

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ**  
**CENTRO DE GEOCIÊNCIAS**  
**CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA**

**TESE DE MESTRADO**

**MIGRAÇÃO COM AMPLITUDE VERDADEIRA EM MEIOS COM  
GRADIENTE CONSTANTE DE VELOCIDADE**

**LUIS ANTONIO CASTILLO LOPEZ**



**BELÉM - PARÁ**  
**2000**



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS  
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

**MIGRAÇÃO COM AMPLITUDE VERDADEIRA EM MEIOS COM GRADIENTE  
CONSTANTE DE VELOCIDADE**

TESE APRESENTADA POR

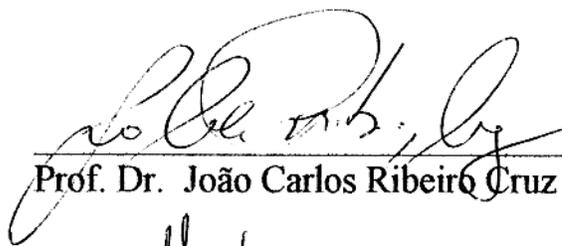
**LUIS ANTONIO CASTILLO LOPEZ**

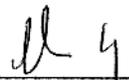
COMO REQUISITO PARCIAL À OBTENÇÃO DE GRAU DE MESTRE EM  
CIÊNCIAS NA ÁREA DE GEOFÍSICA

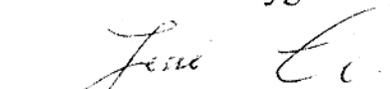
**Data da aprovação: 16/05/2000**

**Nota: 83,29% (BOM)**

**COMITÊ DE TESE:**

  
\_\_\_\_\_  
Prof. Dr. João Carlos Ribeiro Cruz (Orientador)

  
\_\_\_\_\_  
Prof. Dr. Martin Tygel

  
\_\_\_\_\_  
Prof. Dr. Jessé Carvalho Costa

**BELÉM**

**2000**

*À memória de*

*Elkin Castillo Lopez, meu irmão.*

## AGRADECIMENTOS

Agradeço ao convênio UNAMAZ-DAAD-UFGA que me deu esta oportunidade, permitindo adquirir maiores conhecimentos geofísicos, mais especificamente na área da sísmica.

Ao CPGf/UFGA e a todo corpo docente, técnico e administrativo por terem propiciado os meios para realização deste trabalho.

Ao Serviço Alemão de Intercâmbio acadêmico, DAAD pelo suporte financeiro enquanto bolsista, e a seus representantes, Dr. Volker Geller e Sra. Marília de la Cal pela colaboração.

Ao meu orientador, Prof. Dr. João Carlos R. Cruz, por ter sugerido o tema desta tese e pelo apoio, colaboração e confiança dispensada durante o decorrer deste curso.

Aos membros da banca examinadora, Professores Dr. Martin Tygel e Dr. Jessé Costa pela paciência na correção deste texto e pelas sugestões para aprimoramento do trabalho.

Aos colegas do curso Cícero, Alexander, Ronaldo e especialmente a German e Jaime pelo sua colaboração e apoio com seus conhecimentos, dedicação e experiências aportados para a realização deste trabalho.

À Benildes pelo carinho e compreensão nos momentos de dificuldade, durante a realização deste trabalho.

À Nelly, a pessoa mais adorável, que ajudou minha formação e educação, por seu amor, esforço e dedicação em todos os momentos sem importar a dificuldade.

# SUMÁRIO

<b>DEDICATÓRIA</b> . . . . .	i
<b>AGRADECIMENTOS</b> . . . . .	ii
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES</b> . . . . .	iv
<b>LISTA DE SÍMBOLOS</b> . . . . .	v
<b>RESUMO</b> . . . . .	1
<b>ABSTRACT</b> . . . . .	3
<b>1 - INTRODUÇÃO</b> . . . . .	4
<b>2 - O MÉTODO SÍSMICO</b> . . . . .	7
2.1 DESCRIÇÃO DO MODELO . . . . .	7
2.1.1 Modelo Sísmico 2.5-D . . . . .	7
2.1.2 O evento: reflexão primária longitudinal P-P . . . . .	8
2.1.3 Modelo de velocidades . . . . .	9
2.2 O CAMPO DE ONDAS ACÚSTICAS . . . . .	12
2.3 CONFIGURAÇÕES DE LEVANTAMENTO DE DADOS . . . . .	12
2.3.1 Configurações . . . . .	13
<b>3 - APROXIMAÇÃO ASSINTÓTICA DO RAI0: Caso 2.5-D</b> . . . . .	14
3.1 DESLOCAMENTO DA PARTÍCULA . . . . .	14
3.1.1 Equação iconal . . . . .	14
3.1.2 Equação de transporte . . . . .	15
3.2 MODELO DE VELOCIDADE COM GRADIENTE CONSTANTE . . . . .	16
3.2.1 Espalhamento geométrico em um meio com velocidade constante . . . . .	17
3.2.2 Modelo com gradiente constante de velocidade. Caso 2.5-D . . . . .	17
<b>4 - MIGRAÇÃO COM AMPLITUDES VERDADEIRAS</b> . . . . .	19
4.1 FATORES QUE AFETAM AS AMPLITUDES . . . . .	19
4.2 DEFINIÇÃO GERAL: OPERADOR DE KIRCHHOFF . . . . .	19
4.2.1 Curva de difração . . . . .	20
4.2.2 Integral de migração . . . . .	22

4.3	TEORIA DA MIGRAÇÃO COM AMPLITUDE VERDADEIRA 2,5-D . . . . .	22
4.3.1	Função peso 2.5-D . . . . .	23
4.3.2	Fórmula final de migração . . . . .	24
<b>5</b>	<b>- APLICAÇÃO A DADOS SINTÉTICOS . . . . .</b>	<b>26</b>
5.1	AMOSTRAGEM . . . . .	26
5.2	APLICAÇÕES EM MODELOS SINTÉTICOS . . . . .	28
5.3	MODELO COM REFLETOR HORIZONTAL . . . . .	28
5.3.1	Şismograma sintético . . . . .	30
5.3.2	Seções migradas . . . . .	30
5.3.3	Estimação dos coeficientes de reflexão . . . . .	31
5.4	MODELO COM REFLETOR CURVO . . . . .	31
5.4.1	Dados de entrada . . . . .	35
5.4.2	Seções migradas para uma interface curva . . . . .	35
5.4.3	Coeficientes de reflexão . . . . .	37
5.5	MODELO DO TOPO DE UMA ESTRUTURA ANTICLINAL . . . . .	37
5.5.1	Seção migrada. . . . .	40
5.5.2	Estimação dos coeficientes de reflexão. . . . .	40
<b>6</b>	<b>- CONCLUSÕES E SUGESTÕES. . . . .</b>	<b>47</b>
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS . . . . .</b>	<b>48</b>

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 2.1	Raio incidente, refletido e refratado em uma interface. . . . .	8
Figura 2.2	Modelo esquemático 2,5-D da trajetória de uma reflexão primária dada pelo raio <i>SMG</i> , sendo identificados seus dois ramos <i>SM</i> e <i>MG</i> . . . .	9
Figura 2.3	Configuração afastamento comum e a trajetória dos raios em um meio com gradiente de velocidade constante e positivo. . . . .	10
Figura 2.4	Modelo sísmico com uma interface horizontal em uma configuração afastamento comum e a trajetória dos raios em um meio com gradiente de velocidade constante e negativo. . . . .	11
Figura 3.1	Modelo de velocidades com uma interface curva. A camada superior apresenta uma velocidade inicial de $2km/s$ e um gradiente de velocidade de $1s^{-1}$ . Nos pontos A e B, a variação da velocidade é dada por $v = 2 + z$ . . . . .	16
Figura 4.1	Fatores que afetam as amplitude sísmicas(SHERIFF, 1975). . . . .	20
Figura 4.2	Ponto difrator posicionado no refletor com a trajetória dos raios e curva de tempos de trânsito tangente à curva de reflexão, apresentando a seção sísmica junto à curva de Huygens. . . . .	21
Figura 4.3	Ponto difrator fora do refletor com a trajetória dos raios e a curva de tempos de trânsito que não tangencia a curva de reflexão, apresentando a seção sísmica junto à curva de Huygens. . . . .	22
Figura 5.1	Algoritmo de migração para obter seções com amplitude verdadeira. .	27
Figura 5.2	Modelo e sismograma sintético para uma configuração afastamento comum com uma interface horizontal em subsuperfície. . . . .	29
Figura 5.3	Pulso fonte e parte real do sinal empilhado. . . . .	29
Figura 5.4	Sismograma sintético do modelo com uma interface horizontal, sem ruído aditivo. . . . .	30
Figura 5.5	Sismograma sintético com adição de ruído do modelo com uma interface horizontal. . . . .	31
Figura 5.6	Imagem da seção migrada do modelo com uma interface horizontal, sem ruído. . . . .	32
Figura 5.7	Seção sísmica migrada do modelo com uma interface horizontal, sem presença de ruído. . . . .	32
Figura 5.8	Imagem da seção migrada de uma interface horizontal. Com ruído aditivo com amplitudes menor do que 15% das amplitudes máximas. . . . .	33

Figura 5.9	Seção sísmica migrada do modelo com uma interface horizontal. Com ruído adicional com amplitudes menor do que 15% das amplitudes máximas. . . . .	33
Figura 5.10	Coefficientes de reflexão obtidos a partir do programa seis88(linha de asteriscos) e da seção migrada(linha de cruces) do modelo do refletor horizontal, sem ruído. . . . .	34
Figura 5.11	Coefficientes de reflexão obtidos a partir do programa seis88 (linha de asteriscos) e da seção migrada (linha de cruces) com ruído aditivo. . .	34
Figura 5.12	Modelo de velocidades com uma interface curva. A camada superior apresenta uma velocidade inicial de 2 km/s e um gradiente constante de velocidade ( $0.975 \text{ s}^{-1}$ ). . . . .	35
Figura 5.13	Sismograma sintético para uma interface curva sem ruído. . . . .	36
Figura 5.14	Sismograma sintético com adição de ruído. Interface curva com ruído aditivo menor que 15% das amplitudes máximas. . . . .	36
Figura 5.15	Imagem da seção migrada do modelo com uma interface curva, sem ruído. . . . .	37
Figura 5.16	Seção sísmica migrada do modelo com uma interface curva, sem ruído. . . . .	38
Figura 5.17	Imagem da seção com uma interface curva. Apresentando ruído aditivo menor que 15% das amplitudes máximas. . . . .	38
Figura 5.18	Seção sísmica migrada com uma interface curva. Com ruído adicional com amplitudes menor que 15% das amplitudes máximas. . . . .	39
Figura 5.19	Coefficientes de reflexão, obtidos a partir do programa seis88 (linha de asteriscos) e das amplitudes da seção sísmica migrada para um modelo curvo(linha de cruces), sem ruído. . . . .	39
Figura 5.20	Coefficientes de reflexão obtidos a partir do programa seis88 (linha asteriscos) e das amplitudes da seção sísmica migrada (linha de cruces) para um modelo curvo com adição de ruído. . . . .	40
Figura 5.21	Modelo e sismograma sintético para uma interface de uma estrutura anticlinal. . . . .	41
Figura 5.22	Sismograma sintético para uma interface de uma estrutura anticlinal, sem ruído. . . . .	41
Figura 5.23	Sismograma sintético com adição de ruído. Interface de uma estrutura anticlinal, ruído aditivo menor que 15% das amplitudes máximas. . .	42
Figura 5.24	Imagem da seção migrada uma estrutura anticlinal, sem ruído. . . . .	42
Figura 5.25	Seção sísmica migrada de uma estrutura anticlinal, sem ruído. . . . .	43
Figura 5.26	Imagem da seção migrada de uma estrutura anticlinal. Com ruído aditivo menor que 15% das amplitudes máximas. . . . .	43

Figura 5.27	Seção sísmica migrada de uma estrutura anticlinal. Apresentando ruído menor que 15% das amplitudes máximas. . . . .	44
Figura 5.28	Coefficientes de reflexão obtidos a partir do programa seis88 (linha de asteriscos) e da seção migrada (linha de cruces) de uma estrutura anticlinal sem ruído. . . . .	44
Figura 5.29	Coefficientes de reflexão obtidos a partir do programa seis88 (linha de asteriscos) e da seção migrada (linha de cruces) de uma estrutura anticlinal com ruído. . . . .	45
Figura 5.30	Erro calculado para os Coeficientes de reflexão obtidos a partir seção migrada sem ruído (linha de asteriscos) e da seção migrada com ruído (linha de cruces) (refletor horizontal). . . . .	45
Figura 5.31	Erro calculado para os Coeficientes de reflexão obtidos a partir seção migrada sem ruído (linha de asteriscos) e da seção migrada com ruído (linha de cruces) (refletor domo). . . . .	46

## LISTA DE SÍMBOLOS

$A$  - abertura do operador de migração;

$\mathcal{A}$  - perdas por transmissão;

$\partial_{\frac{1}{2}}$  - operador derivada de meio tempo;

$\mathbf{e}_1, \mathbf{e}_2$  - vetores unitários que formam a base ortogonal do sistema de coordenadas centrado no raio;

$G$  - ponto do receptor;

$g$  - gradiente de velocidade;

$H_F$  - derivada segunda da função  $\tau_F$  em relação a  $\xi$ ;

$\kappa$  - índice de KMAH;

$l_S$  - comprimento do raio  $SM$ ;

$l_G$  - comprimento do raio  $MG$ ;

$\mathcal{L}_{SG}$  - espalhamento geométrico normalizado do raio;

$l$  - comprimento de arco;

$M$  - ponto difrator na profundidade;

$N_{SG}$  - Matrix da segunda derivada do tempo de trânsito em  $S=G$ ;

$r$  - distância paraxial do ponto de reflexão;

$R$  - ponto de reflexão especular;

$R_c$  - coeficiente de reflexão;

$S$  - ponto da fonte;

$s$  - distância paraxial da fonte;

$\Sigma_o$  - superfície;

$\Sigma_r$  - refletor;

$\tau_D$  - tempo de trânsito de difração;

$\tau_F$  - diferença entre os tempos de trânsito de difração e de reflexão ( $\tau_D - \tau_R$ );

$\tau_R$  - tempo de trânsito de reflexão;

$\alpha_0^i$  - ângulo de partida do raio,  $i = (S, G)$ ;

$\alpha_M^i$  - ângulo de incidência no reflector,  $i = (S, G)$ ;

$U$  - Componente principal do vector deslocamento;

$U_{TA}$  - sinal com amplitude verdadeira;

$V$  - resultado do empilhamento de difrações no domínio do tempo;

$V_F$  - resultado do empilhamento de difrações modificado no domínio do tempo;

$W$  - sinal da fonte analítico;

$w$  - função peso;

$\omega$  - frequência angular;

$\mathbf{x}$  - vetor posição no sistema Cartesiano geral de coordenadas;

$x_S$  - posição da fonte no eixo  $x$ ;

$x_G$  - posição do receptor no eixo  $x$ ;

$\mathbf{x}_r$  - vetor posição do ponto de reflexão  $R$  no sistema Cartesiano geral de coordenadas;

$\xi$  - parâmetro que determina a posição de um par fonte-receptor;

$\xi^*$  - valor de  $\xi$  no ponto de fase estacionária;

## RESUMO

Este trabalho tem por objetivo a aplicação de um método de migração com amplitudes verdadeiras, considerando-se um meio acústico onde a velocidade de propagação varia linearmente com a profundidade.

O método de migração é baseado na teoria dos raios e na integral de migração de Kirchhoff, procurando posicionar de forma correta os refletores e recuperar os respectivos coeficientes de reflexão.

No processo de recuperação dos coeficientes de reflexão, busca-se corrigir o fator de espalhamento geométrico de reflexões sísmicas primárias, sem o conhecimento a priori dos refletores procurados.

Ao considerar-se configurações fonte-receptor arbitrárias, as reflexões primárias podem ser imageadas no tempo ou profundidade, sendo as amplitudes do campo de ondas migrado uma medida dos coeficientes de reflexão (função do ângulo de incidência).

Anteriormente têm sido propostos alguns algoritmos baseados na aproximação de Born ou Kirchhoff. Todos são dados em forma de um operador integral de empilhamento de difrações, que são aplicados à entrada dos dados sísmicos. O resultado é uma seção sísmica migrada, onde cada ponto de reflexão é imageado com uma amplitude proporcional ao coeficiente de reflexão no ponto.

No presente caso, o processo de migração faz uso de um modelo com velocidade que apresenta uma distribuição que varia linearmente com a profundidade, conhecido também como gradiente constante de velocidade.

O esquema de migração corresponde a uma versão modificada da migração de empilhamento por difração e faz uso explícito da teoria do raio, por exemplo, na descrição de tempos de trânsito e amplitudes das reflexões primárias, com as quais a operação de empilhamento e suas propriedades podem ser entendidas geometricamente.

Efeitos como o espalhamento geométrico devido à trajetória do raio levam a distorção das amplitudes. Estes efeitos têm que ser corrigidos durante o processamento dos dados sísmicos.

Baseados na integral de migração de Kirchhoff e na teoria paraxial dos raios, foi derivada a função peso e o operador da integral por empilhamento de difrações para um modelo sísmico

2,5-D, e aplicado a uma serie de dados sintéticos em ambientes com ruído e livre de ruído. O resultado mostra a precisão e estabilidade do método de migração em um meio 2,5-D como ferramenta para obter informação sobre as propriedades de refletividade da subsuperfície da terra.

Neste método não são levados em consideração a existência de caústicas nem a atenuação devido a fricção interna.

## ABSTRACT

One of the most important steps in seismic processing data concerns to migration the seismic reflector. In the last years, we have seen several approaches used to build the migrated section and, simultaneously, to recover reflection coefficient values corrected for geometrical spreading loss, the so-called amplitude preserve migration or true-amplitude migration methods. This work aims at applying a true-amplitude depth migration algorithm in acoustic inhomogeneous media, with a constant gradient velocity function and considering a 2.5-D situation. The 2.5-D migration process is based on the Kirchhoff integral operator and the ray theory. It is performed essentially by a weighted diffraction stacking, with the diffraction traveltimes curve given by the ray tracing equations tailored to constant gradient velocity. By choosing appropriate weight function used to stack the data, the result of the migration process is a measure of the reflection coefficient at the searched-for reflection point, that is function of the incidence angle. This is very useful in other important process as amplitude-versus-offset (AVO) and amplitude-versus-angle (AVA) analysis. As any other depth migration process, it is necessary an accurate macro-velocity model, what means to know the velocity gradient. The algorithm was applied to synthetic seismic data generated by the ray software SEIS88 for two kinds of geophysical models. The results pointed out the precision and stability of the presented 2.5-D migration algorithm. It is available for recovering reflection coefficient measures and gives informations about lithological properties of the seismic reflectors. It is also important to note that this algorithm is not able to migrate in singular ray situations, as for example caustics or diffraction zones.

# 1 - INTRODUÇÃO

A migração é uma ferramenta básica para o processamento e a interpretação sísmica. O propósito da migração é fornecer imagens mais próximas das estruturas em subsuperfície, baseado na equação da onda sísmica.

O trabalho clássico de HAGEDOORN (1954) provê fundamentos teóricos firmes para seções migradas no tempo em 2 e 3 dimensões, baseados em estudos de frentes de onda e curvas de difração. A partir da década de 60, com a implementação dos computadores, o princípio da migração de Hagedoorn colocou-se disponível para uso comercial em processamento de dados sísmicos.

No desenvolvimento das técnicas de migração, o trabalho apresentado por LOEWENTHAL et. al., (1976), através do modelo de refletor explosivo, explica como seções empilhadas ou de afastamento nulo possibilitam usar a equação da onda para descrever a propagação, que serve de base para a maioria dos métodos de migração aplicados a seções empilhadas.

Ultimamente tem sido feitas pesquisas para incorporar correções das amplitudes em esquemas de migração sísmica por empilhamento de difrações, baseadas em conceitos tericos por NEWMAN (1973), a partir da qual podem ser testados algoritmos de processamento para produzir imagens sísmicas. Além disso, podem ser referenciados os trabalhos de BLEISTEIN et al., (1987) e GOLDIN (1986). BLEISTEIN et al.(1987) que combinam em seu trabalho a aproximação tipo KIRCHHOFF (para o campo de ondas acústicos), a aproximação WBKJ e o método de fase estacionário multidimensional.

No esquema desenvolvido por BLEISTEIN (1987) são reunidos os resultados concernentes à propagação da onda em 2.5-D, isto é, propagação da onda 3-D em um meio tridimensional, onde a propriedade física é constante em uma das direções.

A pesquisa efetuada por DIETRICH & COHEN (1993), obtém uma solução analítica da correção do sobretempo de mergulho (DMO) para uma variação da velocidade em uma direção vertical.

Esta formulação tem sido indicada como uma ferramenta útil por muitos geofísicos. SLOTNICK (1959), por exemplo, declara: “ a experiência tem mostrado que a velocidade de propagação da onda [...] pode ser aproximada ao expressá-la como uma função linear da profundidade ”. Desse modo, Slotnick, estabelece que a suposição linear aplica-se “ A uma

seção no golfo da costa do Texas e Louisiana, ou a bacia de Maturín na Venezuela, e outros locais similares.” Esta informação joga um papel importante na avaliação das trajetórias oblíquas e no resultado dos tempos de trânsito e no processo de migração.

No estudo efetuado por MARTINS et al. (1997), é feita a implementação de formulações para operações de migração e demigração tipo Kirchhoff para propagação da onda 3-D num meio 2-D, ou caso 2.5-D, utilizando traçamento do raio 2-D. As soluções de caráter semi analítico foram obtidas para algumas distribuições de velocidades específicas, por exemplo, velocidade constante, gradiente constante de velocidade, vagarosidade quadrático com gradiente constante e logaritmo da velocidade com gradiente constante.

Estudos preliminares do proceso de DMO foram publicados por PERKINS & FRENCH (1990), ARTLEY (1991) e WITTE (1991), onde são referidas operações para migração com afastamento nulo (MZO) e os efeitos do operador de sobretempo de mergulho, para meios com uma velocidade variando verticalmente.

Entre outros trabalhos estão os publicados por LEVIN (1998) e BLEISTEIN (1986), em que são apresentados resultados referentes a propagação da onda em meios 2,5-D, ou seja, propagação da onda em um meio 3-D com variações das propriedades físicas em duas dimensões.

Recentemente tem aumentado o número de trabalhos com interpretação das amplitudes como função do afastamento ou azimute, usando-se modelos com gradiente constante de velocidades, caso de XU et al (1993) e JAPSEN (1993).

Sendo consideradas diferentes configurações sísmicas, diferentes estruturas com uma distribuição de velocidades variando linearmente com a profundidade, as reflexões primárias compressionais podem ser imageadas no domínio de tempo ou da profundidade. As amplitudes do campo de onda migrado são uma medida do coeficiente de reflexão em função do ângulo de incidência.

Esta dissertação de mestrado tem sua base em conceitos da teoria do raio, com modelos obtidos a partir do software seis88(ČERVENÝ & PŠENČÍK, 1988) para um meio com uma velocidade que varia linearmente com a profundidade.

Mediante a técnica de migração investiga-se a relação entre a curva de difração e a posição do ponto difrator, onde qualquer amostra pode ser relacionada a um ponto em subsuperfície, cuja representação corresponde a uma curva de difração.

O processo de migração consiste em somar as amplitudes dos traços que interceptam a curva de difração, e fixar este resultado no ápice desta curva. Esta operação é repetida para

todas as amostras da seção sísmica.

Ao longo da superfície de tempo de trânsito de difração (superfície de Huygens), determina-se a função peso para modelo dois e meio dimensional (2.5-D), usando-se parâmetros ao longo de cada ramo do raio.

São apresentados exemplos de aplicação do algoritmo de migração na profundidade com modelos diferentes, refletores horizontais e curvos, cujos resultados confirmam a correção do espalhamento geométrico dos dados obtidos em meios com uma distribuição de velocidade variando linearmente com a profundidade.

A fim de esclarecer a base teórica para o processo de migração sísmica com amplitudes verdadeiras, é realizada uma revisão de conceitos no segundo capítulo. Primeiro é visto o modelo 2.5-D e suas características, como também as diferentes configurações usadas na aquisição dos dados.

No terceiro capítulo são abordadas diferentes formulações para os parâmetros de raio, que incluem tempo de trânsito, espalhamento geométrico, afastamento, etc. Para um meio com gradiente constante de velocidade as curvas de empilhamento e função peso adquirem formas analíticas conhecidas.

No quarto capítulo, são apresentados os fundamentos teóricos da migração com amplitudes verdadeiras, operação efetuada usando-se uma curva de empilhamento por difração e a função peso correspondente a diferentes configurações do processamento sísmico.

No quinto capítulo foram gerados uma série de modelos sintéticos, utilizando-se o pacote de modelagem sísmica seis88, desenvolvido por ČERVENÝ & PŠENČÍK, (1988). Este pacote utiliza o traçamento do raio para um meio acústico 2.5-D, para estratificado, de velocidade variando linearmente com a profundidade e com interfaces curvas. Com este algoritmo foi possível modelar seções de afastamento comum.

As seções de afastamento comum, servirão de entrada para o programa de migração. Como resultado da aplicação da operação de migração com amplitudes verdadeiras, os coeficientes de reflexão foram recuperados a partir das amplitudes das seções sísmicas migradas e comparadas com os coeficientes de reflexão obtidos do pacote seis88, e logo dispostos em um gráfico como função do afastamento.

As conclusões desta metodologia estão distribuídas no capítulo sexto, onde se faz um análise dos resultados para diferentes modelos.

No apêndice são apresentadas os desenvolvimentos matemáticos de algumas equações, por exemplo no cálculo dos parâmetros do raio, a curva de empilhamento e da função peso.

## 2 - O MÉTODO SÍSMICO

O método sísmico permite uma forma de determinar feições estruturais e parâmetros físicos que podem afetar a velocidade e a direção na propagação da onda sísmica, a qual inclui diferente tipo de onda, por exemplo, ondas refratadas, difrações, refletidas, etc. Nesta dissertação de mestrado, serão consideradas somente as reflexões primárias, que podem ser representadas por suas trajetórias de raios (Figura 2.1).

### 2.1 DESCRIÇÃO DO MODELO

O modelo sísmico apresentado assume que a velocidade varia somente com as coordenadas no plano  $y = 0$ , e sendo constante fora do mesmo. As ondas são emitidas a partir de uma fonte pontual localizada no eixo  $x$ . Devido à variação linear da velocidade com a profundidade, os raios apresentam-se como trajetórias tipo arcos de círculos (Figura 2.3).

#### 2.1.1 Modelo Sísmico 2.5-D

Usando um sistema Cartesiano geral de coordenadas, visando aplicar as propriedades do raio a um modelo 2.5-D, considera-se a terra constituída por camadas com um campo de velocidades  $v = v(z)$ , tendo na parte superior a superfície ( $\Sigma_0$ ), a qual é considerada plana ( $z=0$ ). Nesta superfície ao longo do eixo Cartesiano  $x$  é localizada a linha sísmica.

No modelo considerado o meio não apresenta variações ao longo do eixo  $y$ , o qual é perpendicular à direção da linha sísmica.

O modelo em subsuperfície é caracterizado pela superposição de camadas estratificadas, isotrópicas e não homogêneas, no plano perpendicular do eixo  $y$ , separadas por uma interface suave. A localização do par fonte-receptor ao longo do eixo  $x$  é descrito pelo parâmetro  $\xi$ , por exemplo,

$$S = S(\xi), \quad G = G(\xi). \quad (2.1)$$

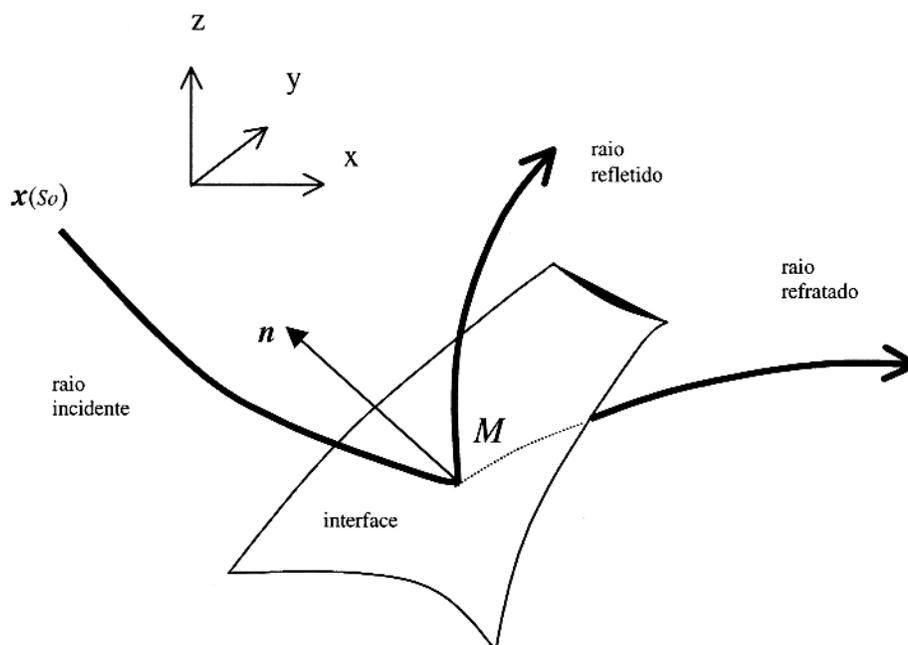


Figura 2.1 - Raio incidente, refletido e refratado em uma interface.

### 2.1.2 O evento: reflexão primária longitudinal P-P

Considera-se também que existam somente reflexões primárias P-P com pares fonte-receptor ( $S, G$ ) dados por

$$S = (x_S(\xi), 0, 0), \quad G = (x_G(\xi), 0, 0), \quad (2.2)$$

onde  $\xi$  é um parâmetro na superfície que identifica a posição de um par fonte-receptor.

A trajetória das reflexões primárias de alta frequência é, então, descrita por um raio que parte da fonte em  $S$ , formando um ângulo  $\alpha_0^S$  com a vertical, atinge o refletor  $\Sigma_r$  no ponto de reflexão  $M$ , com um ângulo de  $\alpha_M^S$  e parte com um ângulo  $\alpha_M^G$  e retorna à superfície da terra em  $G$ , formando um ângulo  $\alpha_0^G$  com a vertical. (Figura 2.2).

Assim, tem-se o posicionamento dos traços sísmicos, onde são consideradas somente reflexões primárias, cujas trajetórias são descritas por raios que partem de uma fonte em  $S(\xi)$  e atinge um ponto  $M$ , na profundidade, para depois retornar ao geofone  $G(\xi)$ , sendo  $\xi$  um parâmetro na superfície que identifica a posição do par fonte-receptor com o intervalo de variação de  $\xi$  conhecido como a abertura.

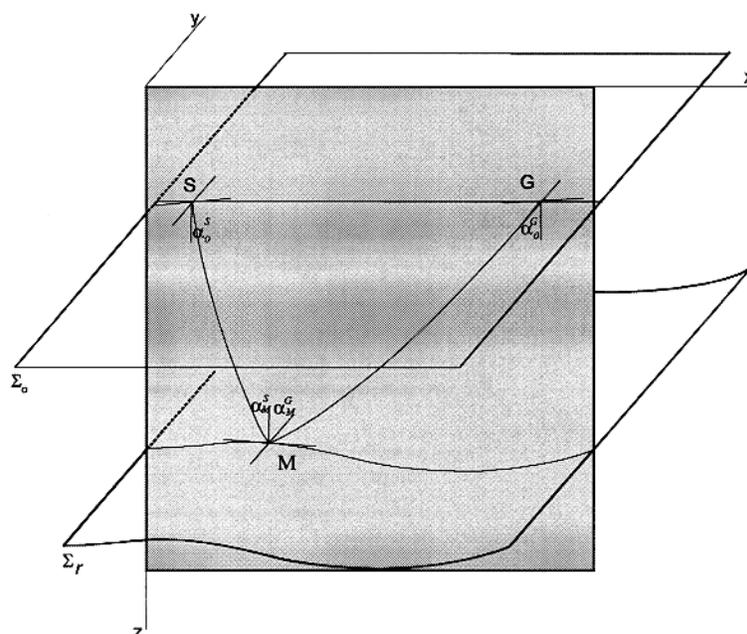


Figura 2.2 - Modelo esquemático 2,5-D da trajetória de uma reflexão primária dada pelo raio  $SMG$ , sendo identificados seus dois ramos  $SM$  e  $MG$ .

### 2.1.3 Modelo de velocidades

Como se pode observar em registros sônicos, a velocidade varia rapidamente. Se as variações são integradas sobre distâncias de um comprimento de onda determinada, pode-se obter uma função com as características referidas, exceto para discontinuidades onde têm-se fortes variações litológicos. Se as mudanças da velocidade são pequenas, é possível representar a distribuição da velocidade como uma função contínua de profundidade.

De modo geral, a suposição de um meio com velocidade constante não descreve fielmente um modelo real, para isso deve ser considerado que a velocidade muda ao passar de um ponto a outro. Na exploração sísmica usualmente a velocidade é tratada com pequenas variações em camadas suaves, como resultado de variações na densidade ou outras propriedades na geologia.

Assim a velocidade pode ser expressa como uma função contínua da profundidade, ou seja considerando um incremento linear de velocidade com a profundidade, então

$$v = v_0 + gz \quad (2.3)$$

onde  $v_0$  é a velocidade na vizinhança superior próxima do plano da superfície da terra,  $v$  a velocidade em profundidade, e  $g$  o gradiente de velocidade na subsuperfície. Em uma seção onde seja aplicado um modelo com uma distribuição de velocidades como dada em 2.3, a trajetória dos raios serão arcos de círculos. O raio parte do datum (na fonte) com ângulo  $\alpha_0^S$ ,

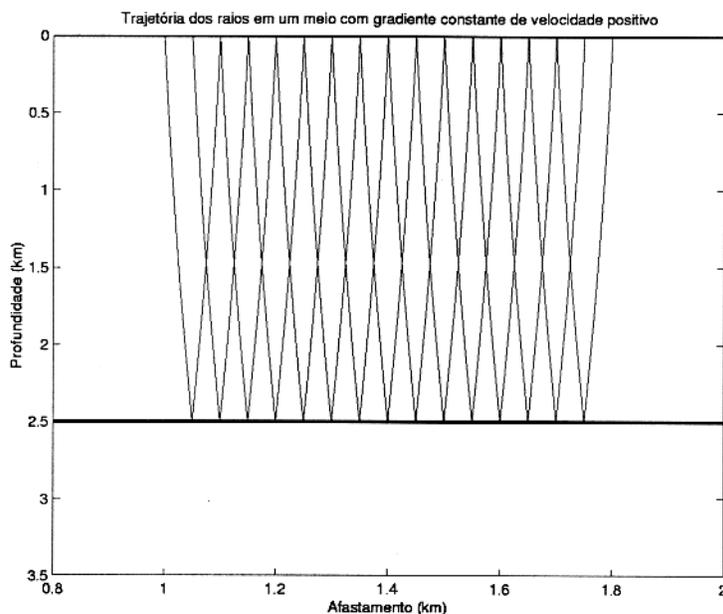


Figura 2.3 - Configuração afastamento comum e a trajetória dos raios em um meio com gradiente de velocidade constante e positivo.

deslocando-se no meio com velocidade que varia linearmente com a profundidade, atinge o refletor, e posteriormente é recebido no receptor.

A componente horizontal do vetor vagarosidade denominado  $p$  governa a trajetória do raio, como resultado da lei de Snell,

$$p = \frac{\text{sen}\alpha_0^i}{v_0} = \frac{\text{sen}\alpha_M^i}{v}, \quad i = S, G \quad (2.4)$$

onde  $v_0$  e  $v$  são as velocidades na superfície e na profundidade  $z$ , respetivamente.

Na operação de migração em profundidade, a trajetória do raio é de grande importância, a qual é fortemente influenciada pela distribuição de velocidades. Em geral, estas trajetórias são constituídas por curvas arbitrárias, numericamente computáveis.

A distribuição de velocidade pode variar linearmente com a profundidade, com um gradiente constante de velocidade que pode ser positivo ou negativo, segundo a velocidade incremente ou diminua com a profundidade, repectivamente.

A equação do círculo é encontrada ao considerar um pequeno incremento do traçamento de raio, de forma que

$$\frac{dx}{dz} = \tan \alpha_0^i \quad i = S, G \quad (2.5)$$

com  $dx$ , o elemento diferencial de comprimento ao longo do eixo  $x$ , e  $dz$  o elemento diferencial

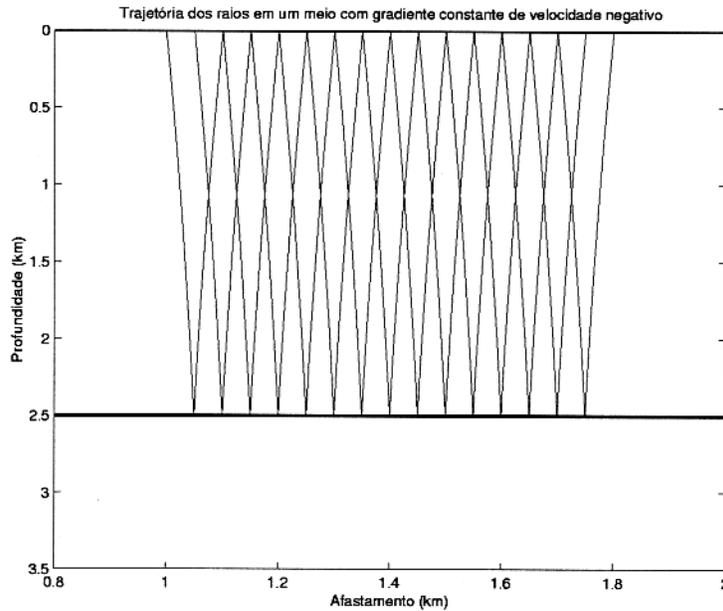


Figura 2.4 - Modelo sísmico com uma interface horizontal em uma configuração afastamento comum e a trajetória dos raios em um meio com gradiente de velocidade constante e negativo.

de comprimento ao longo do eixo  $z$ . Usando-se relações trigonométricas tem-se

$$dx = \frac{\text{sen} \alpha_0^i}{\sqrt{1 - \text{sen}^2 \alpha_0^i}} dz \quad i = S, G. \quad (2.6)$$

Substituindo-se  $\frac{dv}{g} = dz$ , obtido a partir da distribuição linear de velocidade e integrando tem-se

$$x = \int_{v_0}^v \frac{pv dv}{g\sqrt{1 - v^2 p^2}} = \frac{1}{gp} \sqrt{1 - p^2 v_0^2} - \frac{1}{gp} \sqrt{1 - p^2 v^2}. \quad (2.7)$$

No resultado da integral dada na equação 2.7 pode-se substituir a equação 2.3, então

$$\left( x - \frac{1}{pg} \sqrt{1 - v_0^2 p^2} \right)^2 + \left( z + \frac{v_0}{g} \right)^2 = \left( \frac{1}{pg} \right)^2, \quad (2.8)$$

com o qual estabelece-se que as trajetórias de raio são arcos de círculos (MICHAELS, 1977), cujo raio é

$$R_r = \frac{1}{pg} = \frac{v_0}{g \text{sen} \alpha_0^i}, \quad i = S, G \quad (2.9)$$

centrado em

$$x = x_r = R_r \cos \alpha$$

e

$$z = z_r = \frac{v_0}{g}.$$

Um simples modelo formado por uma camada sobre uma interface. (Figura 2.4). Mostra o efeito do gradiente de velocidade. Este efeito é proeminente para grandes distâncias. Segundo o gradiente de velocidade, o raio vai apresentar diferentes trajetórias, as quais podem ser visualizadas.

## 2.2 O CAMPO DE ONDAS ACÚSTICAS

Nesta seção descreve-se as ondas sísmicas correspondem a deformações acústicas propagando-se através da Terra, cuja deformação inicial é criada no registro sísmico no tempo  $t = 0$ , uma vez que a onda, ao ser originada pela fonte, movimenta-se pelo volume de rocha produzindo uma pressão.

Na literatura sísmica (BEN-MENACHEM & SINGH, 1981), é comum expressar as propriedades acústicas do meio em termos da velocidade e densidade, embora os dois fundamentais parâmetros acústicos sejam a compressibilidade e a densidade, que juntos determinam a propagação da velocidade acústica.

Por razões práticas, a equação da onda acústica é usada para descrever o campo de ondas sísmico em subsuperfície, a dedução desta equação pode ser feita mediante a aplicação da lei de Hooke e da lei de Newton. Assim a equação da onda em coordenadas Cartesianas em um meio com densidade constante é dada por

$$\nabla^2 \mathbf{u} = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} \quad (2.10)$$

onde assume-se  $v$  como a velocidade de propagação da onda no meio e  $\mathbf{u}$  o vetor deslocamento

$$\mathbf{u} = \mathbf{u}(x, y, z, t) \quad (2.11)$$

Uma das formas importantes da onda acústica é da onda esférica, para a qual considera-se uma fonte pontual que depende da posição da fonte e do tempo, sendo expressa como

$$\nabla^2 \mathbf{u} - \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} = \delta(\mathbf{x} - \mathbf{x}_0) \delta(t) \quad (2.12)$$

## 2.3 CONFIGURAÇÕES DE LEVANTAMENTO DE DADOS.

A trajetória de uma reflexão primária, na aproximação das altas frequências, é dada pelo raio  $SMG$ , identificados seus dois ramos  $SM$  e  $MG$ , (Figura 2.2).

### 2.3.1 Configurações

No caso de qualquer configuração, o par fonte-receptor pode ser descrito conforme a equação (2.1). A posição de um par fonte-receptor é especificada por um único parâmetro, no caso  $\xi$ . Para qualquer configuração de medida especificada (SCHLEICHER et al., 1993), em duas dimensões,

$$x_S = x_{S_0} + \Gamma_S (\xi - \xi_0), \quad x_G = x_{G_0} + \Gamma_G (\xi - \xi_0), \quad (2.13)$$

onde  $x_{S_0}$  e  $x_{G_0}$  são coordenadas de um par fonte-receptor fixo definido por  $\xi = \xi_0$ .  $\Gamma_S$  e  $\Gamma_G$  são constantes que dependem somente da configuração de medida. As configurações de medida consideradas, obtidas a partir de (2.13) com  $\xi^*$  arbitrário usadas em sismica são:

1. Afastamento comum: Um par fonte-receptor  $x_S, x_G$  é deslocado na superfície  $z = 0$  tal que os deslocamentos  $(x_S - x_{S_0})$  e  $(x_G - x_{G_0})$  são iguais. Esta configuração é descrita pelas equações (2.13) se  $\Gamma_S = 1$  e  $\Gamma_G = 1$ . Caso coincidam  $x_{S_0} = x_{G_0}$ , tem-se a configuração afastamento nulo.
2. Ponto médio comum: Esta configuração é descrita pelas equações (2.13) se  $\Gamma_S = 1$  e  $\Gamma_G = -1$ . Um par fonte-receptor é deslocado na superfície tal que o seu ponto médio  $1/2(x_S + x_G) = 1/2(x_{S_0} + x_{G_0})$  é fixo.
3. Fonte comum: A posição da fonte  $x_S$  é fixa em  $x_{S_0}$  e os receptores são distribuídos ao longo da linha sísmica. Esta configuração é descrita pelas equações (2.13) se  $\Gamma_S = 0$  e  $\Gamma_G = 1$ .
4. Receptor comum: A posição do receptor é fixada no ponto  $x_G = x_{G_0}$  e a fonte é deslocada ao longo da linha sísmica. Esta configuração é descrita pelas equações (2.13) com  $\Gamma_S = 1$  e  $\Gamma_G = 0$ .

## 3 - APROXIMAÇÃO ASSINTÓTICA DO RAIOS: Caso 2.5-D

O método assintótico da teoria do raio provê uma técnica útil para a modelagem, migração e inversão. Usando a serie assintótica como solução da equação da onda, o método do traçamento do raio pode ser desenvolvido para geometrias arbitrárias e modelos tridimensionais. Esta aproximação nas altas frequências (assintótica) pode ser afetada pela preseça de caústicas, zonas de sombra, etc, tendo que serem feitas modificações como aplicação de filtros, índices, etc.

### 3.1 DESLOCAMENTO DA PARTÍCULA

A componente principal da reflexão primária do campo de ondas sísmicas gerado por uma fonte pontual localizada em  $\mathbf{x}_s$ , e registrada em  $\mathbf{x}_G$ , pode ser expresso na aproximação de ordem zero dado por ČERVENÝ, (1985) como

$$\mathbf{u}(\mathbf{x}, \tau) = \mathbf{U}_o(\mathbf{x})e^{i\omega\tau}. \quad (3.1)$$

A função vetorial  $\mathbf{U}_o$  será correspondente ao termo da amplitude. Assume-se que  $\mathbf{U}_o$  e  $\tau$  dependem somente das coordenadas espaciais, isto é, são independentes de  $\omega$ .

A componente principal da reflexão primária descreve o deslocamento da partícula na direção do raio no ponto do receptor  $G$ .

O traço sísmico é a superposição de componentes principais das reflexões primárias, registrados no receptor  $\mathbf{x}_G$  localizados na superfície  $\Sigma_o$ .

#### 3.1.1 Equação iconal

Considerando a aproximação assintótica do raio, a função tempo de trânsito  $\tau = \tau(\mathbf{x})$  satisfaz a equação iconal (ČERVENÝ, 1987)

$$\nabla\tau \cdot \nabla\tau = 1/v^2(\mathbf{x}), \quad (3.2)$$

onde  $v$  é a velocidade de fase da onda  $P$ .

### 3.1.2 Equação de transporte

Para uma onda compressional pura (onda P),  $U_o$  o fator de amplitude pode ser expresso por

$$U_o = U_o v \nabla \tau. \quad (3.3)$$

$U_o = U_o(\mathbf{x})$  representa o deslocamento da partícula na direção tangente à trajetória do raio, é uma função escalar que satisfaz a equação de transporte 3-D com densidade constante e velocidade variando, dada por

$$2(\nabla \tau \cdot \nabla U_o)v^2 + v^2 U_o \nabla^2 \tau + U_o(\nabla \tau \cdot \nabla v^2) = 0. \quad (3.4)$$

A solução da equação de transporte pode ser expressa na aproximação de ordem zero da componente principal do campo de ondas refletido (ČERVENÝ, 1987)

$$U_o = \frac{R_c A}{\mathcal{L}}, \quad (3.5)$$

onde  $R_c$ , é o coeficiente no ponto de reflexão dado por

$$R_c(x, \alpha) = \frac{\cos \alpha - \sqrt{v^2(x)/v_+^2(x) - \sin^2 \alpha}}{\cos \alpha + \sqrt{v^2(x)/v_+^2(x) - \sin^2 \alpha}}, \quad (3.6)$$

em que  $v_-$  e  $v_+$  são as velocidades abaixo e acima do refletor, respectivamente.  $\alpha$  é o ângulo de incidência no refletor. O factor de amplitude  $A$  corresponde a perda total de energia, devido a transmissão através das interfaces ao longo da trajetória do raio. Ao considerar o fator de amplitude,  $A = 1$ , não estão sendo consideradas tais perdas.  $\mathcal{L}$ , corresponde ao espalhamento geométrico, e será descrito posteriormente.

Ao considerar-se um meio 2.5-D, obtém-se a importante relação entre as soluções das equações de transporte 2.5-D ( $U_{2.5D}$ ) e 2-D ( $U_{2D}$ ) conforme (BLEISTEIN, 1986)

$$U_{2.5D}(\xi, \omega) = U_{2D}(\xi, \omega) \sqrt{\frac{\omega}{2\pi\sigma}} e^{-i\frac{\pi}{4} \text{sign}(\omega)} \quad (3.7)$$

onde  $\sigma$  corresponde ao parâmetro ao longo do raio que descreve o efeito fora do plano,

$$\sigma = \int_A^B v^2(\tau) d(\tau) = \int_A^B v(s) ds, \quad (3.8)$$

sendo  $\tau$  o tempo de trânsito e  $s$  o comprimento do arco.

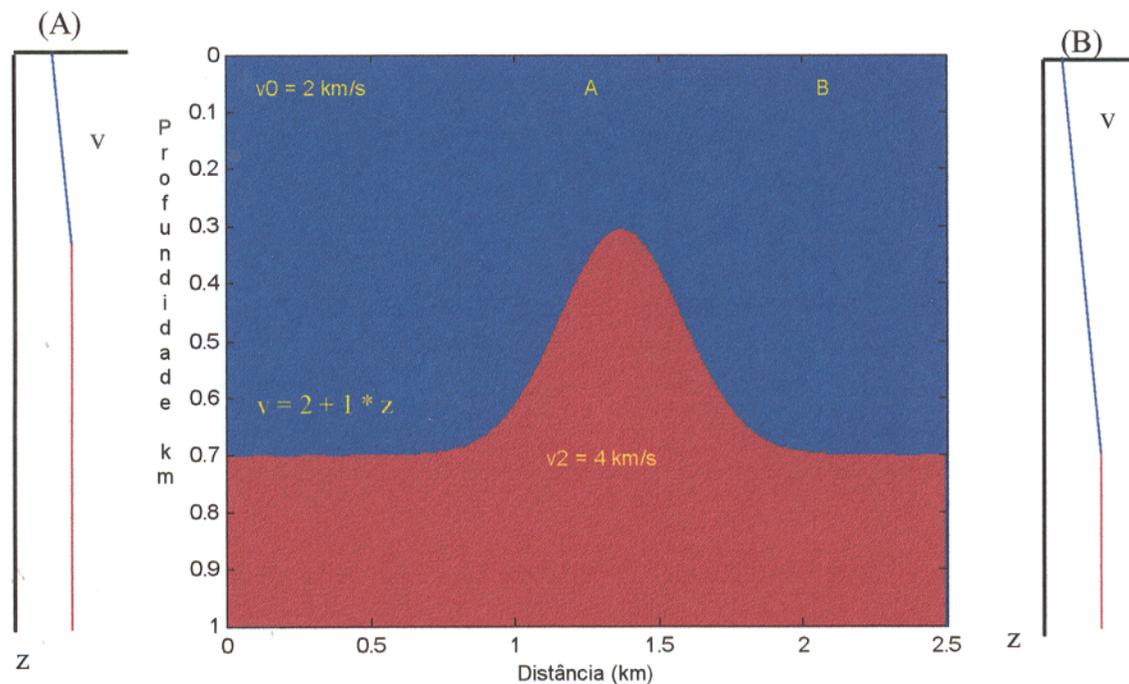


Figura 3.1 - Modelo de velocidades com uma interface curva. A camada superior apresenta uma velocidade inicial de  $2\text{ km/s}$  e um gradiente de velocidade de  $1\text{ s}^{-1}$ . Nos pontos A e B, a variação da velocidade é dada por  $v = 2 + z$ .

### 3.2 MODELO DE VELOCIDADE COM GRADIENTE CONSTANTE

Em camadas individuais é possível ter uma distribuição de velocidade com gradiente constante de velocidade, tais escolhas permitem obter a solução analítica para a trajetória do raio e o tempo de trânsito.

Modelos de velocidades incluem a distribuição de velocidades nos meios adjacentes, separados por uma interface, (Figura 3.1). Na camada superior tem-se uma velocidade variando linearmente com a profundidade, e na segunda camada uma velocidade constante. Devido ao interesse em localizar a estrutura geométrica na subsuperfície, nos capítulos seguintes serão apresentados diferentes modelos geométricos de uma interface refletora ou um refletor de forma horizontal ou curva.

Nos diferentes modelos gerados, é simulada uma configuração sísmica terrestre e a trajetória dos raios na subsuperfície. A fonte corresponde a um disparo no tempo ( $t=0$ ), com a disposição na linha sísmica dos receptores, os quais registram as vibrações do terreno causados pela fonte. As ondas sísmicas 'trânsitam' como raios, começando pela fonte até a série de receptores. Neste caso, corresponde a uma configuração tipo afastamento comum.

Segundo o princípio de Fermat, dado um modelo de velocidades, pode-se encontrar a trajetória do raio e o tempo de trânsito, e ser feita a modelagem.

### 3.2.1 Espalhamento geométrico em um meio com velocidade constante

Para avaliar as amplitudes é necessário determinar o espalhamento geométrico o que é feito pelo traçado dinâmico de raio.

Ao particularizar para velocidade constante, as funções do raio são bem conhecidas, sendo

$$\cos \alpha_M^i = \cos \alpha_0^i = \frac{z}{\sqrt{(x - x_i(\xi))^2 + z^2}} \quad i = S, G, \quad (3.9)$$

Com uma distribuição de velocidade constante  $v = v_0$ , os ramos do raio  $SM$  e  $MG$ , são linhas retas, assim o comprimento  $l_S$  e  $l_G$  podem ser expressos por

$$l_i = \sqrt{(x - x_i(\xi))^2 + z^2}, \quad (i = S, G), \quad (3.10)$$

resolvendo as equações características (BLEISTEIN, 1986), obtêm-se o espalhamento geométrico 2D  $\bar{\mathcal{L}}$ , para o caso de uma fonte pontual, e o parâmetro  $\sigma$

$$\bar{\mathcal{L}} = \sqrt{\frac{l_i}{v_0}}, \quad \sigma = v_0 l_i, \quad (i = S, G) \quad (3.11)$$

sendo o parâmetro do raio  $\sigma$  definido como o parâmetro do raio fora do plano que está relacionado com o percurso do raio ao longo de um caminho curvo expresso como

$$\sigma_i = \int_0^z \frac{v(M) dz'}{\cos \alpha_M^i} \quad i = S, G \quad (3.12)$$

para o caso de um meio com velocidade constante, a velocidade de superfície e na profundidade  $z$ , são iguais.

### 3.2.2 Modelo com gradiente constante de velocidade. Caso 2.5-D

Neste caso, as formulações correspondem a uma distribuição de velocidades que varia linearmente com a profundidade - equação (2.3) - supondo-se um gradiente constante de velocidade.

Ao resolver a equação com respeito ao parâmetro  $(x_i - x(\xi))$ , seguindo o mesmo desenvolvimento do Capítulo 2, a partir da equação 2.7 e ao fazer que  $p$  esteja em evidência, temos

$$p = \frac{2g(x - x(\xi))}{\sqrt{[(g(x - x(\xi))^2 + v_0^2 + v^2)]^2 - (2vv_0)^2}}. \quad (3.13)$$

Com a distribuição de velocidade dada na equação (2.3) incluída nas equações (A.3) e (A.5) (ver apêndice B) pode ser obtido o parâmetro do raio (MARTINS et al, 1997)

$$\sigma_i = \frac{\ell_i}{2} \sqrt{g^2 \ell^2 + 4vv_0}, \quad (i = S, G) \quad (3.14)$$

sendo  $v$  a velocidade da onda no ponto  $M$  em profundidade, enquanto  $\ell_S$  e  $\ell_G$ , as distâncias de  $S$  até  $M$  e de  $M$  até  $G$ , como definidas na equação (3.10). Ao substituir a distribuição de velocidades, a integral pode ser resolvida analiticamente como (Apêndice B)

$$\bar{\mathcal{L}}_i = \left[ \frac{\cos \alpha_M^i \cos \alpha_0^i}{v} \int_0^z \frac{n^2(z') dz'}{\{n^2(z') - \sin^2 \alpha_0^i\}^{3/2}} \right]^{1/2} \quad (3.15)$$

que para o caso do gradiente constante é dado por

$$\bar{\mathcal{L}}_i = \sqrt{\frac{\sigma_i}{2vv_0}} \quad i = S, G. \quad (3.16)$$

O fator  $n$  é definido como a relação  $\frac{v_0}{v(z)}$ .

No caso de diferentes meios, a fonte deve ser definida segundo a decomposição do espalhamento geométrico  $\mathcal{L}$ , para o caso de uma fonte pontual 3-D ao longo do raio e dentro do plano AB. Admite-se também a decomposição em contribuições dentro e fora do plano, a qual pode-se escrever como (BLEISTEIN, 1986)

$$\mathcal{L} = \bar{\mathcal{L}} \sqrt{\sigma} \quad (3.17)$$

onde  $\bar{\mathcal{L}}$  é simplesmente o fator de espalhamento geométrico dentro do plano, para o caso 2-D de uma fonte linha.

## 4 - MIGRAÇÃO COM AMPLITUDES VERDADEIRAS

Na sismica de reflexão, as amplitudes estão influenciadas por uma série de efeitos, aos quais incluem-se efeitos produzidos pela fonte e geofones, espalhamento geométrico, reflexões, dispersão, etc. Mediante a migração, preservando as amplitudes, é possível remover muitos efeitos produzidos pela existência do espalhamento geométrico.

As formulações utilizadas no método de migração são representadas por integrais de empilhamento tipo Kirchhoff com o objetivo de recuperar as amplitudes das reflexões primárias, no caso que a distribuição de velocidades fornecida no modelo seja correta.

### 4.1 FATORES QUE AFETAM AS AMPLITUDES

Ao ser feita a aquisição ou pré-processamento dos dados, as amplitudes nos dados de reflexão sísmica são influenciadas por uma série de fatores (SHERIFF, 1975) que precisam ser removidos na etapa de processamento dos dados. Estes efeitos incluem fatores que contém informações do meio, por exemplo a composição das reflexões múltiplas, e os considerados ruídos. Neste último tem-se os fatores que não dependem do afastamento, por exemplo, o acoplamento fonte e receptor, a sensibilidade dos geofones, e os ruídos instrumentais e aleatórios. Além disso tem-se os efeitos que contém informação do meio produzidos ou influenciados pelo afastamento, (Figura 4.1).

### 4.2 DEFINIÇÃO GERAL: OPERADOR DE KIRCHHOFF

Esta etapa compreende a adaptação do algoritmo de amplitude verdadeira descrito por SCHLEICHER et al. (1993), para o caso de um modelo 2.5-D com gradiente constante de velocidade.

Para o deslocamento analítico da partícula, a reflexão primária de uma fonte pontual em subsuperfície, pode ser expressa por

$$U_o(\xi, t) = R_c \frac{A}{\mathcal{L}} W(t - \tau_R(\xi)), \quad (4.1)$$

onde  $W$  é o sinal analítico, (com sinal da fonte sendo sua parte real e a parte imaginária é a sua transformada de HILBERT).  $\mathcal{L}$  é o espalhamento geométrico;  $A$  é a perda de energia

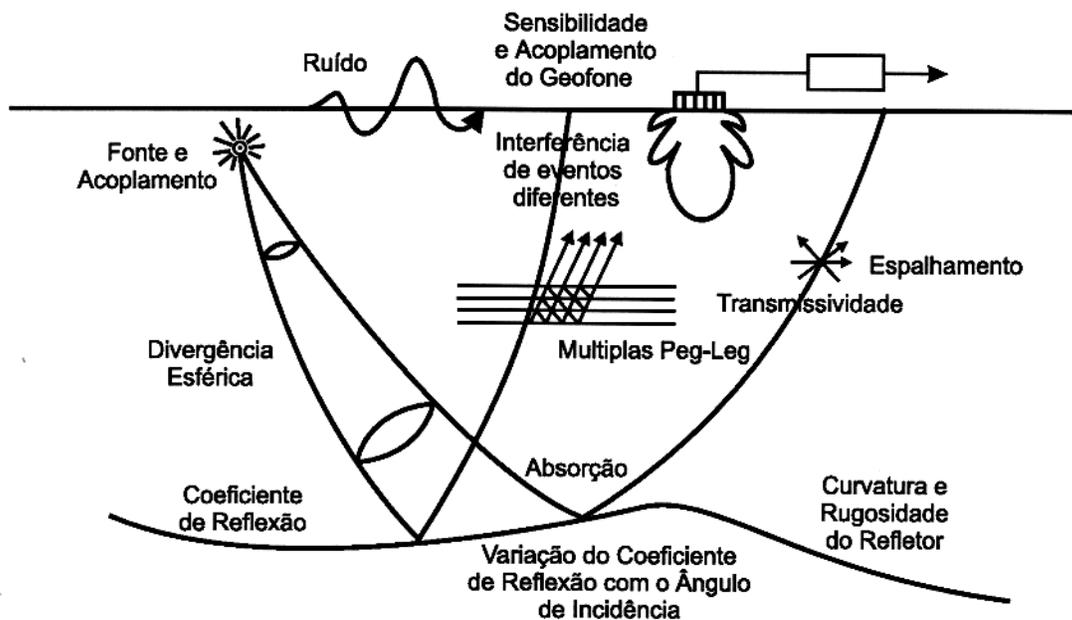


Figura 4.1 - Fatores que afetam as amplitude sísmicas(SHERIFF, 1975).

devido a transmissão através das interfaces.  $\tau_R$  é o tempo de trânsito da reflexão primária do raio que parte da fonte ( $S$ ), reflete no refletor, e atinge o geofone em  $G$ , (Figura 2.2), e não precisa ser conhecido, a priori, para aplicar a migração.

Reflexões de ondas primárias multiplicadas pelo espalhamento geométrico  $\mathcal{L}$  e deslocadas a  $t = 0$ , são referidas como o sinal analítico em amplitudes verdadeiras. Então, ao multiplicar cada reflexão primária pelo espalhamento geométrico e deslocado para o ponto  $R$  na profundidade, o sinal com amplitude verdadeira é dado por

$$\mathcal{L}(U_o)(\xi, t + \tau_R) = R_c A W(t) = U_{TA}(t) \quad (4.2)$$

#### 4.2.1 Curva de difração

O percurso do raio está influenciado pela distribuição de velocidade, até o ponto  $M = M(x, z)$  em profundidade, e usado para calcular o tempo de trânsito, adicionado aos tempos por empilhamento por difração para obter a migração, pelo qual é preciso obter o valor das amplitudes para cada ponto  $M$  na profundidade. Ao conectar cada ponto  $S$  e  $G$  com o ponto  $M$ , pode-se efetuar o somatório ao longo da superfície de Huygens  $\tau_D(\xi, M)$ , para obter o valor das amplitudes para cada ponto  $M$ , que é expressa matematicamente como

$$\tau_D = \tau(S, M) + \tau(M, G). \quad (4.3)$$

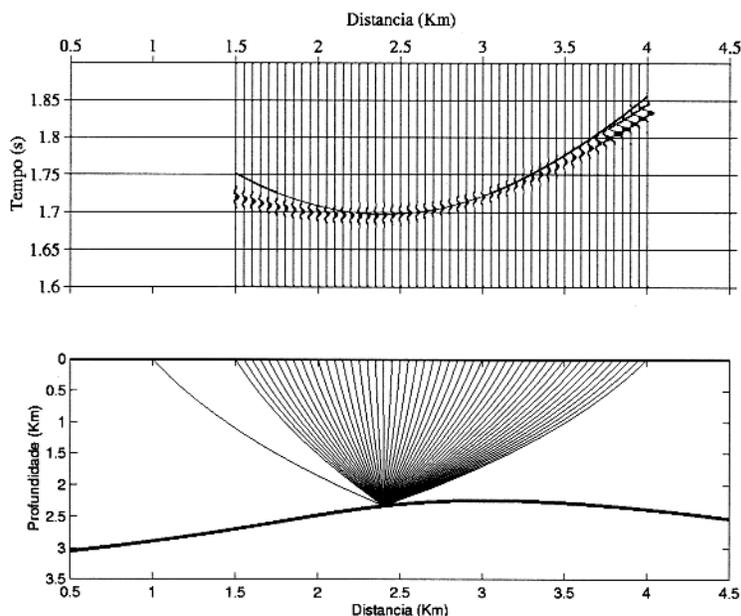


Figura 4.2 - Ponto difrator posicionado no refletor com a trajetória dos raios e curva de tempos de trânsito tangente à curva de reflexão, apresentando a seção sísmica junto à curva de Huygens.

Para obter a imagem migrada pelo empilhamento de difração, assume-se que a superfície ( $z = 0$ ) é densamente coberta por pares fonte-receptor, escolhe-se um ponto  $M$ , na profundidade, e são construídas as diferentes curvas de difração para os pares fonte-receptor. Nesse caso é calculada a soma dos tempos de trânsito entre a fonte  $S(\xi)$  e o ponto  $M(x, z)$ , e desse ponto até o receptor  $G(\xi)$ , cujo valor corresponde à curva de difração no traço posicionado em  $\xi$ .

As amplitudes, distribuídas ao longo da curva de difração, são somadas e posicionadas no ponto  $M$ , na seção a ser migrada na profundidade. A curva de difração, ao ser tangente a uma reflexão, coincide com o evento de reflexão que corresponde aos registros de tempos de trânsito, (Figura 4.2), nesse caso o resultado do empilhamento fornecerá um valor significativo. Caso contrário, esse valor não terá influência na seção de saída, porque não se tem contribuições, para o resultado do empilhamento (Figura 4.3).

Depois que essa etapa de processamento ter sido feita para todos os pontos da zona alvo, na profundidade, obtêm-se a imagem migrada em profundidade.

No processo de imageamento através de integrais tipo Kirchhoff produz-se uma deformação do pulso, independente de que o modelo de velocidades seja correto ou não, conforme TYGEL et al. (1994). trânsito da configuração de entrada com

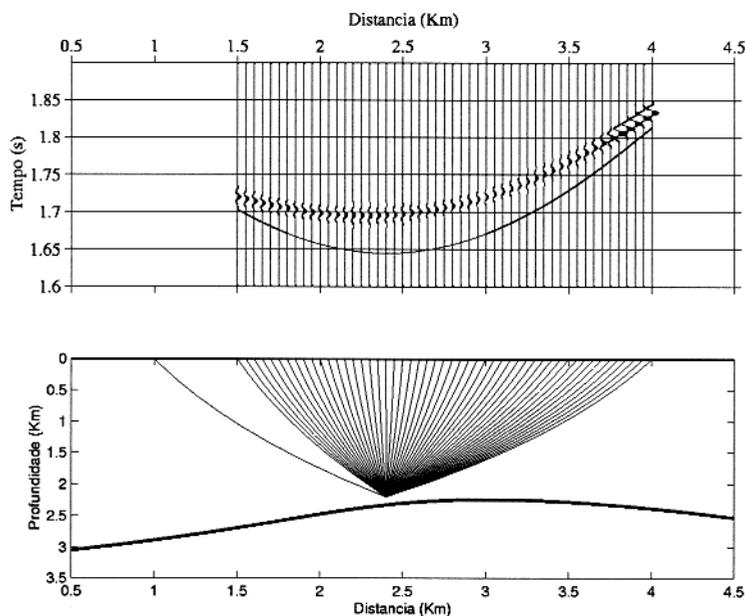


Figura 4.3 - Ponto difrator fora do refletor com a trajetória dos raios e a curva de tempos de trânsito que não tangencia a curva de reflexão, apresentando a seção sísmica junto à curva de Huygens.

#### 4.2.2 Integral de migração

Sendo a saída da operação de migração para um ponto  $M$  em profundidade

$$V(M, t) = \frac{-1}{2\pi} \int_A d\xi w(\xi, M) \times \dot{U}(\xi, t + \tau_D(\xi, M)), \quad (4.4)$$

a integral (4.4) pode ser entendida como migração de Kirchhoff (SCHLEICHER et al., 1993), onde o símbolo  $(\cdot)$ , denota a primeira derivada com respeito ao tempo,  $w$ , é a função peso.

#### 4.3 TEORIA DA MIGRAÇÃO COM AMPLITUDE VERDADEIRA 2,5-D

Ao particularizar a formula de saída da migração 3-D, para a geometria 2,5-D, considera-se a abertura da migração  $A$  como uma *tira* infinita na coordenada  $\xi_2$  com a coordenada  $\xi_1$  limitada ao intervalo  $a_1 \leq \xi_1 \leq a_2$  (MARTINS et al., 1997)

$$\hat{V}(M, \omega) = -\frac{i\omega}{2\pi} \int_{a_1}^{a_2} \int_{-\infty}^{+\infty} d\xi_2 d\xi_1 w(\boldsymbol{\xi}, M) \hat{U}(\boldsymbol{\xi}, \omega) e^{i\omega\tau_D(\boldsymbol{\xi}, M)}. \quad (4.5)$$

A integral em  $\xi_2$  é resolvida assintoticamente pelo método da fase estacionária (BLEISTEIN, 1984). A condição de fase estacionária, de acordo com BLEISTEIN et al. (1987), é

dada por

$$\frac{\partial \tau_D(\xi, M)}{\partial \xi_2} = \left( \frac{1}{\sigma_s} + \frac{1}{\sigma_g} \right) \xi_2 = 0, \quad (4.6)$$

o que significa que a fase  $\tau_D(\xi, M)$  do integrando em (4.5) tem um ponto estacionário em  $\xi_2 = 0$ . Para a aplicação do método da fase estacionária, os seguintes resultados também são necessários:

$$\left. \frac{\partial^2 \tau_D(\xi, M)}{\partial \xi_2^2} \right|_{(\xi_1, 0, M)} = \frac{1}{\sigma_s} + \frac{1}{\sigma_g}, \quad (4.7)$$

$$\text{sgn} \left[ \left. \frac{\partial^2 \tau_D(\xi, M)}{\partial \xi_2^2} \right|_{(\xi_1, 0, M)} \right] = +1, \quad (4.8)$$

o que permite escrever a integral de migração 2,5-D como

$$\hat{V}(M, \omega) = \sqrt{\frac{-i\omega}{2\pi}} \int_{a_1}^{a_2} d\xi w_{2,5}(\xi, M) \hat{U}(\xi, \omega) e^{i\omega \tau_D(\xi, M)}, \quad (4.9)$$

que corresponde, no domínio do tempo, a

$$V(M, t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{a_1}^{a_2} d\xi w_{2,5}(\xi, M) \partial_{t-}^{1/2} U(\xi, t + \tau_D(\xi, M)), \quad (4.10)$$

onde  $\partial_{t-}^{1/2}$  é o operador semi-derivada anti-causal.

#### 4.3.1 Função peso 2.5-D

Utilizando a seguinte notação simplificada:  $U(\xi_1, 0, t) = U(\xi, t)$  e  $\tau_D(\xi_1, 0, M) = \tau_D(\xi, M)$ . A função peso 2,5-D para um macromodelo de velocidades é definido através da aproximação das altas frequências, pela integral de empilhamento por difração, para um ponto crítico  $\xi^*$ , dentro da abertura de migração. Então

$$w_{2,5}(\xi, M) = w(\xi_1, 0, M) \left( \frac{1}{\sigma_s} + \frac{1}{\sigma_g} \right)^{-\frac{1}{2}}. \quad (4.11)$$

A função peso por empilhamento de difração na fórmula (4.4) pode ser escrita como (TYGEL et al. 1996)

$$w_{DS}(\xi; M) = \frac{v^2(M) h_B}{2 \cos \alpha_M} \mathcal{L}_S \mathcal{L}_G, \quad (4.12)$$

onde  $\mathcal{L}_S$  e  $\mathcal{L}_G$  são os fatores de espalhamento geométrico (fonte pontual), nos segmentos  $SM$  e  $MG$ , e  $h_B$  é o determinante de Beylkin, definido por

$$h_B = \det \begin{pmatrix} \nabla \tau_D \\ \left( \frac{\partial}{\partial \xi_1} \right) \nabla \tau_D \\ \left( \frac{\partial}{\partial \xi_2} \right) \nabla \tau_D \end{pmatrix}, \quad (4.13)$$

sendo as derivadas avaliadas para a posição  $\xi$ , fonte-receptor e o ponto  $M$  em profundidade.

O determinante de Beylkin, restringido para um ponto de reflexão, é definido por SCHLEICHER et al.(1993), como na equação (4.13). O determinante de Beylkin pode ser descomposto em contribuições dentro e fora do plano, tem-se

$$h_B(\xi, 0; M) = \bar{h}_B(\xi, 0; M) \left( \frac{1}{\sigma_S} + \frac{1}{\sigma_G} \right), \quad (4.14)$$

com  $\sigma_S$  e  $\sigma_G$  medidos ao longo dos ramos  $SM$  e  $MG$ .  $\bar{h}_B$  corresponde ao determinante de Beylkin bidimensional

$$\bar{h}_B = \begin{pmatrix} \frac{\partial \tau_D}{\partial x} & \frac{\partial \tau_D}{\partial z} \\ \frac{\partial \tau_D}{\partial \xi \partial x} & \frac{\partial \tau_D}{\partial \xi \partial z} \end{pmatrix}. \quad (4.15)$$

O determinante de Beylkin pode ser simplificado (DE CASTRO & ČERVENÝ, 1991)

$$h_B = \left[ \frac{2 \cos \alpha_M}{v(M)} \right] \left[ \frac{\cos \alpha_M^S}{\sigma_G} + \frac{\cos \alpha_M^G}{\sigma_S} \right], \quad (4.16)$$

No resultado da integral de saída da migração 2.5-D, pode-se escrever a função peso como (MARTINS et al.,1997)

$$w_{2.5} = v(M) \mathcal{L}_G \mathcal{L}_S \sqrt{\sigma_S + \sigma_G} \left[ \frac{\cos \alpha_S}{\sigma_S} + \frac{\cos \alpha_G}{\sigma_G} \right], \quad (4.17)$$

assim, temos a função peso para um meio 2.5D com gradiente constante de velocidade,

$$w_{2.5} = \frac{1}{v_0} \sqrt{\frac{1}{\sigma_S} + \frac{1}{\sigma_G}} [\sigma_G \cos \alpha_M^S + \sigma_S \cos \alpha_M^G]. \quad (4.18)$$

O traçamento do raio é suficiente para encontrar a função peso e as trajetórias de empilhamento. Esta função peso não inclui a correção devido à existência de caústica.

### 4.3.2 Fórmula final de migração

A expressão 4.17 depende somente de fatores relacionados aos dois ramos do raio (ramos  $SM$  e  $MG$ ) e pode ser calculada independentemente de  $R$ . Portanto, podemos generalizar essa expressão para um ponto  $M$  qualquer do modelo.

Resumindo o processo até migração:

1. São calculadas as componentes principais dos traços sísmicos ;
2. Cada traço transforma-se em um traço complexo, (sinal analítico) ao qual é aplicado o filtro  $\sqrt{-i\omega}$ , sendo a parte imaginária do traço sua transformada de Hilbert;

3. É especificado um intervalo de valores de  $\xi$  (abertura  $A$ ), dados pela configuração de medida na linha sísmica.
4. Na zona alvo, que corresponde à área de aplicação da migração, isto é, a parte do macromodelo de velocidades com um gradiente constante na qual a migração deve ser efetuada, pontos  $M$  da subsuperfície são distribuídos e formam uma malha retangular 2-D.
5. Em todos os pontos  $S$  e  $G$  da superfície deve ser calculado o tempo de trânsito para todos os pontos  $M$  da subsuperfície usando um algoritmo eficiente.
6. Os passos a seguir são repetidos para cada ponto  $M$  da região de interesse na subsuperfície. O resultado é uma seção migrada com amplitude verdadeira no domínio da profundidade ou tempo.
  - a) Para um ponto  $M$ , a curva de tempo de trânsito de Huygens  $\tau_D(\xi, M)$  é calculada para todo  $\xi \in A$  como a soma dos tempos de trânsito ao longo dos dois ramos do raio  $SM$  e  $GM$ , onde  $S$  e  $G$  são especificados por  $\xi$ ;
  - b) Para um ponto  $M$ , a função peso  $w(\xi, M)$  é calculada para todo  $\xi \in A$ . Se, somente tempos de trânsito são disponíveis, as segundas derivadas dos tempos de trânsito devem ser calculadas para a determinação do módulo dos pesos. O traçamento dinâmico de raios, por outro lado, permite a determinação do módulo e da fase da função peso;
  - c) Para cada ponto  $M$ , as amplitudes filtradas por  $\sqrt{-i\omega}$  no tempo  $\tau_D(\xi, M)$  são multiplicados pela função peso  $w(\xi, M)$  e somados para todo  $\xi \in A$ .
  - d) Para uma migração em profundidade, o sinal empilhado resultante é simplesmente exibido em  $M$ . Se o ponto  $M$  pertence ao refletor, o empilhamento fornece um valor proporcional ao coeficiente de reflexão complexo variando com o ângulo de reflexão.

## 5 - APLICAÇÃO A DADOS SINTÉTICOS

Neste capítulo, será feita a descrição da implementação do algoritmo de migração na profundidade, com amplitudes verdadeiras para o caso de uma distribuição com velocidade variando linearmente com a profundidade; além de ter-se as análises para testes com dados sintéticos, com os quais pretende-se confirmar que os resultados migrados contêm amplitude verdadeira. O algoritmo corresponde a uma versão adaptada do algoritmo para migração com amplitudes verdadeiras efectuado por URBAN(1998), onde foi implementado o algoritmo de migração para um modelo com gradiente constante de velocidade. A estrutura do algoritmo pode ser visualizada na sequência de processamento, seguida para a obtenção da seção sísmica migrada com amplitudes verdadeiras.

Na primeira parte da sequência do processamento de dados, tem-se primeiro a geração dos traçamentos dos raios e do modelo cuja sequência é apresentada no fluxograma (Figura 5.1).

Foram efetuados testes com dados sintéticos para verificar a eficácia do algoritmo de migração com amplitudes verdadeiras, e obter os coeficientes de reflexão, que é influenciado por uma série de fatores, e pela complexidade estrutural.

### 5.1 AMOSTRAGEM

A amostragem do campo de ondas é realizado em intervalos constantes de tempo ( $\Delta t$ ). Quando temos uma amostragem inadequada produz-se o fenômeno conhecido como falseamento (aliasing). Quando o intervalo de amostragem, é muito pequeno o sinal amostrado corresponderá à representação mais próxima do sinal contínuo original. Para o caso em que o intervalo de amostragem seja muito grande, as componentes de alta frequência não serão amostradas corretamente. Assim, para um intervalo de amostragem  $\Delta t$ , o limite entre as altas frequências amostradas corretamente e aquelas que apresentam aliasing, é dado pela frequência de Nyquist  $f_{Nyq}$ , definida pela expressão (HANITZSCH, 1995)

$$f < f_{Nyq} = \frac{1}{2\Delta t}. \quad (5.1)$$

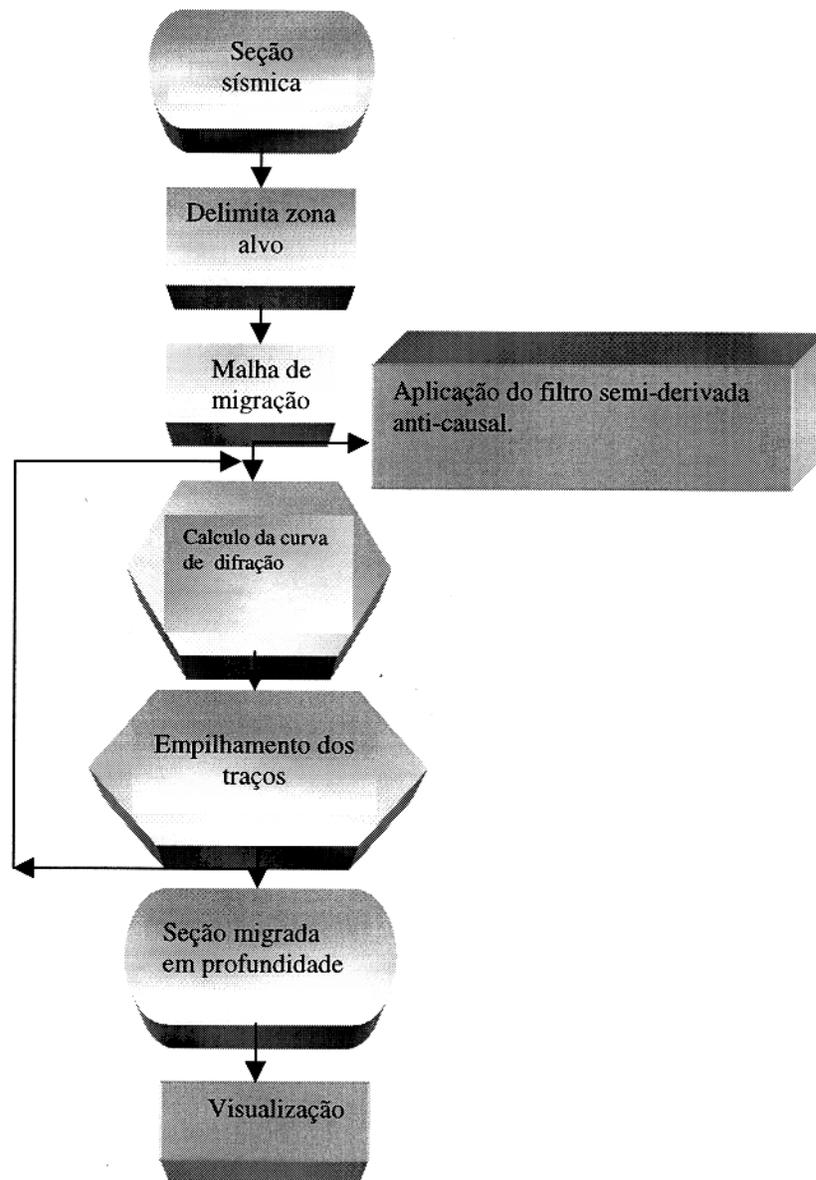


Figura 5.1 – Algoritmo de migração para obter as seções com amplitude verdadeira.

O  $\Delta t$  o intervalo de amostragem, utilizado é de 4 ms. Isto é feito para evitar o efeito de aliasing, a frequência utilizada no sismograma de entrada é sempre menor que a frequência de Nyquist de 125 Hz.

No proceso de migração, pode-se restringir a região de migração a uma zona pré-definida. Nessa zona, ocorre a amostragem espacial onde é feita uma malha e os valores da discretização na zona alvo para a profundidade é estabelecida pela formulação

$$\Delta x \leq \frac{v}{4f \operatorname{sen} \alpha}, \quad (5.2)$$

onde  $\alpha$  é o ângulo máximo de incidência no refletor e  $v$  a velocidade. Para que o refletor seja bem representado, é necessario que

$$\frac{1}{16f} \leq \frac{1}{8f} \approx \frac{\Delta z}{v} \leq \frac{1}{2f} \quad (5.3)$$

pelo qual a distribuição vertical, cujo espaçamento vertical ( $\Delta z$ ) e horizontal ( $\Delta x$ ), para a zona alvo de migração, é realizado a intervalos de amostragem constantes. São estabelecidos de acordo com os critérios apresentados para cada modelo.

## 5.2 APLICAÇÕES EM MODELOS SINTÉTICOS

Os métodos propostos foram avaliados em modelos sintéticos, gerados através do programa de modelamento sísmico pela teoria do raio SEIS88 (ČERVENÝ & PŠENČICK, 1988). O processo de migração foi aplicado em sismogramas individuais, que em dados reais podem ser simulados pela soma dos traços da estação em superfície.

Os modelos gerados correspondem a meios homogêneos com duas camadas, separadas por uma interface refletora, considerações feitas devido à limitações do software e por simplicidade da modelagem. A linha sísmica é disposta na superfície com uma configuração afastamento comum.

A migração tipo kirchhoff na profundidade com preservação de amplitudes é aplicado a uma série de dados sintéticos, por exemplo modelos horizontal, curvo o uma estrutura anticlinal, com macromodelo de velocidade conhecido que varia linearmente com a profundidade e densidades constante em todo o modelo.

## 5.3 MODELO COM REFLETOR HORIZONTAL

O primeiro modelo apresenta uma interface horizontal a uma profundidade de 2,5 km,

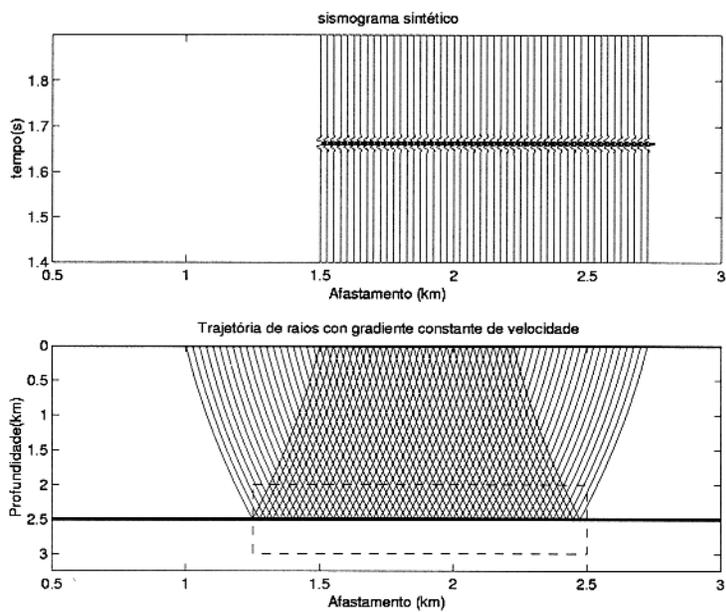


Figura 5.2 - Modelo e sismograma sintético para uma configuração afastamento comum com uma interface horizontal em subsuperfície.

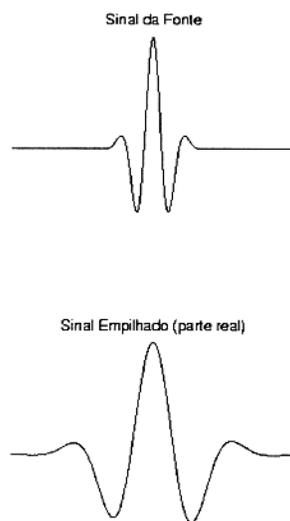


Figura 5.3 - Pulso fonte e parte real do sinal empilhado.

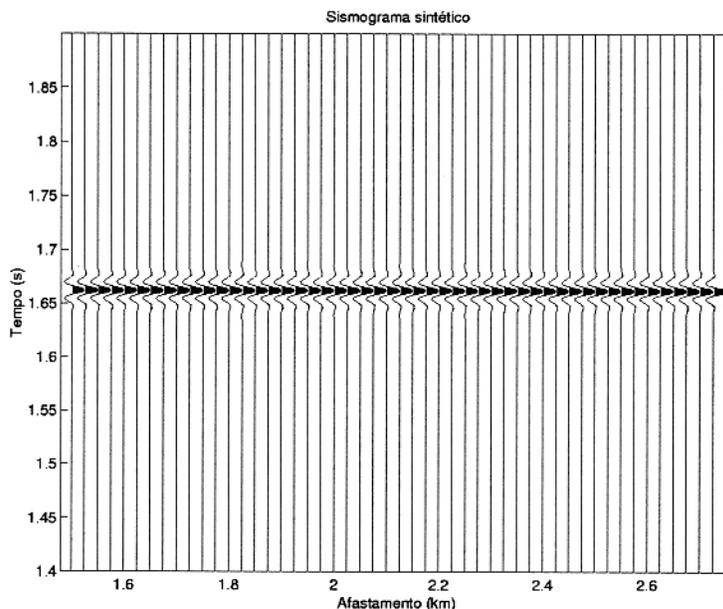


Figura 5.4 - Sismograma sintético do modelo com uma interface horizontal, sem ruído aditivo.

separando dois meios. No meio superior tem-se uma velocidade inicial de 2 km/s, variando linearmente com a profundidade com um gradiente constante de velocidade igual a  $0.9748s^{-1}$ . A linha sísmica esta disposta, com a suposta fonte pontual e par fonte-receptor separados a cada 25 m na superfície, com afastamento medio de 250 m.

Na Figura 5.2, apresenta-se o modelo e o sismograma sintético para uma configuração afastamento comum, no qual o pulso fonte utilizado, corresponde a função Gabor, com frequência dominante de 60 Hz.

### 5.3.1 Sismograma sintético

Primeiro foram gerados os sismogramas sintéticos através do programa de modelamento sísmico pela teoria do raio SEIS88 (ČERVENÝ & PŠENČICK, 1988), a partir do modelo de entrada. O sismograma sintético vai a constituir a entrada para o processo de migração, (Figura 5.4 e Figura 5.5).

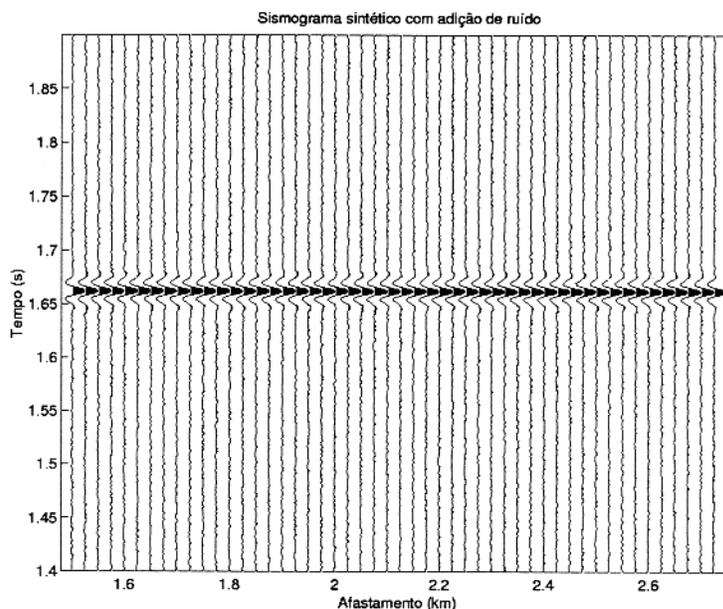


Figura 5.5 - Sismograma sintético com adição de ruído do modelo com uma interface horizontal.

### 5.3.2 Seções migradas

A partir de modelos sintéticos, foram realizados testes para demonstrar a exatidão do algoritmo com amplitudes verdadeiras e mostrar a eficiência ao efetuar a remoção do espalhamento geométrico, (Figura 5.7).

As seções migradas na zona alvo mostram que o refletor é corretamente posicionado.

Testes similares foram efetuados para o caso em que tem-se presença do ruído (Figura 5.9), que apresenta ruído aditivo, com uma amplitude inferior ao 15% da amplitude máxima dos dados. A partir das amplitudes recuperadas das seções, na posição do refletor, podem ser obtidos os coeficientes de reflexão teórico, que permitem estabelecer a estabilidade do algoritmo.

### 5.3.3 Estimação dos coeficientes de reflexão

Uma vez obtidas as seções migradas, foram comparados os coeficientes de reflexão obtidos das amplitudes máximas na posição do refletors e comparados com a de algoritmo de traçamento do raio, onde os valores apresentados nos extremos, correspondem aos efeitos de borda devido ao janelamento feito, o qual é limitado devido ao operador utilizado.

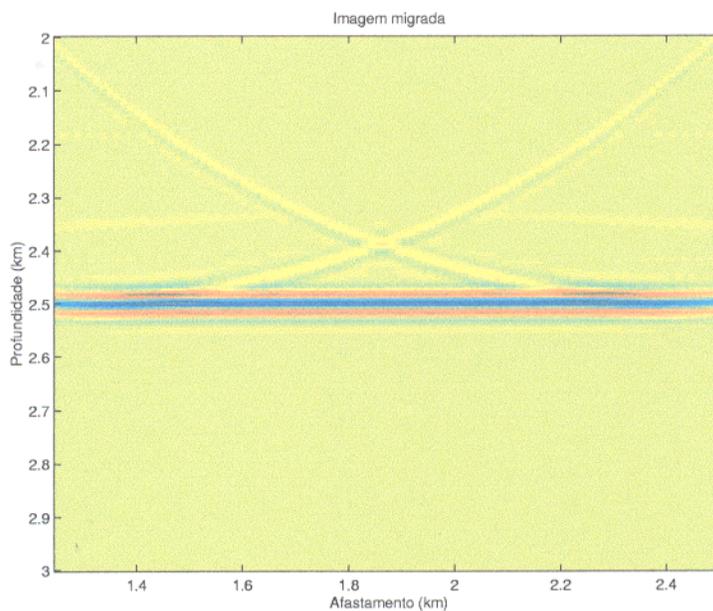


Figura 5.6 - Imagem da seção migrada do modelo com uma interface horizontal, sem ruído.

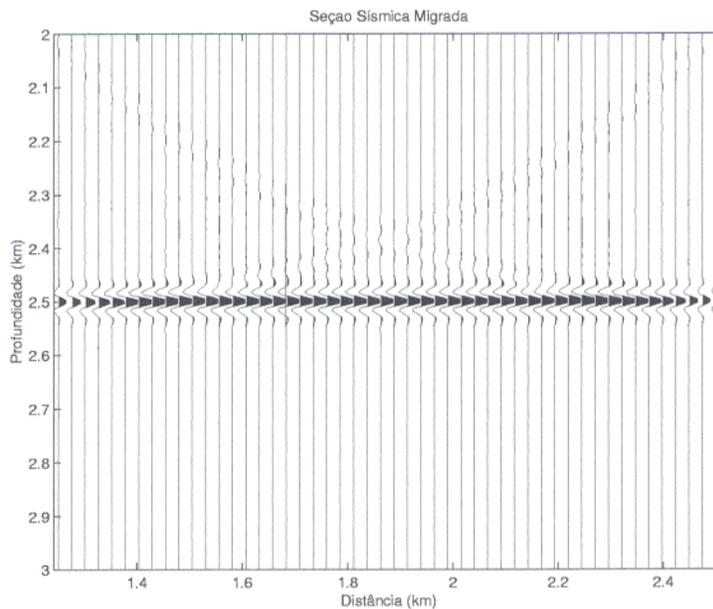


Figura 5.7 - Seção sísmica migrada do modelo com uma interface horizontal, sem presença de ruído.

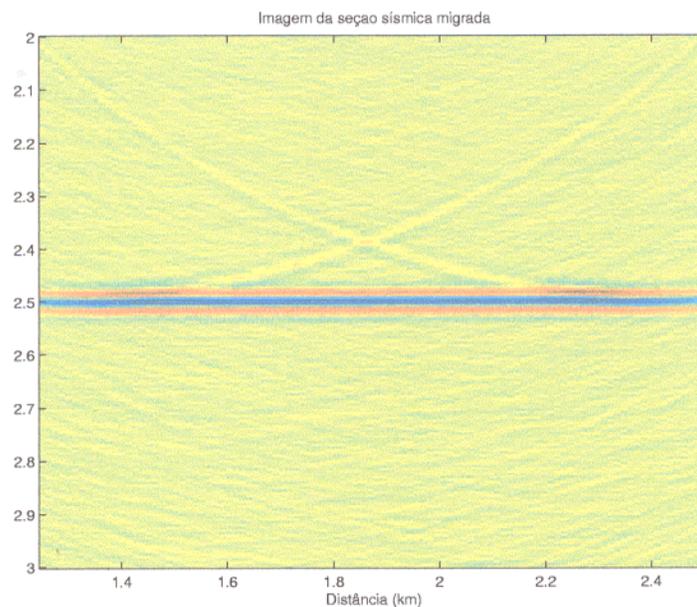


Figura 5.8 - Imagem da seção migrada de uma interface horizontal. Com ruído aditivo com amplitudes menor do que 15% das amplitudes máximas.

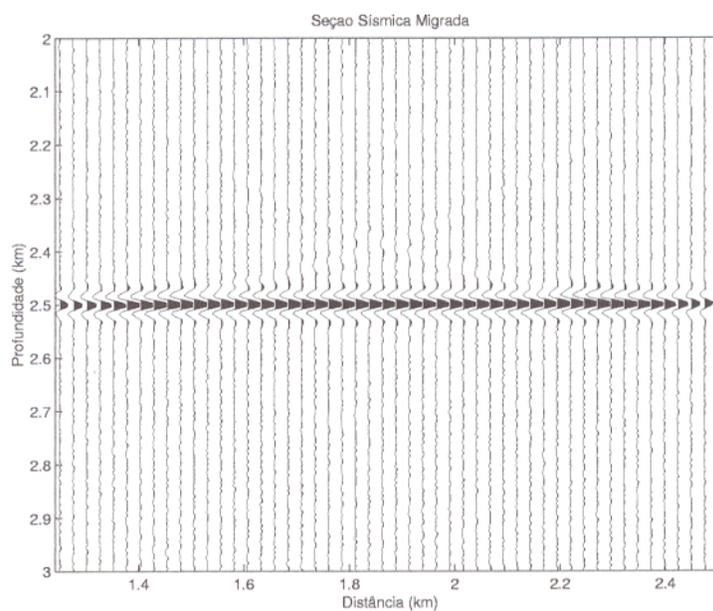


Figura 5.9 - Seção sísmica migrada do modelo com uma interface horizontal. Com ruído adicional com amplitudes menor do que 15% das amplitudes máximas.

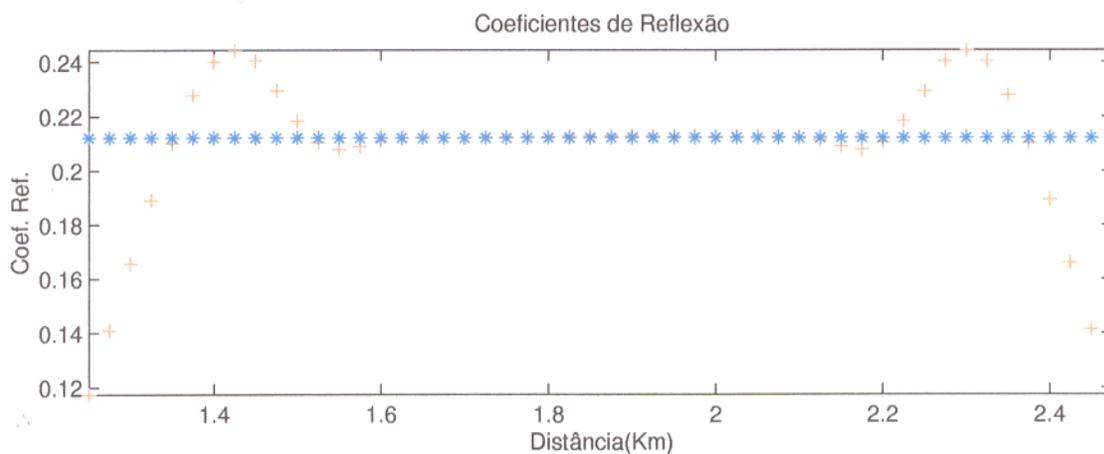


Figura 5.10 - Coeficientes de reflexão obtidos a partir do programa seis88 (linha de asteriscos) e da seção migrada (linha de cruces) do modelo do refletor horizontal, sem ruído.

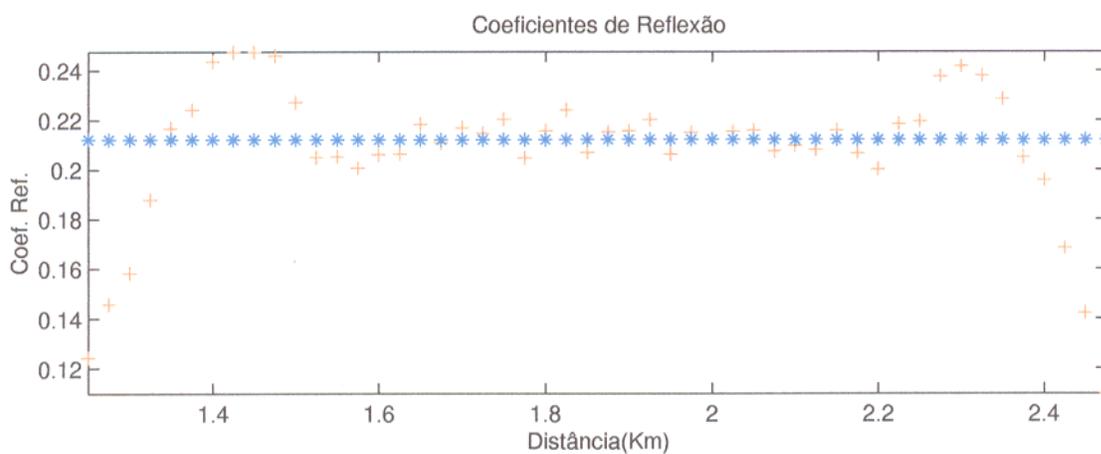


Figura 5.11 - Coeficientes de reflexão obtidos a partir do programa seis88 (linha de asteriscos) e da seção migrada (linha de cruces) com ruído aditivo.

## 5.4 MODELO COM REFLETOR CURVO

Outros testes foram efetuados em camadas curvas com uma configuração afastamento comum, e par fonte-geofone dispostos na superfície a cada 0.05 m. Os parâmetros de entrada como velocidades e tipo de sinal da fonte utilizadas foram similares ao caso do modelo com o refletor horizontal(Figura 5.12 e Figura 5.21).

Estes modelos são apresentados com seus respectivos sismogramas e as respectivas seções migradas e suas imagens, com os coeficientes de reflexão recuperados a partir das seções migradas, tanto em sismogramas sintéticos com ruído e sem ruído.

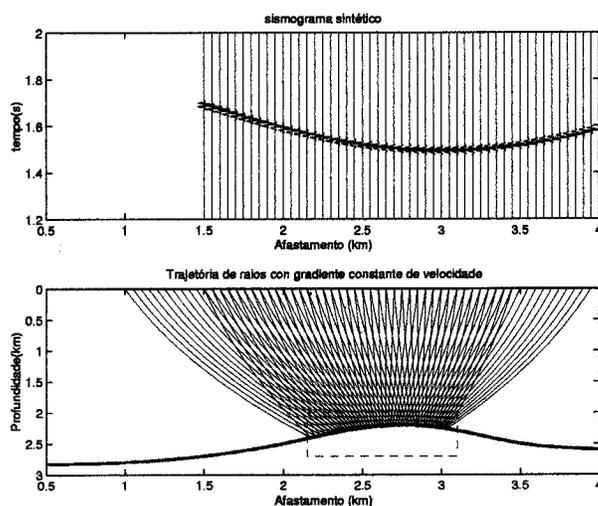


Figura 5.12 - Modelo de velocidades com uma interface curva. A camada superior apresenta uma velocidade inicial de 2 km/s e um gradiente constante de velocidade ( $0.975 \text{ s}^{-1}$ ).

### 5.4.1 Dados de entrada

Os sismogramas, obtidos, correspondem ao resultado do empilhamento de difrações, onde os dados de entrada já foram descritos, com modelos do traçamento do raio em uma configuração afastamento comum. Com a função Gabor como o pulso fonte.

As amplitudes, recuperadas, dependem do fator de espalhamento geométrico e do coeficiente de reflexão na interface. Para cada modelo foi gerada uma seção sísmica com ruído e uma configuração similar à descrita no modelo anterior, para obter sua influência nas seções migradas e o comportamento dos coeficientes de reflexão, resultado ao recuperar as amplitudes para cada seção, (Figura 5.14 e Figura 5.23).

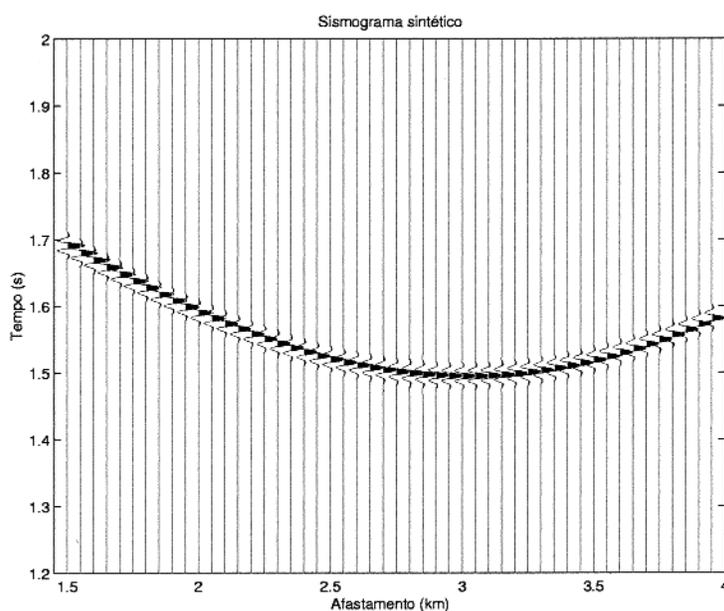


Figura 5.13 - Sismograma sintético para uma interface curva sem ruído.

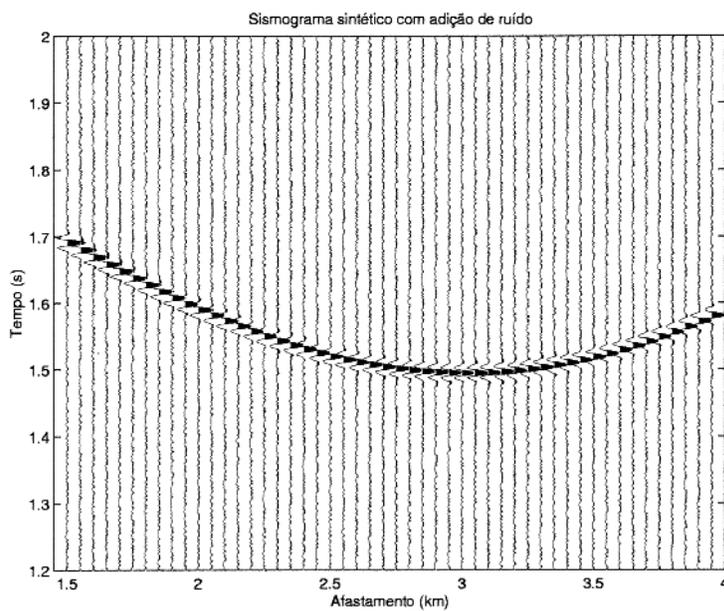


Figura 5.14 - Sismograma sintético com adição de ruído. Interface curva com ruído aditivo menor que 15% das amplitudes máximas.

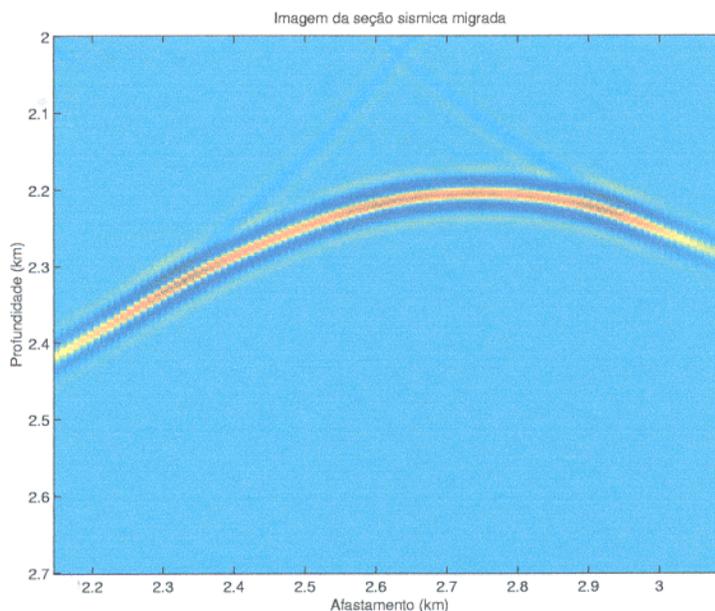


Figura 5.15 - Imagem da seção migrada do modelo com uma interface curva, sem ruído.

#### 5.4.2 Seções migradas para uma interface curva

A partir de diferentes seções migradas em profundidade com amplitudes verdadeiras, foram obtidos os coeficientes de reflexão ao recuperar-se as amplitudes máximas, no refletor de interesse, cujo valor foi comparado com os valores teóricos, da formulação dada no algoritmo de traçamento do raio.

No imageamento de eventos curvados apresentam-se seções com adição de ruídos, que não alteram os resultados na seção migrada e na recuperação dos coeficientes de reflexão.

#### 5.4.3 Coeficientes de reflexão

A partir das seções migradas com interface curva, são apresentados os coeficientes de reflexão, resultado das seções migradas e os obtidos do programa SEIS88. Observando a eficácia do algoritmo para recuperar as amplitudes, mesmo na presença de ruído.

Os coeficientes de reflexão são estimados a partir do picking, com resultados que mostram bastante similitude com os testes feitos sem adição de ruído.

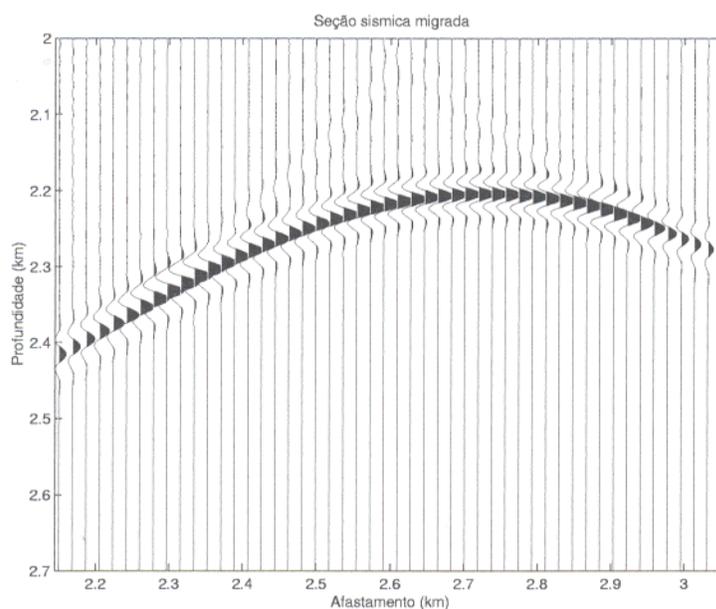


Figura 5.16 - Seção sísmica migrada do modelo com uma interface curva, sem ruído.

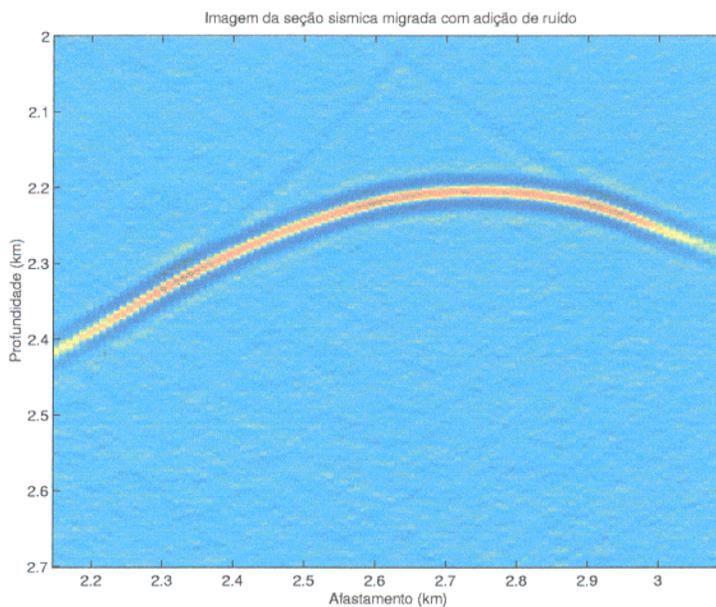


Figura 5.17 - Imagem da seção com uma interface curva. Apresentando ruído aditivo menor que 15% das amplitudes máximas.

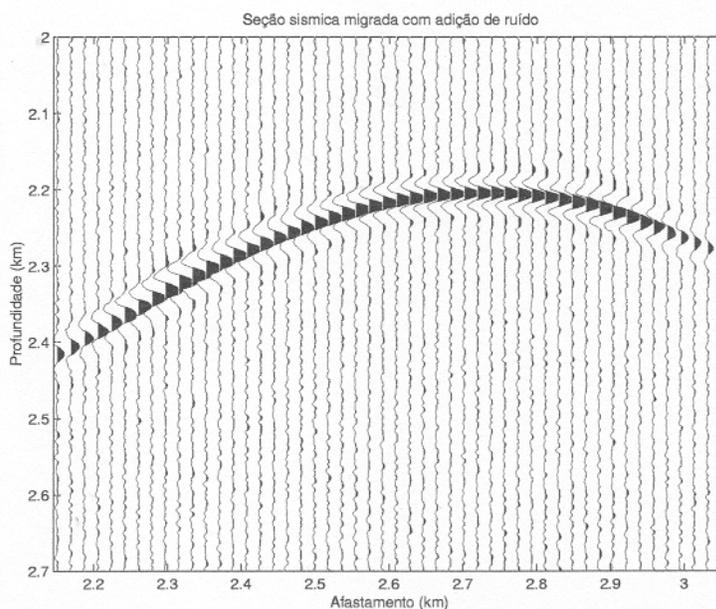


Figura 5.18 - Seção sísmica migrada com uma interface curva. Com ruído adicional com amplitudes menor que 15% das amplitudes máximas.

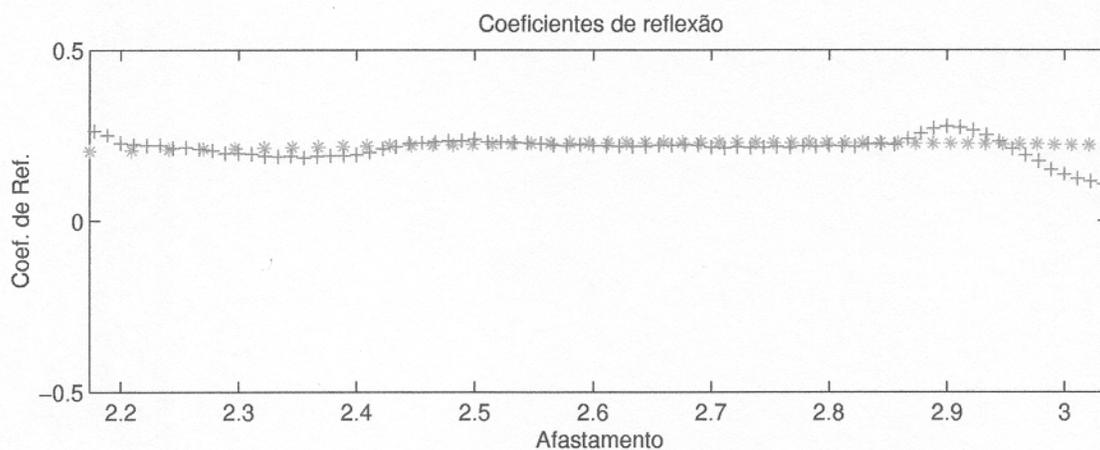


Figura 5.19 - Coeficientes de reflexão, obtidos a partir do programa seis88 (linha de asteriscos) e das amplitudes da seção sísmica migrada para um modelo curvo (linha de cruces), sem ruído.

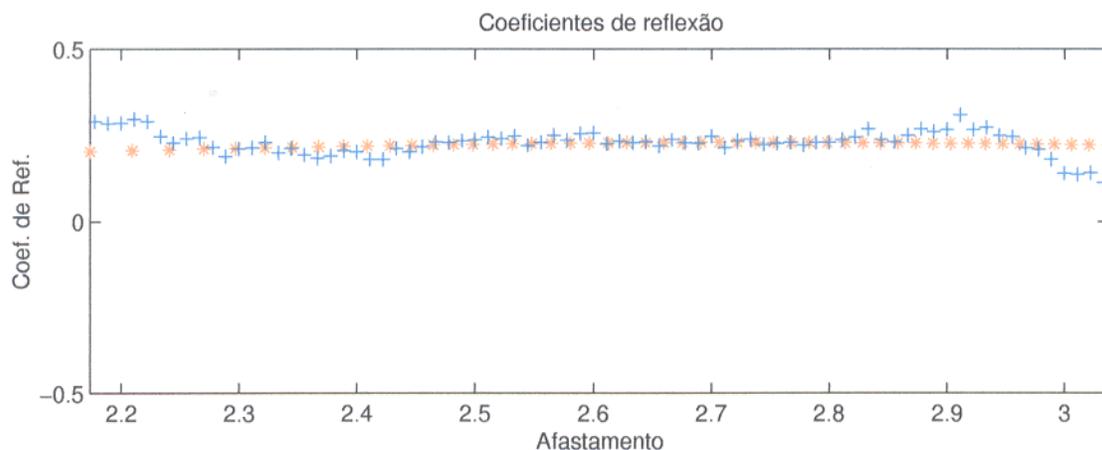


Figura 5.20 - Coeficientes de reflexão obtidos a partir do programa seis88 (linha asteriscos) e das amplitudes da seção sísmica migrada (linha de cruces) para um modelo curvo com adição de ruído.

## 5.5 MODELO DO TOPO DE UMA ESTRUTURA ANTICLINAL

O modelo consiste de uma interface semelhante a uma estrutura anticlinal, separando dos meios homogêneos e acústicos, com o meio superior com velocidade variando linearmente com a profundidade (gradiente constante de velocidade igual a  $0.875 \text{ s}^{-1}$ ). A densidade em ambos os meios é constante. Na superfície são posicionados o par fonte-geofone a uma distância de 500 m (meio afastamento igual a 250 m), tendo espaçamento de 12,5 m.

### 5.5.1 Seção migrada.

### 5.5.2 Estimação dos coeficientes de reflexão.

Os casos apresentados neste trabalho não tem características estruturais complicada, com o que evita-se caústicas que dificultam a recuperação das amplitudes. Com essas considerações feitas tem-se que os modelos utilizados permitem recuperar com eficácia os coeficientes de reflexão por exemplo, no caso de um domo, caso a velocidade seja perfeitamente conhecida, (Figura 5.29).

Com uma estrutura geológica mais complexa a recuperação dos coeficientes de reflexão dificulta-se, dando origem à presença de pontos de caústica que não permitem ter confiabilidade nos coeficientes de reflexão recuperados.

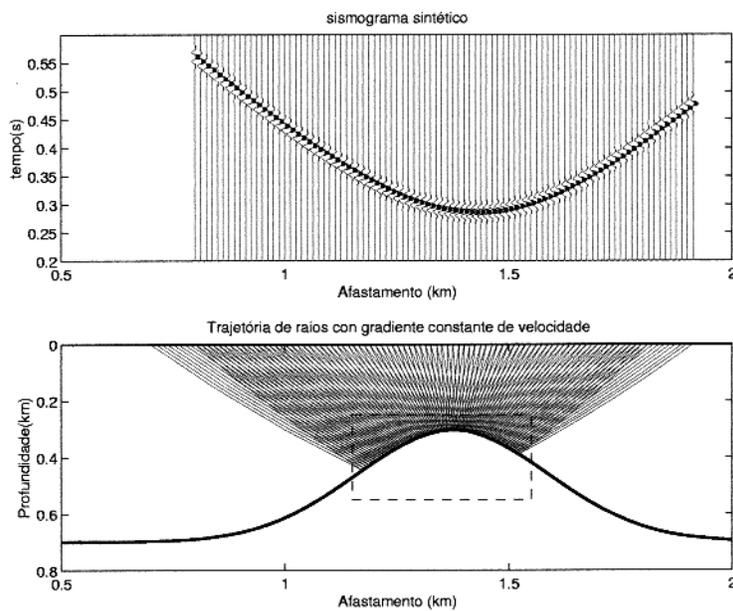


Figura 5.21 - Modelo e sismograma sintético para uma interface de uma estrutura anticlinal.

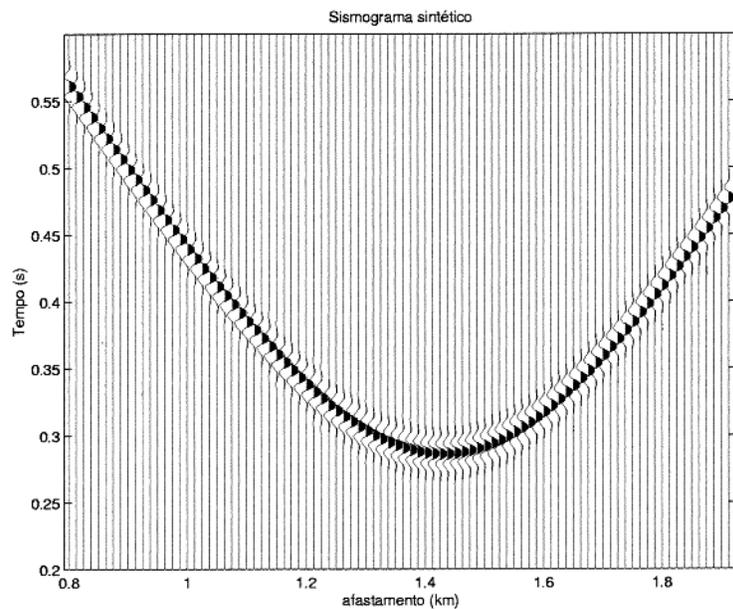


Figura 5.22 - Sismograma sintético para uma interface de uma estrutura anticlinal, sem ruído.

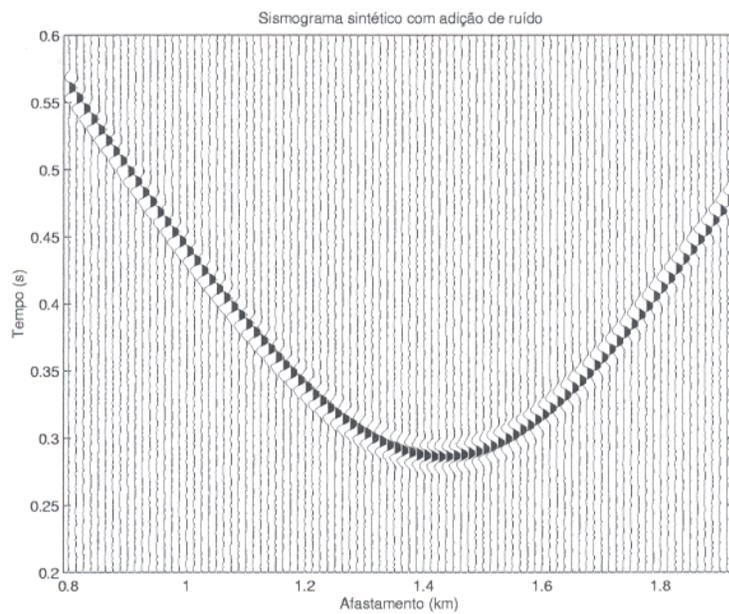


Figura 5.23 - Sismograma sintético com adição de ruído. Interface de uma estrutura anticlinal, ruído aditivo menor que 15% das amplitudes máximas.

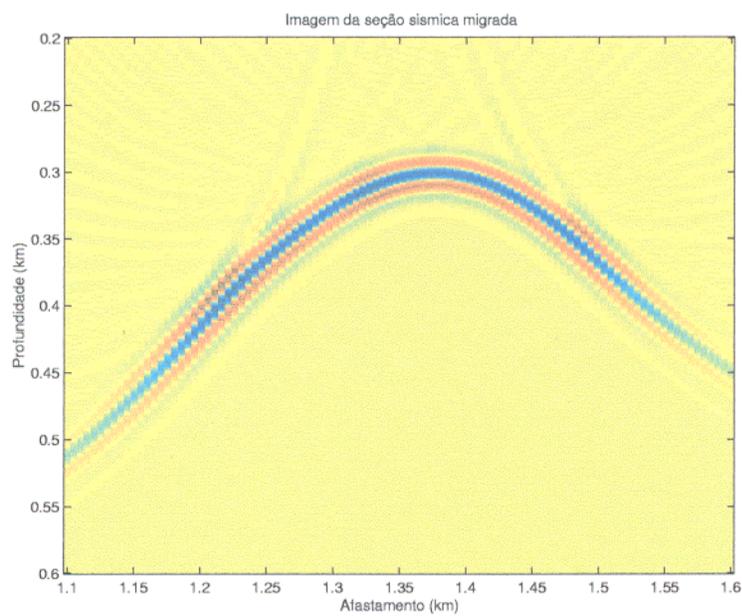


Figura 5.24 - Imagem da seção migrada uma estrutura anticlinal, sem ruído.

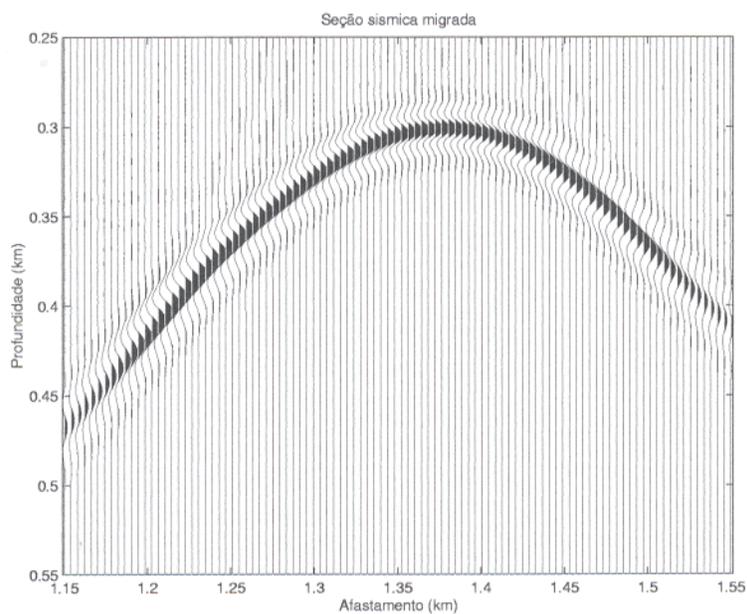


Figura 5.25 - Seção sísmica migrada de uma estrutura anticlinal, sem ruído.

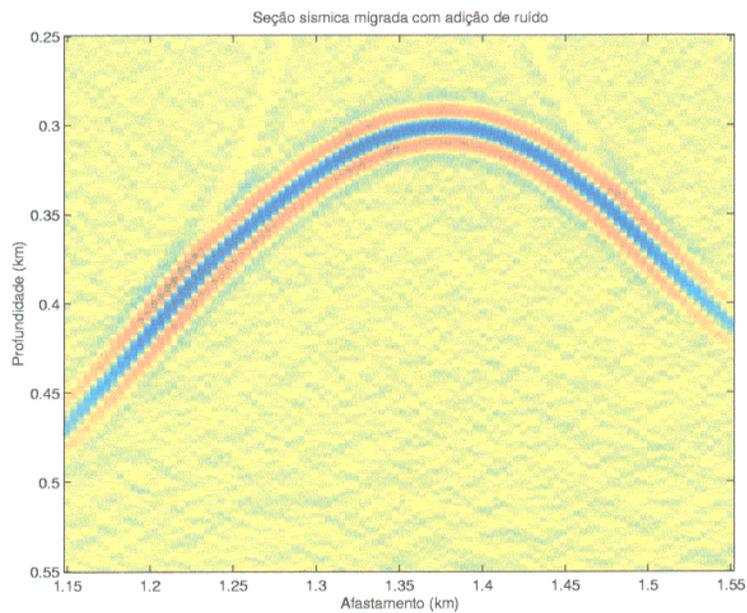


Figura 5.26 - Imagem da seção migrada de uma estrutura anticlinal. Com ruído aditivo menor que 15% das amplitudes máximas.

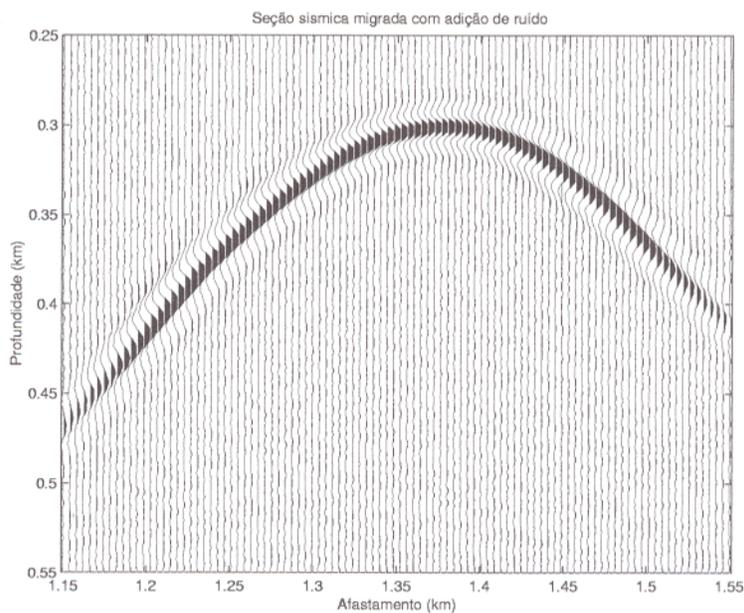


Figura 5.27 - Seção sísmica migrada de uma estrutura anticlinal. Apresentando ruído menor que 15% das amplitudes máximas.

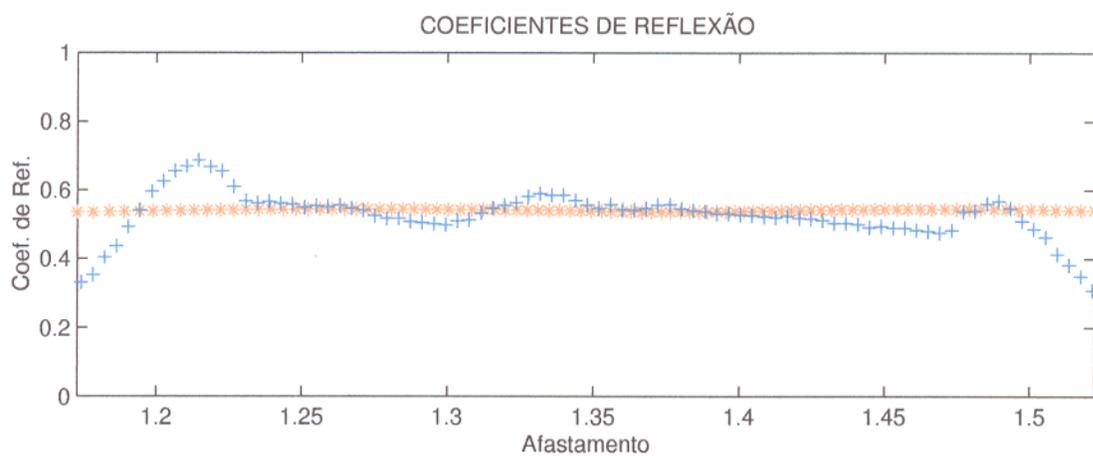


Figura 5.28 - Coeficientes de reflexão obtidos a partir do programa seis88 (linha de asteriscos) e da seção migrada (linha de cruces) de uma estrutura anticlinal sem ruído.

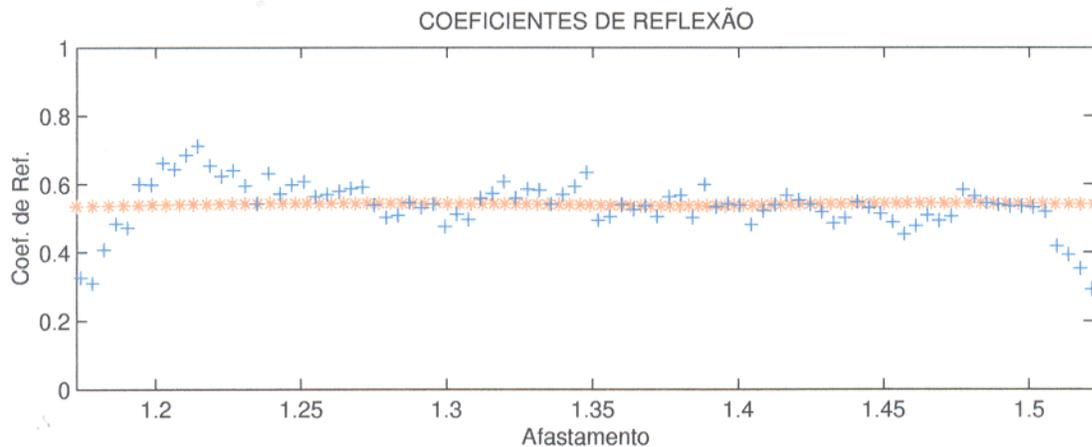


Figura 5.29 - Coeficientes de reflexão obtidos a partir do programa seis88 (linha de asteriscos) e da seção migrada (linha de cruzeiros) de uma estrutura anticlinal com ruído.

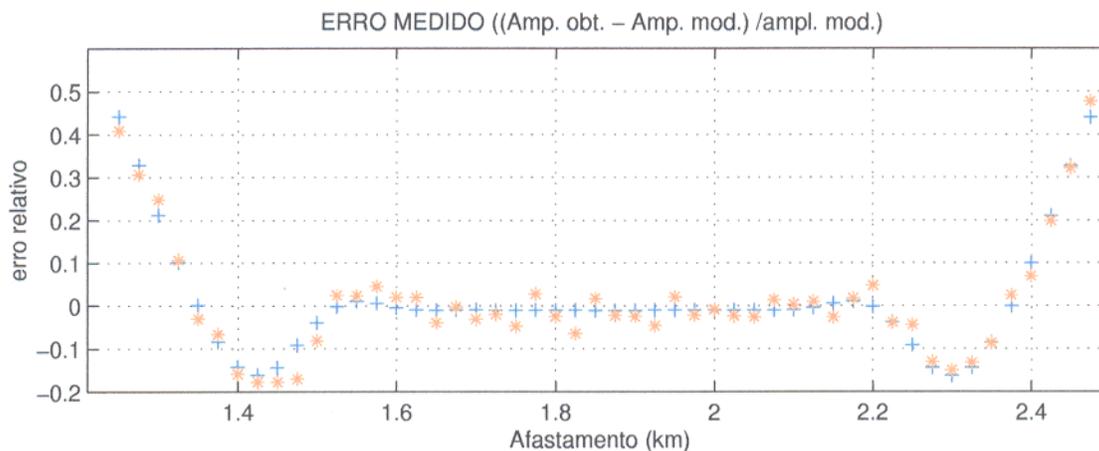


Figura 5.30 - Erro calculado para os Coeficientes de reflexão obtidos a partir seção migrada sem ruído (linha de asteriscos) e da seção migrada com ruído (linha de cruzeiros) (refletor horizontal).

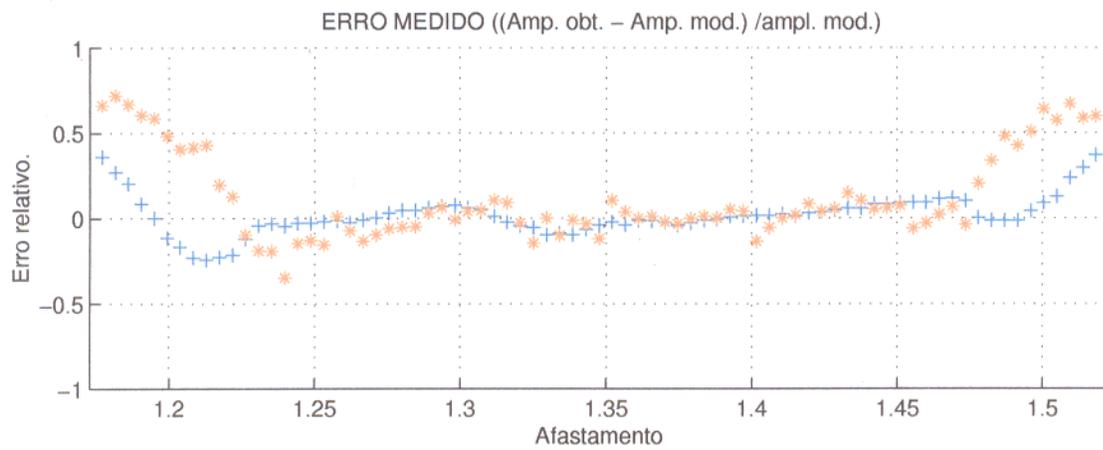


Figura 5.31 - Erro calculado para os Coeficientes de reflexão obtidos a partir seção migrada sem ruído (linha de asteriscos) e da seção migrada com ruído (linha de cruces) (refletor domo).

## 6 - CONCLUSÕES E SUGESTÕES.

Com esta dissertação de tese, discute-se a base teórica e recuperação das amplitudes na migração em profundidade tipo Kirchhoff, além disso, a adaptação do algoritmo desenvolvido por URBAN (1998) para um modelo com uma distribuição de velocidade, variando linearmente com a profundidade (gradiente constante de velocidade), e com um desenvolvimento teórico fundamentado na teoria do raio.

As formulações apresentadas estão sendo restringidas para um meio 2.5-D, e para a configuração afastamento comum. Em este tipo de migração (na profundidade), é necessário ter um macromodelo de velocidade, o qual constitui o suporte principal neste trabalho.

Entre as contribuições e sugestões desta dissertação estão

- Permitir avaliar a aquisição e migração de informações sísmicas na profundidade e amplitude em meios 2.5-D, embora sejam poucas as publicações que tratam sobre este assunto na literatura geofísica.

- A utilização de modelos acústicos em meios que apresentam uma distribuição de velocidade exato e varia linearmente com a profundidade.

- Verificação e aplicação de formulação analítica em um modelo com gradiente constante de velocidade.

- Mostrar a eficácia do algoritmo de migração, testado para meios com interfaces sem muita complexidade estrutural.

- A migração de seções com amplitudes verdadeiras 2.5-D permite avaliar atributos sísmicos, em técnicas de pré-empilhamento, por exemplo os coeficientes de reflexão.

- Nos testes, onde foram aplicado ruído de magnitude menor a 15% das amplitudes máximas com uma distribuição uniforme, não afetaram em forma significativa os coeficientes de reflexão.

- Foram obtidos os coeficientes de reflexão, a partir das seções migradas e comparados com os valores exatos, verificando-se a concordância.

- Se recomenda implementar o algoritmo com a inclusão da correção das caústicas. O qual não foi feito neste trabalho.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARTLEY, C.,M., 1991. Dip-moveout processing for depth-variable velocity. In: ANN. INT. MTG, 61. **Expanded abstracts**. Soc.Expl. geophys. p.1204-1207.
- BEN-MENAHÉM, A. & SINGH, S.J., 1981. **Seismic waves and sources**. New York, Springer-Verlag. 1108 p.
- BLEISTEIN, N., 1984. **Mathematical methods for wave phenomena**. London. Academic Press.
- BLEISTEIN, N.,1986. Two and one-half dimensional in plane wave propagation. **Geophysical prospecting** 34:686-703.
- BLEISTEIN, N., 1987. On the imaging of reflectors in the earth. **Geophysics**, 52: 931-942.
- BLEISTEIN, N.; COHEN, J.K.; HANGIN, F.G., 1987. Two and one-half dimensional Born inversion with an arbitrary reference. **Geophysics**, 52: 26-36.
- ČERVENÝ, V., 1985. The application of ray tracing to the numerical modeling of seismic wavefields in complex structures. In DOHR, G. P.; HELBIG, K.; TREITEL, S.(Eds). **Seismic shear waves Pt. A: Theory**. London, Geophysical Press, p. 1-124.
- ČERVENÝ, V., 1987. **Ray methods for three- dimensional seismic modeling**: Trondheim: Norwegian Institute for Technology. 2v.
- ČERVENÝ, V. & PŠENČÍK, I., 1988. **SEIS88, Ray tracing program package**.
- DE CASTRO, M, A., & ČERVENÝ, V., 1991. 3-D Inversion of seismic reflection data using dynamic ray tracing In: ANN. INT. MTG., Brazil. **Expanded Abstracts**. Geophys.Soc., p. 811-816.
- DIETRICH, M., & COHEN., J. K. 1993. Migration to zero offset (DMO) for a constant velocity gradient: an analitic formulation. **Geophys. Prosp.** 41: 621-643.
- GOLDIN., S.,V., 1986. **Seismic travelttime inversion**. Tulsa-Oklahoma. Society of exploration geophysicists. , 363 p. (Investigation in geophysics, 1).

- HAGEDOORN, J., G. 1954. A process of seismic reflection interpretation: **Geophys. Prosp.** **2**: 85-127.
- HANITZSCH, C. 1995. **Amplitude preserving prestack Kirchhoff depth migration inversion in laterally inhomogeneous media.** Karlsruhe University. 236 p. Dissertation.  
Seism. Expl., 1, 265-279.
- JAPSEN, P., 1993. Influence of lithology and neogene uplift on seismic velocities in denmark: Implications for depth conversion of maps. **American Association Geologist Bulletin**, **77**(2): 194-211.
- LEVIN., F., 1998. Reflection of rays in a constant gradient medium: CRP geometry. **Geophysics.**, **63**: 707-712.
- LOEWENTHAL., D., LU, L.; ROBERTSON , R.; SHERWOOD , J. W., 1976. The wave equation applied to migration. **Geophys. Prospect.** **24**: 380-399.
- MARTINS, J.; SCHLEICHER, J.; TYGEL, M.; SANTOS, L., 1997. 2.5-D true-amplitude migration and demigration. **Journal of Seismic Exploration**,(6): 159-180.
- MICHAELS, P. 1977. Seismic raypath migration with the pocket calculator. **Geophysics**, **42**,(5): 1056-1063.
- NEWMAN, P. 1973. Divergence effects in a layered earth. **Geophysics.** **38**(3): 481-487.
- PERKINS, W. T., & FRENCH, W. S., 1990, 3D migration to zero offset for a constant velocity gradient. In: ANN. INT. MTG.,60. **Expanded abstracts.** Soc. Expl. geophys., p.1354-1356.
- SCHLEICHER, J.; TYGEL, M.; HUBRAL, P., 1993. 3-D true-amplitude finite-offset migration. **Geophysics**, **58**: 1112-1126.
- SHERIFF, F., 1975. Factors affecting seismic amplitudes: **Geophys. Prosp.**, **29**: 125-138.
- SLOTNICK, M., 1936. On Seismic computations with applications I: **Geophysics**, **1**: 9-22.
- SLOTNICK, M., 1959. **Lesson in Seismic computating.** Tulsa, SEG. 268 p.
- TYGEL, M.; SCHLEICHER, J.; HUBRAL, P. 1994. Pulse distortion in depth migration. **Geophysics**, **59**: 1561-1569.

TYGEL, M.; SCHLEICHER, J.; HUBRAL, P. 1996. A unified approach to 3-D seismic reflection imaging, part 2: theory: **Geophysics**, 61(3): 759-775.

URBAN, J., 1998. **Migração com amplitude Verdadeira em meios bidimensionais (2-D) e introdução ao caso 2,5 -D**. Belém, Universidade Federal do Pará. CG. Tese(Mestrado).

WITTE, D., 1991. Dip-moveout in vertically varying velocity media: ANN. INT. MTG, 61. **Expanded Abstracts**. Soc. Expl. geophys, p. 1181-1183.

XU., Y.;GARDNER.; G.H.F.; MCDONALD., J.,A. 1993. Some effects of velocity variation an AVO and its interpretation. **Geophysics**, 58.(9): 1297-1300

## A - EQUAÇÃO DE TRAÇAMENTO DO RAI0

Denotando  $\mathbf{x} = (x, y, z)$ , como o vetor posição em um sistema cartesiano geral de coordenadas e  $\xi_i = (\xi_1, 0, \xi_3)$ , a posição da fonte com a velocidade  $v = v(x, 0, z) = v(x, z)$ . Assim, reduz-se o problema teórico do raio de um problema 3D a um problema bidimensional ( $y = 0$ ), onde os raios em meios isotrópicos são dados por trajetórias ortogonais a frente de onda. As componentes do vetor vagarosidade satisfaz em o seguinte sistema de traçamento de raio

$$\frac{dx}{d\sigma} = p$$

$$\frac{dz}{d\sigma} = q$$

$$\frac{d\tau}{d\sigma} = \frac{1}{v^2}$$

Supondo um campo de velocidades tal que  $v = v(z)$ , neste caso  $\sigma$  pode ser expresso como função do sistema de equações do raio como função de  $z$

$$\frac{dx}{dz} = \frac{p}{q} \quad ; \quad x_1(\xi_3) = \xi_1$$

$$\frac{dp}{dz} = 0 \quad ; \quad p(\xi_1) = \frac{\text{sen} \alpha_0^i}{v(\xi)}$$

$$\frac{dq}{dz} = \frac{1}{2q} \frac{\partial}{\partial z} \left[ \frac{1}{v^2(z)} \right] \quad ; \quad q(\xi_3) = \frac{\cos \alpha_0^i}{v(\xi_3)}, \quad (\text{A.1})$$

$$\frac{d\tau}{dz} = \frac{1}{qv^2(z)} \quad ; \quad \tau(\xi_3) = 0$$

$$\frac{d\sigma}{dz} = \frac{1}{q} \quad ; \quad \sigma(\xi_3) = 0.$$

Porque  $(p, q)$  satisfaz em a equação do raio, a componente vertical da vagarosidade pode ser determinada por

$$\frac{1}{v^2(z)} = p^2 + q^2 \quad \text{onde} \quad q = \sqrt{\frac{1}{v^2(z)} - \frac{1}{v^2(\xi_3)} \text{sen}^2 \alpha_0^i}. \quad (\text{A.2})$$

Sendo resolvida para os outros parâmetros dados em (A.1)

$$x - x(\xi_i) = \frac{\text{sen} \alpha_0^i}{v(\xi_3)} \int_{\xi_3}^z dz' / \left\{ \frac{1}{v^2(z')} - \frac{\text{sen}^2 \alpha_0^i}{v^2(\xi_3)} \right\}^{1/2} \quad (i = S, G). \quad (\text{A.3})$$

$$\tau = \int_{\xi_3}^z dz' / v^2(z') \left\{ \frac{1}{v^2(z')} - \frac{\text{sen}^2 \alpha_0^i}{v^2(\xi_3)} \right\}^{1/2} \quad (i = S, G). \quad (\text{A.4})$$

$$\sigma = \int_{\xi_3}^z dz' / \left\{ \frac{1}{v^2(z')} - \frac{\text{sen}^2 \alpha_0^i}{v^2(\xi_3)} \right\}^{1/2} \quad (i = S, G). \quad (\text{A.5})$$

## B - DERIVAÇÃO DA FUNÇÃO PESO

### B.1 GRADIENTE CONSTANTE DE VELOCIDADE

As reflexões ocorridas em 2,5-D acontecem em pontos dentro do plano de simetria definido pela linha sísmica, por exemplo,  $\xi_2 = y$ . Assim, podem ser feitas considerações onde o ponto  $M$ , em profundidade, encontra-se no mesmo plano do par fonte-recetor. Por definição, este plano corresponde ao plano  $(x, z)$ , então  $y = 0$  e  $\xi_2 = 0$ , têm-se  $M(x, 0, z)$ . Com essas condições sendo incluídas nas integrais (A.3), (A.4) e (A.5)

$$(x - x_i(\xi)) = \text{sen } \alpha_0^i \int_0^z \frac{dz'}{\sqrt{1 - \text{sen}^2 \alpha_0^i}}, \quad (\text{B.1})$$

$$\tau_D = \frac{1}{c} \left( \int_0^z \frac{n^2 dz'}{\sqrt{n^2(z') - \text{sen}^2 \alpha_0^S}} + \int_0^z \frac{n^2 dz'}{\sqrt{n^2(z') - \text{sen}^2 \alpha_0^G}} \right), \quad (\text{B.2})$$

$$\sigma = v_0 \int_{v_0}^v \frac{dv}{g \sqrt{\frac{v_0^2}{v^2} - v_0^2 p^2}} \quad (\text{B.3})$$

Sendo  $v$  a distribuição de velocidade variando linearmente com a profundidade, pode-se resolver a integral (B.3), então o parâmetro do raio fica

$$\sigma = \frac{1}{gp^2} \sqrt{1 - p^2 v_0^2} - \frac{1}{gp^2} \sqrt{1 - p^2 v^2}, \quad (\text{B.4})$$

Para o caso a determinar  $(x - x_i(\xi))$ , pode ser resolvida ao considerar um pequeno incremento  $ds$  do traçamento de raio,

$$\frac{dx}{dz} = \tan \alpha_0^i \quad (\text{B.5})$$

ao resolvermos  $ds$  para cada componente  $dx$  e  $dz$ . Considerando-se também o parâmetro do raio para uma distribuição de velocidade variando linearmente com a profundidade

$$p = \frac{\text{sen} \alpha_0^i}{v_0} = \frac{\text{sen} \alpha_M^i}{v} \quad (\text{B.6})$$

e diferenciando

$$dx = \frac{\text{sen} \alpha_0^i dz}{\sqrt{1 - \text{sen}^2 \alpha_0^i}},$$

com o resultado dessa integral pode-se substituir a distribuição da velocidade variando com a profundidade, então

$$x - x_i(\xi) = \frac{1}{gp} \int_{v_0}^v \frac{v dv}{\sqrt{1 - p^2 v^2}} = \frac{1}{gp} \sqrt{1 - p^2 v_0^2} - \frac{1}{gp} \sqrt{1 - p^2 v^2}. \quad (\text{B.7})$$

No caso em que os valores, dentro da raiz, sejam negativos a expressão dentro da raiz pode ser complexa. Isto pode ocorrer para o caso de  $p$  constante, com um ângulo de partida que incrementa com a velocidade. Devido à existência de um valor real para  $p$ , para um ponto dado, pode ser especificado pelo afastamento  $x$  e a profundidade  $z$ . A solução complexa não tem sentido físico, embora o par fonte-receptor-gradiente de velocidade no ponto  $(x, z)$ -pode ser alcançado em alguns modelos depois que o máximo da profundidade tenha atingido o refletor. Ao resolver a equação, com  $p$  em evidência

$$p = \frac{2g(x - x_i(\xi))}{\sqrt{[(g(x - x_i(\xi))^2 + v_0^2 + v^2)]^2 - (2vv_0)^2}}, \quad (\text{B.8})$$

o que é esperado

$$\lim_{x \rightarrow 0} p = 0 \quad (\text{B.9})$$

$$x \rightarrow 0 \quad (\text{B.10})$$

por exemplo, quando o afastamento é zero, o receptor está exatamente abaixo da fonte, e é alcançado por um raio vertical. Para o caso

$$\lim_{x \rightarrow \infty} p = 0 \quad (\text{B.11})$$

$$x \rightarrow \infty \quad (\text{B.12})$$

por exemplo, para afastamento mais distante, o raio deve partir quase verticalmente, só assim pode ser descrito um comprimento de um arco muito grande. A partir das equações B.1 e B.3, tem-se

$$\sigma_i = \frac{v_0(x - x_i(\xi))}{\text{sen } \alpha_0^i} = \frac{(x - x_i(\xi))}{p}. \quad (\text{B.13})$$

Ao substituir B.8 dentro da equação B.13

$$\sigma_i = \frac{(x - x_i(\xi)) \sqrt{[(g(x - x_i(\xi))^2 + v_0^2 + v^2)]^2 - (2vv_0)^2}}{2g(x - x_i(\xi))}, \quad (\text{B.14})$$

a equação reduz-se,

$$\sigma_i = \sqrt{[2v_0^2 + 2gzv_0 + (gl_i)^2]^2 - 4v_0^2v^2}/2g = \sqrt{[4v_0vg^2\ell_i^2 + (g^2\ell_i^2)^2]}/2g, \quad (\text{B.15})$$

teremos como resultado

$$\sigma_i = \frac{\ell_i}{2} \sqrt{g^2 \ell_i^2 + 4vv_0}. \quad (\text{B.16})$$

Esta expressão corresponde ao parâmetro  $\sigma$  dado por MARTINS et al, (1997). Com o parâmetro  $\sigma_i$ , efetuamos a integral e substituímos a distribuição de velocidade, variando linearmente com a profundidade, então

$$\sigma_i = \frac{\ell_i}{2} \sqrt{g^2 \ell_i^2 + 4vv_0}, \quad (i = S, G) \quad (\text{B.17})$$

## B.2 Espalhamento geométrico

Inserindo o resultado de BLEINSTEIN (1986), o espalhamento geométrico é dado da seguinte forma

$$\mathcal{L} = \frac{\sqrt{\cos \alpha_0^i \cos \alpha_M^i}}{v} \int_0^z \frac{n(z')^2 dz'}{[(n(z')^2 dz' - \text{sen} \alpha_0^i)^2]^{3/2}}. \quad (\text{B.18})$$

Particularizado para o caso do gradiente constante, agora substitui-se os fatores em função da velocidade na equação B.18 e integrando respeito a  $v$

$$\mathcal{L}_i^2 = \frac{1}{p v v_0} \left[ \frac{1}{p g} \sqrt{1 - p^2 v_0^2} - \sqrt{1 - p^2 v^2} \right], \quad (\text{B.19})$$

em função de  $(x - x_i(\xi))$

$$\mathcal{L}_i^2 = \frac{(x - x_i(\xi))}{p v v_0}, \quad (\text{B.20})$$

então o espalhamento geométrico pode ser expresso em função do parâmetro do raio  $\sigma_i$  e do gradiente de velocidade.

$$\mathcal{L}_i = \sqrt{\frac{\sigma_i}{v v_0}}. \quad (\text{B.21})$$

## B.3 Tempo de trânsito

Ao substituir a distribuição da velocidade na integral (A.4)

$$\tau_D = \int_0^z \frac{dz'}{v(z')} \quad (\text{B.22})$$

para o caso de variação linear da velocidade com a profundidade

$$\tau_D = \int_{v_0}^v \frac{dv}{gv\sqrt{1-p^2v^2}}, \quad (\text{B.23})$$

temos que

$$\tau_D = \tau_D(\xi; x, z), \quad (\text{B.24})$$

então

$$\tau_D = \frac{1}{g} \left[ \frac{v}{v_0} \frac{1 + \sqrt{1 - p^2 v_0^2}}{1 + \sqrt{1 - p^2 v^2}} \right]. \quad (\text{B.25})$$

A função peso no empilhamento de difração  $\mathcal{W}_{DS}$  na fórmula (4.9) pode ser escrito (TYGEL et al., 1996) como

$$\mathcal{W}_{DS}(\xi; M) = \frac{v^2 \bar{h}_B}{2 \cos^2 \alpha_M^i} \mathcal{L}_S \mathcal{L}_G \quad (\text{B.26})$$

sendo o termo  $\bar{h}_B$ , o determinante de Beylkin, e  $\mathcal{L}_i$  o espalhamento geométrico para cada ramo, então para o caso 2,5-D

$$\mathcal{W}_{DS}(\xi; M) = \frac{v^2 \bar{h}_B}{2 \cos^2 \alpha_M^i} \mathcal{L}_S \mathcal{L}_G \sqrt{\sigma_S + \sigma_G}. \quad (\text{B.27})$$

A fórmula 2,5-D para o determinante de Beylkin (MARTINS et al, 1997) é dada por

$$\bar{h}_B = \frac{2 \cos \alpha_M^i}{v(M)} \left[ \frac{\cos \alpha_M^S}{\sigma_S} + \frac{\cos \alpha_M^G}{\sigma_G} \right]. \quad (\text{B.28})$$

Ao substituir em B.27, obtem-se

$$\mathcal{W}_{DS}^{2,5}(\xi; M) = v(M) \sqrt{\frac{\sigma_S \sigma_G}{v^2(M) v_0^2}} \left[ \frac{\sigma_G \cos \alpha_M^S}{\sigma_S} + \frac{\sigma_S \cos \alpha_M^G}{\sigma_G} \right] \sqrt{\sigma_S + \sigma_G} \quad (\text{B.29})$$

$$\mathcal{W}_{DS}^{2,5}(\xi; M) = \frac{1}{v_0} \left[ \frac{\cos \alpha_M^S}{\sigma_S} + \frac{\cos \alpha_M^G}{\sigma_G} \right] \sqrt{\sigma_S \sigma_G} \sqrt{\sigma_S + \sigma_G} \quad (\text{B.30})$$

$$\mathcal{W}_{DS}^{2,5}(\xi; M) = \frac{1}{v_0} \left[ \sigma_G \cos \alpha_M^S + \sigma_S \cos \alpha_M^G \right] \sqrt{\frac{1}{\sigma_S} + \frac{1}{\sigma_G}}. \quad (\text{B.31})$$

Ao seguir o mesmo formalismo, podém-se obter o peso para configuração fonte comum (cs)

$$\mathcal{W}_{cs}^{2,5}(\xi; M) = \frac{1}{v_0} \left[ \sigma_G \cos \alpha_M^G \right] \sqrt{\sigma_G + \frac{\sigma_G^2}{\sigma_S}}. \quad (\text{B.32})$$

e afastamento nulo (zo)

$$\mathcal{W}_{zo}^{2,5}(\xi; M) = \sqrt{\frac{2v}{v_0}} \left[ 2\sigma_g \cos \alpha_M^G \right]. \quad (\text{B.33})$$