

MIGRAÇÃO (2,5-D) COM AMPLITUDES VERDADEIRAS EM MEIOS COM GRADIENTE CONSTANTE DE VELOCIDADE

Luis A. Castillo,¹ João Carlos R. Cruz,² German Garabito³ e Jaime Urban⁴

Recebido em 11 dez., 2001 / Aceito em 3 set., 2003
Received Dec. 11, 2001 / Accepted Sep. 3, 2003

ABSTRACT

The true-amplitude seismic migration, in time or depth, provides a measurement of the reflection coefficients of primary reflection events. These are constituted by P-P reflection of longitudinal waves at smooth reflectors. One of the mostly used method is the Kirchhoff migration, by which the seismic image is obtained by stacking the seismic wavefield using a diffraction surface, also called Huygens Surface. In order to obtain true amplitude migration, i.e. the removal of geometrical spreading, it is introduced a weight function in the migration operator. The weight function is determined by the asymptotic solution of the migration integral at stationary points. The ray tracing is a fundamental tool for determining the weight function and the traveltimes, that increases the computational costs of the migration process in heterogeneous media. In this work it is presented a true-amplitude migration algorithm tailored for two-and-one-half dimensional model, i.e. when the velocity field varies only with two coordinates of the three dimensional Cartesian system. It is emphasized the special case of constant gradient velocity. As a second topic, this work concerns about recovering seismic attributes from pre-stack seismic data by applying the double diffraction stack inversion. The estimated parameter is the incidence angle at the reflector. Combining the estimated reflection coefficient and the incidence angle, it is possible to perform the so-called Amplitude versus Angle Analysis (AVA) on the interested reflector.

Keywords: true amplitude migration; ray theory; double diffraction stack; seismic inversion.

RESUMO

A migração com amplitudes verdadeiras de dados de reflexão sísmica, em profundidade ou em tempo, possibilita que seja obtida uma medida dos coeficientes de reflexão dos chamados eventos de reflexão primária. Estes eventos são constituídos, por exemplo, pelas reflexões de ondas longitudinais P-P em refletores de curvaturas arbitrárias e suaves. Um dos métodos mais conhecido é o chamado *migração de Kirchhoff*, através do qual a imagem sísmica é produzida pela integração do campo de ondas sísmicas, utilizando-se superfícies de difrações, denominadas de *Superfícies de Huygens*. A fim de se obter uma estimativa dos coeficientes de reflexão durante a migração, isto é a correção do efeito do espalhamento geométrico, utiliza-se uma função peso no operador integral de migração. A obtenção desta função peso é feita pela solução assintótica da integral em pontos estacionários. Tanto no cálculo dos tempos de trânsito como na determinação da função peso, necessita-se do traçamento de raios, o que torna a migração em situações de forte heterogeneidade da propriedade física um processo com alto custo computacional. Neste trabalho é apresentado um algoritmo de migração em profundidade com amplitudes verdadeiras, para o caso em que se tem uma fonte sísmica pontual, sendo o modelo de velocidades em subsuperfície representado por uma função que varia em duas dimensões, e constante na terceira dimensão. Esta situação, conhecida como modelo dois-e-meio dimensional (2,5-D), possui características típicas de muitas situações de interesse na exploração do petróleo, como é o caso da aquisição de dados sísmicos 2-D com receptores ao longo de uma linha sísmica e fonte sísmica 3-D. Em particular, é dada ênfase ao caso em que a velocidade de propagação da onda sísmica varia linearmente com a profundidade. Outro tópico de grande importância abordado nesse trabalho diz respeito ao método de inversão sísmica denominado empilhamento duplo de difrações. Através do quociente de dois empilhamentos com pesos apropriados, pode-se determinar propriedades físicas e parâmetros geométricos relacionados com a trajetória do raio refletido, os quais podem ser utilizados *a posteriori* no processamento dos dados sísmicos, visando por exemplo, a análise de amplitudes.

Palavras-chave: migração; empilhamento de difrações; teoria do raio; inversão sísmica.

¹ Universidad Nacional de Colombia - Departamento de Geociencias - Ciudad Universitaria - Edificio Manuel Ancizar Teléfono 31 65000 Ext. 16560, 3165388/68, Fax 3165390 Apartado Aéreo 14490 Bogotá D.C. - Colombia lcastillo@unal.edu.co

² Universidade Federal do Pará - Departamento de Geofísica - Rua Augusto Corrêia, 1 - Campus Universitário do Guamá - Caixa Postal 1611 - CEP: 66.017-970 - Tel.: (91)211-1473 / FAX: (91)211-1671 - jcarlos@ufpa.br

³ Universidade Federal do Pará - Departamento de Geofísica - Rua Augusto Corrêia, 1 - Campus Universitário do Guamá - Caixa Postal 1611 - CEP: 66.017-970 - Tel.: (91)211-1473 / FAX: (91)211-1671 - german@ufpa.br

⁴ Universidade Federal do Pará - Departamento de Física - Rua Augusto Corrêia, 1 - Campus Universitário do Guamá - Caixa Postal - 479 - CEP 66075-110 - Tel.: (91) 211-1403 - urban@ufpa.br

INTRODUÇÃO

A migração é uma ferramenta básica para o processamento e a interpretação sísmica. O propósito da migração é fornecer imagens representativas das estruturas geológicas existentes na subsuperfície.

A migração por empilhamento de difrações é realizada através da aplicação do operador integral de Kirchhoff a um conjunto de traços sísmicos, no qual supõe-se existir apenas reflexões primárias, usando-se um modelo de velocidades conhecido *a priori*. Estes dados são empilhados (somados) ao longo de uma superfície de tempo de trânsito de difração

(Superfície de Huygens). A fim de se obter a correção do espalhamento geométrico, aplica-se a função peso apropriada aos dados de entrada durante a integração. O resultado obtido por este processo de integração ponderada para cada ponto selecionado em profundidade, representa uma medida do coeficiente de reflexão. Caso não exista refletor o resultado da integração é aproximadamente zero. O fluxograma deste algoritmo pode ser observado na Figura 1.

Neste trabalho são mostrados exemplos de aplicação do algoritmo de migração com preservação de amplitudes em profundidade, cujos resultados confirmam a correção do espalhamento geométrico dos dados

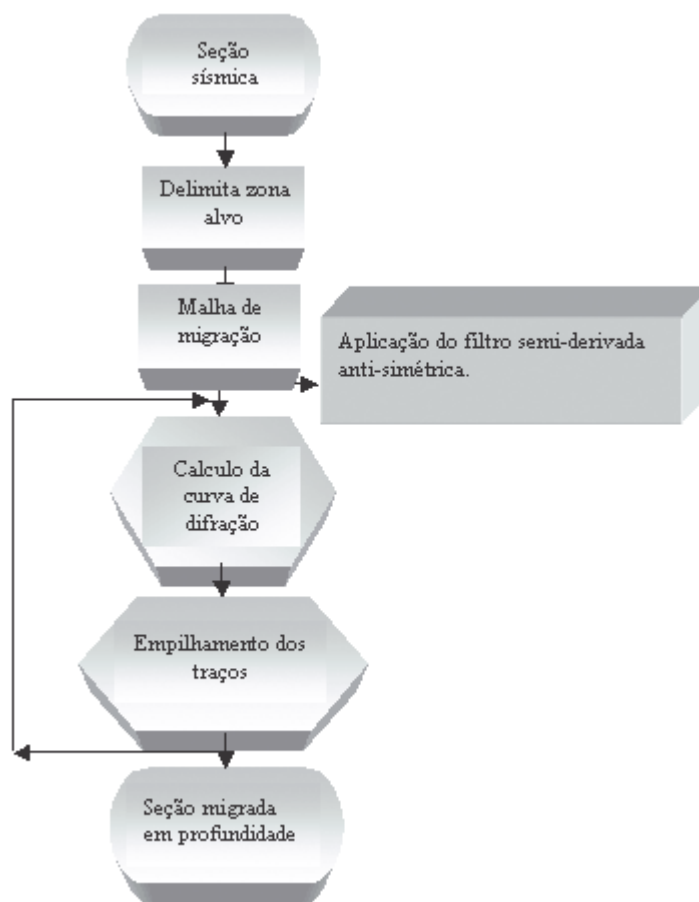


Figura 1 — Fluxograma do processamento de migração com verdadeiras amplitudes.

Figure 1 — True Amplitude Migration processing flow chart.

sintéticos em meios nos quais a distribuição de velocidade varia linearmente com a profundidade e refletores com curvaturas suaves.

Os algoritmos de migração sísmica baseados na formulação integral de Kirchhoff podem ser derivados a partir da solução da equação da onda segundo a aproximação de Born ou segundo a aproximação assintótica da teoria dos raios. Em ambos os casos faz-se necessário a determinação da função de Green. Nesse contexto podem ser referenciados

os trabalhos de Bleistein (1987), Goldin (1986) e Schleicher et al. (1993). Bleistein (1987) combina em seu trabalho a aproximação tipo KIRCHHOFF para o campo de ondas acústicos, a aproximação WKBJ e o método de fase estacionária multidimensional.

Pode-se citar ainda, o estudo efetuado por Martins et al. (1997) em que é feita a implementação de formulações para operações de migração com amplitudes verdadeiras para o caso 2,5-D.

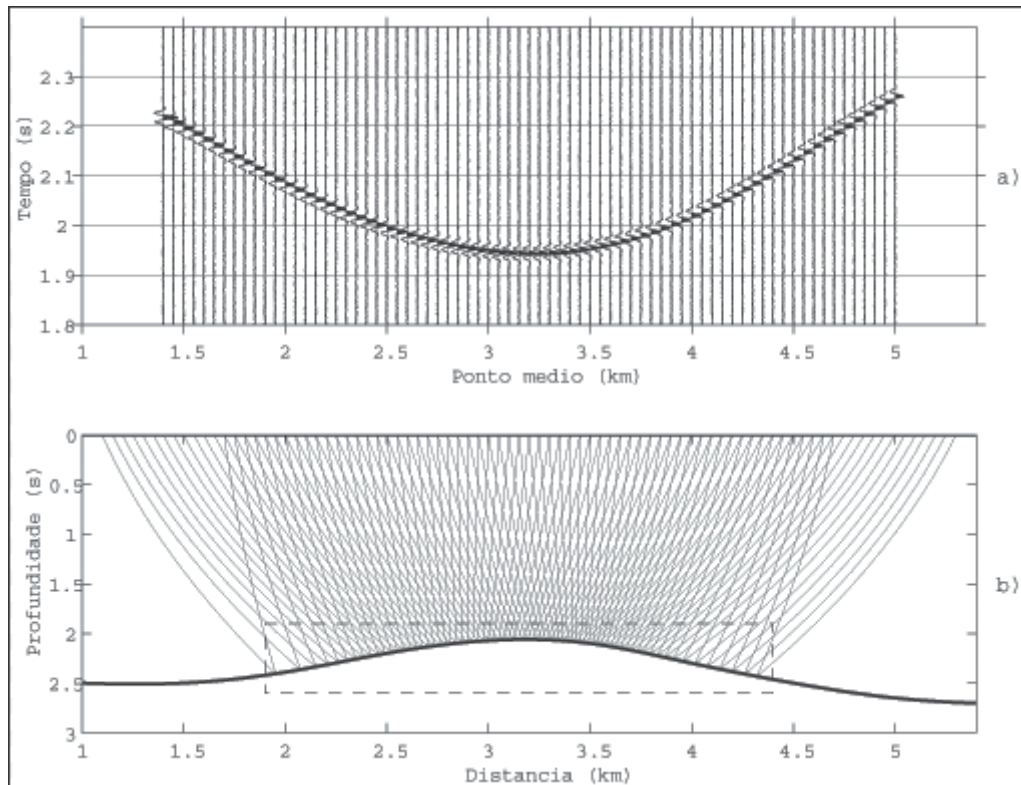


Figura 2 — a) Seção sísmica correspondente a uma estrutura dômica com configuração afastamento comum $2h=600\text{m}$, aplicado ruído aditivo aleatório de distribuição uniforme, com intensidade igual a 5% da amplitude máxima obtida no sismograma. O sinal da fonte tem frequência dominante de 60Hz e o intervalo de amostragem é 1ms; b) Traçamento dos raios na zona alvo a ser migrada para um modelo com gradiente constante de velocidade $g=0,7/s$, sendo a velocidade no topo do modelo igual a 1.500m/s.

Figure 2 — a) Seismic section corresponding to a dome-like structure for a common-offset, $2h=600\text{m}$, with random noise added of uniform distribution with intensity equals 5% of maximum amplitude of the seismogram. The source signal has a dominant frequency of 60Hz and the sample interval is 1ms; b) Ray tracing in the target zone to be migrated, through a velocity model with constant gradient, $g=0,7/s$, and top model velocity equals to 1.500m/s.

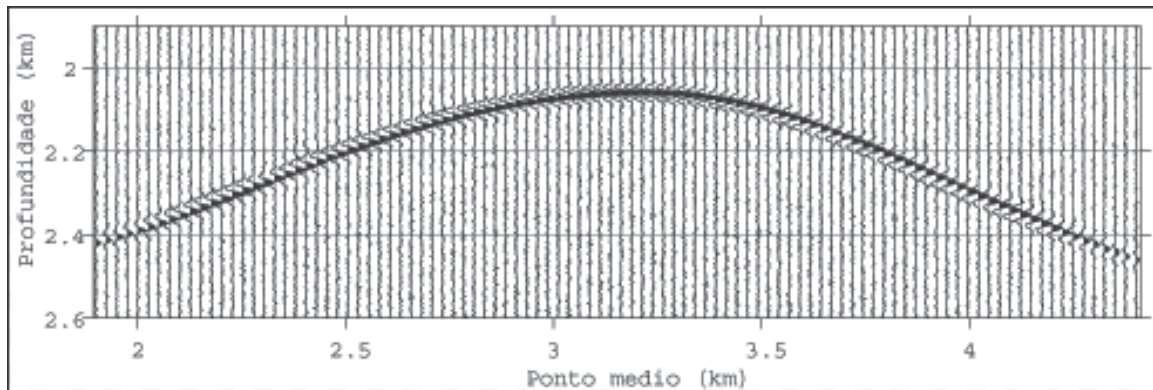


Figura 3 – Seção sísmica migrada na profundidade com verdadeiras amplitudes (correção do espalhamento geométrico) $2h=600m$, e com ruído aleatório aditivo com 5% da amplitude máxima no sismograma, nos dados sísmicos. Na migração foi utilizado o modelo exato com gradiente de velocidade constante.
 Figure 3 – True amplitude depth migrated seismic section (geometrical spreading corrected) $2h=600m$, and added random noise in the seismic data with 5% of the maximum amplitude of the seismogram. In the seismic migration was used the exact velocity model.

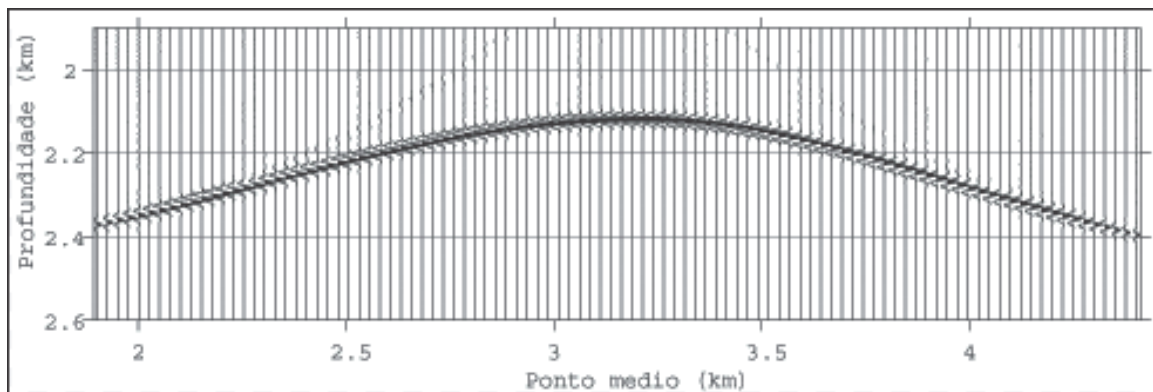


Figura 4 – Seção sísmica migrada na profundidade com verdadeiras amplitudes (correção do espalhamento geométrico) $2h=600m$, com dados sem presença de ruído, para um modelo de migração aproximado com velocidade constante de $2.200m/s$.
 Figure 4 – True amplitude depth migrated seismic section (geometrical spreading corrected) $2h=600m$, without noise, by considering a constant velocity model with $2.200m/s$.

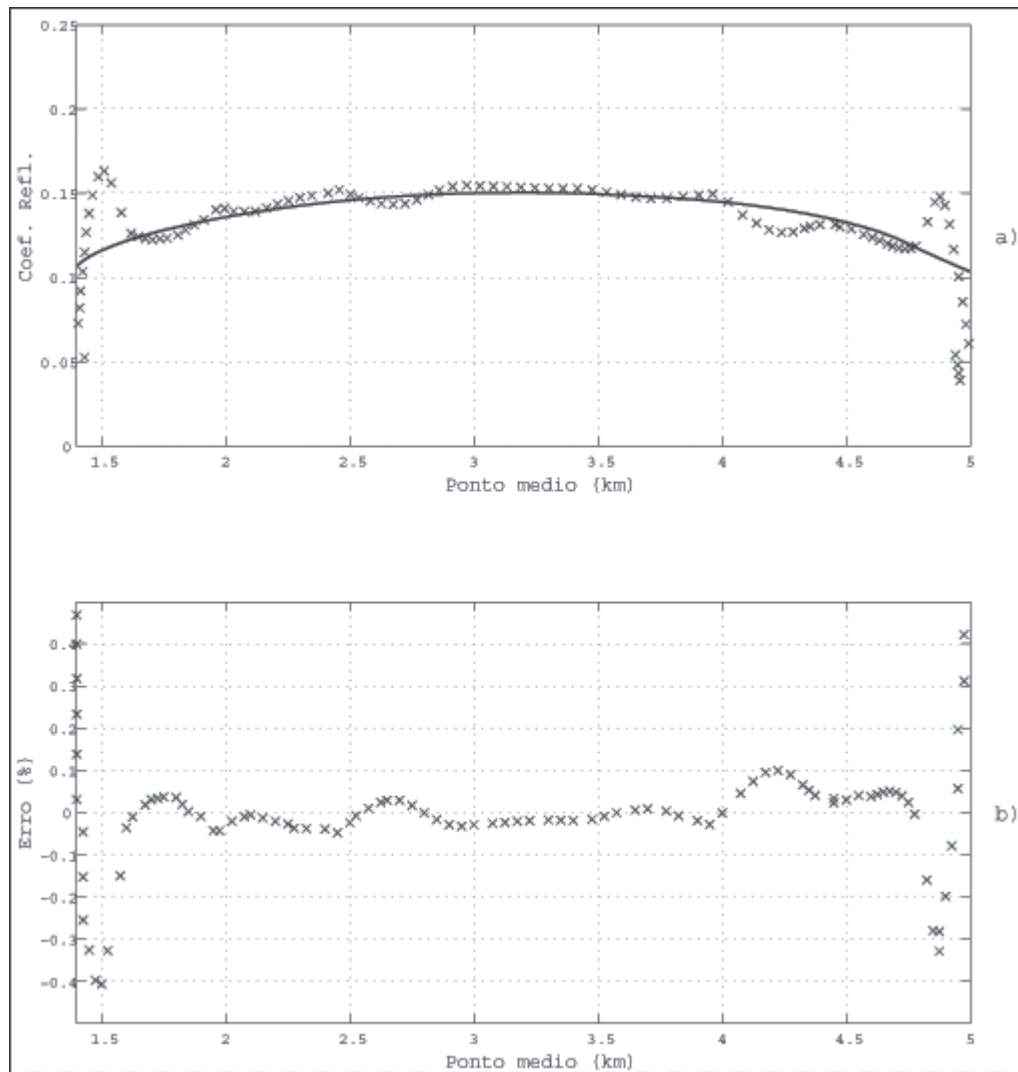


Figura 5 — a) Coeficientes de reflexão recuperados a partir da seção sísmica migrada, com modelo de velocidade e função peso corretos (gradiente vertical de velocidade constante), sem ruídos; b) Erro relativo entre os valores estimados pela migração e exatos calculados pela teoria dos raios.
 Figure 5 — a) Reflection coefficients recovered from migrated seismic section, by considering exact velocity model and weight function (vertical constant gradient velocity), without noise; b) Relative error between the estimated reflection coefficients and exact values calculated by ray theory.

MODELO SÍSMICO 2,5-D

Usando um sistema Cartesiano geral de coordenadas, visando aplicar as propriedades do raio a um modelo 2,5-D, considera-se a terra constituída por camadas com um campo de velocidades $v = v(z)$, tendo na parte superior a superfície Σ , a qual é considerada plana em $z = 0$. Nesta superfície, ao longo do eixo Cartesiano x , está localizada a linha sísmica. O modelo em subsuperfície é caracterizado pela superposição de camadas estratificadas, isotrópicas e não-homogêneas, no plano perpendicular do eixo y , separadas por interfaces curvas e suaves.

Considerando-se a parametrização usada na definição das coordenadas das posições de fonte, receptor e ponto de reflexão, as funções tempo de trânsito podem ser expressas por $\tau_R = \tau_R(\xi)$ e $\tau_D = \tau_D(\xi, R)$, a primeira, correspondendo ao tempo de trânsito de reflexão, e a última, ao tempo de trânsito de difração, ambas relativas ao mesmo ponto em profundidade. A diferença entre essas duas funções é usada para definir a função $\tau_F(\xi, R) = \tau_D(\xi, R) - \tau_R(\xi)$, que possui grande importância na solução assintótica da integral de migração.

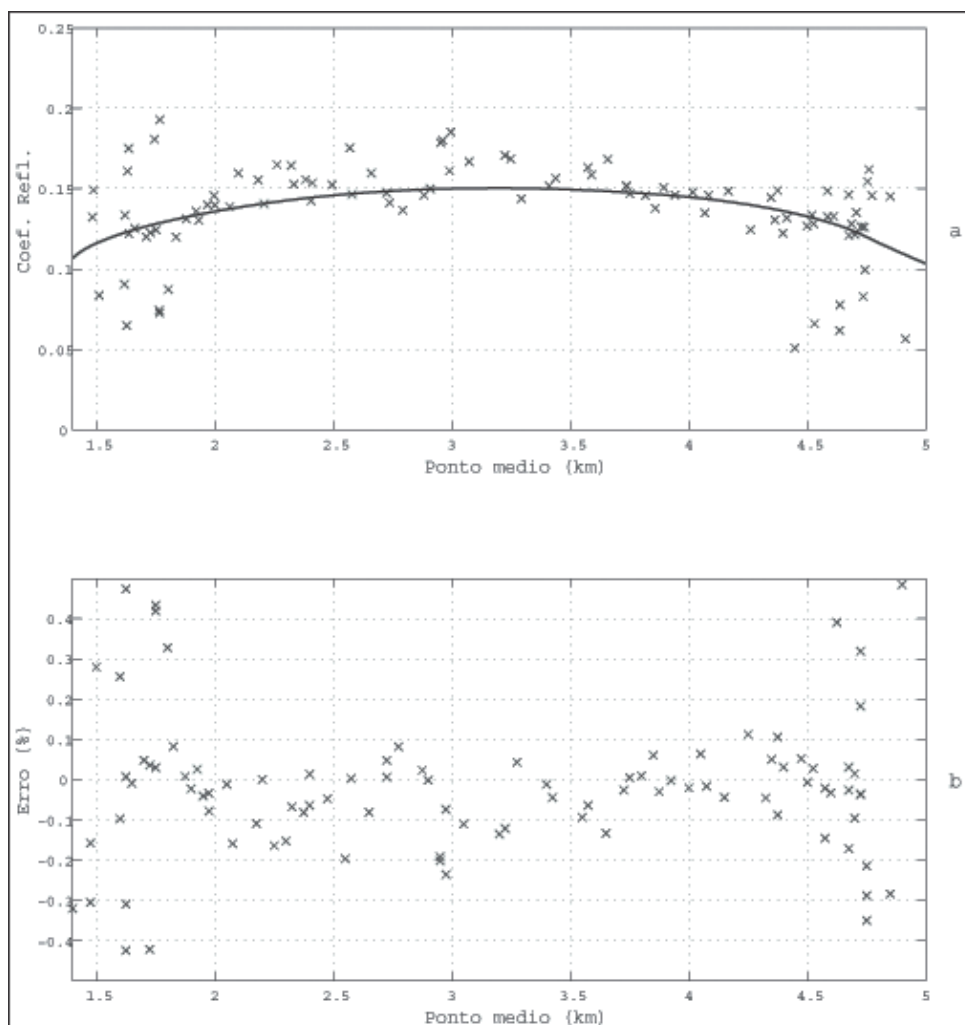


Figura 6 — a) Coeficientes de reflexão recuperados a partir da seção sísmica migrada, com modelo de velocidade e função peso corretos (gradiente vertical de velocidade constante), com aleatório ruído aditivo de 5% da amplitude máxima do sismograma; b) Erro relativo entre os valores estimados pela migração e exatos calculados pela teoria dos raios.

Figure 6 — a) Reflection coefficients recovered from migrated seismic section by considering exact velocity model and weight function (vertical constant gradient velocity), with random noise added; b) Relative error between the estimated reflection coefficients and exact values calculated by ray theory.

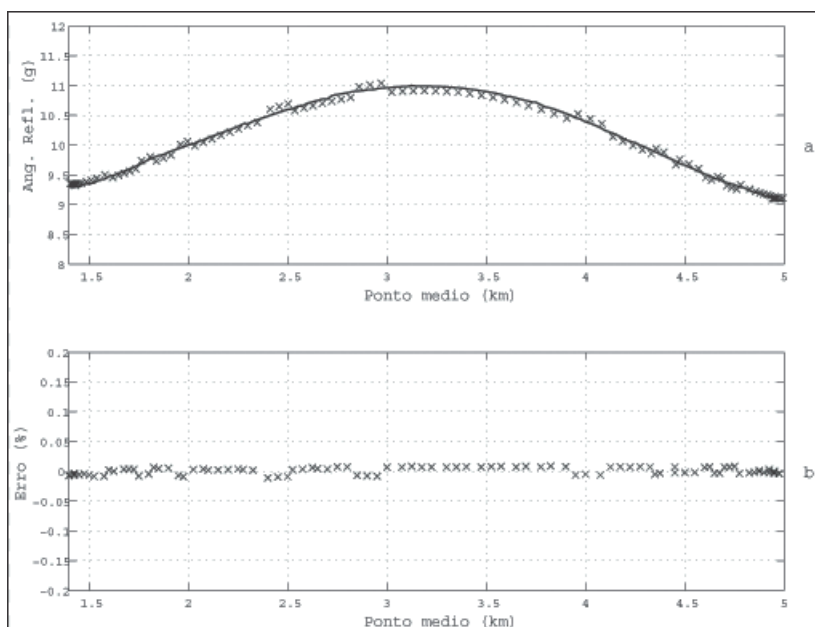


Figura 7 – a) Ângulos de incidência estimados através do método empilhamento duplo de difrações, aplicado aos dados gerados para o modelo de estrutura dômica, sem ruído, afastamento $2h=600m$; b) Erro relativo entre os valores de ângulos estimados pela inversão com modelo de velocidade correto e exatos calculados pela teoria dos raios.

Figure 7 – a) Incidence angles estimated by double diffraction stack method, applied to the synthetic data of the dome-like structure, without noise, and offset $2h=600m$; b) Relative error of between the estimated angles by inversion with right velocity model and exact values calculated by ray theory.

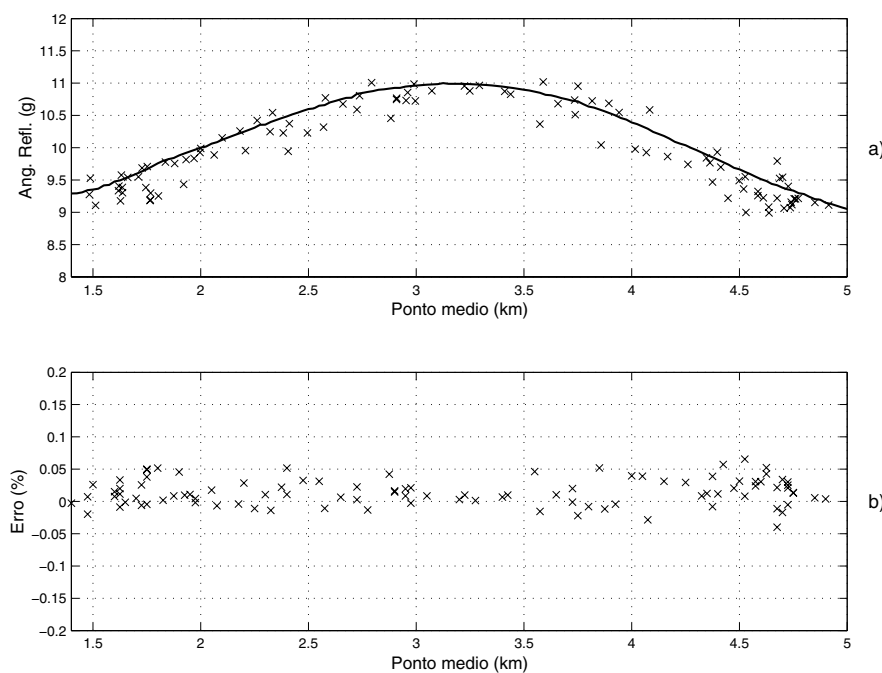


Figura 8 – a) Ângulos de incidência estimados através do método empilhamento duplo de difrações, aplicado aos dados gerados para o modelo de estrutura dômica, com ruído aditivo, afastamento $2h=600m$; b) Erro relativo entre os valores de ângulos estimados pela inversão com modelo de velocidade correto e exatos calculados pela teoria dos raios.

Figure 8 – a) Incidence angles estimated by double diffraction stack method, applied to the synthetic data of the dome-like structure, with random noise added, and offset $2h=600m$; b) Relative error of between the estimated angles by inversion with right velocity model and exact values calculated by ray theory.

TEORIA DA MIGRAÇÃO COM AMPLITUDES VERDADEIRAS

Para qualquer configuração de medida especificada, e um modelo 2.5-D dimensional, a integral de migração é expressa no domínio da frequência por (HANITZSCH, 1997; MARTINS et al., 1997; e CRUZ et al., 2000)

$$\hat{V}(R, \omega) \approx \frac{\sqrt{-i\omega}}{\sqrt{2\pi}} d\xi W(\xi, R) R_c \times \frac{A}{L} \exp i\omega\tau_F(\xi, R) \quad (3)$$

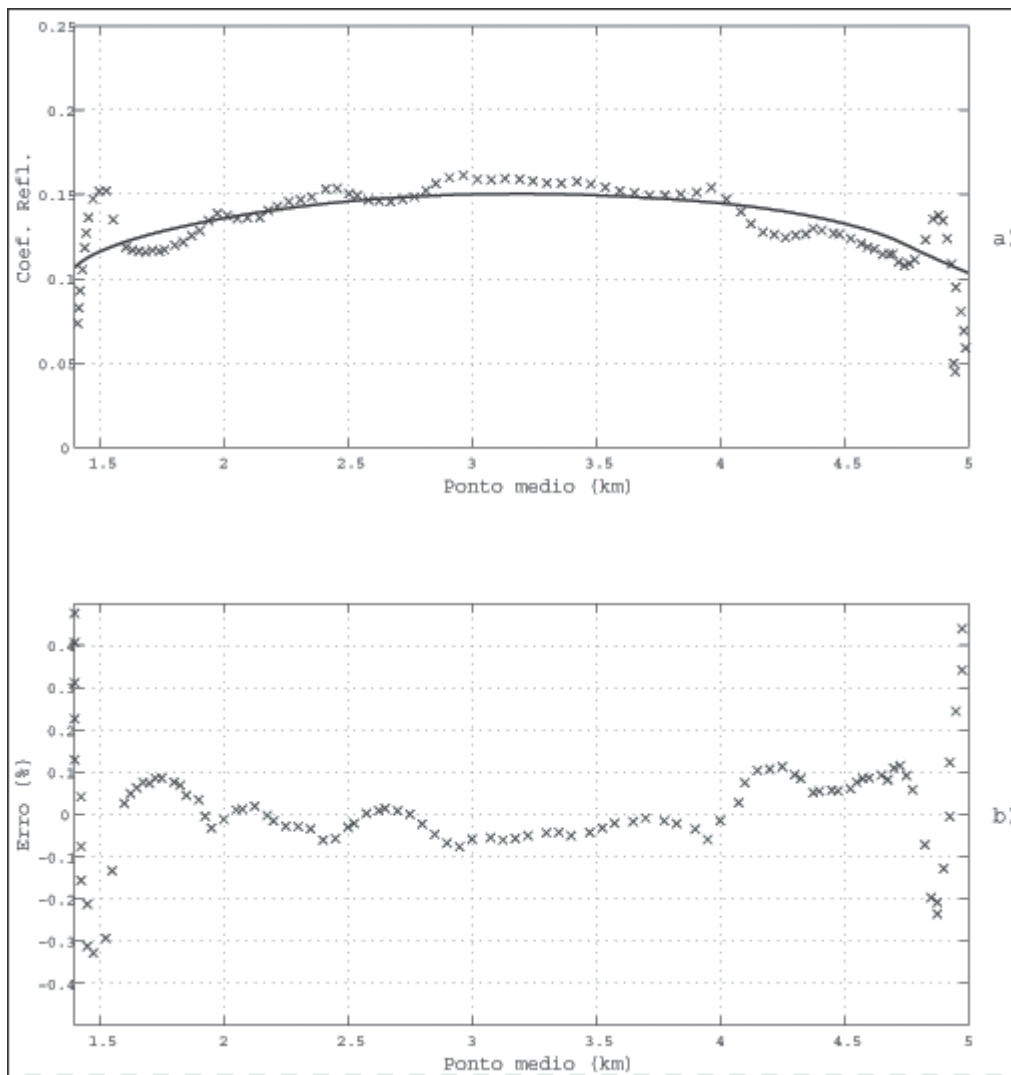


Figura 9 – a) Coeficientes de reflexão recuperados a partir da seção sísmica migrada, com modelo de velocidade e função peso errados (velocidade constante igual a 2.200m/s), afastamento $2h = 600\text{m}$, sem presença de ruído; b) Erro relativo entre os valores estimados pela migração e exatos calculados pela teoria dos raios.

Figure 9 – a) Reflection coefficients recovered from migrated seismic section by considering wrong velocity model and weight function (constant velocity equals 2.200m/s), without noise, and offset $2h = 600\text{m}$; b) Relative error between the estimated reflection coefficients and exact values calculated by ray theory.

Esta integral representa o operador de migração por empilhamento de difrações. O fator $W(\xi, R)$ é a função peso aplicada aos dados com o objetivo de corrigir o efeito do espalhamento geométrico. Supondo uma reflexão primária R_C denota o coeficiente de reflexão, L o fator do espalhamento geométrico, e A o fator que engloba as outras perdas de amplitudes (por exemplo, transmissão e absorção) ao longo do raio de reflexão.

FUNÇÃO PESO

Uma solução assintótica da integral (3) é obtida através do método da fase estacionária, para o qual o ponto crítico é calculado usando-se a condição de estacionaridade:

$$\left. \frac{\partial \varepsilon F}{\partial \xi} \right|_{\xi = \xi^*} = 0 \quad (4)$$

Os valores na curva de tempo de trânsito são determinados para todos os pontos de parâmetro ξ na superfície da terra.

A função peso do operador integral (3) para um ponto M arbitrário na subsuperfície, é definida de tal forma que a solução para as altas frequências da referida integral seja proporcional ao coeficiente de reflexão. Isso corresponde a uma função de parâmetros ao longo dos ramos de raios sísmicos SM e MG , que ligam a fonte em S ao ponto M e o ponto M ao receptor em G , respectivamente. A formulação matemática da função peso para o caso 2,5-D, e configuração afastamento constante entre pares de fontes e receptores é dada por (ver Apêndice)

$$W(\xi; x, z) = \frac{1}{v_o} |(\sigma_G) \cos \alpha_M^S + \sigma_S \cos \alpha_M^G \sqrt{\frac{1}{\sigma_S} + \frac{1}{\sigma_G}}| \quad (5)$$

onde são quantidades conhecidas *a priori* o parâmetro do raio $\sigma_i (i=S, G)$, para o qual $d\sigma = v ds$, os ângulos no ponto de incidência entre cada um dos ramos do raio e a direção vertical $\alpha_M^i (i=S, G)$ e a velocidade v_o , na vizinhança da superfície.

MODELO DE UMA ESTRUTURA ANTICLINAL

O modelo utilizado corresponde a uma estrutura refletora anticlinal, num meio em que a velocidade da onda longitudinal cresce linearmente com a profundidade. Acima do refletor tem-se representado margas com pequenas intercalações de folhelhos, e, abaixo, arenitos

turbidíticos com saturação de óleo. A distância entre os geofones é de 25m. A frequência dominante utilizada para a fonte sísmica é de 100Hz. O modelo é definido usando-se uma velocidade da onda P , próxima à superfície de 1500m/s, com variação linear com a profundidade, segundo um gradiente constante de $0.7 s^{-1}$. A velocidade no semi-espaço abaixo do refletor é constante e igual a 3.800m/s. Supõe-se um levantamento com estações dispostas segundo uma configuração fonte-comum, isto é, uma fonte fixa para um conjunto de geofones distribuídos ao longo da linha sísmica. Isso pode ser visualizado através da Figura 2a, que representa a seção sísmica calculada, e da Figura 2b, na qual se tem o modelo em subsuperfície e o traçado de raios sobre a zona alvo a ser migrada.

MÉTODO DE INVERSÃO SÍSMICA

Baseado na teoria do raio, Bleistein (1987) e Tygel et al. (1993), apresentaram a técnica de inversão chamada empilhamento múltiplo de difrações, por meio da qual é possível estimar parâmetros da trajetória do raio para qualquer configuração arbitrária de fontes e geofones na aquisição de dados sísmicos. Parte essencial desse método de inversão é a apropriada função peso da integral de empilhamento de difrações, já usada na migração com verdadeiras amplitudes na seção anterior. Neste trabalho, o método de empilhamento múltiplo de difrações é usado para estimar o ângulo de incidência da frente de onda sísmica no ponto da reflexão, para o modelo 2,5-D com variação linear de velocidade.

No empilhamento múltiplo de difrações, utiliza-se diferentes funções pesos W_1 e W_2 no empilhamento dos dados de sísmicos. O valor do parâmetro desejado é estimado pela razão entre os empilhamentos dado por:

$$V_D(M, t) = \frac{V_1(M, t)}{V_2(M, t)} \quad (6)$$

sendo V_1 e V_2 os resultados dos empilhamentos com as funções pesos W_1 e W_2 , respectivamente. A função peso para o primeiro empilhamento é o parâmetro do raio especificado, e para o segundo, a unidade. Realizando-se a operação expressa pela equação (6), tem-se como resultado o valor do parâmetro procurado.

Estimativa do Ângulo de Incidência

O parâmetro a ser obtido pelo método de inversão duplo empilhamento de difrações corresponde ao ângulo de incidência. Nesse caso, a função peso $W_1 = \cos \alpha$, sendo α o ângulo de incidência

formado entre a direção do raio incidente e a normal ao refletor no ponto de reflexão. O valor final do parâmetro procurado em cada ponto em profundidade é obtido pela razão entre o duplo empilhamento. O primeiro, usando o cosseno do ângulo de incidência como peso, e o segundo tendo como peso a unidade $W_2 = 1$.

APLICAÇÃO A DADOS SINTÉTICOS

Utilizando-se o pacote de programas de traçamento de raios sísmicos SEIS88 (CERVENY & PSENCICK, 1988), foram gerados

sismogramas sintéticos correspondentes à propagação de ondas longitudinais em um meio isotrópico com velocidade variando linearmente com a profundidade.

Foram realizados testes para verificar a exatidão do algoritmo de migração em profundidade com amplitudes verdadeiras e mostrar eficiência na correção do espalhamento geométrico. Considerou-se o caso de dados sísmicos sem e com ruído aditivo, com intensidade de 5% da amplitude máxima, obtidas com os mesmos parâmetros iniciais. Esse tipo de teste permite analisar as condições de estabilidade do algoritmo na determinação dos coeficientes de reflexão em sismogramas sintéticos

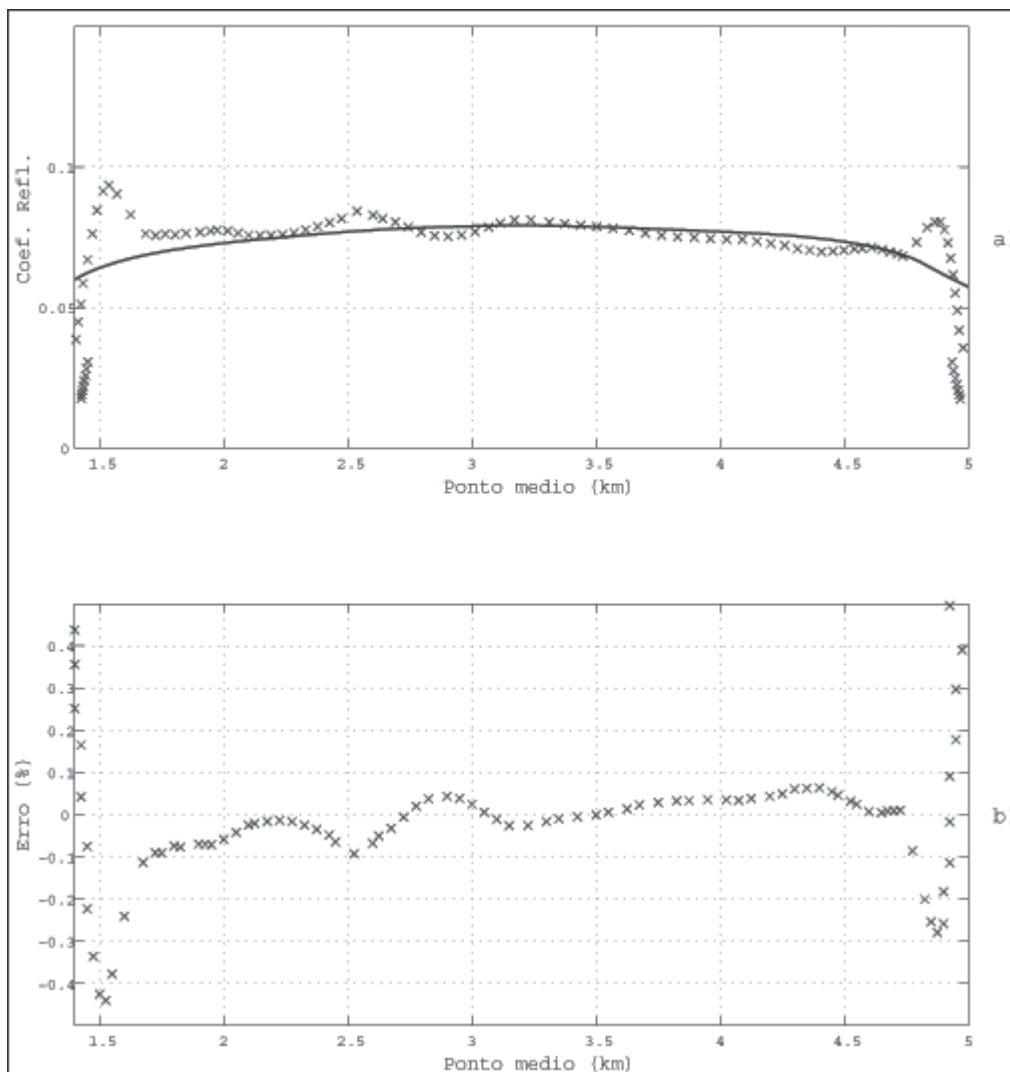


Figura 10 — a) Coeficientes de reflexão recuperados a partir da seção sísmica migrada, com modelo de velocidade e função peso errados (velocidade constante igual a 2.200m/s), afastamento $2h=2.000m$, sem presença de ruído; b) Erro relativo entre os valores estimados pela migração e exatos calculados pela teoria dos raios.

Figure 10 — a) Reflection coefficients recovered from migrated seismic section, by considering wrong velocity model and weight function (constant velocity equals 2.200m/s), without noise, and offset $2h=2.000m$; b) Relative error between the estimated reflection coefficients and exact values calculated by ray theory.

com a presença de ruído. Na Figura 3 tem-se a seção migrada considerando-se a zona alvo indicada na Figura 2a, e dados com ruído aditivo. A fim de se analisar a performance cinemática do operador de migração de Kirchhoff, na Figura 4 tem-se a seção migrada em profundidade considerando-se a velocidade de migração representada pela velocidade média entre os valores no topo e acima do refletor no ponto mais alto da estrutura dômica, e com a função peso igual à unidade, verificando-se que a imagem do refletor é deslocada e deformada devido a não-utilização da velocidade verdadeira. Comparando-se os resultados mostrados nas Figuras 5 e 6, verifica-se que a presença de ruído aditivo é responsável por uma dispersão dos valores dos coeficientes de reflexão na vizinhança dos valores exatos, proporcionalmente à intensidade do ruído. Pela comparação das Figuras 7 e 8, o mesmo efeito é observado na recuperação dos ângulos de reflexão pelo duplo empilhamento de difrações.

A fim de se estudar a sensibilidade dos resultados obtidos acima, os valores de coeficientes de reflexão foram novamente determinados, mas agora utilizando na migração e para o cálculo da função peso a velocidade média com diferentes configurações de afastamentos constantes entre fontes e receptores. Os resultados apresentados nas Figuras 9 e 10 mostram que os valores obtidos para os coeficientes de reflexão são seriamente afetados pela escolha da velocidade de migração, e que pioram à medida que o afastamento fonte e receptor cresce. Este mesmo comportamento é observado para a determinação dos ângulos de reflexão pelo duplo empilhamento de difrações, mas com uma intensidade muito maior do que para a determinação dos coeficientes de reflexão (Figuras 11 e 12). Isso nos indica o forte compromisso das aproximações realizadas na definição do operador de Kirchhoff para a determinação de parâmetros para a análise de amplitude *versus* afastamento.

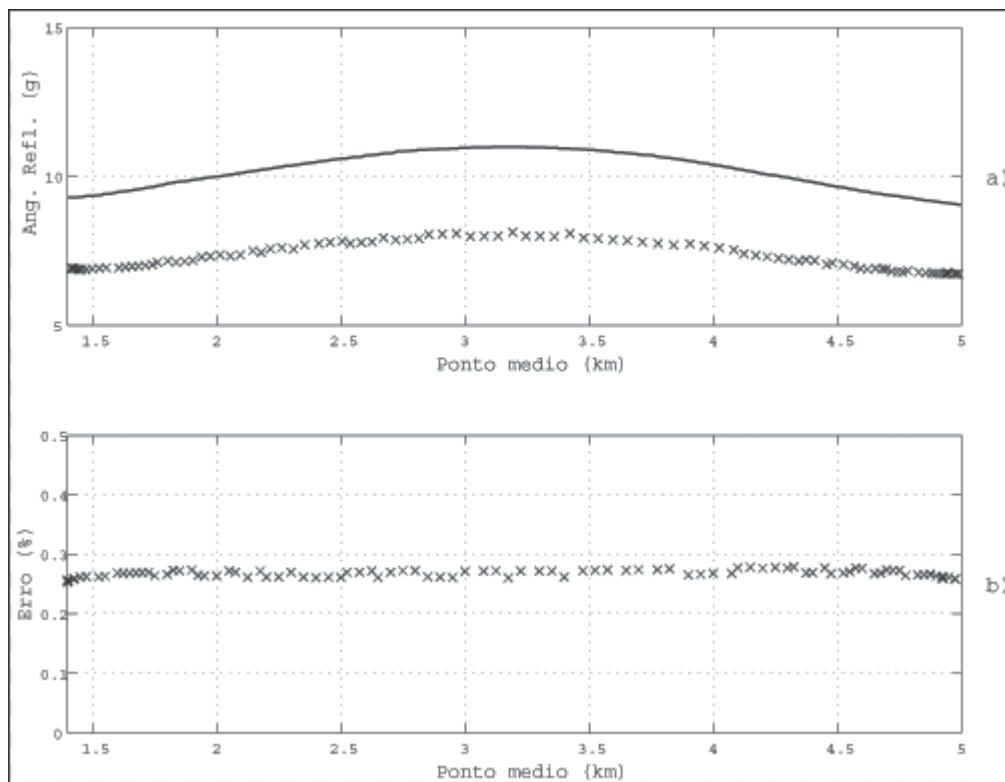


Figura 11 — a) Ângulos de incidência estimados através do método empilhamento duplo de difrações, aplicado aos dados gerados para o modelo de estrutura dômica, sem ruído, afastamento $2h=600\text{m}$; b) Erro relativo entre os valores de ângulos estimados pela inversão com modelo de velocidade errado (velocidade constante igual a 2.200m/s) e exatos calculados pela teoria dos raios.

Figure 11 — a) Incidence angles estimated by double diffraction stack method, applied to the synthetic data of the dome-like structure, without noise, and offset $2h=600\text{m}$; b) Relative error of between the estimated angles by inversion with wrong velocity model (constant velocity equals 2.200m/s) and exact values calculated by ray theory.

CONCLUSÕES

Em áreas constituídas por interfaces plano horizontais ou com curvaturas suaves, a aplicação de migração em profundidade tipo Kirchhoff com a correção do espalhamento geométrico, permite a recuperação dos coeficientes de reflexão com grande precisão, mesmo na presença de ruído aditivo. A partir das seções migradas foram obtidos os coeficientes de reflexão, e então comparados aos valores exatos calculados analiticamente, verificando-se uma aceitável concordância entre os valores.

O mesmo comportamento observa-se quanto a estimativa dos ângulos de incidência pelo método do duplo empilhamento de difrações. Observa-se uma menor sensibilidade ao ruído no duplo empilhamento do que no empilhamento simples.

O problema da amplitude sísmica continua sendo um tópico de extrema importância tanto na teoria como na prática do método sísmico. Estudos recentes sobre métodos de análise de amplitudes para a indicação da ocorrência de hidrocarbonetos foram publicados pela editora do Journal of Seismic Exploration (TYGEL, 2001).

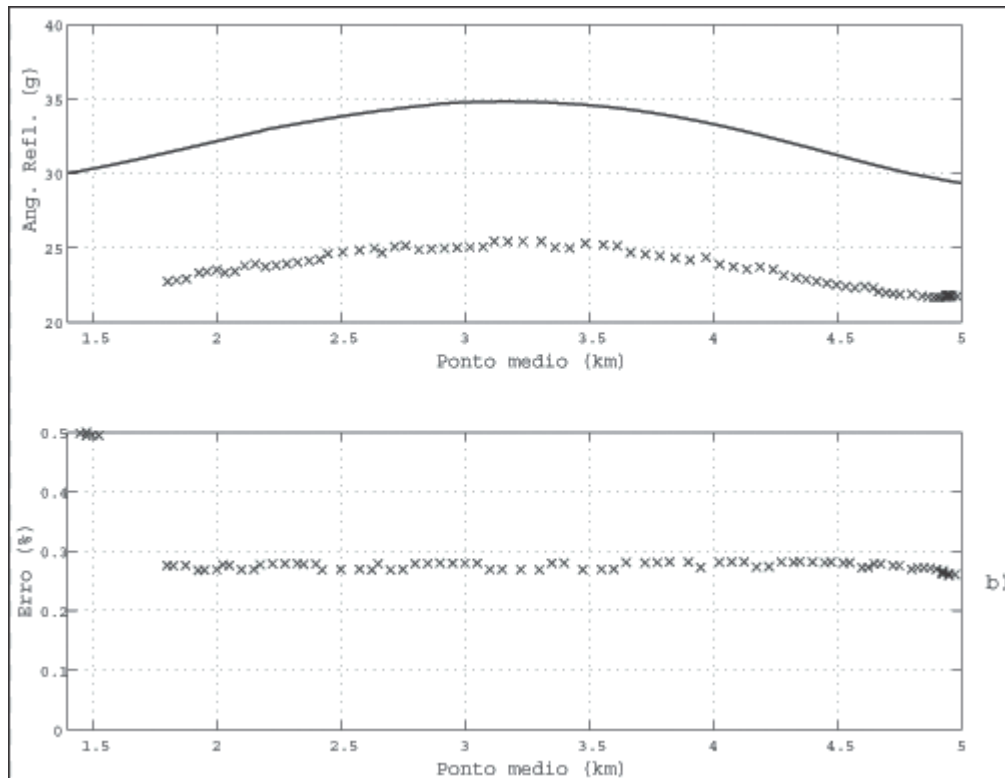


Figura 12 — a) Ângulos de incidência estimados através do método empilhamento duplo de difrações, aplicado aos dados gerados para o modelo de estrutura dômica, sem ruído, afastamento $2h=2.000\text{m}$; b) Erro relativo entre os valores de ângulos estimados pela inversão com modelo de velocidade errado (velocidade constante igual a 2.200m/s) e exatos calculados pela teoria dos raios.

Figure 12 — a) Incidence angles estimated by double diffraction stack method, applied to the synthetic data of the dome-like structure, without noise, and offset $2h=2.000\text{m}$; b) Relative error of between the estimated angles by inversion with wrong velocity model (constant velocity equals 2.200m/s) and exact values calculates by ray theory.

Agradecimentos

Os autores agradecem o apoio recebido durante a realização deste trabalho, das seguintes instituições: DAAD, ANP e UFPA, e também as sugestões recebidas do Prof. Dr. Martin Tygel (Unicamp/Brasil).

REFERÊNCIAS

- BLEISTEIN, N. On the imaging of reflectors in the earth. *Geophysics*, Tulsa, v. 52, p. 931-942, 1987.
- CERVENY, V.; PSENCIK, I. *SEIS88*. Ray tracing program package. Prague: Charles University, 1988.
- CRUZ, J. C. R.; URBAN, J. E.; GARABITO, G. Numerical analysis of 2.5-D true-amplitude diffraction stack migration. *Journal of Applied Geophysics*, Amsterdam, v. 45, p. 83-96, 2000.
- GOLDIN, S. V. *Seismic travelttime inversion*. Tulsa-Oklahoma: Society of exploration geophysicists, 1986. (Investigation in geophysics, 1).
- HANITZSCH, C. Comparison of weights in prestack amplitude-preserving Kirchhoff depth migration. *Geophysics*, Tulsa, v. 62, p. 1812-1816, 1997.
- JARAMILLO, H.; SCHLEICHER, J.; TYGEL, M. A unified approach to 3-D seismic reflection imaging, part II: theory, discussion and errata. *Geophysics*, Tulsa, v. 63, p. 2,670-673, 1998.
- MARTINS, J. et al. 2.5-D true-amplitude migration and demigration. *Journal of Seismic Exploration*, Castelnau-le-Lez, v. 6, p. 159-180, 1997.
- SCHLEICHER, J.; TYGEL, M.; HUBRAL, P. 3-D true-amplitude finite-offset migration. *Geophysics*, Tulsa, v. 58, p. 1112-1126, 1993.
- TYGEL, M. et al. Multiple weights in diffraction stack migration. *Geophysics*, Tulsa, v. 59, p. 1820-1830, 1993.
- _____ (Ed.). Seismic true amplitudes. *Journal of Seismic Exploration*, Castelnau-le-Lez, v. 10, n. 3/4, 2001. Special issue of the proceedings of the second workshop on seismic true amplitudes in Karlsruhe, Germany.

NOTAS SOBRE OS AUTORES

Luiz Antonio Castillo López is a professor in the Department of Geology at the National University of Colombia, Bogota, where he has been teaching since 2000. He obtained his MSc. Degree in Geophysics from the Federal University of Pará (UFPA), Brazil. Nowadays, he is working in seismic data processing and interpretation.

João Carlos Ribeiro Cruz, received a BS (1986) in Geology, MS (1989) and Ph.D. (1994) in Geophysics from the Federal University of Pará, Brazil. From 1991 to 1993 was with the reflection seismic research group of the University of Karlsruhe, Germany, while developing PhD thesis. Since 1996 he has been a full professor at the Geophysical Department of the Federal University of Pará (UFPA). Since 1999 he has been Dean of the Geophysical Graduate Scholl at UFPA. His current research interests include velocity analysis, seismic imaging, and application of inverse theory to seismic problems. He is a member of SEG, EAGE and SBGF.

German Garabito received his BSc (1986) in Geology from University Tomás Frias (UTF), Bolivia, his MSc in 1997 and PhD in 2001 both in Geophysics from the Federal University of Pará (UFPA), Brazil. Since 2002 he has been full professor at the geophysical department of UFPA. His research interests are data-driven seismic imaging methods such as the Common-Reflection-Surface (CRS) method and velocity model inversion.

Jaime Urban is a full professor in the Physics at the Federal University of Pará (UFPA), Brazil. He obtained his MSc. degree in Geophysics from the Federal University of Pará (UFPA), Brazil. Now, he is a Ph. D. Student in the Department of Geophysics at Stanford University, California — USA.

Apêndice

Seguindo o formalismo dado por Bleistein (1987) para o caso 2,5-D, considerando a trajetória do raio contida no plano perpendicular ao eixo y , as componentes do vetor vagarosidade satisfazem o sistema do traçamento do raio:

$$\frac{dx}{d\sigma} = p \frac{dz}{d\sigma} = q;$$

$$\frac{dp}{d\sigma} = \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial \mathbf{x}} \left[\frac{1}{v^2(\mathbf{x}, z)} \right]; \quad \frac{dq}{d\sigma} = \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial \mathbf{x}} \left[\frac{1}{v^2(\mathbf{x}, z)} \right]; \quad (\text{A1})$$

$$\frac{d\tau}{d\sigma} = \frac{1}{v^2(\mathbf{x}, z)}.$$

Considerando-se o caso em que a velocidade é função linear apenas da coordenada vertical, tem-se que $v(z) = v_0 + gz$, com g representando o gradiente constante de variação da velocidade com a profundidade. O sistema de equações (A1) pode então ser reescrito como

$$\frac{dx}{dz} = \frac{p}{q}; \quad \frac{dx}{dz} = 0; \quad \frac{dq}{dz} = \frac{1}{2q} \frac{d}{dz} \left[\frac{1}{v^2(z)} \right]; \quad \frac{d\tau}{dz} = \frac{1}{qv^2(z)}; \quad \frac{d\sigma}{dz} = \frac{1}{q}. \quad (\text{A2})$$

A componente vertical do vetor vagarosidade é expressa por $q(z) = \sqrt{\frac{1}{v^2(z)} - \frac{1}{v_0^2} \text{sen}^2 \alpha_0^i}$, onde α_0^i é o ângulo de partida da fonte,

para $i=S$, ou de chegada ao receptor, para $i=G$.

A solução desse sistema de equações permite para os parâmetros x , τ e σ , as expressões

$$x - x(\xi_i) = \text{sen} \alpha_0^i \int_0^z dz' / \sqrt{n^2(z') - \text{sen}^2 \alpha_0^i}, \quad i=S(G), \quad (\text{A3})$$

$$\tau = \frac{1}{v_0} \left(\int_0^z \frac{n^2 dz'}{\sqrt{n^2(z') - \text{sen}^2 \alpha_0^S}} + \int_0^z \frac{n^2(z') dz'}{\sqrt{n^2(z') - \text{sen}^2 \alpha_0^G}} \right), \quad (\text{A4})$$

$$\sigma_i = \nu_o \int_0^z dz' / \sqrt{n^2(z') \text{sen}^2 \alpha_o^i} \quad (\text{A5})$$

onde $n(z) = \frac{\nu_o}{\nu(z)}$.

Considerando-se o caso da velocidade dada por uma função linear da profundidade, as expressões (A3), (A4) e (A5) são reescritas como

$$x - x(\xi) = \frac{1}{gp} \sqrt{1 - p^2 \nu_o^2} - \frac{1}{gp} \sqrt{1 - p^2 \nu^2}, \quad (\text{A6})$$

$$\tau = \int_{\nu_o}^{\nu} \frac{d\nu}{g\nu \sqrt{1 - p^2 \nu^2}} = \frac{1}{g} \left[\frac{\nu_o}{\nu} \frac{1 + \left[\frac{\sqrt{1 - p^2 \nu_o^2}}{\sqrt{1 - p^2 \nu^2}} \right]}{1 + \left[\frac{\sqrt{1 - p^2 \nu_o^2}}{\sqrt{1 - p^2 \nu^2}} \right]} \right], \quad (\text{A7})$$

$$\sigma_i = \frac{\ell_i}{2} \sqrt{4\nu_o \nu + g^2 \ell_i^2} \quad i=S(G), \quad (\text{A8})$$

onde $\ell_i = \sqrt{(x - x(\xi))^2 + z^2}$, e ℓ_i é o gradiente constante da velocidade com a profundidade na coordenada.

A função peso no empilhamento por difração é dada pela expressão (TYGEL et al., 1993), com as correções de Jaramillo e outros. (1998),

$$W(\xi; M) = \frac{\nu^2 |h_g|}{2 \cos^2 \alpha_M^i} L_s L_G, \quad (\text{A10})$$

sendo h_B o determinante de Beylkin (BLEISTEIN, 1987), L_s e L_G são, respectivamente, o espalhamento geométrico para os raios SM e MG. Para o caso 2,5-D, com a configuração afastamento fonte-receptor constante, o determinante de Beylkin é dado por (MARTINS et al., 1997)

$$\bar{h}_B = \frac{2 \cos^2 \alpha_M}{\nu} \left[\frac{\cos \alpha_M^S}{\sigma_S} + \frac{\cos \alpha_M^G}{\sigma_G} \right]. \quad (\text{A11})$$

Finalmente, substituindo-se (A11) em (A10) tem-se a função peso para o caso 2,5-D, com gradiente constante de velocidade, expressa por

$$W(\xi; M) = \frac{1}{\nu_o} \left| \left(\sigma_G \cos \alpha_M^S + \sigma_S \cos \alpha_M^G \right) \right| \sqrt{\frac{1}{\sigma_S} + \frac{1}{\sigma_G}} \quad (\text{A12})$$