



Wave Form Inversion Migration (WFIM) Method

Andrey Kremlev (URIIT, Russia), Viatcheslav Priimenko (UENF, Brazil), Roseane M. Misságia (UENF, Brazil), Djalma M. Soares Filho (Petróleo Brasileiro S/A, Brazil), and Jorge M. Mendonça (Petróleo Brasileiro S/A, Brazil)

Copyright 2011, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

This paper was prepared for presentation during the 12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society held in Rio de Janeiro, Brazil, August 15-18, 2011.

Contents of this paper were reviewed by the Technical Committee of the 12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society and do not necessarily represent 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

We represent a 3D time variant of the Wave Form Inversion Migration (WFIM) method. The method is based on the exact solution of an inverse problem for the wave equation considered in the Born approximation. The formulae obtained are tested on the synthetic and real field data.

Introdução

Durante os últimos 50 anos, o método *Common Depth Point (CDP)* (Mayne, 1962), (Meshbey, 1985) e os diferentes tipos de métodos de migração vêm sendo a base do processamento de dados sísmicos multicanaís (Stolt & Benson, 1986). Todavia, apesar de estes métodos serem capazes de posicionar corretamente as estruturas geológicas em subsuperfície, faz-se necessário propor métodos que também infiram as propriedades físicas das rochas, através das informações contidas nos sismogramas, contribuindo assim para melhor caracterizar os reservatórios de óleo e gás. Mais exatamente, pode-se imagear estruturas dentro de uma região de interesse, com base em métodos que envolvam a introdução de sinais propagados como onda através de uma região em subsuperfície. Estas ondas, após serem espalhadas pelas heterogeneidades acústicas presentes no meio, são registradas na superfície de observação. Então, os dados a serem avaliados são as observações do campo de onda espalhado, que é o campo de onda após ter interagido com o meio. Matematicamente, este tipo específico de problema de imageamento tem sido tratado com sucesso, como um problema de inversão sísmica do campo de onda espalhado, veja, por exemplo, (Bleistein & *et al.*, 2001). O presente trabalho apresenta um método de imageamento de dados sísmicos pré-empilhados, intitulado "Wave Form Inversion Migration - WFIM", desenvolvido e testado em dados sísmicos sintéticos e reais. O método WFIM tem sua formulação original fundamentada na solução matemática exata do problema inverso do espalhamento da onda acústica, linearizado através da aproximação de Born, e é baseado no método de migração WCDP, veja, (Kremlev, 1985; Kremlev & *et al.*, 2002; Soares Filho & *et al.*, 2003; Misságia, 2003; Priimenko & *et al.*, 2009). O método é computacionalmente eficiente e rápido porque considera o caráter da onda espalhada e o processo completo de refração, permitindo o acúmulo do sinal simultaneamente

com o desenvolvimento de um operador de imageamento (operador linear integral). Isto promove um incremento na razão sinal/ruído da seção resultante, permitindo realizar a ideologia do método CDP e efetuar a análise de velocidades do meio.

Método

Consideramos o caso 3D do problema da difração de ondas acústicas incidentes em um meio heterogêneo. O campo de onda $u = u(\mathbf{r}, \mathbf{r}_0, t)$ é produzido por uma fonte pontual localizada no ponto $(t, \mathbf{r}) = (0, \mathbf{r}_0)$, onde $\mathbf{r} = (\rho, z)$, $\rho = (x, y)$, $\mathbf{r}_0 = (\rho_0, 0)$, $\rho_0 = (x_0, y_0)$ e modelado através da equação da onda acústica que satisfaz ao problema de Cauchy, veja (Bleistein & *et al.*, 2001):

$$\Delta u - \frac{1}{c_0^2} (1 + a(\mathbf{r})) u_{tt} = \delta(\mathbf{r} - \mathbf{r}_0, t) \quad (1)$$

$$u|_{t < 0} \equiv 0$$

A função $a(\mathbf{r})$ é suposta ser uma função bastante suave com $\text{supp } a(\mathbf{r}) \subset R_+^3 = \{\mathbf{r} \in R^3 \mid z > 0\}$, e c_0 é uma constante positiva caracterizando uma velocidade de *background*.

De uma forma geral, o problema inverso consiste na determinação da função perturbação do campo de velocidade representada por $a(\mathbf{r})$, que descreve as heterogeneidades do meio pelo princípio do campo de onda espalhado $u(\mathbf{r}, \mathbf{r}_0, t)$, conhecido para diferentes posições de fonte \mathbf{r}_0 e receptores \mathbf{r} , registrado na superfície $\Gamma = \{\mathbf{r} \in R^3 : z = 0\}$. A solução deste problema na aproximação linear foi obtida considerando a redundância de informação dos dados iniciais nas bases do método WCDP. Esta solução permite calcular a função de visualização $\beta(\mathbf{r}) = \langle a(\mathbf{r}) \rangle$ como sendo uma média local da requerida função $a(\mathbf{r})$ pelo volume, cujo tamanho é determinado pelo comprimento de onda do sinal espalhado:

$$\beta(\mathbf{r}) = 8\pi L^2 \int_0^K dk \int \frac{d\kappa}{(2\pi)^2} \int \frac{d\kappa_0}{(2\pi)^2} \theta(k^2 - |\kappa|^2) \times \theta(k^2 - |\kappa_0|^2) (\Phi(\kappa, \kappa_0, k, \mathbf{r}) v(\kappa, \kappa_0, k) + c.c.), \quad (2)$$

onde $K = 2\pi / \Delta x$ é a frequência espacial máxima correspondente ao sistema de observação, Δx é o

intervalo entre os pontos de registro, $\theta(x)$ é a função Heaviside,

$$\Phi \equiv k^{-1} \left(k^2 + \kappa \kappa_0 + \sqrt{k^2 - |\kappa|^2} \cdot \sqrt{k^2 - |\kappa_0|^2} \right)^{1/2} \times e^{j(\kappa + \kappa_0)\rho - jz \left(\sqrt{k^2 - |\kappa|^2} + \sqrt{k^2 - |\kappa_0|^2} \right)} \quad (3)$$

e "c.c." significa o complexo conjugado do termo prévio. O fator exponencial em (3), descreve a migração *Phase Shift* para coordenadas fonte e receptor de forma análoga para a migração de Gazdag (Gazdag, 1978) e Stolt (Stolt, 1978). É importante notar que a fórmula de empilhamento (20) usa os dados iniciais completamente sobredeterminados, semelhante ao método CDP, e realiza a acumulação completa do sinal. Isto também contribui para melhorar a razão sinal/ruído no empilhamento obtido e pode ser usado para análise de velocidade. O campo de onda espalhado $u(\rho, \rho_0, k)$ pode ser representado através do espalhamento primário e dos múltiplos espalhamentos como uma superposição de sinal e ruído, respectivamente. Como resultado da ação do operador $\beta_K(\mathbf{r})$ no espalhamento primário das ondas, obtemos:

$$\beta_K(\mathbf{r}) = N \cdot a_K(\mathbf{r}), \quad (4)$$

onde $N = L^2 / (\Delta x)^2$ é o número de pontos na abertura caracterizando a extensão do operador de imageamento e o grau de redundância dos dados iniciais, L caracteriza o tamanho da abertura, $a_K(\mathbf{r})$ é a média local da função $a(\mathbf{r})$. Então, como resultado da ação do operador de focalização (4) no espalhamento primário da onda, obtém-se a acumulação no local médio $a_K(\mathbf{r})$ da desconhecida função $a(\mathbf{r})$, proporcional à redundância dados iniciais. Tal acumulação ocorre, porque o operador (2)-(3) leva em consideração a geometria do espalhamento primário da onda e compensa multiplicadores oscilantes, correspondente para os atrasos no tempo de trânsito relativos a descontinuidades e espalhamentos supercríticos das ondas. No entanto, para múltiplos espalhamentos, tais compensações estão ausentes e, por isso, estes termos são acumulados de maneira aleatória. Isto permite supor que, com o incremento de N e análise do espectro de velocidade, o algoritmo pode efetivamente visualizar complexas estruturas de meios heterogêneos. É importante ressaltar também, que a integral (2) possui cinco dimensões para dados 3D. Para visualização da função $\beta(\mathbf{r})$ é necessário calcular seus valores para diferentes posições de pontos de observações \mathbf{r} em uma malha de pontos bastante densa. Obviamente, o cálculo da função $\beta(\mathbf{r})$ consome muito tempo computacional, mas a integral (2) permite simplificações

que permitem a redução do tempo de cálculo.

Exemplos

Dados sintéticos. Foram escolhidas três situações para serem modeladas numericamente - o campo de onda espalhado proveniente de um ponto difrator, de uma superfície de reflexão, e de um ponto difrator com uma superfície de reflexão inclinada. Os objetos foram inseridos em um meio 3D homogêneo, sendo a superfície de reflexão localizada em paralelo à superfície do modelo. Adotamos o mesmo sistema de registro em *cross-spread* para as duas simulações.

Os parâmetros da geometria de aquisição foram estimados da seguinte forma: abertura do operador de imageamento – 4000x2000 m²; distância entre receptores na direção X – 100 m; distância entre as linhas de registro – 100 m; número de receptores na direção X – 41; número de receptores na direção Y – 21; fontes distribuídas em linhas orientadas para a direção Y; fontes localizadas no meio da abertura, avançando 1000 m além do limite da abertura na direção Y; profundidade da fonte – 1000 m; número de fontes – 41; intervalo entre fontes – 100 m; deslocamento da abertura nas direções X e Y – 200 m.

A Fig.1 representa o resultado do processamento de dados sísmicos 3D, correspondentes à superfície de reflexão. A área foi dimensionada com um tamanho de 8000x2000 m², e intervalo de deslocamento da abertura em relação à direção X de 200 m. Assim, a distância entre as linhas de fontes também é de 200 m.

A Fig.2 mostra os resultados do processamento de dados sintéticos 3D, obtidos para a superfície de reflexão, quando o intervalo de deslocamento da abertura ao longo do eixo X, e, portanto, a distância entre as linhas de fontes é de 500 m. A partir disto, é possível observar que esta distância não é a ideal, e a posição das linhas deixou um rastro na imagem da superfície de reflexão.

A Fig.3 representa o resultado da reconstrução do ponto difrator, quando a distância entre as linhas de receptores é de 200 m.

A Fig.4 representa o resultado da reconstrução do plano inclinado e do ponto difrator.

As Figs.5 e 6 representam as seções deste cubo através das superfícies paralelas ao plano (x,t) , passando através do difrator e superfícies deslocados de uma cela, correspondente. Em planos que ficam a uma distância maior que uma cela, o difrator não está visível. Isto nos permite concluir que o tamanho do ponto de focalização não supera uma cela.

Dados reais. Com o propósito de demonstrar a efetividade do método WFIM em dados de campo, foi escolhida uma área terrestre da Sibéria Ocidental, Rússia. O registro foi formado por 6 linhas, orientadas na direção X, com comprimento de 4800 m e 50 m de distância entre receptores. A distância entre as linhas foi 250 m. As fontes foram situadas na linha orientada na direção Y, que passa pelo ponto central da área de registro. A distância entre fontes é de 100 m, e o sistema total desloca-se 500 m em direção X, repetindo o processo até que a linha de fontes coincida com lado direito da área. O tempo de registro foi 4000 ms com intervalo de amostragem de 2 ms.

As Figs.7-8 representam um cubo temporal 3D, obtido através da implementação do método WFIM. A cor amarela marca o horizonte alvo, relacionado ao sedimento Bazhenov, da Siberia Ocidental.

A Fig.9 representa a seção *inline* de №123 do referido cubo sísmico, obtida através do processamento com o método WFIM, e a Fig.10 mostra a mesma seção, onde as etapas do processamento foram efetuadas usando as funções do pacote PROMAX. As Figs.11 e 12 representam um intervalo de tempo expandido da seção *inline* de №123. Através de uma análise comparativa destas figuras é possível visualizar que a qualidade do processamento, usando o método WFIM é comparável à obtida através do processamento efetuado com o pacote PROMAX. Também vale ressaltar, que pelo método WFIM é possível delinear com melhor resolução a continuidade lateral de refletores.

Conclusões

Os resultados dos testes do método WFIM evidenciaram que:

1. A resolução sísmica está diretamente relacionada ao limite teórico do comprimento de onda do sinal;
2. A boa estabilidade do método na escolha da velocidade de inversão, ao mesmo tempo em que realiza o procedimento de acumulação do sinal;
3. A facilidade de sua utilização por prescindir de uma análise de velocidade apurada;
4. Quanto mais próxima estiver a velocidade *background* da velocidade do meio, melhor será o posicionamento dos refletores, e com isto, é possível alcançar um melhor imageamento do alvo em subsuperfície;
5. O método impõe uma limitação ao potencial de focalização das estruturas por regiões, onde as velocidades do meio e *background* estejam dentro do limite imposto pelo método.

Agradecimentos

Ao LENEP/UENF pela infra-estrutura disponibilizada e à PETROBRAS pelos recursos financeiros disponibilizados,

de fundamental importância para o desenvolvimento da pesquisa.

Referências

1. Mayne, W.H., 1962. Common-reflection-point data-stacking technique. *Geophysics*, 27, 927-938.
2. Meshbey, V.I., 1985. *Methods of Multiple Overlappings in Sismic Exploration*. Moscow, Nedra, 386pp.
3. Stolt, R.H. & A.V. Benson, 1986. *Seismic Migration: Theory and Practice (Handbook of Geophysical Exploration, vol.5)*. Pergamon Press, 382pp.
4. Bleistein N., K.J. Cohen & J.W. Stockwell-Jr., 2001. *Mathematics of Multidimensional Seismic Imaging, Migration and Inversion*. Springer-Verlag, New York, 510pp.
5. Kremlev, A.N., 1985. Wave analogue of the CDP method. *Geology and Geophysics (Soviet)*, 10, 77-86.
6. Kremlev, A.N., V.I. Priimenko, S.A.M. Oliveira & R.M. Misságia, 2002. Realization and testing of the WCDP method on synthetic and field data. *Bull. of Novosibirsk Computing Center, Ser. Math. Modeling in Geophysics*. Novosibirsk, Russia, 7, 59-67.
7. Soares Filho, D.M., V.I. Priimenko, A.N. Kremlev, R.M. Misságia & et al., 2003. *Processamento de Dado Sísmico com Técnica de Filtragem de Prony e Imageamento WCDP*. Relatório Final. Convênio Petrobras/UENF-LENEP, 159pp.
8. Misságia, R.M., 2003. *Aprimoramento, implementação prática e teste do método de imageamento WCDP aplicado a dados sintéticos e reais*. Tese de Doutorado, LENEP/UENF, Brasil, 104pp.
9. Priimenko, V., J. Mendonça, A.N. Kremlev, R.M. Misságia & A.D. Bueno, 2009. *Desenvolvimento do Método de Migração WCDP-3D*. Relatório Final. Convênio Petrobras/UENF-LENEP/Fundação Bio Rio, 108pp.
10. Gazdag, J., 1978. Wave equation migration with the phase-shift method. *Geophysics*, 43, 1342-1351.
11. Stolt, R.H., 1978. Migration by Fourier transform. *Geophysics*, 43, 23-48.

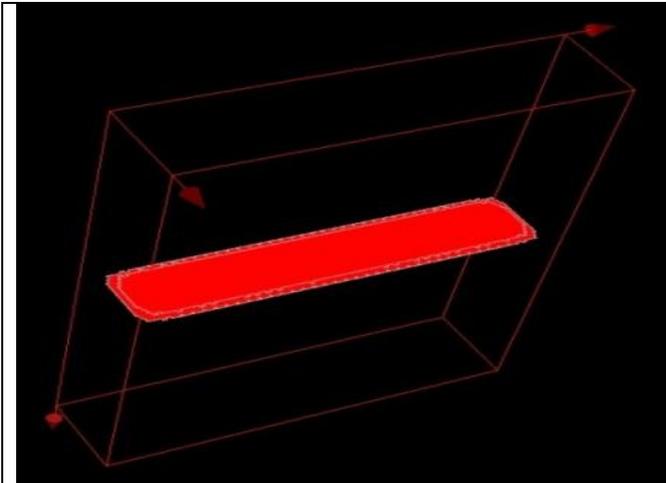


Fig.1. Reconstrução da superfície de reflexão, a distância entre as linhas de receptores é de 200 m.

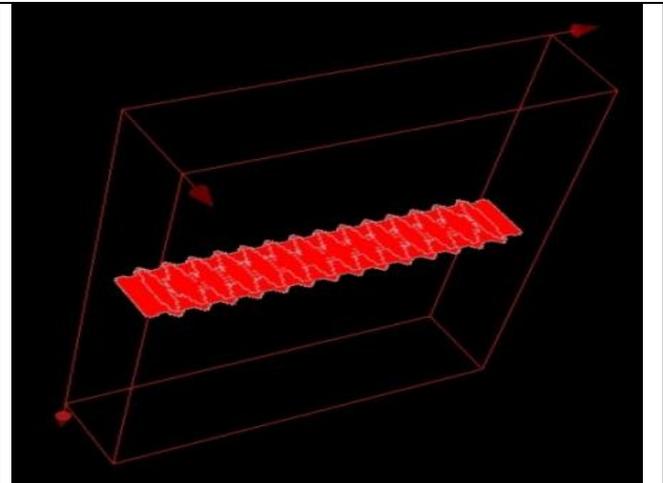


Fig.2. Reconstrução da superfície de reflexão, a distância entre as linhas de receptores é de 500 m.

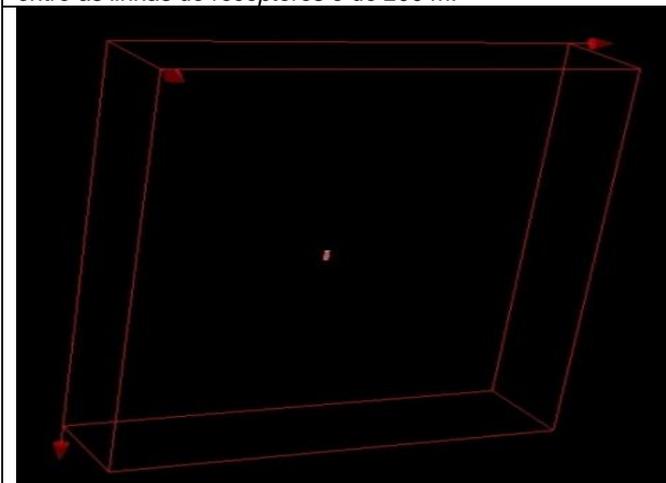


Fig.3. Resultado de reconstrução de um ponto difrator.

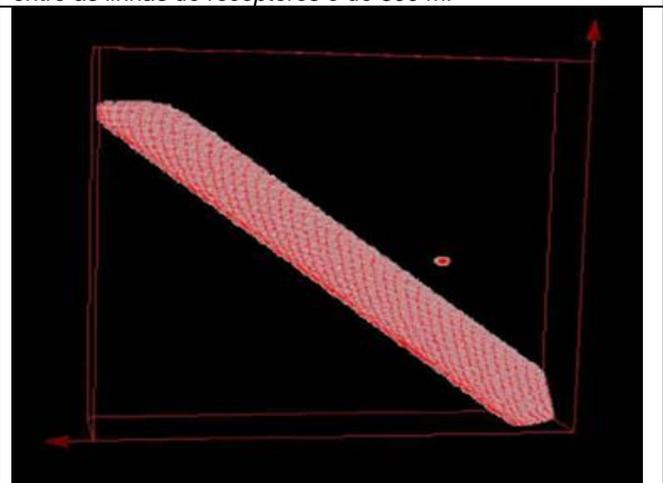


Fig.4. Reconstrução de um plano inclinado (ângulo de incidência 8° e azimuth 45°) e de um ponto difrator.

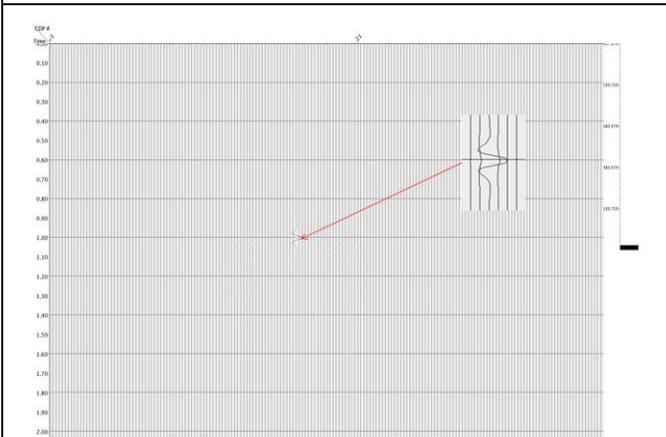


Fig.5. Seção temporal 2D, extraída do cubo sísmico 3D, caso de plano paralelo ao eixo X, passando através do difrator.

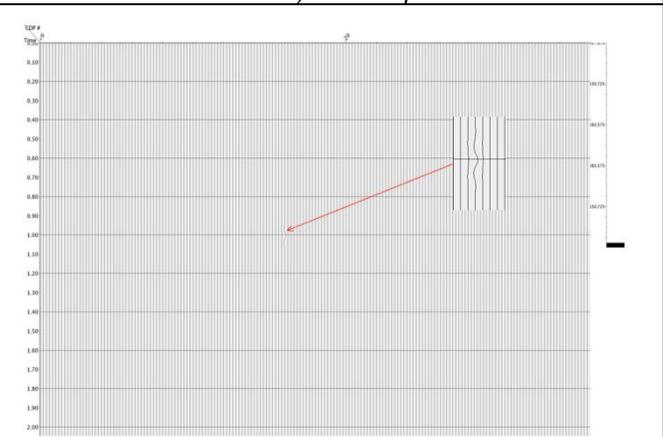


Fig.6. Seção temporal 2D, extraída do cubo sísmico 3D, caso de plano paralelo ao eixo X, deslocado de uma célula em relação ao ponto difrator.

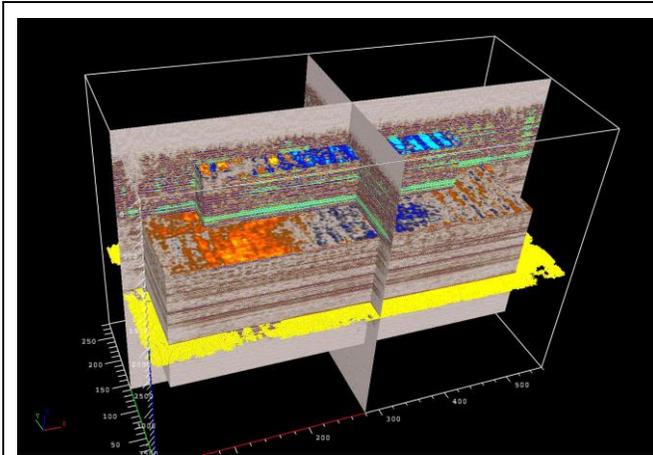


Fig.7. Cubo de dados sísmico 3D, em tempo. Destaca-se em amarelo o horizonte alvo – sedimento Bazhenov

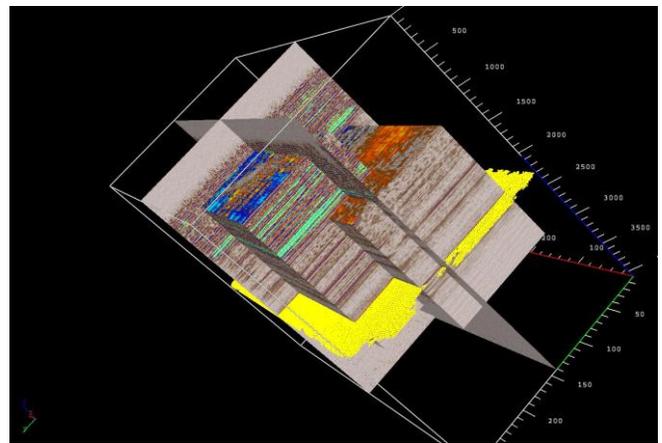


Fig.8. Cubo de dados sísmico 3D, em tempo. Destaca-se em amarelo o horizonte alvo – sedimento Bazhenov

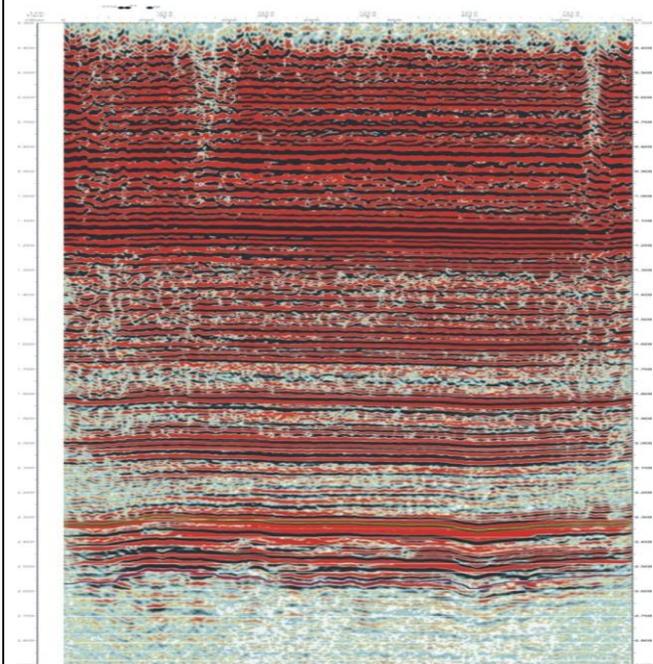


Fig.9. Seção inline de №123 do cubo de dados 3D. Resultado obtido pelo método WFIM.

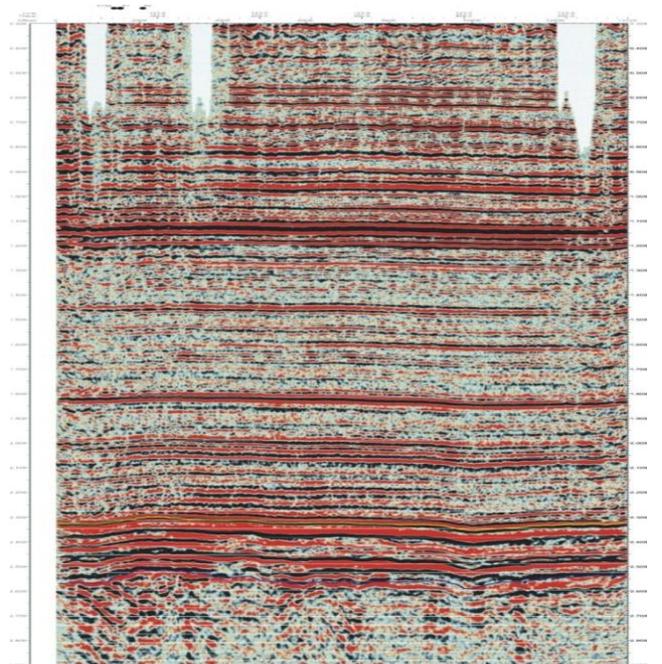


Fig.10. Seção inline de №123 do cubo de dados 3D. Resultado obtido usando o módulo de processamento do PROMAX.

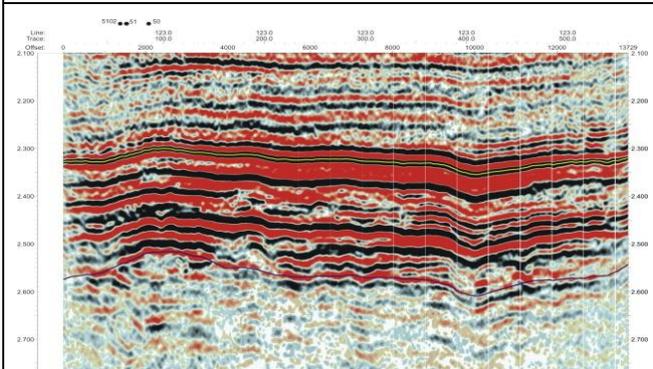


Fig.11. Detalhe da seção inline de №123 no intervalo de tempo (2.1, 2.7) seg, obtida pelo método WFIM.

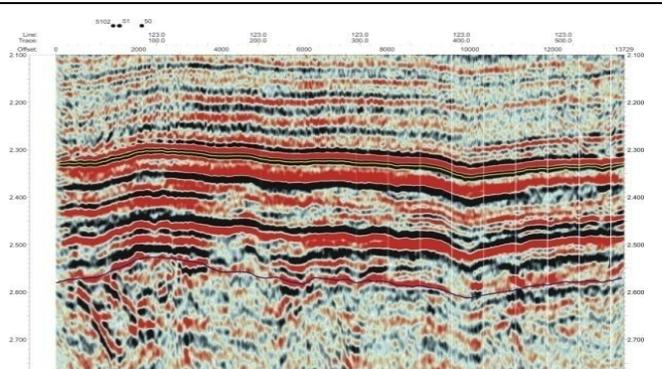


Fig.12. Detalhe da seção inline de №123 no intervalo de tempo (2.1, 2.7) seg, obtida através do PROMAX.