



Estimativa 3D do relevo do embasamento das bacias sedimentares usando gravimetria inversa
 Cristiano Mendel Martins, ON, Brasil, Vitorino

Copyright 2008, SBGF - Sociedade Brasileira de Geofísica
 Este texto foi preparado para a apresentação no III Simpósio Brasileiro de Geofísica, em Belém, 26 a 28 de novembro de 2008. Seu conteúdo foi revisado para o III SimBGF, mas não necessariamente representa a opinião dos autores. É proibida a reprodução total ou parcial deste documento sem prévia autorização da SBGF.

Abstract

We present a gravity anomaly inversion method for the 3D basement relief and the parabolic decay of the density contrast of a sedimentary basin with homogeneous density. We discretize the sedimentary section into vertical, juxtaposed prisms in both horizontal and vertical directions. The prisms' thicknesses represent the basement relief and are the parameters to be estimated from the gravity data. To obtain the parabolic decay of the density contrast, we assume the knowledge about the basement relief from boreholes. To obtain the depth-to-basement estimates we use a smoothness and positivity constraint in the inversion. Tests on synthetic data show that the simultaneous estimation of the basement relief and the parabolic laws of density contrast is possible. Results obtained using gravity data from the offshore Almada Basin, Brazil, show good agreement with known structural features.

Introdução

Alguns métodos para a solução do problema inverso de estimar o relevo do embasamento de uma bacia sedimentar com densidade homogênea e o pacote sedimentar presumindo uma lei monotônica de contraste de densidade com a profundidade. Chakravarthi & Sundararajan (2004) aplicaram a lei parabólica (LP) de variação do contraste de densidade com a profundidade. Posteriormente, Sundararajan (2007) estimam tanto o relevo 3D de uma bacia sedimentar presumindo variação do contraste de densidade, gravimétrica regional. Ressaltamos que o relevo estimado para o embasamento por esse método é, em geral, simples e fortemente dependente da escolha da lei de variação inicial. Martins et al. (2007) apresentaram um método estável de inversão de dados gravimétricos para relevos complexos do embasamento sedimentar presumindo que o contraste de densidade entre o sedimento e o embasamento varia com a profundidade segundo uma LP cujas parâmetros são conhecidos.

Neste trabalho apresentamos um método para estimar o relevo 3D de uma bacia sedimentar e para estimar as

Estimativa do relevo do embasamento e do contraste de densidade usando gravimetria inversa
 Cristiano Mendel Martins, ON, & Vitorino

Geofísica, Técnico em Geofísica

both horizontal and vertical directions. The prisms' thicknesses represent the basement relief and are the parameters to be estimated from the gravity data. To obtain the parabolic decay of the density contrast, we assume the knowledge about the basement relief from boreholes. To obtain the depth-to-basement estimates we use a smoothness and positivity constraint in the inversion. Tests on synthetic data show that the simultaneous estimation of the basement relief and the parabolic laws of density contrast is possible. Results obtained using gravity data from the offshore Almada Basin, Brazil, show good agreement with known structural features.

estrutural de uma bacia sedimentar com densidade homogênea e o pacote sedimentar presumindo uma lei monotônica de contraste de densidade com a profundidade. Chakravarthi & Sundararajan (2004) aplicaram a lei parabólica (LP) de variação do contraste de densidade com a profundidade. Posteriormente, Sundararajan (2007) estimam tanto o relevo 3D de uma bacia sedimentar presumindo variação do contraste de densidade, gravimétrica regional. Ressaltamos que o relevo estimado para o embasamento por esse método é, em geral, simples e fortemente dependente da escolha da lei de variação inicial. Martins et al. (2007) apresentaram um método estável de inversão de dados gravimétricos para relevos complexos do embasamento sedimentar presumindo que o contraste de densidade entre o sedimento e o embasamento varia com a profundidade segundo uma LP cujas parâmetros são conhecidos.



Estimativa do relevo do embasamento e do contraste de densidade usando gravimetria inversa
 Cristiano Mendel Martins, ON, & Vitorino

ue definem a LP de decaimento de com a profundidade a partir de dados gravimétricos a profundidade do embasamento é dada por furos de sondagem e dados reais da Estação de Gravimetria de Belém. A eficiência do método no relevo 3D do embasamento é avaliada através da comparação das estimativas com as conhecidas.

Palavras-chave

bacia sedimentar com densidade homogênea e com sedimentos heterogêneos, relevo do embasamento, contraste de densidade, gravimetria inversa, lei parabólica (LP) (Rao et al., 1994)

$$\frac{\Delta\rho_0}{\rho_0^3} \quad (1)$$

é o contraste de densidade do embasamento e ρ_0 é o fator que controla o gradiente do contraste de densidade com a profundidade, expresso como $\Delta\rho = \Delta\rho_0 \exp(-\alpha z)$. Presumimos que o pacote sedimentar é homogêneo por unidade de volume e que o relevo do embasamento desta superfície, se no espaço $x - y$, discretiza em prismas verticais justapostos (Figura 1c) que coincide com a superfície da bacia sedimentar (Figura 1a). As espessuras dos prismas (M) representam as profundidades do relevo do embasamento e estão relacionadas à anomalia gravimétrica teórica observada ($x = x_i, y = y_i$ e $z = z_i$) em um ponto i da superfície da bacia sedimentar.

$$f_i(p_j, \Delta\rho_0, \alpha) = \int_{x_{0j}-\frac{dx}{2}}^{x_{0j}+\frac{dx}{2}} \int_{y_{0j}-\frac{dy}{2}}^{y_{0j}+\frac{dy}{2}} \int_0^{p_j} \frac{\Delta\rho_0 \exp(-\alpha z)}{z_i - z_j} dz \quad (2)$$

onde $f_i(p_j, \Delta\rho_0, \alpha)$ é a anomalia gravimétrica observada em um ponto i da superfície da bacia sedimentar e (x_i, y_i, z_i) são as coordenadas x e y do centro do i -ésimo

$$f_i(p_j, \Delta\rho_0, \alpha) = \int_{x_{0j}-\frac{dx}{2}}^{x_{0j}+\frac{dx}{2}} \int_{y_{0j}-\frac{dy}{2}}^{y_{0j}+\frac{dy}{2}} \int_0^{p_j} \frac{\Delta\rho_0 \exp(-\alpha z)}{z_i - z_j} dz \quad (3)$$

onde $\Delta\rho_0$ é a constante gravitacional e (x_{0j}, y_{0j}) são as coordenadas x e y do centro do j -ésimo

prisma. Chakravarthi et al. (2002) obteve a solução da equação 3 numa forma fechada.

Por simplicidade presumimos que os dados gravimétricos foram interpolados numa malha regularmente espaçada (Figura 1a) em que as coordenadas x e y do ponto de observação coincidem com as coordenadas horizontais do centro dos prismas. O termo g_i define o i -ésimo elemento do vetor $\mathbf{g} \equiv (g_1, \dots, g_M)^T$, contendo a anomalia teórica causada por M prismas simulando um pacote sedimentar com decaimento do contraste de densidade com a profundidade de acordo com a equação 1. O sobrescrito T representa transposição.

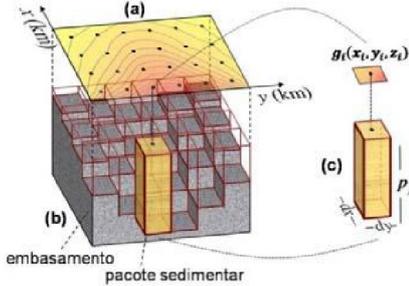


Figura 1: Modelo interpretativo – (a) Anomalia gravimétrica interpolada produzida pelo pacote sedimentar mostrado em (b) (b) Pacote sedimentar discretizado em uma malha de M prismas 3D cujas coordenadas horizontais do centro de cada prisma são x_i e y_i . (c) As espessuras (p_j , $j = 1, \dots, M$) de cada um dos M prismas são os parâmetros a serem estimados e $g_i(x_i, y_i, z_i)$ é o valor da anomalia gravimétrica no i -ésimo ponto de medida.

Inversão para obter as estimativas das profundidades do embasamento: Seja $\mathbf{g}^o \equiv (g_1^o, \dots, g_M^o)^T$ um vetor M -dimensional das observações gravimétricas produzidas pelo relevo do embasamento de uma bacia sedimentar. Para obter uma estimativa única e estável das profundidades do embasamento desta bacia em M pontos discretos (o vetor de parâmetros \mathbf{p}), buscamos uma solução que explique a anomalia gravimétrica observada, \mathbf{g}^o , que honre as informações sobre as profundidades do embasamento fornecidas por furos de sondagem, e que apresente uma suavidade espacial geral no relevo estimado. Para tanto, formulamos o problema inverso não linear de estimar as profundidades do embasamento 3D através da minimização de

$$\|\mathbf{R}\mathbf{p}\|^2 \quad (4)$$

$$\text{e} \quad \sum_{k=1}^B (\sum_{j=1}^M (w_{kj} p_j) - Z_k^B)^2 \quad (5)$$

$$\text{sujeito a} \quad \frac{1}{M} \|\mathbf{g}^o - \mathbf{g}(\mathbf{p}, \Delta\rho_0, \alpha)\|^2 = \delta^2, \quad (6)$$

$$\text{e} \quad \mathbf{p} > 0. \quad (7)$$

A equação 4 é o funcional de regularização de Tikhonov de primeira ordem (Tikhonov & Arsenin 1977) que impõe um comportamento suave ao relevo de embasamento. Neste funcional $\|\cdot\|$ é a norma Euclidiana e \mathbf{R} é a matriz representando o operador diferencial de primeira ordem discreto (Twomey, 1963). O funcional descrito pela equação 5 introduz informação fornecida por furos de sondagem sobre as profundidades do embasamento forçando a proximidade entre as profundidades conhecidas e estimadas nas coordenadas horizontais dos

poços. Neste funcional, B é o número de furos de sondagens interceptando o relevo do embasamento nas profundidades Z_k^B , $k = 1, \dots, B$, e w_{kj}^B é o kj -ésimo elemento de uma matriz \mathbf{W} , $B \times M$ que contém todos os elementos nulos exceto um único elemento não nulo por coluna, igual a um. Este elemento não nulo na k -ésima coluna de \mathbf{W} está associado ao j -ésimo elemento do vetor \mathbf{p} , cuja correspondente coordenada horizontal é mais próxima à coordenada horizontal do k -ésimo poço. A equação 6 é o funcional do ajuste, sendo δ^2 o desvio padrão esperado das realizações de ruído nos dados gravimétricos.

Para obter uma estimativa estável das profundidades do embasamento supomos conhecer os valores de $\Delta\rho_0$ e α , e resolvemos o problema inverso (equações 4 a 6) pelo método de otimização não linear (Marquardt, 1963) empregando a aproximação de Gauss-Newton para o Hessiano da matriz a cada interação (Silva et al. 2001). Finalmente, introduzimos o vínculo de positividade (equação 7) aos parâmetros (profundidades do embasamento) por uma transformação homeomórfica (e.g., Barbosa et al., 1999). Porém, isto pode ser feito pelo algoritmo de mínimos-quadrados com positividade desenvolvido por Haskell & Hanson (1981) [veja Silva Dias et al. (2007), para um exemplo geofísico].

Estimativa de $\Delta\rho_0$ e α : Para estimar o relevo do embasamento precisamos conhecer o contraste de densidade na superfície ($\Delta\rho_0$) e o fator parabólico (α) que controla o gradiente de contraste de densidade com a profundidade (equação 1). Obtemos o par ($\Delta\rho_0$, α) do seguinte modo. Fixamos um par de $\Delta\rho_0$ e α e estimamos o vetor $\hat{\mathbf{p}}(\Delta\rho_0, \alpha)$ minimizando o funcional de regularização de Tikhonov de primeira ordem (equação 4) sujeito a um ajuste aceitável da anomalia (equação 6) e o vínculo de positividade (equação 7). Depois de obter a estimativa $\hat{\mathbf{p}}$ para um par ($\Delta\rho_0, \alpha$) avaliamos o funcional

$$\Theta(\Delta\rho_0, \alpha) = \sum_{k=1}^B (\sum_{j=1}^M (w_{kj} \hat{p}_j \Delta\rho_0, \alpha) - Z_k^B)^2 \quad (8)$$

e plotamos $\Theta(\Delta\rho_0, \alpha)$ no plano $\Delta\rho_0$ - α . Este procedimento é repetido produzindo um mapeamento discreto de $\Theta(\Delta\rho_0, \alpha)$ para um dado incremento de $\Delta\rho_0$ e α estabelecido pelo intérprete. O mapeamento discreto de $\Theta(\Delta\rho_0, \alpha)$ leva a visualização da projeção da região de mínimos deste funcional no plano $\Delta\rho_0$ - α . Podemos garantir que o ponto de mínimo de $\Theta(\Delta\rho_0, \alpha)$ corresponde ao par ($\Delta\rho_0, \alpha$) que levaram as estimativas de algumas profundidades do embasamento estarem o mais próximas possíveis das correspondentes profundidades conhecidas (Z_k^B , $k = 1, \dots, B$), fornecidas por furos de sondagens. Porém, não temos garantia que o mínimo de $\Theta(\Delta\rho_0, \alpha)$ [i. e., o par ($\Delta\rho_0, \alpha$) que minimize $\Theta(\Delta\rho_0, \alpha)$] esteja associado as estimativas das profundidades do embasamento, $\hat{\mathbf{p}}(\Delta\rho_0, \alpha)$, que ajuste os dados gravimétricos. Para garantirmos um ajuste aceitável dos dados gravimétricos temos que avaliar a projeção da região de ambigüidade no plano $\Delta\rho_0$ - α . Especificamente, a projeção da região de ambigüidade no plano $\Delta\rho_0$ - α é definida pelo conjunto de valores de $\Delta\rho_0$ e α que leva a estimativa $\hat{\mathbf{p}}(\Delta\rho_0, \alpha)$ satisfazendo a inequação

$$\|\mathbf{g}^o - \mathbf{g}(\hat{\mathbf{p}}, \Delta\rho_0, \alpha)\| \leq L, \quad (9)$$

sendo L um limite do nível do ajuste dos dados gravimétricos. Depois de mapear o funcional $\Theta(\Delta\rho_0, \alpha)$, selecionamos o par $(\Delta\rho_0^*, \alpha^*)$ dentro da região de ambigüidade do funcional 9 e dentro da região de mínimos do funcional $\Theta(\Delta\rho_0, \alpha)$ (equação 8).

Aplicação a Dados Sintéticos

Antes de apresentarmos os resultados com dados sintéticos, mostraremos uma análise da sensibilidade numérica do efeito gravimétrico devido a diferentes LP de variação do contraste de densidade com a profundidade.

Análise de sensibilidade numérica: Considere uma única anomalia gravimétrica produzida por um único prisma 3D com dimensões horizontais de 1 km e espessura de 7 km. Esta observação gravimétrica está localizada na superfície ($z = 0$ km) e nas coordenadas horizontais do centro do prisma. Realizamos um mapeamento discreto no plano $\Delta\rho_0\text{-}\alpha$ da anomalia gravimétrica considerando diferentes valores de $\Delta\rho_0$ e α . A Figura 2 mostra que diferentes pares $(\Delta\rho_0, \alpha)$ produzem o mesmo valor da anomalia gravimétrica. Há, portanto, famílias de pares $(\Delta\rho_0, \alpha)$ produzindo o mesmo valor da anomalia gravimétrica. Isto leva a uma ampla região de ambigüidade no plano $\Delta\rho_0\text{-}\alpha$ (equação 9), significando, então, que vários pares $(\Delta\rho_0, \alpha)$ minimizam o funcional de ajuste dos dados geofísicos.

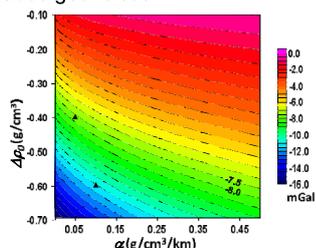


Figura 2: Mapa no plano $\Delta\rho_0\text{-}\alpha$ do efeito gravimétrico produzido por um único prisma 3D com dimensões 1 km nas direções x e y , e espessura 7 km. Os triângulos pretos mostram os pares que definem as leis parabólicas do contraste de densidade com a profundidade das regiões I e II da bacia simulada na Figura 3.

Bacia sedimentar simulada: A Figura 3a mostra a anomalia Bouguer (linhas contínuas azuis) contaminada por ruído produzida pelo relevo do embasamento de uma bacia sedimentar sintética simulada na Figura 3b. Esta anomalia foi gerada em uma malha regular de 26×78 pontos com espaçamentos de 1 km em ambas as direções x e y (norte-sul e leste-oeste, respectivamente). Foi adicionada a cada uma das anomalias teóricas a realização de uma variável pseudo-aleatória Gaussiana com média nula e desvio padrão de 0,1 mGal. A Figura 3b mostra o mapa de contorno e a vista em perspectiva das profundidades do relevo do embasamento verdadeiro. A bacia sedimentar simulada é formada por sedimentos heterogêneos e embasamento homogêneo cujo complexo arcabouço estrutural 3D consiste em duas regiões (I e II, Figura 3a). As LP do contraste de densidade de cada sub-bacia são definidas por diferentes pares $(\Delta\rho_0, \alpha)$, e valem respectivamente, $-0,6 \text{ g/cm}^3$ e

$0,10 \text{ g/cm}^3/\text{km}$, para a região I, e $-0,4 \text{ g/cm}^3$ e $0,05 \text{ g/cm}^3/\text{km}$, para a região II. A região II caracteriza-se por uma extensa sub-bacia com direção noroeste e com dois baixos estruturais bem definidos atingindo a profundidade de 7,2 km. A região I é composta por quatro sub-bacias estreitas, com direção noroeste e com profundidades variando entre 3,5 a 7,2 km. Vale ressaltar que é impossível inferir analisando-se apenas a anomalia Bouguer a existência de dois baixos estruturais na região II e a existência de uma seqüência de quatro sub-bacias com direção noroeste-sudeste na região I.

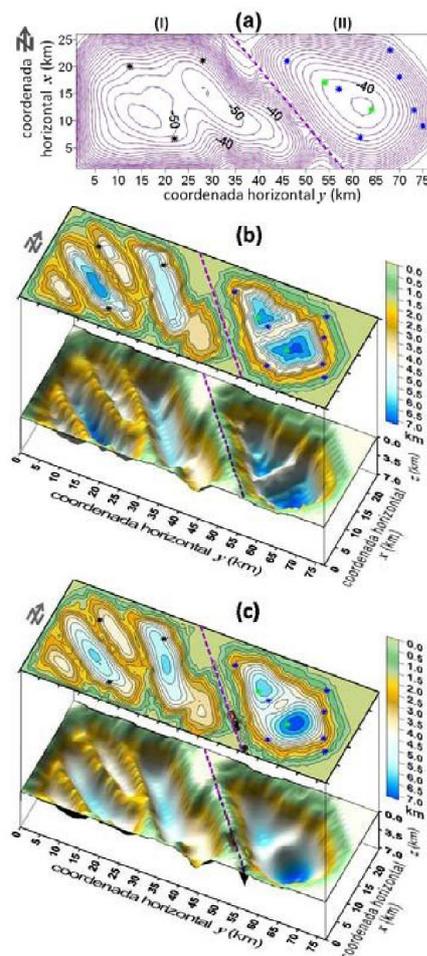


Figura 3: (a) Anomalia Bouguer contaminada com ruído (linha contínua azul) devido à bacia sedimentar simulada em (b) tendo duas regiões distintas (I e II) com LPs definidas por $\Delta\rho_{0I} = -0,6 \text{ g/cm}^3$, $\alpha_I = 0,10 \text{ g/cm}^3/\text{km}$ e $\Delta\rho_{0II} = -0,4 \text{ g/cm}^3$, $\alpha_{II} = 0,05 \text{ g/cm}^3/\text{km}$. As linhas tracejadas vermelhas indicam a anomalia ajustada produzida pela solução (c). Os asteriscos indicam as posições dos poços utilizados na varredura do funcional $\Theta(\Delta\rho_0, \alpha)$. Mapas de contorno e as correspondentes vistas em perspectivas das profundidades do embasamento verdadeiro (b) e estimado (c) via inversão após a identificação dos pares $(\Delta\rho_0, \alpha)$ pela varredura do funcional $\Theta(\Delta\rho_0, \alpha)$.

Para estimarmos o embasamento 3D desta bacia, primeiro obteremos os valores ótimos dos pares $(\Delta\rho_0, \alpha)$ pelo mapeamento de $\Theta(\Delta\rho_0, \alpha)$ (equação 8) para cada uma das duas regiões (I e II, Figura 3a).

Busca sistemática de $\Theta(\Delta\rho_0, \alpha)$: Para estimar os pares $(\Delta\rho_0, \alpha)$ ótimos das regiões I e II da bacia simulada na Figura 3, usamos um modelo interpretativo composto por uma malha regular de 26×78 prismas 3D verticais justapostos com dimensões de 1 km em ambas as direções x e y . Em seguida realizamos o mapeamento discreto da região de ambiguidade (equação 9). Para os valores de $\Delta\rho_0$ e α que satisfaçam a inequação 9 realizamos o mapeamento do funcional $\Theta(\Delta\rho_0, \alpha)$.

Este mapeamento mostra possíveis pares $(\Delta\rho_0, \alpha)$ que minimizam o quadrado da distância entre as profundidades indicadas pelos poços e as correspondentes profundidades estimadas. Contudo verificamos que o número de poços, a distribuição espacial destes e as informações de profundidade do embasamento fornecida por eles podem significar informações suficientes ou insuficientes para que a região de mínimos inclua o par $(\Delta\rho_0, \alpha)$ verdadeiro.

Na região I onde o relevo do embasamento é mais complexo, notamos que poucas informações de profundidade do embasamento são suficientes para que o mínimo de $\Theta(\Delta\rho_0, \alpha)$ inclua o par $(\Delta\rho_0, \alpha)$ verdadeiro.

de $\Theta(\Delta\rho_0, \alpha)$ inclui o par verdadeiro de $\Delta\rho_0$ e α (asterisco vermelho). Por outro lado na região II onde o relevo do embasamento é mais simples são necessários mais poços fornecendo informações sobre a profundidade tanto da parte rasa como da parte profunda do relevo embasamento da bacia.

A Figura 4b mostra o mapeamento discreto de $\Theta(\Delta\rho_0, \alpha)$ usando 7 poços (asteriscos azuis, Figura 3a) distribuídos na região II da bacia. Note que, apesar do número elevado de poços a região de mínimos de $\Theta(\Delta\rho_0, \alpha)$ está mal definida e não inclui o par verdadeiro de $\Delta\rho_0$ e α (asterisco vermelho, Figura 4b). A Figura 4c mostra o mapeamento discreto de $\Theta(\Delta\rho_0, \alpha)$ usando 9 poços localizados na região II (asteriscos azuis e verdes Figura 4a). Neste mapeamento o par verdadeiro de $\Delta\rho_0$ e α (asterisco vermelho, Figura 3c) cai na região de mínimos de $\Theta(\Delta\rho_0, \alpha)$.

Estimativa do embasamento 3D: A Figura 3c mostra o mapa de contorno e a vista em perspectiva das estimativas das profundidades do relevo do embasamento de toda a bacia. Esta estimativa foi obtida usando os valores estimados pela busca sistemática para os valores $\Delta\rho_0$ e α , das regiões I e II, especificamente selecionamos os valores $\Delta\rho_{0I}^* = -0,6 \text{ g/cm}^3$, $\alpha_{II}^* = 0,10 \text{ g/cm}^3/\text{km}$ e $\Delta\rho_{0II}^* = -0,4 \text{ g/cm}^3$, $\alpha_{II}^* = 0,05 \text{ g/cm}^3/\text{km}$.

A Figura 3a mostra, em linhas tracejadas vermelhas, a correspondente anomalia gravimétrica ajustada. Comparando-se profundidades estimadas (Figura 3c) com as profundidades verdadeiras do relevo do embasamento (Figura 3b), evidenciamos o ótimo desempenho do método apresentado na recuperação da interface sedimento-embasamento

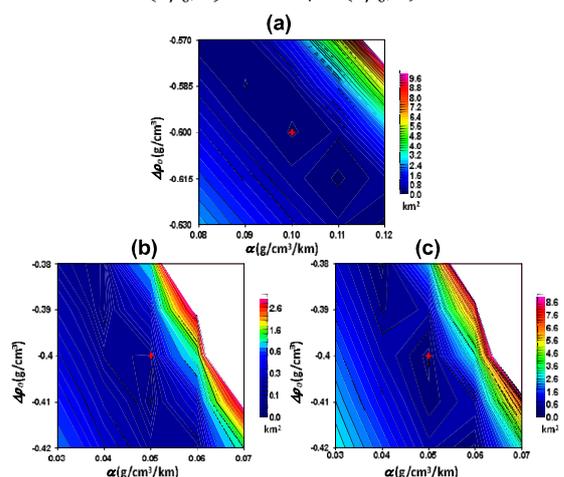


Figura 4: (a) Busca sistemática do funcional $\Theta(\Delta\rho_0, \alpha)$ no plano $\Delta\rho_0$ - α da bacia simulada na Figura 3 considerando: (a) a região I e utilizando-se 3 poços (asteriscos pretos, Figura 3a), (b) a região II e utilizando-se 7 poços (asteriscos azuis, Figura 3a), (c) a região II e utilizando-se 9 poços (asteriscos azuis e verdes, Figura 3a). As cruzes vermelhas em (a)-(c) indicam os pares verdadeiros de $\Delta\rho_0$ e α . Os incrementos de $\Delta\rho_0$ e α valem em (a) $-0,015 \text{ g/cm}^3$ e $0,01 \text{ g/cm}^3/\text{km}$ e em (b) e (c) $-0,01 \text{ g/cm}^3$ e $0,01 \text{ g/cm}^3/\text{km}$, respectivamente.

A Figura 4a mostra o mapeamento discreto de $\Theta(\Delta\rho_0, \alpha)$ no plano $\Delta\rho_0$ - α para a região I da bacia. Neste caso usamos as informações das profundidades do embasamento em apenas três poços (asteriscos pretos, Figura 4a). A Figura 4a mostra que a região de mínimos

Resultados em Dados Reais

Realizamos a inversão gravimétrica 3D para estimar o relevo do embasamento da Bacia de Almada, a partir de dados gravimétricos 2D, obtidos na porção terrestre e marinha rasa. A Figura 5 mostra a anomalia Bouguer residual (linhas contínuas pretas) da Bacia de Almada corrigida do efeito da lâmina d'água e do efeito da anomalia gravimétrica regional. Para a correção do efeito gravimétrico da lâmina d'água usamos a informação batimétrica e subtraímos dos dados gravimétricos originais a contribuição gravimétrica que o volume da lâmina d'água produz presumindo que a densidade da água marinha é constante e igual a $1,03 \text{ g/cm}^3$. Em seguida, realizamos a correção do efeito gravimétrico regional usando o método de separação regional-residual por ajuste polinomial robusto (Beltrão et al., 1991). Especificamente, subtraímos dos dados gravimétricos já corrigidos do efeito gravimétrico da lâmina d'água um polinômio de segundo grau.

Para estimarmos o relevo do embasamento da Bacia de Almada precisamos do conhecimento da LP de variação do contraste de densidade com a profundidade. Em outras palavras, precisamos das estimativas de $\Delta\rho_0$ e α (equação 1) e, neste trabalho, usamos duas diferentes abordagens.

Na primeira abordagem usamos as medidas de perfis de densidade fornecidas por 8(oito) poços. Especificamente, estimamos $\Delta\rho_0$ e α minimizando a norma Euclidiana da

diferença entre os dados observados de um perfil de densidade e os correspondentes dados ajustados presumindo-se uma variação do contraste de densidade com a profundidade dado pela LP (equação 1).

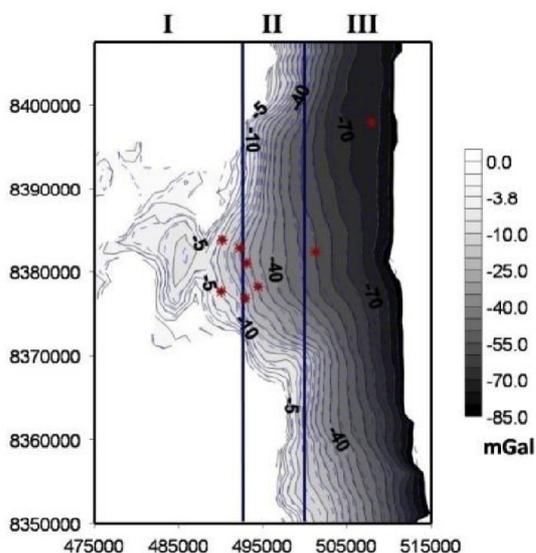


Figura 5: Bacia de Almada - Anomalia residual da Bacia de Almada em linhas contínuas pretas, e anomalia gravimétrica produzida pelo relevo estimado (Figura 8) em linhas tracejadas azuis. Os asteriscos vermelhos indicam as posições dos 8 poços que atingem o embasamento. I, II, III são as regiões adotadas durante a varredura do funcional $\Theta(\Delta\rho_0, \alpha)$.

A Figura 6 mostra as estimativas de $\Delta\rho_0$ e α (pontos pretos) para cada um dos 8 poços que temos os perfis de densidade. Estes resultados mostram que usando esta primeira abordagem temos uma nuvem de possíveis pares $\Delta\rho_0, \alpha$.

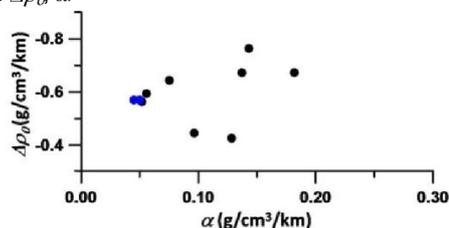


Figura 6: Bacia de Almada - Os pontos pretos indicam os pares $(\Delta\rho_0, \alpha)$ que definem as LPs da variação do contraste de densidade de 8 poços. Os pontos azuis indicam os pares $(\Delta\rho_0, \alpha)$ estimados via minimização do funcional $\Theta(\Delta\rho_0, \alpha)$ para as regiões I e III da bacia de Almada.

Na segunda abordagem realizamos a busca sistemática do funcional $\Theta(\Delta\rho_0, \alpha)$ no plano $\Delta\rho_0, \alpha$, na Bacia de Almada usando 8 poços que alcançam o embasamento. Durante a varredura de $\Theta(\Delta\rho_0, \alpha)$, observamos que não havia um único par $(\Delta\rho_0, \alpha)$ para toda a bacia sedimentar. Assim definimos 3 regiões distintas (Figura 5) com diferentes pares $(\Delta\rho_0, \alpha)$. A região I, mais a oeste, é a porção terrestre, a região II é uma porção intermediária e

contêm a atual linha de costa e a região III, mais a leste, é a porção marinha rasa. Adicionalmente, presumimos que o contraste superficial de densidade ($\Delta\rho_0$) é o mesmo em toda a bacia, o que gera maior estabilidade durante a inversão. Também presumimos que o fator α tem valores diferentes porém constantes e desconhecidos nas regiões I e III. Estimamos o valor de α para as regiões I e III e presumimos, para a região II, que α varia de oeste para leste seguindo uma transição suave dada por uma lei linear que vincula os valores de α mais a oeste e mais a leste da região II serem iguais aos valores estimados para α nas regiões I e III, respectivamente.

Assim realizamos dois mapeamentos do funcional $\Theta(\Delta\rho_0, \alpha)$ em que os dados da região II são incluídos nas buscas sistemáticas das regiões I e III, proporcionando uma sobreposição dos dados gravimétricos e dos correspondentes poços pertencentes a estas regiões. Estes mapeamentos são mostrados nas Figuras 7a e 7b. Para as regiões I e III os pares $(\Delta\rho_0^*, \alpha^*)$ selecionados são respectivamente, -0.057 g/cm^3 e $0.045 \text{ g/cm}^3/\text{km}$ e -0.057 g/cm^3 e $0.050 \text{ g/cm}^3/\text{km}$ (ponto verde, Figuras 7a e 7b). Estes valores dos pares $(\Delta\rho_0^*, \alpha^*)$ obtidos para as regiões I e III via busca sistemática de $\Theta(\Delta\rho_0, \alpha)$ estão indicados por pontos azuis na Figura 6. Note que estes pares $(\Delta\rho_0^*, \alpha^*)$ estão incluídos na nuvem de pares de $\Delta\rho_0$ e α que foram estimados usando-se os perfis de densidade dos poços (pontos pretos Figura 6). No entanto, vale ressaltar que os valores de $\Delta\rho_0$ e α estimados e verdadeiros podem ser diferentes.

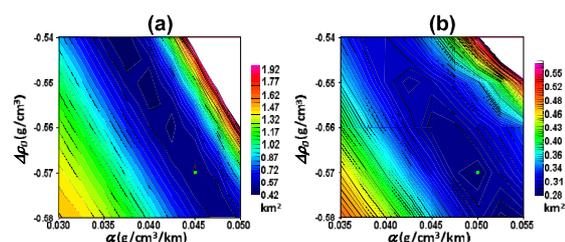


Figura 7: Bacia de Almada - Busca sistemática do funcional $\Theta(\Delta\rho_0, \alpha)$ no plano $\Delta\rho_0, \alpha$ usando os dados gravimétricos e poços (asteriscos vermelhos, Figura 5) das: (a) regiões I e II (b) regiões III e II. Os pontos verdes indicam pares $(\Delta\rho_0, \alpha)$ selecionados para a estimativa do embasamento desta bacia.

A Figura 8 mostra o relevo 3D do embasamento estimado para a Bacia de Almada que produz um ajuste aceitável da anomalia gravimétrica (linhas tracejadas azuis, Figura 5). Usamos um modelo interpretativo composto por uma malha regular de prismas 3D verticais justapostos com dimensões de 1,2 km em ambas as direções x e y . Adicionalmente, selecionamos os valores dos pares $(\Delta\rho_0, \alpha)$ a partir do mapeamento de $\Theta(\Delta\rho_0, \alpha)$ para as regiões I e III. Para a região II usamos valores variáveis de α de tal modo que este varia de oeste para leste seguindo uma transição suave dada por uma lei linear. Também usamos na região II o mesmo valor de $\Delta\rho_0$ que nas regiões I e III. Observe que estimamos um relevo raso na parte terrestre da bacia. Notamos também que tanto as bordas como os limites entre as porções terrestre e marinha desta bacia são controlados por falhas com

grande rejeito. Note também que na porção marinha mais a leste estimamos um relevo mais profundo e com gradiente suave formando uma calha com direção aproximada leste-oeste.

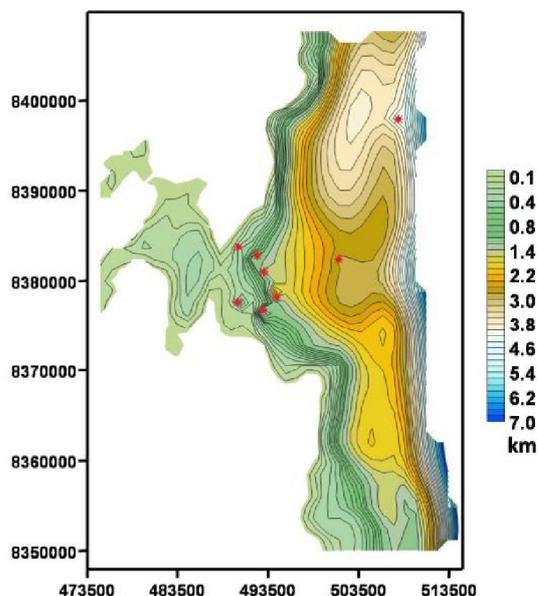


Figura 8: Bacia de Almada - Relevo estimado da Bacia de Almada, asteriscos vermelhos indicam as posições dos 8 poços que atingem o embasamento.

Conclusões

Apresentamos um método estável de inversão gravimétrica 3D para estimar o relevo do embasamento de bacias sedimentares cuja variação do contraste de densidade com a profundidade pode ser aproximada por uma lei parabólica (LP). Usamos o regularizador de Tikhonov de primeira ordem como estabilizador matemático. Apresentamos também uma metodologia para estimar as constantes que definem esta LP conhecendo-se a profundidade do embasamento em alguns pontos. Teste em dados sintéticos mostrou que a estimativa simultânea de um embasamento complexo e dos parâmetros que descreve a LP de variação do contraste de densidade com a profundidade produz bons resultados desde que haja um número suficiente de furos de sondagem tocando o embasamento. Teste com dados da Bacia de Almada produziu uma estimativa do relevo 3D do embasamento desta bacia com um forte controle tectônico das bordas e a com a presença de uma calha na porção marinha rasa alongada na direção leste-oeste.

Agradecimentos

Os autores agradecem o apoio do curso de pós-graduação em Geofísica do ON. Este trabalho foi financiado pelo CNPq (processos 471913/2007-3, 501749/2008-0 e 371099/2008-0) e FAPERJ (processos E-26/100.688/ 2007 e E-26/110.961/2008). J.B.C.S. e V.C.F.B agradecem o apoio financeiro recebido do CNPq

via bolsas de pesquisa. C.M.M. agradece o apoio financeiro recebido do CNPq via bolsa de apoio técnico.

Referências

- Barbosa, V. C. F., J. B. C. Silva, & W. E. Medeiros, 1999, Stable inversion of gravity anomalies of sedimentary basins with nonsmooth basement reliefs and arbitrary density contrast variations, *Geophysics* 64, 754–764.
- Beltrão, J. F., J. B. C. Silva, and J. C. Costa, 1991, Robust polynomial fitting for regional gravity estimation: *Geophysics*, 56, 80–89.
- Chakravarthi, V., H. M. Raghuram, & S. B. Singh, 2002, 3D forward gravity modeling of density interfaces above which the density contrast varies continuously with depth, *Computers & Geosciences*, 28, 53–57.
- Chakravarthi, V., & N. Sundararajan, 2004, Ridge regression algorithm for gravity inversion of fault structures with variable density, *Geophysics*, 69, 1394–1404.
- _____, 2007, 3D gravity inversion of basement relief - A depth-dependent density approach, *Geophysics*, 72, 123-132.
- Haskell, K. H., & Hanson, R. J., 1981, An algorithm for linear least squares problems with equality and nonnegativity constraints, *Mathematical Programming*, 21, 98–118.
- Marquardt, D.W., 1963, An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters: *Journal of the Society of Industrial and Applied Mathematics*, 2, 601–612.
- Martins, C. M, V.C.F. Barbosa, J.M. Flexor & J. B. C. Silva, 2007, Inversão gravimétrica 3D de bacia sedimentar com variação do contraste de densidade com a profundidade segundo uma lei parabólica, 10th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, Brazil.
- Rao, V., C. V. Chakravarthi, & M. L. Raju, 1994, Forward modelling: Gravity anomalies of two-dimensional bodies of arbitrary shape with hyperbolic and parabolic density functions, *Computers and Geosciences*, 20, 873–880.
- Silva, J. B. C., W. E. Medeiros, & V. C. F. Barbosa, 2001, Pitfalls in nonlinear inversion: *Pure and Applied Geophysics*, 158, 945–964.
- Silva Dias, F. J. S., Barbosa, V. C. F., & SILVA, J. B. C., 2007, 2D gravity inversion of a complex interface in the presence of interfering sources, *Geophysics*, 72, 113–122.
- Tikhonov, A. N., & V. Y. Arsenin, 1977, Solutions of ill-posed problems: W. H. Winston & Sons.
- Twomey, S., 1963, On the numerical solution of Fredholm integral equations of the first kind by the inversion of the linear system produced by quadrature: *Journal of the Association for Computing Machinery*, 10, 97–101.