



Migração reversa no tempo por diferenças finitas (MRTDF) em dados sintéticos de radar de penetração no solo (GPR).

Gleide Alencar Nascimento Dias*, Stratageo Soluções Tecnológicas e Paula da Rocha Ferrucio, UFRJ/IGEO/Depto. Geologia

Copyright 2008, SBGF - Sociedade Brasileira de Geofísica

Este texto foi preparado para a apresentação no III Simpósio Brasileiro de Geofísica, Belém, 26 a 28 de novembro de 2008. Seu conteúdo foi revisado pelo Comitê Técnico do III SimBGF, mas não necessariamente representa a opinião da SBGF ou de seus associados. É proibida a reprodução total ou parcial deste material para propósitos comerciais sem prévia autorização da SBGF.

$$\nabla^2 \vec{P} - \frac{1}{C^2} \frac{\partial^2 \vec{P}}{\partial t^2} = 0, \quad (1)$$

Resumo

Dados sintéticos bidimensionais (2D) de Radar de Penetração no Solo (GPR) - onda eletromagnética- foram utilizados no método de Migração Reversa no Tempo por Diferenças Finitas (MRTDF), sendo verificada a eficiência deste algoritmo na reconstrução de imagem de estruturas em subsuperfície, à semelhança do que é feito com dados sísmicos - onda acústica. O algoritmo MRTDF é de grande importância no imageamento de estruturas complexas. A metodologia utilizada nesta técnica se propõe a realizar a migração antes do empilhamento e está fundamentada na discretização da equação da onda acústica.

Introdução

O método GPR consiste na geração de um pulso de energia eletromagnética de alta frequência, geralmente da ordem de 10 MHz a 2500 MHz, que é transmitida para o meio a ser investigado. Dados de GPR vêm sendo utilizados em novos programas de sísmica de reflexão para contribuir no estudo da sua eficácia.

Neste estudo a modelagem e a migração estão fundamentadas no método de Diferenças Finitas no Domínio do Tempo (FDTD). A modelagem para obtenção dos dados sintéticos de radar é obtida de forma similar à utilizada para a geração de dados sintéticos de sísmica. Para a modelagem, são utilizadas as mesmas considerações feitas para o processo numérico de migração. A diferença entre a modelagem e a migração reside no fato de que, para a modelagem é determinado o campo de velocidade no instante $t + \Delta t$ a partir do campo nos instantes $t - \Delta t$ e t , ou melhor, a propagação não é reversa no tempo. No

método sísmico a propagação da onda acústica \vec{P} através da equação Helmholtz, em um meio consistindo de velocidade variável C e densidade constante é dada por:

onde C é a velocidade de propagação local e t é o tempo, sendo $C = \frac{w}{k}$. A variável k é a magnitude do número de ondas em uma dada posição.

Segundo Leparoux *et. al.* (2001) a equação de Helmholtz para onda eletromagnética pode ser usada em dados de GPR no modo Transversal Eletromagnético (TE) em meio 2D perfeitamente resistivo. Desta forma, no domínio da frequência a equação Helmholtz para o método GPR pode ser escrita de maneira similar ao da onda acústica - equação 1. Considerando que a propagação da onda eletromagnética dada por

$$\nabla^2 \vec{e} - \mu\epsilon \frac{\partial^2 \vec{e}}{\partial t^2} - \mu\sigma \frac{\partial \vec{e}}{\partial t} = 0, \quad (2)$$

tal que as propriedades dielétricas dominam as propriedades condutivas ($\epsilon \gg \sigma$), tem-se:

$$\nabla^2 \vec{e} - \mu\epsilon \frac{\partial^2 \vec{e}}{\partial t^2} = 0, \text{ ou}$$

$$\nabla^2 \vec{e} - \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 \vec{e}}{\partial t^2} = 0, \quad (3)$$

onde $v = \frac{1}{\sqrt{\epsilon\mu}}$ é a velocidade de propagação da onda

eletromagnética, ϵ é a permissividade dielétrica do meio (considerado como número real) e μ é a permeabilidade magnética do meio, ($\mu = \mu_0 = 4\pi 10^{-7}$ H/m).

Fazendo a aproximação de que o campo elétrico (\vec{e}) seja um escalar, a equação (3) torna-se igual à equação (1). Leparoux *et. al.* (2001) comenta ainda que o

problema direto é descrito pela equação de Helmholtz e que por analogia com a propagação acústica, pode-se considerar o problema inverso como migração.

Metodologia

O algoritmo de Migração Reversa no Tempo por Diferenças Finitas (MRTDF) consiste na discretização da onda acústica de tal maneira que o operador derivada (de quarta ordem no espaço e segunda ordem no tempo) permita depropagar campo de onda através do campo de velocidade. O algoritmo MRTDF é usado para estimar os contrastes de velocidades em dados não empilhados e imagear estruturas aproximadamente verticais em contato com camadas de gradiente vertical de velocidades. Nos casos em que a geologia se “afasta” de um modelo de superposição de camadas plano-paralelas, as etapas de processamento *normal moveout* (NMO) e empilhamento podem provocar sérias distorções nos dados sísmicos até gerando falsas estruturas (ALMEIDA, 1996). Durante a migração, o campo gravado anteriormente na modelagem direta (ou dado real) nas estações receptoras será reinjetado nas mesmas, as quais assumirão a função de fontes pontuais. Este método é denominado Migração Reversa no Tempo (RTM). Desta maneira, o campo se comportará exatamente como uma propagação no sentido oposto ao da modelagem (SILVA, 2002), apoiado no princípio de reversibilidade temporal, no princípio de Huygens e no princípio de reversibilidade. Durante a migração, o campo de velocidade, mais precisamente o campo de vagarosidade, é suavizado com intuito de evitar a geração de reflexões múltiplas durante o processo de depropagação do campo de onda (FARIA, 1986).

Resultados e Discussão

O modelo gerado no programa GNU/Fortran 77 com 4 (quatro) camadas sobrepostas plano-paralelas é apresentado na figura 1, com dimensões de 45,5 m x 45,0 m em uma malha de 0,1 m x 0,1 m. Os valores foram fixados para $N_x = 90$ e $N_y = 450$.

O sismograma simulando aquisições no modo *split-spread* com antena de frequência de 100 MHz foi gerado a partir deste modelo com o algoritmo de modelagem apresentado em Silva (2002). O algoritmo usado tem dimensões $N_x = 451$ e $N_y = 400$. O ponto de tiro (PT) variou de 0,5 m ao longo de toda a direção N_x . Tomando o PT como centro, os receptores foram espaçados a cada 0,5 m, para ambos os lados, na profundidade de $N_y = 55$. Obteve-se um total de 90 traços, com intervalo de tempo 0,096 ns e 5383 amostras (figura 2). Na simulação para a geração do sismograma foram utilizados os parâmetros físicos de velocidade (tabela 1), e a fonte considerada é do tipo função gaussiana. Na figura 2 são apresentados dois sismogramas com e sem a onda direta (onda superficial).

Para evitar a geração de reflexões múltiplas durante o processo de depropagação do campo de onda foi

construído um modelo suavizado do campo de vagarosidade a partir do modelo geológico (figura 3a). Silva (2002) apresenta um programa para calcular o tempo de trânsito da onda direta (TTOD) a partir da suavização da vagarosidade (o inverso da velocidade). A figura 3b mostra um gráfico exemplificando o cálculo do TTOD para o modelo da figura 1, ou seja, o modelo suavizado da família de tiro 48.

O resultado da migração para o sismograma da família de tiro 48 é representado na figura 4. Na figura 4a os refletores apresentam pouca luminosidade (devido à presença da onda direta superficial) em comparação com a figura 4b. O efeito escurecido em forma de nuvem provavelmente é devido às altas frequências (altas velocidades) usadas no algoritmo originalmente criado para sísmica e são indicados pelas setas em azul. O efeito “sorriso” é verificado para as regiões mais afastadas do ponto de tiro do sismograma (setas vermelhas). A figura 5 representa a soma das 90 famílias de tiro que foram simuladas utilizando-se o modelo geológico e migradas individualmente. Apesar do ruído das altas o sismogramas da figura 5 demonstra a recuperação da geometria proposta para o modelo simples de 4 (quatro) camadas correspondente à figura 1 e a remoção do efeito “sorriso”. A seta em azul indica o topo da camada (T) e a seta em vermelho indica a base da mesma (B).

Conclusão

Programas desenvolvidos para a sísmica de reflexão podem ser também utilizados para os dados de radar, desde que seja obedecido o padrão de parametrização de cada método. Os dados de radar mostraram adequados padrões de reflexão para os correspondentes modelos de velocidade obtidos a partir da propriedade física, como permissividade dielétrica efetiva real e independente da frequência, sem ser perder a confiabilidade do modelo proposto. É importante chamar a atenção para a questão da amostragem utilizada para a construção do sismograma, pois se uma migração é realizada sobre um sismograma que não reproduz fielmente o modelo original, talvez os testes de velocidade não sejam suficientes para aferir a eficácia do algoritmo. Os resultados obtidos da boa correlação dos dados sintéticos migrados com o modelo geológico mostraram as seleções dos melhores parâmetros a serem utilizados para a migração em dados reais. Com a reconstrução das feições do modelo sintético podemos concluir que a transposição das técnicas de processamento de dados sísmicos para os dados de GPR vem auxiliar no ajuste de parâmetros e a verificação da eficácia dos programas de processamentos tanto para dados de radar e sísmicos reais.

Agradecimentos

Aos Doutores Djalma Soares e Jadir da Conceição da Silva (*in memoriam*) pelas discussões e sugestões. Josias Silva e Allan (Lab2m-COPPE) pelo apoio ao uso

dos programas de processamento. À ANP pelo investimento e credibilidade do trabalho.

Referências

Almeida R. S. -1996. Modelagem e Migração tridimensional utilizando o método das diferenças finitas. Dissertação de mestrado.

Faria, E. L., 1986. Migração Antes do Empilhamento Utilizando Propagação Reversa no Tempo. Dissertação de mestrado.

Leparoux D., Gibert D. & Côte P. Adaptation of prestack migration to multi-offset ground-penetrating radar (GPR) data. Geophysical Prospecting, Volume 49, Number 3, May 2001, pp. 374-386(13).

SILVA, J. J. 2002. Migração Reversa no Tempo: Resolução em Levantamentos Sísmicos Interpoços [Rio de Janeiro]. Dissertação de mestrado. COPPE/UFRJ.

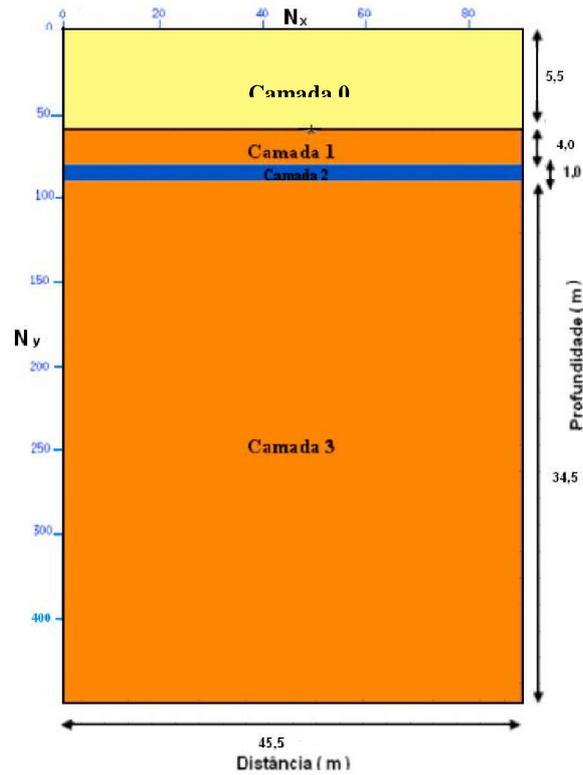


Figura 1 – Modelo 2D construído com os dados da tabela 1 com dimensões de $N_x = 90$ e $N_y = 450$. Posição de tiro em $N_x = 48$ e $N_y = 55$.

Tabela 1 – Parâmetros Físicos.

Meio	Velocidade(m/s)
Camada 0	300E+06
Camada 1	130E+06
Camada 2	60E+06
Camada 3	130E+06

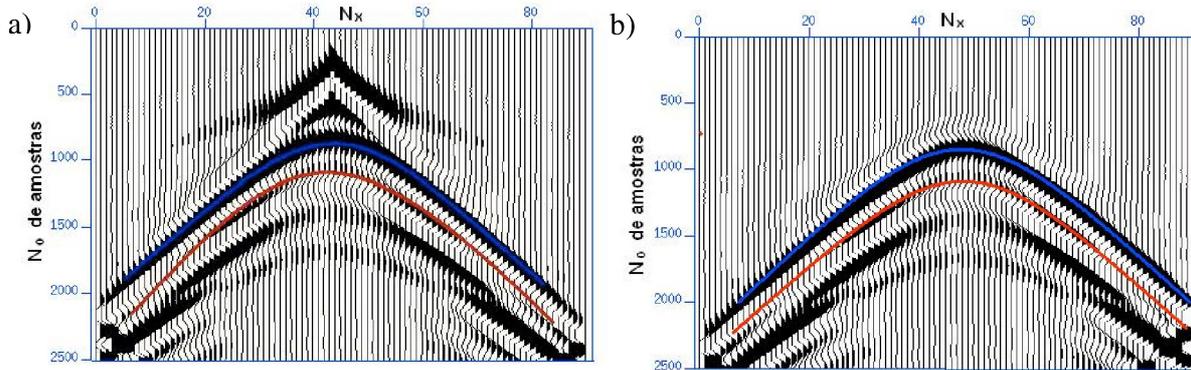


Figura 2 – Sismograma da aquisição split-spread para uma frequência de 100 MHz, para a família de tiro 48 antes do empilhamento, com posição da fonte em $N_x = 48$ e $N_y = 55$. (N_y esta representado até 2500, para simples visualização). a) Com onda direta superficial. b) Sem onda direta superficial. Em azul está marcado o tempo de reflexão da primeira camada e em vermelho da segunda camada.

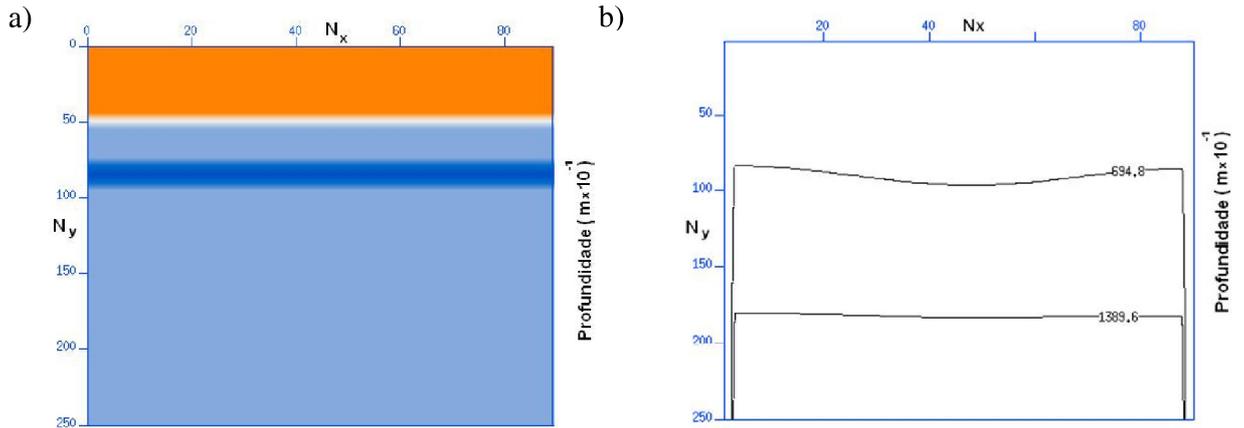


Figura 3 a) Modelo de suavização do campo de vagarosidade para 3 (três) interfaces em 2D, com $N_x = 90$ e $N_y = 250$ construído com o algoritmo apresentado em Silva (2002). O limite das interfaces é representado pela degradação das cores indicando a variação gradual das velocidades nas fronteiras b) Contorno do TTOD para o modelo de suavização 4 (quatro) camadas com as velocidades da tabela 3, com $N_x = 90$ e $N_y = 250$. Construído com o algoritmo apresentado em Silva (2002).

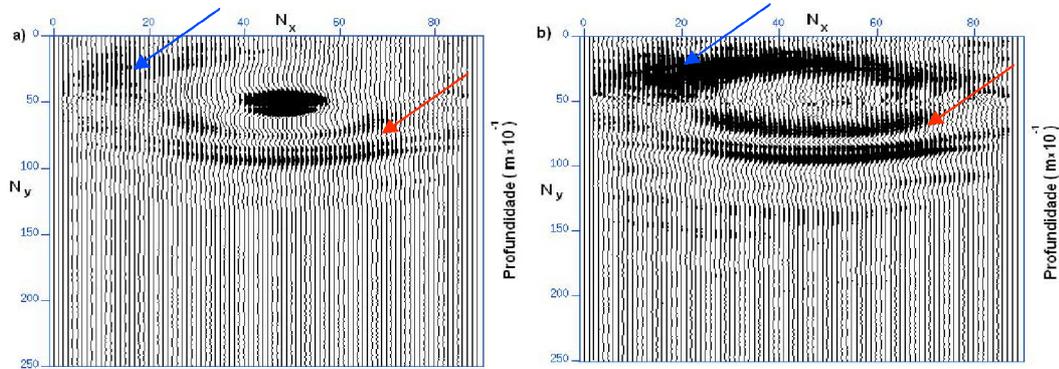


Figura 4 – Resultado da migração com o algoritmo MRTDF do sismograma mostrado na figura 16, para a família de tiro 48 antes do empilhamento, com $N_x = 90$ e $N_y = 250$ (representado para simples visualização). a) Com onda direta superficial. b) Sem onda direta superficial. As setas em azul indicam ruídos de altas freqüências e as setas em vermelho o efeito "sorriso".

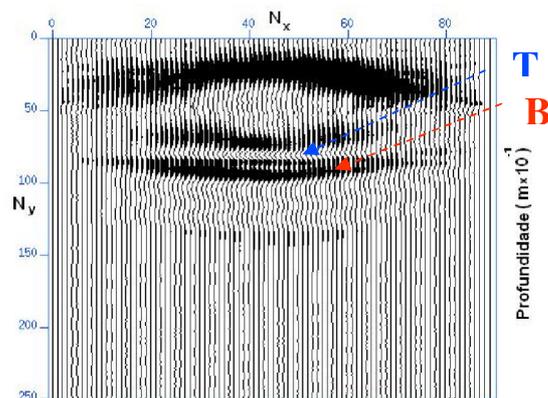


Figura 5 – Seção migrada resultante da soma dos 90 registros de tiro sem onda direta. As seta em azul indica o topo da camada 2 (T) e a seta em vermelho indica a base da camada 2 (B), com $N_x=90$ e $N_y=250$ aqui representado para simples visualização.