

## Inversão gravimétrica interativa para a interpretação das anomalias gravimétricas da região oceânica adjacente à margem continental sudeste brasileira

Luzilene R. Gomes, Bruno R. Carvalho\*, LNCC e UERJ, João Batista C. Silva, UFPA e Valéria Cristina F. Barbosa, LNCC.

Copyright 2004, SBGF - Sociedade Brasileira de Geofísica

Este texto foi preparado para a apresentação no I Simpósio de Geofísica da Sociedade Brasileira de Geofísica, São Paulo, 26-28 de setembro de 2004. Seu conteúdo foi revisado pela Comissão Tecno-científica do I SR-SBGf mas não necessariamente representa a opinião da SBGF ou de seus associados. É proibida a reprodução total ou parcial deste material para propósitos comerciais sem prévia autorização da SBGF.

### Abstract

We interpreted two gravity profiles from LEPLAC-IV, offshore the southeastern Brazilian continental margin. To this end we used an inversion method that performs an interactive gravity interpretation in a user-friendly environment. Our inversion results mapped the Moho and allowed inferring the nature of the geological bodies composing the structural framework of the region comprising the São Paulo Ridge and the Porto Alegre Fracture Zone.

### Introdução

No final da década de 80 foi realizado, ao longo da margem continental sul brasileira e bacia oceânica adjacente, o levantamento de dados do LEPLAC-IV (Plano de Levantamentos da Plataforma Continental Brasileira) em que foram obtidos dados de gravimetria, magnetometria e sísmica de reflexão multicanal entre as latitudes 26°S e 38°S e as longitudes 40°W e 52°W. Neste trabalho interpretamos alguns perfis gravimétricos que cruzam a região oceânica adjacente à margem continental sudeste brasileira, onde se encontram inseridas as feições morfoestruturais: Platô de São Paulo, Dorsal de São Paulo e Zona de Fraturamento de Porto Alegre. O objetivo desta interpretação é mapear a interface crosta-manto superior (Moho) e estimar a natureza da crosta na região em estudo situada aproximadamente entre as latitudes 27°S e 32°S e as longitudes 40°W e 45° W. Geologicamente, a estimativa da natureza da crosta da região em estudo contribuiu para delimitar a zona de transição crustal e os domínios de espessamento ou afinamento crustal. Para alcançar tais objetivos, estimamos a variação do contraste de densidade a partir dos dados gravimétricos produzidos por uma distribuição contínua, porém desconhecida, de anomalias de densidade na crosta. Como o problema inverso de estimar uma distribuição do contraste de densidade que ajuste os dados gravimétricos dentro da precisão do erro experimental é matematicamente mal-posto, usamos o método inverso IGI (Inversão Gravimétrica Interativa) desenvolvido por Silva & Barbosa (2006) que transforma este problema inverso em bem-posto via regularização de Tikhonov. O método IGI foi

desenvolvido para interpretar anomalias gravimétricas 2D produzidas por corpos geológicos múltiplos e complexos. Este método baseia-se nas técnicas de inversão desenvolvidas por Last & Kubik (1983), Guillen & Menichetti (1984) e Barbosa & Silva (1994) e Barbosa et al. (1999), modificada para permitir a interpretação de várias anomalias de densidade que produzem um campo gravimétrico complexo e interferente. O método IGI presume que as massas anômalas estão concentradas no entorno de elementos geométricos consistindo de pontos e retas, que caracterizam o arcabouço das diferentes fontes anômalas. Cada fonte anômala é presumida homogênea, compacta, e com contraste de densidade conhecido, tendo, porém, geometria desconhecida.

### Metodologia

Para estimar o relevo da Moho a partir do vetor,  $g^o \in R^N$ , contendo a anomalia gravimétrica, uma região da subsuperfície contendo a crosta (meio heterogêneo acima da Moho) é discretizada em  $M=M_x.M_z$  prismas bidimensionais com dimensões conhecidas e cujos contrastes de densidade, em relação ao manto, são os parâmetros desconhecidos a serem estimados (Figura 1). O contraste de densidade de cada prisma é constante, podendo haver, no entanto, variação deste contraste entre os prismas. Então, o relevo da Moho será delineado pelo contato entre os prismas com estimativas nulas (prismas brancos) e não

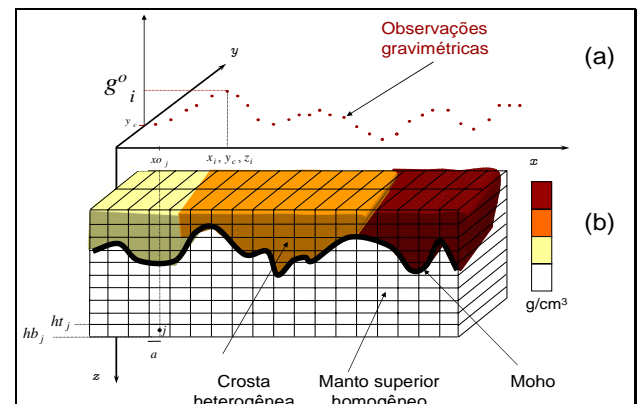


Figura 1 – (a) Anomalia gravimétrica observada em  $N$  pontos; (b) domínio do espaço  $x$ - $y$ - $z$  da subsuperfície da Terra discretizado em  $M=M_x.M_z$  prismas retangulares 2D justaposto. Este domínio inclui a Moho (interface que separa a crosta heterogênea (meio superior representado por corpos coloridos) do manto superior homogêneo (meio inferior branco)).

nulas (prismas coloridos) para o contraste de densidade. Seja  $S_r$ ,  $r=1, \dots, R$ , um conjunto de fontes gravimétricas 2D com formas e distribuições de contrastes de densidade arbitrários e presumindo que os arcabouços destas fontes possam ser construídos pela combinação de eixos e pontos, totalizando  $L$  elementos geométricos (Figura 2). Seja  $T$  o conjunto de todos os elementos geométricos  $e_j$ ,  $j=1, \dots, L$  (pontos e eixos) ordenados arbitrariamente. Cada elemento  $e_j$  de  $T$  é assinalado um contraste de densidade-alvo. Adicionalmente, associamos à  $j$ -ésima fonte,  $S_j$ , um subconjunto  $t_j$  de  $T$ , contendo  $K_j$  elementos geométricos, associando a cada elemento um contraste de densidade-alvo. Combinando-se: i) os arcabouços presumivelmente conhecidos das fontes (eixos e pontos), ii) os correspondentes contrastes de densidade-alvo, e iii) as medidas da anomalia gravimétrica interferente produzida pelas  $R$  fontes, obteremos uma melhor delimitação da fonte (Figura 2). Isto é obtido através do método inverso IGI (Silva & Barbosa, 2006) que consiste nos seguintes passos. Primeiro, obtemos a solução de mínima norma:

$$\hat{\mathbf{p}}^0 = \mathbf{A}^T (\mathbf{A}\mathbf{A}^T + \mu \mathbf{I})^{-1} \mathbf{g}^0 \quad (1)$$

em que  $\mu$  é o parâmetro de regularização e  $\mathbf{I}$  é a matriz identidade. A seguir, as estimativas dos parâmetros  $\mathbf{p}$  (contrastos de densidade) são atualizadas iterativamente pela expressão:

$$\hat{\mathbf{p}}^{(k+1)} = \hat{\mathbf{p}}^{(k)} + \Delta \mathbf{p}^{(k)}, \quad (2)$$

em que

$$\Delta \mathbf{p}^{(k)} = \mathbf{W}_{(k)}^{-1} \mathbf{A}^T (\mathbf{A} \mathbf{W}_{(k)}^{-1} \mathbf{A}^T + \mu \mathbf{I})^{-1} (\mathbf{g} - \mathbf{A} \hat{\mathbf{p}}_F^{(k)}), \quad (3)$$

$\mathbf{W}_{(k)}$  é uma matriz diagonal cujos elementos não nulos são dados por:

$$w_{ij} = \frac{d_j^2}{|\hat{p}_j^{(k)}| + \varepsilon}, \quad (4)$$

sendo  $d_j = \min_{1 < i < L} d_{ij}$ ,  $\varepsilon$  é um número positivo pequeno

da ordem de  $10^{-7}$  e  $d_{ij}$  é a distância do centro do  $j$ -ésimo prisma elementar ao  $i$ -ésimo elemento geométrico. Os elementos do vetor  $\hat{\mathbf{p}}_F^{(k)}$  são ou os elementos do vetor  $\hat{\mathbf{p}}^{(k)}$  ou os parâmetros congelados. O parâmetro  $\mu$  favorece soluções em que os prismas elementares situados no entorno dos elementos geométricos recebem, ao longo das iterações, os maiores contrastes de densidade em valor absoluto. Assim, quanto maior o valor de  $\mu$ , mais próximas as fontes estimadas estarão dos elementos geométricos. Quanto maior  $\mu$ , mais estáveis serão as soluções. A matriz  $\mathbf{W}_{(k)}$  controla o módulo da correção  $\Delta \mathbf{p}^{(k)}$  em cada iteração. Células próximas a qualquer elemento geométrico e, possuindo grandes contrastes de densidade (em módulo) numa determinada iteração, receberão pesos baixos, tal que as correspondentes correções para a próxima iteração poderão ser grandes. Inversamente, células afastadas de

todos os elementos geométricos e, apresentando pequenos contrastes de densidade (em módulo) numa determinada iteração, receberão pesos grandes tal que as correspondentes correções serão pequenas. Dessa forma, as soluções serão direcionadas a concentrar o excesso (ou deficiência) de massa nas proximidades dos elementos geométricos.

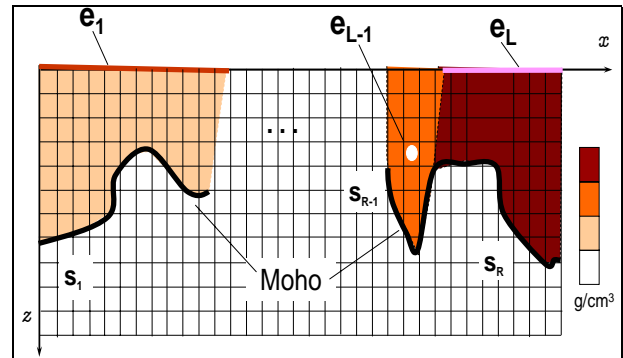


Figura 2 – Modelo interpretativo consistindo de um conjunto de  $M$  prismas 2D verticais justapostos, cujos contrastes de densidade são os parâmetros a serem estimados. As fontes anômalas crustais,  $S_r$ ,  $r=1, \dots, R$  têm seus arcabouços definidos por um conjunto de elementos geométricos,  $e_j$ ,  $j=1, \dots, L$ , que são constituídos por eixos e pontos e cujas posições são presumivelmente conhecidas. A Moho (linha grossa preta) é representada como o contato separando os prismas com contrastes de densidade nulos (prismas brancos) e não nulos (prismas coloridos).

## Resultados do Pré-Processamento

As linhas 45 e 46 foram selecionadas entre os cinco perfis do LEPLAC-IV (Figura 3). O pré-processamento, consistiu na interpretação de seções sísmicas gerando modelos geológicos para o setor da subsuperfície de cada uma das linhas, com a delimitação das interfaces água-sedimento e sedimento-embasamento acústico. O limite inferior de cada modelo geológico é um plano arbitrário,  $h_1$ , estimado em função do ponto de maior profundidade do topo do embasamento acústico. Para cada linha o efeito gravimétrico produzido por fontes acima de  $h_1$  (modelo geológico) é então removido, com base na interpretação das seções sísmicas. O efeito gravimétrico dos polígonos que compõe o modelo geológico de cada linha, foi calculado via Talwani et al., (1959) e, posteriormente, subtraído do correspondente 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. Adicionalmente, removemos uma componente regional do campo gravimétrico, através da subtração de um polinômio de grau um ou dois ajustado ao perfil observado de cada linha. As Figuras 4 e 5 ilustram o pré-processamento das linhas 45 e 46, respectivamente. Neste estudo, o manto é utilizado como nível de referência; assim, os contrastes de densidade dos corpos subjacentes devem ser negativos. No 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  $3,3 \text{ g.cm}^{-3}$ , esta última usada como referência. A densidade atribuída ao pacote sedimentar para as linhas 45 e 46 foram  $2,3 \text{ g.cm}^{-3}$  e  $2,4 \text{ g.cm}^{-3}$ , respectivamente. As densidades atribuídas aos corpos que representam a crosta (que pode ser de natureza transicional ou oceânica) são especificadas como parâmetros de entrada para o método inverso IGI. Dada a indisponibilidade de informações precisas sobre o nível de base utilizado na correção dos dados, este foi estimado a partir do conhecimento a priori que a espessura da crosta oceânica varia entre 5 e 10 km, sendo que em alguns casos, esse valor pode ser excedido (Kennett, 1982). Assim, um valor constante, para cada perfil, é somado a todas as suas observações e a anomalia resultante ao longo desse perfil é invertida, produzindo estimativas do relevo da Moho; aquelas associadas com espessura de crosta entre 5 e 10 km, são tomados como estimativas da interface crosta-manto.

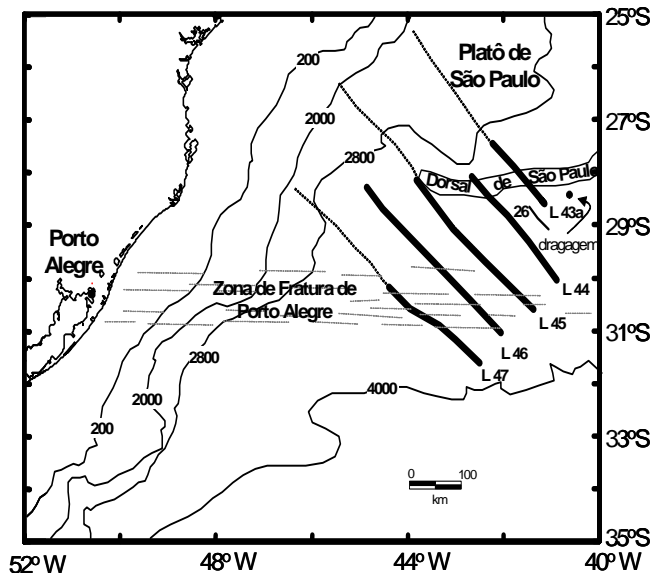


Figura 3 – Localização das linhas 43a, 44, 45, 46 e 47 do LEPLAC IV (apenas os segmentos destacados das linhas 45 e 46 foram utilizados no processamento inverso).

### Resultados da Inversão Linha 45

Para a inversão da linha 45 foi atribuído ao setor situado entre 0 e 102 km um contraste de densidade igual a  $-0,56 \text{ g.cm}^{-3}$ , presumindo que o segmento entre 0 e 95 km deste setor corresponde à extensão da Dorsal de São Paulo. O setor situado no intervalo  $x \in [102 \text{ km}, 200 \text{ km}]$  foi considerado de natureza oceânica com contraste de densidade igual a  $-0,41 \text{ g.cm}^{-3}$ . Por outro lado, ao setor situado no intervalo  $x \in [200 \text{ km}, 330 \text{ km}]$  do perfil, que está associado ao prolongamento da Zona de Fratura de Porto Alegre, foi atribuído o contraste de densidade igual a  $-0,56 \text{ g.cm}^{-3}$ . A Figura 6 mostra os resultados da inversão dos dados da linha 45. No intervalo  $x \in [0 \text{ km}, 95 \text{ km}]$ , a crosta transicional que retrata a Dorsal de São Paulo é bastante irregular, e com uma espessura da ordem de 10 km, e se adelgaça nas proximidades do

limite crosta transicional-crosta oceânica, atingindo 4,5 km de espessura em  $x = 90 \text{ km}$ . O domínio oceânico situado no intervalo  $x \in [102 \text{ km}, 200 \text{ km}]$  tem uma espessura crustal média em entorno de 6,5 km, e entre  $x \in [200 \text{ km}, 290 \text{ km}]$ , a crosta de natureza transicional se mantém em média com a espessura de 8 km e sofre um ligeiro espessamento em  $x = 290 \text{ km}$ , alcançando cerca de 9,5 km. Os resultados da inversão mostrados na Figura 6 nos intervalos  $x < 0 \text{ km}$  e  $x > 290 \text{ km}$  foram desconsiderados, tendo sido usados apenas para evitar indesejáveis efeitos de borda.

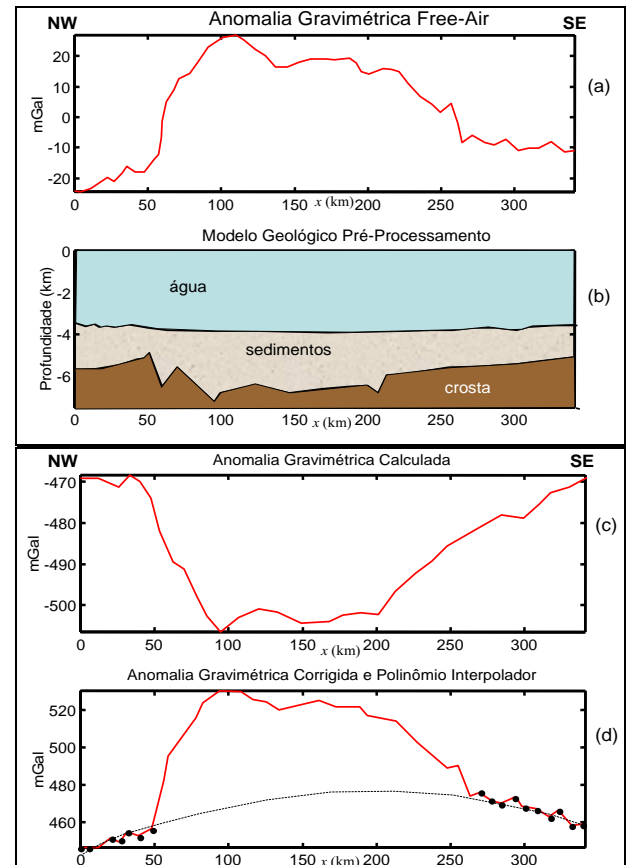


Figura 4 – Linha 45. (a) – anomalia gravimétrica ar-livre; (b) – modelo geométrico em subsuperfície obtido a partir da interpretação da seção sísmica; (c) – anomalia gravimétrica calculada para os corpos do modelo em subsuperfície mostrado em (b); (d) – anomalia gravimétrica corrigida (linha cheia) após a subtração da anomalia calculada em (c), juntamente com a curva polinomial ajustada (linha tracejada).

### Resultados da Inversão Linha 46

A linha 46 cruza a Zona de Fratura de Porto Alegre e, para a sua inversão, duas possíveis hipóteses foram consideradas em função do valor densidade atribuída ao alto do embasamento situado em  $x = 140 \text{ km}$ . Na inversão, a espessura mínima para a crosta foi garantida, somando-se  $-80 \text{ mGal}$  ao perfil gravimétrico residual que resultou da subtração da anomalia ar-livre (Figura 5a)

dos efeitos gravimétricos dos corpos em subsuperfície (Figura 5c) e do regional (polinômio de segundo grau mostrado em linha tracejada na Figura 5d). A anomalia gravimétrica a ser invertida é mostrada na Figura 7a (cruzes). Nesta primeira inversão, a subsuperfície foi dividida em quatro setores, sendo que em dois destes setores, definidos nos intervalos  $x \in [-20 \text{ km}, 150 \text{ km}]$  e  $x \in [245 \text{ km}, 410 \text{ km}]$ , o valor do contraste de densidade-alvo foi fixado em  $-0,56 \text{ g.cm}^{-3}$  e, nos intervalos  $x \in [150 \text{ km}, 245 \text{ km}]$  e  $x \in [410 \text{ km}, 470 \text{ km}]$ , o contraste foi de  $-0,41 \text{ g.cm}^{-3}$ .

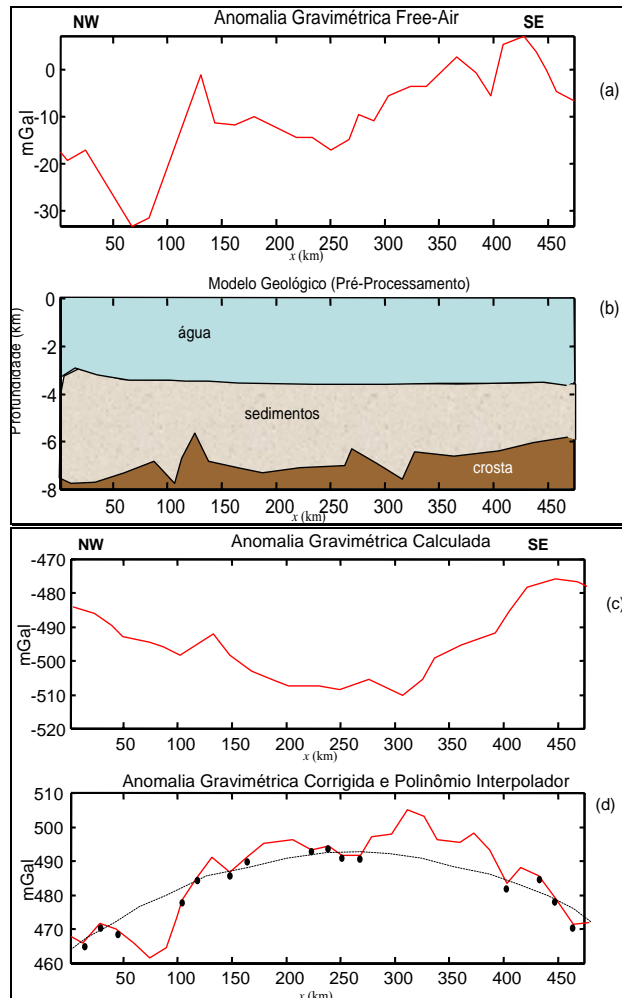


Figura 5 – Linha 46. (a) – anomalia gravimétrica ar-livre; (b) – modelo geométrico em subsuperfície obtido a partir da interpretação da seção sísmica; (c) – anomalia gravimétrica calculada para os corpos do modelo em subsuperfície mostrado em (b); (d) – anomalia gravimétrica corrigida (linha cheia) após a subtração da anomalia calculada em (c), juntamente com a curva polinomial ajustada (linha tracejada).

Os resultados desta primeira hipótese (Figura 7a) mostra que no intervalo  $x \in [0 \text{ km}, 100 \text{ km}]$  a espessura estimada para a crosta é de cerca de 5,0 km, sendo que esta sofre um afinamento abaixo do alto do embasamento situado em  $x = 130 \text{ km}$ ; neste setor o

manto atinge 11 km de profundidade. No setor situado no intervalo  $x \in [150 \text{ km}, 245 \text{ km}]$ , a crosta, de natureza oceânica, tem sua espessura aumentada atingindo valores superiores a 6,5 km, e posteriormente sofre um afinamento, já em domínio transicional correspondendo a Zona de Fratura de Porto Alegre cuja profundidade do manto varia entre 11 km e 12 km. O setor terminal da malha, em domínio oceânico, delimitado pelas abscissas 410 km e 460 km, registram um espessamento crustal que atinge valores superiores a 9,5 km.

Na segunda inversão, a espessura mínima para a crosta foi garantida somando-se  $-75 \text{ mGal}$  ao perfil gravimétrico residual que resultou da subtração da anomalia ar-livre (Figura 5a) dos efeitos gravimétricos dos corpos em subsuperfície (Figura 5c) e do regional (polinômio de segundo grau mostrado em linha tracejada na Figura 5d). A anomalia gravimétrica a ser invertida é mostrada na Figura 7b (cruzes). Nesta segunda inversão a subsuperfície foi dividida em três setores, sendo diferenciado o setor crustal referente a Zona de Fratura de Porto Alegre que está situado no intervalo  $x \in [245 \text{ km}, 410 \text{ km}]$  no qual o contraste de densidade-alvo foi fixado em  $-0,56 \text{ g.cm}^{-3}$ ; os setores situados nos intervalos  $x \in [-10 \text{ km}, 254 \text{ km}]$  e  $x \in [410 \text{ km}, 465 \text{ km}]$  tiveram  $-0,41 \text{ g.cm}^{-3}$  como contraste de densidade-alvo. Os resultados desta segunda hipótese (Figura 7b) mostra que a espessura média da crosta, registrada no intervalo  $x \in [-10 \text{ km}, 245 \text{ km}]$ , é de cerca de 7 km. Também foi encontrado um espessamento crustal em  $x = 85 \text{ km}$ , atingindo a espessura de 7,5 km. Imediatamente abaixo da Zona de Fratura de Porto Alegre, no intervalo  $x \in [245 \text{ km}, 410 \text{ km}]$ , observamos um afinamento crustal que promove uma subida no manto atingindo profundidades de 12,5 km; no último setor que foi atribuído um caráter oceânico para a crosta. Observamos um espessamento, sendo que em  $x = 460 \text{ km}$  a crosta atinge a espessura de 10 km. Os resultados da inversão mostrados nas Figuras 7a e 7b nos intervalos  $x < 0 \text{ km}$  e  $x > 460 \text{ km}$  foram desconsiderados pois foram usados apenas para evitar indesejáveis efeitos de borda.

## Discussões e Conclusões

Os perfis selecionados objetivaram testar algumas hipóteses sobre a natureza crustal da região. Kowsmann et al. (1982) estabeleceram que o limite para a zona de transição crustal coincide com a Dorsal de São Paulo (Figura 3) sendo portanto, a crosta situada a norte desta feição, de natureza transicional, enquanto aquela situada a sul, de natureza oceânica. A possível extensão para oeste, da Dorsal de São Paulo foi investigada utilizando-se as linhas 45 e 46, levando-se em consideração o padrão irregular do embasamento mapeado pelas respectivas linhas sísmicas. Nas Figuras 4b e 5b podemos identificar essas irregularidades do embasamento, respectivamente, nos 100 km iniciais da linha 45 e nos 145 km iniciais da linha 46. Os resultados da inversão dos dados da linha 45 (Figura 6) mostram que o manto situa-se a aproximadamente 15 km de profundidade nos primeiros 50 km do perfil, tornando-se

mais raso em  $x = 90$  km, próximo ao limite crosta transicional-oceânica ( $x=120$ km). Uma segunda inversão (não mostrada) foi realizada para a linha 45 considerando-se a inexistência de um prolongamento da Dorsal de São Paulo e atribuindo natureza oceânica a toda crosta (contraste de densidade-alvo igual a  $-0,41 \text{ g.cm}^{-3}$ ). No entanto, a espessura da crosta estimada ultrapassa 15 km, tornando esta hipótese então, incoerente. Para a interpretação da linha 46, duas hipóteses foram consideradas. No primeiro caso, os 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 são mostrados na Figura 7a, sendo compatíveis aos resultados das linhas 43a, 44 (não mostrados) e 45, estando o manto situado, em média, em torno dos 13 km de profundidade, imediatamente abaixo da dorsal, e torna-se mais profundo (14 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 3). O resultado desta inversão (Figura 7b) mostra que a crosta teria cerca de 7 km de espessura o que não viola a premissa que a crosta oceânica tem entre 5–10 km (Kennett, 1982) e o manto estaria situado a aproximadamente 14,5 km de profundidade. Portanto, as duas hipóteses para a linha 46 devem ser considerados possíveis, devido à indisponibilidade de dados adicionais que pudessem rejeitar uma ou ambas as hipóteses.

A margem continental sul brasileira e a região oceânica adjacente na qual está inserida a Zona de Fratura de Porto Alegre tem sido bem pouco estudada. Esta escassez de estudo é justificada pelo espesso pacote sedimentar que recobre a região, além das baixas probabilidades de ocorrência de hidrocarbonetos nas bacias marginais presentes nesta região. Como a crosta oceânica nas zonas de fratura é anômala e caracterizada por uma diminuição nas velocidades de propagação de ondas sísmicas, acompanhadas por uma subida do manto (White et al., 1984; Prince & Forsyth, 1988), vários testes relacionando densidade-espessura foram feitos para a Zona de Fratura de Porto Alegre. Os valores de densidade que povocaram uma subida do manto na região de zona de fratura, conferiram a estes corpos uma natureza transicional; portanto, corpos correspondentes à Zona de Fratura de Porto Alegre tiveram sua densidade fixada em  $2,74 \text{ g.cm}^{-3}$ . Os 90 km finais da linha 45, no intervalo  $x \in [200 \text{ km}, 290 \text{ km}]$ , correspondem à Zona de Fratura de Porto Alegre, caracterizada por uma crosta com espessura média de 8,5 km e por um manto com profundidade média de 13,5 km (Figura 6). A crosta oceânica situada a noroeste da zona de fratura tem em média 8 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 (Figura 5). As duas hipóteses consideradas para a linha 46, tiveram como objetivo abordar basicamente a possível extensão da Dorsal de São Paulo para sudoeste, sendo que não foi postulada variação de densidade. As Figuras 7a e 7b mostram a subida do manto abaixo da Zona de Fratura de Porto

Alegre. A crosta oceânica situada a noroeste da zona de fratura tem em média 6,5 km de espessura; a espessura da crosta transicional situada no intervalo  $x \in [245 \text{ km}, 410 \text{ km}]$  tem 5,5 km, e a crosta oceânica situada no intervalo  $x \in [410 \text{ km}, 460 \text{ km}]$  atinge a espessura de 9,5 km de profundidade em  $x=460$  km e possui em média a espessura de 8 km. Em  $x=152$  km, o manto situa-se a 14 km de profundidade e dentro da região inferida para a Zona de Fratura de Porto Alegre,  $x \in [245 \text{ km}, 410 \text{ km}]$  torna-se mais raso atingindo até a profundidade de 11 km.

### Agradecimentos

Os autores agradecem a FAPERJ pelo apoio financeiro (contrato E-26/170.733/2004). O autor B.R.C. agradece a FAPERJ pelo apoio financeiro recebido na forma de bolsa de IC. Os autores V.C.F.B. e J.B.C.S. agradecem o apoio financeiro pelos projetos definidos nos contratos: 505265/2004-4, 4711688/2004-1 e 504419/2004-8.

### Referências

- Barbosa, V.C.F. & Silva, J.B.C., 1994. Generalized compact gravity inversion. *Geophysics*: 59, 57-68.
- Barbosa, V.C.F., Silva, J.B.C. & Medeiros, W.E., 1999. Stable inversion of gravity anomalies of sedimentary basins with nonsmooth basement reliefs and arbitrary density contrast variations. *Geophysics*: 64, 754-764.
- Guillen, A. & Menichetti, V., 1984. Gravity and magnetic inversion with minimization of a specific functional. *Geophysics*: 49, 1354-1360.
- Last, B. J. & Kubik, K., 1983. Compact gravity inversion: *Geophysics*, 48, 713-721.
- Kennett, J. P., 1982. *Marine Geology*. Englewwods Cliffs, Prentice-Hall. 813p.
- Kowsmann, R., 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.
- 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.
- Talwani, M., Worzel, J. L., & Landidman, M., 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *J. Geophys. Res.*: 64(1): 49-59.
- Silva, J. B. C. & Barbosa, V.C. F., 2006. Interactive gravity inversion. *Geophysics*: 71, J1-J9.
- 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.

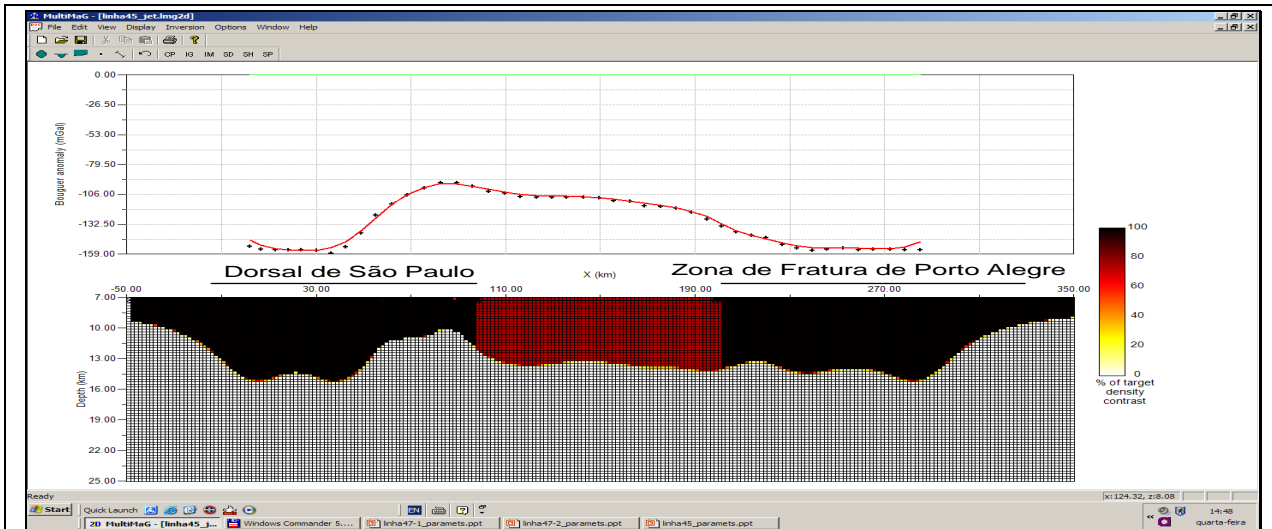


Figura 6 – Resultado da inversão dos dados da linha 45 considerando-se que a malha discretizada comporta três seções com diferentes contrastes de densidade-alvo; entre -50 e 102 km, o contraste fixado foi de  $-0,56 \text{ g.cm}^{-3}$ , entre 102 e 200 km, o contraste foi de  $-0,41 \text{ g.cm}^{-3}$ , e entre 200 e 305 km o contraste foi de  $-0,56 \text{ g.cm}^{-3}$ .

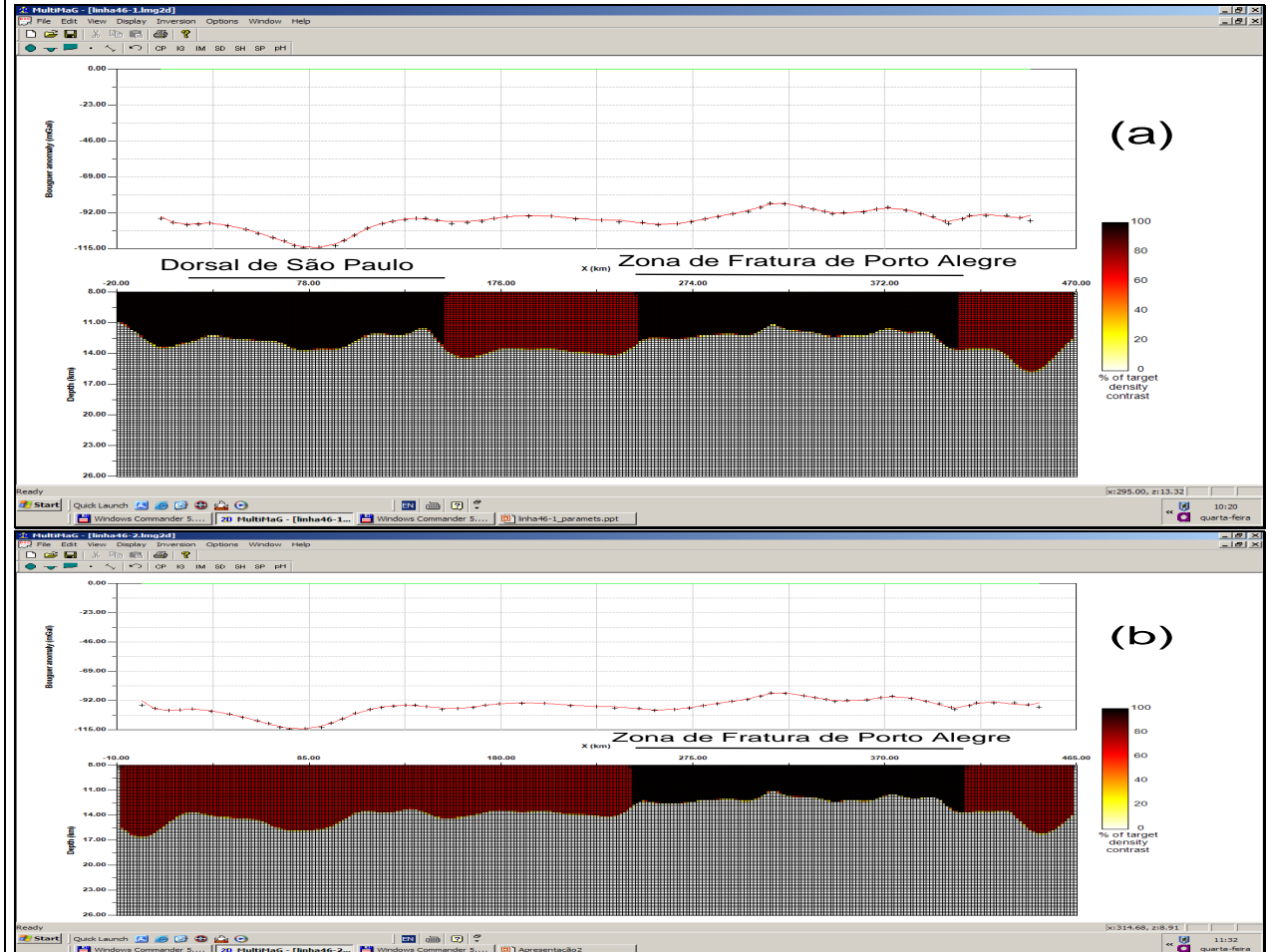


Figura 7 – Resultado da inversão dos dados da linha 46 considerando-se que a malha discretizada comporta: (a) quatro seções com diferentes contrastes de densidade-alvo; entre -20 e 150 km e entre 245 e 410 km, o contraste fixado foi de  $-0,56 \text{ g.cm}^{-3}$ ; entre 150 e 245 km e entre 410 e 470 km, o contraste foi de  $-0,41 \text{ g.cm}^{-3}$ . (b) três seções com diferentes contrastes de densidade-alvo; entre -10 e 245 km, e entre 410 e 465 km, o contraste fixado foi de  $-0,41 \text{ g.cm}^{-3}$  e entre 245 e 410 km o contraste foi de  $-0,56 \text{ g.cm}^{-3}$ .