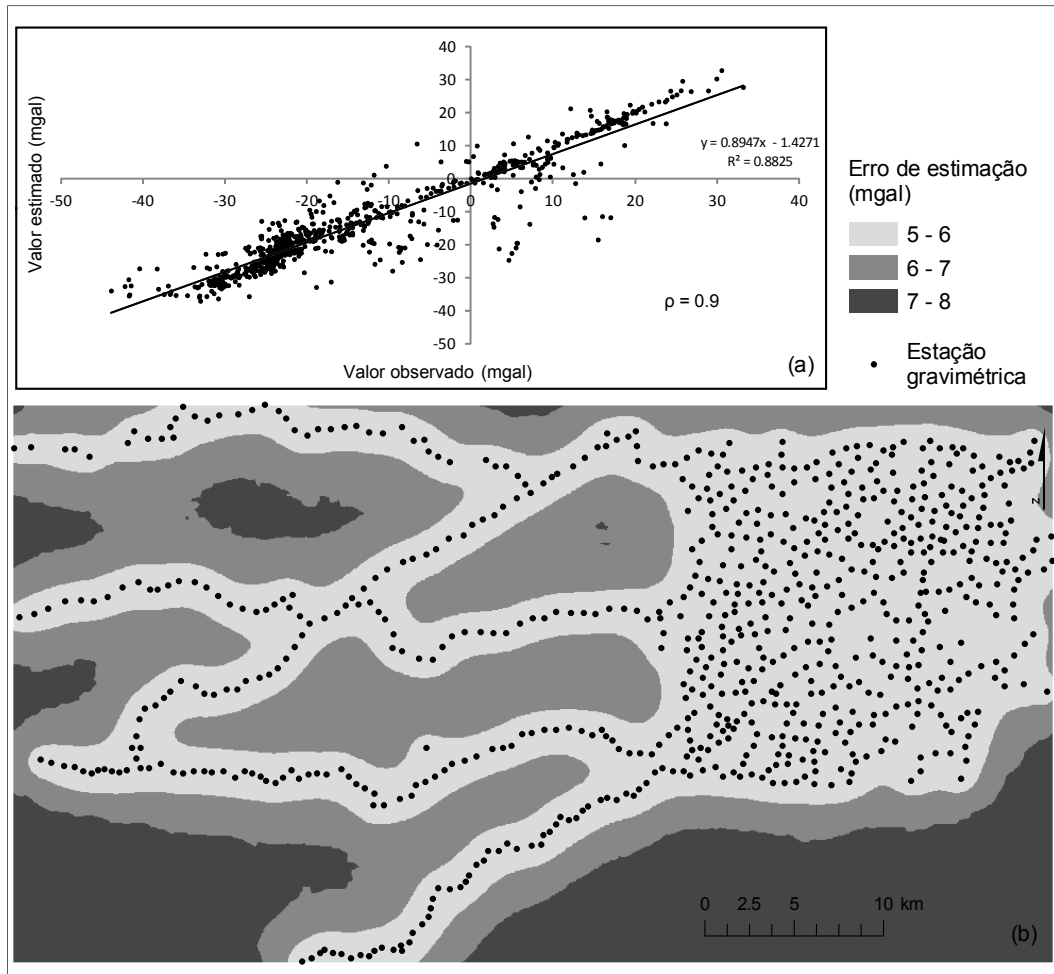


Figura 5.16. Correlação entre o valor estimado e observado da anomalia de Bouguer no mapa de previsão BCOKlocanisogloLvMv. (a) Linha de tendência linear e coeficiente de correlação; (b) Mapa do erro padrão da estimação.

Os mapas de previsão das anomalias de gravidade, Bouguer completa (Figura 5.17) e ar livre (Figura 5.18), também foram computados por co-krigagem co-localizada considerando como variáveis secundárias os valores de anomalia magnética e a litologia, ambos em formato vectorial. A anomalia de ar livre é geralmente usada em estudos de geodesia e gravimétricos em áreas marinhas (onde a batimetria pode ser negligenciada), sendo inadequada em estudos geológicos locais em áreas continentais. Em estudos gravimétricos regionais desenvolvidos em áreas continentais é normalmente usada a anomalia de Bouguer completa, que considera as correcções de terreno e de Bouguer. Esta última será a anomalia usada no procedimento interpretativo das anomalias gravimétricas.

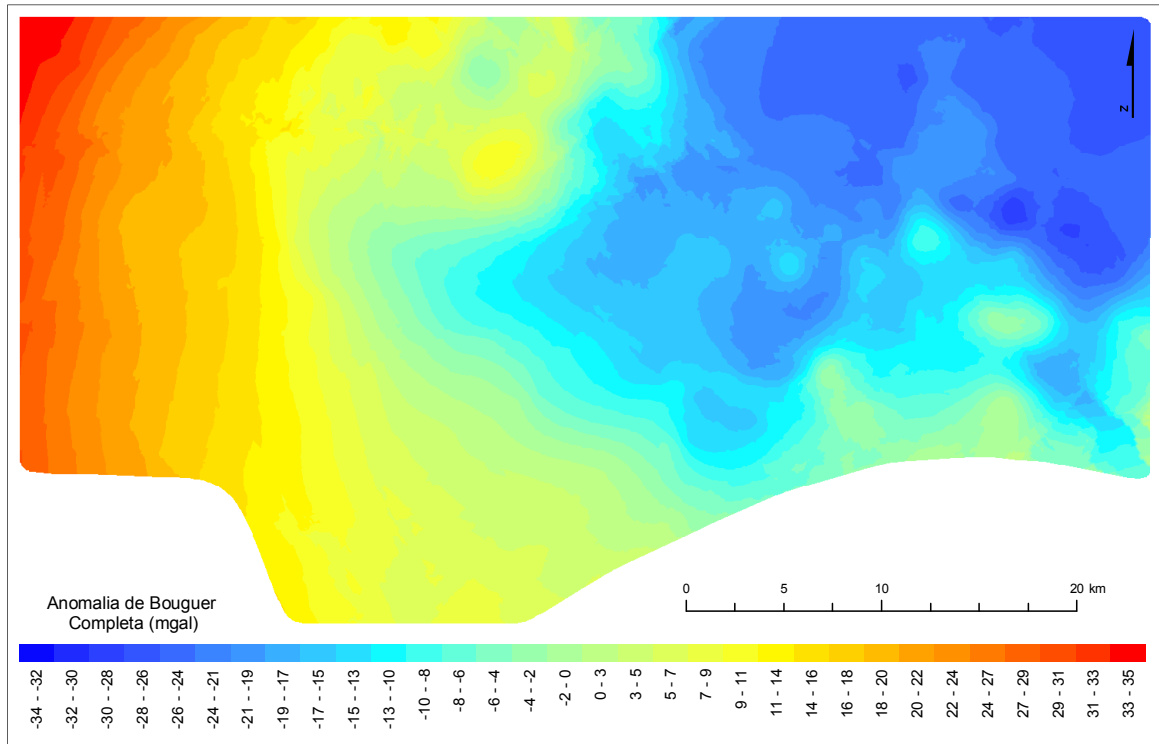


Figura 5.17. Mapa de previsão da anomalia de Bouguer completa estimado por co-krigagem (CBCOKlocanisogloLvMv).

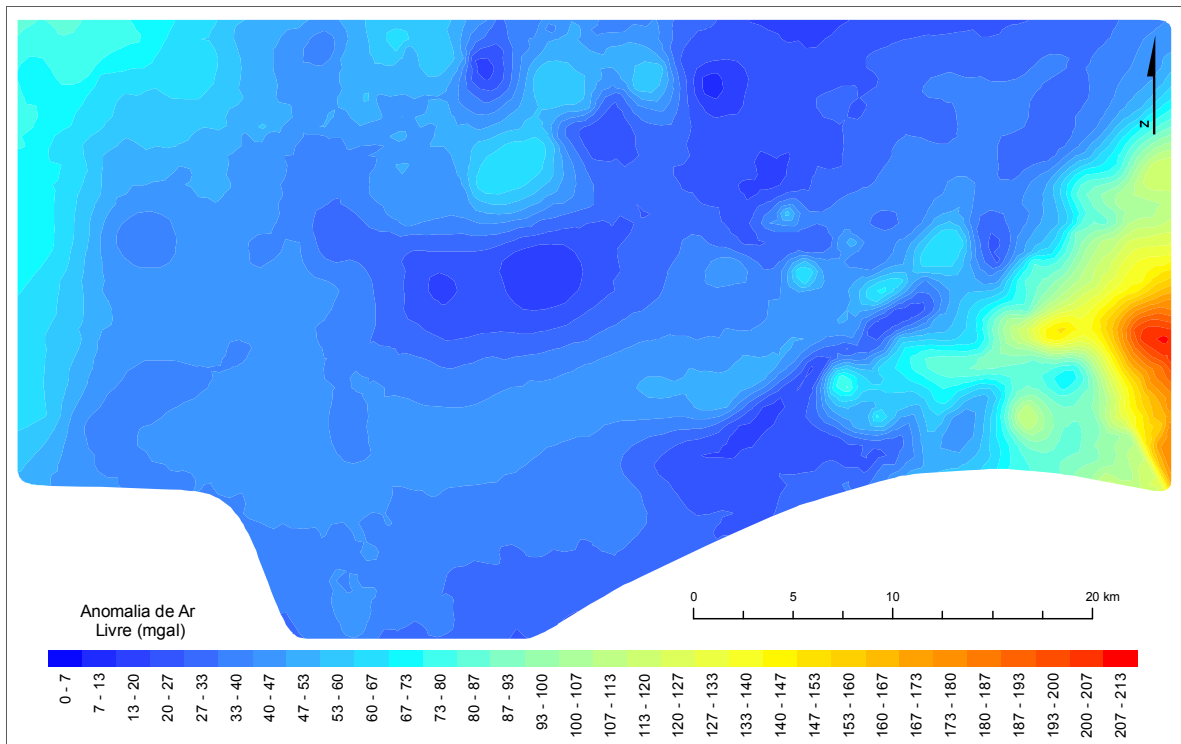


Figura 5.18. Mapa de previsão da anomalia de ar livre estimado por co-krigagem (ALCOKlocanisogloLvMv).

5.4 Análise estrutural e estimação dos dados magnéticos

Os valores da anomalia magnética (sensor $h_1=2.5$ m (M25) e sensor $h_2= 1.5$ m (M15)) foram estimados pelos métodos de curvatura mínima (M25CM e M15CM) e krigagem normal. Na krigagem normal foram estimados três mapas de previsão de anomalia magnética para cada sensor: M25OK e M15OK (parâmetros calculados automaticamente para um variograma esférico), M25OKisoglo e M15OKisoglo (sem anisotropia) e M25OKanisoglo e M15OKanisoglo (com anisotropia) (Figura 5.19 e Figura 5.20). Dado o baixo coeficiente de correlação entre a anomalia magnética e as variáveis secundárias (anomalia de Bouguer e litologia) não foram apresentados os resultados da co-krigagem. Na krigagem foram testados diversas combinações de parâmetros tendo-se obtido os melhores resultados com os parâmetros h em 800 m (o valor desta distância depende do espaçamento médio entre amostragens) e o ajustamento do semivariograma com um variograma teórico esférico.

Nos mapas estimados podem-se reconhecer as principais anomalias magnéticas. Nas superfícies estimadas por curvatura mínima (M25CM e M15CM) e por krigagem isotrópica (M25OKisoglo e M15OKisoglo) são identificadas anomalias análogas, sendo evidente a maior suavização das isolinhas na superfície estimada por curvatura mínima (Figura 5.19 a, b e Figura 5.20 a, b). Nos mapas estimados por krigagem considerando a anisotropia (M25OKanisoglo e M15OKanisoglo) é notória a tendência global NNE-SSW (Figura 5.19 c e Figura 5.20 c).

A análise dos erros de estimação, proveniente da validação cruzada dos modelos de previsão, mostra melhores resultados estatísticos nos mapas estimados por curvatura mínima. Desta forma, as superfícies escolhidas para usar na interpretação das anomalias magnéticas foram M25CM e M15CM. Tal escolha é sustentada pela fraca tendência global identificada nos dados magnéticos (Figura 5.8) e pelo menor valor do desvio padrão no método de curvatura mínima (4.3 nT e 7.9 nT nos sensores h_1 e h_2 , respectivamente) (Tabela 5.7).

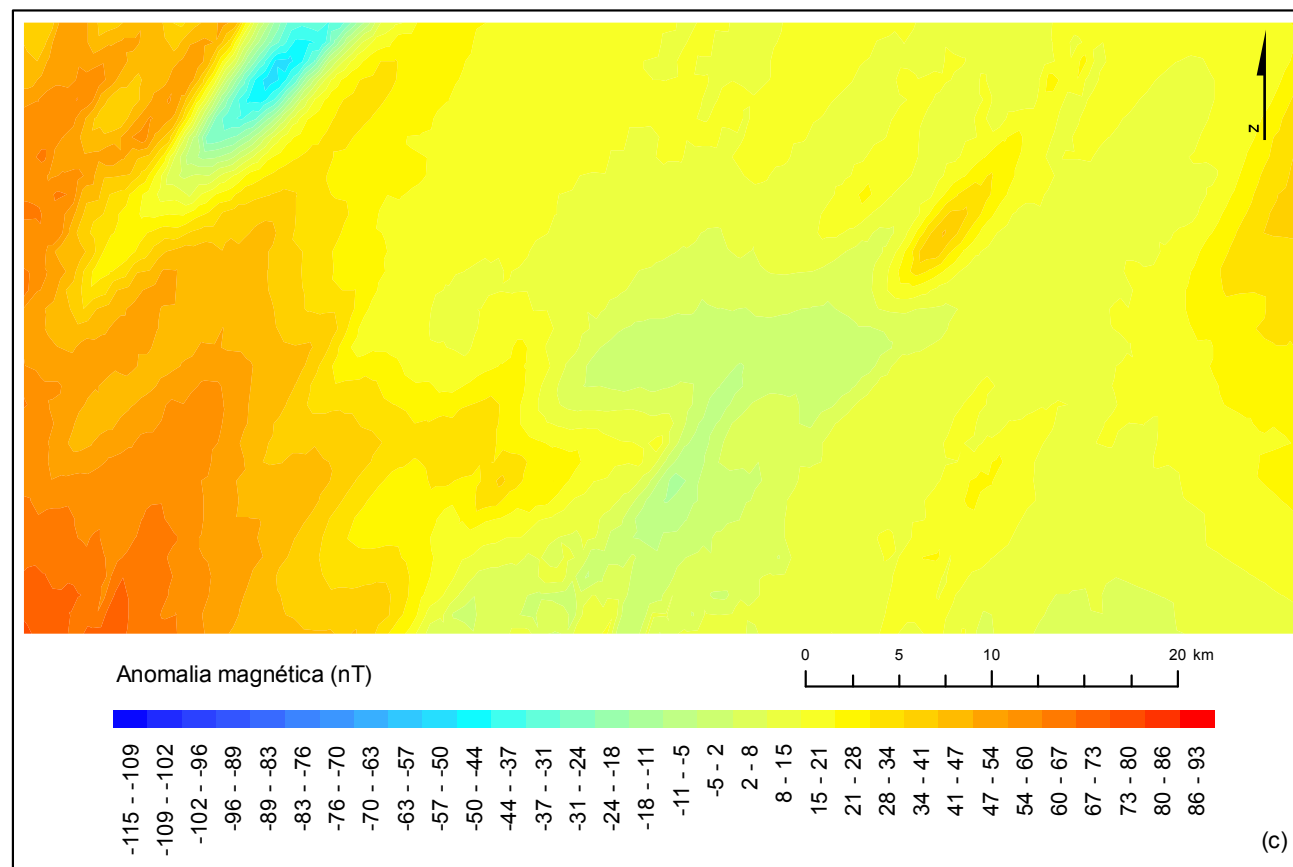
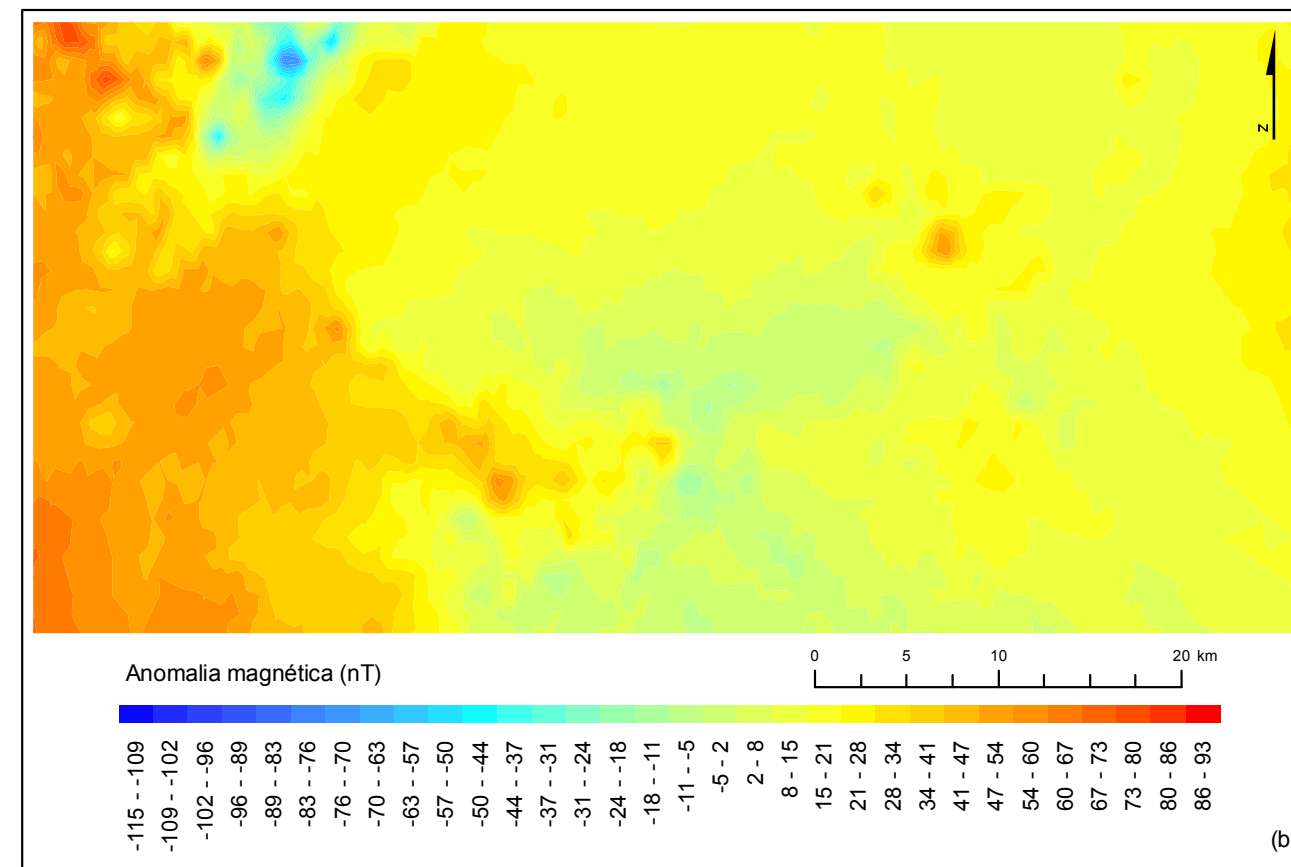
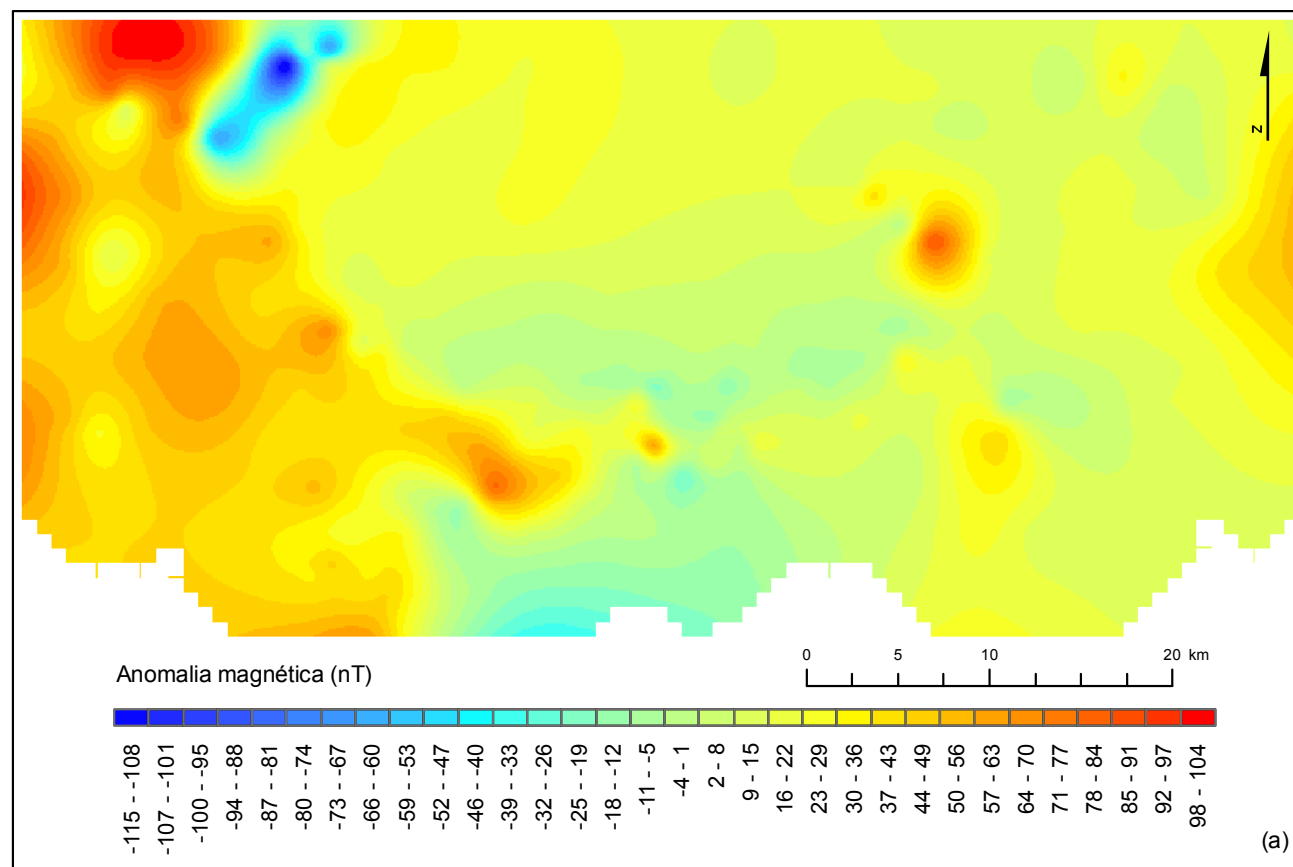


Figura 5.19. Superfícies de anomalia magnética com o sensor $h_1 = 2.5$ m. (a) Estimada por curvatura mínima (M25CM); (b) Estimada por krigagem normal sem anisotropia (M25OKisoglo); (c) Estimada por krigagem normal com anisotropia (M25OKanisoglo).

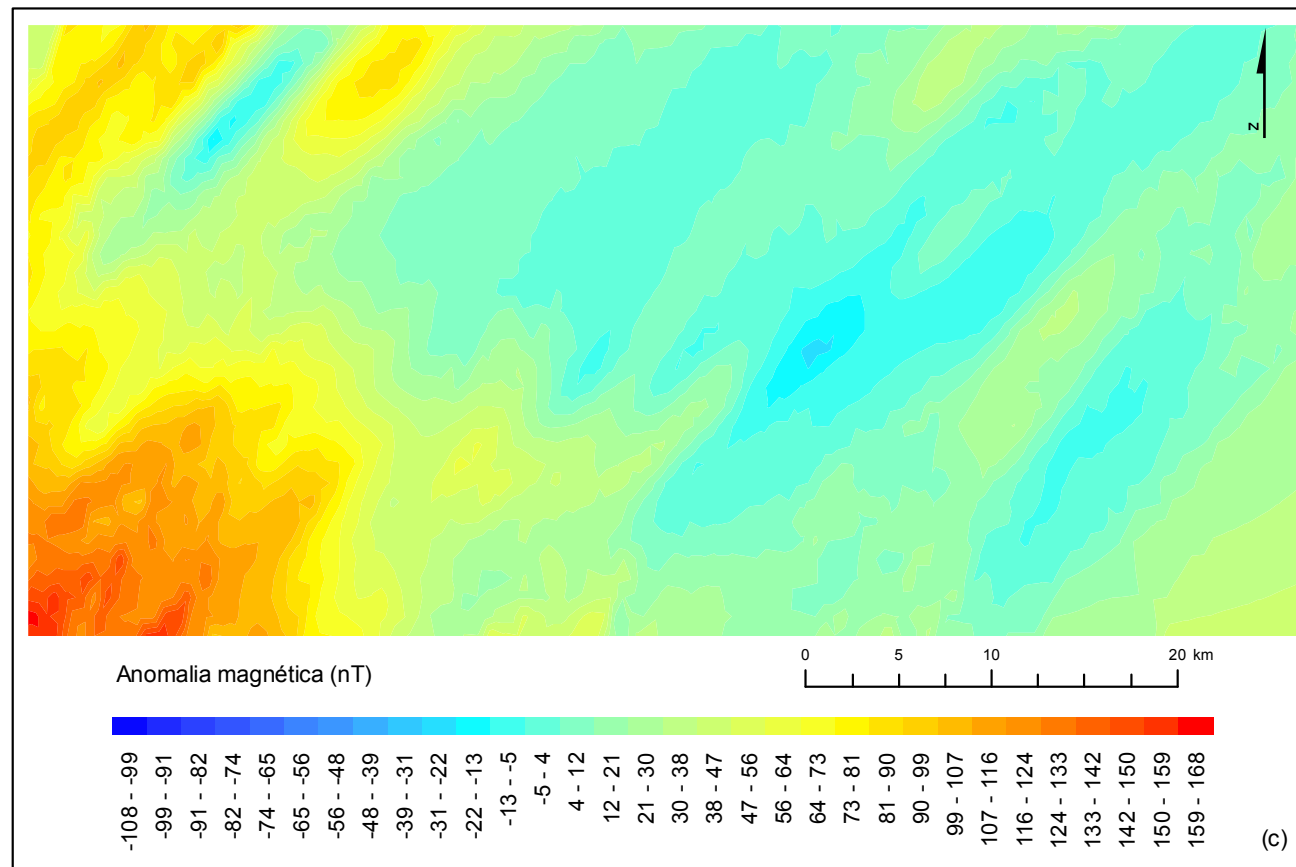
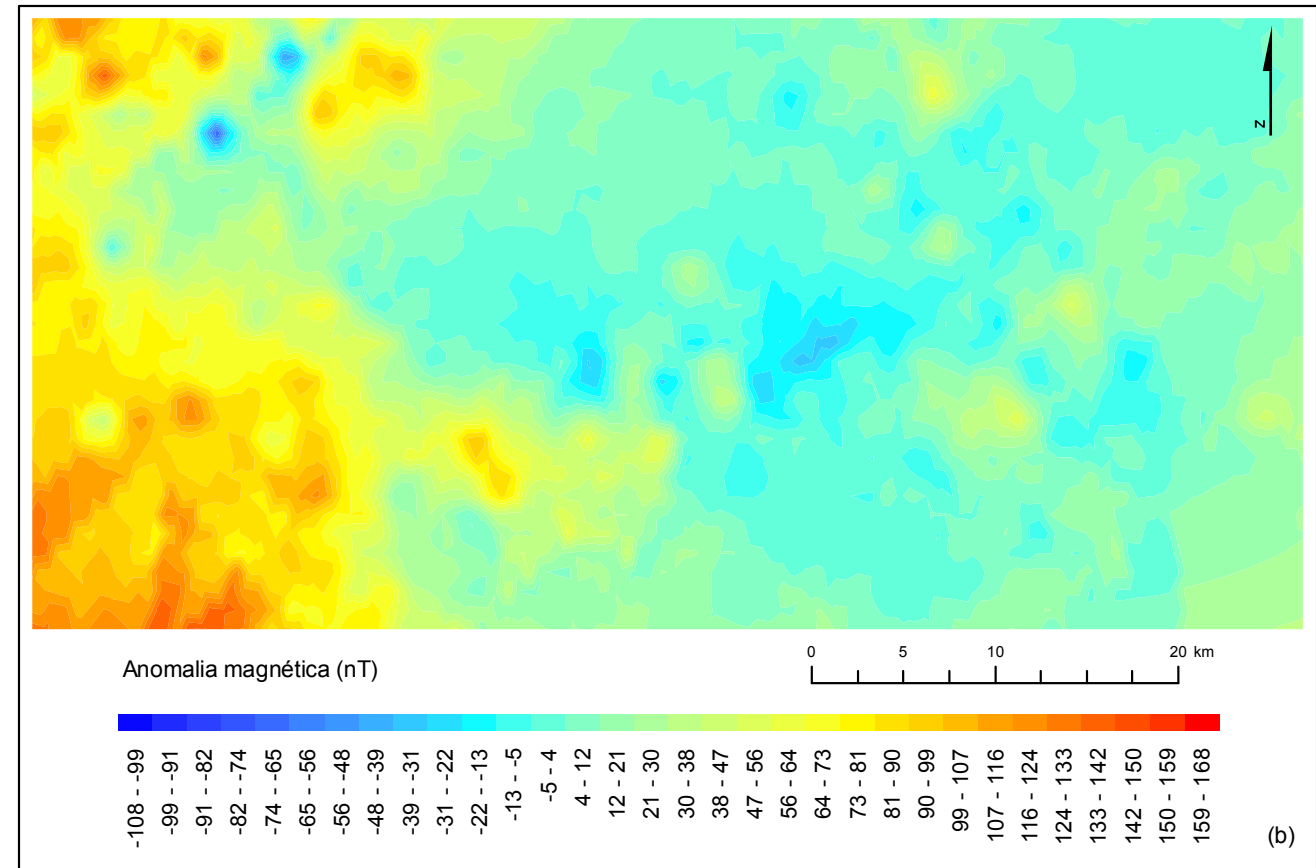
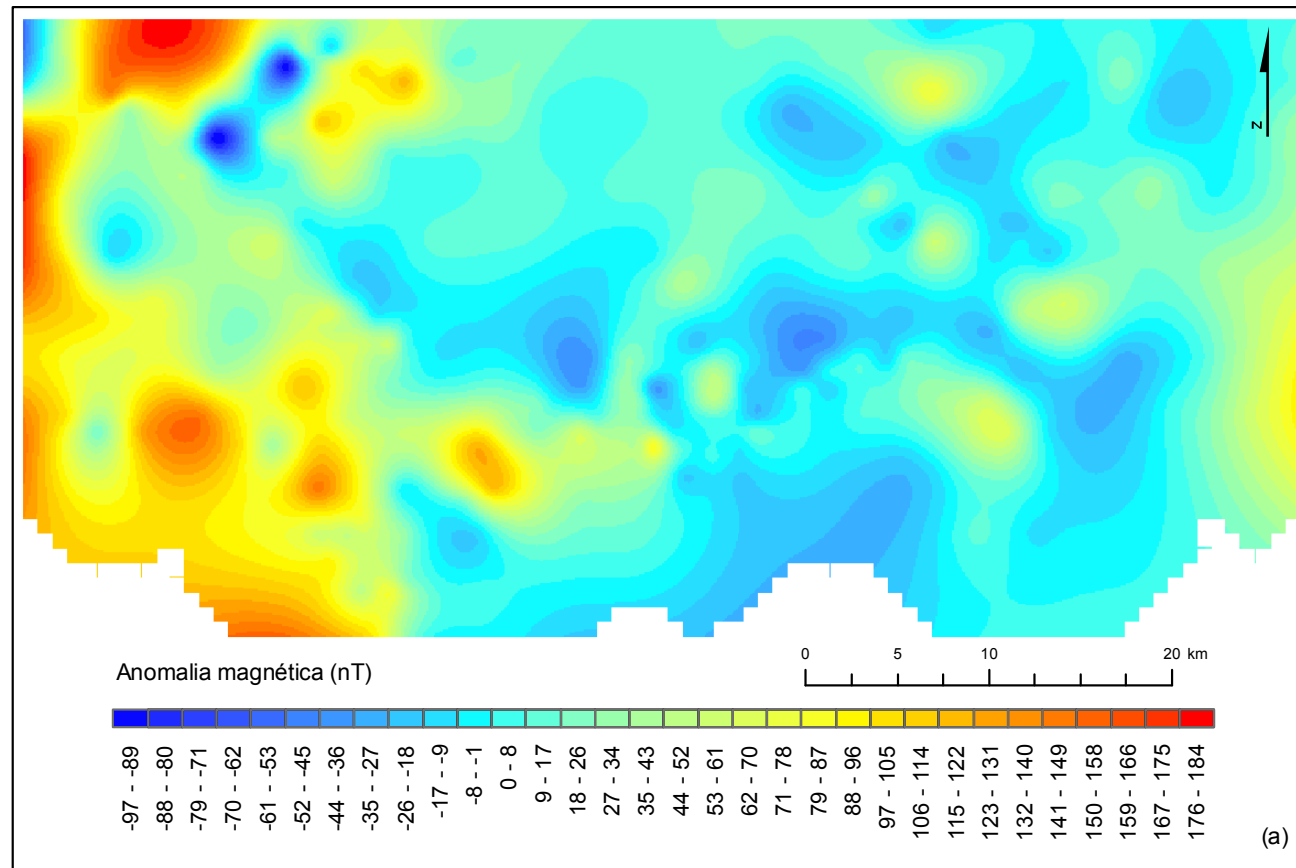


Figura 5.20. Superfícies de anomalia magnética com o sensor $h_2 = 1.5$ m. (a) Estimada por curvatura mínima (M15CM); (b) Estimada por krigagem normal sem anisotropia (M15OKisoglo); (c) Estimada por krigagem normal com anisotropia (M15OKanisoglo).

Tabela 5.7. Parâmetros estatísticos (média (μ_{EM}) e desvio padrão (σ_{EM})) determinados na validação cruzada das superfícies da anomalia magnética estimadas por curvatura mínima e krigagem normal.

Método de interpolação	Mapa de previsão	Erro médio (EM)	
		μ_{EM}	σ_{EM}
Curvatura mínima	M25CM	-0.043	4.261
	M15CM	0.143	7.946
Krigagem normal	M25OK	0.220	21.030
	M15OK	0.223	37.200
	M25OKisoglo	-0.348	20.330
	M15OKisoglo	-0.059	37.660
	M25OKanisoglo	-0.033	20.350
	M15OKanisoglo	0.039	37.390

A análise exploratória e estrutural dos dados auxilia na escolha do método de estimação mais adequado à criação das superfícies das anomalias gravimétricas e magnéticas. Os métodos de estimação foram escolhidos com base em resultados estatísticos e/ou erros de estimação proveniente da validação dos modelos de previsão. Tendo sempre presente a importância da informação complementar adicionada no processo de estimação, no caso da co-krigagem, imprescindível para atingir os resultados mais próximos à realidade.

Os parâmetros estatísticos das superfícies das anomalias gravimétricas e magnéticas estimadas encontram-se resumidos na Tabela 5.8. Comparando a amplitude da amostragem das anomalias observadas (Tabela 5.1) e estimadas (Tabela 5.8) apresentam uma diferença de 1 mgal na anomalia de Bouguer completa e no caso das anomalias magnéticas 8 nT no sensor h_1 e 3 nT no sensor h_2 .

Tabela 5.8. Síntese dos parâmetros estatísticos das anomalias gravimétricas e magnéticas estimadas.

Anomalia		Máximo	Mínimo	Mediana	Média	Desvio padrão	Amplitude
Gravimétrica (mgal)	Bouguer	35.3	-36.9	-5.3	-4.7	17.1	72.1
	Bouguer completa	38.7	-29.8	-2.7	-2.2	16.1	68.4
	Ar livre	209.3	5.9	40.5	46.5	25.5	203.4
Magnética (nT)	Sensor h_1	104.0	-112.2	17.4	20.9	21.7	216.2
	Sensor h_2	183.6	-94.5	12.3	25.7	43.1	278.1

Em síntese, de acordo com os resultados obtidos o mapa de previsão escolhido para a aplicação das técnicas de interpretação das anomalias gravimétricas foi a anomalia de Bouguer completa estimada por co-krigagem co-localizada com as variáveis secundárias anomalia magnética e litologia em formato vectorial. Esta anomalia considera as correcções de terreno e de Bouguer e é geralmente usada na interpretação de anomalias gravimétricas regionais localizadas em áreas continentais. A superfície escolhida para usar na interpretação das anomalias magnéticas foi a estimada pelo método de curvatura mínima com o sensor h_1 (M25CM). Esta escolha está fundamentada no facto de o sensor h_1 ter adquirido os dados magnéticos a uma altura mais afastada do solo (2.5 m de altura) e consequentemente mais afastada de possíveis fontes de ruído electromagnético artificial. A superfície M25CM apresenta uma menor amplitude dos valores do campo magnético e aparentemente menor ruído magnético artificial, resultando numa correlação satisfatória entre as anomalias e os contactos litológicos.

6 Interpretação das anomalias gravimétricas e magnéticas

A interpretação de anomalias gravimétricas e magnéticas é similar em seus procedimentos e limitações, e depende em grande parte do conhecimento efectivo das variáveis geológicas (contraste de propriedades físicas, geometria e profundidade do corpo-fonte) que controlam as características da anomalia, e das variáveis geofísicas (amplitude, forma, gradiente e nitidez da anomalia) que auxiliam na compreensão das características do corpo-fonte. No entanto, a interpretação de anomalias magnéticas é mais complexa, devido à natureza dipolar do campo magnético e à variação da direcção de magnetização na superfície terrestre combinada com os efeitos da magnetização remanescente (Hinze *et al.*, 2013). Essa complexidade pode ser observada na representação dos perfis de anomalias magnéticas e gravimétricas de diversos corpos geológicos, considerando no caso das anomalias magnéticas a variação da inclinação e declinação do campo geomagnético (Figura 6.1).

A interpretação de anomalias de campo potencial é intrinsecamente ambígua. Esta ambiguidade representa o problema inverso da interpretação, o qual estabelece que embora seja possível calcular a anomalia de um dado corpo, existe um infinito número de corpos-fonte que poderiam provocar essa anomalia. A atenuação da ambiguidade do modelo constitui uma das etapas mais importantes na interpretação. O objectivo desta análise será atingir o conhecimento dos parâmetros geológicos que satisfazem as características das anomalias observadas. Tal pode ser conseguido através da integração de toda a informação geológica disponível à superfície e na subsuperfície da área em investigação (cartografia geológica, outros métodos de prospecção geofísica, testemunhos de sondagens, entre outros), e da caracterização da natureza, densidade e forma do corpo anómalo (Kearey *et al.*, 2009; Hinze *et al.*, 2013).

A interpretação de anomalias pode ser qualitativa ou quantitativa. A interpretação qualitativa baseia-se numa análise preliminar das anomalias, avaliando o padrão e suas relações com a geologia, de modo a alcançar um modelo qualitativo ou semi-quantitativo. A interpretação quantitativa exige maior exactidão e consiste na verificação e quantificação do modelo anterior. Neste caso são definidos a localização, a profundidade, a geometria e o contraste de densidade ou susceptibilidade magnética dos corpos geológicos com a melhor precisão possível (Jacoby & Smilde, 2009).

No processo interpretativo é frequente o desenvolvimento de uma interpretação preliminar bidimensional (2D) com recurso a perfis e mapas, e só depois são construídos modelos tridimensionais (3D) a partir das secções 2D (Jacoby & Smilde, 2009). A avaliação prévia do padrão das anomalias é importante para decidir qual a metodologia interpretativa

mais eficiente e para seleccionar os perfis a usar na análise bidimensional. A forma da anomalia determina o tipo de interpretação mais conveniente. Por exemplo análise 3D ou pelo menos de dimensão dois e meio (2.5D) no caso de anomalias gravimétricas circulares ou elípticas e análise 2D no caso de anomalias alongadas (Hinze *et al.*, 2013). Para a modelação 2D ou 3D actualmente estão disponíveis diversos programas informáticos que permitem incorporar a informação geológica, constituindo um complemento fundamental para o sucesso da interpretação das anomalias geofísicas observadas (Nabighian *et al.*, 2005a).

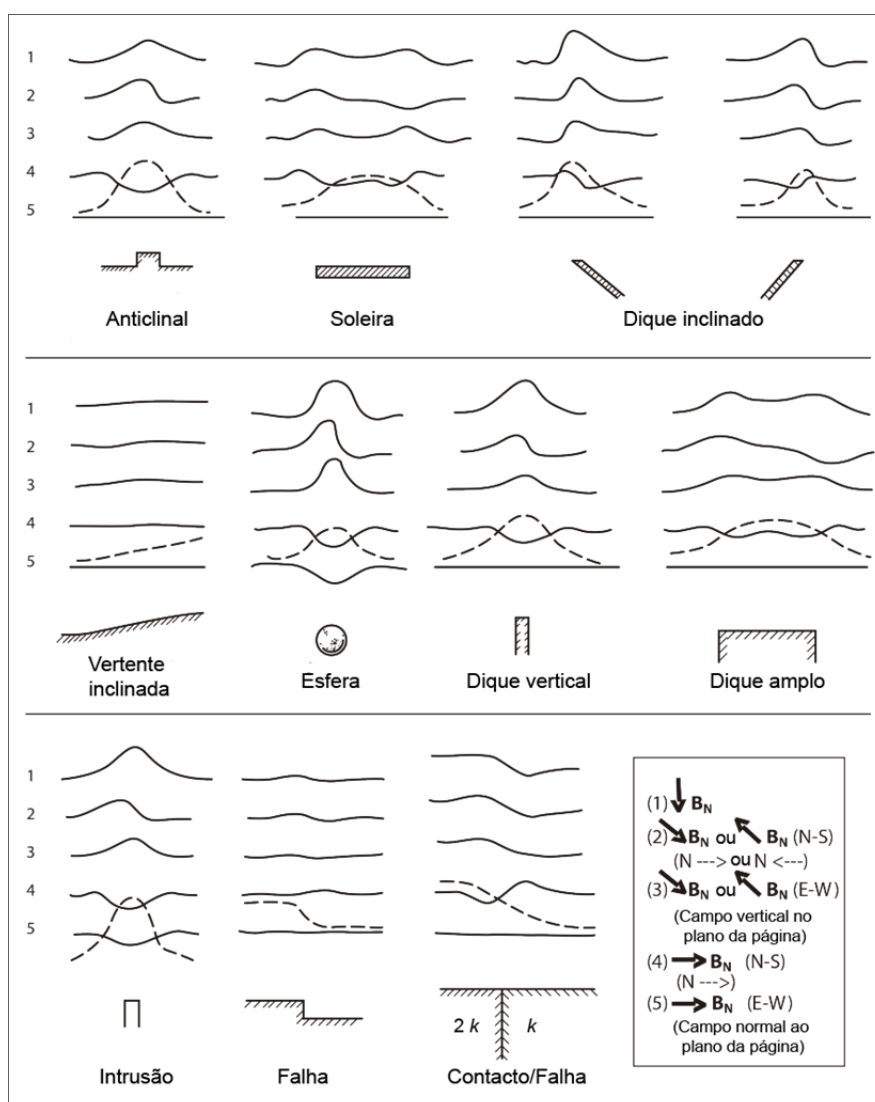


Figura 6.1. Esquema de anomalias magnéticas (linha sólida) e anomalias gravimétricas (linha tracejada) de corpos-fonte geológicos, com contraste positivo de propriedades físicas. (k é a susceptibilidade magnética e nas anomalias gravimétricas a densidade do corpo é maior que a densidade do envolvente. A legenda indica o campo geomagnético (B_N) e a direcção do perfil da anomalia) (Adaptado de Breiner, 1999; Hinze *et al.*, 2013).

A etapa inicial da interpretação consiste na aplicação de técnicas de realce e isolamento às anomalias observadas, de modo a localizar através de filtragem as anomalias de interesse para a investigação em curso. Estas técnicas de filtragem são preferencialmente usadas na interpretação qualitativa de anomalias.

6.1 Interpretação qualitativa

As técnicas aplicadas na interpretação qualitativa das anomalias gravimétricas e magnéticas são idênticas. A interpretação qualitativa das anomalias pode ser realizada segundo perfis ou mapas, tendo por base a avaliação da forma e tendência das anomalias. Estas interpretações podem ser facilitadas através do uso de técnicas de processamento digital de imagem. O processo de interpretação qualitativa termina com a avaliação das anomalias residuais e das anomalias derivadas ou realçadas por filtragem (Hinze *et al.*, 2013).

Numerosas técnicas de filtragem, gráficas e numéricas, têm sido aplicadas para salientar anomalias de interesse. Estas técnicas dividem-se em duas categorias: métodos de isolamento e de aperfeiçoamento. A separação das anomalias regional e residual pode processar-se através do isolamento da anomalia residual. A anomalia resultante da aplicação de técnicas de isolamento só é ligeiramente modificada, sendo possível usar a anomalia residual na análise e modelação quantitativa. As técnicas de aperfeiçoamento realçam certas características da anomalia sendo usualmente utilizadas na interpretação qualitativa. Uma vez que estas técnicas distorcem os dados originais tornam impossível o seu uso na interpretação quantitativa (Hinze, 1990; Hinze *et al.*, 2013).

O objectivo da aplicação de técnicas de filtragem aos dados observados é bastante diversificado, desde a continuação dos dados para outra superfície (ascendente ou descendente) para facilitar a comparação com outros dados, isolar e/ou aprimorar anomalias de interesse, localizar possíveis fontes de anomalia, contactos geológicos ou alinhamentos estruturais, entre outros.

Os filtros digitais podem actuar no domínio do espaço ou no domínio da frequência (domínio espectral). Os filtros digitais são mais eficientes no domínio da frequência, sendo extensamente usados no processamento de dados gravimétricos e magnéticos. Deste modo os comprimentos de onda das anomalias do campo potencial podem ser expressos em termos dos seus componentes equivalentes de frequência, denominados por números de onda, tarefa executada pelo uso da transformada de Fourier (Nabighian *et al.*, 2005a; Nabighian *et al.*, 2005b). O procedimento genérico consiste em aplicar aos dados

observados a transformada directa de Fourier para obter seu espectro (números de onda), multiplicar a função de filtragem e converter os dados novamente ao domínio espacial, através da transformada inversa de Fourier (Hinze, 1990). A filtragem digital no domínio espectral foi amplamente desenvolvida tendo promovido uma grande diversidade de aplicações. Na Tabela 6.1 estão enumerados filtros desenvolvidos no domínio da frequência habitualmente utilizados na interpretação de anomalias gravimétricas e magnéticas.

Tabela 6.1. Métodos de filtragem espectral (Adaptado de Kearey *et al.*, 2009; Hinze *et al.*, 2013).

Filtros	Procedimento	Aplicação
Comprimento de onda	Passa ou rejeita componentes de número de onda com base nas propriedades dos comprimentos de onda da anomalia.	Separação de anomalias regional-residual. Isolar anomalias residuais derivadas de uma profundidade específica.
Conformidade	Combina o espectro de anomalias desejado com o padrão de anomalia residual.	Estimar a profundidade das fontes das anomalias a partir do espectro.
Direccional	Realça ou atenua anomalias resultantes de estruturas geológicas com determinada direcção.	Isolar anomalias com base na direcção.
Correlação	Correlação de anomalias com outros dados (geologia, topografia, métodos geofísicos complementares, entre outros).	Isolar anomalias residuais.
Derivada e Integral	Realçam os números de onda elevados e os comprimentos de onda pequenos das anomalias, assim como localizam fontes de anomalias.	A derivada vertical realça as anomalias associadas a fontes superficiais. A derivada horizontal auxilia na localização dos limites de fontes de anomalias regionais.
Continuação	Projecta os dados da anomalia observada para uma superfície superior (continuação ascendente) ou inferior (continuação descendente) à original, funcionando como filtros de passa-baixo ou passa-alto.	Realça as anomalias de estruturas profundas (continuação ascendente) ou superficiais (continuação descendente). Usado na separação de anomalias regional-residual e na comparação de dados com diferente <i>datum</i> .
Pseudomagnético	Transformação entre os campos potenciais gravimétrico e magnético (equação de <i>Poisson</i>).	Transformação de anomalias gravimétricas em pseudomagnéticas. Comparação entre anomalias gravimétricas e magnéticas na mesma área.
Pseudogravimétrico		Transformação de anomalias magnéticas em pseudogravimétricas. Comparação entre anomalias gravimétricas e magnéticas na mesma área.
Redução ao pólo	Transforma a anomalia magnética observada na anomalia que seria medida no pólo magnético, onde o campo magnético local e a magnetização são verticais.	A anomalia magnética reduzida ao pólo (anomalia monopolar) facilita a correlação com a anomalia gravimétrica.

Uma alternativa ao método clássico da análise espectral (como a transformada de Fourier) é o processamento e inversão de dados de campo potencial através da transformada de onduleta (*wavelet transform*). A transformada de onduleta possui a capacidade de decompor uma função, originalmente definida no domínio do tempo (ou outra variável independente, como o espaço), em outra função definida no domínio do tempo e no domínio da frequência. Esta propriedade converte a transformada de onduleta em uma ferramenta eficaz no processamento de sinal, possibilitando a análise de uma função em diferentes escalas de tempo/espaço e de frequência. Moreau *et al.* (1997) foi dos primeiros a usar a transformada de onduleta contínua na análise de fontes monopolares de dados de campo potencial. Outros aplicaram técnicas similares (Hornby *et al.*, 1999; Martelet *et al.*, 2001) com o objectivo de localizar as fronteiras e definir a geometria de corpos-fonte, através da análise multi-escala dos valores máximos da transformada de onduleta (Nabighian *et al.*, 2005a).

6.2 Interpretação quantitativa

A aplicação de técnicas de interpretação quantitativa aos dados de campo potencial têm como objectivo obter estimativas para uma série de parâmetros que caracterizam as fontes das anomalias (localização, profundidade, geometria e contraste de propriedades físicas).

A estratégia mais eficiente na interpretação quantitativa de anomalias considera a aplicação combinada de métodos directos e indirectos (Jacoby & Smilde, 2009), que abrange grande variedade de técnicas dependendo dos objectivos do procedimento. Referem-se alguns métodos: como algumas técnicas de isolamento, que definem as anomalias de interesse na campanha de prospecção; as técnicas simplificadas de inversão, que permitem caracterizar os corpos-fonte das anomalias residuais (como determinar a profundidade da fonte e identificar contactos geológicos subsuperficiais a partir do gradiente da anomalia) e as técnicas de modelação directa ou indirecta aplicadas a perfis ou mapas (Hinze *et al.*, 2013).

Blakely (1995) agrupou as técnicas de interpretação em três categorias: método directo (*inverse method*), método indirecto (*forward method*) e realce e apresentação. Esta última categoria engloba as técnicas de filtragem descritas anteriormente que constituem as técnicas de interpretação qualitativa. Ambos os métodos de interpretação quantitativa, directo e indirecto, são considerados uma inversão das anomalias observadas. Sendo os

parâmetros do corpo-fonte calculados, no primeiro caso, por uma inversão directa, e no segundo caso, por uma inversão de ajustes iterativos (Hinze *et al.*, 2013).

No método directo (modelação inversa) as características do corpo anómalo (dimensão, localização, profundidade, entre outras) são calculadas directamente a partir das anomalias observadas (amplitude, extensão, entre outras), através de fórmulas, diagramas ou curvas (Jacoby & Smilde, 2009). As técnicas simplificadas de inversão automática são amplamente aplicados na interpretação de anomalias (Kearey *et al.*, 2009).

O método indirecto (modelação iterativa) consiste num processo de tentativa e erro, que executa a modelação do corpo causador da anomalia através de tentativas para igualar a anomalia calculada à anomalia observada. A comparação continua entre a anomalia calculada e a anomalia observada é executada por meio de ajustes iterativos dos parâmetros definidos para os polígonos que formam o modelo. O processo é repetido até serem atingidos resultados satisfatórios no ajustamento das anomalias, sendo determinado o resíduo de cada ajuste (Jacoby & Smilde, 2009). A modelação pode ser bidimensional (2D) ou tridimensional (3D). Na interpretação 2D são desenhados polígonos, cujas suas propriedades (dimensão, localização, forma e contraste de densidade ou susceptibilidade magnética) podem ser alteradas até atingir o melhor ajuste entre as anomalias calculadas e observadas. Nesta simulação deve ser considerando o conhecimento prévio que se tem do corpo anómalo (geológico ou de outros métodos geofísicos), o qual contribui para diminuir a ambiguidade do modelo. O cálculo da anomalia de corpos bidimensionais de secção irregular é determinado através da aproximação do corpo a um polígono. Os lados do polígono definem os efeitos de placas semi-infinitas com bordos inclinados, que são progressivamente somados ou subtraídos até que a anomalia do polígono seja obtida (Talwani *et al.*, 1959; Talwani & Heirtzler, 1964; Talwani, 1965). Este algoritmo foi mais tarde modificado permitindo a modelação de corpos de dimensão finita, designados por modelos de dimensão dois e meio (2.5D). Foram desenvolvidos programas informáticos para modelar perfis gravimétricos e magnéticos ao longo de corpos 2.5D e 2.75D, executando a sua inversão (Saltus & Blakely, 1993). A modelação 2.75D também permite modelar corpos de dimensão finita, sendo atribuída uma extensão lateral aos polígonos (segundo o eixo do Y). A modelação 3D de um corpo-fonte pode ser obtida por diversos métodos, pela divisão do corpo em uma série de lâminas horizontais de contorno poligonal (Talwani & Ewing, 1960), pela construção do corpo por um conjunto de prismas retangulares rectos (Nagy, 1966a), entre outros (Kearey *et al.*, 2009). A modelação interactiva 3D de dados gravimétricos e magnéticos provou ser um dos métodos mais usado e eficiente na interpretação de anomalias de dados potenciais (Götze & Lahmeyer, 1988).

6.3 Técnicas de filtragem aplicadas às anomalias gravimétricas e magnéticas

Na interpretação qualitativa das anomalias foram aplicadas técnicas de processamento de imagem para realce e identificação visual das anomalias de interesse. Foram aplicadas técnicas para localizar alinhamentos estruturais e/ou contactos litológicos, através da identificação de zonas de contraste das propriedades físicas (densidade ou susceptibilidade magnética). Quando considerado necessário, foram aplicados filtros para reduzir o ruído, em geral associado a anomalias de curto comprimento de onda geradas por fontes mais superficiais.

Na interpretação das anomalias gravimétricas foram aplicadas técnicas de isolamento na separação das anomalias regional e residual.

No caso das anomalias magnéticas as técnicas de realce foram aplicadas após a remoção do efeito direcional da magnetização, através da aplicação da operação de redução ao pólo magnético. Devido aos elevados gradientes típicos das anomalias magnéticas é frequente uma análise visual prévia para identificação das anomalias de interesse, por exemplo através de mapas de relevo sombreado.

6.3.1 Separação das anomalias regional e residual

As anomalias gravimétricas ou magnéticas incluem a sobreposição de anomalias (regionais e residuais) originadas pelas variações das propriedades físicas dos corpos-fonte localizados na crosta. Frequentemente a anomalia residual é definida como a anomalia de interesse geológico na região em investigação. Neste caso uma das etapas prévias à interpretação das anomalias é a remoção do campo regional para isolar as anomalias residuais (Hinze, 1990). A anomalia residual está usualmente associada a estruturas locais situadas a baixa profundidade e apresenta pequeno comprimento de onda. Dependendo do objectivo da prospecção a anomalia regional também pode constituir a anomalia de interesse, como no caso de grandes massas geológicas (determinação da variação da profundidade da descontinuidade de *Moho*), localizadas em profundidade e caracterizadas por longos comprimentos de onda (Jacoby & Smilde, 2009; Hinze *et al.*, 2013).

A separação das anomalias regional e residual pode ser feita por métodos geológicos, gráficos e analíticos (através de filtros), podendo ambos ser aplicados a dados em perfil ou superfície, com o intuito de calcular a anomalia regional e/ou anomalias associadas ao ruído (Kearey *et al.*, 2009). Os métodos geológicos permitem eliminar fontes de anomalias de gravidade conhecidas dos dados observados. Por exemplo a determinação da anomalia

gravimétrica residual isostática (Simpson *et al.*, 1986) e o método *gravity stripping* (Hammer, 1963). Nos métodos gráficos e/ou analíticos aplica-se a análise da superfície de tendência através do ajuste polinomial (Beltrão *et al.*, 1991), a filtragem passa-baixo que deixa passar os comprimentos de onda longos obtendo-se a anomalia regional, o método da segunda derivada vertical que caracteriza as anomalias geradas por fontes subsuperficiais (Reynolds, 1997), entre outros.

No presente estudo a separação das anomalias gravimétricas foi efectuada por análise de tendência. Utilizando o programa *Oasis montaj* foi computado o melhor ajuste à superfície da anomalia de Bouguer completa, através de uma superfície de segunda ordem. Esta componente regional foi subtraída da anomalia de Bouguer original para obter a superfície residual. O efeito desta operação pode ser visualizado através de um perfil orientado E-W (P_{W-E}) traçado ao longo dos mapas das anomalias (Figura 6.2).

Os mapas das superfícies de anomalia Bouguer completa, regional e residual da área em estudo são apresentados na Figura 6.3. A carta da anomalia de Bouguer completa da área em estudo revela uma variação entre -30 e 38 mgal, estando os valores inferiores localizados a Este e os valores superiores a Oeste (Figura 6.3 a). Na carta da anomalia de Bouguer completa regional observa-se uma superfície com direcção geral NE-SW com uma tendência regional decrescente para o quadrante NE (Figura 6.3 b).

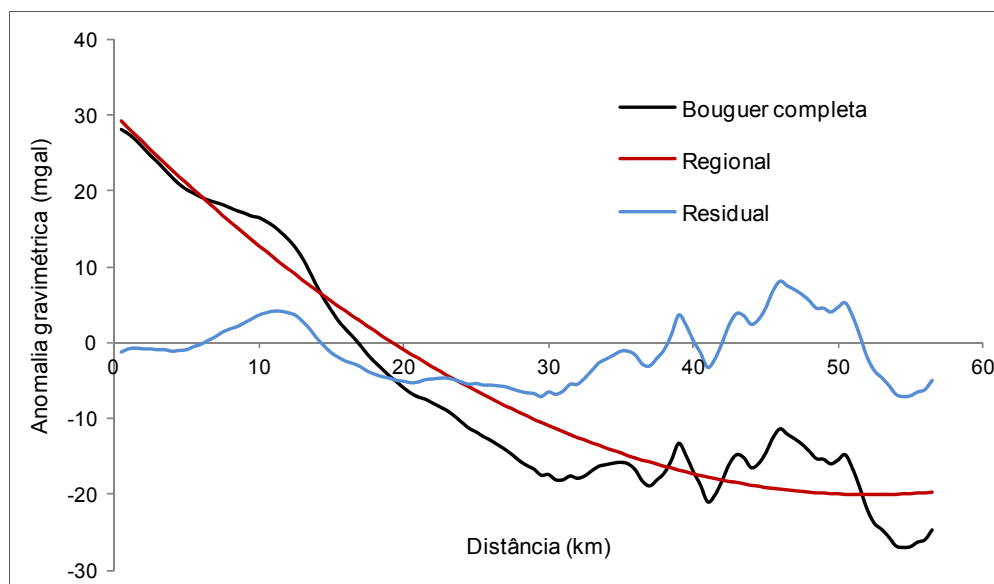


Figura 6.2. Perfil traçado ao longo das superfícies de anomalia gravimétrica (P_{W-E} assinalado na Figura 6.3 a).

Na carta da anomalia de Bouguer completa residual os valores estão compreendidos entre -8 e 16 mgal (Figura 6.3 c). Nas cartas de anomalia de Bouguer completa e Bouguer

completa residual, reconhece-se que os valores de gravidade inferiores parecem estar preferencialmente relacionados com zonas onde predominam as rochas granitóides (associados a corpos geológicos menos densos) e os valores superiores com áreas onde aflora o CXG (Figura 6.3 a, c, d). De salientar os valores positivos da anomalia local localizada a Noroeste do plutão granítico de Tábua-Santa Comba Dão (TSCD) que não obedecem a esta tendência. Como já referido no capítulo 5, os valores positivos podem estar relacionados com a amostragem das observações segundo perfis ou com a menor espessura dos corpos graníticos nesta região. Outro aspecto importante é o mapa de erro padrão da estimação da anomalia gravimétrica, que mostra o aumento do erro de previsão com o afastamento às zonas amostradas. Logo as zonas entre os perfis gravimétricos devido ao défice de amostragem constituem zonas onde o erro de estimação será mais elevado (Figura 5.16), podendo surgir anomalias menos fiáveis. Na área entre os plutões graníticos de TSCD e Serra da Estrela (SE), onde aflora o CXG, ocorrem valores da anomalia de Bouguer negativos. Tal estará relacionado com a presença de granito subjacente e com a menor espessura das formações do CXG nesta região, influenciando a magnitude dos valores da anomalia.

Na carta da anomalia residual é evidente a correlação entre os corpos graníticos e os valores de gravidade inferiores. Isto pode ser observado através da relação entre o contacto geológico granito-CXG e a linha de contorno de zero (mgal) da anomalia de Bouguer residual (Figura 6.3 d). Tal sugere que a anomalia residual possibilita um isolamento satisfatório do efeito de gravidade dos corpos graníticos.

No entanto a magnitude dos valores da anomalia de Bouguer residual diminuem para valores entre -8 e 16 mgal, indicando que o isolamento da anomalia residual pode estar sobrestimado. Tal poderá estar relacionado com a extensão da área usada para determinar a anomalia regional na área em estudo. Pois a área usada é coincidente com a área de amostragem. Esta situação pode ser ultrapassada utilizando uma área mais extensa para o processamento da superfície da anomalia de Bouguer regional. Desta forma a superfície da anomalia de Bouguer regional foi construída com dados de gravidade absoluta cedidos pelo IGP (Instituto geográfico Português) e pelo BGI (*Bureau Gravimétrique International*) usados para construir o mapa de anomalia de Bouguer completa na região Centro de Portugal (BC_RCPT) (Figura 6.8 a).

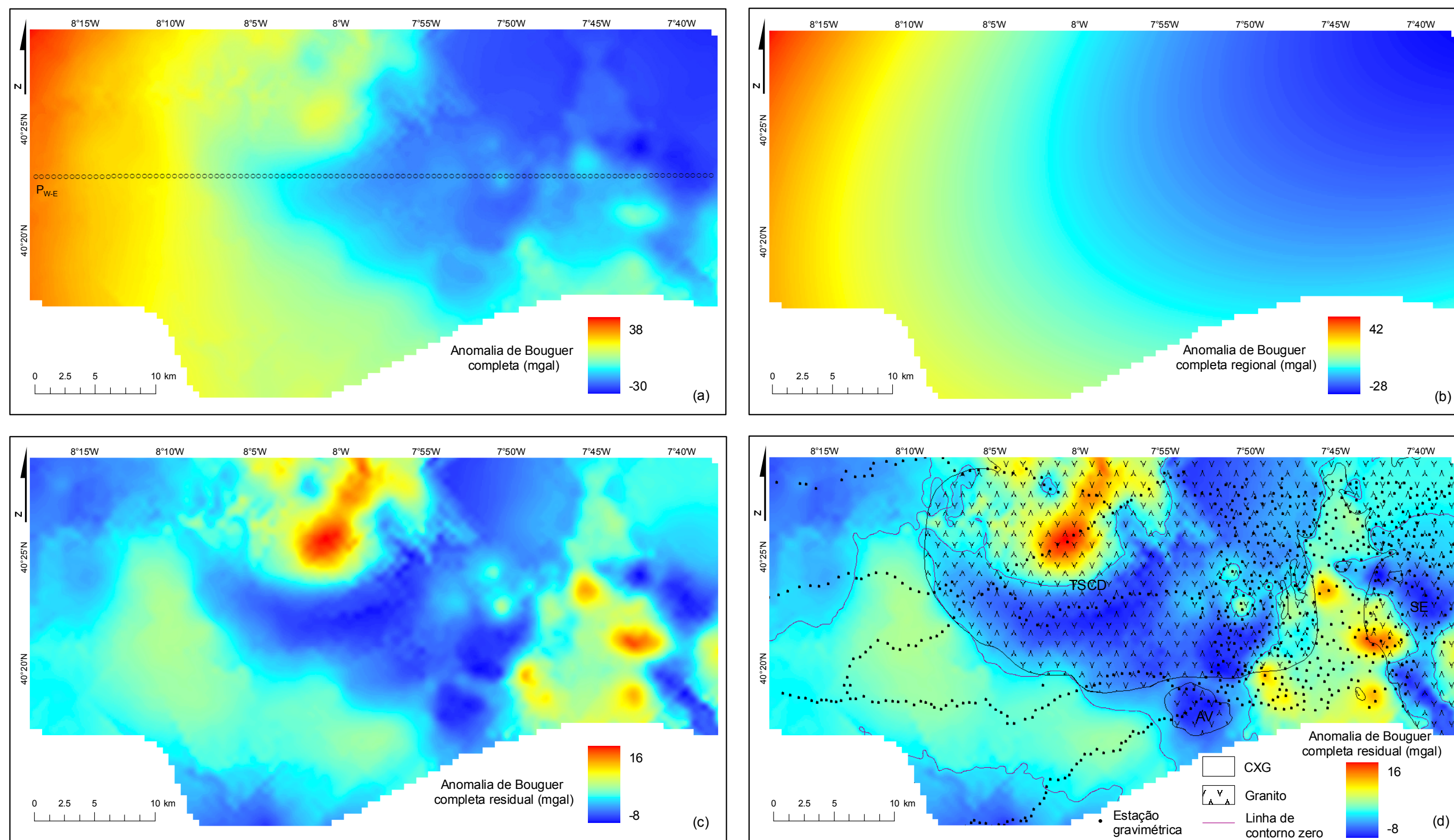


Figura 6.3. Mapas da anomalia de Bouguer completa. (a) Bouguer completa (Perfil P_{W-E}); (b) Regional; (c) Residual; (d) Anomalia residual com contacto geológico entre as unidades dominantes na região e localização das estações gravimétricas. Plutões graníticos na área em estudo: TSCD- Tábua-Santa Comba Dão, SE- Serra da Estrela e AV- Avô.

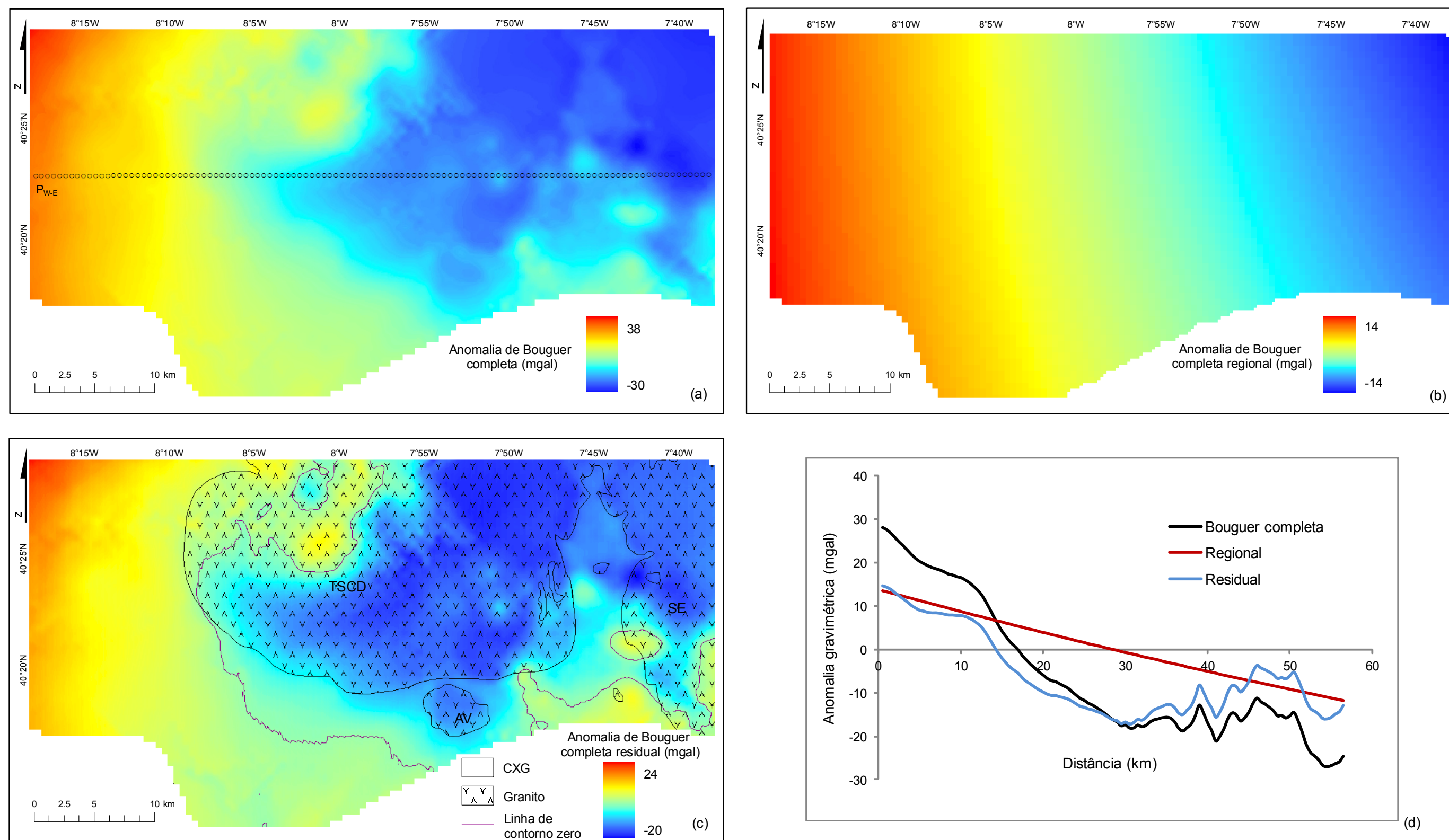


Figura 6.4. Mapas da anomalia de Bouguer completa. (a) Bouguer completa (Perfil P_{W-E}); (b) Regional (construída com dados do IGP e do BGI); (c) Anomalia residual com contacto geológico entre as unidades dominantes na região; (d) Perfil traçado ao longo das superfícies de anomalia gravimétrica. Plutões graníticos na área em estudo: TSCD- Tábua-Santa Comba Dão, SE- Serra da Estrela e AV- Avô.

A carta da anomalia de Bouguer regional apresenta uma superfície mais suavizada com valores entre -14 e 14 mgal e similar direcção geral e tendência regional, decrescente para o quadrante NE (Figura 6.4 b, d).

A carta da anomalia residual obtida a partir da subtração da componente regional anterior à anomalia de Bouguer original apresenta valores entre -20 e 24 mgal (Figura 6.4 a, b, c). O isolamento da anomalia residual causada pelos corpos graníticos parece ser satisfatório. A correlação entre o contacto geológico granito-CXG e a linha de contorno de zero (mgal) da anomalia de Bouguer residual estão em conformidade. Salienta-se a região entre os plutões graníticos de TSCD e SE, onde a linha de contorno do zero parece delimitar a presença de granito em profundidade (Figura 6.4 c). Tal vem justificar a presença de valores da anomalia de Bouguer negativos em zonas onde aflora o CXG, sugerindo neste caso um melhor isolamento da anomalia residual causada pelos granitos.

6.3.2 Operação de redução ao pólo magnético

As anomalias magnéticas são usualmente mais sensíveis à profundidade e muito menos relacionadas com a geometria do corpo-fonte do que as anomalias gravimétricas. A anomalia magnética depende da inclinação e declinação da magnetização do corpo, da inclinação e declinação do campo magnético local e da orientação do corpo relativamente ao Norte magnético (Nabighian *et al.*, 2005b). Na interpretação de anomalias magnéticas deve-se ter em consideração que a natureza dipolar do campo magnético e a grandeza vectorial da intensidade de magnetização dificultam a interpretação directa das anomalias magnéticas.

Para simplificar a interpretação das anomalias magnéticas foi proposta por Baranov (1957) e Baranov & Naudy (1964) a operação de redução ao pólo. Este método transforma a anomalia magnética observada na anomalia que seria medida no pólo magnético, isto é, onde o campo magnético local e a magnetização são ambos verticais. Esta operação pressupõe que a direcção de magnetização seja paralela ao campo magnético local. Nestas condições um corpo com magnetização somente induzida produz uma anomalia simétrica e monopolar. No entanto a existência de magnetização remanescente impede o efeito de simplificação desejado aquando da aplicação da redução ao pólo, produzindo resultados insatisfatórios (Nabighian *et al.*, 2005b; Kearey *et al.*, 2009).

A redução ao pólo é instável em baixas latitudes magnéticas. As estruturas com orientação N-S produzem uma anomalia excessiva, devido à elevada magnitude da

correção aplicada quando o azimute do corpo e a inclinação magnética tendem para zero. Têm sido desenvolvidos vários métodos para solucionar este problema (Nabighian *et al.*, 2005b). Segundo Grant & Dodds (1972) este problema pode ser resolvido introduzindo uma segunda inclinação (I_a) que é usada para controlar a amplitude do filtro próximo ao equador. A redução ao pólo no domínio de Fourier, considerando que a magnetização é proveniente apenas da indução magnética, é dada por:

$$L(\theta) = \frac{1}{(\sin(I_a) + i \cos(I) \times \cos(D - \theta))^2} \quad (6.1)$$

onde, I é a inclinação magnética, D a declinação magnética, I_a a inclinação para a correção de amplitude ($I_a = +20$, se $I > 0$; $I_a = -20$, se $I < 0$) e θ o azimute (positivo no sentido horário). A I_a não deve ser menor que a I , no caso de $I_a < I$ o valor de I_a deve ser considerado igual a I . Aplicando a correção de amplitude com I_a maior ou igual a I a forma da anomalia é correctamente reduzida ao pólo magnético, evitando o incremento excessivo do valor da correção de amplitude (Macleod *et al.*, 1993; Geosoft, 2013).

A operação de redução ao pólo magnético foi executada no programa informático *Oasis montaj*, extensão *MAGMAP*, considerando os valores médios de I e D na área em estudo, com $I = I_a = 55^\circ$ e $D = -3^\circ$. Na Figura 6.5 são apresentados os mapas de anomalia magnética da área em estudo antes e após a redução ao pólo magnético. Uma vez compensada a assimetria da anomalia magnética, através da aplicação da redução ao pólo, em princípio a forma da anomalia pode ser atribuída apenas à geometria e propriedades magnéticas do corpo-fonte. A superfície da anomalia magnética reduzida ao pólo será utilizada na interpretação e modelação das anomalias magnéticas.

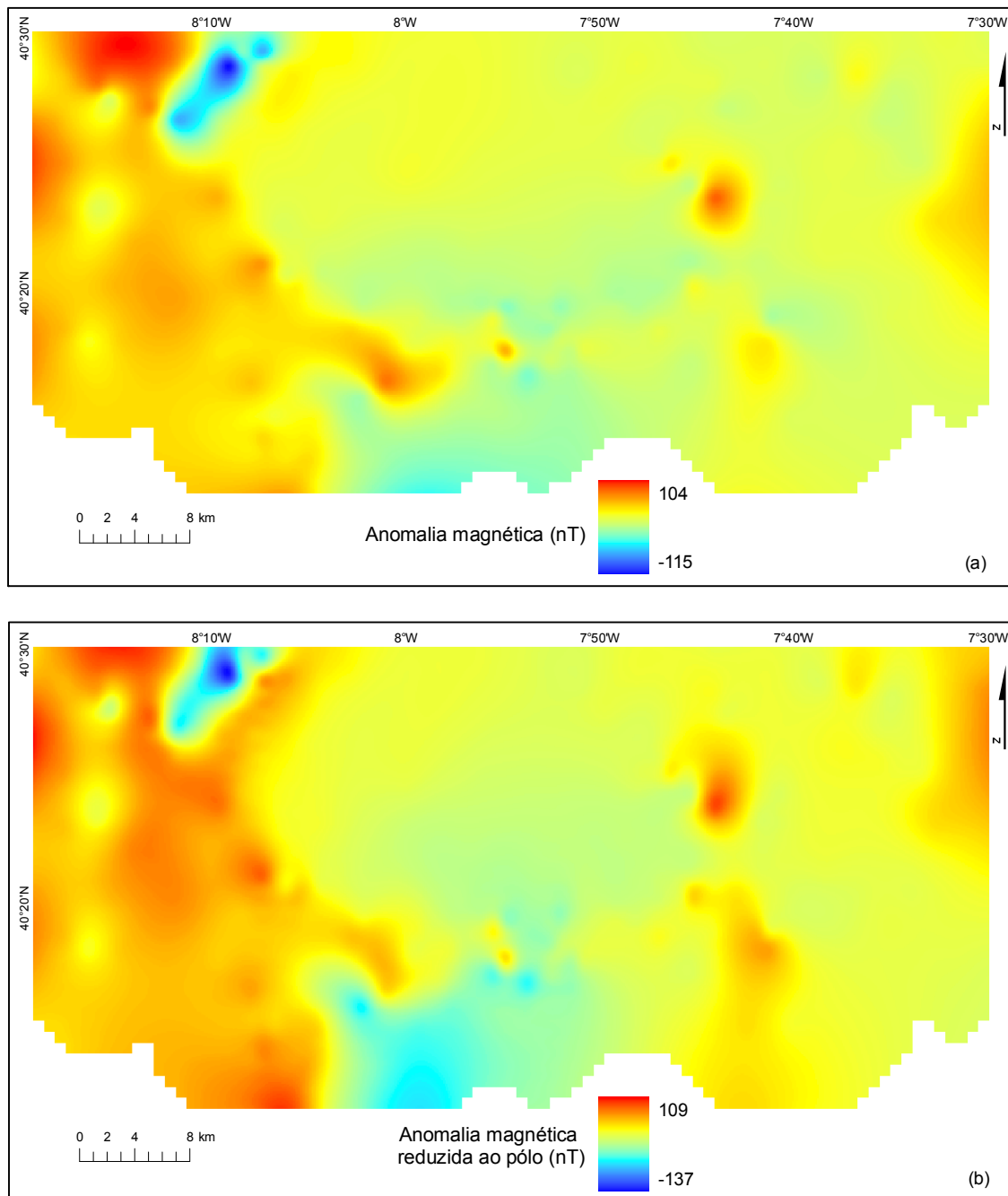


Figura 6.5. Mapa da anomalia magnética na área em estudo. (a) Anomalia magnética; (b) Anomalia magnética reduzida ao pólo magnético.

Na carta da anomalia magnética reduzida ao pólo os valores estão compreendidos entre -137 e 109 nT (Figura 6.5 b). Os valores inferiores parecem estar preferencialmente relacionados com as áreas onde afloram os corpos granitóides (corpos geológicos com menor susceptibilidade magnética) e os valores superiores com áreas onde aflora o CXG (Figura 6.6 b).

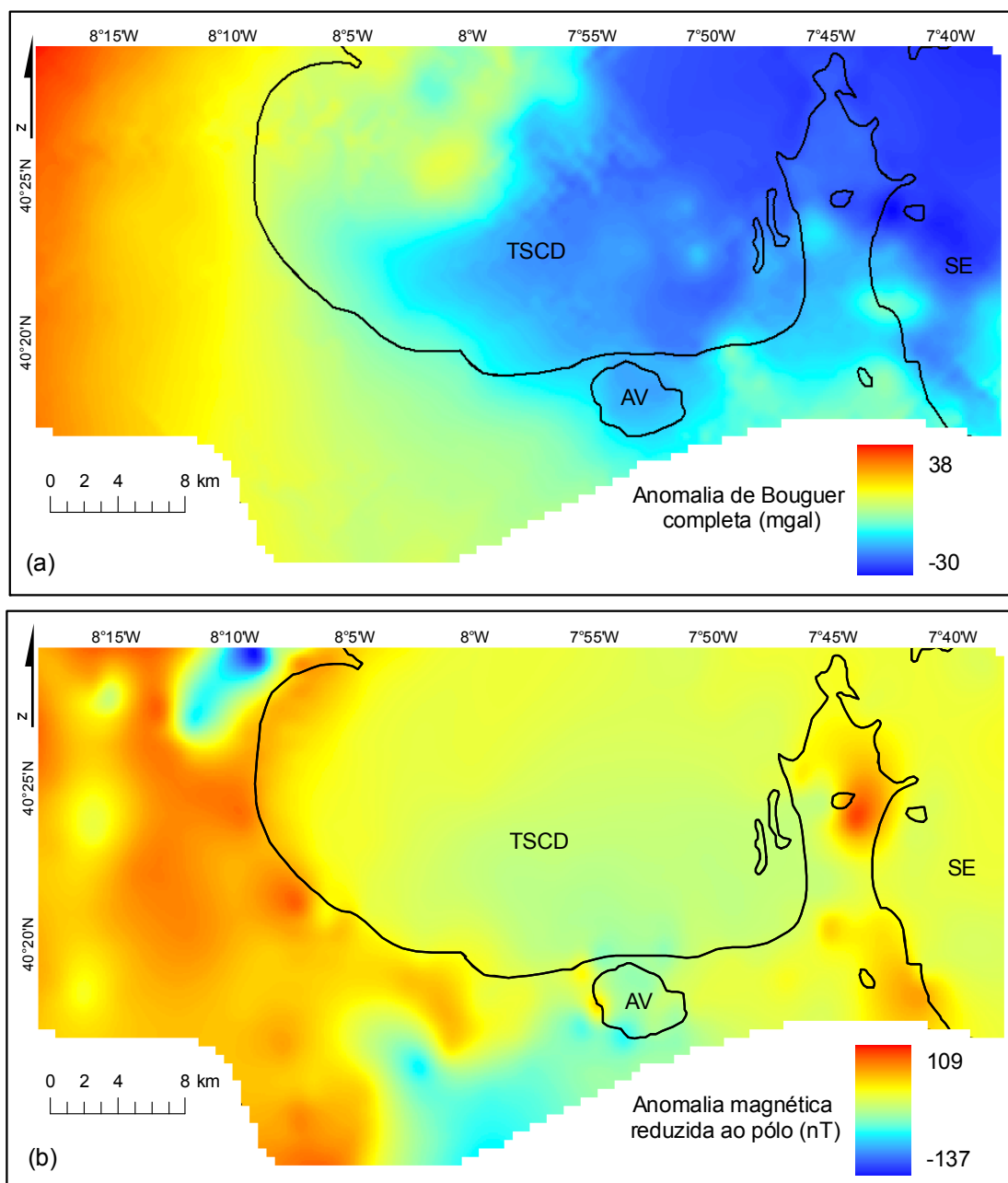


Figura 6.6. Comparação entre as principais anomalias gravimétricas e magnéticas. (a) Anomalia de Bouguer completa; (b) Anomalia magnética reduzida ao pólo (sensor h_1). A linha a preto corresponde ao contacto geológico entre o granito e o CXG. Plutões graníticos na área em estudo: TSCD- Tábua-Santa Comba Dão, SE- Serra da Estrela e AV- Avô.

Após a aplicação do filtro de redução ao pólo a anomalia magnética, simétrica e monopolar, pode ser confrontada com a anomalia gravimétrica. As principais anomalias identificadas nos mapas da anomalia de Bouguer completa e da anomalia magnética reduzida ao pólo apresentam uma correlação bem definida (Figura 6.6 a, b). As anomalias de Bouguer e magnética mostram uma coincidência espacial relacionada com a localização dos principais corpos-fonte, os corpos graníticos aflorantes na área em

estudo (TSCD, SE e AV). O contacto geológico granito-CXG estabelece uma correspondência com as anomalias observadas, resultante do contraste das propriedades físicas que caracterizam os corpos-fonte (densidade ou susceptibilidade magnética) (Figura 6.6). No mapa de anomalias magnéticas são evidentes algumas anomalias locais isoladas que poderão estar relacionadas com fontes de ruído magnético (Figura 6.6 b).

6.3.3 Suavização das anomalias

A aplicação de um filtro de continuação ascendente às anomalias permite obter um mapa suavizado, onde o aumento da elevação permite observar os comprimentos de onda regionais, livres da influência das fontes locais relacionadas com anomalias subsuperficiais. Na Figura 6.7 podem-se observar os mapas da anomalia de Bouguer completa e anomalia magnética reduzida ao pólo após a aplicação de uma continuação ascendente com uma elevação de duas vezes o tamanho da célula usada na superfície. Esta operação foi realizada no programa *Oasis montaj*, extensão *MAGMAP*. Constata-se que as principais anomalias localizadas na área em estudo encontram-se bem delimitadas e isoladas. Estas anomalias estão relacionadas com os corpos fonte regionais enraizados a maiores profundidades.

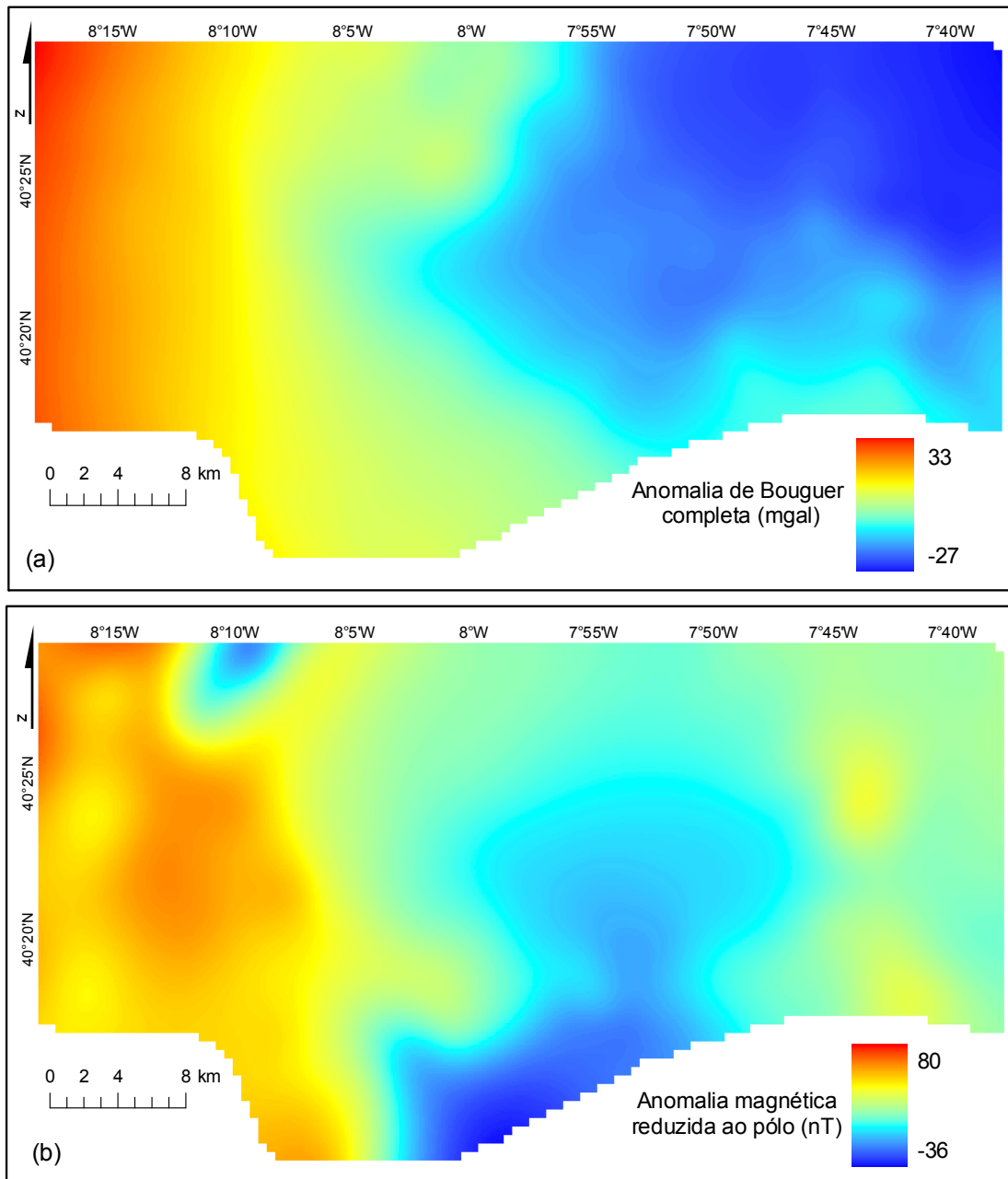


Figura 6.7. Mapas de continuação ascendente. (a) Elevação de 1000 m na anomalia de Bouguer completa; (b) Elevação de 1600 m na anomalia magnética reduzida ao pólo.

6.3.4 Localização de limites geológicos e estruturais

O contraste acentuado do gradiente em dados de campo potencial pode ser consequência da presença de discontinuidades estruturais (falhas) e/ou geológicas, como a fronteira entre materiais geológicos com contraste de propriedades físicas (por exemplo os contactos com corpos intrusivos).

As derivadas são usualmente aplicadas na interpretação de anomalias gravimétricas e magnéticas. Estas realçam os números de onda elevados (ou comprimentos de onda curtos) relacionados com as estruturas subsuperficiais. Podem ser calculadas no domínio espacial e no domínio da frequência usando operadores padrão. As derivadas (horizontal e vertical) caracterizam os gradientes das anomalias, realçando os gradientes mais elevados e sendo eficientes na localização e delimitação das fontes de anomalia (Hinze, 1990).

O gradiente horizontal tem sido usado para localizar limites de contraste de densidade ou susceptibilidade magnética a partir de dados de gravidade ou pseudogravidade (Cordell & Grauch, 1985; Grauch & Cordell, 1987). A magnitude máxima do gradiente horizontal é delineada em mapas de linhas de contorno, que definem as fronteiras dos corpos-fonte das anomalias magnéticas ou gravimétricas (Blakely & Simpson, 1986). O método apresenta resultados mais precisos na localização de contactos próximos da vertical. Em casos de contactos inclinados a localização horizontal dos mesmos encontra-se deslocada da verdadeira localização (Grauch & Cordell, 1987).

O gradiente total (também designado por sinal analítico) é outro método geralmente usado na localização de limites geológicos e estruturais de corpos-fonte (Roest *et al.*, 1992). O método é preferencialmente usado em interpretação bidimensional, pois em 2D a amplitude do sinal analítico corresponde ao gradiente total (Nabighian, 1972), sendo independente da direcção de magnetização. Em geral o método apresenta resultados mais precisos quando aplicado a dados magnéticos, independentemente da inclinação do contacto (Nabighian *et al.*, 2005b).

A aplicação dos métodos de gradiente total e gradiente horizontal na localização dos limites de corpos magnéticos pode ser vantajosa, pois pela diferença dos resultados dos dois métodos é possível obter uma estimativa do sentido da inclinação dos contactos (Phillips, 2000).

A análise da transformada de onduleta (*wavelets*) é uma técnica de processamento de sinal (Mallat & Hwang, 1992) utilizada com distintos propósitos, que constitui uma alternativa à análise de Fourier. A análise multi-escala dos valores máximos da transformada de onduleta é uma técnica de análise de sinal também usada na localização de fronteiras e definição da geometria de corpos-fonte a partir de dados de campo potencial (Hornby *et al.*, 1999; Holden *et al.*, 2000; Martelet *et al.*, 2001).

Para localizar os limites geológicos e/ou estruturais dos corpos fonte foram aplicadas os métodos anteriormente referidos aos mapas da anomalia de Bouguer completa da região Centro de Portugal (BC_RCPT) (Figura 6.8 a) e da anomalia de

Bouguer completa (BC_ACP) (Figura 6.3 a) e anomalia magnética reduzida ao pólo (MagRTP_ACP) (Figura 6.5 b) da área em estudo.

O mapa da anomalia de Bouguer completa da região Centro de Portugal foi construído com dados de gravidade absoluta cedidos pelo IGP (Instituto geográfico Português) e pelo BGI (*Bureau Gravimétrique International*). O mapa da anomalia de Bouguer completa mostra uma correlação bem marcada com as variações de densidade associadas às diversas litologias aflorantes na região (Figura 6.8 a, b).

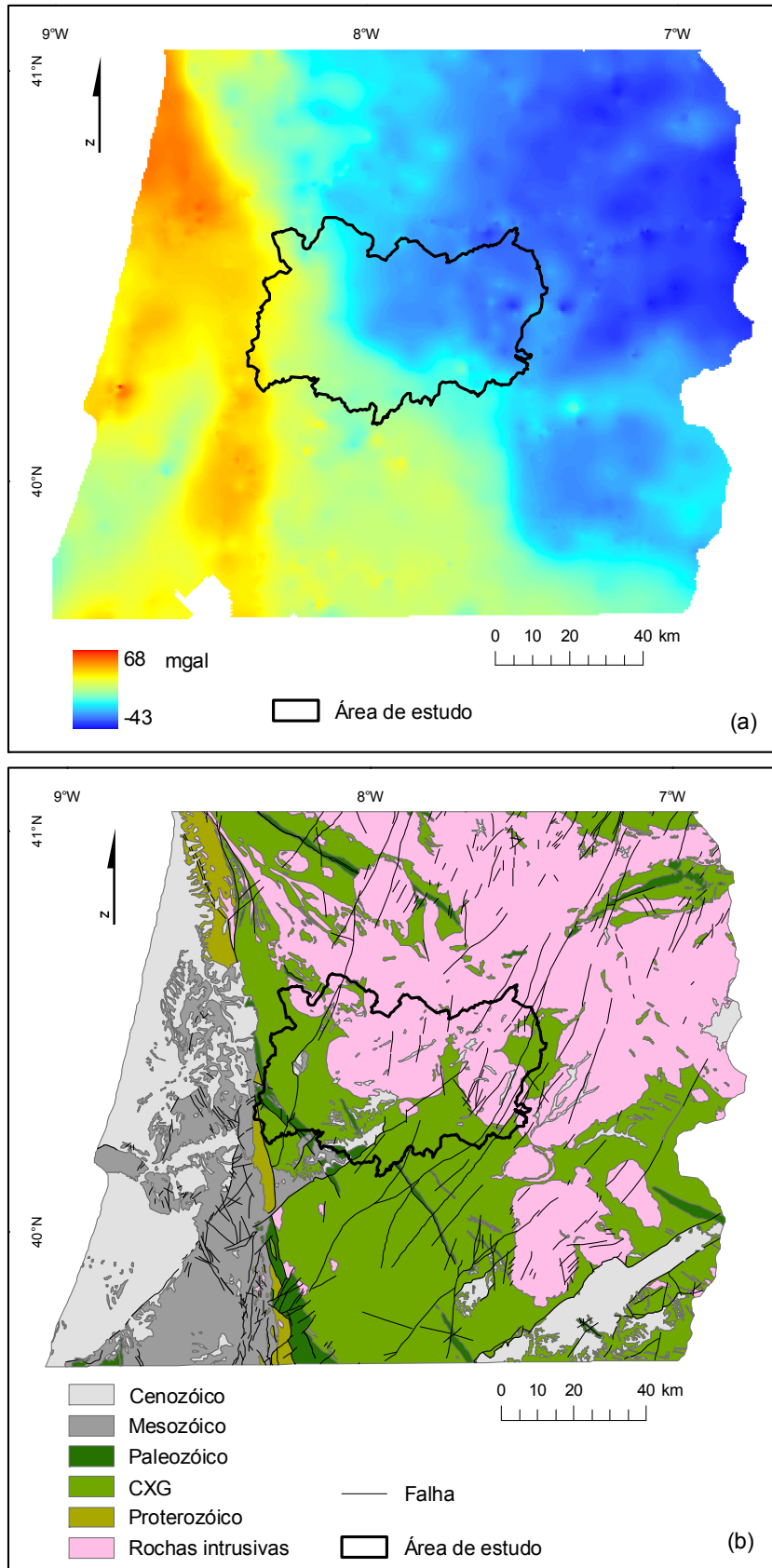


Figura 6.8. Anomalia gravimétrica e enquadramento geológico na região Centro de Portugal. (a) Mapa da anomalia de Bouguer completa (BC_RCPT); (b) Cartografia geológica simplificada.

6.3.4.1 Gradiente vertical

O filtro da derivada vertical realça os comprimentos de onda curtos, relacionados com as estruturas subsuperficiais, e suprime os comprimentos de onda longos (estruturas profundas). O efeito observado nas anomalias deve-se à transição lateral brusca do contraste das propriedades físicas das litologias aflorantes ou subsuperficiais. O mapa da primeira derivada vertical é muitas vezes difícil de interpretar devido ao efeito de deterioração causado pelos números de onda mais elevados, geralmente considerados ruído. Este efeito é pronunciado com o aumento do grau de derivação, necessitando a aplicação de um filtro passa-baixo para suavizar o mapa (Hinze, 1990).

O gradiente vertical (ou primeira derivada vertical) é geralmente calculado no domínio do número de onda, através da transformada de Fourier. De acordo com a equação 6.2 e sendo A a anomalia do campo potencial, obtemos o gradiente vertical (∇V).

$$\nabla V = \left(\frac{dA}{dz} \right) \quad (6.2)$$

O mapa da primeira derivada vertical da anomalia de Bouguer completa foi usado na comparação entre o padrão de anomalias residuais e a cartografia geológica regional. Observa-se uma correlação satisfatória entre as anomalias residuais e os contactos geológicos cartografados na região. A análise das anomalias residuais na região Centro de Portugal demonstra também uma conformidade entre a linha de contorno do zero e a localização das fronteiras das fontes de anomalia residual (Figura 6.9 a, b). Os mapas da primeira derivada vertical da anomalia de Bouguer completa e da anomalia magnética da área em estudo foram suavizados através da aplicação de um filtro de continuação ascendente de 500 m. Nos resultados obtidos para ambas as anomalias observa-se uma concordância razoável entre as anomalias residuais, a linha de contorno do zero e os contactos geológicos dos corpos graníticos aflorantes (Figura 6.9 c, d).

6.3.4.2 Gradiente horizontal

A derivada horizontal é geralmente usada na localização de contactos geológicos e alinhamentos estruturais sub-verticais. O gradiente horizontal total das anomalias de campo potencial indica as variações laterais abruptas das propriedades físicas. Sendo a magnitude do gradiente horizontal total (∇HT) a raiz quadrada da soma dos quadrados

das derivadas parciais da anomalia do campo potencial (A) nas direcções x e y , de acordo com a equação 6.3.

$$\nabla_{HT} = \sqrt{\left(\frac{dA}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dA}{dy}\right)^2} \quad (6.3)$$

Os mapas do gradiente horizontal apresentam a sua magnitude máxima nas zonas de contacto (ou zonas de maior contraste das propriedades físicas). A linha de contorno $0.002 \text{ mgal.m}^{-1}$ delimita zonas com magnitude elevada, promovendo a localização de contactos aparentemente lineares e contínuos (Figura 6.10 b). Estes contactos são concordantes com os contactos geológicos cartografados quando a fronteira do corpo-fonte é próxima da vertical.

No entanto as zonas de contacto ocorrem usualmente deslocadas da sua verdadeira localização quando o contacto do corpo-fonte é inclinado (Phillips, 2000). Na Figura 6.10 a e Figura 6.10 b podem-se observar zonas de contacto alargadas, que indicam a presença de um contacto gradual, possivelmente devido à influência de um contacto inclinado em profundidade. Estas zonas aparecem deslocadas para fora ou para dentro relativamente ao contacto geológico cartografado à superfície, consoante a direcção do mergulho do contacto em profundidade, ampliando a zona de magnitude elevada nesse sentido. Como exemplos referem-se o contacto W e SW do plutão granítico de TSCD, localizado na área em estudo, que parece ser um contacto inclinado para E ou NE, e o contacto entre as formações cenozóicas e os calcários mesozóicos na Bacia Lusitânica, que apresentam um pendor geral para W.

Nos mapas de gradiente horizontal da anomalia de Bouguer completa e anomalia magnética da área em estudo as zonas de amplitude máxima localizam contactos lineares e contínuos. Estes contactos são aproximadamente paralelos aos contactos geológicos dos corpos graníticos cartografados à superfície e acompanham a sua auréola de metamorfismo de contacto (Figura 6.10 c, d). No entanto ocorrem algumas anomalias residuais bem marcadas, nomeadamente no seio do corpo granítico TSCD, que podem ter origem em artefactos introduzidos por influência dos métodos de interpolação usados na construção da superfície, ou mesmo pela dispersão da amostragem realizada na campanha de prospecção (Ver 5.3 no capítulo Análise e interpolação dos dados gravimétricos e magnéticos).

6.3.4.3 Gradiente total

O sinal analítico (SA) (designado também por gradiente total) consiste na raiz quadrada da soma dos quadrados das derivadas da anomalia do campo potencial (A) nas direções x , y e z (equação 6.4).

$$SA = \sqrt{\left(\frac{dA}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dA}{dy}\right)^2 + \left(\frac{dA}{dz}\right)^2} \quad (6.4)$$

O método do gradiente total é eficiente na localização de contactos dos corpos-fonte sendo, no entanto, mais susceptível ao ruído, daí a menor continuidade observada nas zonas de máxima amplitude (Figura 6.11). Em geral estas zonas coincidem aproximadamente com as zonas identificadas no método de gradiente horizontal, assim como com os contactos geológicos cartografados (Figura 6.11). A coincidência entre as zonas identificadas nos dois métodos permite inferir a presença de contactos aproximadamente verticais, em caso contrário poderemos reconhecer a presença de contactos inclinados. Através das linhas de contorno ($0.002 \text{ mgal.m}^{-1}$) pode-se inferir a inclinação dos contactos dos corpos-fonte em profundidade (Figura 6.10 b e Figura 6.11 b). Os resultados do gradiente total obtidos para as estruturas referidas como exemplo (plutão TSCD e Bacia Lusitânica) estão em concordância com os resultados do gradiente horizontal, apresentando o contacto a mesma tendência de inclinação.

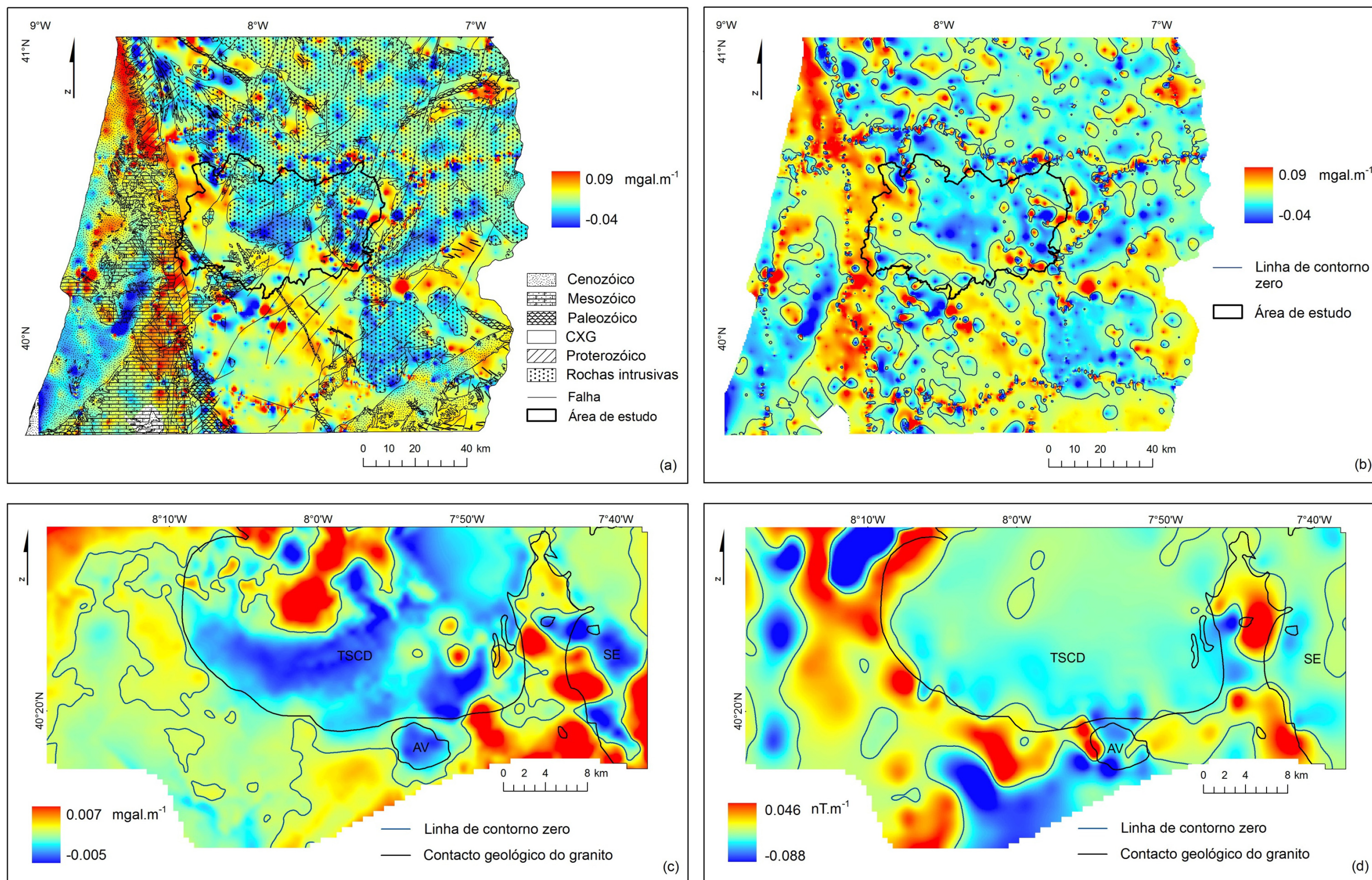


Figura 6.9. Mapas da primeira derivada vertical da anomalia de Bouguer completa e da anomalia magnética. (a) Anomalias BC_RCPT e cartografia geológica regional; (b) Anomalias BC_RCPT e linha de contorno do zero; (c) Anomalias BC_ACP, linha de contorno do zero e limite dos corpos graníticos aflorantes na região; (d) Anomalias MagRTP_ACP, linha de contorno do zero e limite dos corpos graníticos aflorantes na região. (TSCD- Tábua-Santa Comba Dão, SE- Serra da Estrela e AV- Avô).

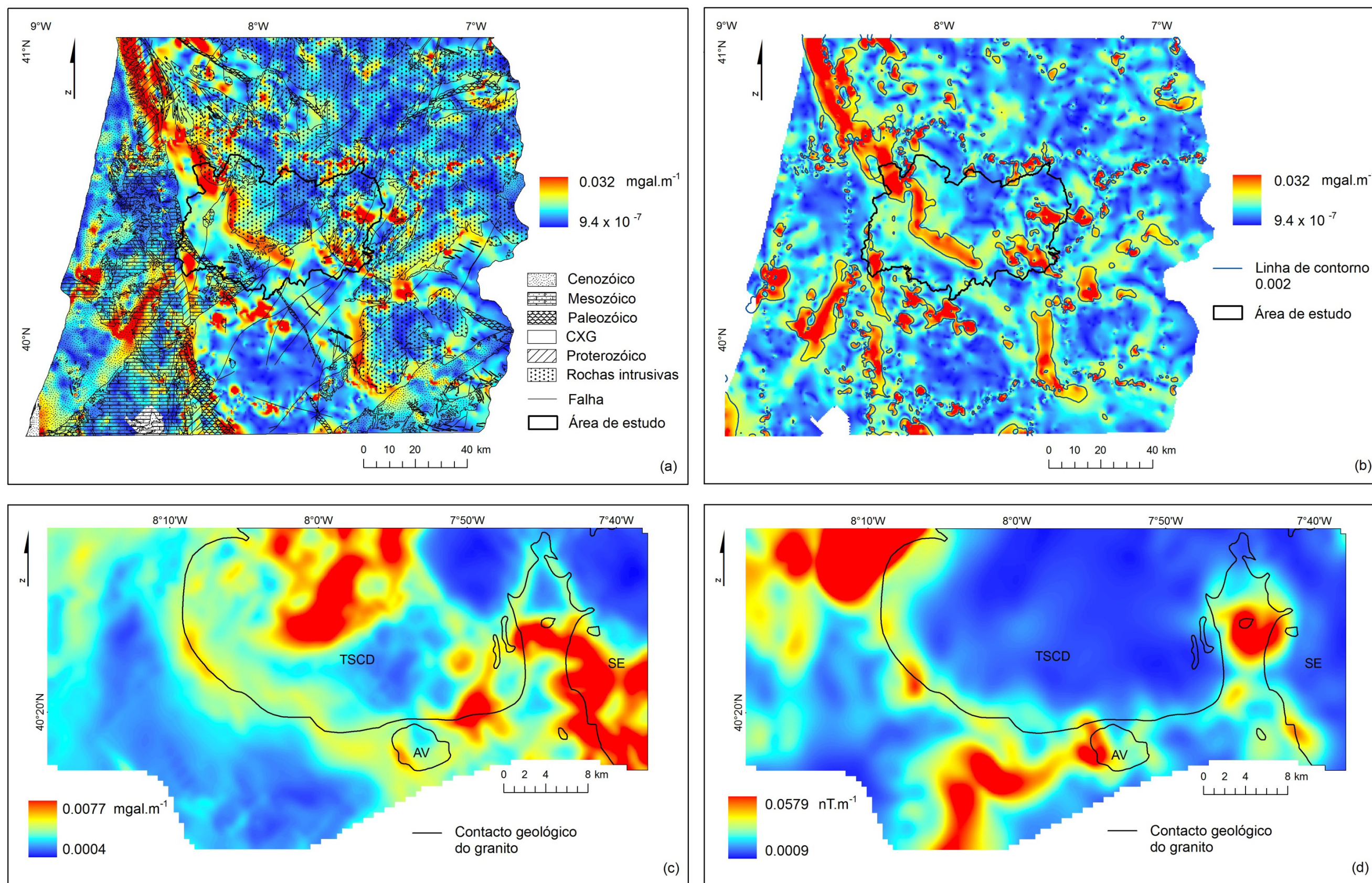


Figura 6.10. Mapas de gradiente horizontal da anomalia de Bouguer completa e da anomalia magnética. (a) Anomalias BC_RCPT e cartografia geológica regional; (b) Anomalias BC_RCPT e linha de contorno 0.002; (c) Anomalias BC_ACP e limite dos corpos graníticos aflorantes na região; (d) Anomalias MagRTP_ACP e limite dos corpos graníticos aflorantes na região. (TSCD- Tábua-Santa Comba Dão, SE- Serra da Estrela e AV- Avô).

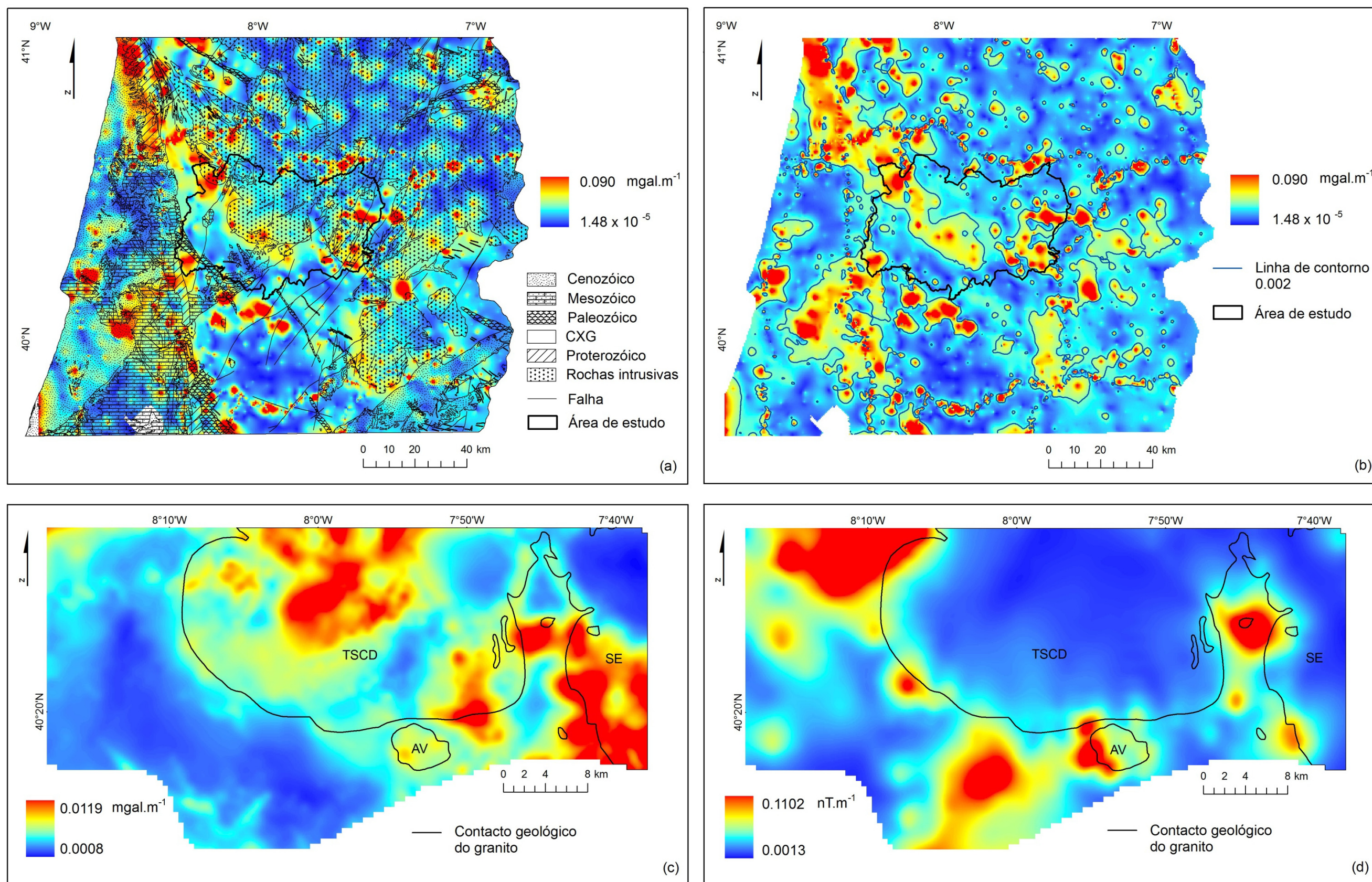


Figura 6.11. Mapas de gradiente total da anomalia de Bouguer completa e da anomalia magnética. (a) Anomalias BC_RCPT e cartografia geológica regional; (b) Anomalias BC_RCPT e linha de contorno 0.002; (c) Anomalias BC_ACP e limite dos corpos graníticos aflorantes na região; (d) Anomalias MagRTP_ACP e limite dos corpos graníticos aflorantes na região. (TSCD- Tábua-Santa Comba Dão, SE- Serra da Estrela e AV- Avô).

6.3.4.4 Análise multi-escala da transformada de onduleta

A localização das fronteiras de corpos-fonte a partir de dados gravimétricos e magnéticos, pode ser realizada a partir da análise dos valores máximos do módulo da transformada de onduleta, permitindo uma análise multi-escala dos contactos geológicos/estruturais.

Deste modo foi aplicado um algoritmo aos mapas das anomalias de campo potencial que permite a análise multi-escala dos valores máximos do módulo da transformada de onduleta. O algoritmo desenvolvido por Vaz (2011) adopta o procedimento de filtragem espaço-escala 1D descrito em Evertsz *et al.*, (1995). Para caracterizar as descontinuidades são calculados dois parâmetros a partir dos máximos do módulo da transformada de onduleta. O expoente de Hölder que caracteriza a rugosidade/textura local, correspondendo os valores inferiores a contactos mais bruscos e os valores superiores a contactos mais suaves (Evertsz *et al.*, 1995) e a escala do máximo regional que é usada no cálculo da pseudo-frequência do sinal (Mallat & Hwang, 1992). Estes parâmetros permitem uma caracterização semi-quantitativa das descontinuidades, sendo projectados em mapa à menor escala em análise, proporcionando a maior precisão na localização espacial das estruturas (Vaz, 2011).

Da análise multi-escala da transformada de onduleta aplicada aos mapas das anomalias de Bouguer completa e magnética obtém-se linhas, que representam os parâmetros multi-escala extraídos a partir dos máximos do módulo da transformada de onduleta. Dada a relação inversa entre a escala e a frequência as linhas representam aproximadamente o comprimento de onda médio associado a cada descontinuidade.

Os parâmetros multi-escala obtidos a partir da anomalia de Bouguer completa na região Centro de Portugal demonstram, para o expoente de Hölder que os valores mais elevados indicam contactos mais suavizados, estando estes associados a muitos dos contactos dos corpos graníticos. Salientam-se os exemplos do plutão de TSCD com contactos mais suaves e o contacto W do plutão da SE que será menos suavizado que o anterior (Figura 6.12 a). Os contactos mais bruscos (valores menores do expoente de Hölder) parecem estar relacionados com descontinuidades locais. A análise da escala do máximo regional da transformada de onduleta ao longo das linhas identificadas permite hierarquizar os contactos. Algumas das descontinuidades mais importantes (valores mais elevados da escala do máximo regional) estão relacionadas com os contactos dos corpos graníticos (Figura 6.12 b).

A análise dos parâmetros para a anomalia de Bouguer completa e anomalia magnética reduzida ao pólo na área em estudo também evidencia que os contactos dos corpos graníticos são descontinuidades importantes. A localização das linhas obtidas é

contígua aos contactos geológicos cartografados para os plutões TSCD e SE (Figura 6.13 b e Figura 6.14 b). Os resultados do expoente de Hölder mostram contactos mais suavizados no bordo W e SW do corpo granítico TSCD. Os contactos mais bruscos ocorrem no bordo E do plutão de TSCD e na fronteira W do plutão da SE (Figura 6.13 a e Figura 6.14 a).

Os mapas de gradientes (vertical, horizontal e total) das anomalias gravimétricas e magnéticas demonstram uma relação entre o contraste acentuado do gradiente e a presença de descontinuidades (sejam falhas ou contactos geológicos) (Figura 6.9, Figura 6.10 e Figura 6.11). Na área em estudo a variação brusca dos gradientes está em geral associada aos contactos de corpos intrusivos. A análise multi-escala da transformada de onduleta aplicada aos mapas das anomalias de Bouguer completa e magnética também permite a localização e caracterização das principais descontinuidades. Todos os métodos aplicados aos dados potenciais indicam uma tendência geral para um contacto mais suave/inclinado a W e SW do plutão de TSCD e um contacto mais ríspido/verticalizado a E do mesmo plutão e no contacto W do plutão da Serra da Estrela.

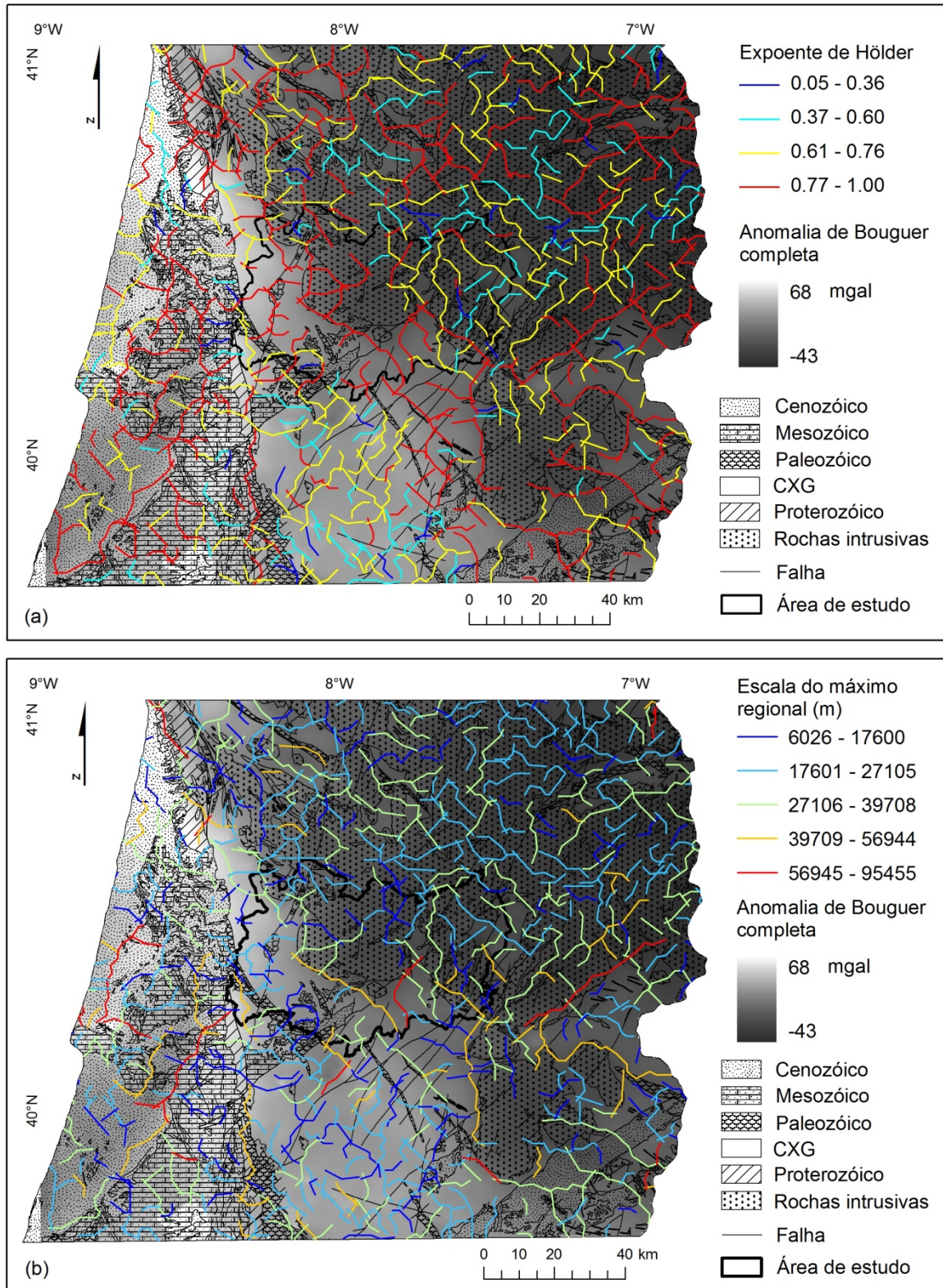


Figura 6.12. Parâmetros multi-escala extraídos dos máximos do módulo da transformada de onduleta da anomalia de Bouguer completa na região Centro de Portugal. (a) Exponente de Hölder; (b) Escala do máximo regional.

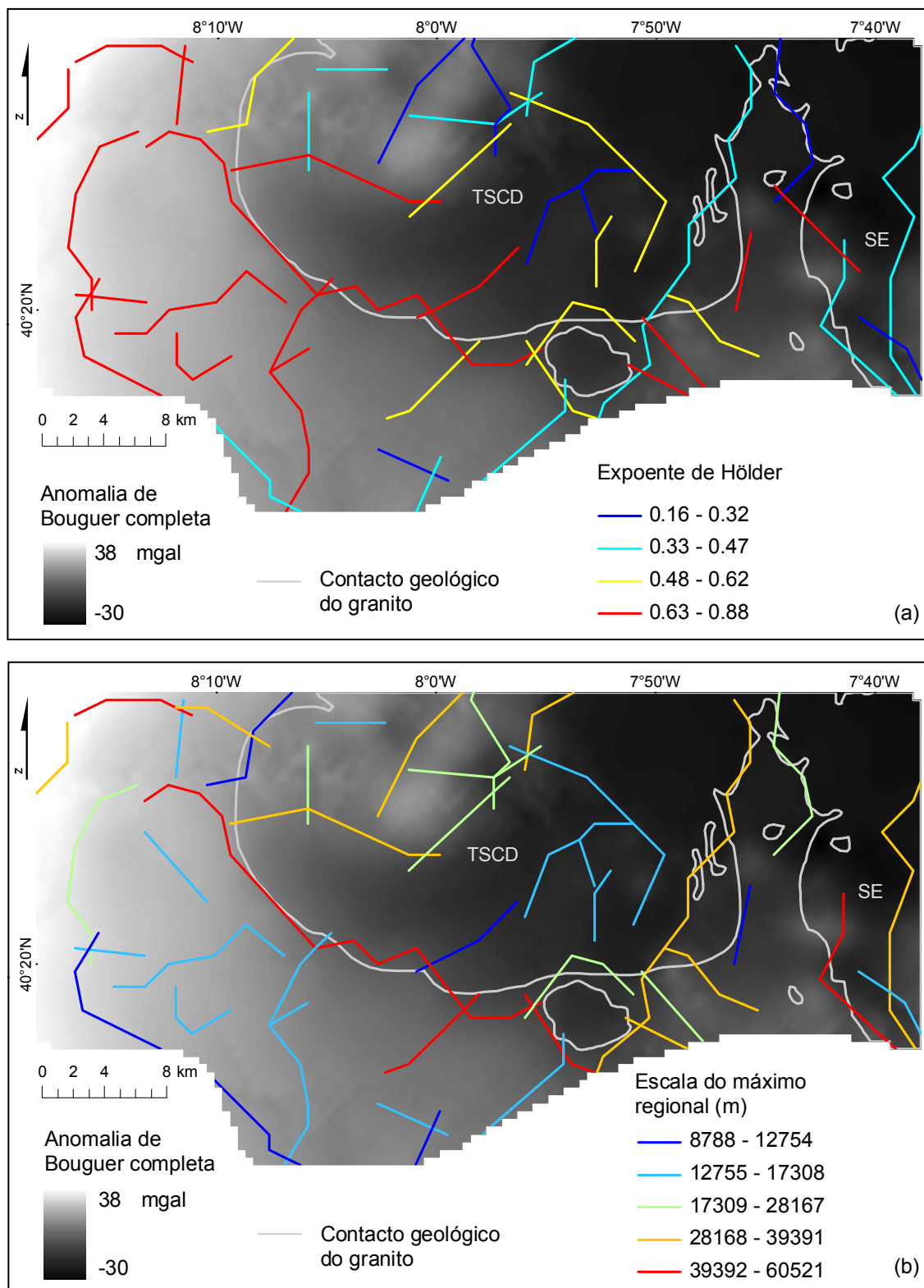


Figura 6.13. Parâmetros multi-escala extraídos dos máximos do módulo da transformada de onduleta da anomalia de Bouguer completa na região em estudo. (a) Expoente de Hölder; (b) Escala do máximo regional. (Plutões graníticos: TSCD- Tábua-Santa Comba Dão e SE- Serra da Estrela).

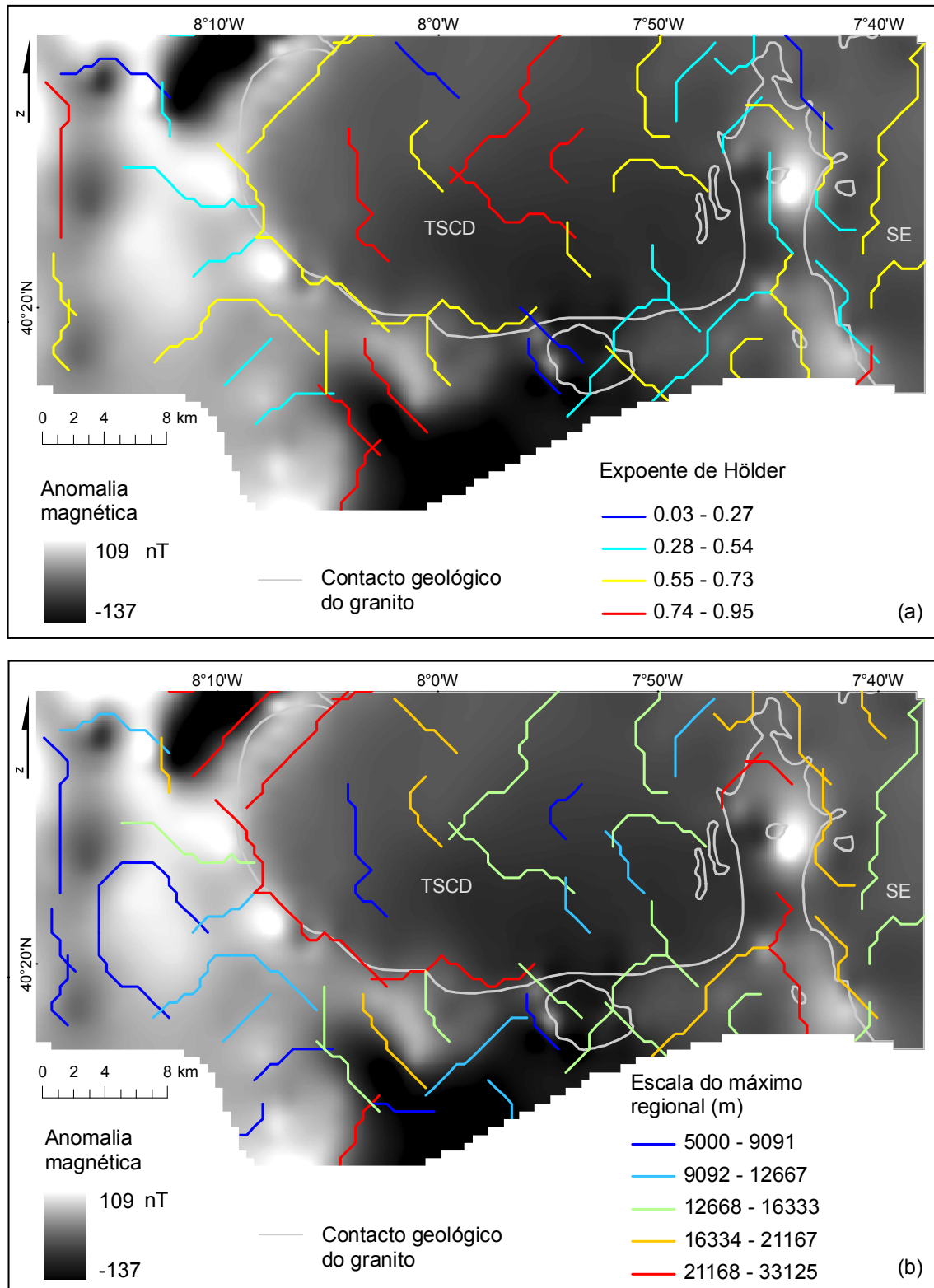


Figura 6.14. Parâmetros multi-escala extraídos dos máximos do módulo da transformada de onduleta da anomalia magnética reduzida ao pólo na região em estudo. (a) Expoente de Hölder; (b) Escala do máximo regional. (Plutões graníticos: TSCD- Tábua-Santa Comba Dão e SE- Serra da Estrela).

6.4 Modelação das anomalias gravimétricas e magnéticas

6.4.1 Modelação inversa: estimativa da profundidade da fonte

As anomalias de campos potenciais naturais (gravimétricas ou magnéticas) apresentam um rápido decréscimo com a distância à fonte. As anomalias gravimétricas associadas a estruturas profundas apresentam menor amplitude e maior extensão do que as anomalias relacionadas com fontes superficiais. Esta relação do número de onda-amplitude com a profundidade pode ser quantificada através do cálculo da profundidade-limite, isto é, a profundidade máxima à qual o topo do corpo anómalo se poderá localizar e ainda produzir uma anomalia observável (Kearey *et al.*, 2009).

As técnicas de interpretação simplificada permitem calcular estimativas da profundidade do topo e/ou centro do corpo-fonte causativo da anomalia. As técnicas de interpretação simplificada gráficas são geralmente aplicadas para estimar a profundidade de uma única fonte. Referem-se como exemplos, o método de meia distância (Nettleton, 1942), o método da razão gradiente-amplitude, o método de *Smith* (Bott & Smith, 1958), entre outras. As técnicas semi-automáticas ou automáticas permitem estimativas da profundidade de múltiplas fontes, usualmente ao longo de perfis e mapas. Citam-se alguns métodos que permitem determinar a localização, forma e profundidade de fontes isoladas, como a deconvolução de *Euler* (Thompson, 1982; Reid *et al.*, 1990), a deconvolução de *Werner*, entre outros. O método de análise espectral (Spector & Grant, 1970) permite determinar a profundidade média de todos os corpos-fonte numa região. Alguns dos métodos já mencionados e outros, além de definirem a localização e profundidade do corpo-fonte, permitem determinar o contraste de susceptibilidade, assim como obter uma estimativa da sua direcção e inclinação (Martelet *et al.*, 2001; Verduzco *et al.*, 2004; Fairhead *et al.*, 2011).

Em geral a precisão da estimativa da profundidade de um corpo-fonte é maior no caso de anomalias magnéticas do que gravimétricas. Tal deve-se à particular sensibilidade das anomalias magnéticas com a distância à fonte e à maior sobreposição das anomalias num espectro de fontes gravimétricas (Hinze *et al.*, 2013).

6.4.1.1 Análise espectral

A análise espectral tem sido aplicada na interpretação de anomalias gravimétricas e magnéticas com diversos propósitos, como no isolamento e realce de atributos das anomalias ou na inversão de anomalias isoladas ou agrupadas (Hinze *et al.*, 2013).

O espectro de potência gerado no domínio de Fourier a partir das anomalias observadas permite calcular a profundidade estatística de todos os corpos-fonte. O método estatístico de Spector & Grant (1970) é usado na interpretação de anomalias magnéticas, permitindo determinar a profundidade média de todos os corpos-fonte numa determinada região, segundo perfil ou mapa (Hinze *et al.*, 2013). O conjunto de todos os corpos-fonte é designado por camada magnética, podendo representar diversas unidades geológicas. O método Spector & Grant (1970) possibilita a determinação da profundidade (Z) a partir do declive da curva do logaritmo do espectro de potência (s), de acordo com a equação 6.5.

$$Z = \frac{-s}{4\pi} \quad (6.5)$$

O logaritmo do espectro de potência (ou densidade espectral) é representado em função dos números de onda. Em geral, o espectro de potência das anomalias apresenta três componentes, as fontes profundas (anomalia regional), as fontes superficiais (anomalia residual) e o ruído, surgindo cada componente sucessivamente à medida que aumenta o número de onda. No programa informático *Oasis montaj*, com recurso à extensão *MAGMAP*, calculou-se a média radial do espectro de potência das anomalias magnéticas e gravimétricas da área em estudo (Figura 6.15 a e Figura 6.16 a).

Diversos métodos foram desenvolvidos para obter a espessura da camada magnética a partir do espectro de potência. Bhattacharyya & Leu (1975) desenvolveram um método para determinar a profundidade da base (Z_b) de corpos-fonte individuais, através do cálculo da localização do centróide de fontes magnéticas isoladas. Okubo *et al.* (1985) adaptou o método anterior e aplicou-o à camada magnética, determinando a profundidade do centróide (Z_0) do conjunto de todas as fontes numa dada região.

A profundidade do centro da camada (Z_0) é inferida a partir da curva do espectro de potência, no segmento onde predominam os menores números de onda (fontes profundas). As fontes superficiais associadas às maiores frequências definem o sinal do topo dos corpos-fonte, permitindo obter a profundidade média do topo (Z_t) da camada magnética.

Deste modo, as profundidades Z_0 e Z_t na área em estudo foram determinadas a partir do declive da curva do logaritmo do espectro de potência de anomalias magnéticas e gravimétricas. As profundidades foram calculadas usando o programa informático *Oasis montaj*, através de um ajuste automático de 5 em 5 pontos ao longo da curva do espectro de potência das anomalias (Figura 6.15 b e Figura 6.16 b).

Determinadas as profundidades Z_0 e Z_t , a profundidade da base (Z_b) pode ser calculada a partir da equação 6.6 (Figura 6.15 b e Figura 6.16 b).

$$Z_b = 2Z_0 - Z_t \quad (6.6)$$

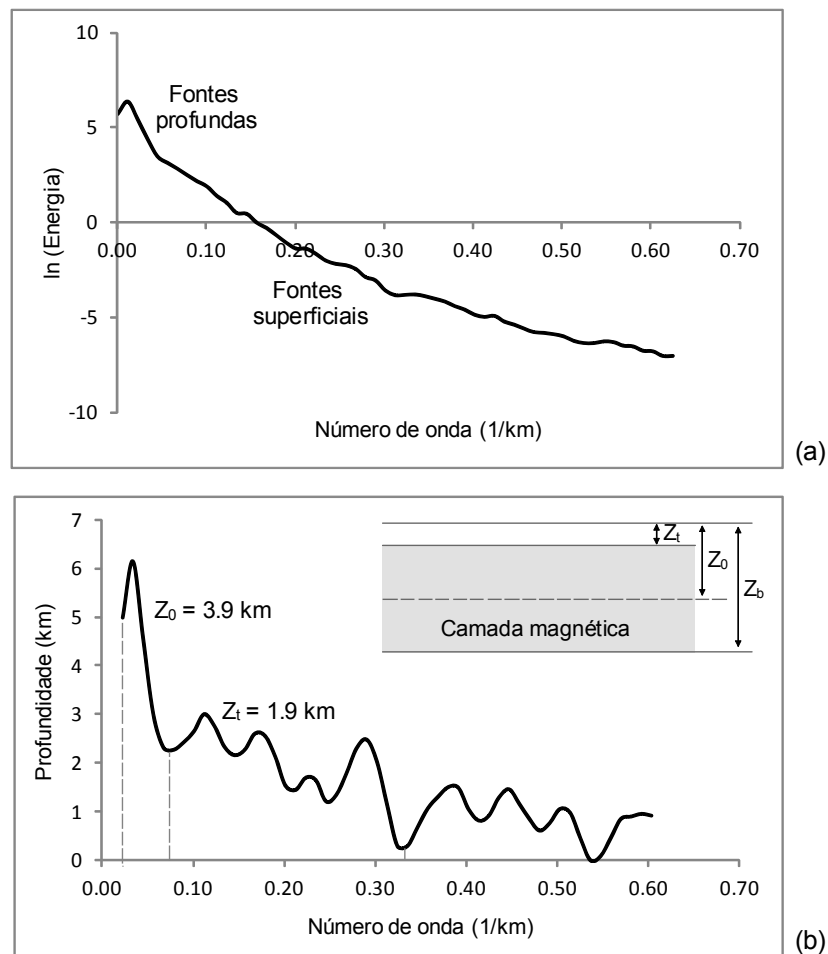


Figura 6.15. Análise espectral das anomalias magnéticas da área em estudo. (a) Média radial do espectro de potência; (b) Profundidades estimadas a partir do declive da curva do espectro de potência (profundidades do centróide (Z_0), do topo (Z_t) e da base (Z_b) da camada magnética).

De acordo com a análise espectral das anomalias magnéticas na área em estudo, a profundidade média estimada para os intervalos de frequência considerados ($0.02-0.09 \text{ km}^{-1}$ e $0.09-0.33 \text{ km}^{-1}$) foram para a profundidade do topo (Z_t) da camada magnética

1.9 km e para a profundidade do centróide (Z_0) 3.9 km. Estas estimativas correspondem a uma profundidade média da base (Z_b) das fontes magnéticas de 5.8 km (Figura 6.15 b).

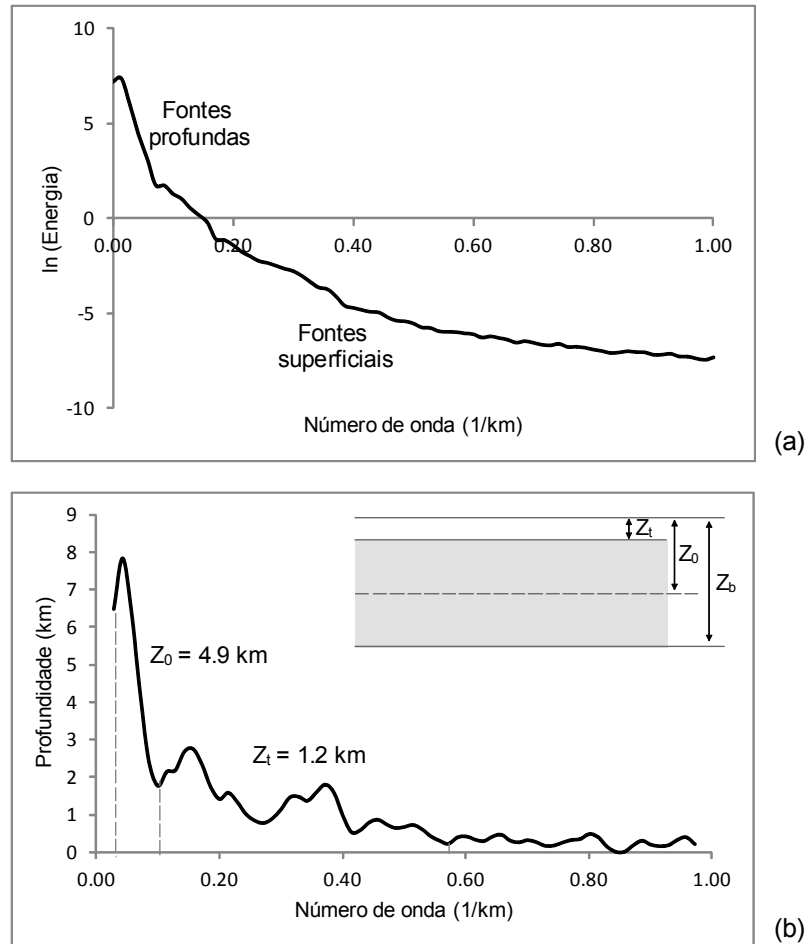


Figura 6.16. Análise espectral das anomalias gravimétricas da área em estudo. (a) Média radial do espectro de potência; (b) Profundidades estimadas a partir do declive da curva do espectro de potência (profundidades do centróide (Z_0), do topo (Z_t) e da base (Z_b) da camada gravimétrica).

Da análise espectral das anomalias gravimétricas na área em estudo resultam as seguintes profundidades médias para os intervalos do número de onda definidos (0.03-0.10 km^{-1} e 0.10-0.57 km^{-1}): Z_t 1.2 km e Z_0 4.9 km. As estimativas correspondem a uma profundidade média da base das fontes gravimétricas de 8.5 km (Figura 6.16 b).

Na análise dos espectros de potência dos dados das campanhas de prospecção magnética e gravimétrica apenas são observadas as anomalias superficiais, até 5.8 km e 8.5 km de profundidade, respectivamente. A limitada extensão das áreas de prospecção

(aproximadamente $70 \times 30 \text{ km}^2$ na magnética e $60 \times 30 \text{ km}^2$ na gravimétrica) não é suficiente para a identificação das anomalias mais profundas.

No entanto aumentando a dimensão da área em análise podemos alcançar maiores profundidades. A profundidade máxima de investigação é geralmente cerca de 20% a 25% da longitude da janela de análise (Hinze *et al.*, 2013). Como referido anteriormente, a precisão da estimativa da profundidade de um corpo-fonte é maior no caso de anomalias magnéticas. Deste modo optou-se por realizar a análise espectral de uma superfície mais extensa apenas para os dados magnéticos. Construiu-se uma superfície com área de 200 por 200 km^2 , centrada na região em estudo, com base nos dados magnéticos provenientes do mapa global de anomalias magnéticas terrestres (EMAG2 - *global Earth Magnetic Anomaly Grid*). Os dados EMAG2 são constituídos por uma compilação de medições do campo magnético terrestre adquiridas por satélite, barco e avião. Estes dados magnéticos têm uma resolução de 2 arcmin (cerca de 3.7 km) e uma altitude de referência a 4 km acima do geóide (Maus *et al.*, 2009). Para que a superfície seja coincidente com a altitude média da área em estudo foi aplicado um filtro de continuação descendente ao mapa de anomalias magnéticas EMAG2 (Figura 6.17). O processamento dos dados magnéticos foi implementado no programa informático *Oasis montaj*.

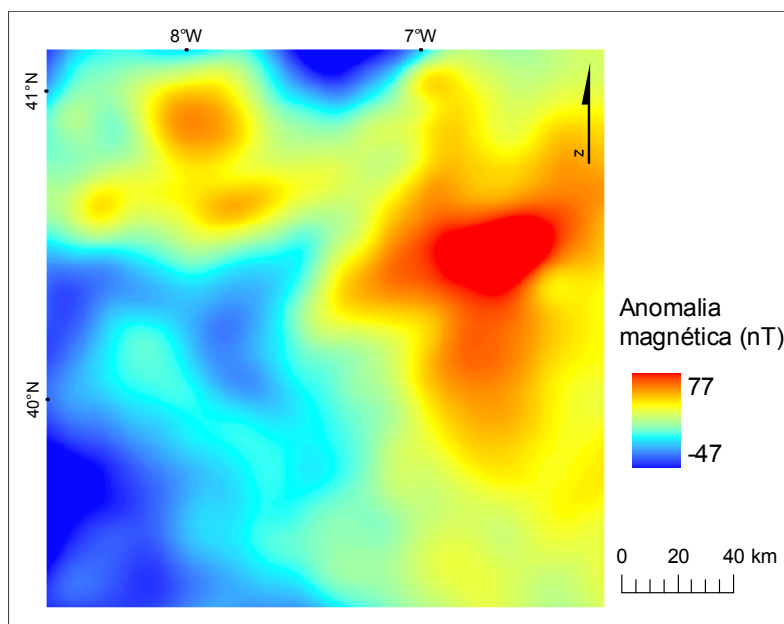


Figura 6.17. Mapa de anomalias magnéticas EMAG2.

Os intervalos do número de onda considerados foram 0.01 a 0.04 km^{-1} para as fontes profundas e 0.04 a 0.10 km^{-1} para as fontes superficiais. Da análise espectral das anomalias magnéticas EMAG2 resultam as seguintes profundidades médias: Z_t 4.7 km e

Z_0 15.5 km. Estas estimativas correspondem a uma profundidade média da base das fontes magnéticas de 26.3 km (Figura 6.18 a, b).

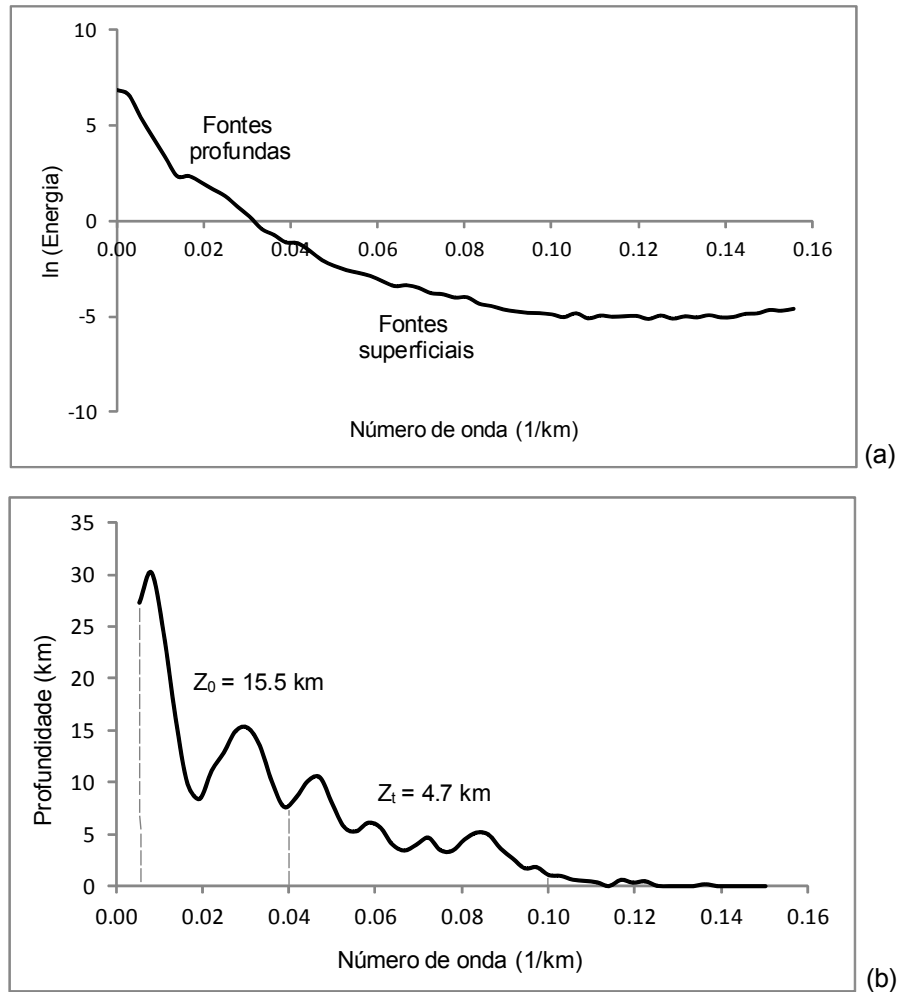


Figura 6.18. Análise espectral das anomalias magnéticas EMAG2. (a) Média radial do espectro de potência; (b) Profundidades estimadas a partir do declive da curva do espectro de potência (profundidades do centróide (Z_0), do topo (Z_t) e da base (Z_b) da camada magnética).

A profundidade da descontinuidade de *Moho* admitida para a Península Ibérica, baseada em dados de gravidade e sísmica, não apresenta discrepâncias significativas. A descontinuidade de *Moho* encontra-se entre 30-36 km no sector do Maciço Ibérico e 30-32 km na região em estudo (Díaz & Gallart, 2009; Gomez-Ortiz *et al.*, 2011). A estimativa da profundidade da base das fontes magnéticas inferida a partir da análise espectral das anomalias magnéticas (26.3 km) é admissível considerando a profundidade admitida para a descontinuidade de *Moho* na região (30-32 km).

6.4.1.2 Anomalias magnéticas e aplicações geotérmicas

A análise espectral é aplicada na interpretação de anomalias magnéticas, permitindo determinar uma estimativa regional da profundidade média da base da camada magnética, formada por todos os corpos-fonte causativos das anomalias magnéticas (Ver secção 6.2.1.1). Na análise espectral de anomalias magnéticas a profundidade da base da crosta magnetizada é geralmente interpretada como a profundidade do ponto de Curie, possibilitando uma estimativa do gradiente geotérmico médio crustal (Bhattacharyya & Leu, 1975; Shuey *et al.*, 1977; Okubo *et al.*, 1985).

O ponto de Curie (ou temperatura de Curie (T_c)) consiste na temperatura a que um material ferromagnético perde a sua capacidade de magnetização, passando a ter um comportamento paramagnético. Os minerais magnéticos provêm dos grupos geoquímicos ferro-titânio-oxigénio, a série das titanomagnetites (magnetite e ulvospinela) e a série das titanohematites (ilmenite e hematite), e ferro-enxofre (pirrotite e greigite). As propriedades magnéticas das rochas ígneas e metamórficas dependem da sua composição, estado de oxidação, alteração hidrotermal e condições de metamorfismo. O comportamento magnético das rochas está normalmente dependente do conteúdo em magnetite, pois este é o mineral magnético mais comum, sendo geralmente atribuída uma T_c entre 500 a 600 °C (580 °C para a magnetite pura). O aumento do conteúdo em titânio (Ti) nas rochas promove a diminuição da temperatura de Curie, sendo mais realista admitir uma T_c de 500 a 550 °C para a magnetite (Hinze *et al.*, 2013). Uma temperatura de 560 °C poderá ser admitida na profundidade da base de corpos graníticos (Shuey *et al.*, 1977).

O valor médio de fluxo térmico admitido para a crosta continental é de 65 mW.m⁻² (Pollack *et al.*, 1993). No mapa de densidade de fluxo térmico de Portugal a área em estudo localiza-se na zona com valores médios de 78 mW.m⁻². Este mapa foi elaborado a partir dos parâmetros de temperatura, condutividade térmica e valores de produção de calor radiogénico, obtidos em furos (Correia & Ramalho, 2005; Correia & Ramalho, 2010).

Diversos estudos têm sido desenvolvidos no âmbito da estimativa de gradientes geotérmicos e fluxos térmicos, a partir do conhecimento das profundidades do ponto de Curie (Z_{PC}) determinadas através da análise espectral de dados magnéticos (Tanaka *et al.*, 1999; Dolmaz *et al.*, 2005; Obande *et al.*, 2014).

Uma vez determinada a profundidade a partir da qual os corpos perdem as suas propriedades magnéticas ($Z_{PC} = Z_b = 26.3$ km) através do método de análise espectral de anomalias magnéticas, podemos inferir um valor para o gradiente geotérmico na região em estudo. O gradiente geotérmico regional (∇T_z) foi calculado de acordo com a equação 6.7.

$$\nabla T_z = \frac{T_c}{Z_{pc}} \quad (6.7)$$

As litologias predominantes na área em estudo são as rochas granitóides e as rochas metamórficas (CXG). Nos cálculos considera-se o intervalo de temperaturas de Curie entre 530 °C e 560 °C. O primeiro valor é um valor médio determinado a partir das T_c de vários minerais que podem estar associados às litologias aflorantes na área em estudo (como hematite, ilmenite e pirrotite) e o segundo valor é admitido em rochas granitóides.

O gradiente geotérmico determinado para a região em estudo, considerando as temperaturas de Curie de 530 °C e 560 °C e a profundidade do ponto de Curie, é de 20.2 °C.km⁻¹ e 21.3 °C.km⁻¹, respectivamente (Tabela 6.2).

Considerando os gradientes geotérmicos calculados anteriormente e assumindo uma condutividade térmica (λ) de 3 W.m⁻¹.K⁻¹ para a crosta superior da ZCI (Fernández *et al.*, 1998; Fernández *et al.*, 2004), determina-se o fluxo térmico (q) segundo a equação 6.8. O valor do fluxo térmico na área em estudo varia entre 60.5 mW.m⁻² e 63.9 mW.m⁻² (Tabela 6.2).

$$q = \nabla T_z \times \lambda \quad (6.8)$$

Tabela 6.2. Parâmetros geotérmicos determinados a partir da análise das anomalias magnéticas.

Profundidade média do ponto de Curie Z_{pc} (km)	Temperatura de Curie T_c (°C)	Gradiente geotérmico ∇T_z (°C.km ⁻¹)	Condutividade térmica da crosta superior λ (W.m ⁻¹ .K ⁻¹)	Fluxo térmico q (mW.m ⁻²)
26.3	530	20.2	3	60.5
	560	21.3		63.9

A profundidade do ponto de Curie inferida a partir da análise espectral das anomalias magnéticas na área em estudo (26.3 km) é consistente com a profundidade admitida para a descontinuidade de *Moho* (30-32 km) na região em estudo (Díaz & Gallart, 2009; Gomez-Ortiz *et al.*, 2011), uma vez que a superfície de Curie estará localizada na crosta inferior.

De forma a aferir a validade dos resultados obtidos para o gradiente geotérmico e fluxo térmico procedeu-se à sua comparação com os dados geotérmicos disponíveis para a região Centro de Portugal. Considerando as temperaturas de Curie de 530 °C e 560 °C

e a Z_{PC} , os resultados apresentados apontam para um gradiente geotérmico regional de $20.2 \text{ }^\circ\text{C.km}^{-1}$ e $21.3 \text{ }^\circ\text{C.km}^{-1}$ e um fluxo térmico de 60.5 mW.m^{-2} e 63.9 mW.m^{-2} . De acordo com Correia & Ramalho (2010) o gradiente geotérmico e a densidade de fluxo térmico calculados para cinco pontos na região Centro, na vizinhança da área em estudo, apresentam um valor médio de $20 \text{ }^\circ\text{C.km}^{-1}$ e 66 mW.m^{-2} , respectivamente. Os valores de gradiente geotérmico e fluxo térmico obtidos através de ambos os métodos são concordantes.

Este caso de estudo vem demonstrar a fiabilidade e o potencial do método de análise espectral de dados magnéticos para a estimativa de parâmetros geotérmicos à escala regional. Esta técnica poderá ainda ser aplicada não pontualmente mas de uma forma contínua e numa área mais extensa. Os resultados obtidos são um contributo para o acréscimo da informação geotérmica no território nacional.

Apesar do método permitir apenas uma estimativa média regional de gradiente geotérmico e fluxo térmico, são bem conhecidas na região Centro variações locais do gradiente geotérmico com valores mais elevados (Ver secção 2.3.5 recursos geológicos e energéticos nas Beiras no capítulo 2). Estas anomalias geotérmicas locais estão relacionadas com descontinuidades na crosta (contactos geológicos e/ou falhas), que favorecem a rápida circulação de fluidos, sendo evidenciadas pela abundante ocorrência de nascentes termais na região Centro.

6.4.2 Modelação iterativa das anomalias gravimétricas e magnéticas

Partindo de uma abordagem simplificada, a partir de uma inversão directa da amplitude das anomalias observadas podemos calcular a profundidade aproximada do corpo anómalo. Considerando a anomalia de Bouguer (Δg) de uma lâmina horizontal infinita (equação 6.9) podemos obter uma estimativa grosseira da espessura do corpo-fonte (t). Sendo G a constante de gravitação universal e $\Delta\rho$ o contraste de densidade entre o corpo anómalo e o encaixante.

$$t \cong \frac{\Delta g}{2\pi G \Delta\rho} \quad (6.9)$$

A espessura assim determinada poderá ser subestimada para um corpo de extensão horizontal finita (Kearey *et al.*, 2009). Considerando os valores das anomalias de Bouguer completa e residual (Figura 6.4 a, c), e o contraste de densidade entre o granito e o CXG (Ver Tabela 6.3 na secção 6.4.2.1), a estimativa da espessura dos

corpos graníticos na área em estudo é aproximadamente de 5.5 km e 3.7 km, respectivamente.

No presente trabalho pretende-se modelar de um modo iterativo os corpos intrusivos aflorantes na região em estudo a partir das anomalias gravimétricas e magnéticas observadas, obtendo-se uma estimativa da sua profundidade e geometria.

A modelação iterativa possibilita a caracterização dos corpos-fonte causadores das anomalias observadas, tendo sido desenvolvidos diversos estudos de modelação conjunta de anomalias gravimétricas e magnéticas (Götze & Lahmeyer, 1988; Blaich *et al.*, 2011).

A interpretação quantitativa indirecta baseia-se na inversão das anomalias observadas por ajustes iterativos até atingir resultados satisfatórios na correspondência entre as curvas das anomalias calculada e observada. Para tal esboça-se um modelo geológico inicial, onde é incorporada toda a informação disponível acerca dos corpos-fonte de modo a diminuir a ambiguidade do modelo resultante: propriedades físicas das rochas (densidade e susceptibilidade magnética), contactos geológicos, profundidades das superfícies de contraste e dados geofísicos. Determina-se a anomalia causada pelo modelo proposto e compara-se com a anomalia observada, executando os ajustes necessários até atingir os resultados pretendidos.

A modelação das anomalias gravimétricas e magnéticas da área em estudo foi realizada no programa informático *Oasis montaj*, extensão *GM-SYS*. Este programa informático permite a manipulação interactiva de um modelo geológico (geometria, densidade e susceptibilidade magnética) e o cálculo em tempo real da resposta gravimétrica e/ou magnética do modelo. O processo é repetido até alcançar resultados satisfatórios no ajuste entre as anomalias, calculada e observada. No cálculo da resposta geofísica em 2D o *GM-SYS* utiliza métodos baseados em programas tipo *Talwani* (Talwani *et al.*, 1959; Talwani & Heirtzler, 1964) e no algoritmo descrito por Won & Bevis (1987). A modelação de corpos de dimensão 2.5D e 2.75D baseia-se na formulação analítica desenvolvida por Rasmussen & Pedersen (1979) (NGA, 2004).

Na modelação gravimétrica de levantamentos terrestres é usualmente utilizada a anomalia completa de Bouguer, que considera a correcção de terreno. Na modelação de estruturas geológicas regionais, como no caso de corpos intrusivos, é geralmente usada a anomalia residual de Bouguer completa (Olivier *et al.*, 1999; Joly *et al.*, 2008). Na modelação magnética modela-se o campo magnético crustal, associado às estruturas geológicas, sendo também designado por anomalia magnética residual. Dada a natureza dipolar do campo magnético foram modeladas as anomalias magnéticas reduzidas ao pólo.

Para a optimização da modelação sempre que possível foram considerados os valores da anomalia de Bouguer completa observados nas estações gravimétricas, tendo-se construído vários perfis. Desta forma são utilizados os mesmos valores da altitude para cada estação nos processos de redução e modelação gravimétricas. No caso dos valores da anomalia serem extraídos directamente da malha interpolada, os valores da altitude são obtidos através do MDT da área em estudo. Modelaram-se os mesmos perfis para os dados gravimétricos e magnéticos.

O comprimento do perfil modelado deve englobar todas as anomalias de interesse na interpretação e capturar a profundidade dos corpos-fonte. Em geral é sugerido um comprimento mínimo para um perfil gravimétrico de 10 vezes a profundidade máxima da fonte. No entanto, a amplitude da anomalia magnética decrece mais rapidamente com o aumento da profundidade da fonte do que a anomalia gravimétrica. Deste modo o comprimento assumido para um perfil magnético será menor. Admite-se um comprimento de cerca de quatro vezes a profundidade máxima da fonte (Hinze *et al.*, 2013). No presente estudo os perfis definidos foram prolongados em ambas as extremidades pelo menos um terço da extensão horizontal do corpo a modelar.

No total foram modelados sete perfis das anomalias de Bouguer completa e magnética reduzida ao pólo na dimensão 2.75D. Por uma questão de simplificação estas anomalias são denominadas por anomalia de Bouguer e anomalia magnética, respectivamente. Na Figura 6.19 apresenta-se a localização dos perfis e sua relação com a geologia e anomalias, gravimétrica e magnética. O perfil mais extenso (PEW1a), com orientação aproximadamente E-W, atravessa a totalidade dos plutões graníticos de TSCD e Serra da Estrela (Figura 6.19 a, b, c). Neste perfil usaram-se dados de gravidade do mapa da região Centro e dados magnéticos EMAG2 (Figura 6.8 a e Figura 6.17). Na área em estudo foram modelados seis perfis, três com orientação N-S e três E-W, com o principal objectivo de modelar o plutão de TSCD (Figura 6.19 d, e, f).

A modelação 2.75D permite modelar corpos de dimensão finita, sendo atribuída uma extensão lateral (perpendicular à direcção do perfil, segundo +Y e -Y) à unidade geológica/bloco. Tendo por base a cartografia geológica existente na área em estudo pode-se estimar a extensão lateral de cada unidade geológica aflorante e assumir diferentes propriedades físicas para os blocos. Deste limite até ao infinito podem ser atribuídos valores de propriedades físicas distintos do bloco principal.

Relativamente aos dados de gravidade foram modelados perfis da anomalia de Bouguer completa e da anomalia de Bouguer completa residual. No entanto dada a similaridade dos resultados obtidos optou-se por apresentar apenas os perfis relativos à anomalia de Bouguer completa. A semelhança nos resultados poderá estar relacionada com o incompleto isolamento da anomalia residual. Devido à deficiente amostragem de

estações gravimétricas para além da área em estudo, não foi possível prolongar os perfis o suficiente para escapar à área de influência dos corpos graníticos. O comprimento dos perfis deveria ser prolongada cerca de 10 vezes a profundidade máxima da fonte para ambos os lados da anomalia de interesse. Para uma profundidade máxima cerca de 10 km o perfil devia ser prolongado cerca de 100 km para ambos os lados. Desta forma iríamos abranger toda a anomalia de interesse e assegurar um isolamento eficaz da anomalia residual, e conseqüentemente obter uma estimativa mais rigorosa da profundidade do corpo-fonte (neste caso o plutão TSCD) a partir da modelação da anomalia residual. Na presença de um isolamento incompleto da anomalia residual, optou-se por modelar a anomalia de Bouguer completa (a anomalia regional e anomalia residual) até à profundidade de 50 km.

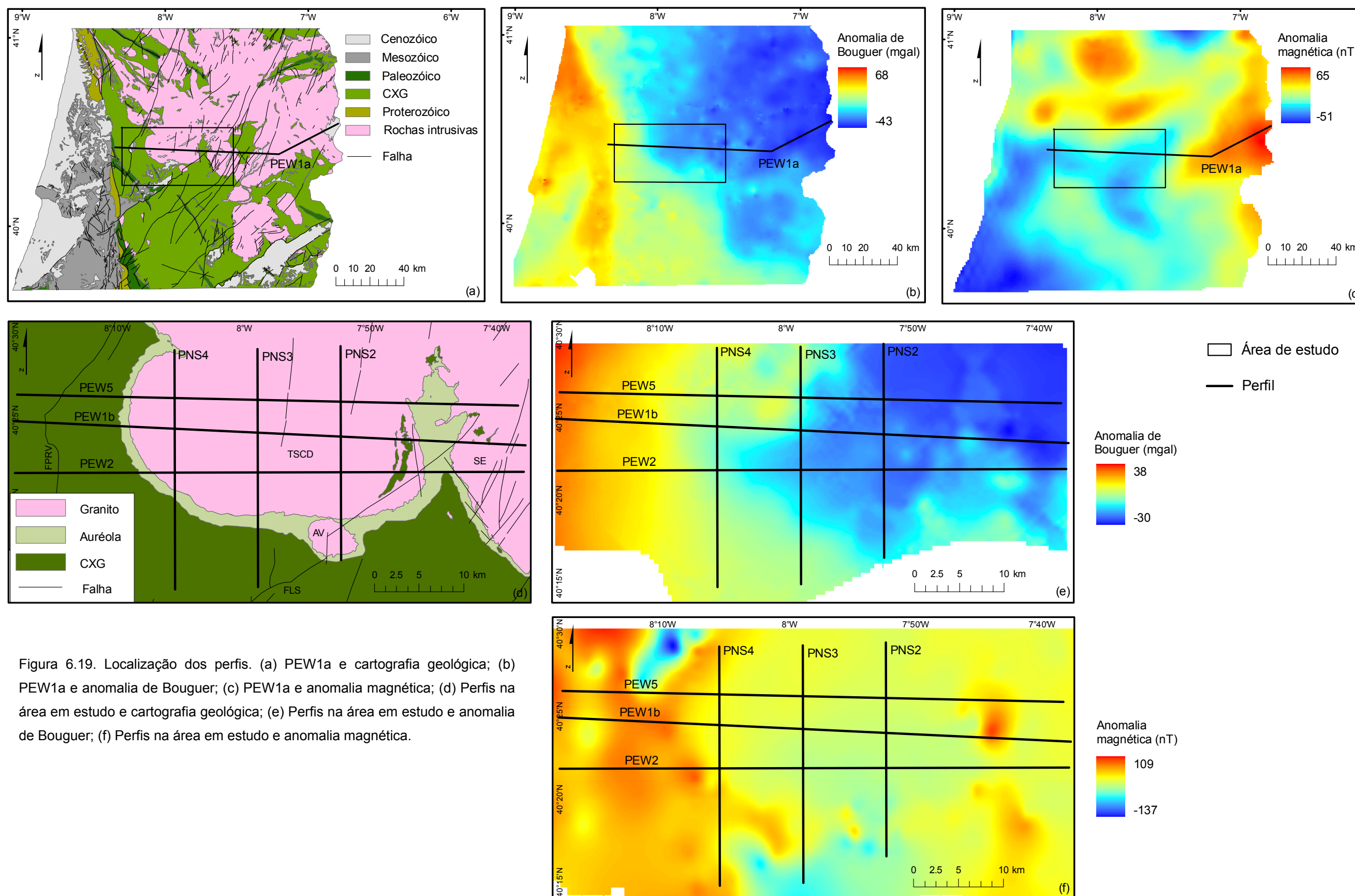


Figura 6.19. Localização dos perfis. (a) PEW1a e cartografia geológica; (b) PEW1a e anomalia de Bouguer; (c) PEW1a e anomalia magnética; (d) Perfis na área em estudo e cartografia geológica; (e) Perfis na área em estudo e anomalia de Bouguer; (f) Perfis na área em estudo e anomalia magnética.

6.4.2.1 Propriedades físicas dos blocos

Na modelação foram considerados diversos blocos/unidades geológicas. Essas unidades são: as unidades que formam a crosta superior, a crosta média, a crosta inferior e o manto. Na região a crosta superior é composta por três unidades geológicas principais, o granito, a auréola de metamorfismo e o CXG, e pelos depósitos mesozóicos e pelos quartzitos. Os dois últimos blocos, dada a sua dimensão não são visíveis à escala dos perfis apresentados.

As profundidades atribuídas aos blocos da crosta e manto são concordantes com as profundidades apresentadas num perfil sísmico de direcção E-W que atravessa a península Ibérica localizado imediatamente a Sul da área em estudo (Díaz & Gallart, 2009). Na área em estudo a profundidade da base da crosta superior varia entre 8-12 km, da crosta média entre 23-25 km e da crosta inferior 29-32 km. Esta última descontinuidade infere a presença da *Moho* que separa a crosta do manto (Tabela 6.3).

A partir da análise espectral das anomalias magnéticas determinou-se uma estimativa da profundidade da base das fontes magnéticas na região de aproximadamente 26 km (Ver secção 6.2.1.1), ou seja, a superfície de Curie estará localizada na crosta inferior. Esta profundidade estimada está em conformidade com a profundidade admitida para a descontinuidade de *Moho* na região.

Tabela 6.3. Propriedades físicas definidas nos blocos.

Bloco	Densidade ρ (g.cm ⁻³)	Susceptibilidade magnética k (CGS)	Profundidade (km)
Ar	2.67 (densidade de redução)	0	—
Crosta superior	Meso-Cenozóico	2.30	8-12
	Granito	2.61	
	CXG	2.74	
	Auréola	2.72	
	Quartzito	2.69	
Crosta média	2.80	0.001 (PEW1a) 0.0019 (outros perfis)	23-25
Crosta inferior	2.90	0.01 (PEW1a) 0.0004 (outros perfis)	29-32
Manto	3.30	0	—

A cada bloco são atribuídas as respectivas propriedades físicas (densidade e susceptibilidade magnética) (Tabela 6.3). Ao bloco considerado acima da topografia, designado por ar, atribui-se a densidade de redução dos dados de gravidade, neste caso 2.67 g.cm^{-3} . Os valores de densidade considerados nas principais unidades geológicas aflorantes na região (granitos, CXG e auréola de metamorfismo) são os valores médios das massas específicas determinadas para estas litologias num estudo de caracterização geotécnica dos terrenos envolventes às barragens da Aguieira e Coiço (Saraiva, 1986). O valor de susceptibilidade magnética usado nos blocos de granito foi obtido através da média dos valores determinados para os diversos granitos aflorantes no sector da Serra da Estrela (Sant'Ovaia *et al.*, 2010). Nos blocos de CXG usou-se um valor médio de susceptibilidade magnética determinado no CXG-Grupo do Douro (Aires *et al.*, 2011). Os restantes valores médios de densidade e susceptibilidade magnética atribuídos aos blocos da crosta e do manto provêm de outros trabalhos (Gomez-Ortiz *et al.*, 2005; Pedreira *et al.*, 2007).

O conhecimento em campo e a cartografia geológica disponível permitiram definir no modelo os contactos litológicos entre as unidades geológicas que aforam na superfície topográfica e os principais alinhamentos estruturais, como a falha da Lousã (FLS) e a falha Penacova-Régua-Verín (FPRV).

6.4.2.2 Interpretação dos perfis gravimétricos e magnéticos

Em cada figura correspondente aos perfis, gravimétrico e magnético, modelados são apresentadas a localização do perfil (alínea a), as respectivas curvas da anomalia de Bouguer completa e anomalia magnética observadas, as anomalias calculadas como resposta ao modelo proposto e respectivo erro de ajuste entre as curvas das anomalias observada e calculada (alíneas b e c). Na alínea d apresenta-se o modelo proposto. Cada modelo constitui uma possível solução para a geometria dos blocos de densidade/susceptibilidade que melhor representa as anomalias observadas, considerando toda a informação adicional disponível. Nos modelos estão representados os principais alinhamentos estruturais cartografados e outras discontinuidades (falhas prováveis, contactos geológicos e/ou superfícies de contraste de propriedades físicas). Na Tabela 6.4 estão resumidas algumas características de cada um dos perfis modelados.

O perfil PEW1a, mais extenso, foi modelado com o objectivo de representar o contexto mais alargado onde se inserem os plutões aflorantes na área em estudo (Tabela 6.4 e Figura 6.19 a, b, c). O perfil intersecta a totalidade dos plutões em estudo (TSCD e

Serra da Estrela) e continua para Nordeste em terrenos graníticos. Este perfil para NW da falha da Lousã (FLS) atravessa uma área abatida delimitada pelas falhas FPRV e FLS, onde afloram a sequência metassedimentar do CXG e o plutão de TSCD (Figura 6.20 a, d). Em geral os granitos são caracterizados por valores da anomalia de Bouguer negativos (corpos de menor densidade) e o CXG por valores positivos (Figura 6.20 c, d).

Tabela 6.4. Síntese das características dos perfis modelados.

Perfil	Direcção	Comprimento (km)	Anomalia de Bouguer (mgal)		Anomalia magnética (nT)		Profundidade do granito (km)	
			Mínima	Máxima	Mínima	Máxima	Mínima	Máxima
PEW1a	W-E	131	-40.9	34.2	-25.9	64.0	3.5	7.9
PEW1b	W-E	57	-27.8	30.2	-7.7	80.1	1.0	11.5
PEW2	W-E	56	-21.8	27.9	-13.5	79.7	2.9	11.2
PEW5	W-E	56	-25.8	31.3	3.1	77.2	0.3	9.5
PNS2	N-S	23	-23.1	-8.5	-26.8	7.3	0.3	7.0
PNS3	N-S	26	-15.5	6.0	-46.6	20.1	0.2	11.6
PNS4	N-S	26	-2.7	10.4	19.4	52.2	0.2	4.1

Como já referido os dados magnéticos usados na modelação deste perfil provêm da compilação EMAG2. Estes dados evidenciam as anomalias magnéticas mais profundas, que traduzem uma magnetização generalizada da litosfera magnética (Hinze *et al.*, 2013). Tal vem condicionar a modelação deste perfil com o uso de valores de susceptibilidade magnética mais elevados na crosta média e inferior (Tabela 6.3).

Depois de testados diversos modelos o que parece obter melhor erro de ajuste, tendo por base todo o conhecimento geológico da região, é o que considera o CXG subjacente aos granitos e limitado pela estrutura da FLS. Para Este desta falha os granitos parecem fazer directamente sobre a crosta média (Figura 6.20).

As profundidades do granito no perfil PEW1a, mínima, máxima e média, são de 3.5 km, 7.9 km e 5.7 km, respectivamente (Tabela 6.4 e Figura 6.20 d). A profundidade média do granito de 5.7 km resultante da modelação iterativa está em conformidade com a estimativa de 5.5 km anteriormente apresentada para os corpos graníticos na área em estudo a partir da equação 6.9.

A sequência do CXG esboça-se entre os 8.0 km e os 10.5 km de profundidade (Figura 6.20 d). De acordo com Medina *et al.* (1998), considerando a extensão aflorante da unidade do CXG, a sua espessura mínima será pelo menos de 5 km. Uma vez que esta unidade se encontra intensamente deformada e afectada por dobramentos, parece aceitável admitir uma espessura superior.

Os erros de ajuste das anomalias, observada e calculada, são de 2.2% na anomalia magnética e 1.6% na anomalia de Bouguer (Figura 6.20 b, c).

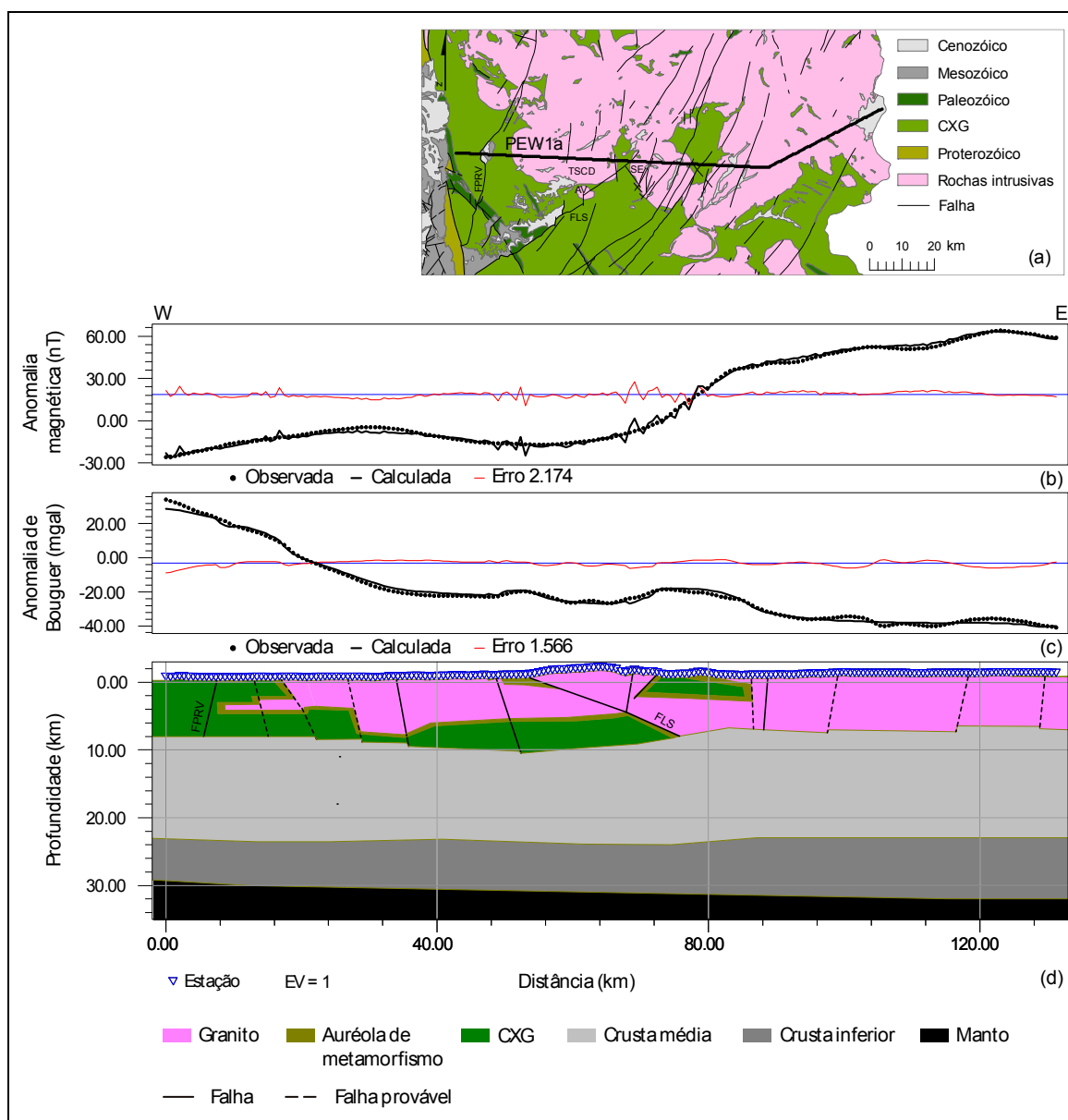


Figura 6.20. Perfil PEW1a. (a) Localização do perfil; (b) Curvas da anomalia magnética observada e calculada; (c) Curvas da anomalia de Bouguer observada e calculada; (d) Modelo proposto.

Os perfis na área em estudo (Figura 6.19 d, e, f) mostram a mesma tendência do perfil anterior, os valores da anomalia de Bouguer negativos estão associados às zonas onde afloram as rochas graníticas (blocos com menor densidade) e os valores positivos relacionam-se com o CXG (Figura 6.21 c, d, Figura 6.22 c, d, Figura 6.23 c, d, Figura 6.24 c, d, Figura 6.25 c, d e Figura 6.26 c, d). A anomalia de Bouguer mínima é de -27.8 mgal

e a máxima é de 30.2 mgal, ambas observadas no perfil PEW1b (Tabela 6.4 e Figura 6.22).

Relativamente à anomalia magnética, os valores menores estão associados aos blocos de granito, sendo mais estáveis nas zonas onde os blocos de granito apresentam maior espessura. Os valores da anomalia magnética mais elevados estão relacionados com o bloco do CXG (Figura 6.21 b, d, Figura 6.22 b, d, Figura 6.23 b, d, Figura 6.24 b, d, Figura 6.25 b, d e Figura 6.26 b, d). Pois os granitos possuem valores de susceptibilidade magnética menores que a unidade encaixante. A anomalia magnética mínima é de -46.6 nT e a máxima é de 80.1 nT, observadas nos perfis PNS3 e PEW1b, respectivamente (Tabela 6.4, Figura 6.22 e Figura 6.25).

Nas zonas de contacto entre o granito e o CXG ocorrem frequentemente variações bruscas do valor da anomalia magnética (Figura 6.21 b, d, Figura 6.22 b, d, Figura 6.23 b, d, Figura 6.24 b, d, Figura 6.25 b, d e Figura 6.26 b, d). Estas variações estão relacionadas com o aumento do contraste de susceptibilidade magnética entre as litologias. Estas flutuações podem estar relacionadas com a presença de zonas de falha possivelmente preenchidas por materiais diferentes e/ou a ocorrência da auréola de metamorfismo de contacto em torno do bloco granítico, onde são frequentes mineralizações diferenciadas.

A heterogeneidade do CXG torna difícil estabelecer um valor de susceptibilidade médio para todo o bloco. No entanto dada a cartografia geológica existente da unidade do CXG e a escala do levantamento magnético realizado seria inexecutável subdividir o bloco e discriminar sub-blocos com diferente susceptibilidade magnética. Apesar do ajuste entre as curvas da anomalia magnética observada e calculada, nas zonas onde aflora ou ocorre uma maior espessura do CXG, ser pouco satisfatório, optou-se por admitir um valor médio para todo o bloco do CXG. Esta escolha conduz a erros de ajuste das curvas da anomalia magnética observada e calculada na ordem dos 10%. Os erros de ajuste das curvas, observada e calculada, da anomalia de Bouguer encontram-se entre 0.5% e 1.9% (Figura 6.21, Figura 6.22, Figura 6.23, Figura 6.24, Figura 6.25 e Figura 6.26).

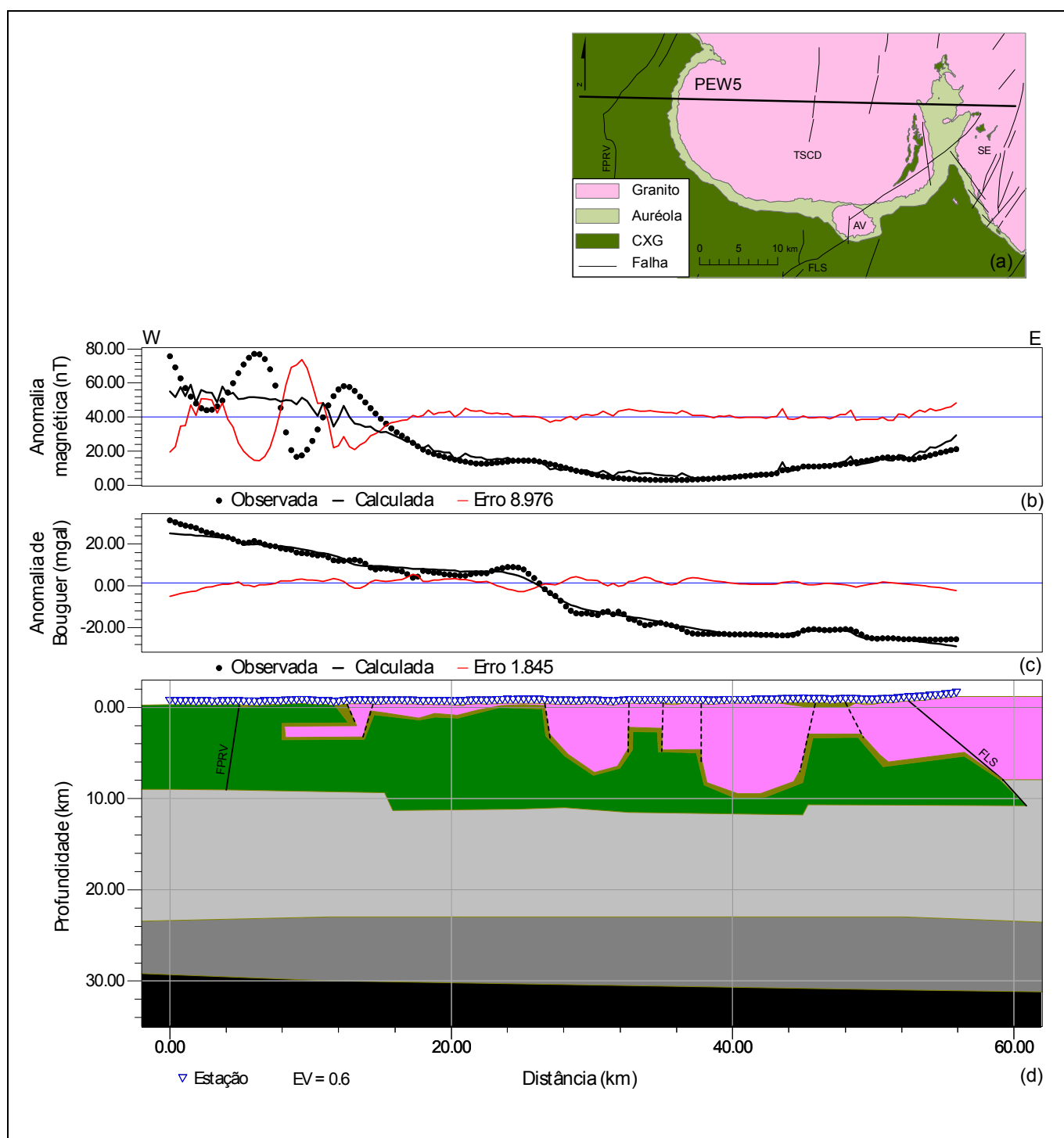
A fracturação regional parece condicionar a geometria dos blocos graníticos, assim como da unidade do CXG. Os alinhamentos estruturais cartografados marcam uma forte influência na disposição da geometria dos blocos, tendo sido inferida a presença de contactos geológicos (falhas prováveis e/ou superfícies de contraste) coincidentes com as direcções de fracturação predominantes na região (NNE-SSW, NE-SW, NW-SE e E-W).

No conjunto dos perfis analisados na área em estudo a profundidade média do granito é de 5 km, um valor ligeiramente inferior à estimativa efectuada a partir da equação 6.9.

Nos perfis com orientação E-W o bloco granítico apresenta profundidade mínima de 0.3 km e máxima de 11.5 km (Tabela 6.4). De salientar a presença de granitos em profundidade, entre os 2 e 4 km, no extremo Oeste dos perfis, imediatamente a Este da estrutura da FPRV. A mancha de CXG aflorante entre os plutões de TSCD e da SE apresenta um decréscimo acentuado de profundidade à medida que caminhamos para Norte (Figura 6.19 d). Desde 3 km de profundidade máxima no perfil PEW2, 0.3 km no perfil PEW1b e 0.1 km no perfil PEW5 (Figura 6.21 a, d, Figura 6.22 a, d e Figura 6.23 a, d). Vindo comprovar a presença de granito subjacente ao CXG, tal como sugeria a magnitude dos valores da anomalia de Bouguer (Ver Figura 5.12 no sub-capítulo 5.3). Como já referido a estrutura da FLS parece condicionar o modelo proposto, limitando o CXG que ocorre subjacente aos granitos. Para Este da falha da Lousã os granitos surgem directamente sobre a crosta média. Esta falha actualmente constitui uma estrutura inversa com cavalgamento para NW, associada à deformação alpina (Figura 6.21 a, d, Figura 6.22 a, d e Figura 6.23 a, d).

No perfil magnético PEW1b observa-se uma anomalia positiva resultante de uma única estação magnética (estação 215), com um valor observado de 88.5 nT, que acarreta um aumento significativo no erro de ajuste (Figura 6.19 f). Esta estação já suscitou dúvidas quanto à sua permanência na amostragem aquando da análise e interpolação dos dados (Ver Figura 5.4 no sub-capítulo 5.1). Uma vez que esta observação ocorre isolada da restante amostragem e na ausência de uma justificação plausível para a sua presença no local optou-se por considerá-la uma pseudo-anomalia, tendo sido filtrada da restante amostragem (Figura 6.22 b).

No conjunto dos perfis de direcção N-S a profundidade do granito varia entre 0.2 km e 11.6 km (Tabela 6.4, Figura 6.24 a, d, Figura 6.25 a, d e Figura 6.26 a, d). O perfil PNS2 atravessa a Sul um corpo granítico distinto e individualizado, cortado pela falha da Lousã, designado por plutonito de Avô (AV) (Figura 6.19 d e Figura 6.24 a, d). De acordo com o modelo proposto o plutão TSCD estabelece um contacto brusco e verticalizado, possivelmente por falha, com a auréola de metamorfismo de contacto do plutonito de Avô. Este corpo apresenta uma forma tabular com enraizamento na crosta média a uma profundidade máxima de 13 km (Figura 6.24 d). O corpo de TSCD não apresenta enraizamento bem definido e ocorre sobrejacente à unidade do CXG, localizando-se a maior extensão do corpo a Oeste da falha da Lousã (Figura 6.24 a, d, Figura 6.25 a, d e Figura 6.26 a, d).



Granito Auréola de metamorfismo CXG Crusta média Crusta inferior Manto Falha Falha provável

Figura 6.21. Perfil PEW5. (a) Localização do perfil; (b) Curvas da anomalia magnética observada e calculada; (c) Curvas da anomalia de Bouguer observada e calculada; (d) Modelo proposto.

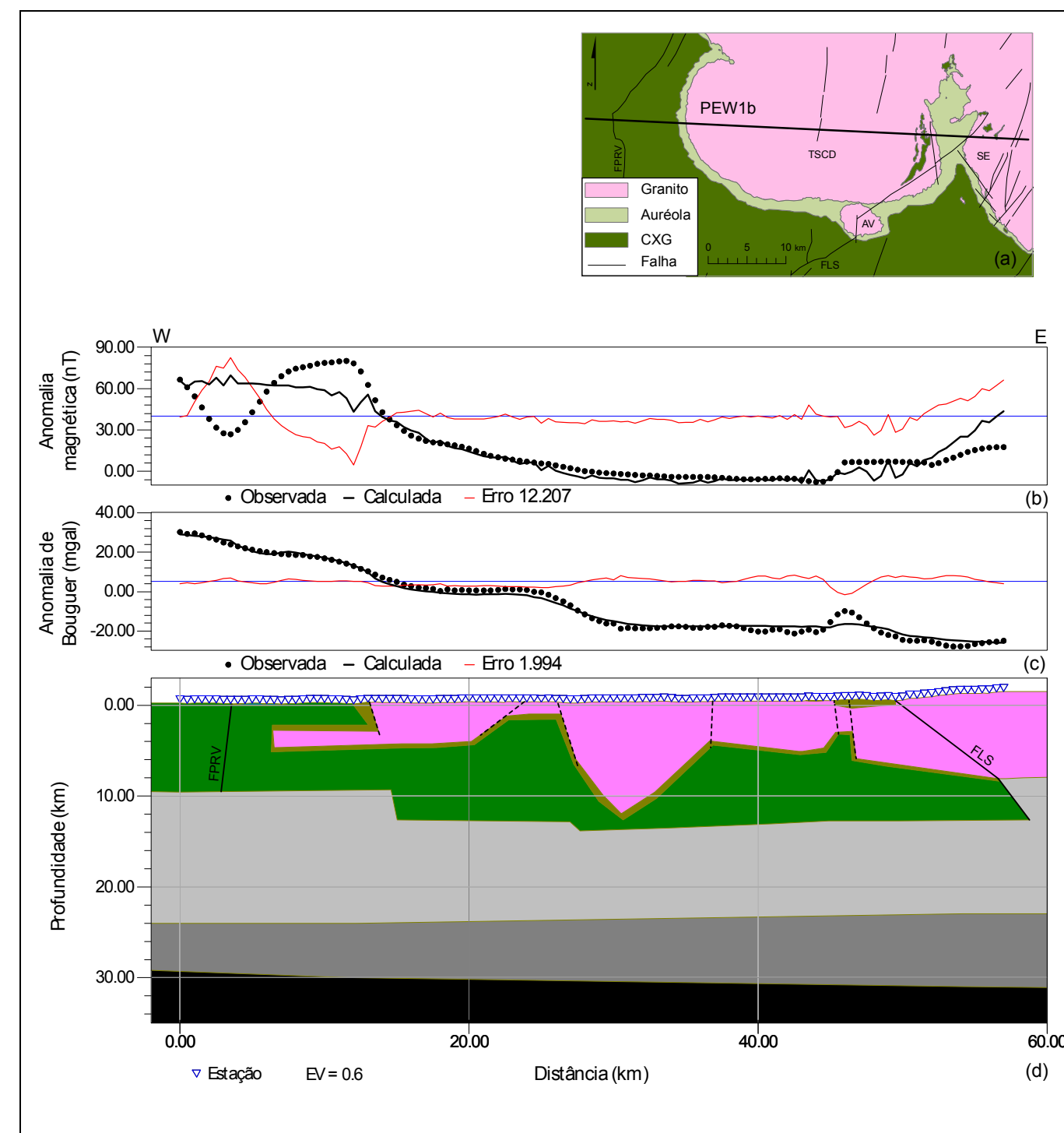
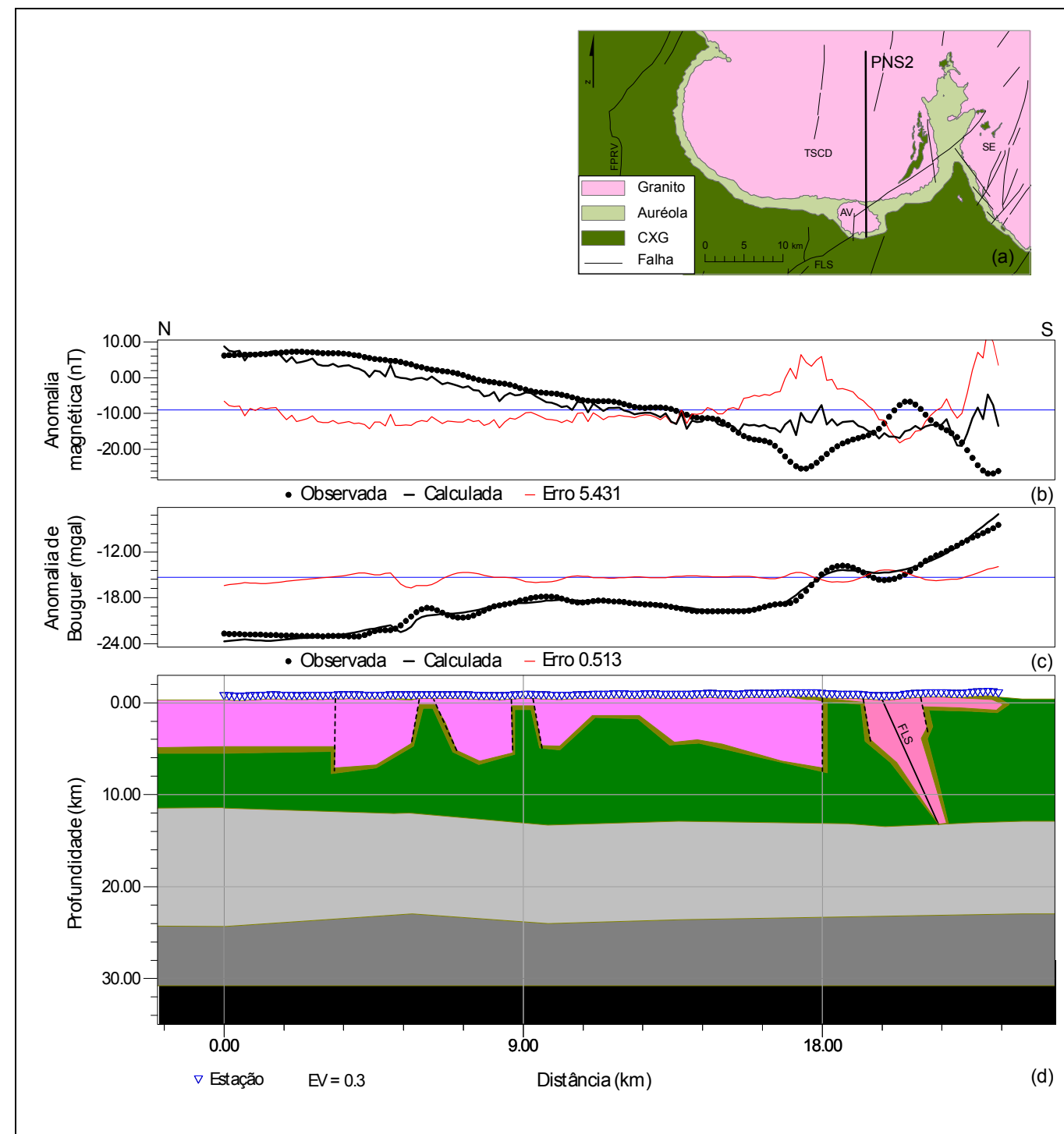
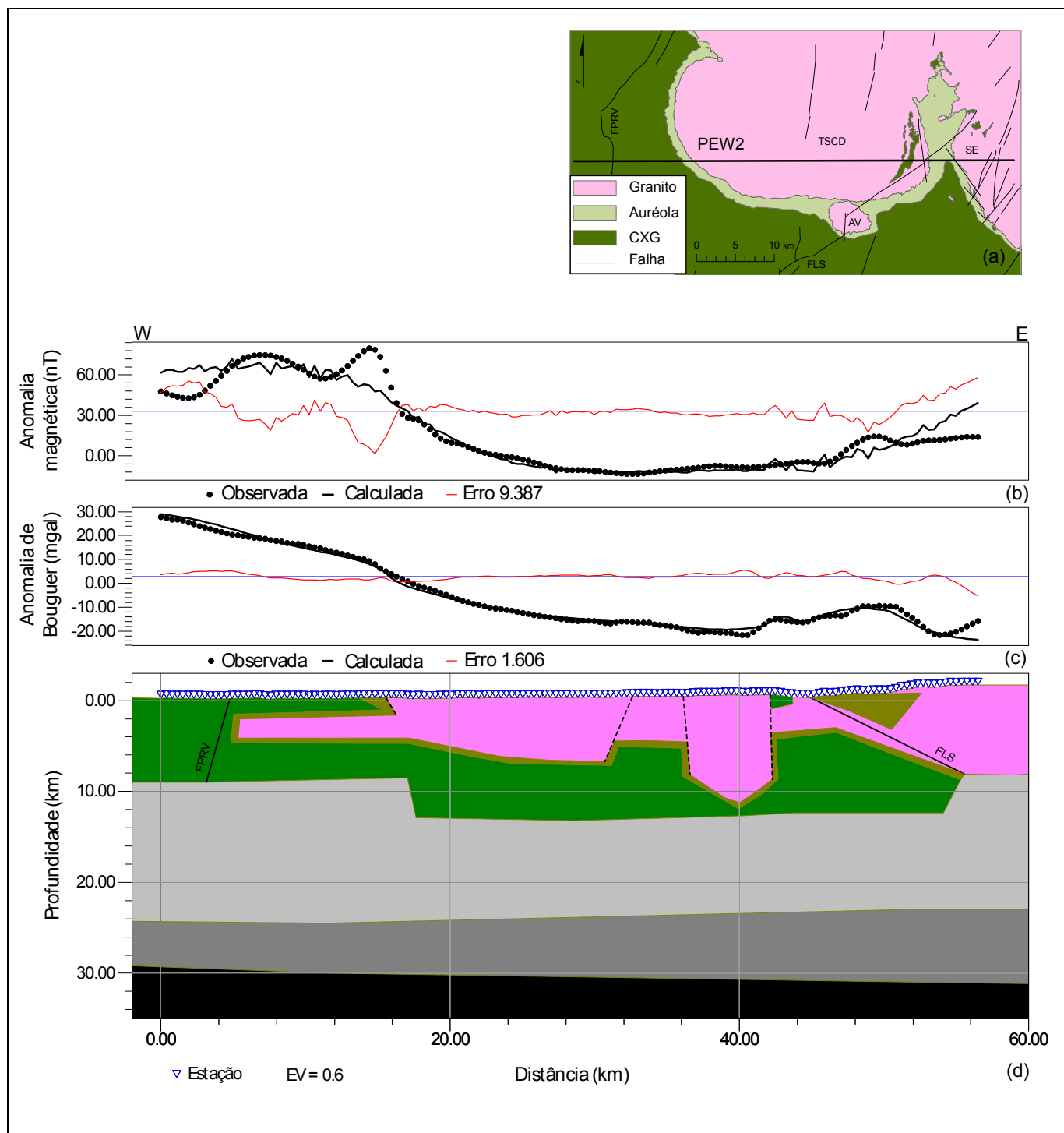


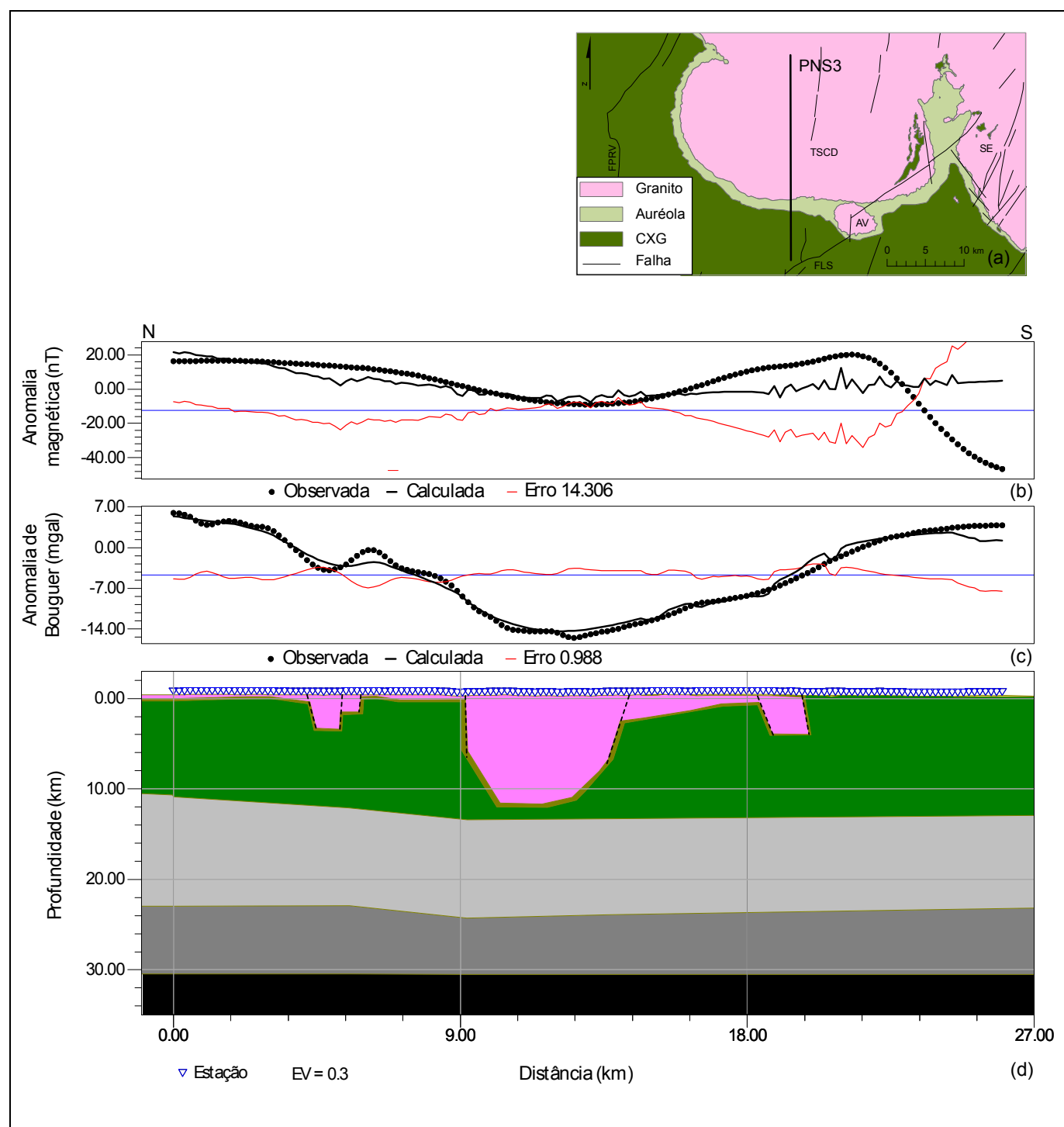
Figura 6.22. Perfil PEW1b. (a) Localização do perfil; (b) Curvas da anomalia magnética observada e calculada; (c) Curvas da anomalia de Bouguer observada e calculada; (d) Modelo proposto.



Granito Auréola de metamorfismo CXG Crusta média Crusta inferior Manto Falha Falha provável

Figura 6.23. Perfil PEW2. (a) Localização do perfil; (b) Curvas da anomalia magnética observada e calculada; (c) Curvas da anomalia de Bouguer observada e calculada; (d) Modelo proposto.

Figura 6.24. Perfil PNS2. (a) Localização do perfil; (b) Curvas da anomalia magnética observada e calculada; (c) Curvas da anomalia de Bouguer observada e calculada; (d) Modelo proposto.



Granito Auréola de metamorfismo CXG Crusta média Crusta inferior Manto Falha Falha provável

Figura 6.25. Perfil PNS3. (a) Localização do perfil; (b) Curvas da anomalia magnética observada e calculada; (c) Curvas da anomalia de Bouguer observada e calculada; (d) Modelo proposto.

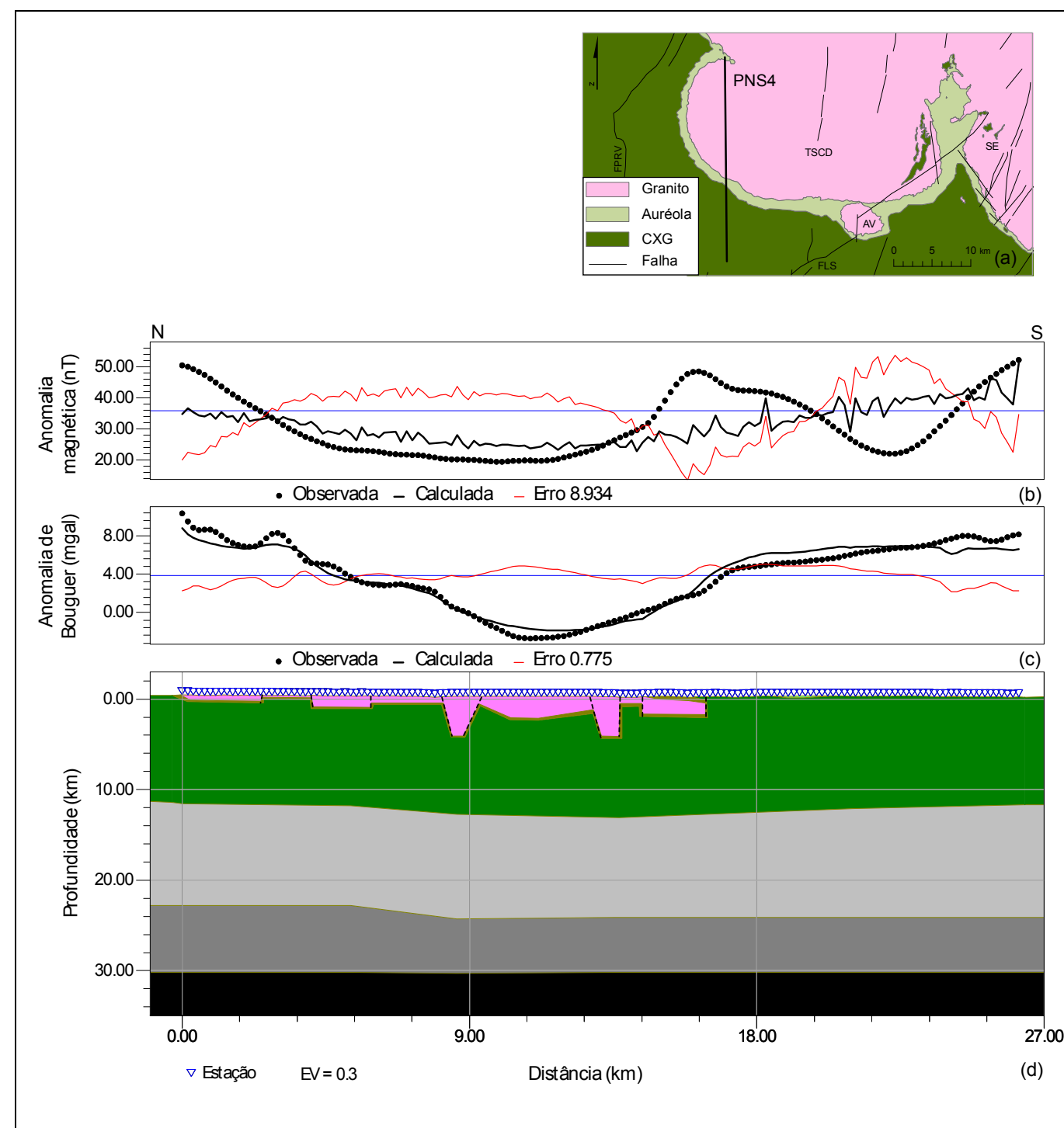


Figura 6.26. Perfil PNS4. (a) Localização do perfil; (b) Curvas da anomalia magnética observada e calculada; (c) Curvas da anomalia de Bouguer observada e calculada; (d) Modelo proposto.

6.4.2.3 Representação tridimensional dos modelos

A interpretação do contexto geológico regional pode ser facilitada pelo uso de técnicas de representação tridimensional. A partir dos perfis E-W e N-S modelados anteriormente construíram-se alguns modelos tridimensionais dos corpos graníticos utilizando o programa informático *Voxler*. A Figura 6.27 mostra diversas formas de representação tridimensional dos perfis modelados: um bloco diagrama tridimensional da área em estudo que pode ser cortado em diferente localização em função dos eixos X, Y ou Z (alíneas a, b, c), algumas secções perpendiculares desse bloco diagrama (alíneas d, e, f) e a reconstrução da superfície 3D que estabelece a fronteira do bloco de granito (alíneas g, h). Os modelos 3D mostram a geometria irregular dos corpos graníticos, estando as variações de profundidade do granito condicionadas pela fracturação regional.

O plutão de TSCD aflorante apresenta uma forma elipsoidal, com uma extensão lateral de 31 km por 17 km, e uma profundidade máxima de 11.6 km. Estas dimensões sugerem uma forma achatada para este plutão. Este corpo granítico não está individualizado aflorando em continuidade com outros plutões que constituem a mancha granítica do batólito das Beiras. Um desses outros corpos é o plutão da Serra da Estrela, que tem forma semi-circular com uma extensão horizontal de 19 km por 21 km e profundidade máxima de 8 km (Figura 6.19 d, Figura 6.20, Figura 6.21, Figura 6.22, Figura 6.23, Figura 6.24, Figura 6.25, Figura 6.26 e Figura 6.27).

O plutonito de Avô tem uma forma semi-circular, com extensão aflorante de 5 km por 4.3 km e uma profundidade máxima de 13 km (Figura 6.24). Sendo a profundidade o eixo de maior dimensão a geometria deste corpo será tabular.

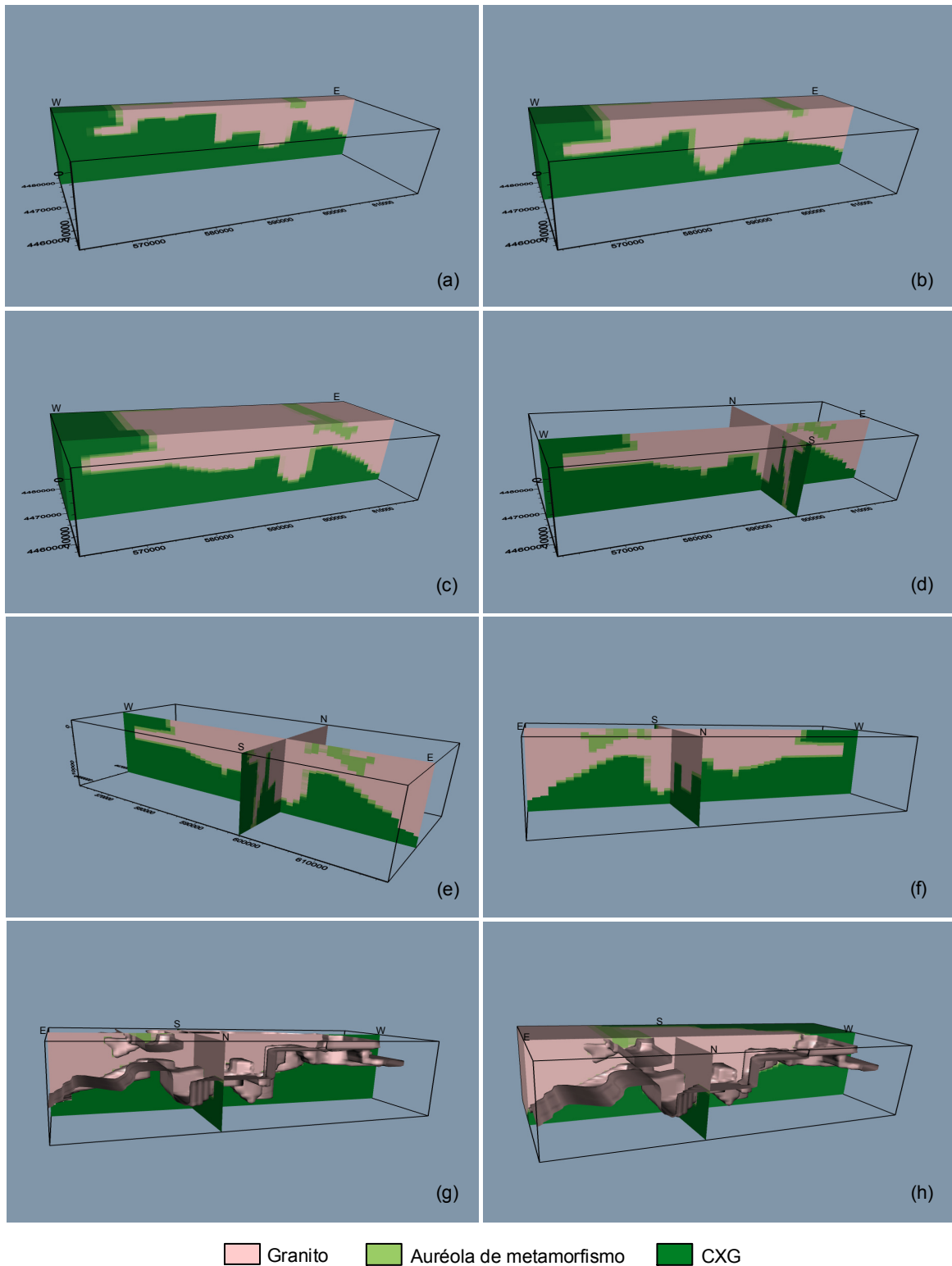


Figura 6.27. Representação tridimensional dos perfis modelados.

6.4.2.4 Implicações geológicas dos modelos

Os granitóides na área em estudo enquadram-se na actividade magmática associada às etapas pós-colisionais da orogenia Varisca durante a fase D_3 . Os corpos graníticos de TSCD e da SE são considerados tardi-pós- D_3 e o plutónio de AV é sin- D_3 .

O plutónio de Avô é mais antigo sendo interpretado como produto de fusão parcial de protólitos da crosta média (Azevedo & Aguado, 2013), com uma instalação condicionada pelas tensões D_3 (Mateus & Noronha, 2010). Relativamente aos corpos tardi-pós- D_3 , os granitos pós- D_3 γ_{3b}^{II} formaram-se por cristalização fraccionada do magma do granito tardi- D_3 (γ_{2b}^{II}) e o granito γ_{3a}^{II} formou-se por cristalização fraccionada do magma γ_{3b}^{II} (Neiva *et al.*, 1987).

O padrão de deformação regional condiciona o processo de instalação e a geometria da intrusão. A combinação de estudos estruturais e dados gravimétricos são importantes para investigar o modo de instalação do corpo granítico. O conhecimento da geometria do plutão em profundidade permite estimar a sua espessura e identificar as possíveis zonas de alimentação magmática (Vigneresse, 1995a; Vigneresse *et al.*, 1999).

Desta forma a geometria dos corpos graníticos constitui um testemunho dos processos de ascensão/instalação e deformação regional. A geometria dos granitos da área em estudo é irregular, denunciando a influência da fracturação regional não só nos blocos graníticos como no CXG. Os granitos terão intruído em planos de fraqueza estrutural que favoreceram a ascensão magmática. A expansão dos granitóides com preenchimento preferencial dos espaços onde a tensão seria menor dá origem à geometria irregular do plutão (Figura 6.27). As geometrias modeladas encontram-se em conformidade com os contextos geológicos já atribuídos por outros autores ao plutão TSCD ou a plutões similares (Castro, 1987; Pereira & Ponte, 1992). Esse contexto consiste numa instalação da intrusão através de falhas activas, com formação de plutões concordantes ou discordantes consoante actua ou não deformação regional. No caso do plutão de TSCD será um corpo discordante, implantado em condições permissivas, com dimensão extensa, forma irregular e presença de estruturas de stoping (fragmentos irregulares de rocha encaixante) (Figura 6.19 d e Figura 6.27). No sector da Serra da Estrela, Sant'Ovaia *et al.* (2010) sugere que os granitóides se instalaram durante a reactivação dos desligamentos $N150-155^\circ$ e $N20-25^\circ$ no período tardi a pós D_3 .

Na presente modelação não são evidentes as zonas de alimentação magmática nos granitos que formam o plutão de TSCD. No entanto dado a continuidade entre os corpos graníticos de TSCD e da SE, e sendo atribuída uma idade similar (γ_{2b}^{II} - granito de Seia e granito de Tábua e γ_{3b}^{II} - granito da Covilhã e granito de Oliveira do Hospital), poderá inferir-se a presença de uma zona de alimentação (ou mais que uma) comum

aos plutões, possivelmente localizada a Este da estrutura da FLS, onde o granito contacta directamente com a crosta média. Neste modelo a zona de alimentação localizar-se-ia sob o corpo da Serra da Estrela, tendo o granito propagado para Oeste, dando origem ao corpo de TSCD localizado no bordo do batólito das Beiras. Outras evidências suportam o modelo anterior, de acordo com Sant'Ovaia *et al.* (2010), no plutão da SE a forma e o zonamento semi-circular é geometricamente consistente com a presença de uma zona de alimentação em profundidade, indicando um processo de instalação com vários pulsos magmáticos; e a distribuição da lineação magnética segundo NNW-SSE e NNE-SSW, no sector da Serra da Estrela, testemunha as direcções de expansão do magma granítico, com o granito de Seia mais antigo que o granito da Covilhã, embora com tempos de instalação relativamente curtos e próximos ou quase consecutivos.

A presença de emergências termais associadas às principais falhas activas na região, como os desligamentos NNE-SSW esquerdos tardivarisco FPRV e FMVB, e suas direcções conjugadas, demonstram que estamos em presença de uma circulação profunda de fluidos em zonas de falha. Estas zonas podem evidenciar uma maior profundidade dos corpos granitoides e/ou a possibilidade de coincidente localização das zonas de alimentação. Na Figura 6.28 a pode-se observar a relação entre a localização das principais emergências termais, os principais alinhamentos estruturais e a anomalia de Bouguer completa na área em estudo. As emergências termais localizadas no plutão da SE, Caldas de Manteigas e Termas de Unhais da Serra, ambas associadas ao desligamento tardivarisco FMVB, estão localizadas numa região onde a anomalia de Bouguer apresenta valores inferiores. A geometria modelada para o plutão da SE apresenta profundidade máxima de 8 km e contacto directo com a crosta média, o que sugere uma possível localização para a zona de alimentação (Figura 6.20 e Figura 6.28 a). No plutão TSCD refere-se as Caldas de São Paulo associadas à FLS, situadas na contiguidade de uma zona onde a profundidade do granito atinge cerca de 7 km (Figura 6.24 e Figura 6.28 b). A Norte da área de estudo as emergências de Caldas de Sangemil e Caldas da Felgueira ocorrem associadas a alinhamentos estruturais aproximadamente paralelos à FLS, estando também localizadas em áreas com valores da anomalia de Bouguer menores (Figura 6.28 a), o que sugere uma maior espessura do corpo granítico nestas zonas.

Um outro aspecto relevante é a correlação entre os valores das anomalias, gravimétrica e magnética, e a produção de calor radiogénico na área em estudo. O coeficiente de correlação entre as variáveis anomalia de Bouguer e calor radiogénico é $\rho = -0.76$, indicando uma correlação inversa forte, ou seja, os valores da anomalia de Bouguer inferiores relacionam-se com valores de calor radiogénico mais elevados (Figura

6.28 b, d, e). O coeficiente de correlação entre as variáveis anomalia magnética e calor radiogénico é $\rho = -0.53$, indica também uma correlação inversa, mas neste caso moderada (Figura 6.28 c, d, f). Realça-se que as principais litologias (granitos e CXG) influenciam o ajuste das linhas de tendência, especialmente no caso da relação anomalia de Bouguer-produção de calor-litologia, apresentando tendências ligeiramente diferentes (Figura 6.28 e, f). Esta relação entre a anomalia de Bouguer e a litologia já foi discutida aquando da estimação dos mapas de anomalias por co-krigagem (Ver Figura 5.12 no sub-capítulo 5.3). Por uma questão de simplificação optou-se por apresentar apenas o ajuste da linha de tendência entre as anomalias e a produção de calor radiogénico.

Os valores da anomalia de Bouguer inferiores estão associados às zonas graníticas, as quais estão relacionadas com os maiores teores dos elementos termogénicos U, Th e K, e por consequência apresentam uma maior produção de calor radiogénico (Ver Figura 2.19 no sub-capítulo 2.3.5.3). As zonas de fractura e/ou filoneanas facilitam a remobilização de urânio, estando muitas das ocorrências uraníferas na região associadas aos filões de quartzo. Desta forma, a concentração dos elementos termogénicos pode estar relacionada, não só com a composição geoquímica dos granitos, como com o urânio presente nos filões de quartzo, com direcção preferencial NE-SW nas zonas graníticas (Ver Figura 2.17 no sub-capítulo 2.3.5.1). No plutão TSCD ambas as variáveis, anomalia de Bouguer e calor radiogénico, apresentam uma tendência bem marcada entre o alinhamento do rio Mondego e a estrutura da FLS (com direcção geral aproximadamente NE-SW) (Figura 6.28 b, d). Esta mesma tendência também é observada na anomalia magnética, embora seja menos evidente (Figura 6.28 c). De acordo com a modelação das anomalias o alinhamento do rio Mondego condiciona a espessura do corpo granítico, apresentando valores da anomalia de Bouguer negativos para SE e positivos para NW (Figura 6.28 b). Os valores da produção de calor radiogénico são mais elevados nas zonas onde a anomalia de Bouguer é inferior, apresentando um decréscimo do calor radiogénico para NW do mesmo alinhamento (Figura 6.28 d). Tal implica que a área de maior produção de calor radiogénico poderá estar relacionada não só com os factores já mencionados, como também com a presença de um maior volume de rocha granítica em profundidade. Este argumento está em conformidade com os resultados obtidos na modelação das anomalias, pois o plutão de TSCD atinge profundidades de 7-11 km na zona SE do plutão e uma diminuição da sua espessura para NW, onde atinge profundidades de 0.2-0.3 km (Figura 6.21, Figura 6.25 e Figura 6.27 a, b, c). Outro indício interessante é a extensão cartografada da auréola de metamorfismo do plutão de TSCD, que se apresenta menos desenvolvida no contacto Oeste, o que está em concordância com a menor profundidade do corpo intrusivo modelada nesta área.

O conhecimento da correlação entre as variáveis de anomalia de Bouguer e produção de calor radiogénico pode ser importante para a previsão de valores em zonas onde apenas existe amostragem de uma das variáveis. Tal pode ser aplicado em zonas onde as litologias predominantes são as mesmas da área estudada (granitos e CXG). Esta correlação também poderá ser aplicada na previsão de outras variáveis relacionadas directamente com o decaimento de isotopos radiogénicos, como por exemplo as concentrações de radão.

As geometrias resultantes da modelação das anomalias de campo potencial são uma solução que apresenta erros de ajuste satisfatórios entre as anomalias observada e calculada, considerando a informação disponível na área em estudo. Mas é importante ter presente a subjectividade inerente à escolha do valor das propriedades físicas das unidades geológicas aquando da modelação. Pois a variação do contraste de densidade e/ou susceptibilidade magnética conduz a diferenças na geometria e profundidade dos blocos que formam o modelo. Por exemplo a diminuição do contraste de densidade entre os blocos de granito e CXG conduz ao incremento da espessura do corpo granítico. Daí a relevância de diminuir a ambiguidade do modelo considerando toda a informação multidisciplinar disponível acerca do corpo em estudo, através da cartografia geológica regional, da determinação das propriedades físicas das unidades geológicas (de preferência em sondagem) e do uso de dados de outros métodos geofísicos para delimitar superfícies de contraste.

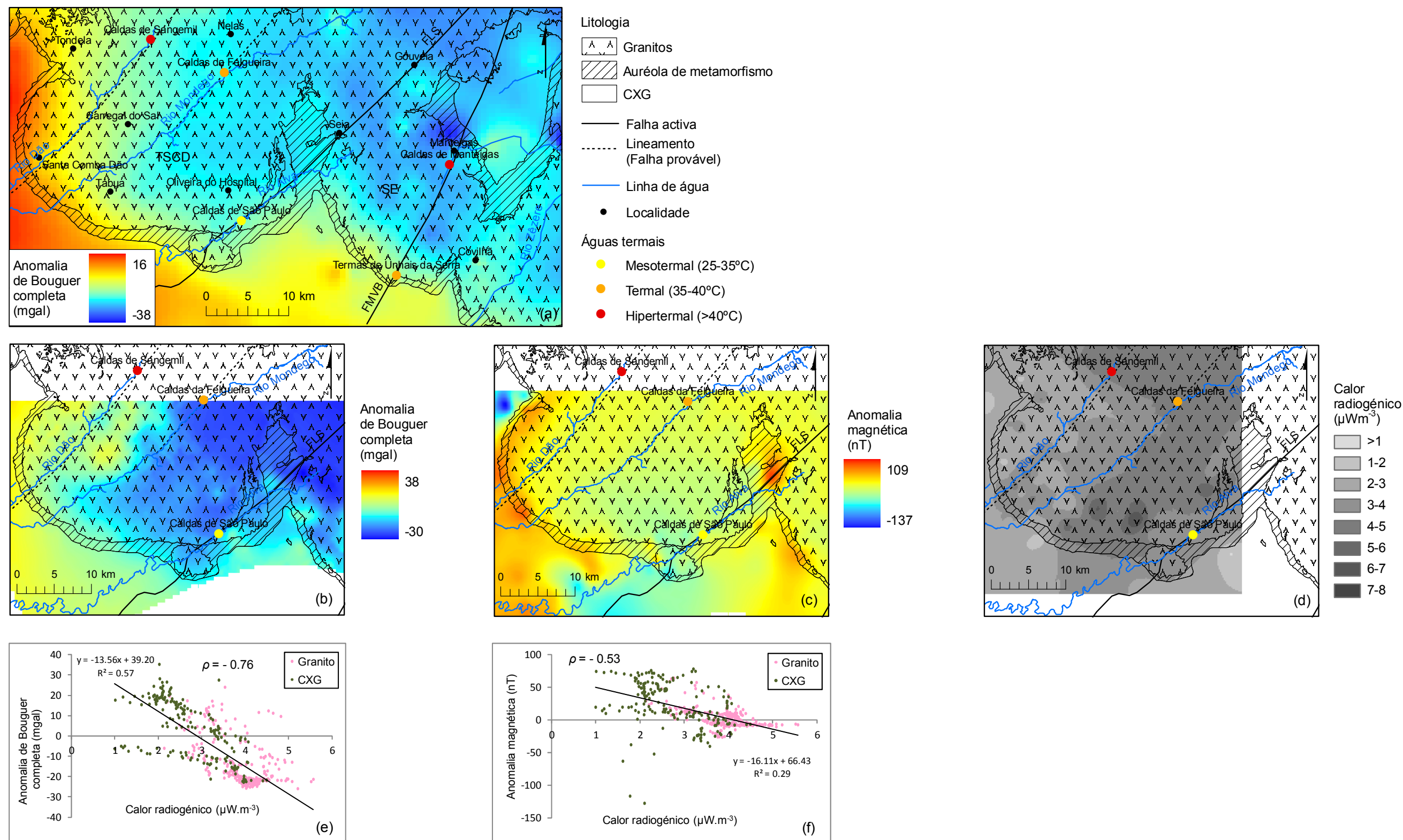


Figura 6.28. Relação entre a localização das emergências termais, a fracturação regional, a anomalia de Bouguer completa, a anomalia magnética e o calor radiogénico na área em estudo; (a) Anomalia de Bouguer completa (fragmento do mapa BC_RCPT); (b) Anomalia de Bouguer completa (BC_ACP); (c) Anomalia magnética (MagRTP_ACP); (d) Distribuição dos valores de produção de calor radiogénico (Adaptado de Godinho *et al.*, 1991; Pereira, 1991); (e) Linha de tendência linear e coeficiente de correlação (ρ) entre a anomalia de Bouguer completa e o calor radiogénico; (f) Linha de tendência linear e coeficiente de correlação (ρ) entre a anomalia magnética e o calor radiogénico.

6.4.2.5 Contributo para a avaliação do potencial geotérmico

A modelação das anomalias de campo potencial, considerando toda a informação multidisciplinar de interesse acerca da área em estudo (cartografia geológica regional, propriedades físicas das unidades geológicas, profundidades das principais superfícies de contraste e dados geofísicos), permitiu estimar uma geometria tridimensional para os corpos graníticos, isto é, o reservatório geotérmico. O modelo geológico 3D do reservatório é imprescindível para a execução de uma modelação geotérmica mais próxima à realidade. Desta forma o estudo desenvolvido constitui uma importante contribuição para a avaliação do potencial geotérmico na região em estudo. Outros contributos deste estudo foram: a estimativa regional da profundidade do ponto de Curie, do gradiente geotérmico e do fluxo térmico, a partir da análise espectral das anomalias magnéticas; e a integração e georreferenciação da informação geológica e geofísica (relação das anomalias gravimétricas e magnéticas com a fracturação regional, a localização de fontes termais e a produção de calor radiogénico).

O aproveitamento da energia geotérmica pode ser obtido de modo directo ou em produção de energia eléctrica, consoante a temperatura do fluido é inferior (baixa entalpia) ou superior (alta entalpia) aos 150 °C. Considerando que o valor médio do gradiente geotérmico admitido na crosta encontra-se entre os 30-33 °C.km⁻¹, os 150 °C são atingidos na base de um granito com 5 km de profundidade. No entanto, considerando os valores de gradiente geotérmico calculados a partir da análise espectral das anomalias magnéticas, 20-21 °C.km⁻¹ (Ver sub-capítulo 6.4.1.2), os 150 °C são atingidos na base dos corpos graníticos com espessura superior aos 7.5 km (Figura 6.29).

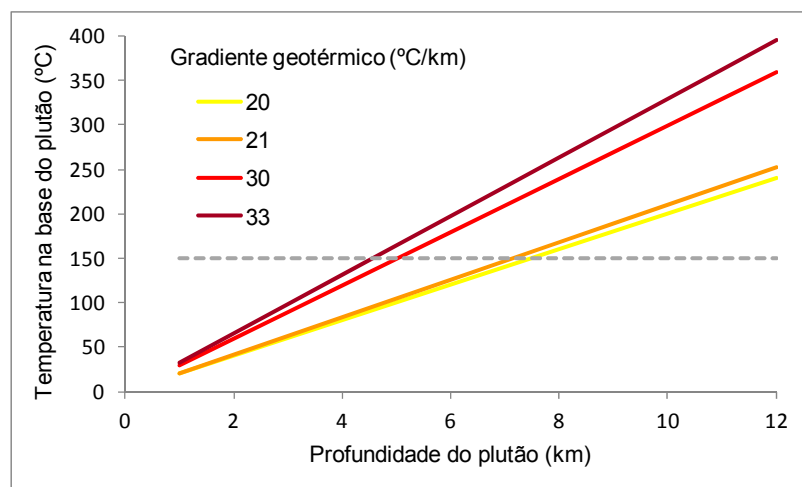


Figura 6.29. Estimativas da temperatura na base do plutão em função do gradiente geotérmico e profundidade do plutão (A linha a tracejado indica o limiar de alta entalpia).

Deste modo, de acordo com os dados obtidos neste estudo as áreas que apresentam maior potencial geotérmico e/ou são mais promissoras para a exploração geotérmica de alta entalpia localizam-se em zonas onde os granitos atingem maior espessura, ou seja, onde os corpos graníticos apresentam espessura superior a 5 ou 7 km, consoante o valor do gradiente geotérmico considerado. Condições análogas ao contexto descrito ocorrem na zona SE do plutão TSCD, no plutão da SE e nas regiões graníticas a Este da área em estudo, que atingem profundidades na ordem dos 7-11 km, 8 km e 7-8 km, respectivamente (Figura 6.20, Figura 6.21, Figura 6.22, Figura 6.23, Figura 6.24, Figura 6.25, Figura 6.26 e Figura 6.27).

Os estudos de produção de calor radiogénico disponíveis também reforçam a escolha da zona SE do plutão TSCD, pois ocorrem nesta região valores de calor radiogénico $\geq 3.5 \mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$, isto é, a presença de granitos de elevado potencial térmico (Godinho *et al.*, 1991) (Figura 6.28 d).

Estudos geotérmicos em rochas cristalinas revelam que o gradiente de temperatura aumenta significativamente com a profundidade. A temperatura depende também da distribuição da produção de calor radiogénico e da circulação de fluidos no reservatório. As zonas promissoras para aplicações geotérmicas localizam-se em áreas onde os corpos graníticos apresentam maior espessura e coincidentemente maiores valores de temperatura. Para a realização de uma modelação geotérmica nas zonas consideradas mais promissoras à exploração geotérmica são necessárias estimativas de parâmetros geotérmicos em sondagens mecânicas: o gradiente geotérmico, a medição de outras propriedades físicas do reservatório (condutividade térmica, porosidade, permeabilidade, entre outras) e a estimativa das superfícies de fluxo térmico.

Em regiões afectadas pelas alterações climáticas associadas às glaciações pleistocénicas (como é o caso da área em estudo) é frequentemente observada uma redução significativa das estimativas de fluxo térmico em sondagens mecânicas com profundidade <2 km. Para obter previsões dos parâmetros geotérmicos mais rigorosas é aconselhável aplicar correcções paleoclimáticas, devido aos efeitos da atmosfera e da criosfera (Majorowicz & Wybraniec, 2011; Majorowicz *et al.*, 2012). Tal implica que os recursos geotérmicos exploráveis podem localizar-se a profundidades inferiores às que muitos estudos actuais indicam.

7 Conclusões

Neste capítulo apresenta-se uma síntese das conclusões discutidas ao longo do trabalho, de modo a integrá-las numa interpretação mais abrangente que evidencie as várias etapas deste estudo, a aquisição e processamento de dados, a interpretação de anomalias de campo potencial, o contexto geológico das intrusões graníticas e a avaliação do potencial geotérmico na área em investigação.

7.1 Limitações do estudo

Embora os objectivos inicialmente propostos tenham sido atingidos, referem-se algumas dificuldades que surgiram ao longo do desenvolvimento do trabalho e que embora tenham sido mais ou menos ultrapassadas possam ter conduzido a algumas das limitações deste estudo.

- Apesar da planificação da campanha de prospecção magnética o ruído magnético artificial continua a ser um problema por resolver, pois algumas das áreas não foram amostradas devido à contaminação por parte das estruturas antrópicas. Do mesmo modo, na campanha gravimétrica também surgiram constrangimentos físicos que impediram a amostragem, tais como: a proximidade a estruturas antrópicas (edifícios, vias rodoviárias, entre outros), zonas de difícil acesso e zonas com relevo muito irregular.

- Os meios técnicos utilizados nas campanhas, nomeadamente o DGPS que por ser um modelo obsoleto tornou o levantamento topográfico um processo moroso e pouco produtivo, com resultados de menor precisão comparativamente com outros equipamentos mais recentes.

- As campanhas de prospecção no terreno à escala regional podem ser bastante dispendiosas, devido aos gastos associados ao transporte, alojamento, entre outros. No tipo de campanha desenvolvido o meio aéreo seria uma solução mais viável, pois possibilita a cobertura de extensas áreas e em zonas de difícil acesso, tornando o método gravimétrico e/ou magnético mais eficiente e expedito.

- Dada a necessidade de reduzir a ambiguidade inerente à modelação dos dados de campo potencial, embora tenham sido integrados todos os dados disponíveis na área em estudo, existem outros dados que poderiam melhorar o modelo, tais como sondagens mecânicas, medição das propriedades físicas, aplicação de outros métodos geofísicos, entre outros.

7.2 Prospecção gravimétrica e magnética

A aplicação dos métodos, gravimétrico e magnético, permitiu obter as cartas de anomalias de campo potencial da área em estudo. Relativamente ao primeiro método as cartas da anomalia de Bouguer e Bouguer completa (regional e residual) e ao segundo método as cartas da anomalia magnética e magnética reduzida ao pólo.

A planificação adequada das campanhas de prospecção gravimétrica e magnética permitiu obter um sinal de melhor qualidade, que revelou com maior precisão as anomalias associadas às estruturas geológicas. A totalidade da informação digital compilada da área em investigação (cartografia topográfica e geológica, localização geográfica dos pontos de medição planificados e áreas de ruído artificial, esta última no caso da campanha magnética) durante a fase de planificação foi incorporada num SIG. Esta informação fica deste modo acessível para ser usada no campo com um sistema de GPS e um programa de SIG móvel, que permitem a navegação e edição em tempo real. O uso de aplicações SIG provou ser uma ferramenta imprescindível na execução e optimização das campanhas de prospecção, simplificando e agilizando todo o processo de análise da localização das estações e permitindo uma gestão mais eficiente da distribuição das estações na área em estudo, de acordo com a dimensão e morfologia das estruturas a investigar.

As medições de gravidade observadas foram corrigidas para todas as variações do campo gravítico que não resultam das diferenças de densidade das rochas na subsuperfície. Seguir um procedimento padrão na redução gravimétrica (Tabela 3.6) é essencial para melhorar a qualidade e exactidão das anomalias a interpretar, assim como facilitar a integração de dados de campanhas realizadas em diferente áreas e épocas.

De igual forma a redução dos dados magnéticos compreende a remoção de qualquer influência que não seja resultante das estruturas geológicas. Foram aplicadas aos valores do campo magnético as correcções de variação diurna e geomagnética (modelo de referência IGRF 2010).

Relativamente ao levantamento topográfico das estações gravimétricas, tendo em atenção o tipo de equipamento DGPS disponível (receptor GPS de monofrequência) tentou-se adoptar a melhor metodologia de campo possível, quer ao nível da produtividade e da velocidade de progressão da campanha, quer ao nível da qualidade dos resultados. O posicionamento relativo determinado nas coordenadas das estações gravimétricas possui uma precisão horizontal e vertical de aproximadamente 1 m. Esta precisão relativa parece razoável, uma vez que em estudos de prospecção gravimétrica à escala regional a precisão do posicionamento admite erros de altitude de 1 m (Tabela 3.1). Na simulação da influência dos erros de altitude no valor de gravidade obtido após

as correções gravimétricas, verifica-se que para para um erro médio de altitude de 0.49 ± 0.37 m a variação nos valores de gravidade será aproximadamente de 0.12 ± 0.08 mgal. Para valores superiores a 1 m (que representam menos de 2% da amostragem) corresponde um valor de gravidade de 0.22 mgal até 0.26 mgal, este último valor referente ao erro máximo de altitude. Uma vez que a precisão de gravidade requerida numa cartografia regional encontra-se na ordem dos 0.2 mgal (Tabela 3.1), os valores do erro de altitude determinados na correção diferencial são admissíveis.

7.3 Análise e interpolação dos dados gravimétricos e magnéticos

Após a análise da distribuição da amostragem dos dados de campo potencial as observações discretas foram interpoladas para superfícies representativas das anomalias gravimétricas e magnéticas. A análise comparativa da resposta dos diferentes métodos de interpolação espacial mostrou qual o método mais adequado aos dados. Os mapas das anomalias de Bouguer e de Bouguer completa foram estimados por co-krigagem co-localizada, com as variáveis secundárias anomalia magnética e litologia em formato vectorial. Este método permite a adição de informação complementar no processo de estimação, que é imprescindível para atingir os resultados mais próximos à realidade. Nos mapas das anomalias magnéticas usou-se a curvatura mínima. Tal escolha é sustentada pelos melhores resultados estatísticos e pela fraca tendência global identificada nos dados magnéticos.

7.4 Interpretação das anomalias gravimétricas e magnéticas

A interpretação de anomalias de campo potencial é intrinsecamente ambígua. No entanto, conhecendo os parâmetros geológicos que satisfaçam as características das anomalias observadas pode-se reduzir a ambiguidade do modelo. Tal é conseguido através da integração de toda a informação geológica disponível à superfície e na subsuperfície da área em investigação (cartografia geológica, outros métodos de prospecção geofísica, testemunhos de sondagens, propriedades físicas, entre outros).

No âmbito da interpretação qualitativa foram aplicadas várias técnicas de filtragem às anomalias gravimétricas e magnéticas. Foram aplicados filtros no domínio espacial, no domínio da frequência através da transformada de Fourier e filtros de análise multi-escala através da transformada de onduleta.

- Na anomalia de Bouguer completa a separação das anomalias regional e residual foi executada por análise de tendência. O mapa da anomalia de Bouguer completa

residual indica um isolamento sobrestimado da anomalia residual. Tal estará relacionado com a coincidência entre a área de amostragem e a área usada para determinar a anomalia regional. Deste modo optou-se por usar uma área mais extensa para o processamento da superfície da anomalia de Bouguer completa regional. Neste caso o isolamento da anomalia residual parece ser mais satisfatório apresentando uma correlação razoável entre o contacto geológico granito-CXG e a linha de contorno de zero (mgal) da anomalia residual. Salienta-se a região entre os plutões graníticos de TSCD e SE, onde a linha de contorno do zero parece delimitar a presença de granito em profundidade (Figura 6.4 c). Tal vem justificar a presença de valores da anomalia de Bouguer negativos em zonas onde aflora o CXG, sugerindo neste caso um melhor isolamento da anomalia residual causada pelos granitos.

- Na anomalia magnética foi aplicado o filtro de redução ao pólo magnético. Uma vez compensada a assimetria da anomalia magnética, em princípio a forma da anomalia pode ser atribuída apenas à geometria e propriedades magnéticas do corpo-fonte. Após a aplicação do filtro de redução ao pólo a anomalia magnética, simétrica e monopolar, pode ser confrontada com a anomalia gravimétrica. As anomalias de Bouguer completa e magnética mostram uma coincidência espacial relacionada com a localização dos principais corpos graníticos aflorantes na área em estudo (TSCD, SE e AV). As anomalias observadas que resultam do contraste das propriedades físicas que caracterizam os corpos-fonte (densidade ou susceptibilidade magnética) apresentam uma correspondência espacial com o contacto geológico granito-CXG cartografado.

- Quando considerado necessário, foram aplicados filtros para reduzir o ruído e suavizar o mapa de anomalias (como filtros de continuação ascendente).

- Foram aplicados filtros às anomalias de Bouguer completa e magnética para localizar limites geológicos e estruturais dos corpos-fonte. Os mapas de gradientes (vertical, horizontal e total) das anomalias gravimétricas e magnéticas mostram uma relação entre o contraste acentuado do gradiente e a presença de discontinuidades (sejam falhas ou contactos geológicos). Na área em estudo a variação brusca dos gradientes está em geral associada aos contactos de corpos intrusivos. A análise multi-escala utilizando a transformada de onduleta aplicada aos mapas das anomalias de Bouguer completa e magnética também permite a localização das principais discontinuidades, em geral relacionadas com os contactos dos corpos graníticos. Os resultados provenientes de ambos os métodos indicam uma tendência geral para um contacto mais suave e inclinado a W e SW do plutão de TSCD e um contacto mais ríspido e verticalizado a E do mesmo plutão, assim como no contacto W do plutão da Serra da Estrela.

Na interpretação quantitativa das anomalias obtiveram-se estimativas dos parâmetros que caracterizam as fontes das anomalias (localização, profundidade, geometria e contraste das propriedades físicas), através de modelação inversa e modelação iterativa.

- Na modelação inversa usou-se a análise espectral para obter a estimativa da profundidade dos corpos-fonte. Na análise dos espectros de potência das anomalias magnéticas e gravimétricas obtidas nas áreas de campanha apenas são observadas as anomalias superficiais, até 5.8 km e 8.5 km de profundidade, respectivamente. A extensão limitada das áreas de prospecção não é suficiente para a identificação das anomalias mais profundas. Desta forma optou-se por realizar a análise espectral de uma superfície mais extensa, apenas para os dados magnéticos, pois a precisão da estimativa da profundidade de um corpo-fonte é maior no caso de anomalias magnéticas. A estimativa da profundidade média da base da camada magnética de uma superfície com área de 200 por 200 km², centrada no sector da Serra da Estrela, é de 26.3 km. Partindo do pressuposto de que na análise espectral de anomalias magnéticas a profundidade da base da crosta magnetizada é geralmente interpretada como a profundidade do ponto de Curie, podemos realizar estimativas regionais de gradiente geotérmico e fluxo térmico na crosta. A estimativa da profundidade da base das fontes magnéticas é admissível considerando a profundidade admitida para a descontinuidade de *Moho* na região (30-32 km), localizando-se a superfície de Curie ao nível da crosta inferior. Deste modo considerando as temperaturas de Curie de 530 °C e 560 °C e a profundidade do ponto de Curie, os resultados indicam um gradiente geotérmico regional de 20.2 °C.km⁻¹ e 21.3 °C.km⁻¹ e um fluxo térmico de 60.5 mW.m⁻² e 63.9 mW.m⁻², respectivamente. Estes valores são coerentes com os valores médios de gradiente geotérmico e fluxo térmico medidos em sondagens mecânicas nesta região. Este caso de estudo e a metodologia utilizada vêm demonstrar a fiabilidade e o potencial do método de análise espectral de dados magnéticos para a estimativa de parâmetros geotérmicos à escala regional.

- Da modelação iterativa dos corpos intrusivos aflorantes na região em estudo (TSCD, SE e AV) a partir das anomalias de campo potencial, obteve-se uma estimativa da sua profundidade e geometria. O modelo com melhor erro de ajuste, tendo por base todo o conhecimento geológico da região, é o que considera o CXG subjacente aos granitos e limitado pela estrutura da FLS. Para Este desta falha os granitos surgem em contacto com a crosta média. A estimativa da profundidade média dos corpos graníticos na área em estudo resultante da modelação iterativa é cerca de 5 km. Esta profundidade é coerente com a profundidade obtida a partir da inversão directa da amplitude da anomalia de Bouguer completa (5.5 km) e com a profundidade estimada a partir da

análise do espectro de potência das anomalias magnéticas na área de campanha (5.8 km).

- A profundidade máxima dos corpos graníticos nos perfis modelados iterativamente encontra-se entre 4.1 km e 11.6 km (Tabela 6.4). O plutão de TSCD apresenta uma forma elipsoidal, com uma extensão lateral de 31 km por 17 km, e uma profundidade máxima de 11.6 km. Estas dimensões sugerem uma forma achatada para este plutão. Considerando a informação disponível da área em estudo usada na modelação (propriedades físicas, densidade e susceptibilidade magnética, e cartografia geológica), este corpo granítico não está individualizado, aflorando em continuidade com outros plutões que constituem a mancha granítica do batólito das Beiras. Um desses outros corpos é o plutão da Serra da Estrela, que tem forma semi-circular com uma extensão horizontal de 19 km por 21 km e profundidade máxima de 8 km. O corpo de TSCD não apresenta enraizamento bem definido e ocorre sobrejacente à unidade do CXG, localizando-se maioritariamente a Oeste da FLS. No entanto, dada a continuidade entre os corpos graníticos de TSCD e da SE, e sendo atribuída uma idade similar, poderá inferir-se a presença de uma zona de alimentação (ou mais que uma) comum aos plutões, localizada a Este da estrutura da FLS, onde o granito contacta directamente com a crosta média. Neste modelo a zona de alimentação localizar-se-ia sob o corpo da Serra da Estrela, tendo o granito propagado para Oeste, dando origem ao corpo de TSCD, localizado no bordo do batólito das Beiras. A espessura deste corpo granítico encontra-se condicionada pela direcção do alinhamento do rio Mondego, apresentando uma diminuição significativa da sua espessura para NW, onde atinge profundidades de 0.2-0.3 km. O plutonito de Avô tem uma forma semi-circular, com extensão aflorante de 5 km por 4.3 km e uma profundidade máxima de 13 km. Este corpo apresenta uma forma tabular com enraizamento na crosta média. De acordo com o modelo proposto o plutão TSCD estabelece um contacto brusco e verticalizado, possivelmente por falha com a auréola de metamorfismo do plutonito de Avô. Nos resultados da modelação iterativa os contactos do plutão TSCD são implementados geralmente por alinhamentos estruturais e/ou superfícies de contraste, sendo o contacto W inclinado e o contacto E mais verticalizado. Tal está em conformidade com os resultados obtidos nos mapas de gradiente e na análise multi-escala. O plutão de TSCD encontra-se em profundidade conectado com o plutão da SE, estando o contacto ocidental do plutão da SE relacionado com a estrutura da FLS.

- Os granitóides na área em estudo enquadram-se na actividade magmática associada às etapas pós-colisionais da orogenia Varisca durante a fase D_3 . Os corpos graníticos de TSCD e SE são considerados tardi-pós- D_3 e o plutonito AV é sin- D_3 . A geometria dos corpos graníticos constitui um testemunho dos processos de

ascensão/instalação e deformação regional. A geometria irregular dos granitos da área em estudo mostra a influência da fracturação regional, sendo observadas as direcções dos alinhamentos estruturais predominantes na região (NNE-SSW, NE-SW, NW-SE e E-W). O modelo de instalação dos granitos enquadra-se num contexto de intrusão em planos de fraqueza estrutural e/ou falhas activas, que favoreceram a ascensão magmática.

- De acordo com os dados obtidos neste estudo as áreas que apresentam maior potencial geotérmico e/ou são mais promissoras para aplicações geotérmicas estão localizadas em zonas onde os granitos atingem maior espessura. Estas condições ocorrem na zona SE do plutão TSCD e no plutão da SE, assim como nas regiões graníticas a Este da área em estudo. Os estudos de produção de calor radiogénico disponíveis também reforçam a escolha da zona SE do plutão TSCD, pois nesta região afloram granitos com elevado potencial térmico.

8 Trabalhos futuros

Na sequência do trabalho desenvolvido nesta tese surgem algumas questões por clarificar que implicam o desenvolvimento de novos trabalhos de campo e de modelação de dados, os quais passo a enumerar seguidamente.

8.1 Prospecção gravimétrica e magnética

Alargar a amostragem gravimétrica e magnética para ambos os lados (W e E) da área em estudo de modo a:

- atravessar a totalidade do plutão da Serra da Estrela, o que permitirá comprovar o modelo proposto de que a alimentação magmática estará localizada a Este da estrutura da FLS;
- ter dados gravimétricos numa extensão suficientemente vasta para permitir um isolamento mais eficiente da anomalia de Bouguer residual.

Aplicar os métodos de prospecção (gravimétrico e magnético) em outras regiões, em zonas de contexto geológico semelhante e distinto da área em estudo. No primeiro caso uma área localizada para Este da área em estudo, onde o granito parece estabelecer contacto com a crosta média, por exemplo em Almeida. No segundo caso uma região onde ocorram corpos intrusivos de menor dimensão, como o plutonito do Coentral. Desta forma pretende-se testar a sensibilidade dos métodos em diferentes geometrias e contextos geológicos.

8.2 Modelação gravimétrica e magnética

Modelar um maior número de perfis segundo outras direções de modo a complementar o modelo apresentado para a área em estudo.

Na zona onde aflora o CXG entre os plutões de TSCD e SE comparar os resultados da modelação inversa por deconvolução de Euler e modelação iterativa utilizando o programa informático *Oasis montaj*, extensão *GM-SYS*. Este processo tem o objectivo de determinar com maior rigor a base do CXG e, conseqüentemente o topo do granito subjacente. Nesta área justifica-se uma modelação a uma escala mais pormenorizada uma vez que a amostragem gravimétrica nesta região tem uma distribuição em malha.

Na modelação iterativa tentar quantificar a influência que a variação do contraste das propriedades físicas dos blocos (densidade ou susceptibilidade magnética) terá na profundidade e/ou geometria dos corpos graníticos modelados.

Testar outras técnicas de isolamento da anomalia de Bouguer residual e modelar interactivamente em 2.75D a nova anomalia residual com recurso à extensão *GMSYS*.

Modelar a anomalia de Bouguer e a anomalia magnética, recorrendo a aplicações informáticas que usem algoritmos de modelação tridimensional, por modelação iterativa e/ou inversa (*IGMAS+*, *GM-SYS 3D*, *GROWTH*, *G3DINV*, entre outros).

Comparar os modelos gravimétricos e magnéticos realizados em 2.75D e 3D.

Realizar a modelação das anomalias de Bouguer e magnética em outras regiões, de modo a comparar o resultado da área em estudo com outros contextos geológicos similares e/ou distintos.

8.3 Propriedades físicas

Medições das propriedades físicas (densidade e susceptibilidade magnética) das unidades geológicas/blocos nas áreas onde não existam medições em superfície, assim como, se possível, fazer medições em sondagens mecânicas.

Realizar um estudo de anisotropia da susceptibilidade magnética (ASM) na área do plutão TSCD, de forma a identificar as direcções preferenciais de expansão do magma e/ou possíveis zonas de alimentação magmática.

8.4 Modelação geotérmica

Para realizar a modelação geotérmica dos corpos graníticos é imprescindível o modelo geológico 3D do reservatório. O conhecimento da geometria dos corpos graníticos em profundidade é o ponto de partida para uma modelação geotérmica mais próxima à realidade. Com base na geometria 3D dos corpos graníticos, obtida através da modelação gravimétrica e magnética, pretende-se avaliar o potencial geotérmico do reservatório. Inicialmente poderá realizar-se a modelação geotérmica 1D, 2D e só depois implementar uma modelação 3D, tendo por base as profundidades dos granitos obtidas na modelação dos campos potenciais. Nesta modelação pretende-se utilizar aplicações informáticas que permitam a modelação térmica 3D, como o *GeoModeller*.

Para a modelação geotérmica do reservatório, além da geometria do corpo granítico, são também necessárias medições em sondagens mecânicas de alguns parâmetros geotérmicos, como algumas propriedades físicas do reservatório

(condutividade térmica, porosidade, permeabilidade, entre outras), o gradiente geotérmico e a estimativa do fluxo térmico.

O conhecimento da geologia estrutural e campos de tensões no maciço granítico é também importante não só na fase de prospecção como durante a exploração geotérmica, devido aos processos de injeção e produção.

Para a avaliação do potencial geotérmico dos granitóides do batólito das Beiras é importante a integração da informação multidisciplinar acerca do sistema geotérmico, à superfície e em profundidade, desde a escala regional até à escala do reservatório. Saliem-se alguns estudos que complementam a modelação do reservatório geotérmico:

- estudos estruturais para caracterizar a fracturação do maciço granítico e avaliar a permeabilidade do reservatório;

- análise dos campos de tensões preferências na área em estudo, de modo a identificar as principais direcções de circulação dos fluidos no reservatório;

- estudos hidrogeoquímicos e geotermométricos de águas termais, que permitem caracterizar a mineralização e propriedades térmicas das águas que circulam no reservatório;

- estudos geoquímicos e termogénicos dos granitos, com a identificação de granitos HHP;

- análise em sondagens mecânicas dos teores dos elementos radiogénicos (U, Th e K) e isótopos de decaimento, como o radão, de modo a estudar a produção de calor radiogénico em profundidade;

- medição em sondagens mecânicas de propriedades físicas das rochas que constituem o reservatório (condutividade térmica, temperatura, porosidade, entre outras).

- a medição em profundidade da condutividade térmica e temperatura permitem estimativas do gradiente geotérmico e fluxo térmico;

- aplicação de outros métodos geofísicos, como os eléctricos, os electromagnéticos (magnetotélúricos) e os sísmicos, que contribuem para o aperfeiçoamento do modelo geométrico dos corpos intrusivos, dão algumas informações acerca do funcionamento do sistema geotérmico (por exemplo a baixa resistividade eléctrica sugere a presença de zonas de fraqueza estrutural) e permitem a previsão em profundidade de algumas propriedades físicas das rochas (temperatura, densidade, permeabilidade, salinidade do fluido, entre outras).

A integração de toda a informação permitirá identificar as zonas com maior potencial geotérmico na região em estudo, estabelecer o tipo mais adequado de aproveitamento geotérmico (baixa ou alta entalpia), assim como, prever os respectivos índices de produtividade.

9 Referências bibliográficas

- Ábalos, B., Carreras, J., Druguet, E., Viruete, J.E., Pugnaire, M.G., Alvarez, S.L., Quesada, C., Rodríguez-Fernández, L., Ibarra, J.G., 2002. Variscan and Pre-Variscan Tectonics. In: W. Gibbons & T. Moreno (Eds), *The Geology of Spain*. Geological Society of London, pp. 155-183.
- Abranches, M.C.B., Canilho, M.H., 1981/82. Determinações de idade pelo método do Rb-Sr de granitos antigos portugueses. *Memórias da Academia das Ciências de Lisboa*, 24, pp. 17-31.
- ADENE, 2001. *Forum energias renováveis em Portugal - relatório síntese*. ADENE/INETI, Lisboa, 34 pp.
- Afonso, A., Martins, F., Dias, R., Mendes, V.B., 2007. O projecto SERVIR do IGeoE e suas aplicações. *Cartografia e Geodesia, Actas da V Conferência Nacional de Cartografia e Geodesia*, Lidel, Lisboa, pp. 409-421.
- Aiken, C.L., Balde, M., Ferguson, J., Lyman, G., Xu, X., Cogbill, A., 1998. Recent developments in digital gravity data acquisition on land. *The Leading Edge*, 17 (1), pp. 93-97.
- Aires, S., Carvalho, C., Noronha, F., Ramos, J.F., Moura, C., Ovaia, H.S., Sousa, M., 2011. Os xistos do "Complexo Xisto-Grauváquico - Grupo do Douro". Potencial como recurso geológico. VI Seminário de Recursos Geológicos, Ambiente e Ordenamento do Território (RGAOT), UTAD, Vila Real, pp. 159-165.
- Alte da Veiga, N.M.S., 1999. Recherche hydrogéologique par méthodes géophysiques en terrains granitiques (région de Gouveia - Seia, Portugal). Tese de Doutoramento. Faculté des Sciences de l' Université de Lausanne, 316 pp.
- Amante, C., Eakins, B.W., 2009, ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: procedures, data sources and analysis, NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, pp. 19.
- Améglio, L., Vigneresse, J.L., 1999. Geophysical imaging of the shape of granitic intrusions at depth: a review. In: A. Castro, C. Fernández & J.L. Vigneresse (Eds), *Understanding granites: integrating new and classical techniques*. Special Publications, N°168, Geological Society, London, pp. 39-54.
- Antics, M., Bertani, R., Sanner, B., 2013. Summary of EGC 2013 Country Update Reports on Geothermal Energy in Europe. European Geothermal Energy Congress 2013, EGEC, Pisa, Italy, pp. 1-18.
- Antunes, C., 1997. Um modo "rápido-estático" com GPS monofrequência no apoio à cartografia. *Cartografia e Cadastro*, N°6, pp. 47-54.
- ArcGis, 2001. *Using ArcGis Geostatistical Analyst*. ESRI, USA.
- Arthaud, F., Matte, P., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. *Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation*. *Tectonophysics*, 25 (1-2), pp. 139-141.
- Ashtech Solutions, 2002. *User's Guide*. Thales Navigation, USA.

- Azevedo, M., Aguado, B., 2013. Origem e instalação de Granitóides Variscos na zona Centro-Ibérica. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J.C. Kullberg (Eds), *Geologia de Portugal. Volume I - Geologia Pré-mesozóica de Portugal*. Escolar Editora, Lisboa, pp. 377-401.
- Azevedo, M., Valle Aguado, B., Nolan, J., Martins, M., Medina, J., 2005. Origin and emplacement of syn-orogenic Variscan granitoides in Iberia the Beiras massif In: R. Carosi, R. Dias, D. Iacopini & G. Rosenbaum (Eds), *The southern Variscan belt*. *Journal of the Virtual Explorer*, (19) Paper 7.
- Balch, C., 2011. NOAA Space Weather Prediction Center [Consult. 2012-05-16] Disponível na WWW: <http://www.swpc.noaa.gov/info/Kindex.html>.
- Baranov, V., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, 22 (2), pp. 359-382.
- Baranov, V., Naudy, H., 1964. Numerical calculations of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, 29 (1), pp. 67-79.
- Beltrão, J.F., Silva, J.B.C., Costa, J.C., 1991. Robust polynomial fitting method for regional gravity estimation. *Geophysics*, 56 (1), pp. 80-89.
- Benn, K., Odonne, F., Blanquat, M.S., 1998. Pluton emplacement during transpression in brittle crust: new views from analogue experiments. *Geology*, 26 (12), pp. 1079-1082.
- Bernardo Sousa, M., 1983. Considerações paleogeográficas e ensaio de correlação das formações do grupo do Douro (CXG) com as formações ante-ordovícicas na zona centro-ibérica. *Memórias e Notícias, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra*, 95, pp. 65-98.
- Bernardo Sousa, M., 1985. Perspectiva sobre os conhecimentos actuais do complexo xistograuváquico de Portugal. *Memórias e Notícias, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra*, 100, pp. 1-16.
- Bernardo Sousa, M., Sequeira, A.J.D., 1993. O limite Precâmbrico-Câmbrico na ZCI, em Portugal. *Comunicações da XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Universidade de Évora*, pp. 17-28.
- Bhattacharyya, B.K., Leu, L.K., 1975. Analysis of magnetic anomalies over Yellowstone National Park: mapping of Curie point isothermal surface for geothermal reconnaissance. *Journal of Geophysical Research*, 80 (32), pp. 4461-4465.
- Bianchi, C., Meloni, A., 2007. Natural and man-made terrestrial electromagnetic noise: an outlook. *Annals of geophysics*, 50 (3), pp. 435-445.
- Bible, J.L., 1962. Terrain correction tables for gravity. *Geophysics*, 27 (5), pp. 715-718.
- Blaich, O., Faleide, J.I., Tsikalas, F., 2011. Crustal breakup and continental-ocean transition at South Atlantic conjugate margins. *Journal of Geophysical Research*, 116 (B1), pp. 1-38.
- Blakely, R.J., 1995. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press, Cambridge, 441 pp.
- Blakely, R.J., Simpson, R.W., 1986. Approximating edges of sources bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*, 51 (7), pp. 1494-1498.

- Bott, M.H.P., 1967. Gravity investigations of subsurface shape and mass distributions of granite batholiths. *Geological Society of America Bulletin*, 78, pp. 859-878.
- Bott, M.H.P., Smith, R.A., 1958. The estimation of the limiting depth of gravitating bodies. *Geophysical Prospecting*, 6 (1), pp. 1-10.
- Bott, M.P.H., 1959. The use of electronic digital computers for the evaluation of gravimetric terrain corrections. *Geophysical Prospecting*, 7 (1), pp. 45-54.
- Bouchez, J.L., Gleizes, G., Djouadi, T., Rochette, P., 1990. Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematic of granites: the example of the foix pluton (French pyrenees). *Tectonophysics*, 184 (2), pp. 157-171.
- Breiner, S., 1999. Applications manual for portable magnetometers. Geometrics, USA, 58 pp.
- BRGM, 1977. Manuel de prospection géophysique. Bureau de Recherches Géologique et Minière - BRGM, Orleans, France.
- Briggs, I.C., 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, 39 (1), pp. 39-48.
- Brown, M., 2013. Granite: from genesis to emplacement. *Bulletin of Geological Society of America*, 125 (7-8), pp. 1079-1113.
- Brum Ferreira, A., 1978. Planaltos e montanhas do Norte da Beira - Estudo de Geomorfologia. Memórias do Centro de Estudos Geográficos, Vol. 4. Centro de Estudos Geográficos Lisboa, 374 pp.
- Bullard, E.C., 1936. Gravity measurements in East Africa *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 235 (757), pp. 445-531.
- Cabral, J., 1995. Neotectónica em Portugal Continental. Memórias do Instituto Geológico e Mineiro, 31, pp. 265.
- Calado, C., 2001. A ocorrência de água sulfúrea alcalina no maciço hespérico: quadro hidrogeológico e quimiogénese. Tese de Doutoramento. Universidade de Lisboa, 462 pp.
- Calado, C.M.A., 1992. Atlas do Ambiente - Carta de nascentes minerais (1:20). Ministério do Ambiente e Recursos Naturais, Direcção-Geral dos Recursos Naturais, Lisboa. Escala 1: 1000 000.
- Calado, C.M.A., 1995. Notícia explicativa 1:20 - Carta de nascentes minerais. Atlas do Ambiente - Ministério do Ambiente e Recursos Naturais, Lisboa, 37 pp.
- Camp, M.V., 2003. Efficiency of tidal corrections on absolute gravity measurements. IMG-2002 Instrumentation and Metrology in Gravimetry, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Luxembourg, pp. 99-103.
- Capdevila, R., Corretgé, L., Floor, P., 1973. Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 15, pp. 209-228.
- Capdevila, R., Floor, P., 1970. Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le NW de l'Espagne. *Boletín Geológico y Minero. España*, 81 (2-3), pp. 215-225.
- Carbon-info.org, 2012. Carbon-info.org. [Consult. 2012-07-03] Disponível na WWW: <http://www.carbon-info.org/>.
- Carrington da Costa, J., 1950. Notícia sobre uma carta geológica do Buçaco, de Nery Delgado. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 27 pp.

- Carvalho, A.H., 1961. Guia de Análise Química das Águas (potáveis, minerais e para a indústria). Ed. Associação de Estudantes do IST, Lisboa, 162 pp.
- Carvalho, D., Oliveira, J.T., Pereira, E., Ramalho, M., Antunes, M.T., Monteiro, J.H., 1992. Carta Geológica de Portugal. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. Escala 1: 500 000.
- Carvalho, J.M., Carvalho, M.R., 2004. Recursos geotérmicos e seu aproveitamento em Portugal. Cuaderno do Laboratório Xeológico de Laxe, 29, pp. 97-117.
- Carvalho, M.R., Cruz, J.V., Almeida, C., Silva, M.O., 1990. Hidrogeoquímica das águas dos granitos hercínicos das Beiras Geolis, IV (1-2), pp. 229-248.
- Casaca, J., Matos, J., Baio, M., 2005. Topografia Geral. Lidel - Edições Técnicas, Lda, 388 pp.
- Casas Sainz, A.M., De Vicente, G., 2009. On the tectonic origin of Iberia topography. *Tectonophysics*, 474, pp. 214-235.
- Casas Sainz, A.M., Faccenna, C., 2001. Tertiary compressional deformation of the Iberian plate. *Terra Nova*, 13 (4), pp. 281-288.
- Castro, A., 1987. On granitoid emplacement and related structures. A review. *Geologische Rundschau*, 76 (1), pp. 101-124.
- Catalão, J., 2009. GeodPT08 - Um Modelo de Geóide para Portugal continental. VI Conferência Nacional de Cartografia e Geodesia, Lidel, Caldas da Rainha, pp. 319-328.
- Catalão, J., Sevilha, M.J., 2009. Mapping the geoid for Iberia and the Macaronesian Islands using multi-sensor gravity data and the GRACE geopotential model. *Journal of Geodynamics*, 48, pp. 6-15.
- CEC, 1988. Atlas of Geothermal Resources in the European Community, Austria and Switzerland. R. Haenel & E. Staroste (Eds.). Commission of the European Communities, D.G. for Sciences, Research and Development, Bruxelles/Strasbourg. 74 p., 110 mapas.
- Clemens, J.D., Mawer, C.K., 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, 204 (3-4), pp. 339-360.
- Cloetingh, S., Burov, E., Beekman, F., Andeweg, B., Andriessen, P.A.M., Garcia-Castellanos, D., De Vicente, G., Vegas, R., 2002. Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics*, 21 (5), pp. 1-26.
- Cobbing, J., 2000. The geology and mapping of granite batholiths. Lecture notes in earth sciences Vol. 96. Springer, Berlin, 141 pp.
- Cogbill, A.H., 1990. Gravity terrain corrections calculated using digital elevation models. *Geophysics*, 55 (1), pp. 102-106.
- Conde, L., 1971. Existência em Portugal de uma série superior à "Formação xistosa da Beira" e inferior ao Ordovícico. *Studia Geologica*, II, pp. 25-26.
- Cordell, L., Grauch, V.J.S., 1985. Mapping basement magnetization zones from areomagnetic data in the San Juan basin, New Mexico. In: W.J. Hinze (Editor), *The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps*. Society of Exploration Geophysicists, pp. 181-197.
- Cordell, L.E., 1992. A scattered equivalent-source methods for interpolation and gridding of potential-field data in three dimensions. *Geophysics*, 57 (4), pp. 629-636.
- Correia, A., Ramalho, E., 2005. Update Surface Heat Flow Density Map in mainland Portugal. *Proceedings World Geothermal Congress 2005, Antalya, Turkey*, pp. 1-5.

- Correia, A., Ramalho, E., 2009. Heat flow density estimations in the portuguese northern hercynian massif using silica geothermometry. *GRC Transactions*, 33, pp. 921-924.
- Correia, A., Ramalho, E., 2010. Update Heat Flow Density Map for Portugal. *Proceedings World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia*, pp. 1-7.
- Cortez, J.A.S., 2012. Águas minerais naturais e de nascente da região centro. *Mare Liberum - Editora para a FEDRAVE*, 526 pp.
- Costa, L.R., Cruz, J.A., 2000. Geotermia de baixa entalpia em Portugal. Situação presente e perspectivas de evolução. *Boletim de Minas, Lisboa*, 37 (2), pp. 83-89.
- Cruden, A.R., Sjöström, H., Aaro, S., 1999. Structure and geophysics of the Gasborn granite, Central Sweden: an example of fracture-fed asymmetric pluton emplacement. In: A. Castro, C. Fernández & J.L. Vigneresse (Eds), *Understanding granites: integrating new and classical techniques. Special Publications, N°168, Geological Society, London*, pp. 141-160.
- Cruz, J.F.A., Lourenço, M.C., Silva, A.M.R., Ramalho, E.C., Correia, A., 1996. Breve caracterização das ocorrências termais com temperatura superior a 20°C em Portugal continental *Boletim de Minas*, 33 (2), pp. 129-137.
- D'Lemos, R.S., Brown, M., Strachan, R.A., 1992. Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *Journal of the Geological Society London*, 149 (4), pp. 487-490.
- Danes, Z.F., 1982. An analytic method for the determination of distance terrain corrections. *Geophysics*, 47 (10), pp. 1453-1455.
- De Vicente, G., Cloetingh, S., Van Wees, J.D., Cunha, P.P., 2011. Tectonic classification of Cenozoic Iberian foreland basins. *Tectonophysics*, 502, pp. 38-61.
- Dias, G., Noronha, F., Almeida, A., Simões, P.P., Martins, H.C.B., Ferreira, N., 2010. Geocronologia e petrogénese do plutonismo tardi-varisco (NW de Portugal): síntese e inferências sobre os processos de acreção e reciclagem crustal na zona centro-ibérica. *Ciências Geológicas - Ensino e Investigação e sua História, Vol.I*, pp. 143-160.
- Dias, P.S.A., 2011. Análise estrutural e paragenética de produtos litológicos e mineralizações de segregação metamórfica - Estudo de veios hiperaluminosos e protólitos poligénicos Silúricos da região da Serra de Arga (Minho). Tese de Doutoramento. Universidade do Minho, 475 pp.
- Dias, R., 1998. Estrutura varisca do autóctone do Terreno Ibérico português: uma herança precâmbrica. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 85, pp. 29-38.
- Dias, R., Ribeiro, A., 1995a. The Ibero-Armorican Arc: a collision effect against an irregular continent? *Tectonophysics*, 246 (1-3), pp. 113-128.
- Dias, R., Ribeiro, A., 1995b. Mapa estrutural da primeira fase de deformação varisca no autóctone da zona Centro-Ibérica. 1ª Conferência Anual do GGET, FCUL, Lisboa, pp. 2.
- Dias, R., Ribeiro, A., 2013. O Varisco do sector norte de Portugal. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J.C. Kullberg (Eds), *Geologia de Portugal. Volume I - Geologia Pré-mesozóica de Portugal. Escolar Editora, Lisboa*, pp. 59-71.

- Díaz, J., Gallart, J., 2009. Crustal structure beneath the Iberian Peninsula and surrounding waters: a new compilation of deep seismic sounding results. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 173, pp. 181-190.
- Diez Balda, M., Vegas, R., Gonzalez Lodeiro, F., 1990. Autochthonous sequences of Centro Iberian zone. In: R.D. Dallmeyer & E.M. Garcia (Eds), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, pp. 172-188.
- Dobrin, M.B., Savit, C.H., 1988. *Introduction to geophysical prospecting*. McGraw Hill, New York, 867 pp.
- Dolmaz, M.N., Hisarli, Z.M., Ustaömer, T., Orbay, N., 2005. Curie point depths based on spectrum analysis of aeromagnetic data, West Anatolian extensional province, Turkey. *Pure and Applied Geophysics*, 162, pp. 571-590.
- Dubois, J., Diament, M., Cogné, J.P., 2011. *Géophysique*. Dunod, Paris, 256 pp.
- Duque, M.R.A., Santos, F.M., Victor, L.A.M., 1998. Heat flow and deep temperatures in the Chaves geothermal system, northern Portugal. *Geothermics*, 27 (1), pp. 75-87.
- ESA, 2012a. ESA GOCE. [Consult. 2012-05-10] Disponível na WWW: http://www.esa.int/SPECIALS/GOCE/SEMY0FOZVAG_1.html.
- ESA, 2012b. ESA understanding our planet observing the earth. [Consult. 2012-05-10] Disponível na WWW: http://www.esa.int/esaEO/SEMI9DWUP4F_planet_1.html#subhead3.
- Evertsz, C.J.G., Berkner, K., Berghorn, W., 1995. A local multiscale characterization of Edges applying the Wavelet Transform. *Proceedings of Nato A.S.I., Fractal Image Encoding and Analysis*, Trondheim, pp. 19.
- Fairhead, J.D., Green, C.M., Blitzkow, D., 2003. The use of GPS in gravity surveys. *The Leading Edge* 22 (10), pp. 954-959.
- Fairhead, J.D., Salem, A., Cascone, L., Hammill, M., Masterton, S., Samson, E., 2011. New developments of the magnetic tilt-depth method to improve structural mapping of sedimentary basins. *Geophysical Prospecting*, 59, pp. 1072-1086.
- Farias, P., Gallastegui, G., Lodeiro, F.G., Marquínez, J., Parra, L.M., Catalán, J.M., Macia, J.P., Fernandes, L.R., 1987. Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galiza Central. *Memória da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto*, 1, pp. 411-431.
- Farr, T.G., Rosen, P.A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D., Alsdorf, D., 2007. The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of Geophysics*, 45 (RG2004), pp. 33.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., Jenner, G.A., Tubrett, M.N., 2000. New ideas on the Proterozoic-Early Palaeozoic evolution of NW Iberia: insights from U-Pb detrital zircon ages. *Precambrian Research*, 102 (3-4), pp. 185-206.
- Fernández, M., Marzán, I., Correia, A., Ramalho, E., 1998. Heat flow, heat production and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 291, pp. 29-53.

- Fernández, M., Marzán, I., Torne, M., 2004. Lithospheric transition from the Variscan Iberian Massif to the Jurassic oceanic crust of the Central Atlantic. *Tectonophysics*, 386, pp. 97-115.
- Ferreira, M.P., Alves, E.I., Macedo, C.A.R., 1985. A zonalidade interna de um plutonito: estruturas condicionantes e idade de evolução (plutonito do Fundão, Portugal central). *Memórias e Notícias, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra*, 99, pp. 167-186.
- Ferreira, N., Iglesias, M., Noronha, F., Pereira, E., Ribeiro, A., Ribeiro, M.L., 1987. Granitos da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: F. Bea, A. Carneiro, J. Gonzalo, M.L. Plaza & M.R. Alonso (Eds), *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Editorial Rueda, Madrid, pp. 37- 51.
- Ferreira, N., Vieira, G., 1999a. Carta Geológica simplificada do Parque Natural da Serra da Estrela. ICN e IGM, Lisboa. Escala 1:75 000.
- Ferreira, N., Vieira, G., 1999b. Guia Geológico e Geomorfológico do Parque Natural da Serra da Estrela. ICN e IGM, Lisboa, 112 pp.
- Figueiredo, F.P.O., 2001. Gravimetria aplicada à organização geométrica da cobertura Mesozoica (Baixo Vouga). Tese de Doutoramento. Universidade de Coimbra, 223 pp.
- Forsberg, R., 1985. Gravity field terrain effect computations by FFT. *Bulletin Géodésique*, 59 (4), pp. 342-360.
- Geometrics, 1980. Operating manual model G-816/826 portable proton magnetometer. Geometrics Inc., USA.
- Geosoft, 2010. Oasis montaj 7.2 Tutorial - Mapping and Processing System Geosoft Inc., Toronto.
- Geosoft, 2013. Applying filters with montaj geophysics. Geosoft Inc., Toronto.
- Gérard, A., Genter, A., Kohl, T., Lutz, P., Rose, P., Rummel, F., 2006. The deep EGS (Enhanced Geothermal System) project at Soultz-sous-Forêts (Alsace, France). *Geothermics*, 35 (5-6), pp. 473-483.
- Gharibi, M., Pedersen, L., 2000. Removal of DC power-line magnetic field effects from airborne total magnetic field measurements. *Geophysical Prospecting*, 48 (3), pp. 617-627.
- Godinho, M.M., Pereira, A.J.S.C., Neves, L.J.P.F., 1991. Potencial térmico das rochas graníticas num segmento do maciço hespérico (Portugal Central). *Memórias e Notícias, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra*, 112, pp. 469-483.
- Gomes, E.M.C., Antunes, I.M.H.R., 2011. O granito de Coentral revisitado: idade U-Pb de zircão. In: I.M.H.R. Antunes, J.P.F. Almeida & M.T.D. Albuquerque (Eds), *Livro de actas do VIII Congresso Ibérico de Geoquímica / XVII Semana de Geoquímica Instituto Politécnico de Castelo Branco, Castelo Branco*, pp. 235-239.
- Gomes, E.M.C., Pereira, L.C.G., Macedo, C.A.R., 1991. O plutonito do Coentral: idade K-Ar e consequências geotectónicas. *Memórias e Notícias, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra*, 112, pp. 171-183.

- Gomez-Ortiz, D., Agarwal, B.N.P., Tejero, R., Ruiz, J., 2011. Crustal structure from gravity signatures in the Iberian Peninsula. *Geological Society of America Bulletin*, 123 (7/8), pp. 1247-1257.
- Gomez-Ortiz, D., Tejero-López, R., Babín-Vich, R., Rivas-Ponce, A., 2005. Crustal density structure in the Spanish Central System derived from gravity data analysis (Central Spain). *Tectonophysics*, 403, pp. 131-149.
- Gonçalves, J.A., Madeira, S., Sousa, J.J., 2008. *Topografia. Conceitos e Aplicações*. Lidel - Edições Técnicas, Lda., 344 pp.
- Gong, Z., Langereis, C.G., Mullender, T.A.T., 2008. The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 273, pp. 80-93.
- Götze, H.J., Lahmeyer, B., 1988. Application of three-dimensional interactive modeling in gravity and magnetics. *Geophysics*, 53 (8), pp. 1096-1108.
- Grant, F.S., Dodds, J., 1972. *MAGMAP FFT processing system development notes*. Paterson Grant and Watson Limited.
- Grauch, V.J.S., Cordell, L., 1987. Limitations on determining density and magnetic boundaries from the horizontal gradient of gravity or pseudogravity data. *Geophysics*, 52 (1), pp. 118-121.
- Guillet, P., Bouchez, J.L., Wagner, J.J., 1983. Anisotropy of magnetic susceptibility and magmatic structures in the Guérande granite massif (France). *Tectonics*, 2 (5), pp. 419-429.
- Hackney, R.I., Featherstone, W.E., 2003. Geodetic versus geophysical perspectives of the 'gravity anomaly'. *Geophysical Journal International*, 154 (1), pp. 35-43.
- Haenel, R., 1977. Prospecting for geothermal energy by geophysical methods. *Physics in Technology*, 8, pp. 213-218.
- Hammer, S., 1939. Terrain corrections for gravimeter stations. *Geophysics*, 4 (3), pp. 184-194.
- Hammer, S., 1963. Deep gravity interpretation by stripping. *Geophysics*, 28 (3), pp. 369-378.
- Hansen, R.O., 1993. Interpretive gridding by anisotropic kriging. *Geophysics*, 58 (10), pp. 1491-1497.
- Hassan, H., Peirce, J., 2005. SAUCE: a new technique to remove cultural noise from HRAM data. *The Leading Edge*, 24 (3), pp. 246-250.
- Hayford, J.F., Bowie, W., 1912. The effect of topography and isostatic compensation upon the intensity of gravity. N°10, U.S. Coast and Geodetic Survey.
- Héroux, P., Kouba, J., 2001. GPS precise point positioning using IGS orbit products. *Physical Chemistry Earth*, 26 (6-8), pp. 573-578.
- Hinze, W.J., 1990. The role of gravity and magnetic methods in engineering and environmental studies. In: S.H. Ward (Editor), *Geotechnical and environmental geophysics*. Society of exploration geophysics Tulsa, pp. 75-126.
- Hinze, W.J., 2003. Bouguer reduction density, why 2.67? *Geophysics*, 68 (5), pp. 1559-1560.
- Hinze, W.J., Aiken, C., Brozena, J., Coakley, B., Dater, D., Flanagan, G., Forsberg, R., Hildenbrand, T., Keller, G.R., Kellogg, J., Kucks, R., Lee, X., Mainville, A., Morin, R., Pilkington, M., Plouff, D., Ravat, D., Roman, D., Urrutia-Fucugauchi, J., Véronneau, M.,

- Webring, M., Winester, D., 2005. New standards for reducing gravity data: the North American gravity database. *Geophysics*, 70 (4), pp. J25-J32.
- Hinze, W.J., Von Frese R.R.B., Saad, A.H., 2013. *Gravity and Magnetic Exploration - Principles, practices and applications*. Cambridge University Press, Cambridge, 512 pp.
- Holden, D.J., Archibald, N.J., Boschetti, F., Jessell, M.W., 2000. Inferring geological structures using wavelet-based multiscale edge analysis and forward models. *Exploration Geophysics*, 31 (4), pp. 67-71.
- Hornby, P., Boschetti, F., Horowitz, F.G., 1999. Analysis of potential fields data in the wavelet domain. *Geophysical Journal International*, 137 (1), pp. 175-196.
- Hurter, S., Haenel, R., 2002. *Atlas of geothermal resources in Europe*. Office for Official Publications of the European Communities, Brussels, Luxemburg, 91 p. and 89 plates.
- Hurter, S., Schellsschmidt, R., 2003. *Atlas of geothermal resources in Europe*. *Geothermics*, 32 (4-6), pp. 779-787.
- Hutton, D.H.W., 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79 (2-3), pp. 245-255.
- IGeoE, 2011. SERVIR. [Consult. 2011-06-14] Disponível na WWW: <http://www.igeoe.pt/>.
- IGM, 1998. Recursos Geotérmicos em Portugal Continental: Baixa Entalpia [Consult. 2013-10-08] Disponível na WWW: http://www.lneg.pt/CienciaParaTodos/edicoes_online/diversos/rec_geotermicos.
- IGN, 2012. Instituto Geográfico Nacional. [Consult. 2012-06-22] Disponível na WWW: <http://www.ign.es/ign/layout/observatoriosMagneticos.do>.
- IGP, 2011. Informação geodésica - RENEPT. [Consult. 2011-06-15] Disponível na WWW: <http://www.igeo.pt/produtos/geodesia/vg/renept/renept.asp>.
- IGP, 2012. Informação geodésica - GeodPT08. [Consult. 2012-05-20] Disponível na WWW: <http://www.igeo.pt/produtos/Geodesia/GeodPT08.htm>.
- IGP, 2013. Informação cadastral - CAOP. [Consult. 2013-05-16] Disponível na WWW: <http://www.igeo.pt/produtos/cadastro/caop/inicial.htm>.
- Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F., 2002. Palaeostress evolution of the Iberian Peninsula (Late Carboniferous to present-day). *Tectonophysics*, 357 (1-4), pp. 159-186.
- Jacoby, W., Smilde, P.L., 2009. *Gravity Interpretation - Fundamentals and application of gravity inversion and geological interpretation*. Springer, 395 pp.
- JEN, 1968. A província uranífera do centro de Portugal: suas características estruturais, tectónicas e metalogénicas. Junta de Energia Nuclear - JEN, Lisboa, 131 pp.
- Jensen, S., Palacios, T., Martí Mus, M., 2007. A brief review of the fossil record of the Ediacaran-Cambrian transition in the area of Montes de Toledo-Guadalupe, Spain. In: P. Vickers-Rich (Editor), *The rise and fall of the Ediacaran biota*, Geological Society of London, Special Publication, 286 pp. 223-235.
- Johannessen, J.A., Balmino, G., Provost, C.L., Rummel, R., Sabadini, R., Sunkel, H., Tscherning, C.C., Visser, P., Woodworth, P., Hughes, C.W., Legrand, P., Sneeuw, N., Perosanz, F.,

- Aguirre-Martinez, M., Rebhan, H., Drinkwater, M.R., 2003. The European Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer satellite mission: its impact on geophysics. *Surveys in Geophysics*, 24, pp. 339-386.
- Joly, A., Martelet, G., Chen, Y., Faure, M., 2008. A multidisciplinary study of a syntectonic pluton close to a major lithosphere-scale fault - Relationships between the Montmarault granitic massif and the Sillon Houiller Fault in the Variscan French Massif Central: gravity, aeromagnetic investigations and 3D geologic modeling. *Journal of Geophysical Research*, 113 (B1), pp. 1-13.
- Journel, A.G., Huijbregts, J., 1978. *Mining Geostatistics*. Academic Press Inc., London, 600 pp.
- Julivert, M., Fonteboté, J., Ribeiro, A., Conde, L., 1972. Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. Escala 1:1 000 000.
- Kane, M.F., 1962. A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics*, 27 (4), pp. 455-462.
- Kay, M., Dimitrakopoulos, R., 2000. Integrated interpolation methods for geophysical data: applications to mineral exploration. *Natural Resources Research*, 9 (1), pp. 53-63.
- Kearey, P., Brooks, M., Hill, I., 2009. *Geofísica de exploração*. Oficina de textos, São Paulo, 438 pp.
- Keating, P., 1993. The fractal dimension of gravity data sets and its implication for gridding. *Geophysical Prospecting*, 41 (8), pp. 983-993.
- Kerridge, D., 2001. INTERMAGNET: worldwide near-real-time geomagnetic observatory data, Proceedings ESA Space Weather Workshop ESTEC, Noordwijk, The Netherlands, <http://www.esa-spaceweather.net/spweather/workshops/workshops.html>.
- Ketelaar, A.C.R., 1987. Terrain correction for gravity measurements, using a digital terrain model. *Geoexploration*, 24, pp. 109-124.
- Kirby, J.F., Featherstone, W.E., 1999. Terrain correcting Australian gravity observations using the national digital elevation model and the fast Fourier transform. *Australian Journal of Earth Sciences*, 46, pp. 555-562.
- LaCoste & Romberg, 1991. *Instruction manual. Model G and D gravity meters*. LaCoste & Romberg, USA.
- LaCoste, L., 1991. A new calibration method for gravity meters. *Geophysics*, 56 (5), pp. 701-704.
- LaFehr, T.R., 1991a. An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction. *Geophysics*, 56 (8), pp. 1179-1184.
- LaFehr, T.R., 1991b. Standardization in gravity reduction. *Geophysics*, 56 (8), pp. 1170-1178.
- Leaman, D.E., 1998. The gravity terrain correction - practical considerations. *Exploration Geophysics*, 29 (4), pp. 467-471.
- Lemoine, F.G., Kenyon, S.C., Factor, J.K., Trimmer, R.G., Pavlis, N.K., Chinn, D.S., Cox, C.M., Klosko, S.M., Luthcke, S.B., Torrence, M.H., Wang, Y.M., Williamson, R.G., Pavlis, E.C., Rapp, R.H., Olson, T.R., 1998, The development of the joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) Geopotential Model EGM96, NASA Technical Paper, pp. 584.

- Lemos, L.S., Moreira, A.D., Silva, M.C.N., Pires, M.R., Sousa, P.O., 1992. Contribuição para a investigação do campo geotérmico de S. Pedro do Sul. Estudos, Notas e Trabalhos, D.G.G.M., t.34, pp. 107-138.
- Li, X., Götze, H.-J., 2001. Tutorial: ellipsoid, geoid, gravity, geodesy and geophysics. *Geophysics*, 66 (6), pp. 1660-1668.
- LNEG, 2013. geoPortal do Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG). [Consult. 2013-08-29 e 2013-09-10] Disponível na WWW: <http://geoportal.lneg.pt/geoportal/mapas/index.html>.
- Longman, I.M., 1959. Formulas for computing the tidal accelerations due to the moon and the sun. *Journal of Geophysical Research*, 64 (12), pp. 2351-2355.
- Lotze, F., 1945. Zur Gliderung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, 6, pp. 78-92 (tradução espanhola de José Maria Rios em 1950; edição do Consejo Superior de Investigaciones Científicas).
- Lourenço, C., Cruz, J., 2005. Aproveitamentos geotérmicos em Portugal continental. XV Encontro Nacional do Colégio de Engenharia Geológica e de Minas da Ordem dos Engenheiros, Ponta Delgada, pp. 1-9.
- Lowrie, W., 2007. *Fundamentals of geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge, 381 pp.
- Lyman, G.D., Aiken, C.L., Cogbill, A., Balde, M., Lide, C., 1997. Terrain mapping by reflectorless laser rangefinding systems for inner zone gravity terrain corrections. 67th Annual international meeting, SEG Expanded Abstracts pp. 482-485.
- Machadinho, A., Figueiredo, F., Pereira, A., 2012. Planificação de uma campanha de prospecção magnética (ruído magnético artificial e distância de influência). In: M.H. Henriques, A.I. Andrade, F.C. Lopes, R.P.d. Reis, M. Quinta-Ferreira & M.T. Barata (Eds), I Congresso Internacional Geociências na CPLP. Centro de Geociências & Centro de Geofísica da Universidade de Coimbra, Coimbra, pp. 201.
- Macleod, I.N., Vieira, S., Chaves, A.C., 1993. Analytic signal and reduction-to-the-pole in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes. 3th International Congress of the Brazilian Geophysics Society, Brazilian Geophysics Society, Rio de Janeiro, pp. 830-835.
- Majorowicz, J., Gosnold, W., Gray, A., Safanda, J., Klenner, R., Unsworth, M., 2012. Implications of Post-Glacial Warming for Northern Alberta Heat Flow - correcting for the underestimate of geothermal potential. *GRC Transactions*, 36, pp. 693-698.
- Majorowicz, J., Wybraniec, S., 2011. New terrestrial heat flow map of Europe after regional paleoclimatic correction application. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 100 (4), pp. 881-887.
- Mallat, S., Hwang, W.L., 1992. Singularity detection and processing with Wavelets. *IEEE Transactions on Information Theory*, 38 (2), pp. 617-643.
- Marques, J.M., Carreira, P.M., Marques, J.E., Chaminé, H.I., Fonseca, P.E., Santos, F.A.M., Eggenkamp, H.G.M., Teixeira, J., 2010. The role of geosciences in the assessment of low

- temperature geothermal resources (N-Portugal): a review. *Geosciences Journal*, 14 (4), pp. 423-442.
- Martelet, G., Sailhac, P., Moreau, F., Diament, M., 2001. Characterization of geological boundaries using 1-D wavelet transform on gravity data: Theory and application to the Himalayas. *Geophysics*, 66 (4), pp. 1116-1129.
- Martínez Catalán, J., 1985. Estratigrafia y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la Zona Asturocidental-Leonesa). *Corpus Geologicum Gallaeciae* (2ª série), 2, pp. 1-291.
- Martínez Catalán, J., Martínez Poyatos, D., Bea, F., 2004. Zona Centro Ibérica. In: J.A. Vera (Editor), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, pp. 68-133.
- Martins, J.A., Faria, F.L., 1959. Ocorrências uraníferas em metassedimentos na orla de contacto do maciço granítico das Beiras nos distritos de Coimbra e Viseu. *Memória nº 17*. Junta de Energia Nuclear - JEN, Lisboa, 42 pp.
- Mateus, A., Noronha, F., 2010. Sistemas mineralizantes epigenéticos na ZCI; expressão na estruturação orogénica meso- a tardi-varisca. *Ciências Geológicas - Ensino e Investigação e sua História*, Vol.II, pp. 47-61.
- Matte, P., 2001. The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, 12 (2), pp. 122-128.
- Maus, S., Barckhausen, U., Berkenbosch, H., Bournas, N., Brozena, J., Childers, V., Dostaler, F., Fairhead, J.D., Finn, C., Von Frese, R.R.B., Gaina, C., Golynsky, S., Kucks, R., Lühr, H., Miligan, P., Mogren, R.D., Müller, R.D., Olesen, O., Pilkington, M., Saltus, R., Schreckenberger, B., Thébaud, E., Tontini, F.C., 2009. EMAG2 - A 2 arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne and marine magnetic measurements. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 10 (8), pp. 1-12.
- Maus, S., Macmillan, S., McLean, S., Hamilton, B., Thomson, A., Nair, M., Rollins, C., 2010. The US/UK World Magnetic Model for 2010-2015, NOAA Technical Report NESDIS/NGDC.
- McCaffrey, K.J.W., Petford, N., 1997. Are granitic intrusion scale invariant? *Journal of the Geological Society London*, 154, pp. 1-4.
- Medina, J., Rodriguez Alonso, M.D., Alonso Gavilán, G., 1998. Sedimentação em plataforma siliciclástica do Grupo das Beiras (CXG) na região do Caramulo-Buçaco (Portugal Central). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 85, pp. 39-71.
- Medina, J.M.P.G., 1996. Contribuição para o conhecimento da geologia do grupo das Beiras (CXG) na região do Caramulo-Buçaco (Portugal Central). Tese de Doutoramento. Universidade de Aveiro, 202 pp.
- Menand, T., Saint-Blanquat, M., Annen, C., 2011. Emplacement of magma pulses and growth of magma bodies. *Tectonophysics*, 500 (1), pp. 1-2.
- Mendonça, C.A., Silva, J.B.C., 1994. The equivalent data concept applied to the interpolation of potencial field data. *Geophysics*, 59 (5), pp. 722-732.
- Mendonça, C.A., Silva, J.B.C., 1995. Interpolation of potential-field data by equivalent layer and minimum curvature: a comparative analysis. *Geophysics*, 60 (2), pp. 399-407.

- Mikuska, J., Pasteka, R., Marusiak, I., 2006. Estimation of distant relief effect in gravimetry. *Geophysics*, 71 (6), pp. J59-J69.
- Millsom, J., 2003. *Field geophysics*. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, 232 pp.
- Morais, M.J.F., 2012. *Sistemas hidrotermais nos terrenos graníticos na zona centro-ibérica em Portugal central: perspectivas químicas, isotópicas e genéticas sobre as águas sulfúreas*. Tese de Doutoramento. Universidade de Coimbra, 290 pp.
- Moreau, F., Gibert, D., Holshneider, M., Saracco, G., 1997. Wavelet analysis of potential fields. *Inverse Problems*, 13, pp. 165-178.
- Moreira, M., Ribeiro, M.L., 1994. Caracterização magnética e modelo do mecanismo de intrusão do maciço granítico do Romeu. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 80, pp. 3-14.
- Morelli, C., Gantar, C., Honkasalo, T., McConnell, R.K., Tanner, I.G., Szabo, B., Uotila, U., Whalen, C.T., 1971. *The International Gravity Standardization Net 1971*. International Association of Geodesy Special Publication, N° 4, 194 pp.
- Moritz, H., 1980. Geodetic reference system 1984. *Bulletin Géodésique*, 58 (3), pp. 388-398.
- Muszala, S., Stoffa, P.L., Lawver, L.A., 2001. An application for removing cultural noise from aeromagnetic data. *Geophysics*, 66 (1), pp. 213-219.
- Nabighian, M.N., 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygon cross-section; its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37 (3), pp. 507-517.
- Nabighian, M.N., Ander, M.E., Grauch, V.J.S., Hansen, R.O., LaFehr, T.R., Li, Y., Pearson, W.C., Peirce, J.W., Phillips, J.D., Ruder, M.E., 2005a. 75th Anniversary - Historical development of the gravity method in exploration. *Geophysics*, 70 (6), pp. 63-89.
- Nabighian, M.N., Grauch, V.J.S., Hansen, R.O., LaFehr, T.R., Li, Y., Peirce, J.W., Phillips, J.D., Ruder, M.E., 2005b. 75th Anniversary - Historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics*, 70 (6), pp. 33-61.
- Nagy, D., 1966a. The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics*, 31 (2), pp. 362-371.
- Nagy, D., 1966b. The prism method for terrain corrections using digital computers. *Pure and Applied Geophysics*, 63 (1), pp. 31-39.
- Negreiros, J., Painho, M., Aguilár, F., Aguilár, M., 2010. Geographical Information System principles of Ordinary Kriging interpolator. *Journal of Applied Sciences*, 10 (11), pp. 852-867.
- Neiva, A.M.R., Neiva, J.M.C., Parry, S.J., 1987. Geochemistry of the granitic rocks and their minerals from Serra da Estrela, Central Portugal. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, pp. 439-454.
- Neiva, A.M.R., Teixeira, R.J.S., Lima, S.M., Silva, P.B., 2013. Idade, origem e protólitos de granitos variscos de três áreas portuguesas. *Academia das Ciências de Lisboa*, pp. 1-13.
- Neiva, A.M.R., Williams, I.S., Lima, S.M., Teixeira, R.J.S., 2012. U-Pb and $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ data constraining the ages of the source, emplacement and recrystallization/cooling events from

- late to post D₃ Variscan granites of the Gouveia area, central Portugal. *Lithos*, 153, pp. 72-83.
- Neiva, A.M.R., Williams, I.S., Ramos, J.M.F., Gomes, M.E.P., Silva, M.M.V.G., Antunes, I.M.H.R., 2009. Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of Early Ordovician granodiorite and Variscan two-micas granites from the Gouveia area, central Portugal. *Lithos*, 111 (3-4), pp. 186-202.
- Neiva, J.M.C., 2003. Jazigos portugueses de minérios de urânio e sua gênese. In: M.P.V. Ferreira (Editor), *A Geologia de Engenharia e os Recursos Minerais*. Vol. 1 - Geologia de Engenharia. Imprensa da Universidade de Coimbra, Coimbra, pp. 15-76.
- Neiva, J.M.C., Dias, J.M.M., 2010. Mineralizações e gênese dos jazigos portugueses de minérios de urânio. *Ciências Geológicas - Ensino e Investigação e sua História*, Vol.II, pp. 109-119.
- Nettleton, L.L., 1942. Gravity and magnetic calculations. *Geophysics*, 7 (3), pp. 293-310.
- Neves, L.J.P.F., 1985. O plutonito de Avô - contribuição para o seu conhecimento geológico. *Memórias e Notícias, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra*, 100, pp. 139-152.
- Neves, L.J.P.F., 1994. O plutonito de Avô (Portugal Central): gênese e termobarometria. *Memórias e Notícias, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra*, 117, pp. 81-97.
- Neves, L.J.P.F., Godinho, M.M., Pereira, A.J.S.C., 2010. Geologia do radão na região centro de Portugal: uma síntese breve. *Ciências Geológicas - Ensino e Investigação e sua História*, Vol.II, pp. 249-258.
- Neves, L.J.P.F., Macedo, C.A.R., 1986. Plutonito de Avô: idades K₂O/Ar em biotites e moscovites. *Memórias e Notícias, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra*, 101, pp. 11-20.
- Neves, L.J.P.F., Pereira, A.J.S.C., Dias, J.M., 2011. Os sistemas geotérmicos estimulados (EGS/HDR) - um desafio para o século XXI. Livro de homenagem ao Professor Manuel Maria Godinho - *Modelação de Sistemas Geológicos*, Laboratório de Radioactividade Natural da Universidade de Coimbra, Coimbra, pp. 277-290.
- NGA, 2004. GM-SYS: Gravity/Magnetic Modeling Software. User's Guide. Northwest Geophysical Associates, Inc., USA, 101 pp.
- NGDC, 2012. NOAA National Geophysical Data Center. [Consult. 2012-07-02] Disponível na WWW: <http://www.ngdc.noaa.gov/geomag/WMM/>.
- Noronha, F., Ramos, J.M.F., Rebelo, J.A., Ribeiro, A., Ribeiro, M.L., 1979. Essai de corrélation des phases de déformation hercynienne dans le nord-ouestpéninsulaire. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, 21 (2-3), pp. 227-237.
- Noronha, F., Ribeiro, M.A., Almeida, A., Dória, A., Guedes, A., Lima, A., Martins, H.C., Sant'Ovaia, H., Nogueira, P., Martins, T., Ramos, R., Vieira, R., 2013. Jazigos filonianos hidrotermais e aplitopegmatíticos espacialmente associados a granitos (norte de Portugal). In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J.C. Kullberg (Eds), *Geologia de Portugal*. Volume I - Geologia Pré-mesozóica de Portugal. Escolar Editora, Lisboa, pp. 404-438.

- Novo Aquilégio, 2013. Inventário de nascentes portuguesas. [Consult. 2013-09-11] Disponível na WWW: <http://www.aguas.ics.ul.pt/tc.htm>.
- Nowell, D., 1999. Gravity terrain corrections - an overview. *Journal of Applied Geophysics*, 42 (2), pp. 117-134.
- O'Connell, M., Smith, R., Vallee, M., 2005. Gridding aeromagnetic data using longitudinal and transverse horizontal gradients with the minimum curvature operator. *The Leading Edge*, 24 (2), pp. 142-145.
- Obande, G.E., Lawal, K.M., Ahmed, L.A., 2014. Spectral analysis of aeromagnetic data for geothermal investigation of Wikki Warm Spring, north-east Nigeria. *Geothermics*, 50 (1), pp. 85-90.
- Okubo, Y., Graf, R.J., Hansen, R.O., Ogawa, K., Tsu, H., 1985. Curie point depth of the island of Kyushu and surrounding areas, Japan. *Geophysics*, 53 (3), pp. 481-494.
- Olivier, P., Améglio, L., Richen, H., Vadeboin, F., 1999. Emplacement of the Aya Variscan granitic pluton (Basque Pyrenees) in a dextral transcurrent regime inferred from a combined magneto-structural and gravimetric study. *Journal of the Geological Society London*, 156, pp. 991-1002.
- Olivier, R.J., Simard, R.G., 1981. Improvement of the conic prism model for terrain correction in rugged topography. *Geophysics*, 46 (7), pp. 1054-1056.
- Ovstedal, O., 2002. Absolute positioning with single frequency GPS receivers. *GPS Solutions*, 5 (4), pp. 33-44.
- Parasnis, D.S., 1997. Principles of applied geophysics. Chapman & Hall, London, 429 pp.
- Parker, R.L., 1995. Improved Fourier terrain correction, Part I. *Geophysics*, 60 (4), pp. 1007-1017.
- Parker, R.L., 1996. Improved Fourier terrain correction, Part II. *Geophysics*, 61 (2), pp. 365-372.
- Paterson, S.R., Fowler, T.K., 1993. Re-examining pluton emplacement processes. *Journal of Structural Geology*, 15 (2), pp. 191-206.
- Pedreira, D., Pulgar, J.A., Gallart, J., Torné, M., 2007. Three-dimensional gravity and magnetic modeling of crustal indentation and wedging in the western Pyrenees-Cantabrian mountains. *Journal of Geophysical Research*, 112 (B12405), pp. 1-19.
- Pereira, A.J.S.C., 1991. Transferências de calor e ascensão crustal no segmento Tondela-Oliveira do Hospital (Portugal Central) após a implantação dos granitos hercínicos sin a tardi-orogénicos. Tese de Doutoramento. Universidade de Coimbra, 182 pp.
- Pereira, A.J.S.C., 1992. Evolução térmica e ascensão crustal no segmento Tondela-Oliveira do Hospital (Portugal Central) durante a orogenia Hercínica. *Memórias e Notícias, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra*, 114, pp. 19-35.
- Pereira, A.J.S.C., Godinho, M.M., Neves, L.J.P.F., 2010. On the influence of faulting on small-scale soil-gas radon variability: a case study in the Iberian Uranium Province. *Journal of Environmental Radioactivity*, 101 (10), pp. 875-882.

- Pereira, A.J.S.C., Godinho, M.M., Neves, L.J.P.F., Castro, J.A.A.M., 1997. Modelagem numérica 3-D da evolução térmica de plutonitos graníticos do Maciço Hespérico. I - O plutonito de Avô (Portugal Central). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 83, pp. 17-28.
- Pereira, A.J.S.C., Neves, L.J.P.F., 2011. Potencial EGS/HDR da região Centro e Norte de Portugal. Livro de homenagem ao Professor Manuel Maria Godinho - Modelação de Sistemas Geológicos, Laboratório de Radioactividade Natural da Universidade de Coimbra, Coimbra, pp. 303-315.
- Pereira, A.J.S.C., Neves, L.J.P.F., Godinho, M.M., 1999a. Distribuição do radão em áreas radiometricamente anómalas da região de Oliveira do Hospital (Portugal Central), *Actas do II Congresso Ibérico de Geoquímica e XI Semana de Geoquímica*, Lisboa, pp. 127-130.
- Pereira, A.J.S.C., Neves, L.J.P.F., Godinho, M.M., 1999b. O gás radão em solos da região central de Portugal: um factor a considerar para o ordenamento do território, *Actas da VI Conferência Nacional sobre a Qualidade do Ambiente*, Lisboa, pp. 763-772.
- Pereira, A.J.S.C., Neves, L.J.P.F., Godinho, M.M., Dias, J.M.M., 2003a. As mineralizações de urânio e a radioactividade natural em Portugal: factores geológicos condicionantes e implicações para o ordenamento do território. In: M.P.V. Ferreira (Editor), *A Geologia de Engenharia e os Recursos Minerais. Vol. 1 - Geologia de Engenharia*. Imprensa da Universidade de Coimbra, Coimbra, pp. 121-132.
- Pereira, A.J.S.C., Neves, L.J.P.F., Godinho, M.M., Dias, J.M.M., 2003b. Natural radioactivity in Portugal: influencing geological factors and implication for land use planning. *Radioprotecção*, 2 (2-3), pp. 109-120.
- Pereira, A.J.S.C., Ponte, M.J.B., 1992. Geologia da região de Tondela -Oliveira do Hospital (Portugal Central). *Memórias e Notícias, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra*, 114, pp. 1-17.
- Pereira, E., Ribeiro, A., Meireles, C., 1993. Cisalhamentos hercínicos e controlo das mineralizações de Sn-W, Au e U na Zona Centro-Ibérica, em Portugal. *Caderno do Laboratório Xeológico de Laxe*, 18, pp. 89-119.
- Pereira, L.C.G., 1987. Tipologia e evolução da sutura entre a ZCI e a ZOM no sector entre Alvaiázere e Figueiró dos Vinhos (Portugal Central). Tese de Doutoramento. Universidade de Coimbra, 331 pp.
- Pereira, L.C.G., Macedo, C.A.R., 1983. Sobre a idade dos granitos de Figueiró dos Vinhos, Pedrogão Grande e dum pegmatito do Casal do Zote (Dornes) no sector da sutura da zona Ossa Morena - zona Centro Ibérica, a norte de Tomar (Portugal Central); algumas implicações geotectónicas. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 69 (2), pp. 265-266.
- Pertsev, B.P., 2007. Tidal corrections to gravity measurements. *Physical of the Solid Earth*, 43 (7), pp. 547-553.
- Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W., Vigneresse, J.L., 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature*, 408, pp. 669-673.

- Petford, N., Kerr, R.C., Lister, J.R., 1993. Dike transport of granitoid magmas. *Geology*, 21 (9), pp. 845-848.
- Phillips, J.D., 2000. Locating magnetic contacts: a comparison of the horizontal gradient, analytic signal and local wavenumber methods. 70th Annual International Meeting Expanded Abstracts. Society of Exploration Geophysicists, 402-405.
- Philpotts, A.R., Ague, J.J., 2009. Principles of igneous and metamorphic petrology. Cambridge University Press, Cambridge, 667 pp.
- Pitcher, W.S., 1979. The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. *Journal of the Geological Society London*, 136 (6), pp. 627-662.
- Pollack, H.N., Hurter, S.J., Johnson, J.R., 1993. Heat flow from the Earth's interior: analysis of the global data set. *Reviews of Geophysics*, 31, pp. 267-280.
- ProMark2 Survey System 2002. User's Guide for surveying. Thales Navigation, USA.
- Rasmussen, R., Pedersen, L.B., 1979. End corrections in potential field modeling. *Geophysical Prospecting*, 27, pp. 749-760.
- Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Millett, A.J., Somerton, I.W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55 (1), pp. 80-91.
- Reis, A.I.M., Silva, M.M.V.G., Antunes, I.M.H.R., 2010. The Precambrian/Lower Cambrian pluton from Vila Nova (Central Portugal). *Estudios Geológicos*, 66 (1), pp. 51-56.
- Reynolds, J.M., 1997. An introduction to applied and environmental geophysics. John Wiley & Sons, Chichester, 796 pp.
- Ribeiro, A., 1974. Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, 24, pp. 1-168.
- Ribeiro, A., 1988. A tectónica Alpina em Portugal. *Geonovas*, 10, pp. 9-11.
- Ribeiro, A., 1990. Introduction to the Centro-Iberian zone. In: R.D. Dallmeyer & E.M. Garcia (Eds), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, pp. 143-144.
- Ribeiro, A., 2013. Evolução geodinâmica de Portugal; os ciclos ante-mesozóicos. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J.C. Kullberg (Eds), *Geologia de Portugal. Volume I - Geologia Pré-mesozóica de Portugal*. Escolar Editora, Lisboa, pp. 15-57.
- Ribeiro, A., Antunes, M.T., Ferreira, M.P., Rocha, R.B., Soares, A.F., Zbyszewski, G., Almeida, F.M., Carvalho, D., Monteiro, J.H., 1979. Introduction à la géologie générale du Portugal *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 114 pp.
- Ribeiro, A., Cabral, J., Batista, R., Matias, L., 1996. Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia. *Tectonics*, 15 (2), pp. 641-659.
- Ribeiro, A., Conde, L., Monteiro, J., 1972. Carta tectónica de Portugal. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa. Escala 1:1 000 000.
- Ribeiro, A., Kullberg, M.C., Kullberg, J.C., Manuppella, G., Phipps, S., 1990a. A review of Alpine tectonics in Portugal: foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184 (3-4), pp. 357-366.

- Ribeiro, A., Munhá, J., Dias, R., Mateus, A., Pereira, E., Ribeiro, L., Fonseca, P., Araújo, A., Oliveira, T., Romão, J., Chaminé, H., Coke, C., Pedro, J., 2007. Geodynamic evolution of SW Europe Variscides. *Tectonics*, 26, pp. 1-24.
- Ribeiro, A., Munhá, J., Fonseca, P.E., Araújo, A., Pedro, J.C., Mateus, A., Tassinari, C., Machado, G., Jesus, A., 2010. Variscan ophiolite belts in the Ossa-Morena Zone (Southwest Iberia): Geological characterization and geodynamic significance. *Gondwana Research*, 17, pp. 408-421.
- Ribeiro, A., Pereira, E., Dias, R., 1990b. Structure in the northwest of the Iberian peninsula. In: R.D. Dallmeyer & E.M. Garcia (Eds), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, pp. 220-236.
- Ribeiro, A., Romão, J., Munhá, J., Rodrigues, J., Pereira, E., Mateus, A., Araújo, A., 2013. Relações tectonoestratigráficas e fronteiras entre as zonas Centro-Ibérica e Ossa-Morena do Terreno Ibérico e o Terreno Finisterra. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J.C. Kullberg (Eds), *Geologia de Portugal. Volume I - Geologia Pré-mesozóica de Portugal*. Escolar Editora, Lisboa, pp. 439-481.
- Ribeiro, A., Silva, J.B., Dias, R., Pereira, E., Oliveira, J.T., Rebelo, J., Romão, J., Silva, A.F., 1991a. Sardinian inversion tectonics in the centro iberian zone. *Resumos do III Congresso Nacional de Geologia, Coimbra*, pp. 71.
- Ribeiro, M.A., Sousa, M.B., Noronha, F., 1991b. A Formação (vulcano-sedimentar) de Envendos e rochas ácidas associadas. *Resumos do III Congresso Nacional de Geologia, Coimbra*, pp. 72.
- Ribeiro, M.A., Sousa, M.B., Noronha, F., 1993. A Formação de Envendos e as rochas ácidas associadas. *Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências do Porto, Nova Série, N°7, Porto*, 20 pp.
- Ribeiro, M.L., 2001. Modelos de implantação dos granitos variscos portugueses. In: A.M.R. Neiva (Editor), *Geoquímica e Petrogênese de Rochas Granitoides. Memórias da Academia das Ciências de Lisboa*, pp. 33-52.
- Ribeiro, O., 1968. Excurção à Estremadura e Portugal central. *Finisterra - Revista Portuguesa de Geografia* III (6), pp. 274-299.
- Ribeiro, O., Lautensach, H., Daveau, S., 1991c. *Geografia de Portugal - A posição geográfica e o Território, Vol. I. Edições João Sá da Costa, Lisboa*, 334 pp.
- Ribeiro, P., 2006. História (e futuro!) do Observatório Magnético do IGUC. *VII Congresso Nacional de Geologia, Évora*, pp. 867-870.
- Rodriguez, E., Morris, C.S., Belz, J.E., Chapin, E.C., Martin, J.M., Daffer, W., Hensley, S., 2005. An assessment of the SRTM topographic products. *Technical Report JPL Vol. D-31639*, 143 pp.
- Roest, W.R., Verhoef, J., Pilkington, M., 1992. Magnetic interpretation using the 3D analytic signal. *Geophysics*, 57 (1), pp. 116-125.
- Román-Berdiel, T., 1999. Geometry of granite emplacement in the upper crust: contributions of analogue modelling. In: A. Castro, C. Fernández & J.L. Vigneresse (Eds), *Understanding*

- granites: integrating new and classical techniques. Special Publications N°168, Geological Society, London, pp. 77-94.
- Romão, J., Coke, C., Dias, R., Ribeiro, A., 2005. Transient inversion during the opening stage of the Wilson cycle "Sardic phase" in the Iberian Variscides - stratigraphic and tectonic record. *Geodinamica Acta*, 18 (2), pp. 115-129.
- Romão, J., Dunning, G., Marcos, A., Dias, R., Ribeiro, A., 2010. O lacólito granítico de Mação-Penhascoso: idade e suas implicações (SW da ZCI). VIII Congresso Nacional de Geologia GEOTIC - Revista Electrónica de Ciências da Terra, 16 (N°13) Braga, pp. 1-4.
- Romão, J., Metodiev, D., Dias, R., Ribeiro, A., 2013. Evolução geodinâmica dos sectores meridionais da Zona Centro-Ibérica. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J.C. Kullberg (Eds), *Geologia de Portugal. Volume I - Geologia Pré-mesozóica de Portugal*. Escolar Editora, Lisboa, pp. 205-257.
- Romão, J., Ribeiro, A., 1992. Thrust tectonics of sardic age in the Rosmaninhal area (Beira Baixa, Central Portugal). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 78 (2), pp. 87-95.
- Romão, J., Ribeiro, A., Pereira, E., Fonseca, P., Rodrigues, J., Mateus, A., Noronha, F., Dias, R., 2009. Interplate versus intraplate strike-slip deformed belts: examples from SW Iberia Variscides. *Trabajos de Geología*, 29, pp. 671-677.
- Romão, J.M.C., Oliveira, J.T., 1995. Litostratigrafia do Grupo de Vale de Grou (Série intercalar), na região de Mação. In: M.D. Rodriguez Alonso & J.C. Gonzalo Corral (Eds), XIII Reunion de Geologia del Oeste Peninsular / Annual IGCP Project-319 Meeting, Salamanca-Coimbra, pp. 142-143.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359 (1-2), pp. 117-129.
- Salgado, A.L., Pereira, A.J.S.C., Neves, L.J.P.F., Godinho, M.M., 1998. Distribuição de U e Th em rochas da região de Tondela (Portugal Central). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 84 (1), pp. 122-125.
- Saltus, R.W., Blakely, R.J., 1993. HYPERMAG - An interactive 2 and 2 1/2- Dimensional Gravity and Magnetic Modeling Program, version 3.5. Open file report 93-287, U.S. Geological Survey.
- Saltus, R.W., Blakely, R.J., 2011. Unique geologic insights from "non-unique" gravity and magnetic interpretation. *GSA Today*, 21 (12), pp. 4-11.
- Sant'Ovaia, H., Bouchez, J.L., Noronha, F., Leblanc, D., Vigneresse, J.L., 2000. Composite-laccolith emplacement of the post-tectonic Vila Pouca de Aguiar granite pluton (northern Portugal): a combined AMS and gravity study. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 91, pp. 123-137.
- Sant'Ovaia, H., Martins, H., Noronha, F., 2013. Oxidized and reduced Portuguese variscan granites associated with W and Sn hydrothermal lode deposits: magnetic susceptibility results. *Comunicações Geológicas*, 100 (1), pp. 33-39.

- Sant'Ovaia, H., Noronha, F., 2005a. Classificação de granitos hercínicos portugueses com base nas suas características petrofísicas. *Caderno do Laboratório Xeológico de Laxe*, 30, pp. 75-86.
- Sant'Ovaia, H., Noronha, F., 2005b. Gravimetric anomaly modelling of the post-tectonic granite pluton of Águas Frias-Chaves (northern Portugal). *Caderno do Laboratório Xeológico de Laxe*, 30, pp. 87-98.
- Sant'Ovaia, H., Olivier, P., Ferreira, N., Noronha, F., Leblanc, D., 2010. Magmatic structures and kinematics emplacement of the Variscan granites from Central Portugal (Serra da Estrela and Castro Daire areas). *Journal of Structural Geology*, 32 (10), pp. 1450-1465.
- Santos, F.A.M., Afonso, A.R.A., Victor, L.A.M., 1997. Study of the Chaves geothermal field using 3D resistivity modeling. *Journal of Applied Geophysics*, 37, pp. 85-102.
- Saraiva, A.A., 1990. Caracterização geofísica de mantos de alteração em rochas graníticas (região de Santa Comba Dão - Carregal do Sal, Portugal Central). *Memórias e Notícias, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra*, 109, pp. 167-177.
- Saraiva, A.L.A., 1986. Caracterização e aptidão geotécnica dos terrenos envolventes das albufeiras das barragens da Aguieira e do Coiço. Tese de Doutoramento. Universidade de Coimbra, 316 pp.
- Schermerhorn, L., 1956. Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire - São Pedro do Sul - Sátão region (northern Portugal). *Comunicações dos Serviços Geológicos*, 37, pp. 617
- Seeber, G., 2003. *Satellite Geodesy*. Walter de Gruyter, Berlin, 589 pp.
- Sequeira, A.J., Bernardo Sousa, M., 1991. O grupo das Beiras (Complexo xisto-grauváquico) da região de Coimbra-Lousã. *Memórias e Notícias, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra*, 112, pp. 1-13.
- Sequeira, A.J.D., 1991. O Grupo das Beiras (CXG) entre Zebreira e Penamacor e a sua relação com o Ordovício. *Resumos do III Congresso Nacional de Geologia, Coimbra*, pp. 77.
- Sequeira, A.J.D., 1993. Provável discordância intra-grupo das Beiras na região entre Monfortinho e Idanha-a-Velha. *Comunicações da XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Universidade de Évora*, pp. 41-52.
- Sequeira, A.J.D., 2011. Microfósseis do Grupo das Beiras (Monfortinho-Salvaterra do Extremo, Beira Baixa, Portugal Central). *Comunicações Geológicas*, 98, pp. 55-60.
- Sequeira, A.J.D., Cunha, P.P., Sousa, M.B., 1997. A reactivação de falhas, no intenso contexto compressivo desde meados do Tortoniano, na região de Espinhal-Coja-Caramulo (Portugal Central). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 83, pp. 95-126.
- Shuey, R.T., Schellinger, D.K., Tripp, A.C., Alley, L.B., 1977. Curie depth determination from aeromagnetic spectra. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 50 (1), pp. 75-101.
- Sibuet, J.C., Srivastava, S.P., Spakman, W., 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research*, 109 (B08), pp. 1-18.

- Silva, A.F., Romão, J.M., Sequeira, A.J.D., Ribeiro, M.L., 1988. Geotransversal no Grupo das Beiras (CXG) entre os sinclínios de Mação e Penha Garcia (Centro leste de Portugal), X Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Bragança, (poster).
- Silva, A.F., Romão, J.M.C., Sequeira, A.J., Oliveira, J.T., 1995. A sucessão litostratigráfica anteorovíca na zona centro ibérica (ZCI), em Portugal: ensaio de interpretação com base nos dados actuais. In: M.D. Rodriguez Alonso & J.C. Gonzalo Corral (Eds), XIII Reunion de Geologia del Oeste Peninsular / Annual IGCP Project-319 Meeting, Salamanca-Coimbra, pp. 71-72.
- Silva, M.M.V.G., Neiva, A.M.R., 2000. Geochemistry of hercynian peraluminous granites and their minerals from Carregal do Sal-Nelas-Lagares da Beira area, Central Portugal. *Chemie der Erde*, 59, pp. 329-349.
- Silva, M.M.V.G., Neiva, A.M.R., Whitehouse, M.J., 2000. Geochemistry of enclaves and host granites from the Nelas area, central Portugal. *Lithos*, 50 (1-3), pp. 153-170.
- Simpson, R.W., Jachens, R.C., Blakely, R.J., 1983. Airyroot: a fortran program for calculating the gravitational attraction of an Airy Isostatic Root out to 166.7 km. Open file report 83-883, U.S. Geological Survey.
- Simpson, R.W., Jachens, R.C., Blakely, R.J., Saltus, R.W., 1986. A new isostatic residual gravity map of the Conterminous United States with a discussion on the significance of isostatic residual anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 91 (B8), pp. 8348-8372.
- Sinderis, M.G., 1985. A fast Fourier transform method for computing terrain corrections. *Manuscripta Geodaetica*, 10, pp. 66-73.
- Soares, A., 2006. *Geoestatística para as ciências da terra e do ambiente*. IST Press, Lisboa, 214 pp.
- Soen, O.I., 1958. The geology, petrology and ore deposits of the Viseu region, northern Portugal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, Vol. 41, 179 pp.
- Soen, O.I., 1970. Granite intrusion, folding and metamorphism in Central Northern Portugal. *Boletín Geológico y Minero. España*, 81, pp. 271-298.
- Spector, A., Grant, F.S., 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35 (2), pp. 293-302.
- Sprenke, K.F., 1989. Efficient terrain corrections: a geostatistical analysis. *Geophysics*, 54 (12), pp. 1622-1628.
- Swain, C.J., 1976. A FOTRAN IV program for interpolating irregular spaced data using the difference equations for minimum curvature. *Computers & Geosciences*, 1 (4), pp. 231-240.
- SWPC, 2012. NOAA Space Weather Prediction Center. [Consult. 2012-06-17] Disponível na WWW: http://www.swpc.noaa.gov/rt_plots/kp_3d.html.
- Talwani, M., 1965. Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape. *Geophysics*, 30 (5), pp. 797-817.
- Talwani, M., Ewing, W.M., 1960. Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. *Geophysics*, 25 (1), pp. 203-225.

- Talwani, M., Heirtzler, J.R., 1964. Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional bodies of arbitrary shape. In: G.A. Parks (Editor), Computers in the mineral industries. Part I. Stanford Univ. Publ. Geological Sciences, 9, 464-480.
- Talwani, M., Worzel, J.L., Landisman, M., 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysical Research*, 64 (1), pp. 49-59.
- Tanaka, A., Okubo, Y., Matsubayashi, O., 1999. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics*, 306 (3-4), pp. 461-470.
- Teixeira, C., 1955. O complexo xisto-grauváquico ante-ordoviciano. *Notas sobre Geologia de Portugal*, Lisboa, 48 pp.
- Teixeira, C., 1966. A evolução do território português no decurso dos tempos geológicos. *Palestra*, Vol. 28, Lisboa, pp. 111-157.
- Teixeira, C., Brito de Carvalho, L.H., de Barros, R.F., Ávila Martins, J., Haas, W.E.L., Pilar, L., Rocha, A.T., 1961. Carta Geológica de Portugal - Notícia explicativa da folha 17-C, Santa Comba Dão. Escala 1:50 000. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 31 pp.
- Teixeira, C., Brito de Carvalho, L.H., Santos, J.P., Martins Peres, A., de Barros, R.F., Pilar, L., Peinador Fernandes, A., Tavares Rocha, A., 1967. Carta Geológica de Portugal - Notícia explicativa da folha 17-D, Gouveia. Escala 1:50 000. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 28 pp.
- Teixeira, C., Santos, J.P., de Carvalho, H.F., Peinador Fernandes, A., Vairinho, M.M., 1974. Carta Geológica de Portugal - Notícia explicativa da folha 20-B, Covilhã. Escala 1:50 000. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 52 pp.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., 1993. *Applied geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge, 770 pp.
- Thompson, D.T., 1982. EULDPH: a new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47 (1), pp. 31-37.
- Tipler, P., 1999. *Physics for scientists and engineers*. W. H. Freeman and Company, New York, 1335 pp.
- Tsuboi, C., 1983. *Gravity*. George Allen & Unwin Ltd., London, 254 pp.
- Valliant, H.D., 1991. Gravity meter calibration at LaCoste and Romberg. *Geophysics*, 56 (5), pp. 705-711.
- Vaz, D.A., 2011. Analysis of Thaumasia Planum rift through automatic mapping and strain characterization of normal faults. *Planetary and Space Science*, 59 (11-12), pp. 1210-1221.
- Verduzco, B., Fairhead, J.D., Green, C.M., MacKenzie, C., 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge*, 23, pp. 116-119.
- Verma, S.P., 2012. Application of multi-dimensional discrimination diagrams and probability calculation to acid rocks from Portugal and Spain. *Comunicações Geológicas*, 99 (2), pp. 79-93.

- Vigneresse, J.L., 1988. Forme et volume des plutons granitiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4 (6), pp. 897-906.
- Vigneresse, J.L., 1990. Use and misuse of geophysical data to determine the shape at depth of granitic intrusions. *Geological Journal*, 25 (3-4), pp. 249-260.
- Vigneresse, J.L., 1995a. Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics*, 249 (3-4), pp. 173-186.
- Vigneresse, J.L., 1995b. Crustal regime of deformation and ascent of granitic magma. *Tectonophysics*, 249 (3-4), pp. 187-202.
- Vigneresse, J.L., 2004. A new paradigm for granite generation. *Geological Society of America Special Papers*, 389, pp. 11-22.
- Vigneresse, J.L., Bouchez, J.L., 1997. Successive granitic magma batches during pluton emplacement: the case of Cabeza de Araya (Spain). *Journal of Petrology*, 38 (12), pp. 1767-1776.
- Vigneresse, J.L., Clemens, J.D., 2000. Granitic magma ascent and emplacement: neither diapirism nor neutral buoyancy. *Geological Society of London, Special Publications*, 174, pp. 1-19.
- Vigneresse, J.L., Tikoff, B., Améglio, L., 1999. Modification of the regional stress field by magma intrusion and formation of tabular granitic plutons. *Tectonophysics*, 302, pp. 203-224.
- Wang, T., Wang, X., Li, W., 2000. Evaluation of multiple emplacement mechanisms: the Huichizi granite pluton, Qinling orogenic belt, central China. *Journal of Structural Geology*, 22 (4), pp. 505-518.
- Whitehead, N., 2010. *Montaj gravity & terrain corrections. Tutorial and user guide*. Geosoft - Oasis montaj, Toronto, 55 pp.
- Won, I.J., Bevis, M., 1987. Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon; algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics*, 52 (2), pp. 232-238.
- Zhou, X., Zhong, B., Li, X., 1990. Gravimetric terrain corrections by triangular-element method. *Geophysics*, 55 (2), pp. 232-238.
- Zogg, J.M., 2002. *GPS Basics - Introduction to the system, Application overview*. u-blox ag, 94 pp.

10 Anexo

Curvas de variação diurna nos Observatórios magnéticos (SPT, IGUC e APMAG)
referentes aos dias da campanha de prospecção magnética.

