



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA



GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

INVERSÃO GRAVIMÉTRICA 2D POR PRISMAS VERTICAIS DA BACIA SERGIPE-ALAGOAS.

RAFAEL ABREU DE CRISTO

SALVADOR – BAHIA

Janeiro – 2015



Inversão Gravimétrica 2D por prismas verticais da Bacia Sergipe-Alagoas.

por

RAFAEL ABREU DE CRISTO

Orientador: Profa. Dra. Alanna Costa Dutra

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA APLICADA

DO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DA

UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

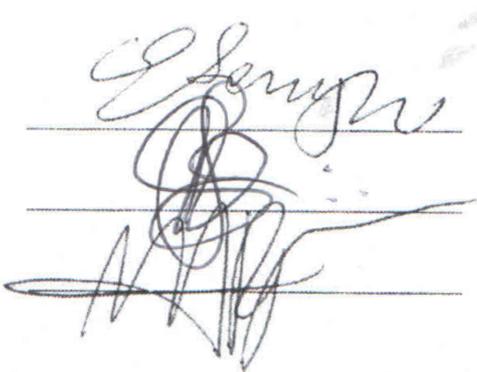
Comissão Examinadora

Dr. Edson E.S. Sampaio (CPGG-UFBA)

Dr. Joney Justo da Silva (IMETAME ENERGIA / UERJ)

Dr. Marcos A. R. Vasconcelos (CPGG-UFBA)

Data da aprovação: 16/01/2015

The image shows three handwritten signatures in black ink, each written over a horizontal line. The signatures are cursive and somewhat stylized. The first signature is the most legible, appearing to be 'Edson E.S. Sampaio'. The second and third signatures are more abstract and difficult to decipher.

"Se com a tua boca confessares que
Jesus é o Senhor e em teu coração
creres que Deus o ressuscitou dentre
os mortos serás salvo"

Romanos 10-9.

RESUMO

O presente trabalho propõe uma inversão 2-D de dados gravimétricos da Bacia Sergipe e Alagoas. Antes de realizar a inversão foi feita uma separação regional-residual dos dados gravimétricos por dois métodos: por mínimos quadrados e por polinômio robusto. O método dos mínimos quadrados apresentou um melhor resultado na separação regional-residual. O método de Bott foi aplicado a dados sintéticos para evidenciar como o método se comporta a modelos simples (Modelos 1 e 2) e a modelos que se aproximam mais da realidade (Modelos 3 e 4). Os dados gravimétricos utilizados foram fornecidos pela ANP sob concessão ao projeto GEOTERM-SE-AL. Foram tomados três perfis do residual de ordem 3 do método dos mínimos quadrados e cada perfil foi invertido sendo que nenhum dos perfis assumiu valor maior do que 4 *km*. As medidas de profundidade da inversão foram comparadas com medidas de profundidade de poços para validar a inversão, os resultados obtidos com inversão ficaram próximos aos valores encontrados em poços para as profundidades do embasamento em diferentes localizações das bacias Sergipe e Alagoas.

ABSTRACT

The present work proposes a 2-D inversion of gravity data from the basin Sergipe and Alagoas. Before to do the inversion was made regional-residual separation of the gravity data by two methods: last square and robust polynomial. The method of last square show a better result in the regional-residual separation. The Bott's method was applied to the synthetic data to evidence as the method behaves with a simple model (Models 1 and 2) and models that get closer to the reality (Models 3 and 4). The gravity data used were provided by ANP under the concession to the GEOTERM-SE-AL project. They were taken three profiles from the residual of the third order by the method of last square and each profile was inverted wherein no profiles assumed a value greater than 4 *km*. The measures of depth from the inversion were compared with the measures from boreholes to validate the inversion, the results obtained with the inversion were closed to the values found on boreholes to the depth of the basement on different localizations of Sergipe and Alagoas basin.

ÍNDICE

RESUMO	iii
ABSTRACT	iv
ÍNDICE	v
ÍNDICE DE FIGURAS	vii
INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO 1 Geologia da Área de Estudo	3
1.0.1 Gênese da Bacia	3
CAPÍTULO 2 Fundamentação Teórica	10
2.1 Potencial Newtoniano.	10
2.1.1 Potencial de uma Distribuição de Massa	11
2.1.2 Lei de Gauss para Campos Gravitacionais.	12
2.1.3 As Identidades de Green.	13
2.1.4 Continuação para cima do Campo.	14
2.2 O Método Gravimétrico.	14
2.2.1 Correções Gravimétricas	14
2.2.2 Correção de Deriva.	15
2.2.3 Correção de Maré.	15
2.2.4 Correção de Latitude.	15
2.2.5 Correção de Eötvös.	16
2.2.6 Correção Ar-Livre	16
2.2.7 Correção Bouguer e Correção de Terreno.	17
CAPÍTULO 3 Separação Residual-Regional	18
3.1 Método Espectral	19
3.2 Método Gráfico	20
3.3 Método Polinomial	20
3.4 Resultados	21

CAPÍTULO 4	Modelagem Gravimétrica.	30
4.0.1	Modelos Gravimétricos.	31
4.1	Modelagem Gravimétrica 2-D	31
4.2	Validação da Modelagem Gravimétrica 2-D.	33
4.3	Aplicações.	39
CAPÍTULO 5	Inversão de Dados Gravimétricos.	45
5.1	Inversão de Dados Sintéticos.	45
5.1.1	Limitações do Método de Bott.	46
5.1.2	Critério de Parada.	46
5.2	Resultados com os Modelos Sintéticos.	47
5.3	Inversão de Dados Reais.	59
5.3.1	Inversão Perfil-L0	60
5.3.2	Inversão Perfil-L1.	62
5.3.3	Inversão Perfil-L2	64
CAPÍTULO 6	Conclusões	68
Agradecimentos		70
Referências Bibliográficas		72
ANEXO I	Programa de Modelagem Gravimétrica 2-D e do Método e Bott (1960).	74
ANEXO II	Programa de Modelagem Gravimétrica 2-D com Ruído.	77
ANEXO III	Programa de Validação da Modelagem Gravimétrica 2-D.	81

ÍNDICE DE FIGURAS

1.1	Mapa de localização da bacia Sergipe-Alagoas.	3
1.2	Fronteiras da bacia Sergipe-Alagoas.	4
1.3	Figura representativa da formação da Bacia Sergipe-Alagoas.	4
1.4	Mapa da formação do Rifte na bacia Sergipe-Alagoas.	5
1.5	Seção Geológica da sub-bacia de Sergipe e da sub-bacia de Alagoas.	8
1.6	Mapa de anomalia Bouguer.	9
2.1	A figura mostra uma força gravitacional atrativa entre duas massas, uma massa fonte e outra massa de teste. Por convecção o vetor aceleração da gravidade aponta da massa fonte para a massa de teste.	10
2.2	A atração gravitacional em um ponto P pode ser calculada pelo somatório das atrações gravitacionais produzidas pelas massas infinitesimais dm	12
3.1	Anomalia gravitacional produzida por um corpo anômalo.	19
3.2	Ajuste visual do regional. A anomalia residual é obtida subtraindo o regional do dado ponto a ponto.	20
3.3	Remoção visual de um regional de um mapa. (a) suavização da anomalia Bouguer destacando uma tendência do regional (b) regional (c) residual obtido.	20
3.4	Ajuste polinomial considerando o regional de ordem 3 e um regional linear.	21
3.5	Três perfis realizados no dado observado para fazer a separação residual-regional.	22
3.6	Continuação do dado a uma altitude de 40 km.	22
3.7	Regional mínimos quadrados de ordem 2.	23
3.8	Regional polinômio robusto de ordem 2.	24
3.9	Regional mínimos quadrados de ordem 3.	24
3.10	Regional polinômio robusto de ordem 3.	25
3.11	Perfil L0.	26
3.12	Perfil L1.	27
3.13	Perfil L2.	28
3.14	Residual mínimos quadrados de ordem 3 utilizado na modelagem gravimétrica do dado real.	29
4.1	Fluxograma representativo da modelagem direta.	30
4.2	Figura esquemática de um modelo 2-D de blocos retangulares mostrando o ponto de observação i e o block j. d e h representam as dimensões horizontais e verticais dos blocos retangulares.	32

4.3	Figura representativa de um bloco retangular utilizado na modelagem gravimétrica 2-D.	33
4.4	Anomalia Gravimétrica produzida por um cilindro de comprimento infinito utilizada para a validação da modelagem gravimétrica 2-D.	34
4.5	Componente gravitacional produzida pelo cilindro em vermelho e componente gravitacional produzida pela modelagem 2-D em azul discretizando a área da seção transversal do cilindro em 24 blocos.	35
4.6	Discretização da área da seção transversal do cilindro com 24 prismas de densidade de $2,5 \text{ g/cm}^3$	35
4.7	Componente gravitacional produzida pelo cilindro em vermelho e componente gravitacional produzida pela modelagem 2-D em azul discretizando a área da seção transversal do cilindro em 104 blocos.	36
4.8	Discretização da área da seção transversal do cilindro com 104 prismas de densidade de $2,5 \text{ g/cm}^3$	36
4.9	Componente gravitacional produzida pelo cilindro em vermelho e componente gravitacional produzida pela modelagem 2-D em azul discretizando a área da seção transversal do cilindro em 432 blocos.	37
4.10	Discretização da área da seção transversal do cilindro com 432 prismas de densidade de $2,5 \text{ g/cm}^3$	37
4.11	Componente gravitacional produzida pelo cilindro em vermelho e as componentes gravitacionais produzida pela modelagem 2-D; em azul-24 prismas, preto-104 prismas e verde-432 prismas.	38
4.12	Modelo 1 de Profundidade contendo 7 prismas.	39
4.13	Anomalia Gravimétrica produzida pelo modelo de profundidade de 7 prismas.	40
4.14	Modelo 2 de Profundidade contendo 21 prismas.	40
4.15	Anomalia Gravimétrica produzida pelo modelo de profundidade de 21 prismas, simulando uma bacia de margem passiva.	41
4.16	Modelo 3-D de profundidade para a criação dos modelos sintéticos 3 e 4. O perfil A-A' foi modelado com 28 prismas e o perfil B-B' foi modelado com 50 prismas. Adaptado.	42
4.17	Modelo 3 de profundidade constituído de 28 prismas. Perfil A-A'	43
4.18	Anomalia Gravimétrica produzida pelo modelo 3 de profundidade. Perfil A-A'	43
4.19	Modelo 4 de profundidade constituído de 50 prismas. Perfil B-B'	44
4.20	Anomalia Gravimétrica produzida pelo modelo 4 de profundidade. Perfil B-B'	44
5.1	Figura representativa do método de Bott. Inicialmente a profundidade é calculada a partir de uma placa Bouguer e depois o processo é reiterado até que a anomalia calculada se ajuste a observada.	46
5.2	Inversão do modelo 1 sintético de 7 prismas.	47
5.3	Figura da comparação entre a anomalia observada e a anomalia calculada.	47

5.4	Erro do dado-Modelo 1. A estimativa inicial começa com um erro maior do que 100 %.	48
5.5	Erro do modelo-Modelo 1. Após atingir o critério de parada o erro do modelo ficou em torno de 2 %.	48
5.6	Inversão do modelo 2 sintético de 21 prismas.	49
5.7	Figura da comparação entre a anomalia observada e a anomalia calculada.	49
5.8	Erro do dado-Modelo 2. A estimativa inicial começa com um erro maior do que 10 %.	50
5.9	Erro do modelo-Modelo 2. Após atingir o critério de parada o erro do modelo ficou em torno de 0,7 %.	50
5.10	Inversão do modelo 3 sintético de 28 prismas.	51
5.11	Figura da comparação entre a anomalia observada e a anomalia calculada para o modelo 3.	51
5.12	Erro do dado-Modelo 3. A estimativa inicial começa com um erro maior do que 9,7 %.	52
5.13	Erro do modelo- Modelo 3. Após atingir o critério de parada o erro do modelo ficou em torno de 0,31 %.	52
5.14	Inversão do modelo 4 sintético de 50 prismas.	53
5.15	Figura da comparação entre a anomalia observada e a anomalia calculada para o modelo 4.	53
5.16	Erro do dado-Modelo 4. A estimativa inicial começa com um erro maior do que 4,9 %.	54
5.17	Erro do modelo- Modelo 4. Após atingir o critério de parada o erro do modelo ficou em torno de 0,92 %.	54
5.18	Anomalia observada com e sem ruído e a anomalia calculada. Modelo 3 contendo 28 prismas.	55
5.19	Modelo 3 de profundidade produzido com o dado contaminado. O método de Bott (1960) mostrou-se eficaz não se afastando muito do modelo real de profundidade.	56
5.20	Anomalia observada com e sem ruído e a anomalia calculada. Modelo 4 contendo 50 prismas.	56
5.21	Modelo 4 de profundidade produzido com o dado contaminado. O método de Bott (1960) mostrou-se eficaz não se afastando muito do modelo real de profundidade.	57
5.22	Erro do dado e do modelo- Modelo 3 com ruído.	57
5.23	Erro dos dado e do modelo- Modelo 4. Para modelo 4 foram necessárias 6 iterações para atingir o critério de parada dos modelo.	58
5.24	Localização do projeto GEOTERM/SE-AL e das aquisições gravimétricas na região do Nordeste.	59

5.25	Residual de ordem 3 do método de mínimos quadrados. Três perfis foram tomados para realizar a inversão e os valores de profundidade encontrados pela inversão foram comparados com os valores verdadeiros de profundidade encontrado nos poços como mostra a figura.	60
5.26	Anomalia observada para o perfil L0.	61
5.27	Comparação entre a anomalia observada e a anomalia calculada.	61
5.28	Modelo de profundidade encontrado para o perfil L0.	62
5.29	Erro do dado para o perfil L0.	62
5.30	Anomalia observada para o perfil L1.	63
5.31	Ajuste entre a anomalia observada e a anomalia calculada.	63
5.32	Modelo de profundidade encontrado para o perfil L1.	64
5.33	Erro do dado para o perfil L1.	64
5.34	Anomalia observada para o perfil L2.	65
5.35	Comparação entre a anomalia observada e a anomalia calculada para o perfil L2.	65
5.36	Modelo de profundidade encontrado para o perfil L2.	66
5.37	Erro do dado para o perfil L2.	66

INTRODUÇÃO

Medidas de gravidade envolvem variações do campo gravitacional terrestre (Telford e Sheriff, 1990). Anomalias gravimétricas são produzidas por rochas que apresentam contraste de densidade que podem ser negativos ou positivos.

Toda medida gravimétrica precisa ser corrigida de alguns efeitos que se sobrepõem ao valor real da anomalia causada pelo corpo. Correções são feitas como forma de eliminar essas informações que reescala o dado observado, tais como: Correção Bouguer, Correção de Ar-Livre Correção de Latitude (capítulo 2).

Outro problema que interfere no dado observado é o campo regional produzido por fontes profundas (ex: manto superior) que por sua vez alteram os valores anômalos do corpo. No presente trabalho foi feita uma separação entre o campo regional e campo produzido pela fonte de interesse (campo residual) através de dois métodos:

- Mínimos Quadrados
- Pôlinômio Robusto

uma comparação foi feita entre as duas técnicas de separação selecionando a mais eficaz. Esse procedimento está descrito no capítulo 3.

Como algumas técnicas magnéticas, radiométricas e elétricas, o método gravimétrico é um método de fonte natural e algumas técnicas foram desenvolvidas para se investigar como a subsuperfície influencia nas anomalias gravimétricas.

O método direto é uma técnica que pode analisar como a subsuperfície está distribuída. Ela consiste num modelo inicial para um corpo fonte baseado em análises geológicas e geofísicas (capítulo 1). Então este modelo é comparado com a anomalia observada produzida pelo corpo fonte. Os parâmetros são ajustados até que a anomalia calculada se ajuste à anomalia observada de modo que a diferença entre elas seja mínima.

A modelagem gravimétrica tem funcionado bem para delinear o relevo do embasamento e pode ser dividida em três modalidades: Modelagem gravimétrica 2-D, (Rao, 1986); Modelagem gravimétrica 2.5-D (Chakavarthi e Sundararajan, 2006), (Peçanha, 2010), (Lima, 2010); Modelagem gravimétrica 3-D (Talwani e Ewing, 1960).

O presente trabalho teve como objetivo realizar uma inversão 2-D de dados gravimétricos utilizando a modelagem gravimétrica 2-D (capítulo 4) com o intuito de analisar os valores

médios de gravidade a partir de um modelo de profundidade. Modelos com densidade variável parabolicamente foram propostos $\Delta\rho = a_0 + a_1z + a_2z^2$ (Rao, 1986), porém quando não se tem informações suficientes sobre a densidade dos sedimentos a_2 e a_1 podem ser igualados a zero (Castro, 2005), daí tem-se um modelo de prismas de densidade constante o qual foi utilizado no trabalho. (Last e Kubik, 1983) propõe o valor do campo gravitacional produzido por um prisma.

Quatro modelos de profundidade foram construídos com o intuito de referenciar os valores possíveis encontrados de gravidade:

- Modelo 1 o qual tenta modelar um corpo qualquer no qual o topo e a base variam (a)
- Modelo 2 o qual tenta simular uma situação de margem passiva contendo 21 prismas (b) sendo que o topo permanece constante
- Modelo 3 o qual foi retirado um perfil A-A' do modelo de profundidade 3-D contendo 28 prismas de (Mojica e Bassrei, 2014) (c)
- Modelo 4 o qual foi retirado um perfil B-B' do modelo de profundidade 3-D contendo 50 prismas de (Mojica e Bassrei, 2014) (d)

O contraste de densidade dos quatro modelos foi $\Delta\rho = -0.25g/cm^3$.

Após a inversão dos dados sintéticos, foram tomados 3 perfis do campo residual de terceira ordem e o erro do dado assumido foi de 0,001%, foram necessárias poucas iterações para a convergência do método. Nos modelos 3 e 4 foi adicionado um ruído de média zero e de 0,2 mgal para checar a eficiência do método de Bott na inversão. Sob essas circunstâncias ele se mostrou eficaz. Os modelos reais de profundidade apresentaram uma ótima coerência com a anomalia observada. Além disso, foi feita uma validação com a profundidade encontrada por medidas de poços (Fontes, 1980) e as profundidades encontradas na inversão.

CAPÍTULO 1

Geologia da Área de Estudo

A bacia de Sergipe ocupa 5000 km^2 em terra e 7000 km^2 no mar, ao passo que a bacia de Alagoas ocupa 7000 km^2 emersos e 8000 km^2 na plataforma continental (Feijó e Vieira, 1991). A bacia de Sergipe-Alagoas faz parte das bacias da margem continental

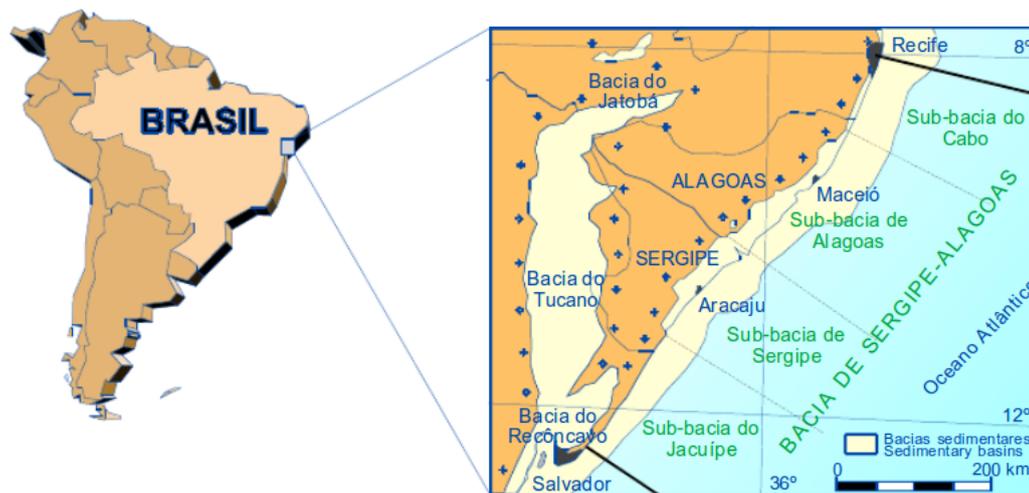


Figura 1.1: Mapa de localização da bacia Sergipe-Alagoas.

brasileira, sendo limitada ao sul pela falha de Vaza-Barris com a bacia de Jacuípe e ao norte pela Bacia Pernambuco-Paraíba, pelo alto de Maragogi. Das bacias da margem Leste, a bacia Sergipe-Alagoas é a que possui o registro estratigráfico mais completo, que inclui remanescentes de uma sedimentação paleozóica, pacotes jurássicos e eocretáceos pré-rifte, amplamente desenvolvidos, além das clássicas seqüências meso-cenozóicas sin-rifte e pós-rifte. Estas unidades fanerozóicas jazem sobre os terrenos pré-cambrianos da Província Borborema

1.0.1 Gênese da Bacia

A abertura da Bacia foi definida, principalmente, por falhas de direções NE, N-S, E-W e, secundariamente, NW, em geral interpretadas como falhas normais ou de componente predominantemente normal. As falhas de direção N-S são falhas de grande rejeito, também

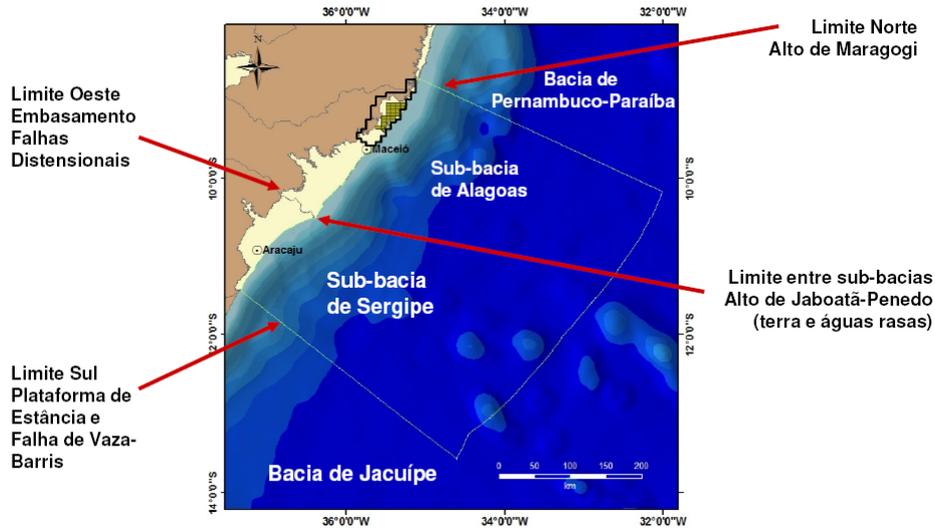


Figura 1.2: Fronteiras da bacia Sergipe-Alagoas.

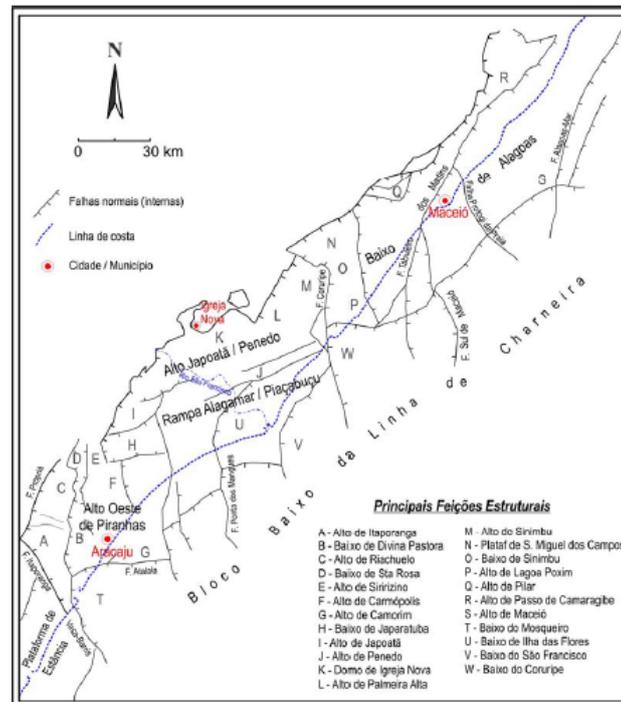


Figura 1.3: Figura representativa da formação da Bacia Sergipe-Alagoas. (Falkenhein, Fujita, Fernandes et al., 1986)

de componente predominantemente normal. As falhas de direção E-W são mais comuns à Sub-bacia de Sergipe. Considera-se que a formação dessas estruturas tenha ocorrido em duas fases tectônicas distintas. A primeira fase estaria caracterizada por um regime de transcorrência (cisalhamento simples). Em decorrência do deslocamento horizontal entre a Microplaca Sergipana e a Placa Africana, foi desenvolvida uma zona NE, com eixos de tensões principais horizontais (N-S e E-W). Sob esse sistema de tensões teriam se formado

algumas falhas de direção NE, com movimento direcional predominante, e as falhas de direção N-S, com movimento normal, que acabou por gerar estruturas de semi-gráben. Em Alagoas, foram desenvolvidos grandes depocentros, inicialmente escalonados em relação à falha de borda, e posteriormente em relação à Falha de Tabuleiro dos Martins, ambas de direção NE. A segunda fase estaria caracterizada pela reativação e a implantação de falhas normais de direção NE, no Andar Alagoas, geradas por um regime distensional NW-SE, perpendicular à margem. Nesta época foram definidas as falhas da linha de Charneira Alagoas, cujos rejeitos podem ter produzido depocentros com até 5000 m de profundidade. Essas estruturas teriam controlado a sedimentação do intervalo Jiquiá-Alagoas (correspondente ao intervalo de deposição das formações Coqueiro Seco, Maceió e Muribeca). Na porção alagoana da Bacia, a atividade tectônica principal foi focalizada na Falha de Alagoas Mar, mais a oeste, que experimentou um regime transpressional durante o Neo-Aptiano (Alagoas Superior), provocando erosão e soerguimento neste setor. O Sistema de Falhas de Itaporanga ou do Vaza-Barris teria funcionado como uma zona de transferência, responsável pela acomodação de falhas com mergulhos opostos, separando as bacias de Tucano Central e Tucano Norte e limitando a Bacia Sergipe-Alagoas. Considera-se que o início do Estágio Rifte na Bacia Sergipe-Alagoas tenha ocorrido com uma configuração geométrica de semi-grabens assimétricos, com mergulhos opostos e de direção N-S, ligados por uma zona de acomodação/transferência.

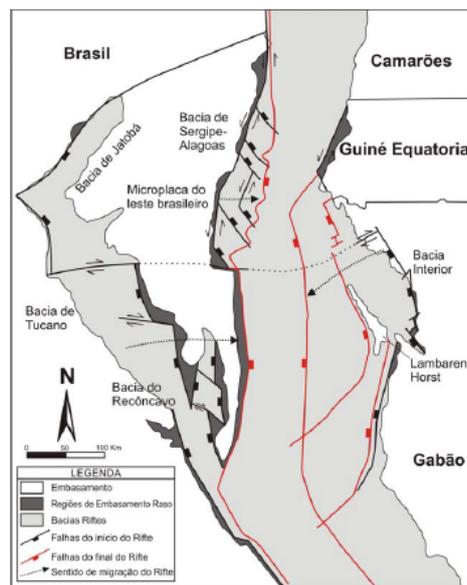


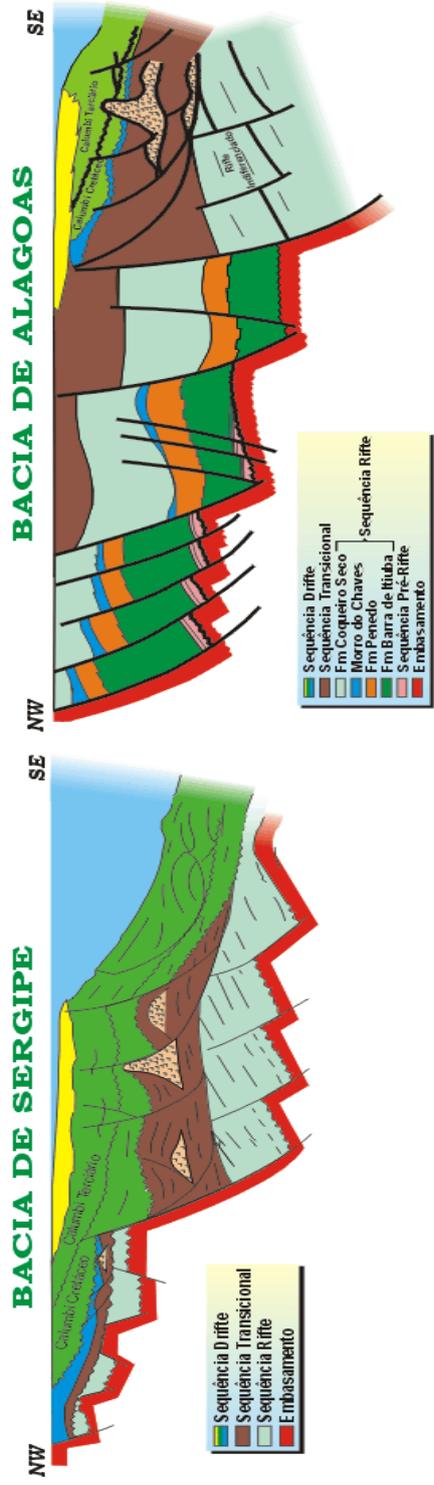
Figura 1.4: Mapa da formação do Rifte na bacia Sergipe-Alagoas.

A formação atual da bacia Sergipe-Alagoas foi dividida em cinco grandes eventos:

- Sinéclise Paleozóica A sinéclise paleozóica está representada pelo grupo Igreja Nova o qual é constituído por unidade siliciclásticas da formação Batinga.
- Fase Pré-Rifte Esta fase apresenta grande estabilidade tectônica e é representada pelo grupo Perucaba, que é constituído pelas formações Candeeiro, Bananeiras e Serraria. A formação Candeeiro é representada por arenitos a formação Bananeiras é representada por folhelhos vermelhos lacustres e a formação Serraria é representada por arenitos (Cruz, 2008).
- Fase Rifte Corresponde ao período de subsidência mecânica da bacia, quando foram depositadas, em ambiente continental, as rochas das principais formações do grupo Coruripe: Penedo e Barra de Itiúba de idade Hauteriviana a Eoaptiana, e Coqueiro Seco, depositada entre o Eo e o Mesoaptiano (Drihelly e Mota, 2010).
- Fase Transicional O início desse estágio na sub-bacia de Sergipe é caracterizado por um período de intensa erosão, resultante de uma fase de estabilidade tectônica. Logo após, teria ocorrido a sedimentação da denominada Sequência Transicional, durante um ciclo transgressivo regional, interrompido pelas primeiras incursões do Oceano Atlântico Sul na bacia. Na sub-bacia de Sergipe, a deposição desta sequência abrange o intervalo de tempo do Meso ao Neo-Aptiano, sendo representado litoestratigraficamente pelas formações Muribeca, na porção onshore, e Maceió, na porção offshore. Na sub-bacia de Sergipe, a deposição desta sequência abrange o intervalo de tempo do Meso ao Neo-Aptiano, sendo representado litoestratigraficamente pelas formações Muribeca, na porção onshore, e Maceió, na porção offshore. Há também a ocorrência de uma seção transicional na sub-bacia de Alagoas, mais jovem que na sub-bacia de Sergipe e representada pelos litotipos siliciclásticos na porção superior (eoalbiana) da Formação Maceió. Naquela sub-bacia, o intervalo de tempo correspondente ao Andar Alagoas, no qual foi depositada a Sequência Transicional na sub-bacia de Sergipe, é equivalente ao final do estágio Rifte, com a deposição das formações Maceió e dos Evaporitos Paripueira. Os Evaporitos Paripueira foram depositados em sub-bacias parcialmente isoladas, recebendo periódicos influxos marinhos, do proto-oceano que se instalava, e ocasionalmente afluxo de águas continentais. Esses evaporitos são constituídos essencialmente por halitas e rochas carbonáticas intercaladas, depositadas em um ambiente de águas relativamente profundas, de baixa energia, fortemente influenciado por tectonismo sindeposicional, responsável pela deposição de espessos pacotes salíferos e pelas bruscas variações laterais com fácies siliciclásticas. Em termos de litoestratigrafia, a formação Muribeca é formada por três membros: o Membro Carmópolis, na base; o Membro Ibura, na porção intermediária, e o Membro Oiteirinhos, no topo. A espessura máxima dessa formação é de 1150 m na sub-bacia de Sergipe e 1250 m na sub-bacia de Alagoas. O Membro Carmópolis consiste de conglomerados polimíticos com matriz areno-argilosa, arenitos conglomeráticos intercalados com arenitos de granulometria

variada, além de folhelhos e, localmente, rochas carbonáticas. Estas rochas foram depositadas em ambiente continental, num clima árido, dominado pela interação de leques aluviais de borda de falhas e canais fluviais anastomosados. No topo, ocorrem fácies de sistema lagunar com alguma influência marinha.

- Fase Drifte Este estágio engloba todas as sequências deposicionais em decorrência da subsidência termal e da sobrecarga sedimentar ocorridas em uma bacia tectonicamente estável. Ao longo de grande parte de Margem Atlântica, o início deste estágio coincide com o início do Albiano, quando os continentes começavam a desenvolver suas plataformas continentais. Na sub-bacia de Sergipe, haja vista evidências de atividade tectônica que controlam a deposição, ou posteriormente afetaram, as rochas siliciclásticas e carbonáticas da Formação Riachuelo. O estágio drifte foi iniciado no Eo a Mesoalbiano, com a deposição de duas seções litologicamente distintas: uma seção inferior, predominantemente carbonática, e uma seção superior, predominantemente siliciclástica, cuja idade varia do Neoconiaciano ao Recente. A seção inferior, representada pelas formações Riachuelo e Continguiba (Grupo Sergipe), foi depositada possivelmente num evento transgressivo, durante a expansão do Atlântico Sul, em condições marinhas restritivas, onde se estabeleceram plataformas/rampas carbonáticas. A seção superior representada pelas formações Marituba, Mosqueiro e Calumbi (Grupo Piaçabuçu) é predominantemente siliciclástica com padrão de empilhamento progradacional, compreendendo o registro de sedimentação de leques costeiros, plataforma carbonática, de talude e bacia oceânicos. Estas seções são separadas por uma discordância regional de caráter erosional (Petri e Fúlfaro, 1983).



Modificado de Cainelli, Fernandes, Van der Ven, 1988 (em Aquino e Lana, 1989)

Figura 1.5: Seção Geológica da sub-bacia de Sergipe e da sub-bacia de Alagoas.
(Van der Ven, Cainelli e Fernandes, 1989)

O presente trabalho foi desenvolvido a partir do mapa de anomalia Bouguer da Bacia Sergipe-Alagoas elaborado no Oasis Montaj; as cruces representam onde foram feitas as medidas gravimétricas.

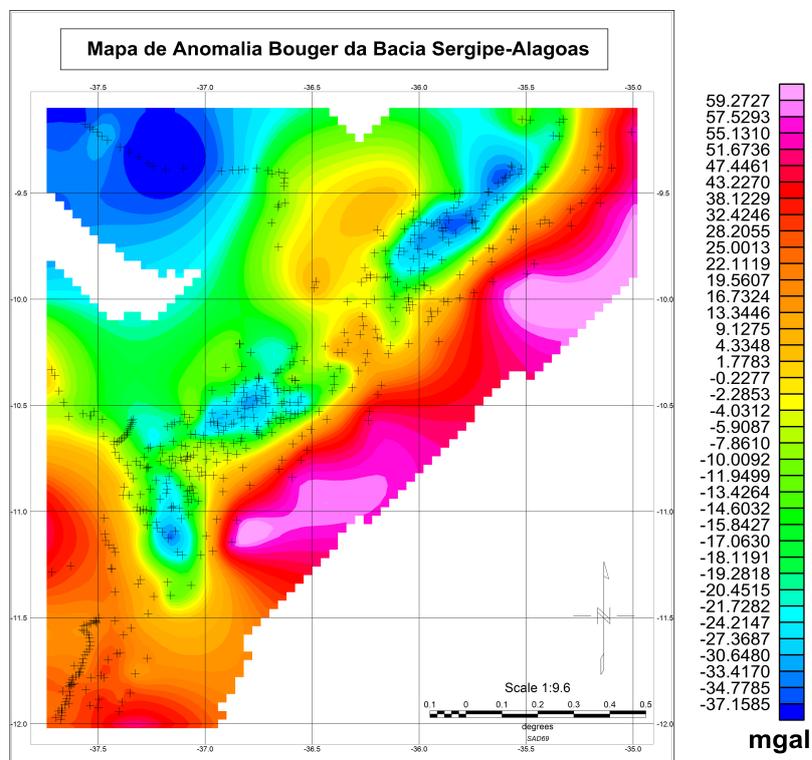


Figura 1.6: Mapa de anomalia Bouguer.

CAPÍTULO 2

Fundamentação Teórica

2.1 Potencial Newtoniano.

Newton em 1687 postulou que a força de interação entre dois corpos, de massa m centrada no ponto $Q = (x', y', z')$ e uma outra massa m_0 centrada num ponto $P = (x, y, z)$ é igual a:

$$F = \frac{\gamma m m_0}{r^2}, \quad (2.1)$$

onde $r^2 = (x - x')^2 + (y - y')^2 + (z - z')^2$.

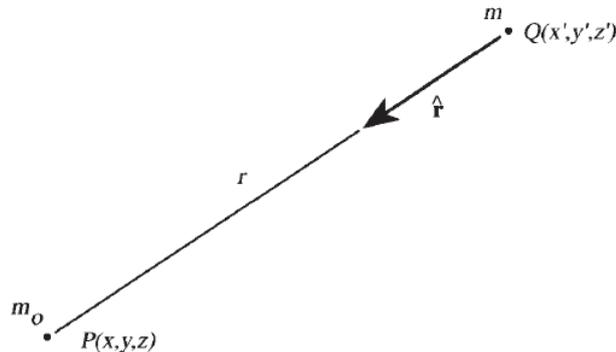


Figura 2.1: A figura mostra uma força gravitacional atrativa entre duas massas, uma massa fonte e outra massa de teste. Por convenção o vetor aceleração da gravidade aponta da massa fonte para a massa de teste.

A aceleração gravitacional produzida por apenas uma massa m no ponto $P = (x, y, z)$ é, Blakely (1996):

$$\mathbf{g}(P) = -\frac{\gamma m}{r^2} \hat{\mathbf{r}}, \quad (2.2)$$

o sinal de menos se faz necessário pois o vetor unitário está orientado da fonte (Q) para o observador (P) e o vetor aceleração gravitacional está orientado do observador para a fonte.

Se calcularmos o rotacional em coordenadas esféricas da aceleração gravitacional, (Blakely, 1996), encontraremos que :

$$\nabla \times \mathbf{g} = 0 \quad (2.3)$$

O teorema de Helmholtz diz que um campo vetorial \mathbf{F} que se anula no infinito e que é contínuo, ele pode ser totalmente determinado através de, (Blakely, 1996):

$$\mathbf{F} = \nabla\phi + \nabla \times \mathbf{A}, \quad (2.4)$$

onde ϕ é o potencial escalar de \mathbf{F} e \mathbf{A} é o potencial vetor de \mathbf{F} . Aplicando a equação (2.4) em (2.3) obtemos:

$$\mathbf{g}(P) = \nabla U(P) \quad (2.5)$$

onde

$$U(P) = \gamma \frac{m}{r} \quad (2.6)$$

é o potencial gravitacional Newtoniano. Sendo assim o campo gravitacional é um campo conservativo, ou seja, nenhum trabalho resultante é necessário para mover uma partícula ao longo de um caminho fechado num caminho σ , ou seja:

$$\oint_{\sigma} \mathbf{g} \cdot d\mathbf{r} = 0 \quad (2.7)$$

2.1.1 Potencial de uma Distribuição de Massa

O potencial gravitacional obedece ao princípio da superposição, ou seja, para saber o potencial de um determinado volume de massa basta somar o potencial devido a cada massa elementar em um determinado ponto de observação $P = (x, y, z)$, (Blakely, 1996), ou seja:

$$U(P) = \gamma \int_V \frac{dm}{r}. \quad (2.8)$$

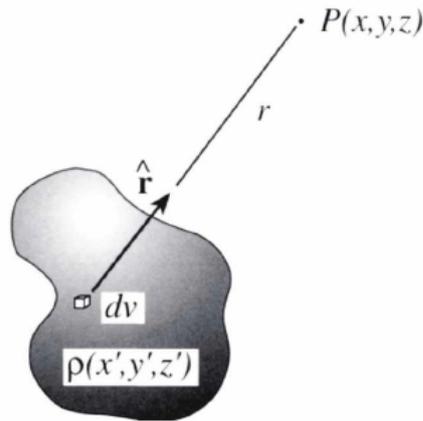


Figura 2.2: A atração gravitacional em um ponto P pode ser calculada pelo somatório das atrações gravitacionais produzidas pelas massas infinitesimais dm .

Calculando o laplaciano de (2.8) encontramos:

$$\nabla^2 U(P) = 0. \quad (2.9)$$

A equação (2.9) é válido para pontos fora do volume de massa, para dentro deles o laplaciano é diferente de zero, (Blakely, 1996), e é dado por:

$$\nabla^2 U(P) = -4\pi\gamma\rho(P). \quad (2.10)$$

A equação (2.10) é denominada equação de Poisson e é válida para todos os pontos de um volume de massa, dentro e fora. A equação de (2.9) é um caso particular da equação (2.10), pois é o caso num determinado ponto onde não tem massa.

2.1.2 Lei de Gauss para Campos Gravitacionais.

Na gravimetria é importante se estimar a massa total em de um determinado corpo anômalo para se inferir se existe excesso de massa (contraste de densidade positivo) ou "falta de massa"(contraste de densidade negativo). A lei de Gauss é que relaciona a anomalia com o contraste de densidade.

Teorema 1 *A lei de Gauss diz que a massa total de uma região é proporcional a integral da componente normal da gravidade numa superfície fechada em uma determinada região.*

Aplicando a equação (2.17) a componente normal da gravidade encontramos que:

$$\int_S \mathbf{g} \cdot \hat{\mathbf{n}} dS = \int_R \nabla \cdot \mathbf{g} dv \quad (2.11)$$

utilizando a equação (2.5) encontramos que

$$\int_S \mathbf{g} \cdot \hat{\mathbf{n}} dS = \int_R \nabla^2 U dv \quad (2.12)$$

de posse da equação (2.10) a equação acima torna-se

$$\int_S \mathbf{g} \cdot \hat{\mathbf{n}} dS = -4\pi\gamma \int_R \rho dv \quad (2.13)$$

considerando que a integral da densidade e o volume é a massa total, finalmente encontramos a lei de Gauss para campos gravitacionais:

$$\int_S \mathbf{g} \cdot \hat{\mathbf{n}} dS = -4\pi\gamma M_T \quad (2.14)$$

2.1.3 As Identidades de Green.

Sendo U e V funções contínuas com derivadas parciais de primeira ordem numa região fechada R e que U tenha derivadas parciais contínuas de segunda ordem na região R . A fronteira de R é S e $\hat{\mathbf{n}}$ é o vetor normal que aponta para fora da superfície S (Blakely, 1996). Suponha então a seguinte integral:

$$\int_R \nabla \cdot \mathbf{A} dv \quad (2.15)$$

considere que \mathbf{A} seja um vetor dado por $\mathbf{A} = V\nabla U$, a equação (2.15) torna-se:

$$\begin{aligned} \int_R \nabla \cdot \mathbf{A} dv &= \int_R \nabla \cdot (V\nabla U) \\ &= \int_R [\nabla V \cdot \nabla U + V\nabla^2 U]. \end{aligned} \quad (2.16)$$

O teorema da divergência, ou teorema de Ortogradski-Guass, supondo um campo vetorial \mathbf{A} , diz que (Blakely, 1996):

$$\int_v \nabla \cdot \mathbf{A} dv = \int_S \mathbf{A} \cdot \hat{\mathbf{n}} dS. \quad (2.17)$$

Aplicando o teorema da divergência sobre a equação (2.17), temos:

$$\int_R [\nabla V \cdot \nabla U + V\nabla^2 U] = \int_S \mathbf{A} \cdot \hat{\mathbf{n}} dS, \quad (2.18)$$

como $\mathbf{A} = V\nabla U$ então:

$$\begin{aligned} \int_R [\nabla V \cdot \nabla U + V\nabla^2 U] &= \int_S V\nabla U \cdot \hat{\mathbf{n}} dS \\ &= \int_S V \frac{\partial U}{\partial n} dS, \end{aligned} \quad (2.19)$$

finalmente encontramos a primeira identidade de Green que é (Blakely, 1996):

$$\int_R V \nabla^2 U dv + \int_R \nabla V \cdot \nabla U = \int_S V \frac{\partial U}{\partial n} dS \quad (2.20)$$

A segunda identidade de Green é facilmente encontrada a partir da primeira identidade de Green. A partir da equação (2.20), trocando V por U encontramos:

$$\int_R U \nabla^2 V dv + \int_R \nabla U \cdot \nabla V = \int_S U \frac{\partial V}{\partial n} dS; \quad (2.21)$$

subtraindo a equação (2.21) pela equação (2.20) encontramos a segunda identidade de Green, que é:

$$\int_R [U \nabla^2 V - V \nabla^2 U] dv = \int_S \left[U \frac{\partial V}{\partial n} - V \frac{\partial U}{\partial n} \right] dS \quad (2.22)$$

2.1.4 Continuação para cima do Campo.

Considerando os eixos coordenados com o eixo z dirigido para baixo, assumimos que em um determinado valor de $z = z_0$ e o campo deve ser calculado em um ponto $P(x, y, z_0 - \Delta z)$ acima da superfície onde se conhece o campo, sendo que Δz é positivo. Usando as identidades de Green obtemos o potencial da forma de:

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \frac{\Delta z}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{U(x', y', z_0)}{[(x - x')^2 + (y - y')^2 + (\Delta z)^2]^{3/2}} dx' dy' \quad (2.23)$$

onde x', y' e z' são as coordenadas onde será realizada a integração. A continuação do campo é realizada para atenuar anomalias com respeito ao comprimento de onda; quanto menor o comprimento de onda, maior a atenuação, ou seja, caracterizando estruturas mais profundas como o manto superior que não interessa e atenuando estruturas, como por exemplo, sedimentos. Geralmente o que se procura é a anomalia provocada pelos sedimentos então é feita a subtração entre o dado continuado e o dado sem continuação.

2.2 O Método Gravimétrico.

2.2.1 Correções Gravimétricas

Antes que os resultados de um levantamento gravimétrico possam ser interpretados é necessário retirar a alteração do campo gravitacional produzida por efeitos que não sejam devido

ao contraste de densidade entre sedimentos e embasamento. Esses efeitos são:

- efeito da elevação acima do mar (correção ar-livre)
- efeito da massa acima do nível do mar (correção Bouguer)
- variações temporais (maré)
- efeito cinemático de veículos de medida em movimento (Eötvös)
- efeito das massas que suportam as cargas topográficas (correção isostática)

2.2.2 Correção de Deriva.

A correção de deriva ela existe pois em uma mesma estação um gravímetro pode realizar diferentes medidas de gravidade. Isso deve a variações de temperatura que por sua vez interferem na mola dos gravímetros mais atuais e provocam medidas diferentes de gravidade para uma mesma estação. A correção é feita anotando-se os valores de gravidade para cada horário de medida e aí estima-se o valor corrigido para o determinado horário.

2.2.3 Correção de Maré.

A correção de maré é realizada pois a lua e o sol provocam variações nas medidas de gravidade em um gravímetro. Esse efeito depende do tempo e da latitude; para pequenas latitudes o efeito é grande e apresenta grandes períodos. O efeito maré não ultrapassa $0.3mgal$ porém para gravímetros de alta precisão é necessário que a correção seja realizada. Uma equação para a correção de maré já foi desenvolvida (Longman, 1959).

2.2.4 Correção de Latitude.

Não menos importante a correção de latitude é feita para remover o efeito do aumento da atração gravitacional em direção aos polos, devido à rotação da Terra e devido ao fato de que o raio equatorial é 21 Km maior do que o raio polar. Esta correção é feita através da atração gravitacional ao nível do mar em função da latitude. A equação que a define é:

$$C_{LAT} = 0,812sen(2\phi_G)x\Delta d_{NS} \quad (2.24)$$

onde ϕ_G é a latitude média da região e Δd_{NS} , a distância norte sul (Km) entre a estação a ser corrigida e uma linha de base (referência) leste-oeste.

2.2.5 Correção de Eötvös.

A correção de Eötvös é feita para regiões que estão em movimento. Se a medida gravimétrica for realizada em plataformas em movimento a correção deve ser efetuada pois a ocorre a diminuição do valor da gravidade medida, o mesmo é válido para medidas "offshore" e em levantamentos aéreos. A equação da correção é:

$$g_E = 7,503v \cos \lambda \sin \alpha + 0,004154v^2 \quad (2.25)$$

onde v é a velocidade em nós, α é o ângulo do objeto em relação ao norte verdadeiro e λ é a latitude. O valor da correção de Eötvös pode chegar a até $5,4mgal$ para medidas de gravidade num navio a $45^\circ N$ indo para o leste a 1 nó.

2.2.6 Correção Ar-Livre

A correção de ar livre é feita pois a medida gravimétrica não foi feita ao nível do mar e sim a uma altura h do nível do mar. Entre o ponto de medida e o nível do mar o material considerado é o ar. Utilizando a lei do inverso do quadrado da distância a gravidade é:

$$g(h) = g_o \left(\frac{R}{R+h} \right)^2 \quad (2.26)$$

onde R é o raio da Terra e g_o é o valor da gravidade ao nível do mar. Expandindo em série de Taylor já que $h \ll R$

$$g(h) \simeq g_o \left(1 - \frac{2h}{R} \right) \quad (2.27)$$

A correção de ar livre será então:

$$\delta_{al} = g_o - g(h) = g_o \frac{2h}{R} \quad (2.28)$$

como a gravidade decai com a altura então a equação (2.28) deve ser somada com o valor da gravidade.

$$g_F = g_{obs} + \delta_{al} \quad (2.29)$$

Usando os valores de R o raio da Terra e o valor de g ambos ao nível do mar encontramos que:

$$g_{al} = -0.3086 \times 10^{-5} h \quad (2.30)$$

Em termos práticos a correção de ar livre pode ser utilizada como $\delta g_{al} = 0,3086mGal/m$.

2.2.7 Correção Bouguer e Correção de Terreno.

Outra correção gravimétrica que deve ser feita é que entre o ponto de medição e o nível do mar existe massa que interfere na medida gravimétrica. Essa massa é considerada como um platô horizontal e infinito.

$$g_B = 2\pi\rho gh \quad (2.31)$$

a correção Bouguer vai considerar além dessa correção a de ar livre.

$$g_B = g_F - \delta g_B \quad (2.32)$$

finalmente obtemos a anomalia Bouguer

$$\Delta g_B = g_{obs} - g_F - g_o - g_B \quad (2.33)$$

A correção de Bouguer simples não considera o relevo da topografia. A correção de Bouguer simples através de uma placa Bouguer não considera montanhas muito elevadas ou montanhas com profundas raízes daí a necessidade de se fazer a correção de terreno ou correção de Bouguer completa.

$$\Delta g_B = g_{obs} - g_F - g_o - g_B - g_t \quad (2.34)$$

onde g_t é a correção de terreno. A equação da correção de terreno foi desenvolvida coordenadas do ponto onde irá se efetuar a correção e alguns parâmetros da Terra (Heiskanen e Moritz, 1967).

CAPÍTULO 3

Separação Residual-Regional

No estudo de bacias sedimentares, a interpretação de anomalias gravimétricas assume grande importância. No entanto, devido ao fato dessas anomalias serem resultantes da soma total dos efeitos produzidos por todos os contrastes de densidade em subsuperfície, esta interpretação é dificultada. Desta maneira, para separar os efeitos de feições mais profundas (relevo do embasamento) dos efeitos de feições mais rasas (fontes intra-sedimentares), é aplicado um método de separação regional-residual do campo. Para se medir, de fato, a anomalia gravitacional deve-se fazer além das correções gravimétricas devemos distinguir o campo gravitacional produzido pelo corpo anômalo e o "background", daí a necessidade da separação do campo gravitacional residual (corpo anômalo) do campo gravitacional regional. A aparência da anomalia gravitacional depende das dimensões, contraste de densidade e profundidade. A extensão horizontal da anomalia é chamado de comprimento de onda aparente e a partir deste comprimento de onda aparente pode-se inferir a profundidade do corpo anômalo. Corpos profundos tendem a produzir anomalias mais achatadas que ocupam uma área maior (grande comprimento de onda) e corpos rasos tendem a produzir anomalias estreitas e de amplitude mais definida. As anomalias de grande comprimento de onda são chamadas de origem profunda, tendem a ser chamadas de regional, enquanto que as anomalias de pequeno comprimento de onda são chamadas de residual. É importante saber que esses conceitos são relativos, dependendo do objeto de estudo.

As técnicas de separação do campo residual do regional são três, a saber:

- Método Gráfico
 - Considera o campo regional suave.
 - O campo residual é obtido subtraindo ponto a ponto a curva da gravidade observada com a curva do campo regional.
- Método Espectral
 - O método é mais quantitativo, rápido e menos subjetivo.
 - A separação ocorre aplicando um filtro passa-baixa.
 - O campo regional, portanto, pode ser produzido por fonte profunda pequena ou por fontes grandes rasas.

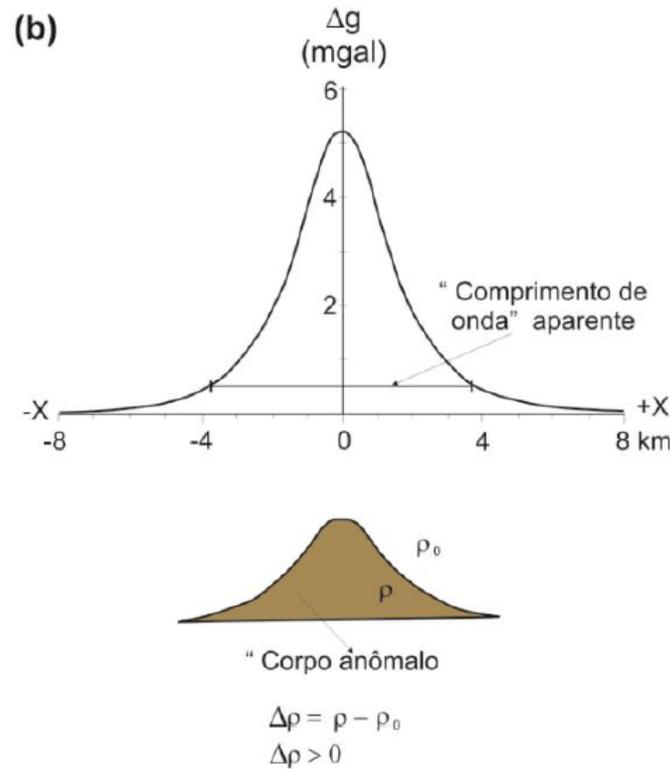


Figura 3.1: Anomalia gravitacional produzida por um corpo anômalo.

- Método de Ajuste de Polinômios
 - O regional é considerado um polinômio.
 - O problema que gera pseudo-anomalia.

3.1 Método Espectral

O método espectral utiliza o filtro passa-baixa que só permite a passagem de baixas frequências da gravidade observada eliminando assim fontes rasas pequenas (residual) obtendo o campo regional. Para a obtenção do residual é só fazer a subtração do regional com o dado observado. Existem alguns contratempos pois esse conteúdo de frequências está misturado, ou seja, se eliminarmos a baixa frequência podemos está eliminando também o residual. A equação do filtro passa-baixa é:

$$T_f \frac{dy(t)}{dt} + y(t) = u(t) \quad (3.1)$$

onde T_f é a constante de tempo do filtro $u(t)$ é a entrada do filtro e $y(t)$ é o valor filtrado. Devemos, em seguida, aplicar a transformada de Fourier direta e assim obtemos o filtro passa-baixa no domínio da frequência.

3.2 Método Gráfico

O método gráfico remove uma tendência suave nos dados de anomalia Bouguer. O residual é obtido subtraindo ponto a ponto a tendência suave nos dados de anomalia bouguer com o dado observado.

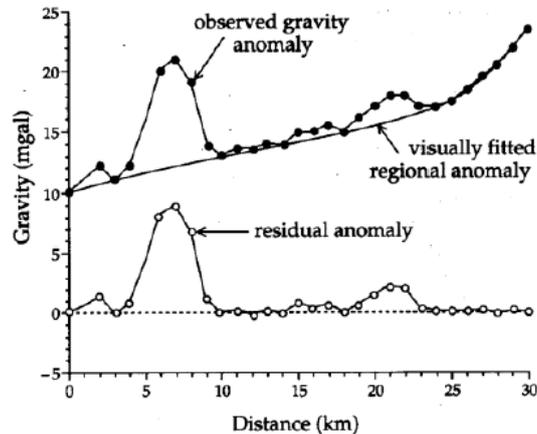


Figura 3.2: Ajuste visual do regional. A anomalia residual é obtida subtraindo o regional do dado ponto a ponto.

(Lowrie, 2007)

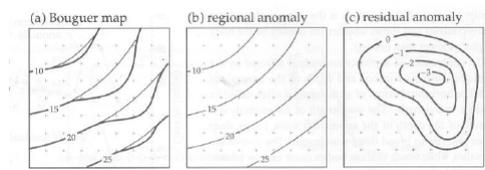


Figura 3.3: Remoção visual de um regional de um mapa. (a) suavização da anomalia Bouguer destacando uma tendência do regional (b) regional (c) residual obtido.

(Lowrie, 2007)

3.3 Método Polinomial

No caso do ajuste polinomial, considera-se que o regional seria um polinômio de grau n , baixo, em ambas as direções x e y . O ajuste é feito pelo método dos mínimos quadrados que ao impor que a soma dos resíduos seja mínima, podendo gerar pseudo-anomalias com sinal positivo e/ou negativo quando a fonte tem apenas um sinal, (Beltrão, 1989) propõe um ajuste polinomial em que nos resíduos são atribuído pesos podendo retirar essas pseudo anomalias. O regional funcionalmente pode ser escrito como:

- Linear: $g_R = a_0 + a_1x + a_2y$
- Quadrático: $g_R = a_0 + a_1x + a_2y + a_3x^2 + a_4y^2 + a_5xy$
- Cúbico: $g_R = a_0 + a_1x + a_2y + a_3x^2 + a_4y^2 + a_5xy + a_6x^3 + a_7x^2y + a_8xy^2 + a_9y^3$

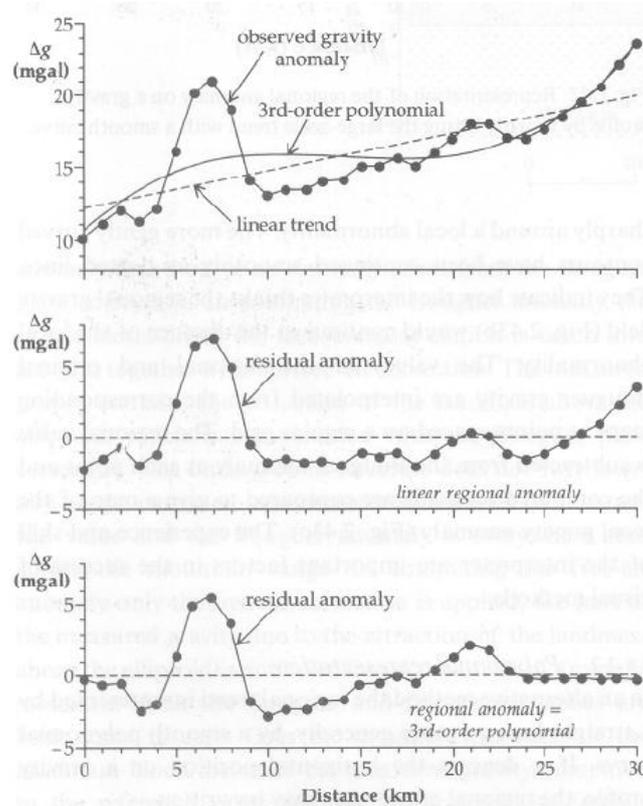


Figura 3.4: Ajuste polinomial considerando o regional de ordem 3 e um regional linear. (Lowrie, 2007)

3.4 Resultados

A separação regional-residual dos dados foi feita utilizando o programa *robfit.c* desenvolvido por (Beltrão, 1989). A separação foi feita utilizando o método dos mínimos quadrados e o método do polinômio robusto. Inicialmente foram construídos três perfis no mapa de anomalia Bouguer Figura (3.5).

O dado foi continuado para cima com o intuito de eliminar as altas frequências (residual) e destacar a tendência do regional. A partir da continuação a 40 *km* o dado não sofre nenhuma alteração, portanto esse foi o grid utilizado para encontrar o residual Figura (3.6):

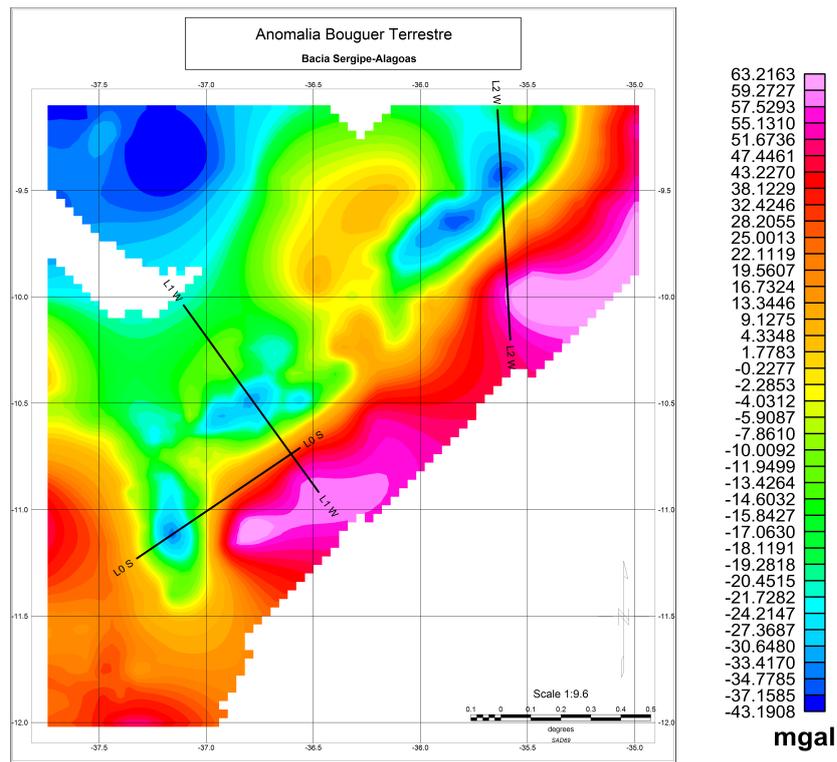


Figura 3.5: Três perfis realizados no dado observado para fazer a separação residual-regional.

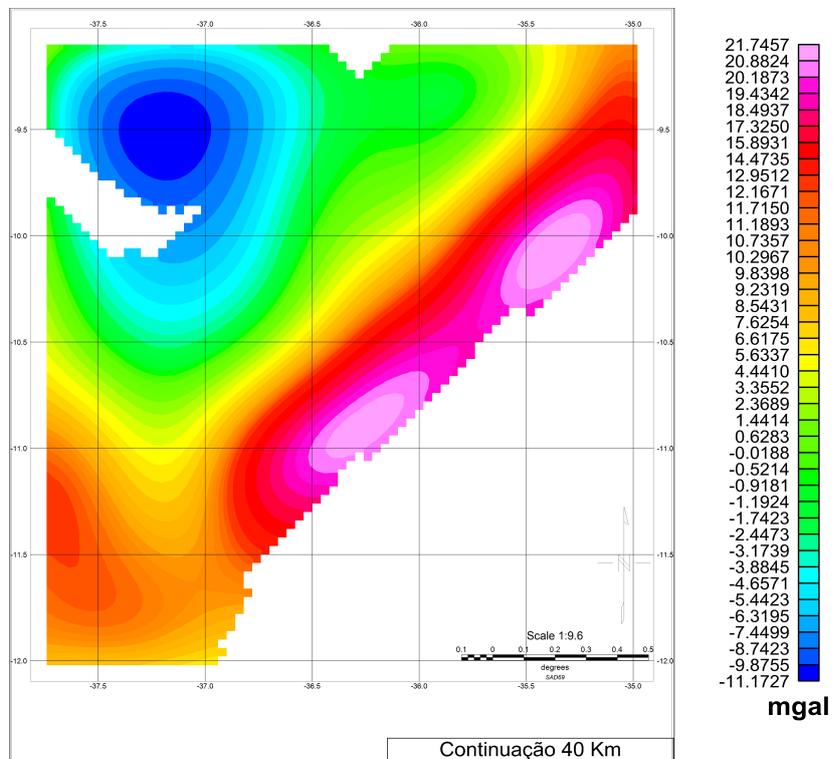


Figura 3.6: Continuação do dado a uma altitude de 40 km.

Percebe-se que a partir de 40 *km* o dado continuado não se altera. A partir daí comparou-se com o regional dos mínimos quadrados e do polinômio robusto de ordem 2 e 3, pois o regional de ordem 1 não apresentava feições concordantes.

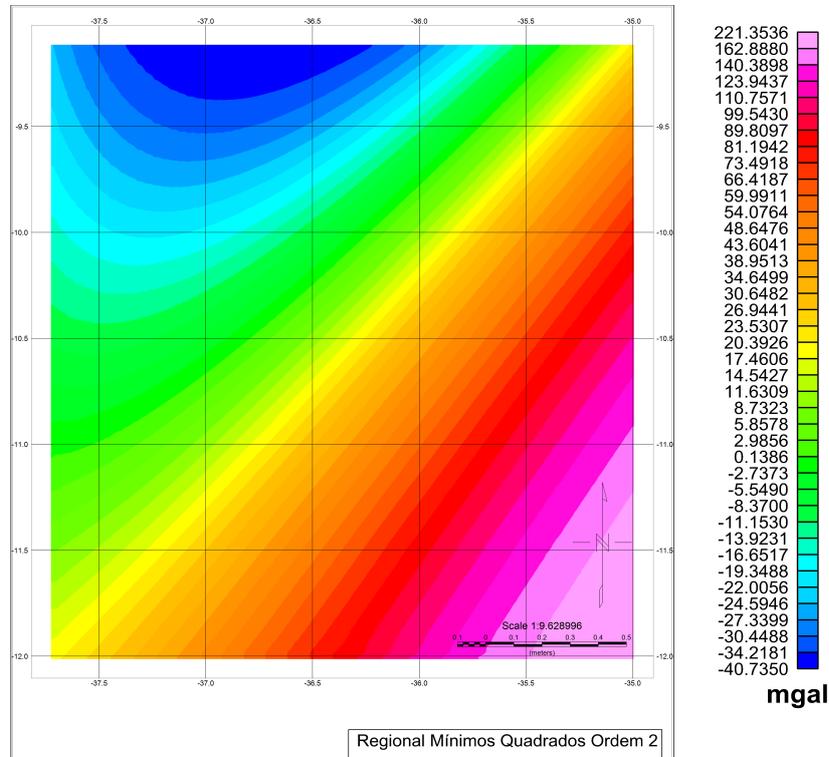


Figura 3.7: Regional mínimos quadrados de ordem 2.

Mediante aos grids construídos o melhor regional a ser extraído dos dados é o regional de ordem 3 do método de mínimos quadrados. Três perfis foram construídos para corroborar essa conclusão, Figuras (3.11),(3.12) e (3.13).

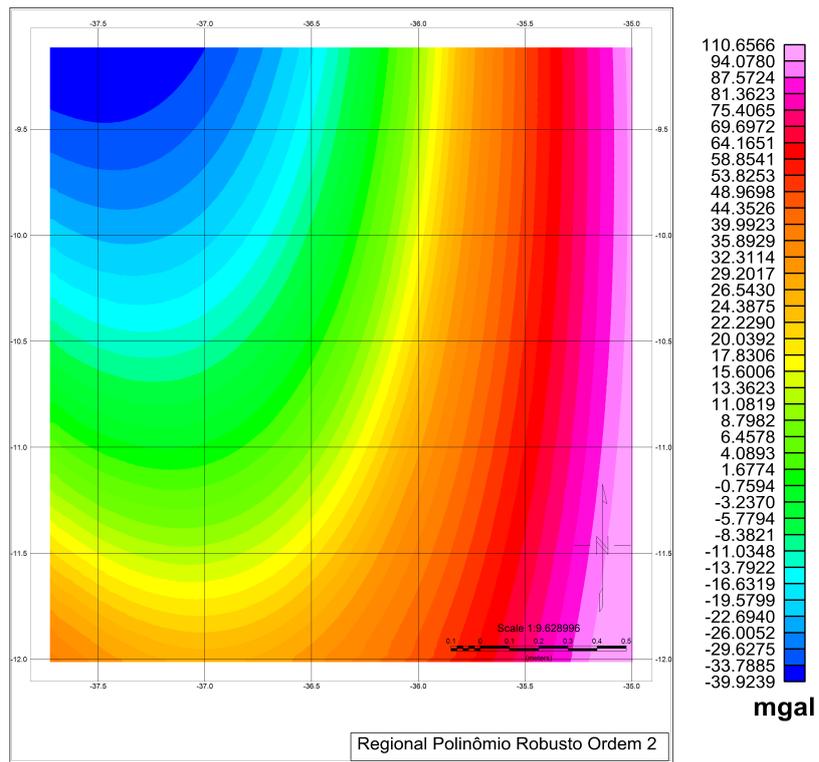


Figura 3.8: Regional polinômio robusto de ordem 2.

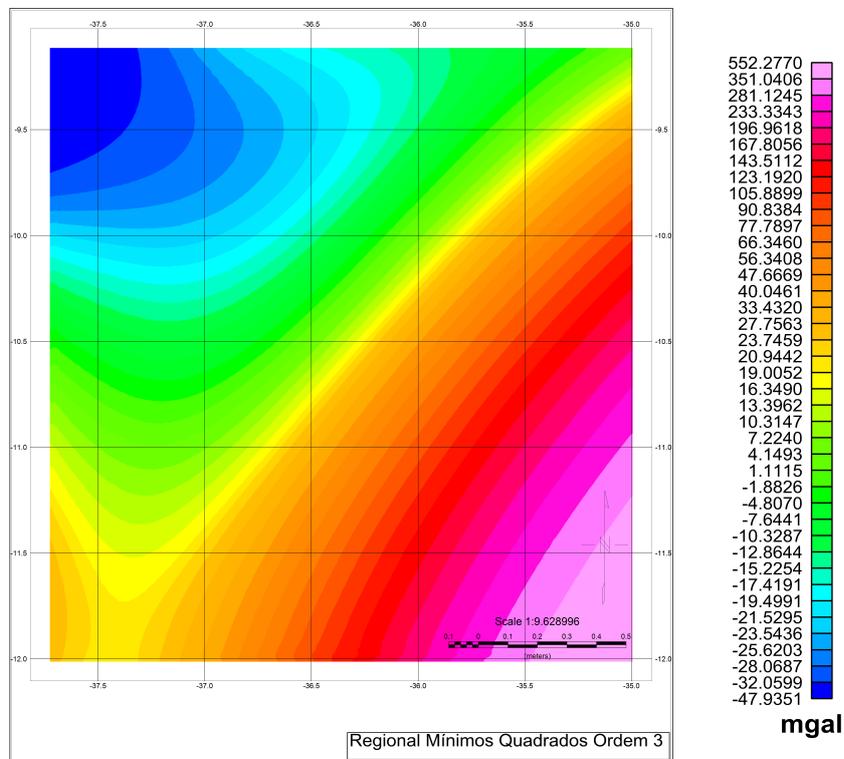


Figura 3.9: Regional mínimos quadrados de ordem 3.

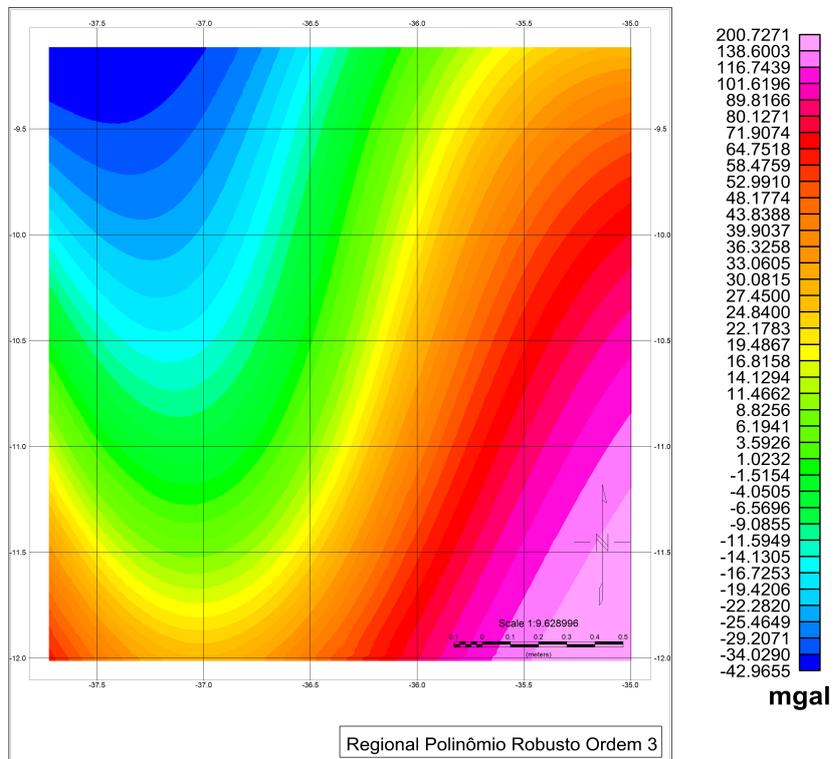


Figura 3.10: Regional polinômio robusto de ordem 3.

Separação Regional-Residual/Perfil-L0

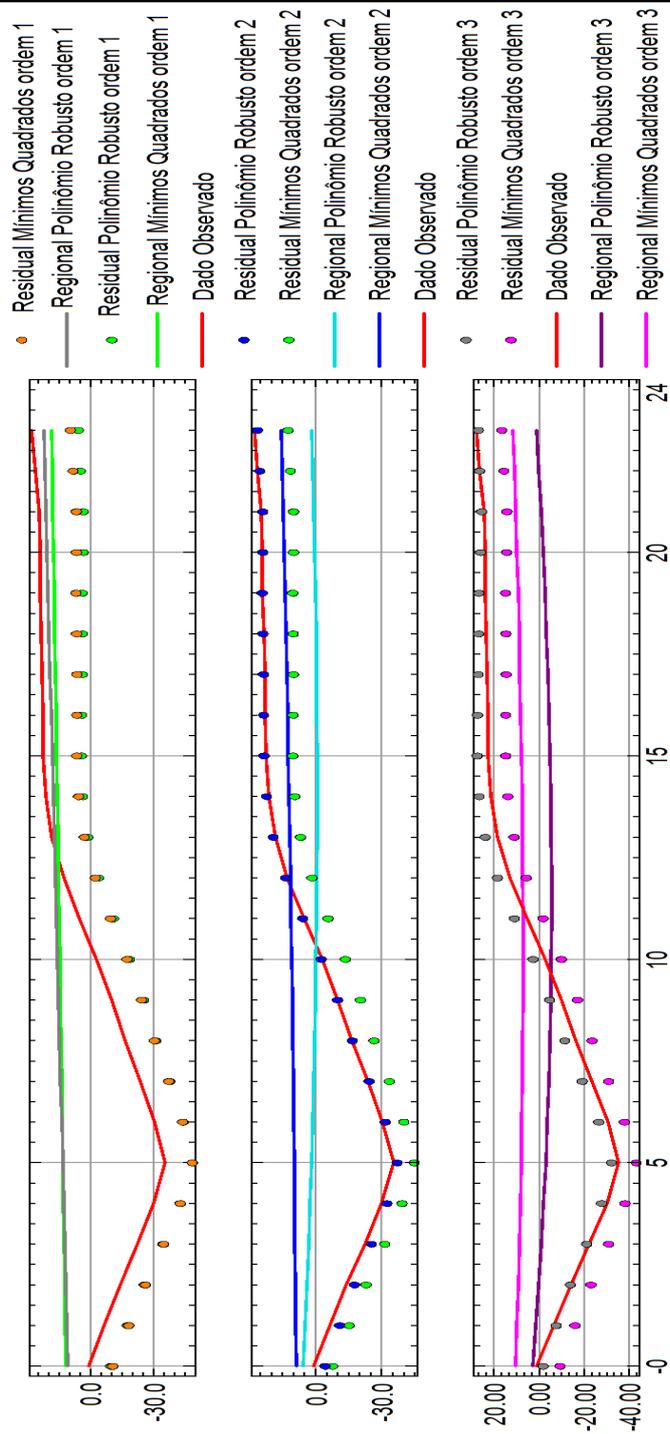


Figura 3.11: Perfil L0.

Separação Regional-Residual/Perfil-L1

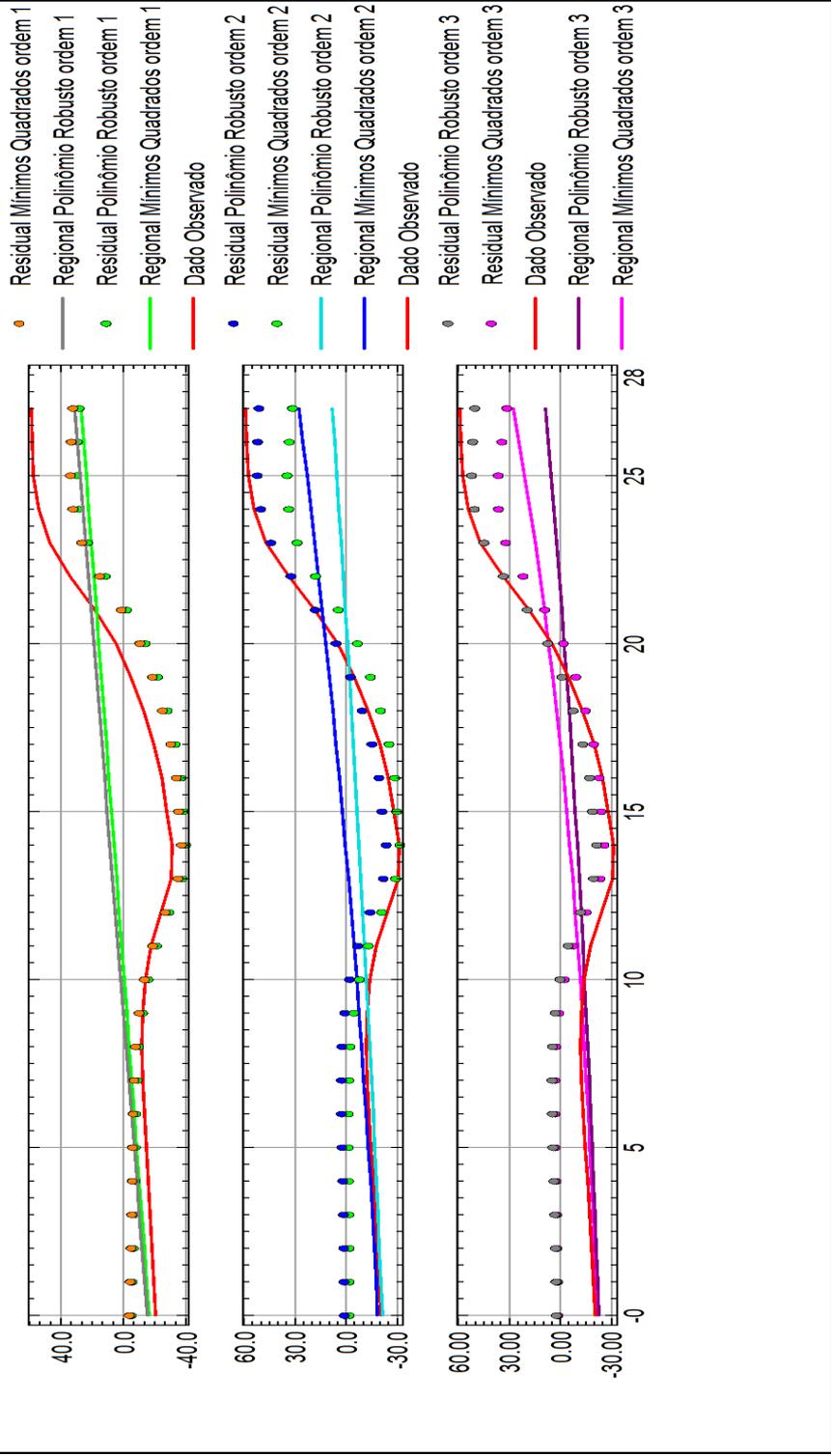


Figura 3.12: Perfil L1.

Separação Regional-Residual/Perfil-L2

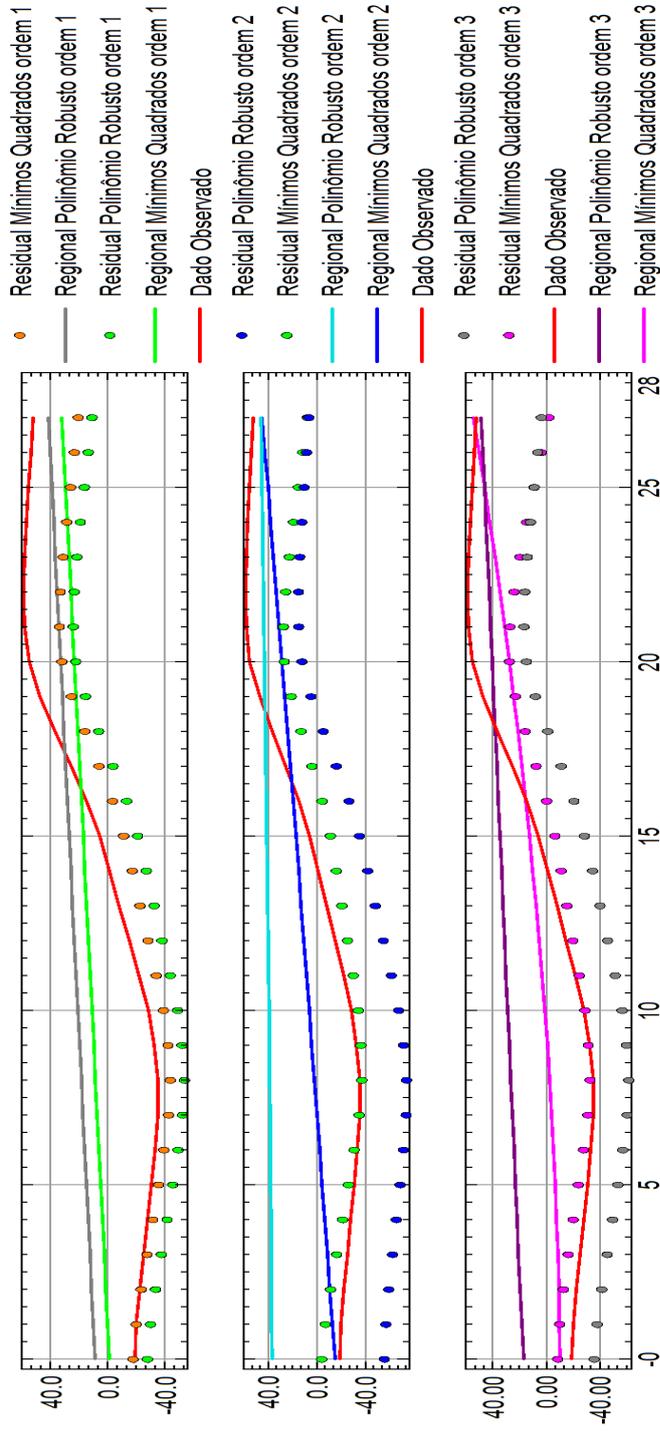


Figura 3.13: Perfil L2.

A partir dos perfis e dos Grids conclui-se que o melhor regional foi o de ordem 3 pelo método dos mínimos quadrados. O residual utilizado, na modelagem 2D do dado real, foi o de ordem 3 pelo método dos mínimos quadrados.

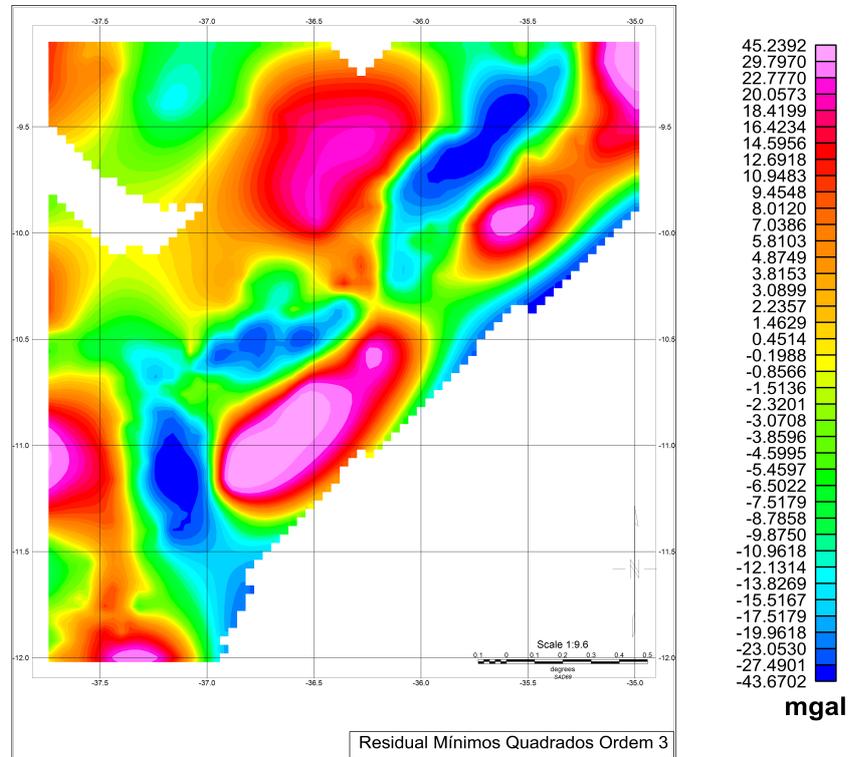


Figura 3.14: Residual mínimos quadrados de ordem 3 utilizado na modelagem gravimétrica do dado real.

CAPÍTULO 4

Modelagem Gravimétrica.

A modelagem direta parte de um modelo inicial de parâmetros construído por informações *a priori*, baseadas na geologia ou intuição geofísica. A anomalia calculada é gerada e comparada com a anomalia observada, caso a anomalia calculada não esteja ajustada com a anomalia observada então os parâmetros são ajustados novamente até que a anomalia calculada se ajuste a anomalia observada (Blakely, 1996). Na modelagem gravimétrica a geologia é aproximada por prismas 2-D (Lima, 2010), ou por prismas verticais 3-D (Talwani e Ewing, 1960) e aí o ajuste dos parâmetros, no caso densidade e profundidade, são realizados até que a anomalia calculada se ajuste com a anomalia observada.

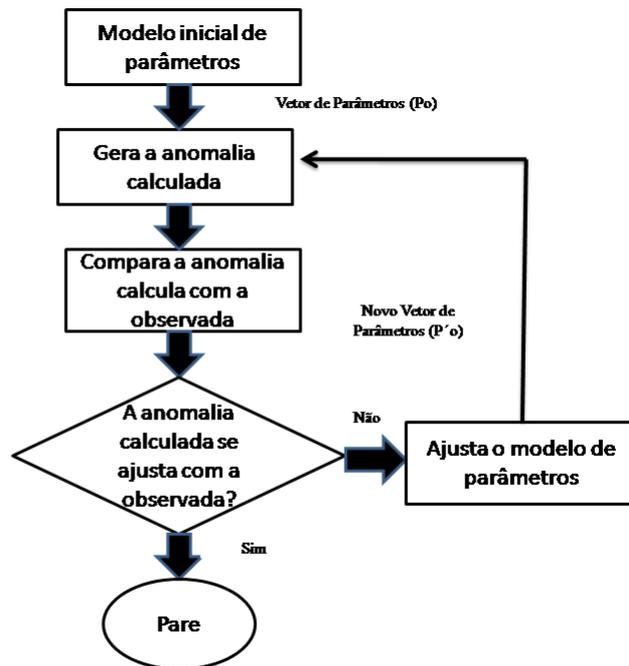


Figura 4.1: Fluxograma representativo da modelagem direta.

4.0.1 Modelos Gravimétricos.

O potencial gravitacional U e a atração gravitacional em um ponto P devido a um volume de massa de densidade ρ é (Blakely, 1996)

$$\begin{aligned} U(P) &= \gamma \int_R \frac{\rho}{r} dv, \\ \mathbf{g} &= \nabla U \\ &= -\gamma \int_R \rho \frac{\hat{\mathbf{r}}}{r^2} dv, \end{aligned}$$

onde $r = r^2 = (x - x')^2 + (y - y')^2 + (z - z')^2$ é a distância do ponto P ao elemento de massa dv e γ é a constante gravitacional. As medidas de gravidades são consideradas apenas na direção z portanto:

$$g(x, y, z) = \frac{\partial U}{\partial z}, \quad (4.1)$$

isso resulta em,

$$g = -\gamma \int_{z'} \int_{y'} \int_{x'} \rho(x', y', z') \frac{(z - z')}{r^3} dx' dy' dz'. \quad (4.2)$$

A equação (4.2) pode ser escrita da seguinte forma:

$$g = -\gamma \int_{z'} \int_{y'} \int_{x'} \rho(x', y', z') \psi(x - x', y - y', z - z') dx' dy' dz', \quad (4.3)$$

onde $\psi(x, y, z) = -\gamma \frac{z}{(x^2 + y^2 + z^2)^{\frac{3}{2}}}$ é uma função de Green (Blakely, 1996). A modelagem direta calcula repetidamente $g(x, y, z)$ até que a anomalia calculada se ajuste da melhor forma a anomalia observada. O grande problema é aproximar a geologia da subsuperfície em modelos geométricos simples para ser utilizados em computadores. Computacionalmente falando a equação (4.2) é dividida em várias fontes infinitesimais e a equação (4.2) fica:

$$g_m = \sum_{n=1}^N \rho_n \psi_{mn} \quad (4.4)$$

4.1 Modelagem Gravimétrica 2-D

A metodologia utilizada no trabalho foi a modelagem 2-D, utilizada no artigo de Last e Kubik (Last e Kubik, 1983), os quais afirmam que o campo gravitacional no i -ésimo bloco, de um modelo 2-D discretizado é dado por:

$$g_i = \sum_{j=1}^M a_{ij} \rho_j + e_i, \quad i = 1 \dots N \quad (4.5)$$

onde ρ_j é a densidade do j -ésimo bloco e e_i o ruído associado com a i -ésima observação. A expressão para a_{ij} é dado por

$$a_{ij} = 2\gamma [(x_i - x_j + d/2) \log(r_2 r_3 / r_1 r_4) + d \log(r_4 / r_3) - (z_j + h/2)(\theta_4 - \theta_2) + (z_j - h/2)(\theta_3 - \theta_1)] \quad (4.6)$$

onde,

$$\begin{aligned} r_1^2 &= (z_j - h/2)^2 + (x_i - x_j + d/2)^2; \\ r_2^2 &= (z_j + h/2)^2 + (x_i - x_j + d/2)^2; \\ r_3^2 &= (z_j - h/2)^2 + (x_i - x_j - d/2)^2; \\ r_4^2 &= (z_j + h/2)^2 + (x_i - x_j - d/2)^2; \\ \theta_1 &= \arctan(x_i - x_j + d/2) / (z_j - h/2); \\ \theta_2 &= \arctan(x_i - x_j + d/2) / (z_j + h/2); \\ \theta_3 &= \arctan(x_i - x_j - d/2) / (z_j - h/2); \\ \theta_4 &= \arctan(x_i - x_j - d/2) / (z_j + h/2). \end{aligned} \quad (4.7)$$

Em notação matricial, obtemos;

$$\mathbf{g} = G\rho + \mathbf{e} \quad (4.8)$$

onde \mathbf{g} é o vetor dos dados observados, G é a matriz núcleo $M \times N$ onde M é o número total de observações e N é o número de blocos na qual a área foi dividida; ρ é vetor de densidades.

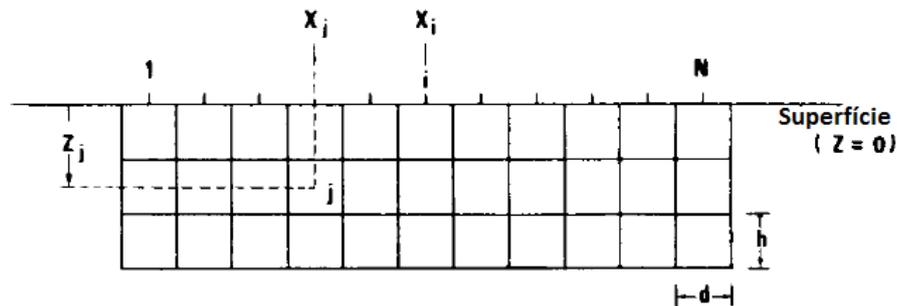


Figura 4.2: Figura esquemática de um modelo 2-D de blocos retangulares mostrando o ponto de observação i e o block j . d e h representam as dimensões horizontais e verticais dos blocos retangulares.

(Last e Kubik, 1983)

Os elementos do termo a_{ij} podem ser vistos na figura (4.3) a seguir: onde a profundi-

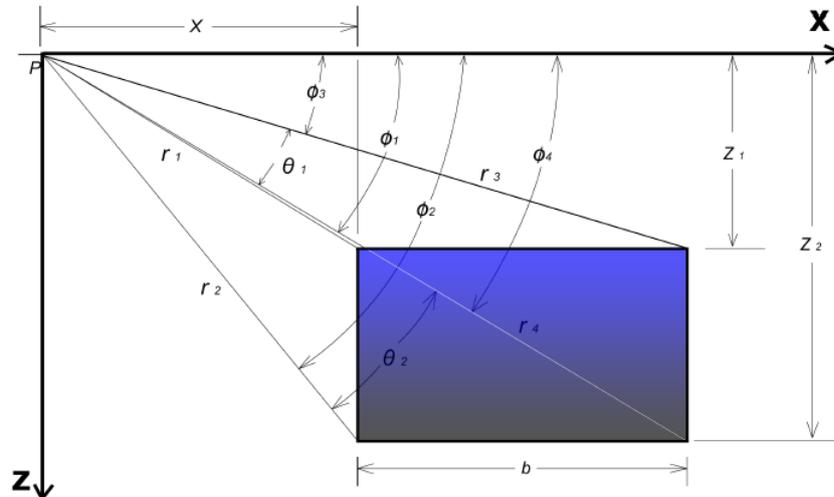


Figura 4.3: Figura representativa de um bloco retangular utilizado na modelagem gravimétrica 2-D.

(Soares, 2013)

dade do topo (Z_t) é: $Z_t = z_j - h/2$ e a profundidade da base (Z_b) é: $Z_b = z_j + h/2$. Onde z_j é a profundidade do centro de cada bloco retangular e $h/2$ é a meia altura de cada bloco.

4.2 Validação da Modelagem Gravimétrica 2-D.

Para validar a modelagem gravimétrica 2-D foi utilizada um cilindro de comprimento infinito e com uma determinada área da seção transversal. (Dobrin e Savit, 1960) propõe o valor da anomalia produzida por um cilindro equação (4.9). As dimensões da área da seção transversal do cilindro estão representadas abaixo:

$$g_z = 2\pi\gamma R^2 \rho \frac{z}{z^2 + x^2} \quad (4.9)$$

- onde z é a profundidade do centro de gravidade onde se encontra o cilindro;
- R é o raio do cilindro;
- ρ a densidade;
- x a posição onde irá se calcular o valor da anomalia de gravidade;
- γ é a constante de gravitação universal

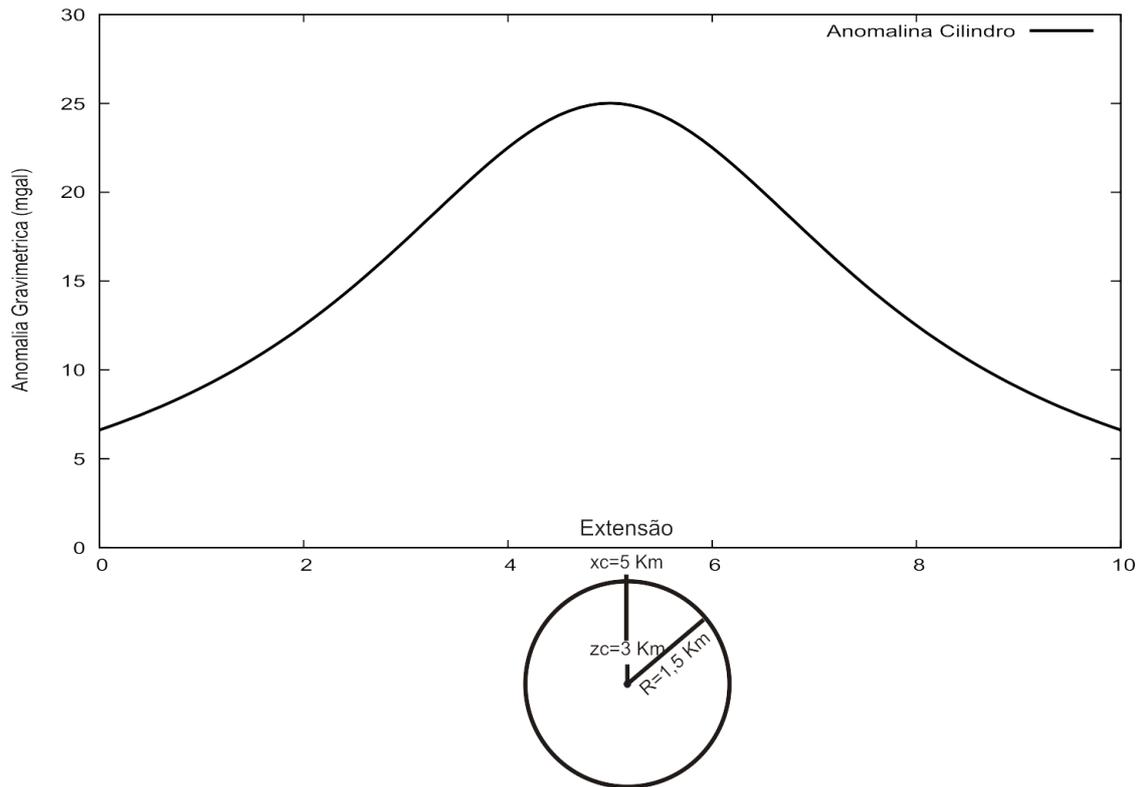


Figura 4.4: Anomalia Gravimétrica produzida por um cilindro de comprimento infinito utilizada para a validação da modelagem gravimétrica 2-D.

O campo produzido por um cilindro com o $R=1,5\text{ km}$, $\rho = 2,5\text{ g/cm}^3$ e a profundidade do centro de gravidade como sendo igual a 3 km está explicitado na figura (4.4):

Inicialmente a área da seção transversal do cilindro foi discretizada com prismas de dimensões $0,5\text{ km} \times 0,5\text{ km}$ Figuras (4.6) e (4.5).

Com o intuito de tentar aproximar a anomalia gravitacional numérica da anomalia gravitacional analítica a área da seção transversal cilindro foi discretizada em 104 blocos retangulares de densidade de $2,5\text{ g/cm}^3$. As dimensões dos blocos foram de $0,25\text{ km} \times 0,25\text{ km}$ Figuras (4.8) e (4.7).

Em seguida a área da seção transversal foi discretizada por 432 prismas com densidade de $2,5\text{ g/cm}^3$ e de dimensões de $0,5\text{ km} \times 0,5\text{ km}$ Figuras (4.10) e (4.9).

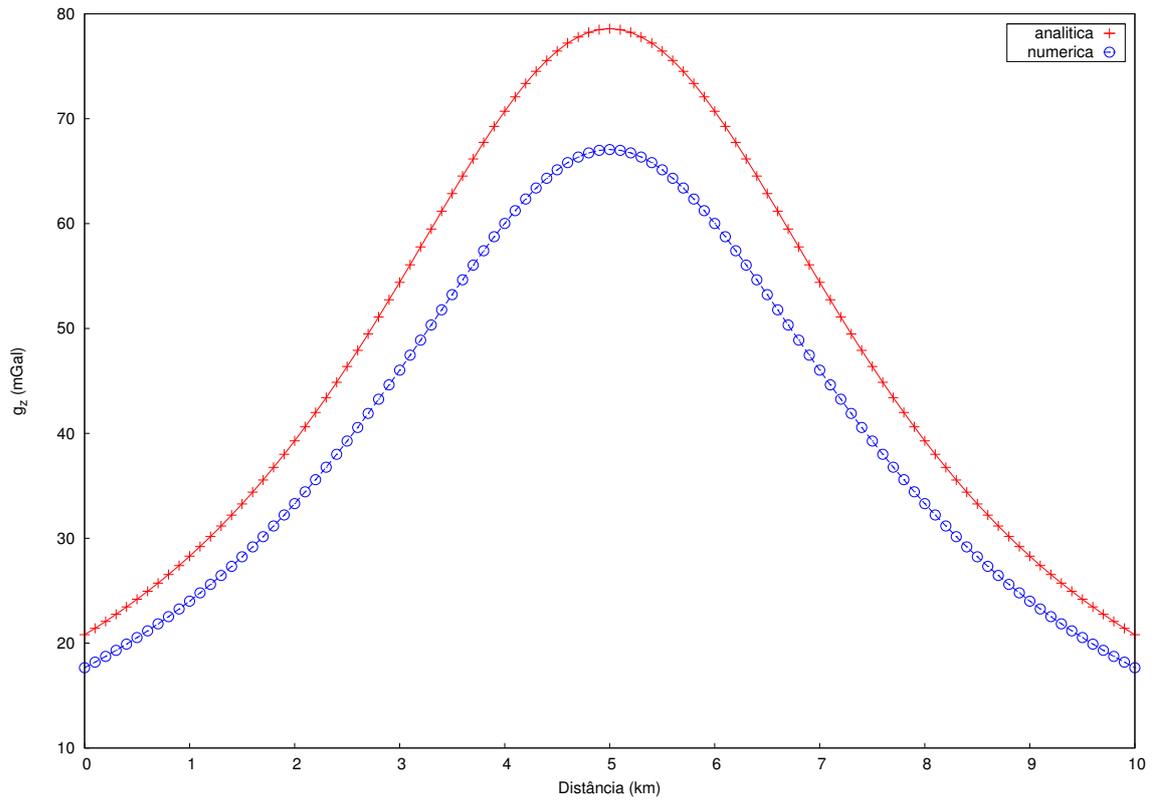


Figura 4.5: Componente gravitacional produzida pelo cilindro em vermelho e componente gravitacional produzida pela modelagem 2-D em azul discretizando a área da seção transversal do cilindro em 24 blocos.

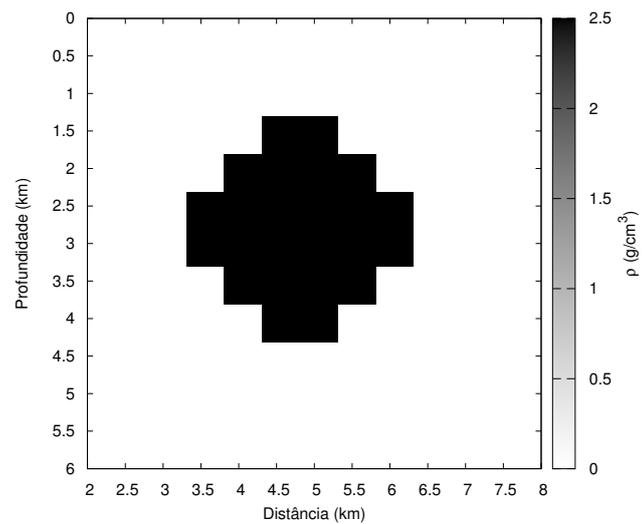


Figura 4.6: Discretização da área da seção transversal do cilindro com 24 prismas de densidade de $2,5 \text{ g/cm}^3$.

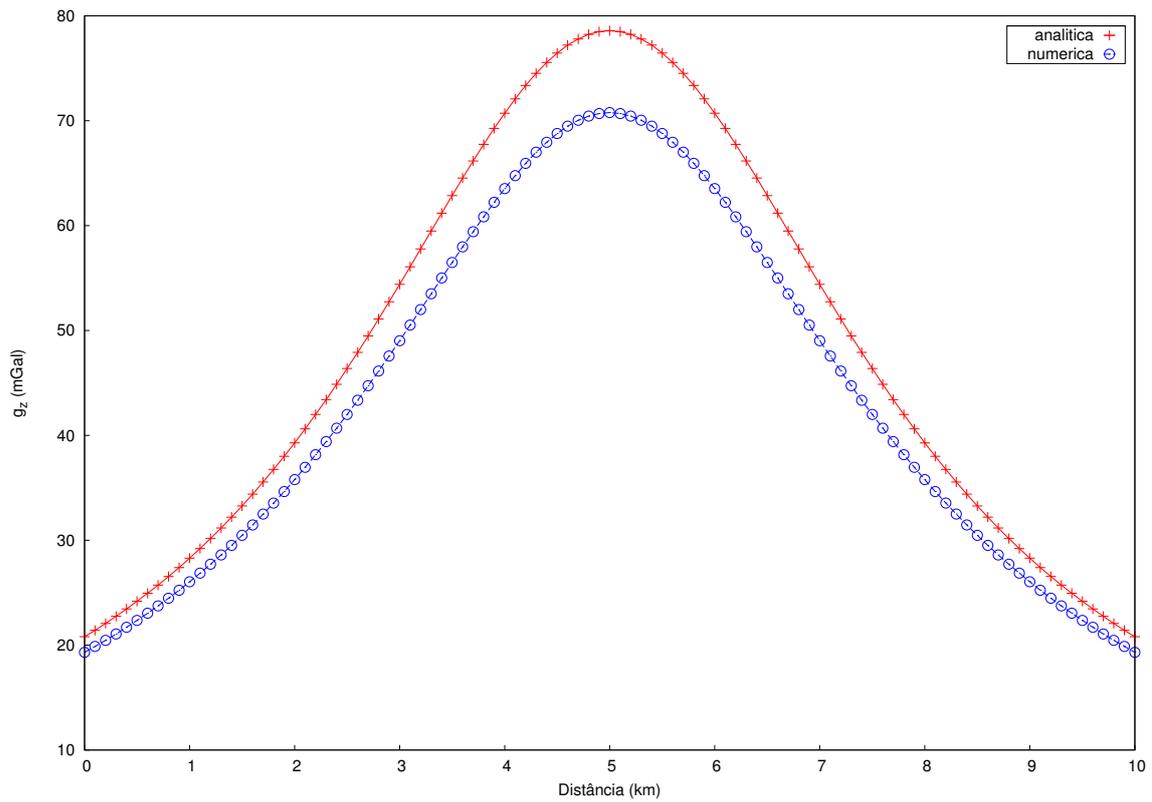


Figura 4.7: Componente gravitacional produzida pelo cilindro em vermelho e componente gravitacional produzida pela modelagem 2-D em azul discretizando a área da seção transversal do cilindro em 104 blocos.

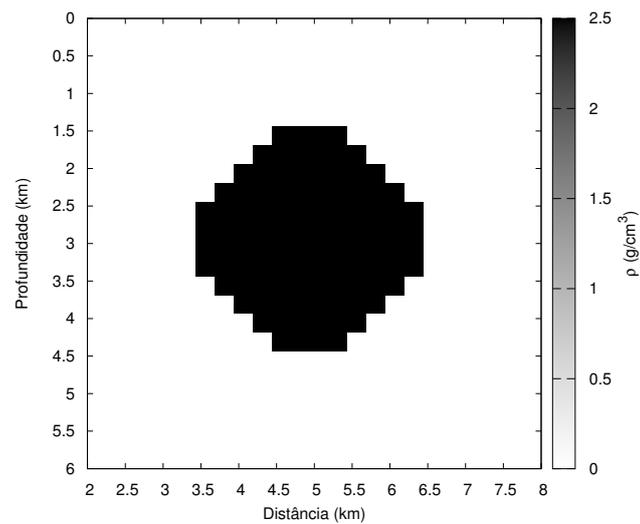


Figura 4.8: Discretização da área da seção transversal do cilindro com 104 prismas de densidade de $2,5 g/cm^3$.

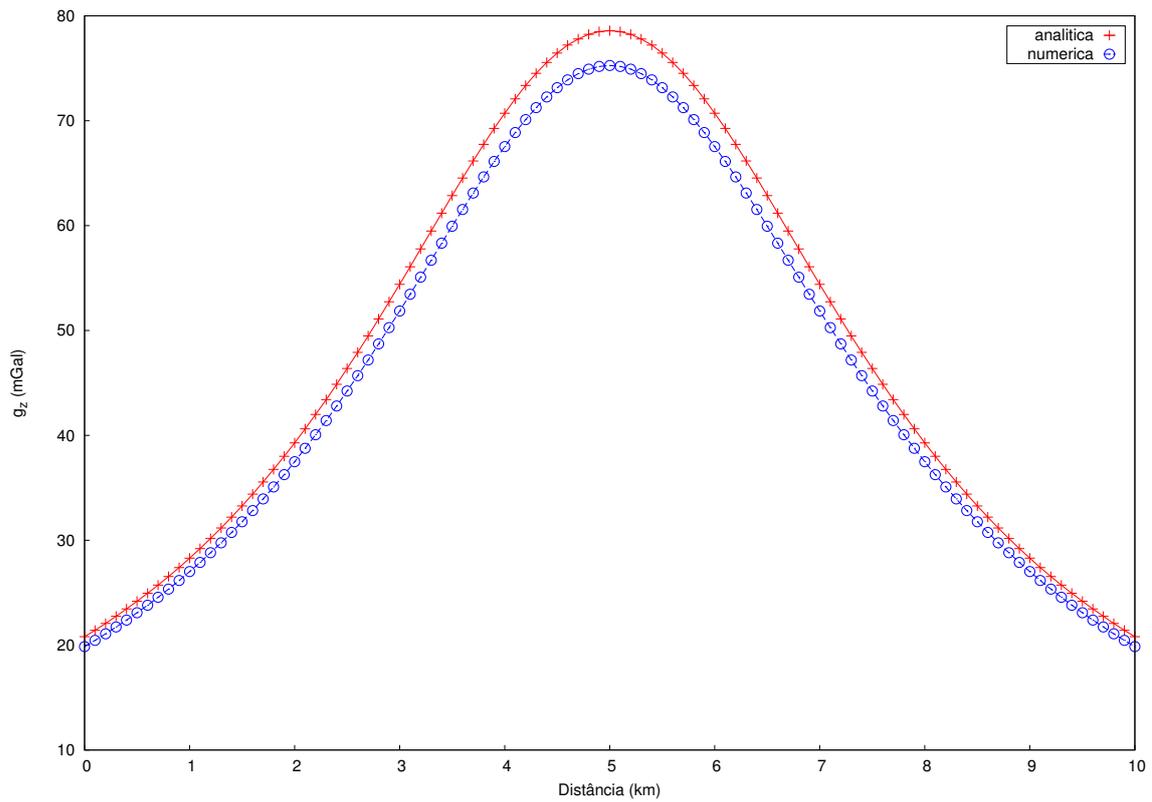


Figura 4.9: Componente gravitacional produzida pelo cilindro em vermelho e componente gravitacional produzida pela modelagem 2-D em azul discretizando a área da seção transversal do cilindro em 432 blocos.

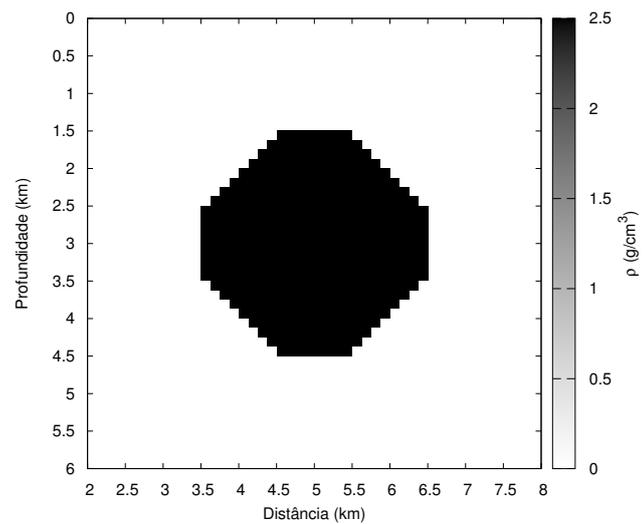


Figura 4.10: Discretização da área da seção transversal do cilindro com 432 prismas de densidade de $2,5 \text{ g/cm}^3$.

A figura a seguir mostra como o aumento da discretização da área da seção transversal varia com o valor da anomalia.

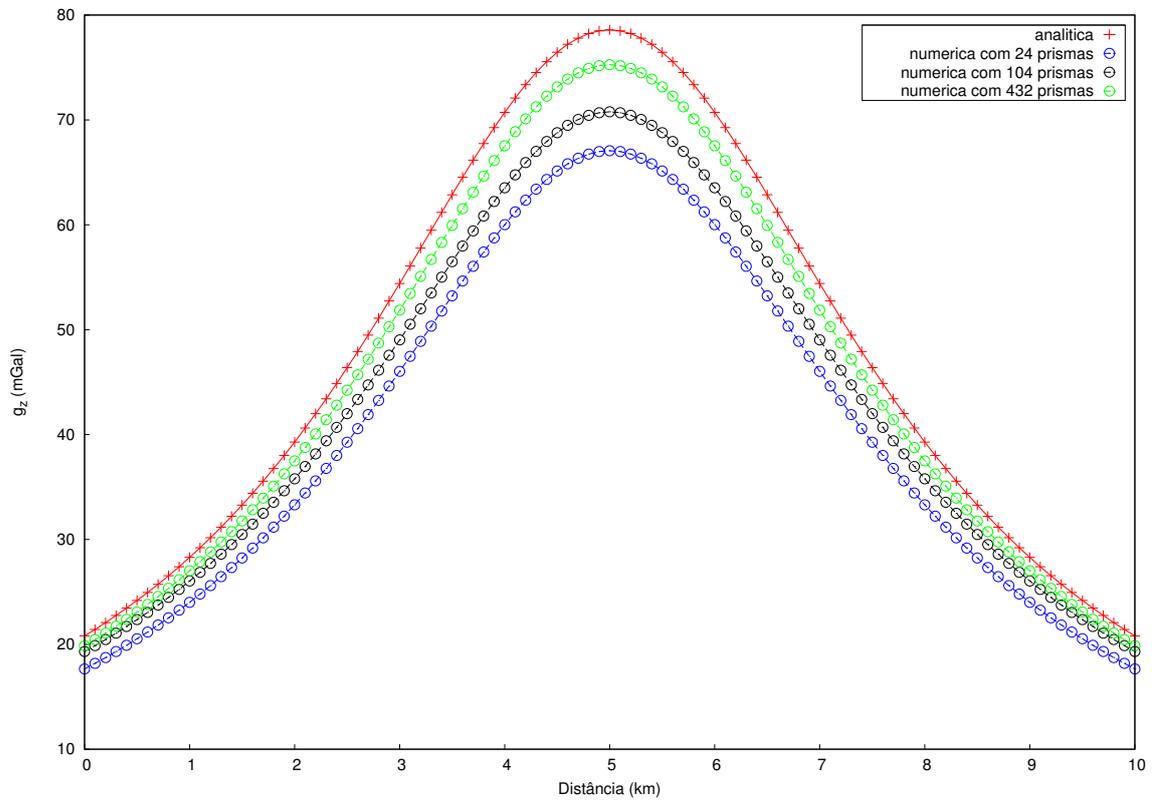


Figura 4.11: Componente gravitacional produzida pelo cilindro em vermelho e as componentes gravitacionais produzida pela modelagem 2-D; em azul-24 prismas, preto-104 prismas e verde-432 prismas.

O modelo numérico se aproximou do modelo analítico com o aumento da discretização, validando, portanto, o programa de modelagem 2-D.

4.3 Aplicações.

Um programa em Fortran 90 foi construído baseado na equação (4.6) aplicando a modelagem 2D através de blocos retangulares. Os modelos criados foram considerados com densidade constante e o ruído praticamente nulo logo a equação (4.6) fica:

$$g_i = \rho \sum_{j=1}^M a_{ij}, \quad i = 1 \dots N \quad (4.10)$$

Um primeiro modelo foi construído, considerando um contraste de densidade de $-0,25g/cm^3$ e uma profundidade máxima de 8 *km*.

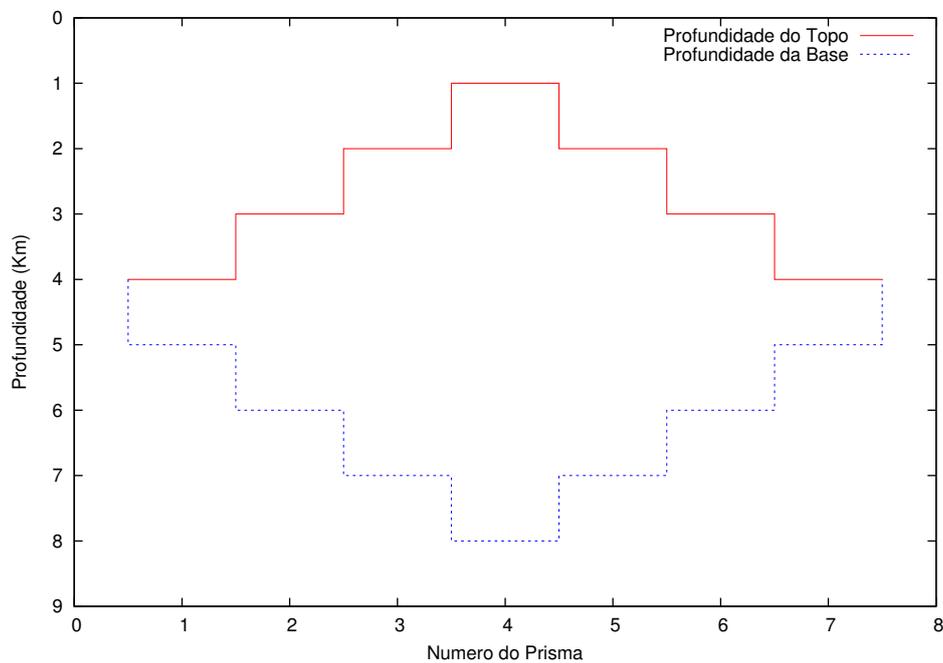


Figura 4.12: Modelo 1 de Profundidade contendo 7 prismas.

Um segundo modelo foi construído tentando simular uma bacia do tipo margem passiva de contraste de densidade de $-0,25g/cm^3$ e profundidade de 8 *km*

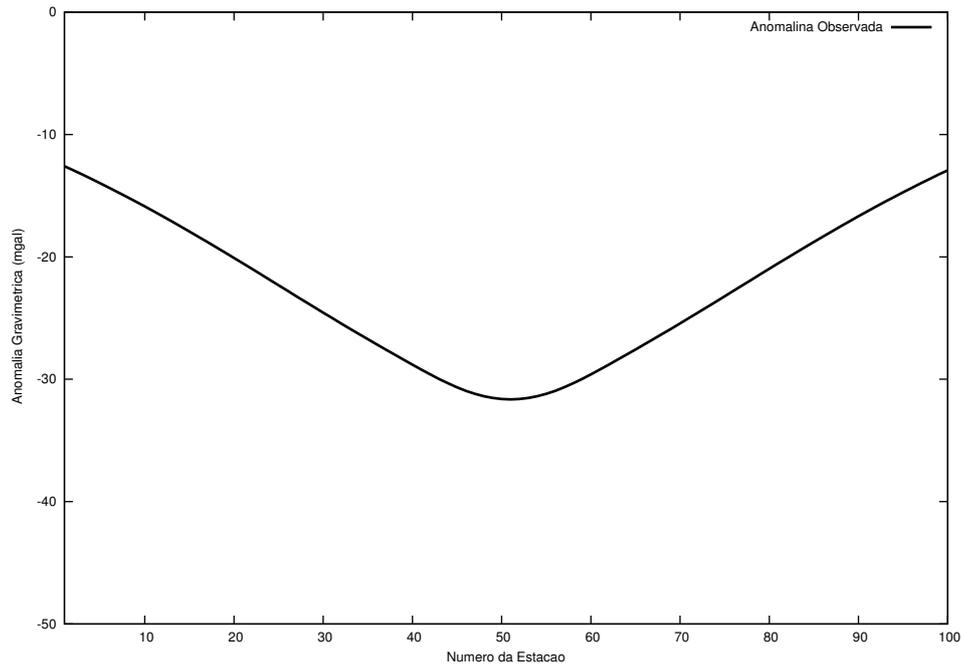


Figura 4.13: Anomalia Gravimétrica produzida pelo modelo de profundidade de 7 prismas.

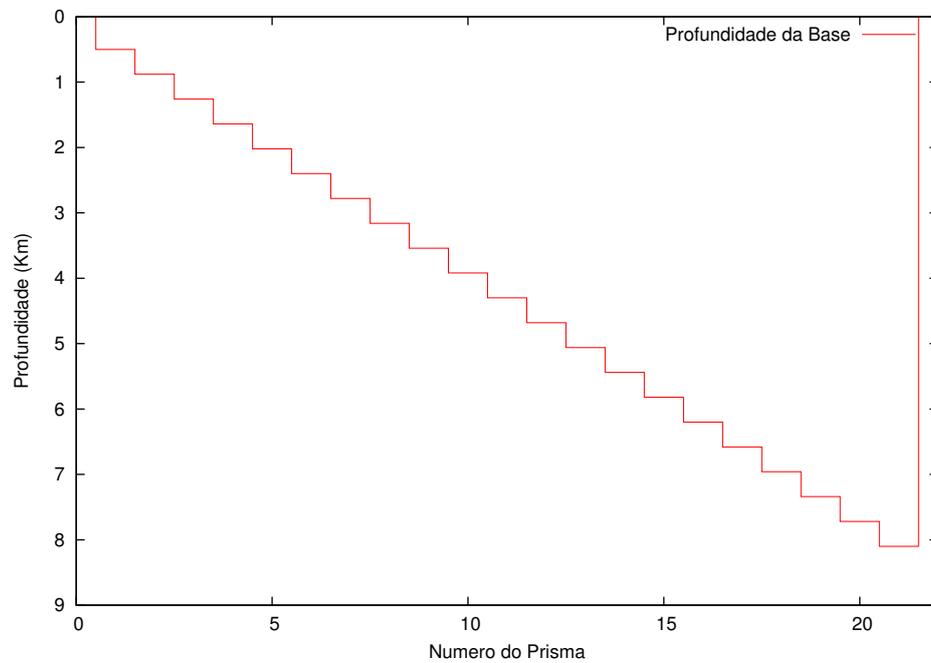


Figura 4.14: Modelo 2 de Profundidade contendo 21 prismas.

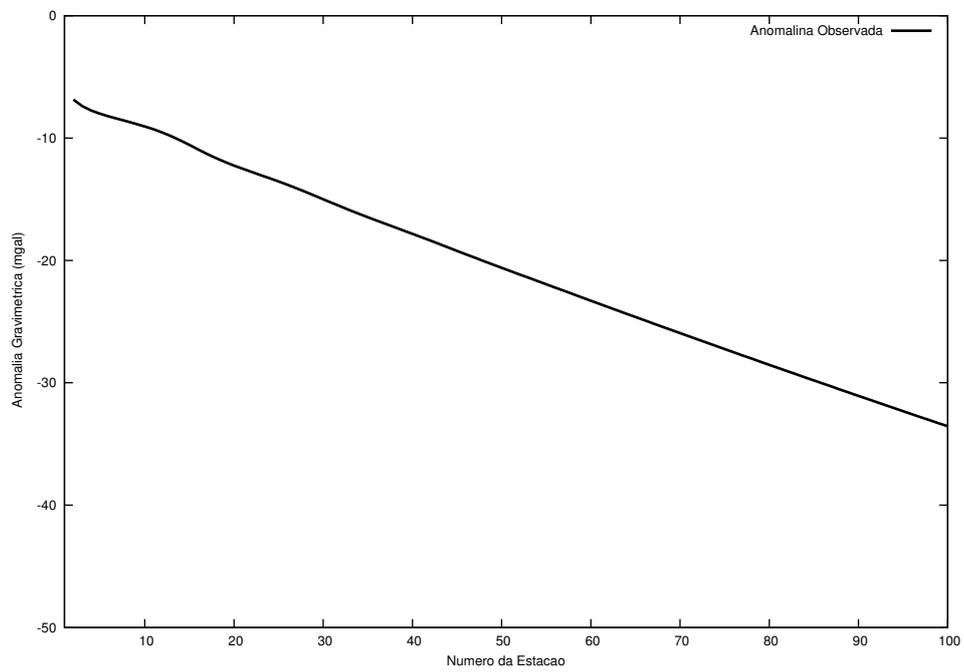


Figura 4.15: Anomalia Gravimétrica produzida pelo modelo de profundidade de 21 prismas, simulando uma bacia de margem passiva.

Mais dois modelos foram criados a partir de perfis de profundidade a partir modelo 3-D Mojica e Bassrei (2014). Os dois modelos sintéticos apresentam contraste de densidade de $-0,25g/cm^3$ as espessuras dos prismas nos modelos 3 e 4 foram de $1,5\text{ km}$. A bacia da qual foi extraída os perfis é constituída por duas sub-bacias com direções norte-sul e noroeste-sudoeste, interconectadas. A sub-bacia norte apresenta uma geometria romboédrica alongada em direção norte e limitada por rampas íngremes correspondentes a falhamentos, enquanto que a sub-bacia sul é uma típica bacia rifte conhecida como meio-graben com sua borda leste definida por uma falha de direção noroeste-sudeste (Mojica e Bassrei, 2014).

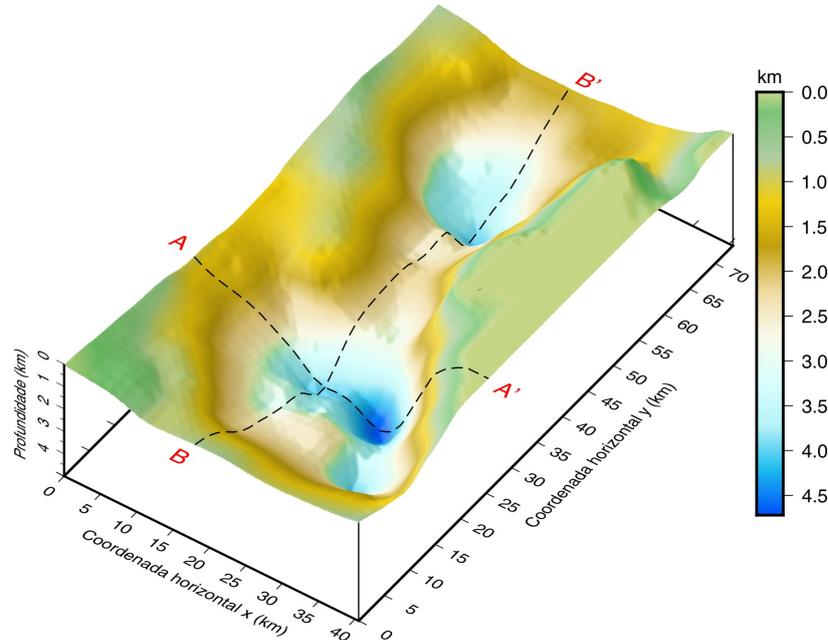


Figura 4.16: Modelo 3-D de profundidade para a criação dos modelos sintéticos 3 e 4. O perfil A-A' foi modelado com 28 prismas e o perfil B-B' foi modelado com 50 prismas. Adaptado. (Mojica e Bassrei, 2014)

O perfil 1 foi o A-A' e o perfil 2 foi B-B'. As figuras a seguir mostram o modelo de profundidade e a anomalia observada.

Nos modelos 2,3 e 4 o Z_t , ou seja, a profundidade do topo se manteve constante e aproximadamente igual a zero e apenas no modelo 1 que ela variou.

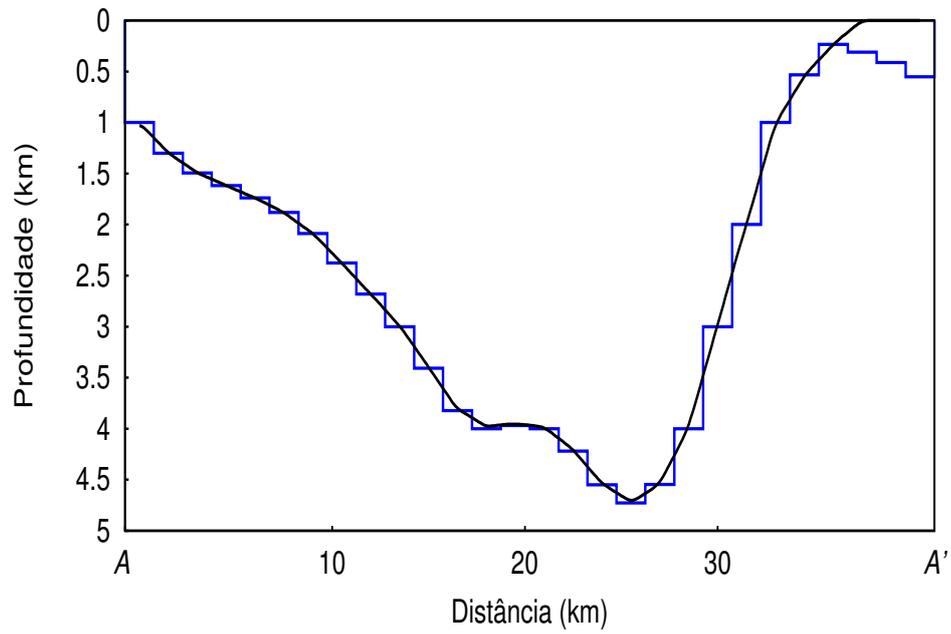


Figura 4.17: Modelo 3 de profundidade constituído de 28 prismas. Perfil A-A'

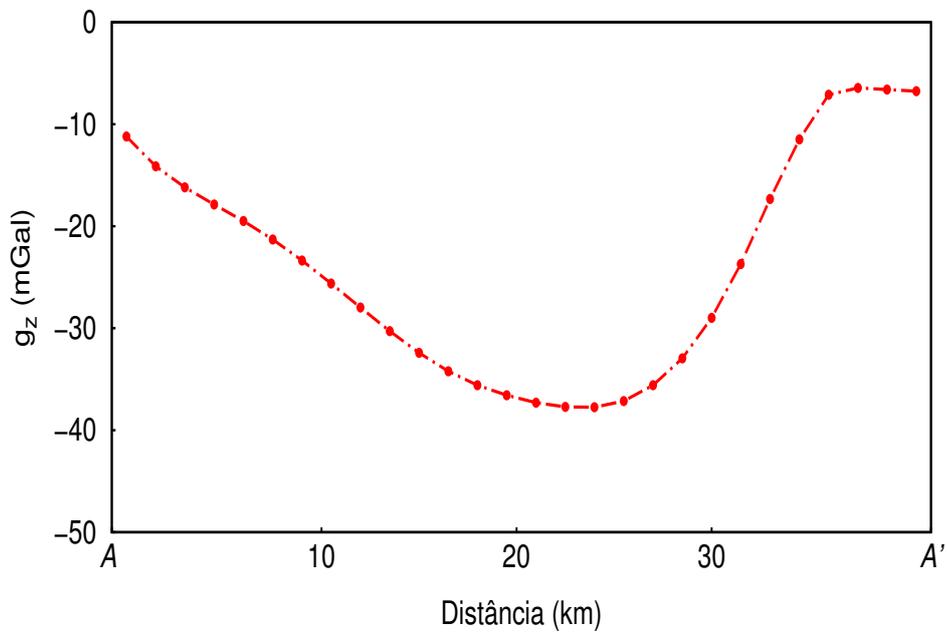


Figura 4.18: Anomalia Gravimétrica produzida pelo modelo 3 de profundidade. Perfil A-A'

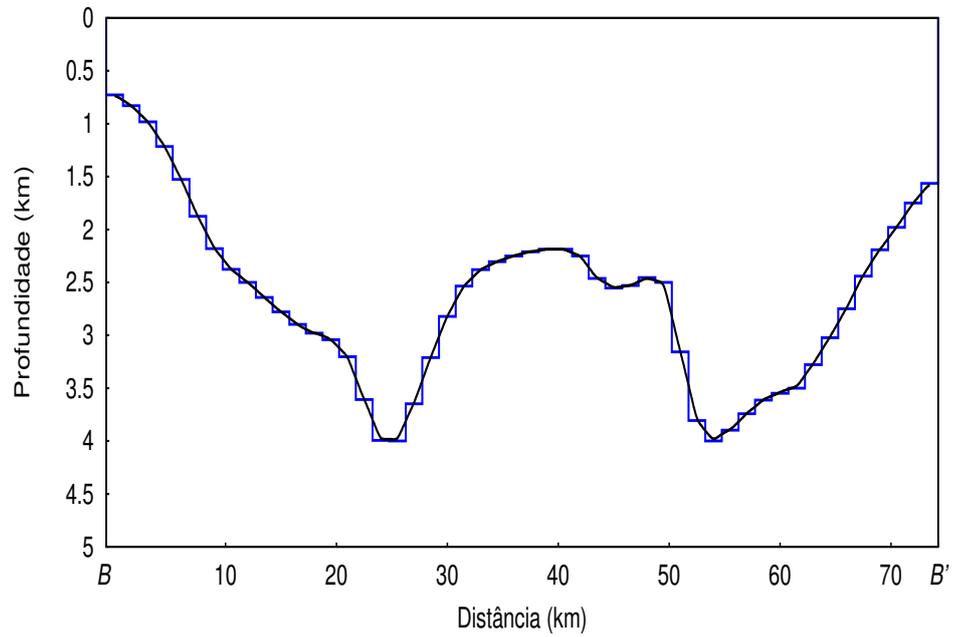


Figura 4.19: Modelo 4 de profundidade constituído de 50 prismas. Perfil B-B'

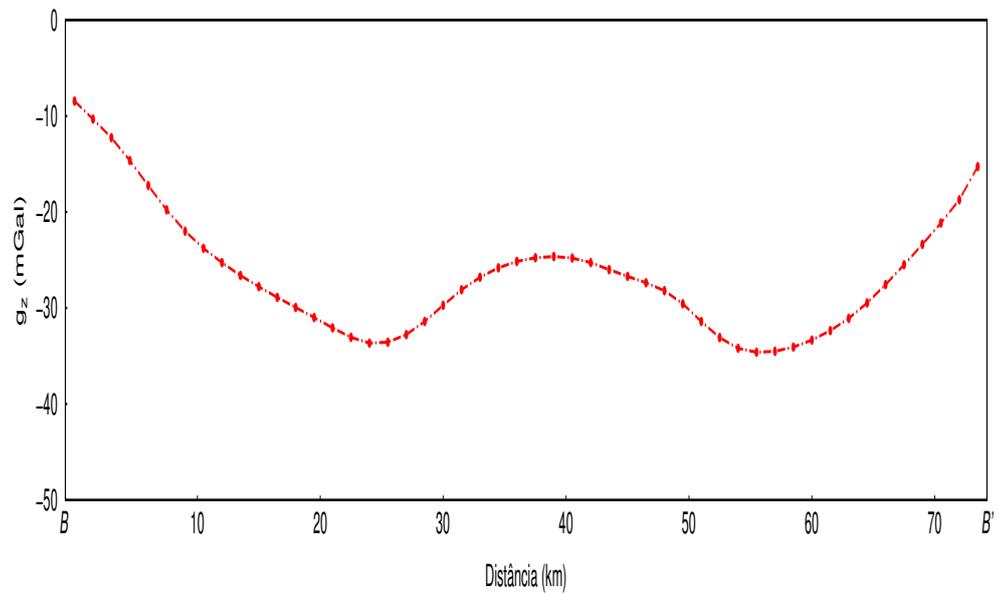


Figura 4.20: Anomalia Gravimétrica produzida pelo modelo 4 de profundidade. Perfil B-B'

CAPÍTULO 5

Inversão de Dados Gravimétricos.

A inversão gravimétrica tem a função de determinar o vetor contraste de densidade ρ e/ou os valores de profundidade \mathbf{z} a partir das anomalias do campo gravitacional. Existem formas não-lineares e formas lineares de atacar o problema da inversão gravimétrica. Um dos métodos lineares utilizadas na inversão geofísica é o Métodos dos mínimos Quadrados que considera o erro \mathbf{e} entre o vetor de dados observados d e o vetor de dados calculados que dependem dos parâmetros do modelo $G\mathbf{m}$. O que ocorre é que o erro quadrático será minimizado a zero apenas fazendo com que a derivada do erro quadrático em relação ao vetor de parâmetros seja nula. No presente trabalho, foi escolhido um método iterativo para se encontrar valores de profundidade a partir das anomalias observadas utilizando uma inversão gravimétrica 2-D proposta por (Bott, 1960).

5.1 Inversão de Dados Sintéticos.

Bott (1960) propôs um método iterativo para calcular a profundidade a partir da anomalia observada.

- Inicialmente supõe uma aproximação inicial para o relevo como uma placa Bouguer e as profundidades iniciais são calculadas a partir da fórmula $z_j = \frac{g_{obs_j}}{2\pi\gamma\Delta\rho}$, $j = 1 \dots N$ onde j é o número de estações,
- um modelo calculado é gerado a partir dessas profundidades através da modelagem 2-D proposta por Last e Kubik (1983)
- A anomalia calculada é comparada com a anomalia observada produzindo um resíduo $res_j = g_{obs_j} - g_{calc_j}$,
- uma atualização da profundidade é feita a partir da expressão $z_{j+1} = z_j + \frac{g_{obs_j} - g_{calc_j}}{2\pi\gamma\Delta\rho}$,
- o processo é reiterado até que a anomalia calculada se ajuste a anomalia observada, ou seja, $g_{obs_j} - g_{calc_j} \approx 0$

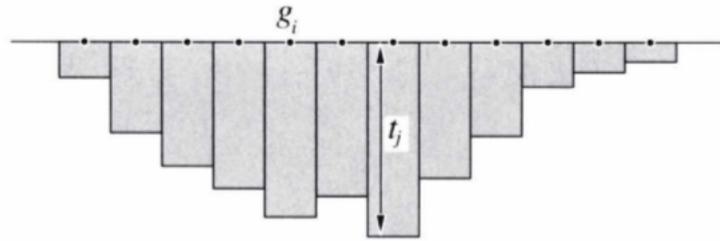


Figura 5.1: Figura representativa do método de Bott. Inicialmente a profundidade é calculada a partir de uma placa Bouguer e depois o processo é reiterado até que a anomalia calculada se ajuste a observada.

5.1.1 Limitações do Método de Bott.

O método de Bott apresenta algumas limitações as quais são (Silva, Santos e Gomes, 2014):

- O método de Bott foi derivado para um caso de contraste de densidade constante,
- A estabilidade da solução piora com o aumento do número de iterações,
- O critério de parada não é bem definido,
- O gradiente de convergência não é otimizado a cada iteração.

Para superar a limitação 3, foi definido um erro quadrático médio baseado nas anomalias observadas e calculadas como definida a seguir.

5.1.2 Critério de Parada.

O método desenvolvido por Bott (1960) não tem um critério bem definido de parada para isso foi necessário definir um erro quadrático médio a partir das anomalias calculadas e observadas. O erro do dado foi definido como:

$$\epsilon_{rms}^d = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^N (g_{obs_j} - g_{calc_j})^2}{\sum_{j=1}^N g_{obs_j}^2}} \times 100 \quad (5.1)$$

Nos modelos sintéticos, o programa encerrava quando o erro era menor do que 0,001%. Também nos dados sintéticos, exclusivamente, foi feito o erro do modelo que é definido por:

$$\epsilon_{rms}^m = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^N (z_{verd_j} - z_{est_j})^2}{\sum_{j=1}^N z_{verd_j}^2}} \times 100 \quad (5.2)$$

5.2 Resultados com os Modelos Sintéticos.

Aplicando o método de Bott (1960) no modelo 1 foram necessárias 815 iterações para que o erro entre a anomalia observada e a calculada fosse menor que 0,001%.

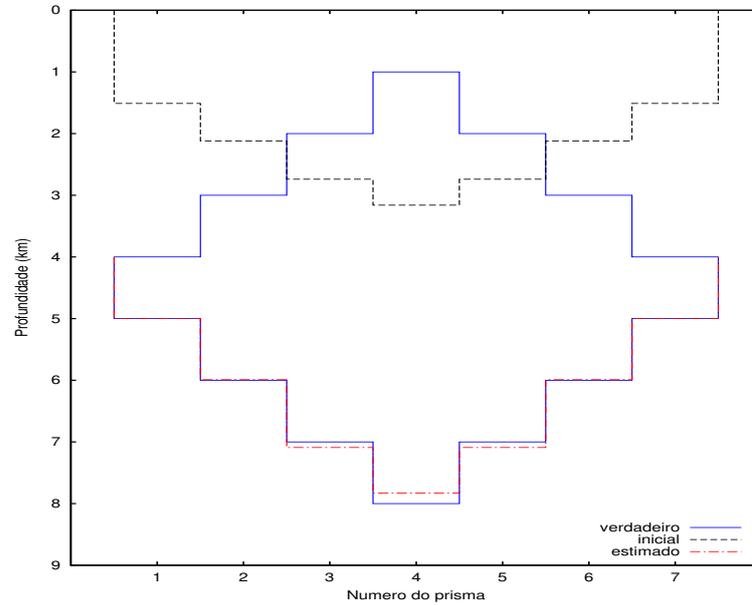


Figura 5.2: Inversão do modelo 1 sintético de 7 prismas.

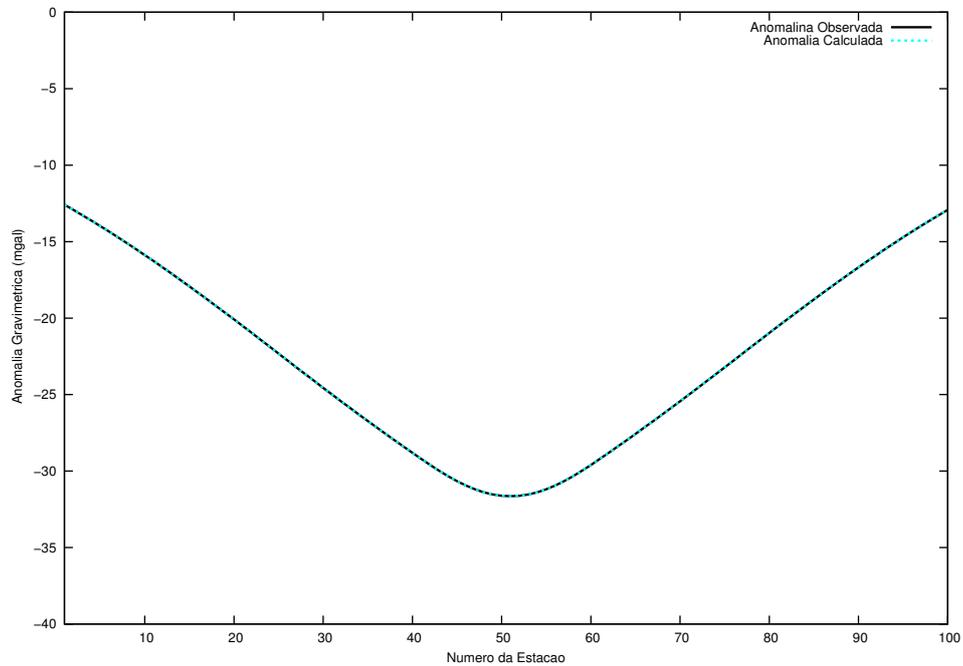


Figura 5.3: Figura da comparação entre a anomalia observada e a anomalia calculada.

No modelo 2 foram utilizados 21 prismas e foram necessárias 615 iterações, supondo que quanto maior o número de prismas melhor se aproxima do modelo.

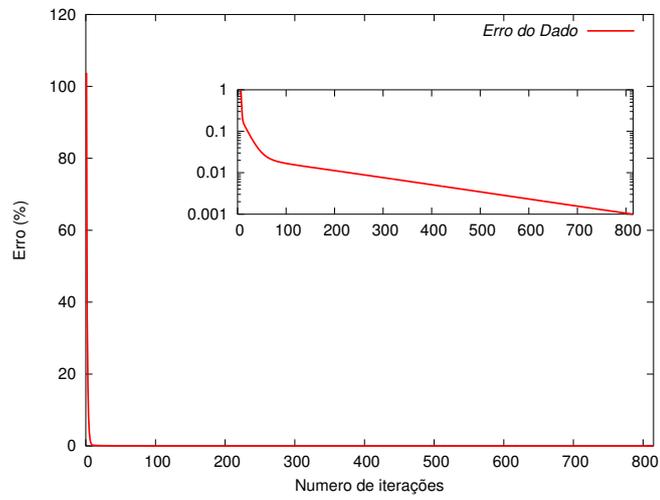


Figura 5.4: Erro do dado-Modelo 1. A estimativa inicial começa com um erro maior do que 100 %.

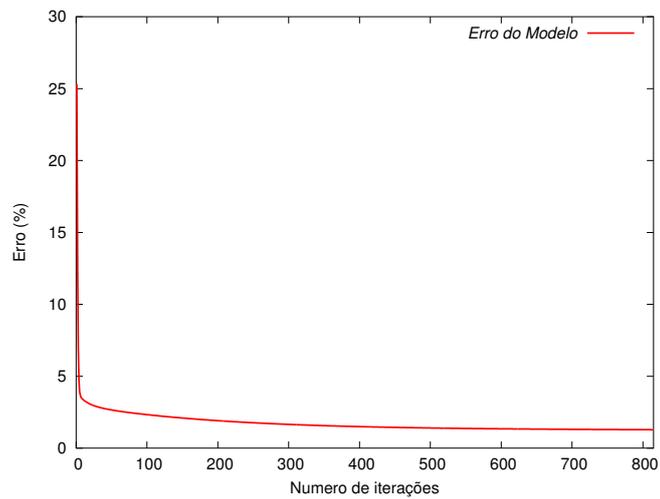


Figura 5.5: Erro do modelo-Modelo 1. Após atingir o critério de parada o erro do modelo ficou em torno de 2 %.

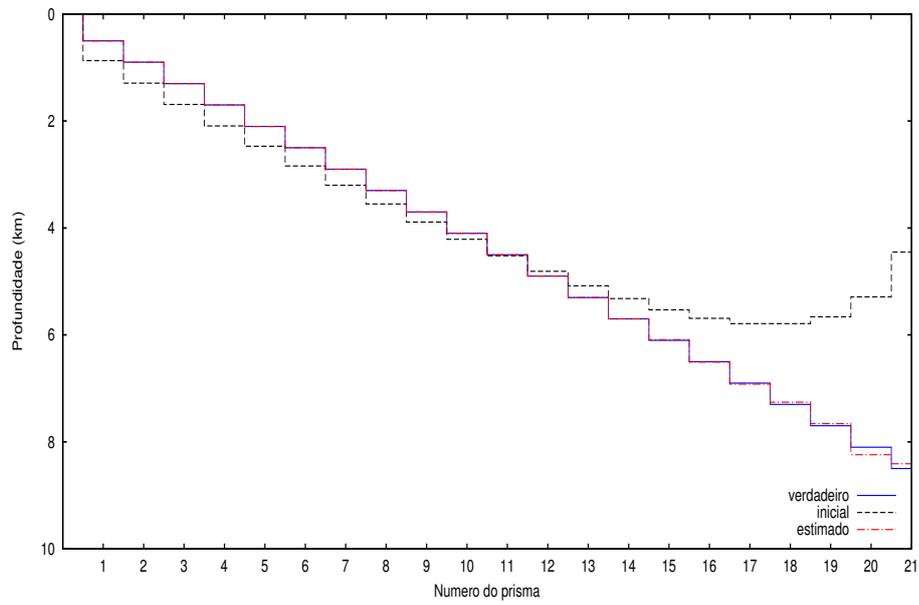


Figura 5.6: Inversão do modelo 2 sintético de 21 prismas.

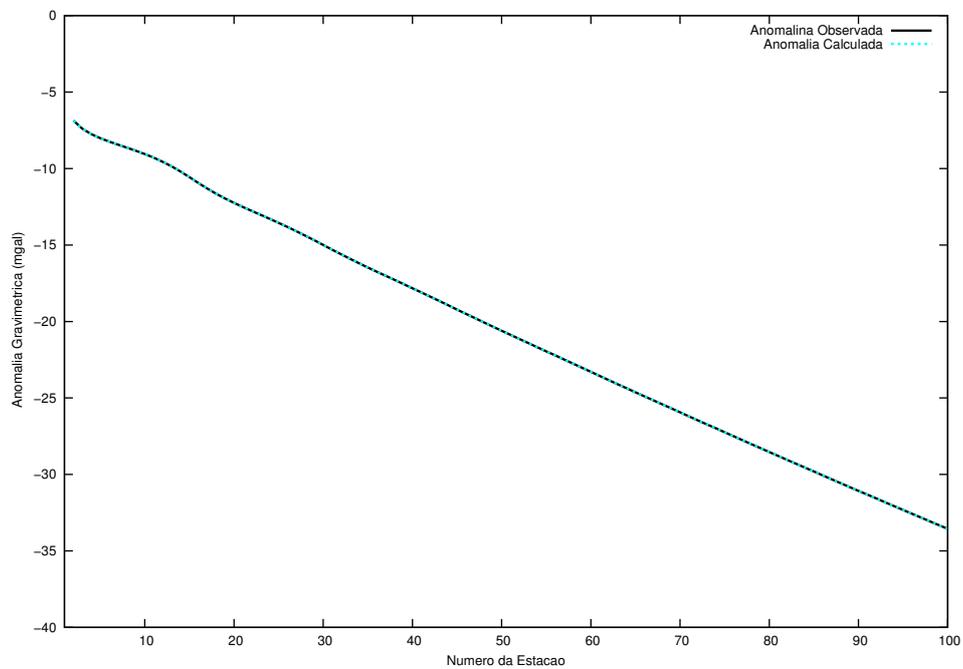


Figura 5.7: Figura da comparação entre a anomalia observada e a anomalia calculada.

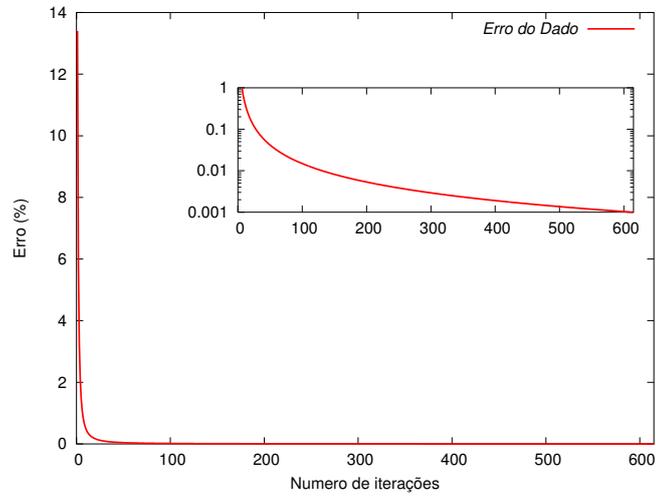


Figura 5.8: Erro do dado-Modelo 2. A estimativa inicial começa com um erro maior do que 10 %.

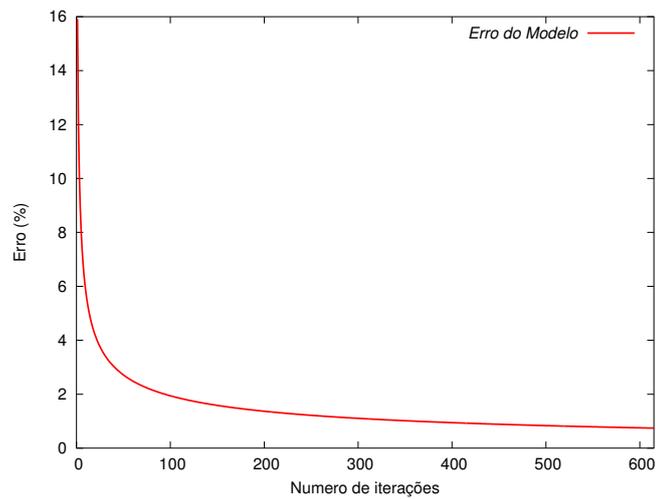


Figura 5.9: Erro do modelo-Modelo 2. Após atingir o critério de parada o erro do modelo ficou em torno de 0,7 %.

Os modelos 3 e 4 foram invertidos, sendo que o modelo 3 apresentou como critério de parada um erro de 0,01% e o modelo 4 apresentou como critério de parada um erro de 0,001%.

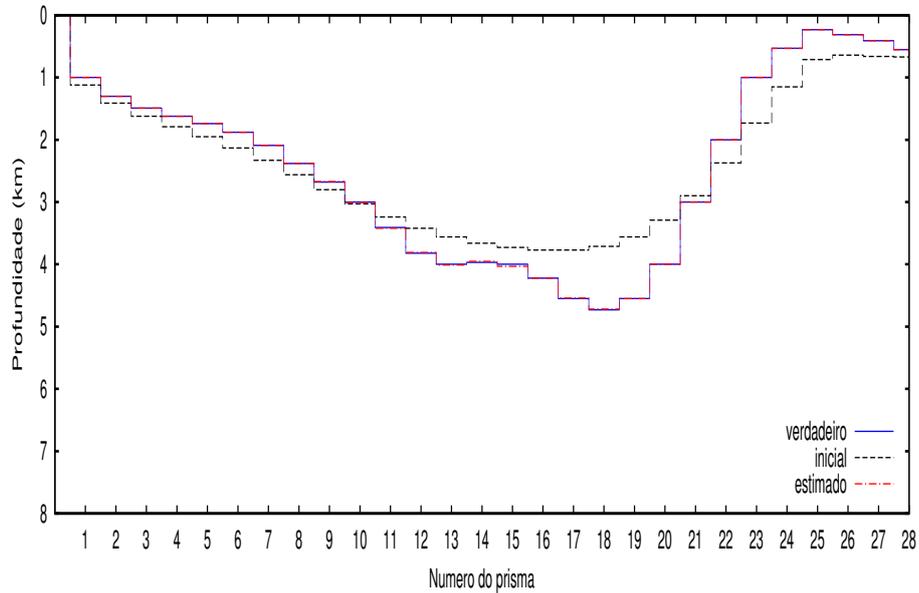


Figura 5.10: Inversão do modelo 3 sintético de 28 prismas.

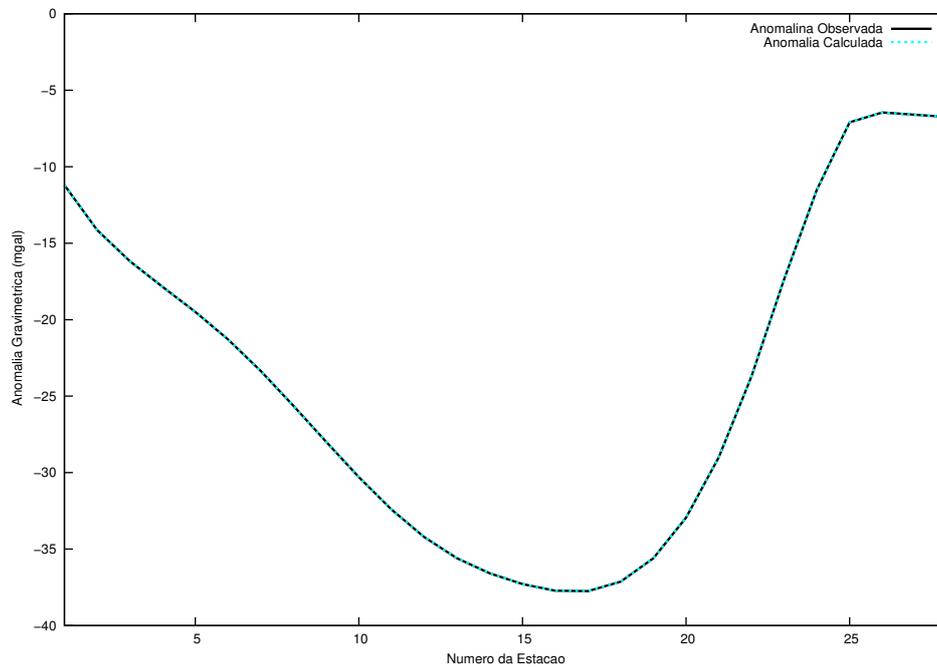


Figura 5.11: Figura da comparação entre a anomalia observada e a anomalia calculada para o modelo 3.

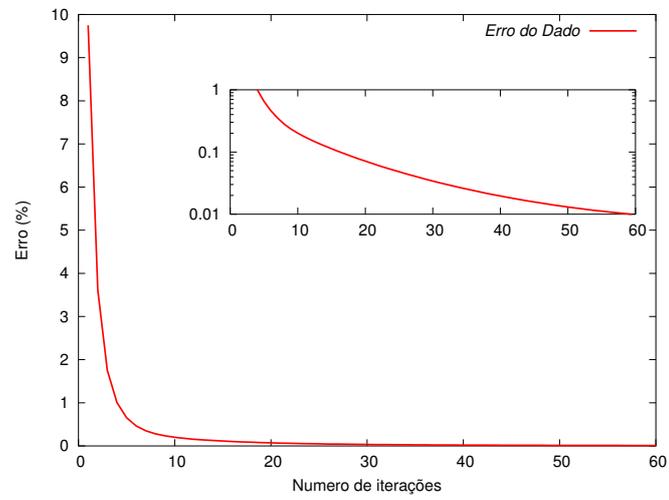


Figura 5.12: Erro do dado-Modelo 3. A estimativa inicial começa com um erro maior do que 9,7 %.

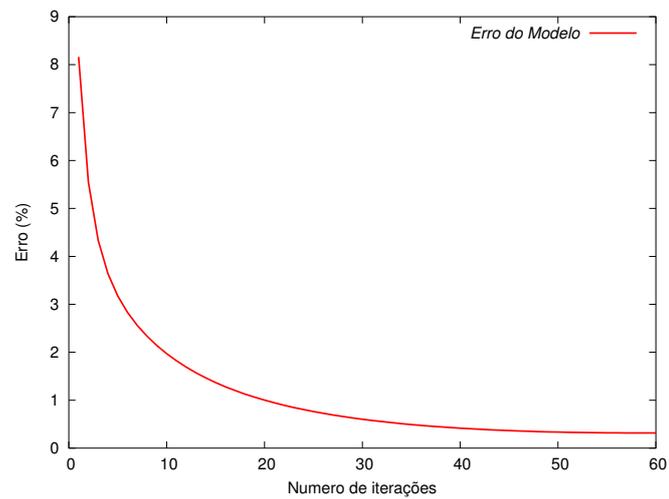


Figura 5.13: Erro do modelo- Modelo 3. Após atingir o critério de parada o erro do modelo ficou em torno de 0,31 %.

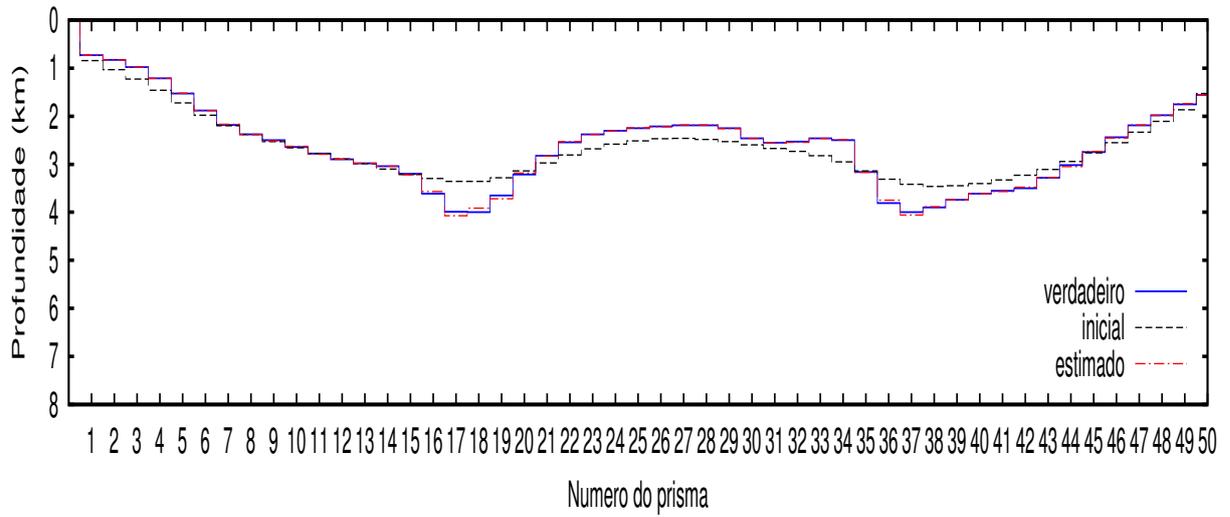


Figura 5.14: Inversão do modelo 4 sintético de 50 prismas.

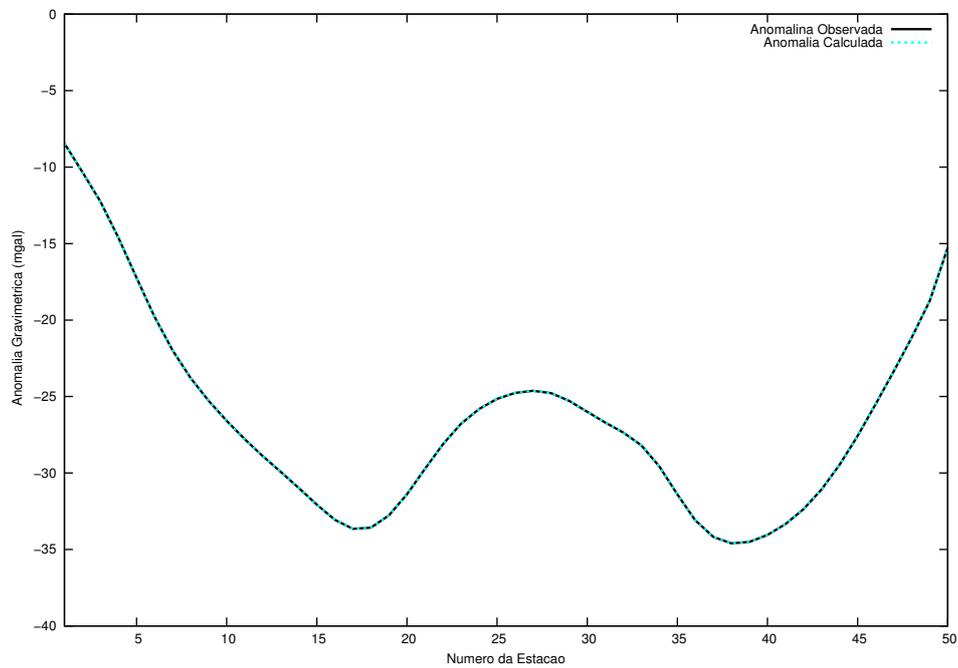


Figura 5.15: Figura da comparação entre a anomalia observada e a anomalia calculada para o modelo 4.

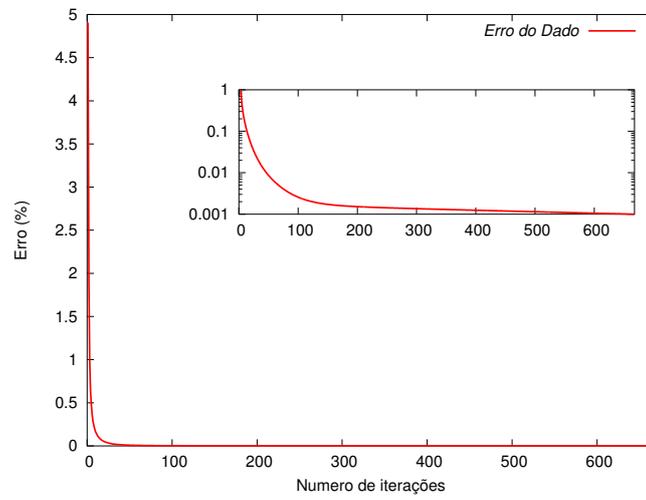


Figura 5.16: Erro do dado-Modelo 4. A estimativa inicial começa com um erro maior do que 4,9 %.

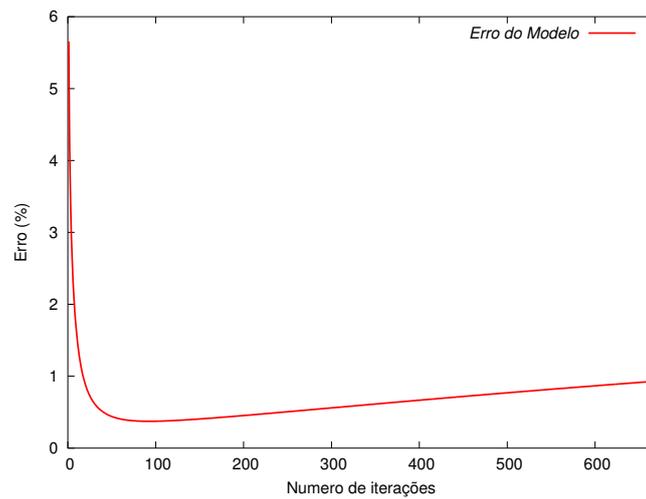


Figura 5.17: Erro do modelo- Modelo 4. Após atingir o critério de parada o erro do modelo ficou em torno de 0,92 %.

Aos modelos 3 e 4 foi adicionado ruído gaussiano de média zero e um desvio de 0,2 mgal. A equação (4.5) para os modelos com ruído fica da seguinte forma:

$$g_i = \rho \sum_{j=1}^N a_{ij} + e_i, \quad i = 1 \dots N \quad (5.3)$$

O modelo 3 apresentou um erro do dado menor do que 1 % como critério de parada e o erro do modelo ficou em torno de 10 %. Os resultados encontrados para a anomalia e as profundidades está apresentando nas figuras 5.18 e 5.19. O modelo 4 também teve erro do dado menor do que 1 % como critério de parada porém o erro do modelo ficou em torno de 8 % e os resultados estão apresentados nas figuras 5.20 e 5.21.

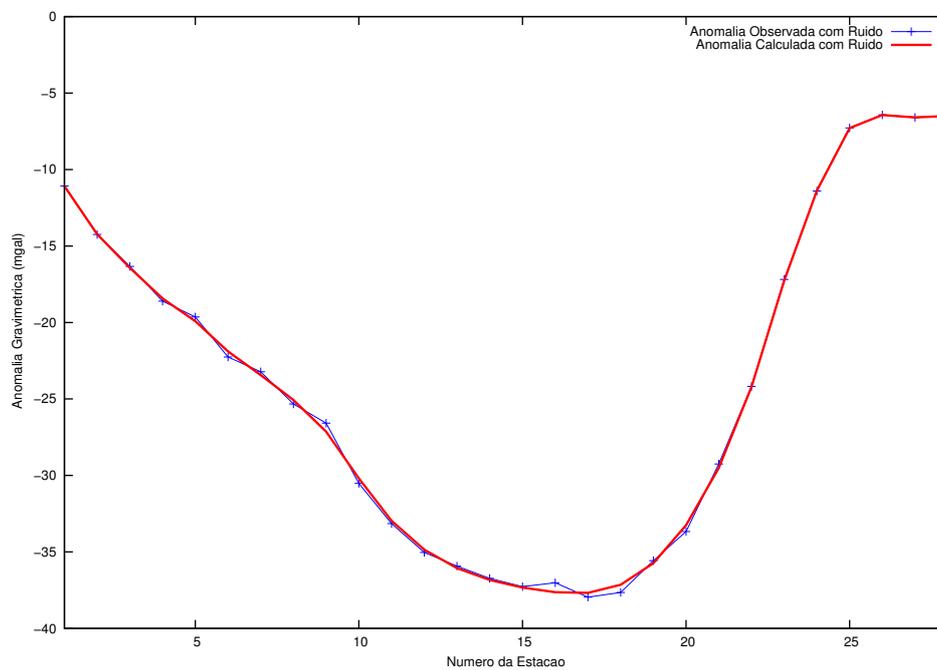


Figura 5.18: Anomalia observada com e sem ruído e a anomalia calculada. Modelo 3 contendo 28 prismas.

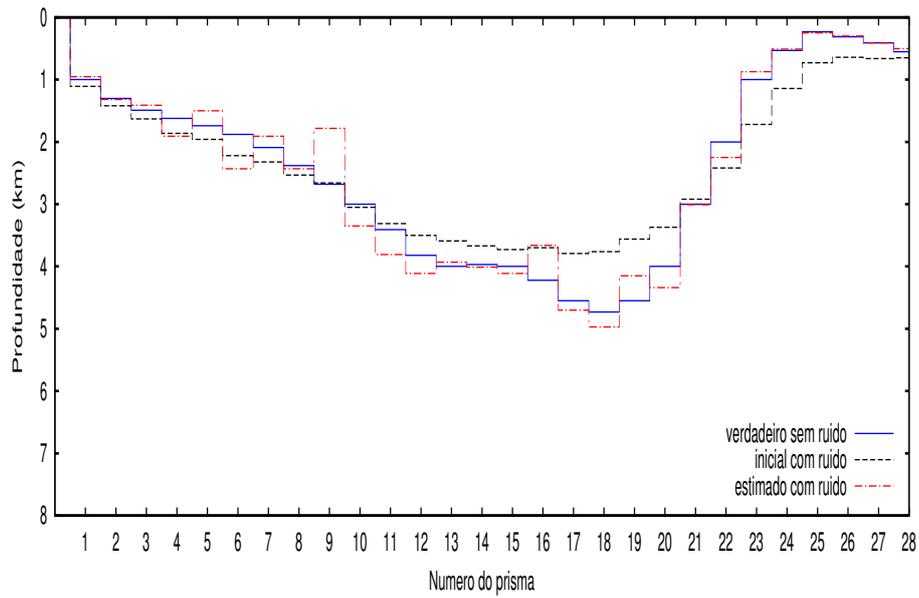


Figura 5.19: Modelo 3 de profundidade produzido com o dado contaminado. O método de Bott (1960) mostrou-se eficaz não se afastando muito do modelo real de profundidade.

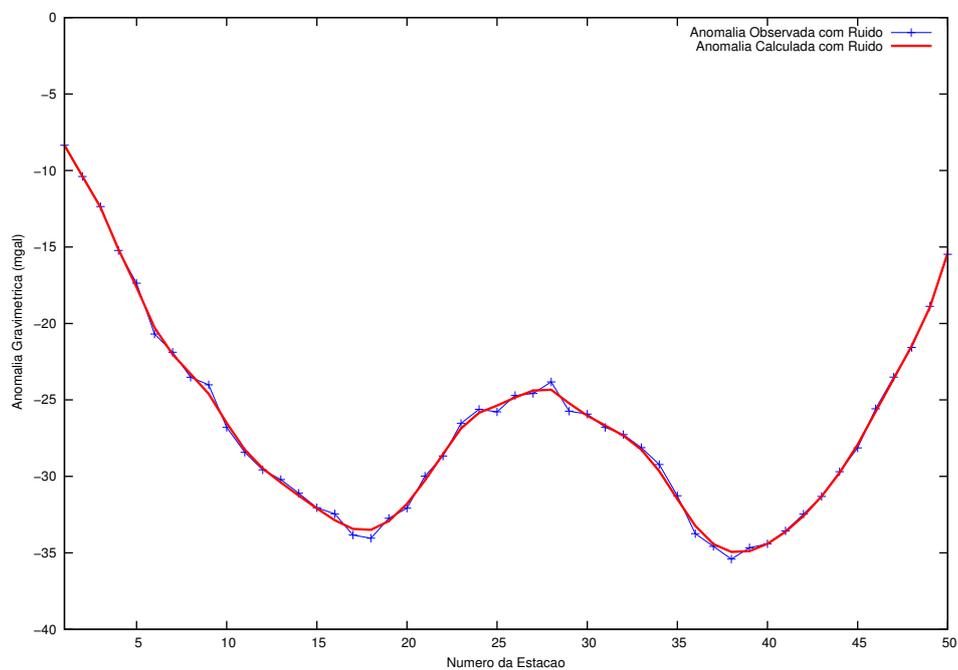


Figura 5.20: Anomalia observada com e sem ruído e a anomalia calculada. Modelo 4 contendo 50 prismas.

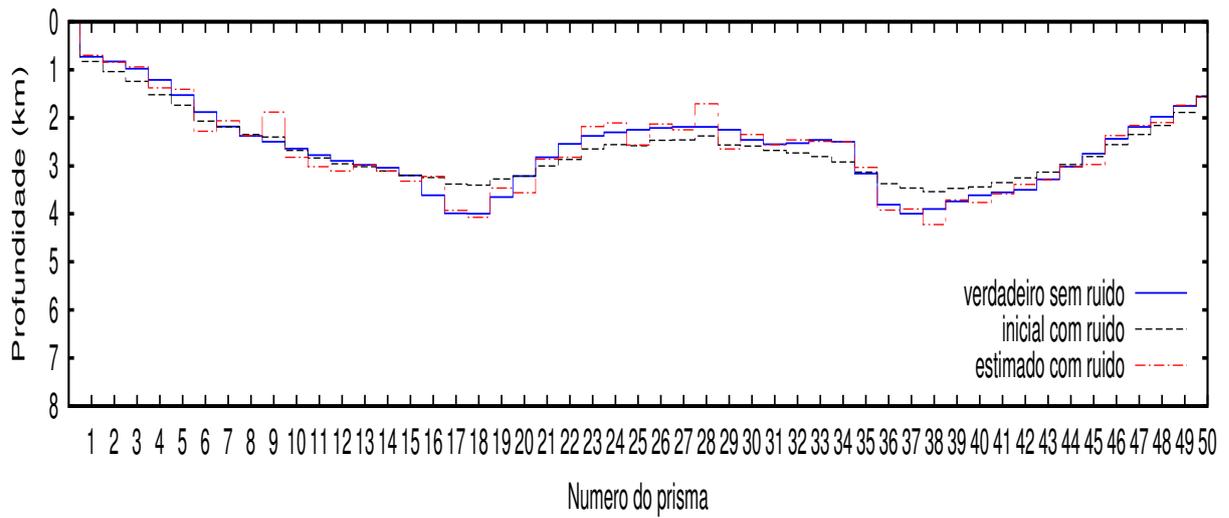
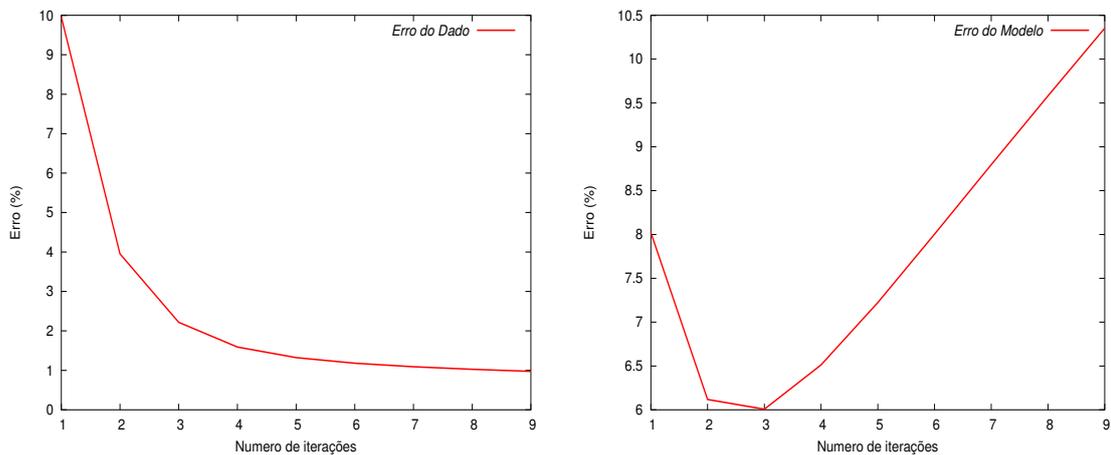


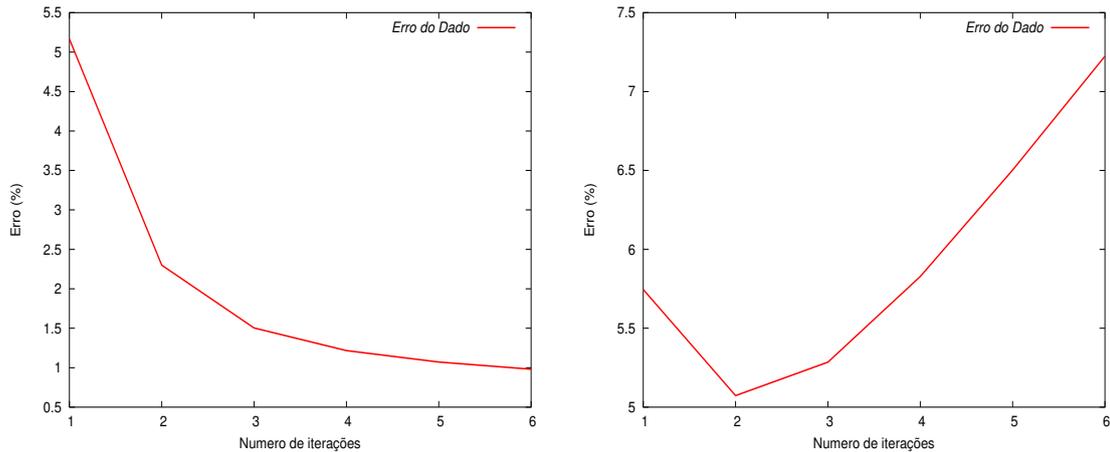
Figura 5.21: Modelo 4 de profundidade produzido com o dado contaminado. O método de Bott (1960) mostrou-se eficaz não se afastando muito do modelo real de profundidade.



(a) Erro do dado-Modelo 3 com ruído. A estimativa inicial começa com um erro maior do que 9,9 %.

(b) Erro do modelo-Modelo 3 com ruído. A estimativa inicial começa com um erro maior do que 9 % e finaliza com um erro de 10,3%.

Figura 5.22: Erro do dado e do modelo- Modelo 3 com ruído.



(a) Erro do dado-Modelo 4 com ruído. A estimativa inicial começa com um erro maior do que 5 %.

(b) Erro do modelo-Modelo 4 com ruído. A estimativa inicial começa com um erro maior do que 5 % e finaliza com um erro de 7,22%.

Figura 5.23: Erro dos dado e do modelo- Modelo 4. Para modelo 4 foram necessárias 6 iterações para atingir o critério de parada dos modelo.

Aos modelos 3 e 4 com ruído o erro do modelo até a iteração 3 o erro decai depois da iteração 3 o erro começa a aumentar, o mesmo ocorrendo com o modelo 4 até a iteração 2 ele decai depois da iteração 2 o erro começa a aumentar. Uma justificativa plausível para isso é que o erro do modelo atingiu o seu valor máximo de convergência, sendo que após isso o erro começou a divergir, Figuras (5.22b) e (5.23). Mesmo com essas limitações o modelo de profundidade produzido com a anomalia com ruído se mostrou estável comparado com os valores de profundidades verdadeiras Figuras (5.19) e (5.21).

5.3 Inversão de Dados Reais.

Os dados reais foram fornecidos pela ANP (Agência Nacional de Petróleo) para o projeto GEOTERM/SE-AL, os quais foram processados e corrigidos e conseqüentemente utilizados no presente trabalho. A figura a seguir mostra a localização da área de estudo do projeto de GEOTERM/SE-AL onde foram feita as aquisições gravimétricas.



Figura 5.24: Localização do projeto GEOTERM/SE-AL e das aquisições gravimétricas na região do Nordeste.

Para realizar a inversão dos dados reais empregaram-se três perfis do residual de ordem 3 do método dos mínimos quadrados. Era necessário saber a separação entre as estações gravimétricas, para isso utilizou-se um software disponível na rede que transforma coordenadas em graus (Latitude, Longitude) para coordenadas em UTM, ou seja, em metros. O datum de referência foi o SAD69. Descobriu-se que a distância entre as estações foi de aproximadamente 4,4 *km*. A partir daí foi feita a inversão.

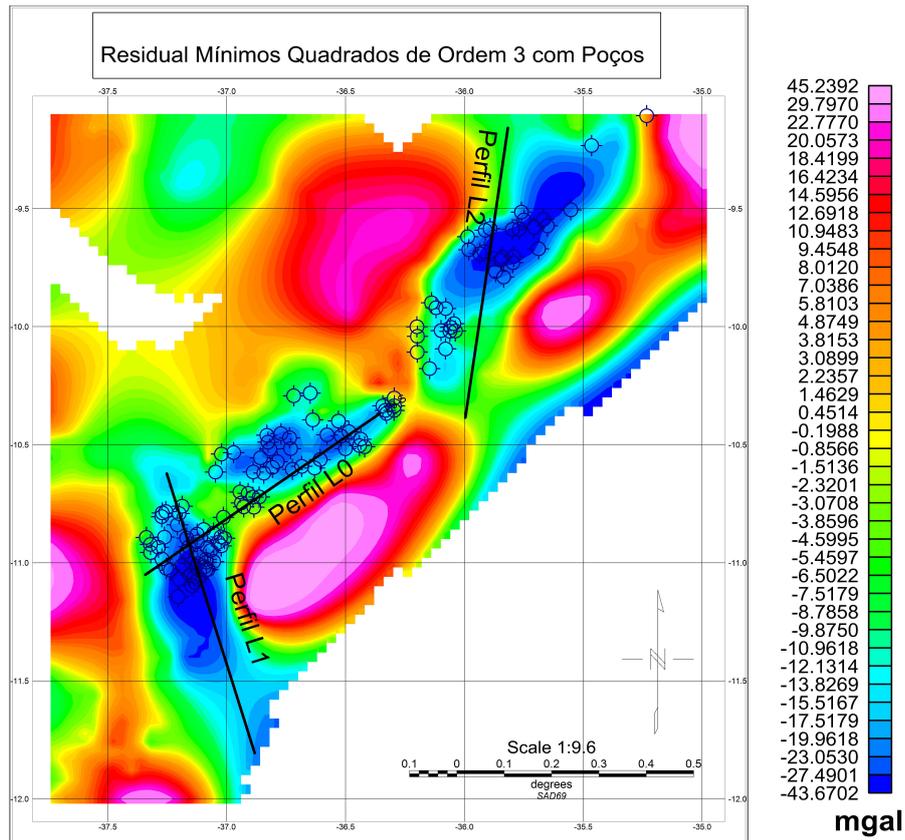


Figura 5.25: Residual de ordem 3 do método de mínimos quadrados. Três perfis foram tomados para realizar a inversão e os valores de profundidade encontrados pela inversão foram comparados com os valores verdadeiros de profundidade encontrado nos poços como mostra a figura.

5.3.1 Inversão Perfil-L0

O perfil L0 contém 31 estações gravimétricas e por isso foram utilizado 31 prismas. Na modelagem utilizada para inverter o dado real utilizou-se um contraste de densidade de $-0,25g/cm^3$ e obtiveram-se valores máximos de profundidade de $2,9km$. A inversão utilizou como critério de para um erro do dado menor que $0,001\%$

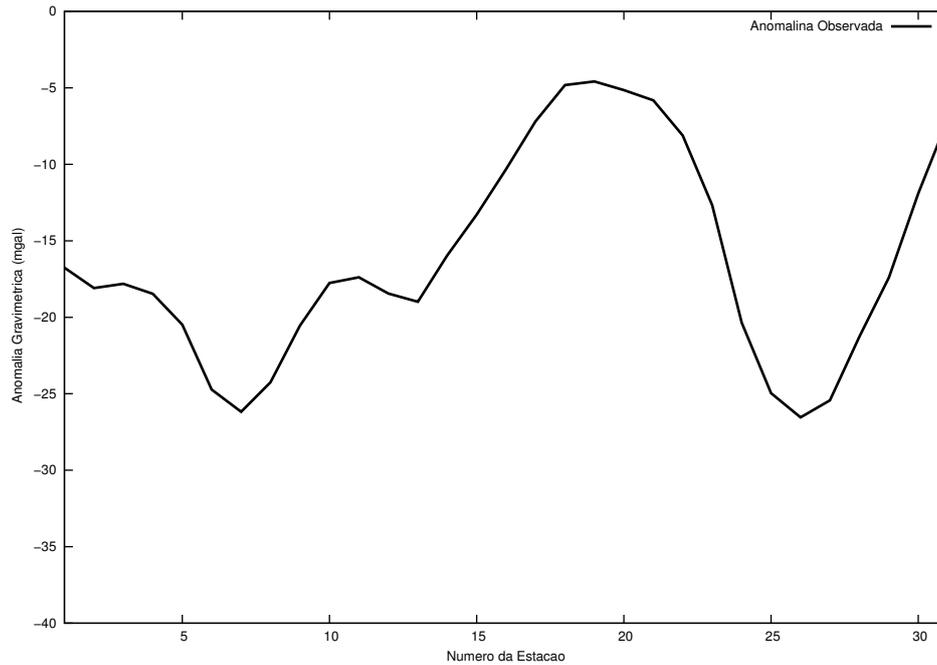


Figura 5.26: Anomalia observada para o perfil L0.

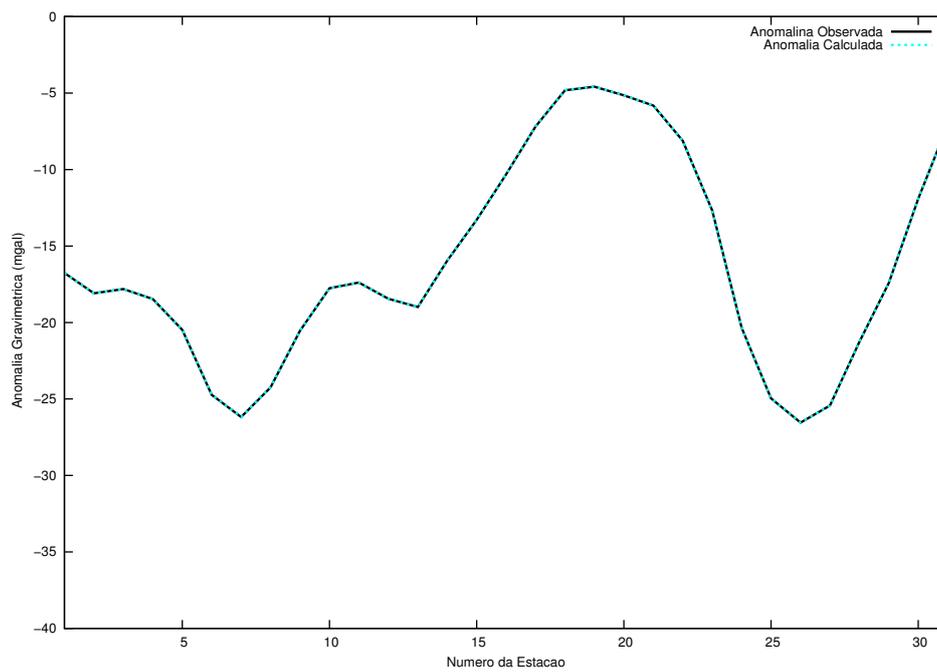


Figura 5.27: Comparação entre a anomalia observada e a anomalia calculada.

Na inversão do perfil L0 percebe-se que a convergência é rápida precisando apenas de 22 iterações para que o erro seja menor que 0,001%. O modelo de profundidade encontrado na inversão do perfil-L0 apresenta uma correspondência com a anomalia observada.

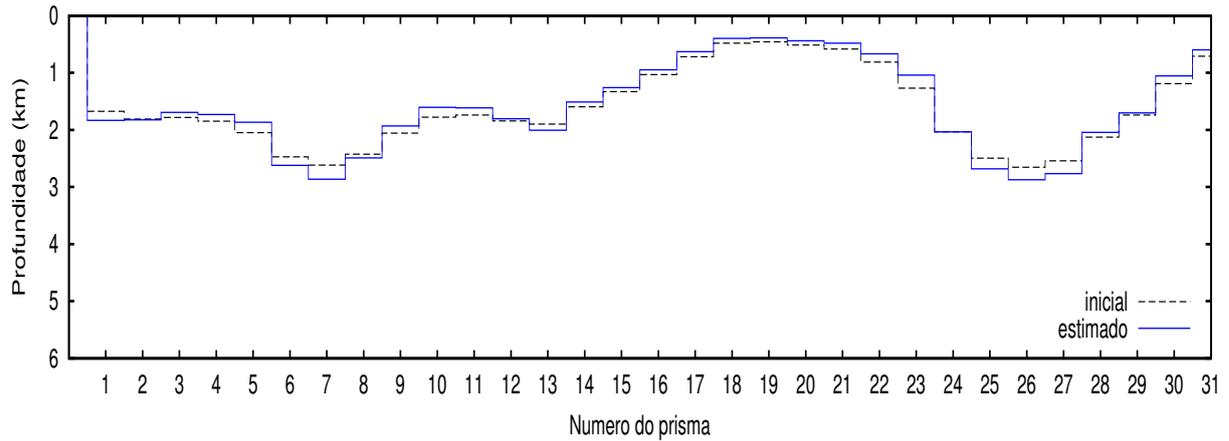


Figura 5.28: Modelo de profundidade encontrado para o perfil L0.

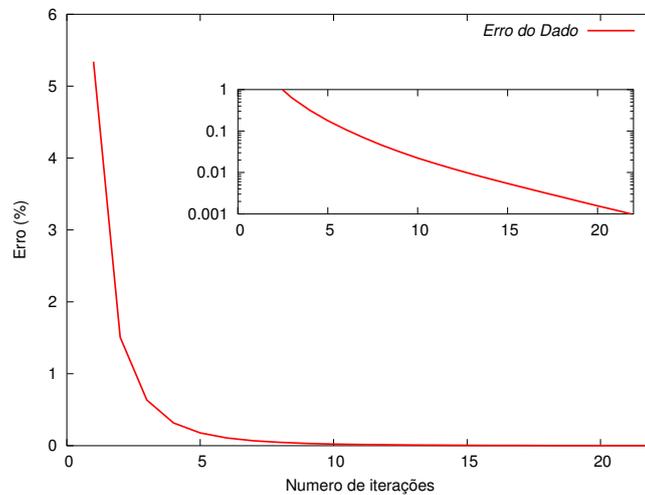


Figura 5.29: Erro do dado para o perfil L0.

5.3.2 Inversão Perfil-L1.

A inversão do perfil L1 ocorreu também com um contraste de densidade de $-0,25g/cm^3$ o critério de parada foi considerado o erro do dado sendo menor que 0,001%. O perfil L1 apresenta 32 estações gravimétricas e a inversão ocorreu também com 32 prismas e obteu-se valores máximos de profundidade de 4 *km*.

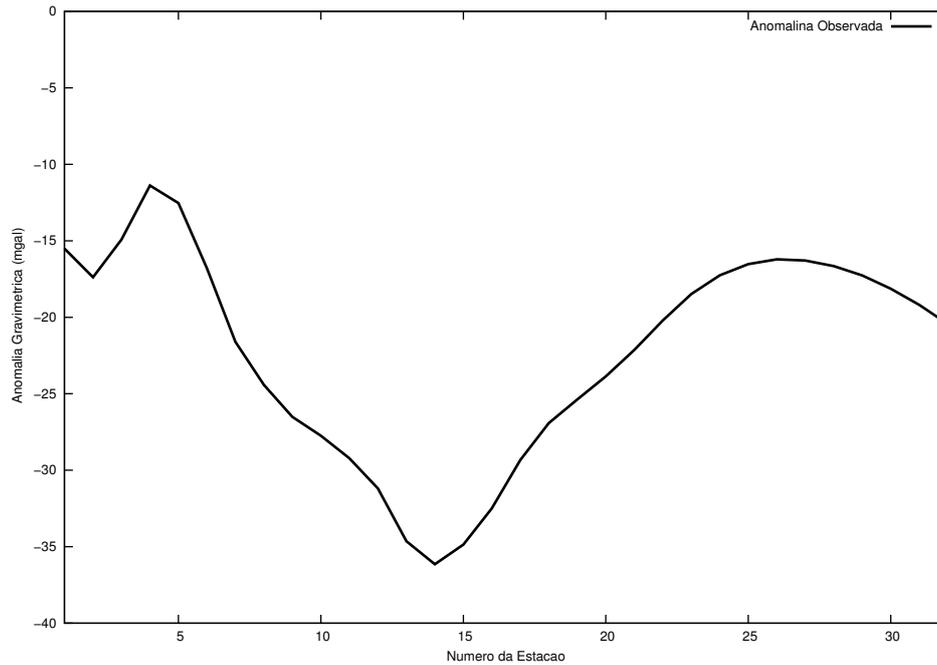


Figura 5.30: Anomalia observada para o perfil L1.

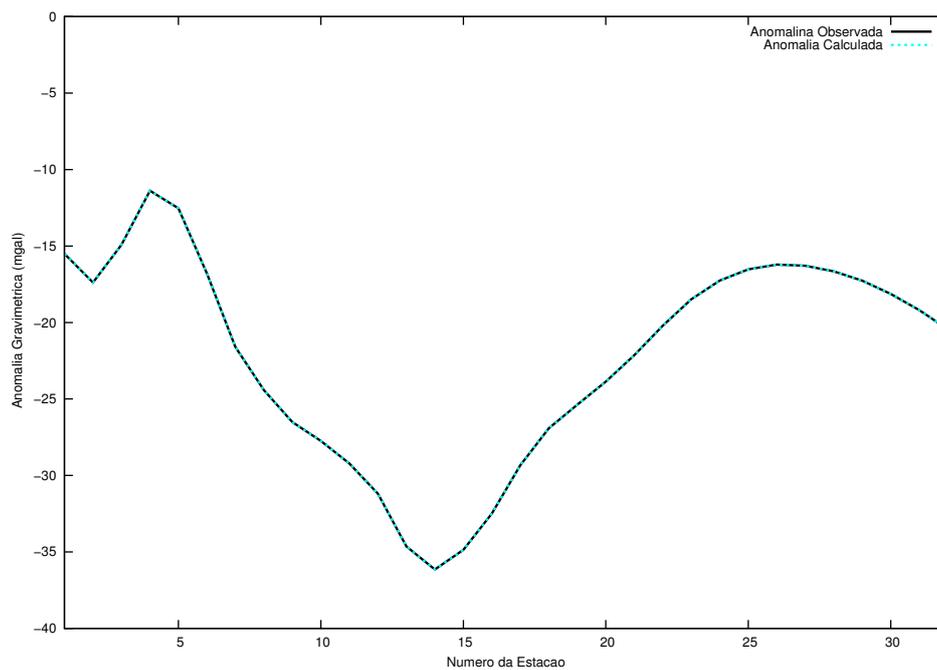


Figura 5.31: Ajuste entre a anomalia observada e a anomalia calculada.

No perfil L1 foram necessárias 39 iterações para que o erro do dado fosse menor do que 0,001%. O modelo de profundidade encontrado na inversão do perfil-L1 apresenta uma correspondência com a anomalia observada.

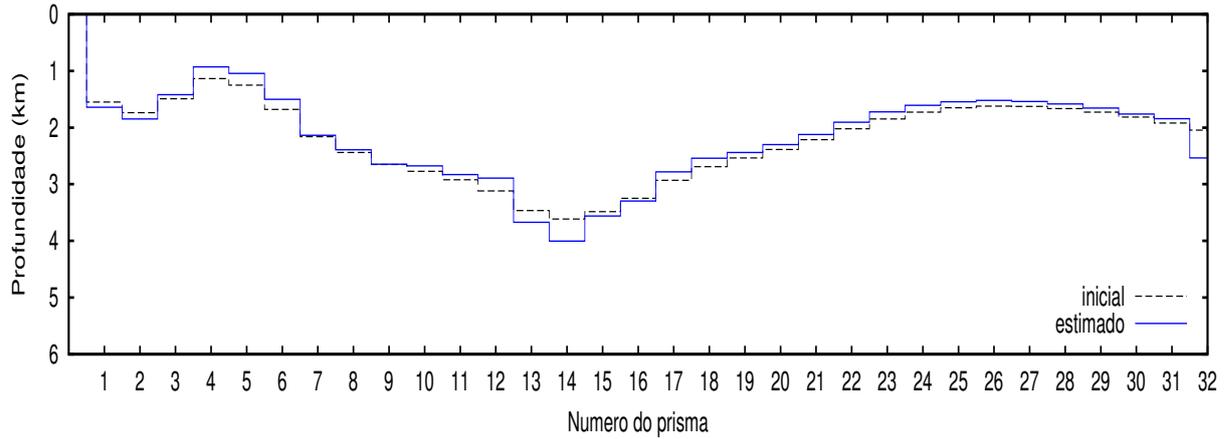


Figura 5.32: Modelo de profundidade encontrado para o perfil L1.

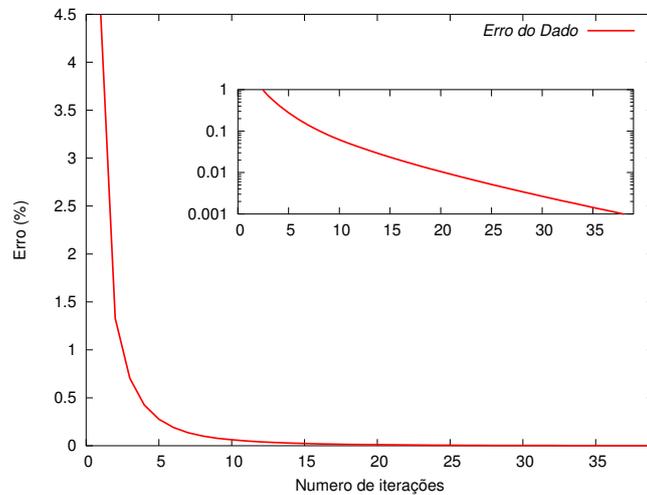


Figura 5.33: Erro do dado para o perfil L1.

5.3.3 Inversão Perfil-L2

A inversão do perfil L2 ocorreu também com um contraste de densidade de $-0,25g/cm^3$ o critério de parada foi considerado o erro do dado sendo menor que 0,001%. O perfil L2 apresenta 32 estações gravimétricas e a inversão ocorreu também com 32 prismas e obteve-se valores máximos de profundidade de 3,2 *km*.

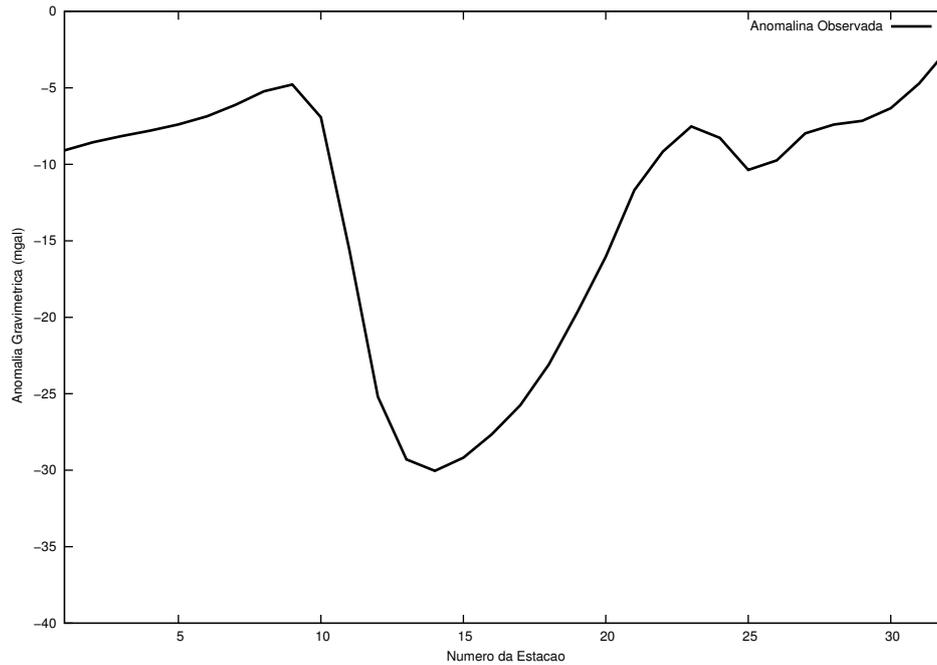


Figura 5.34: Anomalia observada para o perfil L2.

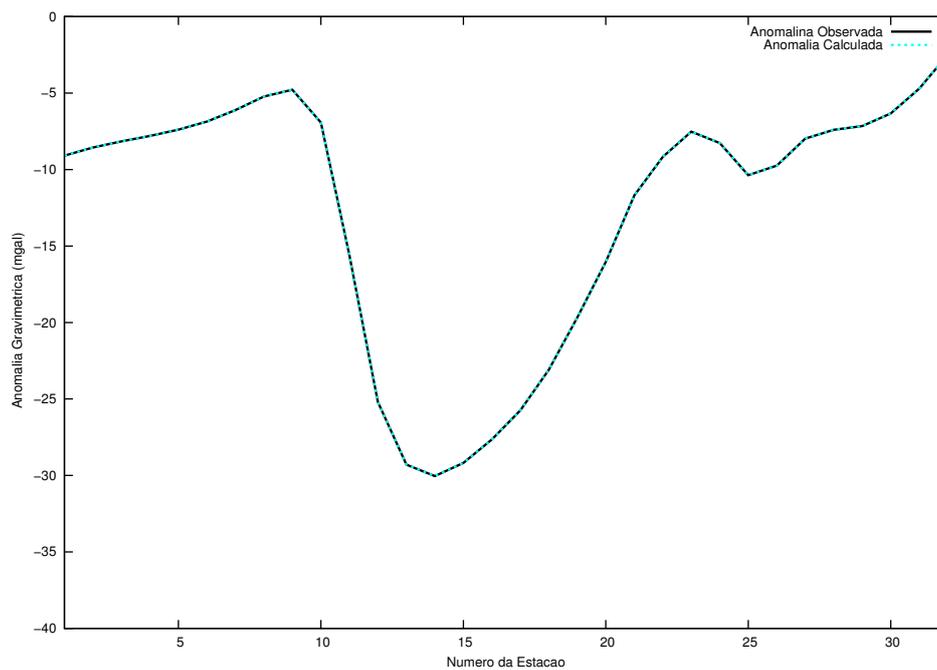


Figura 5.35: Comparação entre a anomalia observada e a anomalia calculada para o perfil L2.

No perfil L2 foram necessárias 22 iterações para que o erro do dado fosse menor do que 0,001%. O modelo de profundidade encontrado na inversão do perfil-L2 apresenta uma correspondência com a anomalia observada.

Como validação da inversão da Bacia Sergipe-Alagoas medidas de poço da profundidade

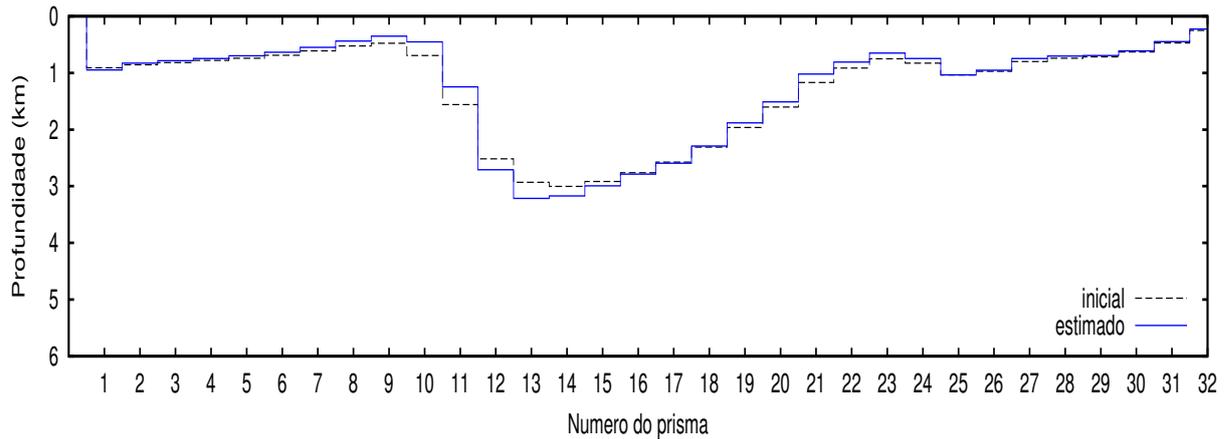


Figura 5.36: Modelo de profundidade encontrado para o perfil L2.

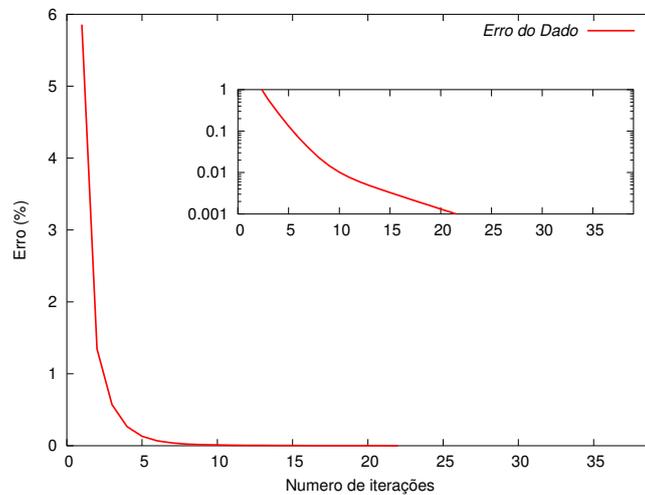


Figura 5.37: Erro do dado para o perfil L2.

do embasamento foram tomadas e comparadas com a profundidade encontrada pela inversão. Uma limitação da inversão para os dados reais é que o método de Bott não funciona muito bem para modelos com falha e esse tipo de modelo é evidenciado nos perfis justificando a discrepância entre os valores de profundidade real e os valores de profundidade encontrado pela inversão. As tabelas a seguir evidenciam dois pontos onde se sabe a profundidade verdadeira e a profundidade inicial e a estimada encontrada pela inversão é comparada para a validação da mesma.

Longitude	Latitude	Prof. Verd.(km)	Prof. Ini.(km)	Prof. Est.(km)
-36,6843	-10,591806	1,819	1,7377	1,6127
-37,1237	-10,911349	2,573	2,4945	2,6793

Tabela 5.1: Profundidades para o Perfil L0.

Longitude	Latitude	Prof. Verd.(<i>km</i>)	Prof. Ini.(<i>km</i>)	Prof. Est.(<i>km</i>)
-37,1683	-10,895595	2,740	2,4408	2,3922
-37,121	-11,003937	2,502	2,9201	2,8301

Tabela 5.2: Profundidades para o Perfil L1.

Longitude	Latitude	Prof. Verd.(<i>km</i>)	Prof. Ini.(<i>km</i>)	Prof. Est.(<i>km</i>)
-35,892	-9,584710	2,66	2,5182	2,7078
-35,9167	-9,682803	3,195	3,0028	3,1728

Tabela 5.3: Profundidades para o Perfil L2.

Nos perfis L0 e L2 foram encontrados os melhores resultados para as profundidades estimadas com relação as profundidades verdadeiras. Para o perfil L1 as profundidades estimadas ficaram razoavelmente distantes e isso se deve ao fato de que não foi utilizado nenhum vínculo de profundidade.

CAPÍTULO 6

Conclusões

Através de grids e perfis o melhor método de separação regional-residual foi o dos mínimos quadrados. Após a separação regional-residual foi feita uma modelagem gravimétrica 2-D e uma posterior inversão utilizando o método de Bott (Bott, 1960). A modelagem se mostrou eficiente e o método de Bott também se mostrou eficaz para se obter o delineamento do relevo do embasamento. O contraste de densidade adotado foi de $-0,25g/cm^3$ e o resultado para os 4 modelos sintéticos invertidos no trabalho foram satisfatórios, já que o relevo estimado e o relevo verdadeiro apresentaram um erro em torno de 1%. Outro valor de densidade foi testado para analisar como esse parâmetro interferia na inversão. Foi adotado um contraste de densidade de $-2,5g/cm^3$ porém a profundidade do embasamento não passou de $0,5km$, desta forma preferiu-se adotar um contraste de densidade de $-0,25g/cm^3$ para todos os modelos já que funcionou bem os dados sintéticos. Segundo (Barbosa, 2004) a profundidade do embasamento da bacia Sergipe-Alagoas não ultrapassa valores de $6 km$ então a inversão se mostra de acordo já que para os três perfis: perfil-L0, perfil-L1, perfil-L2 O valor máximo de profundidade é de $4 km$.

A inversão dos dados sintéticos através do método de Bott, (Bott, 1960) se mostrou eficaz. Os modelos sem ruído apresentaram erros nos modelos de profundidade de profundidade em torno de 2 % e ao adicionar ruídos aos modelos 3 e 4 a profundidade foi recuperada com uma boa precisão.

Uma das limitações do método de Bott (Bott, 1960) é o fato da densidade ser constante, provavelmente por que foram utilizados poucos prismas para os dados sintéticos/reais isso não se mostrou como um problema nos resultados encontrados. O método de Bott (Bott, 1960) apresenta alguns problemas quando na inversão existem falhas. Apesar dessa limitação o método de Bott supõe um modelo de profundidade inicial no qual em todos os dados reais e sintéticos se mostrou bem próximo do real.

O perfil L2 apresentou uma boa coerência em relação às profundidades verdadeiras e estimadas. No perfil L0 e L1 o método de Bott (1960) se mostrou eficaz já que não apresenta essas limitações e em todos os perfis é possível notar uma coerência com o modelo de profundidade com a anomalia observada; em uma depressão nota-se que a anomalia gravitacional fica mais negativa e em um pico ela se aproxima de zero em todos os modelos.

Ao comparar as profundidades verdadeiras encontradas nos poços com os valores de profundidade encontrado na inversão, percebe-se uma certa discrepância média em torno de 100m. Como a maioria dos perfis sugere a existência de falhas perfil L1 e perfil L2 a discrepância é razoável. Outro problema encontrado na inversão dos três perfis poderia ser que a densidade da inversão foi constante e na realidade ela é variável, por isso o fato de existir valores discrepantes de profundidade no três perfis.

Agradecimentos

Inicialmente agradeço ao meu Senhor e salvador Jesus Cristo, pois percebi que sem ele com certeza eu não teria terminado. Jesus, te amo.

Agradeço a minha esposa, Luciana Jatobá, por todos os momentos que ela me incentivou e não me deixou desanimar. Lú, te amo!

Agradeço aos meus pais e a meu irmão com certeza essa graduação só é possível graças a eles.

Agradeço a minha orientadora pelas orientações e pelo esforço e por me apoiar durante os momentos difíceis que enfrentei.

Agradeço aos meus pastores da Igreja Fonte da Vida que sempre me apoiaram durante essa jornada.

Agradeço a Oscar Mojica, um cara que Deus colocou no meu caminho para me abençoar. Muito obrigado, Oscar.

Agradeço Michelângelo que também me ajudou nesse trabalho.

Agradeço a ANP e ao projeto GEOTERM-NE pelos dados concedidos.

Referências Bibliográficas

- Barbosa, J. (2004) Evolução da Bacia Paraíba durante o Maastrichtiano-Paleoceno-formações Gramame e Maria Farinha, NE do Brasil, Dissert. de Mestrado, Universidade Federal de Pernambuco.
- Beltrão, J. F. (1989) Uma nova abordagem para interpretação de anomalias gravimétricas regionais e residuais aplicada ao estudo da organização crustal: exemplo da Região Norte do Piauí e Noroeste do Ceará, Tese de Doutorado.
- Blakely, R. J. (1996) Potential theory in gravity and magnetic applications, Cambridge University Press.
- Bott, M. (1960) The use of rapid digital computing methods for direct gravity interpretation of sedimentary basins, *Geophysical Journal International*, **3**(1):63–67.
- Castro, D. L. d. (2005) Modelagem gravimétrica 3-d de corpos graníticos e bacias sedimentares com embasamento estrutural de densidade variável, *Revista Brasileira de Geofísica*, **23**(3):295–308.
- Chakavarthi, V. e Sundararajan, N. (2006) Gravity anomalies of 2.5-d multiple prismatic structures with variable density: A marquardt inversion, *pure and applied geophysics*, **163**(1):229–242.
- Cruz, L. R. (2008) Caracterização Tectno-Estratigráfica da Seqüência Transicional na Sub-Bacia de Sergipe, Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Dobrin, M. B. e Savit, C. H. (1960) Introduction to geophysical prospecting, vol. 4, McGraw-Hill New York.
- Drihelly, H. e Mota, L. (2010) Bacia sergipe - alagoas, Trabalho de conclusão de Curso da Disciplina Geologia do Petróleo.
- Falkenhein, F.; Fujita, A.; Fernandes, G. et al. (1986) Análise da bacia de sergipe-alagoas, Petrobras. Relatório interno (não editado).
- Feijó, F. e Vieira, R. (1991) Sequências cretáceas das bacias de sergipe e alagoas., *Geociências*, **10**(1):153–168.
- Fontes, L. C. d. A. d. A. (1980) Determinação do Fluxo Geotérmico na Bacia Sergipe-Alagoas., Dissert. de Mestrado, Universidade Federal Da Bahia.
- Heiskanen, W. A. e Moritz, H. (1967) Physical geodesy, *Bulletin Géodésique (1946-1975)*, **86**(1):491–492.

- Last, B. e Kubik, K. (1983) Compact gravity inversion, *Geophysics*, **48**(6):713–721.
- Lima, J. V. G. (2010) Modelagem Gravimétrica 2.5D Utilizando Condicionantes Externos para Caracterização do Embasamento na parte Norte da Bacia de Santos, Dissert. de Mestrado, Universidade Federal Fluminense.
- Longman, I. (1959) Formulas for computing the tidal accelerations due to the moon and the sun, *Journal of Geophysical Research*, **64**(12):2351–2355.
- Lowrie, W. (2007) *Fundamentals of geophysics*, Cambridge University Press.
- Mojica, O. F. e Bassrei, A. (2014) Critério da validação cruzada generalizada na seleção do parâmetro ótimo de regularização na inversão paralelizada de dados gravimétricos 3d de bacias sedimentares com densidade variavel, VI Simpósio Brasileiro de Geofísica.
- Peçanha, A. A. (2010) Inversão Gravimétrica 2.5D de Bacias Sedimentares Com Densidade Variável Em Função da Profundidade, Dissert. de Mestrado, Universidade Federal Fluminense.
- Petri, S. e Fúlfaro, V. J. (1983) *Geologia do Brasil: fanerozóico*, vol. 9, TA Queiroz, Editor.
- Rao, D. B. (1986) Modelling of sedimentary basins from gravity anomalies with variable density contrast, *Geophysical Journal International*, **84**(1):207–212.
- Silva, J. B.; Santos, D. F. e Gomes, K. P. (2014) Fast gravity inversion of basement relief, *Geophysics*, **79**(5):G79–G91.
- Soares, D. L. d. S. S. (2013) Inversão de Dados Gravimétricos 2-D pelos Métodos de Levenberg-Marquardt Resfriamento Simulado Muito Rápido e Híbrido, Dissert. de Mestrado, Universidade Federal Da Bahia.
- Talwani, M. e Ewing, M. (1960) Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape, *Geophysics*, **25**(1):203–225.
- Telford, W. M. e Sheriff, R. E. (1990) *Applied geophysics*, vol. 1, Cambridge university press.
- Van der Ven, P.; Cainelli, C. e Fernandes, G. (1989) Geology and exploration in the sergipe-alagoas basin, *B. Geoci. Petrobras*, **3**(4):307–319.

ANEXO I

Programa de Modelagem Gravimétrica 2-D e do Método e Bott (1960).

```
program bott2d
  implicit double precision(a-h,o-z)
  integer, parameter :: m=24, n=24, pi=acos(-1.)
  allocatable :: den(:),xrec(:),x12(:),x34(:)
  allocatable :: zt(:),zb(:),zinit(:),ziter(:),f(:,:),f1(:,:)
  allocatable :: gobs(:),gcalc(:),deltaz(:),res(:)

  allocate (den(n),xrec(m),x12(n),x34(n),zt(n),zb(n),zinit(n))
  allocate (ziter(n),f(m,n),f1(m,n),gobs(m),gcalc(m),deltaz(n))
  allocate (res(m))

  open(10,file='zs.dat',form='formatted',status='unknown')!sinteticoxyz.dat
  open(30,file='fields.dat',form='formatted',status='unknown')!gobsnoisy.dat
  open(7,file='erro.dat',form='formatted',status='unknown')
  open (9,file='prof.dat',form='formatted',status='unknown')
  open (15,file='fieldx.dat',form='formatted',status='unknown')
!  entrada das densidades verdadeiras

  do i = 1, n
    den(i) = -0.25d0
  enddo

  deltarho=-0.25d0

!  posicao das estacoes

  do j = 1, m
!    xrec(j) = 0.14d0*dble(j-1)
    xrec(j) = 1.5d0*dble(j-1)
  enddo

!  posicao dos blocos

  do i = 1, n
    x12(i) = -0.75d0 + (1.5d0)*dble(i-1)
    x34(i) = 0.75d0 + (1.5d0)*dble(i-1)
  enddo

!

  do i = 1, m
    read(15,*) ,tmp,tmp,gobs(i)
  enddo

!  modelo inicial

  do i = 1, n
```

```

        zinit(i)=gobs(i)/((deltarho*pi)*(6.67d0*2.d0))
        ziter(i) = zinit(i)
    enddo

!   loop principal

        iter=0
11   iter=iter+1

!   anomalia calculada a cada iteraçao

        call modelamento (m,n,xrec,x12,x34,zt,ziter,f1)

        do i = 1, m
            gcalc(i) = 0.0
            do j = 1, n
                gcalc(i) = gcalc(i) + f1(i,j)*den(j)
            enddo
        enddo

!   atualizando as profundidades

        do i=1, m
            deltaz(i)=(gobs(i)-gcalc(i))/((deltarho*pi)*(6.67d0*2.d0))
            ziter(i)=ziter(i) + deltaz(i)
!       print*,zinit(i),ziter(i),gobs(i),gcalc(i),deltaz(i);pause
        enddo

!   calculo do erro dos dados

        sum1=0.d0; sumdata=0.d0

        do i=1,m
            res(i) = 0.d0
            res(i) = gobs(i) - gcalc(i)
            sum1 = sum1 + res(i)**2
            sumdata = sumdata + gobs(i)**2
        enddo
        sum1 = sum1/sumdata
        sum1 = sqrt(sum1)
        sum1 = sum1*100.d0

!   checando a convergencia

        print*,iter,sum1 !pause
        write(7,*),iter,sum1
        if(sum1 .gt. 1.d-3) goto 11

!   Escreve o arquivo x,y,gobs

        print *, ' '
        print *, 'solucao final '
        print *, ' '
        do i = 1, n
            print *,i,zinit(i),ziter(i)
            write(10,3) i,zinit(i),ziter(i)
        enddo

!

        print *, '      gobs      gcalc      '
        do i = 1, m
            print *, i,gobs(i),gcalc(i)
            write(30,*) i,gobs(i),gcalc(i)

```

```

        enddo

        print*, 'erro do dado:', sum1

        deallocate (den,xrec,x12,x34,zt,zb,zinit)
        deallocate (ziter,f,f1,gobs,gcalc,deltaz,res)

3       format(i5,4(5x,f6.2))
4       format(i5,2(5x,f6.2))

        close(7)
        close(10)
        close(30)
        stop
        end program

!       subrotinas usadas aqui

!-----
!       subroutine modelamento (m,n,xrec,x12,x34,zt,zb,f)
!-----

        implicit double precision(a-h,o-z)
        dimension :: xrec(m),x12(n),x34(n),zt(n),zb(n),f(m,n)
        allocatable :: r12(:, :),r22(:, :),r32(:, :),r42(:, :),r1(:, :),
        allocatable :: r2(:, :),r3(:, :),r4(:, :),teta1(:, :),teta2(:, :),
        allocatable :: teta3(:, :),teta4(:, :)

        allocate (r12(m,n),r22(m,n),r32(m,n),r42(m,n),r1(m,n))
        allocate (r2(m,n),r3(m,n),r4(m,n),teta1(m,n),teta2(m,n))
        allocate (teta3(m,n),teta4(m,n))

!
        GAMA = 6.67
di = 1.5d0; f=0.d0
do i = 1, m
  do j = 1, n
    if (zb(j).eq. 0.d0)zb(j)=0.0000011
R12(I,J) = (Zt(J)**2 + (XREC(I) - X12(J))**2
R22(I,J) = (Zb(J)**2 + (XREC(I) - X12(J))**2
R32(I,J) = (Zt(J)**2 + (XREC(I) - X34(J))**2
R42(I,J) = (Zb(J)**2 + (XREC(I) - X34(J))**2
R1(I,J) = SQRT(R12(I,J))
R2(I,J) = SQRT(R22(I,J))
R3(I,J) = SQRT(R32(I,J))
R4(I,J) = SQRT(R42(I,J))
TETA1(I,J) = ATAN((XREC(I) - X12(J))/(Zt(J)))
TETA2(I,J) = ATAN((XREC(I) - X12(J))/(Zb(J)))
TETA3(I,J) = ATAN((XREC(I) - X34(J))/(Zt(J)))
TETA4(I,J) = ATAN((XREC(I) - X34(J))/(Zb(J)))
!
f(I,J) =(XREC(I) - X12(J))
      + * LOG(( R3(I,J)*R2(I,J) )/( R4(I,J)*R1(I,J)))
      + + Di*LOG(R4(I,J)/R3(I,J))
      + - (Zb(J))*(TETA4(I,J) - TETA2(I,J))
      + + (Zt(J))*(TETA3(I,J) - TETA1(I,J))
      f(i,j)=f(i,j)*2.d0*gama

        enddo
        enddo
!
return
end

```

ANEXO II

Programa de Modelagem Gravimétrica 2-D com Ruído.

```
program bott2d
  implicit double precision(a-h,o-z)
  integer, parameter :: m=28, n=28, pi=acos(-1.)
  allocatable :: den(:),xrec(:),x12(:),x34(:)
  allocatable :: zt(:),zb(:),zinit(:),ziter(:),f(:,:),f1(:,:)
  allocatable :: gobs(:),gcalc(:),deltaz(:),res(:),gnoise(:)

  allocate (den(n),xrec(m),x12(n),x34(n),zt(n),zb(n),zinit(n))
  allocate (ziter(n),f(m,n),f1(m,n),gobs(m),gcalc(m),deltaz(n))
  allocate (res(m),gnoise(m))

  open(10,file='x',form='formatted',status='unknown')!sinteticoxyz.dat
  open(30,file='fieldx-ruido.dat',form='formatted',status='unknown')!gobsnoisy.dat

!  entrada das densidades verdadeiras

  do i = 1, n
    den(i) = -0.25d0
  enddo

  deltarho=-0.25d0

!  posicao das estacoes

  do j = 1, m
    xrec(j) = 1.5d0*dble(j-1)
  enddo

!  posicao dos blocos

  do i = 1, n
    x12(i) = -0.75d0 + (1.5d0)*dble(i-1)
    x34(i) = 0.75d0 + (1.5d0)*dble(i-1)
  enddo

!

  do i = 1, n
    zt(i) = 0.00001d0
    read(10,*)tmp,tmp,zb(i)
  enddo

  call modelamento (m,n,xrec,x12,x34,zt,zb,f)

!

  do i = 1, m
    gobs(i) = 0.d0
  do j = 1, n
```

```

    gobs(i) = gobs(i) + f(i,j)*den(j)
  enddo
enddo

!-----
! Contaminando o dado com ruido
!-----

  alpha1 = 0.08d0
  call noise_gauss (gobs, gnoise, m , 0.0d0, 0.2d0, alpha1)

  do i=1,m
    rmedia=rmedia+abs(gobs(i)-gnoise(i))
  enddo
  rmedia=rmedia/m
  print*, 'media=', rmedia

!   Escreve o arquivo x,y,gobs

  print *, '      gobs      '
  do i = 1, m
print *, i,xrec(i),gobs(i),gnoise(i)
write(30,4) i,xrec(i),gobs(i),gnoise(i)
  enddo

  deallocate (den,xrec,x12,x34,zt,zb,zinit)
  deallocate (ziter,f,f1,gobs,gcalc,deltaz,res,gnoise)

3   format(i5,4(2x,f6.2))
4   format(i5,3(2x,f6.2))
  close(10)
  close(30)
  stop
  end program

!   subrotinas usadas aqui

!-----
  subroutine modelamento (m,n,xrec,x12,x34,zt,zb,f)
!-----

  implicit double precision(a-h,o-z)
  dimension :: xrec(m),x12(n),x34(n),zt(n),zb(n),f(m,n)
  allocatable :: r12(:, :),r22(:, :),r32(:, :),r42(:, :),r1(:, :),
  allocatable :: r2(:, :),r3(:, :),r4(:, :),teta1(:, :),teta2(:, :),
  allocatable :: teta3(:, :),teta4(:, :)

  allocate (r12(m,n),r22(m,n),r32(m,n),r42(m,n),r1(m,n))
  allocate (r2(m,n),r3(m,n),r4(m,n),teta1(m,n),teta2(m,n))
  allocate (teta3(m,n),teta4(m,n))

!
GAMA = 6.67
di = 1.5d0; f=0.d0
do i = 1, m
  do j = 1, n
    if(zb(j).eq. 0.d0)zb(j)=0.0000011
R12(I,J) = (Zt(J))**2 + (XREC(I) - X12(J))**2
R22(I,J) = (Zb(J))**2 + (XREC(I) - X12(J))**2
R32(I,J) = (Zt(J))**2 + (XREC(I) - X34(J))**2
R42(I,J) = (Zb(J))**2 + (XREC(I) - X34(J))**2
R1(I,J) = SQRT(R12(I,J))
R2(I,J) = SQRT(R22(I,J))
R3(I,J) = SQRT(R32(I,J))
R4(I,J) = SQRT(R42(I,J))

```

```

TETA1(I,J) = ATAN((XREC(I) - X12(J))/(Zt(J)))
TETA2(I,J) = ATAN((XREC(I) - X12(J))/(Zb(J)))
TETA3(I,J) = ATAN((XREC(I) - X34(J))/(Zt(J)))
TETA4(I,J) = ATAN((XREC(I) - X34(J))/(Zb(J)))
!
f(I,J) =(XREC(I) - X12(J))
+ * LOG(( R3(I,J)*R2(I,J) )/( R4(I,J)*R1(I,J)))
+ + Di*LOG(R4(I,J)/R3(I,J))
+ - (Zb(J))*(TETA4(I,J) - TETA2(I,J))
+ + (Zt(J))*(TETA3(I,J) - TETA1(I,J))
f(i,j)=f(i,j)*2.d0*gama
enddo
enddo
!
return
end
!
!-----
subroutine noise_gauss (vel, avel, m, amean, sdev, alpha)
!-----
implicit double precision(A-H,0-Z)
real*8 vel(m), avel(m), r(m)
real*8 r1, a, z
real*8 amean, sdev, alpha
!
do i = 1, m
a = 0.
avel(i) = 0.d0
do j = 1, 12
call random_number(r1)
z = r1
a = a + z
enddo
r(i) = (a - 6.)*sdev + amean
enddo
!
rmean=0.d0; var=0.d0
do i=1,m
rmean=rmean+r(i)
enddo
rmean=rmean/float(m)
print*, 'mean', rmean
do i=1,m
res=0.d0
res=r(i)-rmean
var=var+res**2
enddo
var=var/float(m)
print*, 'variance', var
sdevv=sqrt(var)
print*, 'standar desviation', sdevv
!
sum = 0.d0
sum1 = 0.d0
do i = 1, m
avel(i) = vel(i) + alpha*vel(i)*r(i)
sum = sum + (avel(i) - vel(i))**2
sum1 = sum1 + vel(i)**2
enddo
! sum = sum/float(m)
! sum1 = sum1/float(m)
sum = sqrt(sum)

```

```
sum1 = sqrt(sum1)
sum1 = sum/sum1
sum1 = sum1*100.d0
print *, 'alpha =', alpha
  print *, ' '
print *, 'rms error between corrupted and noise free data'
print *, sum1, '%'
return
end
```

ANEXO III

Programa de Validação da Modelagem Gravimétrica 2-D.

! Programa de Validação da Modelagem 2-D.

```
!-----
  implicit double precision(a-h,o-z)
  real,parameter :: PI=acos(-1.)
  allocatable A(:,:),gobs(:),deltarho_v(:),gcalc(:)
  allocatable x12(:),x34(:),zt(:),zb(:),xrec(:)
!-----
  open(21,file="validacao24.dat",form="formatted",status='unknown') ! arq. saida anomalia

  del_stat=0.1d0 ! intervalo entre estações de observação em x (km),plano z=0
  rho=2.5d0      ! densidade do cilindro (g/cm3)
  m= 101        ! número de estações na direção x
  del_xz=0.5d0 ! altura e largura dos blocos (0.125 km)
  n=24          ! numero de blocos com densidade 2.5 g/cm3
  GAMA = 6.67   ! constante gamma
  radio= 1.5d0  ! raio do cilindro em km
  z= 3.d0       ! coordenada z do centro do cilindro
  x= 5.d0       ! coordenada x do centro do cilindro

  allocate (A(m,n),gobs(m),deltarho_v(n))
  allocate (x12(n),x34(n),zt(n),zb(n),xrec(m),gcalc(m))

!   coordenadas x das estações

  do i=1,m
    xrec(i)=(i-1)*del_stat
  enddo

! Discretização da área da seção transversal por 24 prismas de densidade de 2.5 g/cm3
  k=0
  do i=1,2
    k=k+1
    deltarho_v(k) = 2.5d0
    x12(k) =4.5d0 +(del_xz)*dble(i-1)
    x34(k)=5.0d0 +(del_xz)*dble(i-1)
    zt(k)=1.5d0
    zb(k)=2.0d0
  enddo

  do i=1,4
    k=k+1
    deltarho_v(k) = 2.5d0
    x12(k) =4.0d0 +(del_xz)*dble(i-1)
    x34(k)=4.5d0 +(del_xz)*dble(i-1)
    zt(k)=2.0d0
    zb(k)=2.5d0
```

```

        enddo

do i=1,6
    k=k+1
    deltarho_v(k) = 2.5d0
    x12(k) =3.5d0 +(del_xz)*dble(i-1)
    x34(k)=4.0d0 +(del_xz)*dble(i-1)
    zt(k)=2.5d0
    zb(k)=3.0d0
enddo

do i=1,6
    k=k+1
    deltarho_v(k) = 2.5d0
    x12(k) =3.5d0 +(del_xz)*dble(i-1)
    x34(k)=4.0d0 +(del_xz)*dble(i-1)
    zt(k)=3.0d0
    zb(k)=3.5d0
enddo

do i=1,4
    k=k+1
    deltarho_v(k) = 2.5d0
    x12(k) =4.0d0 +(del_xz)*dble(i-1)
    x34(k)=4.5d0 +(del_xz)*dble(i-1)
    zt(k)=3.5d0
    zb(k)=4.0d0
enddo

do i=1,2
    k=k+1
    deltarho_v(k) = 2.5d0
    x12(k) =4.5d0 +(del_xz)*dble(i-1)
    x34(k)=5.0d0 +(del_xz)*dble(i-1)
    zt(k)=4.0d0
    zb(k)=4.5d0
enddo
! Fim da discretização
!-----!
! Calculo da anomalia gerada pelos prismas.
call modelamento (m,n,xrec,x12,x34,zt,zb,A)

do i = 1, m
    gcalc(i) = 0.d0
    do j = 1, n
        gcalc(i) = gcalc(i) + A(i,j)*deltarho_v(j)
    enddo
enddo

! Escreve o arquivo x,gobs,gcalc
!-----!
!Calculo da anomalia gerada pelo cilindro.
aux=2.d0*gama*pi*(radio**2)

print *, '      gobs      gcalc      '
do i = 1, m
! modelagem analítica
    gobs(i)=(aux*z*rho)/((z**2)+((xrec(i)-x)**2))
print *, i,xrec(i),gobs(i),gcalc(i)
write(21,4) i,xrec(i),gobs(i),gcalc(i)
enddo

```

```

deallocate (A,gobs,deltarho_v,x12,x34,zt,zb,xrec,gcalc)

4   format(i5,3(2x,f6.2))
    close(21)
    stop
    end

!   subrotinas usadas aqui

!-----
!   subroutine modelamento (m,n,xrec,x12,x34,zt,zb,f)
!-----

    implicit double precision(a-h,o-z)
    dimension :: xrec(m),x12(n),x34(n),zt(n),zb(n),f(m,n)
    allocatable :: r12(:,:),r22(:,:),r32(:,:),r42(:,:),r1(:,:)
    allocatable :: r2(:,:),r3(:,:),r4(:,:),teta1(:,:),teta2(:,:)
    allocatable :: teta3(:,:),teta4(:,:)

    allocate (r12(m,n),r22(m,n),r32(m,n),r42(m,n),r1(m,n))
    allocate (r2(m,n),r3(m,n),r4(m,n),teta1(m,n),teta2(m,n))
    allocate (teta3(m,n),teta4(m,n))

!
GAMA = 6.67
di = 0.5d0; f=0.d0
do i = 1, m
  do j = 1, n
    if(zb(j).eq. 0.d0)zb(j)=0.0000011
R12(I,J) = (Zt(J))**2 + (XREC(I) - X12(J))**2
R22(I,J) = (Zb(J))**2 + (XREC(I) - X12(J))**2
R32(I,J) = (Zt(J))**2 + (XREC(I) - X34(J))**2
R42(I,J) = (Zb(J))**2 + (XREC(I) - X34(J))**2
R1(I,J) = SQRT(R12(I,J))
R2(I,J) = SQRT(R22(I,J))
R3(I,J) = SQRT(R32(I,J))
R4(I,J) = SQRT(R42(I,J))
TETA1(I,J) = ATAN((XREC(I) - X12(J))/(Zt(J)))
TETA2(I,J) = ATAN((XREC(I) - X12(J))/(Zb(J)))
TETA3(I,J) = ATAN((XREC(I) - X34(J))/(Zt(J)))
TETA4(I,J) = ATAN((XREC(I) - X34(J))/(Zb(J)))
!
f(I,J) =(XREC(I) - X12(J))
      + * LOG(( R3(I,J)*R2(I,J) )/( R4(I,J)*R1(I,J)))
      + + Di*LOG(R4(I,J)/R3(I,J))
      + - (Zb(J))*(TETA4(I,J) - TETA2(I,J))
      + + (Zt(J))*(TETA3(I,J) - TETA1(I,J))
      f(i,j)=f(i,j)*2.d0*gama

    enddo
  enddo
!
return
end

```