

APLICAÇÃO DOS MÉTODOS GRAVIMÉTRICO E MAGNETOTELÚRICO
NA CONTRIBUIÇÃO DO ENTENDIMENTO DAS ESTRUTURAS
GEOLÓGICAS DA REGIÃO CENTRAL DA BACIA DO PARANÁ,
CENTRO-SUL DO BRASIL.

Victor Carreira

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geofísica do Observatório Nacional/MCTI, como parte dos requisitos necessários à obtenção do Grau de Mestre em Ciências.

Orientador: Dr. Emanuele Francesco La Terra

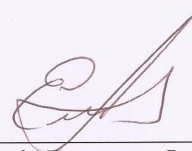
Rio de Janeiro
Dezembro de 2015

“APLICAÇÃO DOS MÉTODOS POTENCIAIS E ELETROMAGNÉTICOS NA
CONTRIBUIÇÃO DO ENTENDIMENTO DAS ESTRUTURAS GEOLÓGICAS DA
REGIÃO CENTRAL DA BACIA DO PARANÁ, CENTRO-SUL DO BRASIL”.

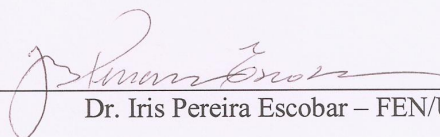
VICTOR RIBEIRO CARREIRA

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-
GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA DO OBSERVATÓRIO NACIONAL COMO PARTE
DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE
EM GEOFÍSICA.

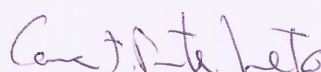
Aprovada por:



Dr. Emanuele Francesco La Terra – ON/MCTI
(Orientador)



Dr. Iris Pereira Escobar – FEN/UERJ



Dr. Cosme Ferreira da Ponte Neto – ON/MCTI

RIO DE JANEIRO – BRASIL

9 DE DEZEMBRO DE 2015

APLICAÇÃO DOS MÉTODOS GRAVIMÉTRICO E MAGNETOTELÚRICO
NA CONTRIBUIÇÃO DO ENTENDIMENTO DAS ESTRUTURAS
GEOLÓGICAS DA REGIÃO CENTRAL DA BACIA DO PARANÁ,
CENTRO-SUL DO BRASIL.

Victor Carreira

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
GEOFÍSICA DO OBSERVATÓRIO NACIONAL/MCTI COMO PARTE DOS
REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE
EM CIÊNCIAS EM GEOFÍSICA.

Examinada por:

Dr. Cosme Ferreira da Ponte Neto, ON

Dr. Iris Escobar, UERJ

Dr. Vanderlei Coelho de Oliveira Junior, ON (Suplente)

RIO DE JANEIRO, RJ – BRASIL
DEZEMBRO DE 2015

Carreira, Victor

Aplicação dos Métodos Gravimétrico e Magnetotelúrico na Contribuição do Entendimento das Estruturas Geológicas da Região Central da Bacia do Paraná, Centro-Sul do Brasil./Victor Carreira. – Rio de Janeiro: ON/MCTI, 2015.

I, 73 p.: il.; 29, 7cm.

Orientador: Dr. Emanuele Francesco La Terra

Dissertação (mestrado) – ON/MCTI/Programa de Pós-graduação em Geofísica, 2015.

Referências Bibliográficas: p. 54 – 61.

1. Bacia do Paraná. 2. Métodos Gravimétrico e Magnetotelúrico. 3. Embasamento. I. , . II. Observatório Nacional/MCTI, Programa de Pós-graduação em Geofísica. III. Título.

*“Não existe vestígio de um começo,
e nem perspectiva de um fim.”*
— JAMES HUTTON

*Aos meus pais, Marília &
Antonio*

Agradecimentos

Primeiramente, gostaria de agradecer a Deus, por ter guiado todos os meus passos.

Ao Dr. Emanuele Francesco La Terra, pela orientação e confiança depositada na realização deste trabalho.

Ao Dr. Sergio Fontes, pelas revisões e dicas valorosas.

Ao Dr. Cosme Ponte e seu orientando Dr. Rodrigo Bijani, pois, sempre guardavam um pouco do seu tempo para ensinar e tirar dúvidas de um mero aspirante ao mestrado.

Ao Dr. Vanderlei Coelho de Oliveira Junior pela sua valorosa contribuição na correção do texto final deste trabalho.

Ao Me. Diogo Coelho e ao Me. Alexandre Himura pela revisão do texto desta dissertação.

A todos os meus amigos da Equipe de Geofísica Aplicada, pela troca de experiência e pela aprendizagem, em especial Dr. Leonardo Miquelutti e Dr. Flora Solon.

Aos professores do Observatório Nacional, pelo ministério de alto nível das disciplinas do curso de geofísica.

Aos técnicos de Campo do Observatório Nacional, pela dedicação e empenho nos trabalhos de campo.

Aos meus pais Marília & Antonio, pelo suporte, carinho e dedicação.

Ao meu irmão Robson Carreira, pelas valorosas trocas de idéias sobre o T_EX.

A todos os meus amigos da sala 107 e adjacências, pelos momentos de descontração, e boas risadas.

Resumo da Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geofísica do Observatório Nacional/MCTI como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M.Sc.)

APLICAÇÃO DOS MÉTODOS GRAVIMÉTRICO E MAGNETOTELÚRICO
NA CONTRIBUIÇÃO DO ENTENDIMENTO DAS ESTRUTURAS
GEOLÓGICAS DA REGIÃO CENTRAL DA BACIA DO PARANÁ,
CENTRO-SUL DO BRASIL.

Victor Carreira

Dezembro/2015

Orientador: Dr. Emanuele Francesco La Terra

Programa: Geofísica

Apresenta-se, nesta dissertação, um modelo geológico – geofísico da região central da bacia do Paraná, obtido a partir principalmente de modelos 2D da variação lateral e em profundidade da densidade, em complementação aos estudos magnetotelúricos que estão sendo promovidos pela Agência Nacional do Petróleo - ANP. O estudo das grandes estruturas do embasamento de bacias sedimentares são de suma importância para o entendimento de sua evolução tectônico-estratigráfica. A Bacia do Paraná, em especial, é uma bacia rasa, com depocentro estimado em 7000 m, aproximadamente. Duas grandes estruturas regionais são marcantes na área de estudo: o Arco de Ponta Grossa, que é uma feição de direção NW-SE; e o alto gravimétrico de Paranapanema, uma alongada anomalia positiva com direção NE-SW. A região contempla ainda grandes derrames de lava representados pelos basaltos da Formação Serra Geral. Intrusões de diques e soleiras de diabásio, que datam principalmente do Cretáceo, são igualmente marcantes na região. Estas intrusões aproveitaram os determinados grupos de lineamentos estruturais pretéritos para se instalarem. A superfície Bouguer da região de estudo foi representada por polinômio de 4º grau, para estimar a profundidade da Moho. O modelo gravimétrico 2D final proposto apresenta bom ajuste, com erro da ordem de 1,7 mGal e inclui a topografia regional. Sua parte mais rasa foi obtida levando em consideração dados de

seis poços estratigráficos existentes na área e ainda integrando vínculos de modelos 1D da resistividade elétrica de novos dados magnetotelúricos medidos em perfil regional. As estruturas mais profundas do modelo, em especial a profundidade da Moho, foram vinculadas a partir de estudos de sísmica de refração profunda, análise da função receptor e dispersão de ondas superficiais. Teste com modelo magnetotelúrico sintético suportam o modelo geológico – geofísico proposto, que apresenta como características mais notáveis, a suavidade da interface crosta- manto, que varia em torno de 42 Km. A crosta superior foi representada por dois blocos que correspondem, na porção noroeste, à crosta continental Pré-cambriana Paranapanema e, na porção sudeste, à uma faixa móvel também Pré-cambriana Rio Apiaí, caracterizada por anomalia gravimétrica residual positiva, em concordância com o contexto tectônico da região já descrito em estudos anteriores. O limite bacia-embasamento, derivado do modelo MT, evidenciou uma superfície fraturada com profundidade média de 5,5 Km. A porção sedimentar é diferenciada em suas já conhecidas super-sequências, mas não resolve os diques e soleiras do perfil estudado.

Abstract of Dissertation presented to Observatório Nacional/MCTI as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.)

APPLICATION OF GRAVIMETRIC AND MAGNETOTELLURIC METHODS
TO UNDERSTANDING THE CONTRIBUTION OF GEOLOGICAL
STRUCTURES IN THE CENTRAL REGION OF PARANÁ BASIN, SOUTH
PORTION OF BRAZIL.

Victor Carreira

December/2015

Advisor: Dr. Emanuele Francesco La Terra

Department: Geophysics

This work aims to define a geological-geophysical model for the central region of the Paraná Basin obtained from models of gravity with lateral variation of depth and density, complementing the magnetotelluric studies that are being promoted by the National Petroleum Agency of Brazil - ANP. Studies of the basement structures in sedimentary basin are important to understand how does the tectonic-stratigraphic evolution occurred. The Paraná Basin is a shallow basin with depocenter estimated at 7000 m. Two major regional structures are prominent in the study area: the Ponta Grossa Arch, which is a feature of NW-SE direction; and the Paranapanema gravimetric high, an elongated positive anomaly with NE-SW direction. The region also includes large lava flows represented by basalts of the Serra Geral Formation. Intrusions of diabase dikes and sills, dating from the Cretaceous Period, are common in the region. These intrusions have settled in certain ancient groups of structural lineaments. The Bouguer surface of the study area was represented by the 4th degree polynomial function to estimate the depth of the Moho. The gravimetric final model proposed shows good fit, with an error of around 1.7 mGal and includes the regional topography. Data from six stratigraphic wells and a 1 D composed model of electric resistivity measured in a magnetotelluric survey were used to modelate the shallow part of the gravimetric model. The model deepest structures, in particular the depth of the Moho, were linked from studies of seismic refraction, analysis of the

receiver function and scattering of superficial waves. Magnetotelluric and gravimetric synthetic tests were created to support the geophysical-geological model proposed, that presents as most notable features a smoothness of the mantle-crust interface, that ranges around 42 Km. The upper crust was represented by two blocks that corresponds, in the northwest portion, to the Paranapanema Precambrian continental crust and, in the southeastern portion, to the Rio Apiaí Precambrian mobile belt that is characterized by a positive residual anomaly of gravity, in accordance with the tectonic context of the region, already described in previous studies. The limit between the basin and the basement was derived from the MT model that revealed a fractured surface with an average depth of 5.5 Km. The sedimentary portion was differentiated in its well known super-sequences.

Sumário

Lista de Figuras	xiii
Lista de Tabelas	xvi
1 Introdução	1
1.1 A Bacia do Paraná	1
1.2 Objetivo	3
2 Método Proposto	4
3 Geologia Regional e Contexto Geotectônico	7
4 Conceitos Teóricos	9
4.1 Princípios básicos da Técnica Gravimétrica	9
4.1.1 O Potencial Gravitacional da Terra Normal	9
4.1.2 Anomalias de Gravidade	10
4.2 Princípios básicos da Técnica Magnetotelúrica	11
4.2.1 As Equações de Maxwell e as Relações Constitutivas	13
4.2.2 O Tensor de Impedância	18
4.2.3 Profundidade de Investigação	18
5 Modelagem e Inversão	20
5.1 Modelagem Direta Gravimétrica	20
5.2 Modelagem Direta MT	25
5.3 Inversão Não-linear	27
5.3.1 Inversão Gravimétrica	29
5.3.2 Inversão Magnetotelúrica 1D	29
6 Resultados e Discussões	31
6.1 Dado Gravimétrico	31
6.1.1 Modelagem gravimétrica sintética	32
6.1.2 Separação regional-residual	35
6.2 Dados Complementares	36

6.2.1	Modelo de Restividades MT Sintético	38
6.2.2	Modelo MT de Resistividades com Dado Real	41
6.3	Modelagem 2D	46
6.3.1	Modelo Regional	46
6.3.2	Modelo Residual	48
7	Conclusões	51
	Referências Bibliográficas	54
A	Correções Gravimétricas	62
A.1	Sobre a Natureza do Dado	62
A.2	Correção de Maré	66
A.3	Correção de Latitude	66
A.4	Correção Eötvös	67
A.5	Correção Ar-livre	67
A.6	Correção de Terreno	68
A.7	Anomalia Bouguer	72

Lista de Figuras

2.1	Metodologia proposta.	6
3.1	Mapa geológico e de localização da área de estudo.	8
4.1	Convenção de orientação de eixos adotada no método magnetotelúrico.	16
4.2	Ilustração do cálculo do Skin Depth para diferentes frequências de observação.	19
4.3	Penetração do sinal MT em função do período de observação.	19
5.1	Aproximação de um corpo tridimensional para uma lâmina empilhada. Cada lâmina é aproximada para um polígono.	21
5.2	A - Sinal produzido por uma fonte gravimétrica centrada em um sistema cartesiano que varia em x de -4500 m até 4500 m, e, em z de 0 m até 5000 m de com estações de medida espaçadas entre si de 100 em 100 metros. B - Polígono de 30 vértices com densidade $3,3g/cm^3$	25
5.3	Modelo de Camadas 1D	27
6.1	Mapa de Anomalia Bouguer da área de estudo. A linha pontilhada em preto indica a localização do levantamento magnetotelúrico coincidente com o modelo gravimétrico. A linha contínua, A-A' indica a localização da seção gravimétrica modelada.	32
6.2	Dimensões do prisma sintético	33
6.3	Dado sintético em malha (a). E, Amostragem de uma seção diagonal (b).	34
6.4	Modelo sintético da componente vertical gravimétrica do prisma. Por convenção do programa GMSYS (Nourthwest Geophysical Associates, Inc., 2000) os valores acima do 0 assumem sinal negativo. Os pontos marcados pelos triângulos representam as estações gravimétricas no plano de altura -5 . Os pontos circulares representam os vértices dos polígonos usados para o cálculo da resposta gravimétrica do modelo de terra.	35

6.5	Análise qualitativa da resposta do filtro polinomial de primeira, de segunda, de terceira e de quarta ordens, em comparação com a curva de Anomalia Bouguer.	36
6.6	Visão panorâmica da compilação e do critério de seleção e de localização dos poços estratigráficos. Os pontos em vermelho representam os poços que foram utilizados na modelagem.	37
6.7	Seção MT1D composta sintética. A linha em vermelho marca o contraste de resistividade entre embasamento e bacia.	39
6.8	Dado sintético da estação MT12 criado para o experimento.	40
6.9	Exemplo do resultado da inversão do dado sintético da estação MT12. No painel a esquerda, valores de resistividade aparente e fase do dado observado. No painel a direita o resultado da inversão 1D de Occam e o modelo de camadas.	40
6.10	Seção MT1D composta sintética. A linha em vermelho representa o embasamento criado pelo modelo de resistividades sintético (Fig. 6.7). Os traços abaixo de cada estação representam os modelos de camadas que foram calculados pelas inversões 1D (Fig. 6.9).	41
6.11	Deslocamento vertical da curva de resistividade aparente para estação 252 (A). Curva de resistividade aparente após a correção galvânica da estação ON-252 (B).	42
6.12	Parâmetros de dimensionalidade da estação ON-252. Os pontos em vermelho são a magnitude do Tipper e os círculos representam a elipsidade.	44
6.13	Seção composta 1D MT.	45
6.14	Limite Crosta-Manto. São ilustradas três divisões baseadas na curva de Anomalia Regional: BGRA (Baixo Gravimétrico Rio Aporé), AGP (Alto Gravimétrico Paranapanema) e BGA (Baixo Gravimétrico Apiaí).	47
6.15	Modelo de densidades da Bacia Sedimentar e do Embasamento. Os blocos criados para o ajuste do modelo são: GB (Grupo Bauru), GC (Grupo Caiuá), FSG (Formação Serra Geral), FB (Formação Botucatu), SGI (Supersequência Gondwana I), SP (Supersequência Paraná), SRI (Supersequência Rio Ivaí), CP (Craton Paranapanema), FMA (Faixa Móvel Apiaí).	49
7.1	Modelo geológico-geofísico interpretado. Em verde, são apresentadas as profundidades médias para o manto superior e o embasamento da Bacia Sedimentar.	51
A.1	Linhas de Voo	63

A.2	Área total de aquisição de dados aerogravimétricos. Célula de interpolação de 225 m.	66
A.3	Representação esquemática da superfície da Terra e o Geóide.	67
A.4	Modelo Digital do Terreno.	69
A.5	Zonas definidas para a correção de terreno utilizada pelo algoritmo GRRECTER GX.	70
A.6	Octante.	70
A.7	Prisma de Nagy.	71
A.8	Seção anelar.	71
A.9	Platô e calota Bouguer	72

Lista de Tabelas

5.1	Modelo 1D.	27
6.1	Tabela de densidades.	37
6.2	Parâmetros do modelo inversão Occam	45
6.3	Parâmetros do modelo 1D de camadas	45
A.1	Levantamento Aerogravimétrico	63
A.2	Principais Estações da RGFB Utilizadas	64

Lista de Símbolos

\vec{H}	Vetor Campo Magnético
\vec{E}	Vetor Campo Elétrico
\vec{B}	Vetor Densidade de Campo Magnético
\vec{D}	Vetor Densidade de Campo Elétrico
\vec{J}	Vetor Densidade de Corrente Elétrica
ρ	Densidade de Carga Elétrica ou Resistividade
ε	Permissividade Elétrica
Υ	Constante de Propagação de Onda
I	Impedância Intrínseca
θ	Colatitude
μ	Permeabilidade Magnética
σ	Condutividade
δ	Skin Depth
Ω	Ohm
f	Frequência
k	Número de Onda
γ	Constante de Gravitação Universal
M	Massa
P	Polinômios Associados de Legendre
β	Constante
α	Densidade
λ	Latitude
U	Potencial
r	Distância
a	Raio Equatorial
J_2	Coefficiente de Elipticidade
ι	Leitura em relação ao norte verdadeiro
ν	Velocidade em nós
$\vec{\zeta}$	Vetor Força
\mathbf{r}	Vetor de Ruídos Aleatórios
\mathbf{I}	Matriz de Identidade
Λ	Parâmetro de Marquardt
\mathbf{res}	Vetor de Resíduos
\mathbf{m}	Vetor de Parâmetros do Modelo
$\mathbf{d}(\mathbf{m})$	Vetor de Dados Preditos
\mathbf{d}	Vetor de Dados Observados
$\Phi(\mathbf{m})$	Função de ajuste de Dados

$\Delta(\mathbf{m})$	Vetor de Correções Iterativo
\mathbf{A}	Matriz Sensibilidade
\mathbf{W}	Matriz de Pesos
\mathbf{D}	Matriz Suavidade
Γ	Parâmetro de Regularização

Lista de Abreviaturas

ON	Observatório Nacional
MT	Magnetotelúrico
EM	Eletromagnético
ANP	Agência Nacional do Petróleo
IGRF	International Geomagnetic Reference Field
IAG	International Association of Geodesy
IUGG	International Union of Geodesy and Geophysics
RGFB	Rede Gravimétrica Fundamental Brasileira
WGS84	World Geodetic System 1984
MDT	Modelo Digital de Terreno
Moho	Superfície de Mohorovičić
Ma	Milhões de Anos
BGRA	Baixo Gravimétrico Rio Aporé
AGP	Alto Gravimétrico Paranapanema
BGP	Baixo Gravimétrico Apiaí
GB	Grupo Bauru
GC	Grupo Caiuá
FSG	Formação Serra Geral
FB	Formação Botucatu
SGI	Supersequência Gondwana I
SP	Supersequência Paraná
SRI	Supersequência Rio Ivaí
CP	Cráton Paranapanema
FMA	Faixa Móvel Apiaí
RMS	Root Mean Square
NW	Northwest
SE	Southeast

Capítulo 1

Introdução

1.1 A Bacia do Paraná

A Bacia sedimentar do Paraná está localizada no centro-sul da América do Sul (Fig. 3.1) e engloba uma área de aproximadamente $1.100.000 \text{ Km}^2$, dentro do território brasileiro. Distribui-se ainda pela República do Paraguai, Uruguai e Argentina, por cerca de 100.000 Km^2 (Zalan and Wolf, 1987).

Caracteriza-se como uma bacia do tipo intraplataformal, localizada sob uma litosfera rígida, do tipo continental e possui formato ovalado (Cordani et al., 1984). Sua história evolutiva teve início no Cambriano e insere-se em um contexto de bacia cratônica marginal, sob domínio flexural de crosta (Borghi, 2002).

Apresenta a profundidade de cerca de 7000 metros, no depocentro, e é preenchida por um pacote de rochas sedimentares do Paleozóico e do Mesozóico. Derrames de lavas deram origem as rochas basálticas do Cretáceo cobrindo boa parte da superfície da bacia, chegam a espessuras de 1700 metros. As intrusivas estão presentes na bacia, marcadas por diques e sills, também do Cretáceo. Os diques formam um cinturão de afloramentos que bordejam a bacia nas seções Nordeste, Leste, Sul e Oeste e cobrem boa parte da superfície (Milani et al., 2007) *apud* (Borghi, 2002).

A bacia é delimitada na borda nordeste pelo arco do Alto Parnaíba, na borda leste pelo Arco de Ponta-Grossa, na borda Sul o Arco do Rio Grande, unindo-se a noroeste com o Arco de Assunção, dando origem a borda oeste. A borda noroeste é limitada pelo Arco de São Vicente (Zalan and Wolf, 1987).

O histórico de exploração da bacia é vasto. As primeiras informações levantadas datam do século XIX, em São Paulo. Na segunda metade do século XX, Schneider et al. (1974) propõe uma revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. Zalan and Wolf (1987) subdivide a bacia de acordo com os ciclos de subsidência em cinco sequências deposicionais que são redefinidas em super-sequências por Milani et al. (2007). Neste mesmo período diversos levantamentos geofísicos potenciais são realizados na região

dando origem as primeiras interpretações no tocante a evolução do embasamento da Bacia do Paraná, merecendo destaque para os trabalhos de [Cordani et al. \(1984\)](#), [Quintas \(1995\)](#), [Vidotti et al. \(1998\)](#), [Hawkesworth et al. \(2000\)](#). Trabalhos como o de [Assumpção et al. \(2013\)](#), [Detzel et al. \(2015\)](#), [França and Assumpção \(2004\)](#) e [Lloyd et al. \(2010\)](#) são importantes marcos para o entendimento da variação crustal no Brasil. Na região central da bacia, área de estudo, merecem destaque os métodos eletromagnéticos e magnéticos de [Menezes and Travassos \(2004\)](#), [Padilha et al. \(2015\)](#), [Bologna et al. \(2013\)](#) e [Ussami et al. \(1991\)](#).

Este trabalho tem por motivação principal a criação de um modelo de densidades que esteja em concordância com a geologia prescrita para região. Para que seja possível a construção de um modelo geologicamente consonante foram adicionados outros vínculos geofísicos diminuindo em parte a ambiguidade gerada quando somente um tipo de método é empregado.

A modelagem e inversão geofísica 2D ([Marquardt, 1963](#); [Talwani, 1960](#); [Talwani et al., 1959](#); [Won, 1987](#)) foi empregada para delinear a geologia de subsuperfície, buscando gerar modelos com bom ajuste entre os dados gravimétricos observados e estimados. A fim de contribuir na interpretação de um modelo mais fidedigno a realidade geológica de subsuperfície, diversos modelos e dados geofísicos multimétodos foram empregados na modelagem 2D, tais como: modelo inverso de resistividade 1D; dados de 6 poços estratigráficos. Também foi utilizada uma compilação de valores de profundidade da Moho baseada em dados de sismologia (estudos de sísmica de refração profunda, análise da função receptor, dispersão de ondas superficiais) para a interpretação e modelagem gravimétrica ([Assumpção et al., 2013](#); [França and Assumpção, 2004](#); [Lloyd et al., 2010](#)).

A fim de se testar a metodologia de amostragem gravimétrica através de uma malha de dados e modelagem de um corpo 3D em uma seção de densidades 2D foi gerada uma anomalia de densidade em um corpo simples na forma de um prisma, que resultou em um dado de anomalia de gravidade vertical g_z amostrado na forma de uma seção diagonal. Os dados desta seção diagonal foram modelados e invertidos através da aproximação da superfície para um polígono que representa a melhor resposta de ajuste ao dado observado ([Marquardt, 1963](#); [Talwani, 1960](#); [Talwani et al., 1959](#); [Won, 1987](#)).

Como teste da resposta da metodologia de inversão 1D de Occam ([Constable et al., 1987](#)) a um embasamento complexo, um modelo sintético de resistividade foi proposto para uma bacia tipo sinéclise com embasamento contendo *Horsts* e *Grabens*.

Este estudo gerou um modelo geológico-geofísico estratificado para a região, baseado na informação de gravimétrica e nos demais vínculos geofísicos.

A região de estudo (Fig. 3.1) ocupa a porção central da Bacia do Paraná, entre

os paralelos geográficos 21° e 24° S, 54° e 50°W, entre os estados do Mato Grosso do Sul, São Paulo e Paraná. Os dados são oriundos do aerolevantamento gravimétrico 9.123/08 – ANP – 004.952 realizado entre 6 de abril de 2009 até 23 de maio de 2010. Além de dados magnetotelúricos gerados por levantamento terrestre adquiridos pela ANP e acompanhados pelo Observatório Nacional. E dados de poços públicos obtidos através do bando de dados do BNDG aonde foram retirados informações de topo e base de camadas e densidade que compuseram uma tabela de densidades, utilizada no modelo gravimétrico residual.

1.2 Objetivo

O objetivo desta dissertação é contribuir para o entendimento do arcabouço do embasamento e da bacia sedimentar através da criação de uma seção gravimétrica interpretada que utiliza vínculos geofísicos multi-métodos.

O processamento dos dados gravimétricos e eletromagnéticos fez-se mediante o software Oasis Montaj da *Geosoft*[®] (Whitehead, 2010; Whitehead and Musselman, 2005), *WinGLink*[®] (Geosystem, 2011), além de algoritmos escritos em Matlab, Fortran 95, e, Python (Uieda et al., 2013, 2014). Processou-se dados aéreos gravimétricos. Dados de poços, de levantamento magnetotelúrico e sismologia complementaram a pesquisa para geração do modelo geológico-geofísico final da região Central da Bacia do Paraná.

A proposta de trabalho de mestrado apresentada a seguir é o resultado da coleta de dados gravimétricos aéreos cedida pela ANP, no âmbito do projeto, ao longo de 6 de Abril de 2009 a 23 de Maio de 2010, inclui-se a estes, dados perfis compostos. Além de dados terrestres magnetotelúricos recentemente levantados através do termo de cooperação técnica entre o ON e a ANP, número 001/2013-ANP.

Capítulo 2

Método Proposto

Dados da anomalia Bouguer contêm anomalias sobrepostas de várias fontes causativas, tanto rasas como profundas. Anomalias suaves de ampla extensão lateral ou grande comprimento de onda são devidas às características geológicas regionais, associadas às estruturas profundas e são denominadas anomalias regionais. Anomalias de curta extensão lateral ou de curto comprimento de onda são relacionadas as massas anômalas rasas, denominadas residuais ([Castro et al., 2011](#); [Osako et al., 2011](#)).

Em estudos regionais é desejável remover anomalias de pequenas extensões laterais, evidenciando-se grandes estruturas. Elas são importantes para a compreensão das estruturas geológicas internas profundas do planeta, em especial a interface crosta e manto denominada Moho. Em estudos mais rasos é costumeiro remover o efeito regional dos dados de gravidade para isolar características geológicas estruturais menores que podem ser de interesse comercial para exploração ou para o entendimento de estruturas da crosta mais rasa. E o conhecimento geológico é essencial para a interpretação das anomalias residuais. Em bacias sedimentares, anomalias comprimento de onda curto ou intermediário, podem surgir a partir de estruturas relacionadas a reservatórios de petróleo ou gás natural. Portanto, é importante separar os dados de gravimetria em regional e residual, objetivando-se estudos mais direcionados. Para isso, tanto técnicas gráficas como o emprego de métodos analíticos quantitativos de análise como o ajuste polinomial, séries de Fourier, filtragens, entre outros, são utilizados para separar campos residuais e regionais associados às características geológicas rasas das profundas respectivamente ([Beltrão et al., 1991](#)).

Para a modelagem da seção gravimétrica 2D do limite crosta inferior-manto superior foi necessário remover dos dados da anomalia Bouguer Total, o campo residual, resultando o campo regional. Isto foi feito através de uma linha de tendência calculada por um ajuste de mínimos quadrados de um polinômio de quarto grau que se ajustou aos valores médios de gravidade que representa a maior parte dos da-

dos regionais. Essa superfície que representa o campo regional da área de estudo foi utilizada para criação do modelo ajustado às anomalias regionais associadas às estruturas geológicas profundas, como a Moho. Para a profundidade da Moho também foram utilizados dados compilados dos trabalhos dos autores [Lloyd et al. \(2010\)](#), [França and Assumpção \(2004\)](#), [Assumpção et al. \(2013\)](#) e [Detzel et al. \(2015\)](#).

Afim de se correlacionar às características geológicas rasas, os valores residuais do campo anômalo da gravidade foram calculados, a partir da subtração dos dados da anomalia Bouguer, do polinômio que se ajustou ao campo regional.

Modelos geofísicos não possuem solução única e, portanto, apresentam possíveis ambiguidades e dificuldades na interpretação podendo ser ajustados aos dados observados através de diferentes modelos. Portanto, é de grande importância correlacionar informações fornecidas por diferentes métodos geofísicos, buscando reduzir incertezas. Para se chegar a um modelo crustal de entendimento mais próximo da realidade geológica diferenciando os principais blocos crustais, seus limites laterais e em subsuperfície da Bacia do Paraná foi utilizada neste estudo a técnica de modelagem gravimétrica 2D.

Dados aerogravimétricos, integrados a resultados de modelos geofísicos advindos de levantamentos sismológicos, magnetotelúricos (MT) e de perfilagem de poços foram integrados na modelagem. Esta metodologia se mostra interessante no estudo de blocos crustais, por apresentarem contrastes das propriedades físicas de densidade, velocidade das ondas elásticas e resistividade ([Telford and Sheriff, 1993](#)).

O modelo final gravimétrico levou em conta a topografia e foi adotado o seguinte procedimento: a) a partir dos dados da anomalia de Bouguer do campo regional corrigido modelaram-se os limites das estruturas da Moho, somado aos dados de bibliografia ([Assumpção et al., 2013](#); [Castro et al., 2014](#); [França and Assumpção, 2004](#); [Lloyd et al., 2010](#)); b) a partir dos dados de anomalia de Bouguer do campo anômalo residual, já estando fixadas no modelo da Moho, foram ajustadas as características das fontes rasas, tendo como base na seção composta dos modelos de inversão 1D MT, literatura geológica e perfilagem de poços ([Milani and Zalan, 1999](#); [Milani and Ramos, 1998](#); [Zalan and Wolf, 1987](#)).

Foram testadas hipóteses mais simples em testes controlados que validaram as respostas encontradas nos modelos gerados nos dados reais. Primeiramente, um teste elucidativo com um prisma possuindo uma anomalia gravimétrica vertical, g_z , seccionado na sua diagonal foi modelado com o objetivo de se estudar os limites que a técnica de modelagem gravimétrica 2D impõe, partindo do princípio que existe informação a priori sobre o corpo que gerou a anomalia.

Em seguida, foi testada a viabilidade do uso do modelo 1D de resistividade elétrica sintético para discretizar de forma adequada a superfície complexa do embasamento.

O fluxograma apresentado na Fig. 2.1 mostra a rotina de trabalho empregada na elaboração do modelo geológico-geofísico interpretado.

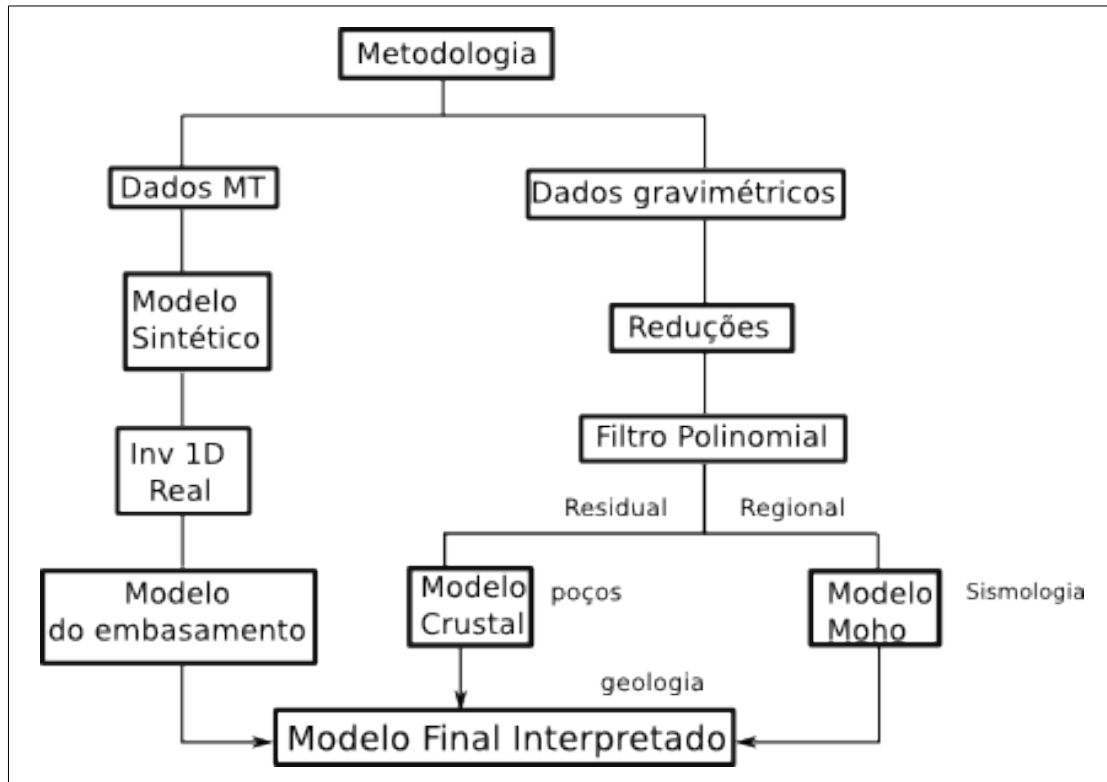


Figura 2.1: Metodologia proposta.

Capítulo 3

Geologia Regional e Contexto Geotectônico

A Bacia do Paraná desenvolveu-se sobre uma área de escudo do continente Gondwana Sul e é composta por uma série de núcleos cratônicos, rodeados por vários cinturões móveis e cobertos por bacias molássicas, que foram desenvolvidas durante o ciclo termo-tectônico Brasileiro que se estendeu desde o neoproterozóico até o Ordoviciano. A deformação decorrente deste ciclo teve início entre 700 Ma e 650 Ma, sendo que a maior parte das intrusões de granitos que podemos observar na Bacia, situou-se dentro do limite entre o Proterozóico e o Paleozóico (cerca de 570 Ma) com resfriamento durante o Cambro-Ordoviciano entre 500 – 450 Ma ([Hawkesworth et al., 2000](#); [Zalan and Wolf, 1987](#)).

O embasamento que circunda a Bacia do Paraná é dividido em: margem Leste/Sudeste, representado pelas faixas Dom Feliciano e Ribeira, de idade Brasileira e de direção NE-SW, separados por um núcleo cratônico designado Rio de La Plata/ Luiz Alves; margem Norte/Nordeste, representada pela faixa Uruaçu, de idade mesoproterozóica, de direção NW e por dois maciços arqueanos (Guaxupé e Goiás) remobilizados durante o ciclo Brasileiro; margem Oeste/Noroeste representada pela faixa de dobramentos Paraguai/Araguaia, também do ciclo Brasileiro, que delimita o extremo da borda Noroeste da Bacia ([Borghini, 2002](#); [Hawkesworth et al., 2000](#)).

Dentre os principais grupos de estruturas, nota-se três grupos de lineamentos de direções preferenciais NW-SE, E-W e NE-SW, representando cada um evento termo-tectônico distinto. O conjunto de lineamentos NW-SE são os mais antigos e estão relacionados ao evento termo-tectônico do Transamazônico, e, as zonas de falhas geológicas associadas a este evento foram reativadas durante o rifteamento do Atlântico Sul, no Cretáceo. Os lineamentos E-W, tiveram início a partir do Triássico e são paralelos às zonas de fratura oceânica, sugerindo uma ligação com o desenvolvimento do Atlântico Sul. Os lineamentos NE-SW são derivados do evento termo-tectônico Brasileiro e de seus cinturões móveis associados. Este último con-

junto de lineamentos é isento de diques de basalto (Milani and Zalan, 1999).

O registro estratigráfico da Bacia do Paraná é formado por pacote sedimentar e magmático de espessura máxima em torno de 7000 m, que coincide geograficamente com o depocentro estrutural da sinéclise e com a calha do rio paraná (Milani and Ramos, 1998). O registro estratigráfico da Bacia do Paraná é dividido em seis unidades de ampla escala ou supersequências (Vail et al., 1977) na forma de pacotes rochosos com intervalos temporais de algumas dezenas de milhões de anos de duração e envelopados por superfícies de discordância de caráter inter-regional: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo). As três primeiras supersequências são representadas por sucessões sedimentares que definem ciclos transgressivos e regressivos ligados às oscilações do nível relativo do mar, durante o Paleozóico, ao passo que as demais correspondem a pacotes de sedimentos continentais com rochas ígneas associadas. As unidades formais da litoestratigrafia, quais sejam os grupos, formações e membros comumente utilizados na descrição do arranjo espacial dos estratos da bacia, inserem-se como elementos particularizados neste arcabouço aloestratigráfico de escala regional (Milani et al., 2007).

O mapa geológico-estrutural (Fig. 3.1) apresenta as formações aflorantes bem como as principais lineamentos e o Arco de Ponta Grossa (Bizzi et al., 2003).

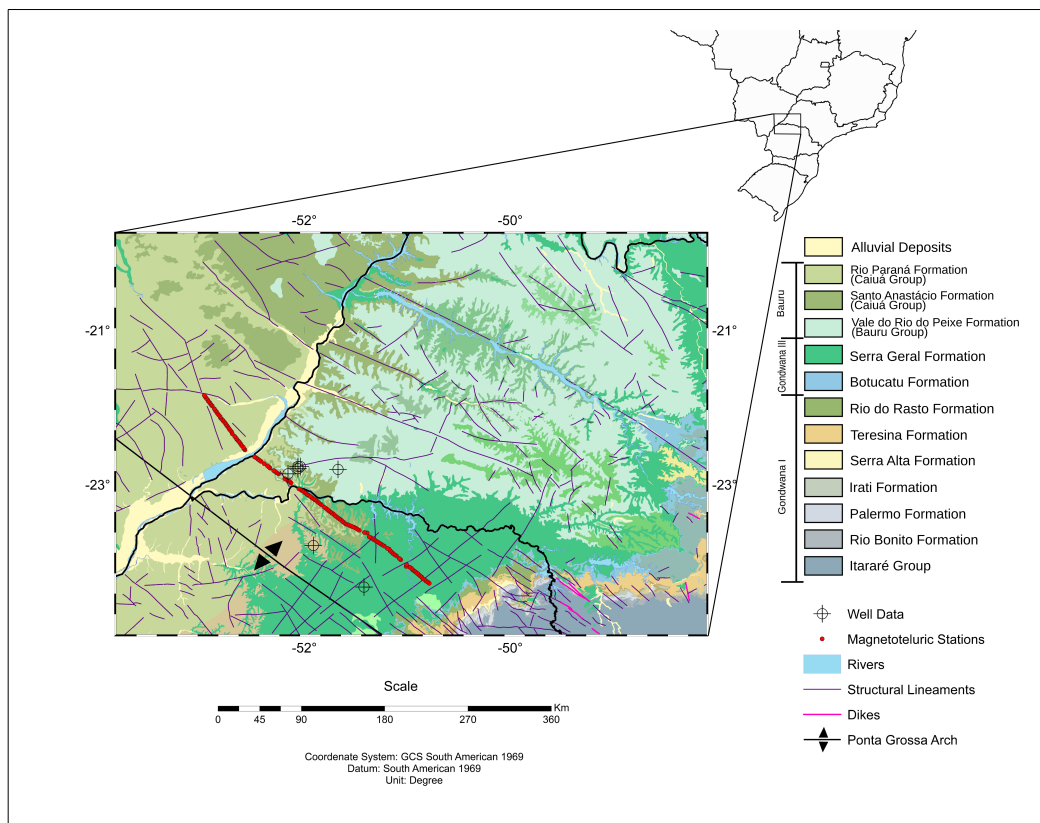


Figura 3.1: Mapa geológico e de localização da área de estudo.

Capítulo 4

Conceitos Teóricos

O terceiro capítulo desta dissertação tem como objetivo discorrer sobre a teoria envolvida na criação do modelo final. Os dados de gravimetria compõem o principal elemento para a criação do modelo. Os demais dados que compuseram o modelo final entraram como dados complementares.

4.1 Princípios básicos da Técnica Gravimétrica

A prospecção gravimétrica envolve medidas da variação do campo gravitacional na Terra, tendo como objetivo principal achar contrastes de densidade, em subsuperfície.

A lei física que rege o método gravimétrico é dado pela lei da Gravitação Universal, que foi primeiramente postulada por Newton, com o objetivo de explicar o movimento dos planetas. Ela declara que se duas partículas de massas distintas m_1 e m_2 estão separadas por uma distância r , então a magnitude $\vec{\zeta}$, que descreve a força de atração entre as duas partículas é definida como: (Blakely, 1995)

$$\vec{\zeta} = \gamma \frac{m_1 m_2}{r^2} \cdot \hat{\mathbf{r}} \quad (4.1)$$

Onde a constante γ , é definida como a constante universal da gravidade, e é igual a $\gamma = 6,672 \times 10^{-11} m^3 kg^{-1} s^{-2}$

4.1.1 O Potencial Gravitacional da Terra Normal

Devido a forma irregular do geóide¹, torna-se usual representá-lo por uma superfície de geometria regular. Essa superfície equipotencial é definida através de

¹Geóide é a superfície equipotencial do campo da gravidade materializado aproximadamente pelo nível médio dos mares, sem os efeitos das correntes oceânicas, clima, e, forças de maré.

acordos internacionais e é chamada de elipsóide de referência ². As diferenças entre a altura do geóide e do elipsóide geralmente não ultrapassam 50m e refletem a variação lateral de massa cuja representação é dada pelo modelo de densidade uniforme (Blakely, 1995). E chama-se Terra Normal aquela delimitada pelo elipsóide de referência, dotada de massa e velocidade angular de rotação iguais a da Terra.

O potencial gravitacional da Terra Normal pode ser obtido, segundo a Eq. 4.2:

$$U_g = \frac{\gamma M}{r} \left[\beta_0^0 P_0^0(\theta) + \beta_1^0 \left(\frac{a}{r}\right) P_1^0(\theta) + \beta_2^0 \left(\frac{a}{r}\right)^2 P_2^0(\theta) + \dots \right] \quad (4.2)$$

Onde M é a massa total do elipsóide, a é o raio equatorial, e θ é a colatitude. Ao se considerar uma Terra Normal a ordem $m = 0$ e apenas os termos de graus n pares são considerados. Ao realizar a expansão em harmônicos esféricos é possível identificar vários termos, que descrevem o potencial gravitacional de um conjunto idealizado de massas (monopolos, dipolos, e assim sucessivamente), que estão centradas na origem. O primeiro termo desta expansão expressa a atração gravitacional de uma esfera com massa M a uma distância r do seu centro. Enquanto que $n = 2$ expressa o coeficiente de elipticidade, J_2 .

4.1.2 Anomalias de Gravidade

O isolamento das anomalias de gravidade causadas por variações locais de densidade envolvem uma série de correções na gravidade observada.

As anomalias de gravidade são calculadas nos elipsóides de referência, contudo envolvem várias correções que são relativas ao nível do mar, *geóide*. Isto é uma inconsistência que é ignorada para a maioria dos estudos de anomalia crustal. Assume-se, desta forma, que gravidade normal representa a gravidade teórica no geóide. Esta aproximação é aceitável para a maioria dos estudos geológicos, contudo, se a escala do levantamento for maior que a escala de ondulação do geóide, essa diferença, entre o elipsóide de referência e o geóide, deve ser considerada nos cálculos de da gravidade normal.

A melhor forma de ilustrar a série de correções que são feitas é através da Eq. 4.3 (Blakely, 1995).

²Elipsóides de Referência: são superfícies matemáticas equipotenciais que estariam ligadas a um elipsóide de revolução que representaria uma Terra uniformemente densa.

$$\begin{aligned}
\text{Gravidade observada} &= \text{Gravidade Normal (que inclui a componente centrífuga)} \\
&+ \text{Efeito da elevação acima do nível do mar (free air)} \\
&+ \text{Efeito da massa normal acima do nível do mar (Bouguer e terreno)} \\
&\quad + \text{Efeito de maré(Atração luni-solar)} \\
&\quad + \text{Efeito da plataforma móvel (Eötvös)} \\
&+ \text{Efeitos das massas que dão suporte as cargas topográficas (Isoestática)} \\
&\quad + \text{Efeito da crosta e do manto superior (geologia)}
\end{aligned}
\tag{4.3}$$

O objetivo é isolar os efeitos de densidade relativos a crosta e ao manto superior dos demais termos. Contudo, esta parte corresponde a cerca de 0,01% ou 100mGal da gravidade observada. Os gravímetros portáteis são capazes de mensurar variações de gravidade de 0,01mGal (Telford and Sheriff, 1993).

Nas aplicações da gravimetria, os valores medidos da aceleração da gravidade estão sujeitos a diferentes tipos de redução. Nesta dissertação, é adotada a abordagem de Stokes para o cálculo das anomalias de gravidade. Ou seja, as anomalias de gravidade representam valores de contorno no geóide.

A Eq. 4.3 pode ser escrita de acordo com a Eq. 4.4.

$$\Delta g = g_0 - \psi \tag{4.4}$$

Onde Δg é a anomalia de gravidade, g_0 é a gravidade observada na superfície da Terra, e ψ é o valor de gravidade calculado incluindo todas as correções gravimétricas. Os detalhes sobre as reduções gravimétricas realizadas nesse trabalho podem ser encontradas do apêndice A.

4.2 Princípios básicos da Técnica Magnetotelúrica

O método magnetotelúrico é um método não-invasivo no domínio da frequência capaz de estimar o contraste de resistividade em subsuperfície a partir de medidas simultâneas na superfície do terreno dos campos elétricos e magnéticos naturais. Realiza investigações desde a superfície do terreno até pouco mais de uma centena de quilômetros em profundidade.

A fonte de sinal do método envolve a medição da variação natural dos campos

elétricos e magnéticos em subsuperfície da Terra, resultantes, principalmente, de tempestades elétricas, na baixa atmosfera, que são a causa dominante dos campos eletromagnéticos entre 1 Hz e 10 kHz, Contudo, os campos eletromagnéticos abaixo de 1 Hz se originam primariamente na magnetosfera terrestre (Figueiredo, 1997)

O princípio teórico é fundamentado na teoria eletromagnética, e, nas equações de Maxwell. Afim de se considerar o fenômeno de indução eletromagnética na Terra, são necessárias algumas considerações, que são listadas a seguir: (Fiona and Bahr, 2005)

1. As equações de Maxwell são obedecidas;
2. Todos os campos gerados são considerados conservativos e analiticamente afastados de suas fontes;
3. A fonte do campo eletromagnético utilizado no método MT é gerada principalmente por sistemas de correntes localizados na ionosfera, que estão relativamente afastados da superfície da Terra. Esta é tratada como sendo uma onda eletromagnética plano-polarizada, uniforme, e, que vai de encontro a superfície da Terra verticalmente;
4. Não há acúmulos de cargas livres dentro da Terra em camadas. Em uma Terra multi-dimensional as cargas podem ser acumuladas ao longo das descontinuidades. Isto é a fonte de geração de um fenômeno não-indutivo conhecido como *static shift*;
5. A carga é conservativa e se comporta como um condutor ôhmico, e, obedece a equação $\vec{J} = \sigma \vec{E}$. Onde, \vec{J} é mensurado em Am^2 , e, σ em Sm^{-1} , e, \vec{E} em Vm^{-1} ;
6. O deslocamento de campo elétrico é considerado praticamente estático para levantamentos MT. Entretanto, o deslocamento de correntes variantes no tempo (originárias nos efeitos de polarização) são desprezíveis comparadas com as variações das correntes de condução variantes no tempo. Isto promove o tratamento da indução eletromagnética, na Terra, puramente através de processos de difusão;
7. Quaisquer variações nas permissividades elétricas e nas permeabilidades magnéticas existentes nas rochas são consideradas desprezíveis comparadas a variações de condutividades na rocha como um todo.

4.2.1 As Equações de Maxwell e as Relações Constitutivas

A teoria eletromagnética pode ser descrita através das equações de Maxwell na sua forma diferencial:

$$\nabla \times \vec{E} = \frac{-\partial \vec{B}}{\partial t} \rightsquigarrow (\text{Lei de Faraday}) \quad (4.5)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \frac{-\partial \vec{D}}{\partial t} + \vec{J} \rightsquigarrow (\text{Lei de Ampere}) \quad (4.6)$$

$$\nabla \times \vec{B} = 0 \rightsquigarrow (\text{Lei de Gauss}) \quad (4.7)$$

$$\nabla \times \vec{D} = \rho \rightsquigarrow (\text{Lei de Gauss}) \quad (4.8)$$

E, as suas relações constitutivas, que relacionam as Equações de Maxwell com o meio geológico:

$$\vec{D} = \varepsilon \vec{E} \quad (4.9)$$

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (4.10)$$

$$\vec{J} = \rho \vec{E} \quad (4.11)$$

Onde \vec{E} é o vetor campo elétrico, \vec{H} é o vetor campo magnético, \vec{D} é o vetor densidade de campo elétrico, \vec{B} é o vetor densidade de campo magnético, \vec{J} é o vetor densidade de corrente elétrica, ρ é a densidade de carga elétrica, ε é a permissividade elétrica e μ é a permeabilidade magnética.

A impedância intrínseca correlaciona as grandezas elétricas com as grandezas magnéticas. Portanto, ao se considerar a onda variando harmonicamente, no tempo, $E = E_0 e^{-i\omega t}$, e, partindo da Eq. 4.5, temos:

$$\nabla \times \vec{E} = \frac{-\partial(\mu \vec{H})}{\partial t} \quad (4.12)$$

Onde a Eq. 4.9 foi substituída na Eq. 4.5. Nota de rodapé ³
Logo, a Eq. 4.12 pode ser reescrita da forma:

$$\nabla \times \vec{E} = i\omega\mu\vec{H} \quad (4.13)$$

Resolvendo o rotacional, tem-se:

$$\begin{bmatrix} \hat{x} & \hat{y} & \hat{z} \\ \frac{\partial}{\partial x} & \frac{\partial}{\partial y} & \frac{\partial}{\partial z} \\ E_x & E_y & E_y \end{bmatrix} = i\omega\mu\vec{H}$$

$$\frac{\partial E_z}{\partial y}\hat{x} + \frac{\partial E_x}{\partial z}\hat{y} + \frac{\partial E_y}{\partial x}\hat{z} - \frac{\partial E_x}{\partial y}\hat{z} - \frac{\partial E_y}{\partial z}\hat{x} - \frac{\partial E_z}{\partial x}\hat{y} = i\omega\mu(H_x\hat{x} + H_y\hat{y} + H_z\hat{z}) \quad (4.14)$$

Onde:

$$\vec{H} = (H_x\hat{x} + H_y\hat{y} + H_z\hat{z}) \quad (4.15)$$

$$\vec{E} = (E_x\hat{x} + E_y\hat{y} + E_z\hat{z}) \quad (4.16)$$

A partir da Eq. 4.14, tem-se três equações escalares:

$$\frac{\partial E_z}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial z} = i\omega\mu H_x \quad (4.17)$$

$$\frac{\partial E_x}{\partial z} - \frac{\partial E_z}{\partial x} = i\omega\mu H_y \quad (4.18)$$

$$\frac{\partial E_y}{\partial x} - \frac{\partial E_x}{\partial y} = i\omega\mu H_z \quad (4.19)$$

Substituindo a Eq. 4.9 na Eq. 4.6 tem-se:

$$\nabla \times \vec{H} = \frac{\varepsilon\vec{E}}{\partial t} + \vec{J} \quad (4.20)$$

Substituindo a Eq. 4.11 na Eq. 4.6, tem-se:

$$\nabla \times \vec{H} = \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} + \vec{E}\sigma \quad (4.21)$$

³: $\frac{\partial \vec{E}}{\partial t} = \frac{\partial(Ee^{-i\omega t})}{\partial t} = E \frac{\partial e^{-i\omega t}}{\partial t} = -i\omega e^{-i\omega t} \rightarrow \frac{\partial}{\partial t} = -i\omega.$

OBS⁴ Ao substituir a Eq. 4.9 na Eq. 4.21, tem-se:

$$\nabla \times \vec{H} = -i\omega\varepsilon\vec{E} + \sigma\vec{E}$$

$$\nabla \times \vec{H} = (\sigma - i\omega\varepsilon)\vec{E} \quad (4.22)$$

Aplicando o rotacional em ambos os membros da Eq. 4.22, tem-se:

$$\nabla \times (\nabla \times \vec{H}) = \nabla \times (\sigma - i\omega\varepsilon)\vec{E}$$

$$\nabla \times (\nabla \times \vec{H}) = (\sigma - i\omega\varepsilon)\nabla \times \vec{E}$$

$$\nabla(\nabla \cdot \vec{H}) - \nabla^2 \vec{H} = (\sigma - i\omega\varepsilon)i\omega\mu_0\vec{H} \quad (4.23)$$

A partir da Eq. 4.7 com a substituição da Eq. 4.11, a Eq. 4.23 pode ser escrita como:

$$\nabla^2 \vec{H} + (\sigma - i\omega\varepsilon)i\omega\mu_0\vec{H} = 0 \quad (4.24)$$

Reescrevendo a Eq. 4.24, tem-se:

$$\nabla^2 \vec{H} + k^2 \vec{H} = 0 \quad (4.25)$$

Onde,

$$k^2 = (\sigma - i\omega\varepsilon)i\omega\mu_0 = \overset{\text{difusão}}{i\omega\sigma\mu_0} + \overset{\text{reflexão}}{\cancel{\omega^2\varepsilon\mu_0}} \quad (4.26)$$

Onde k é chamado número de onda. Considerando que o método MT possui campo difuso para frequências menores que 20 kHz, o tratamento matemático para a penetração do campo eletromagnético pode ser considerado em termos da difusão dos campos eletromagnéticos. Na metodologia magnetotelúrica á adotado por convenção o norte como sendo o eixo x , o leste como sendo o eixo y .

$$\vec{E} = E_x\hat{x} + E_y\hat{y} + E_z\hat{z} \quad (4.27)$$

⁴A relação entre condutividade e resistividade é dada pela expressão $\sigma = \frac{1}{\rho}$. E, a Eq. 4.11 pode ser reescrita da forma $\vec{J} = \frac{\vec{E}}{\rho}$.

$$\vec{H} = H_x \hat{x} + H_y \hat{y} + H_z \hat{z} \quad (4.28)$$

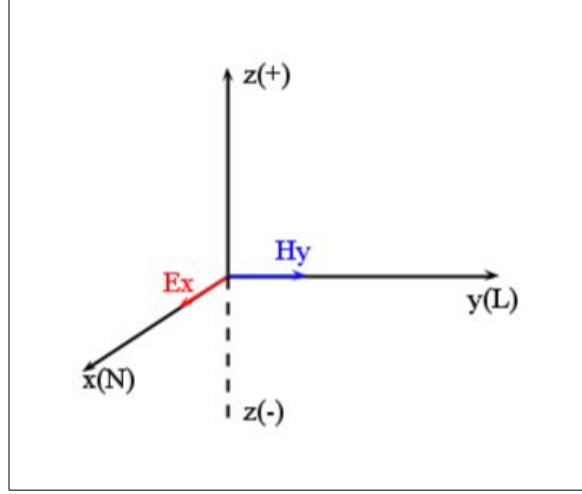


Figura 4.1: Convenção de orientação de eixos adotada no método magnetotelúrico.

A partir da Eq. 4.18 e da Eq. 4.28, temos que:

$$\frac{\partial E_x}{\partial z} = i\omega\mu_0 H_y \quad (4.29)$$

Desenvolvendo a Eq. 4.6, tem-se:

$$\begin{bmatrix} \hat{x} & \hat{y} & \hat{z} \\ \frac{\partial}{\partial x} & \frac{\partial}{\partial y} & \frac{\partial}{\partial z} \\ H_x & H_y & H_y \end{bmatrix} = -i\omega\varepsilon \vec{E} + \sigma \vec{E}$$

$$\frac{\partial H_z}{\partial y} \hat{x} + \frac{\partial H_x}{\partial z} \hat{y} + \frac{\partial H_y}{\partial x} \hat{z} - \frac{\partial H_x}{\partial y} \hat{z} - \frac{\partial H_y}{\partial z} \hat{x} - \frac{\partial H_z}{\partial x} \hat{y} = (\sigma - i\omega\varepsilon) \vec{E} \quad (4.30)$$

$$\frac{\partial H_z}{\partial y} - \frac{\partial H_y}{\partial z} = (\sigma - i\omega\varepsilon) E_x \quad (4.31)$$

$$\frac{\partial H_x}{\partial z} - \frac{\partial H_z}{\partial x} = (\sigma - i\omega\varepsilon) E_y \quad (4.32)$$

$$\frac{\partial H_y}{\partial x} - \frac{\partial H_x}{\partial y} = (\sigma - i\omega\varepsilon) E_z \quad (4.33)$$

Substituindo a Eq. 4.28 na Eq. 4.33, tem-se:

$$\frac{\partial H_y}{\partial z} = (i\omega\varepsilon - \sigma)E_x \quad (4.34)$$

Analisando a Eq. 4.34 e a Eq. 4.29, percebe-se a variação das componentes em função de z , ou seja, da profundidade segundo a orientação estabelecida pelo método MT. Postulando uma solução para uma onda eletromagnética se propagando em um meio ilimitado, tem-se:

$$E_x = E_{0x}e^{kz} \quad (4.35)$$

$$H_y = H_{0y}e^{kz} \quad (4.36)$$

Substituindo a Eq. 4.35 na Eq. 4.29, tem-se:

$$-kE_x = i\omega\mu_0 H_y$$

$$\frac{E_x}{H_y} = \frac{-i\omega\mu_0}{k} \quad (4.37)$$

Analogamente substituindo a Eq. 4.36 na Eq. 4.34, tem-se:

$$-kH_y = (i\omega\varepsilon - \sigma)E_x$$

$$\frac{E_x}{H_y} = \frac{-k}{(i\omega\varepsilon - \sigma)} \quad (4.38)$$

Substituindo a Eq. 4.26, na Eq. 4.37, e, na Eq. 4.38, tem-se:

$$\frac{E_x}{H_y} = -\frac{i\omega\mu_0}{[(\sigma - i\omega\varepsilon)i\omega\mu_0]^{\frac{1}{2}}} = \left[\frac{i\omega\mu_0}{(\sigma - i\omega\varepsilon)} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (4.39)$$

$$\frac{E_x}{H_y} = -\frac{[(\sigma - i\omega\varepsilon)i\omega\mu_0]^{\frac{1}{2}}}{(i\omega\varepsilon - \sigma)} = \left[\frac{i\omega\mu_0}{(\sigma - i\omega\varepsilon)} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (4.40)$$

A impedância intrínseca é uma propriedade do meio onde a onda se propaga. Pode ser definida por: (Freire, 1973)

$$I = \frac{\Upsilon}{\sigma + i\omega\varepsilon} = \sqrt{\frac{i\omega\mu}{\sigma + i\omega\varepsilon}} \quad (4.41)$$

Onde I é a impedância intrínseca, Υ a constante de propagação, e, σ a condutividade elétrica. Nos casos em que temos uma onda plana se propagando em um meio ilimitado, a impedância intrínseca é igual à impedância de onda. Que, por sua vez, é definida como a relação entre uma componente do campo elétrico para uma componente do campo magnético, na direção definida pelo produto vetorial aplicada as suas componentes. (Freire, 1973) Assim sendo, temos:

$$Z_z = \frac{E_x}{H_y} \quad (4.42)$$

4.2.2 O Tensor de Impedância

Os elementos do tensor de impedância são calculados no domínio da frequência $Z(\omega)$ entre as componentes horizontais dos campos elétricos e magnéticos incidentes induzidos, que são dados por uma matriz magnetotelúrica 2×2 de um tensor de impedância complexo (Jones, 1988; Lopes, 2010).

$$E(\omega) = Z(\omega)H(\omega) \quad (4.43)$$

Onde,

$$E(\omega) = \begin{bmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{bmatrix}; Z(\omega) = \begin{bmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{bmatrix}; H(\omega) = \begin{bmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{bmatrix}$$

No método magnetotelúrico é usual representar o tensor de impedância, $Z(\omega)$ (La Terra, 2011; La Terra et al., 2010), através da resistividade aparente, ρ_a , e da fase, ϕ (Jones, 1988; Lopes, 2010).

$$\rho_a = \frac{1}{\mu_0\omega} \left| \frac{E(\omega)}{H(\omega)} \right| \quad (4.44)$$

$$\phi_{xy}(\omega) = \arctan \left(\frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)} \right) \quad (4.45)$$

4.2.3 Profundidade de Investigação

O método de MT apresenta um largo intervalo de profundidades de investigação, já que opera em uma faixa de frequência muito abrangente. Um importante parâmetro utilizado em levantamentos magnetotelúricos é o *Skin Depth*, como mostrado na equação 4.46. Essa profundidade indica a que profundidade o campo de energia magnética é dissipada em uma Terra homogênea, em uma taxa de $\frac{1}{e(\sim 2,72)}$

do seu valor inicial.

$$\delta \approx 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (4.46)$$

Onde, f é a frequência, e, ρ a resistividade do meio. Caso o alvo esteja a grandes profundidades a melhor forma de enxergá-lo é aumentando o período de observação (Lopes, 2010). A Fig. 4.2 exemplifica como se dá a variação da profundidade em função da frequência, em uma camada com resistividade de $2\Omega m$.

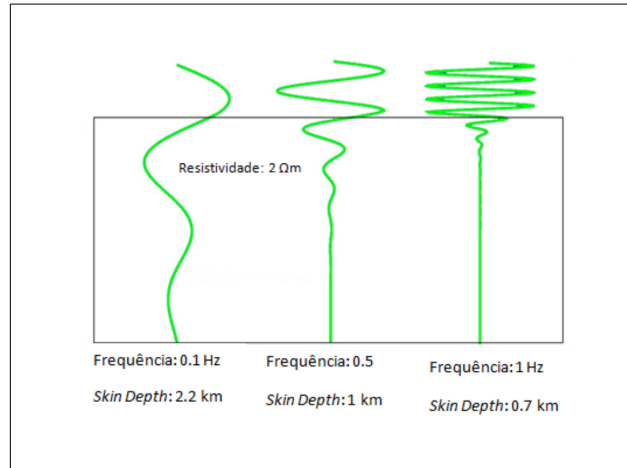


Figura 4.2: Ilustração do cálculo do Skin Depth para diferentes frequências de observação.

Sendo o alvo raso as mais altas frequências, ou períodos mais baixos, são utilizadas para delimitar o alvo. A Fig. 4.3 mostra a relação entre o período e a profundidade de observação.

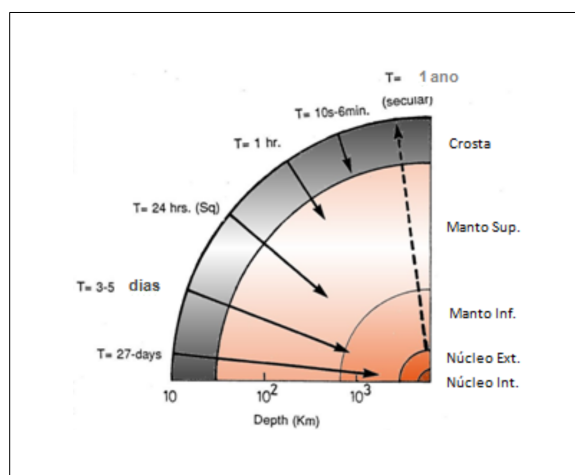


Figura 4.3: Penetração do sinal MT em função do período de observação.

Capítulo 5

Modelagem e Inversão

Em termos gerais, o principal objetivo em geofísica é inferir a distribuição espacial, em subsuperfície, de alguma propriedade física da Terra, a partir de medidas realizadas em sua superfície. Para tal, duas técnicas podem ser aplicadas: a modelagem direta e a inversão.

Na modelagem direta supõe-se uma distribuição da propriedade física de estudo e se aplica às equações teóricas que as relacionam à resposta observada.

A inversão consiste na aplicação de ferramentas matemáticas e estatísticas para inferir as propriedades do sistema, a partir dos dados observados. Ou seja, os dados observados são ajustados estatisticamente fornecendo os parâmetros físicos cuja resposta melhor os representem.

As próximas seções apresentam o resumo das técnicas empregadas na modelagem direta e na inversão para o método gravimétrico e para o método MT.

5.1 Modelagem Direta Gravimétrica

Nessa dissertação adotou-se o princípio de *lâminas empilhadas* de [Talwani \(1960\)](#) e [Talwani et al. \(1959\)](#). Neste método, o corpo é aproximado por uma série de finas lâminas infinitesimais. O formato de cada lâmina é aproximado por um polígono. E, o limite desses polígonos são baseados em curvas de contorno.

Essas lâminas podem ser calculadas posicionando um ponto de observação na origem do sistema de coordenadas cartesianas. Tem-se:

$$g(x, y, z) = \gamma\alpha \int_{z'} z' dz' \int_{y'} \int_{x'} \frac{dx' dy'}{(x'^2 + y'^2 + z'^2)^{\frac{3}{2}}} = \gamma\alpha \int_{z'} z' G(z') dz' \quad (5.1)$$

Onde,

$$G(z') = \int_{y'} \int_{x'} \frac{dx' dy'}{(x'^2 + y'^2 + z'^2)^{\frac{3}{2}}} \quad (5.2)$$

As integrações em x' e y' representam a superfície de integração sob uma única lâmina horizontal. Considera-se o corpo todo como uma junção dessas lâminas com o acréscimo da integração em z' .

Desta maneira, como ilustrado na Fig. 5.1 a superfície de integração é equivalente a uma integral dupla ao longo do perímetro da lâmina, ilustrado pela integração de um integrando $f(x, y)$ sob x e y .

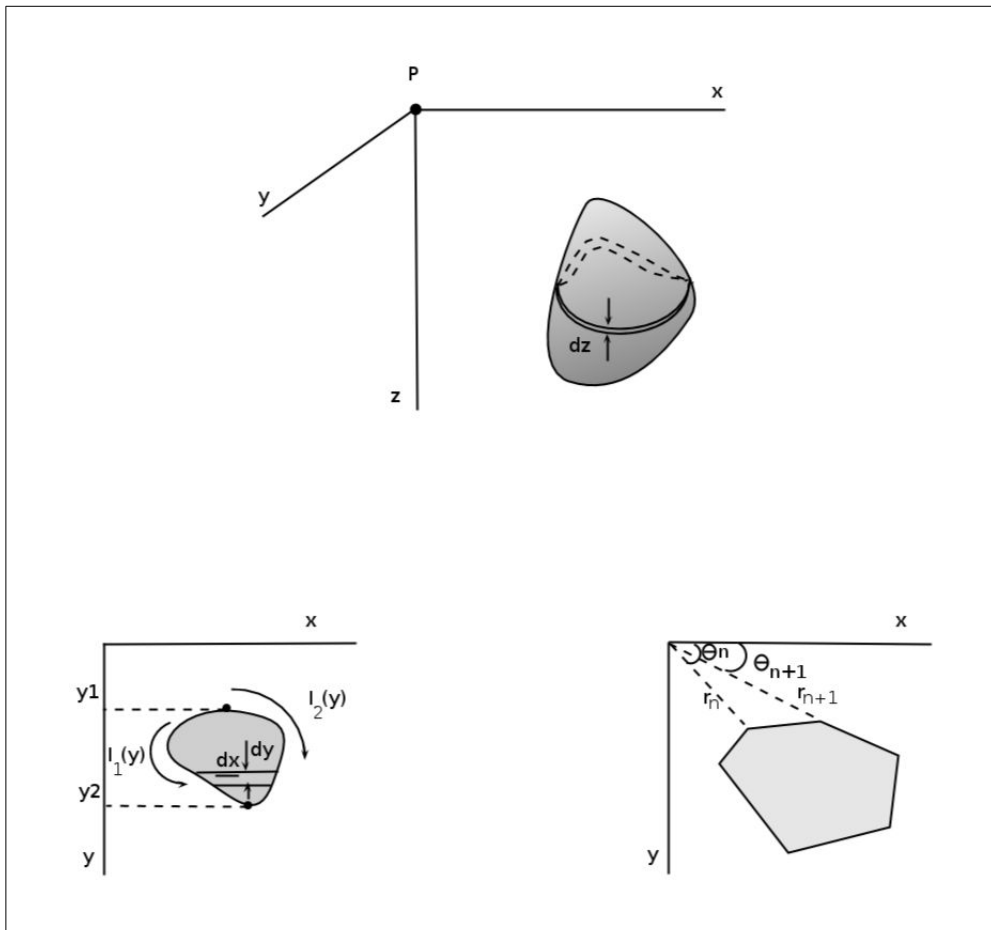


Figura 5.1: Aproximação de um corpo tridimensional para uma lâmina empilhada. Cada lâmina é aproximada para um polígono.

O resultado da integração em x produz um novo integrando $F(x, y)$ com x avaliado nos limite I_1 e I_2 .

$$\int \int f(x, y) dx dy = \int_{y_1}^{y^2} F(x, y) \Big|_{x=I_1(y)}^{x=I_2(y)} dy$$

$$\int \int f(x, y) dx dy = \int_{y_2}^{y^2} F(I_2(y), (y)) dy - \int_{y_1}^{y^2} F(I_1(y), (y)) dy \quad (5.3)$$

Na Eq. 5.3, são definidas as funções I_1 e I_2 que representam os dois caminhos de integração ao longo do perímetro da lâmina. As duas integrais analisadas equivalem a integração no sentido horário ao longo do perímetro completo da lâmina, que é dado pela Eq. 5.4.

$$\int \int f(x, y) dx dy = \oint F(x, y) dx dy \quad (5.4)$$

Desta forma, transforma-se uma integral dupla em uma integral de linha ao longo do perímetro da lâmina, na substituição na Eq. 5.1.

$$G(z') = \oint \frac{x' dy'}{y'^2 + z'^2 \sqrt{x'^2 + y'^2 + z'^2}} \quad (5.5)$$

E, ao repor a integração da Eq. 5.5, ao longo desse perímetro para um conjunto de M linhas retas, obtemos:

$$G(z') = \sum_{m=1}^M \quad (5.6)$$

Onde y_m e y_{m+1} são as coordenadas em y dos pontos da borda m . A variável x' é eliminada da Eq. 5.6 através da Eq. da reta 5.7.

$$x' = a_m y' + b_m \quad (5.7)$$

Onde os coeficientes linear e angular são dados pela Eq. 5.8, e, pela Eq. 5.9.

$$a_m = \frac{x_{m+1} - x_m}{y_{m+1} - y_m} \quad (5.8)$$

$$b_m = \frac{x_m y_{m+1} - x_{m+1} y_m}{y_{m+1} - y_m} \quad (5.9)$$

Ao substituir a_m e b_m , na Eq. 5.6 obtem-se a Eq. 5.10.

$$G(z') = \sum_{m=1}^M \int_{y_m}^{y_{m+1}} \frac{a_m y' + b_m dy'}{(y'^2 + z'^2) \sqrt{(a_{m+1}^2) y'^2 + 2a_m b_m y' + b_m^2 + z'^2}} \quad (5.10)$$

Que segundo [Grant and West \(1965\)](#) pode ser reescrita de acordo com a Eq. 5.11.

$$G(z') = \sum_{m=1}^M (\arctan \psi_{m+1} - \arctan \psi_m) \quad (5.11)$$

Onde,

$$\psi_m = \frac{z'(b_m y_m - a_m z'^2)}{x_m [(1 + a_m^2) z'^2 + b_m^2] - (a_m^2 z'^2 + b_m^2) \sqrt{x_m^2 + y_m^2 + z'^2}} \quad (5.12)$$

$$\psi_{m+1} = \frac{z'(b_{m+1} y_{m+1} - a_{m+1} z'^2)}{x_{m+1} [(1 + a_{m+1}^2) z'^2 + b_{m+1}^2] - (a_{m+1}^2 z'^2 + b_{m+1}^2) \sqrt{x_{m+1}^2 + y_{m+1}^2 + z'^2}} \quad (5.13)$$

Obtem-se $G(z')$ para qualquer lâmina a partir de rotinas de programação baseado mas Eq. 5.12, 5.13 e 5.11. A profundidade z' , as coordenadas x , y e os M vértices são as únicas coisas requeridas.

Ao substituir-se a Eq. 5.11 na Eq. 5.1 obtem-se a atração de uma *lâmina empilhada*. A integração em z' pode ser realizada através de técnicas de quadratura numérica ([Godson and Plouff, 1988](#); [Grant and West, 1965](#); [Plouff, 1976](#); [Press and Vetterling, 1986](#)).

Anomalias de gravidade medidas em corpos aonde o seu formato é desconhecido podem ser modeladas através de ajuste, por tentativa e erro, por densidades de polígonos, cujos vértices são variáveis. Casos as anomalias sejam oriundas de superfícies batimétricas ou topográficas conhecidas o procedimento de tentativa e erro é grandemente simplificado. Sendo assim, o procedimento reside em um ajuste dessa lâmina poligonal de acordo com a digitalização dos contornos de uma superfície topográfica conhecida ([Blakely, 1995](#)).¹

¹No método de [Talwani \(1960\)](#); [Talwani et al. \(1959\)](#), as massas são aproximadas para um conjunto de lâminas finas. [Plouff \(1976\)](#) usa a equação 5.1 para derivar a atração gravitacional de uma camada de espessura finita com lados na vertical e cujos os topos e bases não superfícies aproximadas por polígonos. Analogamente ao método de [Talwani \(1960\)](#); [Talwani et al. \(1959\)](#) essas camadas poligonais podem ser posicionadas uma no topo da outra de maneira a aproximar a corpos de 3 dimensões com dimensões arbitrárias. [Plouff \(1976\)](#), usa o método para calcular o efeito gravitacional do terreno e removê-lo do levantamento gravimétrico.

A aproximação do cálculo da gravidade de um corpo 3D em uma seção 2D é descrita pela Eq. 6.1.

$$g(P) = \frac{\partial U}{\partial z} = 2\gamma\alpha \int \int \frac{z'dx'dz'}{x'^2 + z'^2} g = 2\gamma\alpha \sum_{n=1}^N \frac{\beta_n}{1 + \varphi_n^2} \left[\log \frac{r_{n+1} + 1}{r_n} - \varphi_n(\theta_{n+1} - \theta_n) \right] \quad (6.14)$$

Onde γ é a constante da gravitação universal, α é a densidade do polígono. φ e β são os coeficientes angular e linear da reta que liga a origem do sistema cartesiano de coordenadas, que está centrado na origem, até os vértices dos polígonos. r_n é a distância entre o vértice e a origem do sistema de coordenadas, e, θ é o ângulo formado entre a reta, que liga os vértices e o ponto $(0, 0)$ e o eixo x .

Pode-se calcular a resposta gravimétrica de qualquer superfície aproximável por um polígono de n-lados com base na posição dos seus vértices, e, na sua densidade. (Talwani, 1960; Talwani et al., 1959) Realizou-se um teste sintético com o intuito de estudar a resposta gravimétrica produzida por um polígono de 30 vértices, cujas dimensões em x e y são 4000×2000 . O modelo possui densidade $3,3g/cm^3$, e, o entorno com densidade de $0g/cm^3$. (Uieda et al., 2013, 2014)

A resposta gravimétrica obtida pela modelagem direta está ilustrada na Fig. 5.2.

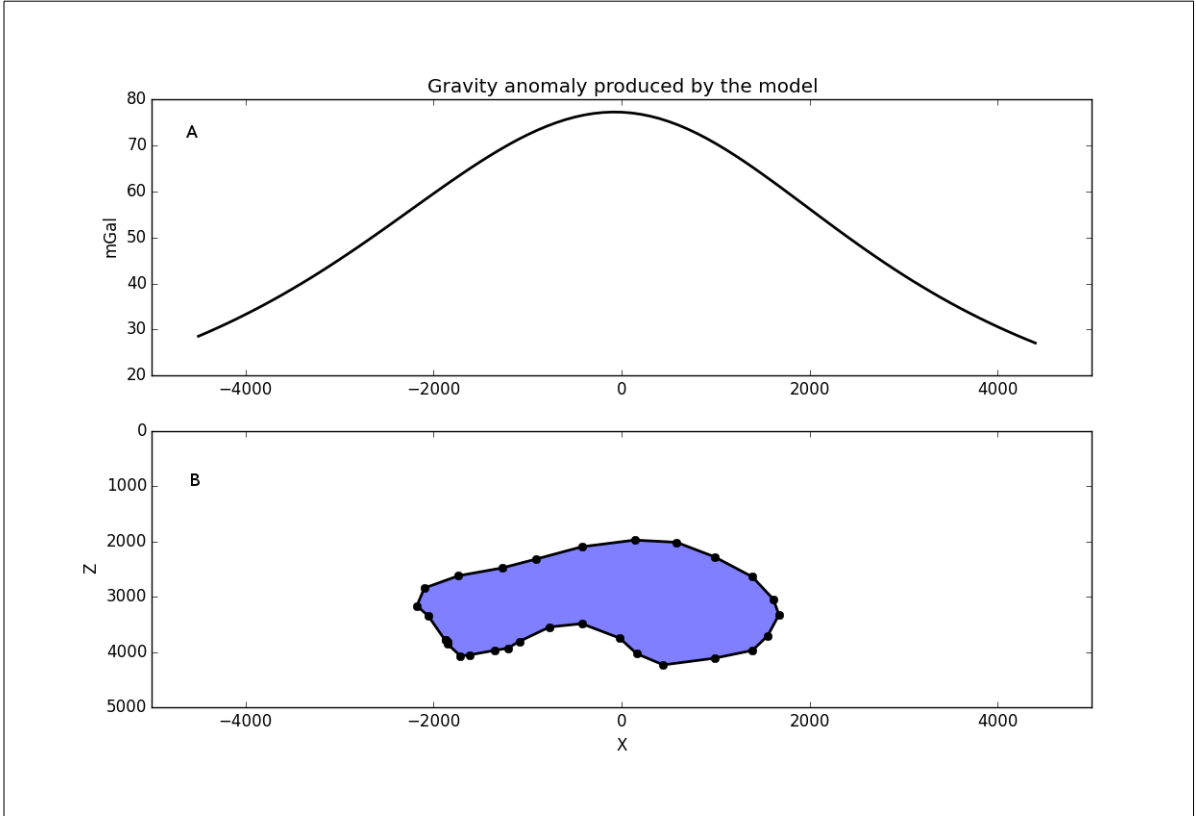


Figura 5.2: A - Sinal produzido por uma fonte gravimétrica centrada em um sistema cartesiano que varia em x de -4500 m até 4500 m , e, em z de 0 m até 5000 m de com estações de medida espaçadas entre si de 100 em 100 metros. B - Polígono de 30 vértices com densidade $3,3g/cm^3$.

5.2 Modelagem Direta MT

Na modelagem direta magnetotelúrica, considera-se uma Terra 1D como possuindo $n - camadas$ homogêneas e isotrópicas (Figueiredo, 1997). Para cada j ésima camada a resistividade ρ_j e a espessura h_j definem uma impedância intrínseca $I_j = \sqrt{k_j/\rho_j}$, onde $k_j = \sqrt{i\omega\mu\sigma_j}$ é o número de onda (Meju, 1994).

Pode-se descrever a impedância do topo da camada de acordo com a Eq. 5.15.

$$Z_j = I_j \frac{1 - R_j E_j}{1 + R_j E_j}, j = n - 1, \dots, 1 \quad (5.15)$$

Onde R é o coeficiente de reflexão, e, pode ser descrito de acordo com a Eq. 5.16.

$$R_j = \frac{I_j - Z_{j+1}}{I_j + Z_{j+1}} \quad (5.16)$$

Onde $Z_n = I_n$. Sendo a aplicação da forma recursiva da Eq. 5.15, partindo do fundo da camada, onde $j = n - 1$. Desta forma, a impedância é obtida da camada inferior, para a camada mais superficial. A impedância EM medida na superfície da terra 1D é descrita de acordo com a Eq. 5.17 (Word et al., 1970).

$$Z_j = \frac{k_j k_j (1 - E_j) + Z_{j+1} (1 + E_j)}{\sigma_j k_j (1 + E_j) + Z_{j+1} (1 - E_j)} \quad (5.17)$$

Para propósitos de modelagem é usual utilizar a resistividade aparente e a fase de Cargniard. Representados, respectivamente, pelas Eq. 5.18 e Eq. 5.19.

$$\rho_a = \frac{1}{\omega \mu} |Z_1|^2 \quad (5.18)$$

$$\phi = \tan^{-1} \left(\frac{Im(Z_1)}{Re(Z_1)} \right) \quad (5.19)$$

Realizou-se um teste sintético com o intuito de estudar a resposta de um modelo 1D simples de 3 camadas. A Fig. 5.3 é o resultado do teste realizado.

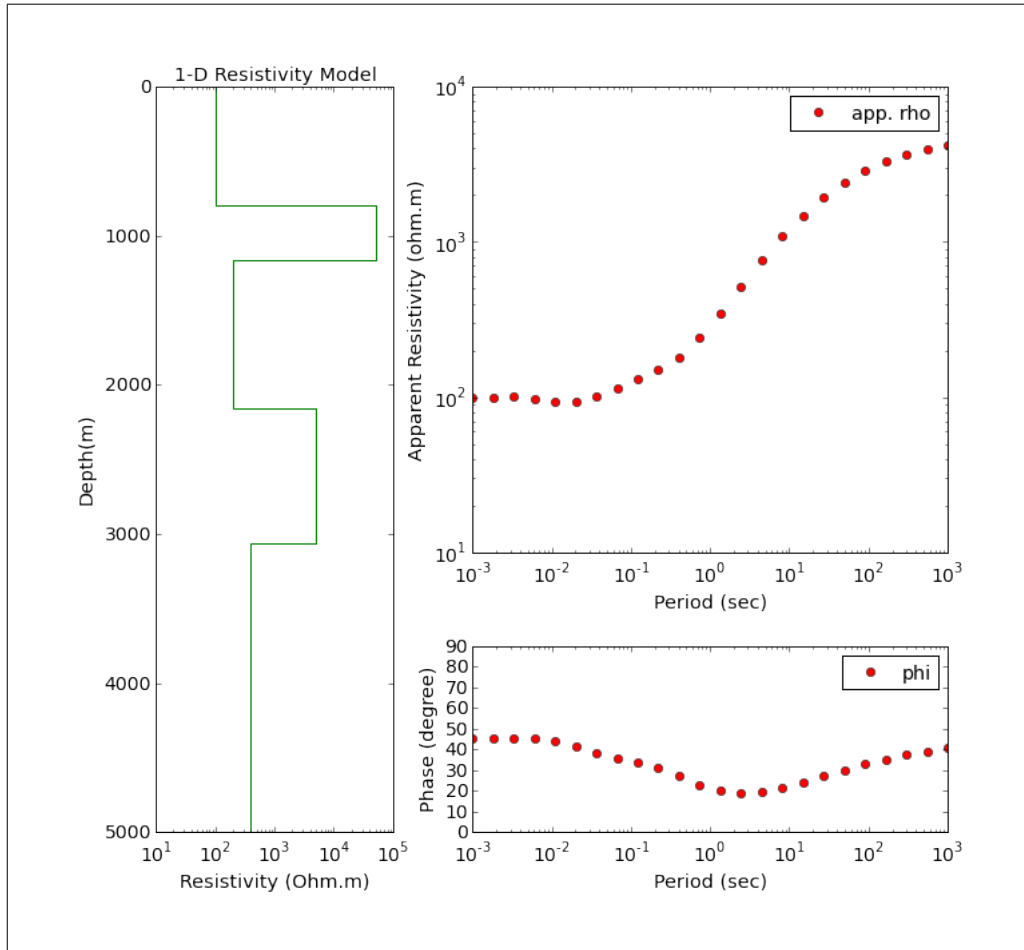


Figura 5.3: Modelo de Camadas 1D

As características do modelo estão descritas na Tab 5.1.

Tabela 5.1: Modelo 1D.

	Topo (m)	Base (m)	Topo ($\Omega.m$)	Base ($\Omega.m$)
Camada 1	800	1200	100	50.000
Camada 2	1200	2300	200	5000
Camada 3	2300	3000	400	5000

5.3 Inversão Não-linear

Os dados preditos \mathbf{d} são relacionados aos parâmetros do modelo de terra \mathbf{m} por uma função não-linear \mathbf{f} . Pode-se equacionar o problema de acordo com a Eq. 5.20 (Figueiredo, 1997).

$$\mathbf{d} = \mathbf{f}(\mathbf{m}) + \mathbf{r} \quad (5.20)$$

Onde \mathbf{r} é o vetor de ruídos aleatórios introduzidos aos dados preditos $\mathbf{d}(\mathbf{m})$. O objetivo central é minimizar o vetor de resíduos, \mathbf{res} , no sentido dos mínimos quadrados:

$$\mathbf{res} = \mathbf{d} - \mathbf{d}(\mathbf{m}) \quad (5.21)$$

$$\Phi(\mathbf{m}) = \|\mathbf{res}(\mathbf{m})\|^2 \quad (5.22)$$

A Eq. 5.22, é chamada de função do ajuste dos dados, e, representa a norma euclidiana do vetor de resíduos, que representa a diferença quadrática entre os vetores $\mathbf{d}(\mathbf{m})$ e \mathbf{d} .

Por ser um problema inverso não-linear, é necessário utilizar técnicas iterativas de linearização, nas quais um modelo inicial \mathbf{m}_0 é corrigido por um vetor $\mathbf{d}(\mathbf{m})$, chamado de vetor de correções, dando origem ao um novo modelo \mathbf{m}_1 . Este modelo \mathbf{m}_1 é então corrigido por um novo vetor $\Delta(\mathbf{m})$, gerando então um novo modelo \mathbf{m}_2 (Pujol, 2007). Essa estratégia cessa quando uma tolerância (i.e., um valor considerado baixo para $\Phi(\mathbf{m})$) é atingida. Dentro diversos métodos não-lineares, existe o de Gauss-Newton, onde o calculo do vetor de correções $\Delta(\mathbf{m})$ é efetuado através da expansão em serie de Taylor da função $\Phi(\mathbf{m})$ em torno do modelo inicial \mathbf{m}_0 . A expansão é feita convenientemente até a segunda ordem, para que a forma quadrática garanta um mínimo bem definido ao problema iterativo (Pujol, 2007). Para minimizar a função $\Phi(\mathbf{m})$, devemos calcular a derivada de $\Phi(\mathbf{m})$ em relação ao vetor de parâmetros \mathbf{m} e igualar a zero. Fazendo isso e levando em conta a notação matricial, chega-se a Eq. 5.23.

$$(\mathbf{A}^T \mathbf{A} + \Lambda \mathbf{I}) \Delta(\mathbf{m}) = \mathbf{A}^T \mathbf{res} \quad (5.23)$$

Onde \mathbf{A} é a matriz de sensibilidade, $\Delta(\mathbf{m})$ é o vetor de correções, \mathbf{res} é o vetor de resíduos, \mathbf{I} é a matriz identidade, Λ é o parâmetro de Marquardt e T representa transposição da matriz. Este sistema de equações lineares regularizado estima o vetor de correções $\Delta(\mathbf{m})$ em uma determinada iteraçao do método de Marquardt. Portanto, para obter a correção no vetor \mathbf{m} na K_{esima} iteraçao, tem-se a Eq. 5.24.

$$\mathbf{m}^{k+1} = \mathbf{m}^k + \Delta(\mathbf{m}) \quad (5.24)$$

A estratégia adotada neste trabalho é a de [Marquardt \(1963\)](#). O objetivo desta estratégia consiste em controlar a energia do incremento do parâmetro de Marquardt, Λ , visando guiar a busca pelo mínimo da função $\Phi(\mathbf{m})$.

5.3.1 Inversão Gravimétrica

Seja \mathbf{g}_z^{obs} um vetor N -dimensional que contém a componente vertical do campo da gravidade medido em N -pontos de observação. Esta resposta gravimétrica é a resposta produzida por uma fonte 3D localizada em sub-superfície, na região central da Bacia do Paraná. O modelo de terra utilizado neste trabalho é o de lâminas empilhadas descritas por [Talwani et al. \(1959\)](#) ([Bijani et al., 2015](#); [Li and Oldenburg, 1998](#); [Talwani, 1960](#); [Talwani et al., 1959](#); [Won, 1987](#)).

Seja \mathbf{g}_z^{obs} um vetor N -dimensional que contém a componente vertical do campo da gravidade medido em N -pontos de observação e \mathbf{m} um vetor M -dimensional contendo as coordenadas 2D do plano cartesiano (X, Z)

$$\mathbf{g}_z^{obs} = \begin{bmatrix} g_1 \\ g_2 \\ \vdots \\ g_N \end{bmatrix}; \mathbf{m} = \begin{bmatrix} m_1 \\ m_2 \\ \vdots \\ m_M \end{bmatrix}$$

O problema inverso consiste em achar a coordenadas dos vértices do polígono que representa uma lâmina empilhada (vetor \mathbf{m}) que ajusta a anomalia de gravidade observada dentro da condição matemática imposta pelos *mínimos quadrados*.

5.3.2 Inversão Magnetotelúrica 1D

No método MT, a Terra é parametrizada em uma sucessão de camadas de resistividades ρ_i , e, espessuras h_i , utilizando-se em geral na inversão do logaritmo destas grandezas, pois a resistividade aparente mostra uma distribuição norma logarítmica ([Figueiredo, 1997](#)).

A metodologia usada na inversão 1D MT é denominada Occam. Este procura o modelo mais suave, que ajuste os dados dentro de um certo erro. Para tal, impõe-se um vínculo na minimização dos erros quadráticos em termos de aspereza do modelo, o inverso da suavidade, a rugosidade, que pode ser descrito de acordo com a Eq. 5.25 e a Eq. 5.26 ([Constable et al., 1987](#)).

$$R_1 = \int \left(\frac{dm}{dz}\right)^2 dz \quad (5.25)$$

Ou,

$$R_2 = \int \left(\frac{d^2 m}{dz^2} \right)^2 dz \quad (5.26)$$

Desta forma o modelo suave esperado pode ser descrito de acordo com a Eq. 5.27.

$$\mathbf{m}^{k+1} = [(\mathbf{WA})^T(\mathbf{WA}) + \Gamma \mathbf{D}^T \mathbf{D}]^{-1} (\mathbf{WA})^T [(\mathbf{W}\mathbf{y}) + (\mathbf{WA})\mathbf{m}^k] \quad (5.27)$$

Onde o parâmetro do modelo \mathbf{m} , para o MT, é a resistividade, \mathbf{m}^{k+1} é a correção no vetor \mathbf{m} na K_{esima} iteração, \mathbf{D} é a matriz do operador diferença, ou, a matriz suavidade. Na metodologia Occam procura o modelo mais suave, que ajusta os dados dentro de um certo erro, \mathbf{A} é a matriz sensibilidade, \mathbf{W} é a matriz pesos, Γ parâmetro de regularização (Constable et al., 1987; Figueiredo, 1997; Word et al., 1970).

Capítulo 6

Resultados e Discussões

Este capítulo dedica-se a apresentar os principais resultados obtidos nesse trabalho. O dado gravimétrico é o principal dado usado para a criação do modelo final. Os demais dados são colocados como dados complementares e tem como função associar vínculos para a o melhor ajuste do modelo final.

6.1 Dado Gravimétrico

A região da seção modelada possui uma cobertura de dados de gravimetria aérea adquiridos a uma altura de 1800 metros. Com malha regular produzida por linhas de vôo Norte e Sul de 6 Km. As linhas de controle são equidistantes entre si em 18 Km com taxa de amostragem de 0.2 segundos.

A correção das variações no campo gravitacional da Terra não decorrentes da variação da densidade das rochas, conhecida como redução gravimétrica, foi realizada nos dados antes da análise interpretativa. Foi utilizada como nível de referência a superfície equipotencial do geóide que coincide com o nível médio não perturbado dos mares. Na redução gravimétrica, a partir dos dados de campo aplica-se a remoção do efeito de maré, nos dados gravimétricos observados, para minimizar os efeitos da atração luni-solar e deriva estática. A deriva instrumental causada pela distensão da mola do gravímetro foi corrigida sempre com fechamento em uma base gravimétrica de 1ª ordem da Rede Gravimétrica Fundamental Brasileira (RGFB) (Longman, 1959; Mota, 2008)

A correção de latitude foi baseada na Fórmula Internacional da Gravidade Terrestre de 1967 conduziu-se ainda as correções de eötvös, e, de Terreno (Kane, 1962; Moore et al., 1993; Nagy, 1966; Telford and Sheriff, 1993). A compensação do valor da gravidade devido à altitude da medida afastada do Datum foi feita pela correção de Ar-Livre. A correção do efeito das massas topográficas externas ao geóide foi realizada pela correção de Bouguer completa, para o cálculo da calota bouguer *Bulard B.* (Heiskanen, 1965; La Fehr, 1991)

O mapa de anomalia Bouguer total foi criado através da interpolação bidirecional dos dados gravimétricos observados após as correções. A malha de dados foi amostrada em uma seção reta de 320 Km, coincidente com o levantamento magnetotelúrico (Fig. 6.1).

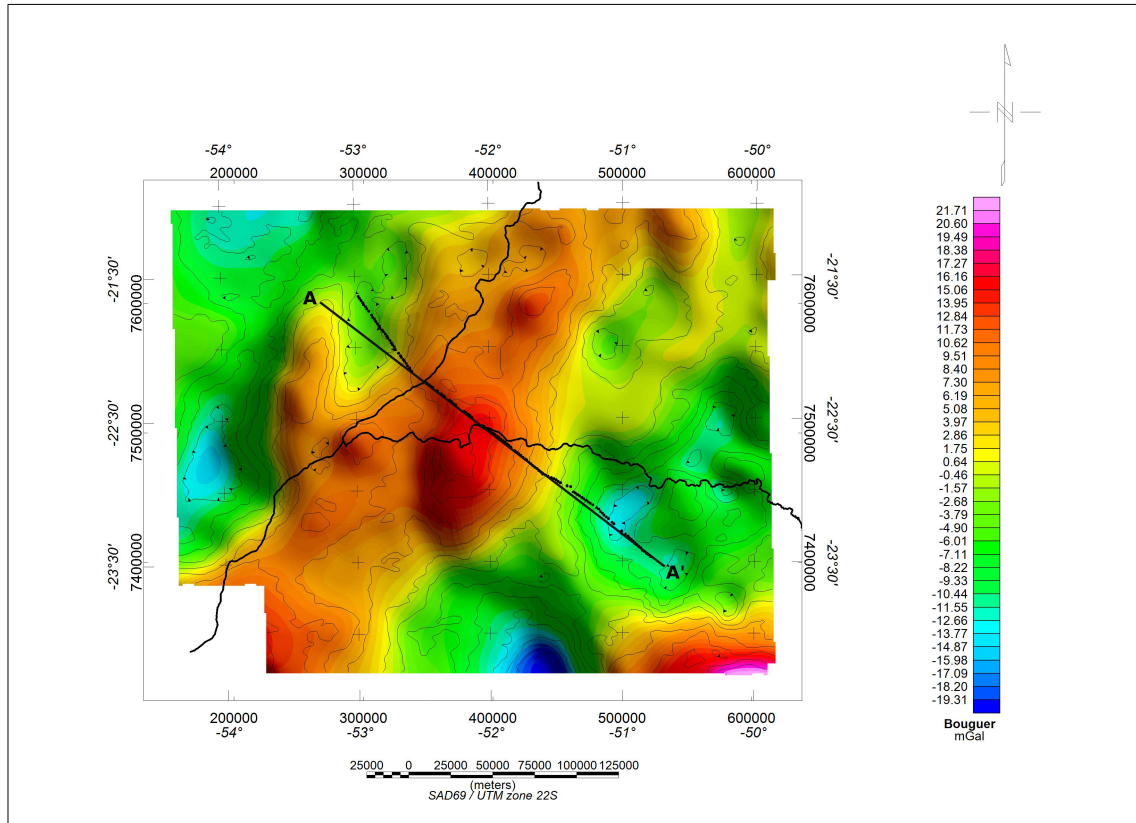


Figura 6.1: Mapa de Anomalia Bouguer da área de estudo. A linha pontilhada em preto indica a localização do levantamento magnetotelúrico coincidente com o modelo gravimétrico. A linha contínua, A-A' indica a localização da seção gravimétrica modelada.

6.1.1 Modelagem gravimétrica sintética

A modelagem direta se deu através do método de lâminas empilhadas (Talwani et al., 1959) e inversão por mínimos quadrados regularizados (Marquardt, 1963).

Anomalias de gravidade medidas em corpos cujo formato é desconhecido podem ser modeladas através de ajuste, por tentativa e erro, de polígonos com densidade atribuídas, cujos vértices são variáveis. O procedimento reside em um ajuste da lâmina poligonal de acordo com a digitalização dos contornos de uma superfície topográfica conhecida (Blakely, 1995).

A aproximação do cálculo da gravidade de um corpo 3D em uma seção 2D é descrita pela Eq. 6.1.

$$g = 2\gamma\rho \sum_{n=1}^N \frac{\beta_n}{1 + \alpha_n^2} \left[\log \frac{r_{n+1} + 1}{r_n} - \alpha_n(\theta_{n+1} - \theta_n) \right] \quad (6.1)$$

Onde, γ é a constante da gravitação universal, ρ é a densidade do polígono. α e β são coeficientes angular e linear da reta que liga a origem do sistema cartesiano de coordenadas que está centrado na origem até os vértices dos polígonos. r_n é a distância entre o vértice e a origem do sistema de coordenadas. θ é o ângulo formado entre a reta que liga os vértices e o ponto $(0, 0)$, e o eixo x .

Pode-se calcular a resposta gravimétrica de qualquer superfície aproximável por um polígono de n -lados com base na posição dos seus vértices e na sua densidade (Talwani, 1960; Talwani et al., 1959).

Para melhor avaliar a resposta da metodologia de modelagem gravimétrica 2D foi realizado um teste em um dado sintético que simulou o efeito gravimétrico de um prisma vertical. Este prisma encontra-se referenciado em um sistema de coordenadas de um plano cartesiano e seu ponto de observação encontra-se a 5 unidades de medida contadas a partir da origem do sistema de coordenadas com dimensões de $1.5 \times 1.5 \times 0.8$ (Fig. 6.2).

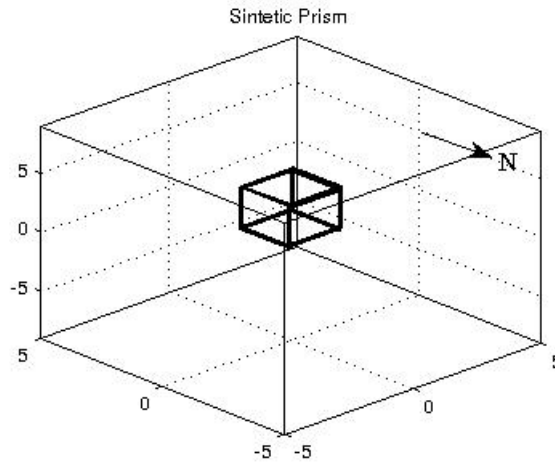


Figura 6.2: Dimensões do prisma sintético

A anomalia gravimétrica estudada foi gerada a partir da componente vertical da gravidade g_z . Em seguida foi criada uma malha de dados a partir do método de interpolação bilinear. Foram realizadas 41 observações em X com espaçamento de 0.5 e 33 observações em Y com espaçamento de 0.5. O valor de densidade atribuído para o prisma vertical é de 5000 kg/m^3 . Adicionou-se aos dados de anomalia gravimétrica vertical um ruído gaussiano de $\pm 1 \text{ mGal}$ (Fig. 6.3a).

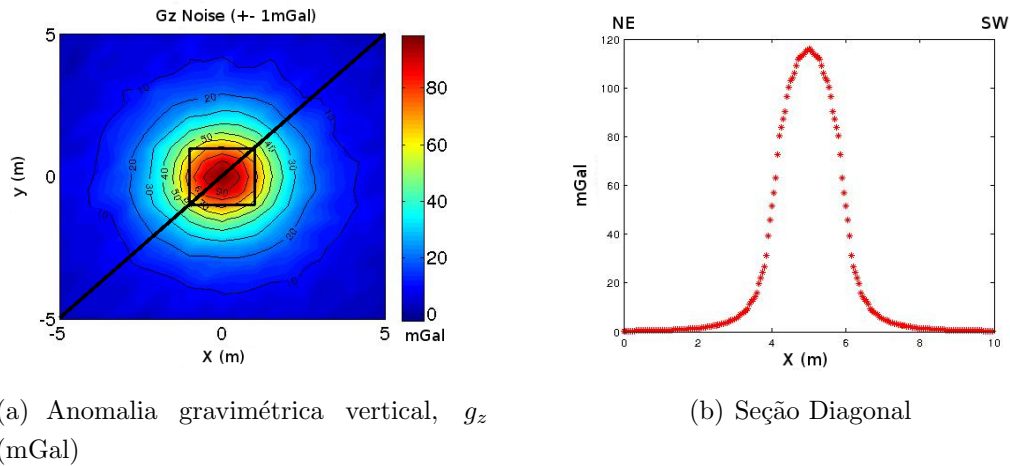


Figura 6.3: Dado sintético em malha (a). E, Amostragem de uma seção diagonal (b).

Afim de se gerar um modelo que explicasse a anomalia observada, no dado sintético gerado em malha, foi amostrado uma seção diagonal NE-SW (Fig. 6.3).

O modelo que corresponde a anomalia da seção diagonal do prisma sintético pode ser calculado com a metodologia proposta, partindo do princípio que as informações a priori do corpo que gera o dado de anomalia observada são conhecidas. Inicialmente ajusta-se o dado calculado o mais próximo possível do dado observado em uma modelagem direta. E, posteriormente, calculam-se as iterações desse dado calculado ajustado que podem ser tanto os vértices quanto a densidade do polígono com o dado observado. O resultado é um modelo de densidade ajustado aos dados observados com o valor de erro médio quadrático (RMS) foi de 1.881 (Fig. 6.4).

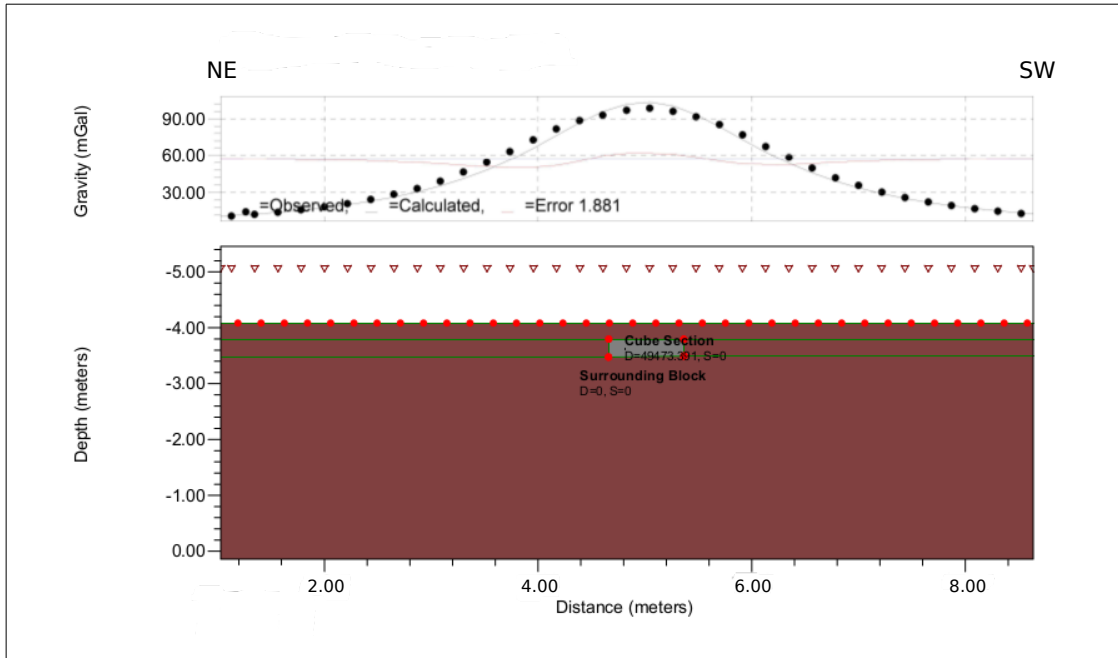


Figura 6.4: Modelo sintético da componente vertical gravimétrica do prisma. Por convenção do programa GMSYS (Nourthwest Geophysical Associates, Inc., 2000) os valores acima do 0 assumem sinal negativo. Os pontos marcados pelos triângulos representam as estações gravimétricas no plano de altura -5 . Os pontos circulares representam os vértices dos polígonos usados para o calculo da resposta gravimétrica do modelo de terra.

Nota-se que o resultado apresentado pelo modelo de densidades resultante da modelagem direta e da inversão de densidade do cubo resultou em um valor de 4947 kg/m^3 que aproxima-se da densidade observada de 5000 kg/m^3 .

6.1.2 Separação regional-residual

As anomalias de grande comprimento de onda associam-se às anomalias profundas, de caráter regionais e as de curto comprimento de onda, às rasas. Através da filtragem polinomial foi possível separar esses dois conjuntos de comprimento de onda (Osako et al., 2011).

A escolha da ordem do polinômio do filtro foi obtida pela análise gráfica qualitativa dos resultados de polinômios de várias ordens em relação à curva de anomalia Bouguer conforme mostrado na Fig. 6.5 (Cheyney et al., 2011).

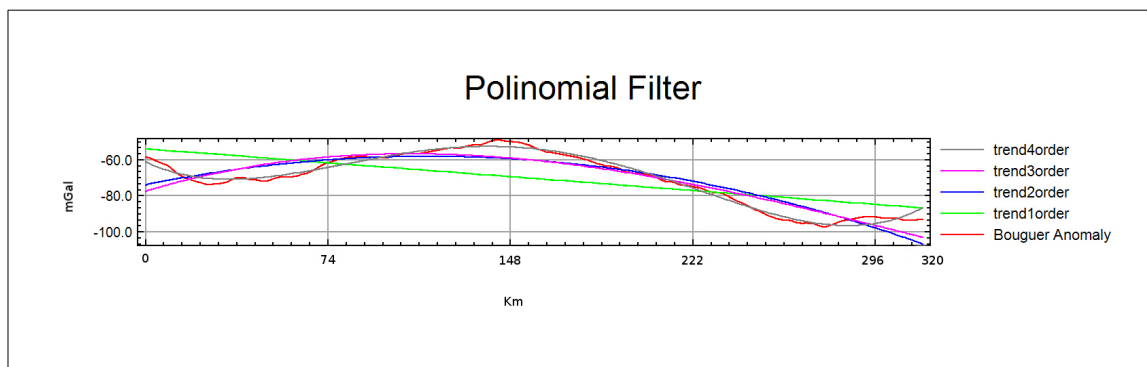


Figura 6.5: Análise qualitativa da resposta do filtro polinomial de primeira, de segunda, de terceira e de quarta ordens, em comparação com a curva de Anomalia Bouguer.

O resultado do polinômio de quarto grau foi o que melhor se ajustou com a anomalia Bouguer de caráter regional. Esta curva polinomial de quarto grau corresponde aos maiores comprimentos de onda do dado, que são correlacionáveis com anomalias gravimétricas geradas por elementos mais profundos. Portanto, optou-se por utilizar esta curva como base para a modelagem da Moho.

6.2 Dados Complementares

Dados de Log de densidade de seis poços que variaram entre 2200 kg/m^3 até 2230 kg/m^3 localizados na região da Bacia do Paraná no perfil selecionado foram utilizados na modelagem gravimétrica afim de validar o valor da densidade das rochas sedimentares estudadas. Os valores de densidade que compuseram o manto e o embasamento foram retirados de [Telford and Sheriff \(1993\)](#).

Um conjunto de 150 estações MT espaçadas a cada 2 Km sobre o mesmo perfil foram utilizadas na modelagem gravimétrica para delinear o topo do embasamento da bacia.

Dados de poços

Para o ajuste da bacia sedimentar realizou-se uma busca no banco de dados da ANP para os perfis compostos, na Bacia do Paraná. A condição para seleção desses perfis faz-se na proximidade destes com a localização da seção modelada. Para que fosse possível efetuar tal análise foi gerado um mapa georreferenciado onde constavam a localização dos poços estratigráficos, do perfil MT e dos limites da Bacia Sedimentar do Paraná. A Fig. 6.6, mostra o panorama de poços que foram pesquisados para o presente trabalho. Os marcadores em vermelho são os poços que se localizam mais próximos da localização perfil, representado pelos pontos brancos.

Os marcadores em amarelo foram descartados dada a distância relativa ao perfil (QGIS Development Team, 2009).

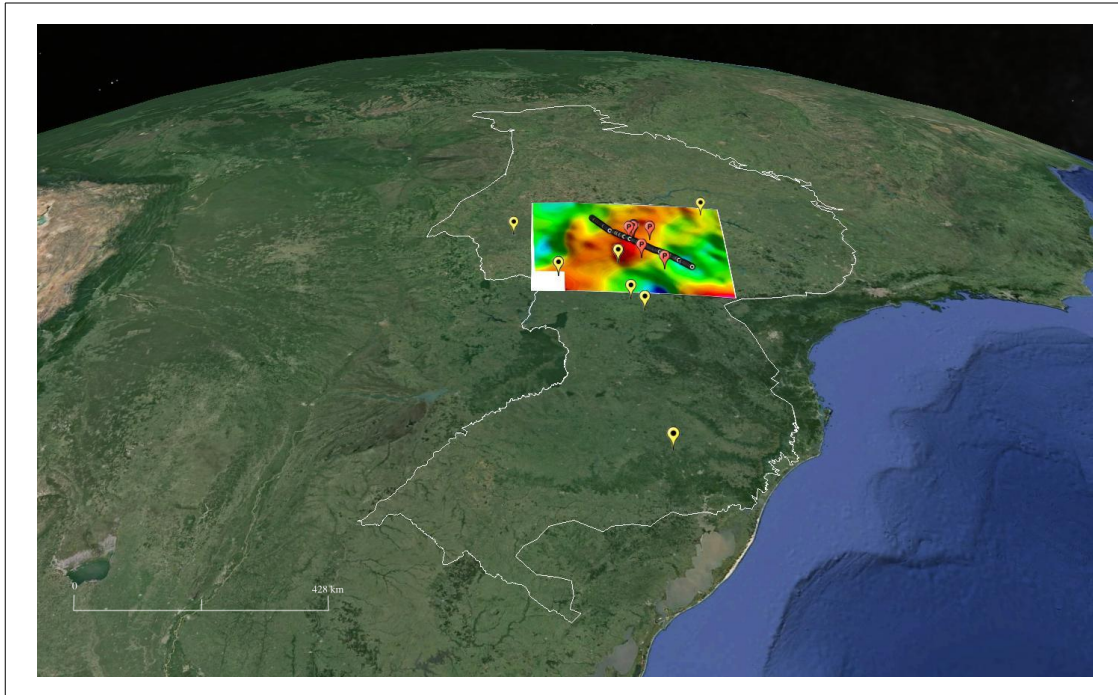


Figura 6.6: Visão panorâmica da compilação e do critério de seleção e de localização dos poços estratigráficos. Os pontos em vermelho representam os poços que foram utilizados na modelagem.

Os dados da profundidade e densidade das formações geológicas foram compilados a partir da análise desses poços. Agrupou-se as formações geológicas em Supersequências, Formações e Grupos deposicionais (Milani and Zalan, 1999; Milani and Ramos, 1998; Vail et al., 1977). Complementou-se ainda a esta tabela valores de densidade baseado na literatura geofísica para o embasamento e para o manto superior (Telford and Sheriff, 1993).

A Tab. 6.1 apresenta os valores de densidades utilizados para modelagem. A localização desses poços pode ser encontrada na Fig. 3.1 e na Fig. 6.6.

Tabela 6.1: Tabela de densidades.

Polígonos	Densidades (Kg/m^3)
Grupo Caiuá	2200
Grupo Bauru	2200
Formação Serra Geral	2850
Formação Botucatu	2330
Supersequência Gondwana I	2550
Supersequência Paraná	2400
Supersequência Rio Ivaí	2230
Embasamento Cristalino	2670
Manto Superior	3300

Os valores de densidades obtidos através dos poços variaram entre 2200 Kg/m^3 a 2230 Kg/m^3 para as supersequências, formações e grupos que formam a Bacia Sedimentar. Os valores de densidade para o Embasamento Cristalino e para o Manto Superior foram fixados em 2670 Kg/m^3 e 3300 Kg/m^3 respectivamente.

6.2.1 Modelo de Restividades MT Sintético

No método MT os elementos do tensor de impedância são calculados no domínio da frequência $Z(\omega)$ entre as componentes horizontais dos campos elétricos e magnéticos incidentes e induzidos que são dados por uma matriz 2×2 de um tensor de impedância complexo (Eq. 6.2) (Jones, 1988).

$$E(\omega) = Z(\omega)H(\omega) \quad (6.2)$$

Na forma matricial, Eq. 6.2.1;

$$\begin{bmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{bmatrix}$$

A partir de $Z(\omega)$ obtém-se a resistividade aparente ρ_a , Eq. 6.3, e da fase, ϕ , Eq. 6.3 (Vozoff, 1986).

$$\rho_{a,ij} = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_{ij(\omega)}|^2$$

$$\phi_{ij} = \tan^{-1} \left(\frac{Im(Z_{ij(\omega)})}{Re(Z_{ij(\omega)})} \right)$$

Para modelagem do topo do embasamento com dados MT foi gerado um modelo de camadas cuja variação da resistividade se dá somente na direção vertical com o objetivo de correlacionar o comportamento estratigráfico horizontal de uma bacia sedimentar.

O teste de hipótese que discretiza o relevo do embasamento foi realizado através da modelagem direta e inversa de em uma seção 2D representando bacia do tipo sinéclise, sendo a que mais se aproxima da geologia da região estudada.

Uma malha de células com diferentes valores de resistividade representando a seção geofísica foi elaborada a partir do modelo geológico. O modelo geofísico (Fig. 6.7) é composto de três camadas que representam as rochas sedimentares da bacia, onde se atribuiu diferentes valores de resistividade, entre 200 a 1600 $\Omega.m$. Foi atribuído um valor de 6000 ohm.m para o embasamento. Um relevo rugoso represen-

tando o relevo do embasamento foi criado simulando estruturas geológicas de Horsts e Grabens. Um ruído aleatório gaussiano de 2.5% foi somado ao dado (Geosystem, 2011).

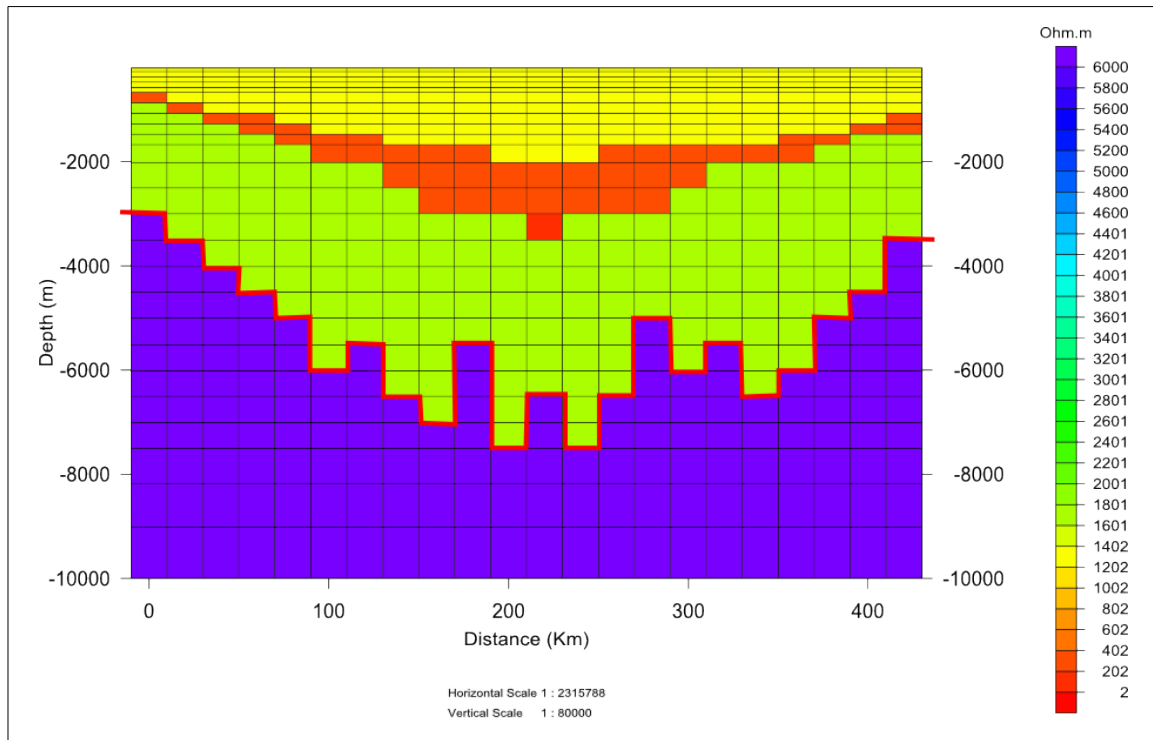


Figura 6.7: Seção MT1D composta sintética. A linha em vermelho marca o contraste de resistividade entre embasamento e bacia.

Um conjunto de 22 estações com espaçamento de 5 km foram distribuídas ao longo da seção. Curvas sintéticas de resistividades e fase foram geradas pelo algoritmo 2D de Rodi and Mackie (2001) baseadas no modelo geofísico proposto (Fig. 6.8) (Geosystem, 2011). A estação MT12 localiza-se no meio do perfil em um alto estrutural.

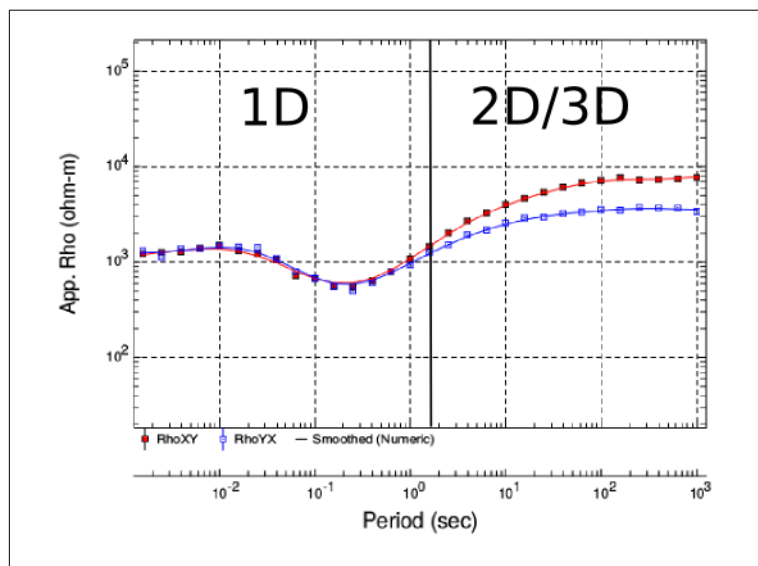


Figura 6.8: Dado sintético da estação MT12 criado para o experimento.

Considera-se um comportamento unidimensional nos dados sintéticos quando as curvas de resistividade aparente nas direções XY e YX estão sobrepostas, portanto sem variação lateral da resistividade. Descartou-se a parte dos dados que não apresentava realidade 1D. Por exemplo, 2D e 3D (Fiona and Bahr, 2005). Esse corte representa a interface limítrofe do embasamento e da bacia sedimentar.

Inverteu-se através da utilização do algoritmo de 1D de Occam (Constable et al., 1987) a resistividade XY do dados sintético de cada estação MT que serviu de modelo inicial para topo e base do modelo de resistividade de camadas 1D (Meju, 1994). A Fig. 6.9 exemplifica a inversão 1D de Occam bem como modelo de camadas.

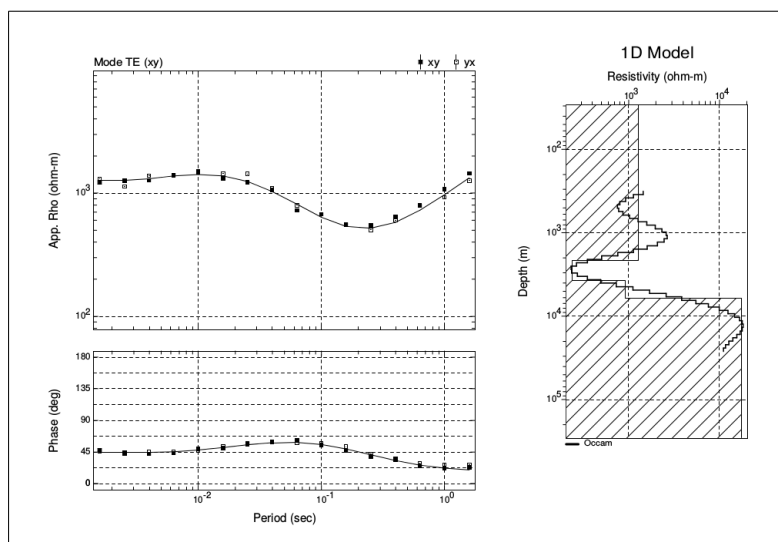


Figura 6.9: Exemplo do resultado da inversão do dado sintético da estação MT12. No painel a esquerda, valores de resistividade aparente e fase do dado observado. No painel a direita o resultado da inversão 1D de Occam e o modelo de camadas.

A Fig. 6.10 mostra o comparativo do resultado da seção composta MT 1D sintética com a superfície que delimita o embasamento mostrada na Fig. 6.7. O resultado evidencia boa correlação entre a seção composta MT 1D sintética e o embasamento, contudo as estações MT1, MT21 e MT22 próximas as bordas leste e oeste do modelo apresentaram erros na profundidade do embasamento da ordem de 500 metros.

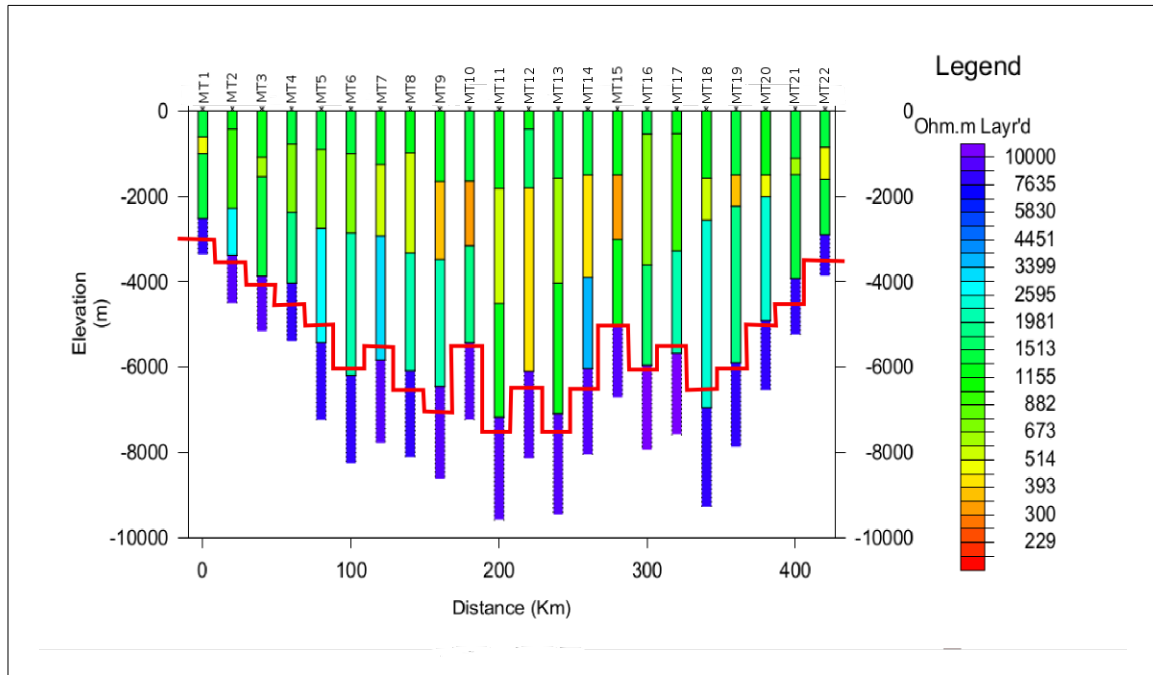


Figura 6.10: Seção MT1D composta sintética. A linha em vermelho representa o embasamento criado pelo modelo de resistividades sintético (Fig. 6.7). Os traços abaixo de cada estação representam os modelos de camadas que foram calculados pelas inversões 1D (Fig. 6.9).

A metodologia proposta para a discretização da superfície do embasamento utilizando modelagem e inversão 1D foi capaz de delimitar uma superfície aproximada de alto contraste de resistividade que simularam o contraste de rochas entre sedimento e embasamento.

6.2.2 Modelo MT de Resistividades com Dado Real

Os dados MT foram processados empregando a técnica robusta e referência remota (Egbert and Booker, 1986; Gamble et al., 1979) 150 estações MT espaçadas de 5 Km ao longo do perfil de estudo foram utilizados na inversão 1D.

Devido a distorção galvânica provocada pelas heterogeneidades, ou corpos 3D próximos à superfície (Árnason, 2008; Mwakirani et al., 2012; Sternberg et al., 1988) foi necessário realizar a correção estática nas curvas de resistividade aparente com

uso das curvas de resistividade TEM (Transient Electromagnetic) (Árnason, 2008; Gamble et al., 1979; Meju, 1994).

A Fig. 6.11 mostra o deslocamento por um fator S , na curva de resistividade aparente ao comparado com o dado TEM, para estação ON-252.

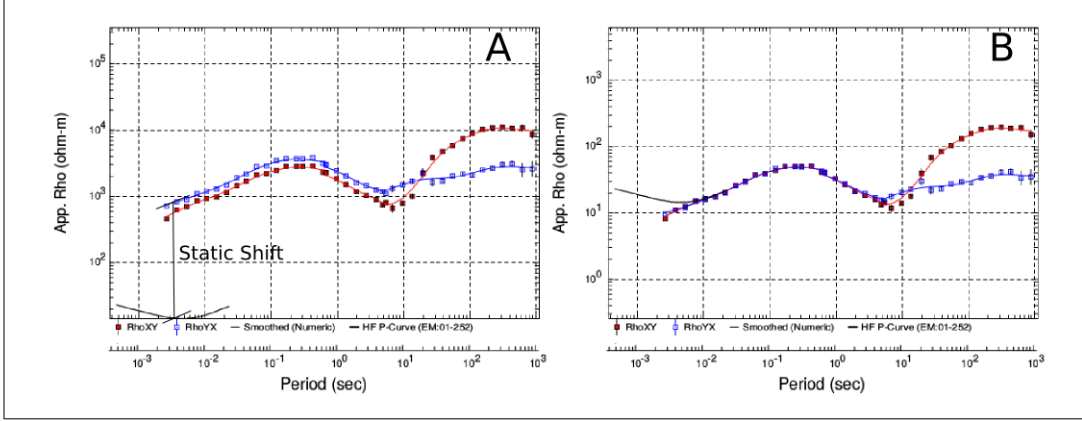


Figura 6.11: Deslocamento vertical da curva de resistividade aparente para estação 252 (A). Curva de resistividade aparente após a correção galvânica da estação ON-252 (B).

Os resultados MT apresentaram situações cuja dimensionalidade variou de 1D, 2D a 3D (Fig. 6.12).

Para uma Terra 1D a condutividade varia apenas com profundidade. Em uma terra 2D a variação da condutividade ocorre ao longo de uma das direções horizontais e na vertical. O caso 1D e 2D assumem respectivamente os seguintes valores (Figueiredo, 2008; Fiona and Bahr, 2005).

$$1D \begin{cases} Z_{xx}(\omega) = Z_{yy}(\omega) = 0 \\ Z_{xy}(\omega) = -Z_{yx}(\omega) \end{cases} \quad 2D \begin{cases} Z_{xx}(\omega) = -Z_{yy}(\omega) = 0 \\ Z_{xy}(\omega) \neq -Z_{yx}(\omega) \end{cases}$$

No caso 3D os invariantes são todos diferentes de zero (Figueiredo, 2008).

Foram utilizados parâmetros clássicos simples para análise da dimensionalidade como o Tipper e a Elipticidade.

A elipticidade varia de acordo com a amplitude e direção das componentes do tensor de impedância, e, pode ser descrita de acordo com a Eq. 6.3 (Fiona and Bahr, 2005; Vozoff, 1986).

$$\beta(\omega) = \frac{Z_{xx}(\omega) - Z_{yy}(\omega)}{Z_{xy}(\omega) + Z_{yx}(\omega)} \quad (6.3)$$

Onde os termos $Z_{xx}(\omega) - Z_{yy}(\omega)$ e $Z_{xy}(\omega) + Z_{yx}(\omega)$ são constantes invariantes do tensor de impedância (Figueiredo, 2008).

Em uma realidade 1D, esta propriedade é zero para um dado totalmente livre de ruído (Vozoff, 1986). A Fig. 6.12 ilustra a análise da elipticidade da estação ON-252.

Pode-se considerar $H_z \approx 0$, nos casos, onde não se tem uma variação lateral. (Fiona and Bahr, 2005; Vozoff, 1986) A relação entre H_z e o campo magnético horizontal, em qualquer frequência, pode ser escrito de acordo com a Eq. 6.4.

$$H_z = T_x H_x + T_y H_y \quad (6.4)$$

Como em uma Terra 2D com o strike na direção x' , a Eq. 6.4, pode ser reescrita segundo a Eq. 6.5.

$$H_z = T'_y H_y \quad (6.5)$$

Onde T' , é a inclinação do vetor H , em relação a um plano horizontal, também chamada de *Tipper*. No caso uma situação 1D o valor do Tipper será igual a zero para um dado sem ruído (Vozoff, 1986).

Como os dados reais não são livres de ruído, adotou-se para o presente trabalho valores de *Tipper* próximos a zero como sendo característicos de uma realidade 1D. A mudança de dimensionalidade no caso 2D ou 3D se dá na quebra da curva do *Tipper*, conforme mostra a Fig. 6.12. Nota-se que quando as componentes XY e YX são iguais temos identificado uma realidade unidimensional para o dado.

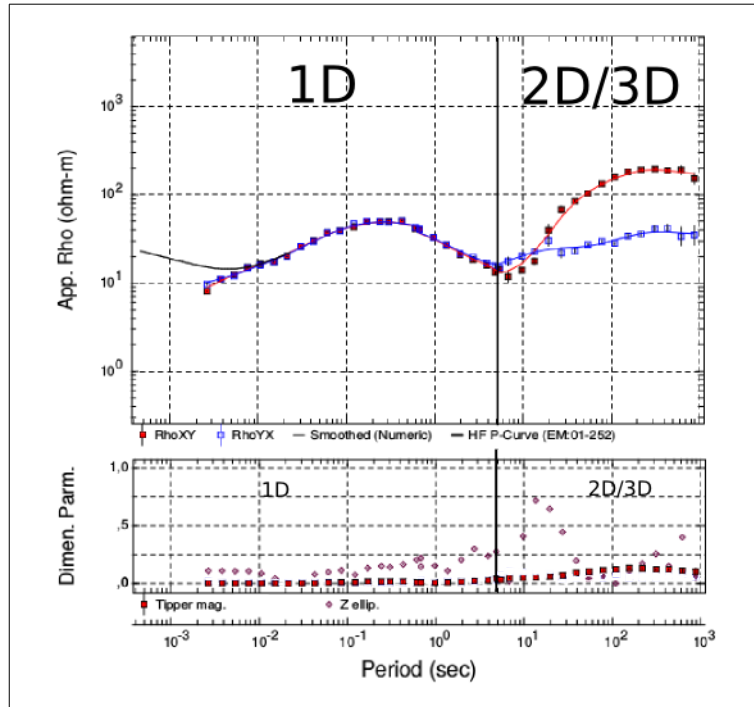


Figura 6.12: Parâmetros de dimensionalidade da estação ON-252. Os pontos em vermelho são a a magnitude do Tipper e os círculos representam a elipsidade.

A mesma metodologia utilizada nos dados sintéticos foi utilizada nos dados reais (corte 1D e inversão de dados 1D de Occam) conforme mostrado na Fig. 6.9 (Constable et al., 1987).

A profundidade do embasamento foi determinada com a criação da seção MT 1D composta, baseada no contraste de resistividade entre o embasamento e a bacia sedimentar. A Fig. 6.13 mostra o resultado final das inversões 1D dos dados MT.

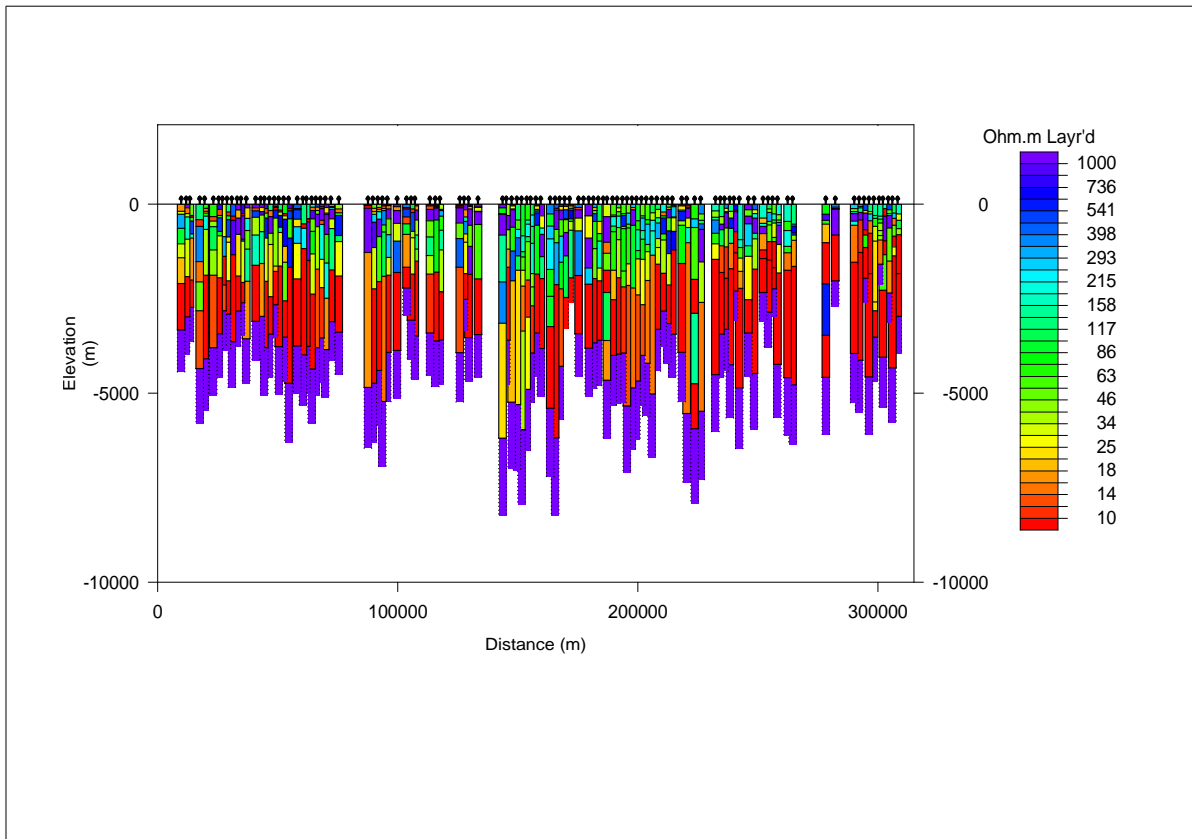


Figura 6.13: Seção composta 1D MT.

Na Tab. 6.2 são apresentados os parâmetros que foram utilizados na inversão 1D Occam.

Tabela 6.2: Parâmetros do modelo inversão Occam

Modo	TE
Camadas	45
Número de interações	10

A Tab. 6.3 são apresentadas as características utilizadas na criação do modelo de camadas 1D.

Tabela 6.3: Parâmetros do modelo 1D de camadas

Estações	128
Modo	TE
Camadas	8
R.M.S	1.0
Número de interações	100

6.3 Modelagem 2D

A modelagem geofísica de dados gravimétricos somados aos dados complementares se deu a partir de modelos geológicos bidimensionais idealizados. Isto permitiu obter o melhor ajuste às curvas gravimétricas observadas. Os métodos utilizados para determinar a resposta dos modelos são baseados em [Talwani et al. \(1959\)](#) e [Talwani \(1960\)](#), utilizando algoritmos descritos em [Won \(1987\)](#).

O modelo reflete como a densidade varia em subsuperfície ao longo da seção. Os corpos e estruturas geológicas foram simplificados usando estruturas lineares ou circulares. Essas feições são aproximadas por um conjunto de polígonos fechados de n -vértices, onde é possível calcular (Eq. 6.1), a componente vertical da atração gravitacional em um ponto qualquer, bastando para isso, variar a posição destes n -vértices ou a densidade do polígono ([Talwani et al., 1959](#)).

O perfil NW-SE, A-A', de 320 km foi amostrado sobre seção magnetotelúrica a partir do mapa de anomalia de Bouguer que cruza o alto gravimétrico de Parapanema (Fig. 6.1).

Informações geológicas, interpretações de modelos geofísicos multidisciplinares e dados compilados da Moho foram utilizados como referência para modelagem com o objetivo de diminuir as ambiguidades das soluções e validar com o modelo geológico idealizado o ajuste dos dados gravimétricos.

A modelagem gravimétrica 2D foi executada buscando o ajuste dos dados de Anomalia de Bouguer. A partir informações geológicas, de poços, de sismologia e da seção MT 1D composta simulou-se manualmente uma distribuição geométrica de massas em subsuperfície através do contraste de densidade. O dado resultante dessa distribuição hipotética foi comparado com dado observado no perfil gravimétrico ([Talwani, 1960](#); [Talwani et al., 1959](#))

O dado resultante do modelo direto foi invertido segundo a metodologia descrita por [Marquardt \(1963\)](#). Este procedimento foi repetido de forma iterativa até que fosse obtido o melhor ajuste com erros menores que 5 mGal.

A estratégia adotada neste trabalho foi dividir o modelo em duas seções distintas, resultantes da separação regional-residual dos dados gravimétricos ([Osako et al., 2011](#)). A primeira com dados gravimétricos regionais (Fig. 6.14) e a segunda com os dados residuais (Fig. 6.15).

6.3.1 Modelo Regional

A seção da Moho partiu de um modelo estratificado simples, onde as densidades foram atribuídas da literatura específica ([Green and Falloon, 1998](#); [Telford and Sheriff, 1993](#)) sendo da base para o topo: a) camada com densidade fixada em 3300 Kg/m^3 para o manto litosférico rígido composto por peridotito ; b) camada para

a crosta de densidade de 2670 Kg/m^3 composto por granito, limitada na base pela descontinuidade de Mohorovicic (Moho) e profundidade média de 42 km na região central do modelo (Assumpção et al., 2013; Lloyd et al., 2010; Quintas, 1995; Zalan and Wolf, 1987).

A densidade do manto foi fixada em 3300 kg/m^3 . Os parâmetros usados na inversão foram a posição dos vértices da linha que delimita a Moho.

O procedimento resultou em um modelo regional composto por 2 camadas ajustado para um erro de 0.325 mGal. Essas camadas estão ilustradas, na Fig. 6.14, como Crosta e Manto.

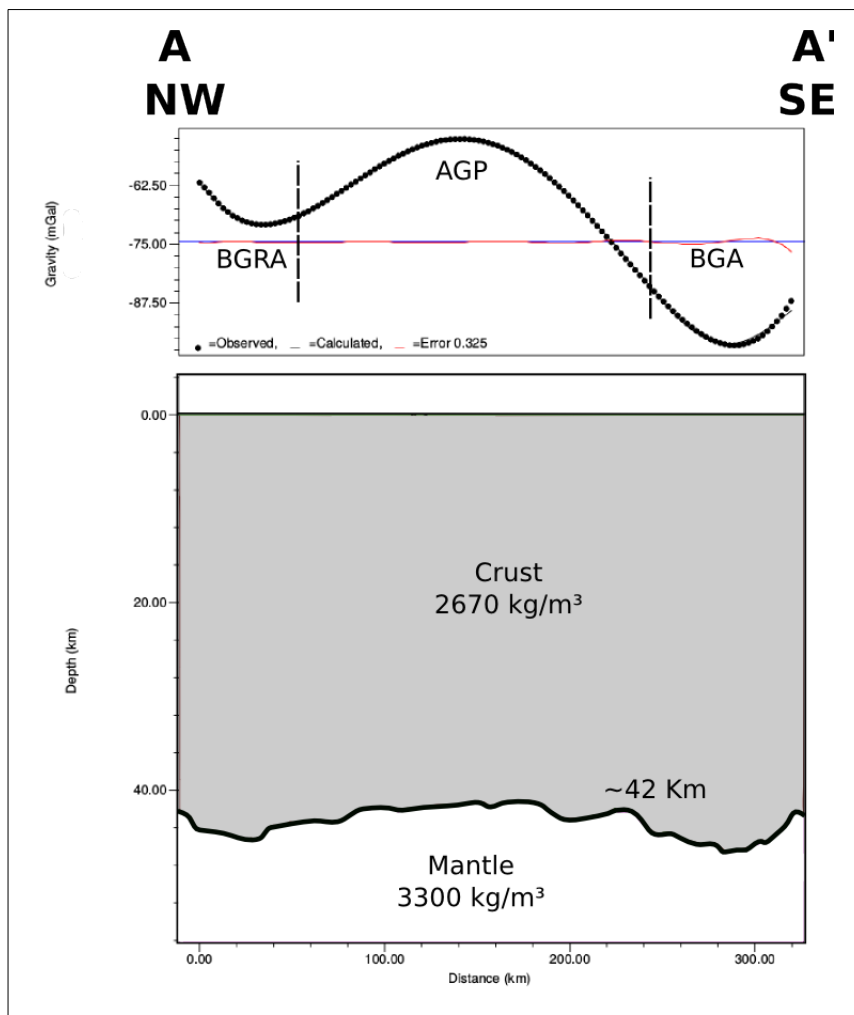


Figura 6.14: Limite Crosta-Manto. São ilustradas três divisões baseadas na curva de Anomalia Regional: BGRA (Baixo Gravimétrico Rio Aporé), AGP (Alto Gravimétrico Paranapanema) e BGA (Baixo Gravimétrico Apiaí).

A superfície que descreve a Moho resultou em uma crosta continental homogênea com densidade média de 2670 Kg/m^3 que, por sua vez, encontra-se assentada em um manto litosférico com densidade média elevada, estimada em 3300 kg/m^3 (Castro et al., 2014, 2011).

No limite noroeste da linha regional, ocorre um baixo gravimétrico, BGRÁ (*Baixo Gravimétrico Rio Aporé*) de -72 mGal. Esta região do perfil mostra um melhor ajuste para uma crosta continental de 44 Km (Fig. 6.14) com uma tendência de afinamento crustal na direção sudeste. O baixo gravimétrico e o aumento da espessura crustal sugerido indicariam que a interface crosta-manto estaria mais profunda.

Já a região central do perfil, AGP (*Alto Gravimétrico Paranapanema*) apresenta um valor de -65 mGal. A modelagem 2D indica uma espessura crustal de 41 km. Este pequeno entumescimento da Moho está de acordo com a teoria de que a região onde se localiza o depocentro da Bacia do Paraná estaria sob a zona influência de um *underplating* segundo alguns autores (Assine, 1996; Cordani et al., 1984; Menezes and Travassos, 2004; Quintas, 1995).

A parte sudeste do perfil regional volta a diminuir apresentando o valor mais baixo de Anomalia Bouguer, BGA (*Baixo Gravimétrico Apiaí*), -97 mGal, que é coincidente com o valor de maior espessura crustal 45 Km. A oscilação da espessura crustal estaria associada aos processos relativos aos Ciclos de Wilson ocorridos ao longo do pré-cambriano (Bizzi et al., 2003; Cordani et al., 1984; Milani et al., 2007; Milani and Ramos, 1998; Polo, 1991; Rosa et al., 2009).

6.3.2 Modelo Residual

Modelos geológicos contendo diferentes estruturas geológicas na crosta e litosfera, com densidades variadas, têm sido propostos por diversos autores (Anderson, 2006; Castro et al., 2014; Irina and Walter, 2012; Percival and Pysklywec, 2007; Xu, 2001).

O modelo foi compartimentado em dois blocos denominados Bacia Sedimentar do Paraná e embasamento cristalino, e foi calculado com base no dado residual observado obtido através da filtragem polinomial.

O bloco que compõe o embasamento foi discretizado com base no contexto geotectônico no qual se insere a Bacia Sedimentar do Paraná (Milani and Ramos, 1998). A história geológica pré-cambriana caracteriza o embasamento como uma série de colisões entre faixas móveis e unidades cratônicas.

O resultado do modelo de inversão MT 1D de resistividade mostrado na Fig. 6.13 serviu de base para o ajuste dos dados de modelagem gravimétrica para a superfície que descreve o limite entre embasamento cristalino e a bacia sedimentar. Os valores de resistividade do modelo de inversão 1D MT permitiram associar às estruturas geológicas e a diferentes litologias da área (Fig. 6.15).

O modelo de densidades foi ajustado de acordo com os valores das densidades da Tab. 6.1 e a curva da Anomalia Bouguer Residual (Fig. 6.15).

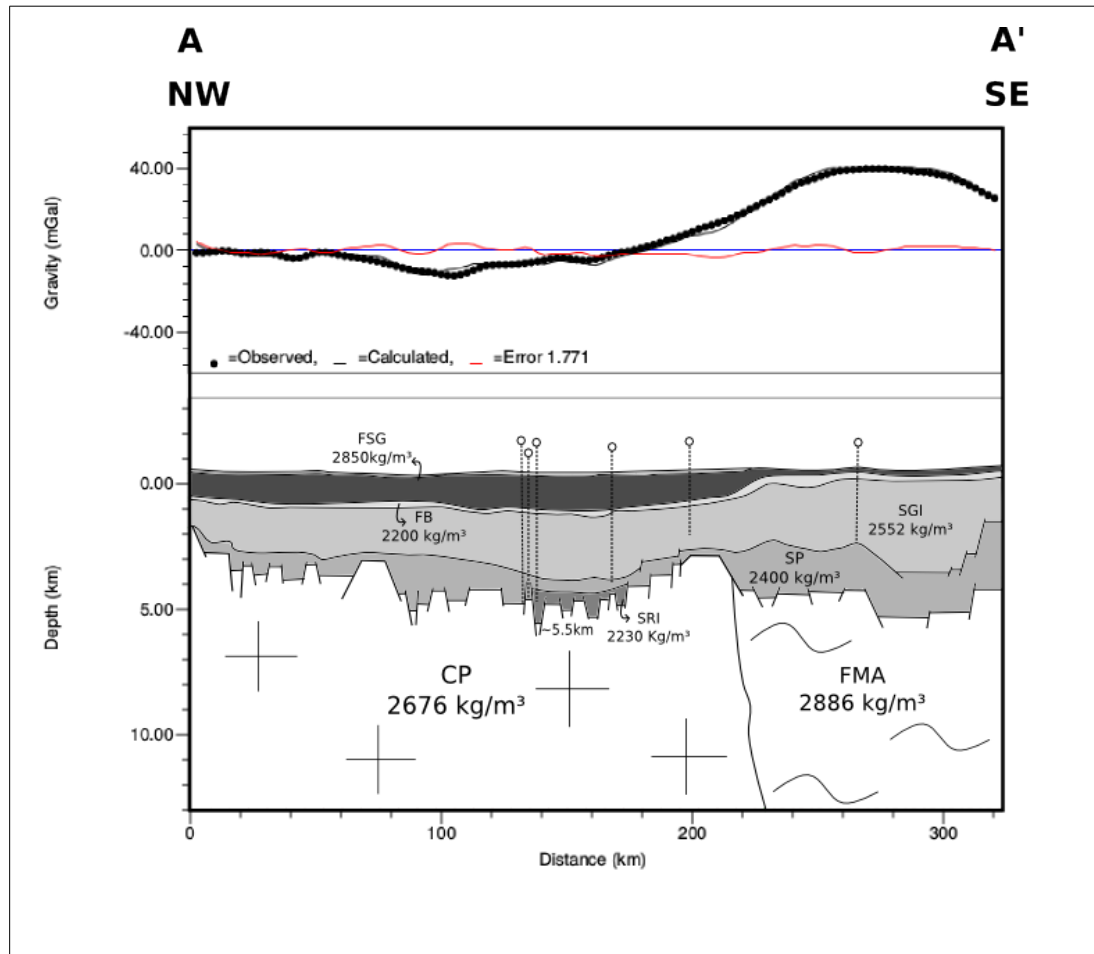


Figura 6.15: Modelo de densidades da Bacia Sedimentar e do Embasamento. Os blocos criados para o ajuste do modelo são: GB (Grupo Bauru), GC (Grupo Caiuá), FSG (Formação Serra Geral), FB (Formação Botucatu), SGI (Supersequência Gondwana I), SP (Supersequência Paraná), SRI (Supersequência Rio Ivaí), CP (Craton Paranapanema), FMA (Faixa Móvel Apiaí).

Os dados dos seis poços ao longo do perfil contribuíram para delimitar topo e base das camadas da Bacia Sedimentar, assim como, suas densidades Tab. 6.1. Os limites aflorantes dos grupos Caiuá e Bauru ambos do Cretáceo foram baseadas no mapa geológico (Fig. 3.1), foram fixados no modelo as densidades e limites topo e base. Na parte NW do perfil a espessura da Formação Serra Geral (FSG) atinge cerca de 1500m com densidade de 2850 Kg/m^3 . O arenito Botucatu (FB) é mais espesso na parte sudeste do perfil com cerca de 100m e densidade média de 2330 Kg/m^3 . Na sequência, a supersequência Gondwana I (SGI) apresenta na parte central do perfil a sua maior espessura com cerca de 3000m e densidade de 2552 Kg/m^3 . A supersequencia Paraná (SP) possui no setor SE espessura com cerca de 2000m e densidade média de 2400 Kg/m^3 . A supersequencia Rio Ivaí (SRI) mostra que na parte inferior da Bacia a espessura varia de 500m a 1000m e densidade de 2250 Kg/m^3 . Em todos os poços analisados foram registrados diques e soleiras. O

setor SE do perfil apresenta um alto gravimétrico marcante. Nesta região o mapa geológico (Fig. 3.1) indica que a Formação Serra Geral está aflorante e baseados nas informações de poços ocorre seu afinamento com proximidade à borda da Bacia. Esta feição estrutural corresponde, na seção, a uma concavidade nos sedimentos (Fig. 6.15).

A separação entre a Bacia Sedimentar do Paraná e o seu embasamento cristalino foi obtida através do modelo de camadas 1D MT e a informações de poços que atingiram o embasamento. No setor NW do perfil, o embasamento apresenta pouca variação na profundidade, oscilando entre 3000 e 4000m com feições estruturais de Horst e Grabens. Na região Central apresenta profundidade com máximo de 5500m. No setor SE o embasamento acompanha a concavidade apresentada próxima a borda da Bacia.

A compartimentação do embasamento cristalino tornou-se necessária para o ajuste dos dados residuais. Uma vez fixadas as posições das camadas sedimentares e do embasamento foram inseridos blocos baseados no contexto geotectônico da região (Bizzi et al., 2003; Cordani et al., 1984; Milani et al., 2007; Milani and Ramos, 1998; Polo, 1991; Rosa et al., 2009) . Após a modelagem direta, esses blocos tiveram o parâmetro densidade invertido. No setor NW e central do perfil foi criado o bloco Cráton Paranapanema (CP) (Milani and Ramos, 1998; Zalan and Wolf, 1987) com densidade de 2676 Kg/m^3 . No setor SE a anomalia gravimétrica representada por um alto gravimétrico de 40 mGal foi ajustada com a inserção do bloco chamado de Faixa Móvel Apiaí (FMA), que possui densidade mais elevada de 2886 Kg/m^3 .

O modelo residual proposto apresentou um bom ajuste de dados com valor de erro (RMS) de 1.771 mGal.

Capítulo 7

Conclusões

O modelo interpretado a partir do ajuste da Anomalia Bouguer para seção de estudo na Bacia do Paraná é apresentado na Fig. 7.1.

Na Bacia, o limite da profundidade do embasamento foi obtido pela seção de inversões MT1D compostas (Fig. 6.13) e os sete horizontes sedimentares, pelos perfis de poços (Tab 6.1).

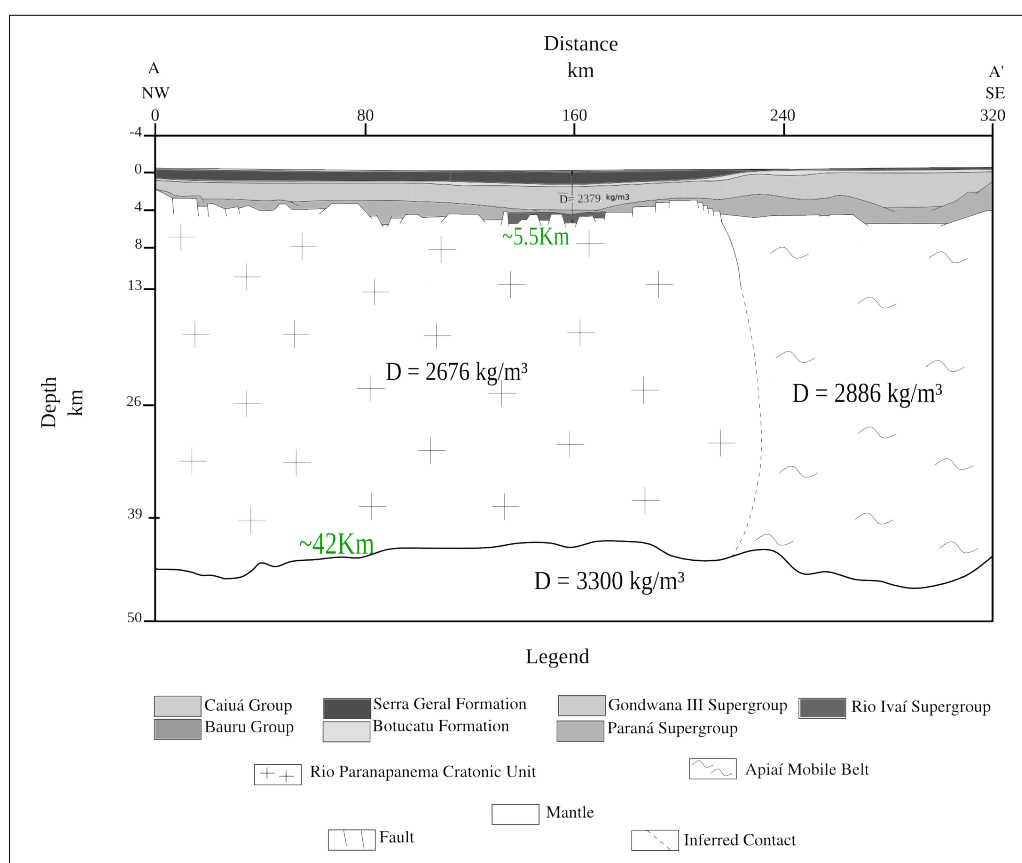


Figura 7.1: Modelo geológico-geofísico interpretado. Em verde, são apresentadas as profundidades médias para o manto superior e o embasamento da Bacia Sedimentar.

O uso de várias técnicas geofísicas integradas permitiu validar o modelo geológico

interpretado, restringindo em parte, as ambiguidades existentes quando apenas um só tipo de dado é usado. O modelo geofísico 2D obtido através do ajuste de dados gravimétricos apresentou erro médio de 0,5095 mGal. Tais erros podem ser considerados baixos quando associados às incertezas nas densidades das rochas cristalinas e sedimentares, e na geometria dos corpos modelados.

No domínio noroeste da seção, o ajuste do modelo foi atingido com geometria simples da crosta e manto. As anomalias encontradas na parte central da seção estão associadas às anisotropias da crosta continental e as variações da profundidade da Moho (França and Assumpção, 2004). Nesta parte, o modelo apresenta a maior profundidade da Moho, 46 Km.

O modelo mostra um manto litosférico com inversão de coordenadas de vértices do polígono que representa a Moho (Marquardt, 1963; Panza et al., 2007), compensada isostaticamente (Anderson, 2006; Castro et al., 2014). O ajuste de anomalias de maior gradiente dos dados gravimétricos evidencia também geometria de domos arqueados, na base da litosfera, que sugere a presença antigas zonas de subdução e crátons (Assine, 1996; Cordani et al., 1984; Quintas, 1995). Estas anomalias são corroboradas pelo modelo MT 1D, e, poços estratigráficos, que estão associadas ao depocentro da Bacia interpretado por Milani and Zalan (1999), Milani and Ramos (1998) e Zalan and Wolf (1987). Na região central, interpreta-se um afinamento crustal congruente ao depocentro estimado da Bacia associado a um aumento na espessura do manto superior. O afinamento está diretamente relacionado aos segmentos mais profundos da bacia, com maior espessura na região do alto gravimétrico de Paranapanema. O Arco de Ponta-Grossa é uma importante zona de sutura na região central da Bacia do Paraná resultado de um importante evento extensional ocorrido a 296 Ma. Esta zona de fraqueza litosférica associa-se com o importante evento de vulcanismo de lava basáltica ocorrido a 136 Ma acompanhado por *underplating* na crosta inferior (Menezes and Travassos, 2004).

Uma hipótese para a geometria encontrada para a Moho teria sido herdada dos processos de subdução e colisão que ocorreram durante o Pré-Cambriano, além do processo que envolveu a ruptura do supercontinente Gondwana, ocorrido no Cretáceo (Anderson, 2006; Irina and Walter, 2012; Lefort and Agarwal, 2002). As unidades cratônicas Rio Paranapanema e a Faixa Móvel Apiaí foram aglutinadas por estes processos tectônicos ocorridos no final do Brasiliano (Cury et al., 2008; Quintas, 1995). Esse complexo sistemas de colisões de Crostas Continentais e Oceânicas, após a estabilização ocorrida no final do Brasiliano, serviriam como o embasamento cristalino da Bacia do Paraná, que teria seu pacote sedimentar desenvolvido ao longo do Fanerozóico (Zalan and Wolf, 1987).

O embasamento cristalino sofre um afinamento crustal na parte central do modelo, onde a anomalia gravimétrica é positiva. O afinamento evidenciado no modelo

concorda com as informações das isópacas do depocentro da Bacia (Milani and Zalan, 1999; Milani and Ramos, 1998). O Alto gravimétrico de Paranapanema (AGP) está associado a uma elevação da Moho (Fig. 6.1 e Fig. 6.14).

O Arco de Ponta Grossa (Fig. 3.1) é apontado como sendo formado em um importante evento magmático ocorrido em 296 Ma que produziu as máximas taxas de subsidência, na região central da Bacia do Paraná (Menezes and Travassos, 2004). A zona de cisalhamento onde se insere o Arco é uma importante descontinuidade estrutural da região e por onde ascendeu o magma que deu origem aos basaltos da Formação Serra Geral (Assumpção et al., 2013; Menezes and Travassos, 2004).

Na bacia é possível verificar um afinamento do pacote sedimentar na porção noroeste e na parte sudeste, um espessamento do pacote sedimentar (Assine, 1996; Assine and Milani, 1994). O bloco FMA criado de densidade 2886 Kg/m^3 (Fig. 6.15) ajustou o alto gravimétrico residual na parte SE do perfil A-A'.

Referências Bibliográficas

- Anderson, D. L. (2006). Speculations on the nature and cause of mantle heterogeneity. *Tectonophysics - Elsevier.*, pages 7–22.
- Árnason, K. (2008). The magneto-thelluric static shift problem. *ISOR - Iceland GeoSurvey, Reykjavik*, page 17.
- Assine, M. L. (1996). *Aspectos da estratigrafia das sequências pré-carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil*. Doutorado, USP-Universidade de São Paulo.
- Assine, M. L. and Milani, E. J. (1994). Sequências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná, sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 2(24):12.
- Assumpção, M., Bianchi, M., Dias, F., Nascimento, R., and Drouet, S. (2013). Crustal thickness map of Brazil: Data compilation and main features. *Journal of South American Earth Sciences*, 43:11.
- Batista, R., Gomes, P., Kozen, L., H., P., Ivachshenko, A., Ribas, R., Moraes, F., Pereira, F. L., Nohara, F., Conceição, A., Secchi, A., Santos, B., Martins, J., Sunao, I., Ferreira, E., Oliveira, J., and Pereira, L. (2010). *Relatório Final de Aquisição e Processamento de Dados Gravimétricos e Magnetométricos da Bacia do Paraná*, volume I. Lasa Engenharia e Prospecções S.A.
- Beltrão, J., Silva, J., and Costa, J. (1991). Robust polynomial fitting method for regional gravity estimation. *Geophysics*, 56(1):80–89.
- Bijani, R., Ponte-Neto, C., Carlos, D., and Dias, J. (2015). Three-dimensional gravity inversion using graph theory to delineate the skeleton of homogeneous sources. *Geophysics*, 80:G53–G66.
- Bizzi, A. L., Schobenhuis, C., Vidotti, R. M., and Gonçalves (2003). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 1 edition.

- Blakely, R. J. (1995). *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press, 1 ed. edition.
- Bologna, M., Nunes, H., Padilha, A., and Vitorello, Í ad Pádua, M. (2013). Anomalous electrical structure in the northwestern Paraná Basin, Brazil, observed with broadband magnetotellurics. *Journal of South American Earth Sciences*, 42:74–82.
- Borghini, L. (2002). A Bacia do Paraná. *Anuário do Instituto de Geociências - IGEO, Departamento de Geologia*.
- Castro, D., Fuck, R., and Phillips, J. (2014). Crustal structure beneath the paleozoic paranaíba basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. *Tectonophysics - Elsevier.*, pages 128–145.
- Castro, D. L., Osako, L. S., Soares, J. E. P., Fuck, R. A., Lima, M. V. A. G., and Pinheiro, J. a. M. (2011). Gravity and deep seismic transects across the Precambrian Borborema Province, (NE) Brazil. pages 897–901. Society of Exploration Geophysicists.
- Cheyney, S., Hill, I., and Linford, N. (2011). Advantages to using the pseudogravity transformations to aid edge detection of total field archaeomagnetic datasets. *Archeological Prospection. Wiley On Line Library.*, (18):81–93.
- Constable, S. C., Parker, R. L., and Constable, C. G. (1987). Occam’s inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52(3):289–300.
- Cordani, G., Neves, B., and Fuck, R. (1984). Estudo preliminar de integração do pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Revista Ciência Técnica do Petróleo*, 27(4):70p.
- Cury, L., Siga Jr., O., Harara, O., Filho, H., and Basei, M. (2008). Aspectos tectônicos das intrusões dos Granitos do Cerne, Passa Três e Rio Abaixo, sudeste do Pré-cambriano paranaense. Estudos baseados em datações $Ar^{39} - Ar^{40}$ em micas. *Geologia Série Científica USP*, 8(1):87–104.
- Detzel, H., Assumpção, M., Bianchi, M., and Pirchiner, M. (2015). Intraplate seismicity in mid-plate South America: correlations with geophysical lithospheric parameters. *Geological Society, London*, 2:432.
- Egbert, G. D. and Booker, J. R. (1986). Robust estimation of geomagnetic transfer functions. *Geophys. J. Royal Astron. Soc.*, 87(1):173–194.

- Figueiredo, I. (1997). *Investigação Magnetotelúrica nas Serras do Sudeste Brasileiro (RJ/MG): Uma Proposta de Modelo Crustal*. Doutorado, Observatório Nacional, São Cristóvão, Rio de Janeiro.
- Figueiredo, I. (2008). Heterogeneous crust and upper mantle across the SE Brazilian Highlands and the relationship to surface deformation as inferred from magnetotelluric imaging. *Journal of Geophysical Research*, 113.
- Fiona, F. and Bahr, K. (2005). *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press, 1^a edition.
- França, G. and Assumpção, M. (2004). Crustal structure of the ribeira fold belt SE Brazil derived from receiver functions. *Journal of South America Earth Science*, 16:15.
- Freire, G. F; Diniz, A. B. (1973). *Ondas Eletromagnéticas*. Universidade de São Paulo. Livros Técnicos e Científicos S.A. Rio de Janeiro, 1^a edition.
- Gamble, T., Goubau, W., and Clarke, J. (1979). *Magnetotellurics with a remote magnetic reference*, volume 44 of *Technical report*. Electronics Research Center, University of Texas at Austin.
- Geosystem, S. (2011). *WinGLink User's Guide, Release 2.20.12*. Printed in Milan, August 30, 2011.
- Godson, R. H. and Plouff, D. (1988). Bouguer version 1.0, a microcomputer gravity-terrain-correction program, open-file report. *U.S. Geological Survey*, pages 88–644.
- Grant, F. and West, G. (1965). *Interpretation theory in applied geophysics*. McGraw-Hill, New York, 1^a edition.
- Green, D. and Falloon, T. (1998). *Pyrolite: A Ringwood concept and its current expression*. in: Jackson I (ed). *The Earth's Mantle: composition, structure and evolution*. Cambridge University Press, UK, 2 ed. edition.
- Hawkesworth, C., Gallagher, K., Kirstein, L., Mantovani, M., Peate, D., and Turner, S. (2000). Tectonic controls on magmatism associated with continental break-up an example from the Paraná Etendeka Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 179:335–349.
- Heiskanen, W. A.; Moritz, H. (1965). *Physical Geodesy*. Freeman, San Francisco, 1^a edition.

- Irina, M. and Walter, D. (2012). On the relations between cratonic lithosphere thickness, plate motions, and basal drag. *Tectonophysics - Elsevier.*, pages 211–231.
- Jones, A. G. (1988). Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment. *Geophysics*, 53(7):967–978.
- Kane, M. F. (1962). A comprehensive system of terrain corrections using digital computer. *Geophysics*, 17(4):455–462.
- La Fehr, T. R. (1991). An exact solution for the gravity curvature (bullard b) correction. *Geophysics*, 56:1179–1184.
- La Terra, E. F. (2011). *Interpretação 3D Intergrada do pipe Kimberlítico Régis (MG)*. Doutorado, Observatório Nacional, São Cristóvão, Rio de Janeiro.
- La Terra, E. F., Menezes, P. L., and Fontes, S. F. (2010). Metodologia exploratória para a delimitação de condutos vulcânicos kimberlíticos com o uso do CSMAT, MG, Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*, 28(3):357–370.
- Lefort, J. and Agarwal, B. (2002). Topography of the Moho undulations in France from gravity data: their age and origin. *Tectonophysics - Elsevier.*, pages 193–213.
- Li, Y. and Oldenburg, D. W. (1998). 3-d inversion of gravity data. *Geophysics*, 63(1):109–119.
- Lloyd, S., Lee, S., França, G., and Assumpção, M. (2010). Moho map of South America from receiver functions and surface waves. *Moho map of South America from receiver functions and surface waves.*, 115.
- Longman, I. M. (1959). Formulas for computing the tidal accelerations due to the moon and the sun. *Journal of Geophysical Research*, 64(5).
- Lopes, P. R. (2010). *Modelagem e inversão de dados sintéticos magnetotelúricos na Bacia Potiguar, Brasil*. Dissertação de final de curso, Universidade Federal Fluminense, Niterói, Rio de Janeiro.
- Marquardt, W. D. (1963). An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. *Journal of the society for Industrial and Applied Mathematics*, 11:11.
- Meju, M. A. (1994). *Geophysical Data Analysis.*, volume 6. Society of Exploration Geophysicists, 1 ed. edition.

- Menezes, P. L. and Travassos, J. M. (2004). EM modeling of the central-northern portion of the Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, Brazil. *Physics of the Earth and planetary Interiors*, 150(3):145–158.
- Milani, E., Spadini, A., Terra, G., Silva, E., and Bueno, G. (2007). *Boletim de geociências da Petrobras*, volume v. 15. Cenpes.
- Milani, E. and Zalan, P. (1999). An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, 22:199–205.
- Milani, E. J. and Ramos, V. A. (1998). Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Brazilian Journal of Geology*, 28(4):473–484.
- Moore, I. D., Lewis, A., and Gallant, J. C. (1993). Terrain properties: Estimation methods and scale effects, modeling change in environmental systems, a.j. *A.J.*, page 11.
- Mota, C. (2008). *Estudos Geológicos e Gravimétricos do Complexo Marapicu-Gericinó Mendanha (Rio de Janeiro)*. Dissertação de mestrado, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.
- Mwakirani, R., Simiyu, C., and Gichira, J. (2012). Application of transient electromagnetic in static shift correction for magnetotellurics data case study: Paka geothermal prospect in kenya. *GRC - Transactions*, 36:1013–1016.
- Nagy, D. (1966). The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics*, 31(2):362–371.
- Nourthwest Geophysical Associates, Inc. (2000). *Manual do programa GM-SYS. Gravity/Magnetic Modeling Software*. v. 4.9 edition.
- Osako, L. S., Castro, D. L., Fuck, R. A., Castro, N. A., and Pitombeira, J. P. A. (2011). Contribuição de uma seção Gravimétrica transversal ao estudo da estruturação litosférica da província da Borborema, NE do Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*, 29(2):309–329.
- Padilha, A., Vitorello, I., Antunes, C., and Pádua, M. B. (2015). Imaging three-dimensional crustal conductivity structures reflecting continental flood basalt effects hidden beneath thick intracratonic sedimentary basin. *Journal of Geophysical Research*, 120(7):4702–4719.
- Panza, G., Raykova, R., Carminati, E., and Doglioni, C. (2007). Upper mantle flow in the western mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters - Elsevier.*, pages 200–214.

- Percival, J. and Pysklywec, R. (2007). Are archean lithospheric keels inverted? *Earth and Planetary Science Letters - Elsevier.*, pages 393–403.
- Plouff, D. (1976). Gravity and magnetic fields of polygonal prisms and application to magnetic terrain corrections. *Geophysics*, 41(3).
- Polo, M. P. (1991). Interpretação de um trato do embasamento da bacia do paraná com base em parmetros geofísicos dos terrenos expostos e na aplicao de filragens aeromagnticas. *Revista de Geociências da Universidade de São Paulo.*, pages 814–819.
- Press, W. H.; Flannery, B. P. T. S. A. and Vetterling, W. (1986). *Numerical Recipes, The Art of Scientific Computing.* Cambridge University Press, Cambridge, 1^a edition.
- Pujol, J. (2007). The solution of nonlinear inverse problems and the levenberg-marquardt method. *Geophysics*, 72:W1–W16.
- QGIS Development Team (2009). *QGIS Geographic Information System.* Open Source Geospatial Foundation.
- Quintas, M. C. (1995). *O Embasamento da Bacia do Paraná: Reconstruo Geofísica de seu Arcabouço.* Doutorado, USP-Universidade de São Paulo.
- Rodi, W. and Mackie, R. (2001). Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-d magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 66:174–187.
- Rosa, M., Tomazelli, L., Uberti, A., and Barboza, E. (2009). Integrao de métodos potenciais (gravimetria e magnetometria) na caracterizao do embasamento da região sudoeste da bacia de pelotas, sul do brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*, 27(4):641–657.
- Schneider, R., Muhlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R., Daemon, R., and Noqueira, A. (1974). Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. volume 4. Anais do Congresso Brasileiro de Geologia.
- Sternberg, B., Washburne, J., and Pellerin, L. (1988). Correction for the static shift in magnetotellurics using transient electromagnetic soundings. *Geophysics*, page 53.
- Talwani, M.; Heirtzler, J. (1960). Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. *Geophysics*, 25:203–250.

- Talwani, M., Worzel, J. L., and Landisman, M. (1959). Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the mendocino submarine fracture zone. *Geophysical Research*, 64:49–59.
- Telford, W. M. and Sheriff, R. E. (1993). *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, 2 ed. edition.
- Uieda, L., Oliveira, V. C., and Barbosa, V. C. F. (2013). Modeling the earth with fatiando a terra. In *Proceedings of the 12th Python in Science Conference*.
- Uieda, L., Oliveira, V. C., Ferreira, A., Santos, H. B., and Caparica, J. F. (2014). Fatiando a terra: a python package for modeling and inversion in geophysics. *Figshare*, doi:10.6084.
- Ussami, N., Kolisnyk, A., Raposo, M. I. B., Ferreira, F. J. F., Molina, E. C., and Ernesto, M. (1991). Detectabilidade magnética de diques do arco de Ponta Grossa: um estudo integrado de magnetometria terrestre e aérea e magnetismo de rocha. *Brazilian Journal of Geology*, 21(4):317–327.
- Vail, P. R., Mitchum, R. M., and Thompson, S. (1977). *Seismic stratigraphy and global changes of sea level*. Seismic stratigraphy: applications to hydrocarbon exploration. APPG.
- Vidotti, R., Ebinger, C., and Fairhead, J. (1998). Gravity signature of the western Paraná basin, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, (159):117–132.
- Vozoff, K. (1986). *Magnetotelluric methods*. Geophysics reprint series. Society of Exploration Geophysicists.
- Whitehead, N. (2010). *Montaj Gravity and Terrain Corretion*. Geosoft Incorporated, v. 7.1 edition.
- Whitehead, N. and Musselman, C. (2005). *Montaj Gravity and Terrain Corretion*. Geosoft Incorporated, v. 6.1 edition.
- Won, I. J.; Bevis, M. (1987). Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and fortran subroutines. *Geophysics*, 52:232–238.
- Word, D., Smith, H., and Bostick, F. (1970). *An Investigation of the Magnetotelluric Tensor Impedance Method*. Technical report. Society of Exploration Geophysicists.

- Xu, X. (2001). Thermo-tectonic destruction of the archean lithosphere keel beneath the sino-korean craton in china: evidence, timing and mechanism. *Phys. Chem. Earth*, 26:747–757.
- Zalan, P. V. and Wolf, S. (1987). Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In *Simpósio sul-brasileiro de geologia, SBG, 3, Atas, Curitiba-PR.*, volume 1, pages 441–477.

Apêndice A

Correções Gravimétricas

A.1 Sobre a Natureza do Dado

No período de 6 de Abril de 2009 a 23 de Maio de 2010, foi realizado o Aerolevantamento Gravimétrico da Bacia do Paraná, conforme Contrato no 9.123/08-ANP-004.952, localizado na porção Centro-sul do Brasil, compreendendo parte dos Estados do Paraná, São Paulo, Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso do Sul e Mato Grosso, com aproximadamente $727.333,16 \text{ km}^2$. O levantamento recobriu aproximadamente $173.937,38 \text{ km}$ de perfis gravimétricos como observado na Fig.A.1 ([Batista et al., 2010](#)).

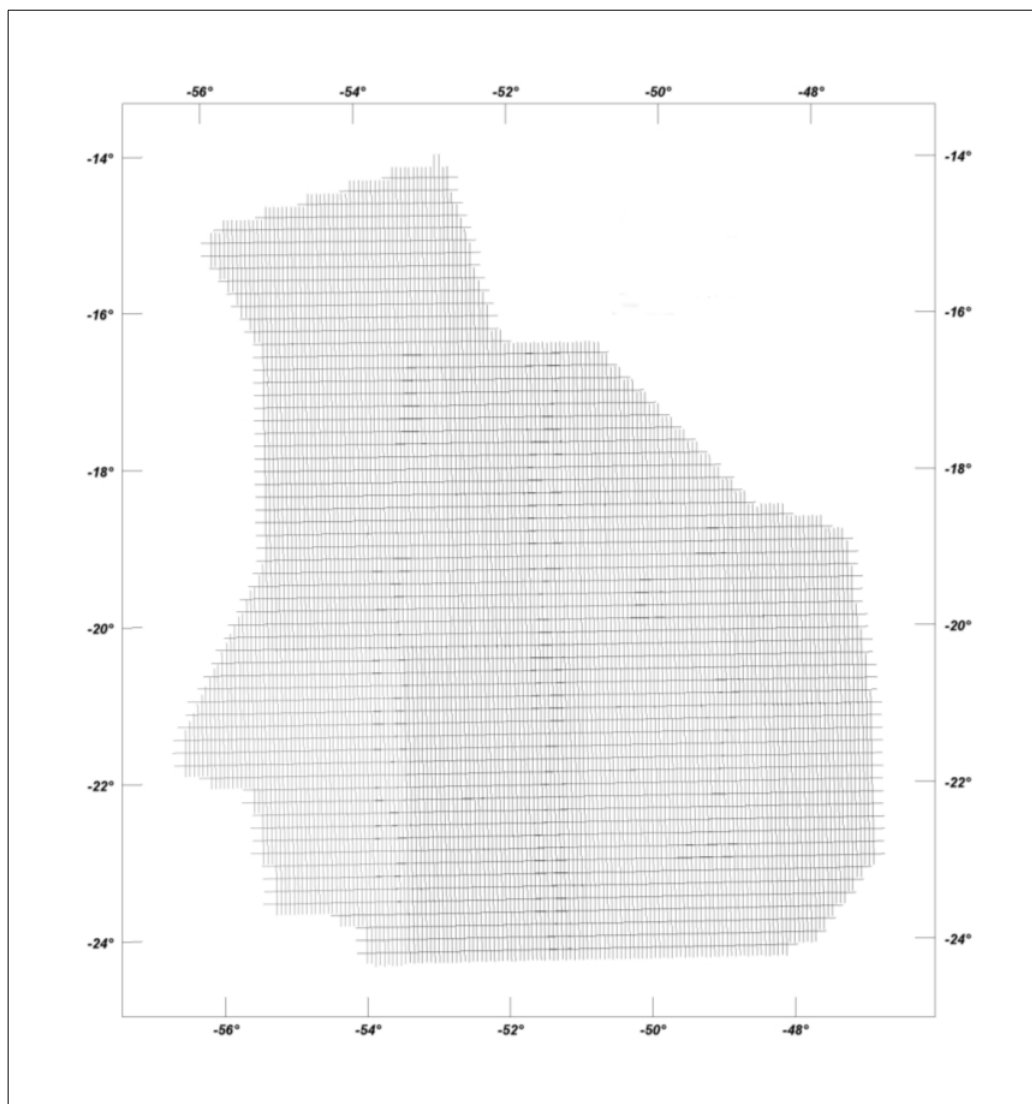


Figura A.1: Linhas de Voo

Tabela A.1: Levantamento Aerogravimétrico

Taxa de amostragem 1/5 s		
Característica	Distância (m)	Azimute
Espaçamento das linhas de vôo	6000	—
Espaçamento das linhas de controle	18000	—
Azimute de vôo	—	N-S
Azimute das linhas de controle	—	E-W
Média da altura de vôo	1800	—

Ao longo dos perfis foram realizadas 5 (cinco) leituras de dados no gravímetro por segundo, posicionadas através de sistema de observação de satélite GPS, com precisão melhor do que 5 m. O monitoramento da correção diferencial do posicionamento GPS utilizou estações de GPS base, instaladas nas cidades de Jundiá (SP), Jaboticabal (SP), Pardinho (SP), São Pedro (SP), Bandeirantes (PR), Pirajuí

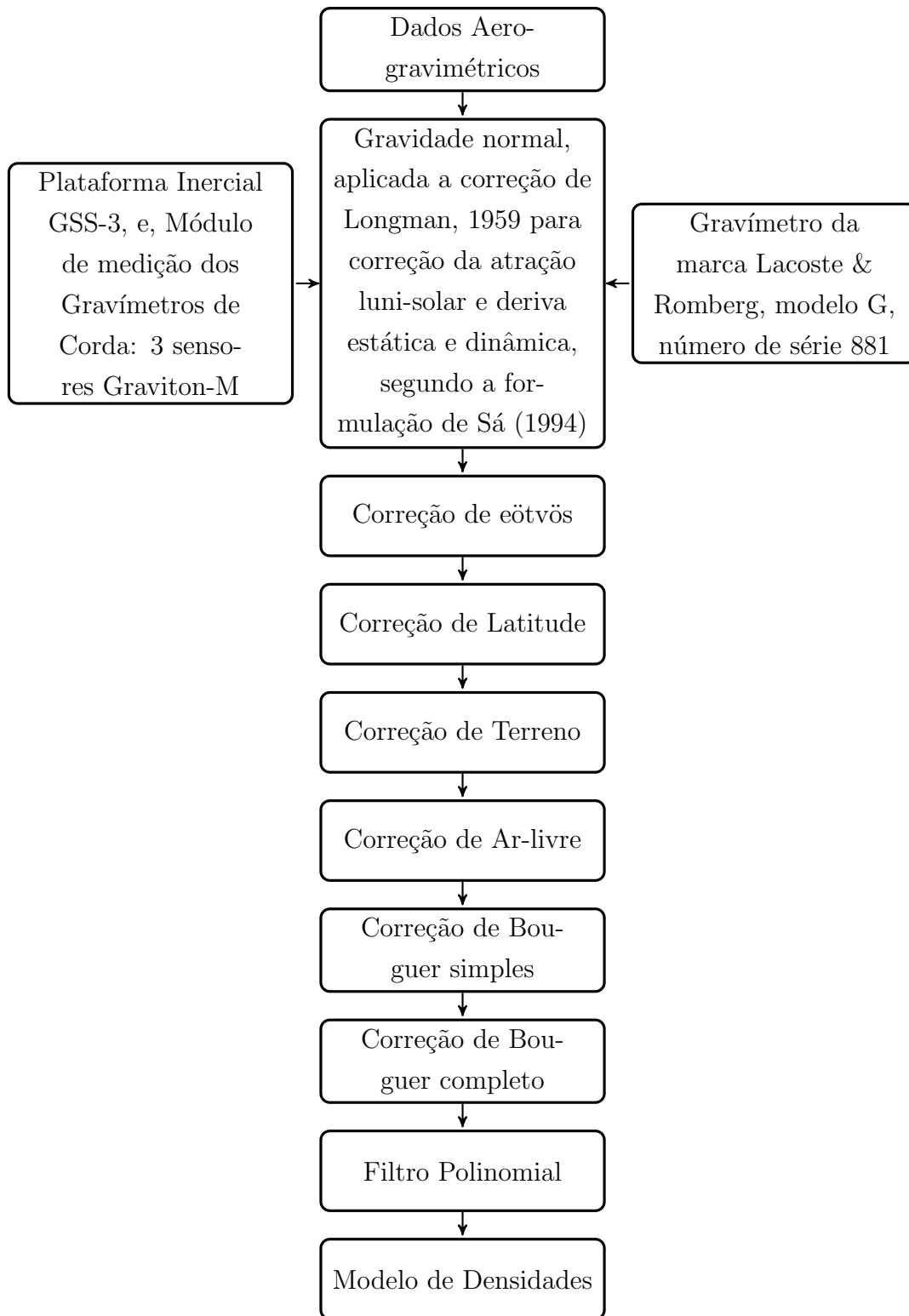
(SP), Araçatuba (SP), Frutal (MG), Inaciolândia (GO), Rio Verde (GO), Uberlândia (MG), Portelândia (GO), Guiratinga (MT), Chapada dos Guimarães (MT), Rondonópolis (MT), Paranatinga (MT), Costa Rica (MS), Inocência (MS), Bandeirantes (MS), Terra Rica (PR), Maringá (PR), Presidente Epitácio (SP), Campo Grande (MS), Dourados (MS), Ribas do Rio Pardo (MS), Rio Brilhante (MS), Terenos (MS) e Umuarama (PR) (Batista et al., 2010).

As bases gravimétricas do aerolevanteamento localizaram-se nos aeroportos de Araçatuba, Campo Grande, Cuiabá, Dourados, Jundiá, Maringá, Ribeirão Preto, Rio Verde, Rondonópolis e Umuarama. O controle dos desvios do gravímetro, foi registrado através de medidas sobre a estação de referência antes e depois dos voos. Esse registro foi executado diariamente, com a duração de 40 minutos. Os valores da gravidade na locação das estações de referência foram determinados pelo Observatório Nacional e pela Fundação Uniselva – UFMT (Universidade Federal do Mato Grosso). A tabela A.2 resume as estações utilizadas da Rede Gravimétrica Fundamental Brasileira (Batista et al., 2010).

Tabela A.2: Principais Estações da RGFB Utilizadas

Estações de Referência		
Estação	Local	Valor
Araçatu	Aeroporto de Araçatuba	$978.559,286 \pm 0,032mGal$
Campo Grande	Aeroporto de Campo Grande	$978.670,87 \pm 0,02mGal$
Cuiabá	Aeroporto de Cuiabá	$978.351,76 \pm 0,02mGal$
Dourados	Aeroporto de Dourados	$978.621,20 \pm 0,02mGal$
Jundiá 1	Aeroporto de Jundiá	$978.610,314 \pm 0,032mGal$
Jundiá 2	Aeroporto de Jundiá	$978.610,332 \pm 0,033mGal$
Maringá	Aeroporto de Maringá	$978.670,87 \pm 0,02mGal$
RPreto	Aeroporto de Ribeirão Preto	$978.505,497 \pm 0,031mGal$
Rio Verde	Aeroporto de Rio Verde	$978.282,66 \pm 0,02mGal$
Rondonópolis	Aeroporto de Rondonópolis	$978.316,94 \pm 0,04mGal$
Umuarama	Aeroporto de Umuarama	$978.718,63 \pm 0,02mGal$

As reduções gravimétricas que foram aplicadas ao dado seguem a abordagem clássica de Stokes, ou seja, as anomalias de gravidade devem representar valores de contorno no geóide. O fluxograma abaixo ilustra as correções gravimétricas aplicadas ao dado observado. .



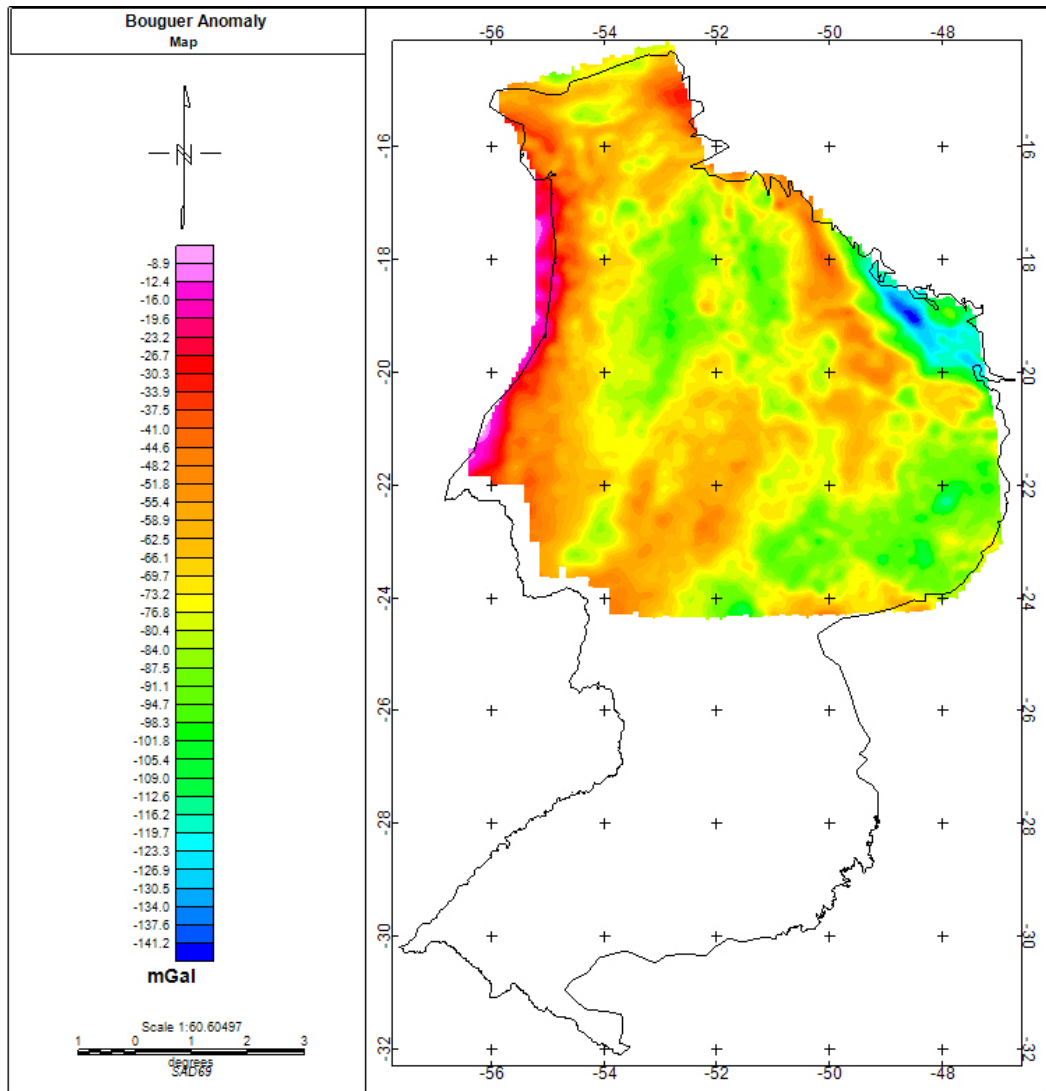


Figura A.2: Área total de aquisição de dados aerogravimétricos. Célula de interpolação de 225 m.

A.2 Correção de Maré

O Efeito de Maré ocorre quando o sol e a Lua possuem amplitudes suficientes para serem detectadas por gravímetros. Essas variações no valor de gravidade são dependentes do tempo e da latitude (Longman, 1959).

A.3 Correção de Latitude

A correção de latitude torna-se necessária devido ao fato da gravidade normal aumentar quando se afasta do equador ao longo dos meridianos. Resultado do efeito de rotação da Terra e a protuberância existente no equador. Como consequência,

valores obtidos em latitudes diferentes não podem ser comparados, sem que sejam corrigidos (Telford and Sheriff, 1993) A correção de latitude realizada pelo algoritmo AGLATCOR GX do Geosoft[®] (Whitehead, 2010) é dada pela Eq. A.1

$$g_L = 978031,85[1 + 0,005278895\text{sen}(l)^2 - 0,000023462\text{sen}(l)^4] \quad (\text{A.1})$$

Onde l é a latitude da estação, e, g_L é gravidade teórica em mGal.

A.4 Correção Eötvös

A atração da gravidade da Terra em um ponto fixo sofre uma redução pela força centrífuga relacionada à rotação da Terra. Motivo este, pelo qual, a velocidade angular de um observador é maior, quando este move-se para leste, do que um observador que permanece estacionário em relação à superfície da Terra. Consequentemente, a atração gravitacional de um observador em movimento torna-se levemente reduzida. O oposto ocorre, quando um observador move-se para oeste (Blakely, 1995).

A correção de Eötvös pode ser descrita de acordo com a Eq. A.2.

$$g_E = 7,508\nu \cos \lambda \text{sen} \iota + 0,004154\nu^2 \quad (\text{A.2})$$

Onde, ν é a velocidade em nós, ι é o azimuth verdadeiro e λ é a latitude.

A.5 Correção Ar-livre

A redução aplicada a gravidade observada ao geóide chama-se correção de ar-livre. A anomalia resultante recebe o mesmo nome. A Fig. A.3 apresenta a diferença ortonormal entre o geóide e a superfície da Terra.

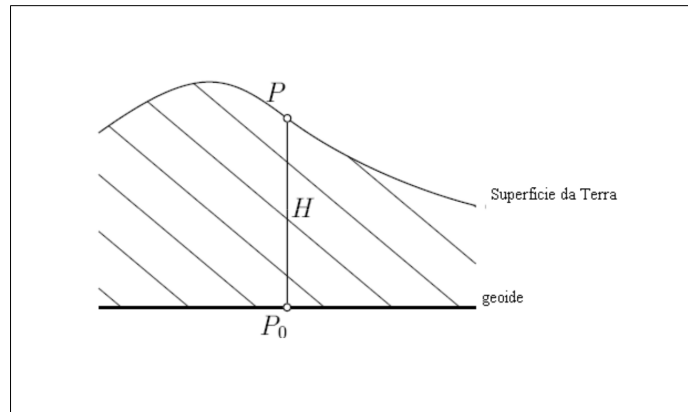


Figura A.3: Representação esquemática da superfície da Terra e o Geóide.

A anomalia de ar-livre pode ser escrita segundo a Eq. A.3.

$$\Delta g_{Al} = \Delta g - C_{Al} \quad (\text{A.3})$$

Onde Δg é a anomalia de gravidade em um determinado ponto e C_{Al} a correção de ar-livre. A correção de ar-livre para uma estação gravimétrica com altitude ortométrica h pode se expressa segundo a Eq. A.4.

$$C_{Al} = \frac{\partial \psi}{\partial h} h \quad (\text{A.4})$$

Onde $\frac{\partial \psi}{\partial h}$ é o gradiente vertical da gravidade. O gradiente médio da gravidade normal calculada para o elipsóide de referência WGS84 resulta da Eq. A.5.

$$C_{Al} = -0,3086mGal/m \quad (\text{A.5})$$

Por conseguinte, a Eq. A.3 pode ser reescrita de acordo com a Eq. A.6.

$$\Delta g_{Al} = \Delta g - 0,3086h \quad (\text{A.6})$$

Onde Δg é dado em mGal e altura da estação h é dada metros.

A.6 Correção de Terreno

No cálculo da correção de terreno utilizou-se o algoritmo GRREGTER GX do Gesoft[®] (Whitehead, 2010). Utilizou-se para tal, um modelo digital do terreno, MDT, que é amostrado em uma malha de dados centrada na estação gravimétrica. A unidade de célula usada para a correção do terreno foi de 225m, que é o mesmo tamanho da célula de interpolação.

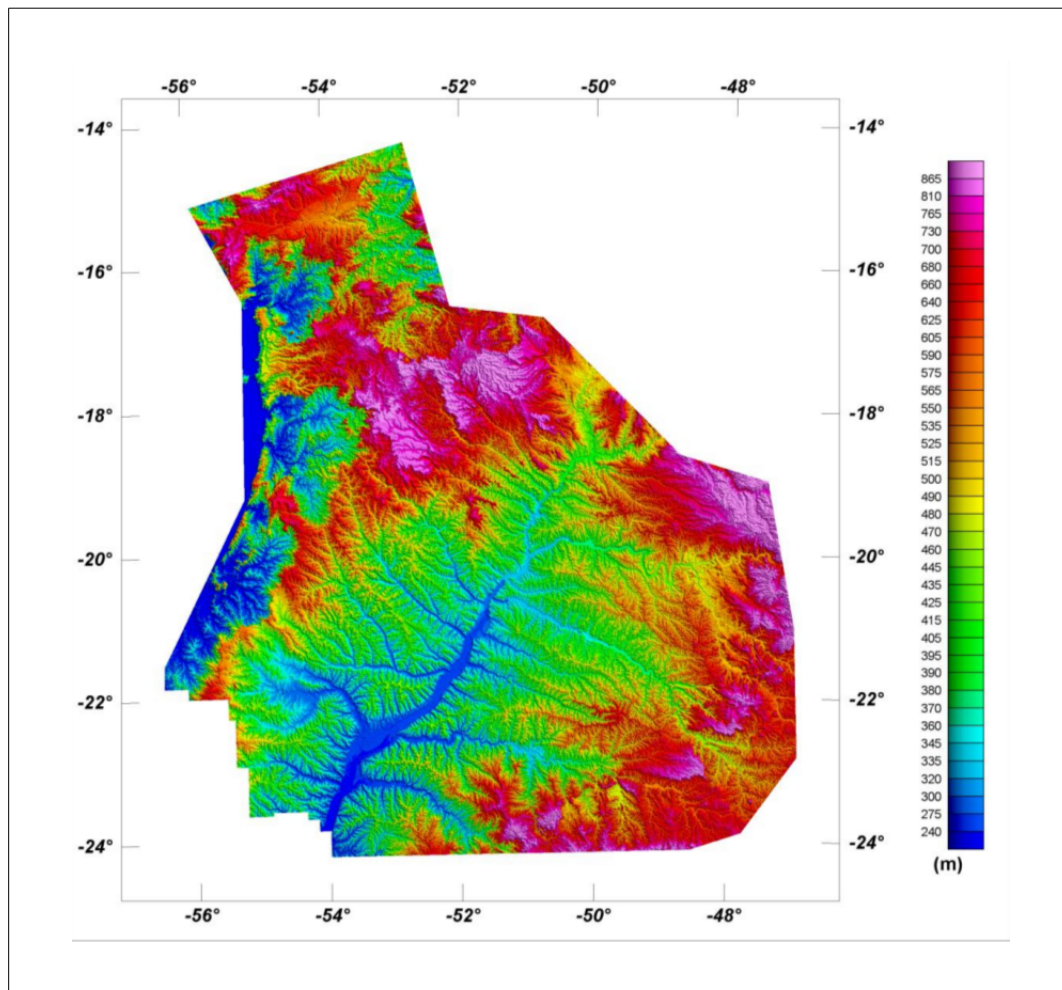


Figura A.4: Modelo Digital do Terreno.

Efetuuou-se as correções por três zonas distintas a saber: zona proximal, zona intermediária, e, zona distal. A zona proximal é definida por 0 – 2 células dada a definição do MDT tomando-se como centro a estação gravimétrica. A zona intermediária é tomada como sendo de 0 – 8 células a partir da estação. E, a zona distal como sendo de 0 – 16 a partir do centro da estação. A Fig. A.5 mostra como se dá a disposição das zonas proximal, intermediária e distal, a partir de uma estação gravimétrica no centro.

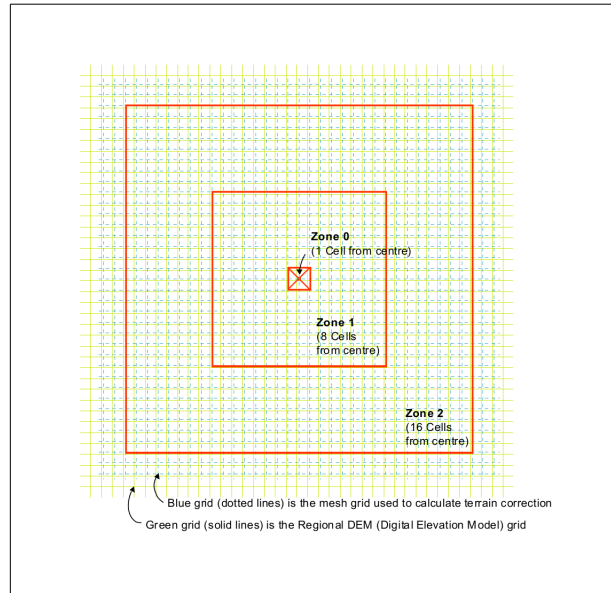


Figura A.5: Zonas definidas para a correção de terreno utilizada pelo algoritmo GRRECTER GX.

Na zona proximal, calcula-se a soma dos efeitos de gravimétricos de seções triangulares, chamadas de *octantes*. Essas superfícies descrevem a superfície entre a estação gravimétrica e a elevação em cada canto da diagonal. A Fig. A.6 ilustra a superfície de um octante de Kane (1962).

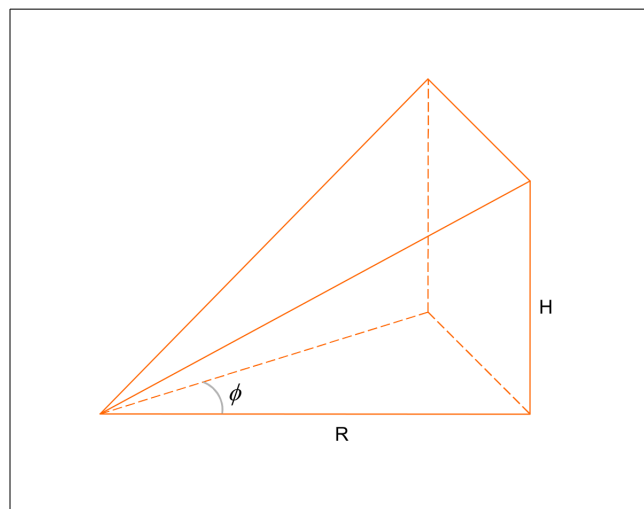


Figura A.6: Octante.

A Eq. A.7 descreve a atração gravitacional de um octante.

$$g = \gamma\alpha\phi \left(R - \sqrt{R^2 + H^2} + \frac{H^2}{\sqrt{R^2 + H^2}} \right) \quad (\text{A.7})$$

Na zona intermediária calculou-se a atração gravitacional do topo de um prisma achatado. A Fig. A.7 ilustra o prisma de Nagy (1966).

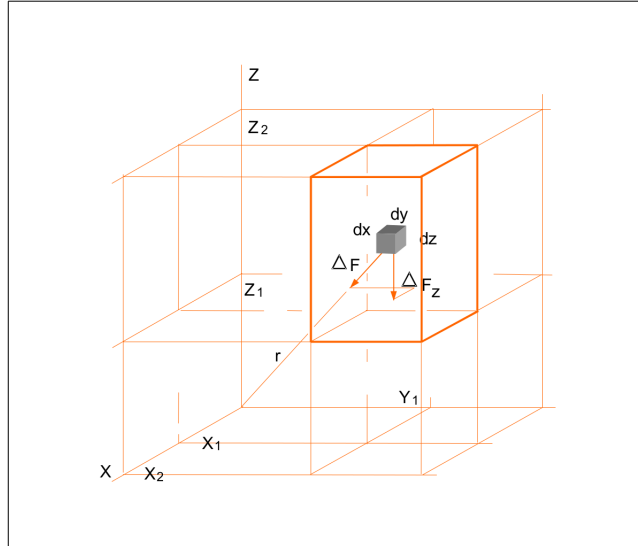


Figura A.7: Prisma de Nagy.

A Eq. A.8 descreve a atração gravitacional do prisma de [Nagy \(1966\)](#).

$$g = -\gamma\alpha \int_{Z_1}^{Z_2} \int_{Y_1}^{Y_2} \int_{X_1}^{X_2} x \ln(y + R) + y \ln(x + R) + z \arctan \frac{ZR}{xy} \quad (\text{A.8})$$

Para a zona distal, calculou-se o efeito gravitacional de uma seção anelar, que é aproximada para uma seção prismática. A Fig. A.8 ilustra a aproximação da seção anelar para uma seção prismática ([Kane, 1962](#)).

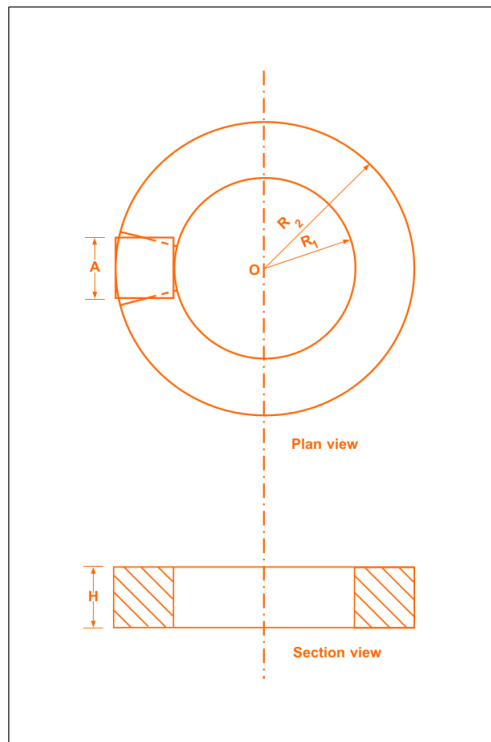


Figura A.8: Seção anelar.

A atração gravitacional da zona distal pode ser calculada de acordo com a Eq. A.9.

$$g = \gamma\alpha A^2 \frac{(R_2 - R_1 \sqrt{R_1^2 + H^2} - \sqrt{R_2^2 - H^2})}{(R_2^2 - R_1^2)} \quad (\text{A.9})$$

Onde A é a distância horizontal de um lado do prisma, R_1 é o raio do círculo interior, R_2 é o raio do círculo exterior, e, H é a altura do prisma.

A.7 Anomalia Bouguer

O objetivo da redução Bouguer da gravidade é a remoção completa do efeito das massas topográficas, que são as massas externas ao geóide. Para efeito considera-se um platô, conhecido como platô Bouguer. A Fig. A.9 ilustra o platô e a calota Bouguer.

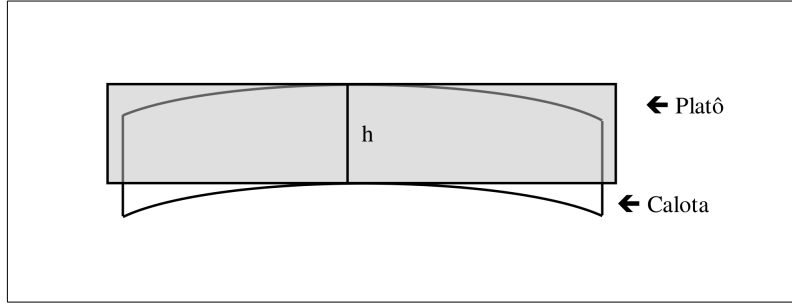


Figura A.9: Platô e calota Bouguer

Assume-se que a área ao redor da estação gravimétrica seja completamente plana e horizontal, e toma-se as massas entre o geóide e a superfície terrestre como tendo densidade constante. Considerando-se a placa como sendo infinita em ambos os lados. Já o platô bouguer é uma superfície curva. A atração gravitacional pode ser descrita de acordo com a Eq. A.10 (Heiskanen, 1965).

$$\Delta g_{Bg} = \Delta g - 0,3086h - \begin{cases} 2\pi\gamma(\alpha_{crosta})h, & \text{se } h \geq 0 \\ 2\pi\gamma(\alpha_{\acute{a}gua} - \alpha_{crosta})(-h), & \text{se } h < 0 \end{cases} - C_{cb} + C_t \quad (\text{A.10})$$

Onde h é a altitude do ponto, C_{cb} é a correção da calota bouguer, e, C_t é a correção de terreno. A correção Bouguer, propriamente dita é negativa, quando a topografia se encontra acima do geóide. Considerando-se somente os valores de altitudes positivos para a correção Bouguer, e, assumindo-se um valor para a $\gamma = 6,67 \times 10^{-11} \text{ erg.m}^2/\text{kg}^2$ e $\alpha_{crosta} = 2670 \text{ kg/m}^3$, a Eq. A.10 pode ser reescrita de acordo com a Eq. A.11.

$$\Delta g_{Bg} = \Delta g - 0,3086h - 0,1119h - C_{cb} + C_t \quad (\text{A.11})$$

Sendo a Eq. A.11 a anomalia bouguer para uma estação localizada em terra. O quarto termo da expressão é a diferença entre as componentes verticais da atração produzida pela calota e pelo platô Bouguer de mesma espessura, estendida até 166,7 Km da estação gravimétrica.

A rotina de trabalho adotada para levantamentos aéreo no Gesoft[®] utiliza a Eq. A.12 (Whitehead, 2010).

$$\Delta g_{Bg} = \Delta g_{Al} - 0,0419088[\alpha_{crosta} \cdot h_{mdt} + \alpha_{\acute{a}gua} \cdot h_{\acute{a}gua} + (\alpha_{gelo} - \alpha_{\acute{a}gua}) \cdot h_{gelo}] - C_{Bulard B} \quad (\text{A.12})$$

Onde, $C_{Bulard B}$, é a correção da calota bouguer de acordo com a curvatura descrita pela superfície *Bulard B* (La Fehr, 1991). Neste trabalho adotou-se o valor de densidade para a crosta de 2670 kg/m^3 , para o gelo 0 kg/m^3 e para água 1000 kg/m^3 .