

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

MAPEAMENTO DE UMA INTERFACE
SEPARANDO DOIS MEIOS HOMOGÊNEOS
ATRAVÉS DA RECONSTITUIÇÃO GRAVIMÉTRICA
COMPACTA: APLICAÇÃO A DADOS DO LEPLAC-IV

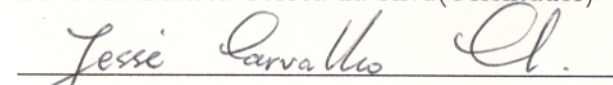
TESE APRESENTADA POR
LUZILENE REGINA GOMES

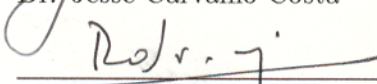
COMO REQUISITO PARCIAL À OBTENÇÃO DE GRAU DE
MESTRE EM CIÊNCIAS NA ÁREA DE GEOFÍSICA

Data de Aprovação : 06/02/1995

COMITÊ DE TESE:


Dr. João Batista Corrêa da Silva (Orientador)


Dr. Jessé Carvalho Costa


Dr. Maâmar El-Robrini

BELÉM

1995

GOMES, Luzilene Regina. **Mapeamento de uma interface separando dois meios homogêneos através da reconstituição gravimétrica compacta: aplicação a dados do LEPLAC-IV.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 1995. 103 p.
Tese (Mestrado em Geofísica) - Curso de Pós-Graduação em Geofísica, Centro de Geociências, UFPA, 1995.

1. MAPEAMENTO DA MOHO. 2. INVERSÃO GRAVIMÉTRICA COMPACTA. 3. INTERPRETAÇÃO GRAVIMÉTRICA. 4. LEPLAC-IV. I. Título

Aos meus pais, Paulo e Iracema,
e, aos meus irmãos,
Eloisa e Valdson.

AGRADECIMENTOS

Ao prof. Dr. João B. C. Silva pela sua inestimável dedicação e paciência dispendidos durante a orientação deste trabalho, sem os quais seria impossível a sua conclusão.

Ao prof. Dr. Jessé C. Costa por toda a sua atenção e orientação, principalmente na parte computacional, que foram de fundamental importância na realização deste trabalho.

Ao prof. Dr. Maâmar El-Robrini pelo seu apoio e orientação, sobretudo nos aspectos tocantes à geologia marinha, que foram muito proveitosos.

À profa. Dra. Sônia D. C. Guerreiro pela sua constante atenção dispendida durante o período necessário ao desenvolvimento deste trabalho.

Ao Capitão de Fragata Luiz G. Campos, juntamente com a equipe do Comitê Executivo para o LEPLAC pelo apoio e atenção dispendidos durante a liberação dos dados utilizados neste trabalho.

Aos amigos MSc. Marcelo S. Dias, Antônio Adelmo F. Beserra, MSc. Valéria C. F. Barbosa pelo constante incentivo, paciência e, sobretudo, pelas proveitosas discussões empreendidas, antes e durante, a realização deste trabalho.

Aos amigos Dr. Allen Q. Howard e Dr. Michael A. Lovell por todo apoio e incentivo prestados apesar da distância.

Aos amigos Fernando L. Pantuzzo, José M. Junior, Francisco D. Araújo e Elinei P. Santos por toda atenção e companheirismo durante estes anos de trabalho.

A Corrado R. S. Ciotti pela sua dedicação e constante presença durante este último ano.

Aos Prof. Dr. Marco P. P. Boa Hora, MSc. Sidney L. M. Mello e MSc. Jorge J. C. Palma que tiveram um papel muito importante no meu aprendizado, ainda durante a graduação, e no Curso de Especialização em Geologia e Geofísica Marinha da UFF.

Ao Prof. Dr. Lourenildo W. B. Leite pela sua confiança e ajuda dispendidos durante a fase inicial deste trabalho.

Às amigas Aurinha Moraes, Luciana Valentim, Terezinha Assumpção, Helemary Costa, Nazaré Dias, Socorro Campos, Selene Paiva e aos amigos André Dias, Ronald Vieira e Sílvio

Souza que participaram ativamente da minha vida nestes últimos anos.

A todos os amigos e colegas de mestrado e doutorado do Departamento de Geofísica de Petróleo.

À toda equipe que compõe o Curso de Pós-Graduação em Geofísica da UFPa pelo carinho e atenção dispendidos durante este período de convívio.

À CAPES e ao convênio UFPa/FADESP/PETROBRÁS pelo suporte financeiro, científico e tecnológico.

À todas as pessoas que não foram citadas nominalmente, mas que tiveram uma contribuição, de forma direta ou indiretamente, durante o período que se seguiu a realização deste trabalho.

SUMÁRIO

| | p. |
|--|----|
| DEDICATÓRIA | i |
| AGRADECIMENTOS | ii |
| RESUMO | 1 |
| ABSTRACT | 2 |
| 1 - INTRODUÇÃO | 3 |
| 2 - METODOLOGIA | 7 |
| 2.1 O PROBLEMA INVERSO | 7 |
| 2.1.1 Cálculo das matrizes-peso, \overline{W}_p e \overline{W}_e | 8 |
| 2.1.2 Vínculos físicos do método | 10 |
| 3 - APLICAÇÃO DO MÉTODO A DADOS SINTÉTICOS | 18 |
| 3.1 TESTE 1 - CORPO HOMOGÊNEO COM O TOPO IRREGULAR | 19 |
| 3.2 TESTE 2 - CORPO HOMOGÊNEO COM O TOPO E A BASE IRREGULARES | 19 |
| 3.3 TESTE 3 - CORPO HOMOGÊNEO COM O TOPO PLANO E A BASE IRREGULAR | 20 |
| 3.3.1 Teste 3a - influência da discretização diferenciada da malha | 20 |
| 3.3.2 Teste 3b - extensão da malha discretizada | 21 |
| 3.3.3 Teste 3c - influência de incertezas na escolha do contraste-limite de densidade | 22 |
| 3.3.4 Teste 3d - influência de incertezas na posição do eixo | 23 |
| 3.4 TESTE 4 - EFEITOS DA HETEROGENEIDADE LATERAL, NÍVEL DE BASE E PRESENÇA DE RUÍDO | 24 |
| 3.4.1 Teste 4a - não homogeneidade da fonte desconhecida | 25 |
| 3.4.2 Teste 4b - incertezas na posição do nível de base | 25 |
| 3.4.3 Teste 4c - influência da contaminação dos dados por ruído aleatório | 26 |
| 3.5 TESTE 5 - CORPOS NÃO HOMOGÊNEOS QUE COMPORTAM VARIAÇÃO DE DENSIDADE COM A PROFUNDIDADE | 27 |

| | | |
|----------|--|-----------|
| 3.5.1 | Teste 5a - não homogeneidade desconhecida | 27 |
| 3.5.2 | Teste 5b - incertezas na inclinação do eixo | 28 |
| 3.6 | TESTE 6 - CORPOS HOMOGÊNEOS DISJUNTOS | 29 |
| 4 | APLICAÇÃO A DADOS REAIS - LEPLAC IV | 54 |
| 4.1 | ASPECTOS GERAIS SOBRE A GEOLOGIA DA MARGEM CONTINENTAL SUL BRASILEIRA | 54 |
| 4.1.1 | Fisiografia da margem continental sul brasileira | 54 |
| 4.1.1.1 | Plataforma continental | 55 |
| 4.1.1.2 | Talude continental | 55 |
| 4.1.1.3 | Sopé continental | 56 |
| 4.1.1.4 | Bacia abissal | 56 |
| 4.1.2 | Arcabouço morfoestrutural da margem continental sul brasileira | 57 |
| 4.1.2.1 | Zona de Fratura de Florianópolis | 57 |
| 4.1.2.2 | Zona de Fratura de Porto Alegre | 57 |
| 4.2 | AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS | 58 |
| 4.2.1 | Navegação e posicionamento | 59 |
| 4.2.2 | Batimetria | 59 |
| 4.2.3 | Sísmica de reflexão multicanal | 60 |
| 4.2.3.1 | Processamento dos dados sísmicos | 60 |
| 4.2.3.2 | Descrição e interpretação dos dados sísmicos | 61 |
| 4.2.4 | Gravimetria | 62 |
| 4.2.4.1 | Processamento dos dados gravimétricos | 62 |
| 4.3 | APLICAÇÃO A DADOS REAIS - LEPLAC IV | 64 |
| 4.3.1 | Linha 500-043a | 66 |
| 4.3.1.1 | Linha 43a - 1 | 67 |
| 4.3.1.2 | Linha 43a - 2 | 67 |
| 4.3.2 | Linha 500-044 | 68 |
| 4.3.3 | Linha 500-045 | 69 |
| 4.3.4 | Linha 500-046 | 70 |
| 4.3.4.1 | Linha 46 - 1 | 71 |
| 4.3.4.2 | Linha 46 - 2 | 71 |
| 4.3.5 | Linha 500-047 | 72 |
| 4.3.5.1 | Linha 47 - 1 | 72 |
| 4.3.5.2 | Linha 47 - 2 | 73 |
| 4.4 | DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS OBTIDOS | 73 |
| 4.4.1 | Dorsal de São Paulo | 74 |

| | |
|---|-----|
| 4.4.2 Zona de Fratura de Porto Alegre | 75 |
| 4.4.3 Montes Submarinos Isolados | 76 |
| 5 - CONCLUSÕES | 97 |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 100 |

RESUMÓ

O problema do mapeamento de uma interface separando dois meios homogênos tem sido tradicionalmente resolvido através da continuação para baixo da anomalia gravimétrica observada. Este procedimento requer a utilização de um filtro passa-baixa ou de um parâmetro de amortecimento, que tendem a diminuir a resolução do relevo estimado da interface. Além disso, o uso da continuação para baixo implica supor (desnecessariamente) que a interface é uma superfície harmônica. Desta forma, a utilização da continuação para baixo é restrita a interfaces que apresentam um relevo suave relativamente à sua profundidade média. As restrições impostas pela continuação para baixo do campo gravimétrico são reduzidas na técnica de inversão proposta para este estudo, cujo objetivo é mapear a interface crosta-manto baseada na incorporação de informações *a priori* sobre o mínimo momento de inércia da fonte causadora, em relação a um eixo de concentração de massa pré-estabelecido e coincidente com o topo da fonte anômala. Além da introdução de informações sobre o mínimo momento, foi incluída também a possibilidade de haver variação lateral e em profundidade de densidade em setores previamente estabelecidos, o que permite estender a aplicação desta técnica a situações geológicas mais complexas que envolvam a reconstituição de corpos justapostos, que sejam de diferentes naturezas, tais como aqueles presentes em zonas de transição crustal.

O método de inversão apresentado foi avaliado em testes usando dados sintéticos e os resultados obtidos mostraram a eficiência desta técnica em recuperar corpos alongados horizontalmente, que apresentem como topo ou base, interfaces arbitrarias a serem mapeadas. Foi também constatada a eficácia do método em reconstituir corpos que comportem variação lateral de densidade que pudessem retratar situações em que se deseja investigar a natureza do embasamento em regiões de transição crustal. Com base nos resultados destes testes, a técnica foi então empregada na inversão gravimétrica de cinco perfis do LEPLAC IV que cruzam a região oceânica adjacente à margem continental sudeste brasileira. Os resultados desta aplicação permitiram inferir a natureza dos corpos que constituem o arcabouço estrutural da região onde encontram-se inseridas a Dorsal de São Paulo e a Zona de Fratura de Porto Alegre, assim como mapear a Moho subjacente.

ABSTRACT

Mapping an arbitrary interface separating two homogeneous media, traditionally uses the downward continuation of the observed gravity anomaly. This procedure requires either a low-pass filtering or the introduction of a damping parameter. In both cases there is a loss in the resolution of the estimated interface relief. Moreover, the use of the downward continuation operator implies the unnecessary assumption that the interface is a harmonic surface. As a result, the use of the downward continuation operator constrains the relief mapping to interfaces which are smooth relative to its average depth. This difficulty is reduced in the inversion procedure presented in this thesis, whose aim is to map the crust-mantle interface using the minimum moment of inertia method by assuming a single horizontal axis of mass concentration, coinciding with the earth's surface. Horizontal and vertical density variations may be taken into account so that the method may be extended to complex geological settings involving the interpretation of adjacent bodies having different origins such as those present in crustal transitional zones.

The performance of the inversion method was evaluated using synthetic data and the results confirmed its efficiency in recovering the shape of horizontally elongated sources whose top or bottom may be represented by an arbitrary surface. The results also confirmed the method's efficiency in mapping the shape of bodies presenting lateral density variation, reflecting, therefore, a geological situation where the nature of the basement of the crustal transitional zone is being investigated.

Based on these tests, the method was applied to the gravity inversion of five profiles from LEPLAC-IV, offshore the southeastern Brazilian continental margin. The results permitted to infer the type of bodies making up the structural framework of the region comprising the São Paulo Ridge and the Porto Alegre Fracture Zone; in addition, it was possible to map the Moho in this region.

1 - INTRODUÇÃO

O problema inverso envolvendo o mapeamento de uma interface separando dois meios homogêneos, e, em geral utilizando-se a componente regional do campo gravimétrico, tem sido amplamente estudado por diversos autores. Este problema não-linear foi resolvido no domínio dos números de onda empregando-se a Transformada de Fourier do campo gravimétrico anômalo; PARKER (1973) derivou uma expressão para o cálculo do campo produzido por uma interface irregular separando dois meios homogêneos utilizando uma relação entre a Transformada de Fourier do campo gravimétrico e a série de potências da transformada da função $h(x, y)$ que descreve espacialmente a interface relativamente a uma profundidade arbitrária. OLDENBURG (1974) desenvolveu um método iterativo baseado na fórmula de PARKER (1973) para estimar a função $h(x, y)$. Empregando um procedimento análogo ao de OLDENBURG (1974), GUSPÍ (1993) desenvolveu um algoritmo que calcula a profundidade da interface, $h(\bar{r}, u)$, em função do vetor posição \bar{r} e de u que corresponde a uma função inversa da densidade da camada; este algoritmo não iterativo é baseado na expansão de McLaurin de h em relação a u sendo obtida uma função que independe da densidade do meio. PILKINGTON & CROSSLEY (1986) propuseram um método iterativo partindo de uma linearização do problema direto em que apenas o termo de primeira ordem na fórmula de PARKER (1973) é considerado. A topografia da interface é então computada através de uma inversão linear. Nas iterações subseqüentes, o procedimento é repetido invertendo-se o resíduo entre o campo observado e o ajustado, produzido pela aproximação corrente da interface. O relevo "residual", assim obtido, é adicionado ao relevo computado na iteração anterior.

GÉRARD & DEBEGLIA (1975) propuseram um método para o cálculo da profundidade de uma interface vinculada diretamente a um nível de referência fixo. O método consiste no emprego da razão entre uma distribuição superficial de densidade obtida a partir de um campo continuado para o nível de referência e o contraste de densidade entre os meios. A utilização deste método exige o conhecimento prévio do nível de referência e do contraste de densidade; esta dificuldade é solucionada indiretamente através da obtenção destes parâmetros a partir da análise estatística do espectro de potência do campo gravimétrico.

O problema não-linear do mapeamento de uma interface separando dois meios homogêneos torna-se linear se considerarmos que as oscilações presentes nesta interface sejam pequenas

quando comparadas com a profundidade média desta superfície. Partindo dessa premissa, BELTRÃO (1989) desenvolveu um método que permite converter a anomalia produzida pela interface em um mapa de profundidades relativas a um nível de referência; esta transformação é feita a partir da subtração entre a anomalia gravimétrica produzida por uma placa horizontal e a anomalia gravimétrica observada e continuada analiticamente para baixo ao nível do topo da interface. Este procedimento é equivalente a considerar apenas o termo de primeira ordem na expansão de PARKER (1973). MENEZES (1990) modificou o método proposto por BELTRÃO (1989), incluindo a possibilidade de haver incorporação de informações *a priori* pontuais sobre a profundidade da interface oriundas de dados de poços; esta modificação permitiu a determinação mais precisa do nível de base, do contraste de densidade entre os meios e do nível de continuação ótimo (topo da interface). Esta determinação é feita minimizando o erro médio quadrático entre as profundidades observadas e aquelas calculadas pelo método.

Os métodos até então descritos utilizam a continuação para baixo no domínio dos números de onda. Como o operador de continuação para baixo é instável, torna-se necessária a utilização de um filtro passa-baixa para atenuar as componentes de alta-freqüência do espectro, o que promove uma perda de resolução na recuperação do relevo do embasamento. LEÃO et al. (1994), utilizando um método análogo ao de MENEZES (1990), realizaram a continuação para baixo do campo anômalo no domínio dos espaços através da camada equivalente segundo o procedimento proposto por LEÃO & SILVA (1989), de modo a permitir que a continuação para baixo pudesse então ser aplicada apenas aos pontos da interface onde há informação sobre suas profundidades. Neste método, foi incorporada também a possibilidade de se estimar, automaticamente, o contraste de densidade e o nível de continuação para baixo. A estabilização necessária ao processo de continuação para baixo é, neste método, efetuada de modo mais objetivo (em relação ao processamento no domínio dos números de onda) através da introdução de um parâmetro de amortecimento (LEÃO & SILVA, 1989).

CHENOT & DEBEGLIA (1990) ressaltaram a problemática associada à utilização de modelos não realísticos que retratem um ambiente geológico e a necessidade de fixar alguns parâmetros fundamentais para garantir a unicidade do problema inverso envolvendo o mapeamento de uma interface. Objetivando eliminar estas restrições, os autores acima mencionados desenvolveram um método que permite a incorporação de vínculos que tornem os resultados obtidos pelo processamento inverso mais próximos da realidade geológica. Assim, para o mapeamento de uma interface, o método desenvolvido admite uma variação exponencial da densidade com a profundidade para um meio constituído por sedimentos, e, uma variação lateral de densidade no meio representando o embasamento; a heterogeneidade lateral do embasamento é levada em consideração através da utilização de um mapa de contrastes

intra-embasamento que deve ser conhecido *a priori*, enquanto, os parâmetros fundamentais como a lei de variação de densidade com a profundidade e a profundidade média da interface, devem ser obtidos também através de informações *a priori* oriundas de dados sísmicos e de poço.

Os métodos acima descritos resolvem o problema não-linear de mapeamento de uma interface separando dois meios homogêneos nos domínios dos números de onda ou dos espaços, sendo que necessariamente é feita uma continuação para baixo do campo anômalo. Esta continuação amplifica o efeito produzido pelas fontes rasas assim como o ruído presente nos dados, o que requer a aplicação de um filtro passa-baixa ou a introdução de um parâmetro de amortecimento gerando, deste modo, uma perda de resolução na recuperação do relevo da interface. Além disso, uma vez que, nos métodos tradicionais, a interface é obtida diretamente pela divisão do campo continuado para baixo por um fator envolvendo o contraste de densidade entre os dois meios, estes métodos presumem, implícita e desnecessariamente, que a superfície é harmônica, ou seja, é contínua e suave (apresenta primeira e segunda derivadas contínuas). Estas restrições são minimizadas na metodologia de inversão de dados gravimétricos proposta para este estudo cujo objetivo é mapear a interface crosta-manto, baseada na introdução de informações *a priori* sobre o mínimo momento de inércia das fontes causadoras (GUILLEN & MENICHETTI, 1984), em relação a um eixo horizontal coincidindo com o topo da fonte anômala. Para tanto, a fonte anômala, é, artificialmente, isolada das fontes acima dela removendo-se da anomalia observada o efeito gravimétrico das fontes rasas. Desse modo, a fonte anômala consistirá de um segmento da crosta com topo plano e base definida pela Moho. O método desenvolvido por GUILLEN & MENICHETTI (1984) tem sido empregado na interpretação de anomalias causadas por corpos homogêneos dispostos ao longo de direções preferenciais (BARBOSA & SILVA, 1994), mas ainda não existe, na literatura, referências sobre a aplicação desta técnica ao problema do mapeamento de uma interface arbitrária separando dois meios homogêneos. Assim como nos métodos tradicionais, o conhecimento prévio do contraste de densidade entre os dois meios é necessário. Foi introduzida neste método, a possibilidade de haver variação lateral e em profundidade, de densidade, permitindo a sua aplicação a situações geológicas mais complexas que envolvam o mapeamento de corpos de diferentes naturezas que estejam justapostos.

A eficiência do método de inversão de dados gravimétricos aqui apresentado foi avaliada em perfis sintéticos produzidos por corpos que possam aproximar estruturas geológicas reais. Estes testes utilizaram corpos alongados horizontalmente que apresentam pelo menos um dos seus limites (superior ou inferior) irregular de modo a retratar situações em que se deseja mapear uma interface. Testes voltados à reconstituição de corpos que comportem variação lateral de densidade foram efetuados para analisar a possibilidade da utilização

desta metodologia no estudo da natureza do embasamento em zonas de transição crustal.

Após a avaliação dos resultados de testes com dados sintéticos, o método inverso foi aplicado a cinco perfis do Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira (LEPLAC IV) que cruzam a região oceânica adjacente à margem continental sudeste brasileira. A área selecionada coberta pelo levantamento engloba várias estruturas tais como o Platô de São Paulo, a Dorsal de São Paulo e a Zona de Fratura de Porto Alegre. Foram selecionados cinco perfis deste prospecto, considerando-se os aspectos geológicos regionais e a disponibilidade de dados sísmicos e gravimétricos. Estes perfis gravimétricos foram invertidos objetivando-se estimar a natureza do embasamento cristalino na região da Dorsal de São Paulo e mapear a interface crosta-manto subjacente.

2 - METODOLOGIA

2.1 O PROBLEMA INVERSO

Um problema geológico pode ser escrito em linguagem matemática através de uma relação funcional envolvendo os parâmetros físicos que definem um modelo interpretativo. A formulação e a utilização viável deste funcional implica uma série de simplificações do problema geológico. No caso do presente estudo, temos por objetivo investigar as possíveis distribuições de fontes geológicas em subsuperfície que justifiquem as anomalias gravimétricas observadas em campo. Assim, mediante os objetivos pré-estabelecidos, uma primeira simplificação a ser feita consiste na delimitação de uma região finita dentro da qual será investigada a distribuição dessas fontes. A segunda simplificação corresponde à discretização dessa região de investigação num número finito de blocos elementares; esses blocos ou células de discretização apresentam geometria retangular fixa com densidade uniforme, podendo a densidade variar entre uma célula e outra. A terceira simplificação se refere à restrição desse estudo ao caso bidimensional (2-D), pressupondo-se que as fontes têm extensão horizontal infinita ao longo de um eixo perpendicular à direção do perfil geofísico. Na Figura 2.1 temos a representação desse modelo geológico simplificado.

Dessa forma, presumindo-se que as restrições acima sejam satisfeitas, o problema geológico pode ser formulado através de uma equação linear escrita em linguagem matricial sob a forma

$$\bar{g}^0 = \bar{A} \bar{p} + \bar{e}, \quad (2.1)$$

sendo que $\bar{g}^0 \equiv \{g_j\}$, $j = 1, 2, \dots, N$ corresponde ao vetor das observações (N: número total de observações); $\bar{A} \equiv \{a_{ji}\}$, $i = 1, 2, \dots, M$ é a matriz de Green que dá o efeito gravimétrico do i-ésimo prisma, com densidade unitária, no j-ésimo ponto de medida (M: número total de prismas); $\bar{p} \equiv \{p_i\}$ é o vetor contendo os contrastes de densidade a serem determinados, e $\bar{e} \equiv \{e_j\}$ corresponde ao vetor de realizações do ruído presente nas observações.

A equação (2.1) permite caracterizar o problema linear inverso no qual tentamos estimar a distribuição de densidade da fonte (\bar{p}) a partir das observações gravimétricas (\bar{g}^0) obtidas em campo. No entanto, a solução de (2.1) utilizando-se apenas os dados gravimétricos, em geral, é instável. Para estabilizar a solução deste problema, minimizamos (TIKHONOV & ARSEININ, 1977)

$$M(\bar{p}, \bar{g}^0) = d(\bar{A} \bar{p}, \bar{g}^0) + \lambda(\delta) H(\bar{p}), \quad (2.2)$$

sendo $H(\bar{p})$ o funcional estabilizante expresso pela equação

$$H(\bar{p}) = (\bar{p} - \bar{p}^0)^T \bar{W}_p (\bar{p} - \bar{p}^0); \quad (2.3)$$

d é uma métrica da forma

$$d(\bar{A}\bar{p}, \bar{g}^0) = (\bar{g}^0 - \bar{A}\bar{p})^T \bar{W}_e (\bar{g}^0 - \bar{A}\bar{p}), \quad (2.4)$$

e $\lambda(\delta)$ é um parâmetro determinado de forma a explicar as observações dentro da precisão experimental δ . O vetor $\bar{p}^0 = \{p_i^0\}$ define os parâmetros de referência, e as matrizes diagonais positivo-definidas, \bar{W}_p e \bar{W}_e , permitem a introdução de informação *a priori*, respectivamente, sobre os parâmetros e o ruído que contamina as observações.

O vetor-solução que minimiza o funcional expresso em (2.2) é dado por

$$\bar{p}^* = \bar{p}^0 + \bar{W}_p^{-1} \bar{A}^T (\bar{A} \bar{W}_p^{-1} \bar{A}^T + \lambda(\delta) \bar{W}_e^{-1})^{-1} (\bar{g}^0 - \bar{A} \bar{p}^0). \quad (2.5)$$

2.1.1 Cálculo das matrizes-peso, \bar{W}_p e \bar{W}_e

Nesse estudo, a subsuperfície é discretizada num número finito de células retangulares. Assim, o momento de inércia I pode ser calculado através do somatório dos momentos individuais de cada prisma i :

$$I = \sum_{i=1}^M I_i. \quad (2.6)$$

Considerando-se a restrição que assegura a homogeneidade de cada prisma, o momento de inércia pode então ser expresso por

$$I = \sum_{i=1}^M v_i p_i (k_i^2 + d_i^2) \quad (2.7)$$

sendo v_i a área (caso 2-D) da i -ésima célula elementar da região discretizada. A distância, d_i , do centro de massa da i -ésima célula a um eixo qualquer, e o coeficiente, k_i , determinado em função da geometria da i -ésima célula são respectivamente expressos por

$$d_i^2 = (x_i - \alpha)^2 \text{sen}^2 \phi + (z_i - \beta)^2 \text{cos}^2 \phi - (x_i - \alpha)(z_i - \beta) \text{sen} 2\phi, \quad (2.8)$$

e,

$$k_i^2 = \frac{1}{4} \left(\frac{b^2}{3} \text{cos}^2 \phi + \frac{a^2}{3} \text{sen}^2 \phi \right), \quad (2.9)$$

sendo que ϕ é a inclinação do eixo em relação ao plano horizontal, α e β são as coordenadas de um ponto qualquer pertencente ao eixo, x_i e z_i são as coordenadas do ponto central da i -ésima célula, e, as grandezas a e b correspondem respectivamente às dimensões de cada célula ao longo dos eixos x e z (Figura 2.1).

Baseando-se nos conceitos físicos de momento de inércia, GUILLEN & MENICHETTI (1984) definiram um funcional $H(\bar{p})$ dado pela equação (2.3) cujos elementos da matriz-peso $\overline{\overline{W}}_p$ são dados por:

$$w_{pi} = \frac{v_i (k_i^2 + d_i^2)}{|p_i| + \epsilon}, \quad i = 1, 2, \dots, M, \quad (2.10)$$

sendo que ϵ corresponde a um número suficientemente pequeno cuja ordem de grandeza corresponde à precisão numérica do computador.

Assim, o funcional estabilizante passa a ser expresso por:

$$H(\bar{p}) = \sum_{i=1}^M w_{pi} p_i^2 = \sum_{i=1}^M \frac{p_i^2 v_i (k_i^2 + d_i^2)}{|p_i| + \epsilon}. \quad (2.11)$$

No limite, quando $\epsilon \rightarrow 0$, o funcional pode ser escrito sob a forma:

$$H(\bar{p}) = \begin{cases} \sum_{i=1}^M |p_i| v_i (k_i^2 + d_i^2) & , p_i \neq 0 \\ 0 & , p_i = 0. \end{cases} \quad (2.12)$$

Os dados observados em campo, em geral, apresentam-se contaminados por ruído aleatório. LAST & KUBIK (1983) levam em consideração a presença desse ruído através da matriz-peso $\overline{\overline{W}}_e$ que contém as variâncias estimadas do ruído para cada observação sob a condição do ruído obedecer a uma distribuição gaussiana. No presente estudo, o j -ésimo elemento da diagonal da matriz $\overline{\overline{W}}_e$ é definido por:

$$[\overline{\overline{W}}_e^{(k)}]_{jj}^{-1} = (\overline{\overline{A}} [\overline{\overline{W}}_p^{(k)}]^{-1} \overline{\overline{A}}^T)_{jj}. \quad (2.13)$$

Como as matrizes-peso, $\overline{\overline{W}}_p$ e $\overline{\overline{W}}_e$, são calculadas em função do vetor de parâmetros \bar{p} , uma expressão explícita para \bar{p}^* em geral não é possível. Dessa forma, o problema é resolvido iterativamente. Na k -ésima iteração, $\bar{p}^{*(k)}$ corresponde a uma aproximação de \bar{p} a ser utilizado no cálculo dos elementos de $\overline{\overline{W}}_p^{(k)}$ e $\overline{\overline{W}}_e^{(k)}$ segundo as equações (2.10) e (2.13). Então, a aproximação de $\bar{p}^{*(k+1)}$ é obtida em duas etapas com a redução do estimador à forma

$$\bar{p}^{*(k+1)} = \bar{p}^{0(k)} + [\overline{\overline{W}}_p^{(k)}]^{-1} \overline{\overline{A}}^T \bar{\gamma}^{(k)}, \quad (2.14)$$

em que $\bar{\gamma}^{(k)}$ é solução do sistema linear

$$\{ \bar{A} [\bar{W}_p^{(k)}]^{-1} \bar{A}^T + \lambda(\delta) [\bar{W}_e^{(k)}]^{-1} \} \bar{\gamma}^{(k)} = \bar{g}^0 - \bar{A} \bar{p}^{0(k)}. \quad (2.15)$$

Esse sistema linear é resolvido a partir da decomposição de Choleski que fatora uma matriz \bar{A} , simétrica e positiva-definida, em $\bar{A} = \bar{R}^T \bar{R}$, sendo que \bar{R} é uma matriz triangular superior ou inferior (DONGARRA et al., 1979). Na primeira iteração, para $k = 1$, faz-se $\bar{p}^{0(1)} = \bar{0}$, $\bar{W}_p^{(1)} = \bar{W}_e^{(1)} = \bar{I}$. Sob essas condições, a solução depende apenas do parâmetro $\lambda(\delta)$; se $\lambda(\delta)$ for nulo, a solução corresponde aos mínimos quadrados simples, porém, caso contrário, a solução corresponde ao método de mínimos quadrados amortecidos.

2.1.2 Vínculos físicos do método

A aplicação do método de interpretação descrito acima à reconstituição de corpos a partir de sua anomalia geofísica requer o estabelecimento de vínculos necessários para que o algoritmo produza soluções aceitáveis sob o ponto de vista geológico. Como o princípio básico do método consiste na minimização do momento de inércia, limites superiores (em valor absoluto) para o contraste de densidade devem ser impostos para evitar que o excesso (ou deficiência) de massa se concentre em faixas estreitas coincidentes com os eixos estabelecidos. Um limite inferior (em valor absoluto) deve também ser imposto por razões puramente físicas. A incorporação desses limites é feita individualmente para cada prisma no cálculo de $H(\bar{p})$ e $d(\bar{A}\bar{p}, \bar{g}^0)$, respectivamente, através das equações (2.3) e (2.4) de forma a satisfazer a condição

$$\bar{p}_{min} \leq \bar{p} \leq \bar{p}_{max}, \quad (2.16)$$

em que as desigualdades são definidas elemento por elemento. Na k -ésima iteração, cada elemento $p_i^{*(k)}$ calculado é então comparado com os limites impostos pela condição (2.16). As densidades dos prismas que apresentam valores situados fora dessa faixa têm seus valores fixados nos respectivos limites excedidos e armazenados no vetor $\bar{p}^{0(k)}$. Os elementos da matriz-peso correspondentes a esses prismas, anteriormente definidos pela equação (2.10), são substituídos por valores suficientemente grandes de modo a manter o valor da densidade em questão o mais próximo do limite excedido. Os valores de $\bar{p}^{*(k)}$ que não violam os limites impostos pela condição (2.16) e os correspondentes valores de \bar{W}_p são tratados pelo processo normal descrito anteriormente. Estes limites impostos pela condição (2.16) tendem a produzir estimativas finais de p_i^* próximas dos extremos mínimo ou máximo. A escolha destes limites permite, portanto, a introdução de informação *a priori* sobre as densidades das rochas da região que está sendo interpretada pelo método e estes vínculos restringem o espaço das soluções a resultados geologicamente aceitáveis.

Além da introdução de limites máximo e mínimo para a densidade, é possível ainda a subdivisão da malha discretizada em setores com diferentes contrastes-limites de densidade; esse vínculo é introduzido de forma a permitir a incorporação de variações de densidade laterais e em profundidade. A justificativa dessa divisão da subsuperfície em setores é estender a aplicação do método a situações geológicas mais complexas. Se o contraste-limite de densidade é constante, a utilização do método fica restrita apenas a situações em que as fontes investigadas têm pequenas dimensões e possam ser seguramente aproximadas por estruturas homogêneas como, por exemplo, corpos mineralizados ou intrusões isoladas. A possibilidade de variação da densidade permite a aplicação do método a estudos integrados de caráter regional incluindo corpos de naturezas geológicas diferentes que estejam justapostos. Nesse caso podemos citar o estudo de corpos inseridos em possíveis regiões de transição crustal e problemas envolvendo o mapeamento da descontinuidade de Mohorovicic com a previsão da existência de raiz sustentadora para cadeias de montes submarinos. Dessa forma é feita uma divisão da malha de discretização em setores retangulares ao longo dos eixos x e z tendo cada setor seu próprio contraste de densidade limite. O número de setores é arbitrário, sendo definido em função da confiabilidade da informação *a priori* disponível associada ao nível de detalhe desejado para o modelo recuperado. Seja x_{inc} e x_{inf} as abscissas inicial e final da malha discretizada e nbx é o número de setores em que a malha será dividida ao longo da direção x ; na direção z , z_{inc} e z_{inf} são as ordenadas inicial e final da malha, e, nbz , o número de setores de divisão da malha na direção z . Os limites xs_i e zs_j de cada setor, nas direções x e z , são, respectivamente, introduzidos segundo as equações

$$x_{inc} \leq xs_i \leq x_{inf} \quad , \quad i = 1, \dots, nbx + 1 \quad , \quad (2.17)$$

e

$$z_{inc} \leq zs_j \leq z_{inf} \quad , \quad j = 1, \dots, nbz + 1 \quad , \quad (2.18)$$

sendo $xs_1 \equiv x_{inc}$, $xs_{nbx+1} \equiv x_{inf}$, $zs_1 \equiv z_{inc}$, e, $zs_{nbz+1} \equiv z_{inf}$. Assim o k -ésimo setor retangular ($k = (j - 1)nbx + i$) é definido pelas abscissas xs_i e xs_{i+1} , e ordenadas zs_i e zs_{i+1} (Figura 2.2).

O contraste-limite (superior ou inferior) de densidade para cada setor retangular define um elemento do vetor $\bar{p}_s \equiv \{p_{s_i}\}$, $i = 1, 2, \dots, ns$, sendo ns o número total de setores em que a malha é dividida. Na k -ésima iteração, é feita uma verificação da posição do i -ésimo prisma objetivando localizar o setor da malha discretizada ao qual pertence, de modo a definir os elementos do vetor \bar{p}_{max} (ou \bar{p}_{min}) a ser usado na condição (2.16). Os elementos de \bar{p}_{min} (ou \bar{p}_{max}) são fixos em zero.

Além da divisão da subsuperfície em setores retangulares, foi introduzida também a possibilidade de que as células de discretização apresentem diferentes dimensões ao longo de

uma mesma direção (x ou z). Essa não homogeneidade do tamanho das células objetiva melhorar a resolução do método na recuperação de corpos com limites irregulares através de uma discretização mais fina nos segmentos onde espera-se um maior nível de detalhe. A possibilidade de variar a largura das células medida na direção x , e a espessura medida em z , é introduzida de forma análoga aos limites impostos aos setores pelas equações

$$x_{inc} \leq x_{c_i} \leq x_{inf} \quad , \quad i = 1, \dots, nix + 1 \quad , \quad (2.19)$$

e

$$z_{inc} \leq z_{c_j} \leq z_{inf} \quad , \quad j = 1, \dots, niz + 1 \quad , \quad (2.20)$$

sendo que $x_{c_{j+1}} - x_{c_j}$ corresponde à largura e $z_{c_{j+1}} - z_{c_j}$ à espessura da k -ésima célula, e, nix e niz correspondem, respectivamente, ao número de células ao longo de x e z (Figura 2.3).

Além dos vínculos associados aos limites máximo e mínimo do contraste de densidade e à subdivisão da malha de discretização, podemos permitir ainda que informações sobre o tamanho dos eixos sejam também introduzidas segundo o procedimento descrito por BARBOSA & SILVA (1994).

A incorporação dos vínculos físicos, acima descritos, ao método tem por objetivo tornar viável a sua aplicação ao problema associado ao mapeamento de uma interface arbitrária entre dois meios. Na Figura 2.4, o modelo esquemático representa uma interface irregular separando dois meios homogêneos. Como conseqüência destes meios serem homogêneos, a anomalia gravimétrica produzida pela interface será, a menos de uma constante aditiva, idêntica à anomalia produzida pelo corpo hachurado na Figura 2.4, em que h_1 é uma estimativa conservativa para o topo da interface. Genericamente, uma vez que as distribuições de densidade acima de h_1 e abaixo de h_2 sejam conhecidas, de modo que seus efeitos possam ser eliminados das observações, o problema de encontrar a interface a partir da anomalia gravimétrica pode ser formulado como um problema de determinar a forma do corpo hachurado mostrado na Figura 2.4. Este corpo é alongado horizontalmente, podendo desse modo ser interpretado pela metodologia de GUILLEN & MENICHETTI (1984), postulando-se um eixo horizontal na posição h_1 (não necessariamente passando pelo centro de massa), ao longo do qual o excesso de massa deverá se concentrar. Como nos métodos tradicionais para este tipo de problema, essa metodologia também exige o conhecimento prévio do contraste de densidade entre os meios e a profundidade aproximada da interface; neste método, entretanto, é desnecessária a continuação para baixo da anomalia gravimétrica, não havendo assim, a hipótese, implícita, que a superfície representando a interface pode ser descrita por uma função harmônica, ou seja, que ela é contínua e apresenta primeira e segunda derivadas contínuas. Esta hipótese

impõem desnecessariamente a condição que a interface é suave. Além disso, a instabilidade do operador de continuação para baixo requer o uso de um suavizador, o que causa uma perda adicional de resolução na interpretação do relevo da interface.

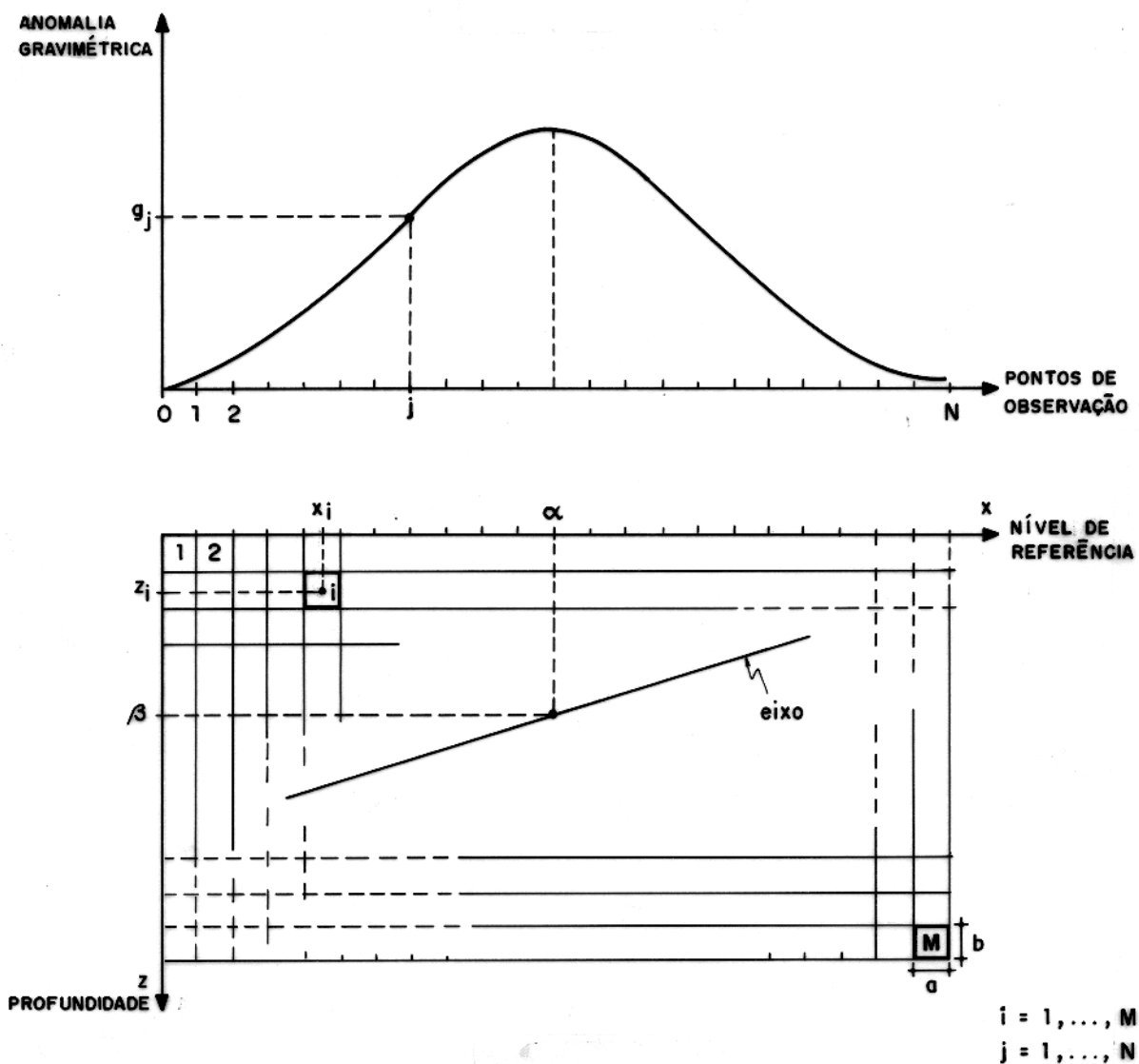


Figura 2.1 - Representação esquemática da subsuperfície discretizada em M prismas retangulares juntamente com um perfil gravimétrico observado ao longo de N pontos, sendo:

- x_i, z_i as coordenadas do ponto central do i -ésimo prisma;
- α, β as coordenadas de um ponto qualquer pertencente ao eixo de concentração de massa;
- g_j a anomalia gravimétrica registrada no j -ésimo ponto de observação;
- a corresponde à largura e b à espessura de cada prisma.

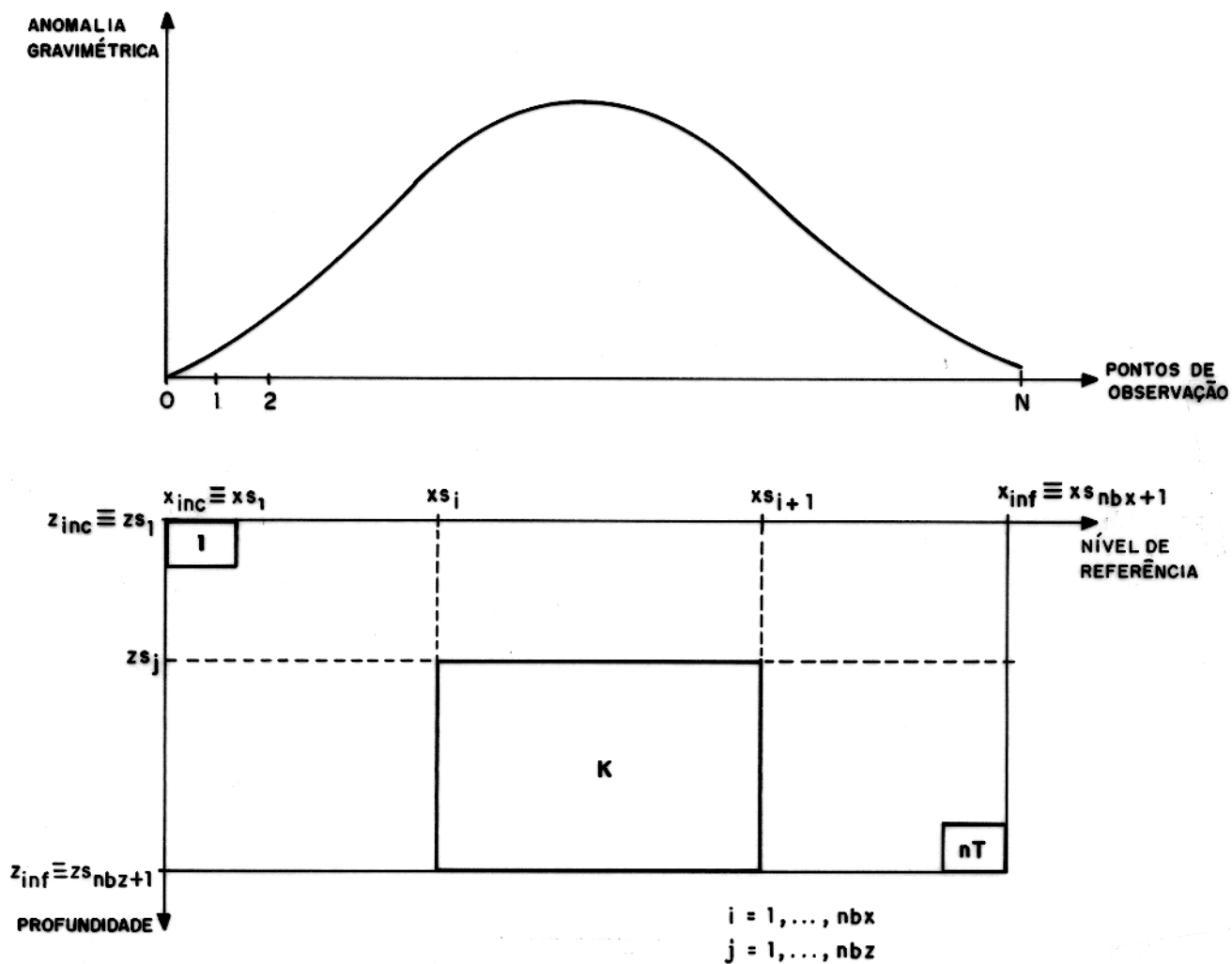


Figura 2.2 - Representação esquemática da malha discretizada em nT prismas. A malha é dividida em ns setores retangulares; o k -ésimo setor é definido pelas abcissas x_{s_j} e $x_{s_{j+1}}$ e ordenadas z_{s_j} e $z_{s_{j+1}}$, sendo $k = ((j - 1) nbx + i)$, e nbx é número de setores em que a malha será dividida na direção x .

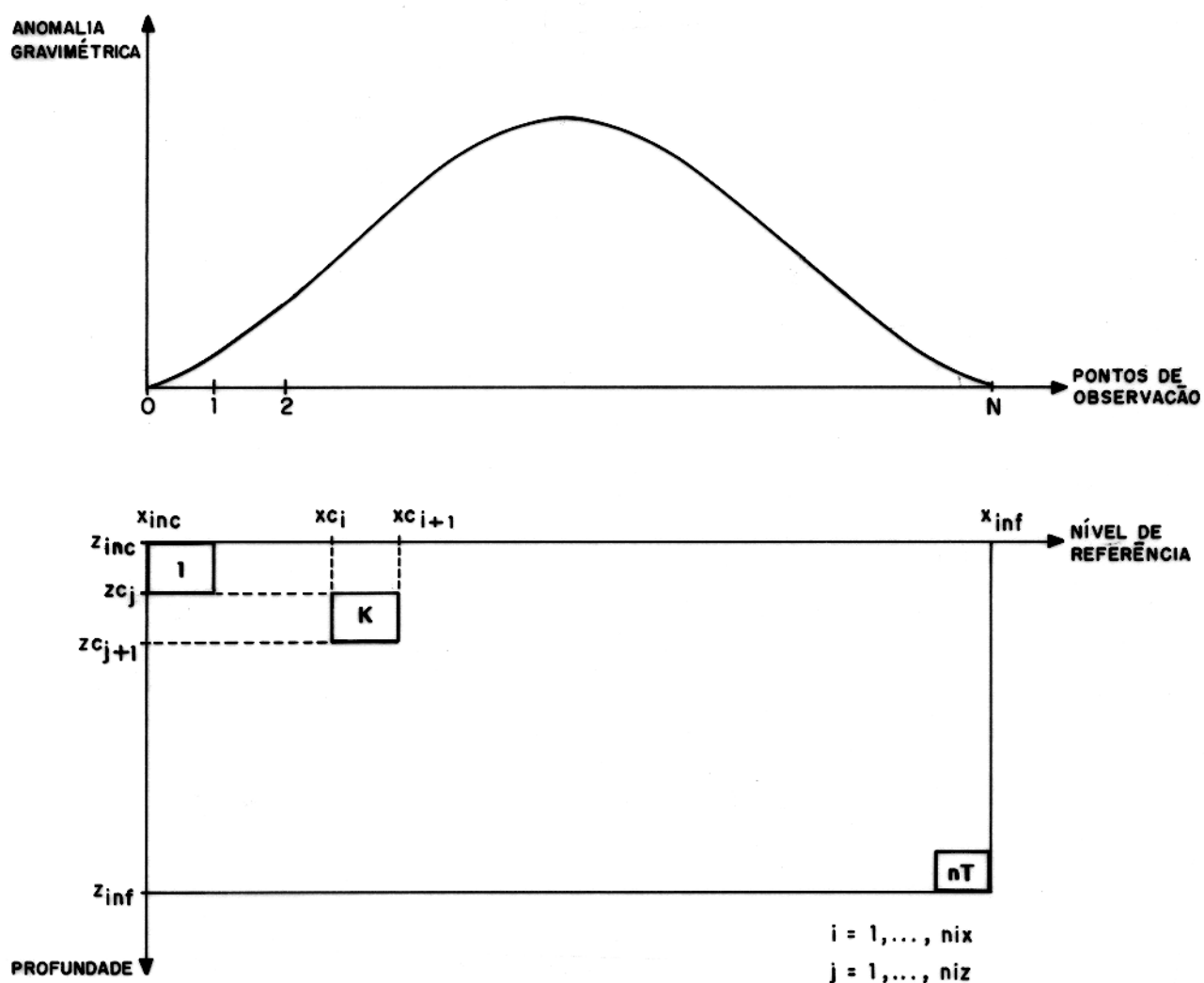


Figura 2.3 - Representação esquemática da malha discretizada em nT prismas; a largura da k -ésima célula corresponde a $x_{c_{j+1}} - x_{c_j}$ e sua espessura é dada por $z_{c_{j+1}} - z_{c_j}$.

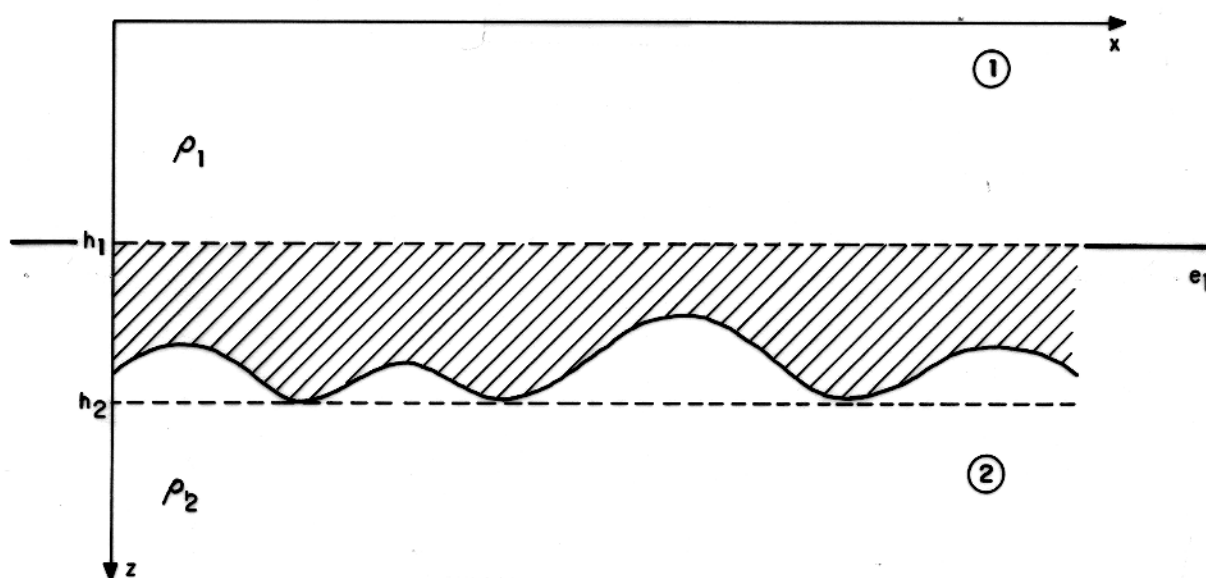


Figura 2.4 - Corpo homogêneo de densidade ρ_1 com limite inferior irregular separando-o do meio 2 também homogêneo com densidade ρ_2 , e_1 corresponde ao eixo ao longo do qual a massa deverá se concentrar.

3 - APLICAÇÃO DO MÉTODO A DADOS SINTÉTICOS

O método discutido na seção anterior, baseado na minimização do momento de inércia (GUILLEN & MENICHETTI, 1984), foi testado em perfis sintéticos. O objetivo destes testes é verificar o comportamento do método na reconstituição de corpos geométricos que possam aproximar estruturas geológicas reais. Os testes foram divididos em seis grupos em função da configuração geométrica e da homogeneidade dos corpos estudados (Figura 3.1). Nos três primeiros testes foram utilizados corpos homogêneos alongados horizontalmente com pelo menos uma interface irregular; nos Testes 4 e 5, empregaram-se corpos não homogêneos que comportam, respectivamente, variação lateral e em profundidade de densidade, e, no Teste 6 foram utilizados corpos homogêneos disjuntos que permitissem a investigação do efeito da interferência lateral de corpos. A aplicação desse método a corpos alongados que apresentem um limite plano (topo ou base) pressupõe o conhecimento prévio da existência dessa superfície bem como da profundidade à qual situa-se. Os corpos empregados são aproximados por modelos bi-dimensionais com seções poligonais fechadas cujos efeitos gravimétricos foram calculados segundo a metodologia proposta por TALWANI et al. (1959).

A aplicação do método em questão é sujeita ao estabelecimento de limites máximo e mínimo para o contraste de densidade definidos na condição (2.16). Nos testes aqui desenvolvidos em situações nas quais o contraste-limite de densidade corresponde a valores positivos, automaticamente o valor de $\bar{\rho}_{min}$ foi fixado em zero, e, similarmente, a utilização de um contraste-limite negativo implica $\bar{\rho}_{max}$ ser nulo.

Cada teste é representado por uma figura com duas curvas plotadas na sua parte superior; a curva representada por pontos discretos corresponde à anomalia calculada pelo modelo direto simulando as observações e a linha cheia é a produzida pelo modelo ajustado. Abaixo das curvas são mostrados: o eixo de concentração de massa (designado e_1) e a malha discretizada definindo a região da subsuperfície dentro da qual está sendo investigada a distribuição das fontes que justifiquem as anomalias gravimétricas; a linha cheia grossa define a geometria do corpo que está sendo investigado pelo método inverso. Na maioria dos testes, o valor do parâmetro de amortecimento λ foi de $0,0001 \text{ mGal}^{-2}$; as excessões serão assinaladas no próprio texto.

3.1 TESTE 1 - CORPO HOMOGÊNICO COM O TOPO IRREGULAR

Este teste foi formulado para verificar a eficiência do método na reconstituição de corpos isolados que apresentem a base plana e o topo definido por uma superfície irregular a ser recuperada pelo método (Figura 3.1). Para este caso foi utilizado um corpo alongado horizontalmente, homogêneo que apresenta um contraste de densidade de $0,4 \text{ g.cm}^{-3}$ em relação ao meio encaixante.

A malha de discretização para as fontes foi limitada inferiormente pela profundidade à qual situa-se a base plana do corpo, presumivelmente conhecida, e o contraste-limite de densidade é igual ao da fonte real. Na Figura 3.2 temos representadas a 1ª, 2ª e a 8ª iterações que têm por objetivo ilustrar a evolução do método. Na primeira iteração, a massa é distribuída praticamente ao longo de toda a malha, sendo que há uma concentração maior abaixo dos pontos de máximo da anomalia; esta distribuição gradativa da massa com densidade maior que o meio adjacente, é imposta pela solução dos mínimos quadrados amortecidos. A partir da segunda iteração, a massa começa a se concentrar de forma mais efetiva em torno do eixo postulado e, na oitava iteração, o algoritmo converge com a recuperação do corpo procurado.

Os resultados deste teste demonstram a eficiência do método em recuperar estruturas geológicas homogêneas tais como intrusões, diápiros salinos e mineralizações, que apresentem uma interface irregular e outra plana e que possam ser aproximadas por formas geométricas semelhantes à empregada neste teste.

3.2 TESTE 2 - CORPO HOMOGÊNICO COM O TOPO E A BASE IRREGULARES

O objetivo deste teste é verificar como se comporta o método na recuperação de corpos que apresentem o topo e a base definidos por superfícies irregulares. Neste teste utilizamos um polígono alongado horizontalmente, com o topo e a base irregulares (Figura 3.1); o contraste de densidade do corpo em relação ao meio encaixante é $0,4 \text{ g.cm}^{-3}$ sendo que esse valor é utilizado como contraste-limite no problema inverso.

O método converge na 11ª iteração e o corpo recuperado pelo processo inverso é ilustrado na Figura 3.3. O método reconstitui de forma bastante razoável o topo do corpo mas não recupera a sua base. A aplicação do método à reconstituição de corpos dessa natureza necessita do conhecimento prévio da profundidade média em que se situam para que se possa posicionar de forma eficiente o eixo de concentração de massa.

3.3 TESTE 3 - CORPO HOMOGÊNICO COM O TOPO PLANO E A BASE IRREGULAR

A partir deste teste, todos os corpos sintéticos utilizados apresentam o topo representado por uma superfície plana cuja profundidade presume-se conhecida. Na prática, é quase que impossível a existência de corpos que se enquadrem perfeitamente nessas condições. No entanto, a premissa de que o topo do corpo é plano é um artifício que permite a aplicação desta técnica ao mapeamento de estruturas geológicas mais complexas tais como interfaces arbitrárias separando dois meios homogêneos. Assim sendo, é necessário o conhecimento prévio da configuração e das densidades dos corpos situados acima de um nível arbitrário plano h_1 (Figura 2.4) para que seus efeitos possam ser removidos da anomalia gravimétrica; eliminando-se o efeito da massa que está situada acima de h_1 , a anomalia residual pode ser justificada apenas pela distribuição da massa situada abaixo de h_1 . As informações prévias sobre as distribuições de densidades acima de h_1 , em geral, são obtidas através de dados de poço e de sísmica de reflexão ou refração.

O Teste 3 tem por objetivo analisar o comportamento do método na recuperação de corpos alongados horizontalmente com uma razão, do comprimento em relação à espessura, de aproximadamente 30 : 1, cujo topo seja plano e a base irregular; este teste foi subdividido para que fosse analisada a influência de parâmetros associados à malha de discretização (Testes 3a e 3b), de incertezas na escolha do contraste-limite de densidade (Teste 3c) e da posição do eixo (Teste 3d).

3.3.1 Teste 3a - influência da discretização diferenciada da malha

O objetivo deste teste é verificar a eficiência do emprego de uma malha com discretização mais fina na recuperação da base irregular do corpo procurado. Para este estudo, consideramos um polígono cuja geometria é mostrada na Figura 3.1; o corpo-fonte é alongado horizontalmente com segmentos laterais apresentando base plana, ao contrário do segmento central que tem a base irregular. Este corpo é homogêneo e apresenta um contraste de densidade em relação ao meio encaixante igual a $-0,4 \text{ g.cm}^{-3}$; esse valor é utilizado como contraste-limite para o problema inverso. Considerando-se uma malha regular, o resultado do modelo inverso é mostrado na Figura 3.4a; o corpo recuperado tem a forma aproximada da fonte real sendo que a eficiência do método é baixa no setor central pois o tamanho das células prejudica a recuperação mais precisa da base do corpo.

A irregularidade da base do corpo pode ser evidenciada no segmento situado entre 100 e 220 km, o que sugere a utilização de uma malha com discretização mais fina nesse setor; as células situadas dentro desses limites terão, portanto, uma largura menor em relação às

demais (Figura 3.4b).

A aplicação do método usando esta discretização mais fina, levou a uma convergência na 14ª iteração com a recuperação da forma do corpo; neste teste, a base irregular do corpo é recuperada de forma mais precisa. Assim a eficiência do método na reconstituição do corpo é diretamente influenciada pelo tamanho das células, desde que as dimensões destas estejam acima do limite de resolução dos dados.

3.3.2 Teste 3b - extensão da malha discretizada

No Teste 3a, a janela de dados utilizada tem exatamente o mesmo comprimento da fonte que produziu o perfil gravimétrico (Figura 3.4); para o problema inverso utilizou-se uma malha discretizada que tivesse o mesmo comprimento da fonte, o que conduziu a resultados bastante efetivos na recuperação do corpo procurado. O Teste 3b tem como objetivo analisar o comportamento do método numa situação em que a janela de dados empregada seja menor do que a largura da fonte que produziu os dados. Para esta análise, duas situações foram consideradas separadamente através dos Testes 3b₁ e 3b₂; a fonte empregada em ambos os casos tem 350 km de extensão sendo homogênea com a base irregular (Figura 3.1), e, tem um contraste de densidade em relação ao meio encaixante igual a $-0,4 \text{ g.cm}^{-3}$; esse valor foi também utilizado como contraste-limite para o método inverso.

No Teste 3b₁ foi utilizada uma malha discretizada que tem o mesmo comprimento da janela de dados empregada, ou seja, 250 km (Figura 3.5) e o parâmetro de amortecimento λ teve seu valor aumentado e fixado em $0,1 \text{ mGal}^{-2}$. O método convergiu na 14ª iteração; o segmento do corpo que possui a base regular foi recuperado com eficiência mas as extremidades laterais tiveram seus limites mascarados pela deficiência de massa que ocorre nas bordas da malha. Apesar da reconstituição do corpo, a curva calculada pelo modelo ajustado difere da sintética principalmente nas bordas; esse desajuste entre as duas curvas é justificado pela deficiência adicional de massa que ocorre no modelo ajustado, próximo às laterais da malha.

No Teste 3b₂ a malha discretizada foi estendida em 100 km além do comprimento da janela de dados utilizada sendo 50 km à direita e 50 km à esquerda dos seus limites laterais (Figura 3.6) e o parâmetro de amortecimento λ teve seu valor diminuído e fixado em $0,0001 \text{ mGal}^{-2}$. Essa extensão da malha discretizada atenuou o efeito de borda do perfil gravimétrico calculado e o método convergiu na 14ª iteração com a recuperação do corpo buscado, sendo suas bordas laterais definidas com mais precisão. Uma particularidade acontece neste teste devido à presença de células fora da janela de dados (esta última localizada entre 0 e 250 km na Figura 3.6), que também atingem o valor do contraste-limite de densidade; essa deficiência

de massa situada além da janela de dados retrata a real extensão horizontal da estrutura que é subestimada pelo tamanho da janela utilizada no teste. Assim, a ocorrência de deficiência de massa fora da janela de dados evidencia a continuidade lateral da extensão do corpo modelado.

3.3.3 Teste 3c - influência de incertezas na escolha do contraste-limite de densidade

Esse teste foi formulado para se verificar a sensibilidade do método a incertezas na escolha do contraste-limite de densidade \bar{p}_{min} . O estabelecimento desse contraste é importante porque as densidades estimadas tendem a ser congeladas próximo deste limite mínimo estabelecido; incertezas na escolha desse limite podem gerar resultados de confiabilidade duvidosa na ausência de algum outro tipo de informação *a priori* que possa ser incorporada simultaneamente. Para a verificação da influência da incerteza na escolha de \bar{p}_{min} analisemos os Testes 3c₁ e 3c₂ nos quais são fixados os parâmetros e as condições anteriormente propostas para o Teste 3b₂ e alterado apenas o contraste-limite de densidade.

Consideremos uma incerteza de 25 % na escolha do contraste-limite de densidade e fixemos $p_{min_i} = -0,3 \text{ g.cm}^{-3}$ para o Teste 3c₁, e $p_{min_i} = -0,5 \text{ g.cm}^{-3}$ para o Teste 3c₂. Vale reforçar que o contraste de densidade real do corpo é $-0,4 \text{ g.cm}^{-3}$.

No Teste 3c₁ (Figura 3.7), as dimensões do corpo foram superestimadas devido ao contraste-limite de densidade, fixo em $-0,3 \text{ g.cm}^{-3}$, ser menor, em valor absoluto, que o contraste real da fonte. Essa superestimativa do corpo procurado é devida à ambigüidade do método gravimétrico em que a conservação da massa anômala provoca necessariamente um aumento do volume da fonte que compense a diminuição do seu contraste de densidade. Esse tipo de ambigüidade também justifica o Teste 3c₂ sendo que o corpo recuperado tem agora suas dimensões subestimadas em relação ao corpo real (Figura 3.8); essa subestimativa é justificada pelo aumento, em valor absoluto, do contraste de densidade fixo $-0,5 \text{ g.cm}^{-3}$. Para que a massa anômala seja conservada, uma diminuição do volume ocorre de forma a compensar o aumento do contraste de densidade.

Os resultados dos Testes 3c₁ e 3c₂ permitem concluir que incertezas na escolha do contraste-limite de densidade diminuem a confiabilidade do método inverso na recuperação de corpos anômalos. Essa queda da confiabilidade é justificada pela ambigüidade do método gravimétrico em que a conservação da massa anômala pressupõe uma relação inversa entre o comportamento do volume da fonte e de sua densidade.

3.3.4 Teste 3d - influência de incertezas na posição do eixo

A informação *a priori* sobre a topografia do corpo procurado e sobre a posição do eixo de concentração de massa é de grande importância nesse contexto juntamente com o estabelecimento do contraste-limite de densidade. Este teste objetiva analisar como se comporta o método mediante a não incorporação de informações sobre o topo do corpo e aborda também a influência de incertezas na posição do eixo de concentração de massa. A sensibilidade do método inverso em relação a esses parâmetros é analisada nos Testes 3d₁ e 3d₂. Para estes testes são conservadas as condições impostas para o Teste 3b₂ sobre a natureza da fonte anômala utilizada.

No Teste 3d₁ não houve a introdução de qualquer informação sobre o topo ou a base do corpo (Figura 3.9). No caso abordado por esse teste se faz necessário o conhecimento prévio da profundidade média em que se situa o corpo para o estabelecimento, com eficácia, da posição do eixo de concentração de massa. Neste teste, somente as células situadas em torno do eixo e_1 atingem o valor do contraste de densidade imposto; essas células se concentram simetricamente em torno do eixo e a forma original do corpo não é recuperada.

Para o Teste 3d₂ foi incorporada a informação sobre o topo plano do corpo e simultaneamente variou-se a posição do eixo de concentração de massa; a profundidade do eixo foi variada desde o topo do corpo até 9 km de profundidade. À medida que o eixo foi posicionado abaixo da porção mediana do corpo, começou a haver uma não reconstituição da sua forma original e esta foi máxima quando o eixo coincidiu ou esteve abaixo da base. A Figura 3.10 mostra o resultado do posicionamento do eixo a 8,6 km de profundidade; essa posição confere uma incerteza de 13 % em relação à profundidade média a que se situa o corpo. Os resultados deste teste mostram a sensibilidade do método inverso frente a incertezas na posição do eixo; uma incerteza de 13 % impede a recuperação da forma do corpo procurado pois o eixo está posicionado muito próximo da base do corpo. Como o método tende a concentrar deficiência de massa em torno do eixo de forma simétrica, há massa nula imediatamente abaixo do topo do corpo e deficiência de massa abaixo da base; essa deficiência é justificada pela proximidade entre o eixo e a base do corpo pois a posição do eixo induz à concentração de massa com menor densidade abaixo da base do corpo.

Da análise destes testes podemos verificar a importância da incorporação de informações prévias sobre os limites do corpo e sobre a posição do eixo de concentração de massa. No presente caso em que empregamos corpos alongados horizontalmente com o topo plano, se não houver a introdução de informação sobre essa superfície plana, a recuperação da forma do corpo é prejudicada apesar do conhecimento da profundidade média na qual se situa o corpo. Essa diminuição da eficiência do método é justificada pelo fato de que o funcional minimizado

é o momento de inércia da fonte em relação ao eixo horizontal; como por definição, o momento de inércia é proporcional ao quadrado da distância entre a massa (por extensão, deficiência de massa) e o eixo considerado, a massa (ou deficiência de massa) tende então a se concentrar de forma simétrica em torno desse eixo para que um momento mínimo seja produzido. Devido a essa simetria natural do método, se não houver o estabelecimento prévio de que o topo da fonte seja plano haverá uma diminuição da eficácia do método em recuperar os limites da fonte (Figura 3.9).

A posição do eixo ao longo da malha discretizada também é de grande importância nesse método. Quando o eixo de concentração de massa é posicionado a profundidades que variam desde o topo da fonte até sua porção mediana, o método consegue recuperar a geometria do corpo com bastante eficácia, porém em situações em que este se afasta da porção mediana e se aproxima da base do corpo (Figura 3.10), a confiabilidade diminui. Essa não reconstituição do corpo é também justificada pela simetria com que a deficiência de massa se concentra em torno do eixo de forma a produzir um momento de inércia mínimo.

3.4 TESTE 4 - EFEITOS DA HETEROGENEIDADE LATERAL, NÍVEL DE BASE E PRESENÇA DE RUÍDO

Uma característica comum aos testes até então efetuados, é a homogeneidade da fonte. Consideremos agora corpos que comportem variações laterais de densidade ao longo de faixas previamente definidas. Esta variação de densidade permite modelar corpos de diferentes naturezas que estejam justapostos, como no caso de intrusões inseridas no embasamento ou em bacias sedimentares, e segmentos do embasamento onde ocorra transição entre as crostas continental e oceânica. Além da situação em que a não homogeneidade da fonte é desconhecida (Teste 4a), o objetivo deste teste é também investigar o efeito de incertezas no nível de base (Teste 4b) e da presença de ruído aleatório nos dados (Teste 4c). Nos Testes 4b e 4c a não homogeneidade é suposta conhecida.

Para esses testes, consideremos uma fonte alongada idêntica à do Teste 3 que seja composta por três corpos diferentes justapostos (Figura 3.1). Um corpo central com a base irregular comporta um contraste de densidade igual a $-0,3 \text{ g.cm}^{-3}$ e imediatamente à direita e à esquerda desse corpo, tem-se dois outros com as bases planas sendo que ambos apresentam o mesmo contraste de densidade igual a $-0,4 \text{ g.cm}^{-3}$.

3.4.1 Teste 4a - não homogeneidade da fonte desconhecida

Consideremos uma situação em que a não homogeneidade do corpo seja desconhecida e que para o problema inverso seja proposto um contraste de densidade único. Essa atribuição de um único contraste de densidade foi analisado nos Testes 4a₁, 4a₂ e 4a₃.

No Teste 4a₁, o contraste-limite de densidade foi fixado em $-0,3 \text{ g.cm}^{-3}$ que é idêntico ao do corpo central (Figura 3.11). O modelo inverso recuperou de forma bastante eficiente esse corpo central, haja vista a coincidência entre o contraste utilizado e o real do corpo. Fora desses limites, os corpos recuperados têm suas espessuras superestimadas devido à ambigüidade do método gravimétrico, da mesma forma que no Modelo 3c₁; como a massa anômala deve se conservar, há um aumento no volume da fonte que justifique a diminuição do contraste de densidade.

No Teste 4a₂, o contraste-limite de densidade fixado é de $-0,4 \text{ g.cm}^{-3}$, ou seja, coincide com o contraste dos corpos laterais (Figura 3.12). Os resultados provenientes desse teste mostram uma boa eficiência na recuperação dos corpos laterais devido à coincidência entre o contraste real e o utilizado no modelo inverso. No setor da malha entre 120 e 210 km, o corpo central é subestimado; o contraste de densidade fixado para o problema inverso é superior ao real do corpo o que promove uma redução do volume recuperado de forma que a massa anômala se conserve.

Consideremos para o Teste 4a₃, um contraste-limite de densidade igual à média dos contrastes reais de cada corpo, ou seja, $-0,35 \text{ g.cm}^{-3}$ (Figura 3.13). Os resultados mostram uma subestimativa do corpo central pois o contraste ainda é superior ao real, e, os corpos adjacentes tiveram a sua espessura superestimada, justificada pelo contraste-limite de densidade ser inferior ao contraste real.

A partir dos resultados destes testes, podemos concluir que em situações em que são modelados corpos de diferentes densidades torna-se necessária a incorporação de informações *a priori* que permitam identificá-las pois o volume final da fonte é diretamente influenciada pela escolha do contraste-limite de densidade.

3.4.2 Teste 4b - incertezas na posição do nível de base

Este teste tem como objetivo analisar a influência do nível de base na recuperação de fontes anômalas. A relevância deste teste reside no fato de que durante os processos de redução de dados gravimétricos, em geral, o datum utilizado é arbitrário. A influência do nível de base é analisada nos Testes 4b₁ e 4b₂ em que foram empregados os três corpos

do Teste 4a conservando-se os seus contrastes de densidade em relação ao meio encaixante (Figura 3.1).

Para o Teste 4b₁ considerou-se o perfil gravimétrico do Teste 4a, sendo que cada valor desse campo foi acrescido de uma constante igual a 10 mGal (Figura 3.14), e, esse perfil modificado foi então submetido ao método inverso. A malha discretizada foi dividida em setores verticais que comportem diferentes contrastes-limites de densidade. O primeiro setor tem sua largura delimitada por -50 e 120 km e possui um contraste-limite de densidade igual a $-0,4 \text{ g.cm}^{-3}$, o segundo situa-se entre 120 e 210 km e o contraste é de $-0,3 \text{ g.cm}^{-3}$, e, o terceiro, entre 210 e 300 km, de modo análogo ao primeiro setor, tem o contraste fixado em $-0,4 \text{ g.cm}^{-3}$. O algoritmo convergiu na 14ª iteração recuperando a forma geral do corpo procurado ocorrendo, no entanto, uma subestimativa da sua espessura. O efeito produzido pela soma de 10 mGal ao perfil anômalo é semelhante à subtração de um *slab* horizontal do corpo anômalo que produz a anomalia. Esse *slab* subtraído promove uma redução do volume do corpo original já que a densidade se conserva.

No Teste 4b₂ cada valor do campo gravimétrico anômalo do Teste 4a foi subtraído de uma constante igual a 10 mGal (Figura 3.15). O perfil resultante da subtração foi submetido ao método inverso e a convergência se deu na 16ª iteração. O corpo recuperado é superestimado, ou seja, o efeito provocado pela soma desse valor ao campo anômalo é semelhante ao acréscimo de um *slab* horizontal ao corpo sintético que produziu a anomalia. O acréscimo desse *slab* justifica o aumento do volume do corpo recuperado pelo modelo inverso em relação ao original.

O problema do nível de base aqui analisado influencia na recuperação do corpo procurado devido à ambigüidade do método gravimétrico. Essa influência é semelhante à soma ou subtração de um *slab* horizontal ao corpo recuperado pelo modelo que tem seu volume aumentado ou diminuído de forma a justificar o contraste de densidade fixado.

3.4.3 Teste 4c - influência da contaminação dos dados por ruído aleatório

A presença de ruído nos dados gravimétricos medidos em campo provoca alterações na geometria da fonte recuperada pelo modelo inverso. Assim, o objetivo deste teste centra-se na análise da estabilidade do método inverso na presença de ruído aleatório. Para isso, o perfil sintético do Teste 4a foi contaminado com ruído aditivo. Os contrastes-limites de densidade fixados para cada corpo correspondem aos valores reais utilizados no cálculo do modelo direto e o parâmetro λ utilizado foi igual a $0,1 \text{ mGal}^{-2}$.

Neste teste, a contaminação foi feita por um vetor de realizações de ruído Gaussiano

pseudo-aleatório com média nula e desvio padrão igual a 1 mGal (Figura 3.16). A convergência do algoritmo se deu na 19ª iteração. A presença de ruído Gaussiano no perfil gravimétrico reduz a precisão do método na recuperação dos limites da fonte mas não diminui a sua estabilidade já que o corpo recuperado tem um formato bastante próximo do real. O aumento do parâmetro λ permite que haja um desajuste aceitável entre as curvas sintética e a calculada pelo método inverso, produzindo um ajuste mais suave e computando um vetor de resíduos não nulos: situação compatível com a presença de ruído aleatório nos dados.

3.5 TESTE 5 - CORPOS NÃO HOMOGÊNEOS QUE COMPORTAM VARIAÇÃO DE DENSIDADE COM A PROFUNDIDADE

No Teste 4 foi introduzida a possibilidade de haver **variação lateral** de densidade e avaliada a resposta do método nessa situação. O Teste 5 tem por objetivo avaliar a resposta do método na reconstituição de corpos que comportem **variação de densidade com a profundidade**. Para esta análise, foram formulados os Testes 5a e 5b; o primeiro investiga situações em que essa não homogeneidade seja desconhecida, e o segundo, a influência de incertezas na inclinação do eixo de concentração de massa. Em ambos os testes foram considerados dois corpos disjuntos com uma razão, do comprimento em relação à espessura inferior a 2 : 1, que são constituídos por três camadas horizontais de espessuras e densidades variáveis (Figura 3.1); os topos desses corpos estão situados a uma mesma profundidade de 4 km. A camada mais superficial do corpo 1 (posicionado em $x = 58$ km) apresenta um contraste de densidade em relação ao meio encaixante igual a $-0,4 \text{ g.cm}^{-3}$, a intermediária de $-0,35 \text{ g.cm}^{-3}$, e, o contraste da mais inferior é de $-0,2 \text{ g.cm}^{-3}$. O corpo 2 (posicionado em $x = 100$ km) possui as duas camadas mais superficiais idênticas às do corpo 1, somente diferindo a espessura da terceira, sendo que o contraste de densidade de $-0,2 \text{ g.cm}^{-3}$ é mantido.

3.5.1 Teste 5a - não homogeneidade desconhecida

O objetivo deste teste é analisar a resposta do método inverso quando fontes que comportem variação de densidade com a profundidade são aproximadas por corpos homogêneos. Para este estudo foram formulados os Testes 5a₁ e 5a₂.

No Teste 5a₁ supomos um contraste-limite de densidade uniforme igual a $-0,4 \text{ g.cm}^{-3}$. Os corpos recuperados são mostrados na Figura 3.17, a qual evidencia uma subestimativa dos volumes das fontes recuperadas em relação às reais. O contraste de densidade utilizado no modelo inverso é igual ao da camada mais superficial, que é maior, em valor absoluto, que

os contrastes das demais camadas, o que produz uma redução do volume recuperado para que a massa anômala seja conservada.

Para o Modelo 5a₂, o contraste-limite de densidade fixado corresponde à média dos contrastes reais da fonte, ou seja, $-0,32 \text{ g.cm}^{-3}$; o parâmetro de amortecimento λ teve seu valor fixado em $0,001 \text{ mGal}^{-2}$. Os corpos recuperados pelo método inverso são apresentados na Figura 3.18 e há uma superestimativa do volume da fonte justificada pelo baixo valor do contraste-limite de densidade.

3.5.2 Teste 5b - incertezas na inclinação do eixo

O objetivo deste teste é comparar os resultados obtidos pelo método inverso na recuperação de corpos que comportam variação de densidade com a profundidade (Figura 3.1) utilizando-se primeiramente um eixo horizontal (Teste 5b₁) e depois dois eixos verticais (Teste 5b₂).

A malha discretizada foi dividida em setores horizontais comportando diferentes contrastes-limites de densidade. O primeiro setor situa-se entre 4 e 9 km de profundidade e possui um contraste-limite igual a $-0,4 \text{ g.cm}^{-3}$, o segundo setor está compreendido entre as profundidades de 9 e 12 km e comporta um contraste de $-0,35 \text{ g.cm}^{-3}$, e, o terceiro, entre 12 e 20 km de profundidade, tem um contraste de densidade de $-0,2 \text{ g.cm}^{-3}$.

No Teste 5b₁ foi utilizado um eixo horizontal a 8 km de profundidade para a concentração da massa (Figura 3.19). Esta posição do eixo mostrou-se bastante eficiente na recuperação das bases dos corpos procurados mas a reconstituição dos limites laterais da fonte foi um pouco prejudicada pelo próprio formato retangular das células.

Para o Teste 5b₂ dois eixos verticais de concentração de massa passando pela porção mediana dos corpos foram postulados (Figura 3.20). O método convergiu na 15ª iteração e os corpos reconstituídos não apresentam suas bases bem delineadas sendo que os limites laterais recuperados são mais razoáveis quando comparados com os do Teste 5b₁.

A utilização de um eixo horizontal de concentração de massa conduz a resultados mais satisfatórios que o uso de dois eixos verticais em modelos de corpos que comportam variação de densidade com a profundidade; esses resultados são vinculados a um conhecimento prévio confiável da distribuição de densidade ao longo da fonte. Mesmo em se tratando de corpos com variação de densidade com a profundidade, a proposição de um eixo horizontal permite uma melhor resposta para o método frente a uma menor demanda de informação *a priori*; a proposição de eixos verticais somente produzem resultados eficientes frente ao conhecimento

prévio da profundidade na qual situa-se o topo e a base das fontes.

3.6 TESTE 6 - CORPOS HOMOGÊNEOS DISJUNTOS

No Teste 3b foi avaliado o desempenho do método inverso associando-se o tamanho da janela de dados à extensão horizontal da fonte anômala necessariamente contínua (Figura 3.1). O presente teste, por sua vez, foi proposto para se verificar a influência da interferência de corpos dispostos lateralmente a um corpo central que está sendo investigado pelo método inverso. A influência de corpos interferentes é analisada nos Testes 6a₁ e 6a₂ usando uma janela de dados menor que a extensão horizontal da fonte causadora e também menor que a malha discretizada.

Para o cálculo do modelo direto foram utilizados três corpos disjuntos (Figura 3.1). Dois destes corpos têm a base plana e possuem um contraste de densidade em relação ao meio encaixante igual a $-0,41 \text{ g.cm}^{-3}$; o terceiro corpo, situado entre os dois descritos anteriormente, tem a base irregular e possui um contraste de $-0,39 \text{ g.cm}^{-3}$. Na Figura 3.21 tem-se representado o perfil gravimétrico produzido por estes corpos disjuntos e sua localização em subsuperfície.

O perfil gravimétrico da Figura 3.21 foi seccionado lateralmente de forma que restasse apenas uma janela central justificada pelo corpo principal com contraste de densidade igual a $-0,39 \text{ g.cm}^{-3}$. Objetivando-se melhorar a atuação do método na recuperação de corpos com interferência lateral, a malha discretizada foi estendida em 100 km além da área pressuposta para investigação da fonte central, de forma análoga ao Teste 3b₂. Essa malha estendida foi dividida em três setores com diferentes contrastes-limites de densidade. O primeiro setor tem sua largura delimitada pelas abcissas de -50 e 20 km e possui um contraste-limite de densidade igual a $-0,41 \text{ g.cm}^{-3}$, o segundo é delimitado por 20 e 90 km e o contraste é de $-0,39 \text{ g.cm}^{-3}$, e, o terceiro, entre 90 e 150 km, tem o contraste fixo em $-0,41 \text{ g.cm}^{-3}$. O valor do parâmetro λ foi fixado em $0,001 \text{ mGal}^{-2}$.

O algoritmo convergiu na 15ª iteração e a forma do corpo recuperado é bastante satisfatória quando comparada com a fonte real (Figura 3.22). As células situadas na região estendida da malha que também atingem o valor contraste-limite de densidade são necessárias para concentrar possíveis deficiências de massa que possibilitem o ajuste do modelo. Neste teste, a recuperação do corpo é bastante satisfatória porque a janela de dados utilizada contém a anomalia gravimétrica produzida pelo corpo isolado juntamente com os dois pontos de inflexão da curva.

O Teste 6a₂ aborda uma situação em que a janela de dados utilizada não tem um tamanho

suficiente para que a fonte seja reconstituída; nesses casos, o método inverso produz corpos que justificam o perfil gravimétrico mas que não necessariamente concórdam com a forma da fonte real (Figura 3.23). Na entanto, dentro da janela de dados disponível que contém apenas um ponto de inflexão da anomalia, a forma do corpo é razoavelmente recuperada.

Baseando-se nos resultados dos Testes 6a₁ e 6a₂ podemos concluir que o método descrito é passível de ser aplicado a perfis de grande extensão, processando-os por janelas, desde que em cada janela, a malha discretizada seja estendida além da janela de dados a fim de levar em conta as fontes interferentes.

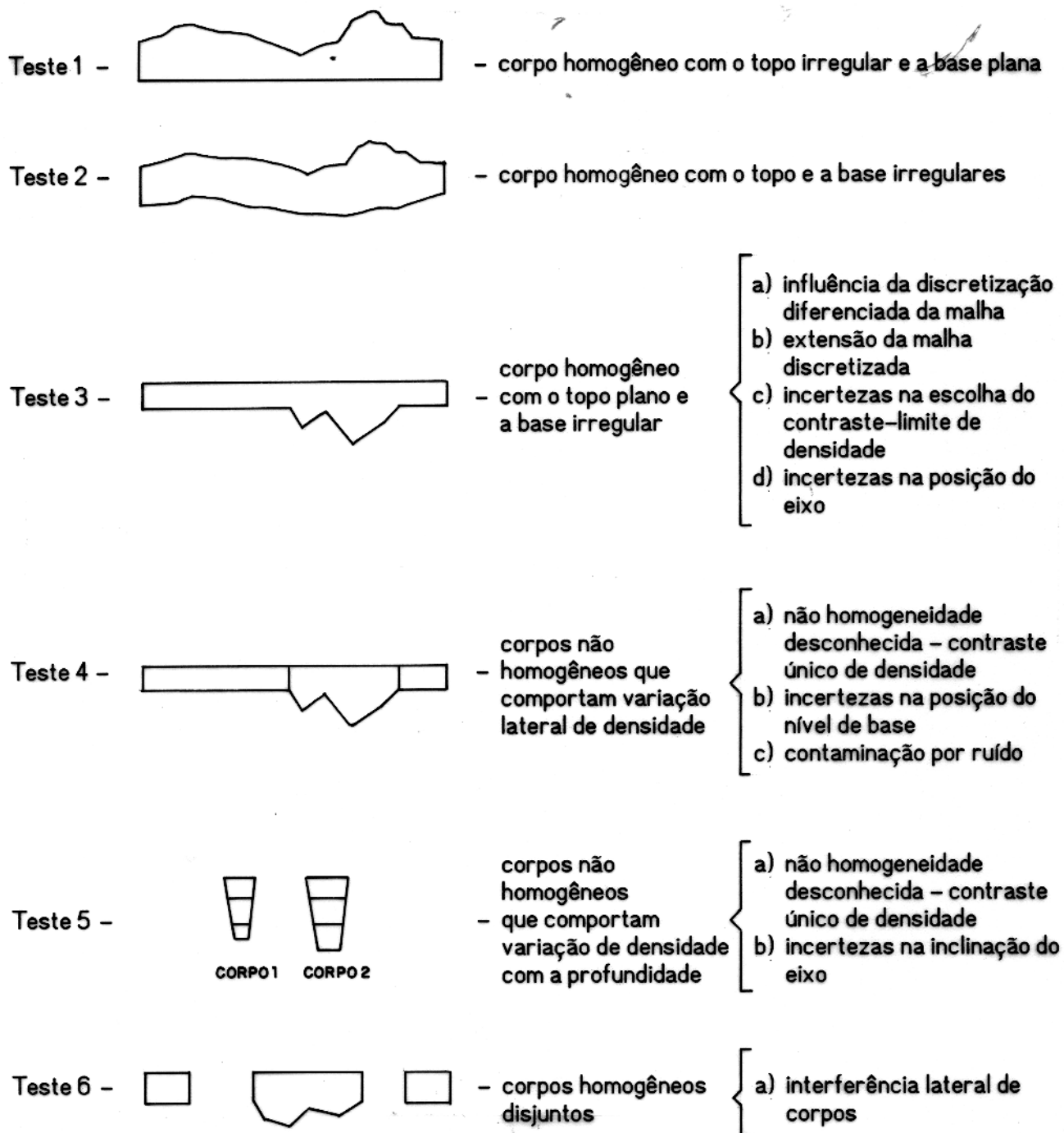


Figura 3.1 - Geometria dos corpos utilizados nos testes sintéticos e os fatores cujas influências são analisadas em cada teste.

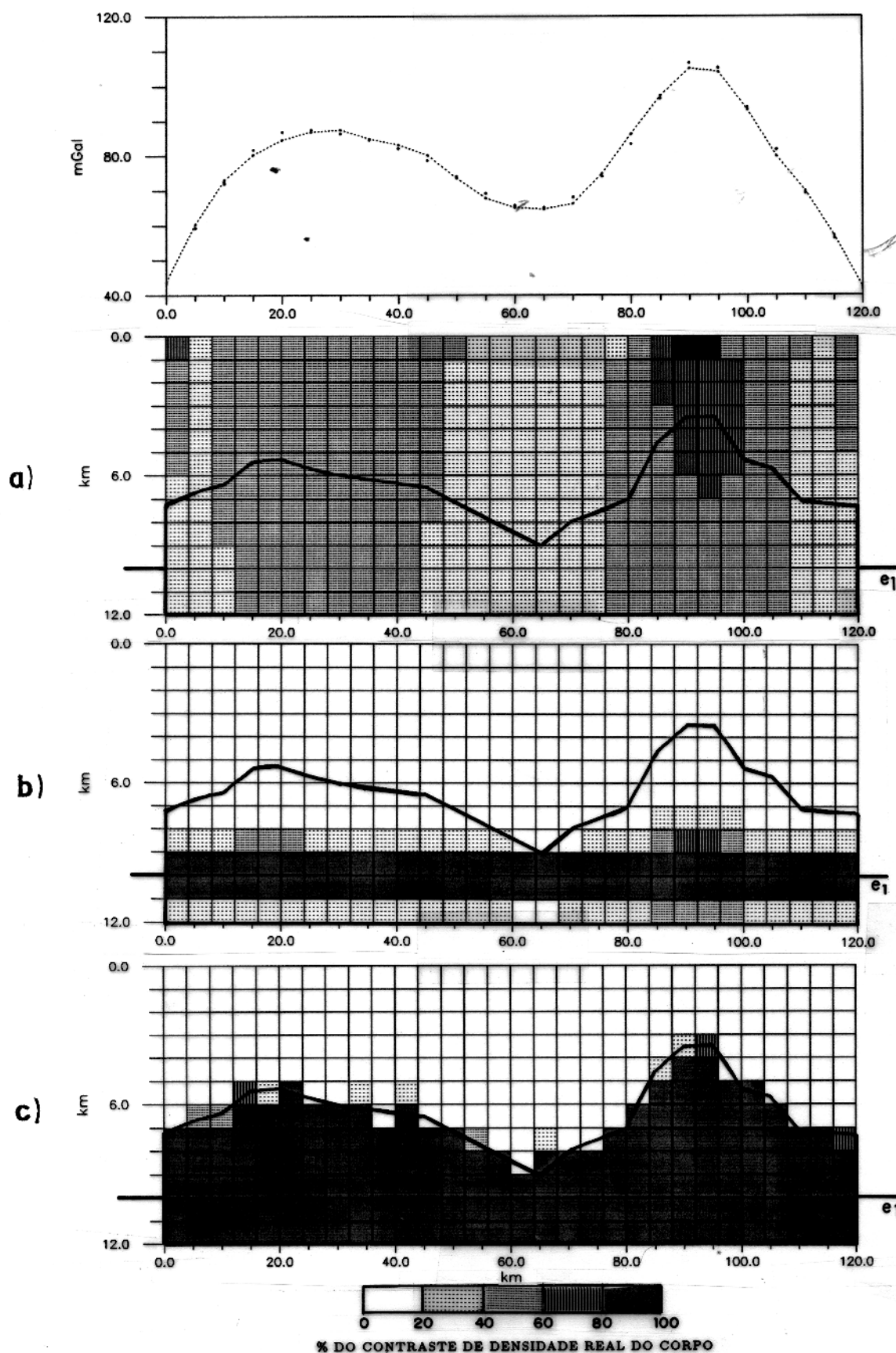


Figura 3.2 - Corpo homogêneo com o topo irregular e a base plana. O contraste-limite de densidade para cada célula é $0,4 \text{ g.cm}^{-3}$. (a) - resultado após a 1ª iteração; (b) - resultado após a 2ª iteração; (c) - resultado final após a 8ª iteração em que ocorre a convergência do algoritmo.

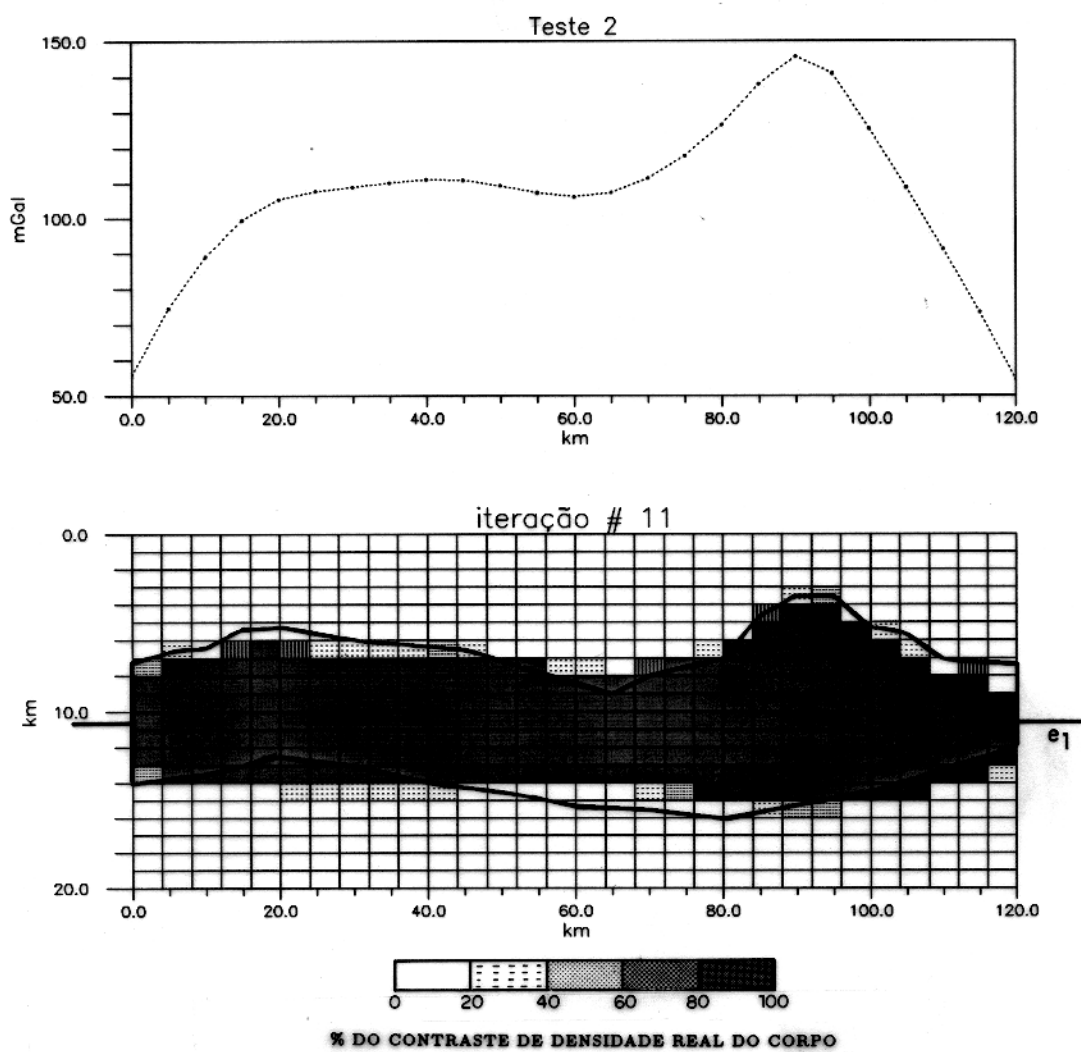


Figura 3.3 - Corpo homogêneo com topo e base irregulares; o contraste-limite de densidade para cada célula é $0,4 \text{ g.cm}^{-3}$.

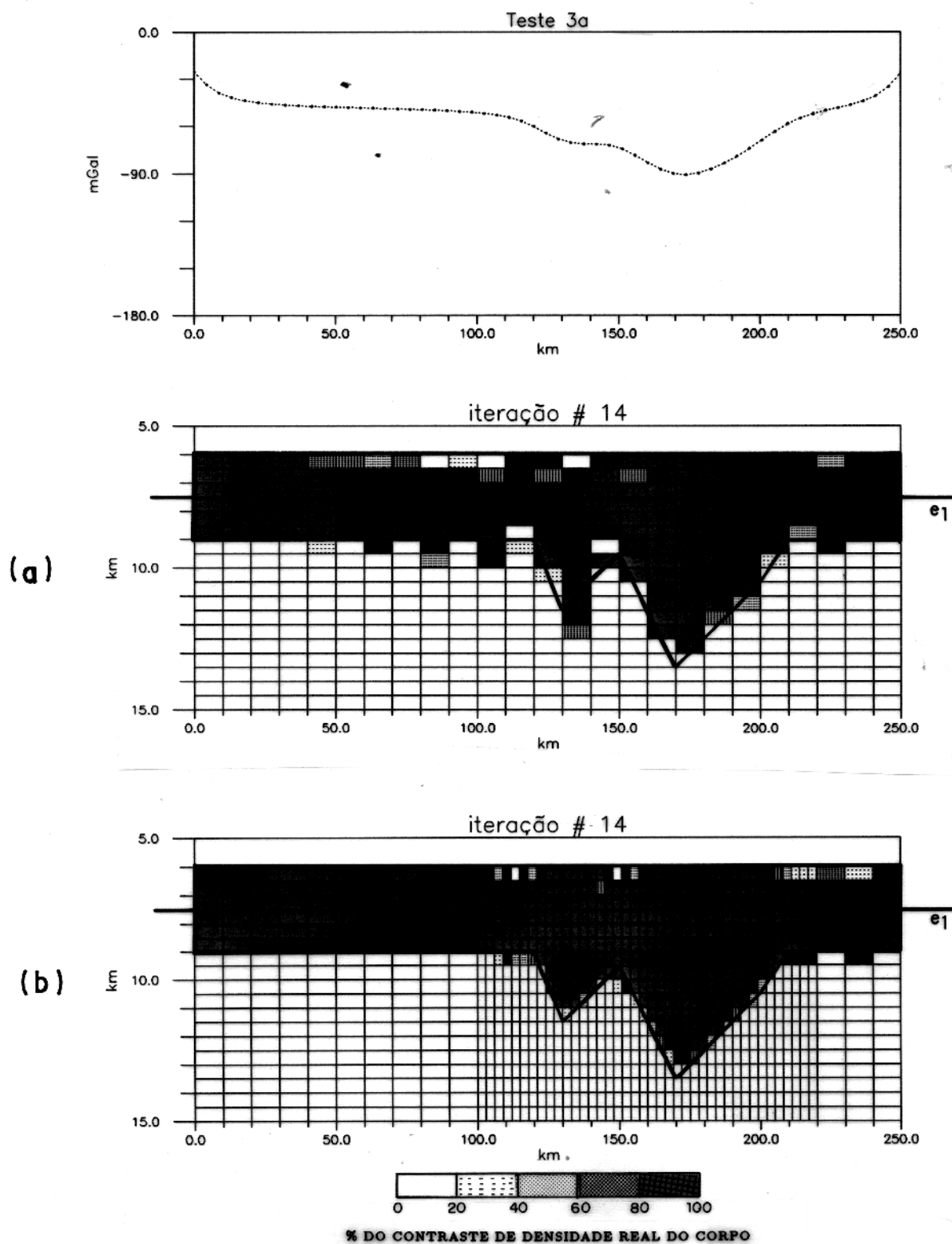


Figura 3.4 - Corpo homogêneo com a base irregular e o topo plano; o contraste-limite de densidade para cada célula é $-0,4 \text{ g.cm}^{-3}$;
 (a) - malha uniforme;
 (b) - malha com discretização mais fina entre 100 e 220 km

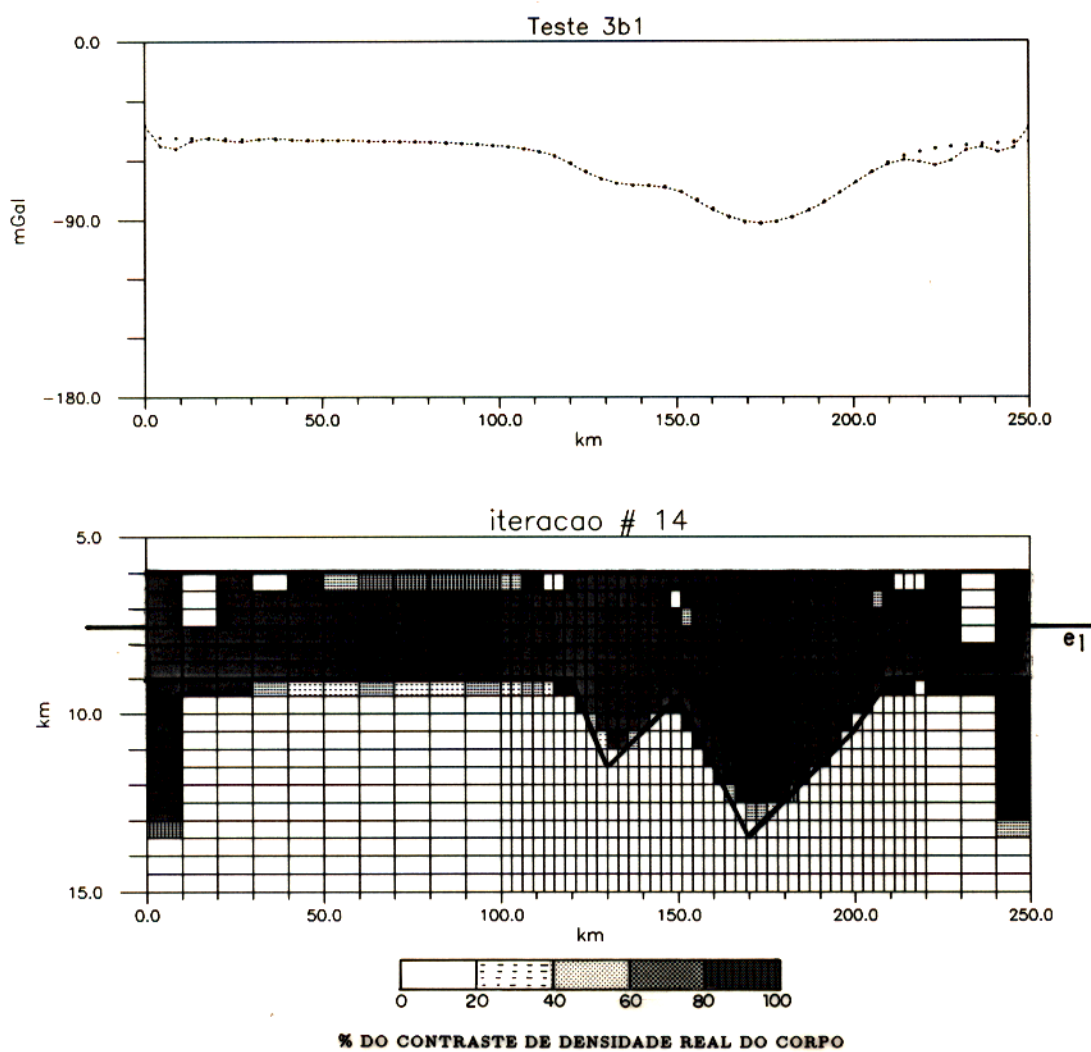


Figura 3.5 - Corpo homogêneo com o topo plano e a base irregular; o contraste-limite de densidade para cada célula é $-0,4 \text{ g.cm}^{-3}$. A malha discretizada tem o mesmo comprimento do perfil gravimétrico.

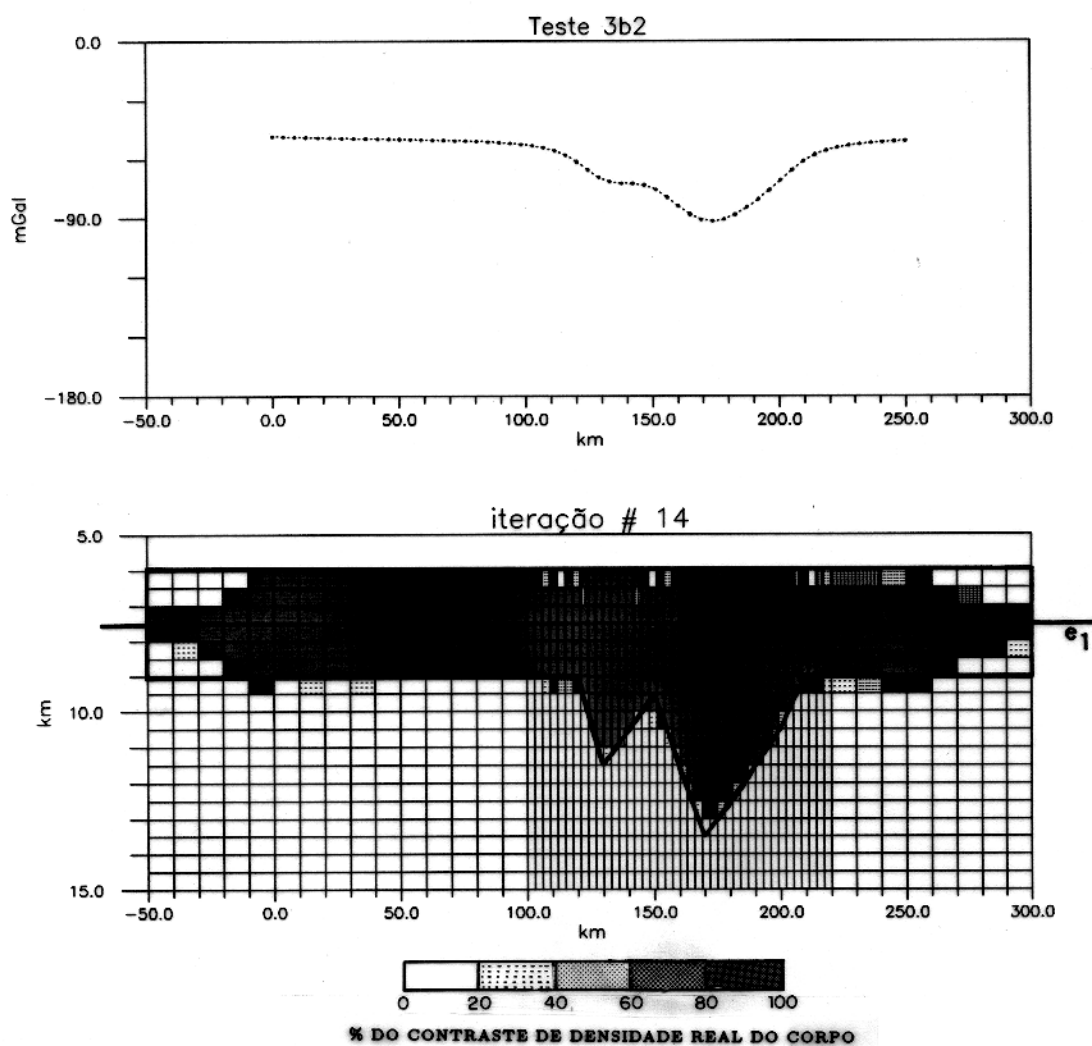


Figura 3.6 - Corpo homogêneo com o topo plano e a base irregular; o contraste-limite de densidade para cada célula é $-0,4 \text{ g.cm}^{-3}$. A malha discretizada foi estendida em 100 km além do comprimento do perfil.

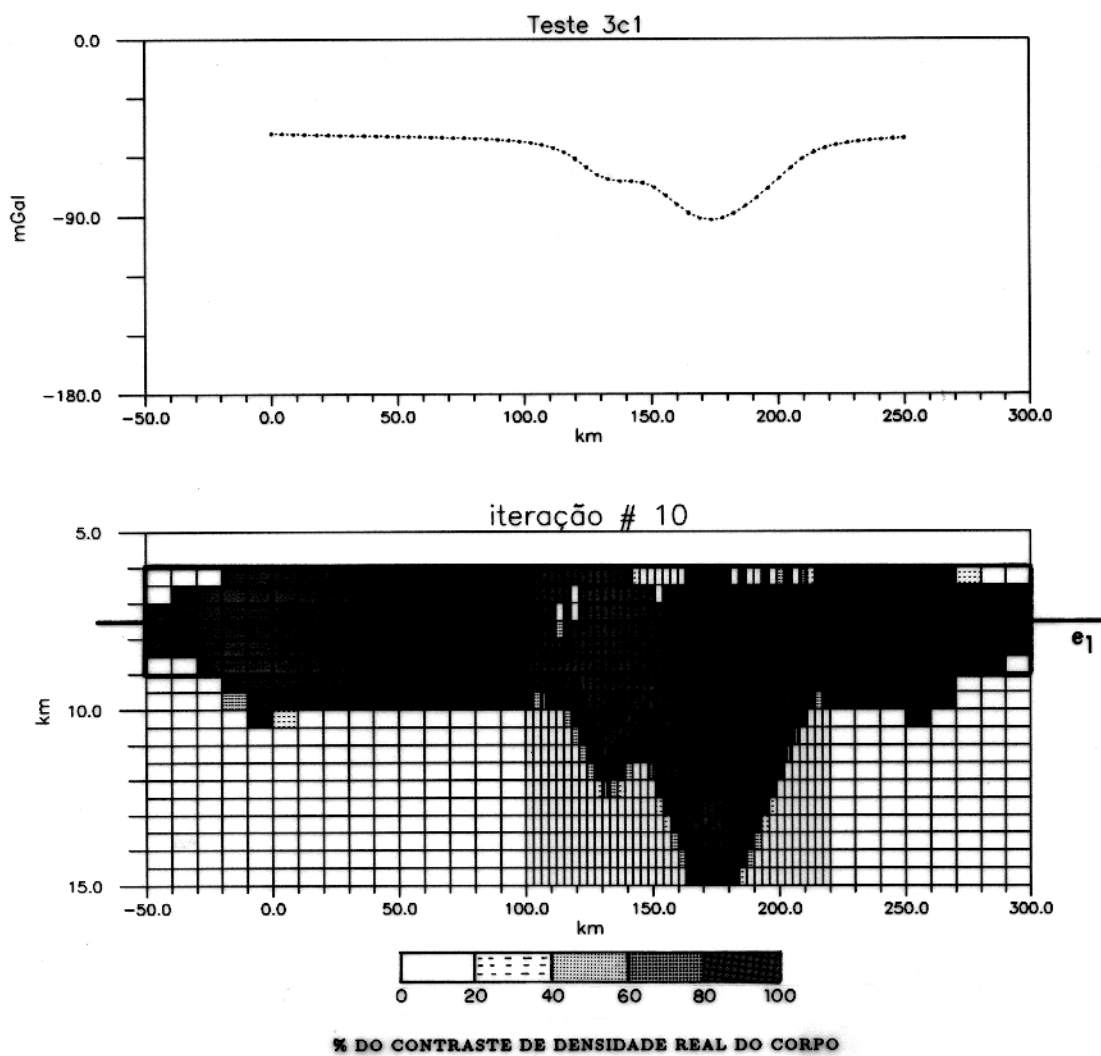


Figura 3.7 - Corpo homogêneo com contraste de densidade de $-0,4 \text{ g.cm}^{-3}$, tendo o topo plano e a base irregular; o contraste-limite de densidade para cada célula é $-0,3 \text{ g.cm}^{-3}$.

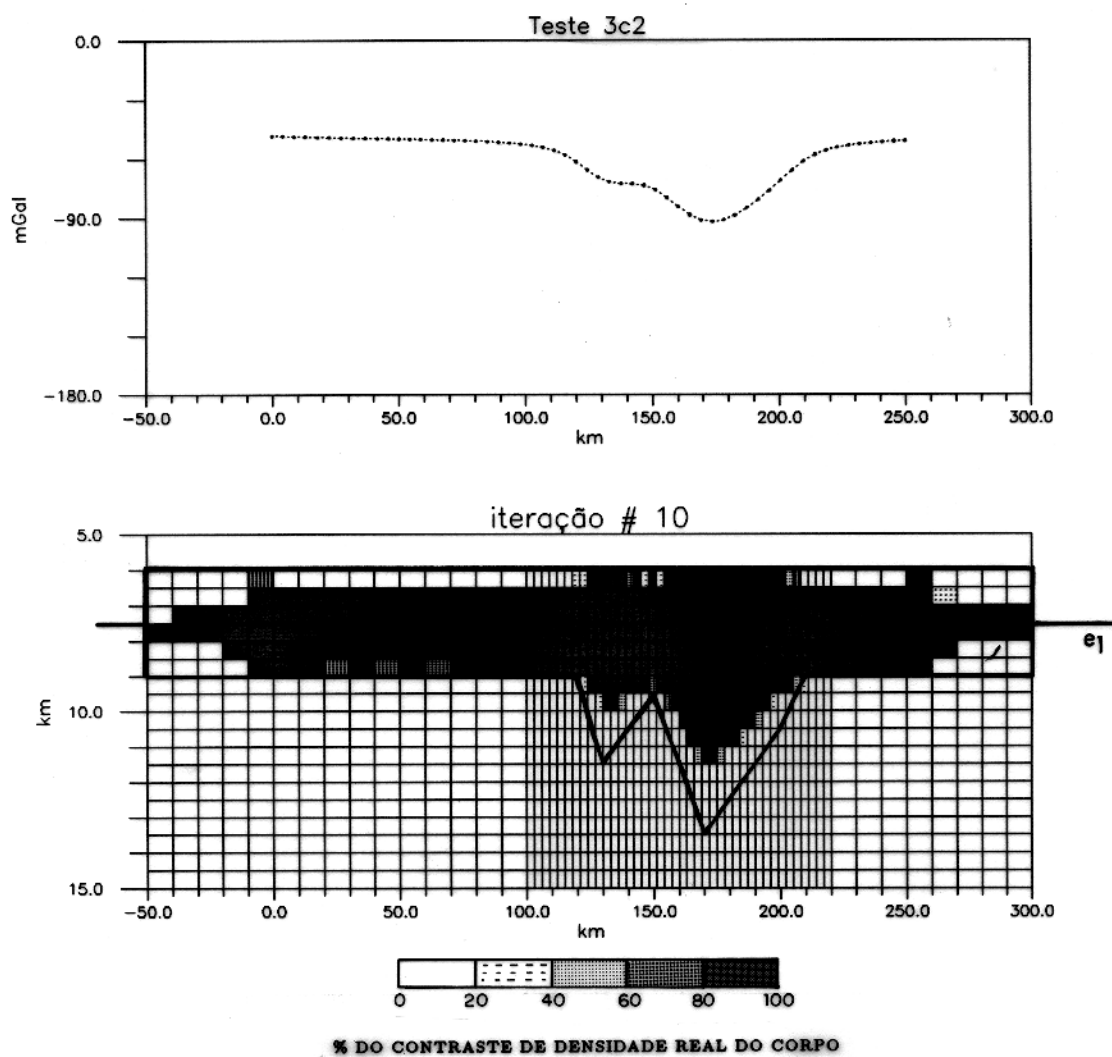


Figura 3.8 - Corpo homogêneo com contraste de densidade de $-0,4 \text{ g.cm}^{-3}$, tendo o topo plano e a base irregular; o contraste-limite de densidade para cada célula é $-0,5 \text{ g.cm}^{-3}$.

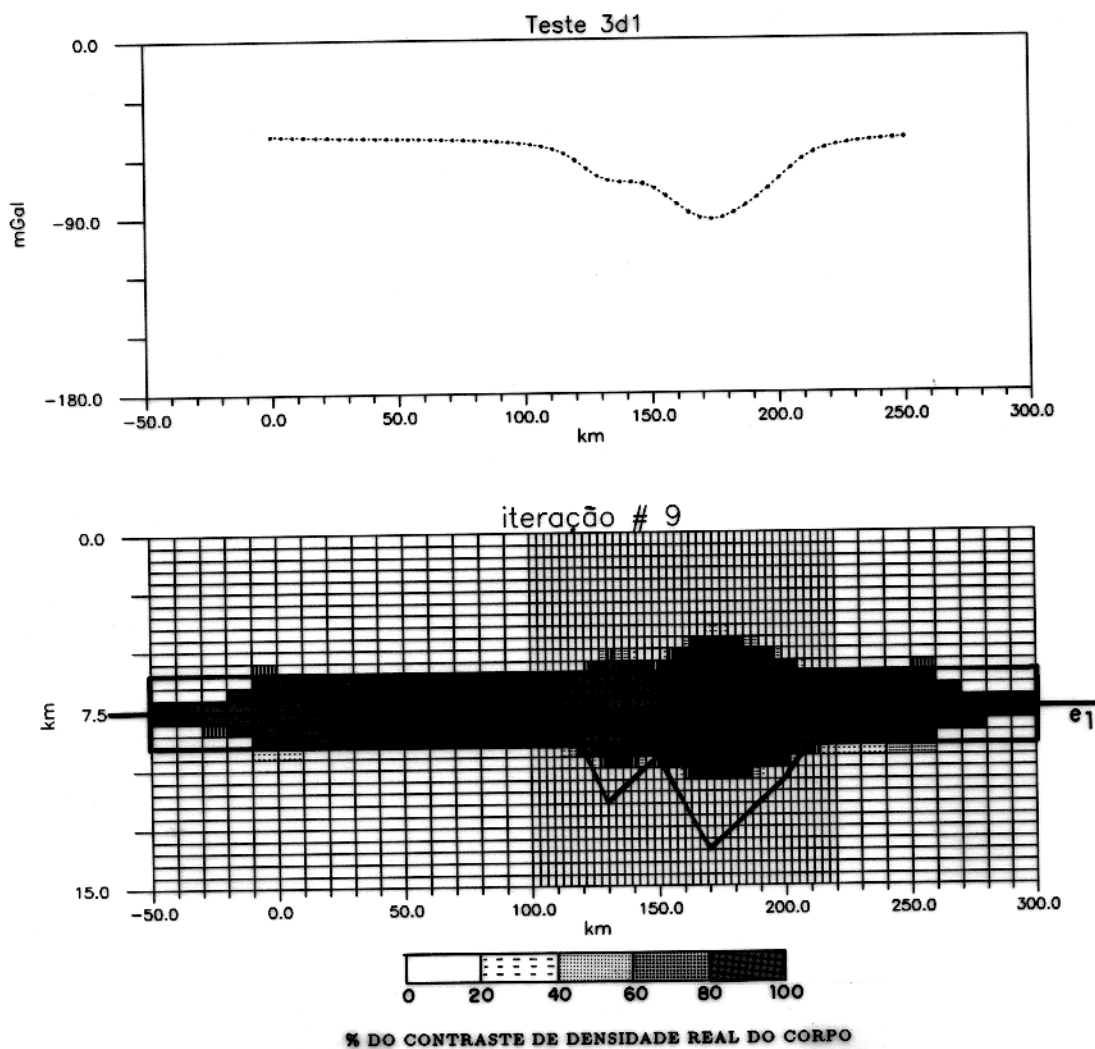


Figura 3.9 - Corpo homogêneo com o topo plano e a base irregular; o contraste-limite de densidade para cada célula é $-0,4 \text{ g.cm}^{-3}$. O eixo, e_1 situa-se a 7,6 km de profundidade e não houve a incorporação de qualquer informação prévia sobre a topografia da fonte.

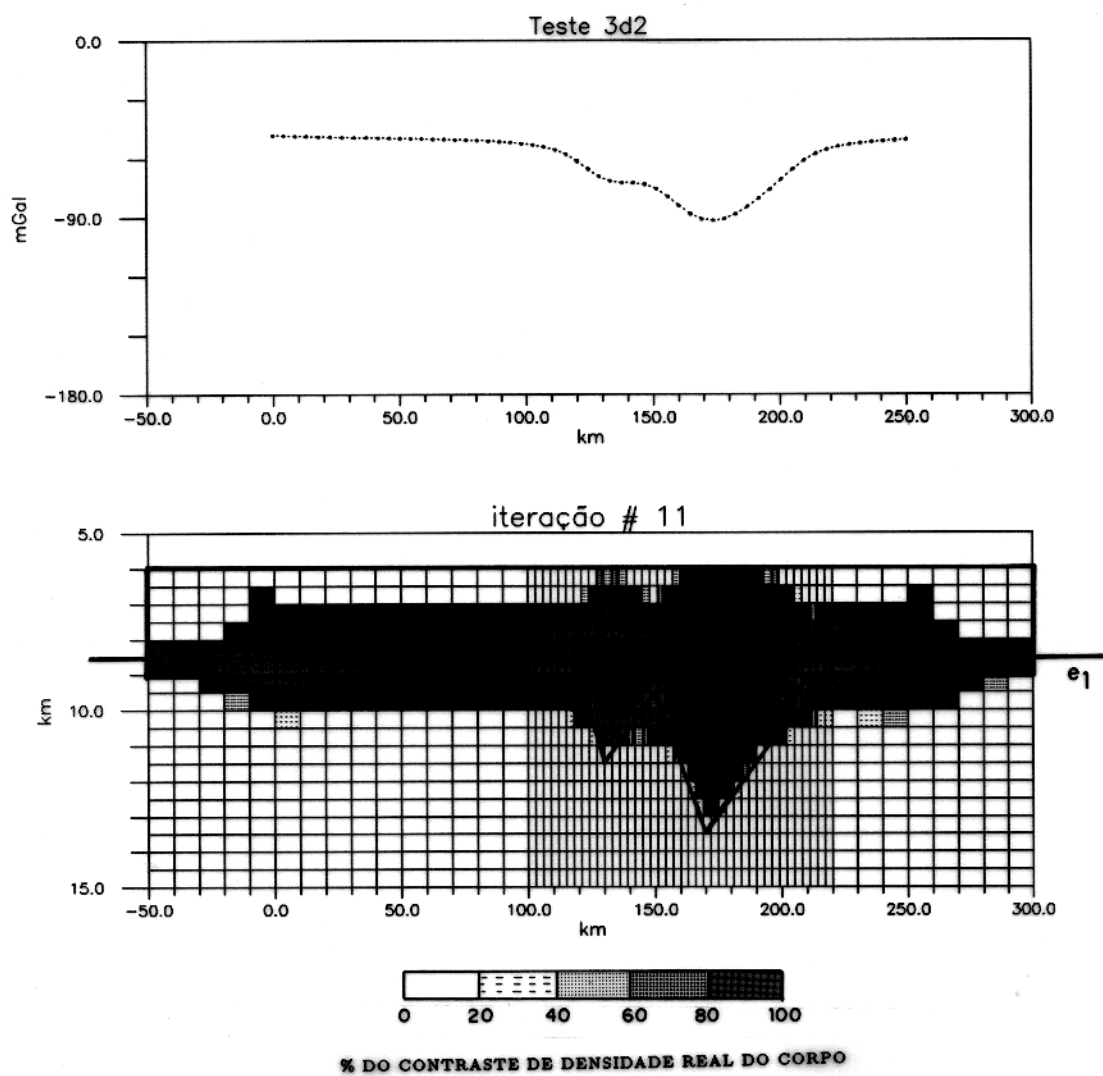


Figura 3.10 - Corpo homogêneo com o topo plano e a base irregular; o contraste-limite de densidade para cada célula é $-0,4 \text{ g.cm}^{-3}$. O eixo de concentração de massa foi posicionado a 8,6 km de profundidade o que confere uma incerteza de 13 % na sua posição. Houve a incorporação da informação de que o topo da fonte é regular.

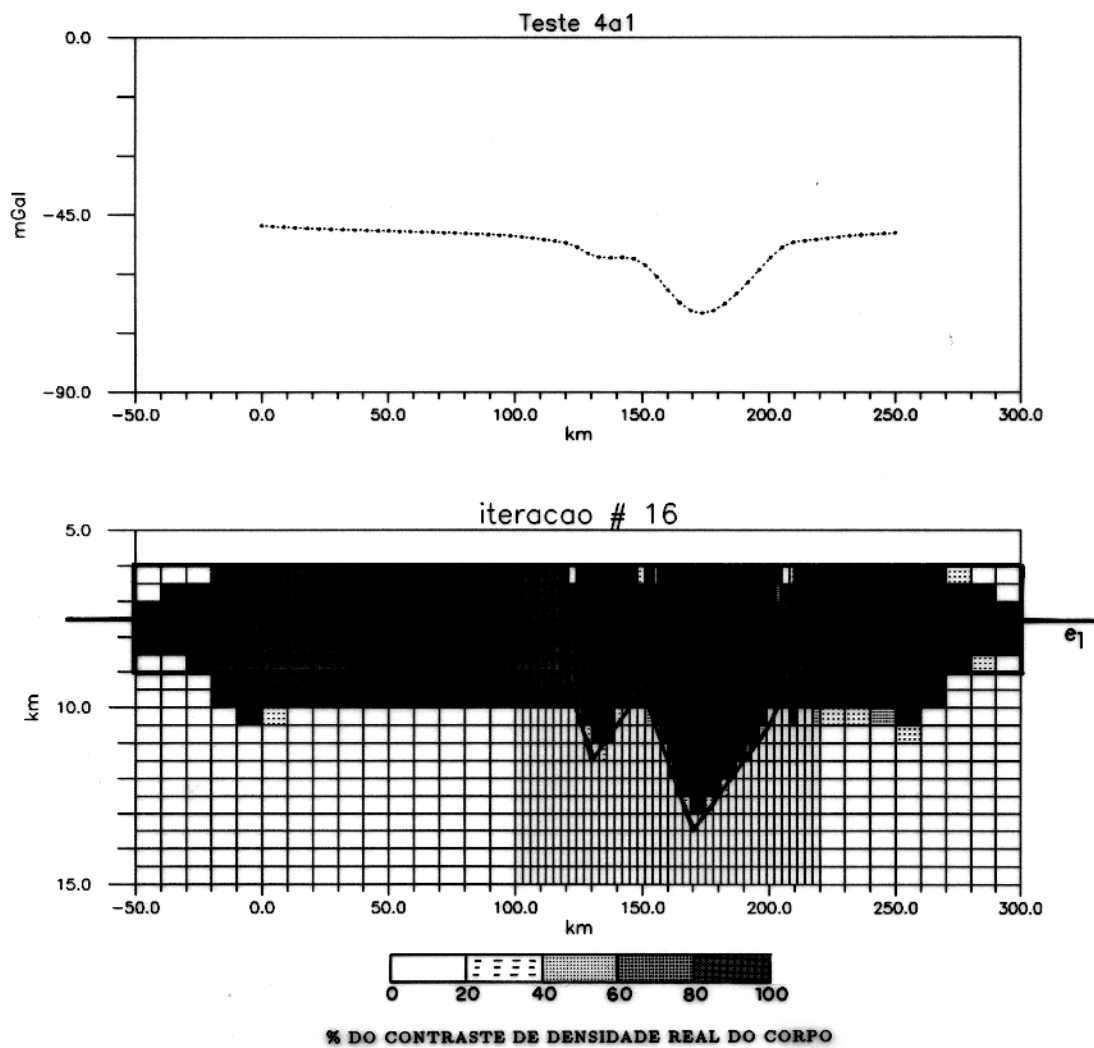


Figura 3.11 - Corpo alongado com o topo plano e a base irregular comportando variação lateral de densidade desconhecida; o contraste-limite de densidade para cada célula foi fixado em $-0,3 \text{ g.cm}^{-3}$.

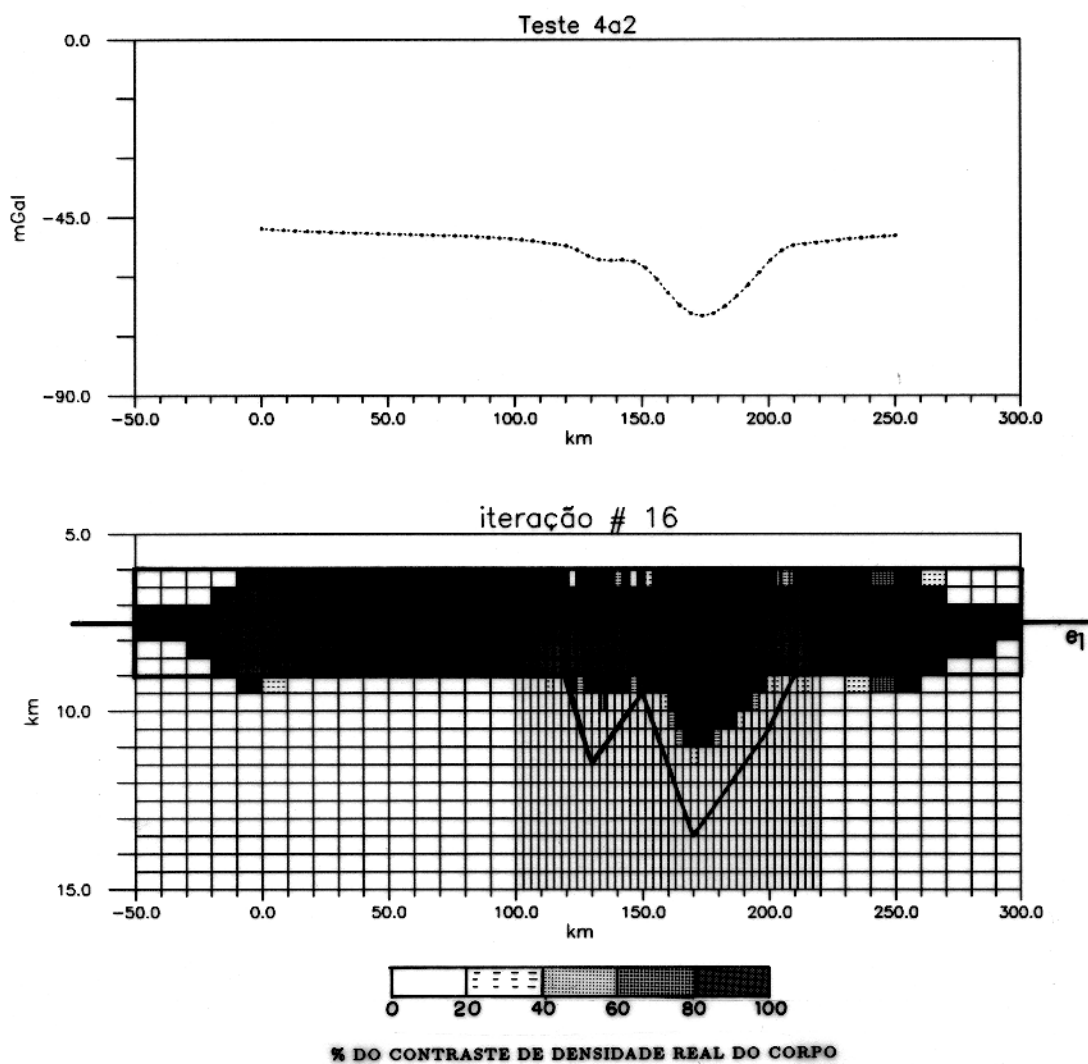


Figura 3.12 - Corpo alongado com o topo plano e a base irregular comportando variação lateral de densidade desconhecida; o contraste-limite de densidade para cada célula foi fixado em $-0,4 \text{ g.cm}^{-3}$.

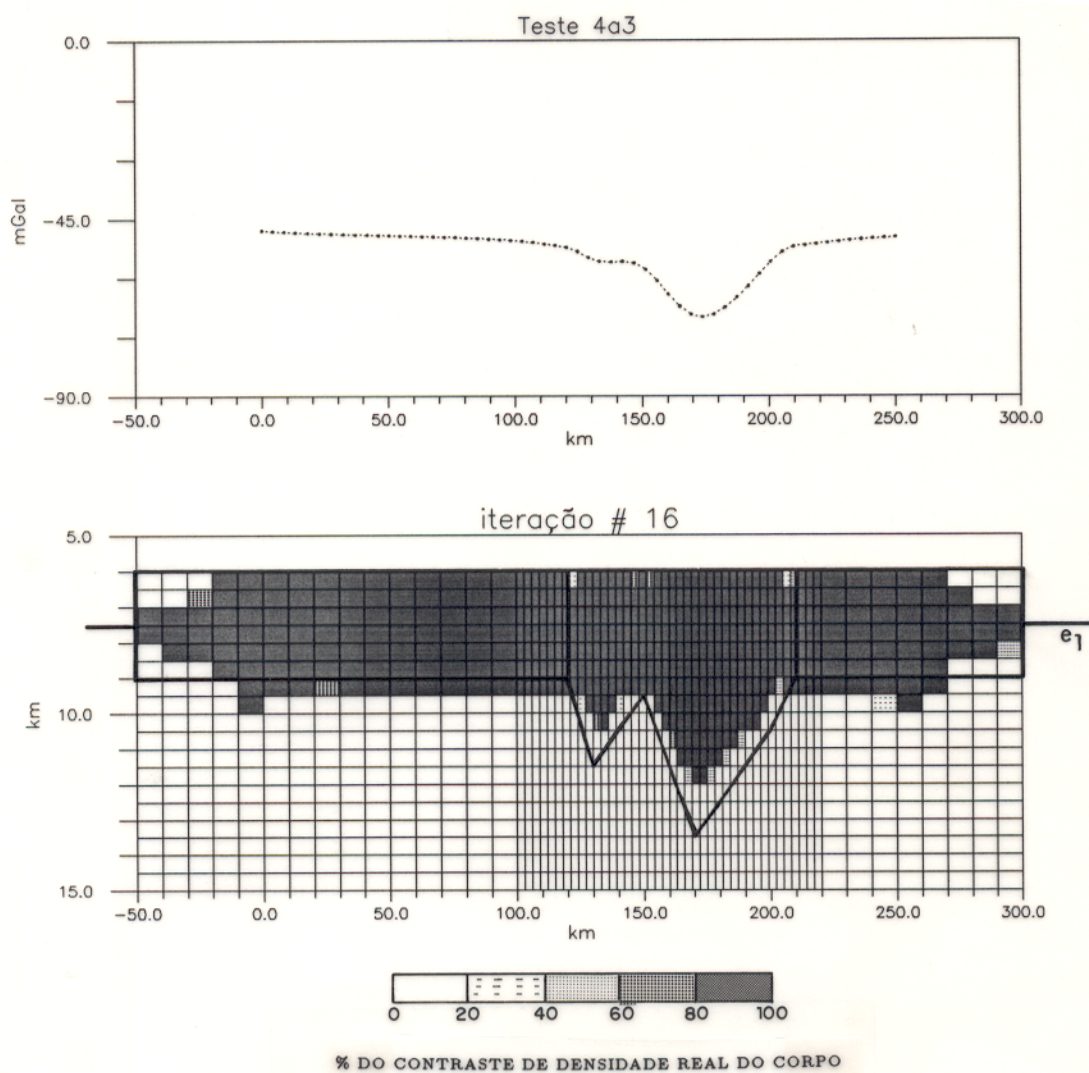


Figura 3.13 - Corpo alongado com o topo plano e a base irregular comportando variação lateral de densidade desconhecida; o contraste-limite de densidade para cada célula foi fixado em $-0,35 \text{ g.cm}^{-3}$.

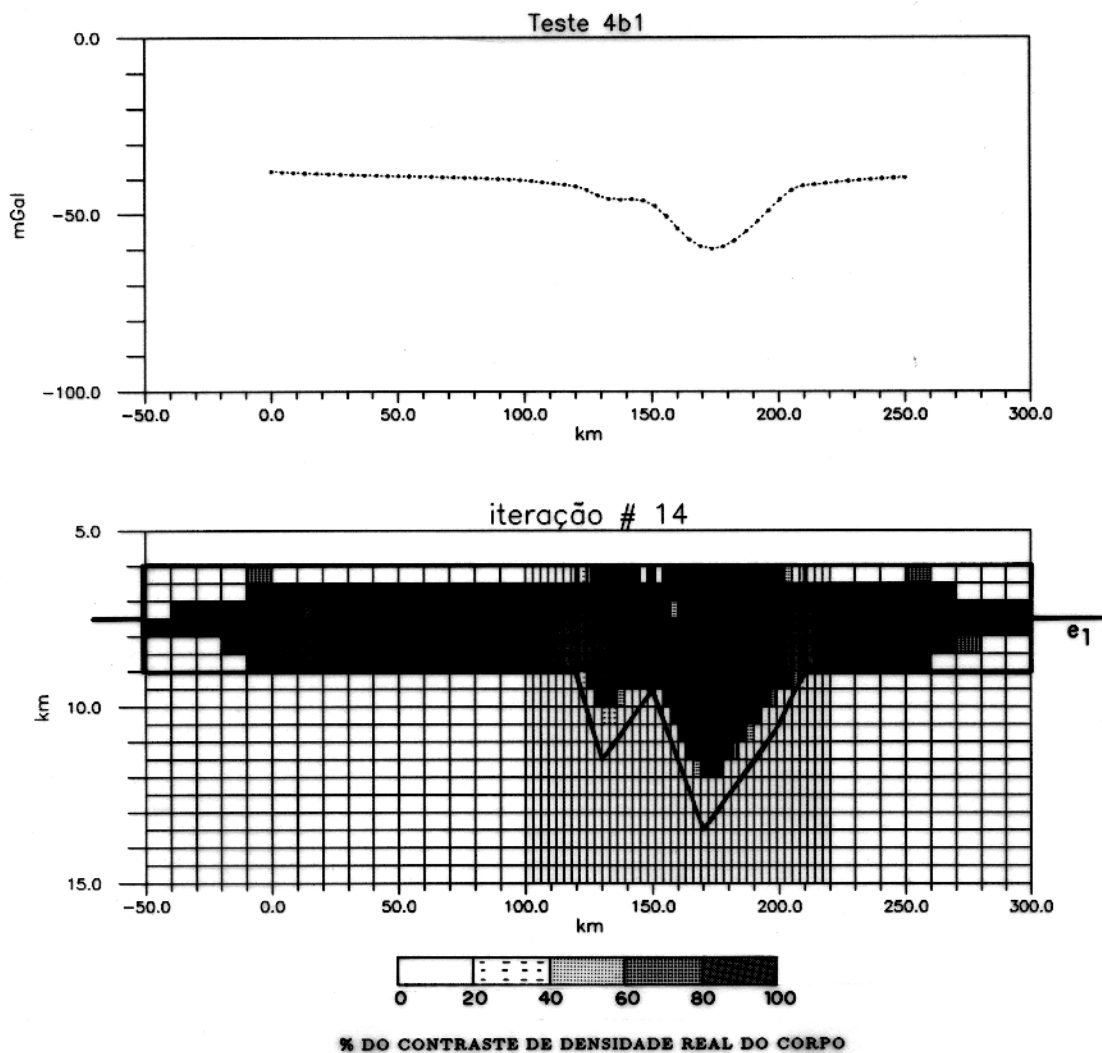


Figura 3.14 - Corpo que comporta variação lateral de densidade conhecida com o topo plano e a base irregular; a cada valor do campo anômalo foram somados 10 mGal para a verificação da influência do nível de base. O perfil gravimétrico apresentado nessa figura está acrescido de 10 mGal.

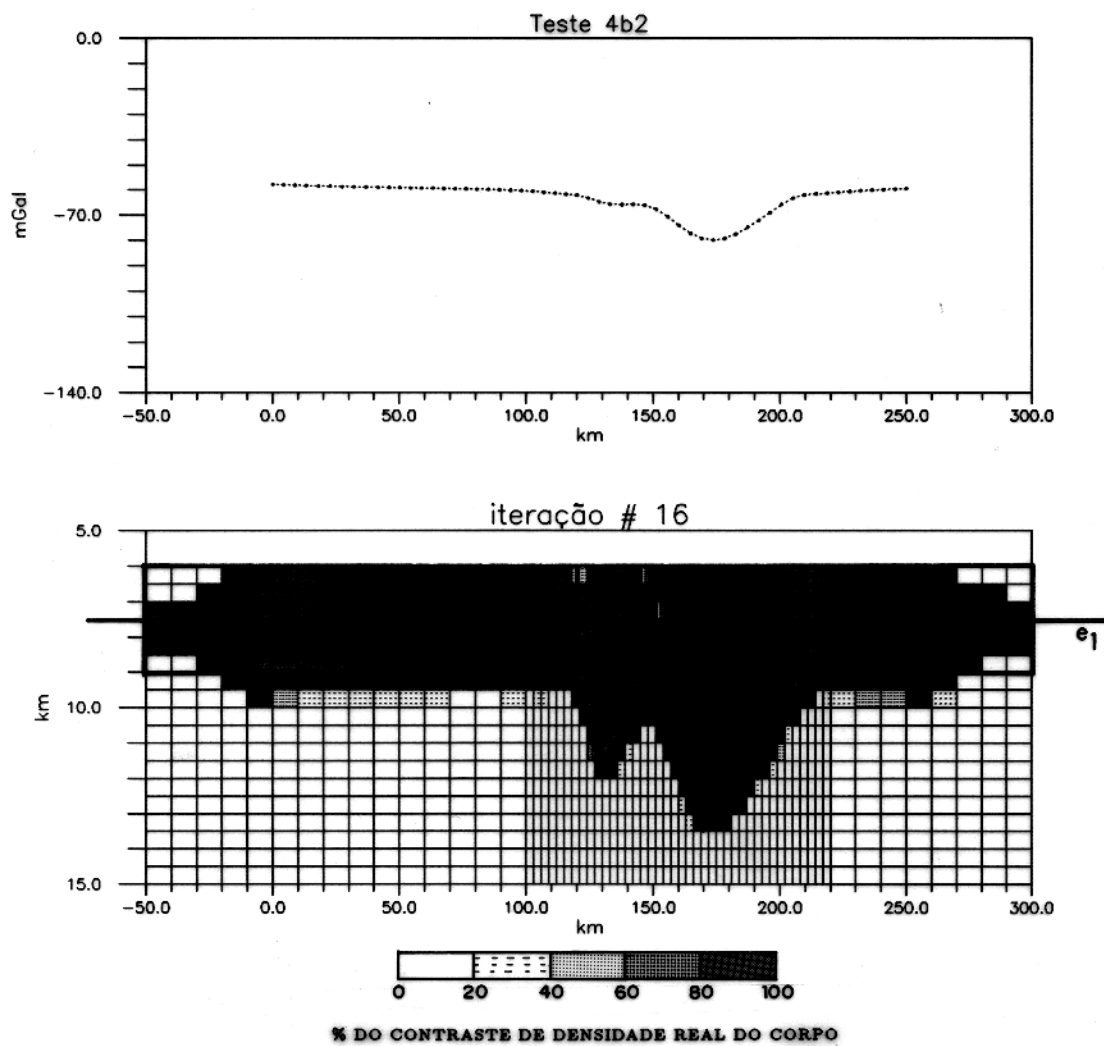


Figura 3.15 - Corpo que comporta variação lateral de densidade conhecida com o topo plano e a base irregular; a cada valor do campo anômalo foram subtraídos 10 mGal para a verificação da influência do nível de base. O perfil gravimétrico apresentado nessa figura está subtraído de 10 mGal.

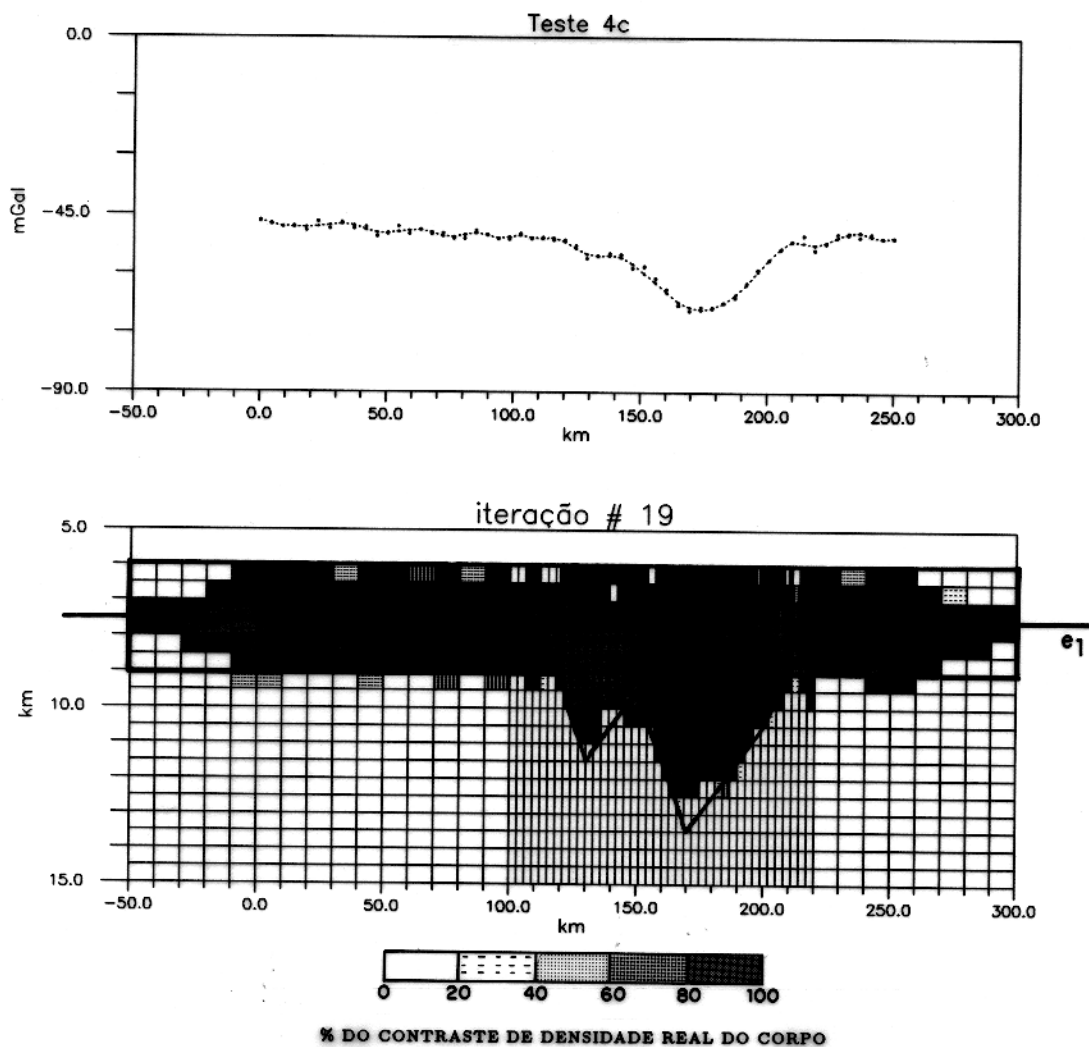


Figura 3.16 - Corpo que comporta variação lateral de densidade conhecida com o topo plano e a base irregular; o perfil gravimétrico gerado pelo modelo direto foi contaminado por ruído Gaussiano com média nula e desvio padrão igual a 1 mGal.

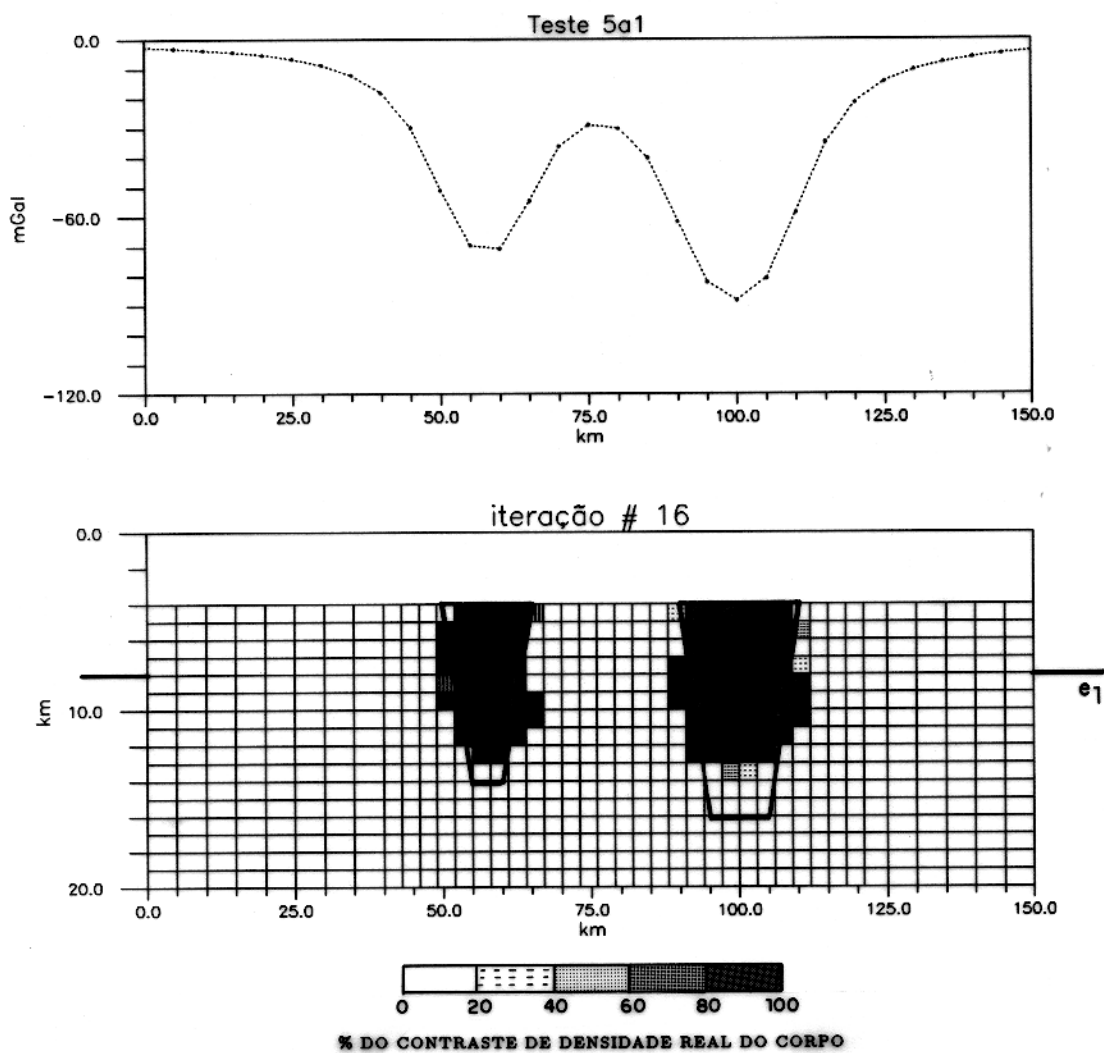


Figura 3.17 - Corpos disjuntos com variação de densidade desconhecida com a profundidade e que apresentam o topo e a base planos. O contraste-limite de densidade para cada célula foi fixado em $-0,4 \text{ g.cm}^{-3}$.

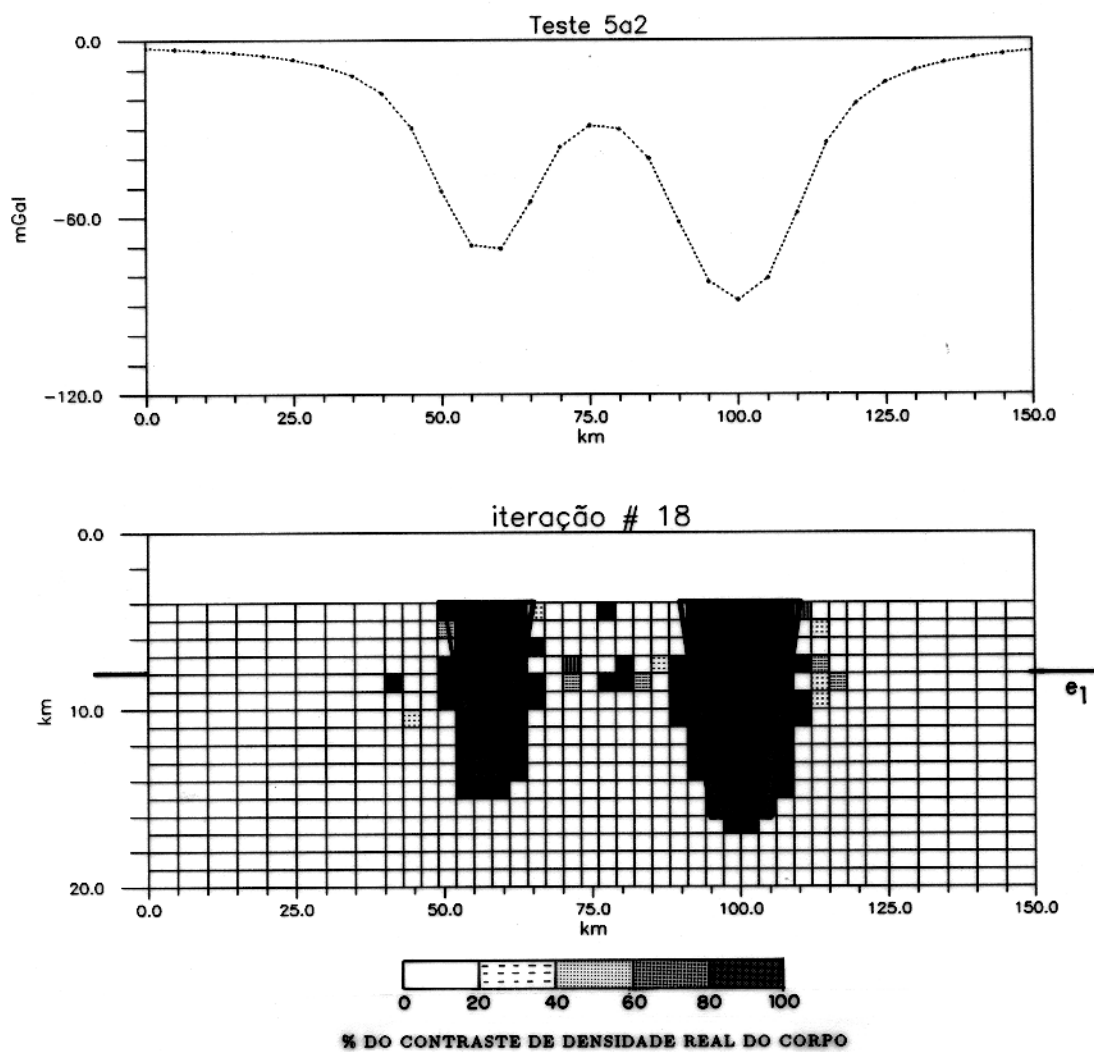


Figura 3.18 - Corpos disjuntos com variação de densidade desconhecida com a profundidade e que apresentam o topo e a base planos. O contraste-limite de densidade para cada célula foi fixado em $-0,32 \text{ g.cm}^{-3}$.

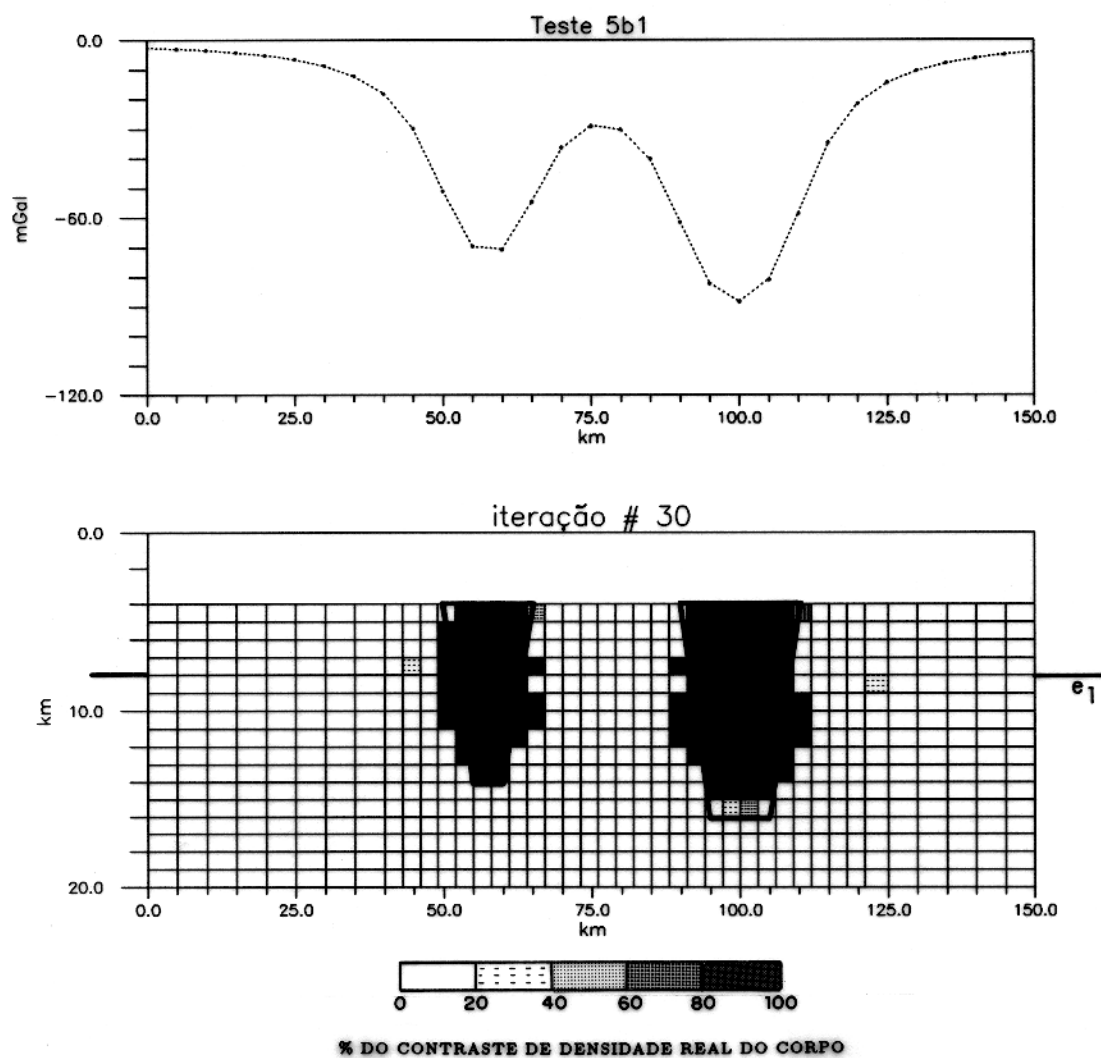


Figura 3.19 - Corpos disjuntos que comportam variação conhecida de densidade com a profundidade. Para o modelo inverso a malha discretizada foi dividida em três setores horizontais: o primeiro situado entre 4 e 9 km de profundidade possui um contraste-limite de $-0,4 \text{ g.cm}^{-3}$, o segundo tem 3 km de espessura e $-0,35 \text{ g.cm}^{-3}$ de contraste-limite, e, o terceiro com 8 km de espessura, comporta um contraste-limite igual a $-0,2 \text{ g.cm}^{-3}$

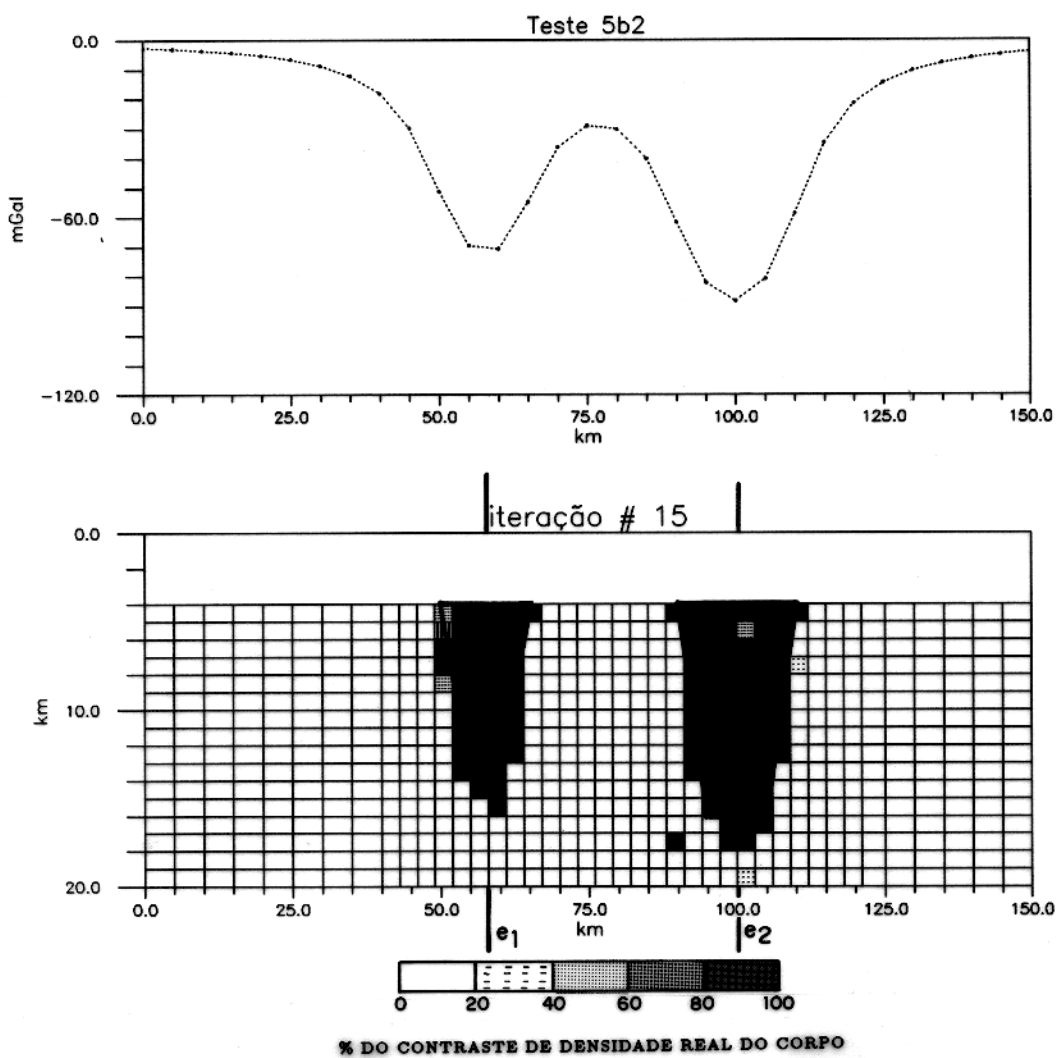


Figura 3.20 - Corpos disjuntos que comportam variação conhecida de densidade com a profundidade. Os parâmetros associados à malha são os mesmos do Teste 5b₁. Dois eixos verticais de concentração de massa foram postulados sem que houvesse a introdução de informações sobre os limites do corpo procurado.

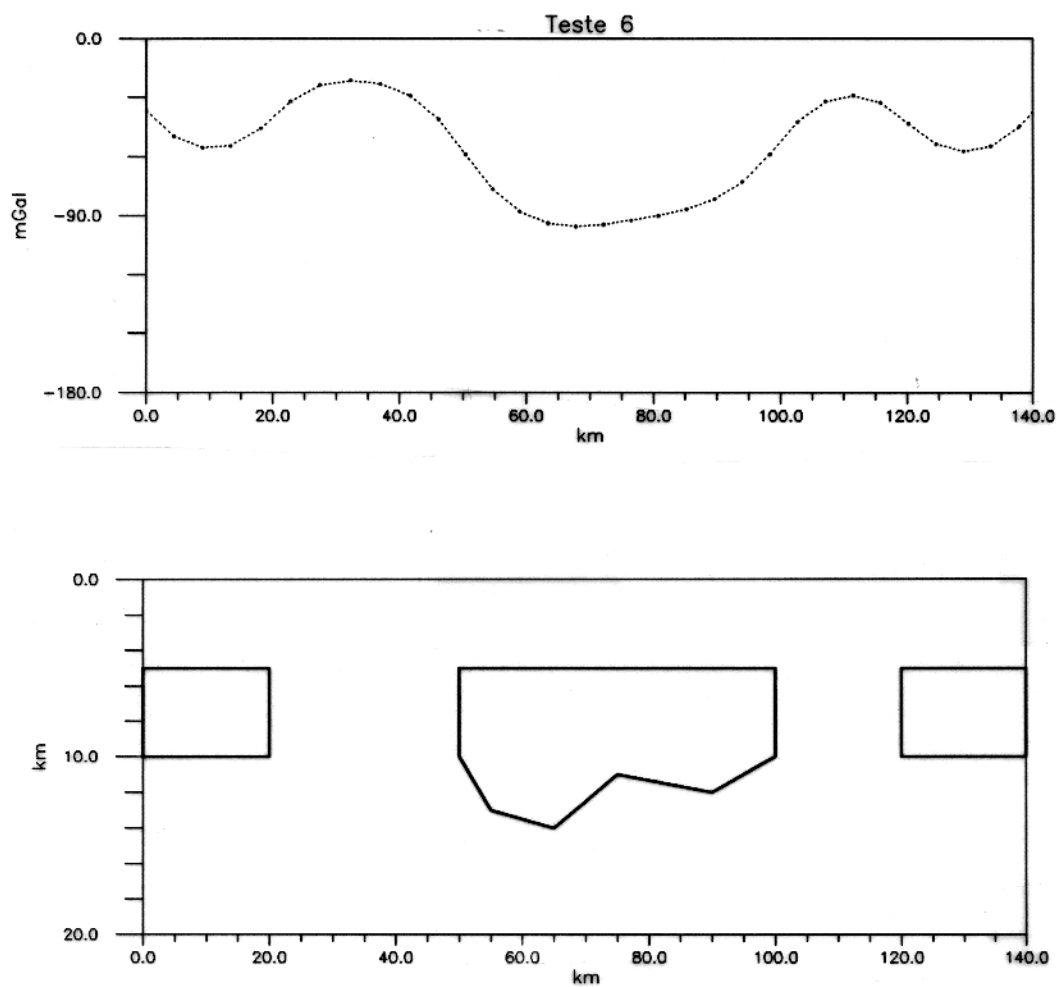


Figura 3.21 - Corpos homogêneos disjuntos juntamente com o perfil gravimétrico por eles produzidos. Os dois corpos laterais têm contrastes de densidade idênticos e iguais a $-0,41 \text{ g.cm}^{-3}$, e, o corpo central tem um contraste em relação ao meio encaixante de $-0,39 \text{ g.cm}^{-3}$.

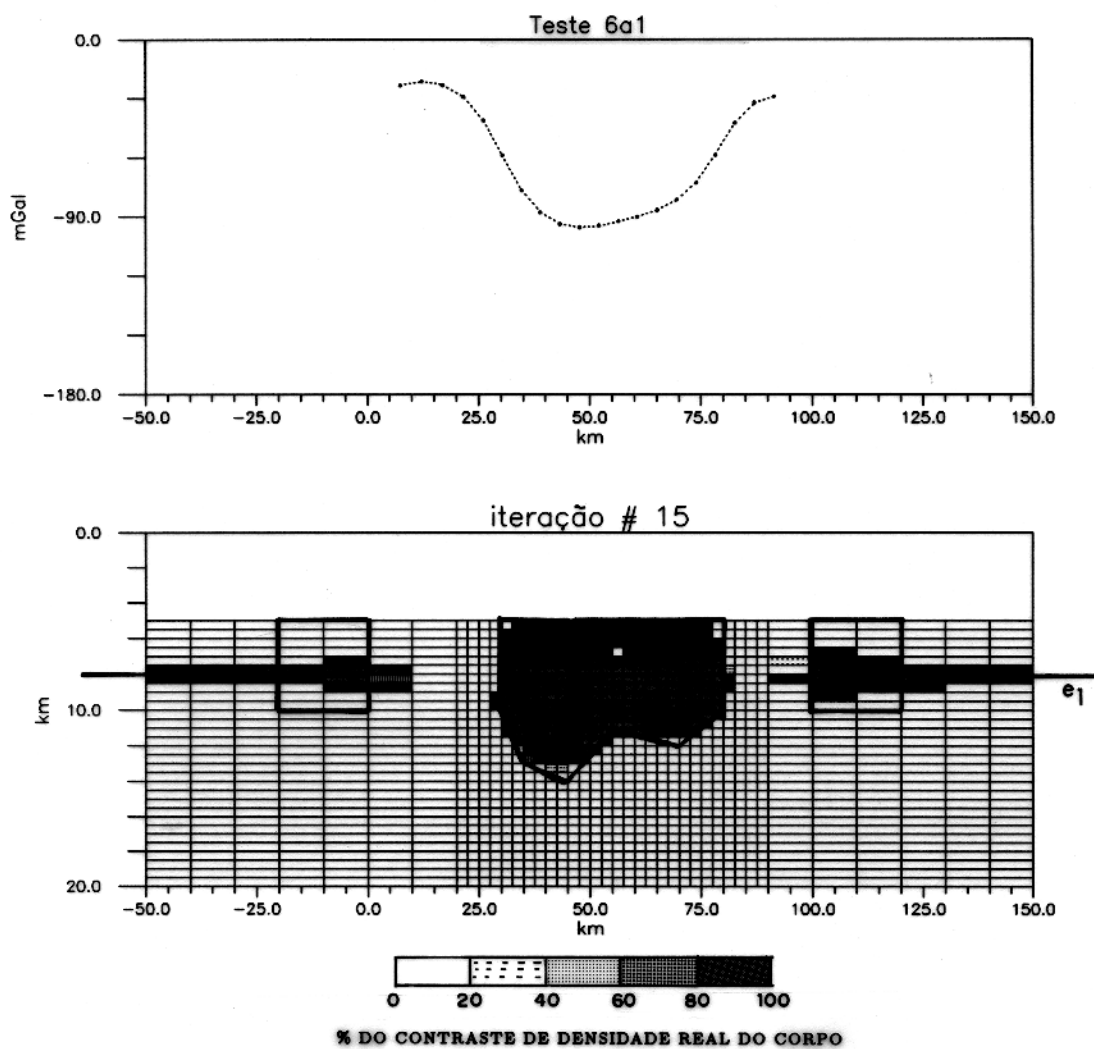


Figura 3.22 - O perfil gravimétrico do Teste 6 foi seccionado para a verificação da influência de corpos laterais na recuperação do corpo central. A malha discretizada foi dividida em três setores: o primeiro, entre -50 e 20 km, tem um contraste-limite de densidade igual a $-0,41 \text{ g.cm}^{-3}$, o segundo (entre 20 e 90 km) tem um contraste-limite de densidade de $-0,39 \text{ g.cm}^{-3}$, e o terceiro situado entre 90 e 150 km tem o contraste igual ao do primeiro setor.

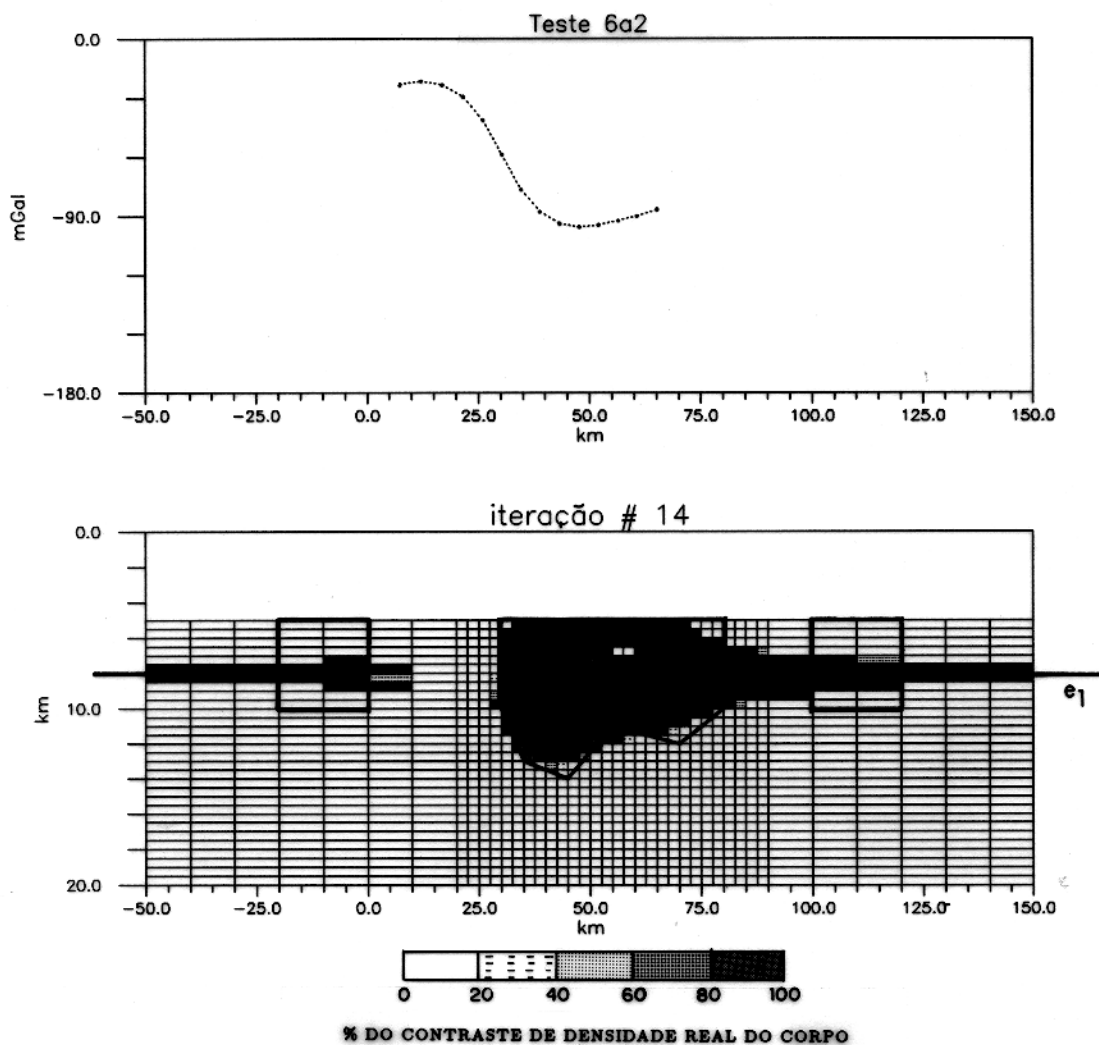


Figura 3.23 - O perfil gravimétrico do Teste 6 foi seccionado para a verificação da influência de corpos laterais na recuperação do corpo central; a anomalia resultante possui 14 pontos amostrados. Os parâmetros associados à malha discretizada são iguais aos do Teste 6.

4 - APLICAÇÃO A DADOS REAIS - LEPLAC IV

Este capítulo tem como objetivo avaliar a aplicação do método inverso desenvolvido a alguns dos perfis gravimétricos obtidos durante o LEPLAC IV. Para a interpretação dos resultados desta aplicação, se faz necessária a apresentação dos principais aspectos geológicos da região abordada, e, também sobre a aquisição e o processamento dos dados geofísicos. Dessa forma o capítulo foi dividido em quatro partes: (1) estudo sucinto abordando os principais aspectos fisiográficos e morfológicos da área levantada, de modo a fornecer os subsídios necessários tanto ao estabelecimento de vínculos na inversão dos dados gravimétricos como à interpretação geológica dos resultados obtidos; (2) síntese sobre o mecanismo de aquisição e processamento dos dados sísmicos e gravimétricos utilizados para que se possa ter controle sobre a precisão dos dados coletados; (3) descrição dos resultados obtidos pela aplicação do método inverso aos perfis do LEPLAC IV; (4) interpretação e discussão dos resultados obtidos com base no quadro geológico da região.

4.1 ASPECTOS GERAIS SOBRE A GEOLOGIA DA MARGEM CONTINENTAL SUL BRASILEIRA

4.1.1 Fisiografia da margem continental sul brasileira

O LEPLAC IV abrange setores do sopé continental e da bacia abissal sul brasileira situados entre as latitudes de 26° S e 38° S, e as longitudes de 40° W e 52° W (Figura 4.1). O arcabouço da margem continental sul estruturou-se durante a separação das placas sul-americana e africana e seu preenchimento sedimentar ocorreu até o Terciário a partir do qual começou a sofrer os efeitos das variações eustáticas (ZEMBRUSCKI, 1979). Esta margem representa um sistema flexural deformado por intensa subsidência desde o Neocretáceo que pode ser justificada pela espessa cobertura sedimentar na Bacia de Pelotas; este pacote sedimentar chega a atingir localmente 8 km de espessura (Ponte & Asmus¹ apud ALVES; 1981).

¹PONTE, F. C. & ASMUS, H. E. 1976. The brazilian marginal basins: current state of knowledge. *An. Acad. Bras. Ci.*, Simpósio Internacional sobre as margens continentais do tipo atlântico. Rio de Janeiro, 48(Supl.):215-240.

4.1.1.1 Plataforma continental

A plataforma continental é ampla e uniforme com declive suave e homogêneo variando entre 1 : 600 e 1 : 900. As isóbatas acompanham o desenho da linha de costa definindo assim, uma superfície regular sem feições topográficas acrescenciais ou erosivas de grande expressão regional que estejam contidas inteiramente na plataforma. Sua largura média é de 130 km e a quebra do talude ocorre entre 140-160 m de profundidade (Figura 4.2).

O Cone do Rio Grande (Figura 4.3) corresponde a um sistema deposicional que se estende desde a plataforma até o início do sopé continental a uma profundidade de 3,4 - 3,6 km e compreende uma área de 67.500 km²; esta estrutura tem um declive médio de 1 : 800, cujo relevo superficial é irregular com a ocorrência de altos com desníveis de até 40 m (ZEMBRUSCKI, 1979). Na plataforma intermediária, ocorrem as Escarpas do Rio Grande que se caracterizam por desníveis suaves acompanhando as isóbatas de 60 e 110 m (KOWSMANN et al., 1977) (Figura 4.3).

4.1.1.2 Talude continental

O talude continental tem uma largura que varia entre 120 e 150 km e apresenta um perfil convexo exceto nos setores em que estão inseridos o Platô de São Paulo e o Cone do Rio Grande (Figura 4.3). O talude apresenta baixos gradientes com declividade variando entre 1 : 70 e 1 : 30 sendo que no talude superior chega a atingir cerca de 1 : 20 (ZEMBRUSCKI, 1979; ALVES, 1981).

O Platô de São Paulo se estende desde o talude até o sopé continental por cerca de 600 km. Segundo ZEMBRUSCKI (1979), o Platô de São Paulo pode ser evidenciado por dois segmentos diferenciados limitados a norte pela Cadeia de Montes Submarinos de Vitória-Trindade, e, a sul pela Cadeia ou Dorsal de São Paulo (Figura 4.3). Os primeiros estudos no platô abordavam basicamente aspectos associados à espessura do pacote sedimentar e à natureza e estrutura da seqüência diapírica que ocorre na região. A camada de sal subjacente aos sedimentos foi mapeada por LEYDEN et al. (1971), e, esses autores inferiram natureza oceânica para a crosta situada abaixo do Platô de São Paulo; no entanto, para justificar a gênese desses depósitos evaporíticos, Leyden² apud GUIMARÃES et al. (1982) propôs a ocorrência de crosta transicional ao longo do platô. Segundo KOWSMANN et al. (1982), há setores do platô em que a crosta é de natureza continental e outros em que é transicional, sendo que o

²LEYDEN, R. 1976. Salt distribution and crustal models for the eastern brazilian margin. *An. Acad. Bras. Ci. Simpósio Internacional sobre as margens continentais do tipo atlântico. Rio de Janeiro, 48(Supl.):159-168.*

limite externo desta estrutura coincide com o limite entre as crostas transicional e oceânica. GUIMARÃES et al. (1982) confirmaram o padrão para a crosta sugerida por KOWSMANN et al. (1982) e propuseram que o contato entre as crostas continental-transicional se situaria na parte interna do platô e o contato transicional-oceânica no limite entre o platô e a Dorsal de São Paulo. DIAS (1992) também confirma esta hipótese de haver uma região de crosta transicional situada na porção mediana do platô e estimou sua largura entre 30 e 60 km.

4.1.1.3 Sopé continental

O sopé continental corresponde a uma província situada em mar profundo caracterizada por sedimentação calma e geralmente bem distribuída não apresentando feições topográficas deposicionais ou erosivas muito salientes. Esta província é extensa prolongando-se desde a base do talude até as áreas aplainadas da bacia oceânica situadas a 4,8 km de profundidade (Figura 4.2). Esse padrão regular do sopé somente é interrompido por um brusco estreitamento junto ao Cone do Rio Grande.

4.1.1.4 Bacia abissal

A bacia abissal se estende até o flanco ocidental inferior da Cordilheira Mesoatlântica e é ocupada por colinas abissais limitadas pela porção leste da Elevação do Rio Grande e pelo Monte Submarino de São Paulo (Figura 4.3). O relevo superficial da bacia abissal possui um padrão suavemente aplainado que é interrompido por dois *abyssal gaps* de direção aproximadamente norte-sul e por uma depressão alongada no sentido leste-oeste; essa depressão se estende desde o flanco da Cordilheira Mesoatlântica até as proximidades das passagens abissais e provavelmente corresponde à calha da Zona de Fratura de Florianópolis. A Passagem Abissal de São Paulo situa-se a noroeste do Monte Submarino de São Paulo e a Passagem Abissal do Rio Grande ou Canal Vema a sudeste deste (Figura 4.3); a passagem do Rio Grande situa-se a 4,5 km de profundidade e possui cerca de 700 km de comprimento desembocando na Bacia Oceânica do Brasil.

A região abissal se estende para sul e atinge a porção norte da Bacia da Argentina que também apresenta um padrão ondulado constituído por colinas abissais mas que é bastante atenuado pela espessa cobertura sedimentar. Ocorre também uma depressão alongada com direção aproximada W-E ao longo do paralelo de 35°S que possivelmente está associada à Zona de Fratura de Chuí (ZEMBRUSCKI, 1979).

4.1.2 Arcabouço morfoestrutural da margem continental sul brasileira

Na região adjacente à margem continental sul, ocorrem alinhamentos estruturais ou ~~fraturas~~ fraturas oceânicas de idade semelhante ao período de formação do assoalho oceânico do Atlântico Sul ou seja desde o Cretáceo Médio-Aptiano (ASMUS, 1978). As principais feições correspondem às Zonas de Fratura de Florianópolis e de Porto Alegre.

4.1.2.1 Zona de Fratura de Florianópolis

A Zona de Fratura de Florianópolis, em carácter regional, é expressa basicamente pela Dorsal de São Paulo e por duas calhas e dois altos alternados e soterrados que ocorrem imediatamente a sul (Figura 4.3) (ASMUS, 1978; KUMAR & GAMBÔA, 1979; ALVES, 1981). Essa zona de fratura tem orientação leste-oeste e pode ser observada entre as latitudes de 27° S e 28° S sendo evidente entre os meridianos de 44° W e 38° W e possivelmente soterrada fora desses limites. KUMAR & GAMBÔA (1979) propõem o prolongamento da Zona de Fratura de Florianópolis em direção à margem continental sul brasileira, e Asmus³ apud ALVES (1981) reforça essa idéia mediante a correlação entre as rochas ígneas que recobrem a Plataforma Estrutural de Florianópolis e as rochas de natureza vulcânica inferidas para a Dorsal de São Paulo (Figura 4.3). ALVES (1981) propõe a continuidade da Zona de Fratura de Florianópolis a leste de 33° W onde foram observados um alto aflorante e outros soterrados também alternados por calhas. Além dessas evidências representadas por feições do embasamento, pode-se também observar o deslocamento das anomalias 33 e 34 de espalhamento oceânico justamente na área inferida para a extensão da zona de fratura a aproximadamente 33° W de longitude (Figura 4.3).

4.1.2.2 Zona de Fratura de Porto Alegre

A Zona de Fratura de Porto Alegre se estende ao longo da faixa limitada pelas latitudes de 30° e 31° S (Figura 4.3), e, pode ser evidenciada por uma mudança no padrão das isóbatas que passam a ter uma orientação leste-oeste ao invés de norte-sul. A sísmica mostra evidências de dois altos provavelmente separados por uma calha, no entanto, a notificação exata dessas estruturas assim como a sua possível extensão para fora dessas latitudes é dificultada pelo espesso pacote sedimentar que recobre a região (ALVES, 1981) (Figura 4.3).

³ASMUS, H. E. 1977. Significado estrutural e geodinâmico das rochas ígneas encontradas nos poços SCS-1 (Santa Catarina submarino n.1) e RJS-33 (Rio de Janeiro submarino n.33). Rio de Janeiro, PETROBRÁS.CENPES.DEPRO.REMAC. 27p. (Relatório interno PETROBRÁS).

| LINHA | SÍSM. | MAGN. | GRAV. | COMPRIM. (km) | ORIENT. | n°. PONTOS |
|----------|-------|-------|-------|---------------|---------|------------|
| 500-043 | X | X | X - X | 300.58 | NW-SE | 2023 |
| 500-043a | X | X | X | 195.98 | NW-SE | 1338 |
| 500-044 | X | X | X | 290.89 | NW-SE | 1867 |
| 500-045 | X | X | X | 590.92 | SE-NW | 3989 |
| 500-046 | X | X | X | 490.98 | NW-SE | 3288 |
| 500-047 | X | X | X | 558.33 | SE-NW | 3743 |
| 500-048 | X | X | X | 381.89 | NW-SE | 2526 |
| 500-049 | X | X | X - X | 352.59 | SE-NW | 2403 |
| 500-050 | X | X | X - X | 354.20 | NW-SE | 2377 |
| 500-051 | X | X | X - X | 395.02 | SE-NW | 2559 |
| 500-052 | X | X | X - X | 545.95 | NW-SE | 3630 |
| 500-053 | X | X | X | 136.78 | SE-NW | 902 |
| 500-053a | X | X | X | 209.08 | SE-NW | 1364 |
| 500-054 | X | X | N | 333.83 | SE-NW | 2189 |
| 500-055 | X | X | N | 342.15 | NW-SE | 2291 |
| 500-056 | X | X | N | 434.79 | SE-NW | 2906 |
| 500-057 | X | X | N | 41.55 | NW-SE | 280 |
| 500-057a | X | X | N | 267.86 | NW-SE | 1778 |
| 500-057b | X | X | N | 116.25 | NW-SE | 773 |
| 500-059 | X | X | N | 379.01 | SW-NE | 2493 |
| 500-059a | X | X | N | 1011.83 | SW-NE | 6774 |
| Total | | | | 7730.46 | | 51.493 |

Tabela 4.1 - Perfis do LEPLAC IV

X : perfil completo; X - X : apenas trechos do perfil foram recuperados; N : perfil não levantado.

4.2 AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS

O levantamento de dados do LEPLAC IV foi efetuado pelo navio oceanográfico **Almirante Câmara** no período compreendido entre fevereiro e abril de 1989; durante o cruzeiro foram obtidos dados de sísmica de reflexão multicanal, gravimetria e magnetometria num total de 21 linhas ao longo da margem continental sul brasileira e bacia oceânica adjacente entre as latitudes de 26° S e 38° S e as longitudes de 40° W e 52° W (Figura 4.1). A Tabela 4.1 mostra o plano do levantamento juntamente com os dados recuperados, a extensão e a direção das linhas sísmicas.

4.2.1 Navegação e posicionamento

O sistema de navegação utilizado no levantamento corresponde ao integrado de navegação WISDOM cujos principais componentes são: os receptores de satélites dos sistemas GPS (*Global Positioning System*) e TRANSIT (*Navy Global Navigational Satellite System*), auxiliados por um sonar a efeito doppler (*Magnavox*) e uma agulha giroscópica (*Sperry*). Esse sistema fornece a posição do navio com uma precisão da ordem de 50 m.

O posicionamento por satélites permite a obtenção das coordenadas dos pontos de amostragem dentro dos limites aceitáveis para um levantamento de dados deste tipo (SOUZA, 1992). Durante o intervalo de tempo necessário entre duas passagens dos satélites do sistema TRANSIT que variou de uma a três horas, as posições intermediárias entre os pontos de amostragem foram calculadas utilizando-se informações provenientes do sonar doppler e da agulha giroscópica. O sonar é utilizado no cálculo da velocidade da embarcação em relação ao fundo e a agulha giroscópica na determinação do rumo; ambos aparelhos permitem avaliar possíveis erros na posição fixa do navio.

O processamento dos dados de navegação requer uma plotagem inicial dos dados brutos visando identificarem-se as coordenadas dos pontos de amostragem obtidos através do sistema TRANSIT (pontos de controle), os trechos de navegação estimada constituídos por pontos intermediários entre dois pontos de controle e os trechos de navegação pelo GPS. Um ajuste da navegação estimada em relação aos pontos de controle é feito para se recuperar a verdadeira trajetória do navio a partir do sistema TRANSIT. Essa trajetória ajustada do navio é então comparada com a linha bruta e feita uma crítica visual da sua qualidade. Após esse procedimento há também a possibilidade da aplicação de técnicas auxiliares para a remoção de ruídos e instabilidades presentes nos dados que possam influenciar no posicionamento final da embarcação.

4.2.2 Batimetria

Os dados batimétricos foram obtidos a partir das seções sísmicas, devido à não disponibilidade de um ecobatímetro de precisão para operação em águas profundas. A batimetria foi recuperada a partir da digitalização do refletor correspondente ao assoalho marinho sendo que a escala de tempo da profundidade registrada nas seções foi convertida em distância utilizando-se a velocidade do som na água ($v_s = 1500 \text{ m.s}^{-1}$) desprezando-se variações de densidade, temperatura e salinidade. Assim, sem corrigir-se a possível influência desses fatores na velocidade do som, as profundidades então obtidas são consideradas brutas.

4.2.3 Sísmica de reflexão multicanal

A fonte sísmica utilizada no levantamento é composta basicamente por oito canhões de ar comprimido (*Air gun*) situados a 7 m de profundidade; o volume total dessa fonte é de 540 polegadas cúbicas acionadas a uma pressão operacional de 450 psi. O intervalo de disparo da fonte é de 20 s o que equivale a cerca de 50 m, e, o tempo de registro (tempo duplo) varia entre 10 e 12 s dependendo da profundidade à qual situa-se o assoalho oceânico; essa variação de tempo de registro é permitida sob a condição de garantir uma penetração mínima de 6 s abaixo do fundo. Como receptor utilizou-se um cabo sismográfico do tipo *streamer* situado entre 10 e 13 m de profundidade. Esse cabo tem 2400 m de comprimento e é dividido em 96 grupos sendo que cada grupo é composto por 20 hidrofones isoladamente.

O controle de qualidade dos dados sísmicos foi feito através da observação das seções sísmicas monocal do *Line Scan Recorder* e também pela análise dos sismogramas da câmara oscilográfica.

4.2.3.1 Processamento dos dados sísmicos

O objetivo desse procedimento é gerar filmes em escalas adequadas à interpretação sísmica tendo como ponto de partida os dados coletados em campo. A seqüência do processamento dos dados sísmicos pode ser visto na Figura 4.4, e, a seguir tem-se uma breve descrição de cada etapa do processamento:

- (1) Dados coletados em campo;
- (2) A Demultiplexação consiste no arranjo seqüencial das informações de um mesmo traço sísmico para posterior soma de dois traços adjacentes visando a atenuação de ruídos;
- (3) Uma correção é feita nos dados para se recuperar a amplitude do traço sísmico devido a perdas de energia provocadas pelo efeito de divergência esférica das frentes de onda. Num segunda fase dessa etapa faz-se uma **deconvolução estatístico-determinística** para remover os efeitos produzidos pelos fantasmas da fonte e dos receptores, e pela resposta do instrumento de registro (DEFANINST) A remoção desses efeitos é feita através da aplicação de um operador; posteriormente o pulso sísmico é comprimido para aumentar a resolução vertical (temporal) através da deconvolução ao impulso (**deconvolução de fase mínima ou spike**);
- (4) Uma análise de velocidades é feita a fim de definir-se a mais adequada para a correção de sobretempo normal dos dados sísmicos (NMO - *normal move-out*) ; tal análise é feita em intervalos de 5 km. Nesta mesma fase foi feito o silenciamento (*Mute*) interno e externo. No

silenciamento interno, o objetivo é a atenuação das reflexões múltiplas de longo período com aplicação a partir do tempo de reflexão igual ao dobro do tempo de reflexão do fundo do mar, e, no externo, o objetivo é a eliminação dos eventos espúrios que ocorrem antes da reflexão do sinal no fundo do mar;

(5) O empilhamento horizontal consiste no somatório de informações oriundas de uma mesma região em subsuperfície contidas em 24 traços irregularmente afastados, segundo a técnica de aquisição CDP (*Common Depth Point*). Posteriormente, são somados dois traços adjacentes gerando a seção sísmica normal; com esse procedimento há uma cobertura nominal máxima de 2400 %;

(6) A migração em tempo tem como objetivo corrigir a posição dos eventos sísmicos em subsuperfície e é aplicada através da solução da equação da onda pelo método de diferenças finitas; esse método permite a preservação de eventos com mergulhos menores que 45° ;

(7) A deconvolução pós-migração visa atenuar as reflexões múltiplas e melhorar o espectro de amplitude permitindo um ganho nas altas frequências. O operador utilizado no presente caso tem 200 ms de comprimento e 32 ms de distância de predição em uma janela única;

(8) Essa etapa visa um melhor preparo da apresentação final dos dados sísmicos através da aplicação de filtros e recursos especiais tais como ganho de amplificação e decimação. O ganho de amplificação objetiva obter-se a equalização dinâmica dos traços e é aplicado logo após a filtragem. A decimação consiste na seleção e soma dos traços sísmicos. A filtragem prévia pode ser feita de duas formas diferentes dependendo da escala de trabalho adotada. Para seções com escala horizontal de (EH) 1 : 100 000 e vertical (EV) tal que 10 cm é igual a 1 s, utiliza-se um filtro passa-banda na faixa de 5 - 55 Hz, e, há a seleção e plotagem de um traço a cada dois (intervalo de traço ou CDP = 100 m). No entanto, para seções em que EH = 1 : 500 000 e EV de 2 cm igual a 1 s, a faixa do filtro passa-banda é de 5 - 30 Hz com a seleção de um traço a cada cinco (intervalo de traço ou CDP = 250 m);

(9) Produto final - Seção sísmica.

4.2.3.2 Descrição e interpretação dos dados sísmicos

As seções sísmicas disponíveis retratam a subsuperfície em tempo duplo de reflexão e apenas a batimetria é registrada em metros na parte superior das seções (Figura 4.5). De acordo com o procedimento tradicional para interpretação de dados sísmicos, foi feita uma conversão do tempo de reflexão em distância utilizando-se a metodologia proposta por HOUTZ (1977) que admite um aumento linear da velocidade de propagação do som nos

sedimentos com a profundidade. Esse autor apresenta uma tabela de valores iniciais da velocidade do som em sedimentos marinhos para a margem leste da América do Sul. A velocidade estimada para a região oceânica ao longo da qual foi feito o levantamento $v_s = 1.49 \text{ km.s}^{-1}$ e o coeficiente de regressão linear $k = 1.21 \text{ km.s}^{-2}$. Utilizando essa metodologia, foram calculadas as espessuras dos pacotes sedimentares que recobrem o assoalho oceânico através da identificação dos refletores produzidos pelo fundo do mar e pelo embasamento acústico. Os refletores internos das unidades sedimentares não foram identificados sendo calculada apenas a espessura total do pacote sedimentar.

4.2.4 Gravimetria

Para aquisição dos dados gravimétricos foi utilizado o gravímetro do tipo *La Coste & Romberg Air Sea S-100* acoplado a uma plataforma estabilizadora. O controle de qualidade dos dados gravimétricos foi feito através da observação dos registros analógicos do gravímetro.

Inicialmente, os dados sob a forma de registros analógicos foram submetidos a uma crítica automatizada global que visa remover valores espúrios tais como *spikes*, segmentos onde a gravação não foi recuperada ou com valores nulos. Além dessa análise preliminar dos registros, é feito também o enquadramento dos dados num envelope de ruídos cuja faixa apresente uma variação de amplitude aceitável. No caso dos dados gravimétricos, a amplitude média dos ruídos é de 2 mGal podendo atingir no máximo 5 mGal. Um problema inesperado na plataforma estabilizadora do gravímetro impediu a recuperação dos dados gravimétricos desde a linha 500-054 até a 500-059.

4.2.4.1 Processamento dos dados gravimétricos

As leituras gravimétricas feitas à bordo da embarcação não correspondem, diretamente, às anomalias gravimétricas, mas sim, a valores relativos de gravidade produzidos pelos corpos em subsuperfície. Essas medidas relativas foram então convertidas em aceleração da gravidade utilizando-se a seguinte equação

$$g_{obs} = (l_e - l_p) cg + g_p, \quad (4.1)$$

sendo g_{obs} o valor da gravidade no ponto de amostragem (mGal), l_e e l_p são, respectivamente, as leituras gravimétricas de bordo e do porto medidas em unidades de leitura (u.l.), cg corresponde à constante do gravímetro (0.9906 mGal/u.l.), e, g_p a gravidade absoluta no Porto de Itajaí igual a 979 048.63 mGal.

O Porto de Itajaí, do qual partiu a embarcação para o levantamento, faz parte da Rede Gravimétrica Fundamental Brasileira (RGFB) no qual o valor absoluto da gravidade é conhecido. O valor de gravidade de referência do levantamento (g_p) foi então calculado mediante o transporte de base da estação da RGFB até o local de atracação do navio (SOUZA, 1992).

No entanto, durante um levantamento gravimétrico, fatores adicionais (atração do Sol e da Lua, posição geográfica, etc.) às variações de densidade, influenciam na magnitude da gravidade observada. O efeito desses fatores deve ser removido dos dados brutos para que a anomalia resultante seja basicamente justificada pelo contraste de densidade entre os corpos de interesse dispostos em subsuperfície. Os dados gravimétricos do LEPLAC IV foram previamente reduzidos pela PETROBRÁS segundo o seguinte procedimento.

1. **Efeito de latitude** - Há um aumento no valor da gravidade com a latitude provocado pela interação conjunta da força centrífuga proveniente do movimento de rotação da Terra e pela sua forma irregular aproximada por um elipsóide oblato. Para a remoção desse efeito foi utilizada a equação do esferóide de referência fornecida pelo GRS-67 (Geodetic Reference System, 1967)

$$g_\phi = g_0 (1 + 0.005278895 \text{ sen}^2\phi + 0.000023462 \text{ sen}^4\phi) \quad (\text{mGal}), \quad (4.2)$$

sendo g_ϕ o valor da gravidade na latitude ϕ e g_0 , a gravidade no Equador ($g_0 = 978\,031.846$ mGal).

2. **Efeito de Eötvös** - Esse efeito é também justificado pela ação da força centrífuga associada ao rumo⁴ e à velocidade de deslocamento da embarcação. Se o navio se move em direção ao leste, a aceleração centrífuga é ampliada devido ao somatório da componente da velocidade na mesma direção produzindo uma leitura gravimétrica subestimada. Se o movimento do navio é para oeste, o contrário acontece e a leitura gravimétrica é superestimada; no caso de um deslocamento N-S da embarcação, esse efeito inexistente. Portanto, o valor c_{eot} obtido pela equação abaixo deve ser acrescentado ao valor gravimétrico lido se o navio rumar para leste, e subtraído se o navio se move para oeste, de forma a neutralizar esse efeito:

$$c_{eot} = 7.487 V \cos\phi \text{ sen}\alpha + 0.00415 V^2 \quad (\text{mGal}), \quad (4.3)$$

sendo V a velocidade da embarcação (em nós⁵), ϕ a latitude do ponto e α o azimute do curso do navio.

⁴Corresponde ao ângulo medido, no sentido horário, entre o norte geográfico e a direção da embarcação.

⁵1 nó = 1.852 km/h.

Como o levantamento foi feito ao nível do mar, ou seja, no próprio *datum* padrão, se faz desnecessária a remoção do efeito de elevação (Ar Livre ou *Free Air*). Dessa forma, removendo-se o efeito da latitude e Eötvös tem-se diretamente a anomalia Ar Livre (g_{FA}) segundo a equação;

$$g_{FA} = g_{obs} - g_{\phi} \pm c_{eot}, \quad (4.4)$$

sendo g_{obs} a gravidade observada (equação 4.1), g_{ϕ} a gravidade normal (equação 4.2) e c_{eot} a correção do efeito Eötvös (equação 4.3).

4.3 APLICAÇÃO A DADOS REAIS - LEPLAC IV

O objetivo da aplicação do método inverso desenvolvido a perfis do LEPLAC IV consiste na avaliação do desempenho do método em duas situações: (1) na estimativa da natureza do embasamento cristalino da região levantada, e, (2) no mapeamento da interface crosta-manto que corresponde à Moho. Para este fim foram selecionados cinco perfis do LEPLAC IV levando-se em consideração a geologia regional e a disponibilidade de dados sísmicos e gravimétricos. Na Figura 4.6 são localizadas as linhas 43a, 44, 45, 46 e 47 sendo que somente os segmentos destacados foram utilizados no processamento inverso; vale ressaltar que, no texto, o uso dos termos início e final de uma linha referem-se apenas a estes segmentos destacados em mapa e não à linha inteira.

O procedimento utilizado na redução das linhas consistiu basicamente na interpretação das seções sísmicas que levaram à definição de modelos geométricos representando o setor mapeado da subsuperfície com a delimitação das interfaces água-sedimento e sedimento-embasamento acústico. O limite inferior destes modelos é um plano arbitrário, h_1 , estimado em função do ponto de maior profundidade a que se situa o topo do embasamento acústico; este limite plano para o embasamento foi proposto de forma a satisfazer a condição de que uma das interfaces do corpo procurado deva ser plana para que o método inverso tenha um bom desempenho conforme estabelecido na seção de testes com dados sintéticos. O efeito gravimétrico produzido por fontes acima da h_1 é então removido com base no modelo interpretativo das seções sísmicas. Assim, o corpo a ser recuperado pelo método inverso tem o limite superior plano, coincidente com h_1 , cuja profundidade é conhecida, e, o limite inferior definido pela interface arbitrária a ser recuperada (Figura 2.4). Vale ressaltar que às espessuras obtidas pelo método inverso para a crosta, deve ser acrescida a parte da crosta incluída no modelo interpretativo da seção sísmica da respectiva linha processada. O efeito gravimétrico dos polígonos que compõem o modelo geométrico interpretativo da seção sísmica foi calculado segundo a metodologia de TALWANI et al. (1959)

e posteriormente subtraído do perfil ar-livre de forma que a anomalia gravimétrica residual fosse justificada apenas pelos corpos situados entre o plano arbitrário h_1 e a interface crosta-manto. Antes desta subtração, o perfil gravimétrico ar-livre foi reamostrado num intervalo constante de 50 pontos de forma que o conteúdo do sinal associado às baixas frequências ficasse preservado; o objetivo dessa reamostragem é reduzir o número de pontos do perfil e remover as componentes de alta frequência do sinal. Além da filtragem do efeito produzido por fontes rasas, foi removida também uma componente regional do campo gravimétrico através da subtração de uma reta ou de um polinômio de grau dois ajustados ao perfil observado; estas curvas utilizadas no ajuste são apresentadas em figuras juntamente com as seções sísmicas interpretadas e as anomalias gravimétricas ar-livre de cada linha especificamente. Neste estudo, o manto é utilizado como referência de modo que os contrastes de densidade dos corpos sobrejacentes devem ser negativos. Sempre que, após o processamento dos perfis gravimétricos observados ocorreram anomalias residuais com segmentos positivos, um nível de base constante igual ao valor máximo da anomalia acrescido de 5 mGal, foi subtraído da anomalia processada.

Para o cálculo do efeito gravimétrico foram fixados os valores de densidade da água do mar em $1,03 \text{ g.cm}^{-3}$ e do manto superior em $3,3 \text{ g.cm}^{-3}$, sendo esta última usada como referência, de modo que todos os contrastes de densidade envolvidos tornam-se negativos. A densidade atribuída ao pacote sedimentar variou de uma linha para outra e, portanto, será mencionada ao longo do texto, e, aquelas atribuídas aos corpos que representam a crosta, que pode ser de natureza transicional ou oceânica, foram utilizados como parâmetros de entrada para o método inverso. Para a inversão de cada linha consideramos um único eixo horizontal para a concentração de massa situado a uma profundidade coincidente com o topo do corpo anômalo (h_1), e, o valor do parâmetro de amortecimento λ foi fixado em $0,1 \text{ mGal}^{-2}$.

Os resultados do Teste 4b descritos no capítulo anterior, mostraram a influência direta exercida pela posição do nível de base na recuperação da espessura da fonte anômala. Devido à não disponibilidade de informações precisas sobre o nível de base utilizado na redução dos dados gravimétricos do LEPLAC IV, este foi estimado através do conhecimento *a priori* de que a espessura da crosta oceânica varia entre 5 e 10 km, sendo que, em alguns casos, este valor pode ser excedido (KENNETT, 1982). Assim, diferentes valores constantes são somados a cada ponto da anomalia e o perfil resultante é invertido produzindo diferentes relevos para a Moho; aqueles produzindo espessuras de crosta entre 5 e 10 km são tomados como possíveis estimativas da interface crosta-manto. Ainda nos testes com dados sintéticos, o método inverso falha na recuperação de corpos homogêneos quando o gradiente da anomalia é maior que 2 - 3 mGal, produzindo, neste caso, corpos com cavidades em seu interior; para contornar essa limitação, nestes casos, é feita uma continuação para cima de 1,5 km para

cada perfil, suavizando, desse modo, a anomalia observada.

4.3.1 Linha 500-043a

Na Figura 4.7a temos representada a anomalia gravimétrica ar-livre juntamente com a reta ajustada a essa curva passando pelos dois pontos assinalados que, admite-se, seja uma aproximação do campo regional. A remoção da componente regional desta linha foi feita através da subtração de uma reta da anomalia observada, e, posteriormente foi também removido o efeito gravimétrico dos corpos mapeados em subsuperfície pela sísmica (Figuras 4.7b e d).

A linha 43a cruza partes do Platô de São Paulo onde ocorre um campo de diápiros salinos, os quais dificultam o mapeamento do embasamento acústico; devido a essa restrição, a linha 43a não foi integralmente interpretada sendo utilizado, no processo inverso, apenas o trecho assinalado em linha grossa na Figura 4.6. O fundo oceânico coberto por esta linha apresenta dois segmentos situados a diferentes profundidades que são separados por uma intrusão aflorante do embasamento; a noroeste da intrusão, o fundo situa-se a 3 km de profundidade, e, a sudeste torna-se mais profundo atingindo valores superiores a 4 km. Esta intrusão corresponde a um afloramento da Dorsal de São Paulo que atua também como limite entre dois segmentos diferenciados do embasamento; a noroeste da dorsal, o embasamento situa-se entre 3,5 - 4 km de profundidade e é recoberto por um pacote sedimentar com espessura média de 600 m, e, a sudeste, o embasamento fica mais profundo atingindo valores superiores a 5,5 km, sendo recoberto por um pacote sedimentar com 1,5 km de espessura média. Para o cálculo do efeito gravimétrico foi atribuída uma densidade de $2,4 \text{ g.cm}^{-3}$ para o pacote sedimentar situado a noroeste da intrusão, e, de $2,2 \text{ g.cm}^{-3}$ para aquele situado a sudeste.

Antes da inversão da anomalia gravimétrica residual da linha 43a, dois tipos de informação *a priori* foram incorporadas ao problema. Uma estimativa da espessura média da crosta foi feita tendo como base os dados de refração sísmica de LEYDEN et al. (1971); na Figura 4.6 temos a localização do perfil 26 adjacente à Dorsal de São Paulo que nos permitiu inferir uma espessura média para a crosta oceânica nesta região de 5 km. Além destes dados de refração foram utilizadas também resultados de dragagens efetuadas durante a Leg 39 - DSDP (*Deep Sea Drilling Project*) sobre a Dorsal de São Paulo (Figura 4.6); segundo os estudos petrológicos de FODOR et al. (1980), as rochas dragadas são constituídas basicamente por basaltos alcalinos. Através do conhecimento da natureza basáltica da Dorsal de São Paulo, pudemos então fixar a densidade de $2,74 \text{ g.cm}^{-3}$ para o corpo que representa esta estrutura tendo como base os dados de CARMICHAEL (1984) e CARLSON & RASKIN (1984) para

este tipo de rocha.

Após a remoção do efeito gravitacional dos prismas mapeados pela sísmica, a anomalia residual da linha 43a foi submetida ao método inverso desenvolvido e há duas situações geologicamente possíveis para esta linha.

4.3.1.1 Linha 43a - 1

Na primeira inversão, a malha discretizada foi dividida em dois setores sendo que o primeiro abrange os 140 km iniciais do perfil, e, teve o contraste-limite de densidade fixado em $-0,56 \text{ g.cm}^{-3}$ (em relação à densidade de $3,3 \text{ g.cm}^{-3}$ adotado para o manto subjacente); o segundo setor, correspondente aos 40 km finais, teve o contraste fixado em $-0,41 \text{ g.cm}^{-3}$. Estes contrastes conferem um caráter transicional para o primeiro setor crustal, e, oceânico para o segundo. Para garantir uma espessura mínima para a crosta foi somado um valor constante ao perfil igual a -75 mGal .

O método convergiu na 24ª iteração. Os resultados desta inversão (Figura 4.8) mostram que a crosta transicional situada abaixo do Platô de São Paulo tem cerca de 10 km de espessura e que a intrusão, localizada entre 120 e 140 km, não se apresenta sustentada por uma raiz, observando-se inclusive um gradual afinamento da crosta imediatamente abaixo desta estrutura onde o manto situa-se a 11 km de profundidade. Nos 40 km finais do perfil, a crosta de natureza oceânica imediatamente adjacente à intrusão tem 7 km de espessura mas sofre um afinamento reduzindo-se a uma espessura de 5 km no final do perfil. Este resultado é concordante com o modelo crustal proposto por KOWSMANN et al. (1982) e que foi endossado pela modelagem gravimétrica de um perfil sobre o Platô de São Paulo efetuada por GUIMARÃES et al. (1982) na qual a Dorsal de São Paulo atuaria como limite entre as crostas transicional e oceânica.

4.3.1.2 Linha 43a - 2

Na segunda inversão dos dados da linha 43a foi atribuído um único contraste-limite de densidade igual a $-0,41 \text{ g.cm}^{-3}$ a todos os elementos da malha, exceto àqueles localizados no setor situado entre 120 e 140 km nos quais o contraste foi fixo em $-0,56 \text{ g.cm}^{-3}$. Este contraste confere uma natureza oceânica para a crosta situada abaixo do Platô de São Paulo e transicional para a Dorsal de São Paulo. A espessura mínima foi garantida com a soma de -80 mGal ao perfil gravimétrico residual.

A convergência do algoritmo se deu na 23ª iteração (Figura 4.9). A crosta situada abaixo

do Platô de São Paulo tem uma espessura média de 14 km que sofre um afinamento em direção à intrusão aflorante; a espessura da crosta é mínima imediatamente a leste da intrusão atingindo cerca de 4 km. O segmento crustal correspondente aos 40 km finais do perfil sofre inicialmente um espessamento atingindo valores superiores a 7 km tornando a afinar e terminando com aproximadamente 4 km. Esse padrão oceânico para a crosta situada abaixo do platô foi inicialmente postulado por LEYDEN et al. (1971) sendo que Candé & Rabinowitz⁶ apud GUIMARÃES et al. (1982) identificaram duas anomalias magnéticas de espalhamento oceânico sobre o platô e propuseram aí a existência de um paleocentro de acreção crustal.

4.3.2 Linha 500-044

Nas Figuras 4.10a e b temos representados, respectivamente, o perfil gravimétrico ar-livre e o modelo geométrico de corpos em subsuperfície, sendo este último obtido pela interpretação sísmica. A remoção da componente regional da anomalia gravimétrica foi feita através do ajuste de um polinômio de grau dois após a subtração do efeito gravimétrico calculado para os corpos do modelo em subsuperfície (Figura 4.10c). Na Figura 4.10d temos representada a anomalia gravimétrica resultante desta subtração juntamente com o polinômio ajustado aos pontos destacados. Esse procedimento descrito para o cálculo da anomalia residual subtraindo-se o efeito gravimétrico dos corpos em subsuperfície e do regional é válido também para as linhas 45, 46 e 47.

O segmento do fundo oceânico atravessado pela linha 44 (Figura 4.10b) apresenta um padrão irregular com depressões provavelmente justificadas pela presença de canais superficiais. No início da seção, o embasamento situa-se a 3,8 km de profundidade sendo recoberto por 800 m de sedimento sendo que em $x = 50$ km, o embasamento começa a ficar mais profundo atingindo valores superiores a 5,5 km; neste segmento mais profundo, a cobertura sedimentar atinge quase 2 km de espessura. Em $x = 150$ km, o embasamento começa a ficar gradativamente mais raso e o pacote sedimentar se afina; a 10 km do extremo sudeste da seção, o embasamento atinge o ponto de menor profundidade, igual a 3,5 km, e quase chega a aflorar sendo recoberto por apenas 100 m de sedimentos. Os altos soterrados do embasamento, que ocorrem nos extremos noroeste e sudeste da seção, retratam, respectivamente, a Dorsal de São Paulo e a Zona de Fratura de Porto Alegre. Para o cálculo do efeito gravimétrico, a densidade fixada para o pacote sedimentar foi constante e igual a $2,2 \text{ g.cm}^{-3}$.

Para o processo inverso, consideremos uma situação em que a malha tenha sido dividida

⁶CANDE, S. C. & RABINOWITZ, P. D. 1979. Magnetic anomalies of the continental margin of Brazil. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Map, Tulsa.

em três setores sendo que entre 73 e 195 km, o contraste-limite de densidade foi fixado em $-0,41 \text{ g.cm}^{-3}$, e, entre 0-73 km e 195-290 km, o contraste foi de $-0,56 \text{ g.cm}^{-3}$. Vale reforçar que o contraste-limite de densidade atribuído ao primeiro setor (0-73 km) confere um caráter transicional à Dorsal de São Paulo e este valor foi fixado, tendo como base os resultados das dragagens da Leg 39 - DSDP. A espessura mínima para a crosta foi obtida somando-se -90 mGal ao perfil gravimétrico residual.

O método convergiu na 27ª iteração e o resultado obtido é apresentado na Figura 4.11. Os 73 km iniciais da crosta, presumivelmente, transicional, situada abaixo da Dorsal de São Paulo tem uma espessura média de 9,5 km. O domínio, presumivelmente, oceânico do embasamento situado entre 73 e 195 km contém os setores de mínimo e máximo espessamento crustal; a cerca de 100 km do início do perfil, a crosta atinge uma espessura mínima da ordem de 4,5 km, e, em $x = 180 \text{ km}$, a crosta atinge sua espessura máxima que é superior a 11 km. A partir deste ponto de máxima espessura, a crosta começa a se afinar em direção ao domínio transicional associado à Zona de Fratura de Porto Alegre; nos últimos 100 km, a crosta tem sua espessura média reduzida a 9 km.

4.3.3 Linha 500-045

O perfil gravimétrico ar-livre e a configuração geométrica dos corpos em subsuperfície para a linha 45 são apresentados, respectivamente, nas Figuras 4.12a e b. Devido à ocorrência de diápiros salinos nos 250 km iniciais da seção sísmica, esta linha também não foi integralmente utilizada, sendo empregados apenas os 290 km do extremo sudeste (trecho assinalado na Figura 4.6). A topografia do fundo é aplainada, exceto no início do perfil onde ocorrem irregularidades de pequena amplitude. O topo do embasamento é bastante irregular sobretudo nos 100 km iniciais onde ocorrem altos com desníveis superiores a 1 km em relação ao fundo; a linha 45 não atravessa a continuidade inferida, em mapa, para a Dorsal de São Paulo, mas o padrão irregular do embasamento reflete uma possível continuidade dessa feição na direção sudoeste. Em $x = 100 \text{ km}$, o embasamento torna-se mais aplainado, situando-se a 6,8 km de profundidade e é recoberto por 2,8 km de sedimentos; este padrão do embasamento se estende por 100 km a partir do qual este começa a ficar gradativamente mais raso atingindo profundidades da ordem de 5 km. O setor situado entre 200 - 340 km, no qual o embasamento fica mais raso, coincide com a Zona de Fratura de Porto Alegre; o pacote sedimentar que aí ocorre também é mais fino passando de 2 km de espessura para 1 km. Para o cálculo do efeito gravimétrico foi fixada uma densidade de $2,3 \text{ g.cm}^{-3}$ para o pacote sedimentar que recobre todo o embasamento. A espessura mínima da crosta foi garantida pela soma de -90 mGal ao perfil gravimétrico reduzido.

De forma análoga à linha 44, para a modelagem inversa consideremos como premissa inicial que o setor situado entre 0 e 95 km correspondente à extensão da Dorsal de São Paulo, tenha um contraste-limite de densidade igual a $-0,56 \text{ g.cm}^{-3}$. O setor situado entre 95 e 200 km foi considerado de natureza oceânica com contraste-limite igual a $-0,41 \text{ g.cm}^{-3}$ de densidade, e, nos últimos 130 km associados ao prolongamento da Zona de Fratura de Porto Alegre, o contraste foi fixado em $-0,56 \text{ g.cm}^{-3}$. A soma de -90 mGal ao perfil gravimétrico residual garantiu a espessura mínima da crosta.

Na Figura 4.13 temos representados os resultados obtidos pela inversão dos dados da linha 45; o método convergiu na 22^a iteração. Entre 0 e 95 km, a crosta transicional que retrata a Dorsal de São Paulo tem um padrão irregular que atinge valores superiores a 9 km e se reduz a 4,5 km próximo do limite crosta transicional - crosta oceânica em $x = 95 \text{ km}$. O domínio oceânico situado entre 95 e 200 km tem uma espessura crustal média no entorno de 6,5 km, e, no setor correspondente à Zona de Fratura de Porto Alegre (entre 200 e 330 km), a crosta de natureza transicional sofre um afinamento em $x = 220 \text{ km}$, reduzindo sua espessura a 5 km para posteriormente aumentar de forma bastante gradativa, terminando com 9,5 km de espessura.

4.3.4 Linha 500-046

Nas Figuras 4.14a e b temos representadas, respectivamente, a anomalia gravimétrica ar-livre e o modelo geométrico interpretativo da seção sísmica da linha 46. A topografia do fundo oceânico coberto é aplainada sem a ocorrência de feições superficiais expressivas. O embasamento oceânico apresenta um padrão bastante irregular no início da seção e situa-se a 7,3 km de profundidade sendo recoberto por 3,9 km de sedimentos. Em $x = 140 \text{ km}$, há um alto localizado do embasamento com desnível, em relação ao fundo adjacente, superior a 1 km, e, em $x = 320 \text{ km}$ observa-se uma depressão do embasamento que atinge profundidades superiores a 7,5 km. No final da seção, o topo do embasamento torna-se mais raso situando-se a 6 km de profundidade sendo recoberto por um pacote sedimentar mais fino com 2,2 km de espessura. A linha 46 cruza a Zona de Fratura de Porto Alegre e esta é refletida em profundidade pela depressão presente no embasamento em $x = 320 \text{ km}$. Para o cálculo do efeito gravimétrico do pacote sedimentar, a este foi atribuída uma densidade de $2,4 \text{ g.cm}^{-3}$. Duas possíveis situações foram consideradas para a inversão dos dados da linha 46 em função do valor de densidade atribuída ao alto do embasamento situado em $x = 140 \text{ km}$.

4.3.4.1 Linha 46 - 1

Na primeira inversão, a malha discretizada foi dividida em quatro setores sendo que em dois deles (entre 0 - 145 km e 245 - 410 km) o valor do contraste-limite de densidade foi fixado em $-0,56 \text{ g.cm}^{-3}$, e, entre 145 - 245 km e 410 - 460 km, o contraste foi de $-0,41 \text{ g.cm}^{-3}$. A espessura mínima da crosta foi garantida pela soma de -80 mGal à anomalia gravimétrica residual.

A convergência do método ocorreu na 25ª iteração com os resultados apresentados na Figura 4.15. No início do perfil, a espessura recuperada para a crosta é de 5 km, sendo que esta sofre um afinamento imediatamente abaixo do alto do embasamento situado em $x = 130 \text{ km}$; neste setor, o manto atinge 11 km de profundidade. No setor situado entre 145 - 245 km, a crosta, de natureza oceânica, tem sua espessura aumentada atingindo valores superiores a 5,5 km para posteriormente sofrer um afinamento já em domínio transicional que retrata a Zona de Fratura de Porto Alegre em que o manto situa-se entre 11 e 12 km de profundidade. O setor terminal da malha, em domínio oceânico, delimitado pelas abcissas 410 e 460 km registram um espessamento crustal que atinge valores superiores a 9 km.

4.3.4.2 Linha 46 - 2

Para esta segunda inversão, a malha discretizada foi dividida em apenas três setores sendo diferenciado o setor central situado em 245 - 410 km retratando a Zona de Fratura de Porto Alegre, no qual o contraste-limite de densidade foi fixado em $-0,56 \text{ g.cm}^{-3}$; os setores situados entre 0 - 245 km e 410 - 460 km tiveram $-0,41 \text{ g.cm}^{-3}$ como contraste-limite. A espessura mínima da crosta foi garantida pela soma de -75 mGal a cada valor da anomalia gravimétrica residual.

O método convergiu na 24ª iteração e os resultados obtidos pela inversão são mostrados na Figura 4.16. A espessura média da crosta, registrada no primeiro setor (0 - 245 km), é de 6 km sendo observado um espessamento, localizado, de 8 km em $x = 80 \text{ km}$. Imediatamente abaixo da Zona de Fratura de Porto Alegre, entre 245 e 410 km, observamos um afinamento crustal que promove uma subida do manto atingindo profundidades de 11 km, e, no último setor em que foi atribuído um caráter oceânico para a crosta observamos um espessamento, sendo que no final do perfil, a crosta atinge 8 km de espessura.

4.3.5 Linha 500-047

A anomalia gravimétrica a_z-livre da linha 47 e a configuração geométrica dos corpos em subsuperfície obtida a partir da interpretação da seção sísmica estão representadas, respectivamente nas Figuras 4.17a e b. Esta linha não foi integralmente interpretada, sendo empregados apenas os 250 km do extremo sudeste (trecho assinalado na Figura 4.6). A linha 47 cruza dois montes submarinos que interrompem o padrão levemente aplainado do fundo oceânico; o primeiro deles, situado em $x = 135$ km, apresenta um desnível de 600 m em relação ao fundo adjacente, e o segundo, em $x = 180$ km, apresenta um desnível maior que o primeiro atingindo 800 m. Estas intrusões atuam como limite entre dois segmentos diferenciados do embasamento; a noroeste das intrusões, o embasamento situa-se entre 5,5 e 6 km de profundidade e é recoberto por cerca de 2 km de sedimentos, e, a sudeste, o embasamento situa-se a uma profundidade de 6,3 km sendo recoberto por 3,4 km de sedimentos. Para o cálculo do efeito gravimétrico, as densidades utilizadas para os pacotes sedimentares situados, respectivamente, a noroeste e entre as intrusões, foi igual a $2,35 \text{ g.cm}^{-3}$, e, para aquele situado a sudeste foi de $2,2 \text{ g.cm}^{-3}$.

A anomalia gravimétrica residual da linha 47 tem fortes gradientes nos segmentos associados às intrusões e a continuação para cima de 1,5 km não foi suficiente para reduzir adequadamente estes gradientes; assim, os dados desta linha foram continuados para cima a uma altura de 6 km. Duas foram as situações geológicas possíveis para esta linha variando-se o contraste de densidade dos corpos que representam as intrusões do embasamento.

4.3.5.1 Linha 47 - 1

Na primeira inversão, foi considerado um único contraste de densidade para toda a malha, igual a $-0,41 \text{ g.cm}^{-3}$. A espessura da crosta entre 5 e 10 km foi mantida pela soma de -65 mGal ao perfil gravimétrico residual.

A convergência do algoritmo ocorreu na 25ª iteração e os resultados obtidos são apresentados na Figura 4.18. A crosta situada tanto a noroeste como a sudeste das intrusões, tem, em geral, cerca de 6 km ou mais de espessura. Ambas as intrusões são sustentadas por raízes sendo que a primeira situada em $x = 135$ km atinge 14,5 km de profundidade e a segunda situada em $x = 180$ km atinge profundidades superiores a 18,5 km.

4.3.5.2 Linha 47 - 2

Na segunda inversão, a malha discretizada foi dividida em três setores; entre 125-205 km foi definido um setor central com contraste-limite de densidade igual a $-0,40 \text{ g.cm}^{-3}$, e, os dois outros setores situados entre 0-125 km e 205-246 km tiveram seus respectivos contrastes fixos em $-0,41 \text{ g.cm}^{-3}$. Para garantir a espessura mínima da crosta foram somados -60 mGal ao perfil gravimétrico residual.

O método teve sua convergência na 22ª iteração e os resultados são apresentados na Figura 4.19; os segmentos crustais situados a noroeste e sudeste das intrusões tiveram suas respectivas espessuras recuperadas em 6 e 5 km e as intrusões são sustentadas por raízes que atingem 14,5 km e 18,5 km de profundidade. Estes resultados são praticamente idênticos aos do caso anterior.

4.4 DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS OBTIDOS

A aplicação do método inverso desenvolvido a dados do LEPLAC IV teve como objetivo avaliar o desempenho do método em situações geológicas reais. A seleção dos perfis utilizados foi fundamentada na geologia regional abordando aspectos associados à problemática que envolve a delimitação da zona de transição crustal. Um limite crustal inferido coincide com a Dorsal de São Paulo (Figura 4.6) sendo portanto, a crosta situada a norte desta feição de natureza transicional enquanto aquela situa a sul, de natureza oceânica (GUIMARÃES et al., 1982; KOWSMANN et al., 1982; SOUZA, 1992; GOMES et al., 1993). A natureza da crosta situada a norte e a sul da Dorsal de São Paulo foi investigada através do processamento inverso das linhas 43a e 44 que cruzam esta feição, sendo que, a sua possível extensão para oeste foi também investigada utilizando-se as linhas 45 e 46. A natureza da Zona de Fratura de Porto Alegre (Figura 4.6) situada a sul da Dorsal de São Paulo foi investigada através do processamento das linhas 44, 45, 46, e, o trecho selecionado da linha 47 investiga o comportamento da crosta situada abaixo de duas intrusões isoladas situadas imediatamente a sul da Zona de Fratura de Porto Alegre; estas duas intrusões serão denominadas de Montes Submarinos Isolados durante a interpretação dos resultados obtidos.

Como a seleção das linhas a serem submetidas ao processamento inverso foi baseada em critérios geológicos, a discussão e interpretação dos resultados obtidos foi dividida de acordo com a principal feição morfoestrutural atravessada.

4.4.1 Dorsal de São Paulo

A natureza da crosta situada a norte e a sul da Dorsal de São Paulo foi investigada pelo processamento das linhas 43a e 44. Partindo-se da premissa de que a crosta situada a sul da Dorsal de São Paulo seria de natureza oceânica, duas possíveis situações para a linha 43a foram obtidas; na primeira atribuímos natureza transicional para a crosta situada a norte da Dorsal de São Paulo, e, na segunda, atribuímos natureza oceânica para este mesmo corpo. Vale ressaltar que a densidade da intrusão afforante associada à Dorsal de São Paulo foi fixa em 2.74 g.cm^{-3} . Analisando-se os resultados da inversão dos dados da linha 43a, observamos que a espessura recuperada para a crosta, quando de natureza oceânica, abaixo da Dorsal de São Paulo, ultrapassa 14 km (Figura 4.9) o que seria bem pouco provável sob o ponto de vista geológico; estes valores violam inclusive a premissa de que a crosta oceânica teria uma espessura entre 5 - 10 km (KENNETT, 1982). As espessuras recuperadas para a crosta abaixo da Dorsal de São Paulo considerando-se que esta seja de natureza transicional são mais razoáveis (Figura 4.8). Os 95 km iniciais da linha 44 atravessam a Dorsal de São Paulo e as profundidades recuperadas para a Moho na inversão desta linha são idênticas às obtidas para a primeira inversão dos dados da linha 43a no setor associado a esta mesma feição; em ambos os casos, a Moho situa-se a 14 km de profundidade imediatamente abaixo da dorsal sendo que esta interface torna-se mais rasa, atingindo 11 km, junto ao limite crosta transicional-oceânica.

As linhas 45 e 46 foram processadas para investigar uma possível extensão da Dorsal de São Paulo na direção oeste levando-se em consideração o padrão irregular do embasamento mapeado pelas respectivas seções sísmicas. Na Figura 4.12b podemos identificar essas irregularidades do embasamento nos 100 km iniciais e na Figura 4.14b esse padrão se repete nos 145 km iniciais; observando-se em mapa (Figura 4.6), esta faixa em que o embasamento torna-se irregular poderia corresponder a uma extensão da Dorsal de São Paulo para sudoeste. Os resultados da inversão dos dados da linha 45 (Figura 4.13) mostram que o manto situa-se a 14,5 km de profundidade neste setor, sendo que no limite crosta transicional-oceânica ($x = 95 \text{ km}$) torna-se mais raso atingindo 11 km de profundidade. Uma segunda inversão foi feita para a linha 45 considerando-se a inexistência de um prolongamento da Dorsal de São Paulo e atribuindo natureza oceânica a toda a crosta. No entanto, a espessura recuperada ultrapassa 15 km e esta situação foi então eliminada.

Para o processamento da linha 46, duas situações foram consideradas. No primeiro caso, aos 145 km iniciais que retratam a possível continuação da Dorsal de São Paulo foi atribuída uma densidade de $2,74 \text{ g.cm}^{-3}$, e, os resultados obtidos (Figura 4.15) são compatíveis com os das linhas 43a, 44 e 45 estando o manto situado, em média, a aproximadamente 13 km de

profundidade, imediatamente abaixo da dorsal, e, torna-se mais raso (11 km) junto ao limite crosta transicional-oceânica. Para a segunda inversão dos dados da linha 46 consideramos que a natureza da crosta nos 245 km iniciais fosse oceânica desconsiderando-se o prolongamento da Dorsal de São Paulo (Figura 4.16). Os resultados mostram que a crosta teria cerca de 7,5 km de espessura o que não viola a premissa de que a crosta oceânica tem entre 5 - 10 km (KENNETT, 1982), e, o manto estaria situado a 13,5 km de profundidade. Os dois resultados obtidos para a linha 46 devem ser considerados possíveis devido à não disponibilidade de dados adicionais que pudessem rejeitar uma ou outra hipótese.

4.4.2 Zona de Fratura de Porto Alegre

A margem continental sul brasileira e a região oceânica adjacente na qual está inserida a Zona de Fratura de Porto Alegre tem sido muito pouco estudada até o presente momento. Esta escassez de estudos é justificada pelo espesso pacote sedimentar que recobre a região, além das baixas probabilidades da ocorrência de hidrocarbonetos nas bacias marginais aí presentes. Dessa forma, estudos específicos que envolvam o mapeamento e a estruturação da Zona de Fratura de Porto Alegre são praticamente inexistentes na literatura.

A Zona de Fratura de Porto Alegre é atravessada pelas linhas 44, 45 e 46; a utilização destas linhas no processamento inverso foi dificultada pela inexistência de qualquer tipo de informação prévia referente aos valores esperados de densidades para os corpos que compõem esta fratura. Como a crosta oceânica nas zonas de fratura é anômala e caracterizada por uma diminuição na velocidade de propagação das ondas sísmicas acompanhada por uma subida do manto (WHITE et al., 1984; PRINCE & FORSYTH, 1988), várias testes observando-se a relação densidade-espessura foram feitos para a Zona de Fratura de Porto Alegre. Os valores de densidade que provocaram uma subida do manto na região da zona de fratura conferiram a estes corpos um caráter transicional; portanto os corpos correspondentes à Zona de Fratura de Porto Alegre tiveram sua densidade fixa em $2,74 \text{ g.cm}^{-3}$.

De acordo com a Figura 4.6, somente os 50 km finais da linha 44 atravessam parte da extensão proposta para a Zona de Fratura de Porto Alegre. No entanto, observando-se o modelo geométrico da Figura 4.10, podemos verificar, pelo padrão do embasamento, que é provável que a Zona de Fratura de Porto Alegre tenha uma largura maior do que a inferida em mapa. Assim para a inversão, tendo como base os dados sísmicos, a Zona de Fratura de Porto Alegre foi estendida em aproximadamente 50 km para noroeste além de sua largura em mapa.

A Figura 4.11 mostra os resultados obtidos pela inversão dos dados da linha 44; a crosta recuperada, dentro dos limites inferidos para a Zona de Fratura de Porto Alegre, sofre um aumento de espessura de 9 km para 10 km de noroeste para sudeste sendo que o manto situa-se a 13 km de profundidade. A crosta oceânica situada imediatamente à noroeste da zona de fratura ($x = 180$ km) é mais espessa atingindo profundidades da ordem de 16 km de profundidade.

No processamento da linha 45, os 130 km finais (setor situado entre $x = 200$ e $x = 330$ km) corresponde ao segmento da Zona de Fratura de Porto Alegre; neste setor, a crosta transicional sofre um aumento de espessura de 6 km, em $x = 210$ km, para 9 km já no final da linha em $x = 330$ km, e, o manto passa de 12 km para 15 km de profundidade (Figura 4.13). A crosta oceânica situada à noroeste da zona de fratura tem em média 7 km de espessura.

A linha 46 é a única linha que cruza totalmente a largura inferida em mapa para a Zona de Fratura de Porto Alegre atravessando os domínios crustais situados a norte e a sul desta feição (Figura 4.6). As duas situações consideradas separadamente para a linha 46 tiveram como objetivo abordar basicamente a possibilidade de extensão para sudoeste da Dorsal de São Paulo sendo que não foi postulada variação de densidade para o setor associado à Zona de Fratura de Porto Alegre. Assim sendo, uma única análise para esta linha é suficiente, haja vista a coincidência entre os contrastes e os limites atribuídos à Zona de Fratura de Porto Alegre nas duas situações. Observando-se a Figura 4.15 é notória a subida do manto imediatamente abaixo da Zona de Fratura de Porto Alegre. A crosta oceânica situada a noroeste da zona de fratura tem 6 km de espessura; a crosta transicional, situada entre $x = 245$ km e $x = 410$ km, tem 5,5 km, e, a oceânica do final da linha (entre $x = 410$ e $x = 460$ km) tem 8 km de espessura. Em $x = 220$ km, o manto situa-se a 14 km de profundidade e dentro da região inferida para a Zona de Fratura de Porto Alegre ($x = 245$ e $x = 410$ km) torna-se mais raso atingindo até 11 km de profundidade.

4.4.3 Montes Submarinos Isolados

A linha 47 atravessa o domínio oceânico situado a sul da Zona de Fratura de Porto Alegre e duas intrusões aflorantes são registradas ao longo desta linha (Figura 4.17). Infelizmente não existe na literatura referências a estas feições que pudessem servir de base para a estimativa da densidade dos corpos geométricos por elas representados. Duas situações geológicas possíveis foram propostas para a linha 47. A primeira delas considera um único corpo homogêneo constituído pelas intrusões e pelos segmentos crustais, de natureza oceânica, adjacentes com densidade igual a $2,89 \text{ g.cm}^{-3}$ (Figura 4.18), e, para a segunda inversão consideramos que as intrusões seriam constituídas por um material com densidade igual a $2,9 \text{ g.cm}^{-3}$; este valor

confere um caráter mais denso para estes corpos do que a crosta oceânica adjacente com densidade de $2,89 \text{ g.cm}^{-3}$ (Figura 4.19).

Os resultados de ambas as inversões são praticamente idênticos conferindo uma espessura de 6 km para o segmento crustal situado a noroeste das intrusões; ambas as intrusões apresentam-se sustentadas por raízes expressas por um espessamento crustal imediatamente abaixo destas feições; a primeira intrusão ($x = 135 \text{ km}$) é sustentada por uma raiz que atinge 14,5 km de profundidade e a segunda, situada em $x = 180 \text{ km}$ tem uma raiz mais profunda que atinge 18,5 km. A diferença entre os resultados das duas inversões refere-se à espessura recuperada para a crosta situada a sudeste das intrusões que no primeiro caso foi de 6 km (Figura 4.18) e no segundo foi de 5 km (Figura 4.19).

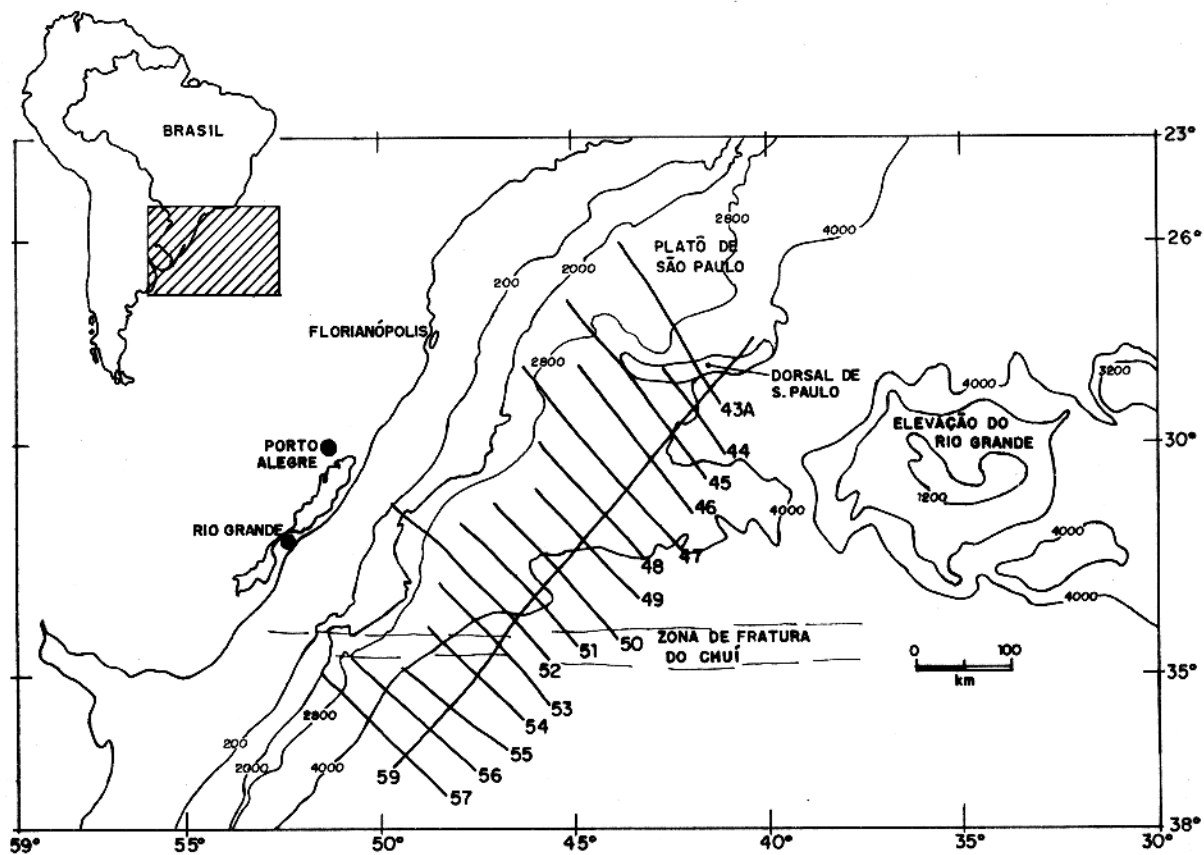


Figura 4.1 - Mapa da Margem Continental Sul Brasileira com localização dos perfis geofísicos do LEPLAC IV; os valores das isóbatas estão em metros (modificado de ALVES, 1981).

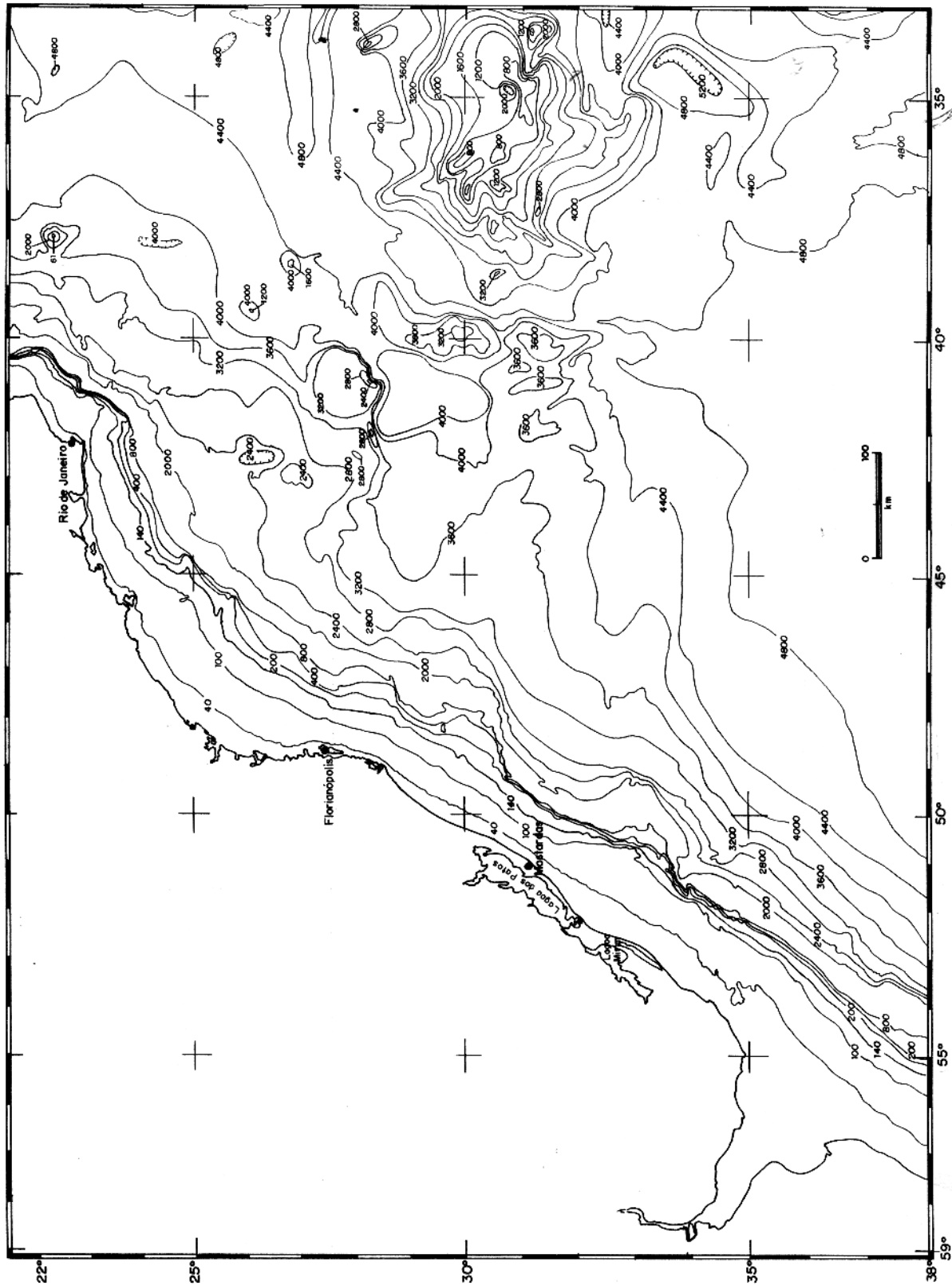


Figura 4.2 - Mapa Batimétrico da Margem Continental Sudeste-Sul Brasileira e da Bacia Oceânica Adjacente. Os valores das isóbatas estão em metros (ZEMBRUSKI, 1979).

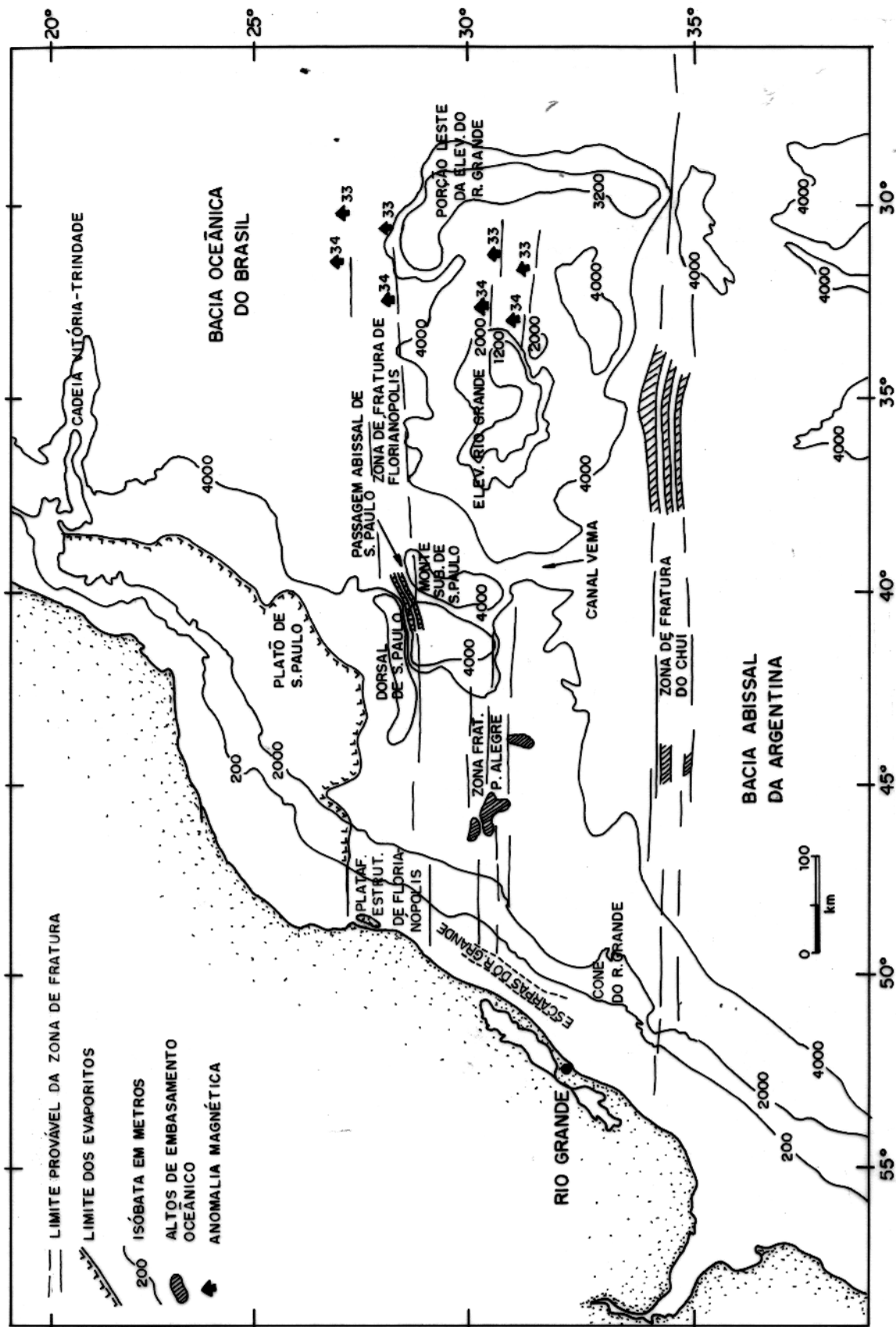


Figura 4.3 - Mapa morfoestrutural da Margem Continental Sul Brasileira e da área oceânica adjacente, resultado da compilação dos mapas de URIEN & MARTINS (1978), ZEMBRUSKI (1979) e ALVES (1981).

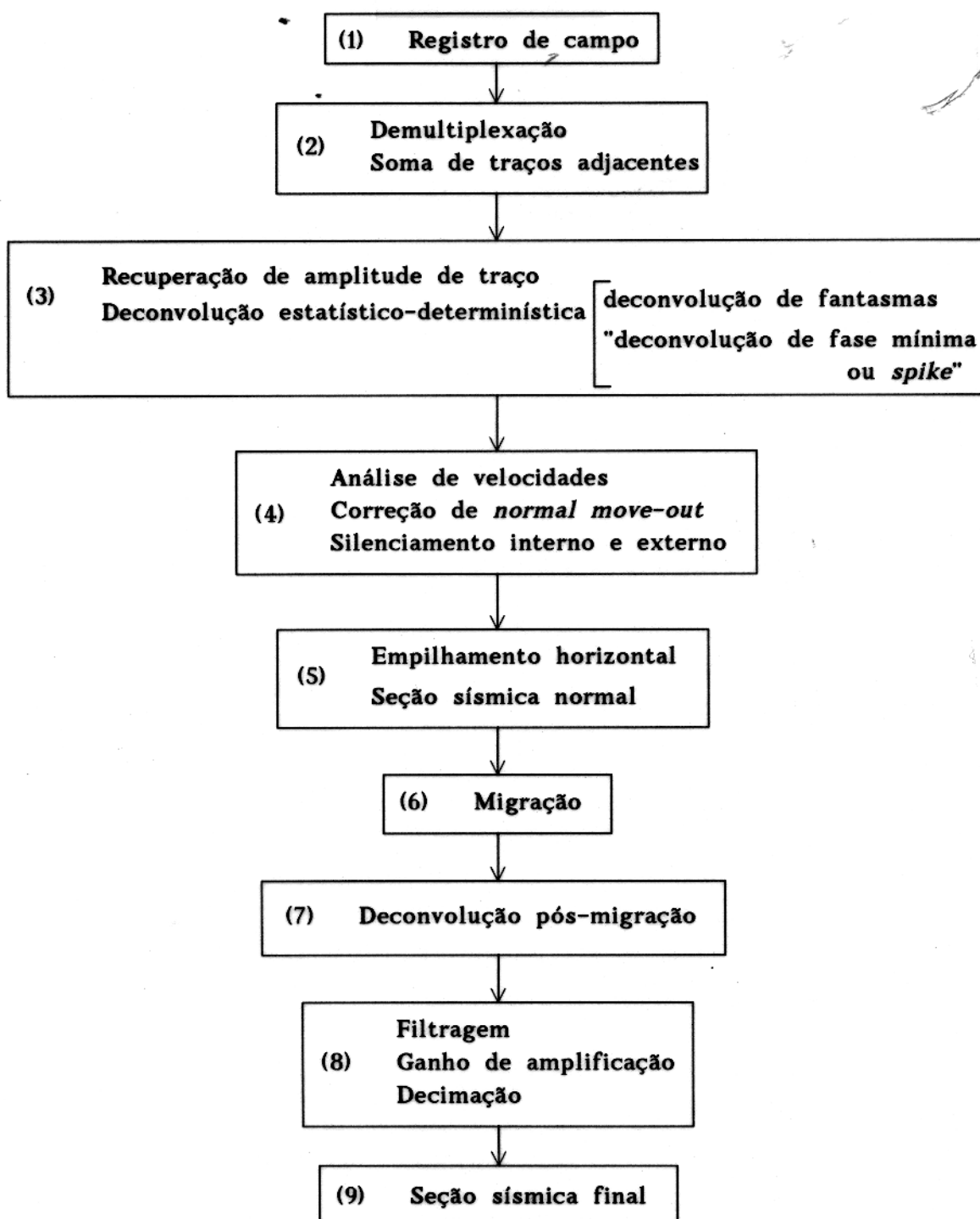


Figura 4.4 - Principais etapas do processamento dos dados sísmicos.

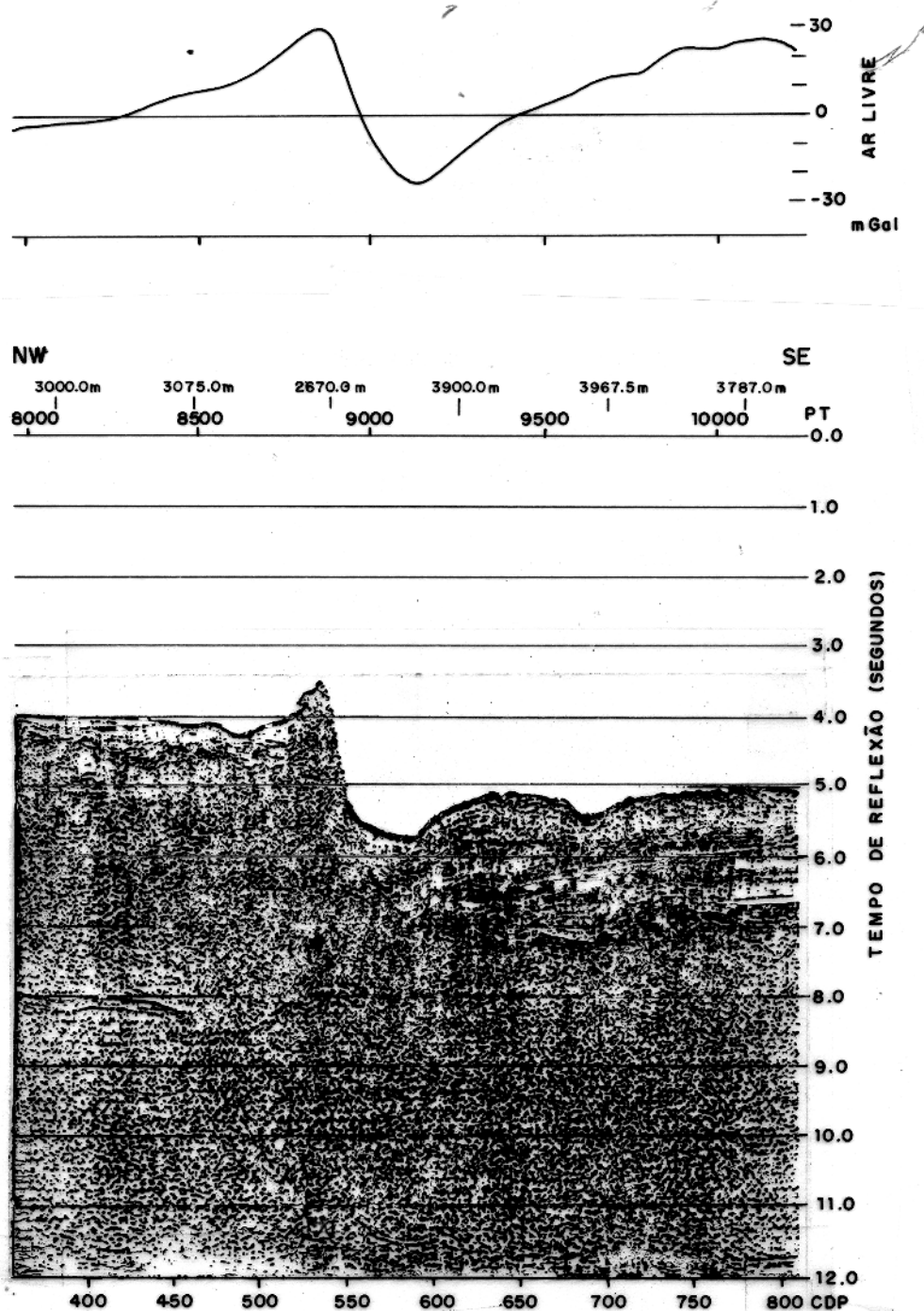


Figura 4.5 - Trecho da Linha 500-43a localizada na Figura 4.1 contendo um segmento da seção sísmica final juntamente com a anomalia gravimétrica ar-livre (*free air*). Na seção sísmica temos representados alguns pontos de registro da batimetria em metros, os PT correnponde aos pontos de tiro, e, pontos do CDP - *Common Depth Point*.

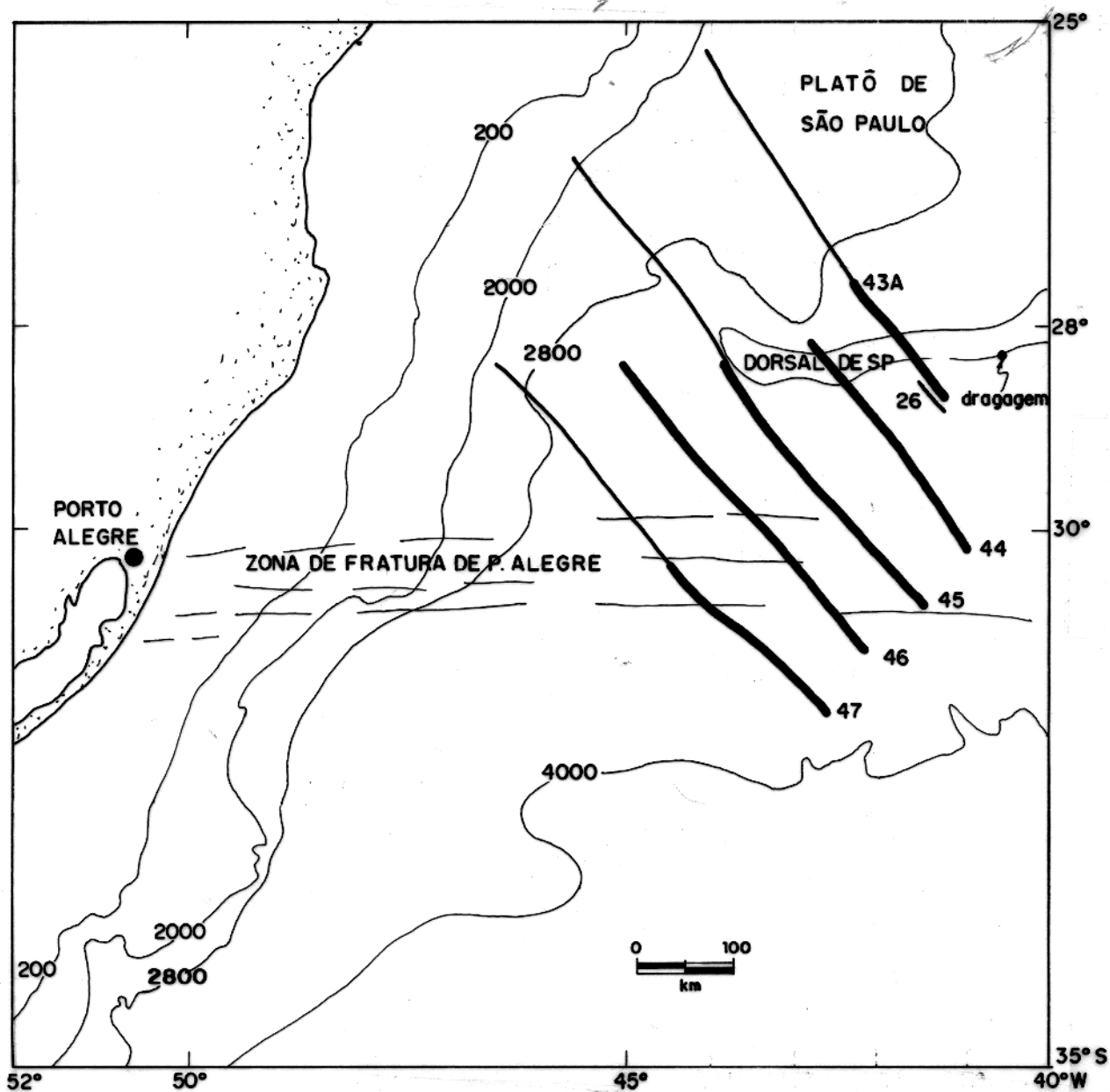


Figura 4.6 - Localizações das Linhas 43a, 44, 45 e 47 do LEPLAC IV (apenas os segmentos destacados foram utilizados no processamento inverso), do ponto onde foi feita a dragagem durante a Leg 39 - DSDP (FODOR et al., 1980), e, do perfil 26 de refração sísmica (LEYDEN et al., 1971).

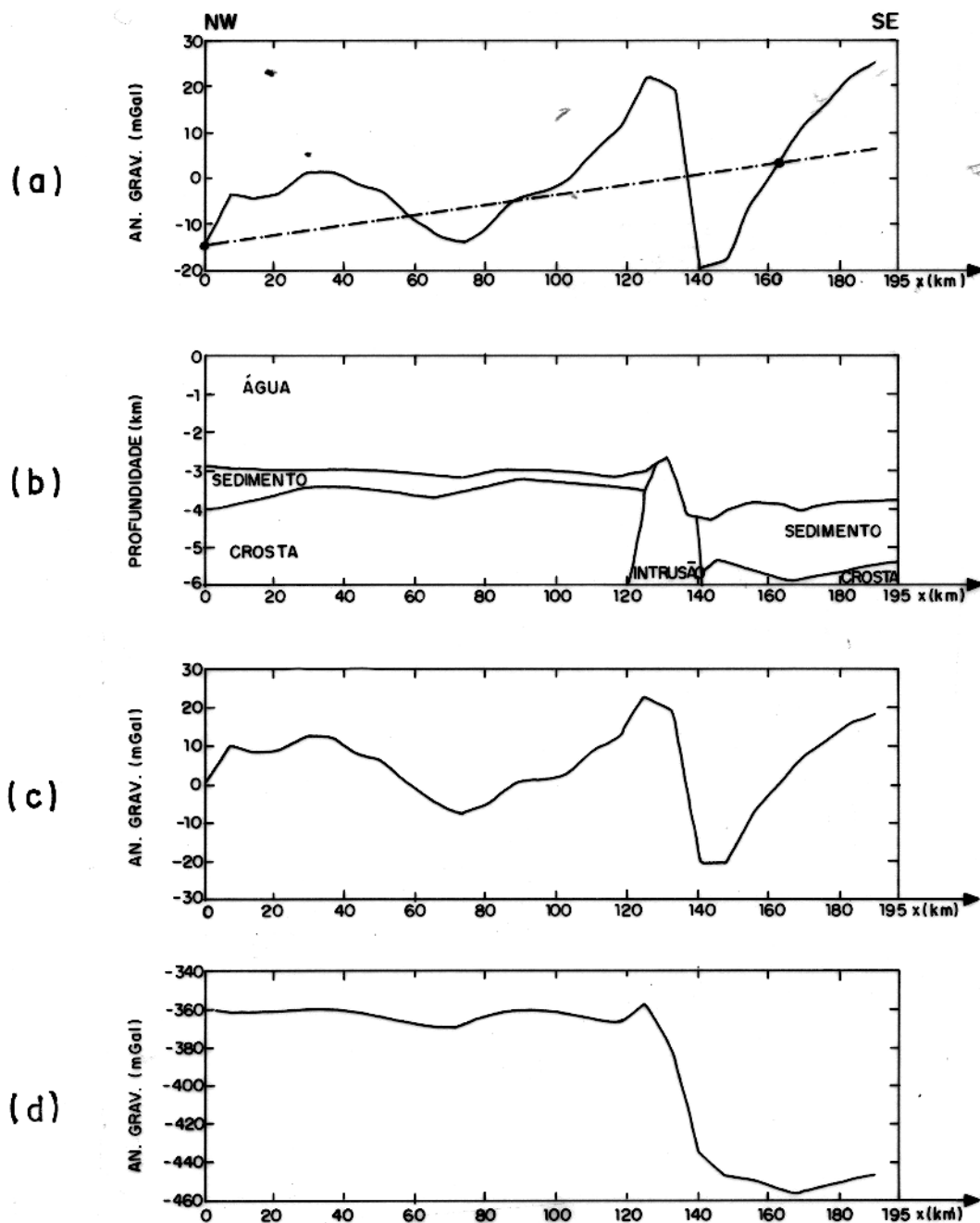


Figura 4.7 - Linha 43a.

- (a) - anomalia gravimétrica ar-livre (linha cheia) juntamente com a reta ajustada (linha tracejada);
- (b) - modelo geométrico em subsuperfície obtido a partir da interpretação da seção sísmica;
- (c) - anomalia gravimétrica residual ar-livre obtida pela subtração da reta ajustada mostrada em (a);
- (d) - anomalia gravimétrica calculada para os corpos do modelo em subsuperfície mostrada em (b).

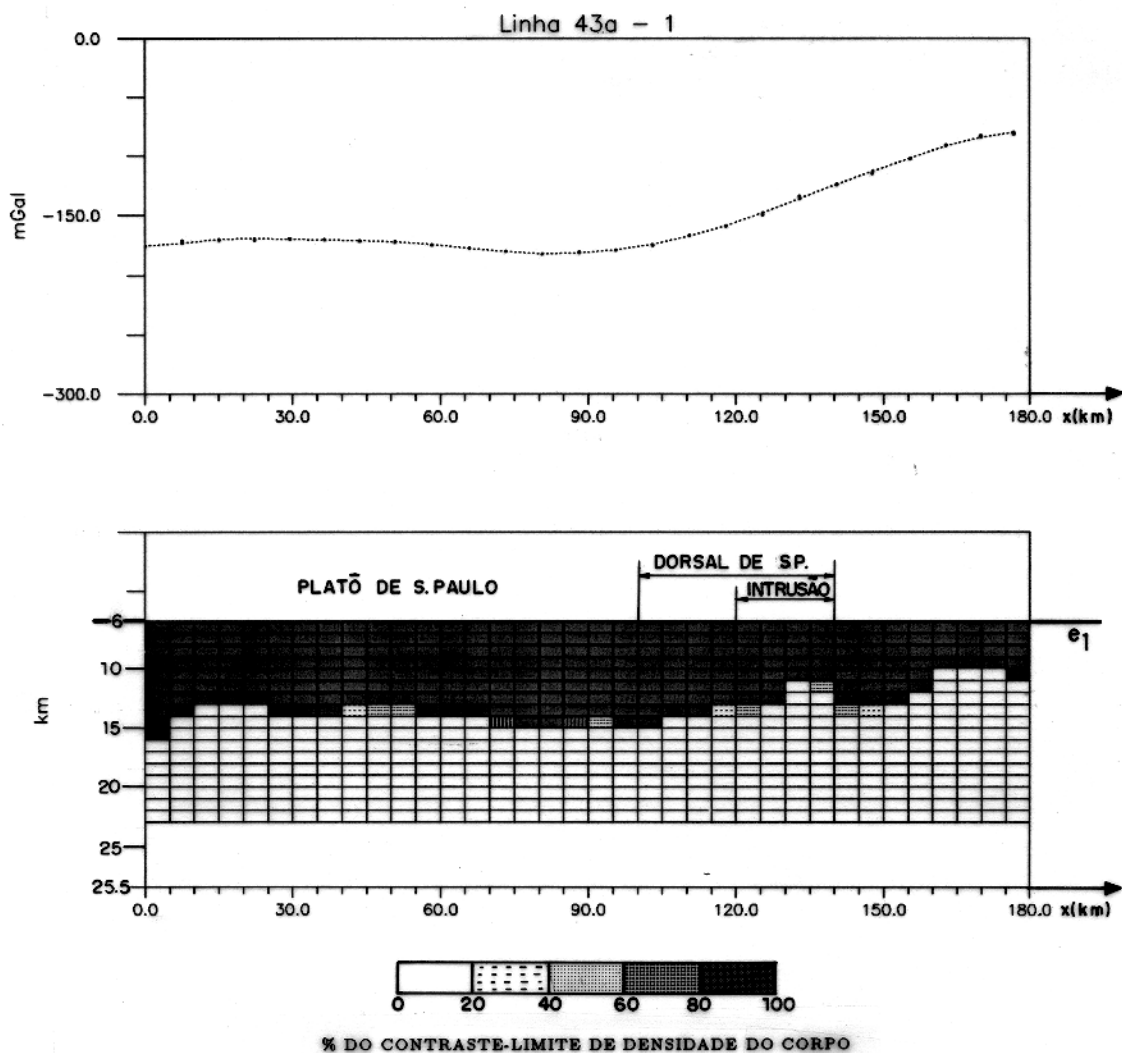


Figura 4.8 - Resultado da inversão dos dados da linha 43a considerando-se que a malha discretizada comporta duas seções com diferentes contrastes-limites de densidade; entre 0 e 140 km, o contraste fixado foi de $-0,56 \text{ g.cm}^{-3}$, e, entre 140 e 180 km, o contraste foi de $-0,41 \text{ g.cm}^{-3}$.

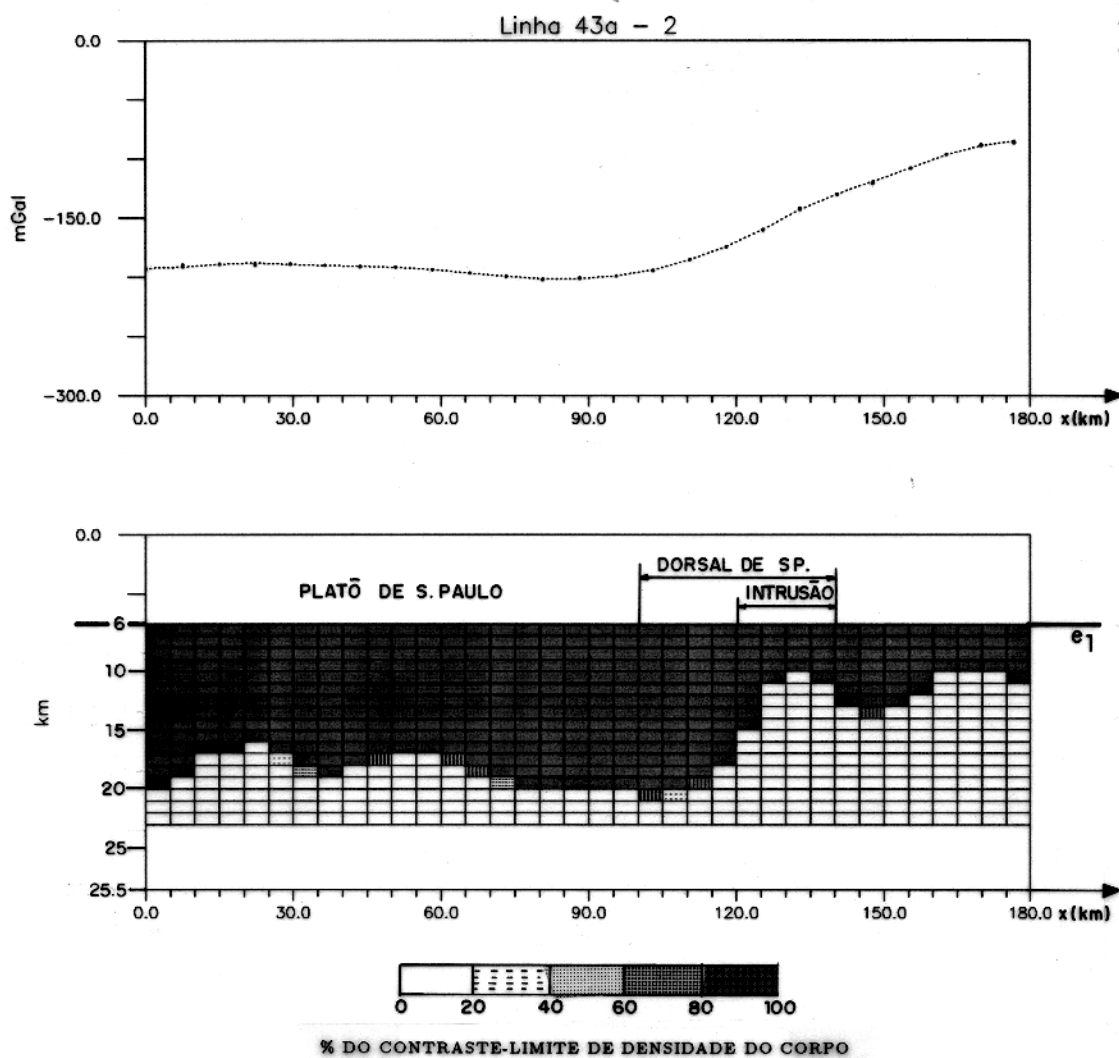


Figura 4.9 - Resultado da inversão dos dados da linha 43a considerando-se que a malha discretizada comporta três seções com diferentes contrastes-limites de densidade; entre 0 e 120 km, o contraste fixado foi de $-0,41 \text{ g.cm}^{-3}$, entre 120 e 140 km, o contraste foi de $-0,56 \text{ g.cm}^{-3}$, e, entre 140 e 180 km, o contraste foi de $-0,41 \text{ g.cm}^{-3}$.

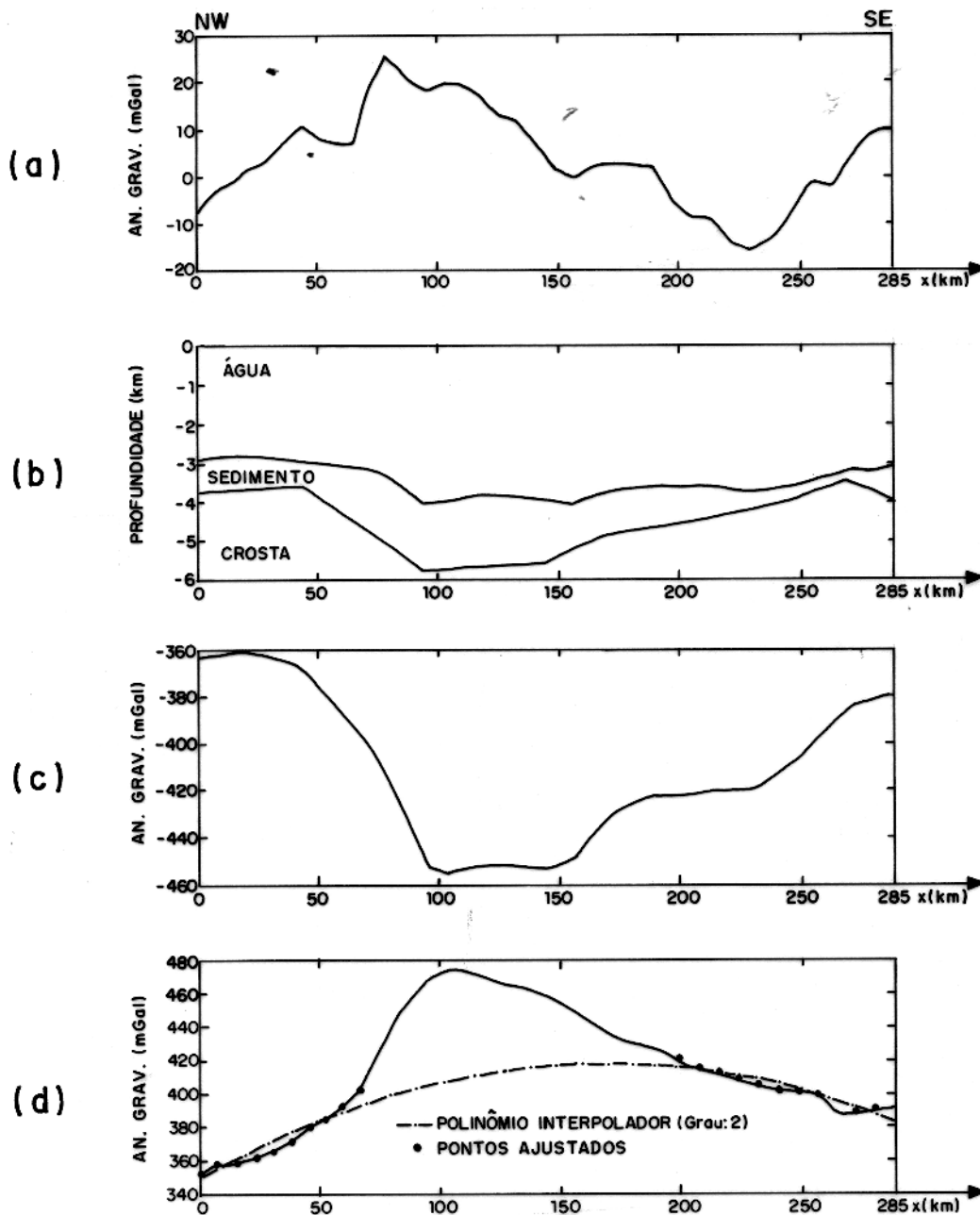


Figura 4.10 - Linha 44.

- (a) - anomalia gravimétrica ar-livre;
- (b) - modelo geométrico em subsuperfície obtido a partir da interpretação da seção sísmica;
- (c) - anomalia gravimétrica calculada para os corpos do modelo em subsuperfície mostrado em (b);
- (d) - anomalia gravimétrica corrigida (linha cheia) após a subtração da anomalia calculada em (c) juntamente com a curva polinomial ajustada (linha tracejada).

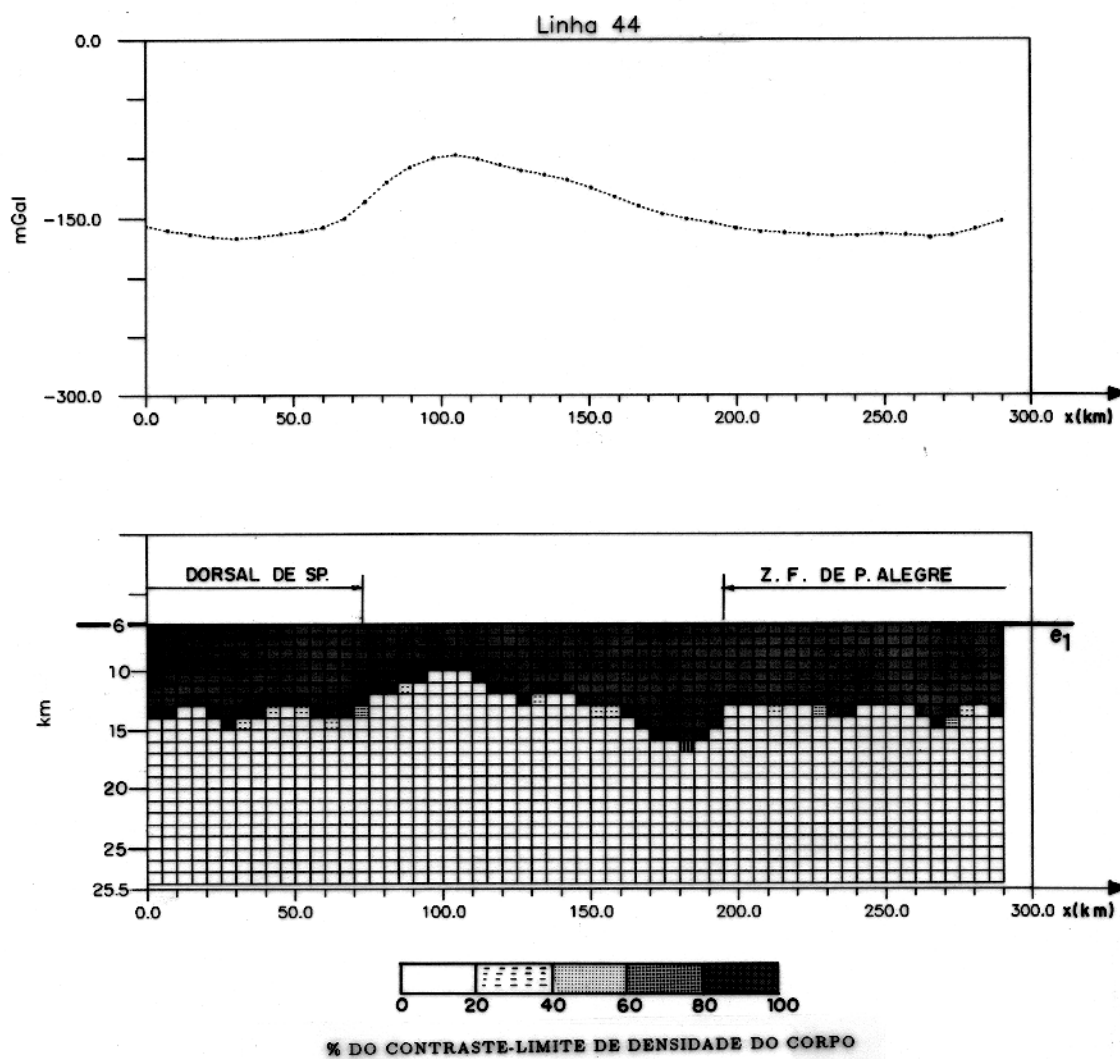


Figura 4.11 - Resultado da inversão dos dados da linha 44 considerando-se que a malha discretizada comporta três seções com diferentes contrastes-limites de densidade; entre 0 e 73 km, o contraste fixado foi de $-0,56 \text{ g.cm}^{-3}$, entre 73 e 195 km o contraste foi de $-0,41 \text{ g.cm}^{-3}$, e, entre 195 e 290 km, o contraste foi de $-0,56 \text{ g.cm}^{-3}$.

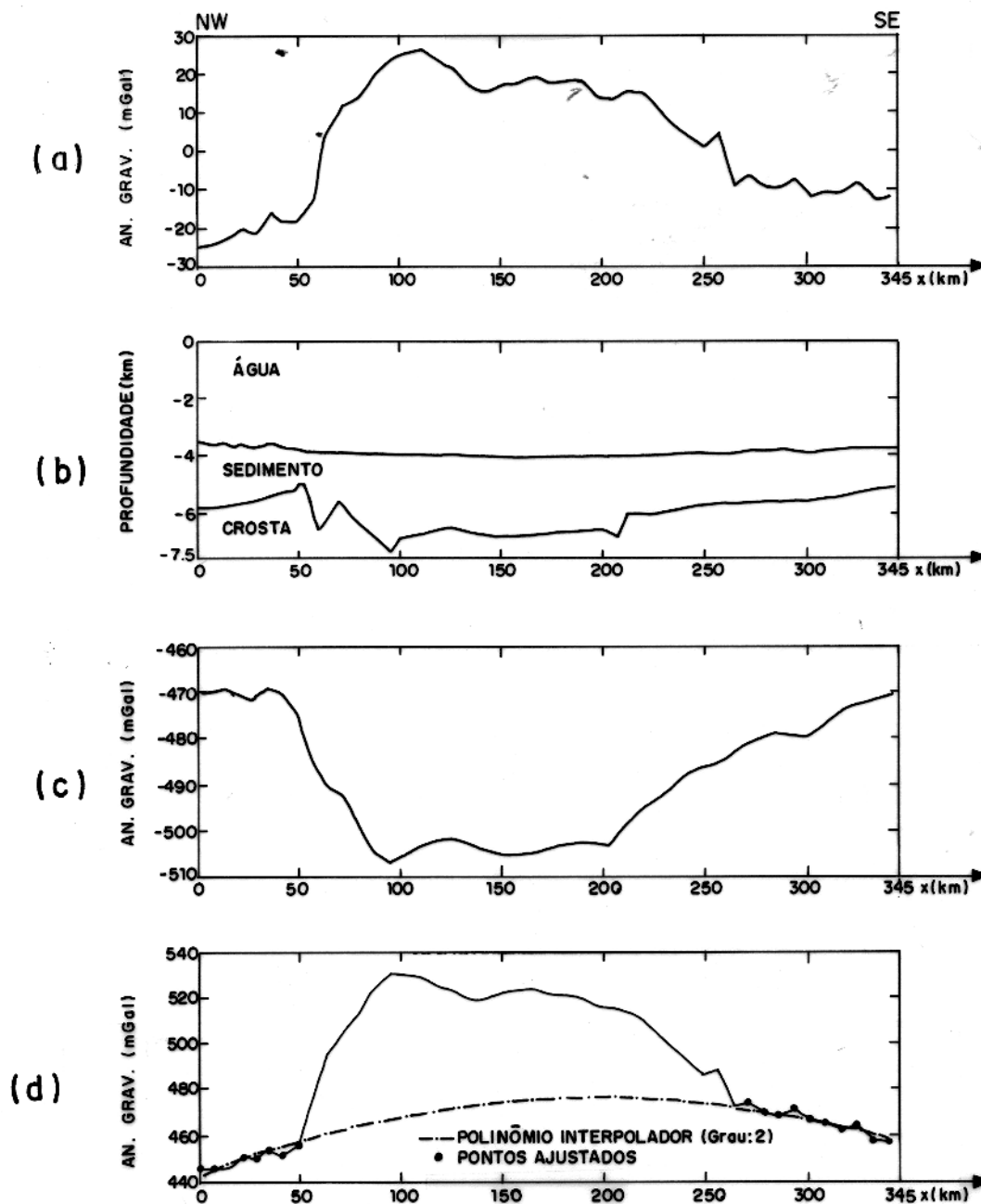


Figura 4.12 - Linha 45.

- (a) - anomalia gravimétrica ar-livre;
- (b) - modelo geométrico em subsuperfície obtido a partir da interpretação da seção sísmica
- (c) - anomalia gravimétrica calculada para os corpos do modelo em subsuperfície mostrado em (b);
- (d) - anomalia gravimétrica corrigida (linha cheia) após a subtração da anomalia calculada em (c) juntamente com a curva polinomial ajustada (linha tracejada).

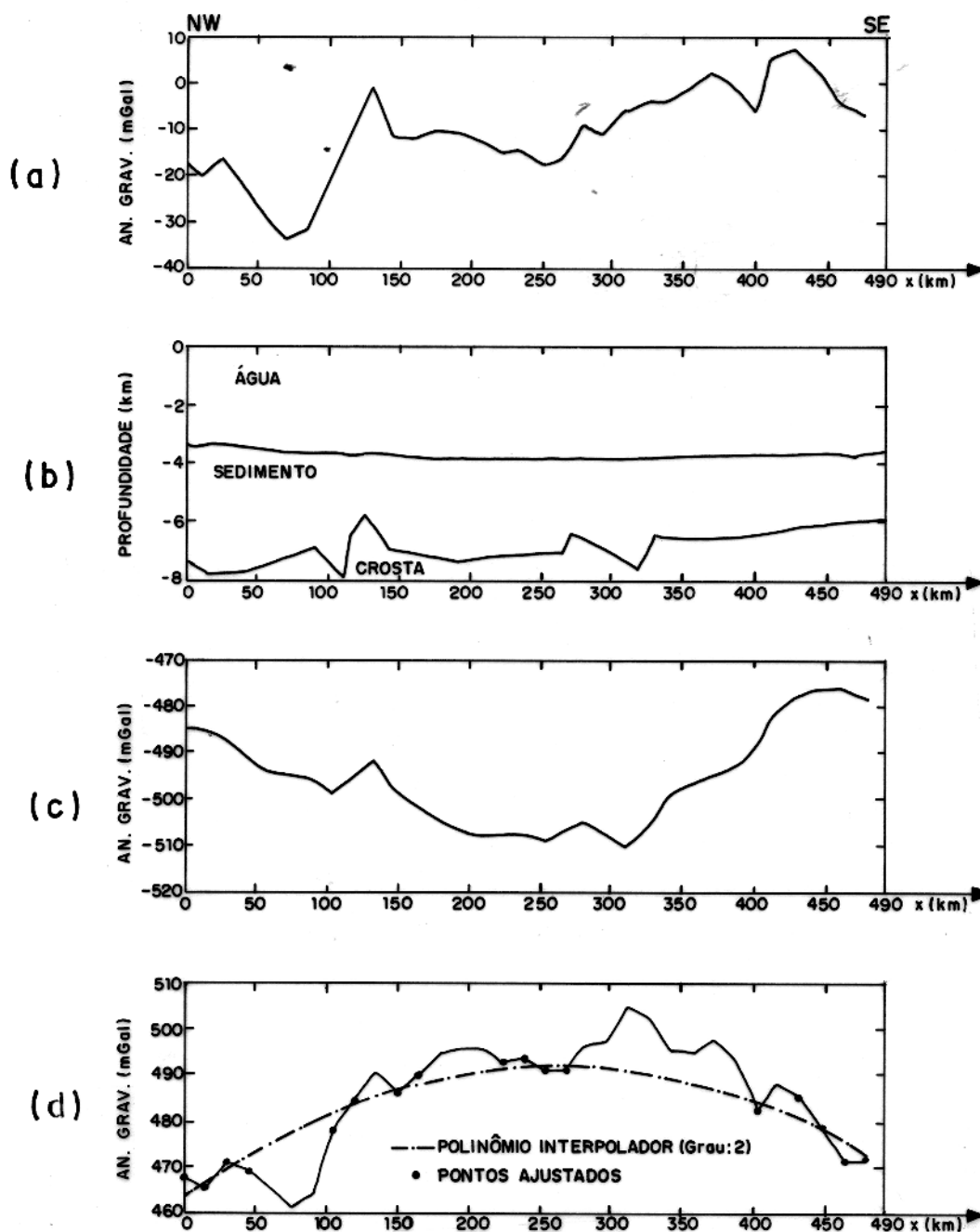


Figura 4.14 - Linha 46.

- (a) - anomalia gravimétrica ar-livre;
- (b) - modelo geométrico em subsuperfície obtido a partir da interpretação da seção sísmica
- (c) - anomalia gravimétrica calculada para os corpos do modelo em subsuperfície mostrado em (b);
- (d) - anomalia gravimétrica corrigida (linha cheia) após a subtração da anomalia calculada em (c) juntamente com a curva polinomial ajustada (linha tracejada).

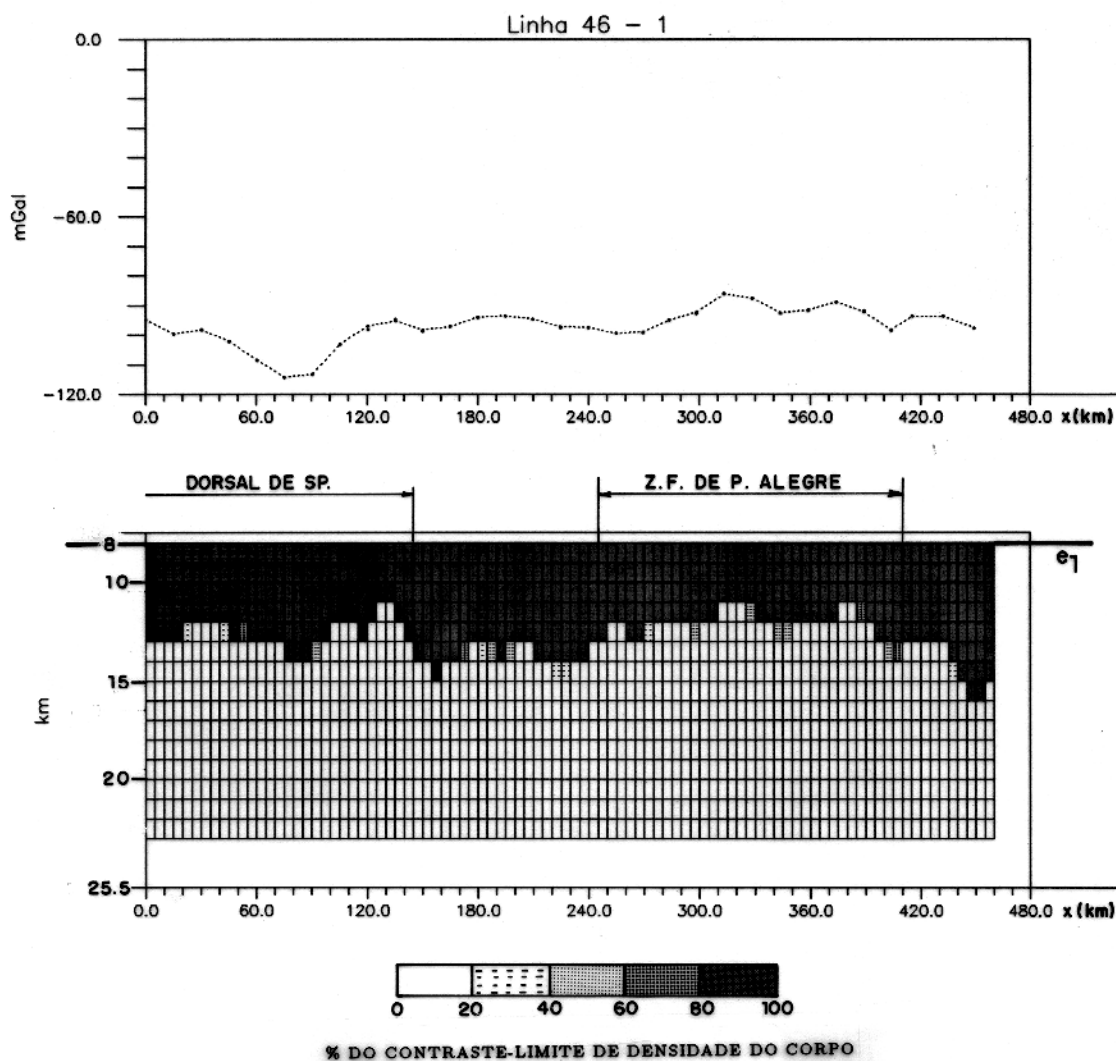


Figura 4.15 - Resultado da inversão dos dados da linha 46 considerando-se que a malha discretizada comporta quatro seções com diferentes contrastes-limites de densidade; entre 0 - 145 km e 245 - 410 km, o contraste fixado foi de $-0,56 \text{ g.cm}^{-3}$, e, entre 145 - 245 km e 410 - 460 km, o contraste foi de $-0,41 \text{ g.cm}^{-3}$.

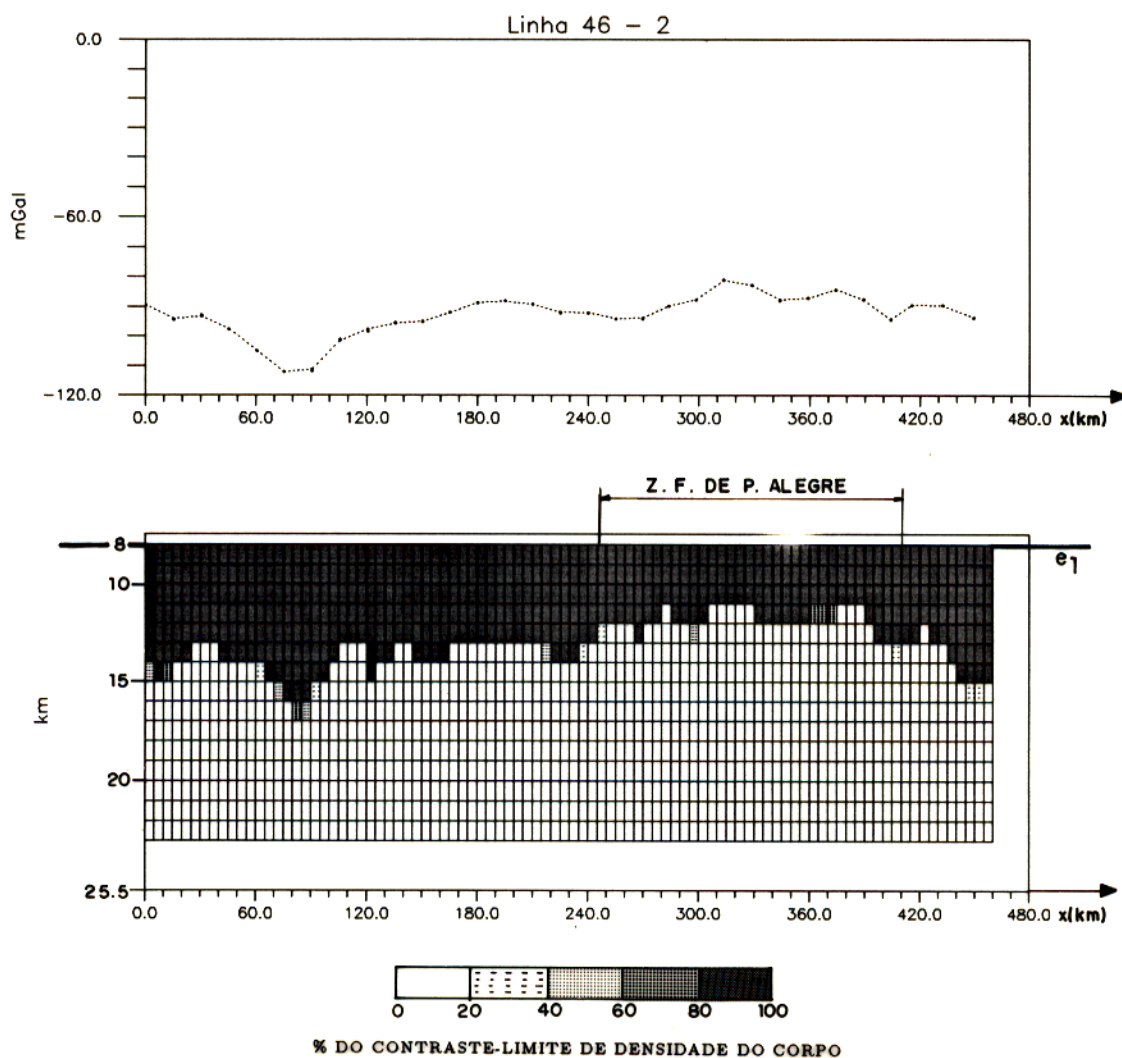


Figura 4.16 - Resultado da inversão dos dados da linha 46 considerando-se que a malha discretizada comporta três seções com diferentes contrastes-limites de densidade; entre 0 e 245 km, o contraste fixado foi de $-0,41 \text{ g.cm}^{-3}$, entre 245 e 410 km, o contraste foi de $-0,56 \text{ g.cm}^{-3}$, e, entre 410 e 460 km, o contraste foi de $-0,41 \text{ g.cm}^{-3}$.

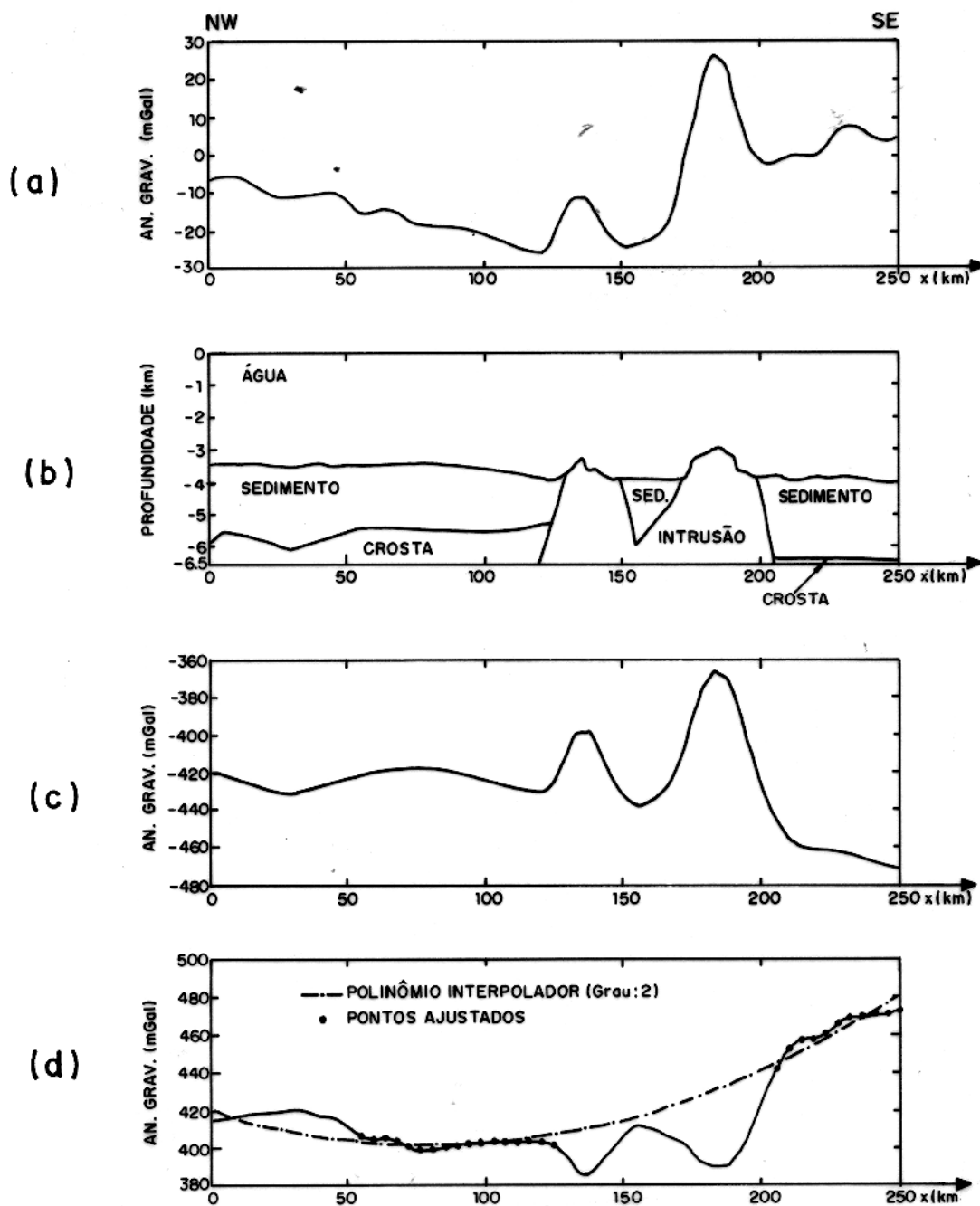


Figura 4.17 - Linha 47.

- (a) - anomalia gravimétrica ar-livre;
- (b) - modelo geométrico em subsuperfície obtido a partir da interpretação da seção sísmica;
- (c) - anomalia gravimétrica calculada para os corpos do modelo em subsuperfície mostrado em (b);
- (d) - anomalia gravimétrica corrigida (linha cheia) após a subtração da anomalia calculada em (c) juntamente com a curva polinomial ajustada (linha tracejada).

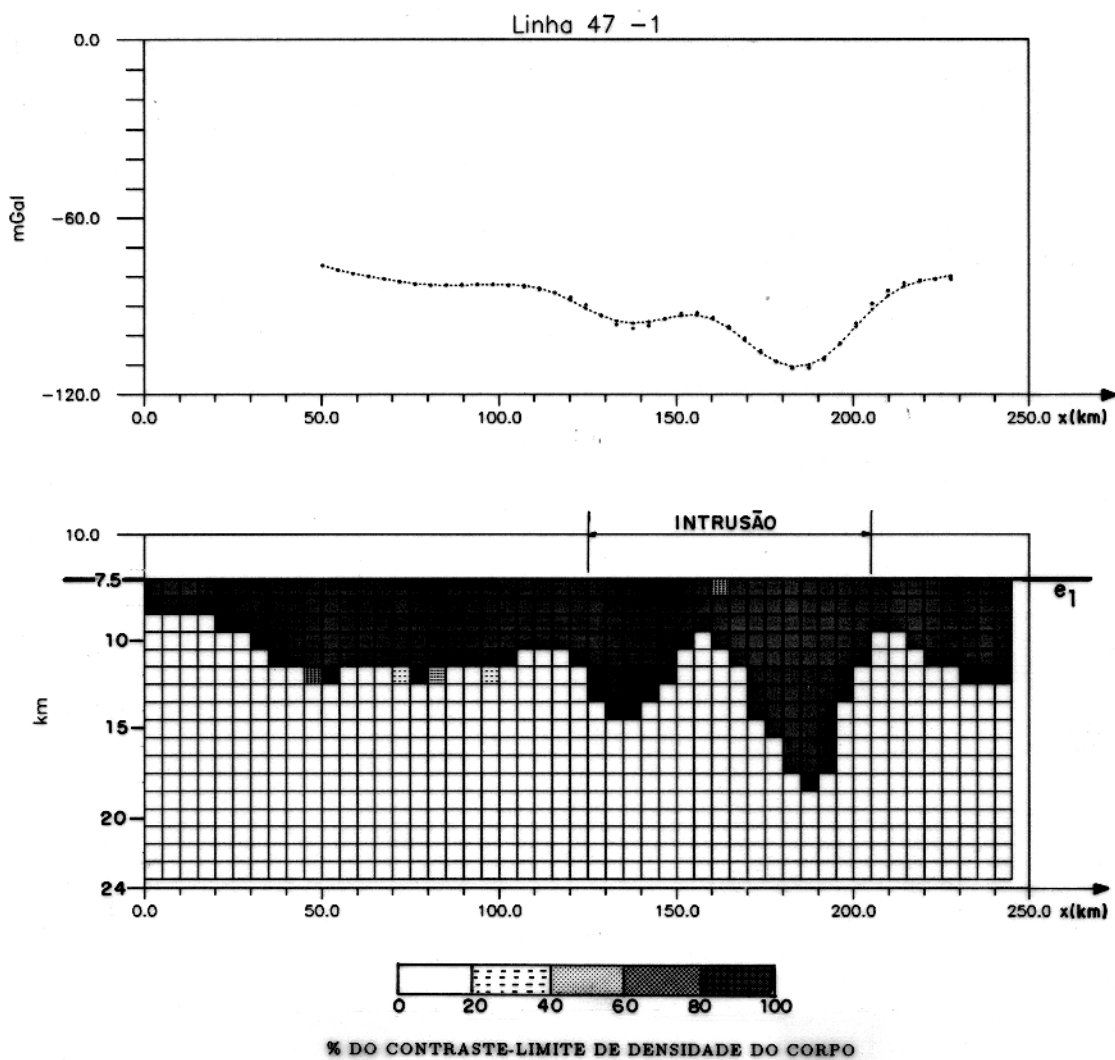


Figura 4.18 - Resultado da inversão dos dados da linha 47 considerando-se que a malha discretizada comporta um único contraste-limite de densidade igual $-0,41 \text{ g.cm}^{-3}$.

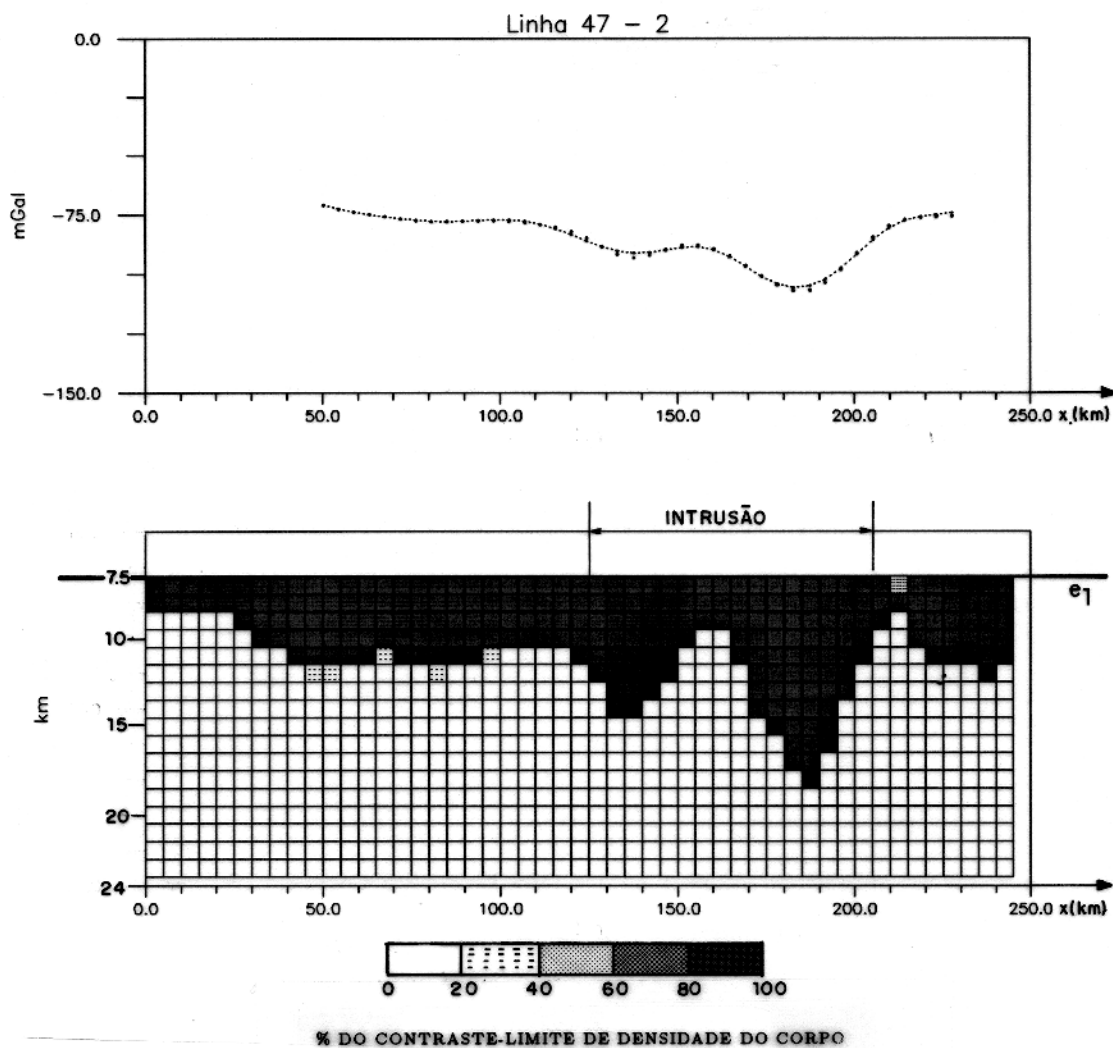


Figura 4.19 - Resultado da inversão dos dados da linha 47 considerando-se que a malha discretizada comporta três seções com diferentes contrastes-limites de densidade; entre 0 e 125 km, o contraste fixado foi de $-0,41 \text{ g.cm}^{-3}$, entre 125 e 205 km o contraste foi de $-0,40 \text{ g.cm}^{-3}$, e, entre 205 e 246 km, o contraste foi de $-0,41 \text{ g.cm}^{-3}$.

5 - CONCLUSÕES

Este trabalho estendeu a técnica de inversão de dados gravimétricos proposta por GUILLEN & MENICHETTI (1984) a fim de aplicá-la ao problema do mapeamento de uma interface separando dois meios homogêneos. Para tanto, a subsuperfície, dentro da qual está sendo investigada a distribuição das fontes, foi limitada por uma malha discretizada composta por células retangulares, às quais foi atribuído, individualmente, um valor de contraste-limite de densidade e, agrupando-as, opcionalmente, em setores, tal que, todas as células dentro de um setor tenham o mesmo contraste-limite. Esta extensão do método proposto por GUILLEN & MENICHETTI (1984) permite a sua aplicação à reconstituição de corpos de diferentes naturezas que estejam justapostos. Além destes vínculos associados ao estabelecimento do contraste-limite de densidade e da divisão da malha em setores, este método permite ainda a incorporação de informações sobre o tamanho e a posição dos eixos ao longo dos quais o excesso (ou deficiência) de massa deve se concentrar.

O método foi testado em perfis sintéticos para avaliar a sua eficiência na reconstituição de estruturas geológicas. Estes testes foram divididos em grupos considerando-se a configuração geométrica e a homogeneidade dos corpos envolvidos no processamento. Para corpos alongados horizontalmente que apresentem pelo menos um dos seus limites plano (ou que possam ser isolados removendo-se o efeito gravimétrico acima ou abaixo de um plano arbitrário), o método apresentou resultados bastante satisfatórios; no entanto estes resultados dependem do conhecimento prévio da posição da superfície plana do corpo para o estabelecimento, de forma eficiente, da posição do eixo. Em situações nas quais o corpo procurado tem o topo e a base irregulares, a eficiência do método diminui e é necessário o conhecimento *a priori* da profundidade média à qual situa-se o corpo. Incertezas no estabelecimento do contraste-limite de densidade diminuem a confiabilidade do método na recuperação do volume do corpo, devido à ambigüidade da inversão de dados gravimétricos envolvendo o volume de uma fonte e o seu contraste de densidade, cujo produto deve ser constante a fim de que a massa total anômala seja a mesma para qualquer possível solução. Outro fator que diminui a eficiência desta técnica de inversão, também justificado pela ambigüidade do método gravimétrico, é o desconhecimento do nível de base; o volume final da fonte reconstituída é dependente do valor atribuído ao nível de base. O posicionamento do eixo de concentração de massa no topo ou na base do corpo (que devem coincidir com um dos limites da subsuperfície discretizada) é de fundamental importância neste método; incertezas no posicionamento do eixo prejudicam

a eficiência da técnica em recuperar os limites do corpo pois a sua tendência natural é concentrar a massa anômala de forma simétrica em torno do eixo estabelecido. A utilização de uma janela de dados menor que a extensão da fonte investigada ou a recuperação de fontes anômalas que sejam influenciadas pela presença de corpos laterais requer a extensão horizontal da malha discretizada; no caso do tamanho reduzido da janela de dados, a extensão da malha é necessária para atenuar a possível ocorrência de efeitos de borda e recuperar de forma mais precisa os limites laterais do corpo, permitindo, portanto, a aplicação do método a perfis extensos, que poderão ser processados por janelas. A estabilidade do método não é influenciada pela presença de ruído nos dados.

A metodologia de inversão de dados gravimétricos apresentada neste trabalho foi aplicada a perfis que cortam a região oceânica adjacente à margem continental sul brasileira obtidos durante o LEPLAC IV. O objetivo desta aplicação foi investigar a natureza do embasamento cristalino nesta região e mapear a Moho, que separa a crosta do manto superior. Os resultados obtidos permitiram inferir a natureza dos corpos que compõem o arcabouço da região na qual encontram-se inseridas a Dorsal de São Paulo e a Zona de Fratura de Porto Alegre; um limite para a zona de transição entre as crostas, transicional e oceânica, situada abaixo do Platô de São Paulo, foi estabelecido como coincidente com a Dorsal de São Paulo. Tendo como base estes resultados do processamento inverso associados à sísmica de reflexão multicanal, foi proposto um prolongamento, na direção sudoeste, da cadeia que constitui a Dorsal de São Paulo .

A aplicação do método de inversão gravimétrica desenvolvido neste trabalho aos perfis do LEPLAC IV apresentou resultados bastante satisfatórios no mapeamento de corpos justapostos de diferentes naturezas e na recuperação da interface crosta-manto; esta eficiência na recuperação da Moho permite estender a aplicação desta técnica ao mapeamento de outros tipos de interface como, por exemplo, a topografia do embasamento de uma bacia sedimentar. No entanto, estes resultados são diretamente vinculados à disponibilidade e confiabilidade de informações prévias, necessárias ao método, que permitam fixar o contraste-limite de densidade e a espessura da fonte em alguns pontos. Como a espessura recuperada para a fonte depende do nível de base estabelecido, o método pode ser modificado considerando-se o nível de base como um parâmetro variável a ser sintonizado de forma automática. É válido ainda ressaltar a importância de que, diferentemente dos métodos tradicionais para mapeamento de interfaces, a continuação para baixo do campo gravimétrico, nesta técnica, é desnecessária permitindo deste modo uma maior resolução do relevo da interface. A aplicação a perfis extensos é viabilizada através do processamento por janelas, estendendo-se, em cada janela, a malha discretizada além dos limites da janela de dados.

A técnica de inversão apresentada neste trabalho foi aplicada a dados gravimétricos, mas como o seu princípio básico consiste na concentração da distribuição de uma propriedade física em torno de um eixo, é possível estender a sua aplicação, de forma análoga, a outros tipos de dados tais como magnéticos e de resistividade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVES, E. C. 1981. Estruturas da margem continental sul brasileira e das áreas oceânicas e continentais, adjacentes. In: ASMUS, H. E. **Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira, e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais**. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, CENPES, DINTEP. p.145-170. (Projeto REMAC, 9).
- ASMUS, H. E. 1978. Hipóteses sobre a origem dos sistemas de zonas de fratura oceânicas/alinhamentos continentais que ocorrem nas regiões sudeste e sul do Brasil. In: ASPECTOS estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, CENPES, DINTEP. p.39-73. (Projeto REMAC, 4).
- BARBOSA, V. C. & SILVA 1994. Generalized compact gravity inversion. **Geophysics**, 59(1):57-68.
- 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. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 156p. Tese (Doutorado em Geofísica) - Curso de Pós-Graduação em Geofísica, Centro de Geociências, UFPA, 1989.
- CARLSON, R. L. & RASKIN, G. S. 1984. Density of the ocean crust. **Nature**, 311:555-558.
- CARMICHAEL, R. S. 1984. **Handbook of physical properties of rocks**. Flórida, CRC-Press. 3v.
- CHENOT, D. & DEBEGLIA, N. 1990. Three-dimensional gravity or magnetic constrained depth inversion with lateral and vertical variation of contrast. **Geophysics**, 55(3):327-335.
- DIAS, M. S. 1992. **Análise isostática na região do Platô de São Paulo**. Rio de Janeiro, Observatório Nacional. 125p. Tese (Mestrado em Geofísica) - Curso de Pós-Graduação em Geofísica, 1992.
- DONGARRA, J. J.; BUNCH, J. R.; MOLER, C. B.; STEWART, G. W. 1979. The Choleski decomposition. In: ————. **Linpac users' guide**. Philadelphia, SIAM. Cap.8, p.8.1-8.14.

- FODOR, R. V.; KUMAR, N.; BORNHORST, T. J.; HUSLER, J. W. 1980. Petrology of basaltic rocks from the São Paulo Ridge, Southwestern Atlantic Ocean. *Marine Geology*, 36:127-141
- GÉRARD, A. & DEBEGLIA, N. 1975. Automatic three-dimensional modeling for the interpretation of gravity or magnetic anomalies. *Geophysics*, 40:1014-1035.
- GOMES, P. O.; SEVERINO, M. C. G.; GOMES, B. S. 1993. Projeto LEPLAC: Interpretação integrada dos dados geofísicos do prospecto LEPLAC-IV - Margem continental sul brasileira. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 3., Rio de Janeiro, 1993. *Anais*. Rio de Janeiro, SBGf. v.2, p.1275-1280.
- GUILLEN, A. & MENICHETTI, V. 1984. Gravity and magnetic inversion with minimization of a specific functional. *Geophysics*, 49(8):1354-1360.
- GUIMARÃES, P. P. D.; ALMEIDA, H. P.; KOWSMANN, R. O; COSTA, M. P. A.; BOA HORA, M. P. P. 1982. Modelagem gravimétrica na porção sul do Platô de São Paulo e suas implicações geológicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. *Anais*. Salvador, SBG. v.4, p.1570-1575.
- GUSPÍ, F. 1993. Noniterative nonlinear gravity inversion. *Geophysics*, 58(7):935-940.
- HOUTZ, R. E. 1977. Sound-velocity characteristics of sediments from the eastern south american margin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88:720-722.
- KENNETT, J. P. 1982. *Marine geology*. Englewood Cliffs, Prentice-Hall. 813p.
- KOWSMANN, R. O; COSTA, M. P. A.; ALMEIDA, H. P.; GUIMARÃES, P. P. D.; BOA HORA, M. P. P. 1982. Geologia estrutural do Platô de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. *Anais*. Salvador, SBG. v.4, p.1558-1569.
- KOWSMANN, R. O; LEYDEN, R.; FRANCISCONI, O. 1977. Marine seismic investigations, southern brazil margin. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 61(4):546-557.
- KUMAR, N. & GAMBÔA, L. A. P. 1979. Evolution of the São Paulo plateau (southeastern Brazilian margin) and implications for the early history of the South Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90:281-293.
- LAST, B. J. & KUBIK, K. 1983. Compact gravity inversion. *Geophysics*, 48(6):713-721.

- LEÃO, J. W. D. & SILVA, J. B. C. 1989. Discrete linear transformations of potential field data. **Geophysics**, 54(4):497-507.
- LEÃO, J. W. D. ; MENEZES, P. T. L. ; BELTRÃO, J. F. ; SILVA, J. B. C. 1994. **Gravity inversion of basement relief constrained by the knowledge of depth at isolated points.** (no prelo).
- LEYDEN, R.; LUDWIG, W. J.; EWING M. 1971. Structure of continental margin off Punta del Este, Uruguay, and Rio de Janeiro, Brazil. **Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.**, 55(12):2161-2173.
- MENEZES, P. T. L. 1990. **Uma Nova abordagem na interpretação de anomalias gravimétricas em bacias sedimentares - exemplo da Bacia do Recôncavo, Bahia, Brasil.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 156p. Tese (Mestrado em Geofísica) - Curso de Pós-Graduação em Geofísica, Centro de Geociências, UFPA, 1990.
- OLDENBURG, D. W. 1974. The Inversion and interpretation of gravity anomalies. **Geophysics**, 39(4):526-536.
- PARKER, R. L. 1973. The Rapid calculation of potential anomalies. **Geophys. J. Roy. Astr. Soc.**, 31,447-455.
- PILKINGTON, M. & CROSSLEY, D. J. 1986. Determination of crustal interface topography from potential fields. **Geophysics**, 51(6):1277-1284.
- PRINCE, R. A. & FORSYTH, D. W. 1988. Horizontal extent of anomalously thin crust near the Vema Fracture Zone from the three-dimensional analysis of gravity anomalies. **J. Geophys. Res.**, 93(B7):8051-8063.
- SOUZA, J. M. 1992. **PROSPECTO LEPLAC-IV: Relatório final de aquisição, processamento e interpretação dos dados geofísicos.** Rio de Janeiro, PETROBRÁS/DEPEX. 169p. (Rel. Téc.).
- TALWANI, M.; WORZEL, J. L.; LANDISMAN, M. 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. **J. Geophys. Res.**, 64(1):49-59.
- TIKHONOV, A. N. & ARSENIN, V. Y. 1977. **Solutions of ill-posed problems.** Washington, V. H. Winston & Sons. 258p.

- URIEN, C. M. & MARTINS, L. 1978. **Structural and physiographic map of Eastern South America and Western South Atlantic**. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. CECO.
- WHITE, R. S.; DETRICK, R. S.; SINHA, M. C.; CORMIER, M. H. 1984. Anomalous seismic crustal structure of oceanic fracture zones. **Geophys. J. Roy. Astr. Soc.**, 79:779-798.
- ZEMBRUSCKI, S. G. 1979. Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. In: CHAVES, H. A. F. **Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes**. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, CENPES, DINTEP. p.129-177. (Projeto REMAC, 7).