



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOFÍSICA

João Batista Santos Filho

Modelagem e Processamento de Dados Sísmicos 2D

BELÉM
2012

João Batista Santos Filho

Modelagem e Processamento de Dados Sísmicos 2D

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado
a faculdade de Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará-
UFPA, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Bacharel em Geofísica
Orientador: Prof. Dr. Lourenildo Willliame
Barbosa Leite

BELÉM
2012

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

S237m Santos Filho, João Batista

Modelagem e Processamento de Dados Sísmicos 2D

João Batista Santos Filho; Orientador: Lourenildo Willieme

Barbosa Leite – 2012

72 f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geofísica) –

Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências

Faculdade de Geofísica, Belém, 2012.

1. Método de reflexão sísmica. 2. Modelagem sísmica. 3. Empilhamento sísmico. 4. Migração. sísmica 5. Processamento.

I. Leite, Lourenildo Willieme Barbosa, *orient.* II. Universidade Federal do Pará.

III. Título.

CDD 20° ed.: 551.22

João Batista Santos Filho

Modelagem e Processamento de Dados Sísmicos 2D

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado a faculdade de Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará - UFPA, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Bacharel em Geofísica.

Data de Aprovação: ____/____/____

Banca Examinadora:

Prof. Lourenildo Willieme Barbosa Leite - Orientador
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Pará - UFPA

Prof. Jessé Carvalho Costa - Membro
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Pará - UFPA

Wildney Wallacy da Silva Vieira - Membro
Mestre em Geofísica
Universidade Federal do Pará - UFPA

Aos meus pais João e Tereza

A quem chegou como um relâmpago, mas não durou como tal; a sua importância foi, está sendo e sempre será fundamental para que todas as realizações e sucesso possam ser alcançados não individual, mas em conjunto entre nós. Obrigado.

(Clarine).

AGRADECIMENTOS

A Deus por ter me dado forças.

Ao Prof. Dr. Lourenildo W. B. Leite pela constante paciência e disponibilidade durante este trabalho.

Ao Wildney W. da S. Vieira pela ajuda no TEX e no S.U.

Ao professor Dr. Jessé C. Costa e ao Msc. Wildney W. S. Vieira pelas sugestões de modificações neste trabalho.

Aos Fernando M. Sales, Rodrigo Santos, João B. R. Afonso, Douglas Augusto Silva e Nonato Colares do programa de pós-graduação em geofísica da UFPA pelo apoio as dúvidas e ensinamentos sobre o SU.

Ao PRH-06 ANP/MCT pelo financiamento da bolsa de estudo.

Ao Curso de Graduação em Geofísica da UFPA pela parte acadêmica.

Aos amigos da turma 2007, Wilber S. Silva, Adriano R. Barreto, Diogo R. Pena, Raíza A. Macambira, Raphael Di C. S. dos Santos, Jorlivan L. Corrêa, Boris C. Freimann, Gabriela P. Pantoja e Gelbson A. Moreira pelo companheirismo e pelos momentos que passamos durante esses anos.

Aos amigos e colegas da turma 2008, Adriane, César, Rizimar, Thiago, Ísis, Cristiano e Rafaela pelos grandes momentos de descontração e amizade.

Aos amigos e companheiros Daniel, Danilo e Rafael pela ajuda e companheirismo.

Aos amigos S. Raul, D. Socorro e Nahirzinha.

Aos queridos amigos Neto, D. Goreth e S. Benoca.

A todo corpo docente e funcionários do Curso de Graduação em Geofísica.

Aos meus irmãos, Jeferson e Cristina grandes apoiadores durante toda a minha caminhada.

Aos meus pais por tudo.

RESUMO

O objetivo principal deste TCC (Trabalho de Conclusão de Curso) foi desenvolver um fluxograma para modelagem e processamento de dados sísmicos de reflexão visando a reconstituição de um modelo geológico de subsuperfície. As etapas principais constaram de: (1) concepção de um modelo geológico baseado em publicações sobre bacias sedimentares costeiras; (2) discretização do modelo numa janela espacial (profundidade, extensão), e da janela temporal; (3) organização do cubo de dados; (4) processamento sísmico convencional. As técnicas utilizadas seguem um fluxograma pré-estabelecido e realizado seguindo um arquivo *Makefile* que funciona como um organizador de etapas que foram realizadas no ambiente Linux, e no sistema *Seismic Unix* desenvolvido pela Central Wave Phenomena (CWP) da *Colorado School of Mines*. Foi também utilizado o software PROMAX da empresa LandMark instalado nas máquinas do laboratório de processamento sísmico - PROSIS, na forma de licença acadêmica.

Palavras Chaves: Método de reflexão sísmica. Modelagem sísmica. Empilhamento sísmico. Migração sísmica. Processamento sísmico.

ABSTRACT

The main objective of this TCC report was to develop a complete flowchart for modeling and processing of seismic reflection data aimed at the reconstitution of a subsurface geological model. The main steps consisted of: (1) design of a geological model based on publications of coastal sedimentary basins; (2) discretization of the model for a spatial window (depth, length), and the temporal window; (3) organization of the data cube; (4) conventional seismic processing. The techniques used follow a flowchart pre-established and carried out from a makefile that works as an organizer of the modeling and processing steps. This work was performed on desktop under Linux, and on the *Seismic Unix* developed by the Central Wave Phenomena (CWP) of the Colorado School of Mines. It was also used the software PROMAX of the LandMark company installed in the machines of the seismic processing laboratory - PROSIS, as academic licences.

keywords: Seismic reflection method. Seismic modeling. Seismic stack. Seismic migration. Seismic processing.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1	Distribuição das bacias sedimentares brasileiras.	16
Figura 2.1	Alguns detalhes de componentes participantes da física do método sísmico mostrando a fonte, e o meio, o receptor e uma trajetória que liga a fonte ao receptor. Embora esteja na forma de perfil 2D, o fenômeno é em 3D.	17
Figura 2.2	Configuração fonte-comum (FC) com um arranjo unilateral utilizada na aquisição de dados onde todos os raios partem do mesmo ponto. Aquisição sísmica 2D.	18
Figura 2.3	Configuração afastamento-comum (AC) onde a distância fonte-receptor é constante.	19
Figura 2.4	Configuração afastamento-nulo (AN) onde a distância fonte-receptor é zero. Considerando o tempo-simples, esta seção pode ser interpretada como o “refletor em explosão” de interface plano-horizantal, e que equivale à onda hipotética denominada de Onda Normal (onda N, normal ao refletor).	20
Figura 2.5	Configuração ponto-médio-comum (PMC) na superfície, e um ponto em profundidade para ilustração mostrando a iluminação pontual em subsuperfície. Os receptores à direita correspondem às fontes à esquerda, bem como vice-versa.	21
Figura 2.6	Configuração PMC para um refletor plano-inclinado. Neste caso não coincidência entre um PCP e um PMC devido à inclinação do refletor, e a iluminação é distribuída em uma área (superfície de reflexão comum). Os receptores à direita correspondem às fontes à esquerda, bem como vice-versa.	21
Figura 2.7	Cubo de dados de multicobertura onde estão ilustrados os arranjos afastamento-comum (AC=CO), fonte-comum (FC=CS) e ponto-médio-comum (PMC=CMP). Este cubo serve para ilustrar a direção dos arranjos. As relações matemáticas entre as coordenadas são: $h = (x_g - x_s)/2$, $x_m = (x_G + x_S)/2$. x_g : coordenada do geofone; x_s : coordenada da fonte; x_m : coordenada do ponto-médio-comum; h : meio-afastamento. A representação matemática do conteúdo de dados é expressa por $t(x_m, h)$	22
Figura 2.8	Relação entre diferentes tipos de arranjos: AC, PMC, AN, RC, FC.	25

Figura 2.9 Definição geométrica da Zona de Fresnel no espaço. A fonte e o receptor estão localizados no mesmo ponto S (afastamento-nulo). h_0 é a distância vertical ao refletor. R_n são os raios das ZF medidas a partir do ponto P_0	26
Figura 2.10 Modelo (2D) composto por N camadas com interfaces plano-horizontais e N interfaces refletoras, caracterizadas pela velocidade v_n , densidade ρ_n , espessura e_n e um tempo duplo $\Delta t_n = 2e_n/v_n$. A fonte e o receptor estão separados de uma distância x , e x_m representa o ponto-médio entre a fonte e o receptor.	27
Figura 2.11 Geometria da trajetória do raio para a determinação do fator de divergência esférica. θ_s é o ângulo de partida do feixe de raios contidos em $\delta\theta_s$ (GUTENBERG, 1936)	28
Figura 2.12 Modelo 2D composto por camadas com interfaces refletoras plano-inclinadas. Cada camada é caracterizada por uma velocidade v_i e uma densidade ρ_i . A fonte e o receptor estão separados de uma distância x ; x_m representa o ponto-médio entre a fonte e o receptor; x_0 é o ponto de partida e emergência da onda normal; e α e β são os ângulos de incidência vertical acima e abaixo da interface.	31
Figura 2.13 Modelo (2D) de camadas com interfaces curvas caracterizadas por uma velocidade v_i e uma densidade ρ_i . A fonte S e o receptor G estão posicionados na superfície separados de uma distância x . A coordenada x_m representa o ponto-médio entre a fonte e o receptor, x_0 é o ponto de emergência da onda e α e β são os ângulos de incidência vertical acima/abaixo do refletor.	32
Figura 2.14 Ilustração das reflexões sísmicas. (a) Terrestre. (b) Marinho. RX: reflexão. RT: raio transmitido. OD: onda direta. RV: reverberação.	33
Figura 2.15 Trajetórias de propagação da onda. (a) (Ondas associadas) od, onda direta; rf, onda refratada; rr, onda refratada-refletida; df, onda difratada. (b) (Ondas de superfície) V_r , velocidade da onda Rayleigh; V_{ra} , V_{rb} , velocidade da pseudo-Rayleigh para a parte HF (alta frequência) e LF (baixa frequência). (c) Geração das reflexões múltiplas. (d) Reverberação (em cima) e operadores de múltipla (em baixo).	34
Figura 2.16 Gráfico ilustrativo que mostra a atenuação rápida do coeficiente multiplicativo com o aumento da ordem da múltipla.	35
Figura 2.17 Formação do traço sintético. (a) Registro de campo com decaimento. (b) Registro com ganho expressando a impedância. (c) Curva de decaimento de amplitude. (d) Comparação de decaimento com a distância.	37

Figura 2.18 Ilustração do efeito do espalhamento (partição) da energia pela reflexão-transmissão de ondas de volume do tipo primárias, onde $T_{n,n+1} = T_n$ e $R_{n,n+1} = R_n$ representam os coeficientes de reflexão-transmissão entre as camadas n e $n + 1$.	38
Figura 3.1 Malha bi-dimensional com os espaçamentos dx e dz .	41
Figura 3.2 Desenho do modelo geológico e suas propriedades.	43
Figura 3.3 Nós da fronteira.	43
Figura 3.4 Desenho dos nós e da fronteira do modelo para o lado esquerdo.	44
Figura 3.5 Desenho da zona de amortecimento do modelo computacional.	45
Figura 3.6 Desenho da fronteira e da zona de amortecimento referente ao lado esquerdo do modelo.	46
Figura 3.7 Modelo sintético com um detalhe da estrutura dômica entre 5 e 10 km.	47
Figura 4.1 Ilustração da correção NMO segundo.	53
Figura 4.2 Distribuição de velocidades v_{RMS} obtido a partir da análise de velocidades semblance destacando o corpo dômico a partir do contraste de velocidades. A marcação das velocidades foi feita no software PROMAX e plotado no SU.	54
Figura 4.3 (Esquerda) Painel semblance do espectro de velocidade do cdp 500. (Direita) Painel de correção NMO com velocidade constante (CVS), onde os níveis que mais se destacam horizontalmente indicam as velocidades desejadas.	56
Figura 4.4 Dado empilhado após a análise de velocidade e correção NMO no SU onde ainda se observa ruído numérico principalmente na parte inferior direita. Os refletores e o corpo dômico estão bem delineados.	57
Figura 4.5 Dado empilhado após a análise de velocidade e correção NMO (escala de cores) no SU onde se observa ruído numérico principalmente na parte inferior direita. Os refletores e o corpo dômico estão bem delineados.	58
Figura 4.6 Mecanismo da migração Kirchoff pós-empilhamento, onde o eixo vertical estabelece o tempo vertical. A velocidade usada é a v_{RMS} o que estabelece uma forma simétrica para a curva de soma (migração).	60
Figura 4.7 Meio escalar (3D) com volume V_0 delimitado pela fronteira $S_0 = A_0 + A'$, com um ponto fonte em \vec{r}_0 , sua imagem em \vec{r}'_0 e um ponto de observação em \vec{r} .	61

Figura 4.8 Desenho da operação com a função transferência H para a continuação do campo entre dois planos ao longo do eixo. O intervalo é Δz , onde a velocidade é constante. . 63

Figura 4.9 Representação do modelo 2D do refletor em explosão que tem limites na sua utilização como princípio físico-matemático, ele serve para representar os meios suaves na velocidade e na geometria. As fontes estão localizadas nas interfaces refletoras e são acionadas simultaneamente. O campo produzido se propaga de acordo com o princípio de Huygens até a superfície de aquisição $z = 0$, atendendo a variação de velocidade no meio, e com intervalos de tempo pequeno o suficiente. 64

Figura 4.10 A esquerda o modelo afastamento-nulo e a direita o modelo do refletor explosivo. Na primeira imagem o campo de onda da superfície no instante $t - 0$, reflete em D e retorna à superfície onde é registrada no tempo t . Na segunda imagem se tem outra forma de representar o afastamento-nulo, onde o campo de onda parte de um ponto em subsuperfície no tempo $t = 0$ e é registrado na superfície no tempo $2t$. Outra forma de relacionar estes modelos é que a velocidade do campo de onda no segundo modelo é a metade da velocidade no primeiro. 64

Figura 4.11 Relação entre o dado de entrada $u(x, y, z = 0, t)$ e o de saída $u(x, y, z, t = 0)$ no mapeamento do campo de onda em (x, y, z, t) para $(x, y, z, \frac{z}{c})$ 66

Figura 4.12 Seção migrada Kirchhoff pós-empilhamento no tempo gerada com o programa *sumigtk* do SU onde se observa ruído numérico, principalmente na parte inferior direita. Comparando com as imagens empilhadas Figuras 4.12 e 4.13, exhibe uns deslocamentos horizontais e verticais onde existe mergulho. 67

Figura 4.13 Seção migrada Kirchhoff pós-empilhamento no tempo gerada com o programa *sumigtk* do SU e *mycolorsu*, onde se observa ruído numérico, principalmente na parte inferior direita. 68

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	15
2	FUNDAMENTOS	17
2.1	CONFIGURAÇÕES	18
2.2	MODELO CINEMÁTICO	23
2.3	REPRESENTAÇÃO PARA A SUBSUPERFÍCIE E DIFRAÇÕES	27
2.3.1	Camadas Plano-horizontais	27
2.3.2	Camadas Plano-Inclinadas	30
2.3.3	Camadas Curvas	31
2.4	MÚLTIPLAS	32
2.5	CORREÇÃO DE AMPLITUDES	36
3	MODELAGEM COM A EQUAÇÃO DA ONDA	39
3.1	FUNÇÃO FONTE SÍSMICA	39
3.2	APROXIMAÇÃO POR DIFERENÇAS FINITAS	40
3.3	CONDIÇÕES DE FRONTEIRA	42
3.3.1	Método da Zona de Amortecimento	46
3.4	MODELO GEÓLOGICO SINTÉTICO	47
4	PROCESSAMENTO	50
4.1	ANÁLISE DE VELOCIDADE E EMPILHAMENTO	51
4.2	MIGRAÇÃO KIRCHHOFF PÓS-EMPILHAMENTO NO TEMPO	59
5	CONCLUSÕES	69
	REFERÊNCIAS	71

1 INTRODUÇÃO

O presente trabalho consta de um estudo de TCC voltado à modelagem, processamento e migração de dados sísmicos de reflexão, visando reproduzir a imagem da subsuperfície; ou seja, as estruturas geológicas.

Várias técnicas são utilizadas na indústria do petróleo, entre elas o empilhamento é uma técnica central para simular seções com afastamento-nulo a partir de dados de multicobertura. Uma outra técnica fundamental utilizado é o imageamento através da migração, todas elas têm em comum um modelo de velocidade que se deseja que ele seja exato.

O processamento de sinais sísmicos é de fundamental importância para a exploração petrolífera, e o caminho entre aquisição de dados e a interpretação sísmica é composto por vários processos interdependentes, como remoção de ruídos de diversas origens, reorganização de dados em grupos(famílias) específicos, deconvolução, filtragens, análise de velocidade, empilhamento e migração.

No presente trabalho foram discutidas as etapas da modelagem, do processamento e do imageamento sísmicos partindo de um modelo geológico em duas dimensões, simular a aquisição gerando seções sísmicas adequadas para a interpretação e tratamento. Para estas etapas foi utilizado o sistema *Seismic Unix* difundido nas Universidades e Centros de Pesquisas e Ensino da Geofísica Aplicada, em especial a sismologia de exploração. O *Seismic Unix* é bem conhecido pela comunidade científica especializada por abranger parte significativa desses processos, e também por ser um projeto de código aberto, o que permite o entendimento dos algoritmos.

As bacias sedimentares são os alvos geológicos das empresas de exploração do petróleo, uma vez que são nestas bacias que se encontram as estruturas que podem abrigar os depósitos de petróleo. O Brasil possui 6.430.000 km^2 de bacias sedimentares, dos quais 4.880.000 km^2 em terra e 1550.000 km^2 em plataforma continental. Na Figura 1.1 pode-se observar a divisão das bacias sedimentares brasileiras.

Este trabalho foi desenvolvido com base em temas do Programa de Recursos Humanos da Agência Nacional do Petróleo Gás Natural e Biocombustíveis (PRH-06/ANP/UFPA/-FINEP/MCT) que reúne algumas universidades do norte e nordeste (UFPA, UFRN UFBA), no desenvolvimento de tecnologias voltadas à exploração de hidrocarbonetos (Petróleo e Gás).

O referido projeto tem como título “*Geofísica Aplicada à Exploração e Desenvolvimento de Reservatórios de Petróleo e Gás*”.

Figura 1.1: Distribuição das bacias sedimentares brasileiras.

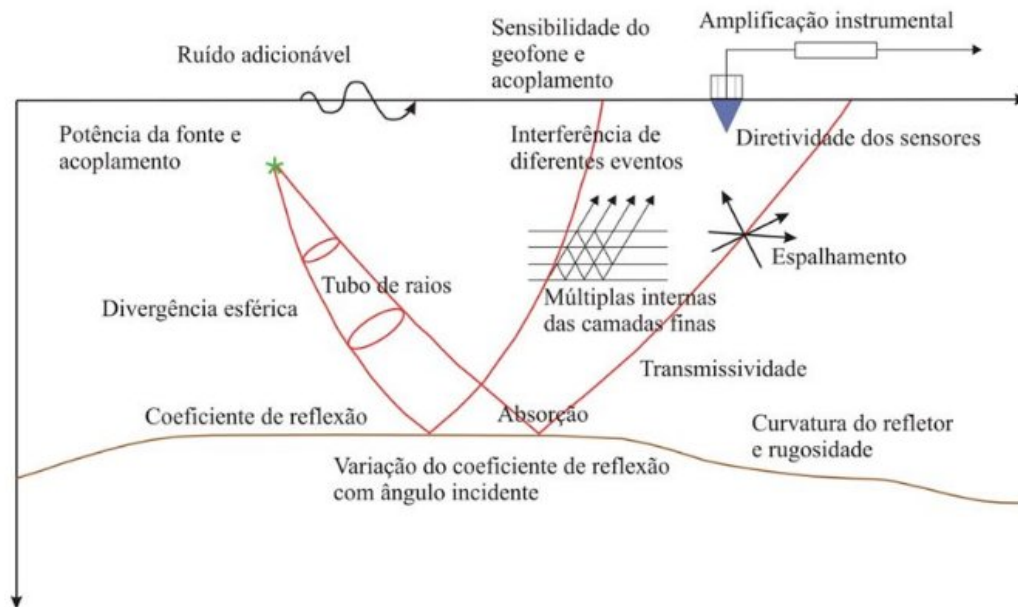


Fonte: Adaptado de (CPRM., 2003)

2 FUNDAMENTOS

Neste capítulo são apresentados princípios básicos e fundamentos do método sísmico para modelagem e processamento. O modelo é baseado na descrição geológica de trechos de bacias sedimentares com o objetivo de estudar condições de risco exploratório de petróleo. Os primeiros conceitos considerados nas descrições que seguem é quanto à fonte, o meio, a geometria do levantamento e o registro, e para isto referenciamos à Figura 2.1, onde procuramos chamar atenção ao fato de que a representação de todos os fatores presentes na propagação é uma tarefa muito complicada, e a análise dever ser melhor entendida no domínio da frequência temporal-espacial.

Figura 2.1: Alguns detalhes de componentes participantes da física do método sísmico mostrando a fonte, e o meio, o receptor e uma trajetória que liga a fonte ao receptor. Embora esteja na forma de perfil 2D, o fenômeno é em 3D.



Fonte: Adaptado de (SHERIFF, 1975)

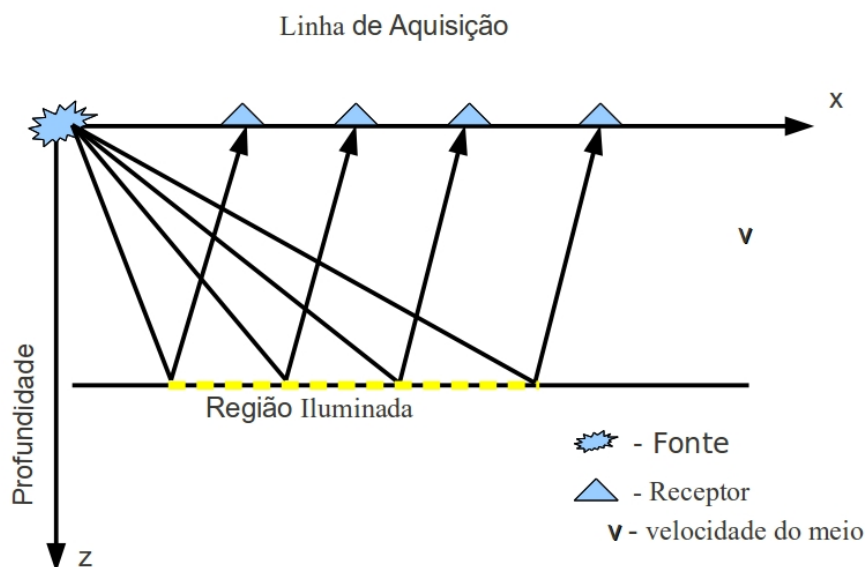
2.1 CONFIGURAÇÕES

A aquisição original de dados sísmicos é realizada na configuração fonte-comum (FC) (ver figura 2.2), onde o conjunto de traços sísmicos registrados são oriundos de alvos localizados em subsuperfície. Esta seção contém traços que são organizados de acordo com o afastamento fonte-receptor para ambos os lados (bilateral simétrico ou assimétrico, ou unilateral) para compor o cubo de dados em multicobertura. Na configuração FC fica estabelecido e a discretização original temporal-espacial, que normalmente são da ordem de 2ms e 25m, neste trabalho essa discretização utilizada foi de 6ms e 25m, respectivamente. Diferentes arranjos podem ser organizados, a partir do cubo de dados, como por exemplo, o arranjo ponto-médio-comum (PMC) e o receptor-comum (RC). Nestas novas configurações as propriedades da discretização mudam com relação ao espaço. Há mudança, também, na escala temporal com o processamento, como por exemplo, no empilhamento.

O levantamento 2D consiste de uma série de explosões (dinamites, ou vibroseis no caso terrestre e airguns, no caso marinho) em sequência situadas ao longo de uma linha para obtenção de registros através de estações de geofones quando o registro é terrestre; ou de hidrofones quando marinho.

A fonte sísmica gera no meio geológico uma complexidade infinita de ondas, que podemos classificar de forma prática em ondas de volume e ondas de superfície. Para as aplicações sísmicas, as ondas de superfície são automaticamente descartadas pelas janelas temporais.

Figura 2.2: Configuração fonte-comum (FC) com um arranjo unilateral utilizada na aquisição de dados onde todos os raios partem do mesmo ponto. Aquisição sísmica 2D.

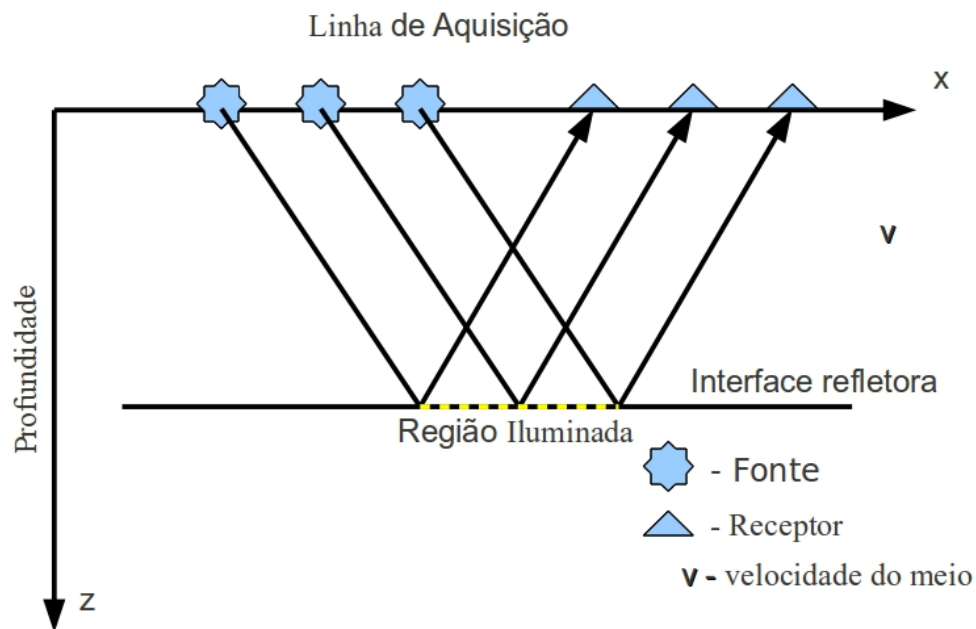


As ondas podem ser classificadas em três formas simples: ondas diretas (água, solo ou ar), ondas de volume (reflexões e refrações) e ondas de superfície (marinhas ou terrestres).

No fenômeno de propagação, o interesse é na transmissividade e na refletividade através das discontinuidades na subsuperfície. A onda que emerge nos receptores é registrada com relação ao tempo percorrido a partir da emissão da fonte (tempo de trânsito). Na sismica 2D, a configuração FC, (ver figura 2.2) é continuamente deslocada ao longo de uma linha para se obter várias seções FC que contém reflexões da subsuperfície iluminada. O conjunto de dados registrados forma o cubo de dados, que contém redundância na cobertura de pontos em profundidade.

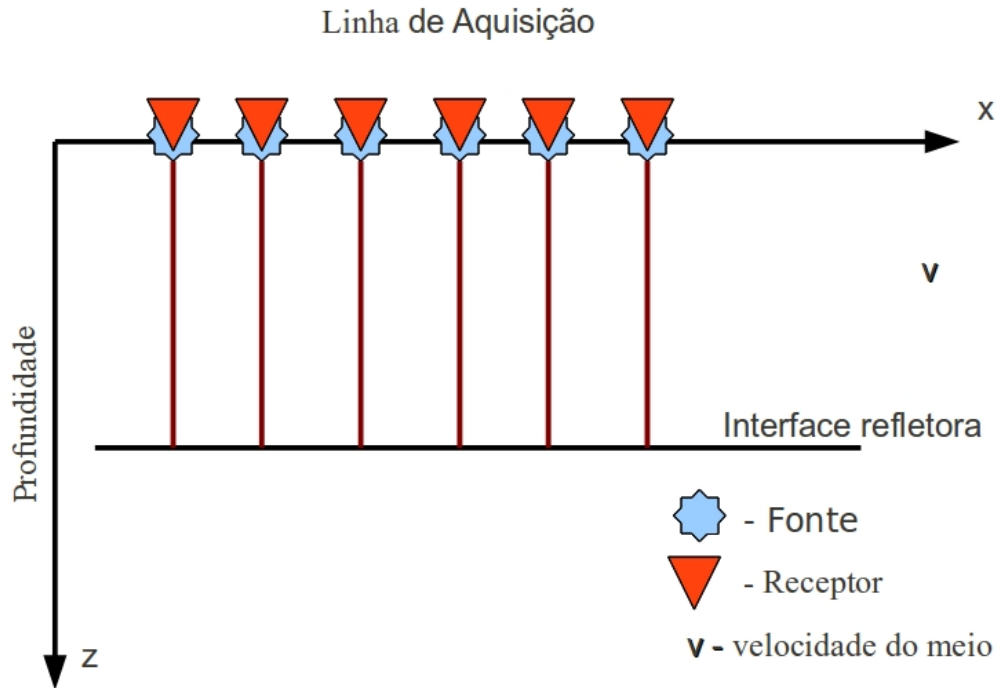
Vários outros arranjos podem ser obtidos para que se formem outras seções que representem um passo na interpretação de dados registrados. A seção afastamento-comum (AC) contém todos os traços com um certo afastamento fixo fonte-receptor ao longo da linha Figura 2.3.

Figura 2.3: Configuração afastamento-comum (AC) onde a distância fonte-receptor é constante.



Uma seção especial e desejável é a afastamento-nulo (AN) onde o meio-afastamento é zero ($h = 0$), ou seja, a posição da fonte e do receptor é coincidente (ver figura 2.4). No entanto, a configuração AN não pode ser realizada durante a aquisição sísmica de reflexão, e esta seção é obtida como uma simulação matemática por métodos de empilhamento, como mostra a figura abaixo.

Figura 2.4: Configuração afastamento-nulo (AN) onde a distância fonte-receptor é zero. Considerando o tempo-simples, esta seção pode ser interpretada como o “refletor em explosão” de interface plano-horizantal, e que equivale à onda hipotética denominada de Onda Normal (onda N, normal ao refletor).



Uma seção PMC é composta por todos os traços com o mesmo ponto médio entre a fonte e receptor (ver figura 2.5). A seção PMC pode coincidir com a seção ponto-comum-em-profundidade (PCP) apenas para o caso de interfaces plano-horizontais, uma vez que a coordenada x do PMC e a do PCP são as mesmas. Para o caso de refletores não horizontais, não existe um ponto, mas uma área/segmento de espalhamento de reflexão em subsuperfície (Superfície de Reflexão Comum, SRC).

A relação aplicável na seção PMC é $x_m = constante$ e $h = constante$, e é constituída por um painel paralelo ao eixo h no plano (x_m, h) . Na seção AC a relação aplicável é $h = constante$, sendo constituída por um painel paralelo ao eixo x_m no plano (x_m, h) . O caso especial da seção AN é o plano frontal à direita/esquerda do cubo de dados onde $h = 0$.

Figura 2.5: Configuração ponto-médio-comum (PMC) na superfície, e um ponto em profundidade para ilustração mostrando a iluminação pontual em subsuperfície. Os receptores à direita correspondem às fontes à esquerda, bem como vice-versa.

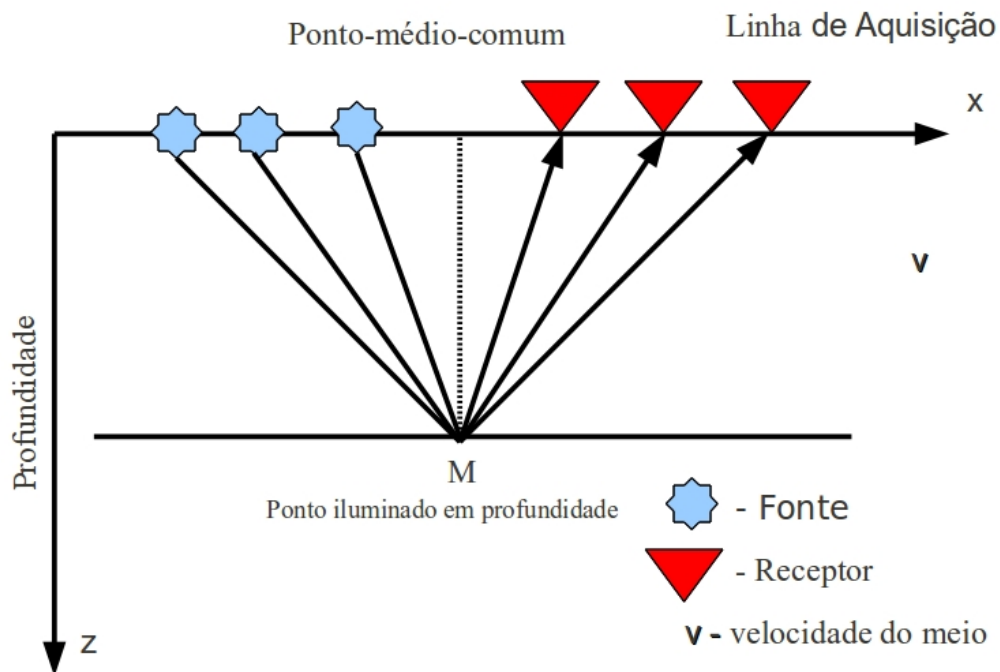


Figura 2.6: Configuração PMC para um refletor plano-inclinado. Neste caso não há coincidência entre um PCP e um PMC devido à inclinação do refletor, e a iluminação é distribuída em uma área (superfície de reflexão comum). Os receptores à direita correspondem às fontes à esquerda, bem como vice-versa.

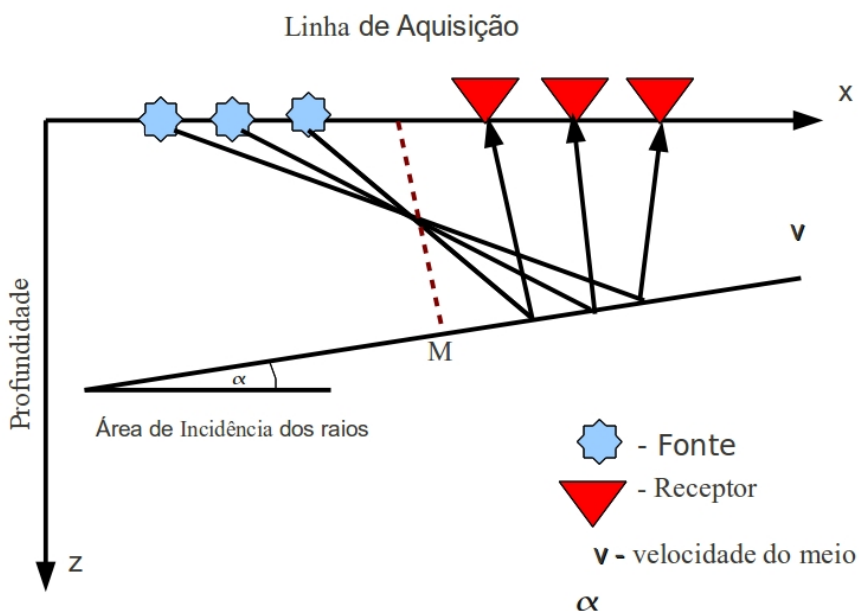
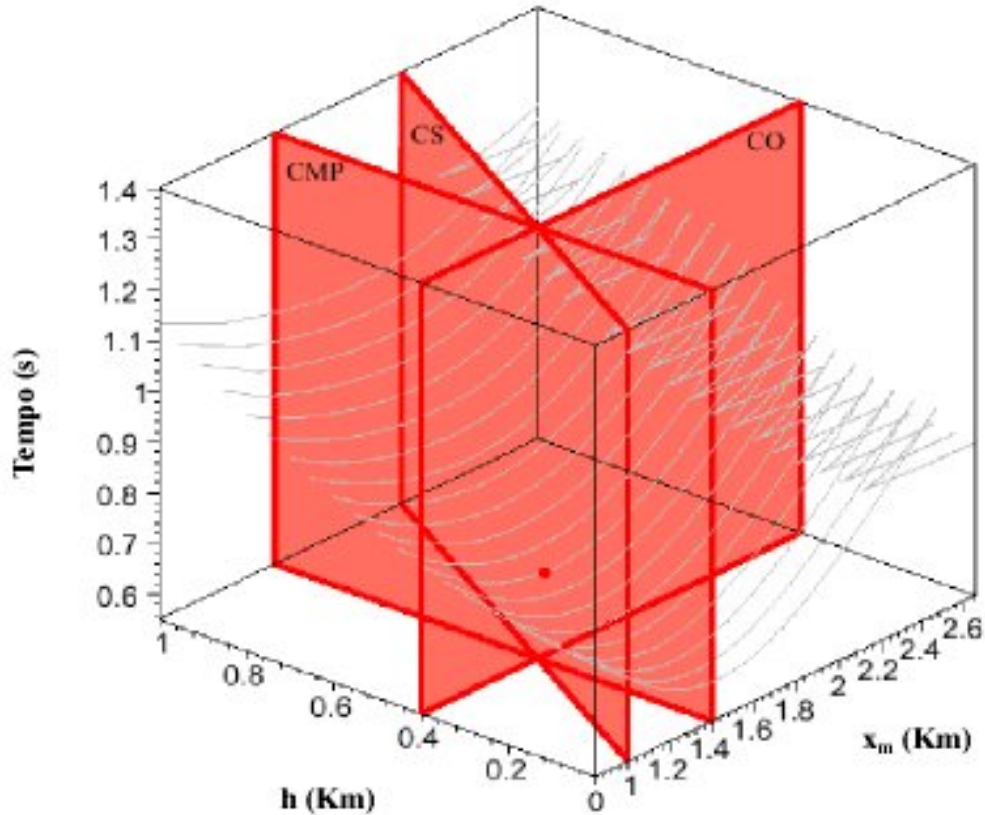


Figura 2.7: Cubo de dados de multicobertura onde estão ilustrados os arranjos afastamento-comum (AC=CO), fonte-comum (FC=CS) e ponto-médio-comum (PMC=CMP). Este cubo serve para ilustrar a direção dos arranjos. As relações matemáticas entre as coordenadas são: $h = (x_g - x_s)/2$, $x_m = (x_G + x_S)/2$. x_g : coordenada do geofone; x_s : coordenada da fonte; x_m : coordenada do ponto-médio-comum; h : meio-afastamento. A representação matemática do conteúdo de dados é expressa por $t(x_m, h)$.



A Figura 2.7 mostra os planos pertencentes às seções FC, AC e PMC representadas por planos avermelhados. Na seção FC a relação aplicável é $x_m - h = \text{constante}$, sendo constituída por um painel que forma um ângulo de 45 graus no plano $x_m - h$. Na seção PMC a relação aplicável é $x_m = \text{constante}$ e $h = \text{variável}$, sendo constituída por um painel paralelo ao eixo h no plano $x_m - h$. Um caso especial da seção AN é o plano frontal à direita do cubo de dados onde $h=0$.

2.2 MODELO CINEMÁTICO

Este modelo leva em consideração o conteúdo de seção sísmica em termos da convolução em cascata que descreve a propagação fonte-meio-receptor.

Nos experimentos sísmicos, consideramos as fontes e receptores ao longo da linha que coincide com o eixo x do sistema de coordenadas cartesianas. O levantamento é simulado como sendo realizado na configuração fonte-comum, e em seguida os dados re-arrumados para outras configurações desejadas, tais como: afastamento-comum (AC), ponto-médio-comum (PMC) ou receptor-comum (RC).

O modelo convolucional simples para representar os traços sísmicos, s , depende do parâmetro horizontal do raio p , e pode ser expresso por:

$$s(k) = m(k) + n(k) = w(k) * R(k) + n(k), \quad (2.1)$$

onde $m(k)$ é a função sinal-mensagem, $w(k)$ representa o pulso-fonte efetivo, $R(k)$ é a função refletividade e $n(k)$ é o ruído aditivo não representado em $R(k)$ e em $w(k)$ (ROBINSON, 1984).

Para complementar a descrição, o pulso-fonte efetivo, $w(k)$, pode ser descrito por várias componentes ao longo da sua trajetória na forma (ROBINSON, 1984):

$$w(k) = w_O(l, k) * w_F(l, k) * w_A(k) * w_I(l, k) * w_E(k). \quad (2.2)$$

Nesta equação estão representados os efeitos do pulso fonte original $w_0(k)$ (assinatura da fonte), de múltiplas (não previstas na refletividade) $w_F(k)$, de atenuação inelástica $w_A(k)$, de instrumento de registro $w_I(k)$, e de divergência esférica $w_E(k)$. As componentes tempo-variantes são $w_0(k)$, $w_F(k)$ e $w_I(k)$, e as componentes tempo-invariantes são $w_A(k)$ e $w_E(k)$. As componentes $w_F(k)$, $w_A(k)$ e $w_E(k)$ são consideradas fisicamente de fase mínima, e as componentes $w_0(k)$ e $w_I(k)$ não são necessariamente de fase mínima. Todas essas componentes podem ser analisadas individualmente como filtros específicos. Para os métodos de deconvolução que se baseiam nos princípios de fase mínima e de tempo-invariante, as componentes consideradas como fontes potenciais de distorção de fase são, portanto, $w_A(k)$, $w_E(k)$, $w_0(k)$ e $w_I(k)$.

O ruído pode ser descrito por uma componente ambiental (com uma parte aleatória, $n_{aa}(k)$, e uma parte coerente, $n_{ac}(k)$), e por uma componente relacionada à fonte sísmica (com uma parte aleatória, $n_{fa}(k)$, e uma parte coerente, $n_{fc}(k)$) que são submetidas à convolução

com pulsos filtrantes na forma:

$$n(k) = p_{VA}(k) * [n_{aa}(k) + n_{ac}(k)] + p_{VF}(k) * [n_{fa}(k) + n_{fc}(k)]. \quad (2.3)$$

A componente filtrante mais efetiva em $p_{VA}(k)$ e $p_{VF}(k)$ é o instrumento (sensor). Para descrever a componente ruído, um dos conceitos mais comuns é o ruído branco definido através da autocorrelação na forma:

$$\phi_{nn}(t, \tau) = E \{n(t), n(\tau)\} = \sigma_n^2 \delta(t - \tau), \quad (2.4)$$

e que reúne conceitos estocásticos e determinísticos através de $n(t)$. A expressão espectral correspondente é dada por:

$$\Phi_{nn}(f) = \sigma_n^2. \quad (2.5)$$

O modelo natural para representar a subsuperfície de uma bacia sedimentar é o $3D$ complexo, mas de forma fisicamente realizável, o modelo é formado por camadas homogêneas, isotrópicas, cuja evolução é marcada pela atitude geológica das interfaces. O mais simples é o de interfaces plano-horizontais (importante no empilhamento NMO e em várias formas de migração), seguido do com interfaces plano-inclinadas (importante na migração parcial), e finalmente o mais complexo e mais real, formado por interfaces curvas.

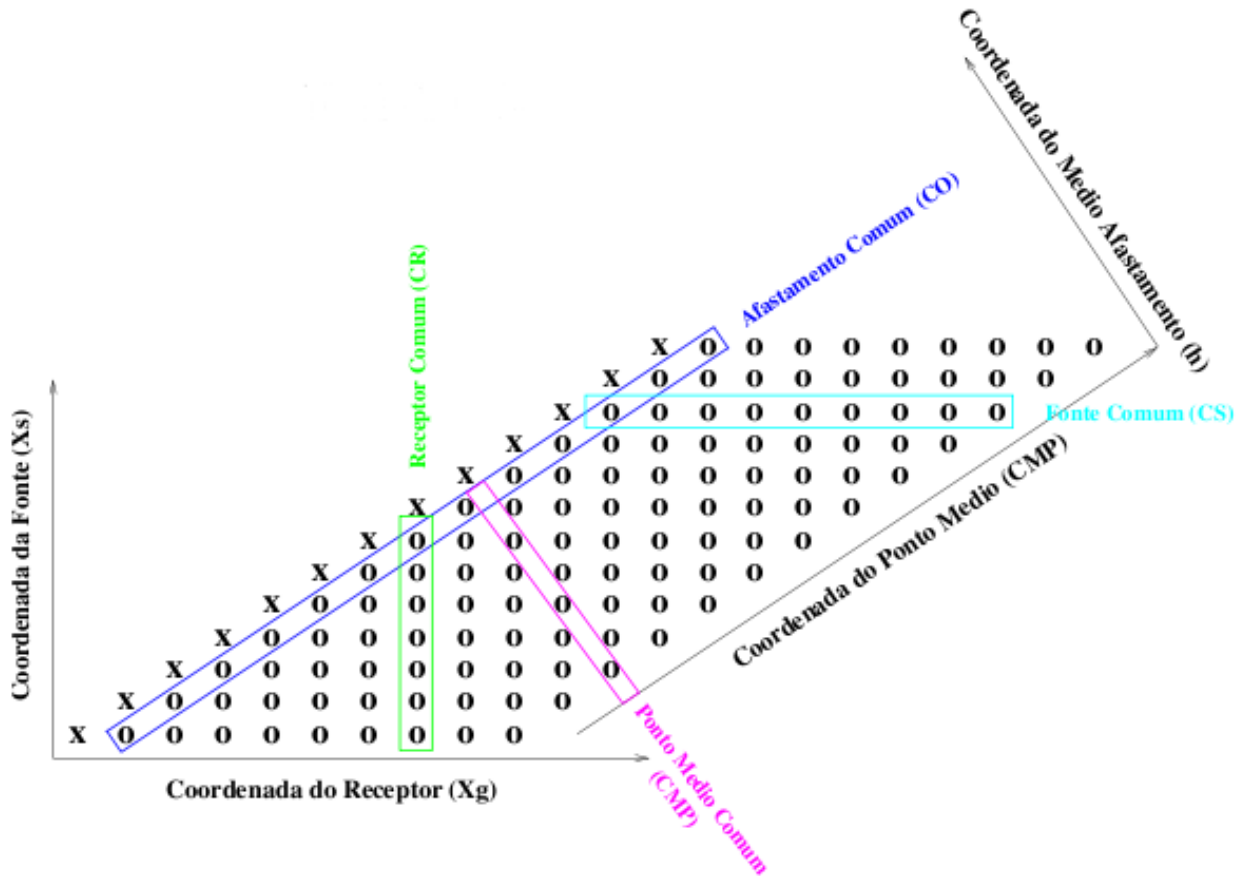
De acordo com a descrição de geometria de tiro (ver Figura 2.8), é importante a compreensão da relação que há entre a configuração de tiro com os dois sistemas de coordenadas (t, x_s, x_r) e (t, x_m, x_0) . A Figura (2.8) mostra a relação entre as coordenadas fonte-receptor (x_s, x_g) e as coordenadas ponto-médio-afastamento (x_m, h) . As coordenadas (x_m, h) estão rotacionadas de 45 graus em relação às coordenadas (x_s, x_g) . A área pontilhada representa a cobertura utilizada no levantamento sísmico ao longo da linha central do ponto médio. Cada ponto representa um traço sísmico com o eixo do tempo perpendicular ao plano do papel. Os seguintes tipos de famílias (ou configurações) são identificados (ver Figura 2.8):

1. Tiro-comum
2. Receptor-comum
3. Ponto-médio-comum
4. Afastamento-comum
5. Afastamento-nulo

O número de pontos de tiro ao longo de uma família CMP indica uma forma de cobertura

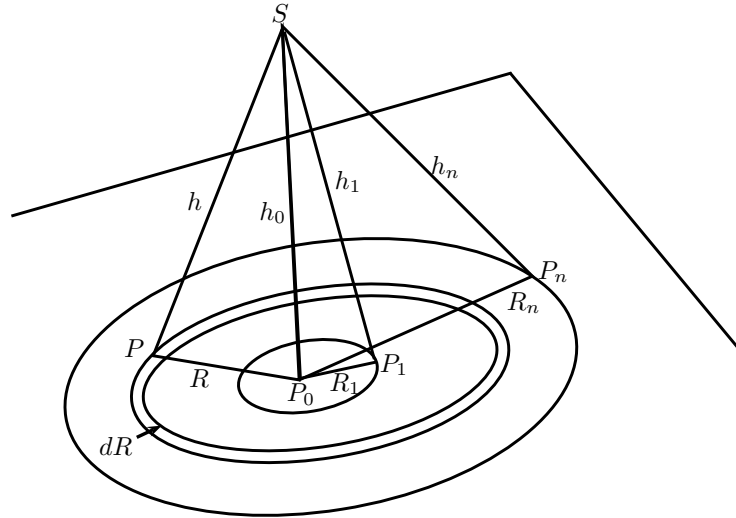
nessa família. O diagrama (ver Figura 2.8) é conhecido como carta de empilhamento, sendo de utilidade para ajustar a geometria de uma linha no pré-processamento. Por exemplo, se houver um tiro faltante ou um receptor inoperante, as famílias CMP afetadas são facilmente identificadas.

Figura 2.8: Relação entre diferentes tipos de arranjos: AC, PMC, AN, RC, FC.



O termo resolução (aplicada à seção tempo-distância) refere-se à separação mínima necessária entre dois eventos semelhantes para visualizar a individualização entre eles, ao contrário de se visualizar um evento único. Destacamos duas situações distintas em relação às ondas sísmicas: (i) resolução vertical (no tempo) entre duas interfaces que devem ser exibidas com refletores individuais, ou (ii) resolução horizontal para dois eventos envolvendo uma única interface, cuja distância entre eles tem que ser suficiente para mostrar eventos individuais. (GELDART; SHERIFF, 1995). Um modo simples de considerar é imaginar um pulso sísmico extremamente concentrado onde a resolução não seria problema, porém os pulsos sísmicos reais envolvem uma limitada faixa de frequências.

Figura 2.9: Definição geométrica da Zona de Fresnel no espaço. A fonte e o receptor estão localizados no mesmo ponto S (afastamento-nulo). h_0 é a distância vertical ao refletor. R_n são os raios das ZF medidas a partir do ponto P_0 .



Fonte: Adaptado de (SHERIFF, 1975).

O conceito de resolução horizontal baseia-se no conceito da Zona de Fresnel (ZF) (GELDART; SHERIFF, 1995), como descrito na Figura (2.9). Nesta figura, a fonte e o receptor são coincidentes em S , $\overline{SP_0}$ é perpendicular ao plano refletor, e os raios R_1, R_2, \dots, R_n são tal que as distâncias $\overline{SP_0}, \overline{SP_1}, \dots, \overline{SP_n}$ diferem entre si de $\lambda/4$, onde $\lambda = vT = \frac{v}{f}$, sendo v a velocidade e T o período temporal da onda, λ o comprimento de onda, n é o índice da ZF, e $h_{n+1} - h_n = \lambda/4$, e a condição é que $h_n \gg R_n \gg \lambda$. A Primeira Zona de Fresnel é a mais importante, e o raio é dado por:

$$R_1 = \left(\frac{1}{2} \lambda h_0 \right)^{1/2} = \frac{1}{2} v \left(\frac{t}{f} \right)^{1/2}; \quad (2.6)$$

em que h_0 é a profundidade do refletor, t é o tempo de chegada, v é a velocidade média e f é a frequência temporal. A discussão considera uma fonte pontual, para os quais as trajetórias de percurso fonte-receptor diferem por um meio-ciclo para sucessivas ZF. O ponto S é iluminado pela área de raio $R_1 = \left(\frac{1}{2} \lambda h_0 \right)^{1/2}$, enquanto que as áreas de índice n superior se anulam. Outro conceito relacionado, define que para uma onda monocromática, a Zona de Fresnel obedece à relação:

$$W_T \approx \frac{1}{2} S_1 \quad (2.7)$$

onde W_T é a energia de retorno à S .

2.3 REPRESENTAÇÃO PARA A SUBSUPERFÍCIE E DIFRAÇÕES

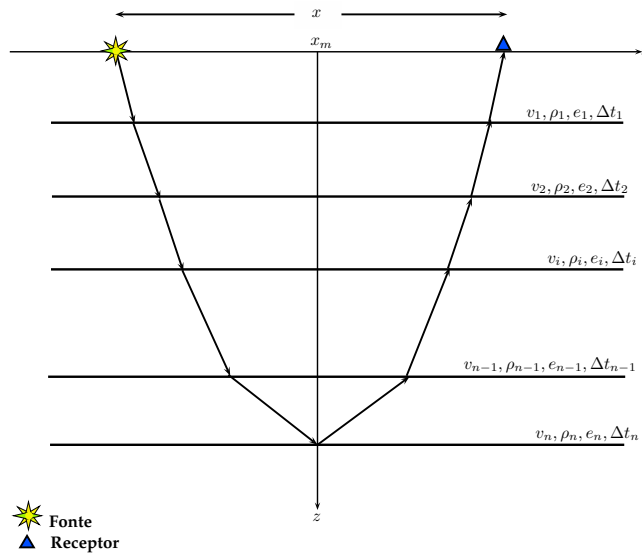
2.3.1 Camadas Plano-horizontais

O modelo formado por camadas homogêneas, isotrópicas, separadas por interfaces plano-horizontais. A fonte é considerada pontual e serve para marcar a origem do sistema de coordenadas. Para o caso de afastamento-nulo, o espalhamento da energia obedece uma descrição dependente do tempo de trânsito a cada interface da base da camada, $[t_n(x = 0)]$. Neste caso, o tempo de trânsito $[t_n(x = 0)]$ e o raio da frente de onda são expressos, respectivamente por:

$$t_n(x = 0) = 2 \sum_{i=1}^n \frac{e_i}{v_i} \quad R_0(x = 0) = \frac{1}{v_0} \sum_{i=1}^n t_i v_i^2, \quad (2.8)$$

onde v_n é a velocidade e e_n a espessura relativa à camada n (ver Figura 2.10).

Figura 2.10: Modelo (2D) composto por N camadas com interfaces plano-horizontais e N interfaces refletoras, caracterizadas pela velocidade v_n , densidade ρ_n , espessura e_n e um tempo duplo $\Delta t_n = 2e_n/v_n$. A fonte e o receptor estão separados de uma distância x , e x_m representa o ponto-médio entre a fonte e o receptor.



O cálculo do afastamento fonte-sensor, $x(p)$, e o tempo-duplo, $t(x)$, são propriamente expresso em termos do parâmetro horizontal do raio p nas formas:

$$x(p) = 2p \sum_{i=1}^n \frac{v_i^2 \Delta t_i}{\sqrt{1 - p^2 v_i^2}}, \quad t(p) = 2 \sum_{i=1}^n \frac{\Delta t_i}{\sqrt{1 - p^2 v_i^2}} \quad (2.9)$$

onde $p = \text{sen}\alpha_0/v_0$, (α_0 é o ângulo de partida $\alpha \leq |\pi/2|$) e $\Delta t_n = 2e_n/v_n$ é o tempo-simples de percurso vertical na camada.

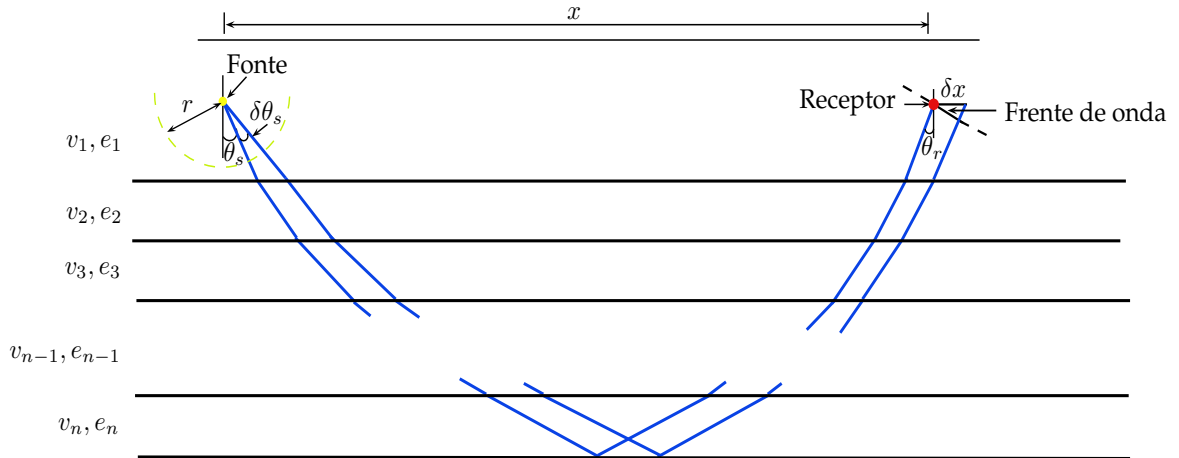
A divergência esférica é um conceito básico relacionado às medidas práticas de atenuação de amplitudes versus distância, também denominado de espalhamento geométrico, e sempre presente nos conceitos relacionados à teoria do raio.

No modelo formado por uma sequência de camadas plano-horizontais, as curvas de atenuação versus afastamento resultantes para o presente modelo é para serem aplicadas aos sismogramas sintéticos calculados pelo método da refletividade.

Na combinação $x(p)$ e $t(p)$, o fator de divergência esférica, mostrado na Figura 2.11, e dado por:

$$R_0(x) = \frac{\sqrt{1 - p^2 v_0^2}}{p v_0} \left[x^2 + 2x \sum_{i=1}^n e_i \left(\frac{p v_i}{\sqrt{1 - p^2 v_i^2}} \right)^3 \right]^{1/2} \quad (2.10)$$

Figura 2.11: Geometria da trajetória do raio para a determinação do fator de divergência esférica. θ_s é o ângulo de partida do feixe de raios contidos em $\delta\theta_s$ (GUTENBERG, 1936)



O tempo de trânsito impulsivo (não emergente) de uma onda emitida pela fonte na posição x_s e captada pelo receptor na posição x_g é dada para este modelo pela lei hiperbólica:

$$t^2(x) = t_0^2 + \frac{x^2}{v_{RMS}^2}, \quad (2.11)$$

onde x é a distância fonte-receptor, e v_{RMS} é a velocidade média-quadrática dada pela equação

(TARNER; KOEHLER, 1969):

$$v_{RMS}^2 = \frac{v_1 R_0}{t_0} = \frac{1}{t_0} \sum_{i=1}^n v_i^2 \Delta t_i, \quad (2.12)$$

onde v_1 é a velocidade na primeira camada, t_0 é o tempo-duplo na configuração afastamento-nulo e Δt_i é o tempo-duplo vertical na camada i (HUBRAL; KREY, 1980).

Este modelo encontra grande aplicação na correção e empilhamento convencional NMO, onde está incluído a análise de velocidade semblance (NEIDELL; TANER, 1971). No entanto, devido à forma geométrica das camadas este modelo apresenta restrições de uso em situações de geologia complexa caracterizada por variação horizontal de velocidade. Este modelo e suas aplicações estão descritas através da literatura, entre as quais (IKELE; AMUNDSEN, 2005) e (YILMAZ, 1994).

O espalhamento por transmissão-reflexão num meio plano-estratificado é outro conceito importante deste modelo para interpretação de dados observados, além da parte cinemática pura, é no cálculo de amplitudes como apresentado por (AKI; RICHARDS, 1980) e (SENDMEYER, 1990) com o método da refletividade. E além disso, podemos citar (ROBINSON; TREITEL, 2000) voltado à propagação em camadas finas. Isto quer dizer que a interpretação de seções sísmicas necessita de justificativas baseadas em modelos sintéticos. Com esta finalidade, considerando a propagação de ondas planas ao longo do raio traçado (ver Figura 2.10) o cálculo dos coeficientes de reflexão R_n e transmissão T_n no caso de incidência oblíqua são dados por (BARTOLO-2011):

$$R_n = \frac{Z_{n+1} \cos \theta_n^I - Z_n \cos \theta_{n+1}^T}{Z_{n+1} \cos \theta_n^I + Z_n \cos \theta_{n+1}^T} = \frac{1 - \alpha_n \beta_n \gamma_n}{1 + \alpha_n \beta_n \gamma_n}; \quad (2.13)$$

$$T_n = \frac{2 Z_{n+1} \cos \theta_n^I}{Z_{n+1} \cos \theta_n^I + Z_n \cos \theta_{n+1}^T} = \frac{2}{1 + \alpha_n \beta_n \gamma_n}; \quad (2.14)$$

onde

$$\alpha_n = \frac{\rho_n}{\rho_{n+1}}, \quad \beta_n = \frac{v_n}{v_{n+1}} \quad \text{e} \quad \gamma_n = \frac{\cos \theta_{n+1}^T}{\cos \theta_n^I} \quad (2.15)$$

onde θ_n^I e θ_{n+1}^T , são respectivamente, os ângulos de incidência e transmissão e relacionados pela lei de Snell na forma:

$$\theta_{n+1}^T = \arcsen \left(\frac{\sin \theta_n^I}{\beta_n} \right). \quad (2.16)$$

2.3.2 Camadas Plano-Inclinadas

Outro modelo importante é o formado por interfaces inclinadas. O empilhamento ZO na geometria PMC obedece à lei hiperbólica escrita como:

$$t^2(x) = t_0^2 + \frac{4h^2 \cos^2 \alpha}{v^2} \quad (2.17)$$

O caso se torna mais geral para mergulhos arbitrários, ainda com camadas homogêneas e isotrópicas, e as equações aplicáveis para o modelo direto $2D$, válidas para pequenos afastamentos, e baseadas nos atributos da frente de onda, são:

$$t(r) = t_0 + \frac{\text{sen} \alpha_0}{v_1} r + \frac{\cos^2 \alpha_0}{2v_1 R_0} r^2 + \dots \quad (\text{Aproximação Parabólica}) \quad (2.18)$$

$$t^2(r) = \left\{ t_0 + \frac{\text{sen} \alpha_0}{v_1} r \right\}^2 + \frac{t_0 \cos^2 \alpha_0}{v_1 R_0} r^2 + \dots \quad (\text{Aproximação Hiperbólica}) \quad (2.19)$$

O raio de curvatura da frente de onda na superfície de observação é dado por:

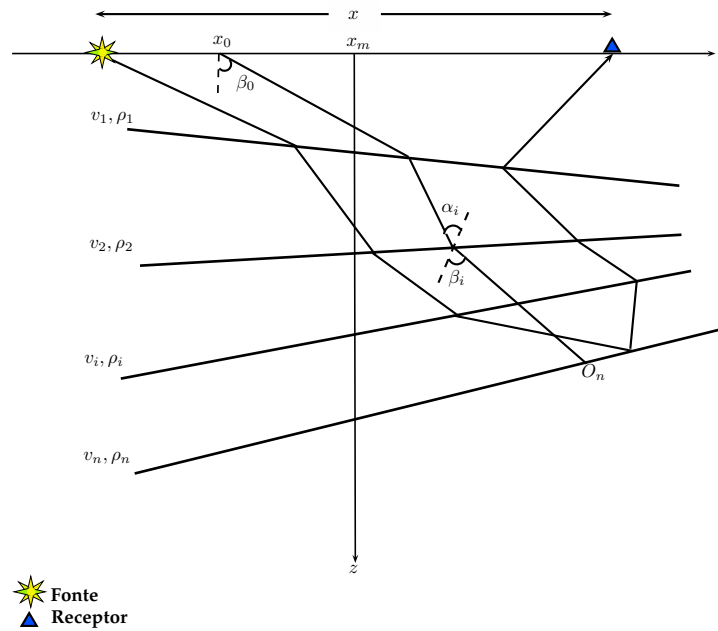
$$R_0 = \frac{2}{v_1} \sum_{i=1}^n v_n^2 \Delta t_n \prod_{j=1}^{n-1} \frac{\cos^2 \alpha_j}{\cos^2 \beta_j} \quad (2.20)$$

O empilhamento hiperbólico ao ZO é dado por:

$$t^2(r) = t_0^2 + \frac{h^2}{v_{NMO}^2}, \quad v_{NMO}^2 = \frac{2v_1 R_0}{t_0 \cos^2 \beta_0}, \quad (2.21)$$

sendo v_{NMO} a velocidade teórica da correção de sobre-tempo-normal.

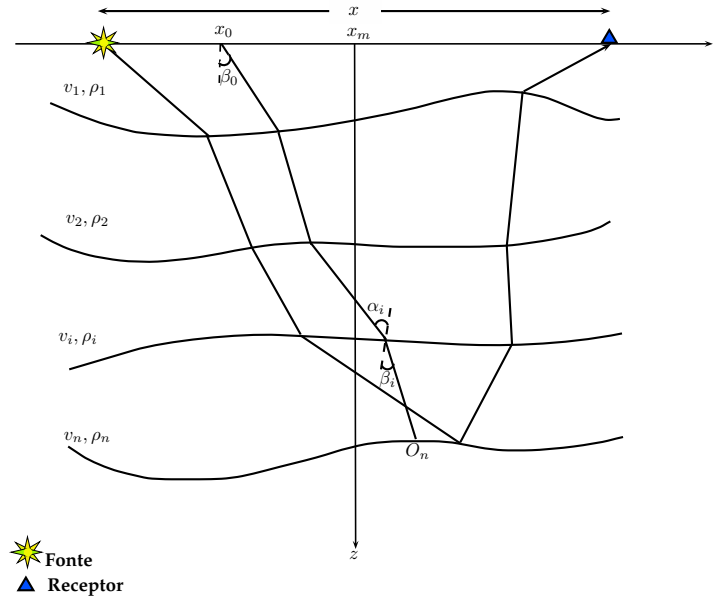
Figura 2.12: Modelo 2D composto por camadas com interfaces refletoras plano-inclinadas. Cada camada é caracterizada por uma velocidade v_i e uma densidade ρ_i . A fonte e o receptor estão separados de uma distância x ; x_m representa o ponto-médio entre a fonte e o receptor; x_0 é o ponto de partida e emergência da onda normal; e α e β são os ângulos de incidência vertical acima e abaixo da interface.



2.3.3 Camadas Curvas

A próxima complicação é o modelo formado de camadas homogêneas, isotrópicas, limitadas por camadas curvas, e podemos considerar como mais próximo da realidade das estruturas geológicas em subsuperfície, faltando apenas as discontinuidades verticais (falhas geológicas), como ilustrado na Figura 2.13.

Figura 2.13: Modelo (2D) de camadas com interfaces curvas caracterizadas por uma velocidade v_i e uma densidade ρ_i . A fonte S e o receptor G estão posicionados na superfície separados de uma distância x . A coordenada x_m representa o ponto-médio entre a fonte e o receptor, x_0 é o ponto de emergência da onda e α e β são os ângulos de incidência vertical acima/abaixo do refletor.



A aproximação do tempo de trânsito para este modelo é obtido através da teoria paraxial do raio, e apresentado em duas formas, o parabólico dado pela equação:

$$t(x_m, h) = t_0 + 2 \frac{\text{sen} \beta_0}{v_0} (x_m - x_0) + \frac{\cos^2 \beta_0}{v_0} \left(\frac{(x_m - x_0)^2}{R_N} + \frac{h^2}{R_{\text{NIP}}} \right); \quad (2.22)$$

e o hiperbólico dado pela equação:

$$t^2(x_m, h) = \left(t_0 + 2 \frac{\text{sen} \beta_0}{v_0} (x_m - x_0) \right)^2 + 2t_0 \frac{\cos^2 \beta_0}{v_0} \left(\frac{(x_m - x_0)^2}{R_N} + \frac{h^2}{R_{\text{NIP}}} \right). \quad (2.23)$$

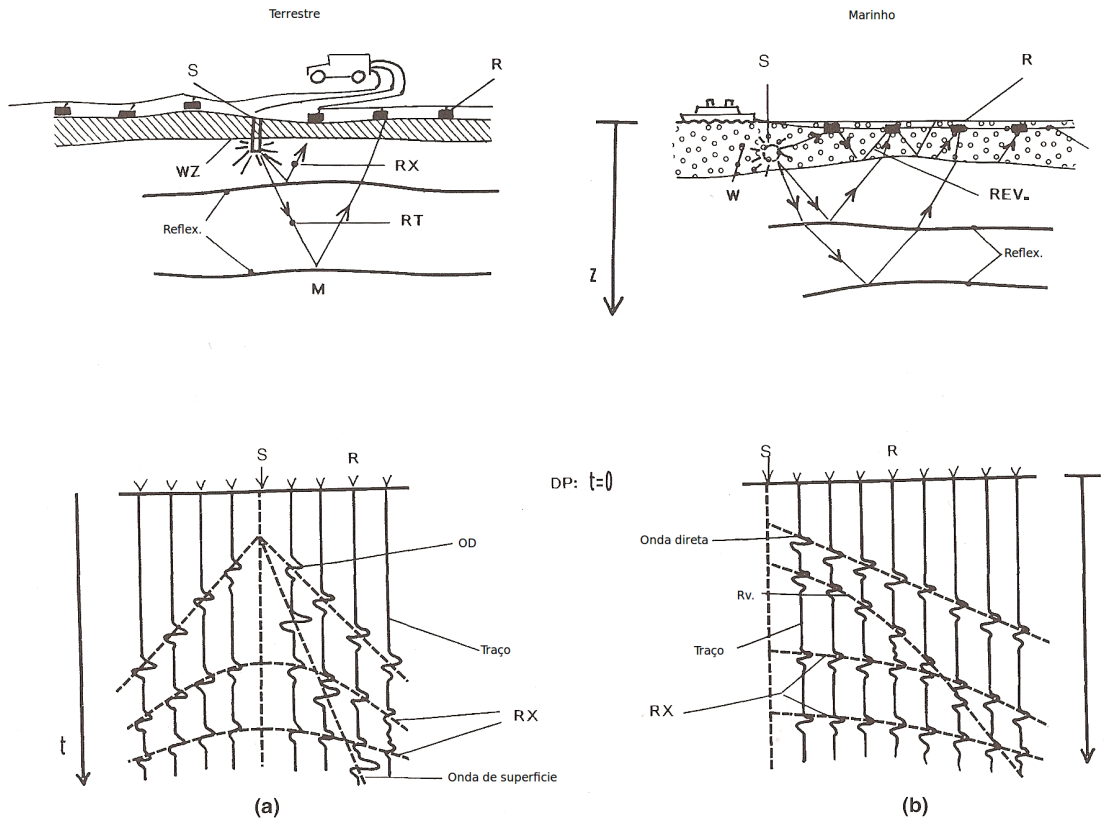
2.4 MÚTIPLAS

As reflexões numa seção sísmica de dividem em primárias e múltiplas. As primárias são alvo da modelagem, do processamento, da inversão e da migração. Já as múltiplas são em geral definidas como ruído coerente e indesejável, devido ao seu significado e as ambiguidades que elas criam (ver Figuras 2.14 e 2.15).

As múltiplas podem ser classificadas de diferentes formas: quanto ao tipo, à trajetória, à periodicidade, ao tempo e a forma. Uma múltipla clássica é a presente nos levantamentos

marinhos, especificamente com relação à camada de água, entre a superfície e o fundo do mar (ver Figura 2.14b). Admite-se que a camada d'água tem um coeficiente de reflexão igual a -1 no topo (interface ar-água), e um coeficiente positivo, $r < +1$, na base.

Figura 2.14: Ilustração das reflexões sísmicas. (a) Terrestre. (b) Marinho. RX: reflexão. RT: raio transmitido. OD: onda direta. RV: reverberação.



Fonte: Adaptado de (HENRY, 1997)

Refenciando-se à parte (a) da Figura 2.14, o pulso-fonte, $w(t)$, se propaga ascendentemente depois da reflexão em um refletor, é registrado pelos hidrofones, e isto constitui uma reflexão primária¹.

Múltipla não-repetitiva

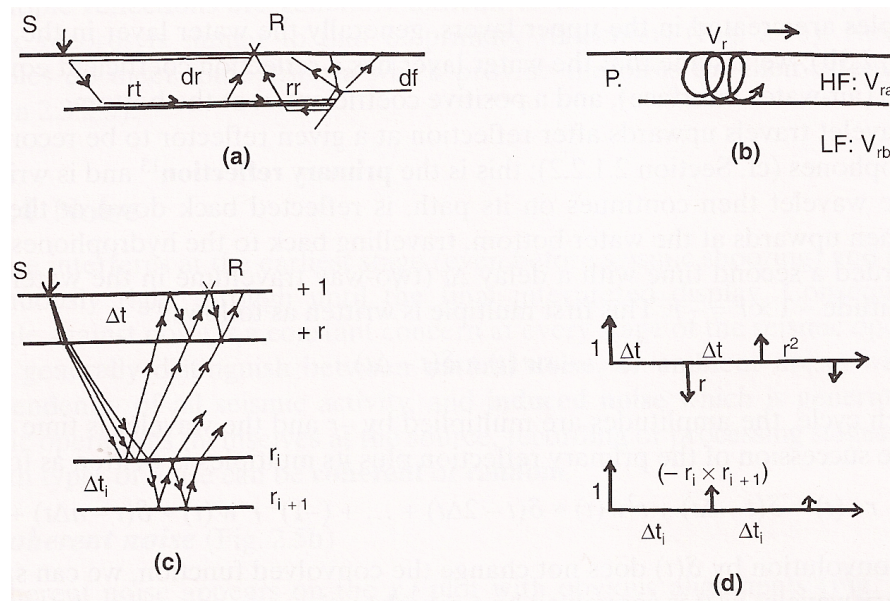
Refenciando-se às outras partes da Figura 2.14, o pulso-fonte é refletido na interface água/ar, retorna à subsuperfície descendentemente, e em seguida reflete na interface do fundo do mar em direção ascendente para a superfície, onde é gravada com um Δt de retardo em relação à primária, e com amplitude reduzida $-1 \times r = -r$ ($r < 1$, e o sinal negativo indica

¹Reflexões primárias são as trajetórias que não se repetem na reflexão.

a inversão de fase). Esta múltipla de primeira ordem é escrita na forma de convolução ²:

$$-rw(t) * \delta(t - \Delta t) \quad (2.24)$$

Figura 2.15: Trajetórias de propagação da onda. (a) (Ondas associadas) od, onda direta; rf, onda refratada; rr, onda refratada-refletida; df, onda difratada. (b) (Ondas de superfície) V_r , velocidade da onda Rayleigh; V_{ra} , V_{rb} , velocidade da pseudo-Rayleigh para a parte HF (alta frequência) e LF (baixa frequência). (c) Geração das reflexões múltiplas. (d) Reverberação (em cima) e operadores de múltipla (em baixo).



Fonte: Adaptado de (HENRY, 1997)

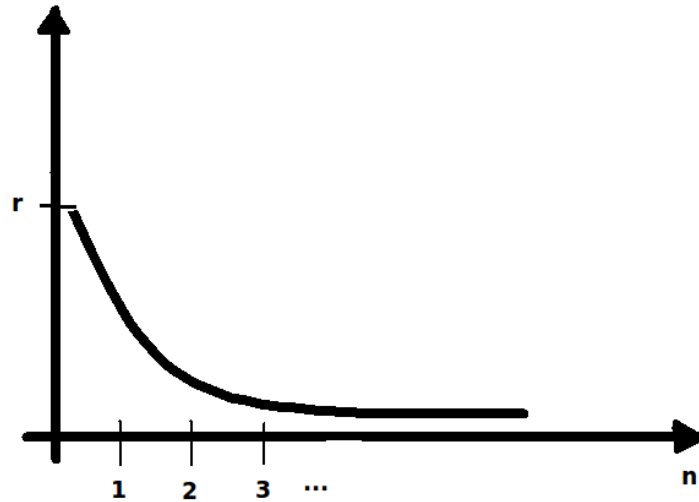
Continuando com a representação equação (2.24) em cada ciclo de reflexão as amplitudes são multiplicadas por $-r$ e o pulso-fonte é deslocado de Δt . A sucessão de reflexões primárias seguida de suas múltiplas é escrita na forma:

$$w(t) - rw(t) * \delta(t - \Delta t) + r^2 w(t) * \delta(t - 2\Delta t) + \dots + (-1)^n r^n w(t) * \delta(t - n\Delta t) + \dots \quad (2.25)$$

onde n é a ordem da múltipla, e quanto maior essa ordem maior a atenuação (ver Figura 2.16).

²Operador $\delta(t - \Delta t)$ aplica um deslocamento Δt correspondendo ao posicionamento temporal do refletor.

Figura 2.16: Gráfico ilustrativo que mostra a atenuação rápida do coeficiente multiplicativo com o aumento da ordem da múltipla.



A convolução com a função $\delta(t)$ não muda a função convolvida, $w(t)$, e um operador de reverberação, $re(t)$, pode ser escrito na forma:

$$re(t) = \delta(t) - r\delta(t - \Delta t) + r^2\delta(t - 2\Delta t) + \dots + (-1)^n r^n \delta(t - n\Delta t) + \dots \quad (2.26)$$

A Figura (2.15d) ilustra o operador equação (2.26), onde o pulso-fonte é convolvido com uma sequência de impulsos que representa o meio de propagação.

Múltiplas Internas

O processo de repetição pode ocorrer numa camada interna, i , (ver Figura 2.15) limitada pelos coeficientes r_i e r_{i+1} com o tempo de trânsito Δt_i , e se pode definir o operador geral das múltiplas na forma:

$$m(t) = \delta(t) - r_i r_{i+1} \delta(t - \Delta t_i) + (r_i r_{i+1})^2 \delta(t - 2\Delta t_i) + \dots \\ + (-1)^n (r_i r_{i+1})^n \delta(t - n\Delta t_i) + \dots \quad (2.27)$$

Quando as duas interfaces de reflexão estão localizados na subsuperfície, a múltipla é dita interna. Se um desses níveis é externo, a múltipla é dita externa, que pode ter o período (Δt) longo ou curto, relativamente falando.

Se houver vários tipos de múltiplas, o pulso-fonte é convolvido com vários operadores de

múltiplas na forma:

$$m_t = w(t) * re(t) * m_1(t) * m_2(t) * \dots \quad (2.28)$$

As reflexões múltiplas são geralmente difíceis de detectar porque elas aparecem no registro sísmico de forma similar às reflexões primárias Figura 2.14b. No entanto, as múltiplas fornecem alguns critérios para a sua detecção e posterior atenuação por processos de deconvolução.

Nestes modelos, o efeito da transmissividade (T_n) não foi levado em consideração, apenas o da refletividade (R_n).

2.5 CORREÇÃO DE AMPLITUDES

O registro de uma seção sísmica mostra como a amplitude do sinal sísmico decai consideravelmente devido a propagação em subsuperfície por diversos fatores, tais como:

1. Expansão da frente de onda: atenuação geométrica;
2. Absorção preferencial de altas frequências: atenuação anelástica; e
3. Espalhamento nas interfaces: reflexão e transmissão.

Atenuação geométrica.

A energia sísmica é proporcional ao quadrado da amplitude A^2 , e esta energia é distribuída em uma superfície cada vez maior à medida que a onda se propaga a partir da fonte. No caso mais simples (fonte pontual, meio infinito, homogêneo, isotrópico), a superfície de onda é uma esfera de raio R e as amplitudes decaem na forma $1/R$, entre o tempo 0 e t o que se expressa na forma:

$$\frac{A_t}{A_0} = \frac{R_0}{R_t} \quad (2.29)$$

Atenuação anelástica

Uma vez que o meio não é perfeitamente elástico, a energia mecânica não é totalmente conservada durante a propagação. A absorção correspondente é dependente da frequência, reduzindo o espectro de amplitude de alta frequência de acordo com a regra geral:

$$\frac{A_z}{A_0} = e^{-\alpha(f)z} \quad (2.30)$$

onde z é a distância percorrida, e α é função da frequência f .

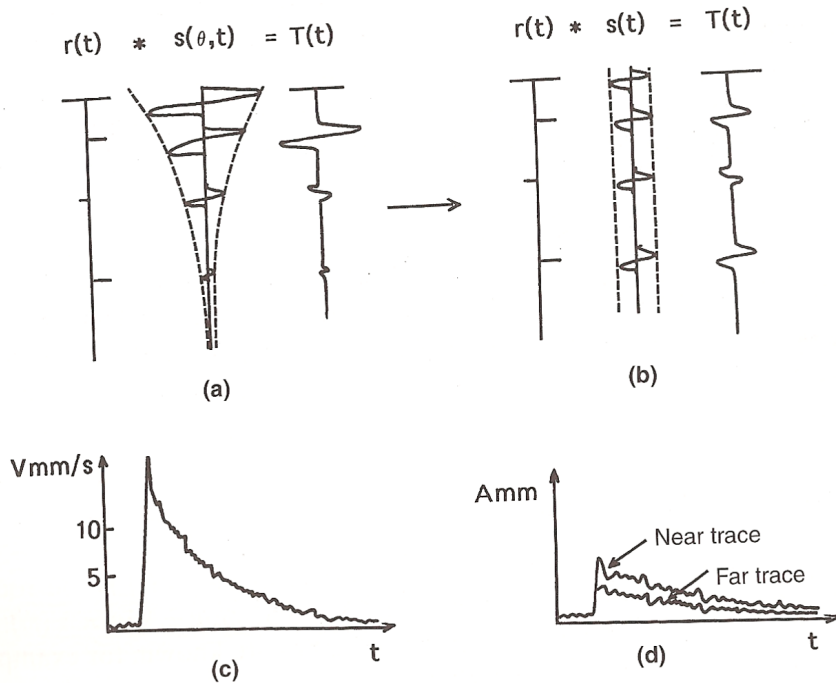
Atenuação por espalhamento

O traço sintético é definido como sendo o registro devido à reflexão-transmissão do pulso-fonte nos contrastes de impedância sucessivos, notadamente na propagação na direção vertical.

Considerando em que a seção geológica seja representada por uma série de impedâncias, Z_i , (ver Figura 2.17), e o pulso-fonte por $w(t)$, a primeira reflexão (entre as camadas 1 e 2) tem o coeficiente de reflexão R_{12} , e escreve-se que:

$$w_1(t) = R_{12}w(t) \quad (2.31)$$

Figura 2.17: Formação do traço sintético. (a) Registro de campo com decaimento. (b) Registro com ganho expressando a impedância. (c) Curva de decaimento de amplitude. (d) Comparação de decaimento com a distância.



Fonte: Adaptado de (HENRY, 1997)

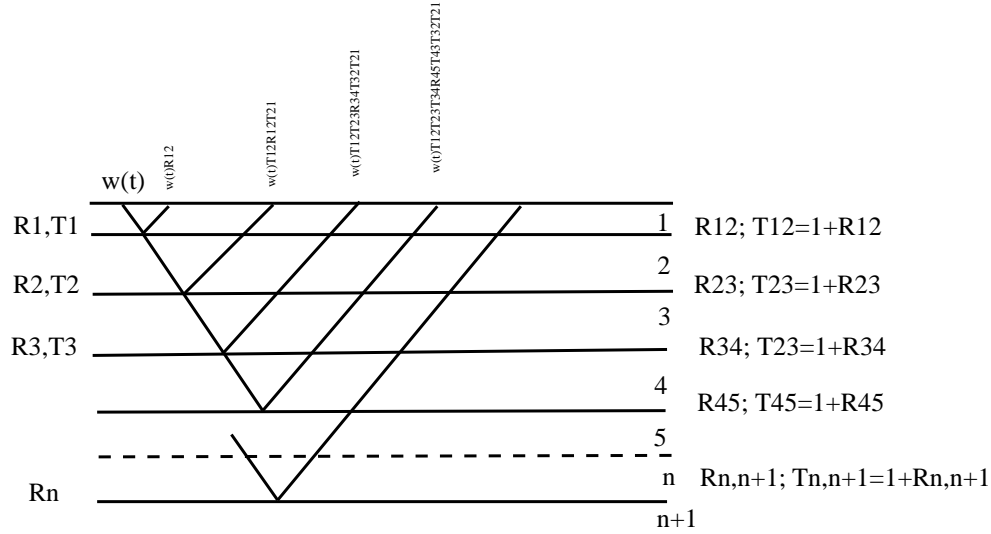
A parte de energia transmitida com o coeficiente de transmissão $T_{12} = 1 + R_{12}$, e o pulso $w_1(t) = T_{12}R_{12}$ continua em propagação para ser refletido na segunda interface com coeficiente de reflexão, e transmissão T_2 , no sentido inverso, $T_{21} = (1 - R_{12})$.

A Figura (2.18) ilustra a transmissão-reflexão através das camadas, cuja partição de energia é representada pelos coeficientes de reflexão ($R_{n,n+1}$) e de transmissão ($T_{n,n+1}$) que alteram a amplitude do pulso-fonte $w(t)$, e é resumido na expressão de sequência de fatores

na forma:

$$w_n(t) = R_{n,n+1}(1 - R_{n-1,n}^2)(1 - R_{n-2,n-1}^2)\dots(1 - R_{12}^2)w(t) \quad (2.32)$$

Figura 2.18: Ilustração do efeito do espalhamento (partição) da energia pela reflexão-transmissão de ondas de volume do tipo primárias, onde $T_{n,n+1} = T_n$ e $R_{n,n+1} = R_n$ representam os coeficientes de reflexão-transmissão entre as camadas n e $n + 1$.



Na prática os coeficientes de reflexão são geralmente ao redor de 0.01, e raramente excedem 0.1. O produtório que define as perdas de transmissão é dado por:

$$R^n = \prod_{i=1}^{n-1} (1 - R_{i,i+1}^2); \quad (2.33)$$

diminui rapidamente com a profundidade, e este efeito é geralmente compensado para uma correção de amplitude global nas seções sísmicas.

A atenuação da amplitude do pulso-fonte com o tempo chega até $100dB$ (ver Figura 2.17c), mas a maior parte desta atenuação é devido ao espalhamento geométrico.

No modelo expresso pela equação (2.33) não está incluso múltiplas, mas apenas primárias.

3 MODELAGEM COM A EQUAÇÃO DA ONDA

A propagação de ondas sísmicas em meios heterogêneos é matematicamente representada pela equação da onda, e esta seção descreve a aproximação por diferenças finitas segundo (BORDING; LINES, 1997) para a equação:

$$\nabla^2 \Psi = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial t^2} + R(x, y, x, t). \quad (3.1)$$

Esta equação pode ser desmembrada a uma dimensão, a duas dimensões e a três dimensões, e que são, respectivamente:

$$\frac{\partial^2 \Psi}{\partial x^2} = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial t^2} + R(x, t); \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial^2 \Psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Psi}{\partial y^2} = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial t^2} + R(x, y, t); \quad (3.3)$$

$$\frac{\partial^2 \Psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Psi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Psi}{\partial z^2} = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial t^2} + R(x, y, z, t). \quad (3.4)$$

3.1 FUNÇÃO FONTE SÍSMICA

Para gerar ondas sísmicas é necessário uma fonte de energia na forma de explosão, ou de varredura. No presente trabalho voltado a um modelo sintético marinho, a fonte simulada é do tipo canhão-de-ar. A fonte tem duração finita no tempo. A função-fonte é descrita por duas partes temporais, e o tempo é limitado a t_{max} . A primeira parte é a função (3.5) que descreve o comportamento exponencial (tipo Gaussiano) que é controlado pelos parâmetros α e β . A parte espacial é representado por um impulso, δx . A frequência dominante é denominada de f_{max} , e o valor usual foi $30Hz$.

$$f_1(t) = \exp\left(-\frac{(\alpha t)^2}{\beta}\right), \quad (t : 0, t_{max}). \quad (3.5)$$

A segunda parte é dada por uma função oscilatória usando o cosseno simétrico na forma:

$$f_2(t) = \cos\left(\frac{\alpha t}{2}\right). \quad (3.6)$$

Combinando, a fonte sísmica é dada pelo produto de $f_1(t)$ e $f_2(t)$:

$$f(t) = \cos\left(\frac{\alpha t}{2}\right) \exp\left(-\frac{(\alpha t)^2}{\beta}\right), \quad \alpha = 2\pi f_{max}. \quad (3.7)$$

No caso unidimensional é usado uma amostragem uniforme, dx , e no caso bi-dimensional $h = dx = dz$, em ambas as direções (ver Figura 3.1), e no presente caso $h = dx = dz = 25\text{m}$. Sendo assim, a frequência espacial de Nyquist é dada por $f_N = \frac{1}{2h} = \frac{1}{50}$, e o respectivo comprimento de onda é 50m.

A função da velocidade contínua $C(x, z)$ é discretizada na malha uniforme $h = dx = dz$, e o conceito é que h seja menor do que os comprimentos de onda da propagação para que não haja contaminação por amostragem.

3.2 APROXIMAÇÃO POR DIFERENÇAS FINITAS

A equação de aproximação por diferenças finitas de segunda ordem para o tempo-espaço é dada por:

$$\Psi_{i,j}^{n+1} - 2\Psi_{i,j}^n + \Psi_{i,j}^{n-1} = \alpha^2[\Psi_{i+1,j}^n + \Psi_{i-1,j}^n + \Psi_{i,j+1}^n + \Psi_{i,j-1}^n - 4\Psi_{i,j}^n] + R^n. \quad (3.8)$$

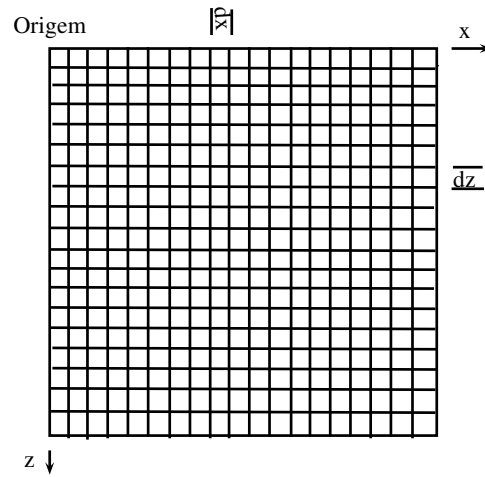
O campo de onda é Ψ , a função fonte discreta é R^n , e $\alpha = \frac{C_{i,j}\delta t}{h}$. Os subscritos i, j indicam a localização na malha, e o n é o índice do tempo.

A equação (3.8) é uma aproximação discreta para a equação (3.1) e pode ser descrita como abaixo:

$$\Psi_{i,j}^{n+1} = 2\Psi_{i,j}^n - \Psi_{i,j}^{n-1} + \alpha^2[\Psi_{i+1,j}^n + \Psi_{i-1,j}^n + \Psi_{i,j+1}^n + \Psi_{i,j-1}^n - 4\Psi_{i,j}^n] + R^n. \quad (3.9)$$

Os coeficientes usados na equação (3.9) são $(1, -2, 1)$. Esta aproximação de segunda ordem é simples e usual.

Figura 3.1: Malha bi-dimensional com os espaçamentos dx e dz .



Fonte: Adaptado de (BORDING; LINES, 1997).

A estabilidade, no sentido de convergência, é fundamental método de diferenças finitas, para que se obtenha resultados satisfatórios usando esta técnica. A marcha no tempo é que o próximo valor do campo são determinados a partir dos valores anteriores, sendo assim é necessário evitar divergência no algoritmo. O espaçamento da malha é $h = 25m$, e a velocidade da malha é $\frac{h}{\delta t}$. A velocidade de propagação da onda na malha não pode ser maior do que a velocidade da malha; sendo assim, o intervalo no tempo δt deve ser limitado, e para a equação (3.9) acima, este limite é dado por:

$$\frac{c\delta t}{h} \leq \frac{1}{\sqrt{n_d}} \quad (3.10)$$

onde n_d é o número de dimensões espaciais ($n_d = 2$). A partir da equação 3.10 para duas dimensões, a condição de estabilidade no tempo para a equação (3.9) é dada por:

$$\frac{c\delta t}{h} \leq \frac{1}{\sqrt{2}}. \quad (3.11)$$

O máximo passo no tempo é limitado por:

$$\delta t \leq \frac{h}{c\sqrt{2}}. \quad (3.12)$$

Deste resultado se observa que a velocidade da malha é sempre maior do que a velocidade máxima permitida pela condição de estabilidade. Além disso, a velocidade c máxima do modelo é menor que a velocidade da malha. Para o caso presente com $c = 1500m/s$ o cálculo

tem os seguintes valores:

$$\delta t = 0,002s \leq \frac{h}{c\sqrt{2}} = \frac{25}{1500\sqrt{2}} = 0,018. \quad (3.13)$$

ou para $c = 3000\text{m/s}$

$$\delta t = 0,002s \leq \frac{h}{c\sqrt{2}} = \frac{25}{3500\sqrt{2}} = 0,007. \quad (3.14)$$

Estes valores indicam que as condições de convergência para a modelagem estão numericamente satisfeitas.

3.3 CONDIÇÕES DE FRONTEIRA

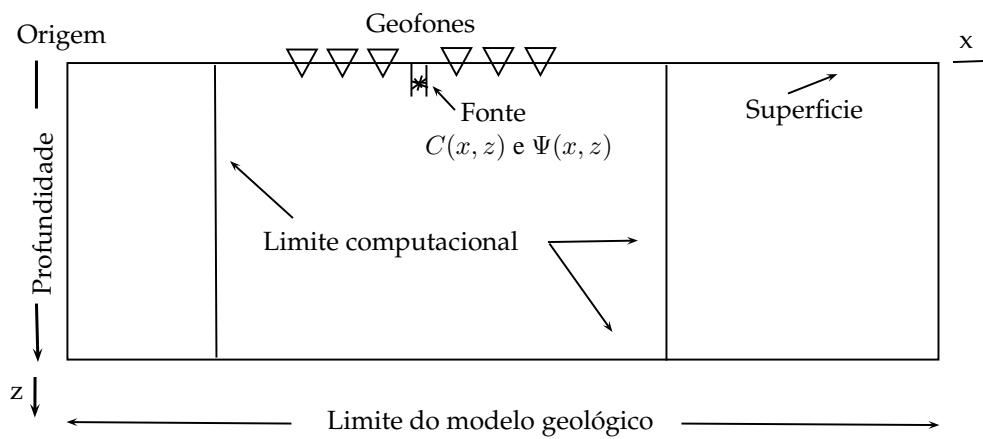
O modelo mostrado na Figura 3.2) é formado por um semi-espaco limitado por fronteiras em duas dimensões, com uma superfície livre no topo. A onda incidente na fronteira exhibe efeitos de reflexão.

O modelo deve ter dimensões adequadas para incluir todos os eventos de reflexão significativos dentro da janela de tempo de registro. A estrutura geológica que está sendo modelada pode ser maior em comparação com a área do modelo computacional (ver Figura 3.2).

A superfície da terra apresenta um contraste de densidade, onde a densidade do ar é muito diferente da densidade das rochas e da água. A superfície tem um coeficiente de refletividade alto, e é modelado como sendo uma fronteira rígida. Os lados e a base do modelo são geralmente tratados como limites transmissivos.

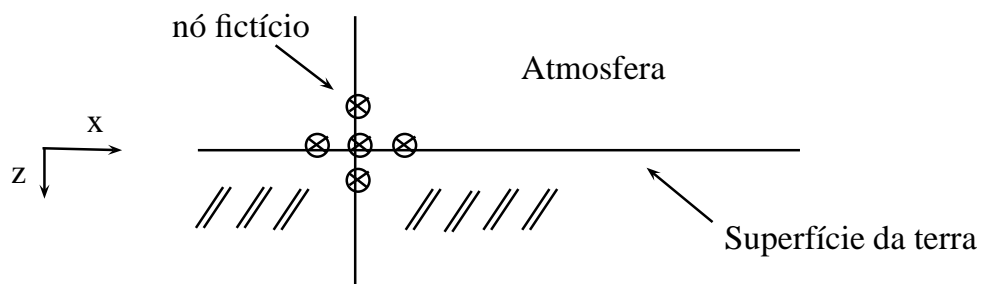
Podemos considerar dois tipos de métodos que utilizam as condições de contorno (ou limites): os reflexivos e os não-reflexivos; onde o mais simples é o de limite reflexivo.

Figura 3.2: Desenho do modelo geológico e suas propriedades.



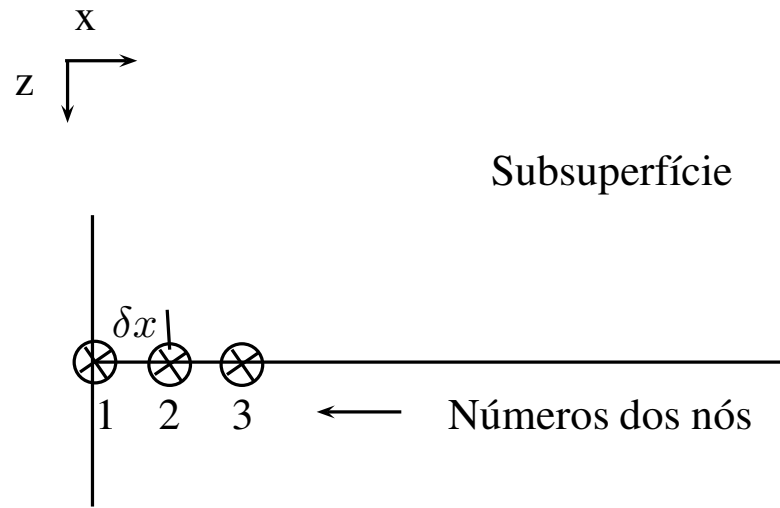
Fonte: Adaptado de (BORDING; LINES, 1997).

Figura 3.3: Nós da fronteira.



Fonte: Adaptado de (BORDING; LINES, 1997).

Figura 3.4: Desenho dos nós e da fronteira do modelo para o lado esquerdo.



Fonte: Adaptado de (BORDING; LINES, 1997).

Uma fronteira reflexiva é formada por uma superfície plana na qual uma onda incidente é propagada obedecendo a equação da onda. A equação de diferenças finitas, $\Psi^{n+1}(z < 0) = \Psi^n(z < 0) \equiv 0$, usa uma malha que coloca nós fictícios externos ao modelo. Estes nós são inicialmente zero e são mantidos zero durante todo o tempo do modelo. Isto é mostrado na Figura (3.4) para a fronteira limite de uma superfície plana e a diferença de segunda ordem.

A fronteira não-reflexiva é muito mais complicado na sua implementação, e dois métodos são mostrados para exemplificação. Para exemplificar, o primeiro é com a fatoração da derivada da equação unidimensional, com densidade constante, em duas equações de onda para sentidos opostos ao longo do eixo x :

$$\frac{\partial^2 \Psi}{\partial x^2} = \frac{1}{C(x, z)^2} \left(\frac{\partial^2 \Psi}{\partial t^2} \right); \quad (3.15)$$

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} - \frac{1}{C(x, z)^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \right) \Psi = 0. \quad (3.16)$$

Fatorando o operador da equação anterior, se tem a forma:

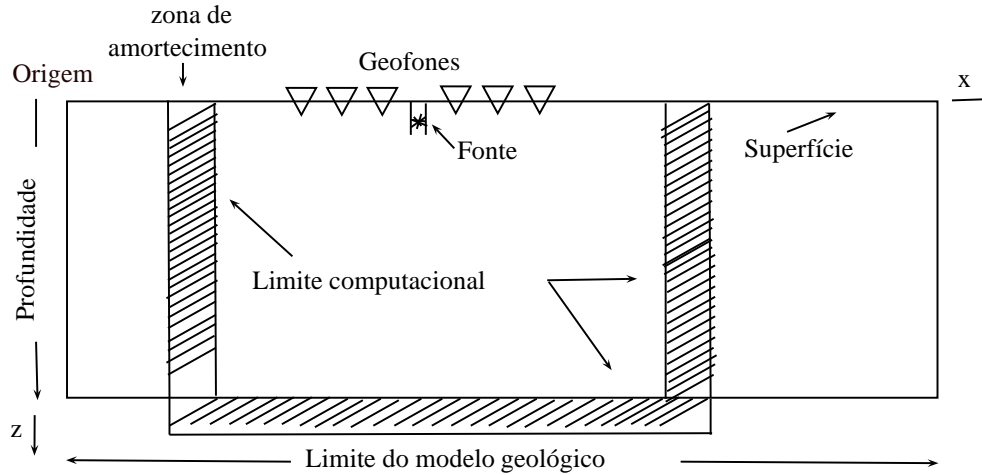
$$\left(\frac{\partial}{\partial x} + \frac{1}{C(x, z)} \frac{\partial}{\partial t} \right) \left(\frac{\partial}{\partial x} - \frac{1}{C(x, z)} \frac{\partial}{\partial t} \right) \Psi = 0. \quad (3.17)$$

Se o produto dos dois termos na equação (3.17) é zero, então um ou o outro termo poderá

ser zero. A equação (3.18) abaixo representa a propagação para a esquerda no modelo:

$$\left(\frac{\partial}{\partial x} - \frac{1}{C(x, z)} \frac{\partial}{\partial t} \right) \Psi = 0. \quad (3.18)$$

Figura 3.5: Desenho da zona de amortecimento do modelo computacional.



Fonte: Adaptado de (BORDING; LINES, 1997).

É importante resaltar que a propagação de onda é analisada em 2, 2.5 e 3 dimensões, e que a equação é para ser fatorada de acordo com o modelo usado. Usualmente, considerando uma propagação vertical, se fatora a equação de onda ao longo do eixo \$z\$.

Quando a equação da onda é aplicada para cada passo no tempo, erros de um passo anterior, \$E_r\$, pode ser calculado usando a equação (3.19). Esse erro pode ser corrigido com a ajuda da condição de contorno da fronteira mostrado na Figura (3.4).

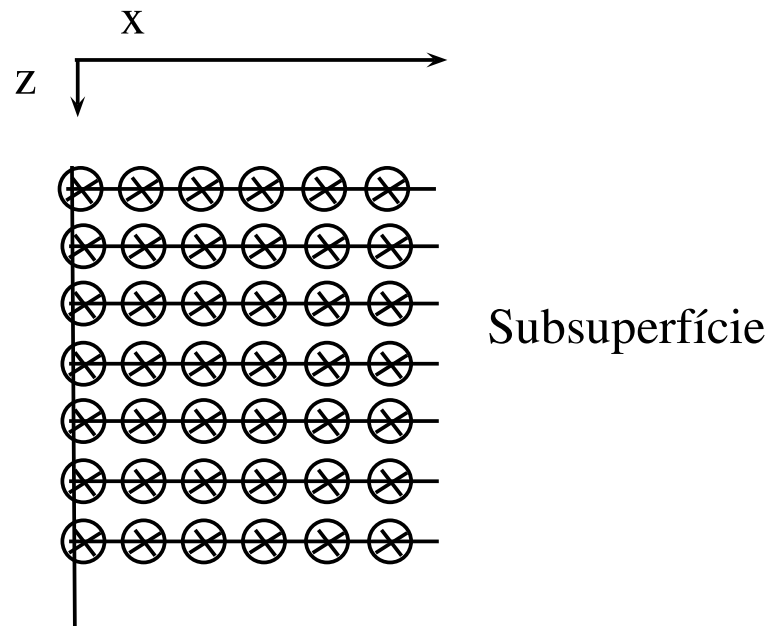
$$\left(\frac{\partial}{\partial x} - \frac{1}{C(x, z)} \frac{\partial}{\partial t} \right) \Psi_{x=\delta x}^n = E_r. \quad (3.19)$$

A equação de onda se torna difícil para resolver quando se têm ondas oriundas de ângulos diferentes do normal, para isto é necessário utilizar um método de ângulo dependente. O campo de onda é utilizado para determinar a direção da onda que entra, e esta onda é decomposta em duas partes, normal e tangencial. Se mais de uma onda entra na região de fronteira, isto faz com que a direção e a decomposição desta onda se torne mais complexa.

3.3.1 Método da Zona de Amortecimento

Para a solução numérica com a equação da onda se cria uma zona de amortecimento numérico (ver Figura 3.5) para reduzir a intensidade da onda ao longo de uma região da malha próximo da fronteira, para fazer um amortecimento lento e suave pela aplicação um peso, $w(x_w)$, que seja efetivo. Um detalhe é que o produto dos pesos, $W = \prod w(x_w)$; $W \leq \epsilon$, deve obedecer a um valor pequeno ϵ . A suavização é necessária para reduzir as reflexões no interior da zona de amortecimento.

Figura 3.6: Desenho da fronteira e da zona de amortecimento referente ao lado esquerdo do modelo.



Fonte: Adaptado de (BORDING; LINES, 1997).

Continuando, o peso para o lado esquerdo do modelo, $0 \geq x_w \geq x_b$, é calculado com uma extensão da malha para fora do modelo considerado. Uma equação para os pesos é dada por:

$$w(x_w) = \exp^{-[0.015(20-i)]^2}, \quad (3.20)$$

onde i é o índice do nó. Os pesos são aplicados a todos os nós da região delimitada, e para todos os instantes temporais, como indicado nas equações (3.21) e (3.22) abaixo:

$$\hat{\Psi}^{n+1}(x_w) = \Psi^{n+1}(x_w)w(x_w) \quad (3.21)$$

$$\hat{\Psi}^n(x_w) = \Psi^n(x_w)w(x_w) \quad (3.22)$$

Um exemplo da condição de contorno de amortecimento é mostrada na Figura (3.6), onde essas condições são aplicadas para os lados e base do modelo. O topo do modelo pode ser reflexivo (não-absorvente).

3.4 MODELO GEOLÓGICO SINTÉTICO

A ênfase maior foi em construir um modelo sintético que pudesse simular de maneira satisfatória um detalhe da geologia da região em destaque, foi feito um modelo baseando-se na geologia com presença de estrutura salina (ou corpo salino), (ver Figura 3.7). Esse modelo utilizou dados geológicos aproximados dos materiais que formam as camadas em subsuperfície e, também, no que diz respeito às velocidades da onda sísmica.

Figura 3.7: Modelo sintético com um detalhe da estrutura dômica entre 5 e 10 km.

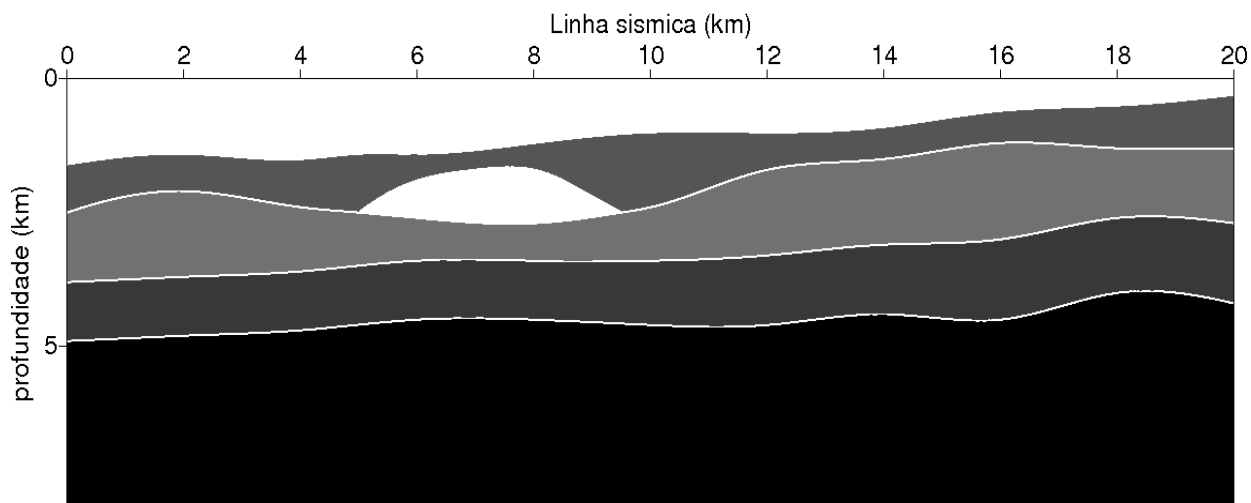


Tabela 3.1: Dados referentes ao modelo sintético.

Velocidade	Camada
Camada 1	2000m/s
Camada 2	3162m/s
Camada 3	2240m/s
Camada 4	3015m/s
Camada 5	3335m/s
Camada 6	3780m/s

Tabela 3.2: Dados sobre a geometria de aquisição.

Informações sobre a aquisição	
Numero de tiros	740
Numero de geofones	60
Intervalo de amostragem	6ms
Tamanho do levantamento	20km
Numero de traços	44400
Distancia entre os receptores	25m
Distancia entre as fontes	25m

Neste contexto, segundo (CAINELLI; MOHRIAK, 1998) apresenta-se uma síntese dos controles tectônicos e estratigráficos que levaram à ampla deposição de sal aptiano no Atlântico Sul, entre as margens continentais brasileira e africana. A sedimentação da camada evaporítica das bacias de margem atlântica divergente pode ser interpretada através de dados geofísicos, desde a falha de borda das bacias rifte até a região de crosta oceânica em águas ultraprofundas, definindo-se compartimentos ou domínios tectônicos extensionais e compressionais.

O sistema de riftes, ao longo da margem continental brasileira (principalmente entre o segmento Sergipe-Alagoas e Santos, com as bacias conjugadas do lado africano), formou-se como consequência de processos extensionais datados de Neojurássico a Eocretácio. Há evidências de esforços extensionais polifásicos nas regiões do extremo sul e norte da placa

sul-americana com idades de sedimentos preenchendo grábens que atingem até o Triássico, corroboradas por datação geocronológica de rochas intrusivas e extrusivas preenchendo a fase principal de rifteamento.

Uma vez que no Atlântico Sul a Bacia de Campos é a que apresenta a maior quantidade de dados exploratórios para a interpretação das sequências tectono-sedimentares, particularmente para as fazes sin-rifte e transicional evaporítica, esta bacia é utilizada como modelo para a evolução geológica regional da margem leste brasileira. A Bacia de Santos apresenta a maior extensão da sequência evaporítica no Atlântico Sul.

Os primeiros registros geológicos de sucessões sedimentares sin-rifte, na Bacia de Campos, relacionam-se à fase continental lacustrina. Esses sedimentos recobrem os derrames basálticos da Formação Cabiúnas e, localmente, os altos do embasamento metamórfico precambriano, atingindo uma espessura maior que 3.000m nos depocentros mais profundos da bacia. Pela fauna de ostracóides não marinhos, a distribuição temporal da sequência pré-sal conhecida por poços exploratórios se dá desde a porção intermediária do andar local Aratu até o andar Alagoas, ou seja, do Barremiano ao Aptiano, admitindo-se que os depósitos mais antigos sejam de idade neocomiana.

4 PROCESSAMENTO

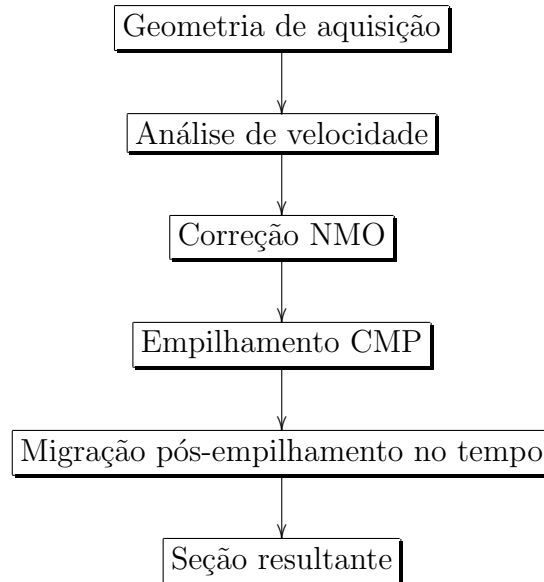
O processamento de reflexão sísmica consta da aplicação de diversas técnicas aos dados adquiridos, (no caso sintéticos) contidos em um arquivo de entrada (*subsal.su*), visando obter informações das estruturas geológicas. O processamento utilizado é multicanal e segue um fluxograma que pode variar de acordo com as características do dado e objetivos do processamento. As principais etapas nomeadas são: Geometria de aquisição, análise de velocidades, empilhamento, deconvolução e migração. Outras técnicas secundárias tem como principal objetivo aperfeiçoar os processos principais.

Neste trabalho, a etapa de deconvolução não foi aplicada porque se trata de dados sintéticos e não foi calculado múltiplas, apenas primárias. Para realizar o processamento foi usado o sistema livre CWP/SU (COHEN; STOCKWELL, 2005). A rotina do processamento foi baseada num arquivo *makefile*, que é executado por partes com base num programa previamente testado e experimentado (FOREL et al., 2005).

Fluxograma

O processamento sísmico é composto de duas etapas principais que são denominadas de Pré-processamento, e de Processamento. Como o assunto deste trabalho é centrado em modelagem, a geometria dos dados sintéticos é gerada automaticamente quando da geração das seções.

Tabela 4.1: Fluxograma do processamento.



Por definição, a etapa de Geometria consta da inserção do cabeçalho das coordenadas dos pontos de tiro, dos receptores, do intervalo de amostragem temporal e espacial, da sequência dos traços, da sequência dos PMCs que permitem a identificação da traço e da família.

4.1 ANÁLISE DE VELOCIDADE E EMPILHAMENTO

A análise de velocidade é necessária no processamento e no imageamento de seções sísmicas de reflexão visando medir parâmetros físicos de reservatórios de petróleo e gás. A análise de velocidade baseada-no-dado pode ser aplicada para dados reais e/ou sintéticos, e corresponde a uma tarefa fundamental, que tem por finalidade estimar a função distribuição de velocidade que melhor realiza a correção NMO hiperbólica. Esta análise pode ser realizada em alguns CDPs, e para outros pode ser obtido por interpolação. Na interpretação das seções semblance, as velocidades escolhidas devem ter como finalidade eliminar eventos conflitantes, incluindo as múltiplas. A análise de velocidade semblance e a correção NMO são processos acoplados.

O semblance é definido como uma medida de coerência multicanal (SHERIFF, 1975), e a partir da correção NMO dos tempos de chegada dos eventos na seção é que é feita a verificação das velocidades escolhidas numa seção CMP. O painel de correção deve apresentar os eventos horizontalizados.

A estimativa da distribuição de velocidade na seção sísmica usa o dado organizado em

família CMP, usa a medida semblance, faz a correção NMO, realiza o empilhamento e pode ser usada na migração. A correção NMO é baseada no modelo de camada plana, cujo tempo de trânsito de reflexão de uma onda primária tem forma hiperbólica definida pelo sobre-tempo-normal em relação a $x = 0$, Δt_{NMO} , e expressa por:

$$\Delta t_{NMO} = t(x) - t(0); \quad (4.1)$$

que a partir da eq. (2.11) fica na forma (YILMAZ, 1987),

$$\Delta t_{NMO} = t(0) \left\{ \left[1 + \left(\frac{x}{t(0)v_{NMO}} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} - 1 \right\}. \quad (4.2)$$

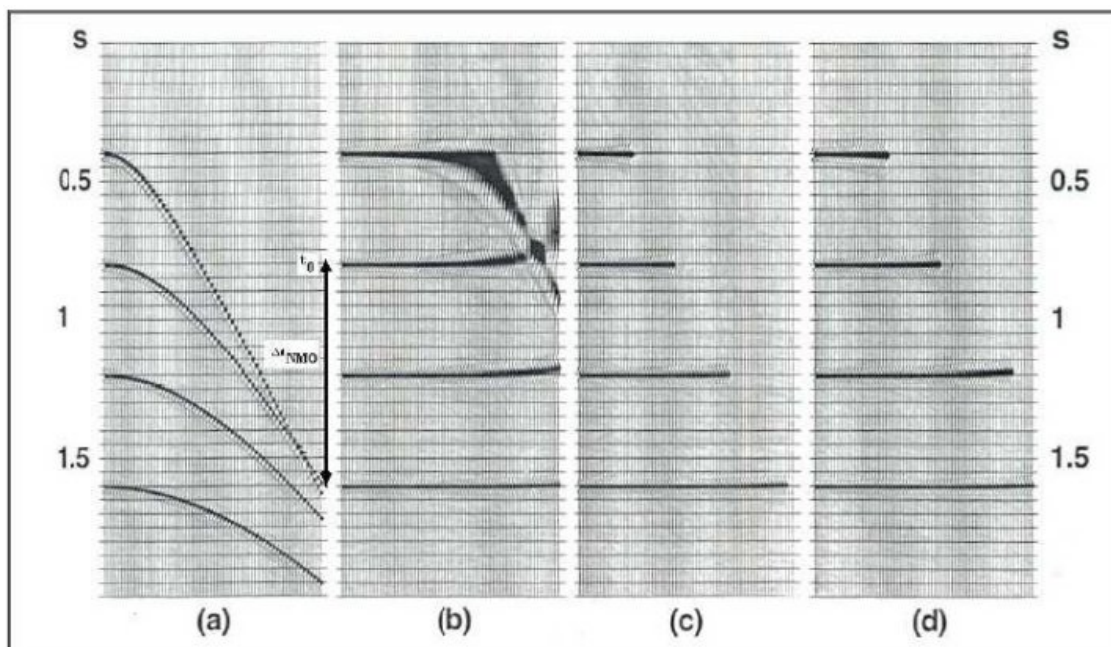
Na aplicação de Δt_{NMO} se busca a horizontalização dos eventos hiperbólicos em relação à $t(0)$ ajustando o parâmetro v_{NMO} (ver Figura 4.1).

De acordo com (TARNER; KOEHLER, 1969), a função semblance para famílias PMC é descrita na forma:

$$S(v_{NMO}, t_0; x_0) = \frac{\sum_{t=t_0-\delta t/2}^{t_0+\delta t/2} \left[\frac{1}{N_h} \sum_{h=h_0}^{\delta h} \bar{u}[t(h, v_{NMO}); x_0] \right]^2}{\sum_{t=t_0-\delta t/2}^{t_0+\delta t/2} \frac{1}{N_h} \sum_{h=h_0}^{\delta h} [\bar{u}[t(h, v_{NMO}); x_0]]^2}, \quad (4.3)$$

onde $\bar{u}[t(h, v_{NMO}); x_0]$ é a amplitude do traço ao longo da trajetória de empilhamento, \sum_t e \sum_h definem as janelas temporal-espacial dentro da qual se ajusta a curva que melhor representa o evento de reflexão, e N_h é o número de traços envolvidos. Os pares (v_{NMO}, t_0) devem ser marcados no mapa semblance em conjunto com a análise dos eventos de reflexão, e cada evento é relacionado a um par que melhor o horizontaliza (ver Figura 4.1d), assim se forma o modelo de velocidades NMO utilizado, primeiramente, no empilhamento e, posteriormente, na migração.

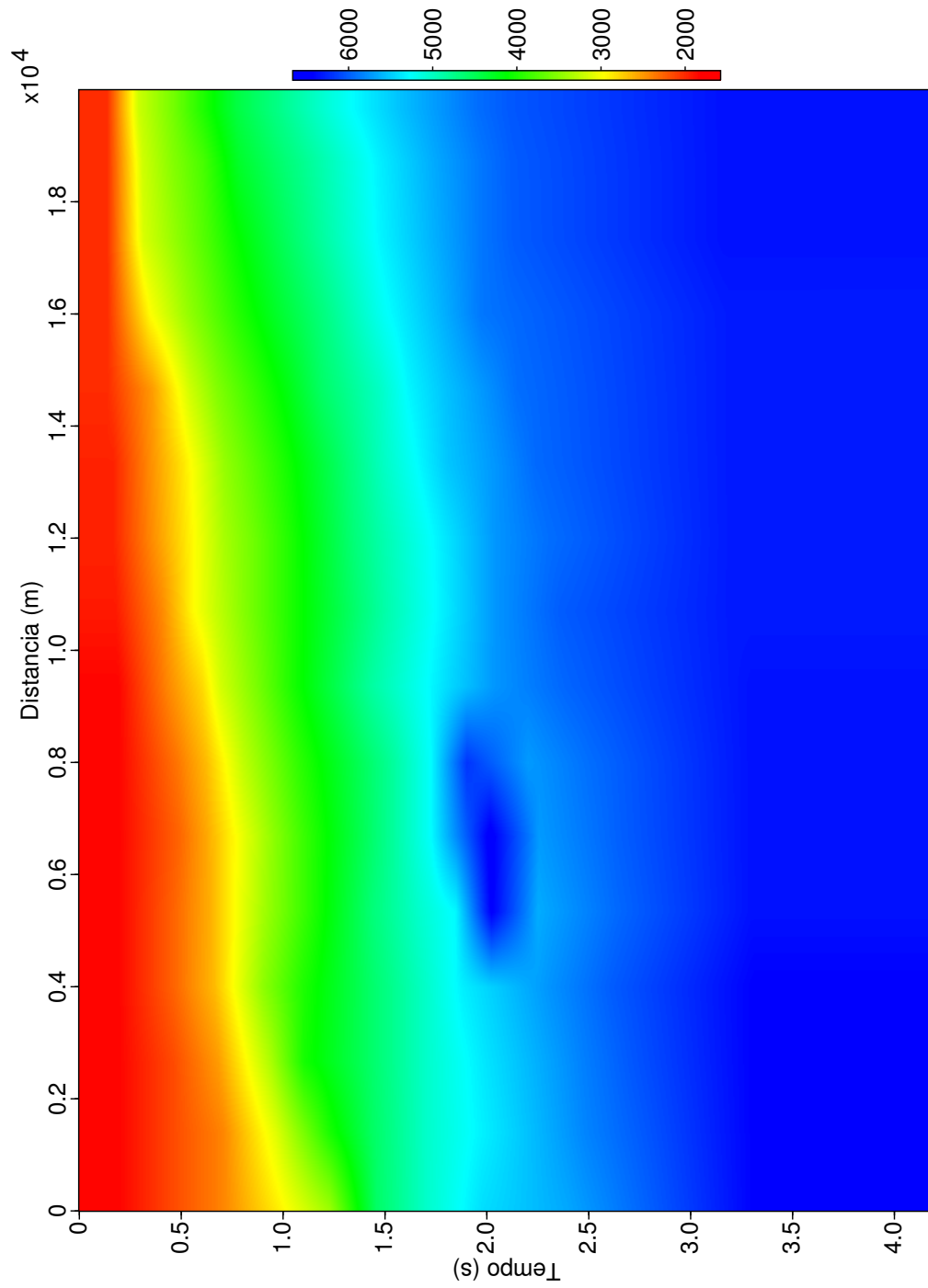
Figura 4.1: Ilustração da correção NMO segundo.



Fonte: Adaptado de (YILMAZ, 1987).

Após a aplicação da geometria de aquisição ao dado, da edição de traços, e da análise de velocidades, foi obtido o mapa de velocidades (velan) (ver Figura 4.2), onde é possível observar a presença do corpo dômico na seção a partir do contraste de velocidades.

Figura 4.2: Distribuição de velocidades v_{RMS} obtido a partir da análise de velocidades semblance destacando o corpo dômico a partir do contraste de velocidades. A marcação das velocidades foi feita no software PROMAX e plotado no SU.



Com o modelo de velocidade estimado, o primeiro passo em direção ao empilhamento do dado é a correção NMO, e um efeito indesejado desta correção é o estiramento do pulso sísmico que é analisado através do teorema da mudança de escala na transformada de Fourier. Neste efeito, uma frequência f é modificada para uma frequência f' menor ($f > f'$), o que é quantificado por:

$$\frac{\Delta f}{f} = \frac{\Delta t_{NMO}}{t(0)}. \quad (4.4)$$

Nesta equação, f é a frequência dominante, $\Delta f = f - f'$ um intervalo de frequência, e Δt_{NMO} é dado pela eq. (4.2), o que resulta em:

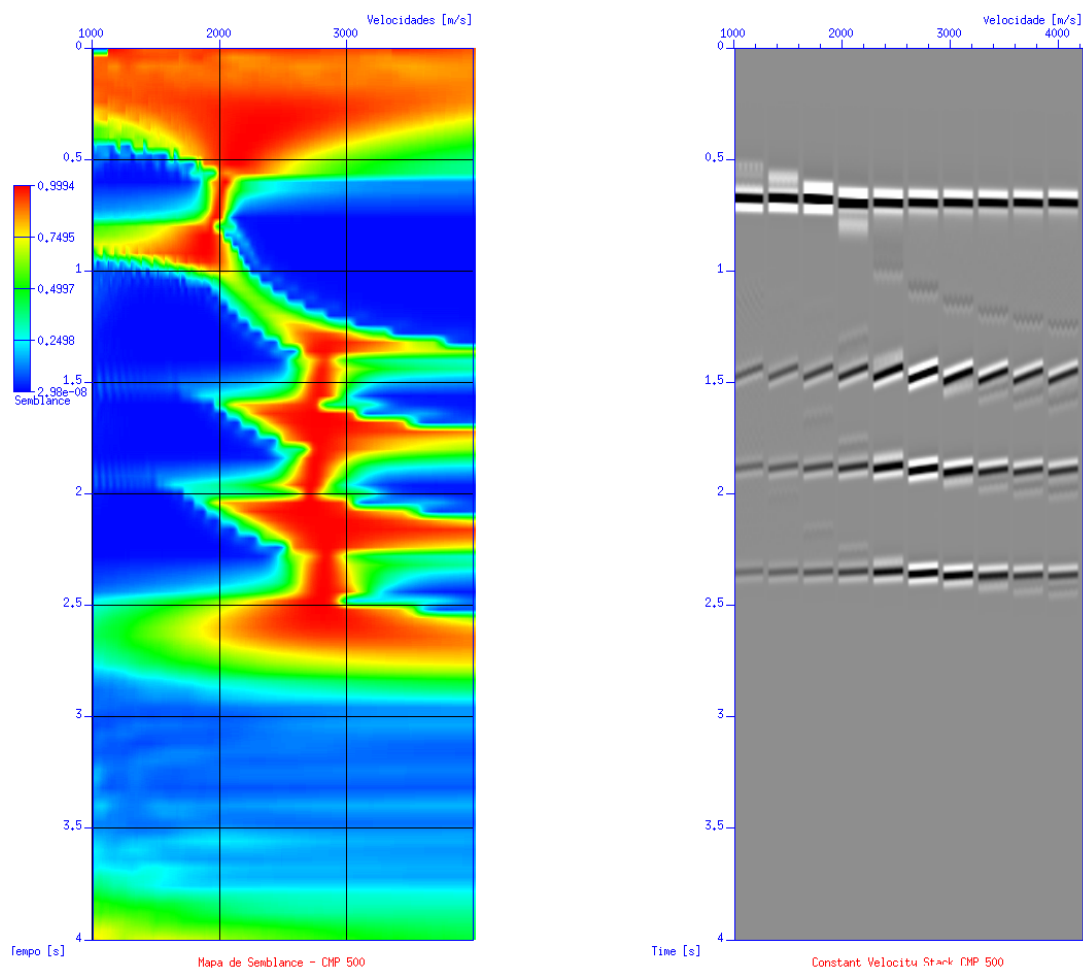
$$\frac{\Delta f}{f} = \left[1 + \left(\frac{x}{v_{NMO}t(0)} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} - 1. \quad (4.5)$$

Analisando a eq. (4.5) para um evento com frequência dominante f , velocidade NMO v_{NMO} e tempo duplo $t(0)$, se observa que uma variação no conteúdo de frequência aumenta com o afastamento x e com a diminuição de $t(0)$, logo este efeito é mais acentuado para eventos rasos e com longos afastamentos. Isto é prejudicial no empilhamento e é parcialmente solucionado com o silenciamento cirúrgico da zona de estiramento, que é um corte inclinado e abrupto a partir das coordenadas afastamento-tempo mínimo até as coordenadas afastamento-tempo máximo na família NMO-corrigida. Após o silenciamento, o empilhamento é efetuado em cada família CMP, que é resumida a um traço definido matematicamente por:

$$\bar{s}_t = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^N \bar{u}_{i,t_i}; \quad (4.6)$$

onde \bar{s}_t é a amplitude resultante do empilhamento; \bar{u}_{i,t_i} é a amplitude no i -ésimo traço em tempo-duplo t_i ; e N é o número de traços a ser empilhado em cada família CMP (ver Figura 4.3). A Figura 4.4 mostra a seção empilhada NMO obtida, onde se observa características típicas de eventos de difração.

Figura 4.3: (Esquerda) Painel semblance do espectro de velocidade do cdp 500. (Direita) Painel de correção NMO com velocidade constante (CVS), onde os níveis que mais se destacam horizontalmente indicam as velocidades desejadas.



A correção NMO é realizada na configuração CMP, parte da suposição de reciprocidade, é que a subsuperfície é composta de camadas plano-horizontais, homogêneas, isotrópicas, e regida pela equação hiperbólica do tempo de trânsito. Esta correção não é adequada na presença de refletores inclinados por não satisfazer a suposição do modelo plano-horizonta.

A correção NMO corrige as diferenças nos tempos de trânsito dos eventos reflexivos com relação aos tempos de referência, ou de afastamento fonte-receptor nulo. Este conjunto de processos resulta na seção de afastamento-nulo se ($h = 0$), de empilhamento PMC. O empilhamento PMC realça as reflexões primárias suprimindo os ruídos existentes no sinal sísmico e também atenua múltiplas.

Figura 4.4: Dado empilhado após a análise de velocidade e correção NMO no SU onde ainda se observa ruído numérico principalmente na parte inferior direita. Os refletores e o corpo dômico estão bem delineados.

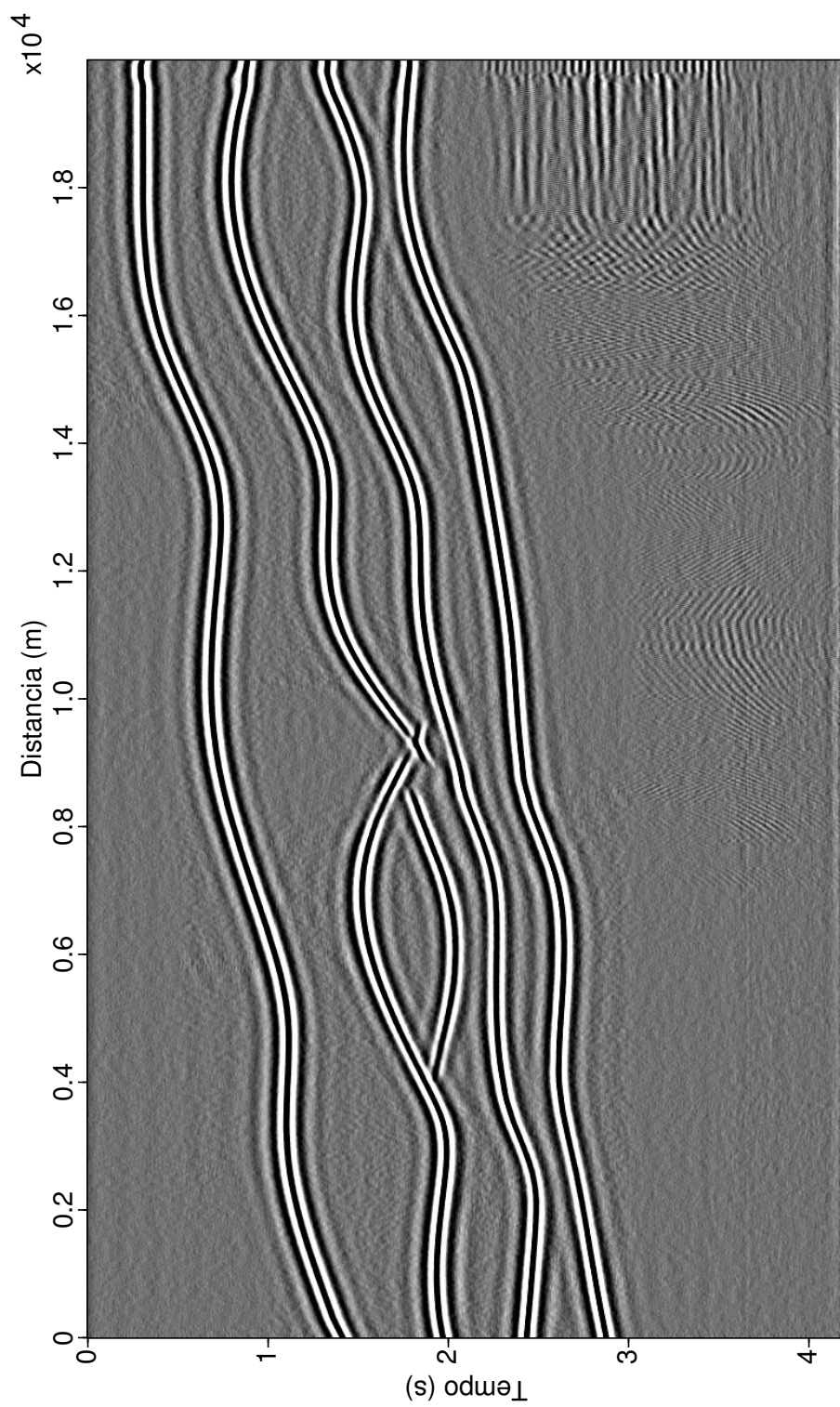
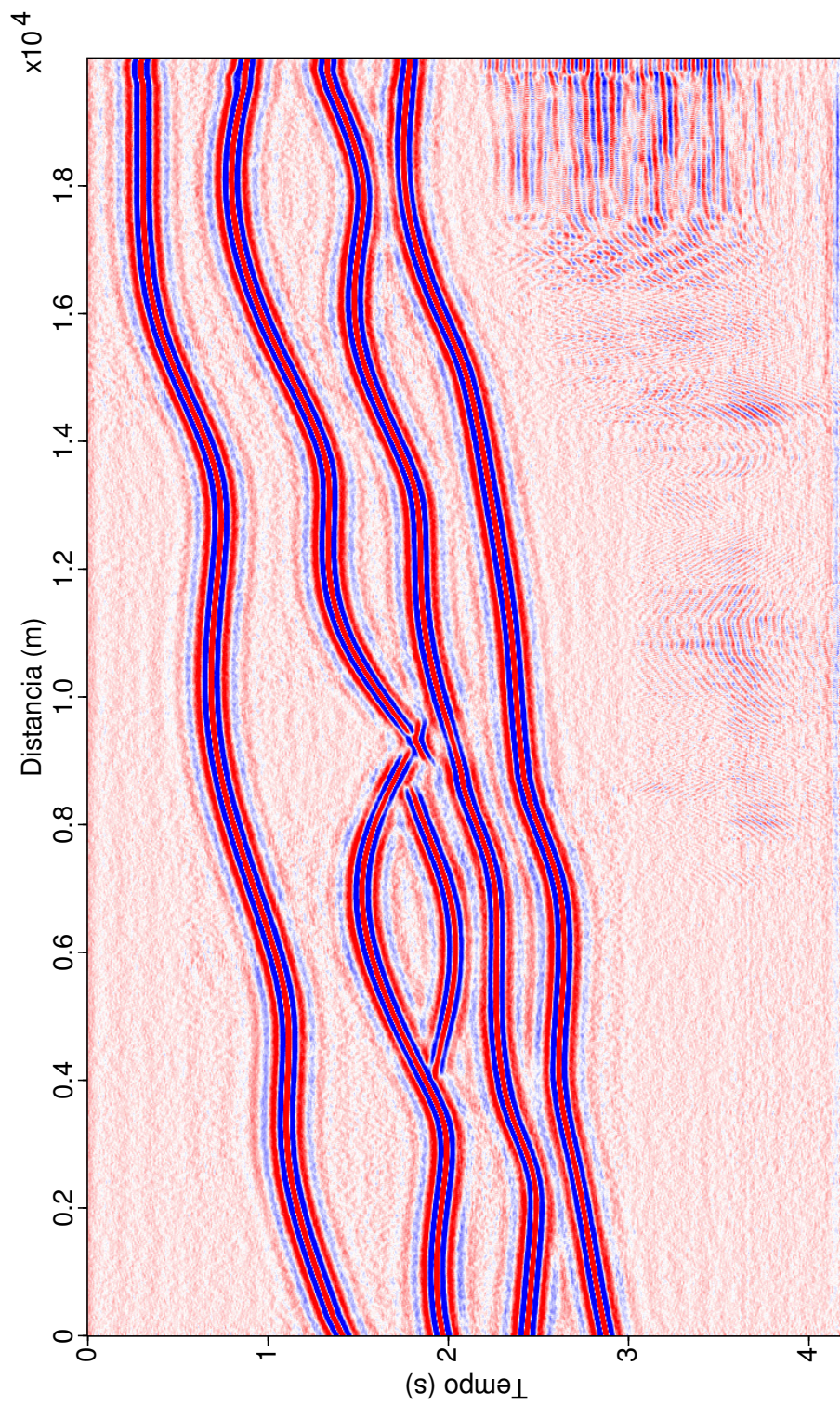


Figura 4.5: Dado empilhado após a análise de velocidade e correção NMO (escala de cores) no SU onde se observa ruído numérico principalmente na parte inferior direita. Os refletores e o corpo dômico estão bem delineados.



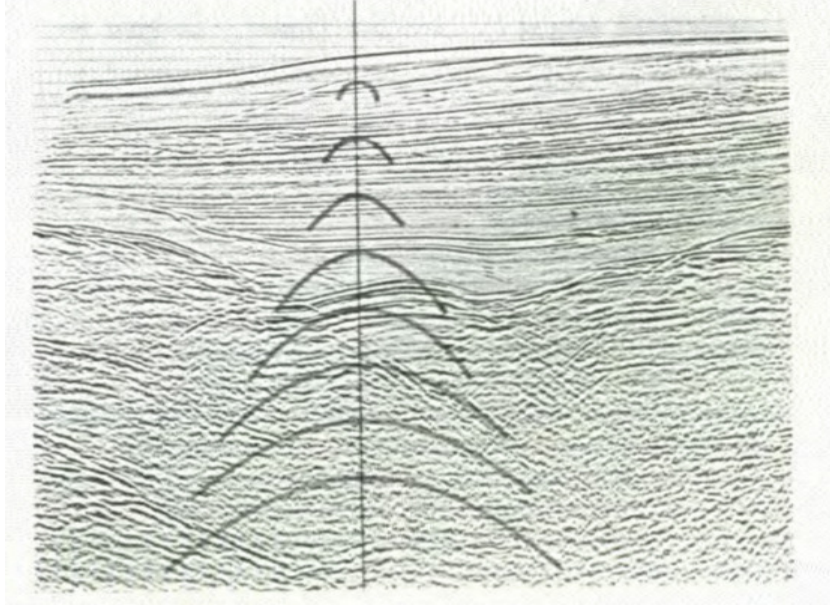
4.2 MIGRAÇÃO KIRCHHOFF PÓS-EMPILHAMENTO NO TEMPO

$C(x, z)$ e $\Psi(x, z)$ Este método parte de dois princípios fundamentais que estabelecem seus limites e vantagens. O primeiro princípio é que um refletor pode ser representado por uma sequência contínua de pontos de difração. O segundo princípio é que a velocidade do meio é conhecida exatamente. No presente estudo, a migração é realizada com o programa *sumigtk* que corresponde à Kirchhoff pós-empilhamento no tempo, usando o modelo de velocidade v_{RMS} ; conseqüentemente, a curva de difração é simétrica, e a trajetória de raios normais.

O mecanismo da migração é esboçado na (Figura 4.6), tendo o eixo horizontal como distância, e o eixo vertical como o tempo vertical, e a figura estabelece o cone da migração com o ápex na superfície. Observa-se que a abertura varia com a vertical (tempo), obedecendo o critério de mesmo ângulo (fixo ao redor de 45°) no extremo das hipérboles. Conseqüentemente, a abertura pode variar com a velocidade de migração, que neste caso é a v_{RMS} . A migração busca transformar os raios normais em raios imagem definido no ápex das hipérboles.

Quanto ao tipo, a migração pode ser no tempo ou em profundidade, pré e pós-empilhamento. Quanto ao domínio de realização, pode ser no tempo-espaco pela solução da equação de onda no tempo-espaco por diferenças finitas ou na frequência. A migração corresponde a uma forma de segundo empilhamento, com o objetivo de posicionar os eventos refletores mergulhantes na posição espacial correta, e temporal relativa.

Figura 4.6: Mecanismo da migração Kirchoff pós-empilhamento, onde o eixo vertical estabelece o tempo vertical. A velocidade usada é a v_{RMS} o que estabelece uma forma simétrica para a curva de soma (migração).



Fonte: Adaptado de (NEWMAN, 1987)

O estudo da migração Kirchoff seguiu a descrição de (SCHNEIDER, 1978), que parte da equação de onda para justificar o conceito do somatório ao longo das trajetórias hiperbólicas que descrevem as difrações. A descrição inicia com a equação de onda acústica para densidade constante.

O princípio de migração estudado por meio da solução da equação da onda na forma escalar dada por:

$$\nabla^2 u(\vec{r}, t) - \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 u(\vec{r}, t)}{\partial t^2} = -4\pi q(\vec{r}, t), \quad (4.7)$$

onde $u(\vec{r}, t)$ é o campo de onda e c a velocidade do meio. A solução completa para a equação (4.8) num volume V_0 delimitado por uma fronteira S_0 equação (4.7) vem da aplicação da função de Green, onde

$$\nabla^2 G(\vec{r}, t) - \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 G(\vec{r}, t)}{\partial t^2} = -4\pi \delta(\vec{r}, t), \quad (4.8)$$

e a solução da equação diferencial parcial passa à forma de integral dada por:

$$u(\vec{r}, t) = \int_{t_0} dt_0 \int_{S_0} dS_0 \left[G \frac{\partial}{\partial n} u(\vec{r}_0, t_0) - u(\vec{r}_0, t_0) \frac{\partial}{\partial n} G \right], \quad (4.9)$$

onde $\vec{n} = n\hat{n}$ é um vetor normal a superfície S_0 , que inclui a superfície de aquisição A_0 e a superfície de forma semi-esférica A' que é extrapolada para o infinito de forma que suas contribuições sejam desprezíveis (ver Figura 4.7). Sendo assim, os valores na fronteira se reduzem a uma integral na superfície de aquisição, e à função de Green que consiste da resposta de uma fonte pontual em \vec{r}_0 e sua imagem em \vec{r}'_0 , dada por:

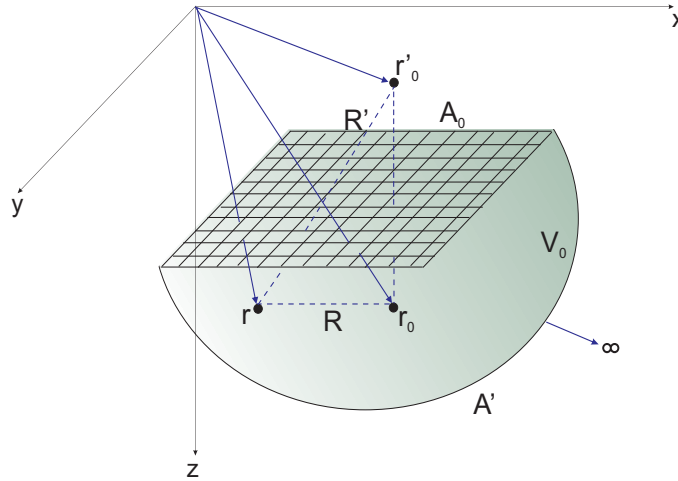
$$G(\vec{r}, t | \vec{r}_0, t_0) = \frac{\delta\left(t - t_0 - \frac{R}{c}\right)}{R} - \frac{\delta\left(t - t_0 - \frac{R'}{c}\right)}{R'}, \quad (4.10)$$

onde

$$R = [(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z - z_0)^2]^{\frac{1}{2}}, \quad (4.11)$$

$$R' = [(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z + z_0)^2]^{\frac{1}{2}}. \quad (4.12)$$

Figura 4.7: Meio escalar (3D) com volume V_0 delimitado pela fronteira $S_0 = A_0 + A'$, com um ponto fonte em \vec{r}_0 , sua imagem em \vec{r}'_0 e um ponto de observação em \vec{r} .



Fonte: Adaptado de (SCHNEIDER, 1978).

Na prática o que se mede na fronteira é o campo $u(\vec{r}_0, t_0)$, o que necessita que a função de Green seja anulada na fronteira ($G = 0$) como uma forma para anular o fator $\frac{\partial u(\vec{r}_0, t_0)}{\partial n}$, a partir disto a equação (4.9) é reescrita na forma:

$$u(\vec{r}, t) = \frac{1}{2\pi} \int_{t_0} dt_0 \int_{A_0} dA_0 \left\{ u(\vec{r}_0, t_0) \frac{\partial}{\partial z_0} \left[\frac{\delta\left(t - t_0 - \frac{R}{c}\right)}{R} \right] \right\}, \quad (4.13)$$

que é a integral Kirchhoff. Trocando $\frac{\partial}{\partial z_0}$ por $\frac{\partial}{\partial z}$ e resolvendo a parte temporal da eq. (4.13), se obtém que:

$$u(\vec{r}, t) = -\frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial z} \int_{A_0} dA_0 \frac{u(\vec{r}_0, t - \frac{R}{c})}{R}. \quad (4.14)$$

Nesta representação fica claro que a equação (4.9) é a solução da equação da onda escalar em virtude da forma do integrando $\frac{f(t - \frac{R}{c})}{R}$.

Outra representação para a equação (4.13) é na forma convolucional dada por:

$$u(x, y, z, t) = u(x, y, z_0, t) * \frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial z_0} \left[\frac{\delta(t \pm \frac{r}{c})}{r} \right], \quad (4.15)$$

que translada o campo de onda observado de um plano z para outro plano z' qualquer, e onde $r^2 = x^2 + y^2 + \Delta z^2$. Realizando a transformada de Fourier de (4.15) nas variáveis x , y e t , pelo Teorema da Convolução, se escreve que:

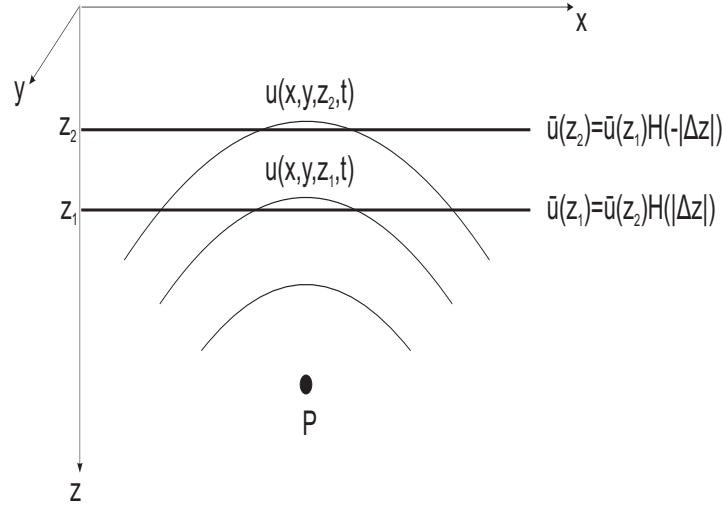
$$\tilde{u}(k_x, k_y, z, \omega) = \tilde{u}(k_x, k_y, z_0, \omega) H(k_x, k_y, z_0, \omega), \quad (4.16)$$

sendo H a função transferência dada por:

$$H = e^{\pm i|\Delta z| \left[\left(\frac{\omega}{c} \right)^2 - k_x^2 - k_y^2 \right]^{1/2}}, \quad (4.17)$$

que permite continuar o campo de onda no domínio do espaço, sendo a direção de continuação definida com a escolha do sinal nas equação (4.15) e (4.16) (SCHNEIDER, 1978). A Figura (4.8) mostra uma onda esférica irradiada a partir de um ponto fonte p e duas interfaces de observação z_1 e z_2 . O campo de onda em z_2 é obtido a partir do campo de onda em z_1 pelo uso da equação (4.16) com sinal negativo na função transferência H , assim como o campo em z_1 é obtido a partir do campo em z_2 agora com H com sinal positivo. Para a migração o campo deve ser extrapolado em direção de seu campo de origem, logo o sinal usado na função transferência usada neste processo é positivo.

Figura 4.8: Desenho da operação com a função transferência H para a continuação do campo entre dois planos ao longo do eixo. O intervalo é Δz , onde a velocidade é constante.



Fonte: Adaptado de (SCHNEIDER, 1978).

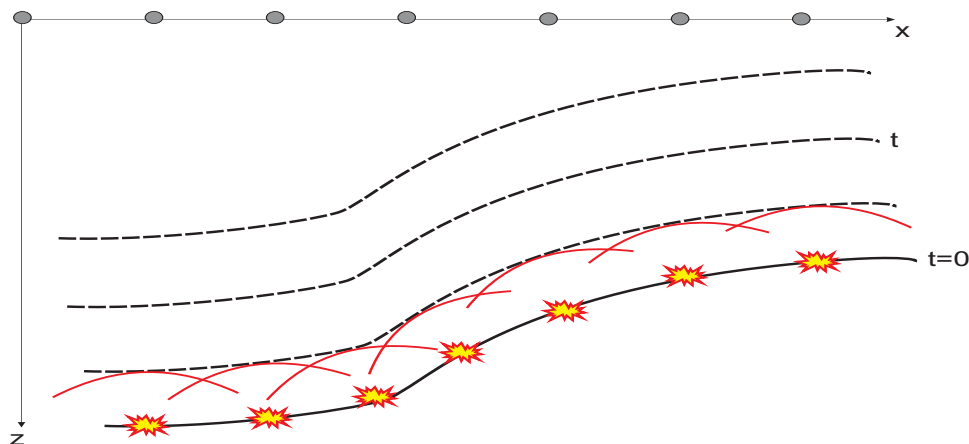
A idéia básica da migração é que o campo de onda $u(x, y, z = 0, t)$ representa o valor de fronteira do campo de onda $u(x, y, z, t)$ se propagando ascendentemente a partir de um refletor numa certa profundidade. A determinação de $u(x, y, z, t)$ a partir de $u(x, y, z = 0, t)$ é efetuada através da continuação do campo até o tempo de acionamento das fontes, que corresponde computacionalmente, ao deslocamento dos sensores localizados na superfície para maiores profundidades. Esta continuação é a primeira etapa do processo de migração, e a segunda é o imageamento feito através da condição de imageamento definida por:

$$M(x, y, z) = u(x, y, z, t_I(x, y, z)), \quad (4.18)$$

sendo $M(x, y, z)$ a seção migrada e $t_I(x, y, z)$ o tempo no qual o campo de onda ascendente deixa o ponto (x, y, z) na subsuperfície. Se existir um refletor neste ponto sua profundidade e propriedades de forma e reflexão serão fixados em $M(x, y, z)$, no caso da ausência de refletor o valor fixado é nulo. O tempo de imageamento depende do tipo de seção avaliada, e no caso de afastamento nulo (empilhamento) este tempo é:

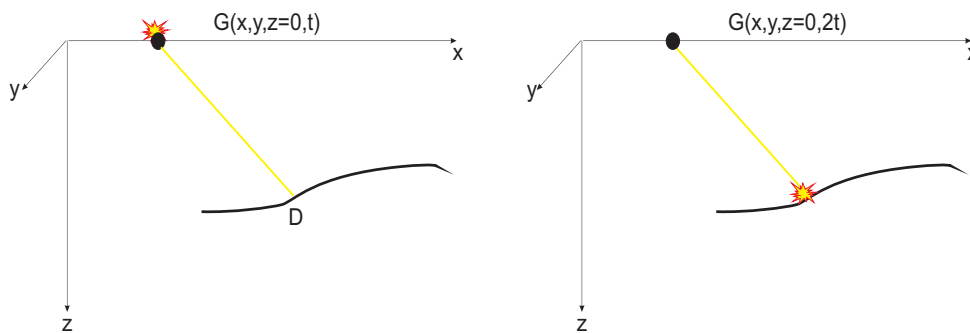
$$t_I(x, y, z) = 0. \quad (4.19)$$

Figura 4.9: Representação do modelo 2D do refletor em explosão que tem limites na sua utilização como princípio físico-matemático, ele serve para representar os meios suaves na velocidade e na geometria. As fontes estão localizadas nas interfaces refletoras e são acionadas simultaneamente. O campo produzido se propaga de acordo com o princípio de Huygens até a superfície de aquisição $z = 0$, atendendo a variação de velocidade no meio, e com intervalos de tempo pequeno o suficiente.



Fonte: Adaptado de (SCHNEIDER, 1978).

Figura 4.10: A esquerda o modelo afastamento-nulo e a direita o modelo do refletor explosivo. Na primeira imagem o campo de onda da superfície no instante $t = 0$, reflete em D e retorna à superfície onde é registrado no tempo t . Na segunda imagem se tem outra forma de representar o afastamento-nulo, onde o campo de onda parte de um ponto em subsuperfície no tempo $t = 0$ e é registrado na superfície no tempo $2t$. Outra forma de relacionar estes modelos é que a velocidade do campo de onda no segundo modelo é a metade da velocidade no primeiro.



Fonte: Adaptado de (SCHNEIDER, 1978).

Uma forma de representar uma seção empilhada é através de um experimento físico deno-

minado refletor explosivo, onde os redutores são localizados em uma superfície de aquisição e as fontes ao longo das interfaces refletoras onde são acionadas simultaneamente, o campo produzido se propaga até a superfície de aquisição segundo o princípio de Huygens (ver figura 4.9). Com este modelo, as equações ao longo desta seção devem ter suas velocidades modificadas pela multiplicação do fator 1/2 e a velocidade é a velocidade de migração (ver figura 4.10).

Dada uma seção empilhada pode-se continuar o dado registrado $u(x, y, z = 0, t)$ para profundidades maiores, o que é representado pela equação:

$$u(x, y, z, t) = -\frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial z} \int_{A_0} dA_0 \frac{u(x, y, z = 0, t + \frac{R}{c})}{R}. \quad (4.20)$$

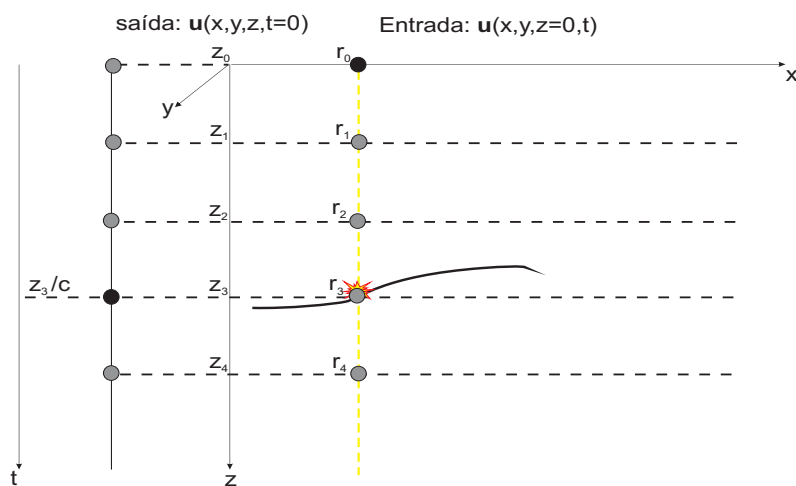
Se o objetivo é mapear os valores proporcionais às refletividades, se deve calcular a equação (4.20) para os pontos em subsuperfície no tempo $t = 0$ de acionamento das fontes, fixando $t = 0$ e calculando a integral para toda área de interesse (x, y, z) , ou seja:

$$u(x, y, z, t = 0) = -\frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial z} \int_{x_0} \int_{y_0} dx_0 dy_0 \frac{u(x, y, z = 0, \frac{R}{c})}{R}. \quad (4.21)$$

Este processo é denominado de migração pós-empilhamento baseado na integral Kirchhoff, ou simplesmente Migração Kirchhoff. A equação (4.21) é a seção migrada representada por (4.18) conhecida como princípio da imagem que mapea o campo no domínio (x, y, z, t) para o domínio (x, y, z) , e que pode ser mapeado para o domínio $(x, y, z, \frac{z}{c})$ correspondente à subsuperfície. A figura (4.10) ilustra a relação entre o dado de entrada e de saída no mapeamento. A entrada é um traço empilhado registrado no plano $z = 0$ e a saída é um traço em alguma posição (x, y) plotado versus z e o tempo z/c . Como os refletores se movem para baixo através de sucessivas posições mapea-se um ponto em cada uma destas etapas e calcula-se para este ponto a integral para o tempo $t = 0$. Por exemplo, o receptor r_1 em z_1 mapea um valor nulo para $t = 0$ devido o receptor não estar no ponto de reflexão, da mesma forma o valor se anula também para o receptor r_2 em z_2 . O valor desta integral não será nulo quando o receptor estiver muito próximo ou em cima do refletor, como ocorre em z_3 , quando isto ocorre um valor não-nulo é relacionado a este ponto na subsuperfície, este mapeamento é a ultima etapa do processo de migração e produzirá uma imagem migrada.

Assim, segundo o modelo refletor explosivo e a migração, a eq. (4.21) é entendida como o processo que permite conhecer o valor do campo no tempo $t = 0$ a partir de seus valores registrados pelos receptores no tempo t . Ou ainda, um processo de continuação do campo $u(\vec{r}_0, t_0)$, conhecido na fronteira A_0 , para $u(\vec{r}, t = 0)$ em um ponto em subsuperfície.

Figura 4.11: Relação entre o dado de entrada $u(x, y, z = 0, t)$ e o de saída $u(x, y, z, t = 0)$ no mapeamento do campo de onda em (x, y, z, t) para $(x, y, z, \frac{z}{c})$.



Fonte: Adaptado de (SCHNEIDER, 1978).

Figura 4.12: Seção migrada Kirchhoff pós-empilhamento no tempo gerada com o programa *sumigtk* do SU onde se observa ruído numérico, principalmente na parte inferior direita. Comparando com as imagens empilhadas Figuras 4.12 e 4.13, existe uns deslocamentos horizontais e verticais onde existe mergulho.

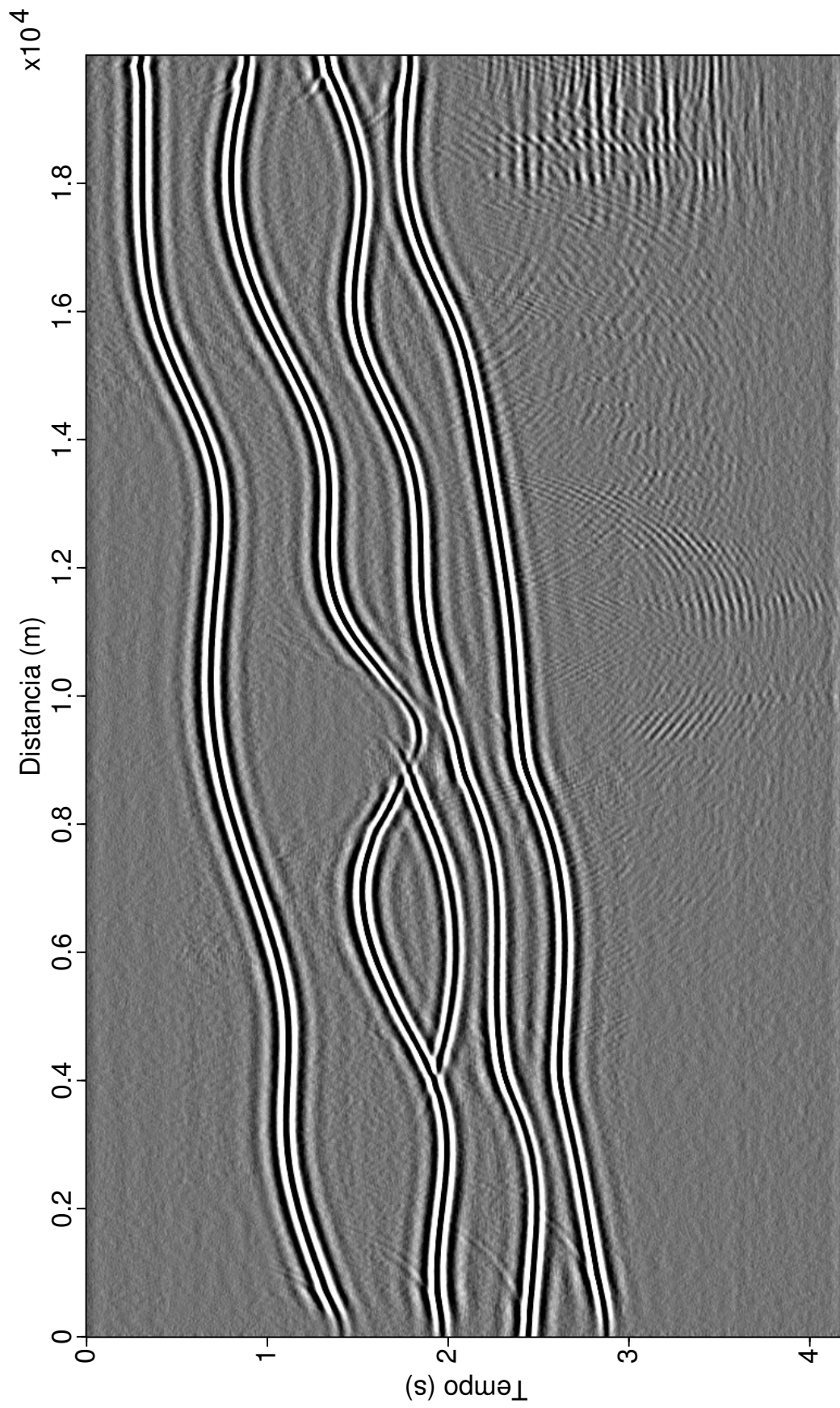
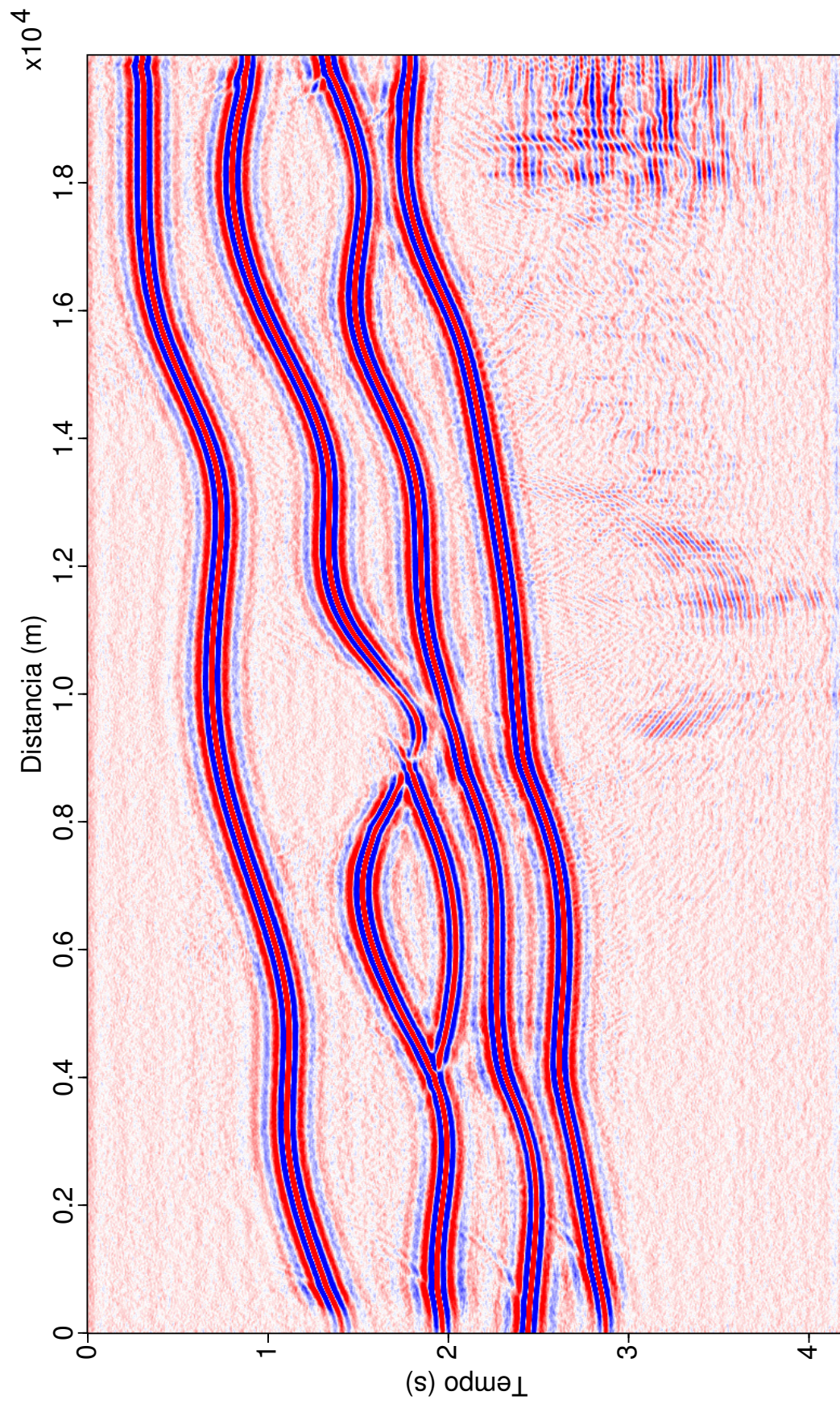


Figura 4.13: Seção migrada Kirchhoff pós-empilhamento no tempo gerada com o programa *sumigtk* do SU e *mycolorsu*, onde se observa ruído numérico, principalmente na parte inferior direita.



5 CONCLUSÕES

O presente trabalho teve como principal objetivo construir um modelo geológico sintético para ser utilizado em simulações com as técnicas de processamento e imageamento sísmico, e aprender com isto as limitações e resoluções dos métodos empregados. Para isto, foi montado um fluxograma com base no sistema SU.

O modelo geológico organizado teve como base uma estrutura que denominamos pós-sal, e que representa um detalhe das seções geológicas estudadas das bacias do sudeste brasileiro. Esta estrutura se apresenta como uma forma anômala numa seção formada por camadas homogêneas, isotrópicas, limitadas por interfaces curvas. O modelo é definido como 2D acústico, $v = v(x, z)$ de variação com as coordenadas versus profundidade para a distribuição de velocidade e do campo resultante.

Para construção do modelo geológico foi utilizado o programa *trimodel* do SU. O intervalo de amostragem no tempo foi $0.006ms$. O intervalo de amostragem no eixo horizontal foi $25m$. O número de fontes foi 340, de geofones foi 60, com espaçamento das fontes e dos sensores foi $25m$.

O primeiro destaque é com relação às seções fonte comum onde se destacam as ondas primárias.

O primeiro resultado é com relação às seções empilhadas onde se observa, mesmo com a presença de ruído numérico, uma boa aproximação ao modelo geológico como pode ser observado na Figura 4.1 que perde informações apenas no contado da estrutura dômica com as camadas adjacentes.

O segundo resultado é com relação às seções migradas em tempo do tipo Kirchhoff, que apresenta bons resultados, pois o reposicionamento dos refletores fica melhor compreendido, como está apresentado na Figura 4.12.

O uso do pacote Seismic Un*x permitiu compreender de maneira eficaz o processamento sísmico, onde procurei entender a importância de cada um dos processos e os seus efeitos individuais na análise sísmica.

Com esta experiência, o natural é a extensão a dados reais onde a tarefa de filtragem é mais complexa, mas a metodologia apresentada continua válida, e seriam adicionadas algumas

outras técnicas que não fizeram parte desta análise, como o processo de deconvolução na supressão de múltiplas, por exemplo.

A partir das seções sísmicas obtidas na modelagem, objetivando as migradas, em tempo Figura 4.13 ficam claras as etapas.

O trabalho realizado é uma aplicação prática e de importância relevante para a indústria do petróleo, servindo de incentivo para estudos posteriores mais detalhados das técnicas de processamento de seções sísmicas de multicobertura objetivando uma interpretação geológica para ser fundamentada no sucesso.

REFERÊNCIAS

- AKI, K.; RICHARDS, P. *Quantitative seismology*. New York: W. H. Freeman and Company, 1980.
- BORDING, R. F.; LINES, L. R. *Seismic modeling and imaging with the complete wave equation*. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 1997.
- CAINELLI, C.; MOHRIAK, W. U. *Geology of atlantic eastern brasilian basins*. Rio de Janeiro: In: International Conference and Exhibition Short Course. American Association of Petroleum Geologists. Brazilian Geology Part II, 1998.
- COHEN, J. K.; STOCKWELL, J. J. W. *CWP/SU: seismic un*x release n. 39 a free package for seismic research e processing*. Colorado, USA: Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines, 2005.
- CPRM. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Disponível em < [http : //www.cprm.gov.br](http://www.cprm.gov.br) >. Acesso em 23/09/2011: COMPANHIA DE PESQUISA E RECURSOS MINERAIS, 2003.
- FOREL, D.; BENZ, T.; PENNINGTON, W. D. *Seismic data processing with seismic un*x*. Tulsa, Oklahoma: Society of Exploration Geophysicists, 2005.
- GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. *Exploration seismology*. [S.l.]: Cambridge University Press, 1995.
- GUTENBERG, B. The amplitudes of waves to be expected in seismic prospecting. *Geophysics*, v. 1, p. 252–256, 1936.
- HENRY, G. *Geophysics for sedimentary basins*. [S.l.]: Éditions Technip, 1997.
- HUBRAL, P.; KREY, T. *Interval Velocities from Seismic Reflection Time Measurements*. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 1980.
- IKELE, L. T.; AMUNDSEN, L. *Introduction to petroleum seismology*. [S.l.]: Society of Exploration Geophysics, 2005.
- NEIDELL, N. S.; TANER, M. T. Semblance and other coherency measures for multichannel data. *Geophysics*, Tulsa, OK, v. 36, n. 3, p. 482–497, 1971.
- NEWMAN, P. Amplitude and phase properties of a digital migration process. *First Break*, v. 8, n. 11, p. 397–403, November 1987.
- ROBINSON, E. A. Seismic inversion and deconvolutiuon, part a: Classical methods. *Geophysical Press*, London - Amsterdam, The Netherlands, 1984.

ROBINSON, E. A.; TREITEL, S. *Geophysical signal analysis*. Tulsa, OK: Society of Exploration Geophysicists, 2000. 278-279 p.

SCHNEIDER, W. A. Integral formulation for migration in two and three dimensions. *Geophysics*, p. 49–76, 1978.

SENDMEYER, K.-J. *Untersuchung der ausbreitungseigenschaften seismischer wellen in geschichteten und streuenden medien*. Tese (Doutorado) — Karlsruhe University, 1990.

SHERIFF, R. E. Factors affecting seismic amplitudes. *Geophysics Prospecting*, v. 23, p. 125–138, 1975.

TARNER, M. T.; KOEHLER, F. Velocity spectral-digital computer derivation and application of velocity functions. *Geophysics*, v. 34, p. 859–881, 1969.

YILMAZ, O. *Seismic data processing*. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 1987.

YILMAZ, O. *Seismic Data Processing*. Tulsa, USA: Society of Exploration Geophysicists, 1994.