

## Migração reversa no tempo: resolução sísmica em levantamentos interpoços

Josias J. Silva\*, Djalma M. S. Filho, COPPE/UFRJ, PETROBRAS S/A, Brasil

Copyright 2003, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

This paper was prepared for presentation at the 8<sup>th</sup> International Congress of The Brazilian Geophysical Society held in Rio de Janeiro, Brazil, 14-18 September 2003.

Contents of this paper was reviewed by The Technical Committee of The 8<sup>th</sup> International Congress of The Brazilian Geophysical Society and does not necessarily represents any position of the SBGf, its officers or members. Electronic reproduction, or storage of any part of this paper for commercial purposes without the written consent of The Brazilian Geophysical Society is prohibited.

### Abstract

The standard mapping methods are limited by the lack of information between surface seismic measures and well logs. The crosswell seismic survey has proven being an effective high-resolution method for reservoirs characterization due its high frequency band. In this work, it was introduced a 2-D finite-differences algorithm for numerical crosswell seismic simulation based on 2<sup>nd</sup> order in time and 4<sup>th</sup> order in space partial derivatives approximations. In relation to the wave image technique approach, it was introduced a reverse time migration method based on solutions of the wave equation for crosswell acquisition pattern. The results of reverse time migration have shown that up to 90cm thickness layers, for P-waves can be visualized in depth migrated sections with excellent resolution. The high frequency crosswell seismic data combined with reverse time migration have the potential for revealing reservoir details never seeing using traditional tools.

### 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 Harris e Langan (2001).

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

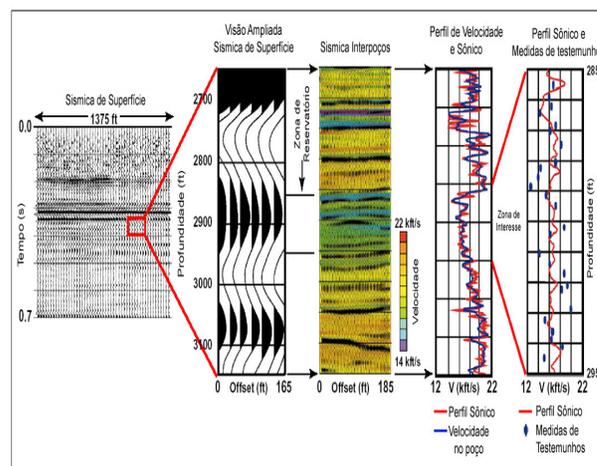


Figura 1. O Levantamento sísmico interpoços (centro) é capaz de mostrar muito maior resolução do que os dados de superfície (esquerda) e ainda possui continuidade lateral, o que não acontece com os dados de perfil sônico (direita) e medidas de testemunhos (extrema direita). Estes dados são de reservatórios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

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 2<sup>a</sup> ordem para as derivadas temporais e 4<sup>a</sup> 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.

### Método

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  $x$  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  $\Delta x$  e o eixo  $z$  ( $j=1, 2, 3, \dots, Nz$ ) com espaçamentos  $\Delta z$ . Com isso, as coordenadas de um ponto genérico  $P(x,z)$  podem ser expressas de uma maneira discretizada como sendo:

$$\begin{aligned}x &= i\Delta x \\z &= j\Delta z\end{aligned}$$

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  $\Delta t$ , 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:

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

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.

### 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:

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

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

Os termos  $O[(\Delta x)^4]$  e  $O[(\Delta z)^4]$  representam, respectivamente, os erros proporcionais à quarta potência do intervalo da malha  $\Delta x$  e  $\Delta z$  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:

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

### 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  $n+1$ ,  $U_{i,j}^{n+1}$ .

### 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 7. 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*).

$$\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} - \frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 U}{\partial t^2} = \sum_{j=1}^{N_{sis}} s_{is_j}(t) \delta(z - z_{rec_j}) \delta(x - x_{poço_j}), \quad (7)$$

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.

**Aplicação 1**

Um experimento sísmico interpoços foi realizado em 1990 pela OYO Corporation em Illinois/EUA para investigar a variação lateral de uma formação calcária produtora de óleo. O reservatório estudado é uma zona porosa de uma formação calcária Kankakee do Siluriano, a qual tem espessura menor do que 10 m e está justaposta por cima e por baixo a camadas de folhelhos a uma profundidade de 200 m aproximadamente. Os poços foram perfurados até a profundidade de 270 m alcançando outra formação calcária denominada Trenton. A velocidade da onda compressional na formação calcária é de aproximadamente 4500m/s e no folhelho entre 2300 a 2600m/s.

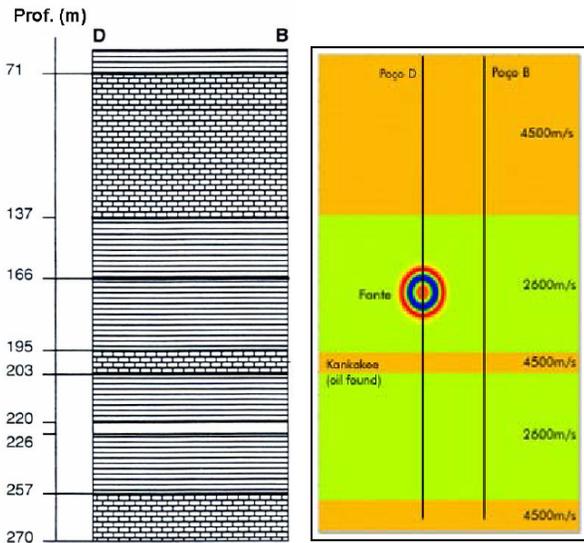


Figura 2. Estratigrafia entre os poços B e D. À esquerda, o modelo apresentado por Dong (1995) e a direita, modelo gerado para a realização da simulação numérica.

A Figura 2 ilustra o modelo de velocidade onde os poços B e D estão inseridos. Neste modelo foram utilizadas as

mesmas dimensões do modelo original, isto é, distância entre os poços de 25 m, profundidade total de 200 m, espessuras das camadas e valores de velocidades idênticos aos originais.

A Figura 3 ilustra uma sequência de snapshots com 10, 15, 20 e 25 ms. Nota-se na camada superior com 4500 m/s que a frente de onda se propaga muito mais rápida do que na camada com 2600m/s. Um snapshot com 1200 passos de tempo (24 ms) é apresentado na Figura 4. Esta é a condição de imagem que registra o tempo que a frente de onda leva para atingir cada posição da malha a partir do início da propagação. Para cada posição de tiro é necessário um novo cálculo do tempo da onda direta. A cor azul representa as posições mais próximas e a cor vermelha as mais afastadas.

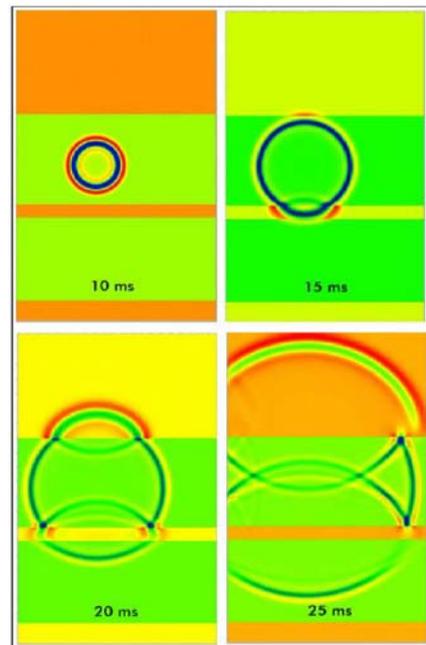


Figura 3. Sequência de snapshots com 10, 15, 20 e 25ms de propagação.

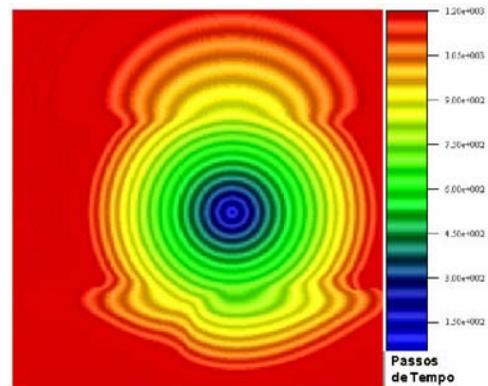


Figura 4. Amostra do tempo da onda direta a partir do disparo da fonte no poço B.

O resultado final após o processo de migração reversa no tempo é ilustrado na Figura 5. Foram realizadas quatro simulações com diferentes localizações da fonte (dois

disparos no poço D e dois no poço B). Nota-se que as reflexões em todas as interfaces do modelo estão localizadas em suas respectivas posições de origem. Este resultado indica que a migração reversa no tempo para dados sísmicos interpoços pode ser útil para caracterização do reservatório em questão.

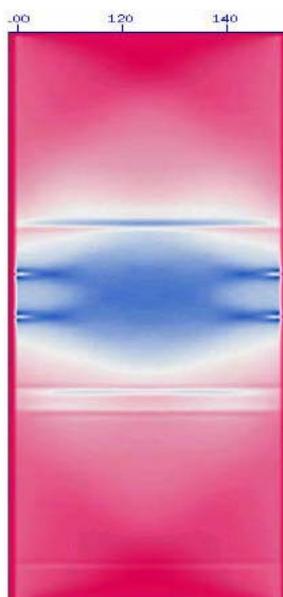


Figura 5. Seção migrada em profundidade após o processo de migração reversa no tempo.

## Aplicação 2

O segundo modelo apresentado 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 6. 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.

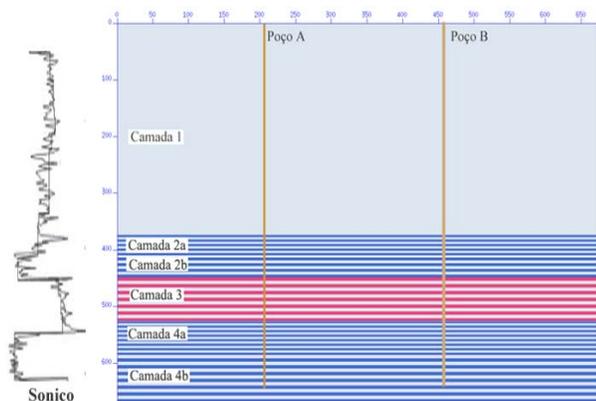


Figura 6. Modelo proposto para simulação de alta resolução a partir de um perfil sônico publicado por Lazaratos et al. (1993).

As três últimas seqüências 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.

O objetivo deste modelo é testar a resolução no imageamento de seqüências 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 7 apresenta uma seqüência 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 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 8a 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 8b mostra a mesma imagem da Figura 8a, porém com a ausência da onda direta.

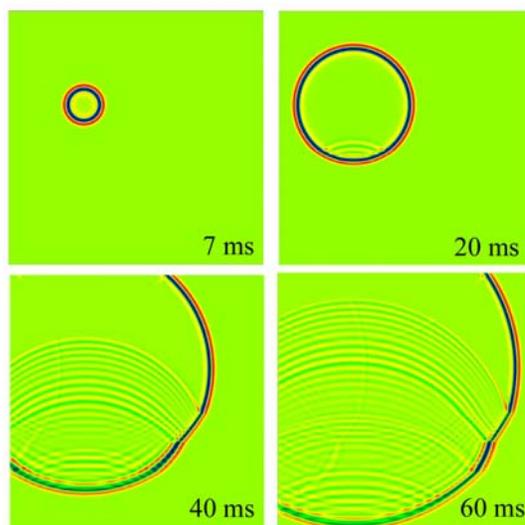


Figura 7. Seqüência de *snapshots* para os intervalos de tempo de 7, 20, 40 e 60 ms (b).

A Figura 9b 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 6. O resultado deste processo é apresentado na

figura 9a. Observa-se que não há resolução suficiente para identificar as subcamadas do modelo. Apenas um único refletor é possível ser identificado.

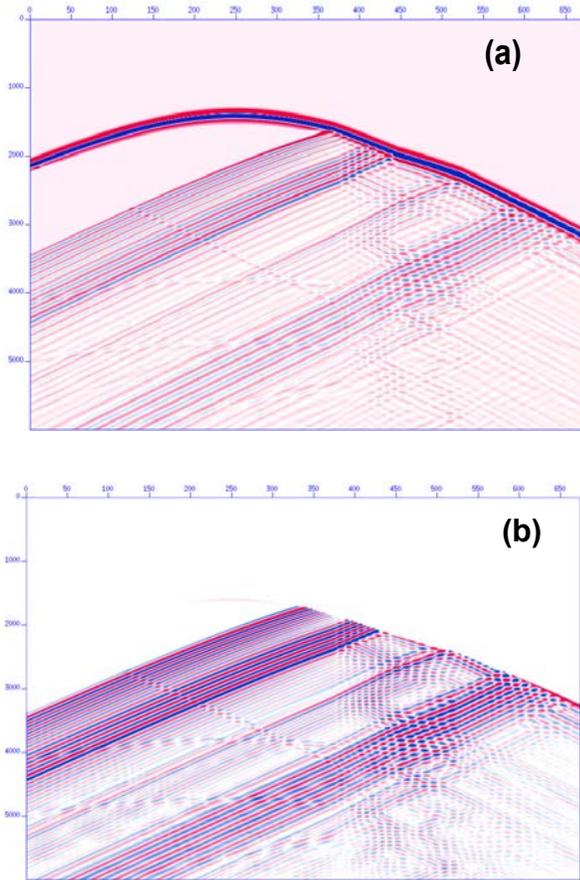


Figura 8. Sismograma registrado no poço B com presença forte da onda direta (a). A onda direta é retirada do sismograma antes de iniciar o processo de migração (b).

### Conclusões

Comparando-se os resultados obtidos com a sísmica de superfície e interpoços para o mesmo modelo (Figuras 9a e 9b), 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.

### 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.
- DONG, W., TOKSÖZ, M. N., 1995, "Borehole Seismic-Source Radiation in Layered Isotropic and Anisotropic Media: Real Data Analysis", *Geophysics* Vol. 60, No3, may-june/1995.

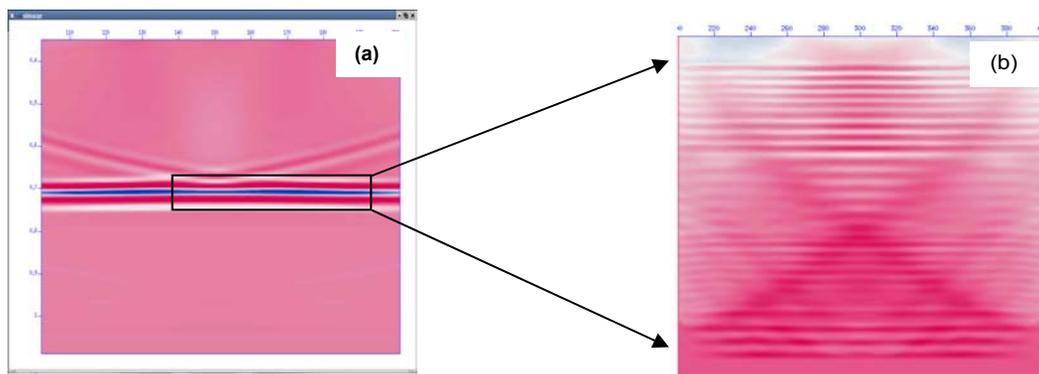


Figura 9. Comparação do resultado do processo de migração reversa no tempo para uma simulação de sísmica de superfície com frequência de 60 Hz (a) e de sísmica interpoços com frequência de 1500 Hz (b).