

MIGRAÇÃO REVERSA NO TEMPO:
RESOLUÇÃO EM LEVANTAMENTOS SÍSMICOS INTERPOÇOS

Josias José da Silva

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DA COORDENAÇÃO DOS PROGRAMAS DE PÓS-GRADUAÇÃO DE ENGENHARIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

Aprovada por:

Prof. Luiz Landau, D.Sc.

Prof. Djalma Manoel Soares Filho, D.Sc.

Prof. José Luis Drummond Alves, D.Sc.

Prof. Liliana Alcazar Diogo, D.Sc.

Prof. Wilson Mouzer Figueiró, D.Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

DEZEMBRO DE 2002

SILVA, JOSIAS JOSÉ

Migração Reversa no Tempo:
Resolução em Levantamentos Sísmicos
Interpoços [Rio de Janeiro] 2002.

XV, 92p. 29,7 cm (COPPE/UFRJ,
M.Sc., Engenharia Civil, 2002)

Tese – Universidade Federal do Rio
de Janeiro, COPPE

1. Modelagem Sísmica Interpoços;
2. Resolução Sísmica;
3. Migração Reversa no Tempo.

I. COPPE/UFRJ II. Título (série).

*“À minha querida esposa Lucimar, pelo seu amor e compreensão,
por tantos dias e noites ausentes de nosso lar;
às princesas Gabriella e Luanna, pelos vários atrasos
aos nossos passeios ao parque; e enfim,
a todos que admiro e amo”.*

***Honrai a todos.
Amai aos irmãos.
Temei a Deus.
Honrai o rei.***

(I Ped. 2:17)

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao coordenador Dr. Luiz Landau e todo corpo técnico-administrativo do Laboratório de Métodos Computacionais em Engenharia – LAMCE pela oportunidade da realização deste projeto.

Agradeço ao meu orientador Dr. Djalma M. Soares Filho pelo seu incansável esforço no desenvolvimento da pesquisa científica e pela sua brilhante dedicação na orientação deste projeto.

Agradeço ao geólogo Ricardo Bedregal pelas proveitosas discussões sobre a geologia do petróleo, pelos incentivos e apoio durante a realização deste curso.

Agradeço ao Professor José Luis Drummond Alves e ao amigo Dênis Araujo Figueiras de Souza pelas valorosas contribuições no desenvolvimento dos algoritmos em Fortran e nas rotinas para visualização dos resultados utilizando o Ensignt.

Agradeço aos sempre amigos Eldues, Renata, Mônica, Verônica, Vanessa, Joelma, Ricardo, Luis Fernando, Magda e a todos os outros que com certeza, sem eles, a caminhada seria muito mais difícil.

Resumo da Tese apresentada a COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M. Sc.)

MIGRAÇÃO REVERSA NO TEMPO:
RESOLUÇÃO EM LEVANTAMENTOS SÍSMICOS INTERPOÇOS

Josias José da Silva

Dezembro/2002

Orientadores: Djalma Manoel Soares Filho

Luiz Landau

Programa: Engenharia Civil.

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 à 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 interpoços baseados exclusivamente em soluções da equação da onda pelo método das diferenças finitas. Os resultados obtidos na migração reversa no tempo mostraram que camadas com espessuras de até 90 cm, para ondas compressoriais (P), e de até 60 cm para ondas cisalhantes (S), 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 têm o potencial de revelar detalhes em escala de reservatórios que não são resolvidos com a utilização de métodos tradicionais.

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.)

REVERSE TIME MIGRATION:
CROSSWELL SEISMIC RESOLUTION

Josias José da Silva

December/2002

Advisors: Djalma Manoel Soares Filho

Luiz Landau

Department: Civil Engineering.

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 2nd order in time and 4th 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, and up to 60cm thickness for S-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.

Índice

| | |
|---|----------|
| Página de Assinaturas | i |
| Ficha Catalográfica | ii |
| Dedicatória | iii |
| Agradecimentos | iv |
| Resumo | v |
| Abstract | vi |
| Índice | vii |
| Índice de Figuras | x |
| Índice de Tabelas | xv |
| Introdução | 1 |
| 1 Sismologia de Reflexão - Conceitos | 5 |
| 1.1 Onda Sísmica | 5 |
| 1.1.1 Ondas Compressionais | 7 |
| 1.1.2 Ondas Cisalhantes | 9 |
| 1.2 Sísmica de Superfície | 12 |
| 1.3 Resolução | 14 |

| | | |
|----------|--|-----------|
| 1.4 | Impedância Acústica | 16 |
| 1.5 | Sísmica Interpoços | 18 |
| 1.5.1 | Processo de Aquisição | 20 |
| 1.5.2 | Aplicação | 21 |
| 1.5.3 | Sistema de Aquisição | 22 |
| 2 | Modelagem e Migração pelo Método das Diferenças Finitas | 25 |
| 2.1 | Modelagem Acústica | 26 |
| 2.1.1 | Operador Espacial e Temporal | 28 |
| 2.1.2 | Equação da Onda | 29 |
| 2.1.3 | Dispersão e Estabilidade Numérica | 30 |
| 2.1.4 | Bordas Não Reflexivas | 31 |
| 2.1.5 | Fonte | 36 |
| 2.2 | Migração Reversa no Tempo | 37 |
| 2.2.1 | Princípio de Huygens | 39 |
| 2.2.2 | Princípio da Reversibilidade Temporal | 41 |
| 2.2.3 | Princípio da Reciprocidade | 42 |
| 2.2.4 | Suavização do Campo de Vagarosidade | 43 |
| 2.2.5 | Condição de Imagem | 44 |
| 3 | Estudo de Resolução | 46 |
| 3.1 | Metodologia | 46 |
| 3.1.1 | Sismogramas | 50 |
| 3.1.2 | Bordas Não-Reflexivas | 51 |

| | | |
|----------|--|-----------|
| 3.1.3 | Suavização do Campo de Vagarosidade | 51 |
| 3.1.4 | Tempo de Trânsito da Onda Direta | 53 |
| 3.1.5 | Migração Reversa no Tempo | 55 |
| 3.2 | Resultados para Onda P | 57 |
| 3.3 | Resultados para onda S | 64 |
| 4 | Aplicação | 67 |
| 4.1 | Modelo 1 | 67 |
| 4.2 | Modelo 2 | 76 |
| 5 | Conclusões, Comentários e Trabalhos Futuros | 84 |
| | Referências | 89 |

Lista de Figuras

| | | |
|-----|---|----|
| 1 | O levantamento sísmico interpoços (centro) preenche a lacuna de resolução entre os dados de superfície (esquerda) e os dados de perfil sônico (direita) e medidas de testemunhos (extrema direita). Estes dados são de reservatórios carbonáticos do oeste do Texas. Adaptado de Harris (2001). | 2 |
| 1.1 | Ondas produzidas ao ser jogada uma pedra em um lago. | 7 |
| 1.2 | Pulso de vibração de uma onda P (também chamada de onda compressional ou longitudinal) através de uma amostra de rocha. | 8 |
| 1.3 | Pulso de vibração de uma onda S (também chamada de onda cisalhante ou transversal) através de uma amostra de rocha. | 11 |
| 1.4 | Princípio de Fermat. | 15 |
| 1.5 | Aumento do comprimento de onda λ com a profundidade, piorando a resolução sísmica [12]. | 16 |
| 1.6 | Conteúdo de frequência para dois pares de poços a 25 (a) e 75 m (b) de distância entre si. Estes gráficos foram obtidos em Neep (1996). | 17 |
| 1.7 | Máxima resolução sísmica vertical e fração de reservatório para diversos métodos de mapeamento. Adaptado de Harris (2001). | 19 |

| | | |
|-----|--|----|
| 1.8 | Dados interpoços são levantados colocando-se a fonte em um dos poços e os receptores no outro. A energia que se propaga direto para os receptores serve para construção do mapa de velocidade e a energia refletida serve para construção da imagem da estrutura geológica entre os poços. | 20 |
| 2.1 | Função fonte ($f_{corte} = 920Hz$) - Segunda derivada da Gaussiana. | 38 |
| 2.2 | Condição de imagem: propagação do campo de onda no meio suavizado. O objetivo é registrar o tempo de chegada da frente de onda em cada ponto do modelo. | 39 |
| 2.3 | Sismograma: registro nos receptores das ondas refletidas nas interfaces entre dois meios. | 40 |
| 2.4 | Depropagação dos registros do sismograma confrontado com a condição de imagem. As reflexões são reposicionadas onde elas se originaram. | 40 |
| 2.5 | O Princípio de Huygens aplicado à reflexão. | 42 |
| 3.1 | Fluxograma ilustrando toda a sequência do processo de migração reversa no tempo. | 47 |
| 3.2 | Modelo usado no estudo de resolução. O poço A está posicionado em $x=200$ e o poço B na posição $x=400$. A camada de interesse é a camada 2. | 49 |
| 3.3 | Exemplo de um sismograma de aquisição sísmica interpoços mostrando a presença da onda direta e as reflexões nas interfaces das camadas. | 50 |
| 3.4 | Figura mostrando detalhe da borda esquerda do modelo onde propositalmente foram retiradas as condições de borda não-reflexiva. | 52 |

| | | |
|------|---|----|
| 3.5 | Figura mostrando detalhe da borda esquerda do modelo onde foram aplicadas as condições de borda não-reflexiva. | 52 |
| 3.6 | Modelo suavizado mostrando a ausência de reflexões nas interfaces entre as camadas com diferentes velocidades. | 53 |
| 3.7 | Modelo não suavizado enfatizando as reflexões nas camadas e a onda direta. | 53 |
| 3.8 | Exemplo de um registro do tempo de propagação da onda direta a partir de um disparo na superfície de um modelo com apenas duas camadas. Foi utilizado uma condição de imagem antiga. Observa-se as distorções nas bordas do modelo. | 55 |
| 3.9 | Exemplo de um registro do tempo de propagação da onda direta a partir de um disparo na superfície de um modelo com apenas duas camadas. . . . | 56 |
| 3.10 | Seção 200% migrada em profundidade para uma frequência de 240Hz. Camada de interesse com 30m de espessura. | 57 |
| 3.11 | Estudo de resolução para velocidades mínimas de 2000, 2500, 3000 e 3500 m/s. | 58 |
| 3.12 | Resultados do processo de migração para frequência de corte da fonte de 60 Hz para camadas com a) 120 m , b) 60 m e c) 30 m (ondas compressoriais). | 59 |
| 3.13 | Resultados do processo de migração para frequência de corte da fonte de 120 Hz para camadas com a) 30 m e b) 15 m (ondas compressoriais). . . . | 60 |
| 3.14 | Resultados do processo de migração para frequência de corte da fonte de 240 Hz para camadas com a) 30 m e b) 15 m (ondas compressoriais). . . . | 61 |
| 3.15 | Resultados do processo de migração para frequência de corte da fonte de 500 Hz para camadas com a) 16 m e b) 8 m de espessuras (ondas compressoriais). | 62 |

| | | |
|------|---|----|
| 3.16 | Resultados do processo de migração para frequência de corte da fonte de 1000 Hz para camadas com 4 m de espessura (ondas compressoriais). | 63 |
| 3.17 | Resultados do processo de migração para frequência de corte da fonte de 500 Hz para ondas cisalhantes com camadas de a) 8 m e b) 4 m de espessuras. | 65 |
| 3.18 | Resultados do processo de migração para frequência de corte da fonte de 1000 Hz para ondas cisalhantes com camada de 2 m de espessura. | 66 |
| 4.1 | Modelo de velocidade comparado com o perfil sônico. | 68 |
| 4.2 | Modelo alterado de Lazaratos et al. (1993) [18] mostrando intercalações dentro das camadas principais. | 69 |
| 4.3 | Figura mostrando uma sequência de <i>snapshots</i> nos tempos de 7, 20, 40 e 60 ms. | 70 |
| 4.4 | Sismograma interpoços registrado no Poço B. Presença forte da onda direta. | 71 |
| 4.5 | Sismograma processado: retirada da onda direta. | 72 |
| 4.6 | Gráfico em cores apresentando o tempo em que a frente de onda levou para atingir cada ponto da malha: <i>tempo da onda direta</i> | 73 |
| 4.7 | Sequência de <i>snapshots</i> do processo de migração reversa no tempo relativos ao PT200 posicionado no poço à direita. Desde o fim dos registros (t=840 ms) até o momento do disparo da fonte sísmica (t=0s). | 74 |
| 4.8 | Detalhe da seção migrada final em profundidade após o processo de migração reversa no tempo. Resultado do somatório de dois registros, um em cada poço. | 75 |

| | | |
|------|--|----|
| 4.9 | Resultado do processo de migração reversa no tempo para uma simulação feita com parâmetros de sísmica de superfície. | 75 |
| 4.10 | Disposição dos poços em Illinois. Experimento interpoços realizado entre os poços B e D. | 76 |
| 4.11 | Estratigrafia entre os poços B e D gerada a partir dos perfis de resistividade e sônico. | 77 |
| 4.12 | Modelo de velocidade mostrando a disposição dos poços D e B. | 78 |
| 4.13 | Sequência de <i>snapshots</i> com 10, 15, 20 e 25ms de propagação. | 79 |
| 4.14 | Amostra do tempo da onda direta a partir do disparo da fonte no poço B. | 80 |
| 4.15 | Sismograma de um tiro dado no poço D a 100m de profundidade e registrado ao longo do poço B | 81 |
| 4.16 | Sismograma mutado (com a ausência da onda direta). | 82 |
| 4.17 | Seção migrada em profundidade após o processo de migração reversa no tempo. | 83 |

Lista de Tabelas

| | | |
|-----|---|----|
| 2.1 | Tabela dos pesos para amortecimento do campo de onda nas bordas. | 36 |
| 3.1 | Tabela dos parâmetros para modelagem e migração utilizando ondas compressionais. | 59 |
| 3.2 | Tabela dos parâmetros para modelagem e migração utilizando ondas cisalhantes. | 64 |
| 4.1 | Tabela com o resumo dos parâmetros utilizados para modelagem e migração reversa no tempo. | 70 |

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)[31].

O levantamento sísmico interpoços tem provado ser um método efetivo de alta resolução na caracterização de reservatórios devido à 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 [20].

Muitos pesquisadores têm desenvolvido métodos tomográficos para geração do campo de velocidade entre dois poços (McMechan et al., 1987 [22]; Harris, 1998 [23]; Bregman et al., 1989 [21]; Chen et al., 1990 [24]; Luo e Schuster [25], 1991; Lines, 1991

¹Jerry M. Harris é professor de geofísica da Universidade de Stanford, EUA.

²Robert T. Langan é geofísico da Chevron Petroleum Technology.

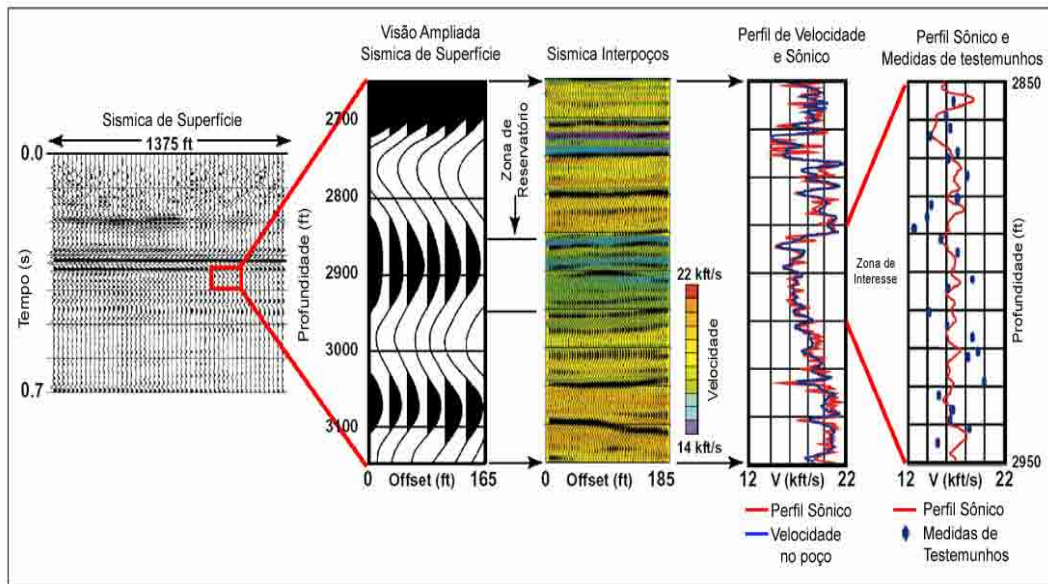


Figura 1: O levantamento sísmico interpoços (centro) preenche a lacuna de resolução entre os dados de superfície (esquerda) e os dados de perfil sônico (direita) e medidas de testemunhos (extrema direita). Estes dados são de reservatórios carbonáticos do oeste do Texas. Adaptado de Harris (2001)[31].

[26]). Porém estes métodos apenas usam o tempo de trânsito da frente de onda, o qual representa apenas uma pequena fração das informações contidas nos dados. Os eventos contidos em um sismograma, tais como reflexões e difrações, contêm ricas informações sobre as litologias estudadas. Uma completa realização do potencial dos dados sísmicos de um levantamento interpoços promete um delineamento detalhado das estruturas geológicas com resolução da ordem do comprimento de onda [29]. Com este propósito, Pratt e Worthington (1988) [27] propuseram um método de tomografia por difração e Beydoun e Mendes (1989) [28] utilizaram a aproximação de *Born* para migração e inversão de dados sísmicos interpoços. Lazaratos et al. (1993) [18] usou a técnica VSP-CDP para o imageamento de dados interpoços com muito sucesso. Porém, um método mais robusto teria que ser baseado na migração reversa no tempo para honrar as variações arbitrárias

da velocidade.

Neste trabalho foi desenvolvido um algoritmo 2-D em diferenças finitas para simulação numérica de levantamentos interpoços baseado na aproximação de 2^a ordem para as derivadas temporais e 4^a ordem para as derivadas espaciais. As densidades e os campos de velocidades compressoriais e cisalhantes são introduzidos no modelo por uma malha com espaçamentos iguais em ambas direções. Foi implementada uma combinação das sugestões de Reynolds (1978) [4] e Cerjan et al. (1985) [5] para as condições de bordas não-reflexivas e usada a segunda derivada da gaussiana para função fonte como proposto por Cunha (1997) [6]. 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 acústica 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.

Esta dissertação é composta por cinco capítulos.

O primeiro capítulo apresenta uma revisão dos conceitos básicos da geofísica de prospecção aplicados à sísmica de superfície e interpoços. Ainda descreve o processo de aquisição, as aplicações e os equipamentos necessários para o levantamento interpoços. No capítulo 2 são apresentados os princípios e embasamentos matemáticos para modelagem e migração reversa no tempo pelo método das diferenças finitas. No capítulo 3, primeiramente, é apresentada a metodologia utilizada durante todo processo de modelagem e migração e, em seguida, é feito um estudo de resolução para determinar as espessuras das camadas que são possíveis interpretar, dada uma frequência de corte da fonte. Posterior-

mente, no capítulo 4, é mostrada a eficiência do processo da migração reversa no tempo aplicado em dois modelos com espessuras de camadas de até 90 cm para ondas compressivas e de até 60 cm para ondas cisalhantes em seções migradas em profundidade. E, finalmente, no capítulo 5 são apresentadas as conclusões, comentários e propostas para continuidade deste trabalho.

Capítulo 1

Sismologia de Reflexão - Conceitos

1.1 Onda Sísmica

Nós estamos mais familiarizados com ondas em lagos ou oceanos do que com ondas sísmicas. Atirando-se uma pedra em um lago calmo produzem-se ondulações com certas características que são comuns a todas as ondas. Algumas destas características serão detalhadas antes de descrevermos as ondas sísmicas. As ondulações que se espalham pelo lago são ilustradas no perfil da Figura 1.1, as quais se estendem desde o ponto de impacto da pedra. A forma da superfície do lago muda do tempo t_1 para o tempo t_2 devido ao avanço das ondulações que se afastam do ponto de impacto. A distância entre duas cristas sucessivas da onda em um determinado tempo é chamada *comprimento de onda* (λ). Observa-se o avanço de uma dessas cristas da posição r_1 no tempo t_1 para a posição r_2 no tempo t_2 . Isto mostra que a velocidade da onda é dada pela expressão:

$$V = \frac{r_2 - r_1}{t_2 - t_1}. \quad (1.1)$$

A *amplitude* da onda (A) é o deslocamento das partículas da água acima ou abaixo da superfície não perturbada do lago. Acompanhando-se o gráfico nota-se como a amplitude na posição r_1 varia com o tempo. O intervalo de tempo necessário para um ciclo de oscilação é chamado *período* (T). Este é o tempo gasto pela crista da onda para avançar um comprimento de onda (λ). Desta forma, podemos relacionar período, comprimento de onda e velocidade através da fórmula:

$$V = \frac{\lambda}{T}. \quad (1.2)$$

A *frequência* (f) da onda é o número de oscilações que ocorrem em um determinado intervalo de tempo. É o inverso do período, ou seja:

$$f = \frac{1}{T}. \quad (1.3)$$

As ondas nos lagos ou oceanos têm normalmente períodos de segundos ou dezenas de segundos, e comprimento de onda de vários metros. Algumas ondas oriundas de terremotos possuem período de horas e comprimento de onda da ordem de centenas de quilômetros. Porém, em prospecção sísmica usualmente se trabalha com período na faixa de fração de segundo e comprimento de onda na faixa de dezenas de metros. Estas ondas têm frequências da ordem de dezenas ou centenas de ciclos por segundo. A unidade de medida da frequência é o *hertz* (Hz), o qual vale um ciclo por segundo. Tipos particulares de ondas de maior interesse em prospecção sísmica serão descritos a seguir.

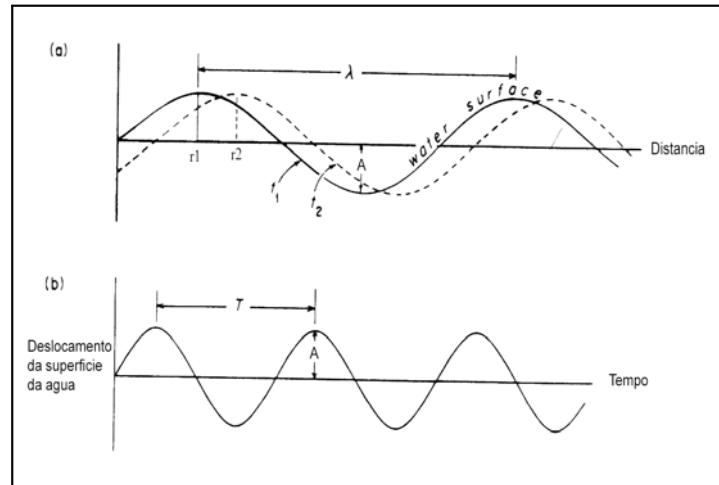


Figura 1.1: Ondas produzidas ao ser jogada uma pedra em um lago. (a) Perfil com a forma da superfície da água desde o momento do impacto no instante t_1 e posteriormente em um instante t_2 . (b) Deslocamento da superfície da água para cima e para baixo do nível inicial (adaptado de Robinson-1976) [19].

1.1.1 Ondas Compressionais

Existem diferentes maneiras de fazer vibrações em uma amostra de rocha.

Vamos considerar que as vibrações estão sendo produzidas por golpes de um martelo diretamente sobre um lado do material. No instante do impacto, as partículas deste lado serão deslocadas na direção em que o martelo está se movendo. Por um breve momento estas partículas se moverão para frente e para trás nesta direção. Um pouco depois irá cessar o movimento, porém outras partículas adjacentes irão se mover para frente e para trás na mesma direção. Desta forma, um pulso de vibração se move através da amostra de rocha, provocando vibrações em partículas cada vez mais afastadas do ponto de impacto. Este pulso de vibração é uma *onda sísmica*. Ela se move através da amostra, primeiro comprimindo e depois esticando a rocha de ponto a ponto, como podemos ver na Figura 1.2. Um pulso causando este tipo de vibração é uma *onda compressional*, ou

onda longitudinal ou ainda onda P.

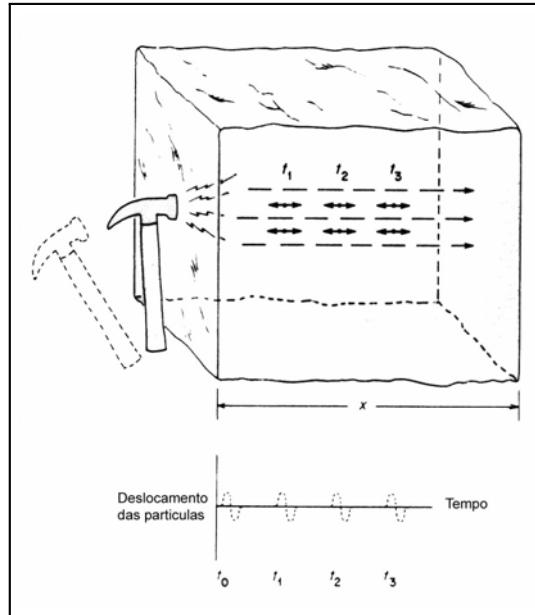


Figura 1.2: Pulso de vibração de uma onda P (também chamada de onda compressional ou longitudinal) através de uma amostra de rocha. Um único pulso é produzido por um martelo em um dos lados em um instante t_0 causando vibrações nas partículas na mesma direção de propagação (adaptado de Robinson-1976) [19].

Colocando-se os transdutores em ambos os lados da amostra para se medir o instante do impacto e o instante em que o pulso alcança o lado mais distante, pode-se determinar qual o tempo t_p necessário para a onda compressional caminhar uma distância x através da amostra. Com estas informações a velocidade da onda compressional V_p pode ser calculada:

$$V_p = \frac{x}{t_p}. \quad (1.4)$$

Supondo que as medidas foram feitas em uma amostra com densidade e elasticidade constantes, podemos verificar que a velocidade da onda compressional depende destas

propriedades da seguinte maneira:

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (1.5)$$

ou

$$V_p = \sqrt{\frac{E}{\rho} \left[\frac{1 - \sigma}{(1 - 2\sigma)(1 + \sigma)} \right]}, \quad (1.6)$$

onde k é o *módulo de deformação volumétrica* que mede a capacidade da substância ser comprimida; μ é o *módulo de cisalhamento*, que mede o poder de deformação sem variação do volume (no caso de líquidos $\mu = 0$); ρ é a densidade do material; E é o *módulo de Young* que é um fator de proporcionalidade entre a tensão aplicada ao corpo e a sua deformação; e σ é o *coeficiente de Poisson* que é dada pela razão entre a contração transversal e a extensão longitudinal quando uma barra é tensionada.

A partir das equações 1.5 e 1.6, podemos dizer que as ondas compressionais podem se propagar através de qualquer tipo de substância: sólido, líquido ou gasoso. Isto se deve ao fato de que valores de *densidade* e do *módulo de bulk* existirem para todas as substâncias.

1.1.2 Ondas Cisalhantes

Supondo agora que o martelo atinja a amostra conforme descrito na Figura 1.3. No instante do impacto, as partículas de rocha atingidas pelo martelo vibrarão para frente e para trás na direção paralela ao lado atingido. Este pulso de vibração

se propagará através da amostra causando vibrações nas partículas mais ao interior na mesma direção. Após um intervalo de tempo (t_s) o pulso terá viajado uma distância (x) até o outro lado da amostra. Na Figura 1.3 as partículas vibram em uma direção transversal ou perpendicular à direção de propagação. Este tipo de vibração é chamado de *onda transversal*, *onda cisalhante* ou *onda S*. A velocidade das ondas cisalhantes na amostra pode ser descrita como:

$$V_s = \frac{x}{t_s}. \quad (1.7)$$

Se as propriedades elásticas da amostra forem conhecidas, podemos verificar a seguinte relação entre elasticidade, densidade e velocidade da onda cisalhante:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (1.8)$$

ou

$$V_s = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1 + \sigma)}}. \quad (1.9)$$

Para gases e líquidos ideais sabemos que $\mu = 0$. Pela equação 1.8 vemos que as ondas cisalhantes não se propagam em fluidos. Este tipo de vibração transversal só acontece em sólidos.

Duas relações entre as ondas compressoriais e cisalhantes podem ser obtidas

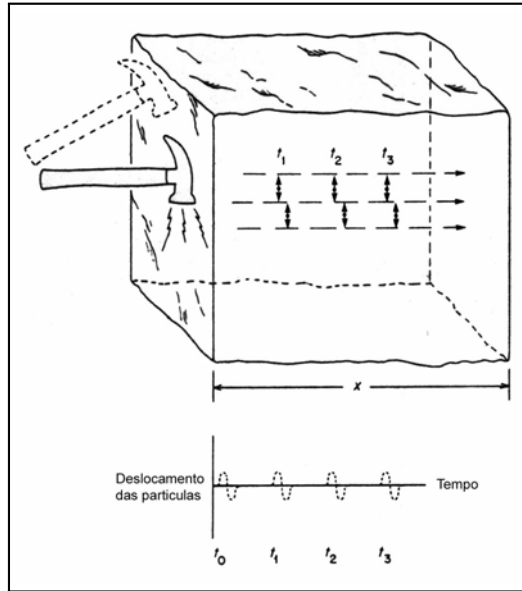


Figura 1.3: Pulso de vibração de uma onda S (também chamada de onda cisalhante ou transversal) através de uma amostra de rocha. Um único pulso é produzido por um martelo em um dos lados em um instante t_0 causando vibrações nas partículas na direção perpendicular a direção de propagação (adaptado de Robinson -1976) [19].

se forem combinadas as equações 1.5, 1.6, 1.8 e 1.9:

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{k}{\mu} + \frac{4}{3}} \quad (1.10)$$

ou

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{1 - \sigma}{\frac{1}{2} - \sigma}} \quad (1.11)$$

O fato de ambos k e μ serem números positivos indica que a relação $V_p/V_s > 1$, ou seja, as ondas compressoriais sempre se propagam com maior velocidade que as ondas cisalhantes através do mesmo material. O coeficiente de Poisson está restrito à faixa: $0 < \sigma < 0,5$.

1.2 Sísmica de Superfície

A exploração sísmica na indústria do petróleo tem como objetivo principal encontrar reservatórios de óleo e gás pelas propriedades reflexivas das rochas no interior da Terra.

A sísmica de reflexão tem sido um dos métodos geofísicos mais efetivos para imagear as estruturas geológicas utilizando fontes artificiais. Este método é baseado no princípio de que se um abalo sísmico for provocado na superfície, utilizando-se uma fonte artificial, ondas mecânicas se propagarão para o interior da Terra até que elas encontrem interfaces que delimitam camadas litológicas com diferentes impedâncias acústicas, onde são refletidas. Esta técnica baseia-se nos intervalos de tempo decorridos entre a detonação da fonte artificial e a chegada dos impulsos refletidos e refratados nas estações receptoras, assim como em suas amplitudes.

O resultado de um levantamento sísmico pode ser apresentado, após uma sequência de processamento, na forma de uma seção transversal, na qual as imagens de estruturas de subsuperfície são interpretadas. Nesta seção, normalmente, o eixo vertical representa o tempo, que aumenta no sentido de cima para baixo medido em segundos, desde o início do registro até a chegada das reflexões nos receptores. O eixo horizontal mostra a superfície do levantamento onde são posicionados os pontos de tiro e as estações receptoras.

As estações receptoras são compostas de geofones (no caso de levantamentos terrestres) que são sensores de velocidade de alta fidelidade, sensíveis às pequenas vibrações do solo com resposta de frequências até cerca de 100 Hz [9]. Estas vibrações são

transformadas em impulsos elétricos que são registrados em um sismógrafo. Os hidrofones são sensores piezo-elétricos que respondem às variações de pressão, no caso de levantamentos marítimos.

O processo de levantamento dos dados começa quando a fonte sísmica emite um pulso sonoro para dentro da Terra. Normalmente, em levantamentos terrestres, usam-se explosivos ou vibradores como fonte (*vibroscis*). No caso marítimo, usam-se canhões de ar comprimido. A onda sísmica se propaga para o interior da Terra até encontrar uma camada de rocha com uma impedância acústica diferente daquela na qual esta se propaga¹. Neste ponto, parte da onda retorna no sentido da superfície e parte penetra na camada inferior até encontrar outra camada com impedância acústica diferente e assim sucessivamente. Cada vez mais a frente de onda vai se dispersando e ficando fraca. Quanto maior for a impedância da nova camada, maior será a intensidade da onda refletida. Portanto, a frente de onda se divide na interface entre duas litologias e é devido à troca brusca na impedância acústica. O método de reflexão sísmica é baseado na interpretação das reflexões que chegam à superfície.

Tipicamente, os pacotes de rochas sedimentares consistem de sucessivas camadas com diferentes litologias que, normalmente, possuem diferentes impedâncias acústicas. A impedância acústica depende da velocidade de propagação e da densidade da rocha, como veremos mais adiante.

O tempo em que o sismógrafo registra as reflexões que chegam aos geofones depende da profundidade que está localizado o objetivo do levantamento. Isto é, quanto mais profundo estiverem as camadas que se deseja imagear, maior deverá ser o tempo de

¹O conceito de impedância acústica será definido na seção 1.4.

registro do sinal.

As últimas reflexões que chegam são normalmente muito fracas, cerca da milésima parte do sinal que foi enviado. Os geofones devem ser bastante sensíveis para detectar estes sinais.

As ondas viajam para o interior da Terra, encontram os refletores e retornam à superfície; este tempo desde a explosão inicial e o registro do sinal é chamado de tempo duplo.

Para um modelo de múltiplas camadas os raios não seguem o caminho mais curto e sim o mais rápido (Princípio de Fermat). Por exemplo, na Figura 1.4, o caminho mais curto seria direto do ponto A para o ponto B, porém o percurso que a onda vai seguir é o caminho do menor tempo AOB. Esta onda vai viajar uma distância menor na camada com menor velocidade (V_{ni}) e maior distância na camada com maior velocidade (V_{nt}).

1.3 Resolução

A resolução envolve a habilidade de distinguir que mais de uma interface está envolvida em uma reflexão [10]. O limite de resolução é a separação mínima que duas interfaces podem ter e ainda continuarem sendo distinguíveis.

O limite geralmente aceitável na resolução vertical é o limite de resolução de Rayleigh (1/4 do comprimento de onda dominante). A relação entre comprimento de onda (λ), frequência (f) e velocidade (V) é $\lambda = \frac{V}{f}$. Sheriff (1985) [11] discutiu este assunto qualitativamente. A velocidade sísmica, em geral, aumenta com a profundidade

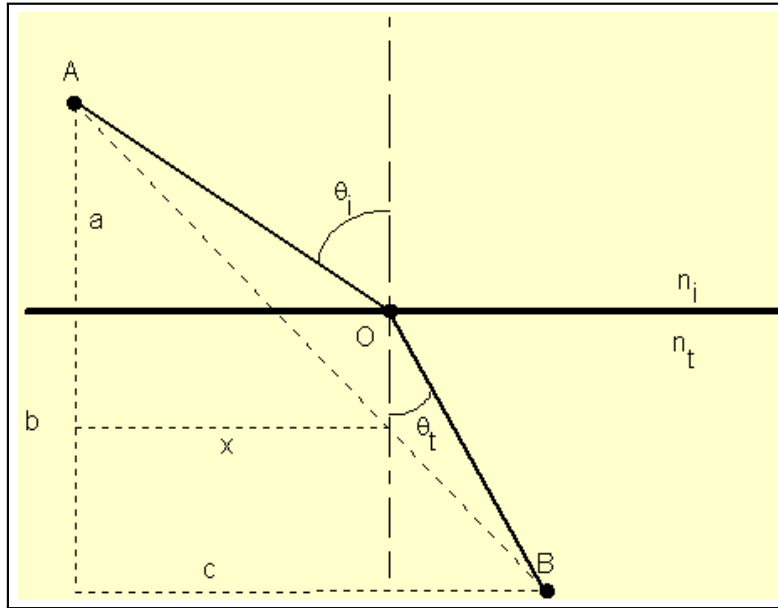


Figura 1.4: Princípio de Fermat. Raio incidente partindo do ponto **A** em direção ao ponto **B** com ângulo de incidência Θ_i e ângulo transmitido Θ_t em relação à normal ao plano entre os dois meios.

devido às rochas mais antigas serem mais compactadas. Um decréscimo no comprimento de onda ou um aumento na frequência aumentará a resolução espacial dos dados. As altas frequências são mais atenuadas do que as baixas durante a propagação da onda na Terra como mostrado na Figura 1.5. Isto significa dizer que a resolução decresce com o aumento da profundidade. Assim, na sísmica de superfície em geral, as camadas mais rasas são mais facilmente resolvidas do que as mais profundas. A situação é similar em se tratando de sísmica interpoços; a precisão na interpretação é reduzida com o aumento da distância entre os poços.

O conceito de decréscimo do comprimento de onda dominante com o aumento da distância percorrida pela onda é apresentado na Figura 1.6 para um experimento sísmico entre poços onde o conteúdo de frequência é medido em dois poços localizados em

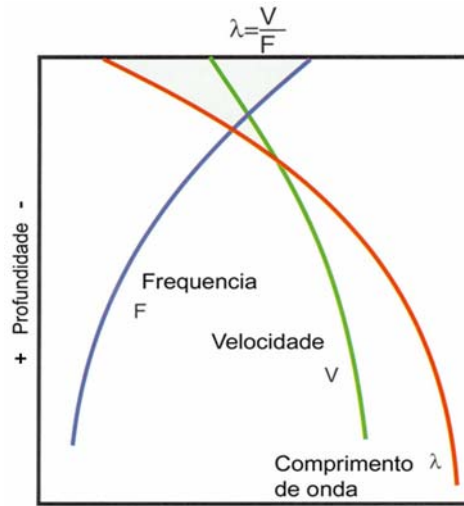


Figura 1.5: Aumento do comprimento de onda λ com a profundidade, piorando a resolução sísmica (adaptado de Brown, 1993 [12]).

distâncias diferentes da fonte, 25 e 75 metros [13].

1.4 Impedância Acústica

A impedância acústica (Z) é definida pelo produto:

$$Z = \rho V, \quad (1.12)$$

onde ρ e V são, respectivamente, a densidade e a velocidade do meio.

A amplitude da onda refletida gerada na interface entre dois meios é proporcional ao coeficiente de reflexão (CR); em uma incidência normal, este coeficiente é dado por:

$$CR = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_1 + Z_2}, \quad (1.13)$$

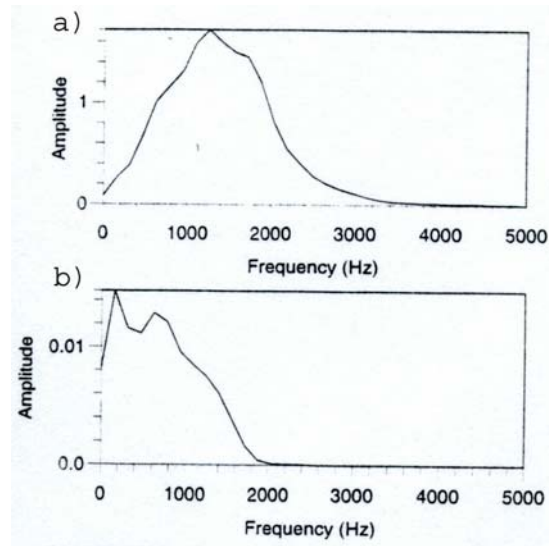


Figura 1.6: Conteúdo de frequência para dois pares de poços a 25 (a) e 75 m (b) de distância entre si. Estes gráficos foram obtidos em Neep (1996)[13].

onde Z_1 é a impedância acústica da camada superior e Z_2 a impedância da camada inferior.

O coeficiente de reflexão pode ser positivo ou negativo dependendo se a camada de baixo tiver maior ou menor velocidade, respectivamente.

A velocidade é usualmente mais importante do que a densidade no controle da impedância acústica. Por exemplo, a variação da porosidade ou do fluido de preenchimento (ex: gás em um arenito) tem muito mais efeito sobre a velocidade de propagação do que sobre a densidade da rocha.

É possível se deduzir o contraste na impedância acústica em uma interface pela amplitude da reflexão registrada. Quanto maior a amplitude, maior a reflexão e, maior o contraste de impedância acústica.

1.5 Sísmica Interpoços

A resolução e a qualidade dos dados da sísmica interpoços podem impactar de forma significativa o controle e as otimizações dos reservatórios de hidrocarbonetos.

Muito tem sido escrito sobre o uso de métodos sísmicos como ferramenta de controle e monitoração de reservatórios. Contudo, ao serem aplicados, estes métodos sempre são questionados quanto à resolução vertical e à abrangência dos mesmos.

A Figura 1.7 adaptada de Harris (2001) ilustra a relação entre o nível de resolução vertical, o volume estudado e os métodos sísmicos.

Os dados de testemunhos fornecem uma alta resolução vertical, mas amostram apenas um pequeno volume de rocha. Por outro lado, os dados de sísmica de superfície mapeiam grandes volumes de rochas, porém são limitados quanto à resolução. Os métodos sísmicos de superfície frequentemente falham em resolver características importantes em pequena escala as quais permitem caracterizar o reservatório quanto a simulação de fluido ou posicionamento de um poço horizontal [31].

A sísmica interpoços surge como uma alternativa no esforço de melhorar a resolução sísmica colocando fonte e receptores em subsuperfície, minimizando os problemas inerentes às perdas das altas frequências do campo de onda durante sua propagação. Desta forma, com fonte e receptores posicionados bem próximos aos objetivos a serem interpretados, é possível ter maior resolução das estruturas geológicas dentro do reservatório permitindo melhor caracterização e controle de suas propriedades.

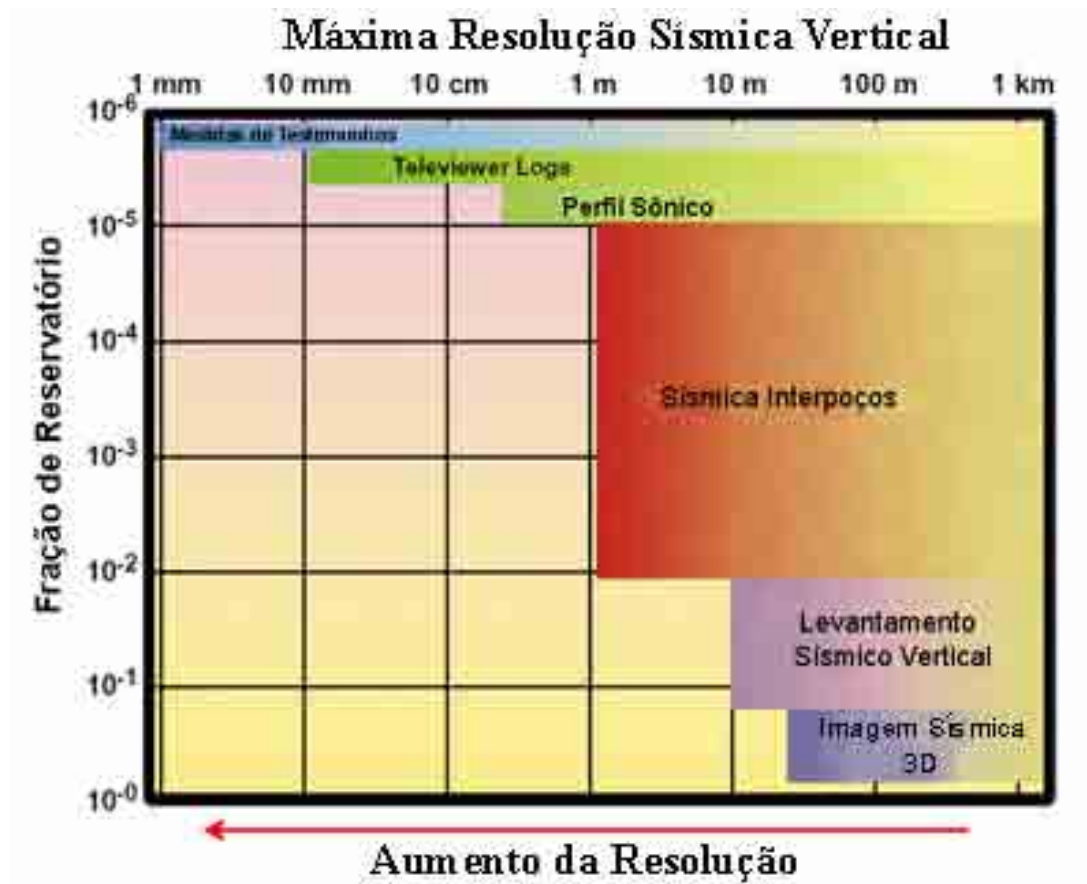


Figura 1.7: Máxima resolução sísmica vertical e fração de reservatório para diversos métodos de mapeamento. Adaptado de Harris (2001) [31].

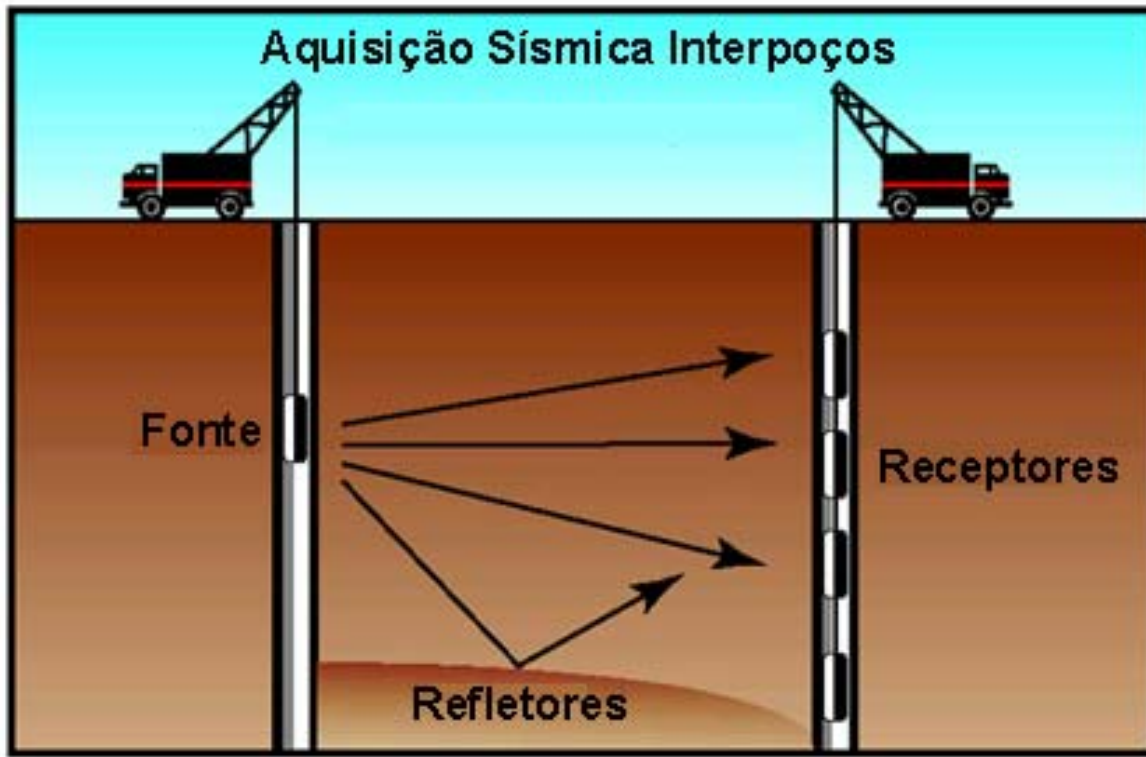


Figura 1.8: Dados interpoços são levantados colocando-se a fonte em um dos poços e os receptores no outro. A energia que se propaga direto para os receptores serve para construção do mapa de velocidade e a energia refletida serve para construção da imagem da estrutura geológica entre os poços. Adaptado de Harris (2001) [31].

1.5.1 Processo de Aquisição

O levantamento sísmico interpoços preenche a lacuna entre os métodos que fornecem alta resolução (mas amostram um pequeno volume) e os que possuem baixa resolução (mas amostram grandes volumes). O levantamento se dá entre dois poços com a fonte sísmica posicionada em um deles e os receptores no outro, como mostra a Figura 1.8.

Os arranjos receptores são fixados em um dos poços enquanto no outro a fonte se desloca atirando em posições previamente definidas. Quando todas as posições

de tiro forem detonadas, os receptores são realocados e a fonte se desloca novamente para mais uma sessão de tiros.

Os espaçamentos típicos entre posições de tiro adjacentes variam entre 0,8 a 6 metros. Os receptores costumam ser espaçados na mesma ordem. É possível para este tipo de levantamento adquirir 20.000 ou mais traços em apenas 24 horas.

O levantamento interpoços atualmente emprega uma banda de frequência desde 20 a 2000 Hz, dependendo do tipo de fonte usada, da distância entre os poços e das características de atenuação da zona de interesse.

1.5.2 Aplicação

O levantamento interpoços é uma tecnologia para o delineamento, desenvolvimento e caracterização de reservatório, mas não se aplica à exploração.

A monitoração das mudanças das condições do reservatório (ex: saturação ou pressão) é mais fácil do que o imageamento das suas propriedades (ex: porosidade), porém o monitoramento requer constantes visitas ao mesmo lugar para que se obtenha as variações da imagem com o tempo. Nos Estados Unidos, a maioria dos levantamentos interpoços tem sido feita em San Joaquin Valley na Califórnia e em Bacias do Permiano a Oeste do Texas, mas existem algumas aquisições recentes no meio do Continente e na Costa do Golfo.

Em San Joaquin Valley, o principal interesse tem sido o gerenciamento do fornecimento de calor no processo de recuperação termal. As separações entre os poços são, em geral, pequenas. Os reservatórios rasos e o processo de recuperação termal criam grandes mudanças nas velocidades que facilitam a monitoração do progresso da frente

termal.

No Oeste do Texas, os reservatórios são predominantemente carbonáticos com baixas características de atenuação. Como resultado, frequências em torno de 2000Hz podem se propagar centenas ou milhares de metros entre os poços. O alto grau de variação vertical das impedâncias acústicas nestes carbonatos geram muitas reflexões que auxiliam na caracterização dos reservatórios. A combinação de pequenas distâncias entre poços associadas com estes campos maduros e as favoráveis características de propagação, permitem o uso com sucesso de fontes com baixa potência e alta frequência favorecendo a relação custo/benefício.

Embora exista uma variedade de aplicações nas quais o levantamento interpoços pode ser usado, para algumas delas o custo de implementação ainda é considerado muito caro, como por exemplo, em casos de reservatório com alta pressão, ou ainda, quando há a necessidade de registrar muitos *snapshots* ao longo do tempo.

Uma das aplicações onde a sísmica interpoços tem sido considerada com grande aceitação operacional é na elaboração de uma rota de perfuração para poços direcionais. Poços horizontais são relativamente caros, e em área onde a estrutura ou a estratigrafia entre os poços não é facilmente interpretada usando dados tradicionais, a sísmica interpoços pode ser o único caminho para se obter informações com alta resolução necessárias para planejar onde ou como perfurar.

1.5.3 Sistema de Aquisição

Os sistemas de aquisições atualmente disponíveis no mercado são baseados em duas diferentes tecnologias de fonte:

1. Um pequeno canhão de ar (“air-gun”) que gera pulsos com uma grande banda de frequência;
2. Uma fonte piezoelétrica que vibra em diferentes frequências de maneira similar aos vibradores de superfície.

Ambas as fontes têm sido frequentemente usadas com arranjos de receptores (hidrofonos, neste caso). O sistema de canhão de ar tem sido usado no Kansas em rochas clásticas atingindo poços com separação maiores do que 600 metros, enquanto o sistema piezoelétrico tem sido usado em carbonatos com separação entre poços de até 550 metros.

Outras tecnologias têm sido estudadas, por exemplo, um vibrador hidráulico axial que está sendo desenvolvido pelo U.S. National Laboratories com outras empresas, que promete maior energia para atingir distâncias cada vez maiores entre os poços, assim como para ser usada em outras geometrias de aquisição, tais como *3D RVSP*² ou *single-well mode*³.

Recentes avanços em sistemas de receptores multi-nível que podem operar através do tubo de produção e podem ser usados simultaneamente em múltiplos poços fornecerão mais e mais velocidade na aquisição dos dados, reduzindo o tempo de parada de produção e conseqüentemente, menor custo [31].

No Brasil, pouco tem sido feito em levantamento sísmico interpoços. Algumas pesquisas têm sido desenvolvidas no Centro de Pesquisas e Desenvolvimento da PETROBRÁS - CENPES - através do Dr. Djalma Soares⁴, orientador deste trabalho,

² *3D RVSP - reverse vertical seismic profile - Levantamento sísmico vertical reverso em três dimensões, onde o tiro é dado no poço e as reflexões são colhidas na superfície.*

³ *Single well mode - neste sistema fonte e receptores são dispostos em um único poço.*

⁴Dr. Djalma Manoel Soares Filho é geofísico do Centro de Pesquisas e Desenvolvimento da PETROBRÁS e professor colaborador da Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ.

mas em termos de aplicação ainda são bastantes incipientes.

Capítulo 2

Modelagem e Migração pelo Método das Diferenças Finitas

A propagação de energia na forma de ondas é um fenômeno familiar em nosso dia-a-dia. As ondas estudadas aqui são as ondas sísmicas as quais são intencionalmente criadas para imagear o interior da Terra com objetivo de encontrar acumulações de petróleo. Estas acumulações, no entanto, estão a cada dia mais difíceis de serem encontradas. Portanto, um íntimo conhecimento da geologia em subsuperfície é um fator determinante para o sucesso destas descobertas. A sísmica de reflexão é um método indireto para investigação destas estruturas geológicas e uma das principais ferramentas da geofísica extrativa na busca de acumulações de hidrocarbonetos. Dentro deste cenário a modelagem numérica desempenha papel fundamental, que permite prever efeitos de ambientes geológicos típicos, que seriam obtidos, especificamente, com métodos da geofísica de prospecção (Métodos Elétricos, Eletromagnéticos, Sísmicos e Potenciais). Além disso, a modelagem numérica permite realizar pesquisas sobre técnicas de inversão de dados

geofísicos, que é parte integrante da metodologia utilizada na interpretação quantitativa dos métodos referidos.

2.1 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 [1]. Em outras palavras, se $U(x)$ é uma função de x , então sua primeira derivada $\frac{dU}{dx}$ pode ser substituída por $\frac{\Delta U}{\Delta x}$, 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.

Na modelagem pelo método das diferenças finitas (MDF), neste trabalho utiliza-se uma malha regular com espaçamento tão estreito quanto mais complexa for a área a ser investigada. As propriedades físicas do meio, como velocidade, podem variar entre as células que compõem a malha.

O modelo utilizado nesta dissertação 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. A modelagem 2D é uma alternativa prática e leve em termos computacionais quando comparando com modelagem 3D, sendo largamente usada como ferramenta auxiliar na interpretação de dados de campo [2]. Foi introduzida uma malha uniforme subdividindo-se o eixo x ($i=1, 2, 3, \dots, N_x$) 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:

$$x = i\Delta x$$

$$z = j\Delta z.$$

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 $t=0$ s 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:

$$\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} - \frac{1}{V^2(x, z)} \frac{\partial^2 U}{\partial t^2} = f(t)\delta(x - x_f)\delta(z - z_f), \quad (2.1)$$

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 os índices citados anteriormente i, j e n , teremos:

$$\left. \begin{aligned} U(x, z, t) &= U_{i,j}^n \\ f(t) &= f_n. \end{aligned} \right\} n = 0, 1, 2, 3, \dots$$

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

$$\left. \begin{aligned} U_{i,j}^0 &= 0 \\ \left(\frac{\partial U}{\partial t}\right)_{i,j}^0 &= 0 \end{aligned} \right\} 1 \leq i \leq Nx, \quad 1 \leq j \leq Nz.$$

2.1.1 Operador Espacial e Temporal

Usando os procedimentos convencionais baseados nas séries de Taylor descritos na literatura, pelo método das diferenças finitas aproximaremos a equação 2.1 na qual utilizaremos precisão de quarta ordem no espaço e segunda ordem no tempo. Desta forma, o primeiro e o segundo termos daquela equação podem ser escritos como sendo:

$$\begin{aligned} (U_{xx})_{i,j}^n &= \frac{1}{12(\Delta x)^2} [-U_{i-2,j}^n + 16(U_{i-1,j}^n + U_{i+1,j}^n) \\ &\quad - 30U_{i,j}^n - U_{i+2,j}^n] + O[(\Delta x)^4] \end{aligned} \quad (2.2)$$

e

$$\begin{aligned} (U_{zz})_{i,j}^n &= \frac{1}{12(\Delta z)^2} [-U_{i,j-2}^n + 16(U_{i,j-1}^n + U_{i,j+1}^n) \\ &\quad - 30U_{i,j}^n - U_{i,j+2}^n] + O[(\Delta z)^4]. \end{aligned} \quad (2.3)$$

O termo $O[(\Delta x)^4]$ representa o erro proporcional à quarta potência do intervalo da malha Δx , cometido quando aproximamos a segunda derivada parcial do campo utilizando este operador [3].

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

$$(U_{tt})_{i,j}^n = \frac{1}{(\Delta t)^2}(U_{i,j}^{n-1} - 2U_{i,j}^n + U_{i,j}^{n+1}) + O[(\Delta t)^2]. \quad (2.4)$$

A utilização de aproximações de quarta ordem para a derivada temporal permitiria o uso de um intervalo temporal maior, o que poderia reduzir o número de iterações, porém isto acarretaria um grande incremento no custo computacional, no que diz respeito ao uso da unidade de processamento.

2.1.2 Equação da Onda

Substituindo-se as equações 2.2, 2.3 e 2.4 na equação 2.1 e desprezando-se o termo de quarta ordem, teremos a equação da onda discretizada:

$$\begin{aligned} U_{i,j}^{n+1} = & -\frac{1}{12}\{(V_{i,j}\Delta t/\Delta x)^2[U_{i-2,j}^n - 16(U_{i-1,j}^n + U_{i+1,j}^n) \\ & + 30U_{i,j}^n + U_{i+2,j}^n] + (V_{i,j}\Delta t/\Delta z)^2[U_{i,j-2}^n \\ & - 16(U_{i,j-1}^n + U_{i,j+1}^n) + 30U_{i,j}^n + U_{i,j+2}^n]\} \\ & + 2U_{i,j}^n - U_{i,j}^{n-1} + f^n\delta(i - i_f)\delta(j - j_f). \end{aligned} \quad (2.5)$$

Utilizando-se malhas uniformes, isto é, $\Delta x = \Delta z = h$, obteremos uma

simplificação da equação 2.5:

$$\begin{aligned}
U_{i,j}^{n+1} = & -\frac{1}{12}a_{i,j}[U_{i-2,j}^n + U_{i+2,j}^n + U_{i,j-2}^n + U_{i,j+2}^n \\
& - 16(U_{i-1,j}^n + U_{i+1,j}^n + U_{i,j-1}^n + U_{i,j+1}^n) \\
& + 60U_{i,j}^n] + 2U_{i,j}^n - U_{i,j}^{n-1} + f^n\delta(i - i_f)\delta(j - j_f).
\end{aligned} \tag{2.6}$$

Este é o operador acústico da equação da onda para duas dimensões com malha uniforme, onde $a_{i,j} = \left(\frac{V_{i,j}\Delta t}{h}\right)^2$. 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 $n + 1$, $U_{i,j}^{n+1}$.

2.1.3 Dispersão e Estabilidade Numérica

As dimensões da malha são de importância vital para o método das diferenças finitas. A figura mostrando os detalhes do modelo, como as dimensões totais em ambas direções, as localizações dos poços e a distância entre eles será apresentada no capítulo seguinte.

Considera-se que a função velocidade $V_{i,j}$ é discretizada dentro de um valor médio para cada quadrado da malha. Esta hipótese é válida desde que os espaçamentos da malha sejam pequenos comparados com o comprimento de onda da propagação.

Uma relação entre a menor velocidade utilizada no modelo (V_{min}) e a frequência máxima (f), limita o máximo valor do espaçamento da malha de forma a não se ter

excessiva dispersão de energia [3], lembrando que neste modelo utilizamos $h = \Delta x = \Delta z$:

$$h = \frac{V_{min}}{k f}, \quad (2.7)$$

onde k representa o número máximo de amostras por comprimento de onda correspondente à frequência máxima. O valor ótimo encontrado de maneira empírica para este número é 5.

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

$$\Delta t = \frac{h}{\mu V_{max}}, \quad (2.8)$$

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 é 5.

2.1.4 Bordas Não Reflexivas

A modelagem numérica é uma ferramenta bastante útil quando se trata de simular o comportamento do campo de onda no interior da Terra. No entanto, um fator que limita esta aplicação é a relação entre as dimensões do modelo e o custo computacional para gerar os resultados esperados. A Terra é heterogênea e contínua, porém nós escolhemos simular registros sísmicos com duração finita da propagação do campo de on-

da. Desta forma, o modelo deve ser dimensionado de maneira que a propagação da onda não encontre, nas bordas que o limita, uma interface de reflexão. Para isto utilizamos um conceito já bastante utilizado na modelagem numérica que são as bordas não reflexivas, e ainda, implementamos uma região de atenuação numérica que chamamos de zona de amortecimento. Ambos serão demonstrados a seguir.

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 a velocidade no meio. No entanto, neste trabalho estamos simulando 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 em que esta superfície se localiza da zona de produção. Portanto, todas as bordas do modelo foram consideradas bordas não reflexivas.

Como não queremos que a propagação da onda seja refletida nos limites do modelo, implementamos um algoritmo introduzido por Reynolds (1978) [4] para se evitar estas reflexões. Este é baseado na hipótese de que os limites do modelos estão suficientemente distantes da fonte sísmica de forma que as frentes de ondas nestes pontos podem ser consideradas como ondas planas. Os operadores diferenciais parciais são fatorados e a propagação da onda se dá no sentido do sinal das equações 2.11 e 2.12.

$$\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} - \frac{1}{V} \frac{\partial^2 U}{\partial t^2} = 0 \rightarrow \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} - \frac{1}{V^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \right) U(x, z, t) = 0. \quad (2.9)$$

Fatorando-se o operador diferencial da equação da onda 2.9, temos:

$$\left(\frac{\partial}{\partial x} + \frac{1}{V} \frac{\partial}{\partial t}\right) \left(\frac{\partial}{\partial x} - \frac{1}{V} \frac{\partial}{\partial t}\right) U(x, z, t) = 0. \quad (2.10)$$

Se o produto dos dois termos da equação 2.10 é zero, então cada um dos termos pode ser zero. Então, podemos afirmar que para onda plana se propagando para direita, temos:

$$\left(\frac{\partial}{\partial x} + \frac{1}{V} \frac{\partial}{\partial t}\right) U(x, z, t) = 0, \quad (2.11)$$

e, para onda plana se propagando para esquerda, temos:

$$\left(\frac{\partial}{\partial x} - \frac{1}{V} \frac{\partial}{\partial t}\right) U(x, z, t) = 0. \quad (2.12)$$

Baseado nas equações 2.11 e 2.12, a condição de borda não reflexiva para a esquerda do modelo pode ser expressa por:

$$\left(\frac{\partial}{\partial x} - \frac{1}{V} \frac{\partial}{\partial t}\right) U_{i=1,j}^{n+1} = 0 \quad (2.13)$$

$$(i = 1; \quad j = 1, 2, \dots Nz; \quad n = 0, 1, 2\dots);$$

de forma semelhante podemos escrever os operadores do campo de onda para $n + 1$ nas

bordas da direita, base e topo do modelo, respectivamente:

$$\left(\frac{\partial}{\partial x} + \frac{1}{V} \frac{\partial}{\partial t} \right) U_{i=Nx,j}^{n+1} = 0 \quad (2.14)$$

$$(i = Nx; \quad j = 1, 2, \dots, Nz; \quad n = 0, 1, 2, \dots)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial z} + \frac{1}{V} \frac{\partial}{\partial t} \right) U_{i,j=Nz}^{n+1} = 0 \quad (2.15)$$

$$(j = Nz; \quad i = 1, 2, \dots, Nx; \quad n = 0, 1, 2, \dots)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial z} - \frac{1}{V} \frac{\partial}{\partial t} \right) U_{i,j=1}^{n+1} = 0 \quad (2.16)$$

$$(j = 1; \quad i = 1, 2, \dots, Nx; \quad n = 0, 1, 2, \dots).$$

As equações 2.13, 2.14, 2.15 e 2.16 podem ser representadas de forma discretizada pelo método das diferenças finitas com aproximação de primeira ordem da seguinte forma [3]:

Para a borda esquerda:

$$U_{1,j}^{n+1} = U_{1,j}^n + \frac{V\Delta t}{\Delta x} (U_{2,j}^n - U_{1,j}^n) \quad (2.17)$$

$$(j = 1, 2, \dots, Nz; \quad n = 0, 1, 2, 3, \dots);$$

Para a borda direita:

$$U_{Nx,j}^{n+1} = U_{Nx,j}^n - \frac{V\Delta t}{\Delta x} (U_{Nx,j}^n - U_{Nx-1,j}^n) \quad (2.18)$$

$$(j = 1, 2, \dots, Nz; \quad n = 0, 1, 2, 3, \dots);$$

Para a base do modelo:

$$U_{i,Nz}^{n+1} = U_{i,Nz}^n - \frac{V\Delta t}{\Delta z}(U_{i,Nz}^n - U_{i,Nz-1}^n) \quad (2.19)$$

$(i = 1, 2, \dots, Nx; \quad n = 0, 1, 2, 3\dots);$ e

Para o topo do modelo:

$$U_{i,1}^{n+1} = U_{i,1}^n + \frac{V\Delta t}{\Delta z}(U_{i,2}^n - U_{i,1}^n) \quad (2.20)$$

$(i = 1, 2, \dots, Nx; \quad n = 0, 1, 2, 3\dots).$

Desta forma obtemos, bordas não reflexivas para as laterais, base e topo do modelo 2D.

Além da utilização dos operadores definidos acima, 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 lentamente 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. No nosso caso foi utilizado $np = 40$. A função peso apresentada por Cerjan [5] utilizada neste trabalho foi $w(x_w) = e^{-[0,075(np-i)]^2}$, 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 . A tabela 2.1 mostra os valores utilizados para

Tabela 2.1: Tabela dos pesos para amortecimento do campo de onda nas bordas.

| Pontos da malha (x_w) | Função Peso (w) | Pontos da malha (x_w) | Função Peso (w) |
|---------------------------|---------------------|---------------------------|---------------------|
| 1 | 0.474324 | 21 | 0,231081 |
| 2 | 0.462162 | 22 | 0,218919 |
| 3 | 0.450000 | 23 | 0,206757 |
| 4 | 0.437838 | 24 | 0,194595 |
| 5 | 0,425676 | 25 | 0,182432 |
| 6 | 0,413514 | 26 | 0,170270 |
| 7 | 0,401351 | 27 | 0,158108 |
| 8 | 0,389189 | 28 | 0,145946 |
| 9 | 0,377027 | 29 | 0,133784 |
| 10 | 0,364865 | 30 | 0,121622 |
| 11 | 0,352703 | 31 | 0,109460 |
| 12 | 0,340541 | 32 | 9,73E-02 |
| 13 | 0,328378 | 33 | 8,51E-02 |
| 14 | 0,316216 | 34 | 7,30E-02 |
| 15 | 0,304054 | 35 | 6,08E-02 |
| 16 | 0,291892 | 36 | 4,86E-02 |
| 17 | 0,279730 | 37 | 3,65E-02 |
| 18 | 0,267568 | 38 | 2,43E-02 |
| 19 | 0,255405 | 39 | 1,22E-02 |
| 20 | 0,243243 | 40 | 0,00 |

a função peso $w(x_w)$.

2.1.5 Fonte

Para se gerar sinais sísmicos é necessário uma função fonte. Nesta seção desenvolveremos o conceito de limite frequência aplicado a uma função que simula o sinal gerado em uma fonte sísmica. Uma fonte sísmica real usa a energia gerada por fontes de impulsos ou vibratória. No levantamento terrestre esta energia é comumente gerada por dinamites ou por caminhões vibradores que transmitem à Terra pulsos nas direções verticais e horizontais. No caso marítimo, usa-se geralmente canhões de ar comprimido.

O método que utilizamos em nossas simulações de exploração sísmica é o de uma fonte impulsiva gerada através da segunda derivada da Gaussiana [6]:

$$f(t) = [1 - 2\pi (\pi f_c t)^2] e^{-\pi(\pi f_c t)^2}. \quad (2.21)$$

Propositalmente, para que haja somente valores positivos da variável t , podemos discretizar a função acima fazendo $t = (n - 1)\Delta t - TF$, onde n é o passo de tempo do programa, Δt é o incremento temporal e TF é o período da função Gaussiana dada pela equação:

$$TF = \frac{2\sqrt{\pi}}{f_{corte}}. \quad (2.22)$$

A equação que controla a frequência de corte é:

$$f_{corte} = 3\sqrt{\pi}f_c. \quad (2.23)$$

onde f_c é a frequência central da fonte.

A figura 2.1 mostra um exemplo da função fonte no domínio do tempo para uma frequência de corte de 920 Hz.

2.2 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 (figura 2.2). Na

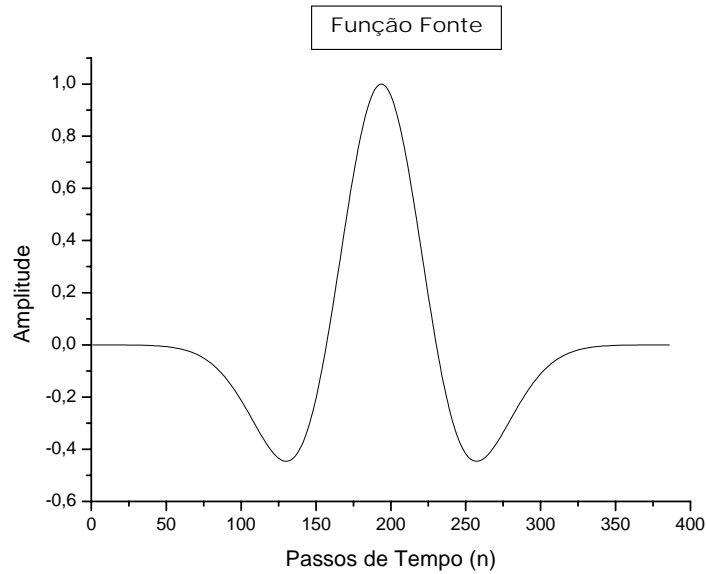


Figura 2.1: Função fonte ($f_{corte} = 920Hz$) - Segunda derivada da Gaussiana [6].

seção anterior demonstramos como o campo de onda no futuro ($n + 1$) pode ser calculado em função do presente (n) e do passado ($n - 1$). Nesta seção atuaremos de forma inversa, isto é, a partir da seção registrada em uma superfície de observação (figura 2.3), iremos depropagar (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 (figura 2.4). Matematicamente, podemos nos basear no princípio de Huygens, no princípio da reversibilidade temporal e no princípio da reciprocidade (os quais serão descritos a seguir) para dizer que a equação da onda (equação 2.1) pode ser utilizada também de forma reversa no tempo, porém, ao invés de utilizar uma única posição da malha como fonte geradora de sinal sísmico, utilizaremos cada uma das posições dos receptores para

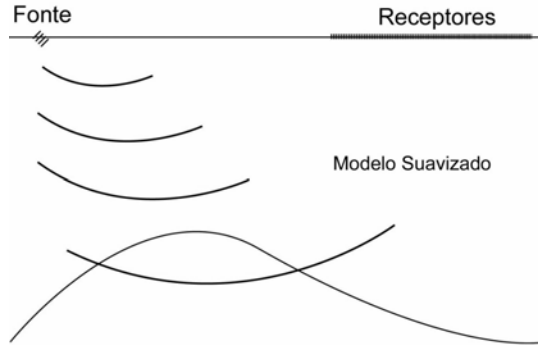


Figura 2.2: Condição de imagem: propagação do campo de onda no meio suavizado. O objetivo é registrar o tempo de chegada da frente de onda em cada ponto do modelo $TD(x,z)$. Utiliza-se o modelo suavizado para evitar que haja reflexões nas interfaces entre as camadas.

gerar este sinal, conforme mostrado matematicamente pela equação 2.24:

$$\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} - \frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 U}{\partial t^2} = sis(t)\delta(z - z_{rec})\delta(x - x_{poço}) \quad (2.24)$$

onde $sis(x, z, t)$ é o sismograma registrado na modelagem direta; z_{rec} é a posição em profundidade de cada receptor, e $x_{poço}$ é a posição ao longo do eixo horizontal (x) do poço receptor. Portanto, durante o processo de migração cada receptor se comportará como uma fonte pontual reinjetando o campo anteriormente gravado na modelagem direta. Este método de migração é chamado de Migração Reversa no Tempo (RTM) [6].

2.2.1 Princípio de Huygens

A Teoria Ondulatória, de Huygens, baseia-se numa construção geométrica que nos permite predizer onde estará certa frente de onda, num instante qualquer do futuro, caso seja conhecida sua posição atual. Esta construção é baseada no Princípio de

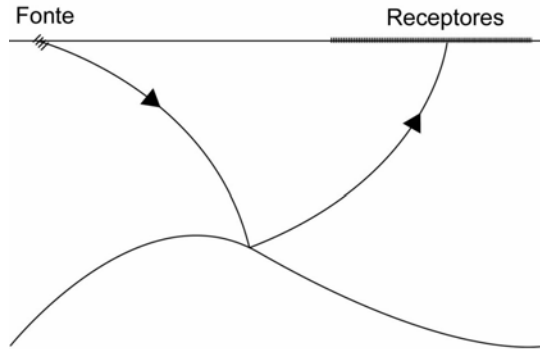


Figura 2.3: A partir do disparo na fonte sísmica, a onda propaga-se no meio até atingir uma camada com diferente impedância acústica. Na interface entre as camadas, parte da onda é refletida e retorna à superfície sendo registrada nos receptores gerando um sismograma.

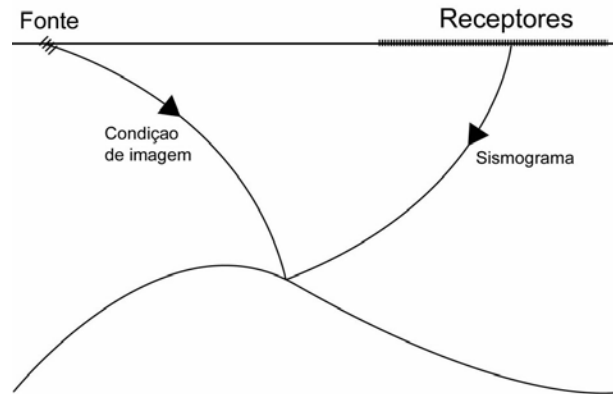


Figura 2.4: Depropagação dos registros do sismograma confrontado com a condição de imagem $TD(x,z)$. As reflexões são reposicionadas onde elas se originaram.

Huygens (1690), que diz: *Todos os pontos de uma frente de onda devem ser considerados como fontes puntiformes de ondas esféricas secundárias. Depois de um certo tempo t , a nova posição da frente de onda é a superfície que tangencia essas ondas secundárias* [14]. Então, cada ponto sobre uma superfície refletora pode ser considerado como uma fonte secundária de radiação tendo a sua própria superfície de onda.

A lei fundamental sobre a reflexão afirma que os ângulos de incidência e reflexão medidos à partir de uma normal à superfície refletora são iguais e situam-se no mesmo plano (ou seja são coplanares) denominado plano de incidência.

Admitindo-se um meio como sendo isotrópico e aplicando-se o Princípio de Huygens (1690), pode-se determinar a frente de onda dos raios refletidos, traçando-se uma linha tangente às superfícies de onda dos feixes de luz incidentes (conforme os pontos MNI na figura 2.5). Desta forma, os feixes de luz refletidos serão perpendiculares à frente de onda.

2.2.2 Princípio da Reversibilidade Temporal

Este princípio afirma que a mesma equação da onda usada para propagar o campo no sentido direto pode ser usada para propagação inversa, isto é, a partir das estações receptoras em direção à fonte. Bastando para isso inverter temporalmente o sentido da fonte [6], $t \rightarrow -t$.

$$\nabla^2 U(\mathbf{r}, \mathbf{r}_0, t) - \frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 U(\mathbf{r}, \mathbf{r}_0, t)}{\partial t^2} = -f(t)\delta(\mathbf{r} - \mathbf{r}_0) \quad (2.25)$$

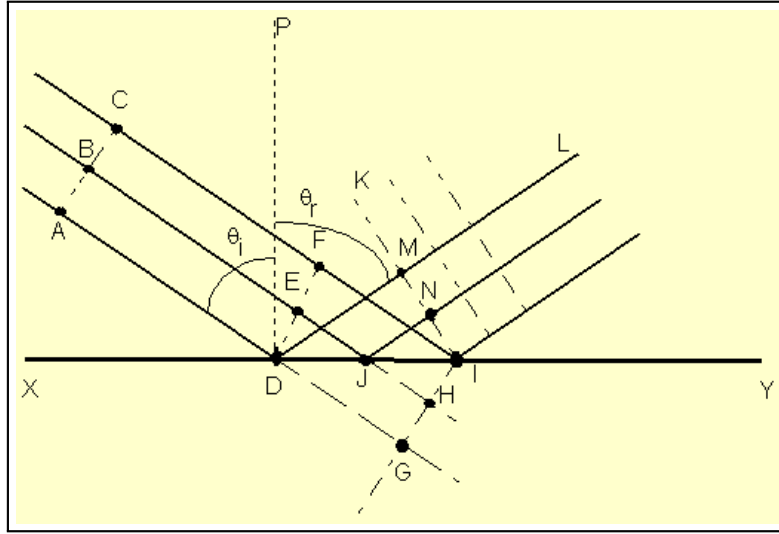


Figura 2.5: Princípio de Huygens aplicado à reflexão. Três pontos **A**, **B** e **C** de uma determinada frente de onda atingem ao plano de interface entre dois meios com ângulos de incidência θ_i e de reflexão θ_r normais aos pontos **D**, **J** e **I**, respectivamente.

$$\text{fazendo-se } t = -t \rightarrow \frac{\partial^2}{\partial t^2} = \frac{\partial^2}{\partial (-t)^2}$$

$$\nabla^2 U(\mathbf{r}, \mathbf{r}_0, -t) - \frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 U(\mathbf{r}, \mathbf{r}_0, -t)}{\partial t^2} = -f(-t) \delta(\mathbf{r} - \mathbf{r}_0), \quad (2.26)$$

onde \mathbf{r} representa o vetor de localização de cada receptor, \mathbf{r}_0 a localização da fonte e a função $f(t)$ representa a variação temporal da amplitude da fonte. Desta forma, a mesma equação pode ser usada para propagar o campo no sentido passado para o futuro ou o contrário.

2.2.3 Princípio da Reciprocidade

Podemos dizer, de acordo com o princípio da reciprocidade, que a solução da equação acústica da onda não é alterada se trocarmos as posições entre fonte e receptores,

ou seja:

$$\nabla^2 U(\mathbf{r}, \mathbf{r}_0, t) - \frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 U(\mathbf{r}, \mathbf{r}_0, t)}{\partial t^2} = -f(t)\delta(\mathbf{r} - \mathbf{r}_0) \quad (2.27)$$

$$U(\mathbf{r}, \mathbf{r}_0, t) = U(\mathbf{r}_0, \mathbf{r}, t)$$

$$\nabla^2 U(\mathbf{r}_0, \mathbf{r}, t) - \frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 U(\mathbf{r}_0, \mathbf{r}, t)}{\partial t^2} = -f(t)\delta(\mathbf{r}_0 - \mathbf{r}). \quad (2.28)$$

2.2.4 Suavização do Campo de Vagarosidade

Durante o processo de depropagação do campo de onda deve-se evitar reflexões nas interfaces do modelo. Para isto, foi feita uma suavização do campo de vagarosidade nestes pontos¹. O campo de vagarosidade (S) é definido como o inverso do

¹Considerando que a fonte sísmica é detonada em um instante $t = 0$, ΔL_i seja o espaço a ser percorrido pela onda dentro de uma determinada camada e que V_i é o campo de velocidade nesta camada, podemos dizer que o tempo necessário para que a frente de onda atinja um determinado ponto em subsuperfície é dado por:

$$t = \sum_{i=1}^n \frac{\Delta L_i}{V_i}, \quad (2.29)$$

onde n é o número de camadas a serem percorridas. Podemos substituir na equação acima o campo de velocidade pela vagarosidade:

$$t = \sum_{i=1}^n \Delta L_i S_i, \quad (2.30)$$

onde $S_i = \frac{1}{V_i}$.

O motivo de utilizarmos o campo de vagarosidade ao invés da velocidade é que ao suavizarmos a vagarosidade estaremos alterando o seu valor para $S \pm \Delta S$. Conseqüentemente, o valor do tempo será alterado para um valor $t \pm \Delta t$ de forma diretamente proporcional ao valor de ΔS , tal que:

$$t \cong t \pm \Delta t = \sum_{i=1}^n \Delta L_i (S_i \pm \Delta S), \quad (2.31)$$

campo de velocidade (V).

A equação 2.32 mostra a média móvel utilizada para suavizar a vagarosidade na direção z [8], [7]:

$$S_{x,z} = \frac{1}{V_{x,z}} = \frac{1}{2n+1} \sum_{k=-n}^n \frac{1}{V_{i,j+k}}, \quad (2.32)$$

onde $V_{i,j}$ é a velocidade em cada ponto (i, j) da malha e n é a quantidade de incrementos antes e depois da interface que se deseja suavizar. Neste trabalho, utilizamos $n = 5$.

2.2.5 Condição de Imagem

A condição de imagem corresponde ao tempo em que a frente do campo de onda atinge cada ponto da malha a partir do momento do disparo da fonte. Para este cálculo utiliza-se o modelo suavizado para evitar reflexões nas interfaces entre as camadas. Para cada ponto da malha, portanto, haverá um valor que corresponderá ao tempo da onda direta (Td). Este valor será utilizado no processo de depropagação do campo de onda durante a migração. Este cálculo é realizado através de uma subrotina inserida dentro do programa principal. Basicamente, é realizada, para cada passo de tempo, uma comparação entre o valor do campo no instante atual (n) com o valor no instante anterior ($n - 1$). Se este for menor do que aquele, o campo prossegue, se não, registra-se o valor do tempo (n) em uma matriz (Td) e a magnitude do campo em uma matriz de amplitude máxima (Am). Portanto, para cada ponto da malha, nós temos o valor do tempo da

o que não aconteceria se utilizássemos o campo de velocidade. A variação no tempo seria inversamente proporcional neste caso. O tempo de trânsito desta forma praticamente se mantém com a suavização da vagarosidade.

onda direta (Td) e o seu máximo valor de amplitude (Am). Nas interfaces do modelo os tempos de propagação do campos de onda direto e reverso (migração) serão coincidentes. A imagem da seção migrada (M) será construída pelo somatório das várias amostras do campo de onda depropagado no tempo que corresponde ao tempo de trânsito entre a fonte sísmica e cada ponto específico da malha:

$$M_{(i,j)} = \sum_{m=1}^{N_s} U(i, j, t = td(x_d, z_d)), \quad (2.33)$$

onde, $U(i, j, t)$ é o campo de onda que está sendo migrado, N_s é a quantidade de amostras a serem somadas, (x_d, z_d) é a posição na malha correspondente ao tempo da onda direta.

Capítulo 3

Estudo de Resolução

Este capítulo apresenta uma série de modelagens e migrações que visam quantificar, dada uma certa frequência da fonte sísmica, as espessuras das camadas geológicas dentro de um reservatório que são possíveis de serem resolvidas. Isto é, qual o limite de espessura das camadas de um certo modelo de velocidade que pode ser resolvida para uma dada frequência de corte da fonte.

3.1 Metodologia

O Fluxograma 3.1 mostra a sequência de passos adotados na realização de todo o processo de modelagem e migração, desde a geração do modelo até a seção final.

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 e cisalhantes são introduzidos no modelo por uma malha re-

Migração Reversa no Tempo

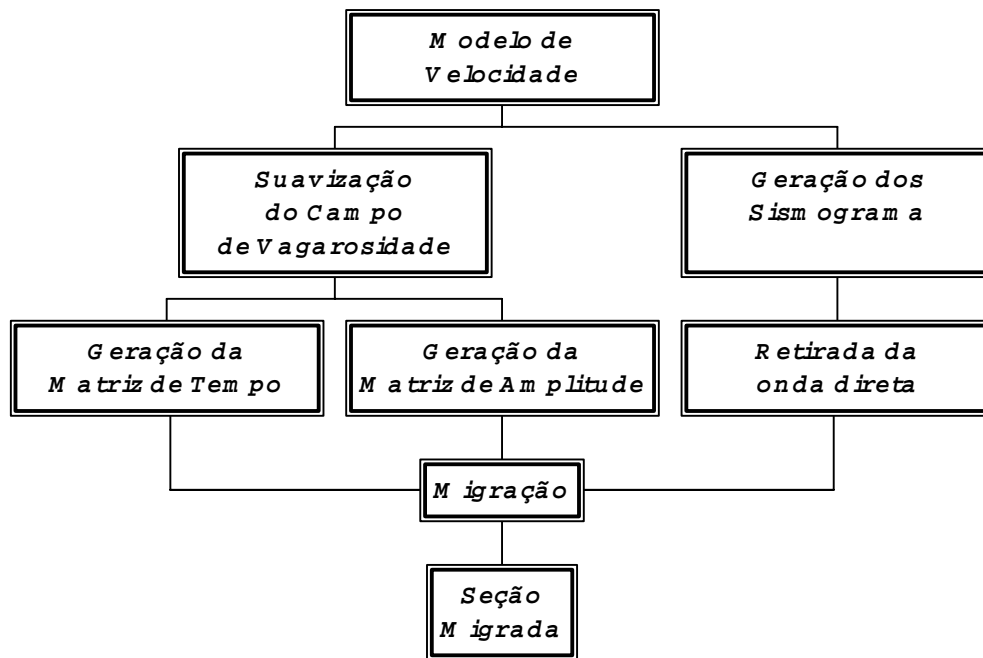


Figura 3.1: Fluxograma ilustrando toda a sequência do processo de migração reversa no tempo.

gular com espaçamento $\Delta x = \Delta y = h$ (equação 2.7). Foi implementada uma combinação entre as sugestões de Reynolds (1978)[4] e Cerjan et al. (1985)[5] para as condições de bordas não-reflexivas e usada a segunda derivada da gaussiana para função fonte como proposto por Cunha (1997)[6]. Em relação às técnicas de imageamento, foi introduzido um método para migração reversa no tempo para dados sísmicos obtidos em levantamentos interpoços baseado exclusivamente em soluções da equação da onda pelo método das diferenças finitas.

Os programas foram desenvolvidos, parte em ambiente LINUX utilizando o GNU/Fortran 77 e visualizados os resultados com os programas da Seismic Unix/CWP da Colorado School of Mines e, parte em ambiente WINDOWS utilizando o Fortran 90 da Compaq Visual Fortran 6.5 e visualizado os resultados com o Array Visualizer 1.0, também da Compaq e o Ensign 7.0. A princípio foi utilizado um modelo $N_x=N_z=600$ com três camadas plano-paralelas como apresentado na Figura 3.2, onde a camada do meio foi gradativamente estreitada. As velocidades para ondas compressoriais nas camadas 1, 2 e 3 foram, respectivamente, 2500, 3000 e 3500 m/s. Os poços distam entre si de 200 espaçamentos da malha. A profundidade da fonte foi de 250 espaçamentos ($z=250$).

No imageamento de dados sísmicos utilizando a migração é comum ocorrerem algumas distorções nos limites da imagem. Para suprimir este efeito na migração da sísmica de superfície costuma-se coletar os dados em uma área bem maior do que a região de interesse. Contudo, na sísmica interpoços, a área onde os dados são coletados é limitada pela distância entre os dois poços e a imagem distorce na região próxima a eles [30]. Uma solução encontrada para resolver este problema foi alternar a posição da fonte com os receptores. Com isso, o efeito *sorriso* que ocorre nas regiões próximas aos poços

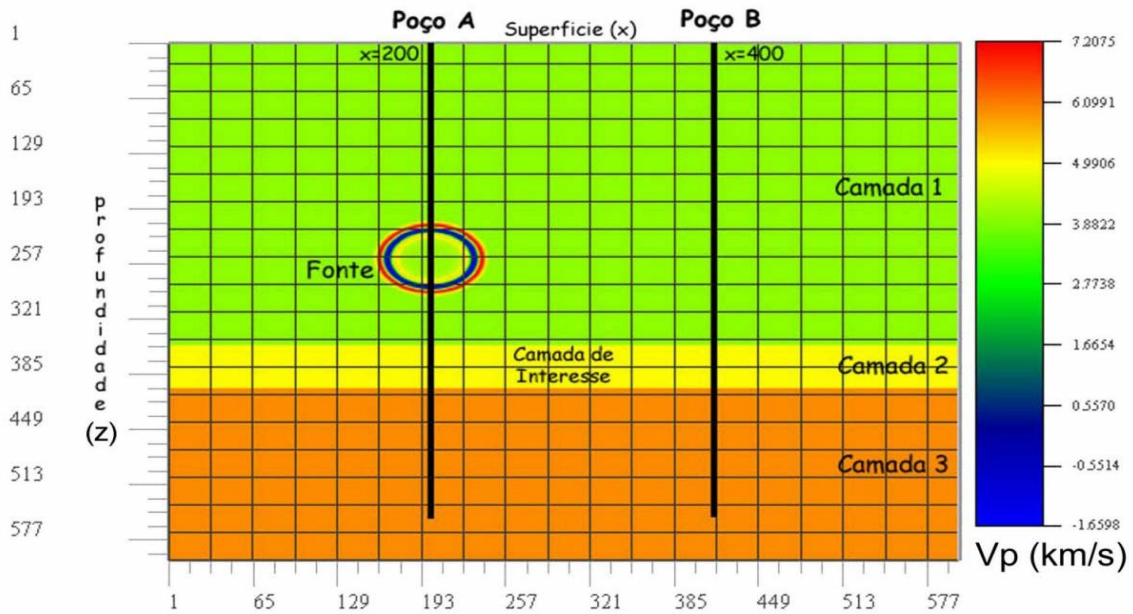


Figura 3.2: Modelo usado no estudo de resolução. O poço A está posicionado em $x=200$ e o poço B na posição $x=400$. A camada de interesse é a camada 2.

fica suprimido quando somamos as duas imagens. Portanto, para geração de cada seção migrada foram utilizados os resultados de dois sismogramas gerados a partir da simulação de dois tiros, um em cada poço.

Na prática teríamos que usar famílias de receptores comuns para simular pontos de tiros comuns no poço que contém os receptores.

Este estudo de resolução foi realizado dentro de um intervalo de frequência que variou de 60 a 1000Hz e com camadas com espessuras entre 2 e 200m. Para cada frequência foram testadas várias espessuras até o limite de resolução, passando, então, para uma frequência maior com a mesma espessura de camada que não foi possível de ser interpretada com a frequência anterior e assim, sucessivamente.

3.1.1 Sismogramas

O modelo da Figura 3.2 foi utilizado para a geração dos sismogramas (Figura 3.3), com 6000 passos de tempo no eixo vertical e dimensão de 600 espaçamentos da malha no eixo horizontal, simulando receptores espalhados ao longo de todo o comprimento do poço.

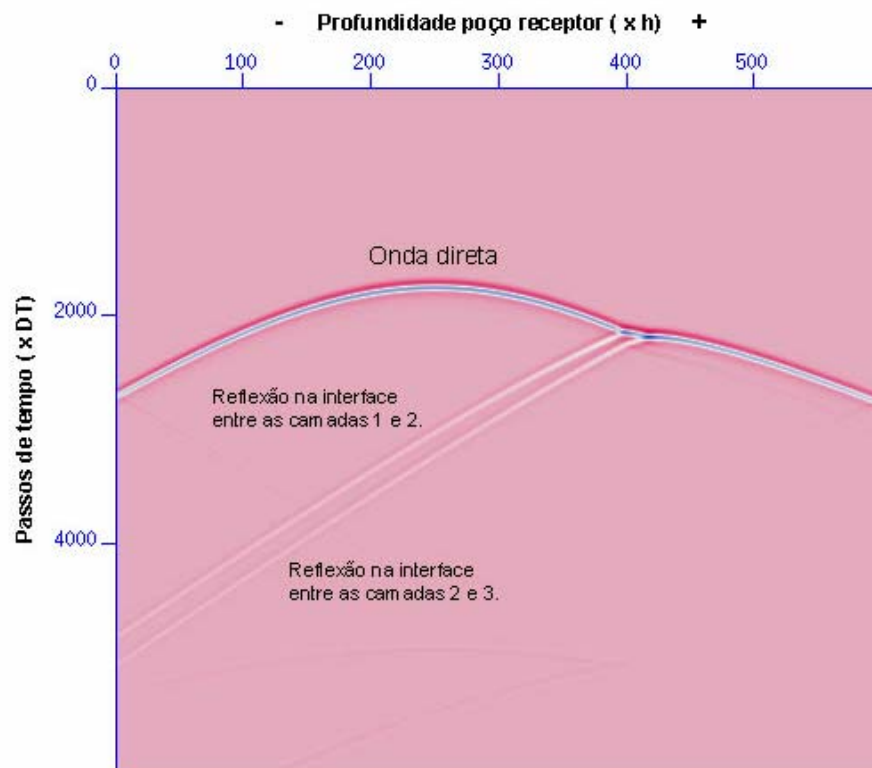


Figura 3.3: Exemplo de um sismograma de aquisição sísmica interpoços mostrando a presença da onda direta e as reflexões nas interfaces das camadas.

3.1.2 Bordas Não-Reflexivas

Uma das maiores dificuldades encontradas durante o processo de modelagem foi encontrar uma combinação adequada para a condição de bordas não reflexivas. Esta condição é extremamente necessária já que estamos simulando uma estrutura geológica que possui continuidade lateral e em profundidade. Isto é, as reflexões nas paredes do modelo não podem influenciar na modelagem das estruturas em subsuperfície. Inicialmente, apenas seriam utilizados os algoritmos propostos por Reynolds [4], porém os efeitos das reflexões nas bordas ainda eram bastante intensos considerando a relação entre onda transmitida e refletida. Decidiu-se então, utilizar uma combinação entre bordas não reflexivas e uma zona de atenuação numérica proposta por Cerjan [5] como descritos no capítulo 2 desta dissertação. Para exemplificar estas aplicações, as Figuras 3.4 e 3.5 mostram detalhes de parte do modelo próximo à borda esquerda onde na primeira figura a superfície está livre, isto é, uma borda reflexiva e na segunda a borda é não reflexiva. Observa-se o efeito de aplicarmos um tratamento matemático às bordas para se evitar estas reflexões indesejadas.

3.1.3 Suavização do Campo de Vagarosidade

O campo de vagarosidade foi suavizado como descreve a equação 2.32 com o objetivo de se evitar reflexões indesejadas nas interfaces entre as camadas durante o processo de geração da matriz de tempo da onda direta e da migração. As Figuras 3.6 e 3.7 mostram, respectivamente, exemplos da propagação do campo de onda com e sem suavização do campo. Observa-se que no modelo suavizado quase não há reflexão nas

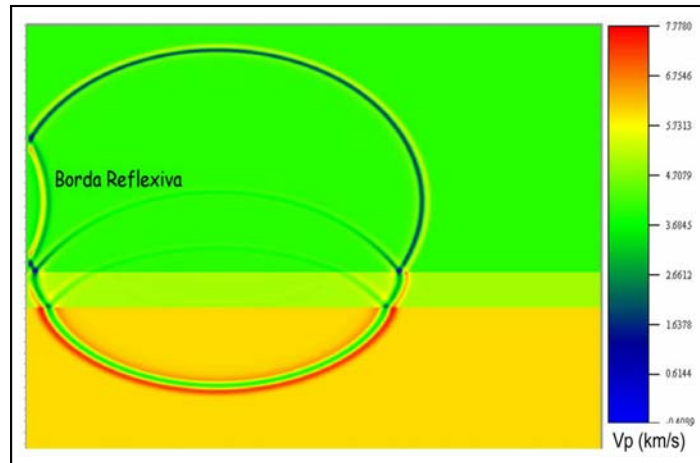


Figura 3.4: Figura mostrando detalhe da borda esquerda do modelo onde propositalmente foram retiradas as condições de borda não-reflexiva.

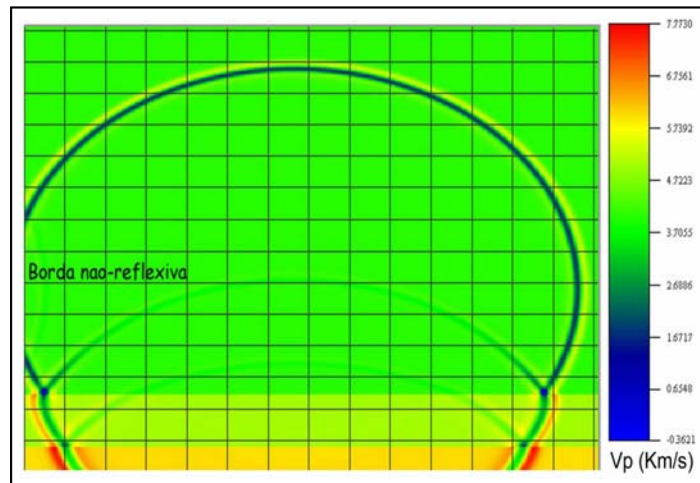


Figura 3.5: Figura mostrando detalhe da borda esquerda do modelo onde foram aplicadas as condições de borda não-reflexiva.

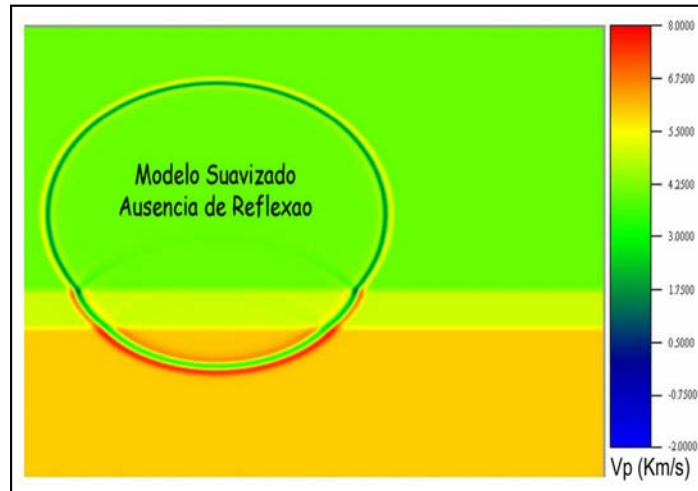


Figura 3.6: Modelo suavizado mostrando a ausência de reflexões nas interfaces entre as camadas com diferentes velocidades.

interfaces.

3.1.4 Tempo de Trânsito da Onda Direta

Satisfeitas as condições de bordas e com sismograma gerado, o próximo passo é calcular o tempo da onda direta, isto é, o tempo em que a frente de onda leva

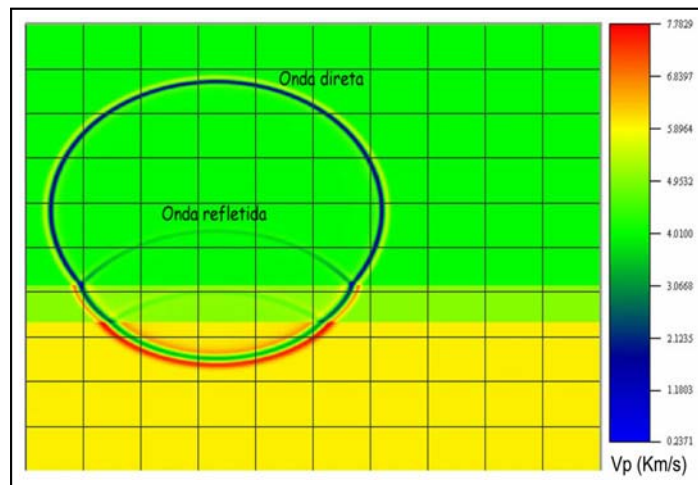


Figura 3.7: Modelo não suavizado enfatizando as reflexões nas camadas e a onda direta.

para se deslocar do ponto de tiro até chegar em cada uma das posições da malha. Este tempo será utilizado durante o processo de depropagação do campo de onda na migração.

Para realização do cálculo do tempo da onda direta desenvolvemos um programa em que para cada posição da malha e para cada passo de tempo se registra o valor da amplitude do campo de onda em uma matriz de amplitude $am(i, j)$ e o valor do passo de tempo em uma outra matriz denominada $td(i, j)$. Aplicou-se então, uma condição em que os valores destas matrizes somente poderiam ser alterados quando o valor absoluto da amplitude no tempo atual fosse maior do que o anterior. Porém, ao utilizarmos esta condição, um problema era gerado quando a frente de onda somava-se construtivamente às reflexões nas camadas do modelo e então, por ser de amplitude maior, atualizava as matrizes de tempo e amplitude gerando algumas incoerências principalmente nas regiões mais afastadas da fonte geradora do sinal.

Uma solução para este problema foi encontrada utilizando-se um registro da variação das matrizes $td(i, j)$ e $am(i, j)$ com o tempo. Assim, quando os valores destas matrizes ficam constantes por alguns passos de tempo, neste caso em torno de 30, uma condição de não atualização é então implementada. Desta forma, somente haverá o registro das máximas amplitudes relacionadas com a onda direta e não devido às reflexões nas camadas, pois a onda direta é quem chega primeiro em cada posição da malha. As Figuras 3.8 e 3.9 mostram um exemplo do cálculo do tempo da onda direta para um tiro dado na superfície de um modelo com apenas uma camada. Nas duas simulações foram utilizados o mesmo modelo e amostrados no mesmo passo de tempo (2500).

A estratégia proposta para determinação da matriz de tempo de trânsito a ser usada na imposição da condição de imagem, contribuiu de forma significativa para mi-

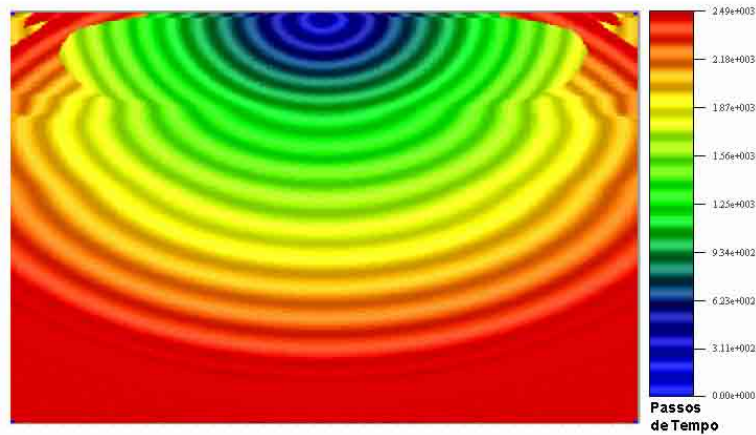


Figura 3.8: Exemplo de um registro do tempo de propagação da onda direta a partir de um disparo na superfície de um modelo com apenas duas camadas. Foi utilizada uma condição de imagem antiga. Observa-se as distorções nas bordas do modelo.

nominar os artefatos normalmente encontrados quando os tempos são obtidos com a condição de amplitude máxima exclusivamente, como mostrado na Figura 3.8, o que não ocorre na Figura 3.9 quando do uso desta nova estratégia.

3.1.5 Migração Reversa no Tempo

O processo de migração reversa no tempo começa quando temos o modelo suavizado, o sismograma pré-processado, isto é, sem a presença da onda direta, e as matrizes de tempo e amplitude da onda direta. Com estes dados de entrada podemos depropagar o campo de onda registrado no sismograma e aplicar a condição de imagem. A migração reversa no tempo consiste em realocar as reflexões registradas nos sismogramas nos locais onde estas ocorreram.

No processo de migração não existe a figura da fonte geradora de sinal sísmico. No entanto, todas as posições da malha que no processo de imageamento eram

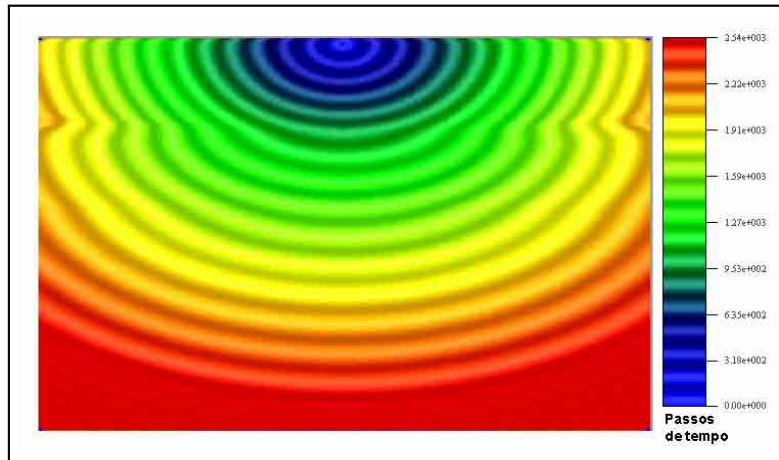


Figura 3.9: Exemplo de um registro do tempo de propagação da onda direta a partir de um disparo na superfície de um modelo com apenas duas camadas. Foi utilizada uma condição de imagem desenvolvida e implementada neste trabalho.

consideradas estações receptoras, na migração passam a ser consideradas posições de geração de sinal, pois as reflexões dos sismogramas serão reinjetadas exatamente nas mesmas posições onde foram colhidas. Este processo ocorre no tempo reverso, isto é, do passo de tempo 6000 até o passo 1, neste caso.

Foram geradas duas seções em profundidade, uma para cada posição de tiro. Ao final de cada processo de migração foram somadas as duas seções gerando, portanto, uma seção 200% migrada em profundidade. A Figura 3.10 mostra o resultado do processo de migração para uma camada de 30 metros utilizando uma frequência da fonte de 240Hz. Durante a depropagação do campo de onda registrado no sismograma, algumas reflexões podem ocorrer nas interfaces do modelo, apesar da suavização do campo de vagariedade, estas reflexões aparecem na seção migrada nas regiões próximas da fonte.

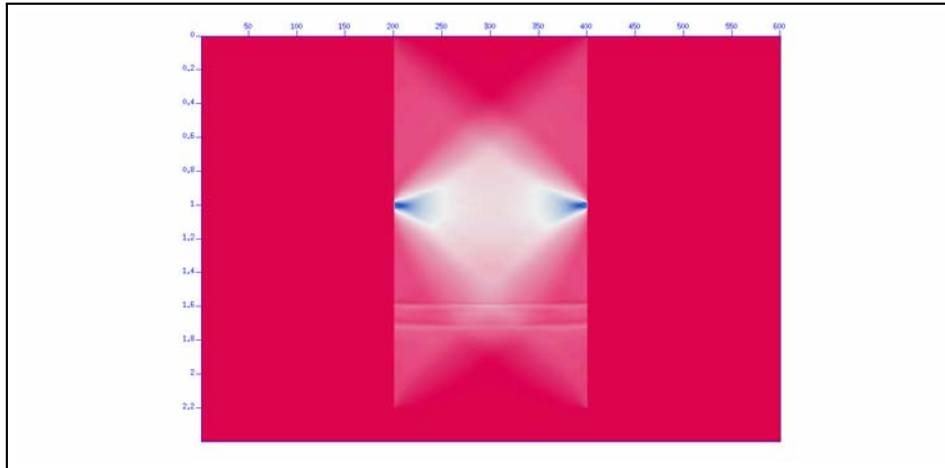


Figura 3.10: Seção 200% migrada em profundidade para uma frequência de 240Hz. Camada de interesse com 30m de espessura.

3.2 Resultados para Onda P

Nesta seção serão apresentados os resultados obtidos no processo de imageamento de várias espessuras de camadas para cada conteúdo de frequência, lembrando que, todo o processo descrito na seção anterior foi realizado duas vezes para cada espessura de camada, alternando-se a posição dos tiros entre os poços A e B.

Foram feitas simulações nas frequências de 60, 120, 240, 500, e 1000 Hz. Os resultados para simulações utilizando o campo de velocidade de ondas compressoriais serão apresentados em figuras que representam seções migradas em profundidade com apenas dois tiros, um em cada poço. Esta apresentação será dividida por frequência e por espessuras das camadas. O gráfico da Figura 3.11 apresenta os resultados para ondas compressoriais das espessuras das camadas *versus* frequência de corte. Foram utilizadas quatro velocidades mínimas (2000, 2500, 3000 e 3500m/s).¹ Serão mostrados apenas, em

¹A menor velocidade do modelo é usada para cálculo dos espaçamentos da malha (equação 2.7), o que está diretamente ligado com a menor espessura a ser resolvida.

cada seção, o intervalo entre os poços. Na Tabela 3.1 estão resumidos os parâmetros utilizados nos processos de modelagem e migração. Onde $\Delta x = \Delta z = h$ (h representa dois pontos consecutivos nas direções vertical e horizontal), Δt é o intervalo do tempo de amostragem, *offset* é a distância entre poços e V_{p1} , V_{p2} e V_{p3} , são respectivamente, as velocidades nas camadas 1, 2 e 3.

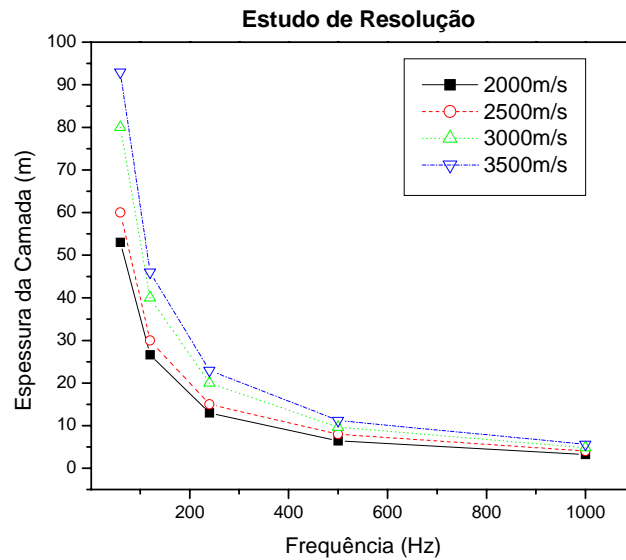


Figura 3.11: Estudo de resolução para velocidades mínimas de 2000, 2500, 3000 e 3500 m/s. A influência da menor velocidade usada no modelo é mais efetiva para menores valores da frequência de corte da fonte.

Como mostrado na Figura 3.12, utilizando-se uma frequência de corte da fonte de 60Hz, a camada com espessura de 120 metros (a) é facilmente interpretada; também é possível identificar a camada com 60 metros de espessura (b). No entanto, não é possível ter resolução suficiente para identificar a camada com 30 metros (c).

Tabela 3.1: Tabela dos parâmetros para modelagem e migração utilizando ondas compressoriais.

| | 60 Hz | 120 Hz | 240 Hz | 500 Hz | 1000 Hz |
|----------------------------------|--------|--------|--------|---------|---------|
| h | 5,0 | 4,0 | 2,0 | 1,0 | 0,5 |
| “offset” | 1000 | 800 | 400 | 200 | 100 |
| Δt | 0,0003 | 0,0002 | 0,0001 | 0,00005 | 0,00002 |
| Tempo total (s) | 1,8 | 1,2 | 0,6 | 0,3 | 0,12 |
| V_{p1} (m/s) | 2500 | 2500 | 2500 | 2500 | 2500 |
| V_{p2} (m/s) | 3000 | 3000 | 3000 | 3000 | 3000 |
| V_{p3} (m/s) | 3500 | 3500 | 3500 | 3500 | 3500 |

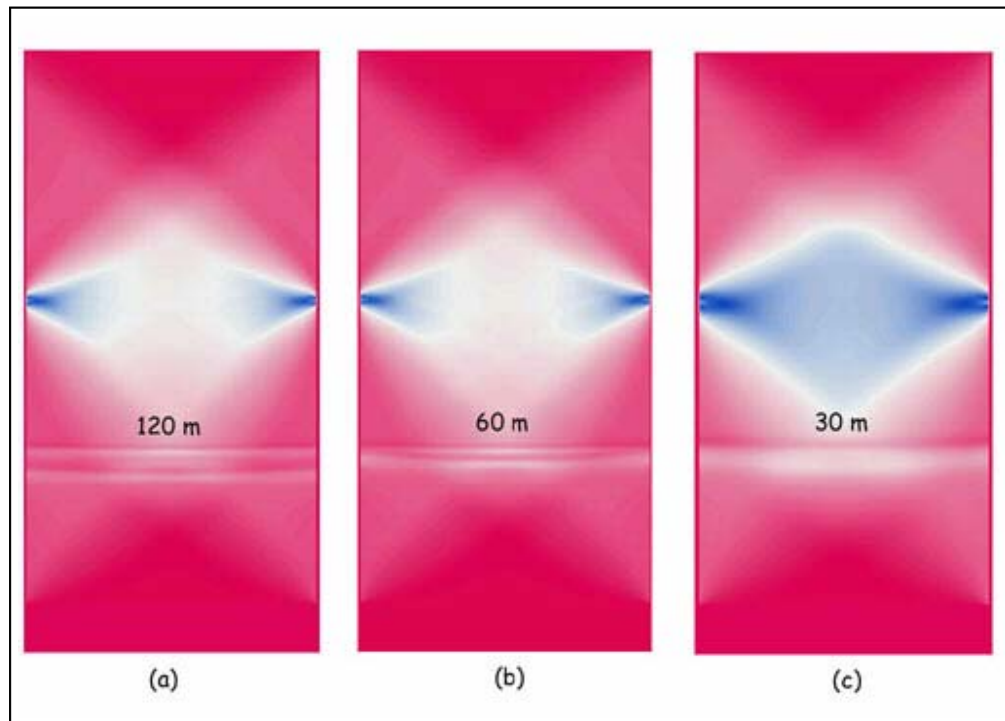


Figura 3.12: Resultados do processo de migração para frequência de corte da fonte de 60 Hz para camadas com a) 120 m , b) 60 m e c) 30 m (ondas compressoriais).

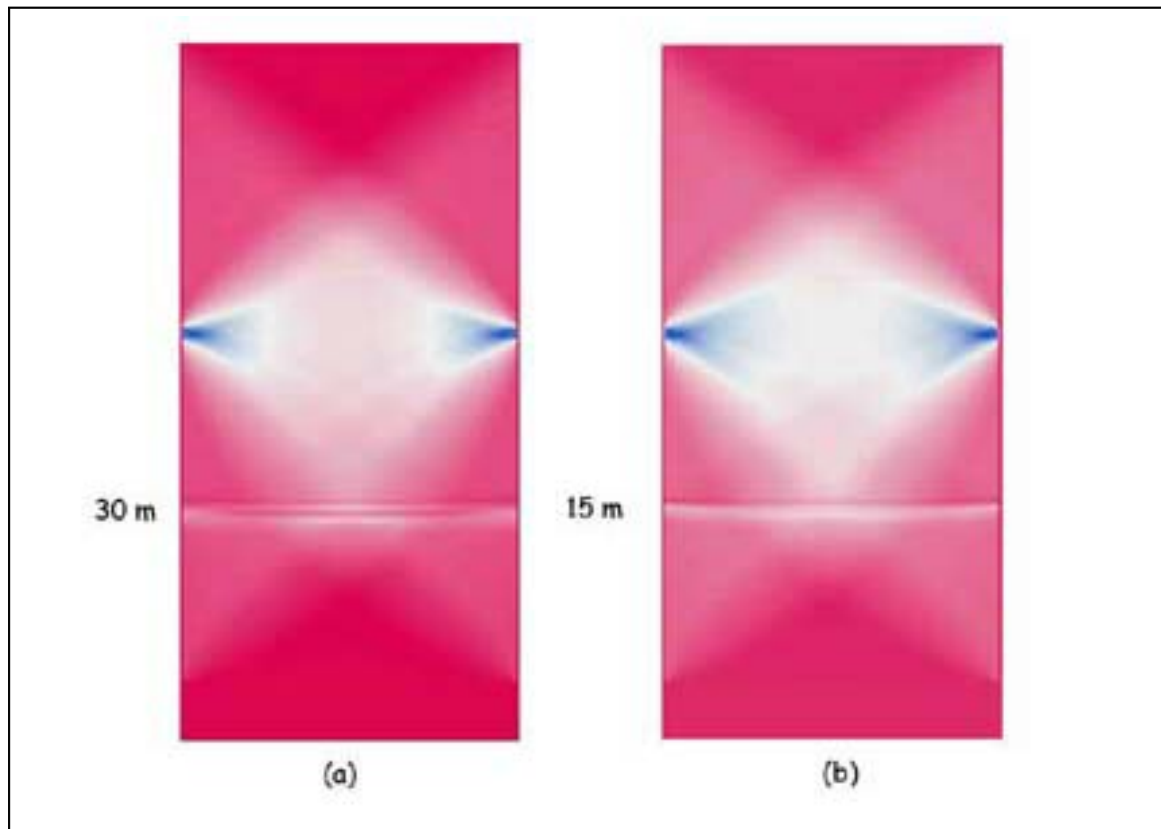


Figura 3.13: Resultados do processo de migração para frequência de corte da fonte de 120 Hz para camadas com a) 30 m e b) 15 m (ondas compressoriais).

O limite de resolução para uma frequência de 120 Hz da fonte é de 30 metros de espessura. A Figura 3.13 mostra que uma camada menor do que 30 metros de espessura praticamente não é resolvida. Por exemplo, a Figura 3.13(b) foi gerada a partir de um modelo com uma camada de 15 metros de espessura e, os refletores de topo e base da camada estão praticamente superpostos.

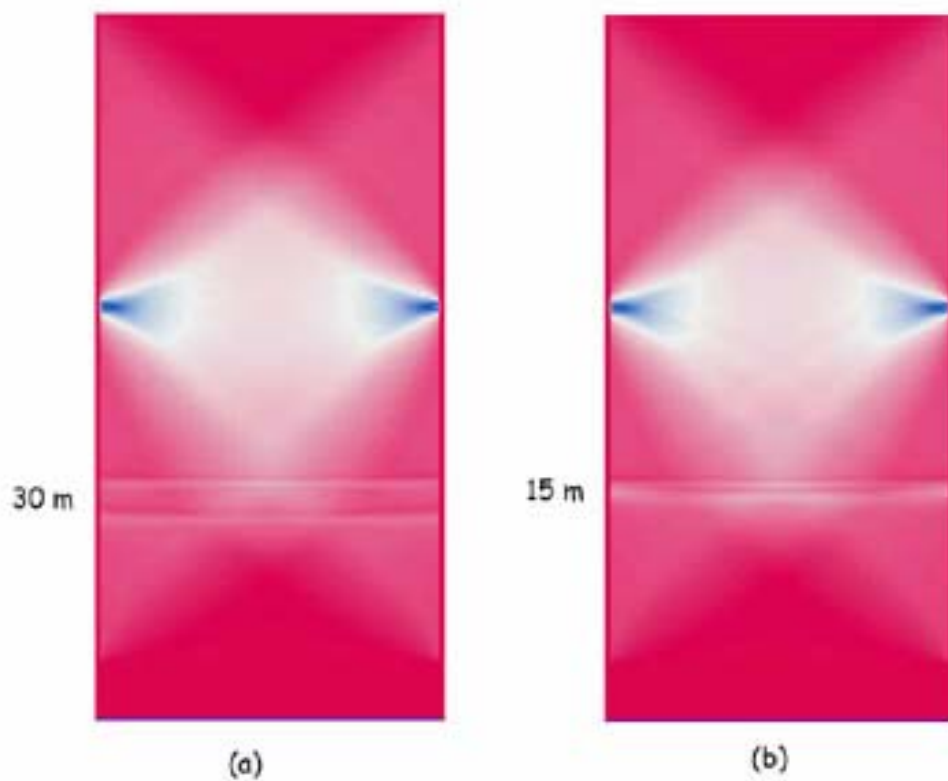


Figura 3.14: Resultados do processo de migração para frequência de corte da fonte de 240 Hz para camadas com a) 30 m e b) 15 m (ondas compressoriais).

Para a frequência de corte de 240 Hz, Figura 3.14, a camada com 30 metros de espessura (a) pode ser facilmente interpretada e 15 metros (b) é o limite de resolução para essa frequência.

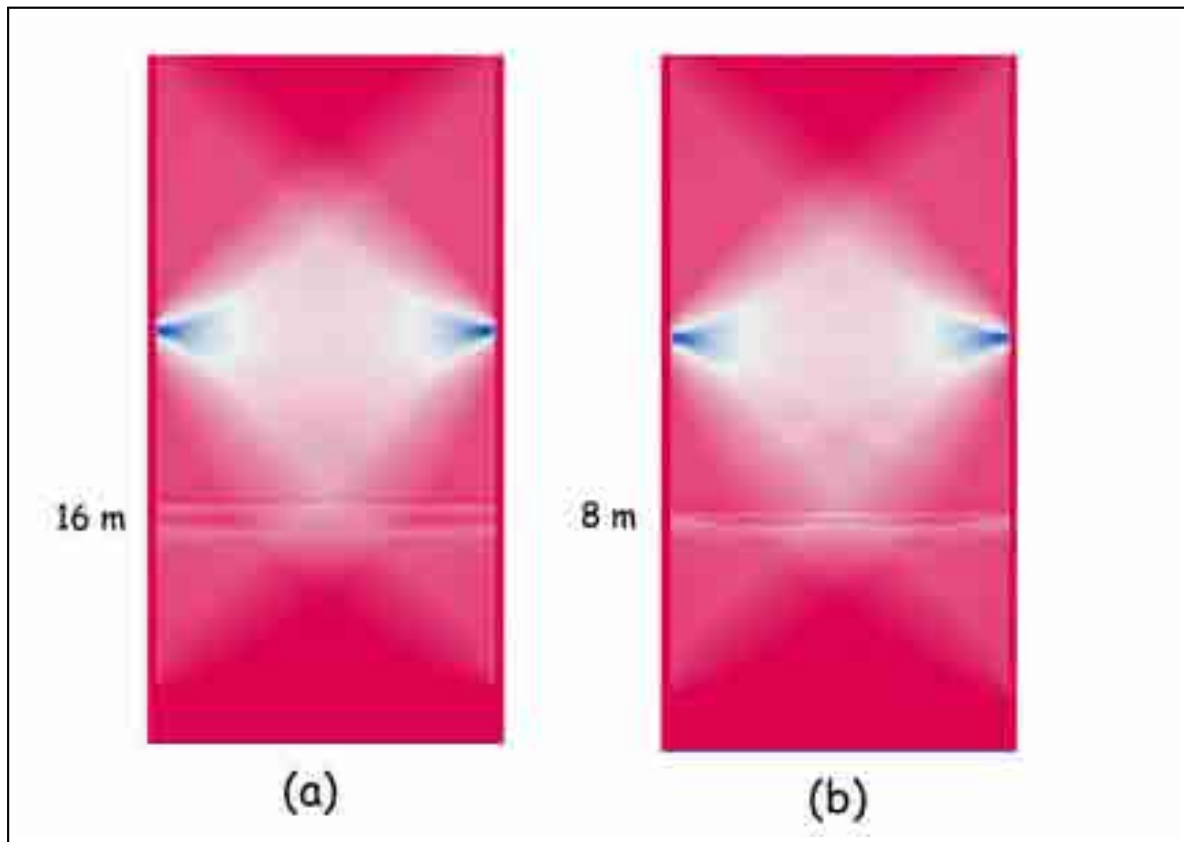


Figura 3.15: Resultados do processo de migração para frequência de corte da fonte de 500 Hz para camadas com a) 16 m e b) 8 m de espessuras (ondas compressoriais).

Com relação à Figura 3.15, a camada de 16 metros (a) é interpretada com facilidade com uma frequência de corte de 500Hz. No entanto, a camada de 8 metros já se torna bastante difícil de ser distingüida empregando esta frequência (b).

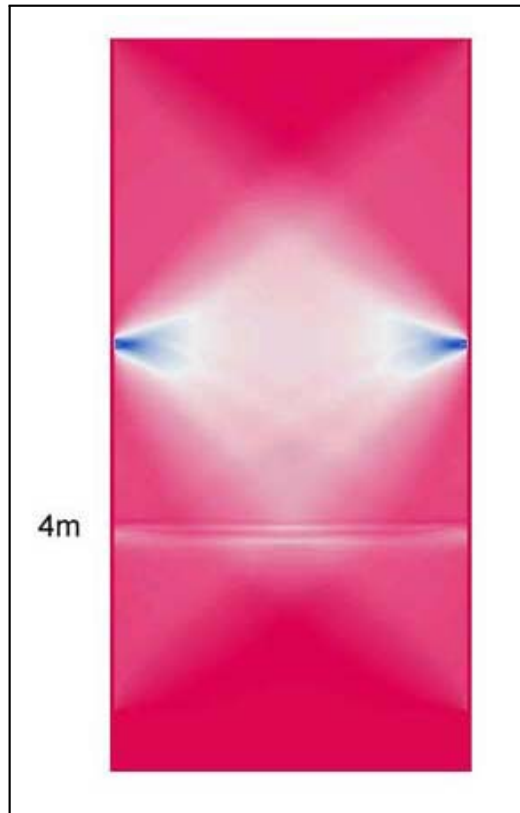


Figura 3.16: Resultados do processo de migração para frequência de corte da fonte de 1000 Hz para camadas com 4 m de espessura (ondas compressonais).

Para a frequência de corte de 1000Hz, como mostrado na Figura 3.16, o limite de resolução é de uma camada com 4 metros de espessura para ondas compressonais.

Tabela 3.2: Tabela dos parâmetros para modelagem e migração utilizando ondas cisalhantes.

| | 500 Hz | 1000 Hz |
|----------------|---------|---------|
| h | 0,5 | 0,2 |
| “offset” (m) | 100 | 50 |
| DT | 0,00005 | 0,00002 |
| V_{p1} (m/s) | 1445 | 1445 |
| V_{p2} (m/s) | 1734 | 1734 |
| V_{p3} (m/s) | 2023 | 2023 |

3.3 Resultados para onda S

Nesta seção serão apresentados resultados da modelagem e imageamento sísmico com a utilização do campo de velocidades das ondas cisalhantes (S). Foi utilizado uma razão V_P/V_S de 1,73. Os procedimentos utilizados nesta simulação são idênticos aos da modelagem com ondas compressoriais, no entanto, devido às alterações no campo de velocidades, os espaçamentos da malha e o intervalo de amostragem tiveram que ser alterados para que não houvesse dispersão e garantir a estabilidade numérica (Tabela 3.2). As velocidades das ondas cisalhantes são menores do que as compressoriais. Isso nos força a ter um espaçamento da malha mais estreito e, conseqüentemente, é possível ter uma maior resolução das camadas do modelo.

Neste estudo de resolução para ondas cisalhantes foram utilizadas apenas as frequências de 500 e 1000Hz. Esta utilização se deve ao fato de que camadas de até 4 metros de espessura foram possíveis de serem imageadas com frequência de 1000Hz utilizando ondas compressoriais e, portanto, não havia necessidade de repetir as mesmas espessuras de camadas.

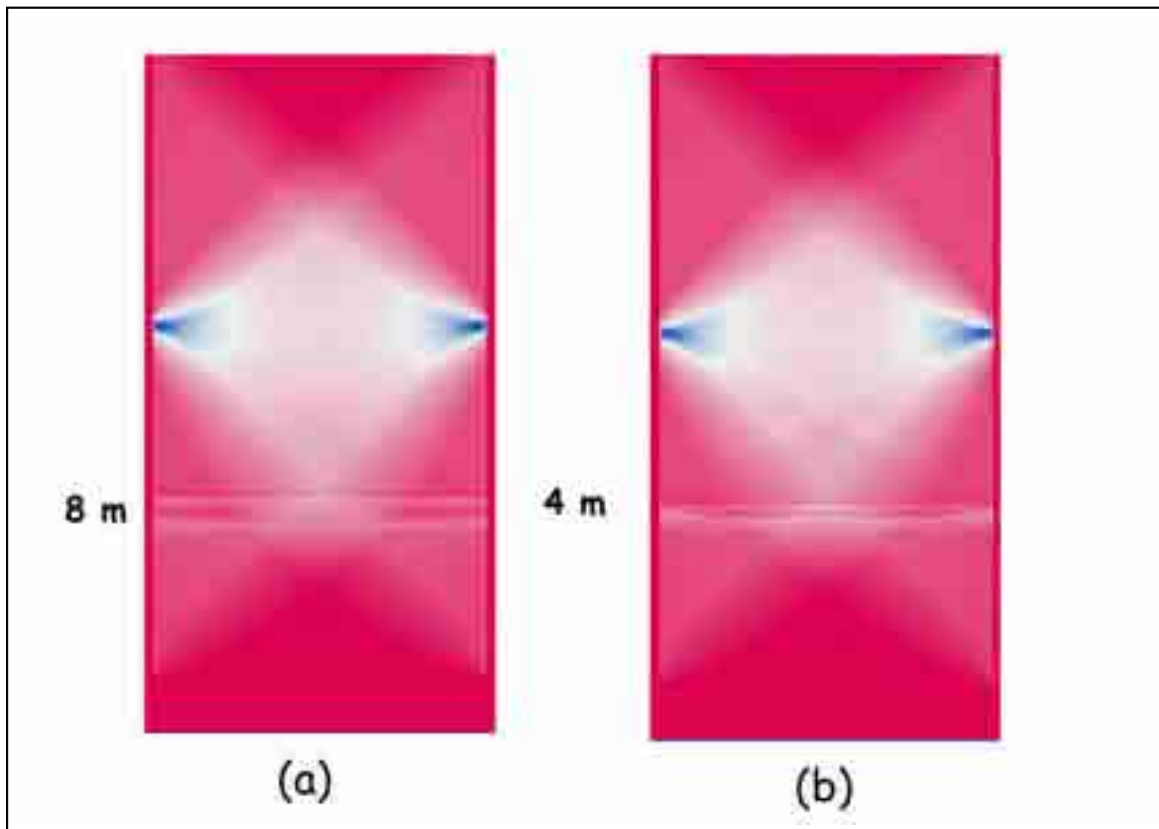


Figura 3.17: Resultados do processo de migração para frequência de corte da fonte de 500 Hz para ondas cisalhantes com camadas de a) 8 m e b) 4 m de espessuras.

Para uma frequência de corte de 500Hz, camadas de 8 e 4 metros (Figura 3.17) são facilmente identificadas. Se compararmos os resultados obtidos com as velocidades da onda P, verifica-se que a espessura de 4m só foi possível de ser identificada com frequência de 1000Hz. O limite máximo de resolução alcançado para um campo de ondas cisalhantes gerado a partir de uma fonte com frequência de corte de 1000Hz foi de 2 metros de espessura, como mostrado na Figura 3.18.

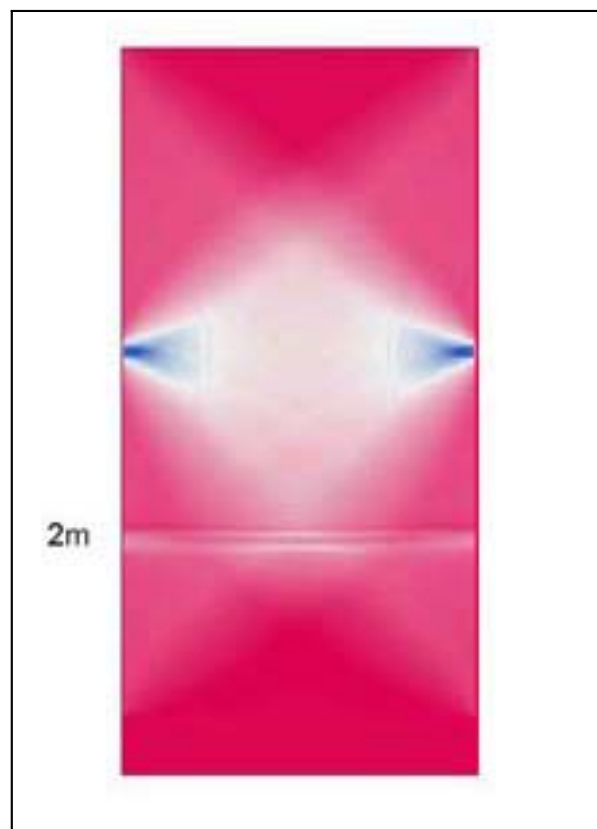


Figura 3.18: Resultados do processo de migração para frequência de corte da fonte de 1000 Hz para ondas cisalhantes com camada de 2 m de espessura.

Capítulo 4

Aplicação

4.1 Modelo 1

Nesta seção serão apresentados os resultados obtidos da modelagem e migração reversa no tempo obtidos a partir da alteração de um modelo proposto por Lazaratos et al. (1993) [18] onde, segundo o autor, foram encontradas boas correlações entre o imageamento numérico e os perfis de poços (sônico). Estas correlações permitiram o entendimento da natureza do campo de onda refletido na sísmica interpoços.

O modelo proposto por Lazaratos foi concebido a partir da velocidade média medida no perfil sônico, como ilustra a Figura 4.1. Basicamente, foram considerados quatro grandes pacotes sedimentares: na parte superior uma camada com velocidade compressional de aproximadamente 3500 m/s (~ 11.500 ft/s), abaixo desta, três camadas com 2900 m/s (~ 10.000 ft/s), 4500 m/s (~ 15000 ft/s) e 2900 m/s, respectivamente.

O modelo apresentado nesta seção para aplicação da metodologia desenvolvida é uma alteração do proposto por Lazaratos (Figura 4.2), com dimensões de 202,5

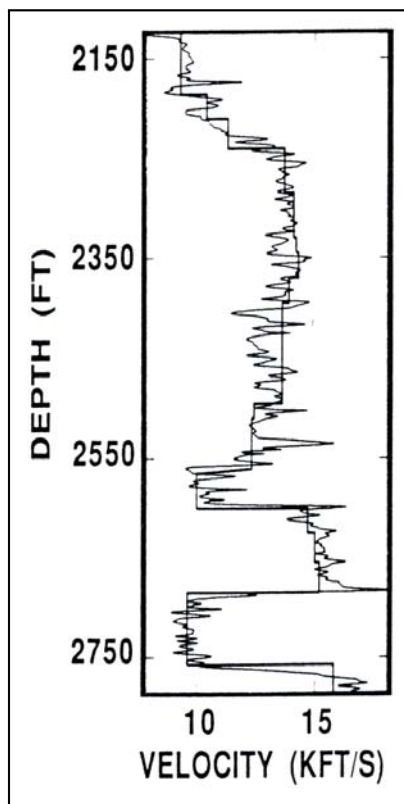


Figura 4.1: Modelo de velocidade comparado com o perfil sônico, Lazaratos (1993)[18].

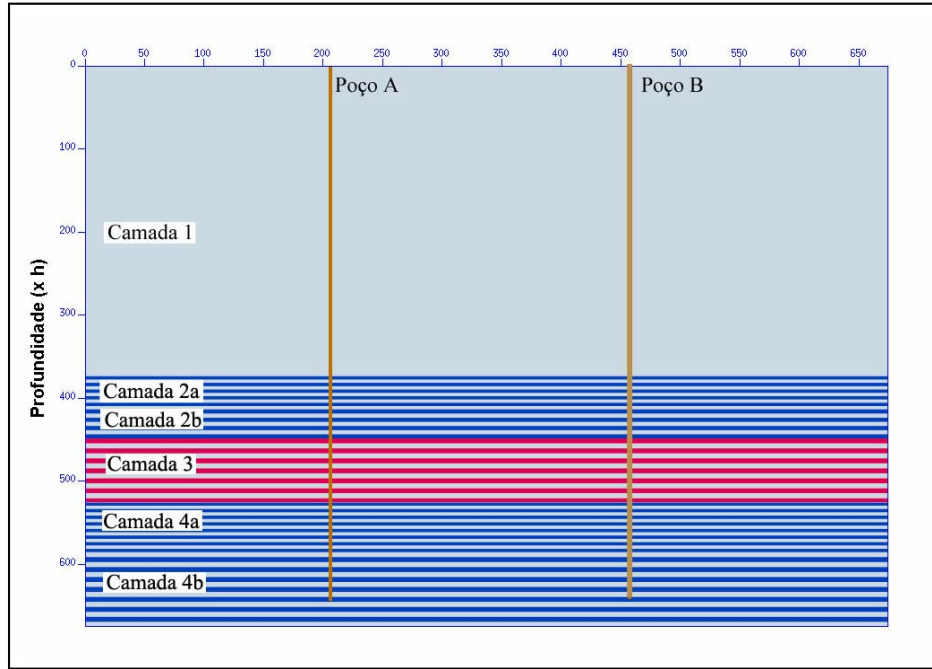


Figura 4.2: Modelo alterado de Lazaratos et al. (1993) [18] mostrando intercalações dentro das camadas principais.

por 202,5 m. As três últimas seqüências foram divididas em subcamadas intercalando-se a velocidade da camada com a velocidade da camada 1. Isto é, foram criadas subcamadas com 90 cm (*camada 2a*) e 1,2 m de espessuras (*camada 2b*) com intercalações de velocidades de 2900 e 3500 m/s. A camada 3 foi dividida em subcamadas com 1,5 m 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 m (*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 da malha, a frequência de corte utilizada, as distâncias entre os poços e os valores de Δx , Δz e Δt são mostrados na Tabela 4.1.

A Figura 4.3 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

Tabela 4.1: Tabela com o resumo dos parâmetros utilizados para modelagem e migração reversa no tempo.

| Parâmetro | Valor |
|-----------------|-----------------|
| h | 0,3 |
| $offset$ | 75 m |
| Freq. Corte | 1500 Hz |
| Δt | 14,0 ms |
| Veloc. Camada 1 | 3500 m/s |
| Veloc. Camada 2 | 2900 e 3500 m/s |
| Veloc. Camada 3 | 4500 e 3500 m/s |
| Veloc. Camada 4 | 2900 e 3500 m/s |

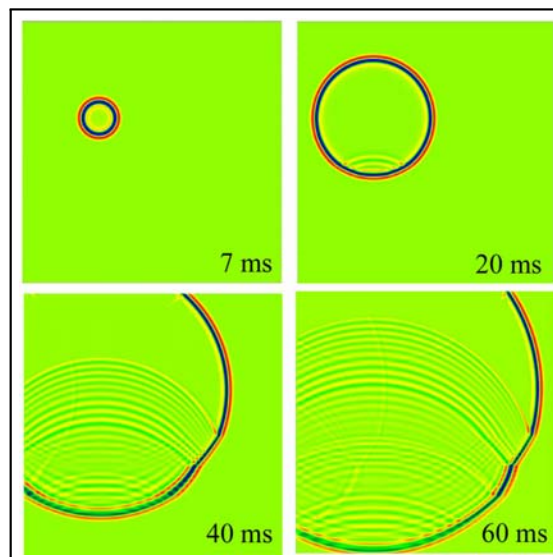


Figura 4.3: Figura mostrando uma sequência de *snapshots* nos tempos de 7, 20, 40 e 60 ms.

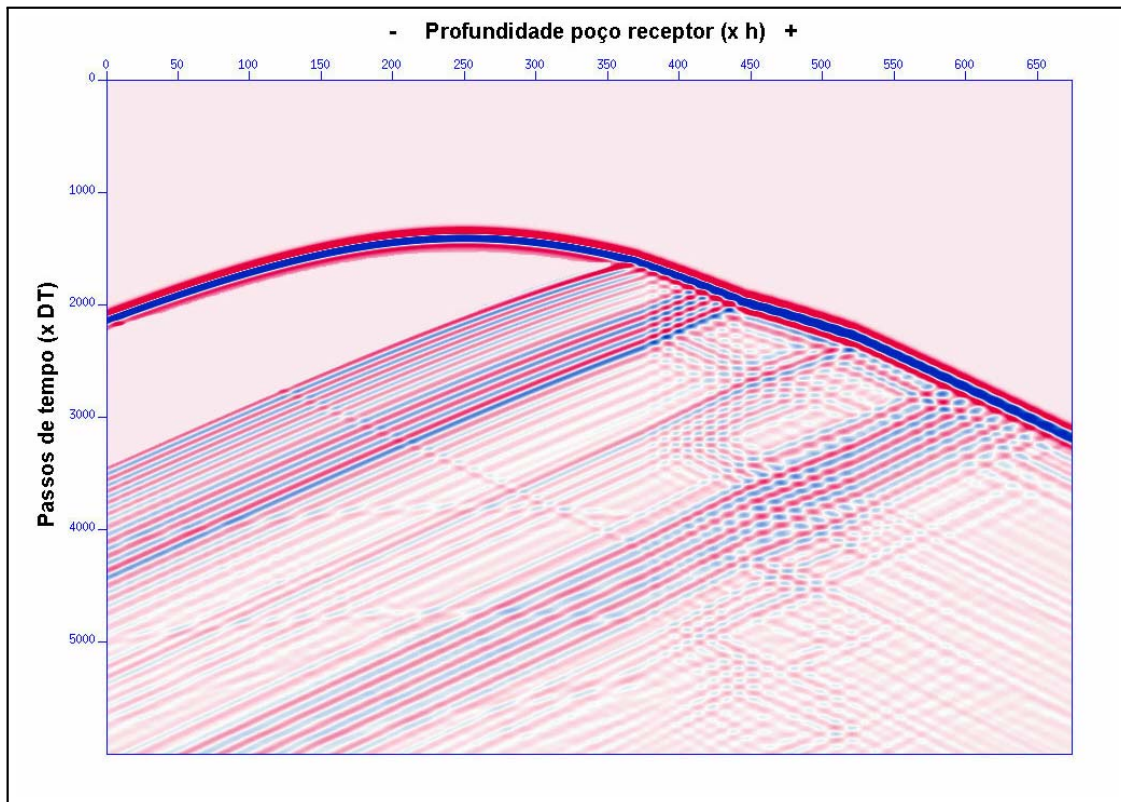


Figura 4.4: Sismograma interpoços registrado no Poço B. Presença forte da onda direta e três grandes grupos de reflexões.

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 4.4 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 4.5 mostra a mesma imagem da Figura 4.4 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

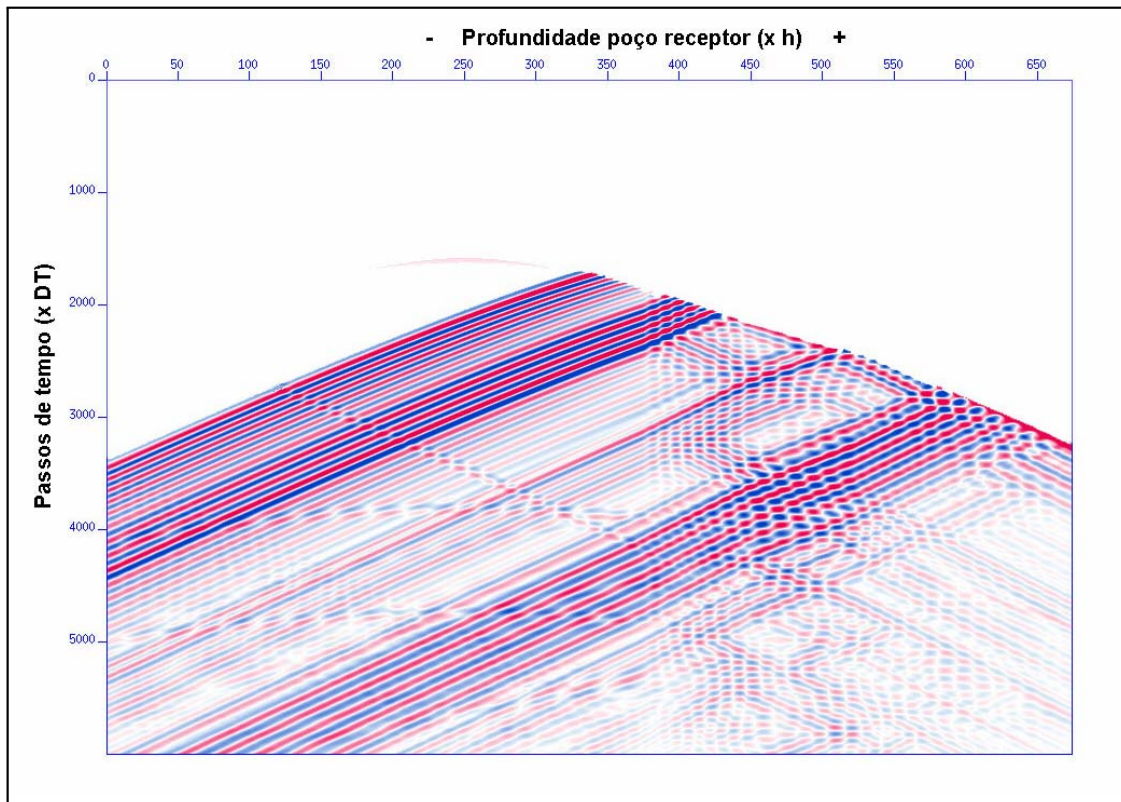


Figura 4.5: Sismograma processado: retirada da onda direta.

às reflexões.

O tempo em que a frente de onda leva para atingir cada posição da malha a partir do início da propagação é apresentado na Figura 4.6. Esta figura apresenta o resultado do tempo da onda direta para um tiro dado no poço A. Para cada posição de tiro é necessário um novo cálculo do tempo da onda direta. A cor azul representa o menor tempo enquanto a cor vermelha a maior distância, conseqüentemente o maior tempo de trânsito da onda direta.

A sequência de *snapshots* da Figura 4.7 mostra o processo de migração do campo de onda desde o momento final de registro $nt = 6000$ ($t = 840$ ms) até o momento do disparo da fonte $nt = 0$ ($t = 0$), posicionada no poço B.

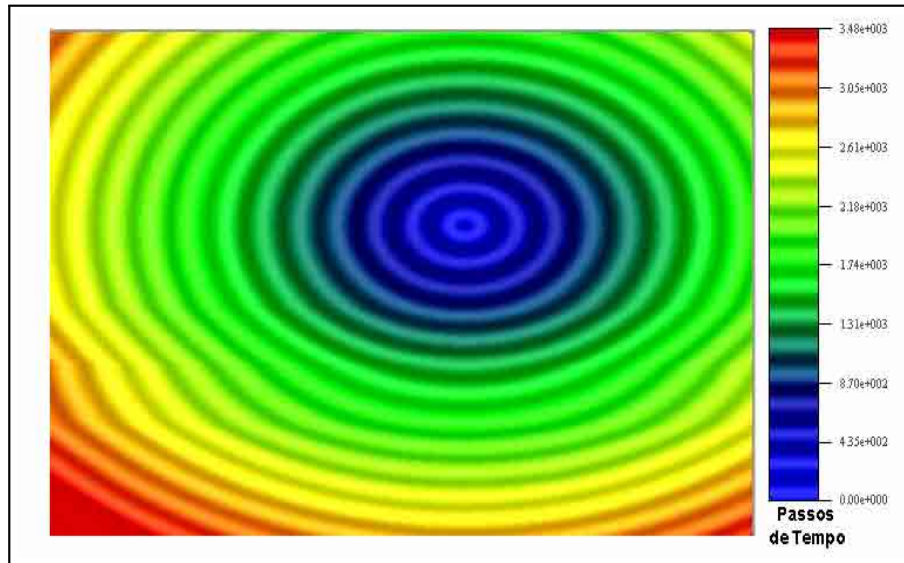


Figura 4.6: Gráfico em cores apresentando o tempo em que a frente de onda levou para atingir cada ponto da malha: *tempo da onda direta*.

A Figura 4.8 mostra o resultado final da migração reversa no tempo para simulação de dois disparos, um em cada poço. Podemos definir as várias camadas e subcamadas presentes no modelo proposto (Figura 4.2). A Tabela 4.1 resume os parâmetros utilizados nos processos de modelagem e migração reversa no tempo.

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 4.2. O resultado deste processo é apresentado na Figura 4.9. Observa-se que não há resolução suficiente para identificar as subcamadas do modelo. Apenas um único refletor é possível ser identificado.

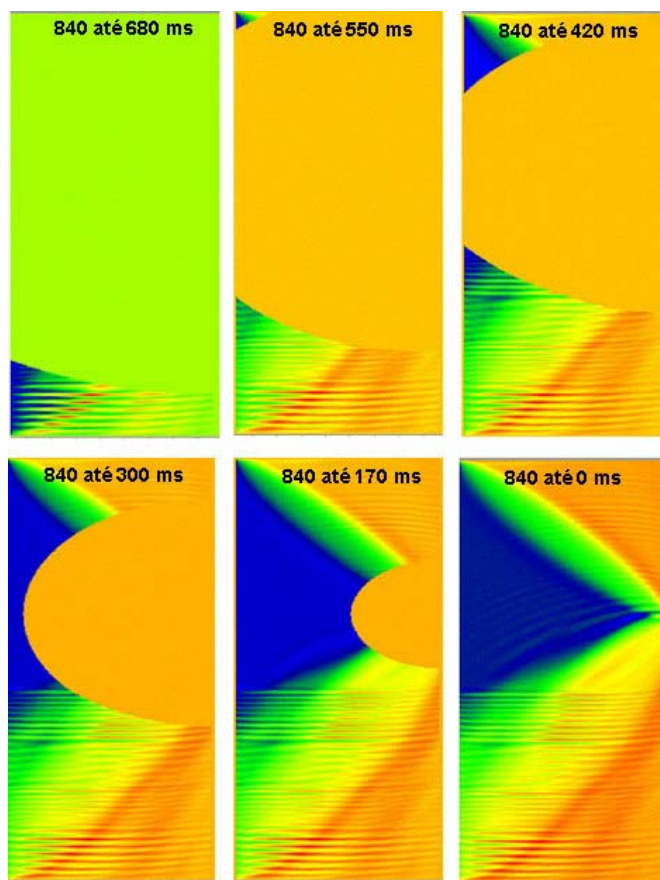


Figura 4.7: Sequência de *snapshots* do processo de migração reversa no tempo relativos ao PT200 posicionado no poço à direita. Desde o fim dos registros ($t=840$ ms) até o momento do disparo da fonte sísmica ($t=0$ s).

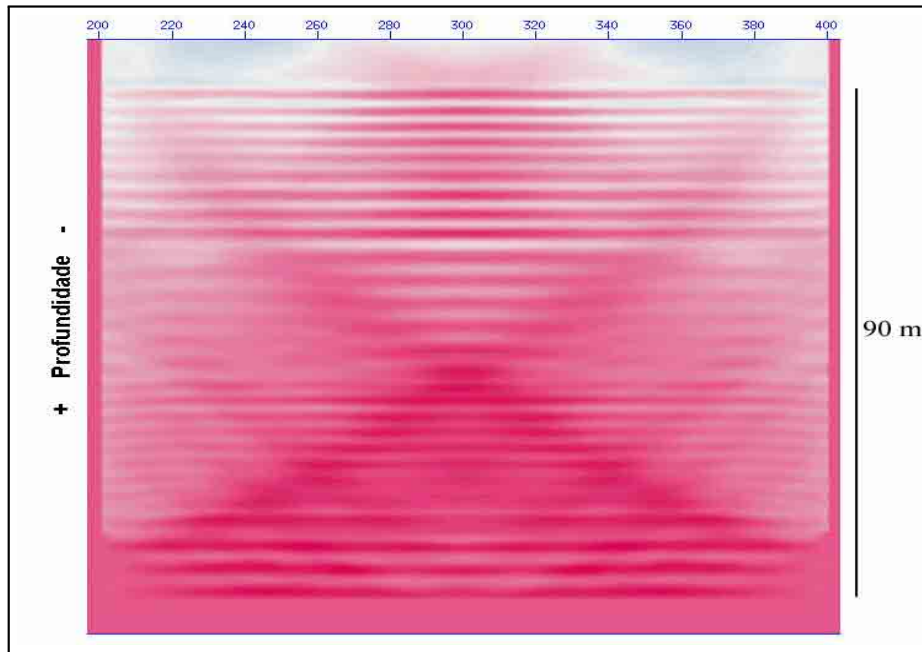


Figura 4.8: Detalhe da seção migrada final em profundidade após o processo de migração reversa no tempo. Resultado do somatório de dois registros, um em cada poço.

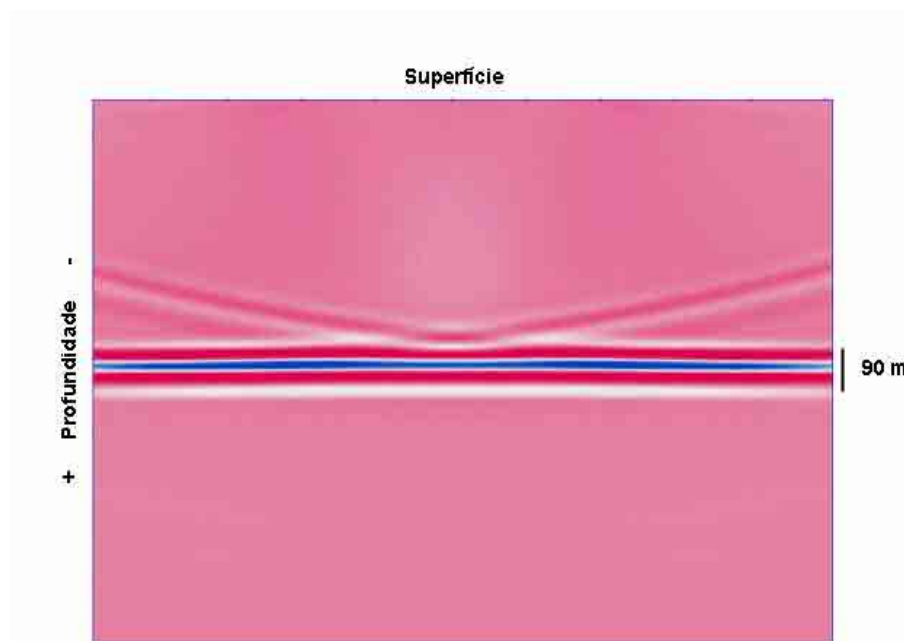


Figura 4.9: Resultado do processo de migração reversa no tempo para uma simulação feita com parâmetros de sismica de superfície.

4.2 Modelo 2

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 [15] e [16]. A Figura 4.10 ilustra um mapa das localizações dos poços. As letras em cada poço representam cronologicamente a ordem de perfuração e o seu valor econômico é indicado pelas palavras entre parênteses. Após ter encontrado um poço seco (**B**) a 45 m de distância de um poço produtor (**A**), decidiu-se por perfurar três outros poços. Os poços **C** e **E** deram seco, enquanto no poço **D** foi encontrado óleo. Ficou claro, então, que as condições de reservatório mudaram entre os poços **B** e **D**.

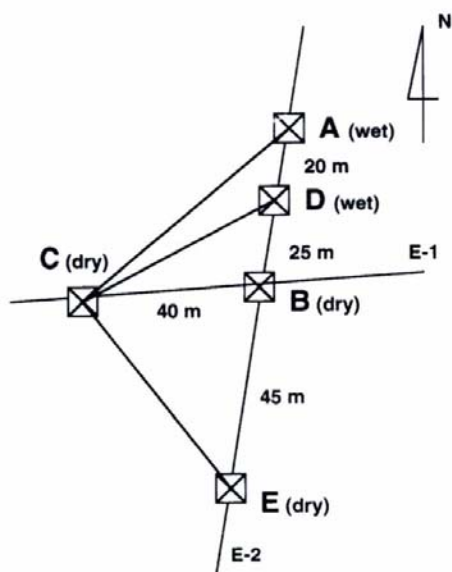


Figura 4.10: Disposição dos poços em Illinois. Experimento interpoços realizado entre os poços B e D [17].

O modelo da Figura 4.11 foi gerado a partir dos perfis de resistividade e sônico [17]. O reservatório 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 5 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 5500m/s e no folhelho entre 2300 a 2600m/s.

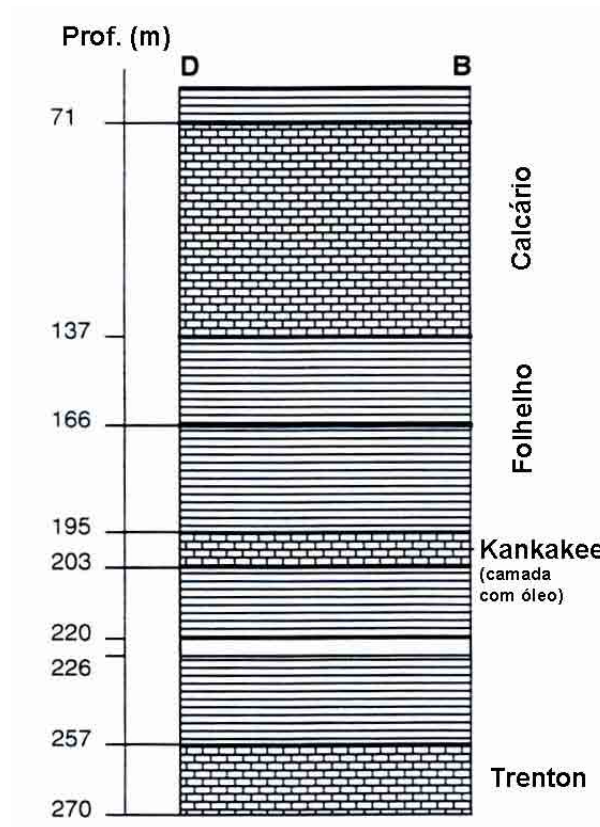


Figura 4.11: Estratigrafia entre os poços B e D gerada a partir dos perfis de resistividade e sônico [17].

Considerando que as condições de reservatório foram alteradas entre os poços **D** e **B**, foi feita uma simulação numérica utilizando o modelo proposto por Dong [17]. A camada reservatório de maior interesse é a Kankakee posicionada um pouco abaixo do meio do modelo. A Figura 4.12 ilustra o modelo de velocidade onde os poços B e D estão inseridos. Neste modelo foram utilizados as mesmas dimensões do modelo original,

isto é, distância entre os poços de 25 metros, profundidade total de 200 metros, espessuras das camadas e valores de velocidades idênticos aos originais.



Figura 4.12: Modelo de velocidade mostrando a disposição dos poços D e B.

A Figura 4.13 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 rápido do que na camada com 2600m/s.

Um *snapshot* com 1200 passos de tempo (24 ms) é apresentado na Figura 4.14. 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.

A Figura 4.15 mostra o sismograma de um tiro dado no poço D e registrado no poço B. A Figura 4.16 mostra o mesmo sismograma, porém com a ausência da onda

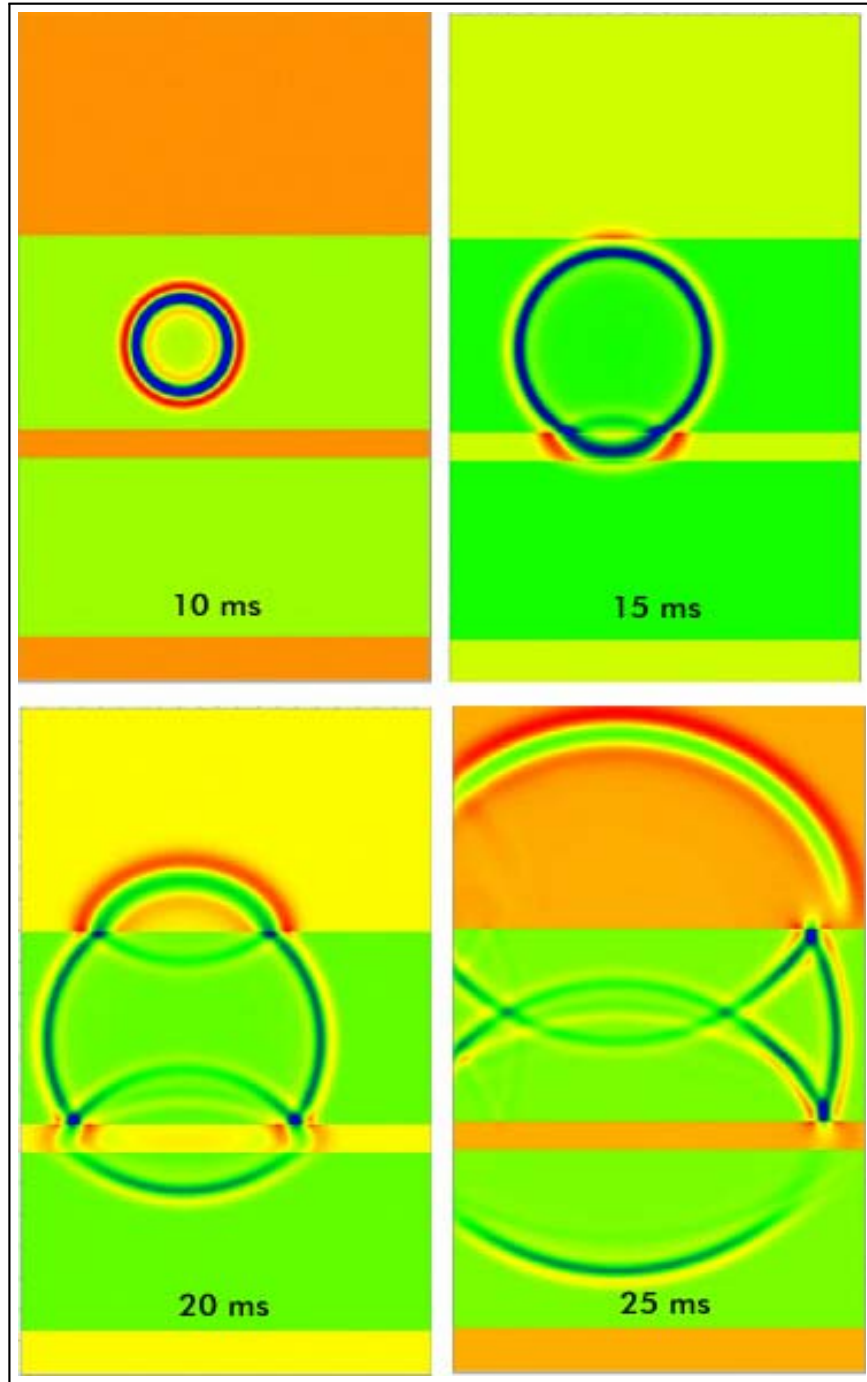


Figura 4.13: Sequência de *snapshots* com 10, 15, 20 e 25ms de propagação.

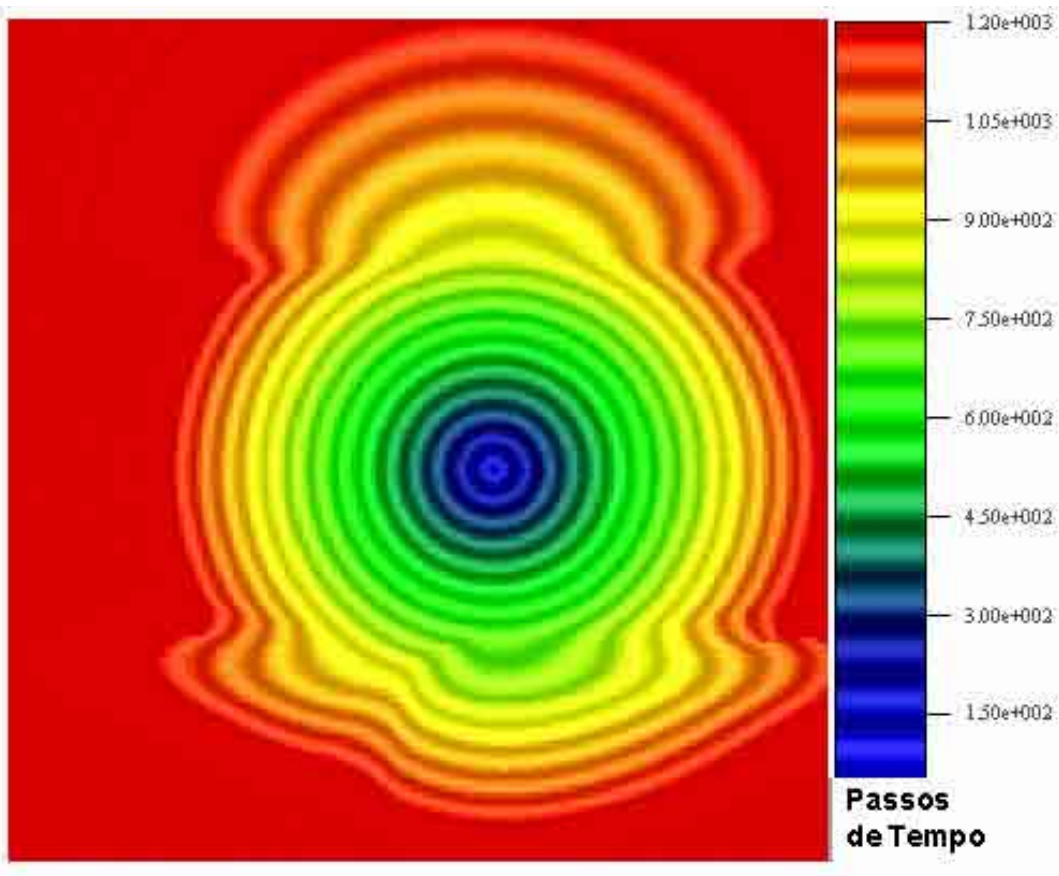


Figura 4.14: Amostra do tempo da onda direta a partir do disparo da fonte no poço B.

direta. A presença da onda direta no processo de migração atrapalha a resolução da seção imageada por ser de amplitude bem maior do que as reflexões. Podemos verificar no detalhe (a) as reflexões nas interfaces da camada de maior interesse (Kankakee), onde no poço D foi encontrado óleo e no detalhe (b) a reflexão da onda na interface entre as camadas 1 e 2.

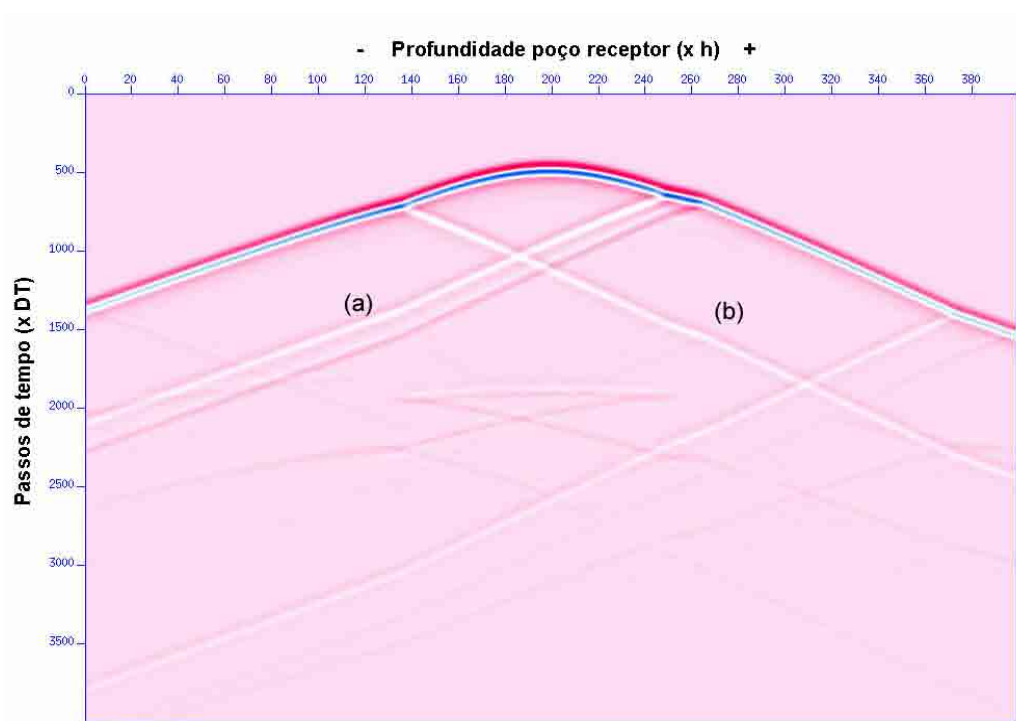


Figura 4.15: Sismograma de um tiro dado no poço D a 100m de profundidade e registrado ao longo do poço B. (a) Detalhe da reflexão entre as camadas 1 e 2. (b) Detalhe das reflexões na camada Kankakee de maior interesse.

O resultado final após o processo de migração reversa no tempo é ilustrado na Figura 4.17. 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

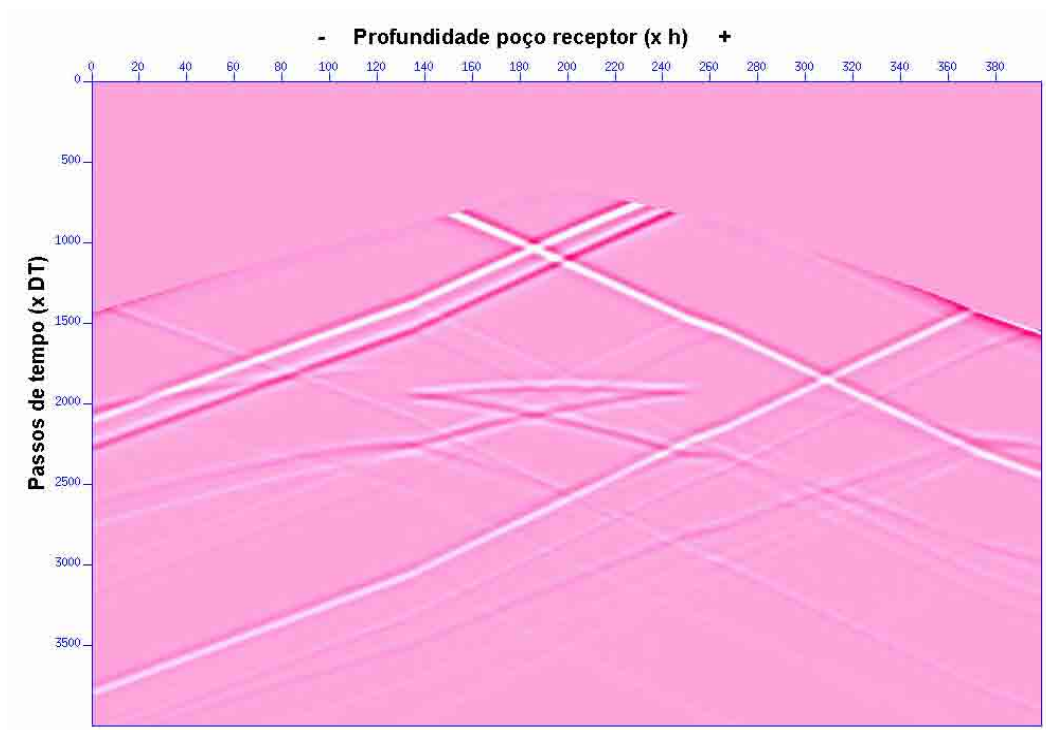


Figura 4.16: Sismograma mutado, isto é, com a ausência da onda direta, necessário para realizar a migração reversa no tempo.

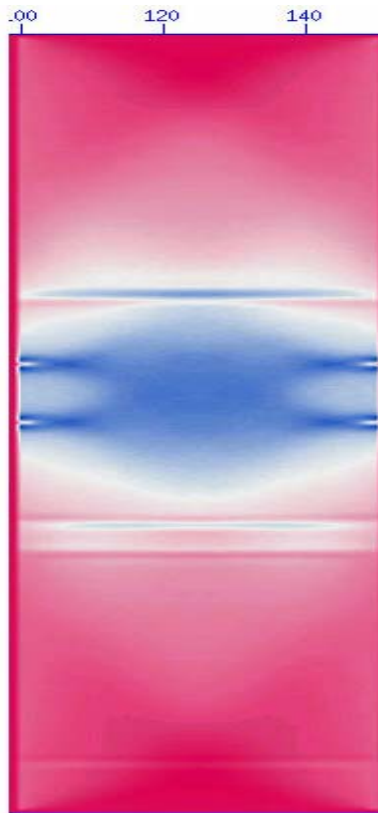


Figura 4.17: Seção migrada em profundidade após o processo de migração reversa no tempo.

caracterização do reservatório em questão.

Capítulo 5

Conclusões, Comentários e Trabalhos

Futuros

1. Desenvolvemos e implementamos um algoritmo 2-D para solução da equação acústica da onda por diferenças finitas com aproximação de quarta ordem para as derivadas espaciais e segunda ordem para derivadas temporais. Utilizamos malhas regulares definidas de forma adequada para se evitar dispersões numéricas e garantir estabilidade. O termo fonte foi dado pela segunda derivada da função gaussiana, como apresentado em Cunha(1997)[6] e empregamos uma combinação das condições de contorno propostas por Reynolds (1978)[4] com bordas de absorção como proposta de Cerjan (1985)[5]. O programa Fortran desenvolvido foi usado nas simulações de aquisições sísmicas interpoços.
2. Desenvolvemos e implementamos um algoritmo para migração reversa no tempo através de adaptações do programa de modelagem acústica por diferenças finitas.

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.

3. Propusemos uma estratégia para determinação da matriz de tempo de trânsito a ser usada na imposição da condição de imagem que contribuiu de forma significativa para minorar os artefatos normalmente encontrados quando os tempos são obtidos com a condição de amplitude máxima exclusivamente.
4. A sísmica interpoços representa uma das mais avançadas tecnologias na caracterização de um reservatório de petróleo, porém, ainda é considerada uma tecnologia cara, principalmente porque exige a parada de produção dos poços durante o processo de levantamento dos dados.
5. A sísmica interpoços possui melhor resolução do que a sísmica de superfície em escala de reservatório. No entanto, a sísmica de superfície cobre uma área bem maior, permitindo o imageamento do sistema petrolífero como um todo.
6. Para evitar a dispersão e a instabilidade numérica foram utilizadas com sucesso as equações 2.7 e 2.8 para cálculo de Δx , Δz e Δt , usando um número máximo de 5 amostras por comprimento de onda para frequência máxima.
7. A suavização do campo de vagarosidade é necessária para o cálculo da condição de imagem e para o processo de depropagação da onda na migração para evitar reflexões indesejadas nas interfaces entre as camadas de diferentes velocidades. Foi utilizada uma suavização de 5 pontos da malha acima e abaixo do ponto de contato

entre as camadas.

8. Para o estudo de resolução foram feitas simulações nas frequências de 60, 120, 240, 500, e 1000 Hz. Foi utilizado um modelo com velocidades de 2500, 3000 e 3500 m/s para ondas compressionais.
 - (a) Para a frequência de 60 Hz foi possível resolver camadas com até 60 m de espessura.
 - (b) Para a frequência de 120 Hz foi possível resolver camadas com até 30 m de espessura.
 - (c) Para a frequência de 240 Hz foi possível resolver camadas com até 15 m de espessura.
 - (d) Para a frequência de 500 Hz foi possível resolver camadas com espessuras menores do que 15 m. A camada de 8 metros já se torna bastante difícil de ser distingüida com esta frequência.
 - (e) Para a frequência de 1000Hz, é possível resolver com facilidade camadas com 4 m de espessura.
9. Para o estudo de resolução utilizando ondas cisalhantes foi utilizado a razão $V_p/V_s = 1,73$. Com a frequência de 1000 Hz foi possível resolver camadas com espessura de até 2 m de espessura.
10. Estudo de resolução para velocidades mínimas de 2000, 2500, 3000 e 3500 m/s mostrou que a influência da menor velocidade usada no modelo é mais efetiva para menores valores da frequência de corte da fonte (Figura 3.11).

11. As seções migradas das Figuras 4.8 e 4.17 mostram a depropagação do campo, ou seja, no sentido inverso do tempo ($n_{\max} \rightarrow n = 0$). Observe que em ambas figuras as posições dos refletores estão dispostas exatamente nas suas respectivas posições de origem como mostradas nos modelos de velocidades das Figuras 4.2 e 4.12. Este fato comprova que o método de migração reversa no tempo por diferenças finitas está sendo realizado com exatidão, comprovando o que foi demonstrado teoricamente pelos princípios de *Huygens, reversibilidade e reciprocidade*.
12. Comparando-se os resultados obtidos com a sísmica de superfície e interpoços para o mesmo modelo (Figuras 4.9 e 4.8), podemos atestar a eficiência e a importância do levantamento sísmico interpoços no delineamento das estruturas geológicas em subsuperfície.
13. O efeito *sorriso* que aparece devido às distorções dos horizontes próximo aos poços foi evitado utilizando o recurso da soma de duas seções migradas com fontes em poços adjacentes.

Na prática, este recurso pode ser usado através de agrupamentos de receptor comum, no poço onde os receptores são posicionados.

14. Como extensão deste trabalho, temos as seguintes diretrizes:
 - (a) Realizar modelagem e migração elástica interpoços;
 - (b) Comparar os resultados de migração reversa no tempo e aplicações de técnica VSP-CDP em modelos com variação lateral de velocidade;
 - (c) Desenvolver e implementar um algoritmo para inversão do campo de velocidade

(tomografia de tempo de trânsito das ondas diretas, por exemplo) e migrar com campo de velocidade encontrado; e

- (d) Realizar modelagens e migrações supondo modelos anisotrópicos.
- (e) Uma desvantagem dos métodos sísmicos interpoços em relação à sísmica de superfície é o fato de os mesmos serem bidimensionais. Uma forma de superar ou minorar esse problema é realizar levantamentos envolvendo vários poços, ou seja, poderíamos posicionar a fonte num poço central e receptores em vários poços adjacentes. Assim ao invés de uma única seção, teríamos várias seções sísmicas que poderiam ser interpoladas para formar um volume sísmico de alta resolução.

Referências

- [1] SMITH, G. D., 1969, *Numerical Solution of Partial Differential Equations*, Oxford University Press, London.
- [2] OLIVEIRA, S. A. M., 1998, *Modelagem da Resposta Sísmica de Alta Resolução de Reservatórios de Hidrocarbonetos*, CPGG/UFBA - Tese de Doutorado
- [3] MUFTI, I. R., 1990, "Large-Scale Three-Dimensional Seismic Models and Their Interpretive Significance", *Geophysics*, 55:1166-1182.
- [4] REYNOLDS, A. C., 1978, "Boundary Conditions For the Numerical Solution of Wave Propagation Problems", *Geophysics*, 43, 1099-1110.
- [5] CERJAN, C., KOSLOFF, D., KOSLOFF, R., and RESHEF, M., 1985, "A Non-reflecting Boundary Condition For Discrete Acoustic and Elastic Wave Equation", *Geophysics*, 50, 705-708.
- [6] CUNHA, P. E. M., 1997, *Estratégias Eficientes Para Migração Reversa no Tempo Pré-empilhamento 3-D em Profundidade pelo Método das Diferenças Finitas* - Dissertação de Mestrado - CPGG/UFBA.

- [7] MUFTI, I. R., PITA, J. A. e HUNTLEY, R. W. 1996, “Finite-Difference Depth Migration of Exploration-Scale 3-D Seismic Data”, *Geophysics*, 61:776-794.
- [8] LOEWENTHAL, D., STOFFA, P. L. e FARIA, E. L., 1987, “Suppressing the Unwanted Reflections of the Full Wave Equation”, *Geophysics*, 52:1007-1012.
- [9] Naval Facilities Engineering Service Center, *High resolution 3-d seismic reflection survey*, http://enviro.nfesc.navy.mil/erb/erb_a/restoration/technologies/invest/geo_phys/3d/srsatt1.htm
- [10] LUCA, G., 2001, *Toward High Definition Reservoir Characterization* - Master Science Thesis - College of Engineering and Mineral/West Virginia University. .
- [11] SHERIFF, R. E., 1985, *Aspects of Seismic Resolution*, AAPG Memoir 39, p.1-10.
- [12] BROWN, A. R., 1993, *Interpretation of Three-Dimensional Seismic Data*, AAPG Memoir 42, p.2-3.
- [13] NEEP, J. P., 1996, “Measurement of Seismic Attenuation From High-Resolution Crosshole Data”, *Geophysics* Vol. 61, N°4, July-august/1996.
- [14] RESNICK, HALLIDAY, 1993, *Fundamentos de Física IV*, JC Editora, p.66-69
- [15] TAKAHASHI, T., SAITO, H. e SHIMA, H., 1991, “Field Study on Geophysical Imaging Techniques at the Buckhorn Test Facility in Illinois”, In: 61st Ann. Inter. Mtg., SEG - Expanded abstracts, 460-463.
- [16] SAITO, H., TAKAHASHI, T., IMAYOSHI, T. e SAKASHITA, S., 1991, High Res-

- olution Cross-Hole Seismic Tomography at the Bukhorn Test Facility in Illinois, In: EAGE Meeting Abstracts, USA, 154-155.
- [17] DONG, W., TOKSÖZ, M. N., 1995, "Borehole Seismic-Source Radiation in Layered Isotropic and Anisotropic Media: Real Data Analysis", *Geophysics* Vol. 60, N°3, may-june/1995.
- [18] LAZARATOS, S.K., RECTOR III, J.W., HARRIS, J.M., SCHAACK, M.V., 1993, "High-Resolution, Cross-Well Reflection Imaging: Potential and Technical Difficulties", *Geophysics*, Vol. 58, N°9, Set/1993, 1270-1280.
- [19] ROBINSON, E. S., ÇORUH, C., 1976, *Basic Exploration Geophysics*, Ed. Wiley, 15-23.
- [20] BEYDOUN, W. B., DELVAUX, J., MENDES, M., NOUAL, G., and TARANTOLA, A., 1989, "Practical Aspects of an Elastic Migration/Inversion of Crosshole Data for Reservoir Characterization: A Paris Basin Example", *Geophysics*, 54, 1587-1595.
- [21] BREGMAN, N. D., BAILEY, R. C., and CHAPMAN, C. H., 1989, Crosshole Seismic Tomography, *Geophysics*, 54, 200-215
- [22] McMECHAN, G. A., HARRIS, J. M., and ANDERSON, L. M., 1987, Cross-hole Tomography for Strongly Variable Media with Application to Scale Model Data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 1945-1960.
- [23] HARRIS, J. M., 1988, Crosswell Seismic Measurements in Sedimentary Rocks, In: *58th Ann. Internat. Mtg., Soc. Explor. Geophys.*, Expanded Abstracts, 147-150.

- [24] CHEN, S. T., ZIMMERMAN, L. J., and TUGNAIT, J. K., 1990, Subsurface Imaging Using Reversed Vertical Seismic Profiling and Crosshole Tomographic Methods, *Geophysics*, 55, 1478-1487.
- [25] LUO, Y., and SCHUSTER, G. T., 1991, Wave-Equation Traveltime Inversion, *Geophysics*, 56, 645-653.
- [26] LINES, L., 1991, Applications of Tomography to Borehole and Reflection Seismology, *Geophysics: the leading edge of exploration*, 10, no. 7, 11-17.
- [27] PRATT, R. G., and WORTHINGTON, M. H., 1988, The Application of Diffraction Tomography to Cross-hole Seismic Data, *Geophysics*, 53, 1284-1294.
- [28] BEYDOUN, W. B., and MENDES, M., 1989, Elastic Ray-Born 12 Migration/Inversion: *Geophysics. J.*, 97, 151-160.
- [29] MO, LEWEI, 1997, Migration of Crosswell Seismic Data, Stanford University, http://sepwww.stanford.edu/public/docs/sep75/mo2/paper_html/index.html.
- [30] TOMOSEIS CORPORATION, 1999, Crosswell Instrumentation - Technical Summary. Houston, Texas 77040 U.S.A.
- [31] HARRIS, J.M., LANGAN, R.T., 2001, Crosswell Seismic Profiling: Principles to Applications, *Search and Discovery Article #40030*, 2001.