



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Luizemara Soares Alves

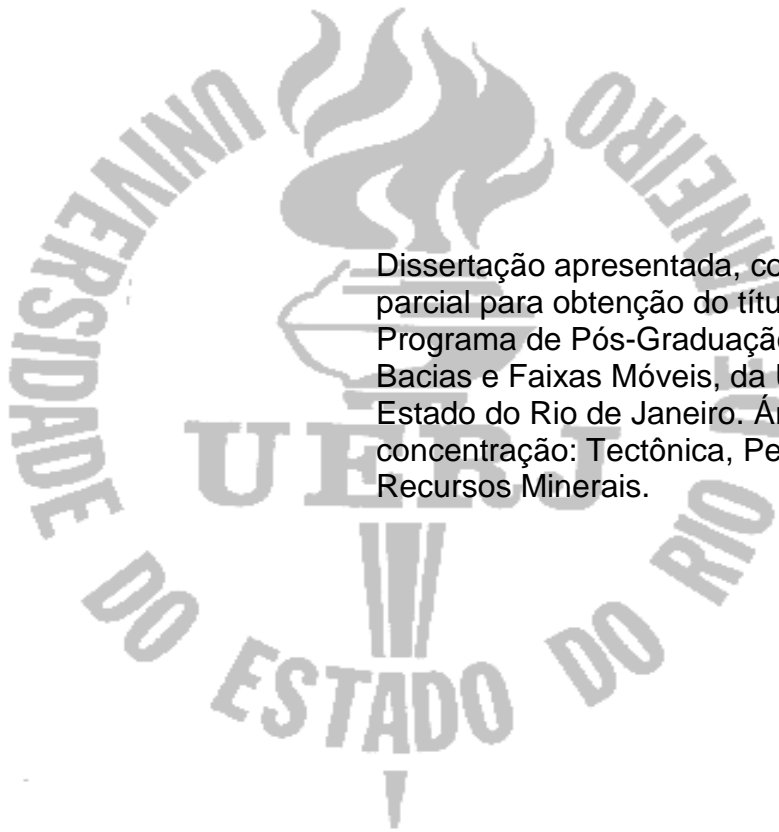
**Estudo da margem continental ibérica ocidental com base em
dados gravimétricos e magnetométricos regionais**

Rio de Janeiro

2012

Luizemara Soares Alves

Estudo da margem continental ibérica ocidental com base em dados gravimétricos e magnetométricos regionais



Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Orientadora: Prof.^a Dra. Monica da Costa Pereira Lavalle Heilbron

Coorientador: Benedito Souza Gomes

Rio de Janeiro

2012

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

A474 Alves, Luizemara Soares.
Estudo da margem continental ibérica com base em dados gravimétricos e magnéticos regionais / Luizemara Soares Alves. – 2012.
133 f. il.

Orientador: Monica da Costa Pereira Lavalle Heilbron.
Coorientador: Benedito Souza Gomes.
Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.
Bibliografia

1. Geofísica – Ibérica, Península (Espanha e Portugal) – Teses. 2. Geologia estrutural - Ibérica, Península (Espanha e Portugal) – Teses. 3. Margens continentais – Ibérica, Península (Espanha e Portugal) - Teses. I. Heilbron, Monica da Costa Pereira Lavalle. II. Gomes, Benedito Souza. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.

CDU 550.3(46)

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta tese.

Luizemara Soares Alves

Assinatura

14 de novembro de 2013

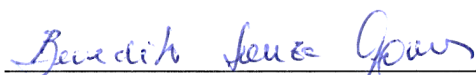
Data

Luizemara Soares Alves

**Estudo da margem continental ibérica ocidental com base em dados
gravimétricos e magnetométricos regionais**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Aprovada em 29 de junho de 2012.



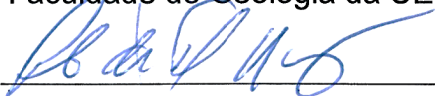
Benedito Souza Gomes (Coorientador)

Banca Examinadora:



Prof. Dra. Monica da Costa Pereira Lavalley Heilbron (Orientadora)

Faculdade de Geologia da UERJ



Prof. Dr. Paulo de Tarso Luiz Menezes

Faculdade de Geologia da UERJ



Dr. Pedro Victor Zalán

PETROBRAS

RIO DE JANEIRO

2012

DEDICATÓRIA

Aos meus pais.

AGRADECIMENTOS

À Petrobras, por ter proporcionado a realização deste mestrado. Aos companheiros de trabalho dos "métodos especiais", da Petrobras, pelo apoio e troca de conhecimentos. Em especial, agradeço a paciência dos colegas mais frequentemente atingidos pelas minhas perguntas, Julio C. S. O. Lyrio, Eurico Santos, João A. Bach de Oliveira, e Caesar A. Rigoti. Ao meu co-orientador Benedito Souza Gomes (DHN), por todo auxílio profissional e pela amizade. Agradecimento especial ao gerente da Petrobras, Marco Polo P. Buonora, por todo apoio, técnico e pessoal; e aos gerentes Paulo R. P. Siston e Sylvia M. C. dos Anjos, pelo apoio e incentivo que possibilitaram a realização deste trabalho.

À minha orientadora Monica Heilbron, pelo apoio técnico, e pelas boas risadas e empolgação geológica compartilhada. Na UERJ, agradeço também a colaboração do doutorando Diogo Gaspar, do Prof. Julio Almeida e de Gilmar V. Bueno (CENPES - Petrobras), pelo apoio e pelos debates.

Agradecimentos ao meu primeiro grande instrutor, Prof. Horstpeter H. G. J. Ulbrich, da Universidade de São Paulo, pela imensa contribuição profissional e pessoal de longa data. Obrigada pelo incentivo, pelo conhecimento passado, e por ter me colocado nesse caminho profissional. Afinal, a gente não se forma apenas para saber o que é um feldspato, isto é obrigação. Temos que fazer mais.

À irmã, em todos os sentidos, Luiziene Soares Alves, por sempre estar comigo. À Giselle N. M. Netto, e a Vinicius Anauê R. Pinto, pelo apoio e amizade. A todos os amigos e colegas que não estão citados pelo nome, mas que podem estar certos de que estão no meu coração.

Obrigada à minha família, por toda dedicação, carinho e fé. Somos seis!

Agradeço muito a Deus, por tudo, em especial por ter tantas pessoas para citar que não caberiam numa folha.

Though this be madness, yet there is method in it
William Shakespeare - Hamlet - Act II, Scene II

RESUMO

ALVES, Luizemara Soares. **Estudo da Margem Continental Ocidental Ibérica com base em dados gravimétricos e magnetométricos regionais**. 2012. 133 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.

Os métodos potenciais são conhecidos como uma ferramenta útil para estudos regionais. Na Ibéria Ocidental, a gravimetria e a magnetometria podem ser utilizadas para auxiliar no entendimento de algumas questões sobre a estruturação tectônica *offshore*. Nesta região, tanto as estruturas geradas pela quebra continental, quanto às herdadas do embasamento variscano, tem uma importante contribuição para a resposta geofísica regional observada com estes métodos. Este trabalho tem como objetivo correlacionar as feições geofísicas observadas com alguns modelos geológicos do arcabouço tectônico da Ibéria Ocidental já publicados na literatura. Mapas filtrados foram usados para auxiliar no reconhecimento de diferentes assinaturas geofísicas, os quais foram calculados a partir dos mapas de gravidade Bouguer e do campo magnético total – tais como o gradiente horizontal total, derivada tilt, derivada vertical, e integral vertical. O domínio crustal continental foi definido a partir da interpretação dos dados gravimétricos, utilizando gradiente de gravidade horizontal total da Anomalia Bouguer. Os dados magnéticos, originais e filtrados, foram utilizados para identificar mais três domínios regionais *offshore*, que sugerem a existência de três tipos de crosta não-siálica. Dois deles são propostos como domínios de transição. A região da crosta de transição mais próxima do continente tem uma fraca resposta regional magnética, e a porção mais distal é um domínio de anomalia de alta amplitude, semelhante à resposta magnética oceânica. O limite crustal oceânico não pôde ser confirmado, mas um terceiro domínio *offshore*, a oeste da isócrona C34, poderia ser considerado como crosta oceânica, devido ao padrão magnético que apresenta. Alguns lineamentos do embasamento foram indicados na crosta continental *offshore*. As feições gravimétricas e magnéticas interpretadas coincidem, em termos de direção e posição, com zonas de sutura variscanas, mapeados em terra. Assim, esses contatos podem corresponder à continuação *offshore* destas feições paleozoicas, como o contato entre as zonas de Ossa Morena-Zona Centro-Ibérica. Nesta interpretação, sugere-se que a crosta continental *offshore* pode ser composta por unidades do Sudoeste da Península Ibérica. Isto permite considerar que a Falha de Porto-Tomar pertence a uma faixa de deformação *strike-slip*, onde parte das bacias mesozoicas da margem continental está localizada.

Palavras-chave: Margem ibérica. Margem continental. Transição continente-oceano. Geofísica. Geotectônica.

ABSTRACT

Potential field methods are known as a very useful tool to regional studies. On Western Iberia, gravimetric and magnetometric data could be helpful to understand some questions about the offshore tectonic framework. In this area, both continental break-up features and inherited continental basement structures have a strong contribution to compose the regional geophysical response on gravimetric and magnetometric maps. This work aims to correlate observed geophysical features of the Iberian margin with some geological models about the tectonic framework of Western Iberia, already published on literature. Filtered maps were used to recognize different geophysical signatures, which were computed from both calculated Bouguer gravity and total magnetic field, such as total horizontal gradient, tilt derivative, vertical derivative, and vertical integration. The continental crustal domain was defined from gravity data interpretation using an enhanced total horizontal gradient of Bouguer Anomaly maps. Magnetic data was used to identify three more regional offshore domains that could indicate three types of non-sialic crust. Two of them are proposed as transitional domains. The landward transitional crust has a very weak regional magnetic response, and the seaward one is a high amplitude anomaly domain, similar to oceanic magnetic response. The oceanic crustal boundary was not confirmed, but a third offshore domain, seaward from C34 isochron, could be considered as oceanic crust by its magnetic pattern. Some basement lineaments were indicated in the offshore continental crust. Gravimetric and magnetic features coincide in terms of their direction and position with Variscan suture zones mapped onshore. Therefore these contacts could correspond the offshore continuation of these Paleozoic features, such as the Ossa-Morena Zone and Centro-Ibérica Zone suture zone. In this interpretation, offshore continental crust could be formed by units from Southwest Iberia. It allows considering the Porto-Tomar fault as a part of a swath of strike-slip deformation, where mesozoic basins are located.

Keywords: Iberian margin. Ocean-continent transition. Continental margin. Geophysics. Geotectonic.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa topográfico e batimétrico da Península Ibérica, com destaque para a área foco do estudo. No Banco da Galícia a SW, poços dos programas ODP e DSDP. Destaque para a Ibéria Ocidental, foco deste estudo.....	17
Figura 2 – Representação da força de atração entre duas massas, m_1 e m_2 , a uma distância r	21
Figura 3 – Representação do geóide e do esferóide de referência.....	23
Figura 4 – Esquema do posicionamento da estação de medida e do plano de referência.....	25
Figura 5 – Gráfico esquemático para ilustrar o método de escolha da densidade a ser considerada para o cálculo da Anomalia Bouguer.....	26
Figura 6 – Variação da forma da anomalia magnética em campo total de um corpo simples, com a mudança da latitude, onde i = inclinação do campo magnético terrestre.....	27
Figura 7 – Representação do resultado das derivadas em x e y , aplicadas a um dado sintético.....	33
Figura 8 – Representação do resultado da derivada vertical aplicada a um dado sintético.....	34
Figura 9 – Representação do resultado da integral vertical aplicada a um dado sintético.....	35
Figura 10 – Representação do resultado do filtro de gradiente horizontal total aplicado a um dado sintético.....	37
Figura 11 – Desenho esquemático do resultado do filtro de gradiente horizontal aplicado sobre a resposta gravimétrica de uma fonte sintética, comparado à assinatura gravimétrica e magnética desta mesma fonte.....	37
Figura 12 – Esquema para representar o resultado das filtragens de derivadas verticais e horizontais, e do sinal analítico, quando aplicados a um modelo sintético.....	38
Figura 13 – Representação do resultado do filtro de derivada tilt (TDR) aplicado a um dado sintético, e o gradiente horizontal desta mesma derivada. A tênue linha sobre cada anomalia filtrada marca a posição do valor zero.....	40
Figura 14 – Esquema para demonstração da modelagem de um domo de sal, com a presença de uma <i>cap rock</i> . Estão, de cima para baixo: (a) curva de efeito regional, (b) curva de anomalia observada, (c) curva de anomalia residual e (d) residual positivo (resposta da <i>cap rock</i>) retirado da curva de anomalia residual (c).....	42
Figura 15 – Exemplo de determinação da superfície regional do dado gravimétrico observado através de um ajuste polinomial.....	42
Figura 16 – Mapa do Maciço Ibérico e subdivisões.....	46
Figura 17 – Seção geológica ilustrativa da relação de contato da Zona Ossa-Morena com a Zona Centro-Ibérica, latitude de Peñarroya. Região de sedimentos deformados – a dobras com flancos falhados, em geral de vergência NNE. A falha transformante principal aparece como uma falha inversa, que se projeta nos sedimentos do Serpukhoviano (Namuriano), Carbonífero Inferior. Extratos de carvão estão identificados por nomes, e flechas que indicam a polaridade dos sedimentos.....	48

- Figura 18 – Reconstrução pós-colisional do Orógeno Variscano na Europa Ocidental, com zoneamento tectono-estratigráfico em cores pálidas, e seus afloramentos em cores vivas. FV, Frente Variscana. Arcos: AB, Bohemio; ACI, Centro-Ibérico; AIA, Ibero-Armoricano; AMC, Maciço Central; ZCI, Zona Centro Ibérica; ZC, Zona Cantábrica; ZGTM, Zona Galícia-Trás-os-Montes; ZM, Zona Moldanubiana; ZOM, Zona de Ossa-Morena; ZRH, Zona Reno-Hercínica; ZSP, Zona Sul Portuguesa; ZST, Zona Saxo-Thuringiana; ZTB, Tepla-Barrandiana. Zonas de cisalhamento: CC, Coimbra-Córdoba; JP, Jusbaldo-Penalva; LL, Layale-Lubine; AS, Armoricana Sul, segmentos N, norte e S, sul; PN, Pirinaica Norte; AN, Armoricana Norte; LP, Los Pedroches; M, Cavalgamento Moldanubiano; NE, Falha Nort-sur-Erdre; PT, Porto-Tomar; IS, Ibérica Sul.51
- Figura 19 – Duas seções esquemáticas do Orógeno Variscano, na Península Ibérica Ocidental, acima, e na França, abaixo. Exibição do padrão “em leque” das estruturas regionais. Em cinza: rochas pré-paleozóicas de baixo grau, essencialmente do Proterozóico Superior; em branco: Sedimentos do Paleozoico Inferior; em preto: *nappes* e suturas que contenham rochas ofiolíticas; pontos: bacias *foredeep* carboníferas; CC: zonas de cisalhamento Coimbra-Córdoba; Bray, NA e SA: zonas de cisalhamento destrais Norte-Armoricana e Sul-Armoricana; V: Frente Variscana. As seções não incluem intrusões graníticas.....52
- Figura 20 – Possível configuração do cinturão variscano da Europa Ocidental e norte da África no Permiano, em 270 Ma, exibindo as principais estruturas e extensão das micropalacas Avalonia e Armorica. 1, Sutura caledoniana do Iapetus e arco de ilha Ordoviciano; 2, Avalonia; 3, Armorica; 4, *nappes* ofiolíticas enraizadas na sutura Galícia-Sul Britânica; 5, domínio de *nappes* xistosas, no sul do orógeno; 6, Bacias carboníferas *foredeep*; 7, vergência principal das *nappes*. Sigla das suturas: LR, Lizard-Rheno; H, Herciniana; Br, Sul-Britânica; Te, Tepla; G, Galícia; CC, zona de cisalhamento Coimbra-Cordoba; B, Beja.53
- Figura 21 – Desenho esquemático da posição das principais suturas oceânicas entre Gondwana e Laurentia na Ibéria, em 340 Ma (Carbonífero Médio). GSB, sutura Galícia-Sul Britânica.....55
- Figura 22 – Proposta de Martínez-Catalán (2011b) para a evolução da deformação do Orógeno Variscano e consequente formação do Arco Ibero-Armoricano, durante o Carbonífero Médio e Superior; e para o desenvolvimento das zonas de cisalhamento que condicionaram a formação do arco durante a convergência entre Gondwana e Laurentia-Báltica. Siglas referenciadas na Figura 18.....58
- Figura 23 – Modelo tectônico simplificado do Maciço Ibérico. Esquemas ilustrativos: em A, o momento antes da colisão, aproximadamente no limite entre Siluriano e Devoniano; em B, início da colisão, Devoniano Médio a Tardio; e em C, o final da colisão, Carbonífero Médio. Modelo tridimensional ilustra o momento B da colisão. Zonas do maciço: ZSP, Zona Sul-Portuguesa; ZOM, Zona de Ossa-Morena; ZCI, Zona Centro-Ibérica.....59
- Figura 24 – Mapa ilustrativo da extensão dos terrenos de Gondwana, Laurentia e Báltica na Europa Ocidental, e indicação de algumas das principais estruturas que modelam o Orógeno Variscano nesta região. ZSP, Zona

	Sul Portuguesa; ZOM, Zona Ossa-Morena; ZCI, Zona Centro-Ibérica; BC, Falha de Bristol Channel; A, Maciço Armoricano; C, Maciço Central; Br, Maciço Brabant; Ar, Maciço de Ardenes; RH, Zona Rheno-Herciniana; CF, Cinturão de Filitos Norte; TT, Zona Tornquist-Teyseyre.	60
Figura 25	– Mapa de interpretação magnética e gravimétrica de estruturas provavelmente relacionadas ao Arco Ibero-Armoricano e . NF: <i>Newfoundland</i> ; GBN: Grandes Bancos de <i>Newfoundland</i> ; F: feição batimétrica canadense <i>Flemish Cap</i> O: feição batimétrica canadense Orphan Knoll; G: Bancos da Galícia; IB: Ibéria; F: França; U: Reino Unido.	62
Figura 26	– Mapa ilustrativo do contexto geotectônico da Margem Ibérica Ocidental no Cretáceo Inferior (Aptiano). ZFB – Zona de falha de Biscaia; ZFAG – Zona de Falha de Açores-Gibraltar; FN – Falha de Nazaré; BIG – Bacia interior da Galiza; BL – Bacia Lusitânica; BG – Bancos de Galiza; MV – Montes Vigo; HB – Horst de Berlenga; DE – Domínio Externo; BA – Bacia do Algarve; FC – Flemish Cap ; CCGB – Complexo de Cristas dos Grandes Bancos.	64
Figura 27	– Carta litoestratigráfica gerada a partir de unidades sismo-estratigráficas de perfis de reflexão, ciclos sedimentares de 1ª ordem e eventos tectônicos principais.	67
Figura 28	– Seção geológica ilustrando relação entre as Bacias da Galícia e do Porto. Escala vertical em km.	67
Figura 29	– Ilustração da evolução do modelo de abertura da margem passiva ibérica. Em (a), o modelo clássico monofásico, e em (b), o modelo mais recente aceito para a Margem Ibérica Ocidental.	68
Figura 30	– Margens conjugadas <i>Newfoundland</i> -Ibéria – <i>Newfoundland</i> à esquerda, e Ibéria (Margem Profunda da Galícia) à direita. Interpretações geológicas a partir de linhas sísmicas, mostrando o posicionamento de rochas da crosta superior e inferior, de rochas do manto exumado, e principais falhamentos associados. Perfil da Ibéria equivale à posição do perfil Lusigal12, Figura 34. As numerações se referem aos pontos de estudo do <i>Ocean Drilling Program</i> (PÉRON-PINVIDIC et al., 2007; KRAWCZYK et al., 1996, SHILLINGTON et al., 2004, VAN AVENDONK et al., 2006, apud PÉRON-PINVIDIC et al., 2007).	69
Figura 31	– Modelo conceitual para margem passiva do tipo magma-poor, e suas principais subdivisões.	71
Figura 32	– Exemplos de estruturas do tipo “top-basement”. Imagens de estruturas correlacionáveis: à esquerda, uma seção sísmica na região da margem da Galícia, com refletores de baixo ângulo; à direita, uma foto de afloramento de <i>nappes</i> nos Alpes.	72
Figura 33	– Localização de poços ODP/DSDP na Margem Ibérica Ocidental, no mapa batimétrico. Traço espesso sinuoso e contínuo, representando a Anomalia J; triângulos representam altos peridotíticos, em alinhamentos em R3 e R4; a linha pontilhada representa o limite da crosta continental estirada na direção do oceano.	74
Figura 34	– Mapa de localização dos poços <i>offshore</i> na Margem Ocidental Ibérica em sua porção central, com os altos estruturais peridotíticos mapeados. Perfil: interpretação de dados sísmicos em profundidade da	

	seção Lusigal 12, com numerações correspondentes à projeção dos poços no perfil.	76
Figura 35	– Interpretação geológica de dados sísmicos, perfil IAM9, porção central da margem continental ibérica. M3, M4, M9, M12 e M17 são os posicionamentos de isócronas magnéticas. Mesma região do perfil localizado na Figura 34.....	76
Figura 36	– Evolução da abertura da Margem Ibérica no Jurássico e no Cretáceo. Terrenos: AA - Australoalpino, B - Briançonnais, D - Dauphiné, FC - Cobertura Flemish, GM - Margem da Galícia, IA - Atlântico Ibérico, LP - Oceano Liguria-Piemonte, NF - Margem <i>Newfoundland</i> , SA - Sul dos Alpes.....	78
Figura 37	– Mapa-síntese das anomalias magnéticas marinhas do Atlântico Norte. 81	
Figura 38	– Representação das sequências C e M de isócronas magnéticas no tempo geológico.	82
Figura 39	– Modelo esquemático do rompimento da crosta continental ibérica. À direita, a margem ibérica, e à esquerda, a margem da América do Norte. Estão indicadas as anomalias J do lado ibérico e do lado canadense. Após o período de exumação do manto (140 a 112 Ma), há um incremento significativo nos derrames e intrusões de magma basáltico. C34 é apresentada como a primeira anomalia de espalhamento oceânico (84Ma), no final da zona de quietude do Cretáceo.	83
Figura 40	– Dados gravimétricos e magnetométricos da área foco do estudo. Em A, mapa magnetométrico regional de campo total reduzido ao polo, com celas de 2500m; dados retirados de MAUS et al. (2009). Em B, mapa gravimétrico de anomalia de Ar-Livre, com celas de 4000m, e dados offshore obtidos de SANDWELL e SMITH, 2009 e PAVLIS et al., 2008.	86
Figura 41	– Mapa de Anomalia Bouguer integrado na região da Ibéria Ocidental, calculada para densidade de 2.3 g/cm ³ em mar, e 2.67 g/cm ³ em terra. Divisão das unidades tectono-estratigráficas do Maciço Ibérico e falhas variscanas em linhas pretas.	87
Figura 42	– Mapas gravimétricos filtrados: primeira derivada vertical (A), derivada TDR (B), gradiente horizontal total elevado ao quadrado (C). Mapas magnetométricos filtrados, calculados a partir do campo magnético total: derivada TDR (D), amplitude do sinal analítico (E) e integral vertical (F).....	90
Figura 43	– Superfície regional gravimétrica, extraída da Anomalia Bouguer com filtro passa-baixa (150km). Destaque na porção <i>onshore</i> para as regiões central do Arco Ibero-Armoricano. A <i>offshore</i> , estão indicadas as localizações do Banco da Galícia, a norte, e Banco de Gorringe (G), a sul.	91
Figura 44	– Interpretação do limite crustal continental sobre o mapa de gradiente horizontal total da Anomalia Bouguer continuada para cima em 4000m. Divisão do limite em porção norte e sul. BL: limite da Bacia Lusitânica. IAM9: perfil com o posicionamento do limite interpretado no gradiente horizontal total e na derivada vertical. Legenda do perfil na Figura 35...	93
Figura 45	– Interpretação gravimétrica do limite crustal continental e de estruturas continentais regionais. Mapas de primeira derivada vertical (A) e derivada TRD (B) da Anomalia Bouguer. G, Banco de Gorringe; A,	

	frente de cavalgamentos alpinos. Área pontilhada: região de altos valores de anomalia dentro do domínio crustal continental.	96
Figura 46	– Mapas gravimétricos na região do Esporão de Estremadura: Anomalia Bouguer (A); primeira derivada vertical (B), derivada TRD (C), e gradiente horizontal total (D) da Anomalia Bouguer. Linha tracejada: limite continental como proposto em (D). Linha pontilhada: destaque para a anomalia em forma de trilete mapeada na Anomalia Bouguer e derivadas vertical e TDR.....	99
Figura 47	– Mapa do gradiente horizontal total da Anomalia Bouguer em (A), mapa da integral vertical do RTP (B). Em (C), interpretação da continuidade das unidades tectono-estratigráficas com base no mapa gravimétrico. Lineamentos gravimétricos: 1a, 1b, 2, 3 e 4. Zonas tectônicas: ZOAL - Zona Oeste-Astúrico-Leonesa, ZGTM - Zona Galícia Trás-Os-Montes, ZCI - Zona Centro-Ibérica, ZOM - Zona de Ossa Morena, ZSP - Zona Sul-Portuguesa, BG - Banco Gorringe, BL - Bacia Lusitânica.	101
Figura 48	– Mapa: domínios magnéticos offshore I, II e III, sobre o mapa do campo total magnético RTP. Perfis A-A' e B-B': RTP, anomalia de redução ao polo; RTPHG, gradiente horizontal do RTP. Domínio de crosta continental gravimétrico. Estrela: anomalia referenciada na Figura 46. L, S e M: complexos vulcânicos alcalinos Lisboa, Sines e Monchique. C34 e J: anomalias magnéticas.....	105
Figura 49	– Mapa da integral vertical do campo magnético total reduzido ao polo. Domínios magnéticos I, II e III, e domínio continental (CC) norte e centro-sul (interpretação gravimétrica). Estrela: anomalia na Figura 48. L, S e M: complexos vulcânicos alcalinos Lisboa, Sines e Monchique. C34 e J: anomalias magnéticas.....	107
Figura 50	– Interpretação de feições magnetométricas sobre o mapa da integral vertical do RTP. Limite crustal continental gravimétrico.	111
Figura 51	– Mapa da amplitude do sinal analítico do campo magnético total. Interpretação de feições magnetométricas do mapa da integral vertical do RTP. Limite crustal continental gravimétrico. Linha branca e preta, feição em zigue-zague.....	111
Figura 52	– Destaque da interpretação gravimétrica e magnetométrica de Lefort e Haworth (1979) sobre reconstrução paleogeográfica (Figura 35), onde B possui assinatura de alto gravimétrico e magnetométrico, e A, de baixo gravimétrico e magnetométrico. Notar a semelhança no posicionamento do lineamento ibérico “a” com a anomalia canadense do tipo B localizada na região da <i>Flemish Cap</i> , e na continuidade dada pelo lineamento “f” à interrupção da Anomalia Collector, indicada por um ponto de interrogação. Legendas na Figura 35.	114
Figura 53	– Interpretação: estruturas regionais de superfície na crosta continental e zona de transição na margem ibérica ocidental, com base nos dados magnetométricos e gravimétricos. Linhas pontilhadas espessas: lineamentos magnéticos, alguns com resposta também gravimétrica; linhas pontilhadas finas: lineamentos gravimétricos. Linhas tracejadas em cinza: feições gravimétricas. Linha tracejada espessa: sutura variscana de maior amplitude magnética. AIA: Arco Ibero-Armoricano. I, II e III: domínios magnetométricos. GB: Golfo de Biscaia. ZFAG: Zona de falha Açores-Gibraltar. Mapa: integral vertical do campo total magnético.	122

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Valores médios de densidade para litotipos petrográficos diferentes.....	22
Tabela 2 – Valores médios de susceptibilidade magnética para litotipos petrográficos diferentes.	28
Tabela 3 – Resumo das assinaturas, gravimétrica e magnetométrica, de forma comparativa entre os domínios crustais interpretados.....	118

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	16
1 MÉTODOS POTENCIAIS	20
1.1 Gravimetria	21
1.1.1 <u>Princípios Básicos</u>	21
1.1.1.1 Esferóide de referência e Geóide	22
1.1.2 <u>Redução dos Dados Gravimétricos</u>	23
1.2 Magnetometria	27
1.2.1 <u>Princípios Básicos</u>	27
1.2.2 <u>Redução dos dados magnetométricos</u>	29
1.3 Análise e interpretação de dados gravimétricos e magnéticos	30
1.3.1 <u>Filtros</u>	31
1.3.1.1 Filtros Passa-Baixa, Passa-Alta e Passa-Banda	32
1.3.1.2 Derivada horizontal.....	33
1.3.1.3 Derivada vertical.....	33
1.3.1.4 Integral vertical	34
1.3.1.5 Redução ao polo	35
1.3.1.6 Gradiente horizontal	36
1.3.1.7 Amplitude do Sinal Analítico	37
1.3.1.8 Derivada Tilt (TDR).....	39
1.3.2 <u>Definição das superfícies Regional e Residual</u>	40
1.3.3 <u>Considerações sobre a influência da profundidade da fonte</u>	43
2 O EMBASAMENTO DA MARGEM CONTINENTAL IBÉRICA	46
2.1 Geologia do Maciço Ibérico	46
2.1.1 <u>Zona Cantábrica (ZC)</u>	47
2.1.2 <u>Zona Astúrico-Occidental Leonesa (ZAOL)</u>	47
2.1.3 <u>Zona Centro-Ibérica (ZCI)</u>	47
2.1.4 <u>Zona Galícia-Trás-Os-Montes (ZGTM)</u>	48
2.1.5 <u>Zona de Ossa Morena (ZOM)</u>	49
2.1.6 <u>Zona Sul Portuguesa (ZSP)</u>	49
2.2 Orogenia Variscana na Europa	50
2.2.1 <u>O Orógeno Variscano Europeu Occidental</u>	50
2.2.1.1 <u>Suturas Oceânicas</u>	51
2.2.2 <u>A formação do Orógeno Variscano Europeu Occidental</u>	54
2.2.3 <u>A formação do Arco Ibero-Armoricano</u>	55
2.2.4 <u>A atuação das zonas de transcorrência na Ibéria Occidental</u>	57
2.3 Assinatura gravimétrica e magnetométrica do Orógeno Variscano na Europa	59
3 A MARGEM CONTINENTAL IBÉRICA: EXEMPLO CLÁSSICO DE MARGEM PASSIVA DO TIPO MAGMA-POOR	64
3.1 Bacias sedimentares mesozoicas na ibéria occidental	64
3.2 O conceito de margem continental passiva do tipo magma-poor	67
3.2.1 <u>Zoneamento da margem continental passiva do tipo magma-poor</u>	70
3.2.2 <u>A transição continente-oceano</u>	71
3.2.3 <u>Porção norte da margem occidental ibérica – NW-Galícia</u>	73
3.2.4 <u>Porção centro-sul da margem continental ibérica</u>	75
3.3 Movimentação na fase de formação da margem continental ibérica	77
3.4 Assinatura gravimétrica e magnética da margem continental passiva ibérica	78

3.4.1	<u>Anomalias magnéticas marinhas</u>	80
4	METODOLOGIA DO ESTUDO GEOFÍSICO	85
4.1	Base de dados geofísicos	85
4.2	Análise dos dados e filtros aplicados	87
4.2.1	<u>Regional</u>	88
5	INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA/GEOFÍSICA DOS RESULTADOS	92
5.1	Crosta continental - Limite crustal	92
5.1.1	<u>Limite crustal continental norte – Galícia-NW</u>	97
5.1.2	<u>Limite crustal continental centro-sul – Ibéria SW</u>	97
5.1.2.1	<u>Anomalia do Esporão de Estremadura</u>	98
5.2	Crosta continental - Maciço Ibérico <i>Offshore</i>	100
5.2.1	<u>Feições regionais do embasamento na crosta continental offshore</u>	100
5.2.1.1	<u>Discussão – Continuidade offshore das unidades do Maciço Ibérico</u>	102
5.3	Zona de transição continente-oceano e crosta oceânica	104
5.3.1	<u>Discussão – Limite da crosta oceânica na Ibéria</u>	108
5.4	A continuação de estruturas variscanas regionais – O Arco Ibero-Armoricano na Ibéria Ocidental <i>Offshore</i>	109
5.4.1	<u>Discussão – Continuidade da estruturação regional do Arco Ibero-Armoricano na Ibéria Ocidental <i>Offshore</i></u>	112
6	CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	115
6.1	Domínios crustais propostos	115
6.2	Unidades do embasamento variscano na margem ocidental ibérica ...	119
6.3	Heterogeneidades da crosta offshore - herança do embasamento variscano?	120
	REFERÊNCIAS	123

INTRODUÇÃO

Introdução- Estudos na margem continental ibérica *offshore*

As interpretações geofísicas em margens continentais passivas, inicialmente condicionadas por modelos geológicos clássicos de rifteamento de margens continentais (MCKENZIE, 1978; WERNICKE, 1985), hoje buscam contemplar novas teorias sobre a configuração e a assinatura geofísica das margens passivas.

A gravimetria e a magnetometria são métodos geofísicos amplamente utilizados para o estudo de estruturas geológicas regionais na margem continental ibérica, tanto como ferramenta para auxiliar no entendimento das diferenças litológicas dos domínios crustais da margem passiva, como para identificação de estruturas pré e pós-rifteamento.

A porção ocidental da margem continental ibérica, objeto de estudo deste trabalho (Figura 1), pode ser considerada um exemplo de margem passiva divergente, que abrange a costa oeste de Portugal e Espanha. A norte desta margem está a Fossa de Biscaia, zona de transcorrência de direção aproximada E-W que limita a Ibéria em sua face norte. A sul, com a mesma orientação, está o contato da Placa Eurasiana com a Placa Africana, na zona de falha Açores-Gibraltar, que continua em direção ao Mediterrâneo. Os estudos geotectônicos atuais demonstram que há uma forte influência desta zona de falha no campo de esforços atual na área sul da península, e também na geração de sismos em quase toda a margem continental portuguesa (PINHEIRO et al., 1996).

A margem continental Ibérica, de acordo com suas características geológicas (Whitmarsh et al., 1993), vem sendo utilizada como exemplo de margem do tipo “magma-poor”, em que predominam processos de extremo estiramento da litosfera continental que resulta em exumação do manto sub-litosférico continental, atestados por dados sísmicos e de poços dos projetos *Deep Sea Drilling Program* e *Ocean Drilling Program* (BOILLOT et al., 1980, WHITMARSH et al., 2001b) na Margem profunda da Galícia. O posicionamento dos poços é indicado na Figura 1.

No contexto do embasamento da Ibéria Ocidental, os mapas geofísicos com dados de gravimetria e magnetometria são fundamentais para o entendimento das estruturas pré-mesozoicas (GALDEANO et al., 1990, LEFORT e HAWORTH, 1979), em grande parte provindas da Orogenia Variscana. A natureza do tipo de dado, sua extensão de cobertura e viabilidade de obtenção, permite a aplicação em grandes

regiões e a interpretação da assinatura das estruturas variscanas, ainda que estas estejam sob bacias mesozoicas-cenozoicas. A evolução tectônica deste segmento crustal, precedente à implantação da margem ibérica, está intrinsecamente ligada ao fechamento dos paleocontinentes Laurásia e Gondwana, e o detalhamento desta história tectônica ainda apresenta alguns pontos de difícil interpretação e comprovação.

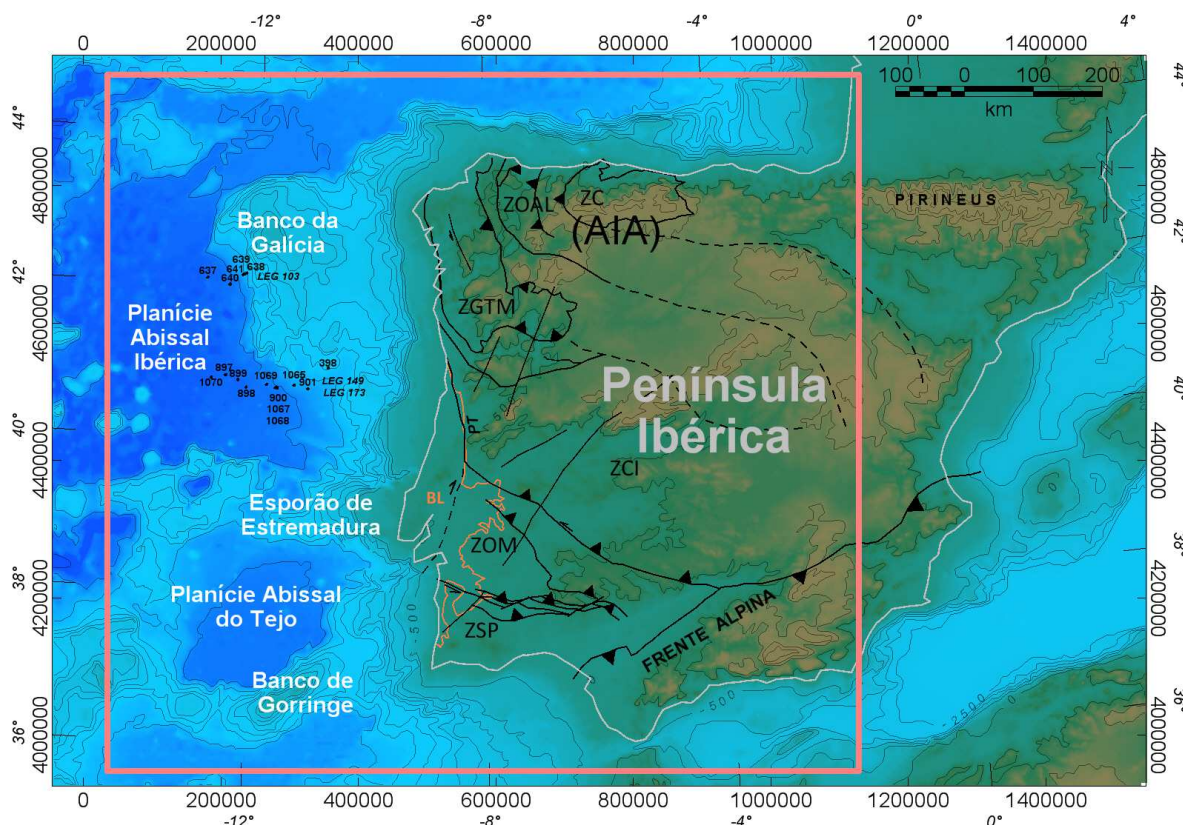


Figura 1 – Mapa topográfico e batimétrico da Península Ibérica, com destaque para a área foco do estudo. No Banco da Galícia a SW, poços dos programas ODP e DSDP. Destaque para a Ibéria Ocidental, foco deste estudo.

Objetivos

Os estudos geotectônicos recentes realizados na margem passiva ibérica e nas estruturas variscanas da Ibéria Ocidental *onshore* demandam a revisão de alguns pontos da interpretação dos dados gravimétricos e magnetométricos nesta região.

Apesar dos dados de gravimetria e magnetometria serem conhecidamente fonte de informação valiosa para a determinação da continuidade lateral das estruturas variscanas, ainda há grande dificuldade em se interpretar esta continuidade do embasamento a oeste, na porção *offshore* da Ibéria, como

expressa, por exemplo, Galdeano et al. (1990). Com a evolução das técnicas de interpretação promovidas pela indústria atual, a geofísica pode oferecer novas ideias acerca da provável configuração estrutural da margem ibérica.

Neste trabalho, procura-se reinterpretar os dados existentes de gravimetria e magnetometria regionais na margem continental ibérica, com foco na parte *offshore*, à luz dos recentes conceitos formulados sobre a configuração das margens passivas. Como a margem ocidental ibérica é considerada a área-tipo das margens passivas do tipo *magma-poor*, rica em informações geofísicas e de poços, o método de interpretação das assinaturas gravimétricas e magnetométricas utilizado poderá auxiliar a interpretação de outras regiões onde ocorre este tipo de margem passiva.

Através do uso de diferentes tipos de dados filtrados, foi feita uma integração da interpretação das feições geofísicas encontradas com o conhecimento geológico existente. Foram reconhecidas as possíveis assinaturas gravimétricas e magnetométricas de feições regionais do embasamento variscano, bem como de estruturas derivadas da quebra continental, que se mesclam com as respostas das feições paleozoicas.

Intenta-se colaborar com a interpretação do arcabouço tectônico regional da margem continental ibérica, fornecendo informações para o aperfeiçoamento das ideias sobre o desenvolvimento geotectônico tanto da trama estrutural do embasamento variscano, como das feições geológicas originadas no Cretáceo, que caracterizam a margem passiva ibérica.

Apresentação dos capítulos

O capítulo 1 é uma ambientação do leitor com as questões geológicas abordadas nesta dissertação, trazendo os aspectos gerais do problema tratado e o objetivo do trabalho.

A fundamentação teórica dos métodos geofísicos utilizados, gravimétrico e magnetométrico, e do processamento deste tipo de dado segundo a metodologia adotada, é resumida no capítulo 2, com o intuito de facilitar o entendimento dos estudos geofísicos efetuados.

Os capítulos 3 e 4 apresentam a fundamentação geológica descritiva e evolutiva, do embasamento variscano e da margem continental passiva offshore, respectivamente.

A metodologia do tratamento dos dados geofísicos é apresentada no Capítulo 5, com o detalhamento da obtenção dos dados geofísicos e filtros aplicados para obtenção dos mapas geofísicos tratados, apresentados no Capítulo 6.

O Capítulo 6 traz não somente os mapas resultantes da pesquisa realizada, mas também a discussão dos resultados, buscando nas teorias existentes na literatura, a resposta para as assinaturas geofísicas identificadas nos mapas magnetométricos e gravimétricos.

O resumo das discussões apresentadas, bem como dos modelos que melhor se adaptam aos resultados, são apresentadas no Capítulo 7; em conjunto com algumas considerações finais.

1 MÉTODOS POTENCIAIS

As diferenças petrográficas e o contexto geológico dos litotipos que compõem a crosta terrestre, e também o interior da Terra, causam variações espaciais de densidade e susceptibilidade magnética, gerando assim anomalias no campo gravitacional e no campo magnético. Os métodos geofísicos gravimetria e magnetometria fornecem informações para o estudo das variações de densidade e magnetização das rochas, respectivamente. Este tipo de dado geofísico, após o tratamento necessário, pode ser aplicado para estudos geológicos e geodésicos.

A aquisição de dados gravimétricos e magnéticos se dá por meio de levantamentos terrestres, marítimos, aerolevantamentos e de satélites, sendo que o tipo de dado e a resolução do levantamento deverão contemplar da melhor forma possível a resposta gravimétrica e/ou magnética do dado estudado (BLAKELY, 1996).

Uma aplicação destes dois métodos é a prospecção em bacias sedimentares. Neste âmbito, os métodos potenciais podem ser utilizados como ferramenta auxiliar no estudo das feições do embasamento, uma vez que as fontes das anomalias magnéticas mais comuns são o embasamento e possíveis rochas intrusivas. As rochas sedimentares apresentam um efeito gravimétrico, e principalmente magnético, relativamente fraco em relação à rocha encaixante, na maioria dos casos. Além dos estudos do embasamento, a remoção do efeito gravimétrico e/ou magnético de determinados corpos geológicos, através de modelagens dos corpos (Talwani et al., 1959) possibilitam o estudo isolado de intrusões ígneas e de sedimentos com propriedades anômalas.

Outra importante aplicação dos dados magnetométricos e gravimétricos são os estudos dos tipos crustais, sua composição e morfologia. O forte contraste de densidade das rochas mantélicas em contato com a crosta, permite vislumbrar as particularidades morfológicas da base crustal, as variações composicionais, e realizar estimativas quantitativas através de modelagens. A diferenciação na magnetização dos domínios crustais observada acima da Superfície de Curie (ver Telford et al., 1990), também é uma importante ferramenta utilizada para o entendimento dos litotipos e suas informações a cerca da época de cristalização ou recristalização, através do estudo da orientação da magnetização destas rochas.

1.1 Gravimetria

1.1.1 Princípios Básicos

A Lei da Gravitação Universal idealizada por Newton refere-se a uma força que atua sobre dois corpos, a uma distância r (Figura 2). A força gravitacional é proporcional ao produto das massas, e inversamente proporcional ao quadrado da distância entre os centros de massa. Com isso, se m_1 e m_2 são as massas de dois corpos, F_1 e F_2 a força de atração entre m_1 e m_2 , e G a constante gravitacional universal ($6,672 \times 10^{-8} \text{ cm}^3 / \text{gs}^2$, sistema CGS), temos que:

$$F_1 = F_2 = G(m_1.m_2) / r^2 \quad (1)$$

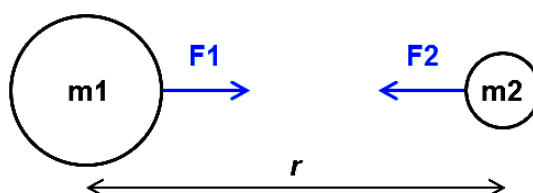


Figura 2 – Representação da força de atração entre duas massas, m_1 e m_2 , a uma distância r .

Se m_1 é a massa da Terra, pode-se assumir que a aceleração da gravidade é aproximadamente constante, pois a massa do segundo corpo é desprezível se comparada com a massa do planeta. Assim, pela Segunda Lei de Newton, a força F aplicada a um objeto é igual à massa do objeto m_1 multiplicado por sua aceleração g , ou a força é igual ao produto da massa pela aceleração. Assim, a força atuante em m_1 pode ser escrita como na Equação (2). Com a massa da Terra igual a m_2 , a aceleração da gravidade é calculada como na Equação (3). A unidade da aceleração da gravidade é o cm/s^2 , ou Gal , no sistema CGS. O nome Gal é uma homenagem a Galileu (NETTLETON, 1971).

$$F = g.m_1 \quad (2)$$

$$g = G(m_2 / r^2) \quad (3)$$

A densidade dos litotipos exerce influência sobre a resposta gravimétrica através do contraste de densidade entre os corpos (BLAKELY, 1996, TELFORD et al., 1990). A detecção de um corpo utilizando a gravimetria somente será possível

se, na escala de estudo, o contraste de densidade entre os corpos estudados for suficiente para ser detectado pelo método.

Alguns valores médios de densidade para diferentes litotipos estão exemplificados na Tabela 1.

Tabela 1 – Valores médios de densidade para litotipos petrográficos diferentes.

Material	Densidade (g/cm ³)
Dolomito	2,7
Carbonato	2,55
Sal	2,2
Arenito	2,35
Folhelho	2,4
Andesito	2,61
Basalto	2,74
Diabásio	2,91
Diorito	2,85
Gabro	3,03
Granito	2,64
Granodiorito	2,72
Peridotito	3,15
Riolito	2,52
Anfibolito	2,96
Quartzito	2,6
Serpentinito	2,78

Fonte: LCT GRAVITY AND MAGNETICS, 2006; OLHOEFT e JOHNSON 1989

1.1.1.1 Esferóide de referência e Geóide

A forma da Terra pode ser representada matematicamente, de maneira simplificada, por um esferoide, mas que apresenta um abaulamento nas regiões polares. O esferoide de referência é um elipsoide que se aproxima desta forma, e está posicionado na superfície média do nível dos mares. Considera-se que a componente vertical da gravidade medida é perpendicular ao elipsoide de referência.

O geóide pode ser definido como uma superfície equipotencial de gravidade, que se aproxima do nível médio do mar. O esferoide de referência e o geóide não são coincidentes, devido a influência lateral das diferenças de densidade que deformam o geóide (Telford et al., 1990), determinadas por feições topográficas ou diferenças composicionais das massas (Figura 3). O geóide tenderá a ser mais positivo sobre os excessos de massa, e a se abaular em regiões com déficit de massa. Um ponto interessante a se observar é que as deformações do geóide não são coincidentes com os limites continentais e de placas estimados, o que indica a presença de variações de massa abaixo da crosta (TELFORD et al., 1990).

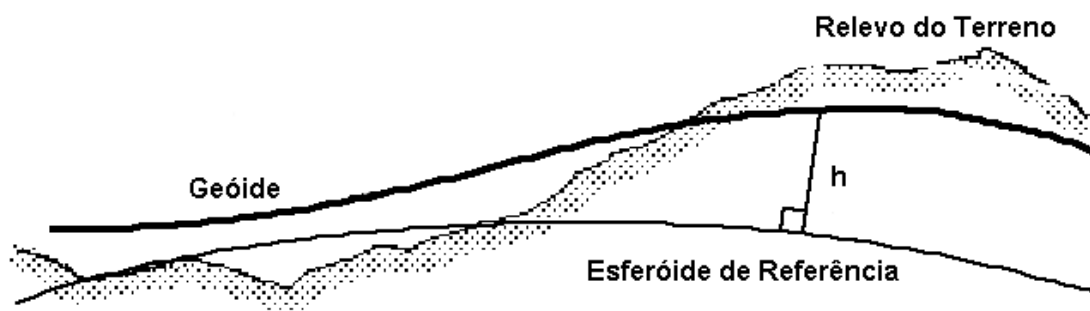


Figura 3 – Representação do geóide e do esferóide de referência.
 Fonte: Ilustração adaptada de TELFORD et al. (1990).

1.1.2 Redução dos Dados Gravimétricos

A leitura da gravidade, além de registrar a variação espacial de densidade dos diferentes litotipos, é influenciada também por outros efeitos, tais como mudanças de latitude, topografia dos terrenos, efeito de maré e aceleração do levantamento de plataformas móveis. Estes efeitos somados possuem uma magnitude muito maior que das anomalias de densidade. Assim, é necessária a remoção destes efeitos, para que seja possível a observação das variações em g que são realmente importantes para a prospecção geológica (TELFORD et al., 1990).

O procedimento de subtração dos efeitos em geral não desejáveis para a pesquisa geológica é chamado de redução dos dados. Nesta redução dos dados gravimétricos, há algumas correções fundamentais: correção de latitude, correção Eötvös, correção Bouguer, correção Ar-Livre, e correção de terreno. A partir do cálculo destas correções, é possível obter as anomalias de Ar-Livre e Bouguer, utilizadas para a interpretação e modelagem gravimétrica.

CORREÇÃO DE LATITUDE - O efeito da latitude se dá pela ação da força centrífuga, que deforma a Terra, deixando o planeta com um raio maior na região da linha do Equador. O valor médio da aceleração da gravidade é de 980 cm/s^2 , ou 980 Gal, mas tem um aumento de cerca de 0,5% do equador até os polos, ou seja, cerca de 5 Gal menor no equador (NETTLETON, 1971). O cálculo deste efeito utiliza o esferóide de referencia, a forma matemática da Terra. Considerando φ como o valor de latitude do ponto medido, pode-se representar o efeito da latitude como:

$$\Delta g_{lat} = 978031,8(1 + 0,0053024\text{sen}^2\varphi - 0,0000058\text{sen}^2 2\varphi) \quad (4)$$

CORREÇÃO DE AR LIVRE - É preciso corrigir as variações de elevação entre as estações de medição para homogeneizá-las a uma superfície de referência. A correção de Ar-livre corrige a diferença de altura do ponto medido ao plano de referência. Utiliza-se então um valor que representará a variação do valor de gravidade com a variação da altitude h em relação à superfície de referência:

$$\Delta g_{fa} = 0.3086h \quad (5)$$

Para o cálculo deste valor, é utilizada a fórmula baseada na segunda lei de Newton expressa na Equação (1), considerando o raio médio da Terra como $6,367 \times 10^8$ cm, e o valor teórico da gravidade como 980.629 Gal, na latitude 45° e ao nível do mar.

CORREÇÃO BOUGUER - Ao contrário da Correção de Ar Livre, a Correção Bouguer considera a atração do material entre a estação de medida e o plano de referência. Para a correção Bouguer simples, assume-se que o terreno entre a estação e o plano de referência equivale a um prisma tabular (ou *slab*), de densidade uniforme ρ , espessura ΔR , e de extensão horizontal infinita.

Considerando que a estação de leitura está localizada no ponto central de um platô de larga extensão horizontal (Figura 4), o cálculo da atração gravitacional pode ser expressa matematicamente como o produto da densidade do material, a altura relativa ao plano de referência (que pode ser o nível do mar), tem-se a correção em mGal:

$$\Delta g_{Boug} = 2\pi\rho\gamma\Delta R = 0.04192\rho\Delta R \quad (6)$$

sendo que ρ = densidade do prisma tabular em gramas por centímetro cúbico, e γ = constante gravitacional universal (G).

Em se atribuindo uma densidade média para crosta continental de 2.67 g/cm^3 , tem-se que:

$$\Delta g_{Boug} = 0.112\Delta R \quad (7)$$

Como ilustrado na Figura 4, a correção Bouguer considera a diferença de massa entre a estação e o nível de referência. Para a correção do efeito gravimétrico gerado pelo relevo nos arredores da estação, faz-se também a Correção de Terreno (TELFORD et al., 1990), como explicado no item a seguir.

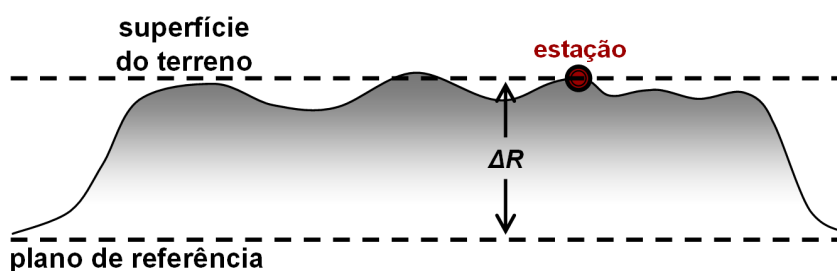


Figura 4 – Esquema do posicionamento da estação de medida e do plano de referência.

Fonte: Ilustração de TELFORD et al. (1990).

CORREÇÃO DE TERRENO - Para o cálculo das influências das irregularidades do terreno na leitura gravimétrica utiliza-se a Correção de Terreno (Δg_{ter}). Esta correção é necessária, uma vez que, no entorno da estação de leitura, as regiões que possuem excesso ou déficit de massa tenderão a aumentar ou a diminuir o valor adquirido, respectivamente, produzindo alterações no valor de gravidade. A correção de terreno pode ser calculada de diversas formas (TELFORD et al., 1990), e será somada à leitura de gravidade (TELFORD et al., 1990).

CORREÇÃO DE EÖTVÖS - Em levantamentos marinhos, aéreos e orbitais, haverá a geração de um erro significativo, dado pela movimentação da plataforma. Caso a trajetória da plataforma de leitura do dado possua uma componente de velocidade significativa na direção leste-oeste, o erro será mais significativo. Isto acontece porque a plataforma de observação possui uma velocidade angular diferente da velocidade prevista pelo modelo da Terra para aquela latitude, e este fenômeno não é previsto nas correções anteriores, uma vez que estas correções têm a premissa de que a leitura é realizada em um ponto fixo. A correção do efeito deste fenômeno nos dados é a correção Eötvös. Considerando V como a velocidade da plataforma em km/h, Φ a latitude (em graus), Θ a direção da plataforma (em graus, a partir do norte), a correção Eötvös para a latitude Φ é dada por:

$$E = 77,508 V \cos\Phi \sin\Theta + 0.001211 V^2 \text{ mGal, para } V \text{ em km/h} \quad (8)$$

ANOMALIA DE AR LIVRE – É calculada a partir da subtração da correção de latitude (Δg_{lat}) da gravidade observada (g_{obs}), e acréscimo da correção de ar livre (Δg_{fa}) para a elevação da estação de medição. A fórmula pode ser escrita como:

$$gAL = g_{obs} - \Delta g_{lat} + \Delta g_{fa} \quad (9)$$

ANOMALIA BOUGUER – O valor a da Anomalia Bouguer será obtido através da subtração do modelo da Terra corrigido da gravidade observada, podendo-se inserir a fórmula a correção de Eötvös, quando necessário. Assim, temos:

$$gB = g_{obs} - (\Delta g_{lat} + \Delta g_{fa} - \Delta g_{Boug} + \Delta g_{ter}) \quad (10)$$

No cálculo da Anomalia Bouguer, é atribuído um valor único para a densidade de contraste entre os meios separados pela superfície topográfica ou batimétrica. O valor de densidade escolhido deverá representar da melhor forma possível este contraste, a fim de corrigir os efeitos causados pelo contraste entre os dois meios. Um método conhecido para a determinação da melhor densidade a ser atribuída são as “curvas de Nettleton” (NETTLETON, 1976). É um método gráfico, que consiste na observação do comportamento de curvas de Anomalia Bouguer calculadas para vários valores de densidades constantes, de forma a possibilitar ao intérprete a identificação do valor de densidade que melhor corrige o efeito das feições topográficas (Figura 5). A densidade mais adequada é a que melhor suprime o efeito gravimétrico das feições topográficas (no exemplo da Figura 5, a melhor densidade é 2.6 g/cm^3).

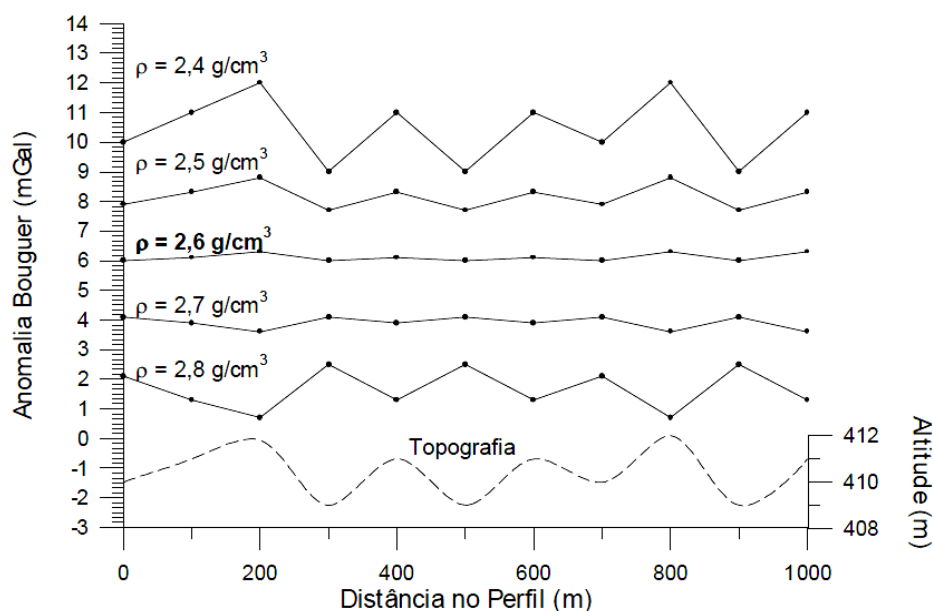


Figura 5 – Gráfico esquemático para ilustrar o método de escolha da densidade a ser considerada para o cálculo da Anomalia Bouguer.

Fonte: Ilustração retirada de BLUM, 1999.

1.2 Magnetometria

1.2.1 Princípios Básicos

Neste método, são medidas pequenas variações na intensidade do campo magnético terrestre, decorrentes da distribuição irregular das rochas magnetizadas em subsuperfície. A propriedade física estudada é a susceptibilidade magnética dos materiais.

A anomalia magnética é dipolar, e é devida à variação da orientação da magnetização do corpo em relação ao campo magnético atual (NETTLETON, 1962). Desta forma, um corpo geológico com determinada magnetização terá sua anomalia diferenciada a depender da latitude em que se encontra. A mudança da forma da anomalia com a mudança de latitude é ilustrada na Figura 6. Esta característica é um dos fatores que torna a interpretação magnetométrica mais complexa que a do dado gravimétrico.

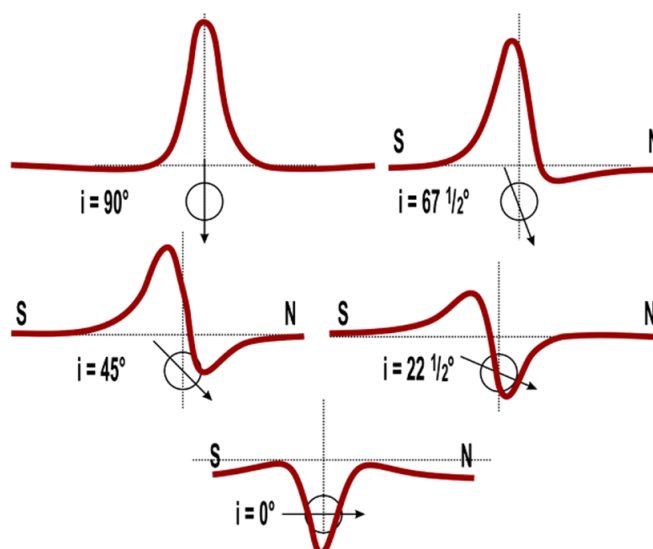


Figura 6 – Variação da forma da anomalia magnética em campo total de um corpo simples, com a mudança da latitude, onde i = inclinação do campo magnético terrestre.

Fonte: Ilustração adaptada de NETTLETON, 1962.

As anomalias magnéticas são causadas pela magnetização das rochas, dadas pela concentração de minerais magnéticos, principalmente magnetita e pirrotita (TELFORD et al., 1990). As características da resposta magnética de um determinado corpo geológico são dadas tanto pelo teor dos minerais magnéticos nos

diferentes litotipos, quanto pela relação da magnetização com o posicionamento atual dos polos magnéticos (BLAKELY, 1996; PRIETO et al. 1993).

Para os trabalhos com dados magnéticos são utilizados valores de susceptibilidade magnética medidos em rocha, sendo a obtenção experimental quando possível – com medições realizadas em laboratório em amostras ou em campo através do susceptímetro, ou então através de literatura (Tabela 2). Com estes valores, e com a observação das características geológicas da área de estudo, pode-se estimar o litotipo que pode estar fornecendo a anomalia magnética observada (Prieto et al., 1993). Contudo, deve-se recomendar o uso dos valores de susceptibilidade com cautela, pois uma mesma natureza de rocha pode possuir diferentes magnetizações, remanescente ou induzida (BLAKELY, 1996).

Tabela 2 – Valores médios de susceptibilidade magnética para litotipos petrográficos diferentes.

Material	Susceptibilidade magnética (microcgs)
Dolomito	10
Carbonato	30
Sal	50 ou negativa
Arenito	40
Folhelho	60
Andesito	16000
Basalto	800
Diabásio	2500
Diorito	8500
Gabro	7000
Granito	250
Granodiorito	500
Peridotito	15000
Riolito	1500
Anfibolito	70
Quartzito	400
Serpentinito	600

Fonte: LCT GRAVITY AND MAGNETICS, 2006; OLHOEFT e JOHNSON, 1989

O sinal magnético a ser medido dependerá do campo magnético total, do conteúdo mineral da fonte da anomalia, e do magnetismo remanente. A história de magnetização da rocha-fonte será decisiva para a interpretação de sua anomalia. A direção de magnetização no momento de cristalização da rocha influenciará em sua resposta magnética, de tal forma que poderá alterá-la sensivelmente, a depender da relação entre a direção de magnetização e o campo magnético atual. Além disso, alguns outros fatores podem ser responsáveis pela magnetização atuante, tais como a magnetização termal; de detritos, com a reorganização de partículas, como

acontece em algumas argilas; e química, com a recristalização mineral (TELFORD et al., 1990). Assim, com a anomalia magnética causada pelo corpo-fonte $\Delta\vec{B}$, e sendo \vec{B}_e o campo magnético da Terra, o campo magnético total \vec{B} pode ser representado pela Equação 11.

$$\vec{B} = \vec{B}_e + \Delta\vec{B}, \quad |\vec{B}| = \left(|\vec{B}_e|^2 + 2\vec{B}_e\Delta\vec{B} + |\Delta\vec{B}|^2 \right)^{\frac{1}{2}} \quad (11)$$

A magnitude do campo total é medida como:

$$A = |\vec{B}| \quad (12)$$

Em estudos geológicos de grande escala, as anomalias magnéticas, tanto *onshore* quanto *offshore*, são conhecidas como importantes fontes de informação para os estudos de datação e paleogeografia. Nos processos geológicos formadores das crostas oceânicas, ocorre o registro da assinatura magnética das rochas geradas ao longo das cadeias meso-oceânicas durante sua cristalização, as chamadas isócronas magnéticas. Estas anomalias, alongadas segundo a direção de espriamento do fundo oceânico, permitem a datação das reversões dos polos magnéticos terrestres, e a reconstituição da paleogeografia das massas continentais.

1.2.2 Redução dos dados magnetométricos

O registro do magnetômetro será composto pela resposta magnética de fontes crustais, pelo campo geomagnético (ou campo principal, ou campo indutor), e pela variação magnética diurna deste campo no ponto de leitura. Para fins de exploração geológica e estudos da crosta, é necessário isolar o sinal correspondente à assinatura das fontes crustais, através da redução dos dados, ou seja, da subtração dos efeitos do campo geomagnético dos dados adquiridos.

CORREÇÃO DA VARIAÇÃO DIURNA – Ao longo do dia, em um mesmo ponto, o campo geomagnético sofre alterações temporais, decorrentes de oscilações do campo geradas pela dinâmica do vento solar em contato com a ionosfera. Em um levantamento de dados magnetométricos, estas alterações são registradas por um magnetômetro fixo, conhecido como magnetômetro de base, como uma curva de variação da leitura magnética. É realizada a comparação dos dados adquiridos com

a curva da variação diurna, sendo que os valores desta curva serão subtraídos ou somados dos dados do levantamento de forma que estes simulem a leitura em um campo geomagnético estável.

SUBTRAÇÃO DO IGRF – O *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF) é a descrição matemática do campo magnético terrestre, preparada pela *International Association of Geomagnetism and Aeronomy* (IAGA). Este modelo é atualizado a cada cinco anos, com base em dados coletados em diversos pontos em todo o globo, e disponibilizado para o público. Este modelo geomagnético é subtraído do dado adquirido no processo de redução dos dados.

1.3 Análise e interpretação de dados gravimétricos e magnéticos

Ao se tratar de dados gravimétricos, a resposta observada é um somatório dos efeitos de todas as fontes que estão lateralmente próximas e abaixo do ponto medido, que apresentam massas anômalas. As anomalias gravimétricas são negativas ou positivas, a depender do contraste de densidade do corpo geológico com o meio, sendo negativas quando o corpo possuir uma densidade menor que o meio, e positivas em caso contrário. A maior parte dos estudos gravimétricos trabalha com variações de densidade de 1.5 a 3.3 g/cm³, e com isso, esta baixa variação dos valores permite um menor erro na interpretação e na estimativa dos contrastes de densidade.

No caso dos dados magnéticos, a interpretação é mais complexa, pois envolve a análise de outros aspectos além do valor numérico da susceptibilidade magnética. Enquanto a gravimetria trabalha com um parâmetro onde, para uma mesma profundidade, as anomalias irão variar apenas com a densidade do material – ou seja, trabalha-se com um campo monopolar; na magnetometria as anomalias irão sofrer influência da configuração do campo magnético atual, e responderão como a interação deste campo magnético com a direção de magnetização e inclinação magnética dos minerais da rocha em estudo. Além disso, os valores de densidade variam dentro de uma ordem de magnitude, enquanto que os valores de susceptibilidade variam até cinco ordens. Com isso, o risco de erro na interpretação de dados magnéticos é mais elevado.

Apesar de a análise das anomalias no campo gravitacional e magnético da Terra revelar aspectos importantes da geologia da região de interesse, auxiliando na

interpretação dos corpos em sub-superfície, não é possível obter uma única solução para uma anomalia observada (TELFORD et al., 1990). O significado atribuído a um conjunto de anomalias dependerá de vários fatores, alguns mensuráveis, como a resolução do dado ou a qualidade do processamento do dado bruto, e outros não mensuráveis, como o método de interpretação e conhecimento de geologia e geofísica do intérprete.

1.3.1 Filtros

Para uma abordagem mais interpretativa dos dados, é uma prática comum a composição de um conjunto de mapas com diversas informações diferentes, extraídas do dado inicial processado. Para tal, os dados gravimétricos e magnéticos iniciais, respectivamente anomalia de ar-livre e a anomalia de campo total, passam por processos de filtragem. Em geral, primeiramente, a partir dos dados gravimétricos é criado um mapa de Anomalia Bouguer, e com os dados magnéticos, são compostos os mapas de redução ao polo e amplitude do sinal analítico. Alguns outros filtros, que podem adicionalmente ser aplicados são as derivadas verticais, horizontais e Tilt (TDR) (MILLER e SINGH, 1994; VERDUZCO et al., 2004), o mapa de gradiente horizontal total, o filtro de amplitude do sinal analítico e os filtros passa-banda (BLAKELY, 1996, TELFORD et al., 1990).

É recomendada a aplicação de diversos filtros como ferramenta auxiliar de interpretação. Contudo, é preciso atentar para o significado do resultado de cada filtro aplicado, de acordo com suas definições matemáticas. Segundo Skeels (1967), o resultado desta análise deve auxiliar, mas não substituir, os outros métodos de interpretação; isto porque este é um processo subjetivo, e, portanto, não dispensa a análise do intérprete com conhecimento em gravimetria e magnetometria e suas tecnologias.

A escolha do filtro de dados que melhor auxilia no isolamento de uma determinada anomalia, esta correspondente à resposta geofísica do corpo-alvo, dependerá do contexto geológico em que este corpo se encontra. Como exemplo, para o estudo de fontes rasas, uma opção é o uso de derivada vertical, que pode ser de primeira, segunda, ou até mais ordens, a depender do refinamento necessário para a interpretação. Outra possibilidade é trabalhar com intervalos de frequências,

que podem ser subtraídos de forma a manter apenas as frequências que provavelmente contém a resposta correspondente ao objetivo do estudo.

No processo de análise através da aplicação de filtros, os dados gravimétricos e magnéticos podem ser trabalhados tanto no domínio do espaço, quanto no domínio do número de onda, frequentemente tratado na literatura como domínio da frequência¹ (TELFORD et al., 1990). A *Fast Fourier Transform* (FFT) é utilizada para fazer a conversão dos dados entre estes domínios. Os dados são transformados de um domínio para outro, onde as operações são mais simples, e depois são convertidos de volta para o domínio original.

É possível escrever as relações utilizando a FFT em duas dimensões $f(x, y) \leftrightarrow F(u, v)$ (TELFORD et al., 1990), onde:

$$f(x, y) = (1/2\pi)^2 \iint F(u, v) e^{j2\pi(ux+vy)} du dv \quad (11)$$

$$F(u, v) = \iint f(x, y) e^{-j2\pi(ux+vy)} dx dy \quad (12)$$

Nestas funções, (x, y) são coordenadas espaciais, e (u, v) são coordenadas em números de onda.

Alguns dos filtros mais utilizados no tratamento dos dados gravimétricos e magnetométricos são descritos a seguir.

1.3.1.1 Filtros Passa-Baixa, Passa-Alta e Passa-Banda

São filtros que resultam na seleção de um determinado intervalo de frequência que será mantido, e outro intervalo que será eliminado. O filtro passa-baixa manterá as ondas com frequência mais baixa que um determinado número de onda fornecido pelo intérprete, onde k é o número de onda, e k_0 é o número de onda para o corte. O filtro pode ser descrito como:

$$L(k) = 1, \text{ para } k \leq k_0 \text{ e } L(k) = 0, \text{ para } k > k_0 \quad (13)$$

De outra forma, o filtro passa-alta manterá as frequências mais altas, com k_1 como o número de onda para corte, sendo:

$$L(k) = 0, \text{ para } k < k_1 \text{ e } L(k) = 1, \text{ para } k \geq k_1 \quad (14)$$

¹ O domínio da frequência trabalha com dados em ciclo de tempo. O domínio do número de onda é frequentemente tratado como domínio da frequência, pois equivale a uma frequência espacial (Telford et al., 1990).

No filtro passa-banda, serão mantidos os números de onda contidos em um intervalo pré-definido do espectro. Deste modo, o filtro pode ser representado por:

$$L(k) = 0, \text{ para } k < k_0; L(k) = 1, \text{ para } k_0 \leq k < k_1 \text{ e } L(k) = 0, \text{ para } k > k_1 \quad (15)$$

1.3.1.2 Derivada horizontal

A derivada horizontal destaca a variação na horizontal dos valores tratados, nas direções X e/ou Y (Figura 7). Com isso, é possível localizar as fontes das anomalias, e obter informações sobre as características do contato entre o corpo-alvo e a encaixante. Este tipo de derivada também é utilizado para compor outros filtros, como por exemplo, o filtro de amplitude do sinal analítico (ROEST et al., 1992). Considerando que u e v são os números de onda nas direções x e y , e que n é a ordem de diferenciação, e $i = \sqrt{-1}$, as derivadas horizontais em x (Equação 16) e em y (Equação 17) podem ser descritas da seguinte forma no domínio de Fourier:

$$L(v) = (vi)^n \quad (16)$$

$$L(u) = (ui)^n \quad (17)$$

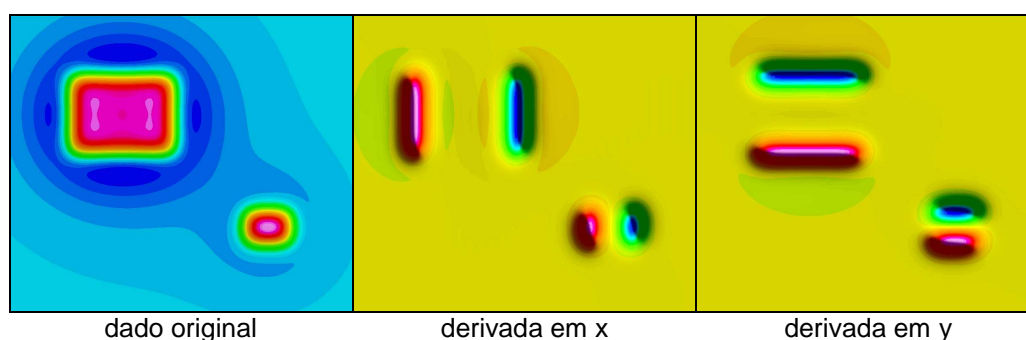


Figura 7 – Representação do resultado das derivadas em x e y , aplicadas a um dado sintético.

1.3.1.3 Derivada vertical

Este filtro amplifica as respostas de baixo comprimento de onda e alta frequência, e minimiza as anomalias de grande comprimento de onda e baixa frequência. A derivada vertical, ou seja, a derivada na direção z , é utilizada principalmente para estudos de fontes rasas em gravimetria e em magnetometria, em geral a primeira e a segunda ordem desta derivada. O resultado deverá apresentar anomalias nas bordas destas fontes rasas (Figura 8). Há diversos meios

de se calcular a derivada vertical. Deve-se ressaltar que o resultado obtido pela aplicação de derivadas dependerá da fórmula utilizada, e ainda, para cada fórmula, o resultado pode ser diferente conforme o tamanho de cela utilizado (NETTLETON, 1954). Se n é a ordem de diferenciação, a derivada vertical no domínio da frequência pode ser escrita como a Equação (18). Nesta equação, $r = 2\pi k$, com k como a frequência em ciclos/m; ou também $r = \sqrt{\mu^2 + \nu^2}$.

$$L(r) = r^n \quad (18)$$

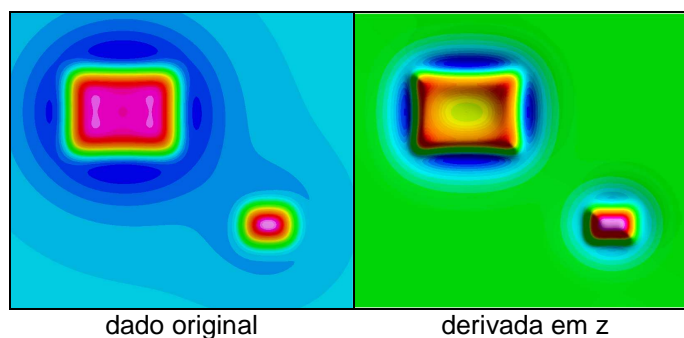


Figura 8 – Representação do resultado da derivada vertical aplicada a um dado sintético.

1.3.1.4 Integral vertical

A integral vertical é o inverso da derivada vertical (SILVA, 1996). Este filtro é similar ao cálculo da pseudogravimetria: observando fórmulas em Blakely (1996), seria equivalente à etapa de integração anterior ao cálculo da redução ao polo. Pode ser utilizado para estudos magnetométricos (SILVA, 1996). O efeito visual é semelhante ao de um filtro de continuação para cima ou *upward continuation* (BLAKELY, 1996) (Figura 9), pois atenua o efeito de fontes rasas, mas apresenta maior resolução lateral (SILVA, 1996). O filtro irá calcular a integral vertical da transformada, que pode ser expressa como:

$$L(r) = \frac{1}{r} \quad (19)$$

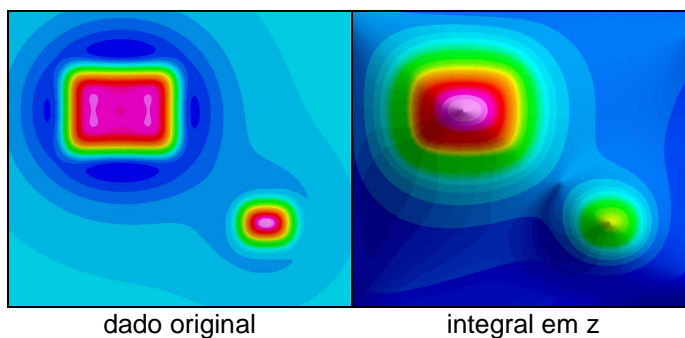


Figura 9 – Representação do resultado da integral vertical aplicada a um dado sintético.

1.3.1.5 Redução ao polo

Como o dado magnetométrico é dipolar, utiliza-se o filtro de redução ao polo para facilitar a interpretação e modelagem das fontes das anomalias (BARANOV e NAUDY, 1964). O filtro de redução ao polo faz com que a anomalia esteja com a forma que teria se estivesse no polo magnético. Esta forma da anomalia magnética é demonstrada na Figura 2-5, na inclinação $i = 90^\circ$. A direção de magnetização do corpo e a direção do campo magnético são representadas pelos vetores $\hat{m} = (\hat{m}_x, \hat{m}_y, \hat{m}_z)$ e $\hat{f} = (\hat{f}_x, \hat{f}_y, \hat{f}_z)$ respectivamente (BLAKELY, 1996). A anomalia magnética transformada no domínio de Fourier será dada por:

$$F[\Delta T_r] = F[\psi_r] F[\Delta T] \quad (20)$$

onde ΔT_r é a anomalia no polo norte magnético, e $F[\psi_r]$ a fórmula do filtro de redução ao polo, como segue:

$$F[\psi_r] = \frac{1}{\Theta_m \Theta_f}, \quad (21)$$

$$\text{onde } \Theta_m = \hat{m}_z + i \frac{\hat{m}_x \hat{k}_x + \hat{m}_y \hat{k}_y}{|k|} \quad \text{e} \quad \Theta_f = \hat{f}_z + i \frac{\hat{f}_x \hat{k}_x + \hat{f}_y \hat{k}_y}{|k|}$$

Com isso, o filtro $F[\psi_r]$ pode ser escrito como na Equação (22), ou em coordenadas polares, sendo $\lambda = \arctan(k_z / k_y)$, como na Equação (23).

$$F[\psi_r] = \frac{|k|^2}{a_1 k_x^2 + a_2 k_y^2 + a_3 k_x k_y + i |k| (b_1 k_x + b_2 k_y)}, |k| \neq 0 \quad (22)$$

sendo $a_1 = \hat{m}_z \hat{f}_z - \hat{m}_x \hat{f}_x$; $a_2 = \hat{m}_z \hat{f}_z - \hat{m}_y \hat{f}_y$; $a_3 = -\hat{m}_z \hat{f}_z - \hat{m}_x \hat{f}_x$, $b_1 = \hat{m}_x \hat{f}_z + \hat{m}_z \hat{f}_x$, e $b_2 = \hat{m}_y \hat{f}_z + \hat{m}_z \hat{f}_y$

$$F[\psi_r] = \frac{1}{a_1 \cos^2 \lambda + a_2 \sin^2 \lambda + a_3 \cos \lambda \sin \lambda + i(b_1 \cos \lambda + b_2 \sin \lambda)} \quad (23)$$

O filtro de redução ao polo pode ser calculado para qualquer ponto do plano (k_x, k_y) , exceto em $|k|=0$. O cálculo apresentado nas equações (22) e (23) é muito bem utilizado para latitudes magnéticas acima de 30 graus. Já para latitudes menores, mais próximas ao Equador, o filtro gera distorções nas anomalias magnéticas na direção da declinação do campo magnético. Assim, é necessária uma adaptação do algoritmo de cálculo, com uma rotina de correção para baixas latitudes, como exemplificado em HANSEN e PAWLOWSKY (1989).

1.3.1.6 Gradiente horizontal

O filtro de gradiente horizontal (BLAKELY e SIMPSON, 1986) utiliza os filtros de derivadas horizontais para indicar mudanças abruptas horizontais na propriedade física analisada. Como resultado, os máximos do gradiente horizontal tenderão a estar nas bordas da fonte da anomalia (BLAKELY, 1996). Este tipo de filtro é aplicado para dados gravimétricos, mas pode ser aplicado para dados magnéticos (CORDELL e GRAUNCH, 1982 apud BLAKELY, 1996). O filtro de gradiente horizontal é calculado como expresso na Equação (24). Já a magnitude do gradiente horizontal é a raiz quadrada da soma das derivadas horizontais do campo em x e em y , e pode ser obtida pela Equação (25).

$$h_0(x, y) = \left(\frac{\partial G}{\partial x} \hat{x} + \frac{\partial G}{\partial y} \hat{y} \right) \quad (24)$$

$$h(x, y) = \left[\left(\frac{\partial g_z(x, y)}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial g_z(x, y)}{\partial y} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (25)$$

O efeito em mapa pode ser observado na Figura 2-9, e o mesmo efeito em perfil, comparado às anomalias de gravidade e magnética originais, pode ser visto no esquema da Figura 2-10.

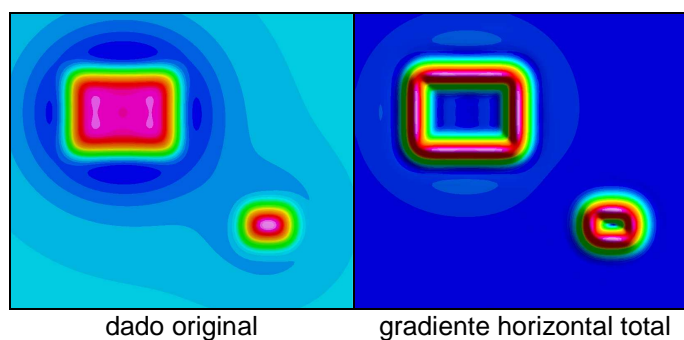


Figura 10 – Representação do resultado do filtro de gradiente horizontal total aplicado a um dado sintético.

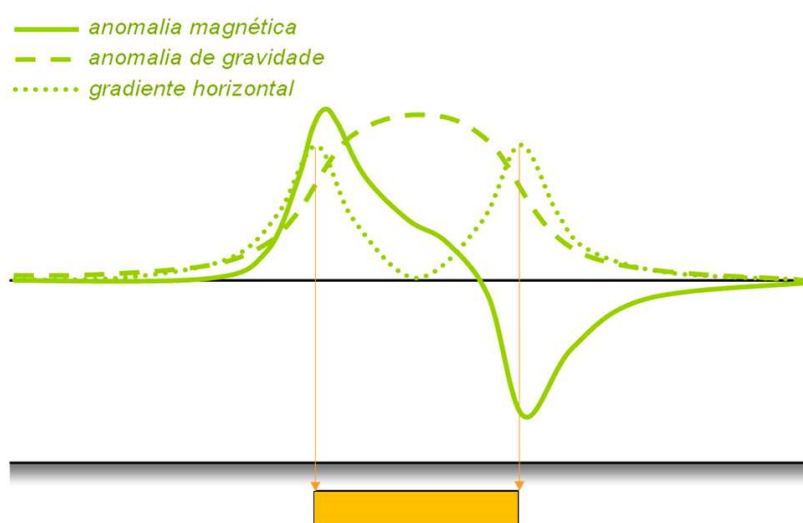


Figura 11 – Desenho esquemático do resultado do filtro de gradiente horizontal aplicado sobre a resposta gravimétrica de uma fonte sintética, comparado à assinatura gravimétrica e magnética desta mesma fonte.
Fonte: Ilustração adaptada de BLAKELY (1996).

1.3.1.7 Amplitude do Sinal Analítico

A técnica da amplitude do sinal analítico auxilia na determinação de geometria da fonte (NABIGHIAN, 1972, 1974). O resultado da aplicação do sinal analítico deverá indicar características das bordas do corpo. Uma forma de calcular este efeito é no domínio do número de onda, através do cálculo de derivadas do dado original (ROEST et al., 1992). Este filtro é principalmente utilizado no tratamento de dados magnéticos, mas pode também ser utilizado em dados gravimétricos. O sinal analítico do campo potencial M , em três dimensões, pode ser descrito dado através dos vetores \hat{x} , \hat{y} e \hat{z} , nas direções x , y e z , pela Equação (26).

$$A(x, y) = \left(\frac{\partial M}{\partial x} \hat{x} + \frac{\partial M}{\partial y} \hat{y} + \frac{\partial M}{\partial z} \hat{z} \right) \quad (26)$$

A Equação (27) traz o cálculo da amplitude do sinal analítico, onde as derivadas em x , y e z compõem o resultado do filtro, representadas respectivamente por $\partial M/\partial x$, $\partial M/\partial y$ e $\partial M/\partial z$. Esta composição pode ser observada graficamente na ilustração da Figura 12, com as derivadas do efeito magnético calculadas sobre um modelo sintético de prismas retangulares.

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2} \quad (27)$$

O filtro do sinal analítico, quando aplicado a dados magnéticos, não depende das direções de magnetização e do campo (ROEST et al., 1992). Por este motivo, este filtro é bastante utilizado na interpretação de dados magnéticos, em especial para estudos em regiões de baixa latitude, onde há problemas para a aplicação do filtro de redução ao polo.

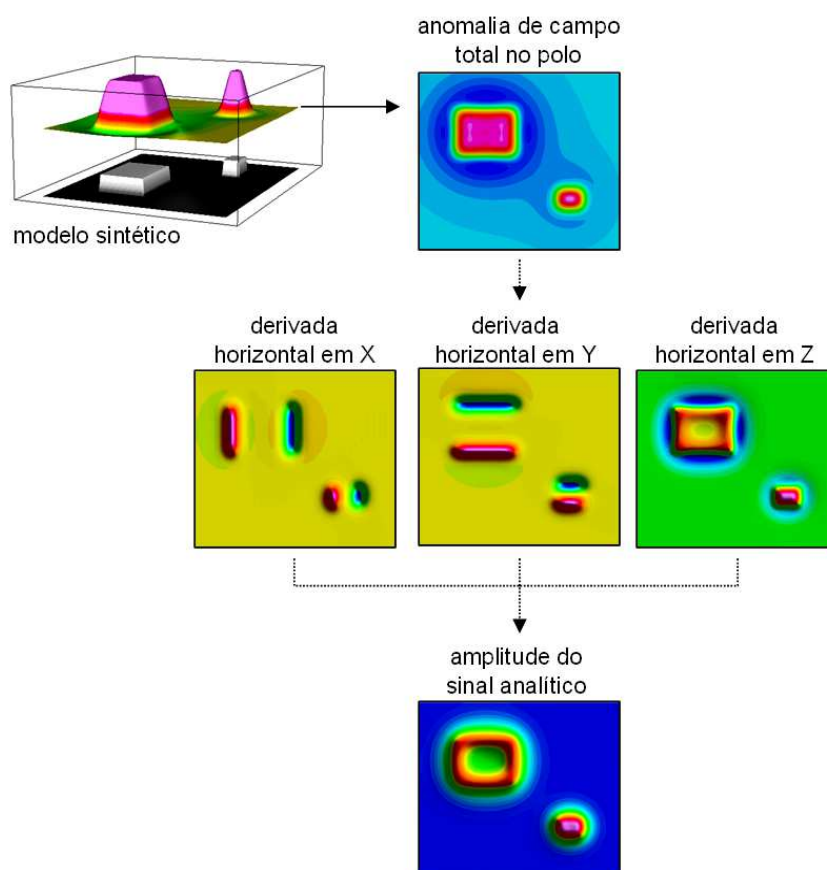


Figura 12 – Esquema para representar o resultado das filtragens de derivadas verticais e horizontais, e do sinal analítico, quando aplicados a um modelo sintético. Fonte: Ilustração adaptada de ROEST et al., 1992.

1.3.1.8 Derivada Tilt (TDR)

O ângulo tilt, ou derivada tilt, é definido como o arco tangente da derivada vertical sobre a derivada horizontal total (MILLER e SINGH, 1994, VERDUZCO et al., 2004). Assim, temos o ângulo tilt θ expresso na Equação (28), sendo a derivada horizontal total expressa como na Equação (29).

$$\theta = \arctan \left[\frac{\frac{\partial M}{\partial z}}{\frac{\partial M}{\partial h}} \right] \quad (28)$$

$$\frac{\partial M}{\partial h} = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2} \quad (29)$$

A relação entre o ângulo tilt e o sinal analítico A (Rajaram, 2009), pode ser observado na equação:

$$A = |A|e^{j\theta} \quad (30)$$

onde $|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2}$, como já apresentado na Equação (27).

O ângulo tilt sempre apresenta valores entre $+90^\circ$ e -90° , pela natureza da função trigonométrica \arctan , independentemente da amplitude da derivada vertical ou do valor absoluto do gradiente horizontal total, e deste modo, o filtro se comporta como um filtro de controle de ganho, onde as amplitudes de saída tendem a ser igualadas (VERDUZCO et al., 2004). Com isso, o resultado da aplicação da derivada tilt será relativamente insensível à profundidade da fonte; o filtro resolve igualmente bem fontes rasas e profundas (RAJARAM, 2009).

Outra característica deste filtro é o posicionamento da anomalia positiva sobre a fonte e a anomalia negativa fora da fonte, como pode ser observado na Figura 13. Ainda, o valor zero se posiciona próximo do limite do corpo-alvo, para um corpo com contato vertical no caso da gravimetria (MILLER e SINGH, 1994), ou para anomalias magnéticas reduzidas ao polo (RAJARAM, 2009). Há proposições de cálculos de profundidade utilizando o cálculo do ângulo tilt, utilizando mapas de contornos entre $+45^\circ$ e -45° , para fontes com contatos verticais (como, por exemplo, em Salem et

al., 2007). Mas este é um método ainda pouco utilizado; a aplicação deste tipo de técnica para corpos reais deve ser cautelosa.

A derivada Tilt (TDR), por vezes, fornece uma resposta visual próxima a resposta exibida pela primeira derivada, pois também reporta aos contatos de corpos com densidades distintas. Seu diferencial com relação à primeira derivada é que privilegia a continuidade das anomalias e a equalização das amplitudes.

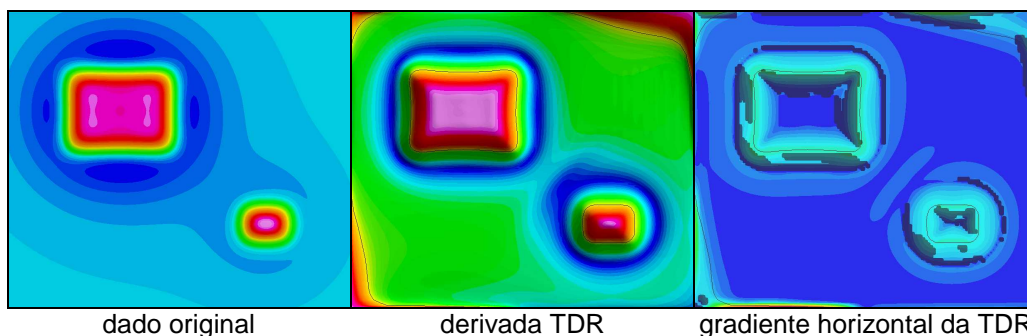


Figura 13 – Representação do resultado do filtro de derivada tilt (TDR) aplicado a um dado sintético, e o gradiente horizontal desta mesma derivada. A tênue linha sobre cada anomalia filtrada marca a posição do valor zero.

Muitos dos filtros de dados gravimétricos e magnetométricos apresentados trazem informações sobre as bordas dos corpos analisados, como o cálculo da amplitude do sinal analítico e das derivadas. Entretanto, é preciso observar que a discretização das respostas dos limites do corpo dependerá das dimensões e do posicionamento deste corpo no espaço. Por exemplo, em corpo de pequenas dimensões, ou em um corpo de grandes dimensões, tabular, mas com alto mergulho, a resposta magnética filtrada das bordas pode se condensar em uma única anomalia. O efeito em mapa da dimensão espacial do corpo na resposta do filtro pode ser mais bem observado, por exemplo, nas respostas das derivadas na Figura 12, onde se observa que há a coalescência das assinaturas das bordas do prisma menor.

1.3.2 Definição das superfícies Regional e Residual

Em seu conceito inicial, o regional é a superfície retirada para resultar na gravidade residual, determinada de forma empírica pelo intérprete, e não por meios analíticos (NETTLETON, 1954, VAJK, 1951). Por sua vez, o termo gravidade residual é aplicado, em sua origem, para designar o resultado da subtração do efeito

gravimétrico de maiores amplitudes, atribuído a feições geológicas profundas (SKEELS, 1967). No processo de tratamento dos dados gravimétricos e magnéticos em geral, entende-se como regional a superfície que contém as anomalias que não correspondem à assinatura do corpo geológico de interesse, que em geral são de maior amplitude, e de residual a superfície restante da subtração do regional do dado observado (SKEELS, 1967, TELFORD et al., 1990).

Na prática, a assinatura gravimétrica ou magnética que se assume como sendo a superfície regional é relativa ao objetivo e à escala do trabalho. Um exemplo ilustrativo é apresentado na Figura 14, onde é possível examinar dois casos de remoção do efeito regional, utilizando um modelo sintético de um domo de sal que apresenta uma *cap rock*. A curva regional (a) é extraída do dado gravimétrico observado (b), o que resulta em uma superfície residual (c). Este efeito residual contém a anomalia do modelo do domo de sal, somada à assinatura gravimétrica da *cap rock*. Da mesma forma, a anomalia gravimétrica da *cap rock* (d) é retirada da anomalia isolada do domo de sal em (c). Com isso, é plausível dizer que, nesta escala, a anomalia do domo corresponde ao efeito “regional” a ser retirado para obtenção da assinatura gravimétrica da *cap rock*.

A superfície regional pode ser determinada de diferentes formas. No início da aplicação da técnica de remoção de regional, a aplicação da técnica era realizada através do método gráfico sobre o mapa de gravidade, um processo totalmente subjetivo (SKEELS, 1967). Nesta técnica, o intérprete ajusta ao dado uma superfície suavizada, se baseando em pontos supostamente não afetados por anomalias locais. Posteriormente, foram desenvolvidas técnicas mais automatizadas para se obter um resultado próximo ao obtido pelo método gráfico. Um exemplo é a determinação de uma superfície polinomial. Na Figura 15, observa-se o exemplo de um ajuste polinomial de 2º grau, utilizando todos os dados e também utilizando apenas dados selecionados pelo intérprete. Quando todos os pontos são utilizados para o cálculo, o resultado não é representativo das fontes profundas de anomalias. A curva torna-se apenas uma forma suavizada da soma de todas as respostas, profundas e rasas.

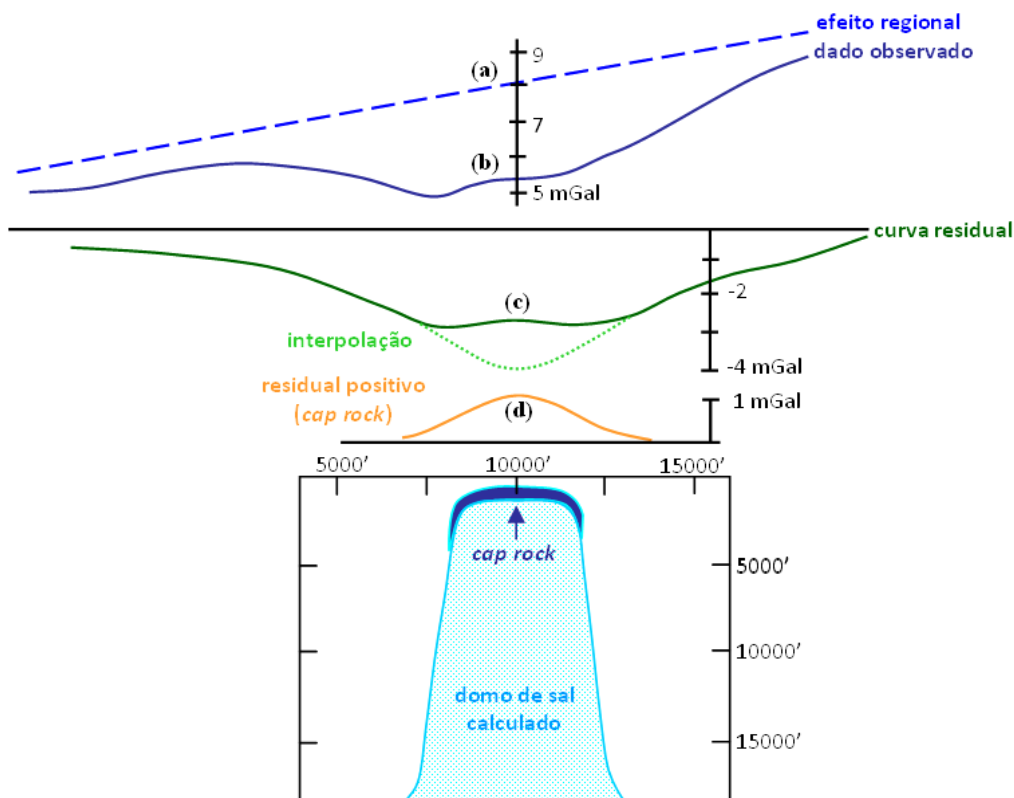


Figura 14 – Esquema para demonstração da modelagem de um domo de sal, com a presença de uma *cap rock*. Estão, de cima para baixo: (a) curva de efeito regional, (b) curva de anomalia observada, (c) curva de anomalia residual e (d) residual positivo (resposta da *cap rock*) retirado da curva de anomalia residual (c).
Fonte: Ilustração adaptada de NETTLETON, 1962.

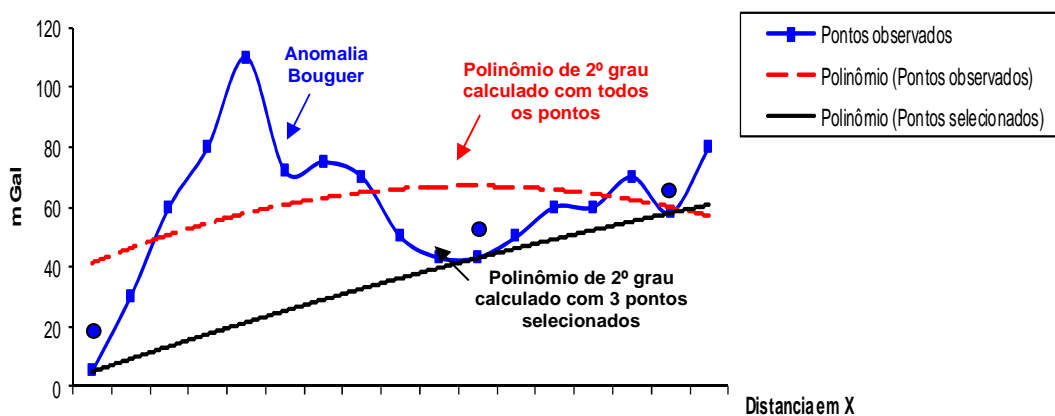


Figura 15 – Exemplo de determinação da superfície regional do dado gravimétrico observado através de um ajuste polinomial.
Fonte: Ilustração adaptada de SKEELS, 1967.

Além do método polinomial, há outras formas de se determinar a separação da anomalia correspondente a um determinado alvo de massa anômala, através da aplicação de filtros. Por meio das filtragens, pode-se amenizar consideravelmente o

efeito de corpos que não são de interesse para a prospecção em questão, mas não eliminá-los totalmente, o que normalmente ocasiona distorções no dado residual (TELFORD et al., 1990). Como exemplo, para a interpretação qualitativa de feições geológicas mais rasas, utiliza-se o filtro de derivada vertical, para a observação de anomalias de pequeno comprimento de onda.

Não há uma solução ideal na escolha da superfície regional (NETTLETON, 1962), nem mesmo um meio de se escolher o efeito regional apenas mecanicamente (VAJK, 1951). A determinação da superfície que melhor representa o efeito regional é feita pelo intérprete, que elegerá a superfície que melhor representa as feições a serem removidas. Esta interatividade humana fatalmente acarreta alguns problemas. Dois deles são elucidados em Skeels (1967). O primeiro refere-se à tendência de se pensar que as anomalias de grande amplitude sempre retratam a assinatura de estruturas geológicas em maior profundidade. Ora, sempre haverá a possibilidade de se ter corpos geológicos rasos que sejam extensos, e por consequência suas anomalias também o serão; e que não possuam quebras bruscas, o que levaria a anomalias de alta frequência. O segundo problema apresentado por SKEELS (1967) é a seleção da anomalia de interesse, bem como a escolha do contexto geológico causador da anomalia, dentre inúmeras possibilidades.

O conhecimento e o raciocínio geológicos, assim como o conhecimento do método geofísico, são fundamentais para as interpretações das superfícies em questão. Assim, os dois problemas mencionados dependerão inteiramente do conhecimento técnico e experiência do intérprete.

1.3.3 Considerações sobre a influência da profundidade da fonte

A estruturação do planeta condiciona as características dos dados gravimétricos e magnéticos. Para o campo gravitacional, as anomalias serão a soma das assinaturas de corpos da superfície e do interior da Terra, sendo que o manto e o núcleo terrestres compõem a forma regional do campo gravitacional, com um grande volume de material sem variações bruscas laterais de densidade ou de forma (GRANT e WEST, 1965).

As anomalias do campo magnético decorrem da variação da susceptibilidade magnética das rochas-fonte. Mas o registro magnético será a soma das respostas

em diversas profundidades, até uma determinada profundidade limite. Esta limitação é dada pelas condições de pressão e temperatura que desestabilizam os minerais e, conseqüentemente, suas propriedades magnéticas adquiridas na cristalização. Pode-se estimar uma temperatura limite média de $\sim 550^\circ \text{C}$ para a manutenção da magnetização original das rochas (TELFORD et al., 1990). O ponto máximo, determinado em profundidade, onde as condições de pressão e temperatura possibilitam a conservação do registro magnético é chamado Ponto de Curie, e a temperatura máxima é denominada Temperatura de Curie (BLAKELY, 1996, LOWRIE, 2007, TELFORD et al., 1990). Com a determinação do Ponto de Curie em diversos pontos no espaço, é possível traçar uma superfície, conhecida como Superfície Curie (VACQUIER e AFFLECK, 1941 apud BLUM, 1999). Diz-se que esta é uma superfície isoterma (BLAKELY, 1996), mas deve-se ressaltar que a mudança da composição litológica influenciará no valor da temperatura de Curie, e assim, a Superfície de Curie não apresenta obrigatoriamente a mesma temperatura de desmagnetização ao longo de toda a região de estudo.

Para uma mesma fonte, a resposta gravimétrica e magnética modifica-se com a profundidade, apresentando uma variação de frequência e amplitude da anomalia resultante. Observa-se que quando há o incremento da profundidade, a frequência e a amplitude da anomalia se tornam menores (PRIETO, 1996). Isto porque as rochas que estão próximas do ponto de observação vão ter um efeito gravimétrico/magnético maior que as fontes mais distantes (GRANT e WEST, 1965). Em geral, diz-se que as fontes profundas causam as anomalias de menor amplitude e maior comprimento de onda, e o contrário para as fontes rasas.

Este efeito pode ser demonstrado através de um modelo sintético geométrico simples. Como exemplo, em Lowrie (2007), considera-se uma esfera para demonstrar o efeito gravimétrico de um diápiro. Atribui-se ao corpo um raio R , um contraste de densidade $\Delta\rho$, e a profundidade z para o centro de massa. Sendo G a Constante Gravitacional = $6.67 \times 10^{-11} \text{ m}^3\text{kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$, o valor máximo da anomalia é dado pela fórmula simplificada de Δg_0 (Equação 29), que descreve o campo gravimétrico da esfera:

$$\Delta g_0 = \frac{4}{3} \pi G \left(\frac{\Delta \rho R^3}{z^2} \right) \quad (29)$$

Observa-se que o valor de Δg_0 será inversamente proporcional ao valor de z^2 . Assim, quanto maior a profundidade do corpo, menor será a amplitude de sua resposta gravimétrica.

A relação entre a amplitude da anomalia e a profundidade da fonte permite ao intérprete elaborar hipóteses sobre a profundidade relativa desta fonte, se esta se encontra em maior ou menor profundidade relativa. A partir do desenvolvimento do modelo geológico sobre o dado geofísico, começa-se a pensar em um modo de isolar, até onde for possível, a resposta do corpo alvo, através de filtros de dados.

2 O EMBASAMENTO DA MARGEM CONTINENTAL IBÉRICA

2.1 Geologia do Maciço Ibérico

O Maciço Ibérico aflora em quase toda a Ibéria Ocidental e é constituído por distintas unidades tectono-estratigráficas, justapostas e deformadas pela Orogenia Variscana (Figura 16). Posteriormente, nesta região, houve a superposição de estruturas e reativações causadas pela Orogenia Alpina. Contudo, a estruturação variscana continua predominante no embasamento. No limite sudeste do maciço, está a Cordilheira Bética, de origem alpina, e no limite nordeste, as cordilheiras dos montes Cantábricos e Pirineus (VERA, 2004).

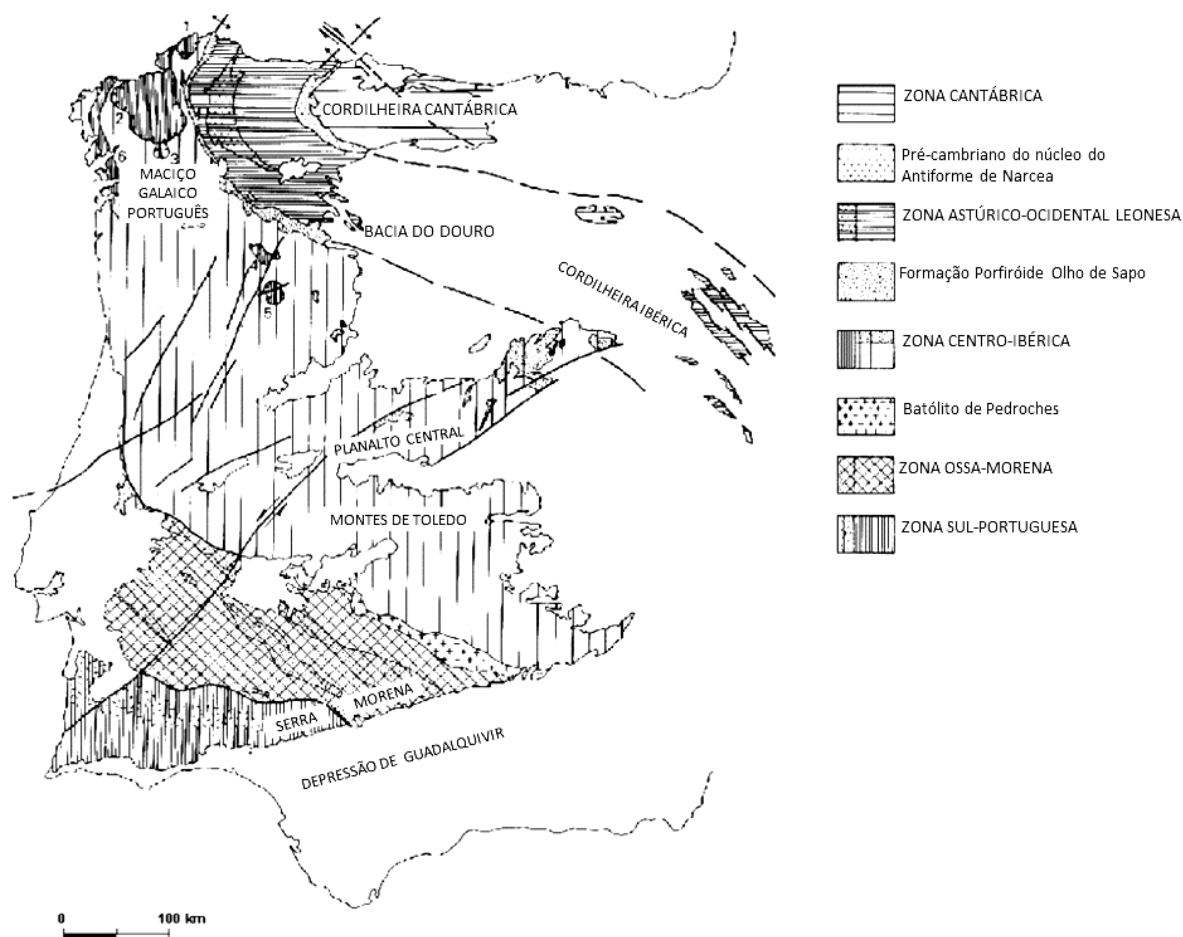


Figura 16 – Mapa do Maciço Ibérico e subdivisões.
Fonte: Ilustração adaptada de LOTZE (1945 apud VERA, 2004).

As principais zonas tectônicas do Maciço Ibérico são mantidas desde as primeiras definições apresentadas por Lotze (1945 apud VERA, 2004), e, posteriormente, revistas por Julivert et al. (1972 apud VERA, 2004) (Figura 16). Segundo esta proposta, o Maciço Ibérico é composto pelas seguintes zonas:

Cantábrica (ZC), Galícia-Trás-os-Montes (ZGTM), Astúrico Ocidental-Leonesa (ZOAL), Centro Ibérica (ZCI) e a Ossa-Morena (ZOM) e Sul Portuguesa (ZSP).

2.1.1 Zona Cantábrica (ZC)

A ZC é limitada a norte pelo Mar Cantábrico, a oeste por rochas pré-cambrianas, que afloram na Antiforme de Narcea, e a sul e a leste por rochas meso-cenozóicas, pertencentes às depressões de Douro e de Ebro. Esta unidade está no núcleo do Arco Ibero-Armoricano. Nesta zona tectônica, afloram rochas paleozóicas de origem sedimentar, do Cambriano ao Permiano, com registros pré-orogênicos de plataforma a delta, além de sedimentos de bacia de ante-país. É caracterizada por deformação epidérmica e pouca atividade magmática (PEDRO 2004); (PÉREZ ESTAÚN e BASTIDA, 1990 apud PEDRO, 2004).

2.1.2 Zona Astúrico-Ocidental Leonesa (ZAOL)

É limitada pela ZC a leste, pelo Antiforme de Narcea, e a oeste pelo Antiforme Olho de Sapo. Aflora descrevendo um arco, o Arco Astúrico, que se estende do Mar Cantábrico a norte, até a Bacia do Douro. Enquanto a ZC apresenta uma grande variedade de sedimentos paleozoicos, a ZAOL apresenta rochas siliciclásticas em quantidade significativa, em grande parte do Paleozóico Inferior. Apresenta registros de uma tectônica tangencial, com dobras recumbentes e desenvolvimento de xistosidades (MARCOS et al., 2004).

2.1.3 Zona Centro-Ibérica (ZCI)

Esta unidade é formada principalmente por rochas metassedimentares, e intrusões magmáticas sin a tardi-variscanas. É discutida a possibilidade da ZCI conter um arco quase que isoclinal em Aerden (2004, Staulb 1926, 1928 apud Martínez-Catalán, 2011a), o Arco Centro-Ibérico (Figura 16), que foi englobado na formação do Arco Ibero-Armoricano. A geometria do Arco Centro-Ibérico é demarcada principalmente por lineamentos magnéticos terrestres (MARTÍNEZ-CATÁLAN, 2011a).

O registro sedimentar na Bacia Peñarroya (Wagner, 2004), que se encontra a SW, no contato da Zona Centro Ibérica com a Zona de Ossa-Morena (Figura 17),

indica que a gênese desta bacia e sua deformação tectônica foram condicionadas pela atuação de uma grande falha transcorrente, possivelmente de caráter transformante. Wagner (2004) faz analogia desta bacia com a *Ridge Basin*, localizada ao longo da falha transformante de San Andreas, na Califórnia.

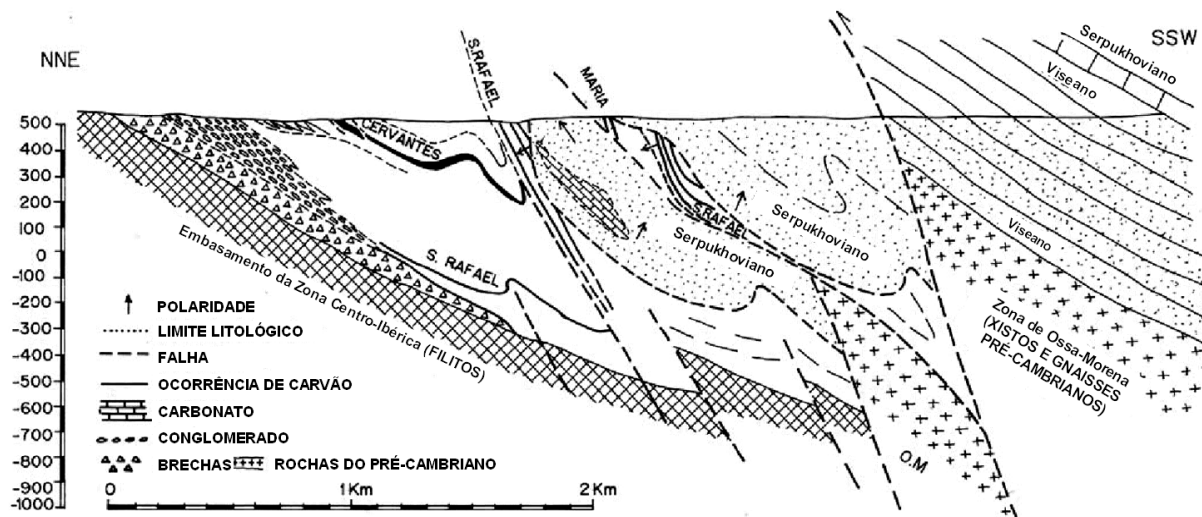


Figura 17 – Seção geológica ilustrativa da relação de contato da Zona Ossa-Morena com a Zona Centro-Ibérica, latitude de Peñarroya. Região de sedimentos deformados – a dobras com flancos falhados, em geral de vergência NNE. A falha transformante principal aparece como uma falha inversa, que se projeta nos sedimentos do Serpukhoviano (Namuriano), Carbonífero Inferior. Extratos de carvão estão identificados por nomes, e flechas que indicam a polaridade dos sedimentos.

Fonte: Seção adaptada de WAGNER, 2004.

2.1.4 Zona Galícia-Trás-Os-Montes (ZGTM)

Esta zona está no núcleo do Arco Ibero-Armoricano. Suas unidades internas têm uma disposição espacial descontínua (ARENAS et al., 2004). Esta zona está constituída por domínios superpostos: um conjunto inferior representado pelo Domínio Esquistoso de Galícia-Trás-os-Montes, considerado para-autóctone, composto por metassedimentos paleozoicos associados à magmatismo félsico, e por um conjunto superior constituído pelos complexos alóctones de Galícia-Trás-os-Montes (ARENAS et al., 1988 apud ARENAS et al., 2004); (FARIAS et al., 1987 apud ARENAS et al., 2004).

As unidades da ZGTM estão cavalgadas sobre as rochas da Zona Centro-Ibérica. É proposto que a ZGTM fez parte da margem do Gondwana durante o Paleozóico (ARENAS et al., 1988, MARTÍNEZ-CATALÁN et al., 1999 apud ARENAS et al., 2004). Isto porque apresenta similaridades estratigráficas com a Zona Centro-Ibérica, e, apesar de sua posição nesta margem não ser bem

conhecida, sabe-se que entre as duas zonas não existem ofiolitos (ARENAS et al., 2004).

2.1.5 Zona de Ossa Morena (ZOM)

Na ZOM, há a ocorrência, em uma extensa área, de rochas pré-cambrianas e cambrianas (LABORATÓRIO NACIONAL DE ENERGIA E GEOLOGIA, 2010). Esta é a porção do Maciço Ibérico correspondente à microplaca Armorica. Internamente, a ZOM apresenta unidades subparalelas entre si, correspondentes a cavalgamentos paralelos à zona de subducção. As unidades internas da ZOM são cortadas por falhas profundas, de interpretação controversa (HEVIA, 2004).

No limite sul, entre a ZOM e a Zona Sul Portuguesa, estão os registros da subducção do Oceano Rheico, que ocorreu sob a microplaca Armorica, representados por ofiolitos, fragmentos da litosfera oceânica obductados. Estes ofiolitos são observados, por exemplo, nas adjacências de Beja, em Portugal, e na Serra de Aracena, ao sul da Serra Morena (HEVIA, 2004).

2.1.6 Zona Sul Portuguesa (ZSP)

O limite norte desta unidade é demarcado pelos ofiolitos da Serra de Aracena (HELVIA, 2004). A ZSP pode ser subdividida em quatro subunidades, cavalgantes entre si com vergência para sul (HELVIA, 2004). A primeira unidade individualizada, de norte para sul, está a sul da Serra de Aracena, a unidade Pulo do Lobo. É constituída de sedimentos oceânicos intensamente metamorfizados intercalados com níveis de basalto alocado em ambiente rifte, na borda do continente Avalonia. A segunda é a Faixa Piritosa, que se destaca pela mineralização que lhe oferece o nome, tida como consequência de uma atividade hidrotermal associada a um vulcanismo siluriano a carbonífero, na plataforma continental de Avalonia. As seguintes são as Unidades de Flysh do Baixo Alentejo, e a Unidade Sul-Occidental Portuguesa.

Sobre o contato Ossa-Morena e Sul-Portuguesa estão as bacias de Valdeviar e Santa Suzana, datadas do Paleozoico Tardio. A localização sugere que a formação destas bacias esteja associada com a zona de falha do contato Ossa Morena-Sul Portuguesa (WAGNER, 2004).

2.2 Orogenia Variscana na Europa

2.2.1 O Orógeno Variscano Europeu Ocidental

O Orógeno Variscano, também conhecido como Orógeno Herciniano, é um sistema de montanhas paleozoico, construído entre aproximadamente 480 e 250 Ma (MATTE, 2001). A estruturação orogênica variscana como um todo pode ser apresentada como Cinturão Ouachita-Allegheniano-Mauritaniano-Herciniano (RIDING, 1974). No final do Carbonífero, o cinturão de dobramentos deste sistema abrangia uma extensa área, nos continentes: Europa, África e América do Norte; do Cáucaso, no leste europeu, até as montanhas norte-americanas dos Apalaches e Ouachita (MATTE, 2001, RIDING, 1974).

Algumas características do orógeno são típicas de um cinturão colisional: grandes *nappes* e cavalgamentos, com dimensões comparáveis a empurrões alpinos e himalaianos; metamorfismo polifásico, com um estágio inicial de alta pressão e tardiamente de pressão intermediária a baixa; idade decrescente dos eventos tectônicos e metamórficos da parte interna para a externa do cinturão; e desenvolvimento generalizado de granitos anatóxicos peraluminosos, com ocorrência relacionada aos cavalgamentos mais importantes (MATTE e BURG, 1981).

A porção do Orógeno Variscano na Europa Ocidental exibe um padrão sinuoso, da Polônia ao sul da Ibéria, caracterizado por quatro arcos orogênicos: Boêmia, Maciço Central, Ibero-Armoricano e Centro-Ibérico, com destaque para os arcos Ibero-Armoricano e Bohemio (MARTÍNEZ-CATALÁN et al., 2007, MARTÍNEZ-CATALÁN, 2011b, MATTE, 2001) (Figura 18).

Para o estudo da Margem Continental Ibérica Ocidental, a estruturação regional de maior destaque é o Arco Ibero-Armoricano, que imprime suas estruturas em toda a Europa Ocidental. O Arco Ibero-Armoricano é um oroclinal convexo para oeste, com um conjunto de estruturas que abrangem toda a Europa Ocidental, incluindo o sul da Grã-Bretanha, e desenham a trama do embasamento na Ibéria Ocidental. Neste arco, são descritas *nappes* e empurrões de vergência convergente na direção do centro da estrutura principal (MATTE e BURG, 1981). Ainda, nesta região é registrada a presença de outro arco, o Arco Centro-Ibérico, mas este é observado apenas por mapas magnetométricos e está englobado pelo Arco Ibero-Armoricano (MARTÍNEZ-CATALÁN, 2011a) (Figura 18).

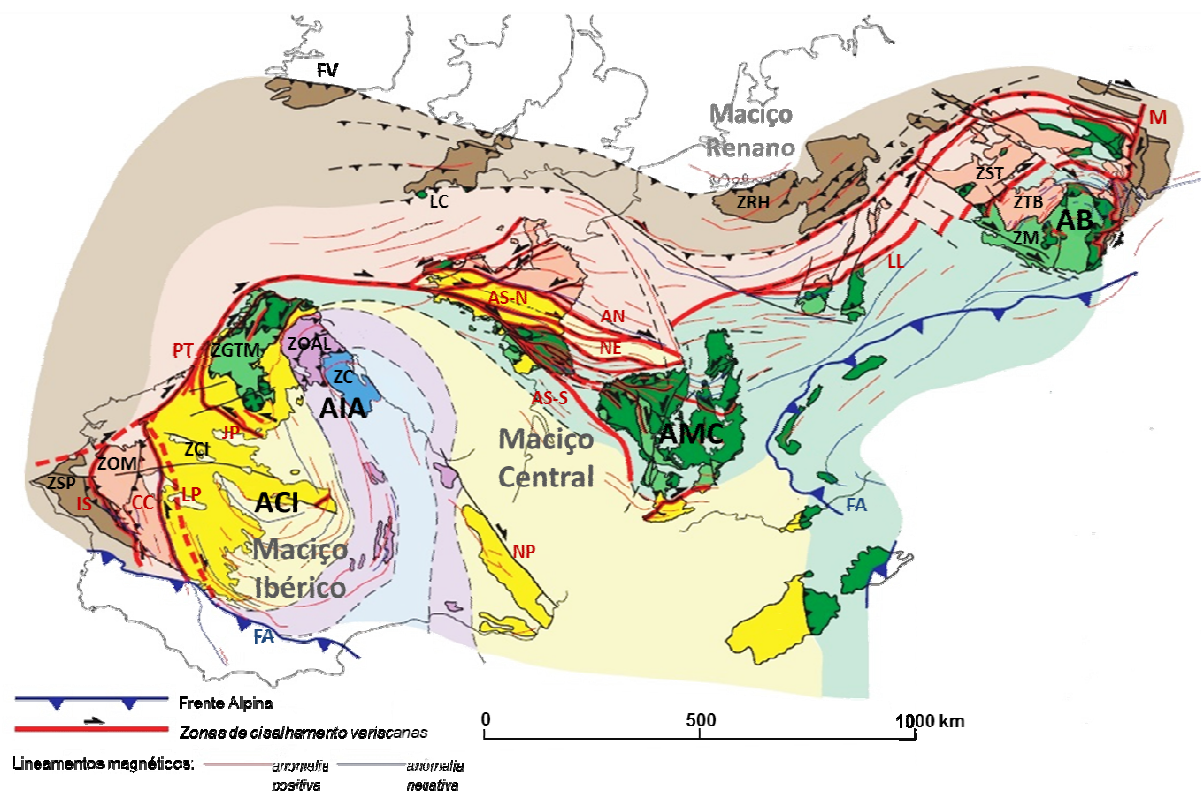


Figura 18 – Reconstrução pós-colisional do Orógeno Variscano na Europa Ocidental, com zoneamento tectono-estratigráfico em cores pálidas, e seus afloramentos em cores vivas. FV, Frente Variscana. Arcos: AB, Bohemio; ACI, Centro-Ibérico; AIA, Ibero-Armoricano; AMC, Maciço Central; ZCI, Zona Centro Ibérica; ZC, Zona Cantábrica; ZGTM, Zona Galícia-Trás-os-Montes; ZM, Zona Moldanubiana; ZOM, Zona de Ossa-Morena; ZRH, Zona Reno-Hercínica; ZSP, Zona Sul Portuguesa; ZST, Zona Saxo-Thuringiana; ZTB, Tepla-Barrandiana. Zonas de cisalhamento: CC, Coimbra-Córdoba; JP, Jusbaldo-Penalva; LL, Layale-Lubine; AS, Armoricana Sul, segmentos N, norte e S, sul; PN, Pirinaica Norte; AN, Armoricana Norte; LP, Los Pedroches; M, Cavalgamento Moldanubiano; NE, Falha Nort-sur-Erdre; PT, Porto-Tomar; IS, Ibérica Sul.
 Fonte: Ilustração adaptado de MARTÍNEZ-CATALÁN, 2011b.

Em todo o Orógeno Variscano, é registrada a atuação de zonas de cisalhamento, que provavelmente estiveram ativas em grande parte da orogenia (MARTÍNEZ-CATALÁN et al., 2007). Algumas destas zonas estão desenvolvidas sobre suturas tectônicas (Figura 18 e 19); outras, estão sobre clivagens intracrustais, muitas destas sub-paralelas às suturas oceânicas, atestando sua atuação sin a tardi-variscana (MARTÍNEZ-CATALÁN, 2011b).

2.2.1.1 Suturas Oceânicas

Nas zonas de suturas oceânicas, estão as raízes de grandes *nappes*. Estudos em seção geológica na região destas suturas, presentes em ambos os lados do

cinturão de dobramentos variscano, indicam que as *nappes* e dobras recumbentes constituem uma feição em forma de leque com vergência para bacias carboníferas externas (MATTE, 2001) (Figura 19).

Algumas das suturas e zonas de cisalhamento regionais auxiliam na definição do Orógeno Variscano na Europa Ocidental. Neste propósito, são evidenciadas as suturas Galícia e Sul Britânica, juntamente com a Falha Coimbra-Córdoba; Tepla e Lizard Reno-Hercínica; e Beja, ou Ibérica Sul (Figura 20).

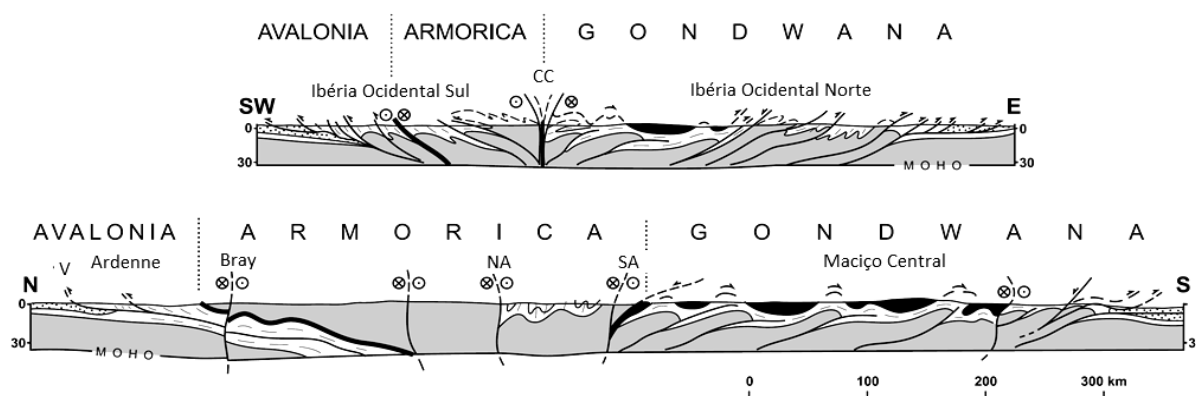


Figura 19 – Duas seções esquemáticas do Orógeno Variscano, na Península Ibérica Ocidental, acima, e na França, abaixo. Exibição do padrão “em leque” das estruturas regionais. Em cinza: rochas pré-paleozóicas de baixo grau, essencialmente do Proterozóico Superior; em branco: Sedimentos do Paleozoico Inferior; em preto: *nappes* e suturas que contenham rochas ofiolíticas; pontos: bacias *foredeep* carboníferas; CC: zonas de cisalhamento Coimbra-Córdoba; Bray, NA e SA: zonas de cisalhamento destrais Norte-Armoricana e Sul-Armoricana; V: Frente Variscana. As seções não incluem intrusões graníticas.
Fonte: Ilustração adaptada de MATTE, 2001.

A sutura Galícia-Sul Britânica é a sutura de maior envergadura do Arco Ibero-Armoricano (MATTE, 2001). Está presente a oeste do Maciço Ibérico Central como continuação *offshore* da zona de cisalhamento Coimbra-Córdoba (CC, figuras 18, 19 e 20) e a norte do maciço Central e mais para leste (MATTE, 2001). A falha Coimbra-Córdoba é descrita como uma zona de cisalhamento sinistral, dúctil e intracontinental (Matte, 2001), onde foram descritas lascas de granulitos máficos (ABALOS e GIL-IBARGUCHI, 1989 apud MATTE, 2001). Esta falha é interpretada com sendo do Carbonífero Inferior em Quesada e Dallmeyer (1994 apud MATTE, 2001). Os ofiolitos datam de 400 a 550 Ma, e as rochas de alto grau entre 430 e 360 Ma (MATTE, 1998 apud MATTE, 2001). A zona composta por estas duas feições

estruturais é considerada como a região onde estão enraizadas as *nappes* na Ibéria ocidental, e *nappes* ofiolíticas Sul-Britânicas-Maciço Central.

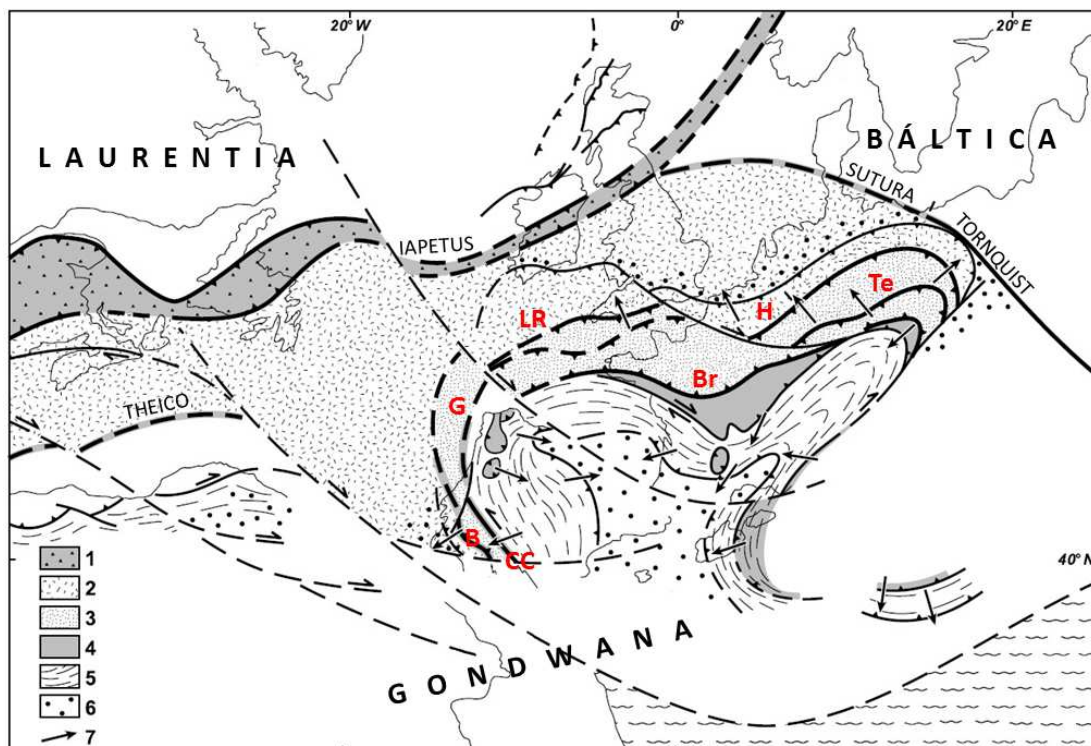


Figura 20 – Possível configuração do cinturão variscano da Europa Ocidental e norte da África no Permiano, em 270 Ma, exibindo as principais estruturas e extensão das microplacas Avalonia e Armorica. 1, Sutura caledoniana do Iapetus e arco de ilha Ordoviciano; 2, Avalonia; 3, Armorica; 4, nappes ofiolíticas enraizadas na sutura Galícia-Sul Britânica; 5, domínio de nappes xistosas, no sul do orógeno; 6, Bacias carboníferas *foredeep*; 7, vergência principal das nappes. Sigla das suturas: LR, Lizard-Reno; H, Herciniana; Br, Sul-Britânica; Te, Tepla; G, Galícia; CC, zona de cisalhamento Coimbra-Cordoba; B, Beja.

Fonte: Ilustração adaptada de MATTE, 2001.

As suturas Tepla e Lizard Reno-Hercínica estão na porção norte do cinturão orogênico (FRANKE, 2001 apud MATTE, 2001). São consideradas as raízes de nappes com vergência para NW, e podem ter sua continuação a sul da Margem Ibérica Continental Ocidental, na zona de cisalhamento Beja, como apresenta o mapa da Figura 20. Ainda segundo o mapa de Matte (2001), a sutura Lizard-Reno poderia ser a continuação de uma sutura tectônica no extremo oeste na margem ibérica offshore (LR, Figura 20), que acompanha a geometria do Arco Ibero-Armoricano.

A região da sutura Beja, também referenciada como Sul-Ibérica (Martínez-Catalán, 2011b) (Figura 18), é caracterizada por vergência SW de suas estruturas

(perfil superior, Figura 19). Está localizada no Maciço Ibérico Central a SW, na Zona de Ossa-Morena. As rochas ofiolíticas presentes na região fazem parte do Complexo Ofiolítico Beja-Acebuches. Apesar de haver uma vasta distância sem afloramentos, esta feição pode ser a continuação de uma das suturas ibero-armorianas germânicas que se encontram em região próxima ao cavalgamento Moldanubiano (MARTÍNEZ-CATALÁN, 2011b, MATTE, 2001) (falha M na Figura 18).

2.2.2 A formação do Orógeno Variscano Europeu Ocidental

Na história de formação do cinturão orogênico variscano na Europa Ocidental, temos um cenário geológico paleozóico com a interação entre Laurentia-Báltica e Gondwana, em movimentação diacrônica convergente. A placa crustal Laurentia-Báltica estava localizada a norte, contendo os terrenos onde hoje se localizam América do Norte e Europa; e a placa crustal Africa-Tethys a sul (RIDING, 1974).

No início do Paleozóico, algumas microplacas, separadas por suturas oceânicas, se encontravam entre as grandes placas Laurentia-Báltica e Gondwana. Durante a movimentação paleozóica, estas microplacas teriam se amalgamado à colisão, sendo que Avalonia e Ibéria-Armorica, na Europa Ocidental, são as massas melhor individualizadas (MATTE, 2001) (mapas das figuras 18 e 20).

A movimentação entre as placas continentais, tanto entre Armorica e Avalonia entre si, como entre estas e Laurentia-Báltica, a norte, e Gondwana, a sul, resultou na abertura de bacias oceânicas. O posterior fechamento destes oceanos resultou na formação do Supercontinente Pangea, através de eventos orogênicos em etapas diacrônicas, que originaram, por exemplo, os orógenos Variscano e Caledoniano (MARTÍNEZ-CATALÁN et al., 2007). O Orógeno Variscano foi gerado como consequência do fechamento do Oceano Rheico, entre Avalonia e Armorica; enquanto que o Orógeno Caledoniano resultou do fechamento do Oceano Iapetus, localizado entre Laurentia, Báltica e Avalonia (MARTÍNEZ-CATALÁN et al., 2007, MATTE, 2001).

Os terrenos de Avalonia e Armorica constituíram as unidades tectono-estratigráficas mais externas dos arcos formados pelo Orógeno Variscano europeu. Na Ibéria Ocidental, o terreno que representa o microcontinente Avalonia é a Zona Sul Portuguesa, e a Zona de Ossa-Morena corresponde ao Armorica.

O terreno Avalonia é limitado, no contato com a América do Norte (Laurentia), pela a sutura do Oceano Iapetus (figuras 20 e 21). O limite NE é definido pela sutura correspondente ao fechamento do oceano entre Avalonia e Báltica, o Oceano Tornquist (MATTE, 2001). A sul, Avalonia é limitado pela sutura de fechamento do Oceano Rheico, que na Ibéria está em Beja, referenciada na Figura 20.

Armorica é localizado entre as zonas de suturas do norte Tepla-Lizard Renana e de Ossa Morena, e as suturas do sul, Galicia-Sul Britânica-Sul Bohemia, Alpes, Maures-Corsica-Sardenia (REY et al., 1997 apud MATTE, 2001). Na Ibéria, Armorica está entre a sutura Beja e a zona de cisalhamento Coimbra-Córdoba (MATTE, 2001). Esta microplaca não é tão bem definida como é Avalonia. Os dados paleomagnéticos não fornecem um posicionamento preciso deste terreno (MATTE, 2001). Além disso, Armorica apresenta fragmentos circundados por suturas oceânicas e eclogitos de assinatura geoquímica MORB (MONTIGNY e ALLÈGRE, 1974 apud MATTE, 2001).

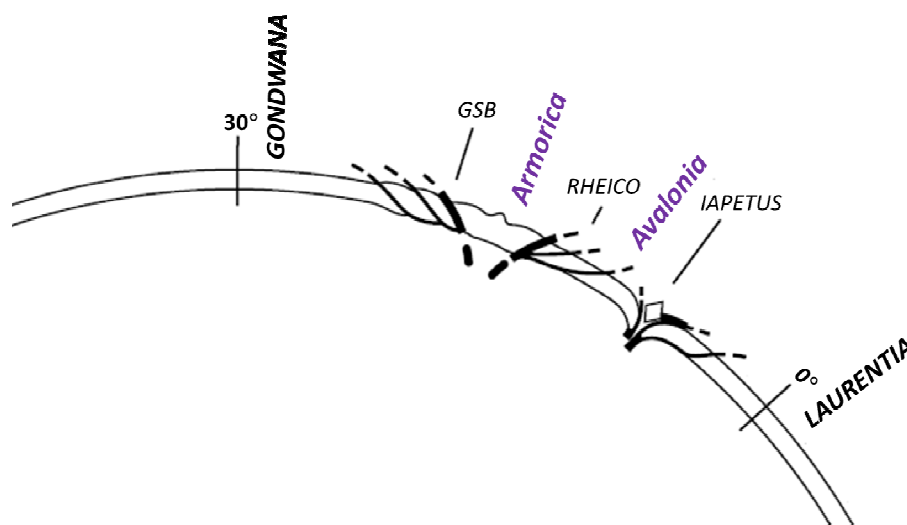


Figura 21 – Desenho esquemático da posição das principais suturas oceânicas entre Gondwana e Laurentia na Ibéria, em 340 Ma (Carbonífero Médio). GSB, sutura Galícia-Sul Britânica.

Fonte: Ilustração adaptada de MATTE, 2001.

2.2.3 A formação do Arco Ibero-Armoricano

Segundo Riding (1974), o modelo de evolução geotectônica para o cinturão inclui uma zona de subducção mergulhando para NW, na margem SE da massa continental América do Norte-Europa; o consumo de crosta oceânica no limite da placa crustal Africa-Tethys, entre o Devoniano Médio e Carbonífero Médio, que