



2º CONGRESSO BRASILEIRO DE P&D EM PETRÓLEO & GÁS

MIGRAÇÃO REVERSA NO TEMPO: RESOLUÇÃO EM LEVANTAMENTOS SÍSMICOS INTERPOÇOS

Josias José da Silva¹, Djalma M. Soares Filho²

¹ UFRJ/COPPE/LAMCE, Cidade Universitária, Centro de Tecnologia, I-214, Ilha do Fundão - Rio de Janeiro/RJ, 21949-900, josias@lamce.uftj.br

² PETROBRAS/CENPES, Cidade Universitária, Q7, Ilha do Fundão - Rio de Janeiro/RJ, 21949-900, djalma@cenpes.petrobras.com.br

Resumo – Os métodos de mapeamento padrões são limitados pela falta de informações entre as medidas de superfície e os perfis de poços. O levantamento sísmico interpoços tem provado ser um método efetivo de alta resolução na caracterização de reservatórios devido a sua alta banda de frequência. Neste trabalho foi desenvolvido um algoritmo 2-D em diferenças finitas para simulação numérica de levantamentos interpoços baseado na aproximação de 2ª ordem para as derivadas temporais e 4ª ordem para as derivadas espaciais. Em relação às técnicas de imageamento, foi introduzido um método para migração reversa no tempo para dados sísmicos obtidos em levantamentos interpoços baseados em soluções da equação da onda pelo método das diferenças finitas exclusivamente. Os resultados obtidos na migração reversa no tempo mostraram que camadas com espessuras de até 90 cm, para ondas compressoriais (P) foram capazes de serem visualizadas em seções migradas em profundidade com excelente resolução. Os dados de levantamentos sísmicos interpoços combinados com a migração reversa no tempo tem o potencial de revelar detalhes em escala de reservatórios que não são resolvidos com a utilização de métodos tradicionais (ex: sísmica de superfície).

Palavras-Chave: modelagem sísmica interpoços; migração reversa no tempo.

Abstract – The standards mapping methods are limited by the lack of information between surface measures and wells profiles. The crosswell seismic survey has proven being an effective high-resolution method for reservoirs characterization due its high frequency band. In this work, a 2-D finite differences algorithm for numerical crosswell seismic simulation was developed, based in the approach of 2nd order for the time derivatives and 4th order for the space derivatives. In relation to the imaging techniques, it was introduced a reverse time migration method based in the solutions of the wave equation in time for crosswell seismic data by the method of the finite differences exclusively. The results of reverse time migration has showed that layers with 90 cm thickness for P-waves could be visualized in migrated sections with excellent resolution. The high frequency crosswell seismic data combined with reverse time migration have the potential for revealing never seeing reservoir details using traditional (i.e., surface seismic) tools.

Keywords: crosswell seismic modeling; reverse time migration.

1. Introdução

A caracterização das heterogeneidades físicas em subsuperfície é um fator determinante na busca de um modelo geológico que atenda às exigências cada vez mais crescentes da indústria do petróleo. Os métodos de mapeamento padrões são limitados pela falta de informações entre as medidas de superfície e os perfis de poços. Enquanto a sísmica de superfície mapeia grandes volumes em subsuperfície, ela normalmente não fornece resolução suficiente para a caracterização ou para a monitoração de fluidos dentro do reservatório. Por outro lado, os perfis de poços fornecem alta resolução e quantificação precisa, porém estes dados são limitados a uma pequena porção de um grande volume heterogêneo. O levantamento sísmico interpoços preenche a lacuna de resolução existente entre os dados sísmicos de superfície e os dados de perfis ou ainda os dados de testemunhos como mostrado na figura 1, adaptada de Harris1 e Langan2 (2001).

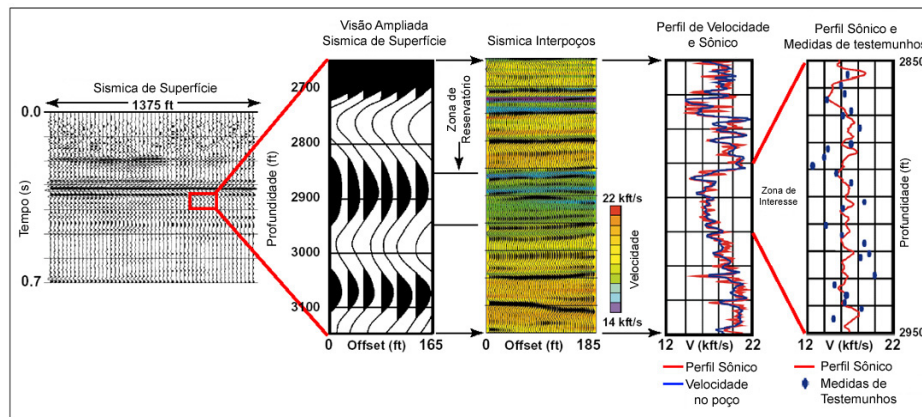


Figura 1. O Levantamento sísmico interpoços (centro) é capaz de mostrar muito maior resolução do que os dados de superfície (esquerda) e ainda possui continuidade lateral, o que não acontece com os dados de perfil sônico (direita) e medidas de testemunhos (extrema direita). Estes dados são de reservatórios carbonáticos do oeste do Texas.

O levantamento sísmico interpoços tem provado ser um método efetivo de alta resolução na caracterização de reservatórios devido a sua alta banda de frequência, surgindo como uma alternativa no esforço de melhorar o entendimento das estruturas geológicas em subsuperfície colocando fonte e receptores em subsuperfície, minimizando os problemas inerentes às perdas das altas frequências do campo de onda durante a propagação.

Neste trabalho foi desenvolvido um algoritmo 2-D em diferenças finitas para simulação numérica de levantamentos interpoços baseado na aproximação de 2ª ordem para as derivadas temporais e 4ª ordem para as derivadas espaciais. As densidades e os campos de velocidades compressoriais são introduzidos no modelo por uma malha com espaçamentos iguais em ambas direções. Foi implementada uma combinação das sugestões de Reynolds (1978) e Cerjan et al. (1985) para as condições de bordas não-reflexivas e usada a segunda derivada da gaussiana para função fonte como proposto por Cunha (1997). Em relação às técnicas de imageamento, foi introduzido um método para migração reversa no tempo para dados sísmicos obtidos em levantamentos interpoços baseados exclusivamente em soluções da equação completa da onda, pelo método das diferenças finitas.

A proposta deste trabalho é mostrar o poder de resolução dos dados sísmicos interpoços através de migração reversa no tempo por diferenças finitas.

2. Modelagem Acústica

O método das diferenças finitas é um dos mais utilizados entre os vários métodos de aproximação disponíveis para solução dos problemas de valores de contorno. O termo *aproximado* requer certa atenção. O método das diferenças finitas é aproximado no sentido que as derivadas no ponto são aproximadas, Smith (1969). Em outras palavras, se $U(x)$ é uma função de x , então sua primeira derivada dU/dx pode ser substituída por $\Delta U/\Delta x$, onde Δx é um intervalo pequeno mas não infinitesimal. Este tipo de aproximação assinala um sentido prático da mesma forma como os dados sísmicos são coletados por receptores com intervalos razoavelmente pequenos, porém não infinitesimais.

O modelo foi desenvolvido em duas dimensões com a origem no ponto $O(0,0)$, o eixo x na horizontal e o eixo z na vertical representando a profundidade que aumenta, de cima para baixo. Foi introduzido uma malha uniforme subdividindo-se o eixo x ($i=1, 2, 3, \dots, Nx$) em espaços regulares Δx e o eixo z ($j=1, 2, 3, \dots, Nz$) com espaçamentos Δz . Com isso, as coordenadas de um ponto genérico $P(x,z)$ podem ser expressas de uma maneira discretizada como sendo:

$$x = ix$$

$$z = jz.$$

Cada ponto da malha pode ser visualizado como representando o centro de uma pequena célula retangular com seus contornos compartilhados com as células vizinhas que a circundam. Desta forma definimos o modelo como sendo um conjunto de pontos discretos. Inicialmente considera-se que o campo de onda no tempo $t=0$ é zero para todos os pontos da malha. Então, certa quantidade de energia controlada é introduzida em uma posição específica em intervalos uniformes Δt , que representa a fonte de sinal sísmico, e acompanha-se a evolução do campo de onda para sucessivos intervalos de tempo $t = \Delta t, 2\Delta t, 3\Delta t, \dots$. É conveniente expressar estes intervalos de tempo em função de $n, n+1, n+2, \dots$, onde $n=0$ corresponde a $t=0$. Neste caso, a propagação de energia dentro da Terra é governada pela equação da onda:

$$\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} - \frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 U}{\partial t^2} = f(t) \delta(x - x_f) \delta(z - z_f), \quad (1)$$

onde U representa o campo de onda que varia em função de x, z e t ; $V(x, z)$ é a velocidade do meio e $f(t)$ representa a fonte dependente do tempo que está localizada na posição (x_f, z_f) . Introduzindo na equação os índices i, j e n , teremos:

$$\left. \begin{array}{l} U(x, z, t) = U_{i,j}^n \\ f(t) = f_n \end{array} \right\} n = 1, 2, 3, \dots \quad (2)$$

Desta forma, $U(x, z, t)$ representa o valor do campo de onda em uma posição (i, j) da malha em um tempo n qualquer.

2.1 Operador Espacial e Temporal

Usando os procedimentos convencionais baseados nas séries de Taylor descritos na literatura, pelo método das diferenças finitas, aproximaremos a Equação 1 na qual utilizaremos precisão de quarta ordem no espaço e segunda ordem no tempo. Desta forma, o primeiro e o segundo termos desta equação podem ser escritos como sendo:

$$(U_{xx})_{i,j}^n = \frac{1}{12(\Delta x)^2} [-U_{i-2,j}^n + 16(U_{i-1,j}^n + U_{i+1,j}^n) - 30U_{i,j}^n - U_{i+2,j}^n] + O[(\Delta x)^4], \text{ e} \quad (3)$$

$$(U_{zz})_{i,j}^n = \frac{1}{12(\Delta z)^2} [-U_{i,j-2}^n + 16(U_{i,j-1}^n + U_{i,j+1}^n) - 30U_{i,j}^n - U_{i,j+2}^n] + O[(\Delta z)^4]. \quad (4)$$

Os termos $O[(\Delta x)^4]$ e $O[(\Delta z)^4]$ representam, respectivamente, os erros proporcionais à quarta potência do intervalo da malha Δx e Δz cometidos quando aproximamos a segunda derivada parcial do campo utilizando este operador.

A derivada temporal tem aproximação de segunda ordem e da mesma forma pode ser representada por:

$$(U_{tt})_{i,j}^n = \frac{1}{(\Delta t)^2} [U_{i,j}^{n-1} - 2U_{i,j}^n + U_{i,j}^{n+1}] + O[(\Delta t)^2]. \quad (5)$$

2.2 Equação da Onda

Substituindo-se as Equações 3, 4 e 5 na Equação 1 e desprezando-se os termos de quarta ordem para as derivadas espaciais e segunda ordem para a derivada temporal, teremos a equação da onda discretizada como segue:

$$\begin{aligned} U_{i,j}^{n+1} = & -\frac{1}{12} \left\{ (V_{i,j} \Delta t / \Delta x)^2 [U_{i-2,j}^n - 16(U_{i-1,j}^n + U_{i+1,j}^n) + 30U_{i,j}^n + U_{i+2,j}^n] \right. \\ & + (V_{i,j} \Delta t / \Delta z)^2 [U_{i,j-2}^n - 16(U_{i,j-1}^n + U_{i,j+1}^n) + 30U_{i,j}^n + U_{i,j+2}^n] \left. \right\} \\ & + 2U_{i,j}^n - U_{i,j}^{n-1} + f^n \delta(i - i_f) \delta(j - j_f) \end{aligned} \quad (6)$$

Este é o operador acústico da equação da onda para duas dimensões com malha uniforme. O valor do campo no presente, iteração n , é representado por $U_{i,j}^n$, no tempo anterior, iteração $n-1$, $U_{i,j}^{n-1}$, e no tempo posterior, iteração $n+1$, $U_{i,j}^{n+1}$.

2.3 Dispersão e Estabilidade Numérica

Uma relação entre a menor velocidade utilizada no modelo (V_{min}) e a frequência máxima (f_{max}), limita o máximo valor do espaçamento da malha de forma a não se ter excessiva dispersão de energia. Lembrando que neste modelo utilizamos $h = \Delta x = \Delta z$, temos para o critério de não dispersão da malha a seguinte equação:

$$h = \frac{V_{min}}{kf_{max}} \quad (7)$$

onde k representa o número máximo de amostras por comprimento de onda correspondente a frequência máxima. O valor ótimo tradicionalmente utilizado na indústria e encontrado de maneira empírica é 5.

Outro problema muito importante que deve ser considerado é a estabilidade numérica. Da mesma maneira foi utilizada uma relação para controle dos valores dos intervalos do tempo de amostragem para evitar que o sistema se torne numericamente instável:

$$\Delta t = \frac{h}{\mu V_{max}} \quad (8)$$

onde V_{max} é a maior velocidade adotada no modelo e μ é uma constante definida da mesma forma que na dispersão da malha. O melhor valor encontrado para esta constante também é 5.

2.4 Bordas Não Reflexivas

Normalmente na modelagem sísmica de superfície, o topo do modelo é considerado livre, isto é, uma borda reflexiva, pois há um intenso contraste entre a velocidade da onda no ar e no meio. No entanto, neste trabalho foi simulado uma condição de modelagem entre poços, isto é, consideramos que o modelo está todo inserido na região próxima da zona de produção do campo. Conseqüentemente, os efeitos da reflexão na superfície não devem ser significativos, dado a distância entre a superfície e a zona de produção. Portanto, todas as bordas do modelo foram consideradas bordas não reflexivas.

Como não se deseja que a propagação da onda seja refletida nos limites do modelo, foi implementado um algoritmo introduzido por Reynolds (1978) para evitar estas reflexões. Este é baseado na hipótese de que os limites do modelo estão suficientemente distantes da fonte sísmica de forma que as frentes de ondas nestes pontos podem ser consideradas como ondas planas. A Equação 9 exemplifica a aplicação desta condição na borda esquerda do modelo.

$$U_{1,j}^{n+1} = U_{1,j}^n + \frac{V\Delta t}{\Delta x} (U_{2,j}^n - U_{1,j}^n) \quad j = 1, 2, \dots, Nz; n = 1, 2, \dots, n_{total} \quad (9)$$

Além da utilização dos operadores de borda não reflexiva, foi acrescentada ao modelo uma zona de amortecimento numérico que reduz a intensidade da onda sobre uma região da malha próxima das bordas. A idéia é reduzir a amplitude da onda lenta e gradativamente através de um fator de absorção $w(x_w)$ que aumenta em direção às bordas do modelo. Este fator é uma função do ponto da malha x_w . Para o lado esquerdo do modelo temos $0 \leq x_w \leq np$, onde np é um número que representa a quantidade de pontos para dentro da malha. Neste caso foi utilizado $np = 40$. A Equação 10 representa a função peso proposta por Cerjan (1985) utilizada neste trabalho, onde i é o número do nó da malha para o lado esquerdo e corresponde a x_w . O índice i pode ser alterado para se ajustar ao lado do modelo a que se aplica. Os pesos são aplicados a todos os nós da malha dentro da região delimitada por np .

$$w(x_w) = e^{-[0.075(np-i)]^2} \quad (10)$$

3. Migração Reversa no Tempo

O processo de migração reversa no tempo pode ser considerado como um problema de valor de contorno associado a uma condição de imagem. As condições de contorno são a presença da fonte sísmica e o registro das reflexões pelos receptores e a condição de imagem é o tempo em que a frente de onda leva para alcançar cada posição do modelo.

Na modelagem o campo de onda no futuro ($n+1$) pode ser calculado em função do presente (n) e do passado ($n-1$). Na migração reversa no tempo atua-se de forma inversa, isto é, a partir da seção registrada em uma superfície de observação (sismograma), depropaga-se (propagar de volta) o campo de onda até às posições onde as reflexões foram geradas, fazendo de cada estação receptora uma fonte pontual geradora de sinal sísmico. Matematicamente, podemos

nos basear no princípio de Huygens, no princípio da reversibilidade temporal e no princípio da reciprocidade para dizer que a equação da onda (Equação 1) pode ser utilizada também de forma reversa no tempo, como apresentada na Equação 11. Portanto, durante o processo de migração, cada receptor se comporta como uma fonte pontual reinjetando o campo anteriormente gravado na modelagem direta. Este método de migração é chamado de Migração Reversa no Tempo (ou *Reverse Time Migration*).

$$\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} - \frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 U}{\partial t^2} = \sum_{j=1}^{N_{sis}} sis_j(t) \delta(z - z_{rec_j}) \delta(x - x_{poço_j}), \quad (11)$$

onde N_{sis} é a quantidade de sismogramas a serem migrados, z_{rec} é a posição de cada receptor ao longo do poço e $x_{poço}$ é a posição do poço.

4. Aplicação

O modelo apresentado nesta seção para aplicação da metodologia desenvolvida é uma alteração do proposto por Lazaratos et al. (1993) com dimensões de 202,5 por 202,5 metros. Este foi concebido a partir da velocidade média medida no perfil sônico, como ilustra a Figura 2a. Basicamente, foram considerados quatro grandes pacotes sedimentares: na parte superior uma camada com velocidade compressional de aproximadamente 3500 m/s, abaixo desta, três camadas com 2900 m/s, 4500 m/s e 2900 m/s, respectivamente.

As três últimas sequências foram divididas em subcamadas intercalando-se o valor da velocidade da camada com a velocidade da camada 1. Isto é, foram criadas subcamadas com 90 cm (camada 2a) e 1,2 metros de espessuras (camada 2b) com intercalações de velocidades de 2900 e 3500 m/s. A camada 3 foi dividida em subcamadas com 1,5 metros com intercalações de 4500 e 3500 m/s e, por último, a camada 4 foi dividida em subcamadas de 90 cm (camada 4a) e 1,2 metros (camada 4b) com velocidades de 2900 e 4500 m/s.

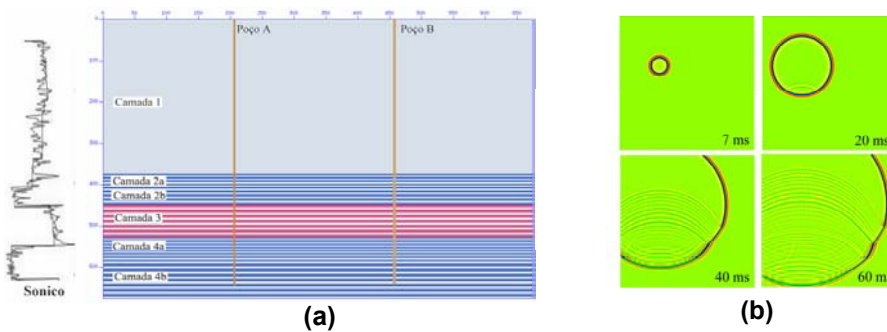


Figura 2. Modelo proposto para simulação de alta resolução (a) a partir de um perfil sônico publicado por Lazaratos et al. (1993) e uma sequência de *snapshots* para os intervalos de tempo de 7, 20, 40 e 60 ms (b).

O objetivo deste modelo é testar a resolução no imageamento de sequências bastante estreitas. As dimensões entre dois pontos consecutivos da malha nas direções x e z foram de 0,3m, a frequência de corte utilizada foi de 1500Hz, as distâncias entre os poços de 75 m e o valor do intervalo de tempo foi de 14 ms. A Figura 2b apresenta uma sequência de *snapshots* mostrando a propagação do campo de onda nos tempos de 7, 20, 40 e 60 ms. Observa-se no *snapshot* de 20 ms o início das reflexões da onda direta nas camadas do modelo. No tempo de 60 ms a onda direta está

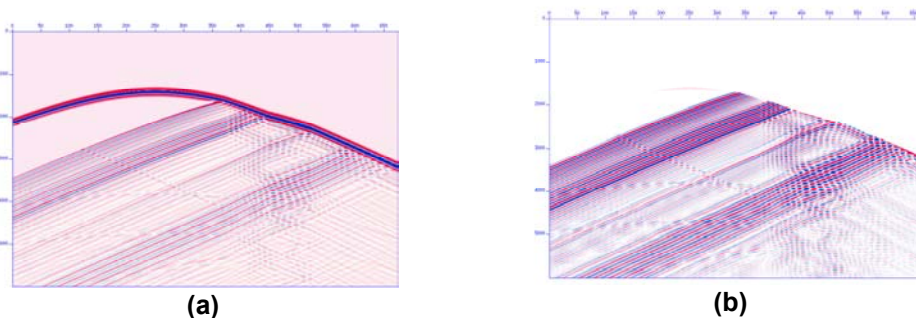


Figura 3. Sismograma registrado no poço B com presença forte da onda direta (a). A onda direta é retirada do sismograma antes de iniciar o processo de migração (b).

próxima de alcançar toda a extensão do modelo. Nota-se a eficiência das condições de bordas não-reflexivas aplicadas às fronteiras. O sismograma apresentado na Figura 3a mostra a onda direta seguida pelas reflexões nas camadas do

modelo. É possível também observar a presença de três grandes pacotes e suas subdivisões. A Figura 3b mostra a mesma imagem da Figura 3a, porém com a ausência da onda direta. A presença da onda direta no processo de migração atrapalha a resolução da seção migrada, pois não é usada no imageamento e possui amplitude elevada em relação às reflexões.

A Figura 4b mostra o resultado final da migração reversa no tempo para simulação interpoços. Podemos definir as várias camadas e subcamadas presentes no modelo proposto (Figura 2a). A título de comparação, foi realizada uma modelagem com parâmetros de sísmica de superfície para uma frequência de corte de 60 Hz e com as espessuras idênticas às camadas do modelo da Figura 2a. O resultado deste processo é apresentado na figura 4a. Observa-se que não há resolução suficiente para identificar as subcamadas do modelo. Apenas um único refletor é possível ser identificado.

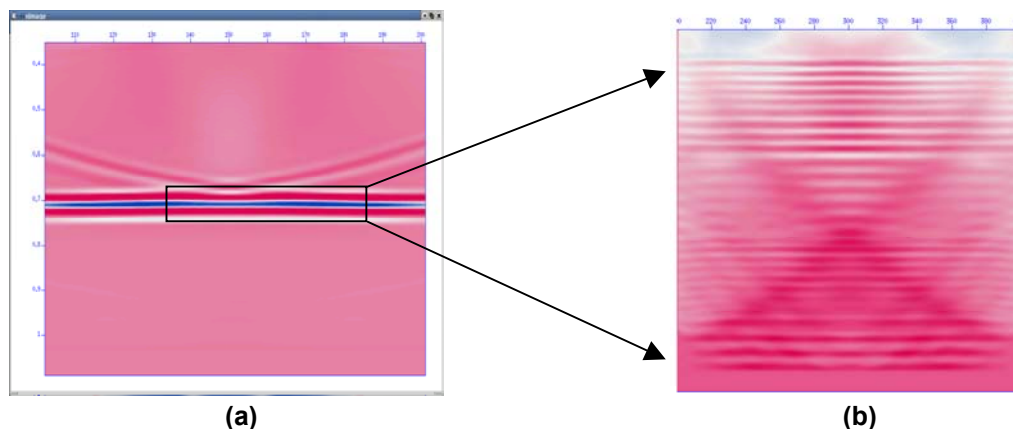


Figura 3. Comparação do resultado do processo de migração reversa no tempo para uma simulação de sísmica de superfície com frequência de 60 Hz (a) e de sísmica interpoços com frequência de 1500 Hz (b).

5. Conclusões

Comparando-se os resultados obtidos com a sísmica de superfície e interpoços para o mesmo modelo (Figuras 3a e 3b), podemos atestar a eficiência e a importância do levantamento sísmico interpoços no delineamento das estruturas geológicas em escala de reservatório.

Este trabalho mostrou a eficiência do método das diferenças finitas no desenvolvimento e implementação de um algoritmo 2-D para solução da equação acústica da onda com aproximação de quarta ordem para as derivadas espaciais e segunda ordem para derivadas temporais e, ainda, mostrou que através de adaptações do programa de modelagem acústica foi possível desenvolver e implementar um algoritmo para migração reversa no tempo. Ou seja, tanto a propagação, empregada na geração das matrizes de tempo, como a depropagação do campo de onda registrado foram exclusivamente realizadas com soluções da equação da onda para meios acústicos.

8. Referências

- HARRIS, J.M., LANGAN, R.T., 2001, Crosswell Seismic Profiling: Principle to Applications, *Search and Discovery Article #40030*, 2001.
- SMITH, G. D., Numerical Solution of Partial Differential Equations, Oxford University Press, London, 1969.
- MUFTI, I. R., "Large-Scale Three-Dimensional Seismic Models and Their Interpretive Significance", *Geophysics*, 55:1166-1182, 1990.
- REYNOLDS, A. C., "Boundary Conditions For the Numerical Solution of Wave Propagation Problems", *Geophysics*, 43, 1099-1110, 1978.
- CERJAN, C., KOSLOFF, D., KOSLOFF, R., and RESHEF, M., "A Non-reflecting Boundary Condition For Discrete Acoustic and Elastic Wave Equation", *Geophysics*, 50, 705-708, 1985.
- LAZARATOS, S.K., RECTOR III, J.W., HARRIS, J.M., SCHAACK, M.V., "High-Resolution, Cross-Well Reflection Imaging: Potential and Technical Difficulties", *Geophysics*, Vol. 58, No9, Set/1993, 1270-1280, 1993.
- CUNHA, P. E. M., Estratégias Eficientes Para Migração Reversa no Tempo Pré-empilhamento 3-D em Profundidade pelo Método das Diferenças Finitas – Dissertação de Mestrado - CPGG/UFBA, 1997.