

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

WILLIAMS ALMEIDA LIMA

Inversão gravimétrica do relevo de bacias extencionais através da variação total

BELÉM 2009 Williams Almeida Lima

Inversão gravimétrica do relevo de bacias extencionais através da variação total

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica da Universidade Federal do Pará, para obtenção do título de Mestre em Geofísica. Área de Concentração: Métodos Potenciais.

Orientador: João Batista Corrêa da Silva

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ

BELÉM 2009

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP) Biblioteca Geól. Rdº Montenegro G. de Montalvão

Lima, Williams Almeida

L732 Inversão gravimétrica do relevo de bacias extencionais através da variação total / Williams Almeida Lima – 2009

54 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Geofísica) – Programa de Pós-Graduação em Geofísica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2009.

Orientador; . João Batista Corrêa da Silva

1. Gravimetria. 2. Inversão gravimétrica. 3. Interpretação gravimétrica. 4. Bacias extensionais. 5. Bacias sedimentares. 6. Relevo do embasamento. 7. Regularização. 8. Variação total. I. Universidade Federal do Pará. II. Silva, João Batista Corrêa da, Orient. III. Título.

CDD 20. ed.: 526.7

WILLIAMS ALMEIDA LIMA

Inversão gravimétrica do relevo de bacias extencionais através da variação total

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica da Universidade Federal do Pará, para obtenção do título de Mestre em Geofísica.

Área de Concentração: Métodos Potenciais.

Julgado em:

Conceito:

Banca examinadora:

UFPA Dr. João Batista Corrêa da Silva - Orientador

ON Dra. Valéria Cristina F. Barbosa - Membro

UFPA Dra. Darcicléia Ferreira Santos - Membro

BELÉM 2009

A minha mãe

Maria Olinda

Ao meu irmão

Wellington

Agradecimentos

Em primeiro lugar, digna de toda a honra seja você minha querida mãe, Sra. Maria Olinda de Almeida Lima. A mulher que é o molde e a forma de todas as mães. Que a minha vida toda seja em sua homenagem.

Sou profundamente grato ao Professor João Batista, meu orientador, por ter me apresentado um tema tão interessante. Um trabalho no qual aprendi tanto e onde, posso dizer, comecei de fato a minha carreira em Geofísica. Quão longa essa carreira será só o tempo vai dizer mas o conhecimento que adquiri sob a sua direção ficará comigo para sempre em qualquer lugar em que eu esteja.

Gostaria de agradecer a uma pessoa que me ajudou muito, uma senhora chamada Benildes. Você sabe Beni o quanto me ajudou. Muito obrigado mesmo.

Agradeço também ao próprio Programa de Pós-Graduação em Geofísica por ter fornecido toda a infra-estrutura necessária para a conclusão deste trabalho.

A UFPA, que mais uma vez me acolheu neste campus tão lindo por onde passear por suas ruas, sob os túneis formados pelos bambuzais, margeados pelo Guamá, foi e é um dos melhores momentos que tenho no dia.

Aos meus colegas de métodos potenciais, Alexandre, Francisco e Suzan por terem contribuído muito com este trabalho ao me disponibilizarem dados das suas próprias dissertações para comparações e testes. Seus elogios e a nossa amizade também não serão esquecidos.

Aos amigos, Carol, Fabiano, German, Iran, Manuel e Roberta. Praticamente juntos todos os dias durante todos esses anos.

A minha querida orientadora na graduação, Ângela Klautau.

E por uma vez mais, agradeço ao povo brasileiro. Tenho certeza que um dia retribuirei todo o investimento feito até agora em mim.

Resumo

Apresentamos um método de inversão de dados gravimétricos para a reconstrução do relevo descontínuo do embasamento de bacias sedimentares, nas quais o contraste de densidade entre o pacote sedimentar e o embasamento são conhecidos a priori podendo apresentar-se constante, ou decrescer monotonicamente com a profundidade. A solução é estabilizada usando o funcional variação total (VT), o qual não penaliza variações abruptas nas soluções. Comparamos o método proposto com os métodos da suavidade global (SG), suavidade ponderada (SP) e regularização entrópica (RE) usando dados sintéticos produzidos por bacias 2D e 3D apresentando relevos descontínuos do embasamento. As soluções obtidas com o método proposto foram melhores do que aquelas obtidas com a SG e similares às produzidas pela SP e RE. Por outro lado, diferentemente da SP, o método proposto não necessita do conhecimento a priori sobre a profundidade máxima do embasamento. Comparado com a RE, o método VT é operacionalmente mais simples e requer a especificação de apenas um parâmetro de regularização. Os métodos VT, SG e SP foram aplicados, também, às seguintes áreas: Ponte do Poema (UFPA), Steptoe Valley (Nevada, Estados Unidos), Graben de San Jacinto (Califórnia, Estados Unidos) e Büyük Menderes (Turquia). A maioria destas áreas são caracterizadas pela presença de falhas com alto ângulo. Em todos os casos, a VT produziu estimativas para a topografia do embasamento apresentando descontinuidades bruscas e com alto ângulo, em concordância com a configuração tectônica das áreas em questão.

Palavras chaves: Gravimetria. Inversão Gravimétrica. Interpretação Gravimétrica. Bacias Extensionais. Bacias Sedimentares. Relevo do Embasamento. Regularização. Variação Total.

Abstract

We present a gravity inversion method to reconstruct the discontinuous basement relief of a sedimentary basin, whose density contrast between the basement and the sediments is constant, or decreases monotonically with depth, and known. The solution is stabilized using the total variation functional (VT), which does not impose smoothness on the solution. We compare the proposed method with the global smoothness (SG), weighted smoothness (SP) and entropic regularization (RE) methods using synthetic data produced by 2D and 3D basins presenting discontinuous relief. The solutions obtained with the proposed method were better than those obtained with SG and similar to the ones produced by SP and RE. Differently from SP, however, the proposed method does not require a priori knowledge about the basin maximum depth. As compared with RE, the present method is operationally simpler and requires the specification of just one regularization parameter. The VT, SG, and SP methods were also applied to the following areas: Ponte do Poema (UFPA), Steptoe Valley (Nevada, United States), San Jacinto Graben (California, United States) and Büyük Menderes (Turkey). Almost all those areas are characterized by the presence of high-angle faults. In all cases, the VT produced basement relief estimates presenting sharp, high-angle discontinuities, in accordance with the tectonic setting of the areas.

Keywords: Gravimetry. Gravimetric Inversion. Gravimetric Interpretation. Extensional basins. Sedimentary Basins. Basement Relief. Regularization. Total Variation.

Lista de Figuras

1	Modelo interpretativo empregado para bacias 2D (esquerda) e 3D (direita)	18
2	Interpretação física da VT. Modelo interpretativo 2D	23
3	(a) Exemplo de um relevo descontínuo com desnível D . (b) e (c) Aproximações do relevo (a). (d) Excesso (área em azul) e deficiência (área em vermelho) de massa da solução em relação a solução verdadeira. (e) Excesso (área verde) e deficiência (área laranja) de massa secundários associados com a solução de menor norma L_2 . (f) Medida da variação total (soma dos comprimentos de todos os segmentos vermelhos) associada à solução que minimiza a norma L_2 . (g) Medida da variação total (soma dos comprimentos vermelhos) associada à solução que minimiza a norma L_1 .	24
4	Modelo de um graben, em que d é o rejeito e H a profundidade do ponto médio da	26
5	Fluxograma mostrando a estratégia para a construção da região de validade teórica para a variação total.	27
6	Mapa da região de validade teórica para a variação total.	28
7	Mapa da região de validade teórica para a suavidade ponderada.	28
8	Mapa da região de validade teórica para a regularização entrópica	28
9	Graben isolado - Resultado com a VT. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevos, verdadeiro (linha vermelha) e estimado com $\alpha = 1,25$ (linha preta).	30
10	Graben isolado - Resultado com a RE. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevos, verdadeiro (linha vermelha) e	20
	estimado (linha preta).	30

11	Graben isolado - Resultado com a SP. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevos, verdadeiro (linha vermelha) e estimado (linha preta).	30
12	Graben isolado - Resultado com a SG. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevos, verdadeiro (linha vermelha) e estimado (linha preta).	30
13	Bacia marginal - Resultado com a VT. (a) Anomalias gerada (pontos vermelhos) e ajustada (linha contínua preta). (b) Relevos verdadeiro (linha vermelha) e estimado (linha preta).	32
14	Bacia marginal - Resultado com a SG. (a) Anomalias gerada (pontos vermelhos) e ajustada (linha contínua preta). (b) Relevos verdadeiro (linha vermelha) e estimado (linha preta).	32
15	Teste sintético - Duas subbacias. $\alpha = 15, 0.$ (a) Anomalias gerada (pontos verme- lhos) e ajustada (linha contínua preta). (b) Relevos verdadeiro (linha vermelha) e estimado (linha preta).	33
16	Teste sintético - Duas subbacias. $\alpha = 1,0$. (a) Anomalias gerada (pontos verme- lhos) e ajustada (linha contínua preta). (b) Relevos verdadeiro (linha vermelha) e estimado (linha preta).	34
17	Teste em dados sintéticos - Bacia 3D. (a) Relevo verdadeiro. (b) Anomalias gra- vimétricas observada (linhas pretas) e ajustada pela VT (linhas vermelhas). (c) Anomalia gravimétrica em perspectiva.	37
18	Teste em dados sintéticos - Bacia 3D. (a) Estimativa da VT. (b) Estimativa da SG. (c) Estimativa da SP.	38
19	Ponte do Poema.	39
20	Ponte do Poema (UFPA) - Resultado com a VT. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevo estimado com $\alpha = 0,001$.	41
21	Ponte do Poema (UFPA) - Resultado com a RE. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevo estimado	41

22	Ponte do Poema (UFPA) - Resultado com a SP. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevo estimado	41
23	Ponte do Poema (UFPA) - Resultado com a SG. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevo estimado	41
24	Steptoe Valley. Mapa gravimétrico Bouger e localização do perfil gravimétrico utilizado (AA').	43
25	StepToe Valley - Resultado com a VT. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevo estimado com $\alpha = 1, 25$	44
26	StepToe Valley - Resultado com a RE. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevo estimado	44
27	StepToe Valley - Resultado com a SP. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevo estimado.	44
28	StepToe Valley - Resultado com a SG. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevo estimado.	44
29	San Jacinto - Resultado com a VT. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos ver- melhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevo estimado com $\alpha = 15, 0$	46
30	San Jacinto - Resultado com a RE. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos ver- melhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevo estimado	46
31	San Jacinto - Resultado com a SP. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos ver- melhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevo estimado	46
32	San Jacinto - Resultado com a SG. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos ver- melhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevo estimado	46
33	Mapa geológico do vale do Büyük Menderes. A linha tracejada em vermelho assi- nala a posição do perfil X-Y, transversal ao vale	48
34	Büyük Menderes - Resultado com a VT. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevo estimado com $\alpha = 1, 0, \ldots, \ldots$	50
35	Büyük Menderes - Resultado com a RE. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada. (b) Relevo estimado.	50

36	Büyük Menderes - Resultado com a SP. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos	
	vermelhos) e ajustada(linha preta). (b) Relevo estimado.	50
37	Büyük Menderes - Resultado com a SG. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos	
	vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevo estimado	50
38	Steptoe Valley - (a) Anomalias gravimétricas observada (linhas pretas) e ajustada	
	pela VT (linhas vermelhas). (b) Anomalia gravimétrica em perspectiva.	53
39	Steptoe Valley - (a) Estimativa com a VT. (b) Estimativa da SG. (c) Estimativa da SP.	54

Conteúdo

1	Intr	odução	14	
2	Metodologia			
	2.1	Modelo interpretativo	17	
2.2 Formulação do problema gravimétrico inverso		Formulação do problema gravimétrico inverso	18	
	2.3	Significado físico da minimização da variação total	21	
3	Test	es em dados sintéticos 1D	25	
	3.1	Bacias intracratônicas com relevo abrupto e contraste de densidade constante	25	
		3.1.1 Região de validade teórica	25	
		3.1.2 Graben isolado	29	
	3.2	Bacia marginal com contraste de densidade variando com a profundidade	31	
	3.3	Duas subbacias	32	
4	Teste com dados sintéticos 2D			
	4.1	Graben isométrico	35	
5	Testes com dados reais 1D			
	5.1	Ponte do Poema	39	
		5.1.1 Informações geológicas e geofísicas	39	
		5.1.2 Interpretação gravimétrica	40	
	5.2	Steptoe Valley	42	

Re	Referências				
7	Cond	clusões		55	
		6.1.2	Interpretação gravimétrica	51	
		6.1.1	Informações geológicas e geofísicas	51	
	6.1	Steptoe	e Valley 2D	51	
6	Teste	e com d	ados reais 2D	51	
		5.4.2	Interpretação gravimétrica	47	
		5.4.1	Informações geológicas e geofísicas	47	
	5.4	Vale do	Büyük Menderes	47	
		5.3.2	Interpretação gravimétrica	45	
		5.3.1	Informações geológicas e geofísicas	45	
	5.3	Graber	de San Jacinto	45	
		5.2.2	Interpretação gravimétrica	42	
		5.2.1	Informações geológicas e geofísicas	42	

1 Introdução



O mapeamento do relevo do embasamento de bacias sedimentares é de grande importância uma vez que acumulações de petróleo podem ocorrer associadas a falhas e altos topográficos no embasamento. No caso de bacias intracratônicas, a subsidência do embasamento é lenta durante o curso de vários períodos geológicos. Esta subsidência é atribuída a movimentos do manto terrestre. Este

processo faz com que a topografia do embasamento desse tipo de bacia seja suavemente ondulada ou marcada localmente por uma sucessão de falhas de pequeno rejeito. Por outro lado, as bacias localizadas nas margens passivas das placas tectônicas são formadas por movimentos relativamente rápidos na escala geológica. A ruptura entre duas placas provoca o aparecimento de fraturas e falhas com alta inclinação e direção aproximadamente perpendicular à direção do esforço distensor. Assim, próximo às bordas de uma bacia extencional o relevo do embasamento apresenta falhas com alta inclinação e grandes rejeitos.

A estimação do relevo do embasamento de uma bacia sedimentar a partir da gravimetria constitui um problema cuja solução é instável, necessitando, portanto da incorporação de informação geológica a priori. Comumente, essa incorporação é feita através da minimização de um funcional estabilizador (TIKHONOV; ARSENIN, 1977). No caso da interpretação gravimétrica de bacias intracratônicas, o funcional estabilizador de primeira ordem pode ser empregado com sucesso, uma vez que a informação a priori incorporada é a suavidade do relevo do embasamento (BARBOSA; SILVA; MEDEIROS, 1997), que é um atributo real do embasamento desse tipo de bacia. Por outro lado, na interpretação gravimétrica de bacias extencionais, esse funcional não apresenta bom desempenho uma vez que o relevo neste caso não é suave.

Em Barbosa, Silva e Medeiros (1999) foi apresentado um método, conhecido como suavidade ponderada (SP), capaz de reproduzir relevos apresentando descontinuidades locais abruptas. Neste

método, no entanto, o funcional "estabilizador" sozinho não é capaz de estabilizar completamente a solução e uma informação adicional a priori precisa ser fornecida pelo intérprete. Esta informação adicional consiste em fornecer a profundidade máxima da base da bacia, que é presumida ter um fundo achatado.

Oliveira (2007), introduziu um método baseado na regularização entrópica (CAMPOS VE-LHO; RAMOS, 1997) referido aqui por RE, que ataca o mesmo problema gravimétrico estudado nesta dissertação obtendo ótimos resultados tanto para relevos suaves quanto para relevos apresentando descontinuidades. Em contraste com a SP a RE não requer o conhecimento a priori da profundidade máxima do embasamento. No entanto um inconveniente deste método é a existência de dois parâmetros de regularização cuja sintonização requer um número grande de tentativas o que consome muito tempo do intérprete.

O uso do funcional variação total na solução de problemas do tipo mínimos quadrados é conhecido desde os trabalhos sobre tratamento de imagem nos quais se deseja obter imagens com contrastes altos e variações abruptas dos contornos (RUDIN; OSHER; FATEMI, 1992). Este funcional foi aplicado por Bertete-Aguirre, Cherkaev e Oristaglio (2002) na solução do problema gravimétrico inverso utilizando o modelo interpretativo composto por uma malha de prismas horizontais 2D. Este modelo é adequado quando o objetivo do levantamento gravimétrico é voltado à exploração mineral. No entanto, este modelo interpretativo não é adequado à interpretação de bacias sedimentares voltada ao delineamento do relevo do embasamento.

Nesta dissertação, empregamos a variação total para a inversão do relevo do embasamento de bacias sedimentares. Uma vez que este funcional estabilizador não impõe suavidade na estimativa do relevo, ele é adequado à interpretação de bacias extencionais e bacias interiores "strike-slip", nas quais falhas de alto ângulo e grande rejeito são frequentemente encontradas.

ORGANIZAÇÃO DESTA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação está dividida em 6 capítulos além desta introdução.

O **capítulo 2** apresenta os modelos interpretativos utilizados e a formulação matemática do problema gravimétrico inverso.

O **capítulo 3** mostra o desempenho do método em testes utilizando dados gravimétricos 1D (dados em perfis sintéticos causados por bacias sedimentares intracratônicas e marginais simuladas). Os testes realizados nesta dissertação, descritos neste capítulo e nos capítulos 4, 5 e 6, foram realizados em um Notebook ACER Aspire 3650 com processador Intel Celeron 1.6GHz e 512MB de RAM.

O **capítulo 4** mostra o resultado de testes com dados 2D sintéticos produzidos por uma bacia intracratônica simulada.

O capítulo 5 apresenta a interpretação de dados reais 1D.

A **seção 5.1** apresenta os resultados da interpretação de dados obtidos sobre a ponte do Poema, localizada na Universidade Federal do Pará. O vão sob a ponte é caracterizado por uma variação bastante acentuada no relevo do lado Oeste e por ter um fundo razoavelmente achatado. O resultado da inversão com a VT reproduziu muito bem essas duas características.

A **seção 5.2** apresenta a interpretação de um perfil da anomalia Bouguer referente à porção norte do Steptoe Valley (Nevada, Estados Unidos). O resultado desta interpretação com o método proposto neste trabalho exibiu fundo achatado e falhas de alto ângulo com resultados semelhantes aos obtidos com a RE e a SP.

A seção 5.3 mostra o resultado da inversão dos dados referentes a um perfil transversal ao graben de San Jacinto (Califórnia, Estados Unidos). A estimativa do relevo com a VT, neste caso, exibiu uma assimetria similar ao relevo obtido com a SP, ressaltando que nem a SG nem a RE foram capazes de reproduzir um relevo similar.

A seção 5.4 mostra os resultados obtidos na interpretação de um perfil SSE-NNW, transversal ao vale do Büyük Menderes (Turquia ocidental). O resultado desta inversão exibiu uma falha vertical de grande rejeito no lado Norte e falhas escalonadas do lado Sul condizentes com o processo tectônico de formação de grabens e com resultados obtidos em trabalhos anteriores com a SP e RE.

O **capítulo 6** apresenta o resultado da interpretação dos dados gravimétricos 2D do Steptoe Valley (Estados Unidos). Obtivemos excelentes resultados nesta interpretação utilizando a VT que foi capaz de delinear falhas de alto ângulo e reproduzir uma subbacia presente no lado Sul de uma forma bem mais definida do que aquela obtida com a SP.

Finalmente, no capítulo 7, apresentamos as conclusões deste trabalho.

2 Metodologia

Nesta seção descreveremos os modelos interpretativos utilizados para a inversão dos dados gravimétricos em perfil e mapa. Formularemos o problema gravimétrico inverso como um problema de minimização de um funcional não linear sujeito às observações serem explicadas dentro da precisão experimental. O funcional *variação total* será introduzido como uma função *penalty* para estabilizar a solução deste problema, obtida através de um processo iterativo baseado no método Quasi-Newton.

2.1 Modelo interpretativo

Seja g^0 um conjunto de *N* observações gravimétricas referidas a um sistema destro de coordenadas cartesianas. Estas observações são produzidas por uma bacia cujos sedimentos apresentam contraste de densidade, em relação ao embasamento, constante (ou variando hiperbolicamente com a profundidade) e conhecido. Deseja-se estimar o relevo do embasamento, *S*, (Figuras 1a e 1b) presumindo como modelo interpretativo um conjunto de *M* prismas 2D, verticais e justapostos ao longo de *x*, no caso de bacias 2D (Figura 1a), e de *M* prismas 3D justapostos ao longo de *x* e *y* no caso de bacias 3D (Figura 1b). As espessuras, p_j , dos prismas são os parâmetros a serem determinados (Figuras 1a e 1b). O topo de cada prisma está localizado na superfície e todos os prismas possuem as mesmas extensões horizontais.



Figura 1: Modelo interpretativo empregado para bacias 2D (esquerda) e 3D (direita)

2.2 Formulação do problema gravimétrico inverso

O problema de estimar o relevo *S* (Figuras 1a e 1b) a partir unicamente dos dados gravimétricos observados g^0 é um problema mal-posto. Segundo Hadamard (HADAMARD, 1902), um problema é mal-posto quando a solução deste apresenta pelo menos uma das três características a seguir:

- Inexistência;
- Não unicidade;
- Instabilidade.

As três características estão presentes no problema estudado nesta dissertação.

A não unicidade é um problema fundamental decorrente da ambiguidade existente na relação entre densidade e volume. O problema da inexistência vem à tona quando consideramos que os dados verdadeiros estão contaminados com ruído de tal forma que não é mais, em geral, possível, encontrar uma anomalia produzida por um modelo interpretativo simples que ajuste exatamente os dados. Ainda que fosse possível, isto muitas vezes não é desejável. Neste caso abrimos mão de um ajuste exato e partimos em busca de uma solução que ajuste aproximadamente os dados observados. Esse ajuste aproximado pode ser feito de várias maneiras. Neste trabalho usaremos o critério de mínimos quadrados (MQ). A solução obtida com MQ resolve apenas o problema da inexistência mas sofre dos males da não unicidade e da instabilidade, cujos remédios descreveremos a seguir.

Para resolver os problemas da não unicidade e da instabilidade na solução obtida usando MQ é necessária a introdução de informação a priori. Esta informação pode ser introduzida de várias maneiras, não mutuamente exclusivas, como i) especificação de modelos interpretativos caracterizados por corpos com formas geométricas muito simples; ii) especificação de um ou mais parâmetros do modelo interpretativo; iii) especificação de uma propriedade ou característica geométrica desejada para a solução, através de uma técnica muito popular conhecida como regularização. Um caso particular de regularização que é muito utilizada é a chamada regularização de Tikhonov (TIKHONOV; ARSENIN, 1977) na qual se enquadram métodos como a suavidade global (BARBOSA; SILVA; MEDEIROS, 1997).

Neste trabalho garantimos a unicidade da solução através do estabelecimento do modelo interpretativo mostrado na Figura 1 e da especificação do contraste de densidade entre o pacote sedimentar e o embasamento. A estabilização das soluções é obtida através da minimização da variação total da solução (estimativas das profundidades do relevo *S* nas Figuras 1a e 1b).

A variação total de uma função é definida como a mudança total nos seus valores dentro do domínio especificado, somando as variações positivas e negativas onde a função é contínua e somando os saltos nos pontos de descontinuidades. No caso contínuo esta função é escrita como

$$J_{TV} = \int_{\Omega} |\nabla S| \, dr, \tag{2.1}$$

e no caso discreto como

$$J_{TV} = \|\mathbf{R}\mathbf{p}\|_1 = \sum_{i}^{W} |[\mathbf{R}\mathbf{p}]_i|, \qquad (2.2)$$

em que **R** é a matriz de primeiras diferenças entre prismas adjacentes, *W* é o número de pares destes prismas, $\|.\|_1$ é a norma L_1 e **p** é o vetor de parâmetros que se deseja estimar (espessuras dos prismas).

Formulamos o problema gravimétrico inverso como a minimização do funcional J_{TV} sujeito a que os dados sejam ajustados segundo o critério de MQ. Utilizando o método das funções *penalty*, este problema é matematicamente expresso por

$$\min_{\mathbf{p}} \left\| \mathbf{g}^{0} - G(\mathbf{p}) \right\|_{2}^{2} + \alpha \left\| \mathbf{R} \mathbf{p} \right\|_{1},$$
(2.3)

em que $G(\mathbf{p})$ é o funcional correspondente à solução do problema direto, ou seja, que define o campo gravitacional produzido pelo conjunto de prismas \mathbf{p} , e.g. Talwani, Worzel e Landisman (1959), Rao, Chakravarthi e Raju (1994), Steiner (1978) e α é um parâmetro que controla o com-

promisso entre o ajuste dos dados e a estabilização do problema. O problema resultante é bem-posto segundo Vogel (1997). No entanto, a expressão (2.3) com J_{TV} dado por (2.2) apresenta problemas de singularidades numéricas não tendo garantia de ser diferenciável em todo o domínio de interesse. Para contornar este problema utilizaremos a seguinte aproximação (BERTETE-AGUIRRE; CHERKAEV; ORISTAGLIO, 2002) para o funcional J_{TV} , dada por

$$J_{TV} = \sum_{i}^{W} \sqrt{[\mathbf{R}\mathbf{p}]_{i}^{2} + \delta^{2}},$$
(2.4)

em que δ é um valor pequeno (da ordem de 10^{-4}) introduzido para restaurar a diferenciabilidade da função-objetivo (2.3). Assim, o problema gravimétrico inverso é transformado no problema de otimização não-linear dado por

$$\min_{\mathbf{p}} \left\| \mathbf{g}^{0} - G(\mathbf{p}) \right\|_{2}^{2} + \alpha \sum_{i}^{W} \sqrt{[\mathbf{R}\mathbf{p}]_{i}^{2} + \delta^{2}}.$$
(2.5)

O parâmetro α , no contexto deste trabalho, controla o quão estável e o quão abrupta é a solução (estimativas das profundidades do relevo do embasamento).

O problema de minimização em questão foi resolvido utilizando um algoritmo iterativo baseado no método de otimização Quasi-Newton. O algoritmo termina quando o número máximo de iterações permitido é atingido ou o critério de convergência é satisfeito. A convergência é presumida ocorrer quando, durante cinco iterações sucessivas, a diferença entre os valores da função-objetivo se mantiver dentro de um limite previamente definido pelo intérprete.

O parâmetro de regularização, α , deve ser sintonizado para cada problema em particular, utilizando-se o método da tentativa e erro. A princípio isso pode parecer inconveniente mas na verdade é essa característica que permite ao intérprete se manter no controle da interpretação e direcionar a solução para um relevo que seja compatível com os dados geológicos disponíveis e que produza uma resposta gravimétrica que explique as observações dentro da precisão experimental. Vale ressaltar que mais de uma solução pode satisfazer tanto os dados geolísicos como a informação geológica e, nesse caso, a interatividade associada ao presente método é extremamente bem-vinda porque permite a obtenção de mais de uma solução. A escolha da melhor solução, dentre as obtidas com o atual nível de informação, dependerá da obtenção eventual de mais informação geológica sobre a área.

2.3 Significado físico da minimização da variação total

Nesta seção analisaremos o significado físico da minimização da variação total e mostraremos, através de um arrazoado, como ela favorece estimativas descontínuas do relevo do embasamento de uma bacia sedimentar. Por simplicidade, consideraremos apenas o caso discreto e usaremos um modelo interpretativo 2D, mas a extensão da análise para o caso 3D é imediata. Considere o subconjunto do modelo interpretativo consistindo de apenas três prismas elementares (Figura 2), cujas estimativas das espessuras são denominadas \hat{p}_1 , \hat{p}_2 e \hat{p}_3 . Nesta figura estão assinaladas as diferenças entre as estimativas das espessuras de prismas contíguos, cuja soma dos valores absolutos, $|\hat{p}_1 - \hat{p}_2| + |\hat{p}_2 - \hat{p}_3|$, é a variação total da derivada horizontal discreta da estimativa do relevo.

Para estabilizar a solução através da suavidade global (minimização da norma L_2 da derivada horizontal discreta da estimativa do relevo), fazemos

$$\min\sum_{i=1}^{M-1} |\hat{p}_i - \hat{p}_{i+1}|^2, \qquad (2.6)$$

ao passo que no método da variação total (minimização da norma L_1 da derivada horizontal discreta da estimativa do relevo), fazemos

$$\min \sum_{i=1}^{M-1} |\hat{p}_i - \hat{p}_{i+1}|.$$
(2.7)

Suponha que queremos estimar, através da anomalia gravimétrica, um relevo descontínuo como o exibido na Figura 3a em linha pontilhada, apresentando uma descontinuidade com desnível D. Em uma análise superficial, poderíamos esperar que a minimização da norma L_2 levasse também a uma minimização da norma L_1 . Isto não acontece por dois motivos. Primeiro, devido à desigualdade

$$\sum_{i=1}^{L} |x_i|^2 \le \left(\sum_{i=1}^{L} |x_i|\right)^2.$$
(2.8)

Para entender porque essa desigualdade implica soluções diferentes para as normas L_1 e L_2 , considere as aproximações do relevo descontínuo mostradas nas Figuras 3b e 3c, usando o modelo interpretativo de prismas justapostos. Na Figura 3b o relevo aproximado (no caso, exato) tem norma L_2 igual a D^2 , ao passo que na Figura 3c a solução tem norma L_2 igual a $\sum d_i^2$, sendo $d_i = |\hat{p}_i - \hat{p}_{i+1}|$ e $\sum d_i = D$. Portanto, pela equação (2.8), a aproximação da Figura 3c terá uma norma L_2 menor e será, assim favorecida pela minimização desta norma. Por outro lado, a norma L_1 apresenta o mesmo valor para ambas as aproximações mostradas nas Figuras 3b e 3c. O segundo motivo para as minimizações das normas $L_1 e L_2$ favoreceram soluções diferentes é o fato de as minimizações destas normas não serem absolutas, mas sujeitas à estimativa do relevo produzir uma anomalia que ajuste as observações. Assim, a estimativa apresentada na Figura 3c não ajusta a anomalia observada porque o excesso de massa (área em azul na Figura 3d) da solução em relação à solução verdadeira tem o mesmo volume da deficiência de massa (área em vermelho na Figura 3d) em relação à solução verdadeira. Como o excesso de massa está mais próximo à superfície que a deficiência, as suas respostas gravimétricas não se anulam. Para tanto, é preciso que a deficiência de massa seja maior para compensar a sua maior distância em relação à superfície, fazendo com que apareça outro excesso (área verde na Figura 3e) e outra deficiência de massa (área laranja na Figura 3e). Estes excessos e deficiências de massa repetem-se com amplitudes cada vez menores para posições do relevo cada vez mais distantes da descontinuidade, conforme mostrado na Figura 3e.

A norma L_1 por outro lado, como não sofre o efeito da desigualdade (2.8), não precisa favorecer estimativas do tipo mostrado na Figura 3c em detrimento de estimativas mais próximas à de um relevo descontínuo, como o da Figura 3b. Além disso, note que o tipo de relevo favorecido pela minimização da norma L_2 é caracterizado pela profundidade mínima menor e pela profundidade máxima maior que as do relevo verdadeira (áreas laranja e verde, respectivamente, na Figura 3e). Este tipo de relevo apresenta, assim, uma medida da variação total (soma dos comprimentos de todos os segmentos vermelhos na Figura 3f maior que aquela apresentada por uma solução que se aproxima melhor do relevo descontínuo (Figura 3g). Desse modo, a minimização da norma L_2 favorece estimativas do relevo suavemente ondulantes enquanto a minimização da norma L_1 (variação total) favorece soluções apresentando descontinuidades.



Figura 2: Interpretação física da VT. Modelo interpretativo 2D.



Figura 3: (a) Exemplo de um relevo descontínuo com desnível D. (b) e (c) Aproximações do relevo (a). (d) Excesso (área em azul) e deficiência (área em vermelho) de massa da solução em relação a solução verdadeira. (e) Excesso (área verde) e deficiência (área laranja) de massa secundários associados com a solução de menor norma L_2 . (f) Medida da variação total (soma dos comprimentos de todos os segmentos vermelhos) associada à solução que minimiza a norma L_2 . (g) Medida da variação total (soma dos comprimentos de todos os segmentos vermelhos) associada à solução que minimiza a norma L_1 .

3 Testes em dados sintéticos 1D

Nesta seção verificamos o desempenho do método proposto quando aplicado a dados gravimétricos sintéticos. Geramos anomalias produzidas por bacias simuladas 2D apresentando contrastes de densidade constantes ou variando com a profundidade segundo uma lei hiperbólica (LITINSKY, 1989) dada pela equação

$$\Delta \rho(z) = \frac{\Delta \rho_0 \beta^2}{(\beta + z)^2}.$$
(3.1)

Resolvemos o problema gravimétrico inverso no plano x-z utilizando o método VT. Os seguintes ambientes geológicos foram simulados nestes testes: (i) bacias intracratônicas cujos relevos dos embasamentos sejam em geral suaves mas apresentem, localmente, descontinuidades abruptas e (ii) bacias marginais apresentando falhas escalonadas. As soluções estabilizadas pela VT foram comparadas àquelas obtidas pelos métodos SG, SP e RE. Em todos os testes, os contrastes de densidade empregados na inversão, constantes ou variáveis, coincidem com aqueles empregados na geração das anomalias teóricas.

3.1 Bacias intracratônicas com relevo abrupto e contraste de densidade constante

3.1.1 Região de validade teórica



A figura ao lado ilustra a formação de um graben. Bacias sedimentares que se formam a partir de grabens são de extrema importância na geofísica de exploração em virtude da existência de falhas que podem funcionar como armadilhas para o petróleo. Essas estruturas aparecerão frequentemente ao longo deste trabalho em testes com dados sintéticos e reais. Descreveremos a seguir um experimento computacional realizado para a definição da zona de validade teórica para o método proposto neste trabalho. Esta região é definida por dois parâmetros associados a um modelo simplificado de um graben, quais sejam, o rejeito d e a profundidade do ponto médio da escarpa H produzida pela falha (Figura 4).



Figura 4: Modelo de um graben, em que d é o rejeito e H a profundidade do ponto médio da escarpa formada pela falha.

Adotamos os seguintes passos para mapear esta região:

- 1. Fixamos um valor para *d*;
- 2. Fazemos $H = \frac{d}{2}$;
- 3. Produzimos a anomalia do embasamento falhado definida pelo par (d,H). A seguir, a anomalia é invertida usando o método da VT com o contraste de densidade correto;
- 4. Se as falhas são corretamente delineadas, o ponto (d, H) é presumido estar dentro da região de validade. Incrementamos o valor de H e retornamos ao passo 3. Se as falhas não são corretamente delineadas, consideramos o ponto (d, H) como fora desta região e o mapeamento para o valor corrente de d se encerra. Incrementamos o valor de d e voltamos ao passo 2. Caso o valor de d atinja o valor máximo pré-estabelecido para o mapeamento, o procedimento é encerrado.

O fluxograma mostrando esta estratégia é exibido na Figura 5.

O resultado deste mapeamento pode ser visto na Figura 6. O mapeamento indica que a VT é capaz de resolver as descontinuidades em profundidades maiores quando comparada com os métodos SP e RE, cujos mapas da região de validade teórica obtidos por Barbosa, Silva e Medeiros



Figura 5: Fluxograma mostrando a estratégia para a construção da região de validade teórica para a variação total.

(1999) e Oliveira (2007) são exibidos nas Figura 7 e 8 respectivamente. Podemos concluir que a VT é mais robusta com respeito à variável *profundidade* do que os métodos SP e RE neste tipo de ambiente geológico.



Figura 6: Mapa da região de validade teórica para a variação total.



Figura 7: Mapa da região de validade teórica para a suavidade ponderada.



Figura 8: Mapa da região de validade teórica para a regularização entrópica.

3.1.2 Graben isolado

A Figura 9a mostra, em pontos vermelhos, as observações gravimétricas geradas por uma bacia sedimentar simulada, 2D, cujo embasamento (linha vermelha na Figura 9b) apresenta descontinuidades abruptas locais. O contraste de densidade entre os sedimentos e o embasamento é de -0,24 g/cm³. As observações gravimétricas teóricas foram contaminadas com ruído pseudo-aleatório Gaussiano com média nula e desvio padrão de 0,1 mGal. O modelo interpretativo para este teste consistiu de 120 prismas espaçados regularmente ao longo do perfil, cuja extensão foi de 60 km.

A Figura 9b mostra (em linha preta) a inversão da anomalia da Figura 9a, utilizando o método da variação total com $\alpha = 1,25$. A anomalia ajustada é mostrada na Figura 9a em linha preta. Para comparação, os resultados obtidos por Oliveira (2007) utilizando a RE, SP e SG são reproduzidos (em linhas pretas) nas Figuras 10b, 11b e 12b respectivamente. As Figuras 10a, 11a e 12a mostram as anomalias ajustadas (linhas contínuas pretas) para os métodos RE, SP e SG respectivamente.

A solução com a VT apresentou excelente delineamento do relevo do embasamento e de suas descontinuidades com resultado comparável aos obtidos com a SP e RE. A SG, por outro lado, não conseguiu reproduzir as descontinuidades estimando um relevo no qual as bordas das descontinuidades foram suavizadas. O método executou 46 iterações, levando aproximadamente um minuto e três segundos de processamento.



Figura 9: Graben isolado - Resultado com a VT. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevos, verdadeiro (linha vermelha) e estimado com $\alpha = 1,25$ (linha preta).



Figura 11: Graben isolado - Resultado com a SP. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevos, verdadeiro (linha vermelha) e estimado (linha preta).



Figura 10: Graben isolado - Resultado com a RE. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevos, verdadeiro (linha vermelha) e estimado (linha preta).



Figura 12: Graben isolado - Resultado com a SG. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevos, verdadeiro (linha vermelha) e estimado (linha preta).

3.2 Bacia marginal com contraste de densidade variando com a profundidade

A Figura 13a mostra (em pontos vermelhos) as observações gravimétricas geradas por uma bacia marginal 2D simulada, cujo embasamento é em geral suave mas apresenta localmente descontinuidades abruptas (linha vermelha na Figura 13b). O contraste de densidade entre os sedimentos e o embasamento diminui com a profundidade de acordo com a expressão dada pela equação (3.1) com $\Delta \rho_0 = -0.3$ g/cm³ e $\beta = 3$ km. As observações gravimétricas teóricas foram contaminadas com ruído pseudo-aleatório Gaussiano com média nula e desvio padrão de 0,1 mGal. O modelo interpretativo consiste de 100 prismas elementares com contrastes de densidade variando hiperbolicamente com a profundidade (contraste de densidade igual a -0.3 g/cm³ na superfície e fator de decaimento igual a 3 km).

A solução produzida pela variação total com $\alpha = 1,0$ (linha preta na Figura 13b) delineou com excelente precisão o relevo do embasamento com suas descontinuidades. A Figura 13a mostra, em linha preta, a anomalia gravimétrica ajustada. A Figura 14b mostra (linha preta) o resultado da inversão das mesmas observações utilizando o método SG, cuja correspondente anomalia ajustada é mostrada na Figura 14a (linha preta). O resultado obtido com a SG não reproduziu de forma satisfatória as descontinuidades presentes no relevo verdadeiro. Neste teste foram executadas 83 iterações com aproximadamente 3 minutos e 45 segundos de tempo total de processamento com o método da VT.





Figura 13: Bacia marginal - Resultado com a VT. (a) Anomalias gerada (pontos vermelhos) e ajustada (linha contínua preta). (b) Relevos verdadeiro (linha vermelha) e estimado (linha preta).

Figura 14: Bacia marginal - Resultado com a SG. (a) Anomalias gerada (pontos vermelhos) e ajustada (linha contínua preta). (b) Relevos verdadeiro (linha vermelha) e estimado (linha preta).

3.3 Duas subbacias

Elaboramos um teste para verificar a influência do parâmetro de regularização α sobre a solução no sentido de esta apresentar descontinuidades ou se manter suave. Para isso criamos um modelo composto por duas subbacias sendo que em uma o relevo apresenta-se descontínuo e na outra se mantém suave como pode ser visto na Figura 15b em linha vermelha. Este ambiente geológico é fictício e foi usado apenas para fins ilustrativos.

Fixamos o contraste de densidade em um valor constante e igual a -1,0 g/cm³. A extensão do perfil foi de 60,0 km e utilizamos 120 prismas para compor o modelo interpretativo utilizado na inversão gravimétrica.

A Figura 15b mostra o resultado (em linha preta) obtido com $\alpha = 15,0$. Com este valor a solução tende a apresentar descontinuidades. Esta solução está de acordo com as características da subbacia à esquerda na Figura 15b mas não com as da subbacia à direita na mesma figura.

A Figura 16b, por outro lado, mostra o resultado (em linha preta) obtido com $\alpha = 1,0$. Com este valor a solução tende a apresentar um relevo suave. Esta solução, agora, está de acordo com as características da subbacia à direita na Figura 16b mas não com as da subbacia à esquerda que possui descontinuidades.

Concluímos, com este teste, que o intérprete pode direcionar o método, através do parâmetro de regularização α , para uma solução suave ou para uma solução que apresente descontinuidades. Fica a critério do intérprete a escolha entre uma ou outra solução, com base na sua concepção sobre a evolução tectônica da bacia em estudo, baseada na informação geológica disponível. Esta é, portanto, uma característica extremamente desejável em qualquer método de interpretação geofísica.



Figura 15: Teste sintético - Duas subbacias. $\alpha = 15, 0.$ (a) Anomalias gerada (pontos vermelhos) e ajustada (linha contínua preta). (b) Relevos verdadeiro (linha vermelha) e estimado (linha preta).



Figura 16: Teste sintético - Duas subbacias. $\alpha = 1,0$. (a) Anomalias gerada (pontos vermelhos) e ajustada (linha contínua preta). (b) Relevos verdadeiro (linha vermelha) e estimado (linha preta).

4 Teste com dados sintéticos 2D

4.1 Graben isométrico

As Figuras 17b e 17c mostram, respectivamente, em curvas de contorno pretas e em perspectiva, a anomalia gravimétrica gerada por um graben isométrico 3D, simulado, cujo embasamento apresenta um relevo modelado por falhas escalonadas (Figura 17a). O contraste de densidade entre os sedimentos e o embasamento é de -0.2 g/cm^3 . As observações gravimétricas teóricas foram contaminadas com ruído pseudo-aleatório Gaussiano com média nula e desvio padrão de 0, 1 mGal. O modelo interpretativo consiste de uma malha de 25 × 25 prismas com dimensões de 2 km nas direções *x* e *y*, com contrastes de densidade de -0.2 g/cm^3 .

A solução produzida pelo método VT com $\alpha = 1,0$ (Figura 18a) delineou com excelente precisão os patamares que definem o relevo do embasamento, bem como as descontinuidades que os separam. A Figura 17b mostra, em linha vermelha, a anomalia gravimétrica ajustada. Para comparação, mostramos nas Figuras 18b e 18c, as inversões, da mesma anomalia das Figuras 17 b e 17c, produzidas pelos métodos SG e SP, respectivamente, usando o mesmo modelo interpretativo e presumindo profundidade máxima de 4 km para o caso da SP. As anomalias ajustadas (não mostradas) explicam as observações dentro da precisão experimental.

O resultado com a SG (Figura 18b), como esperado, produziu um resultado inferior ao da SP (Figura 18c) e ao da VT (Figura 18a) não delineando as descontinuidades do relevo do embasamento. As soluções da SP e da VT, por sua vez, delinearam as descontinuidades do relevo do embasamento com precisões comparáveis. A VT, no entanto, estima patamares mais planos que a SP. Além disso, diferentemente da SP, a VT não requer o conhecimento a priori sobre a profundidade máxima do embasamento e requer a especificação de apenas um parâmetro de regularização. Este teste mostra a potencialidade do método da VT na melhor definição não só de relevos de embasamento apresentando poucas descontinuidades de grande rejeito, como também de relevos apresentando muitas descontinuidades com pequenos rejeitos, como é o caso de bacias intracratônicas. O método VT realizou 17 iterações com tempo total de processamento de aproximadamente 3 minutos e 22 segundos.



Figura 17: Teste em dados sintéticos - Bacia 3D. (a) Relevo verdadeiro. (b) Anomalias gravimétricas observada (linhas pretas) e ajustada pela VT (linhas vermelhas). (c) Anomalia gravimétrica em perspectiva.



5 Testes com dados reais 1D

5.1 Ponte do Poema

5.1.1 Informações geológicas e geofísicas

Seguindo o trabalho de Oliveira (2007), aplicamos o método VT ao perfil gravimétrico obtido sobre a ponte do Poema, localizada no campus da Universidade Federal do Pará (Figura 19).

A anomalia gravimétrica observada (pontos vermelhos na Figura 20a) é causada pelo contraste de densidade entre o ar e os sedimentos localizados em cada lado do vão. Também são consideradas como fontes da anomalia as estacas de reforço em cada lado da ponte (A e B na Figura 19). Ainda na Figura 19 são representados (em linhas contínuas brancas) os gradientes topográficos, g1 e g2, de cada lado da ponte. Vemos que do lado oeste a topografia é mais achatada e apresenta uma descontinuidade maior. O relevo a ser estimado é o conjunto formado pela topografia do aterro abaixo do vão e as estruturas de concreto A e B.



Figura 19: Ponte do Poema.

5.1.2 Interpretação gravimétrica

Um contraste de densidade igual a -2,3 g/cm³ foi presumido para a inversão gravimétrica. O modelo interpretativo consiste de 45 prismas verticais com contrastes de densidade de -2,3 g/cm³, referidos à densidade do aterro situado de ambos os lados do vão (OLIVEIRA, 2007). O resultado obtido utilizando a VT com $\alpha = 0,001$ é exibido na Figura 20b e a anomalia ajustada é mostrada na Figura 20a em linha preta. É notável no resultado com a VT: (i) O fundo achatado e (ii) a descontinuidade no lado oeste. Estas características estão em excelente concordância com a topografia verdadeira (Figura 19).

Os resultados obtidos por Oliveira (2007) utilizando os métodos RE, SP e SG são mostrados nas Figuras 21b, 22b e 23b respectivamente. Os respectivos ajustes são mostrados nas Figuras 21a, 22a e 23a (linhas pretas).

A profundidade máxima estimada pela VT foi de 3 m. Segundo Oliveira (2007), a profundidade máxima do relevo é de 3,3 m (estimativa feita a partir da análise da foto exibida na Figura 19). Ele obteve também uma estimativa de 3,5 metros para a profundidade máxima utilizando a RE. O fundo do vão, estimado pela VT, mostra-se bem plano o que não aconteceu com o resultado da RE. Apenas a SP, além da VT, foi capaz de reproduzir esta característica do relevo. O método VT executou 96 iterações levando aproximadamente 16 segundos na inversão destes dados.



Figura 20: Ponte do Poema (UFPA) - Resultado com a VT. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevo estimado com $\alpha = 0,001$.



Figura 22: Ponte do Poema (UFPA) - Resultado com a SP. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevo estimado.



Figura 21: Ponte do Poema (UFPA) - Resultado com a RE. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevo estimado.



Figura 23: Ponte do Poema (UFPA) - Resultado com a SG. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevo estimado.

5.2 Steptoe Valley

5.2.1 Informações geológicas e geofísicas

O Steptoe Valley recebeu este nome em homenagem ao Coronel Edward Steptoe que explorou a região por volta de 1854. Segundo os historiadores americanos, o Coronel Steptoe liderou uma frustrada ação militar contra os Americanos Nativos por volta de 1858 numa batalha que ficou conhecida como "o fracasso de Steptoe". É uma região localizada na porção nordeste do estado de Nevada (Estados Unidos), formando uma longa bacia com extensão de aproximadamente 160 km no sentido Norte-Sul. Esta bacia foi formada por processos tectônicos nos quais grandes forças distensoras acabaram por causar uma série de abatimentos e soerguimentos levando à criação de várias cadeias lineares de montanhas e vales alongados intercalados. Sua importância econômica principalmente no início do século XX veio da abundância de grandes depósitos minerais como os de ouro, prata e bário.

A Figura 24 mostra o mapa da anomalia Bouguer referente à porção norte do Steptoe Valley e assinala a posição do perfil AA', que é exibido na Figura 25a em pontos vermelhos. Esta anomalia foi corrigida para efeitos crustais profundos. Segundo Barbosa, Silva e Medeiros (1999) esta correção consistiu em retirar das observações originais de Carlson e Mabey (1963) um polinômio de primeiro grau ajustado aos dados gravimétricos pelo método robusto de Beltrão, Silva e Costa (1991). Carlson e Mabey (1963) ressaltaram ainda que os altos gradientes gravimétricos poderiam ser explicados pela presença de falhas de alto ângulo com grandes deslocamentos verticais, indicando que o vale seria, de fato, um graben.

5.2.2 Interpretação gravimétrica

O modelo interpretativo utilizado consistiu de 60 prismas regularmente espaçados ao longo do perfil, o qual tem uma extensão de 12 km. O contraste de densidade foi considerado constante e igual -0.3 g/cm^3 , com base na descrição geológica de Carlson e Mabey (1963).

O resultado da inversão desta anomalia com a VT, pode ser visto na Figura 25b, com $\alpha = 1,25$. O relevo obtido é similar ao resultado obtido por Oliveira (2007) utilizando o método RE e exibido na Figura 26b. As Figuras 27b e 28b mostram, respectivamente, os resultados obtidos utilizando a SP e a SG. As anomalias ajustadas para a VT, RE, SP e SG são exibidas (linhas pretas) nas Figuras 25a, 26a, 27a e 28a, respectivamente.



Figura 24: Steptoe Valley. Mapa gravimétrico Bouger e localização do perfil gravimétrico utilizado (AA').

Os métodos VT, RE e SP mostram resultados muito próximos, com aproximadamente o mesmo número de descontinuidades e patamares. As profundidades máximas estimadas por estes três métodos, bem como a largura da parte central (entre 5 km e 9km) e rejeito das falhas, tiveram praticamente os mesmos valores. O resultado com a SG, por sua vez, não reproduziu um relevo de acordo com as informações geológicas disponíveis. O método VT realizou 27 iterações com tempo total de processamento de 5 segundos.



Figura 25: StepToe Valley - Resultado com a VT. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevo estimado com $\alpha = 1,25$.



Figura 27: StepToe Valley - Resultado com a SP. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevo estimado.



Figura 26: StepToe Valley - Resultado com a RE. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevo estimado.



Figura 28: StepToe Valley - Resultado com a SG. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevo estimado.

5.3 Graben de San Jacinto

5.3.1 Informações geológicas e geofísicas

Nesta seção, aplicamos o método VT a um perfil gravimétrico transversal ao graben de San Jacinto, localizado no sul da Califórnia, Estados Unidos (CORDELL, 1973) e exibido na Figura 29a em pontos vermelhos. Este tipo de ambiente geológico é excelente para a aplicação da VT já que neste caso podemos identificar um grande número de falhas possuindo grandes rejeitos.

5.3.2 Interpretação gravimétrica

Para a interpretação desta anomalia, presumimos um contraste de densidade decrescendo em profundidade segundo uma lei hiperbólica dada pela equação (3.1). O contraste de densidade na superfície, $\Delta \rho_0$, foi fixado em $-0,63 \text{ g/cm}^3$ e o fator de decaimento, β , em 3,0 km com base em valores sugeridos por Cordell (1973) para a redução do contraste de densidade com a profundidade. Utilizamos 60 prismas regularmente espaçados ao longo do perfil com 10,5 km de extensão.

O resultado obtido com a VT com $\alpha = 15,0$ é exibido na Figura 29b. Oliveira (2007) interpretou este mesmo perfil utilizando os métodos RE, SP e SG, obtendo os resultados exibidos nas Figuras 30b, 31b e 32b respectivamente. As anomalias ajustadas são exibidas em linhas pretas nas Figuras 29a, 30a, 31a e 32a, para os métodos VT, RE, SP e SG respectivamente. O resultado com a VT mostra um fundo achatado em contraste com o resultado obtido utilizando a RE. Este resultado também confirma a assimetria do graben observada nos resultados com a SP. O método VT executou 55 iterações e levou 37 segundos de tempo de processamento.



Figura 29: San Jacinto - Resultado com a VT. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevo estimado com $\alpha = 15, 0$.



Figura 31: San Jacinto - Resultado com a SP. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevo estimado.



Figura 30: San Jacinto - Resultado com a RE. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevo estimado.



Figura 32: San Jacinto - Resultado com a SG. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevo estimado.

5.4 Vale do Büyük Menderes

5.4.1 Informações geológicas e geofísicas

O vale do rio Büyük Menderes situa-se na Turquia ocidental, onde predominam regiões com deformação ativa e que nos últimos anos sofreram a ação de diversos terremotos em decorrência da atuação de forças distensoras.

A parte principal do graben do Büyük Menderes com uma distância de aproximadamente 125 km e largura de 8-12 km se estende da cidade de Ortaklar a oeste até a cidade de Sarayköy a leste. Ao longo da extensão do graben, o lado norte é limitado por uma falha com grande rejeito e alta inclinação que separa sedimentos do Neogeno das seqüências metamórficas do maciço de Menderes ao norte. Esta falha ocorre ao longo da base do principal escarpamento da área que forma um proeminente trende geológico no sentido este-oeste com uma elevação de 1500 m relativa ao fundo do graben.

Os grabens desta região, inclusive o do Büyük Menderes, são assimétricos, apresentando pequenas falhas antitéticas. Os grabens do Büyük Menderes e de Gediz são os maiores grabens intra-continentais da Turquia ocidental, sendo que o graben do Büyük Menderes tem direção E-W e apresenta a sua principal falha de alto ângulo situada no lado norte do vale (PATON, 1992). Sari e Salk (2002), usando dados de poço, estimaram os valores -0.98 g/cm^3 e 2,597 km, respectivamente, para os parâmetros $\Delta \rho_0 e \beta$ da lei hiperbólica de variação do contraste de densidade com a profundidade dada pela equação (3.1).

5.4.2 Interpretação gravimétrica

Para a interpretação gravimétrica deste graben, consideramos um perfil XY, de direção SSE-NNW, transversal ao vale de Büyük Menderes, representado na Figura 33 em linha tracejada vermelha.

Um gráfico da anomalia gravimétrica referente ao perfil mostrado na Figura 33 é exibido na Figura 34a em pontos vermelhos. O modelo interpretativo utilizado na inversão gravimétrica foi constituído por um conjunto de 90 prismas com contrastes de densidades variando com a profundidade segundo a equação (3.1) com $\Delta \rho_0 = -0.98 \text{ g/cm}^3 \text{ e } \beta = 2,597 \text{ km}$. O resultado da inversão utilizando o método VT com $\alpha = 1,0$ é exibido na Figura 34b em linha contínua preta.



Figura 33: Mapa geológico do vale do Büyük Menderes. A linha tracejada em vermelho assinala a posição do perfil X-Y, transversal ao vale.

As Figuras 35b, 36b e 37b mostram respectivamente os resultados utilizando a RE, SP e SG, todos obtidos por Oliveira (2007). Listamos a seguir as principais características do relevo obtido com a VT:

- A falha de alto ângulo observada no lado norte é compatível com as informações geológicas discutidas anteriormente;
- O *escalonamento* no lado sul é compatível com a atuação de forças distensoras sobre as rochas durante a formação do graben;
- *O fundo achatado* similar ao resultado obtido com a SP (Figura 36) é compatível com o processo tectônico da formação de um graben.

O método VT realizou 97 iterações levando um tempo total de processamento de aproximadamente 1 minuto e 36 segundos.



Figura 34: Büyük Menderes - Resultado com a VT. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevo estimado com $\alpha = 1, 0$.



Figura 36: Büyük Menderes - Resultado com a SP. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada(linha preta).(b) Relevo estimado.



Figura 35: Büyük Menderes - Resultado com a RE. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada. (b) Relevo estimado.



Figura 37: Büyük Menderes - Resultado com a SG. (a) Anomalias Bouguer observada (pontos vermelhos) e ajustada (linha preta). (b) Relevo estimado.

6 Teste com dados reais 2D

6.1 Steptoe Valley 2D

6.1.1 Informações geológicas e geofísicas

Na seção 5.2 interpretamos um perfil gravimétrico transversal ao Steptoe Valley. Nesta seção invertemos a anomalia 2D (Figuras 38a e 38b) sobre o Steptoe Valley obtendo como resultado uma solução 3D para o relevo do embasamento desta bacia.

6.1.2 Interpretação gravimétrica

A única informação a priori explícita utilizada na interpretação desta anomalia foi o contraste de densidade, suposto constante e igual a -0.3 g/cm^3 . O modelo interpretativo foi composto por 42 prismas na direção N-S com uma extensão de 52,5 km e 26 prismas na direção E-W com uma extensão de 32,5 km. O número de observações utilizadas foi de 21 e 13 nas direções N-S e E-W respectivamente.

A solução estabilizada pela VT com $\alpha = 1,25$ (Figura 39a) apresenta um relevo bastante abrupto, com descontinuidades bem definidas, tanto para a bacia principal, como para a subbacia situada na parte sul, em consonância com a tectônica de forças distensoras, dominante na província Basin and Range. A Figura 38a mostra em curvas de contorno vermelhas a anomalia ajustada. A SG, como esperado, produz um relevo suavizado (Figura 39b), com bordas abauladas, sem evidências de descontinuidades produzidas por falhas de gravidade. O relevo estimado pela SP (Figura 39c) apresenta diversas descontinuidades típicas de falhas de gravidade, mas com inclinações menos acentuadas que aquelas produzidas pela VT. Além disso, a subbacia situada no extremo sul está mal definida, tanto nas suas bordas, que apresenta inclinações pouco acentuadas, como no fundo, que não se apresenta plano. Os ajustes produzidos pela SG e pela SP (não mostrados) explicam as observações dentro da precisão experimental. O método VT executou 60 iterações levando aproximadamente 15 minutos e 25 segundos.



Figura 38: Steptoe Valley - (a) Anomalias gravimétricas observada (linhas pretas) e ajustada pela VT (linhas vermelhas). (b) Anomalia gravimétrica em perspectiva.



7 Conclusões

Apresentamos um método de inversão gravimétrica denominado variação total (VT), especialmente voltado ao mapeamento de relevos descontínuos do embasamento de uma bacia sedimentar. A solução é estabilizada através da minimização da norma L_1 do vetor que aproxima a primeira derivada horizontal do relevo estimado do embasamento.

Este método foi aplicado a quatro perfis gravimétricos reais: Ponte do Poema (UFPA), Steptoe Valley (Estados Unidos), graben de San Jacinto (Estados Unidos) e Vale do Büyük Menderes (Turquia). Interpretamos, também, dados gravimétricos reais 2D do Steptoe Valley (Estados Unidos). Em todos estes casos obtivemos resultados excelentes com a VT nos quais os relevos estimados apresentaram falhas de grande rejeito e fundos achatados, o que está de acordo com a evolução tectônica conhecida destas regiões. Também apresentamos, a título de comparação, os resultados da inversão para estes mesmos dados gravimétricos obtidos com os métodos RE, SP e SG.

Quando comparado com os métodos desenvolvidos anteriormente podemos citar como vantagens do método VT: i) Simplicidade de implementação. O método é matematicamente e conceitualmente muito simples e de fácil implementação computacional. ii) Quando comparado com o método da regularização entrópica, o método proposto neste trabalho é bem mais fácil de ser utilizado uma vez que, no primeiro, é necessário o ajuste de dois parâmetros de regularização enquanto que no método proposto aqui se faz necessária a sintonização de apenas um parâmetro. iii) Prescindência de informação a priori extra como a exigida no método da suavidade ponderada que requer o conhecimento da profundidade máxima da bacia. iv) Robustez, no sentido de ser aplicável a uma ampla classe de ambientes geológicos, tendo em vista que o parâmetro de regularização controla o grau de suavidade do relevo. Esta característica permite interpretar, num mesmo algoritmo, desde bacias intracratônicas, com relevo de embasamento suave, até bacias marginais ou bacias interiores do tipo "strike-slip", que apresentam relevos de embasamento abruptos.

Concluímos que o método da variação total, proposto neste trabalho, se mostra excelente para

o mapeamento de relevos do embasamento não só suaves ou levemente descontínuos, como no caso de bacias intracratônicas, mas principalmente descontínuos, apresentando falhas verticais de grande rejeito como nas bacias marginais e strike-slip.

Referências

BARBOSA, V. C. F.; SILVA, J. B. C.; MEDEIROS, W. E. Gravity inversion of basement relief using approximate equality constraints on depth. *Geophysics*, v. 62, n. 6, p.1745-1757. 1997.

BARBOSA, V. C. F.; SILVA, J. B. C.; MEDEIROS, W. E. Gravity inversion of a discontinuous relief stabilized by weighted smoothness constraints on depth. *Geophysics*, v. 64, n. 5, p. 1429-1437. 1999.

BERTETE-AGUIRRE, H.; CHERKAEV, E.; ORISTAGLIO, M. Non-smooth gravity problem with total variation penalization functional. *Geophys. J. Int*, v. 149, p. 499-507, 2002.

BELTRÃO, J. F.; SILVA, J. B. C.; COSTA, J. C. Robust polynomial fitting method for regional gravity estimation. *Geophysics*, v. 56, n. 1, p. 80-89. 1991.

CAMPOS VELHO, H. F.; RAMOS, F. M. Numerical inversion of two-dimensional geoelectric conductivity distributions from magnetotelluric data. *Revista Brasileira de Geofísica*, v.15, n. 2, p.133-142. 1997.

CARLSON, J. E.; MABEY, D. R. Gravity and aeromagnetic map of the Ely area, White Pine County. Nevada: U.S *Geol. Surv.*, map GP-392, 1963.

CORDELL, L. Gravity analysis using an exponential density-depth function—San Jacinto Graben. California: *Geophysics*, v.38, n. 4, p. 684-690. 1973.

HADAMARD, J. Sur les problèmes aux derivées partielles et leur signification physique: Bull Princeton Univ., 13, 1-20, 1902

LITINSKY, V. A. Concept of effective density: Key to gravity determinations for sedimentary basins. *Geophysics*, v. 54, n. 11, 1474-1482. 1989

OLIVEIRA, A. S. Inversão gravimétrica do relevo do embasamento usando regularização entrópica. 2007. 81 f. Dissertação (Mestrado em Geofísica) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2007. PATON, S. Active normal faulting, drainage patterns and sedimentation in southwestern Turkey. Journal of the *Geological Society*, v.149, n. 6, p.1031-1044. 1992.

RAO, V. C.; CHAKRAVARTHI, V.; RAJU, M. L. Forward modelling: Gravity anomalies of twodimensional bodies of arbitrary shape with hyperbolic and parabolic density functions, *Computers and Geosciences*, 20, 873-880, 1994.

RUDIN, L. I.; OSHER, S.; FATEMI, E. Nonlinear total variation based noise removal algorithms. *Physica D*, v. 60, p. 259-268, 1992.

SARI, C.; SALK, M. Analysis of gravity anomalies with hyperbolic density contrast: an application to the gravity data of Western Anatolia. *Journal of the Balkan Geophysical Society*, v. 5, n. 3, p.87-96. 2002.

STEINER, F. Contribution to the determination of the gravitational effect of rectangular prisms. *Acta Geodaet. Geophys. et Montanist.*, 13, 375-382, 1978.

TALWANI, M.; WORZEL, J. L.; LANDISMAN, M. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone, *J. Geophys. Res.*, 64,49-59, 1959.

TIKHONOV, A. N.; ARSENIN, V. Y. Solutions of ill-posed problems. New York: V. H. Winston & Sons. 1977. 271p.

VOGEL, C.R. Nonsmooth regularization, in Inverse Problems in Geophysical Applications. Engl, H.W., Louis, A. & Rundell, W., SIAM, Philadelphia, p. 1-11, 1997.