



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOFÍSICA

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**PROCESSAMENTO CONVENCIONAL DE DADOS
SÍSMICOS DA BACIA DO CAMAMU**

GELBSON ALVES MOREIRA

BELÉM

2013

GELBSON ALVES MOREIRA

PROCESSAMENTO CONVENCIONAL DE DADOS SÍSMICOS DA BACIA DO CAMAMU

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Bacharel em Ciências na área de Geofísica.

Orientador: Prof. Dr. Lourenildo Williane
Barbosa Leite

BELÉM
2013

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

C289p xxxx, Gelbson Alves Moreiras

Processamento Convencional de Dados Sísmicos da Bacia do Camamu
Gelbson Alves; Orientador: Lourenildo Willame Barbosa Leite 2012
81f.: il.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geofísica) -
Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade
de Geofísica, Belém, 2013.

1. Método de reflexão sísmica. 2. Processamento. 3. Imagea-
mento sísmico I. Leite, Lourenildo Willame Barbosa, *orient.* II.
Universidade Federal do Pará III. Título.

CDD 22° ed.: 551.22

GELBSON ALVES MOREIRA

PROCESSAMENTO CONVENCIONAL DE DADOS SÍSMICOS DA
BACIA DO CAMAMU

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Bacharel em Ciências na área de Geofísica.

Data de Aprovação: ____/____/____

Banca Examinadora:

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

Prof. Dra. Ellen de Nazaré Souza Gomes - Membro
Doutora em Geofísica
Universidade Federal do Pará - UFPA

Prof. Dr. Cícero Roberto Teixeira Régis - Membro
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Pará - UFPA

Aos meus pais Gleudi e Dionizio por todo incentivo.

AGRADECIMENTOS

Registro o meu agradecimento a todos que de alguma forma contribuíram para a conclusão deste trabalho, dentre os quais destaco:

- Ao meu Deus, sem a sua infinita misericórdia jamais concluiria esse trabalho.
- Prof. Dr. Lourenildo W. B. Leite pela paciência e por todo o conhecimento e experiência repassada ao longo destes anos de convivência, e por todo o apoio para que este trabalho pudesse ser realizado.
- Professores Cícero Roberto Teixeira Régi e Ellen de Nazaré Souza Gomes por fazerem parte da Banca Examinadora.
- Aos meus pais Dionisio e Gleudi pelos constantes conselhos, e pelo exemplo de vida no qual foi me passado.
- A minha esposa Kedilane Moreira por todo apoio.
- Aos meus irmãos Geidson e Dheymison por estarem sempre torcendo por mim.
- Aos colegas de graduação Alexandre Sodré, Ordilei Pantoja e Thiago Santa Rosa.
- Ao corpo Docente e Discente da Faculdade de Geofísica da UFPa.

“A diferença entre a teoria e a prática é menor na teoria do que na prática”.
(Folclore)

RESUMO

O presente Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) teve por objetivo geral o processamento de um conjunto de dados sísmicos marinhos 2D visando melhorar a qualidade do sinal através do uso de técnicas específicas, e obter seções que forneçam subsídios para uma interpretação de estruturas em subsuperfície. O objetivo específico é de organizar um fluxograma de processamento da linha 5519 do Camamu, utilizando para isto o Sistema CWP/SU. Neste contexto, o tratamento de dados sísmicos divide-se basicamente em três partes: Pré-processamento, Processamento e Imageamento. No presente trabalho apresentamos as etapas voltadas à simulação de seções em afastamento-nulo e denominamos a análise completa de Processo Convencional. As etapas de pré-processamento consistem basicamente de três partes: (1) organização da geometria; (2) cancelamento e silenciamento de traços ruidosos; (3) filtragem unidimensional (frequência temporal) e bidimensional (frequência temporal-espacial, filtro de velocidade). As etapas de processamento consistem basicamente de três partes: (1) análise de velocidade; (2) empilhamento NMO e (3) o imageamento consistindo basicamente de migração. A linha sísmica marinha é a 5519 da Bacia do Camamu localizada na margem equatorial brasileira.

Palavras Chaves: Método de reflexão sísmica. Análise de Velocidade. Empilhamento NMO. Migração.

ABSTRACT

The present Course Graduate Report (TCC) has for aim the processing of seismic marine data 2-D to improve signal/noise ratio through the use of seismic techniques, to obtain seismic sections and to subsidise for more precise interpretation of subsurface structures. The treatment of seismic data is divided basically in three parts: preprocessing, processing and imaging. In the present work we discuss the steps to obtain zero offset (ZO) sections from multiple coverage using. The parts of preprocessing consisted basically of three parts: (1) organization of the geometry; (2) muting of noisy traces; and (3) filtering in the temporal frequency and velocity filter. The parts of processing consisted basically of two parts: (1) velocity analysis, (2) NMO stacking. The imaging consisted basically migration. The quality of the results is biased due to the dependence of the method on a velocity model. The sections resulting from stack and migration were interpreted aiming at the delineation of structures.

Keywords: Seismic Data Processing. Geometry. Velocity Analysis. Stacking NMO. Migration.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 2.1 Localização da Bacia de Camamu	21
Figura 3.1 Ilustração dos componentes da definição dos FLO's: a entrada f_k , a saída desejada z_k e a saída real g_k	23
Figura 3.2 Ilustração da configuração Fonte-Comum (CS) com um arranjo unilateral aquisição de dados de reflexão. Δg é a separação entre receptores.	25
Figura 3.3 Ilustração da configuração Afastamento-Comum (CO) caracterizada pela distância fonte-receptor constante. Δs é a separação entre fontes.	25
Figura 3.4 Ilustração da simetria da configuração Ponto-Médio-Comum (PMC) com o ponto-comum-em profundidade, mostrando a iluminação pontual em subsuperfície. Os receptores estão à direita e correspondem às fontes à esquerda, e vice-versa.	26
Figura 3.5 Ilustração da configuração Receptor-Comum (CR) com um arranjo unilateral. Δs é a distância entre as fontes.	26
Figura 3.6 Modelo de camadas plano-horizontais, homogêneas e isotrópicas entre dois semi-espacos (1D), caracterizadas pela velocidade v_i , densidade ρ_i , espessura z_i e um tempo de trânsito vertical simples $\Delta t_i = \frac{2z_i}{v_i}$. A fonte S e o receptor G estão separados de uma distância x , e x_m representa o ponto-médio entre fonte e receptor. A simetria é considerada como radial.	27
Figura 3.7 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 $\delta\theta_s$	28
Figura 3.8 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 a posição do ponto-médio $x_m = \frac{x_s+x_g}{2}$ 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/abaixo da interface.	29
Figura 3.9 Modelo de uma camadas com interface refletora plano-inclinada. x_m representa a posição do ponto-médio entre a fonte e o receptor, x representa o meio-afastamento e α é ângulo de mergulho.	30

Figura 3.10 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.	31
Figura 3.11 Definição geométrica da ZF em profundidade $z = h_0$. A fonte pontual e o receptor estão localizados no mesmo ponto S . h_0 é a distância vertical ao refletor. R_n são os raios das ZF, medidas a partir do ponto P_0 , dR é o incremento infinitesimal do raio.	33
Figura 4.1 Fluxograma de pré-processamento.	36
Figura 4.2 Seção afastamento-mínimo da linha L5519 do Camamu antes do silenciamento do topo da seção.	37
Figura 4.3 Seção afastamento-mínimo da linha L5519 do Camamu. A curva azul corresponde a marcação da reflexão primária. A curva verde corresponde à marcação da múltipla de superfície livre referente à reflexão primária. A curva vermelha corresponde à marcação da múltipla de segunda ordem. As curvas em preto são reflexões e as curvas em laranja são eventos de difração.	38
Figura 4.4 CMP's 500 (acima) e 600 (abaixo) da linha L5519 do Camamu antes e após o silenciamento.	39
Figura 4.5 Filtro f passa-banda de corte trapezoidal.	40
Figura 4.6 Conteúdo espectral das 100 primeiras famílias CMP antes (à esquerda) e após (à direita) o processo de filtragem f com uma banda-passante trapezoidal de cantos 10-15-55-75 Hz.	40
Figura 4.7 Espectro $f-k$ da seção FC, número 700, antes e após a aplicação do filtro $f-k$ banda-passante trapezoidal com inclinações (-0,00066; -0,00015; 0,00015; 0,00066) s/m.	41
Figura 4.8 Família CMP número 500 antes e após a correção de divergência esférica. Observa-se uma melhora na visualização dos eventos de reflexão na parte inferior da seção. Parâmetros: $v_{RMS}=1.500$ m/s e $t_{rms}=4.5$ s.	42
Figura 4.9 Seção afastamento-mínimo da linha L5519 do Camamu após realizadas as etapas de pré-processamento. Observa-se o aparecimento de novos eventos de reflexão destacados na janela de 2.5 s e 4.0 s e uma melhor visualização dos eventos de reflexão existentes.	43
Figura 4.10 Fluxograma de Processamento.	44

Figura 4.11 CMP 450: mapa semblance (à esquerda); antes da correção NMO (meio) e após a correção NMO (à direita).	46
Figura 4.12 Modelo de velocidade em tempo suavizado obtido no SU. A cor azul escuro está relacionada as camadas com velocidades mais baixas (neste caso da camada d'água) e a cor vermelha escura as mais altas (neste caso das camadas sólidas mais profundas).	46
Figura 4.13 CMP 450: antes da correção NMO (à esquerda); após a correção NMO (meio) e após o silenciamento da zona de estiramento (à direita).	47
Figura 4.14 Seções afastamento NMO, CMP's 500 (acima) e 550 (abaixo) antes e após da aplicação da deconvolução preditiva. Observa-se a atenuação da múltipla em torno de 4s. Parâmetros do filtro: $minlag=1,93$ s e $maxlag=3,86$ s.	48
Figura 4.15 Seção empilhada NMO usando a velocidade semblance. Se observa que a maior parte da informação coerente corresponde a eventos rasos, e possuem boa continuidade. Observa-se também a supressão da múltipla na parte inferior esquerda da seção em torno de 4 s, mostrando que o experimento de deconvolução preditiva gerou resultado satisfatório. Comparar com a Fig. 4.3	50
Figura 4.16 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}	52
Figura 4.17 Representação do modelo (2D) <i>refletor-em-explosão</i> . 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 $z = 0$	53
Figura 4.18 Na esquerda se tem afastamento-nulo, onde o campo de onda parte da superfície no instante $t = 0$, reflete em D e retorna a superfície onde é registrado no tempo t . Na direita, se representa o afastamento-nulo, com o modelo refletor em explosão, onde o campo de onda parte de um ponto da subsuperfície no tempo $t = 0$ e é registrado na superfície no tempo $2t$, com velocidade igual a metade da velocidade meio.	53
Figura 4.19 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 $(x, y, z, t = \frac{z}{c})$, onde c é a velocidade usada para o meio verticalmente heterogêneo, com a c_{RMS}	54
Figura 4.20 Seção migrada Kirchhoff pós-empilhamento no tempo sobre a seção empilhada NMO da Figura 4.15, utilizando o modelo de velocidade v_{RMS} da Figura 4.12. Se observa o colapso parcial das difrações e a recuperação de eventos refletores na janela de 3 a 4s. Contudo, se observam “hipérboles” de difração nas regiões mais profundas da seção, em torno	

de 4s. 56

LISTA DE ABREVIATURAS

ABREVIATURA	INGLÊS	PORTUGUÊS
CO	Common-Offset	Afastamento-Comum
ZO	Zero-Offset	Afastamento-Nulo
CMP	Common-Mid-Point	Ponto-Médio-Comum
CS	Common-Source	Fonte-Comum
NMO	Normal-Moveout	Correção de Sobretempo Normal
CR	Common-Receiver	Receptor-Comum

LISTA DE SÍMBOLOS

SÍMBOLO LATINO	DESCRIÇÃO
e_n	Espessura da camada n
h	Meio-afastamento fonte-sensor
p	Parâmetro horizontal do raio
t_0	Tempo-duplo na configuração afastamento-nulo
v_n	Velocidade da onda na camada n
v_{RMS}	Velocidade média-quadrática
v_{NMO}	Velocidade de correção NMO
x_g	Coordenada horizontal do geofone
x_m	Coordenada do ponto médio do afastamento fonte-receptor
x_s	Coordenada horizontal da fonte
z	Coordenada vertical, positiva para baixo

SÍMBOLO GREGO	DESCRIÇÃO
α	Ângulo de incidência por cima do refletor
β	Ângulo de incidência por baixo do refletor
λ	Comprimento de onda
∂	Diferencial parcial
ρ_n	Densidade do meio n
ω	Frequência angular temporal
δ	Delta de Dirac
Σ	Somatória
Π	Produtória

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	18
2	GEOLOGIA E PARÂMETROS DO LEVANTAMENTO	19
3	O MÉTODO SÍSMICO DE REFLEXÃO	22
3.1	GEOMETRIA	25
3.2	MODELOS PARA A SUBSUPERFÍCIE	26
3.3	RESOLUÇÃO SÍSMICA	32
4	PROCESSAMENTO DO DADO REAL MARINHO	35
4.1	PRIMEIRA ETAPA	36
4.1.1	Filtragem	39
4.1.2	Correção de Amplitude	41
4.2	SEGUNDA ETAPA	44
4.2.1	Análise de Velocidade e Correção NMO	44
4.2.2	Deconvolução Preditiva	48
4.2.3	Empilhamento	49
4.2.4	Migração Kirchhoff	51
5	CONCLUSÕES	57
	REFERÊNCIAS	58

1 INTRODUÇÃO

O método sísmico de reflexão é um dos mais usados na exploração e pesquisa voltadas ao petróleo, e se baseia na propagação de ondas elásticas para obter imagens de subsuperfície para estimar possíveis alvos econômicos. Com o desenvolvimento de tecnologias de aquisição e processamento de dados sísmicos (softwares e hardwares), métodos de imageamento baseados em técnicas antigas e modernas são aplicadas para alcançar resultados de qualidade de imagens sísmicas. Dentro desse contexto, o presente Trabalho de Conclusão de Curso objetivou o processamento de dados sísmicos marinhos da linha 5519 da Bacia Geológica do Camamu localizada no Estado da Bahia, com a motivação de analisar as etapas do processamento convencional NMO de dados sísmicos para fins acadêmicos.

O tratamento do dado divide-se nas etapas de pré-processamento e processamento, com a apresentação dos conceitos básicos e fundamentais do método sísmico (YILMAZ, 1994), como geometria, modelos para subsuperfície e resolução sísmica (SHERIFF, 1985), seguindo uma ordem de procedimentos estabelecidos em um fluxograma (FOREL et al., 2005). As etapas do pré-processamento utilizados são: organização de geometria; edição de traços ruidosos; filtragem e correção de divergência esférica. O processamento utilizado consta de: análise de velocidade, correção NMO, silenciamento de estiramentos, deconvolução preditiva, empilhamento CMP e migração em tempo. Todas as etapas citadas foram realizadas utilizando o software livre Seismic Unix, desenvolvido pelo Central Wave Processing (CWP) da Colorado School of Mines (COHEN, 2005).

2 GEOLOGIA E PARÂMETROS DO LEVANTAMENTO

Neste capítulo são apresentados aspectos geológicos e parâmetros de levantamento da Linha 5519 da bacia de Camamu, com a finalidade de estabelecer características importantes para o processamento e imageamento dos dados.

As bacias de Camamu e Almada situam-se na porção sul do litoral do Estado da Bahia. A bacia de Camamu está localizada entre os paralelos 13° e 14° S, possui 30.800 m de extensão medida na direção do talude, abrangendo parte da planície costeira, limita-se ao norte com as bacias de Jacuípe e Recôncavo, através das zonas de transferências de Itapoã e Barra, respectivamente. O seu limite sul com a bacia de Almada ocorre próximo ao alto de Itacaré constituindo-se no prolongamento sul do sistema rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá. A bacia de Almada, por sua vez, limita-se ao sul com a bacia de Jequitinhonha, através do Alto de Olivença. Estas bacias totalizam uma área de 22.900 km^2 até o limite da cota batimétrica de 3.000 m, sendo 16.500 km^2 pertencentes à bacia de Camamu e 6.400 km^2 à bacia de Almada, como mostrado na Figura 2.1, da Agência Nacional do Petróleo (ANP).

Os parâmetros da aquisição sísmica são descritos na Tabela 2.1.

Tabela 2.1: Parâmetros da aquisição do dado marinho.

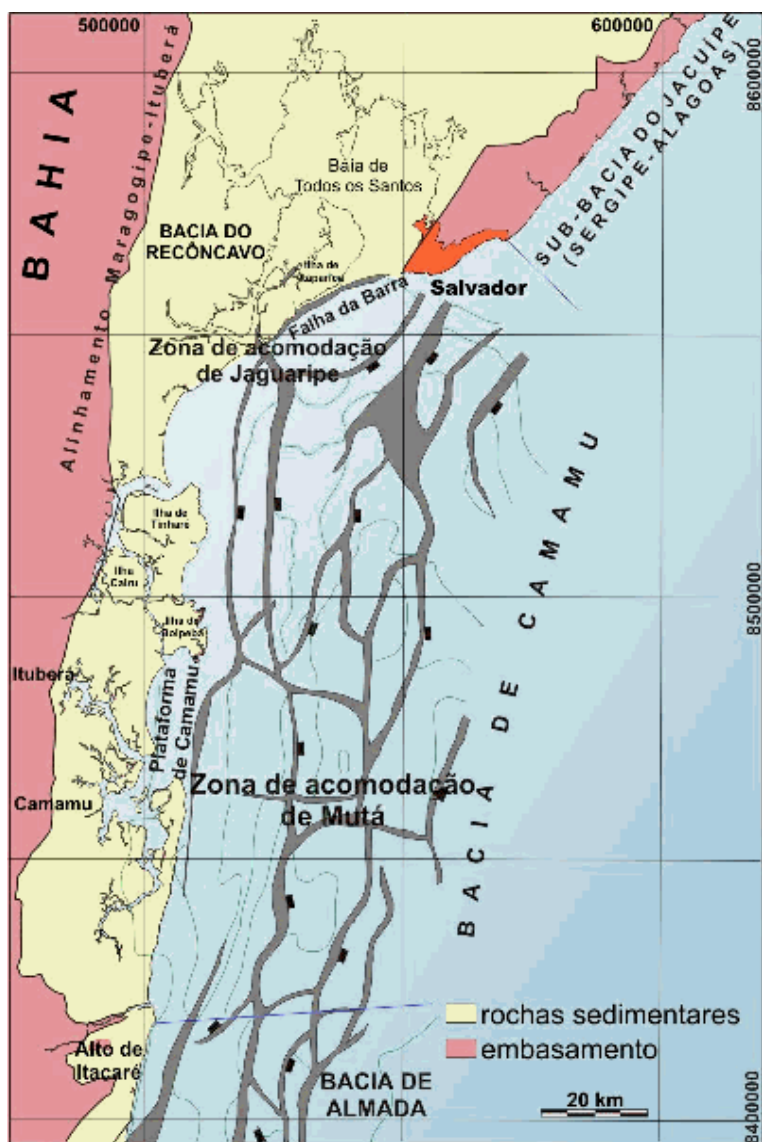
Geometria de Tiros e Receptores		Geometria CMP	
Comprimento do cabo	3.200 m	Número de CMP	4.628
Profundidade do cabo	10 m-11 m	Intervalo entre CMP	6,67 m
Profundidade da fonte	8 m	Máxima cobertura	60
Número de tiros	1.098	Lanço de geofones	300 a 3.488 m
Intervalo espacial de tiros	26,67 m		
Número de receptores	240		
Intervalo espacial entre receptores	13,33 m		

Parâmetros de Gravação	
Tempo de gravação	4,5 s
Intervalo de amostragem	4 ms

Para definir uma base geológica, seguimos os trabalhos de Lima et al. (2003) e Mohriak et al. (2008) na descrição de bacias sedimentares. Uma bacia sedimentar marinha padrão tem cerca de 480.000 km^2 de área prospectiva para petróleo, com ocorrências de rochas cretáceas, intrusões de diabásio e tectônica salina. Seguindo um modelo utilizado neste trabalho, adotamos o caso de uma bacia marinha marginal, cretácea, situada no litoral Atlântico brasileiro (ver a Figura 2.1) que é uma das menos conhecidas quanto às informações de superfície. Isto se deve à sua fisiografia, visto que grande parte da sua porção terrestre ocorre numa região costeira extremamente recortada, com inúmeras ilhas, amplos estuários e uma grande baía. Esta é a Bacia do Camamu-Almada, situada na costa central do Estado da Bahia, e que faz parte do conjunto de bacias da margem leste associadas com a quebra do Gondwana e subsequente abertura do Oceano Atlântico. Durante o período Cretáceo, por toda a margem leste, desenvolveu-se um sistema de rifts continentais devido ao esforço de ruptura, gerando nestas bacias um pacote sedimentar fundamental para a formação dos sistemas petrolíferos da margem brasileira.

A bacia marinha desempenhou um importante papel na evolução do oceano Atlântico Sul. Em seu limite norte, o rifte, que vinha sendo propagado de sul para norte, bifurcou-se, desenvolvendo o rifte do sistema Recôncavo-Tucano-Jatobá, abortado no Eoaptiano, e o rifte do sistema Sergipe-Alagoas, através do qual efetivamente propagou-se a ruptura, e onde o oceano Atlântico Sul foi implantado. O arcabouço estrutural da bacia reflete as heterogeneidades do embasamento, constituído, principalmente, por rochas do cinturão granulítico Atlântico. A bacia é caracterizada por uma série de falhas normais de direção geral NNE-SSO, com mergulho predominante para leste, e algumas estruturas transversais, que provavelmente atuaram como zonas de acomodação ou transferência. Essas estruturas estão relacionadas aos movimentos distensivos derivados da abertura do oceano Atlântico Sul.

Figura 2.1: Localização da Bacia de Camamu .



Fonte: ANP, 2009.

3 O MÉTODO SÍSMICO DE REFLEXÃO

A sismologia de reflexão é o método de prospecção geofísica que apresenta maior resolução para analisar condições de risco exploratório de hidrocarbonetos (petróleo e gás natural) usando instrumentos de registro portáteis e fontes artificiais controladas. Esta técnica permite o imageamento da subsuperfície a partir de dados de multi-cobertura dependente do aumento da relação sinal/ruído das seções ZO, onde a atenuação da energia dos registros é um dos principais obstáculos. Os sismogramas obtidos ao longo de um perfil registram numa janela temporal-espacial discretizada vários tipos de ondas acústicas e/ou elásticas nos diversos receptores dispostos ao longo da linha sísmica.

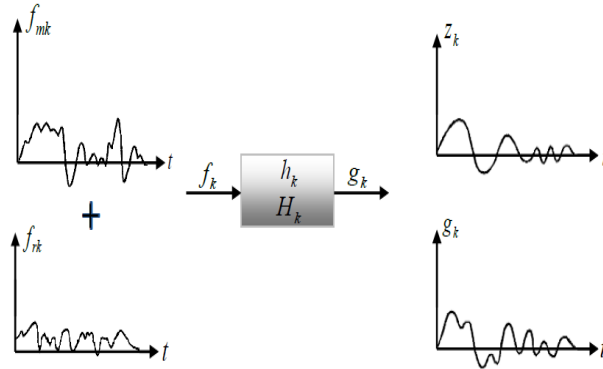
Para iniciar a descrição do método sísmico de reflexão, a modelagem requer a definição do arranjo geométrico da aquisição (ou simulação de dados sintéticos). O levantamento é simulado como sendo realizado na configuração fonte-comum (CS), Figura 3.2, em seguida os dados re-arrumados para outras configurações desejadas, tais como: afastamento-comum (CO), Figura 3.3, ponto-médio-comum (CMP), Figura 3.4 e receptor-comum (CR), Figura 3.5.

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

$$s(k) = m(k) + n(k) = w(k) * R(k) + n(k), \quad (3.1)$$

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 $w(k)$, como mostrado na Figura 3.1 (ROBINSON, 1984).

Figura 3.1: Ilustração dos componentes da definição dos FLO's: a entrada f_k , a saída desejada z_k e a saída real g_k .



Para descrever a componente ruído, um dos conceitos mais comum é o de ruído branco definido através da autocorrelação na forma:

$$\phi_{nn}(t, \tau) = \sigma_n^2 \delta(t - \tau), \quad (3.2)$$

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

$$\Phi_{nn}(f) = \sigma_n^2. \quad (3.3)$$

que representa um espectro plano.

A equação da onda elástica descreve matematicamente a propagação linear, e é obtida a partir da Lei de Hooke generalizada. Seguindo (AKI; RICHARDS, 1980), a equação geral da elastodinâmica para meios elásticos, homogêneos e isotrópicos em 3-D tem a seguinte forma:

$$\rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}(\mathbf{r}, t)}{\partial t^2} = f(\mathbf{r}, t) + (\lambda + 2\mu) \nabla [\nabla \cdot \mathbf{u}(\mathbf{r}, t)] - \mu \nabla \times [\nabla \times \mathbf{u}(\mathbf{r}, t)] \quad (3.4)$$

onde $\mathbf{u}(\mathbf{r}, t)$ representa o vetor deslocamento do solo na posição \mathbf{r} e no tempo t . $f(\mathbf{r}, t)$ é a densidade da força interna, e pode representar a fonte externa que excita o meio. A densidade ρ e os parâmetros de Lamé $\lambda = K + \frac{2\mu}{3}$ e $\mu = \frac{E}{2(1+\nu)}$ determinam o módulo de rigidez do meio, que se relacionam com o módulo de Young E e com o módulo de volume ou incompressibilidade do meio $K = \frac{E}{2(1-2\nu)}$. Nestas equações ν é a chamada coeficiente de Poisson. Em rochas muito rígidas, como o caso dos granitos ν vale cerca de 0.05, enquanto para sedimentos pouco consolidados o seu valor se encontra no intervalo 0.24-0.27.

Na Eq. (3.4), o operador gradiente é dado por

$$\nabla = \frac{\partial}{\partial x} \hat{\mathbf{i}} + \frac{\partial}{\partial y} \hat{\mathbf{j}} + \frac{\partial}{\partial z} \hat{\mathbf{k}} \quad (3.5)$$

e $\mathbf{r} = (x, y, z)$ em coordenadas cartesianas. A equação diferencial (3.4) é resolvida separando-a em duas partes: pelas operações de divergência e rotação sobre $\mathbf{u}(\mathbf{r}, t)$. A parte rotacional do campo \mathbf{u} representa as ondas cisalhantes (ondas-S) e a divergência do campo \mathbf{u} representa o campo de pressão aplicada sobre este.

O meio fluido é definido com $\mu = 0$ e é comumente usado na sismica de prospecção para hidrocarbonetos como uma aproximação do meio sólido (o conhecido caso acústico). Se desconsiderarmos forças de volume, observamos que em tal meio a Eq. (3.4), se reduz

$$\nabla \lambda [\nabla \cdot \mathbf{u}(\mathbf{r}, t)] - \rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}(\mathbf{r}, t)}{\partial t^2} = -f(\mathbf{r}, t) \quad (3.6)$$

Dividindo-se a Eq. (3.6) por ρ e tomando o divergente, $\nabla \cdot$, temos

$$\nabla \cdot \left\{ \nabla \lambda \left[\frac{1}{\rho} \nabla \cdot \mathbf{u}(\mathbf{r}, t) \right] - \frac{\partial^2 \mathbf{u}(\mathbf{r}, t)}{\partial t^2} = -\frac{1}{\rho} f(\mathbf{r}, t) \right\} \quad (3.7)$$

Considerando ρ constante e substituindo o vetor deslocamento $\mathbf{u}(\mathbf{r}, t)$ pelo campo de pressão, $P(\mathbf{r}, t) = -\nabla \cdot \mathbf{u}(\mathbf{r}, t)$, após alguma álgebra, chega-se à a equação da onda acústica

$$\nabla \cdot \left[\frac{1}{\rho} \nabla (P(\mathbf{r}, t) + P_0(\mathbf{r}, t)) \right] - \frac{1}{\lambda} \frac{\partial^2 P(\mathbf{r}, t)}{\partial t^2} = 0 \quad (3.8)$$

A pressão aplicada $P_0(\mathbf{r}, t)$ aplicada ao campo $\mathbf{u}(\mathbf{r}, t)$ representa na Eq. (3.8) a distribuição de pressão equivalente a densidade de força $f(\mathbf{r}, t) = -\nabla P_0(\mathbf{r}, t)$, então para um meio acústico, temos

$$\nabla \cdot \nabla [P(\mathbf{r}, t) + P_0(\mathbf{r}, t)] - \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 P(\mathbf{r}, t)}{\partial t^2} = 0, \quad (3.9)$$

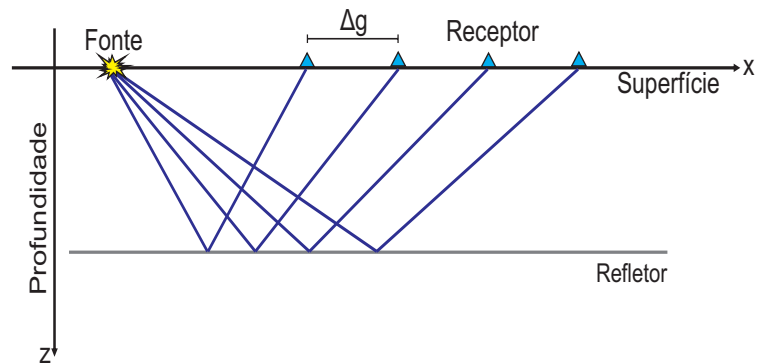
com $c = \sqrt{\lambda/\rho}$ sendo a velocidade de propagação do campo de pressão.

São muitas as formas para a equação da onda usada na prática. As equações de onda servem para descrever a propagação da energia sísmica através do vetor deslocamento do solo em meios isotrópicos (casos mais simples) e meios anisotrópicos (casos complexos), assim como as propriedades cinemáticas e dinâmicas do meio.

3.1 GEOMETRIA

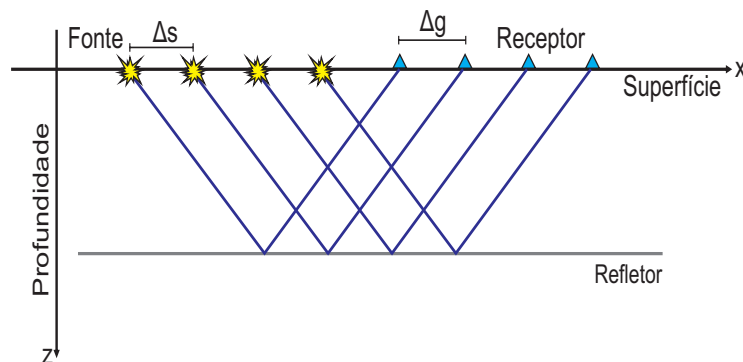
A geometria de aquisição original de dados sísmicos de reflexão 2D é a configuração fonte-comum (CS) (Figura 3.2), a qual compõe o cubo de dados 3D (x_m, h, t) em multicobertura. Esta configuração estabelece a discretização original temporal-espacial dos dados que, como exemplo típico, usualmente é da ordem de $\Delta t = 4ms$ e $\Delta g = 25m$, onde Δt é o intervalo de amostragem no tempo, e Δg é a separação entre receptores.

Figura 3.2: Ilustração da configuração Fonte-Comum (CS) com um arranjo unilateral aquisição de dados de reflexão. Δg é a separação entre receptores.



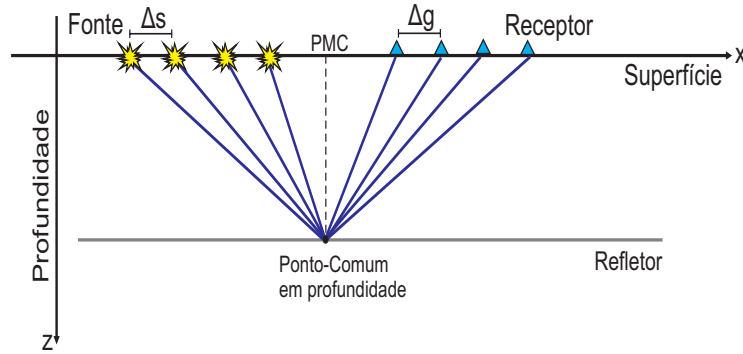
Fonte: (HUBRAL; KREY, 1980).

Figura 3.3: Ilustração da configuração Afastamento-Comum (CO) caracterizada pela distância fonte-receptor constante. Δs é a separação entre fontes.



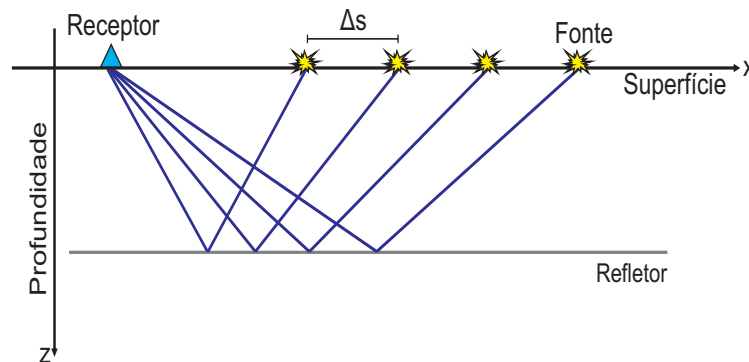
Fonte: (HUBRAL; KREY, 1980).

Figura 3.4: Ilustração da simetria da configuração Ponto-Médio-Comum (PMC) com o ponto-comum-em profundidade, mostrando a iluminação pontual em subsuperfície. Os receptores estão à direita e correspondem às fontes à esquerda, e vice-versa.



Fonte: (HUBRAL; KREY, 1980).

Figura 3.5: Ilustração da configuração Receptor-Comum (CR) com um arranjo unilateral. Δs é a distância entre as fontes.



Fonte: (HUBRAL; KREY, 1980).

3.2 MODELOS PARA A SUBSUPERFÍCIE

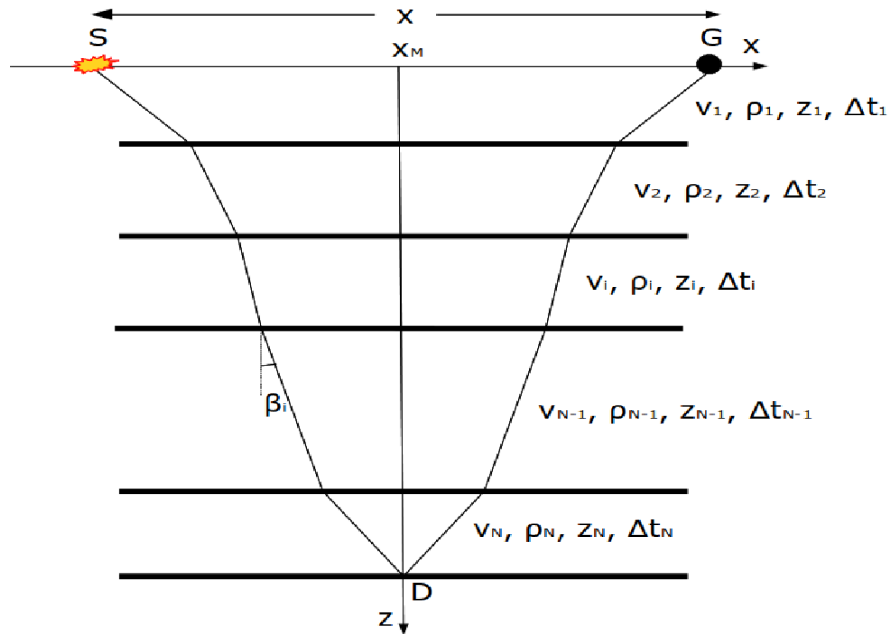
O modelo natural para representar a subsuperfície de uma bacia sedimentar é o 3D complexo, mas de forma fisicamente realizável, o modelo é formado por camadas homogêneas, isotrópicas, cuja evolução é marcada pela atitude geológica das interfaces. O mais simples é o de interfaces plano-horizontais (importante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

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 de curvatura da frente de onda são expressos, respectivamente por:

$$t_n(x = 0) = 2 \sum_{i=1}^n \frac{e_i}{v_i}, \quad R_0(x = 0) = \frac{1}{v_0} \sum_{i=1}^n t_i v_i^2, \quad (3.10)$$

onde v_n é a velocidade e e_n a espessura relativa à camada n (ver Figura 3.6).

Figura 3.6: Modelo de camadas plano-horizontais, homogêneas e isotrópicas entre dois semi-espacos (1D), caracterizadas pela velocidade v_i , densidade ρ_i , espessura z_i e um tempo de trânsito vertical simples $\Delta t_i = \frac{2z_i}{v_i}$. A fonte S e o receptor G estão separados de uma distância x , e x_m representa o ponto-médio entre fonte e receptor. A simetria é considerada como radial.



Fonte: (HUBRAL; KREY, 1980).

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

$$x(p) = 2p \sum_{i=1}^n \frac{v_i^2 \Delta t_i}{\sqrt{1 - p^2 v_i^2}}, \quad t(p) = 2 \sum_{i=1}^n \frac{\Delta t_i}{\sqrt{1 - p^2 v_i^2}}, \quad (3.11)$$

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

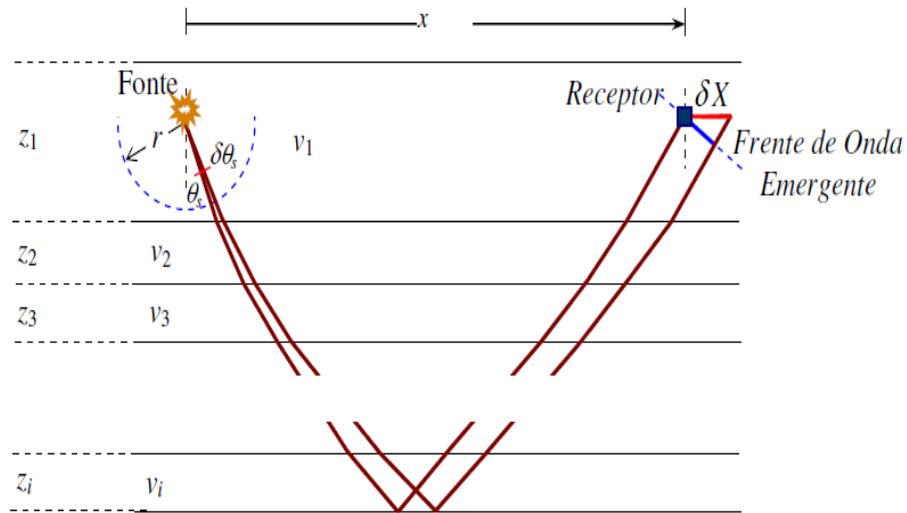
A divergência esférica é um conceito básico relacionado às medidas práticas de atenuação de amplitude versus distância, também denominado de espalhamento geométrico, e está sempre presente nos conceitos baseados na teoria do raio.

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

Na combinação $x(p)$ e $t(p)$, o fator de divergência esférica espacial, mostrado na Figura 3.7, é dado por (NEWMAN, 1973):

$$R_0(x) = \frac{\sqrt{1 - p^2 v_1^2}}{p v_1} \left[x^2 + 2x \sum_{i=1}^n e_i \left(\frac{p v_i}{\sqrt{1 - p^2 v_i^2}} \right)^3 \right]^{1/2}. \quad (3.12)$$

Figura 3.7: 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 $\delta\theta_s$.



Fonte: (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 dado para este modelo pela lei hiperbólica:

$$t^2(x) = t_0^2 + \frac{x^2}{v_{\text{RMS}}^2}, \quad (3.13)$$

onde x é a distância fonte-receptor e v_{RMS} é a velocidade média-quadrática dada pela equação (TANER; KOEHLER, 1969):

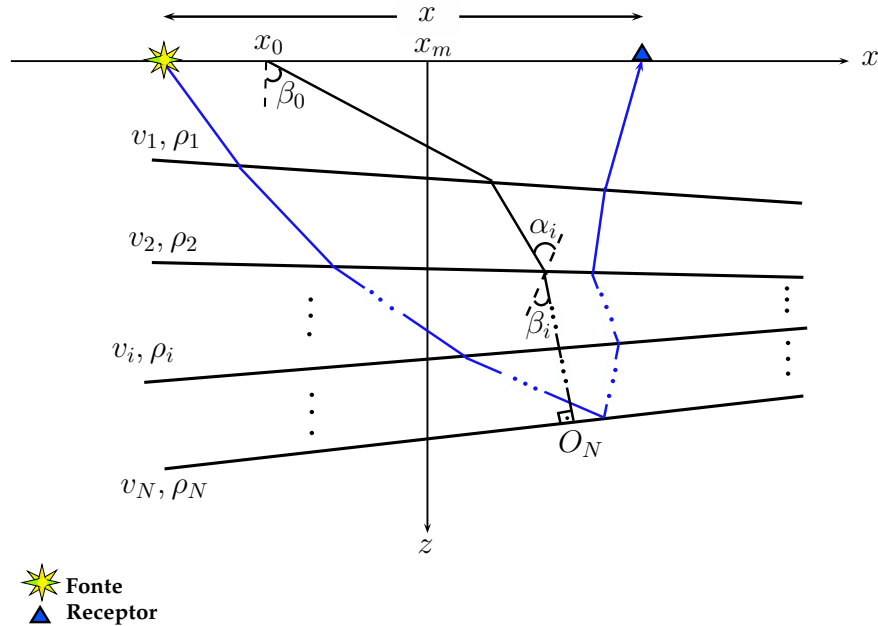
$$v_{\text{RMS}}^2 = \frac{v_1 R_0}{t_0} = \frac{1}{t_0} \sum_{i=1}^n v_i^2 \Delta t_i, \quad (3.14)$$

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 i -ésima camada (HUBRAL; KREY, 1980).

Este modelo encontra grande aplicação na correção e empilhamento convencional NMO, onde está incluído a análise de velocidade via semblance (NEIDELL; TANER, 1971). No entanto, devido a 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 se pode citar (IKELLE; AMUNDSEN, 2005) e (YILMAZ, 1994).

Outro modelo importante é o formado por interfaces inclinadas, e se inicia com uma camada com interface uniformemente inclinada.

Figura 3.8: 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 a posição do ponto-médio $x_m = \frac{x_s + x_g}{2}$ 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/abaixo da interface.

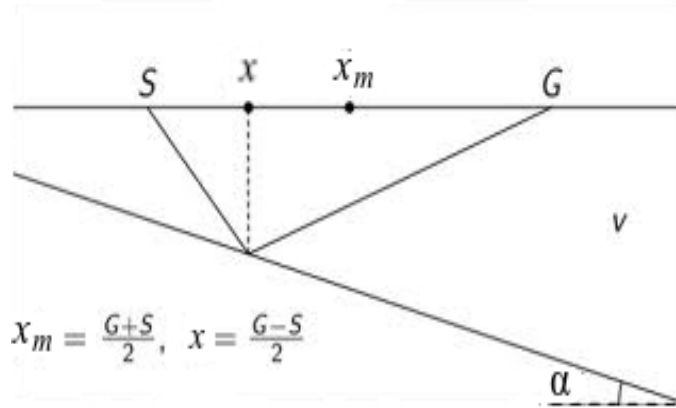


Fonte: Adaptada de (HUBRAL; KREY, 1980).

O empilhamento ao ZO na geometria CMP obedece à lei hiperbólica escrita como:

$$t^2(x) = t_0^2 + \frac{4x^2 \cos^2 \alpha}{v^2}. \quad (3.15)$$

Figura 3.9: Modelo de uma camadas com interface refletora plano-inclinada. x_m representa a posição do ponto-médio entre a fonte e o receptor, x representa o meio-afastamento e α é ângulo de mergulho.



Fonte: Adaptada de (HUBRAL; KREY, 1980).

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:

$$t(x) = t_0 + \frac{\text{sen} \alpha_0}{v_1} x + \frac{\text{cos}^2 \alpha_0}{2v_1 R_0} x^2 + \dots \quad (\text{aproximação parabólica}). \quad (3.16)$$

$$t^2(x) = \left\{ t_0 + \frac{\text{sen} \alpha_0}{v_1} x \right\}^2 + \frac{t_0 \text{cos}^2 \alpha_0}{v_1 R_0} x^2 + \dots \quad (\text{aproximação hiperbólica}). \quad (3.17)$$

O raio de curvatura da frente de onda na superfície de observação é dado por (HUBRAL; KREY, 1980):

$$R_0 = \frac{2}{v_1} \sum_{i=1}^n v_n^2 \Delta t_n \prod_{j=1}^{n-1} \frac{\text{cos}^2 \alpha_j}{\text{cos}^2 \beta_j}. \quad (3.18)$$

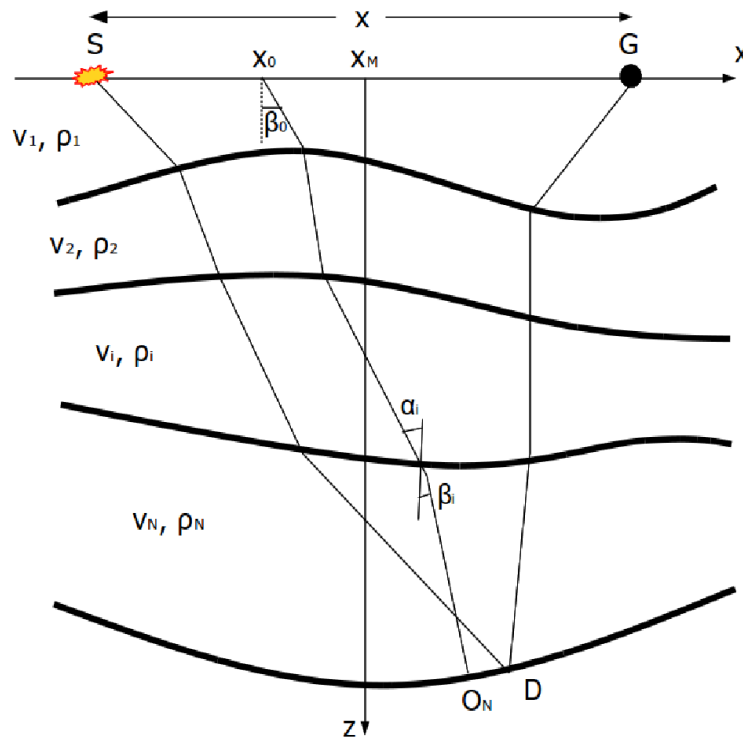
O empilhamento hiperbólico ao ZO é dado por:

$$t^2(x) = t_0^2 + \frac{x^2}{v_{\text{NMO}}^2}, \quad v_{\text{NMO}}^2 = \frac{2v_1 R_0}{t_0 \text{cos}^2 \beta_0}, \quad (3.19)$$

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

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 3.10, e a sua descrição está diretamente relacionada ao empilhamento CRS.

Figura 3.10: 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.



Fonte: (HUBRAL; KREY, 1980).

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:

$$t(x_m, h) = t_0 + 2 \frac{\text{sen} \beta_0}{v_0} (x_m - x_0) + \frac{\cos^2 \beta_0}{v_0} \left(\frac{(x_m - x_0)^2}{R_N} + \frac{h^2}{R_{NIP}} \right); \quad (3.20)$$

e o hiperbólico dado pela equação:

$$t^2(x_m, h) = \left(t_0 + 2 \frac{\text{sen} \beta_0}{v_0} (x_m - x_0) \right)^2 + 2t_0 \frac{\text{cos}^2 \beta_0}{v_0} \left(\frac{(x_m - x_0)^2}{R_N} + \frac{h^2}{R_{\text{NIP}}} \right). \quad (3.21)$$

Nas Eqs. 3.20 e 3.21, β_0 é o ângulo de emergência, v_0 é a velocidade da onda, R_N é raio de curvatura relacionado à onda N e R_{NIP} é o raio de curvatura relacionado à onda NIP, x é a distância entre fonte e receptor; $x_m = \frac{x_s + x_g}{2}$ é a meia-distância entre fonte e receptor e $h = \frac{x_s - x_g}{2}$ representa a distância do meio-afastamento fonte-receptor.

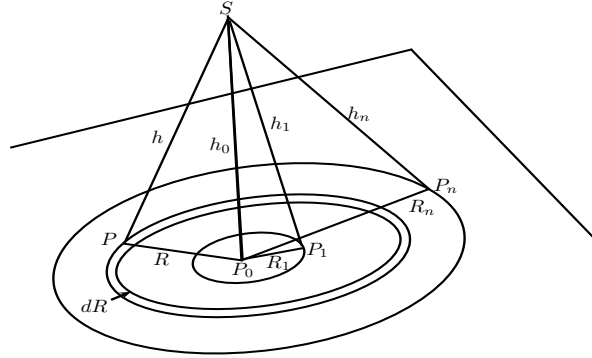
3.3 RESOLUÇÃO SÍSMICA

Segundo Sheriff (1985), o termo resolução é referido à separação mínima no tempo necessária entre dois eventos semelhantes para visualizar a separação entre eles, em vez de visualizar um evento único. Em relação às ondas sísmicas, podemos distinguir duas situações: (i): resolução vertical entre duas interfaces que devem ser marcadas como refletores individuais; e (ii) resolução horizontal para dois eventos, envolvendo uma única interface, cuja distância entre eles deva ser o mínimo suficiente para mostrar eventos individuais.

Um conceito simples e direto é considerar hipoteticamente um pulso sísmico extremamente concentrado (tipo delta de Dirac) onde a resolução não seria um problema. No entanto, os pulsos sísmicos reais possuem uma faixa limitada de frequências. Considerando uma onda plana vertical (ciclo monocromático de frequência temporal f) incidente numa camada plana horizontal de espessura Δz , a reflexão da interface inferior é retardada por ($\Delta t = 2\Delta z/\lambda f$) em relação à superfície superior. Pode-se dizer que existem duas ondas quando a chegada da segunda onda causa uma mudança clara com relação à chegada da primeira onda.

Sheriff (1985) apresentam a definição do limite de resolução como sendo a condição de dois eventos serem separados por um meio-ciclo ($T/2$), de forma que os efeitos de interferência sejam maximizados, sendo que a interferência pode ser construtiva ou destrutiva.

Figura 3.11: Definição geométrica da ZF em profundidade $z = h_0$. A fonte pontual e o receptor estão localizados no mesmo ponto S . h_0 é a distância vertical ao refletor. R_n são os raios das ZF, medidas a partir do ponto P_0 , dR é o incremento infinitesimal do raio.



Fonte: (SHERIFF, 1985).

A resolução horizontal é definida através do conceito da Zona de Fresnel (ZF) da ótica geométrica como mostrado na Figura 3.11, e para isto seguimos a descrição de Sheriff e Geldart (1982). Na Figura 3.11, a fonte e o receptor são coincidentes em S . SP_0 é perpendicular ao plano refletor, e os raios R_1, R_2, \dots, R_n são tal que as distâncias SP_0, SP_1, \dots, SP_n diferem entre si de $\lambda/4$, onde $\lambda = vT$, sendo v a velocidade e T o período temporal da onda, λ o comprimento de onda n o índice da ZF. Desta forma, $h_{n+1} - h_n = \lambda/4$, e a condição imposta à física do problema é para $h_n \gg R_n \gg \lambda$ (BURNETT; HIRSCHBERG; MARK, 1958).

Considerando uma onda monocromática pontual para a fonte, a energia (W_T) de retorno a S a partir da $(n+1)$ -ésima zona é dada por uma série alternante, $W_T = S_1 - S_2 + S_3 - S_4 + \dots$, em que S_{n+1} é uma quantidade positiva obtida por A vezes um fator.

Como S_n diminui quando n aumenta, a série converge, e se escreve que:

$$W_T \approx \frac{1}{2}S_1$$

Como os termos entre parêntesis são aproximadamente zero, então:

$$W_T = \frac{1}{2}S_1 + \left(\frac{1}{2}S_1 - S_2 + \frac{1}{2}S_3\right) + \left(\frac{1}{2}S_3 - S_4 + \frac{1}{2}S_5\right) + \dots$$

Isto significa que a principal contribuição para o sinal refletido vem da primeira zona de Fresnel (PZF) definida com $n = 1$. O raio desta zona pode ser usado como uma medida da

resolução horizontal, e é dado por:

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

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.

4 PROCESSAMENTO DO DADO REAL MARINHO

O processamento do dado sísmico real foi dividido em duas etapas. Na primeira etapa foram reunidos os trabalhos básicos de filtrações baseadas em filtros banda-passante trapezoidais desenhados no domínio da frequência, e correção de divergência esférica. Na segunda etapa foram reunidas operações de análise de velocidade e suas consequentes aplicações em empilhamento e migração.

Para realizar as etapas de processamento se fez uso do pacote CWP/SU (COHEN, 2005) através dos seguintes programas:

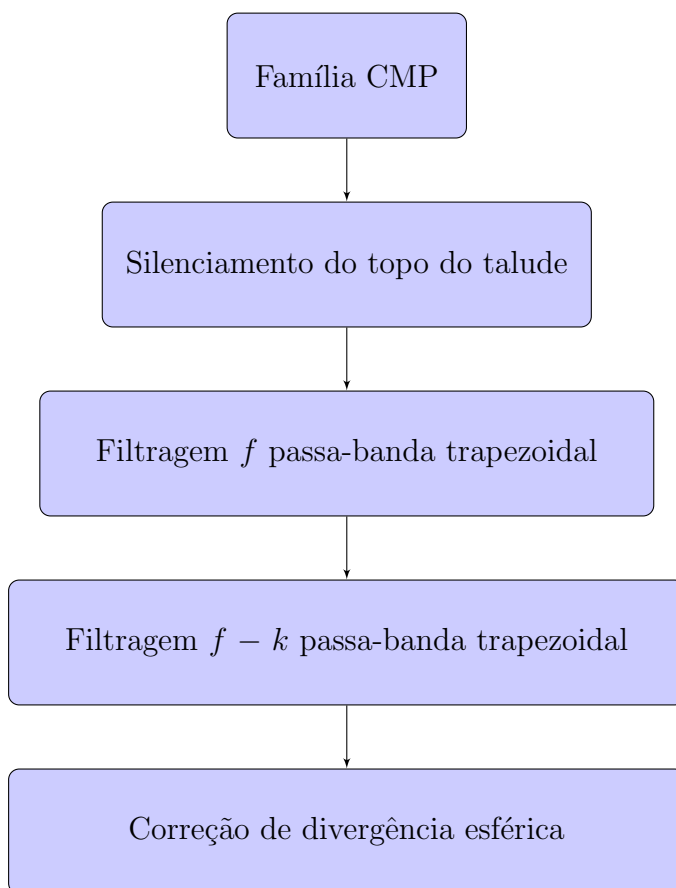
- Silenciamento: *sumute*.
- Filtragem f : *sufilter*.
- Filtragem f - k : *sudipfilt*.
- Correção de divergência esférica: *sudivcor*.
- Análise de velocidade: *suvelan*.
- Correção NMO: *sunmo*.
- Deconvolução preditiva: *supef*.
- Empilhamento NMO: *sustack*.
- Migração Kirchhoff pós-empilhamento no tempo: *sumigtk*.

O livro texto de (FOREL et al., 2005) serviu de base para os scripts de cada processo da etapa do pré-processamento e do processamento deste trabalho.

4.1 PRIMEIRA ETAPA

Nesta parte são apresentados detalhes das etapas do pré-processamento ilustradas no fluxograma da Figura 4.1, e resultados da aplicação ao dado marinho.

Figura 4.1: Fluxograma de pré-processamento.



As Figuras 4.2 e 4.3 mostram a seção afastamento-mínimo da linha 5519 do dado real marinho do Camamu antes e após o silenciamento da parte superior da seção.

Figura 4.2: Seção afastamento-mínimo da linha L5519 do Camamu antes do silenciamento do topo da seção.

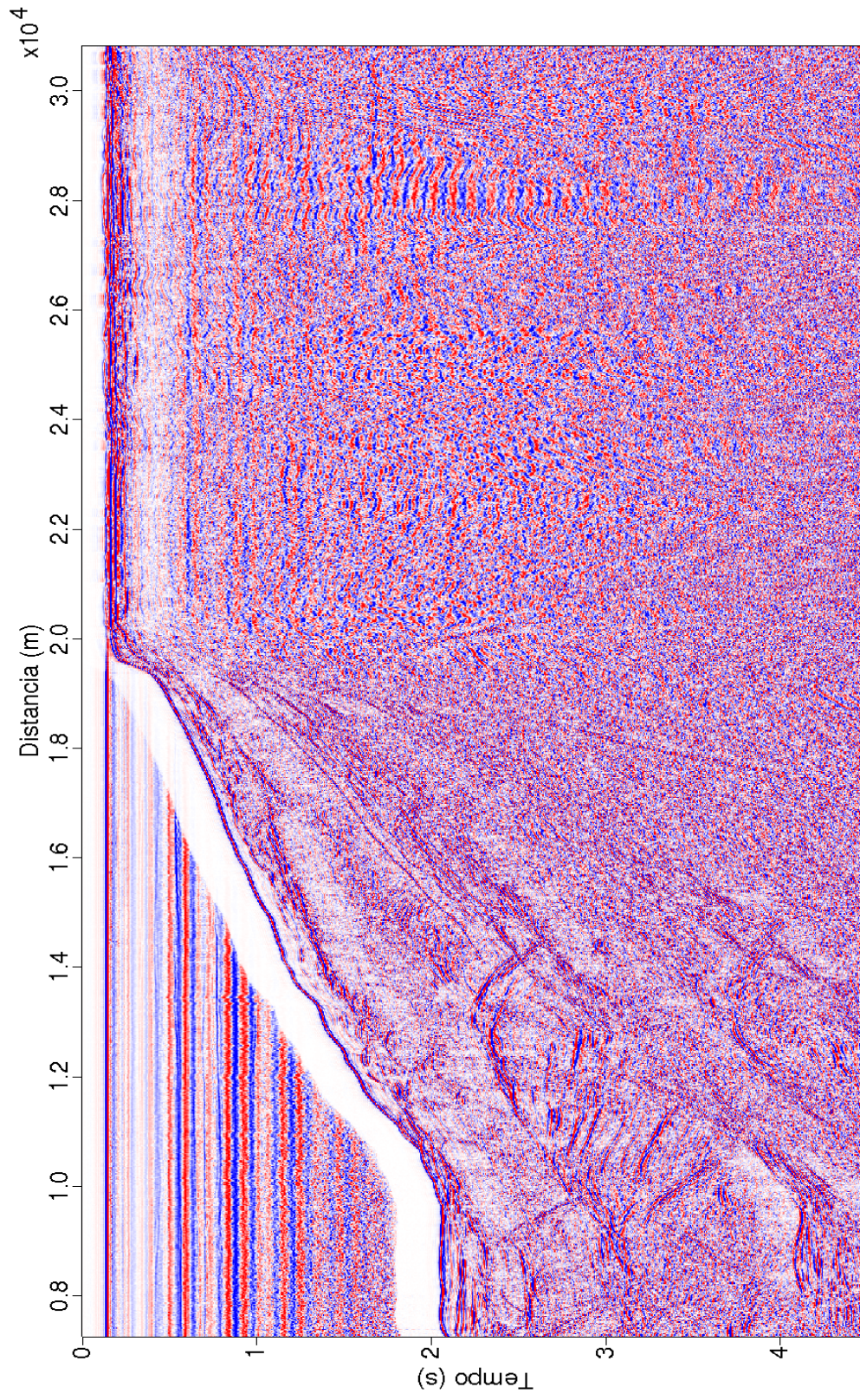
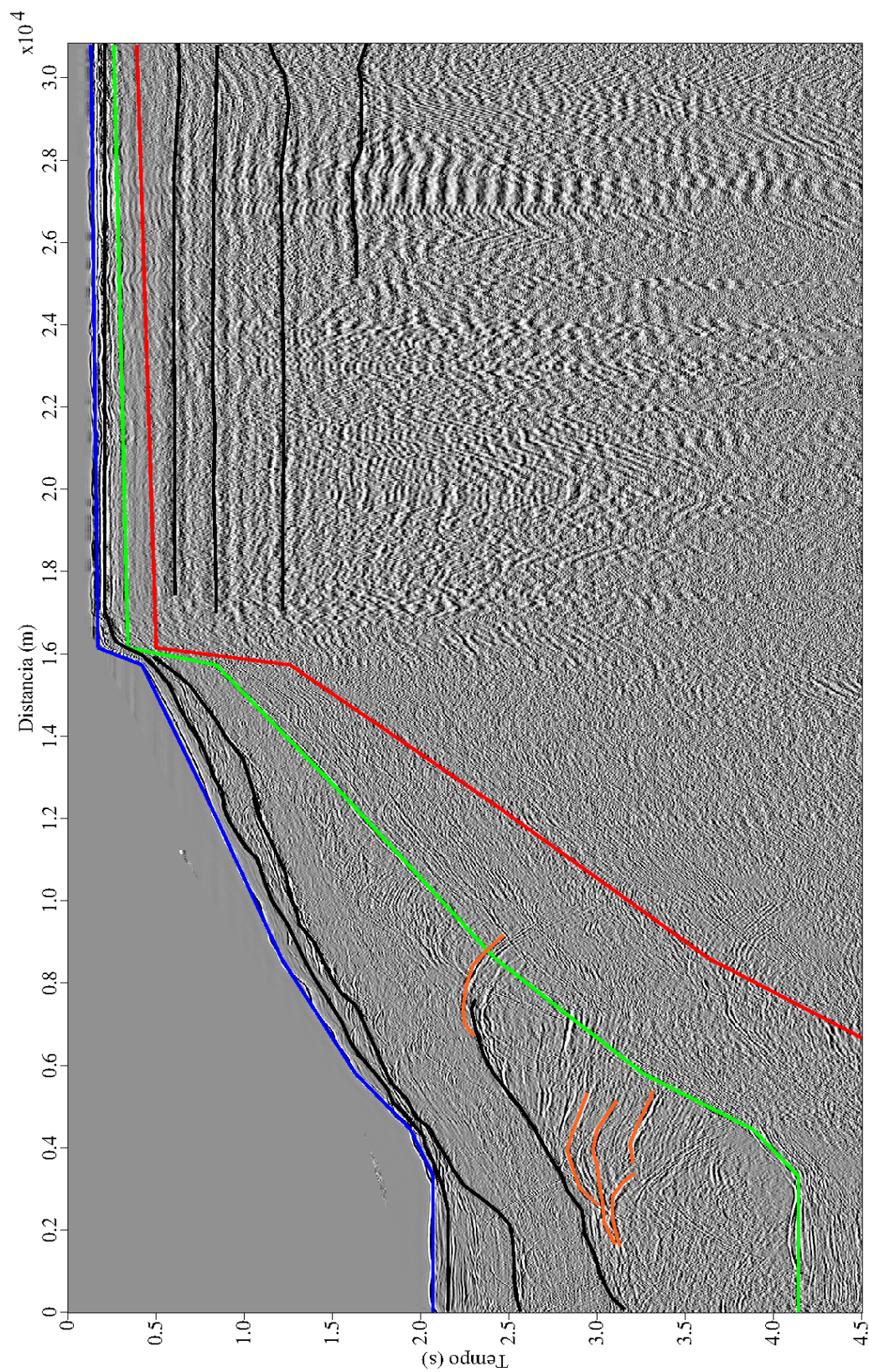
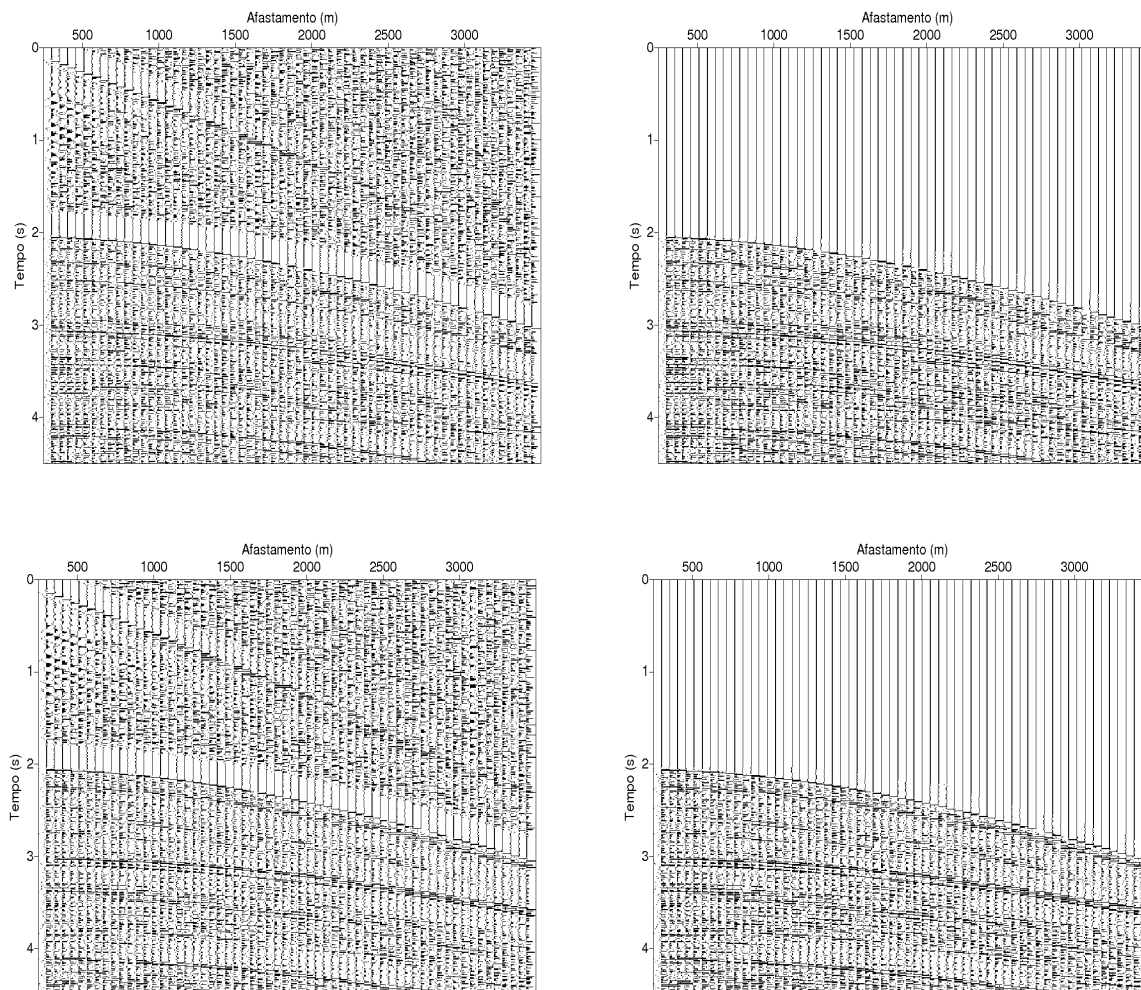


Figura 4.3: Seção afastamento-mínimo da linha L5519 do Camamu. A curva azul corresponde a marcação da reflexão primária. A curva verde corresponde à marcação de superfície livre referente à reflexão primária. A curva vermelha corresponde à marcação da múltipla de segunda ordem. As curvas em preto são reflexões e as curvas em laranja são eventos de difração.



A Figura 4.4 mostra os CMP's 500 e 600 do dado real antes e após a aplicação de silenciamento usando a função *sumute*, anterior às etapas de pré-processamento. Na parte superior das imagens que não estão silenciadas se observa a chegada da onda direta iniciando em torno de 0.2 s.

Figura 4.4: CMP's 500 (acima) e 600 (abaixo) da linha L5519 do Camamu antes e após o silenciamento.

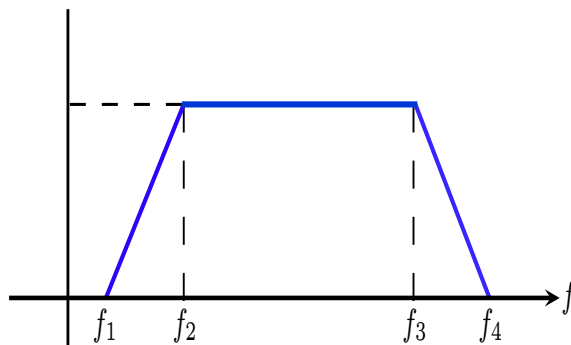


4.1.1 Filtragem

O objetivo desta etapa foi atenuar ruídos contidos no dado e ressaltar eventos de reflexão. Os filtros são desenhados no domínio da frequência, e constam basicamente de banda-passante trapezoidal dos tipos f (1D) e $f-k$ (2D). O primeiro filtro aplicado foi o f passa-banda para cortar a baixa e a alta frequência caracterizados pelas ondas de superfície d'água, e ruídos

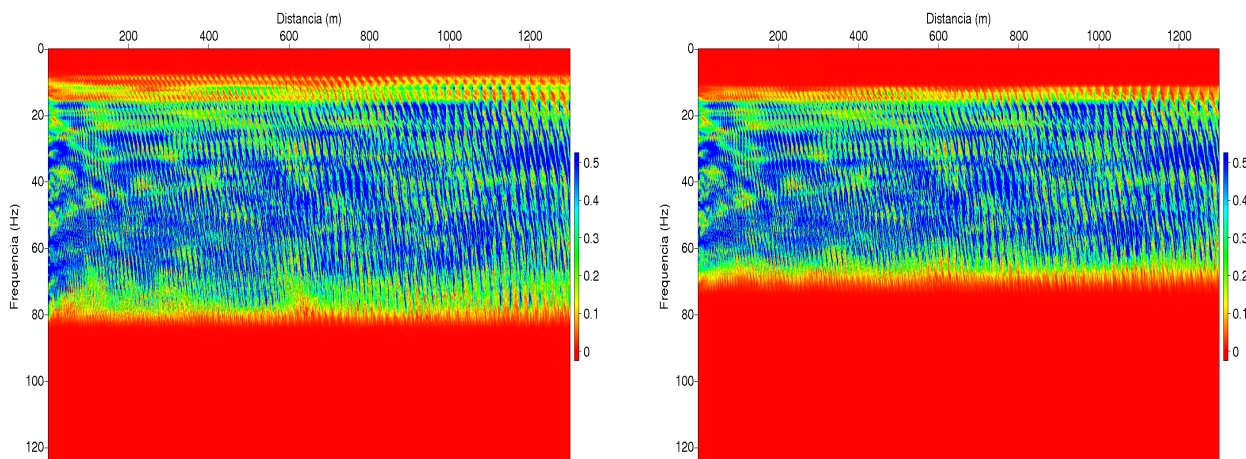
ambientais de alta frequência. Este corte é representada na figura 4.5 pelo filtro trapezoidal:

Figura 4.5: Filtro f passa-banda de corte trapezoidal.



Em geral a energia sísmica útil para o processamento está contida na banda de frequência de 10 Hz a 60 Hz, o que significa que as frequências de corte são $f_1 = 10$ Hz e $f_2 = 60$ Hz. No presente trabalho, as frequências de corte foram determinadas após análise do espectro de amplitude mostrado na Figura 4.6, onde se observa a concentração de energia nas frequências entre 10 Hz e 80 Hz utilizadas para definir o corte.

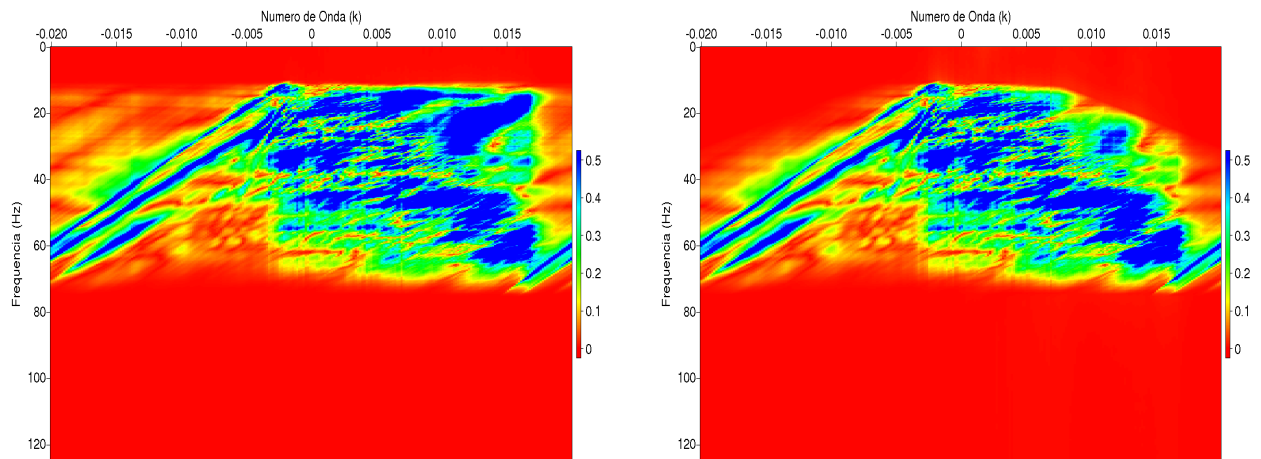
Figura 4.6: Conteúdo espectral das 100 primeiras famílias CMP antes (à esquerda) e após (à direita) o processo de filtragem f com uma banda-passante trapezoidal de cantos 10-15-55-75 Hz.



O segundo filtro aplicado ao dado foi o filtro f - k passa-banda trapezoidal, também conhecido como filtro de velocidade aparente, no domínio da frequência espacial-temporal. A finalidade deste filtro é atenuar ruídos caracterizados por uma determinada faixa de velocidade horizontal aparente.

Os eventos no domínio $f-k$ são mostrados de forma perpendicular com relação no domínio $t-x$. A equação é: $s = 1/v_{ind}$, onde s é a inclinação da reta para o processo de filtragem e v_{ind} é a velocidade a ser filtrada, as inclinações adotadas foram: $s_1 = -0.00066$, $s_2 = -0.00015$, $s_3 = 0.00015$; $s_4 = 0.00066$, e o resultado desta filtragem para um tiro é mostrado na Figura 4.7. As inclinações foram determinadas de tal forma a eliminar eventos com velocidades abaixo de 1500 m/s, uma vez que se considera estas velocidades como representativas de ondas se propagando na camada d'água. A aplicação deste filtro se deu a partir da análise do espectro $f-k$ no dado como é mostrado na figura 4.7

Figura 4.7: Espectro $f-k$ da seção FC, número 700, antes e após a aplicação do filtro $f-k$ banda-passante trapezoidal com inclinações (-0,00066; -0,00015; 0,00015; 0,00066) s/m.



Esta operação de filtragem destacou sensivelmente os eventos de reflexão já visualizados na seção afastamento-mínimo atenuando ruídos caracterizados por velocidades abaixo de 1500 m/s.

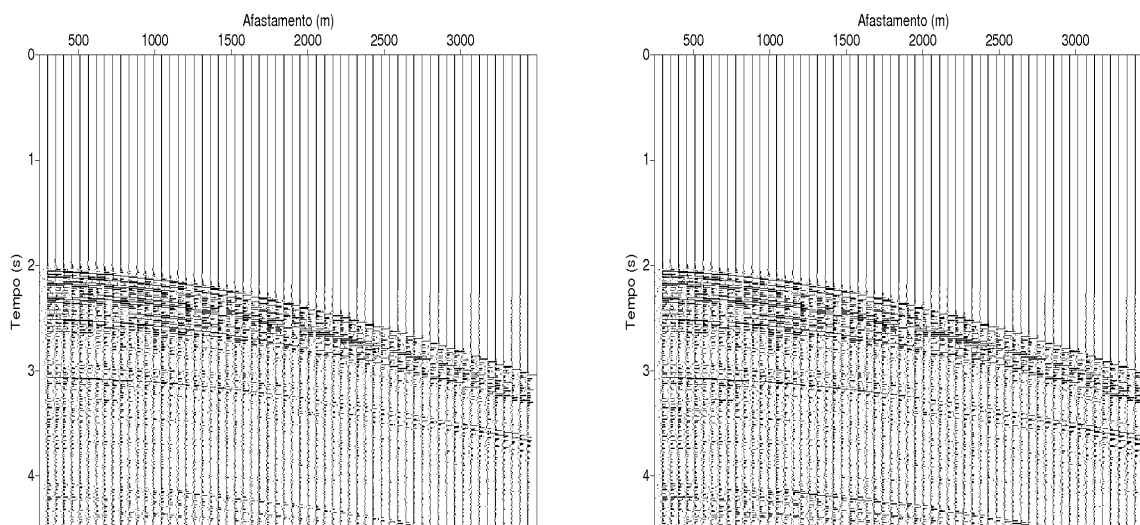
4.1.2 Correção de Amplitude

Um dos principais efeitos do decaimento das amplitudes do sinal sísmico é a divergência esférica ou espalhamento geométrico, que é o resultado do decaimento do sinal sísmico relacionado à expansão da frente de onda no espaço.

A diminuição de amplitude que ocorre pela expansão da frente onda pode ser corrigida quando a distribuição velocidade de propagação é conhecida. Em geral, as velocidades não

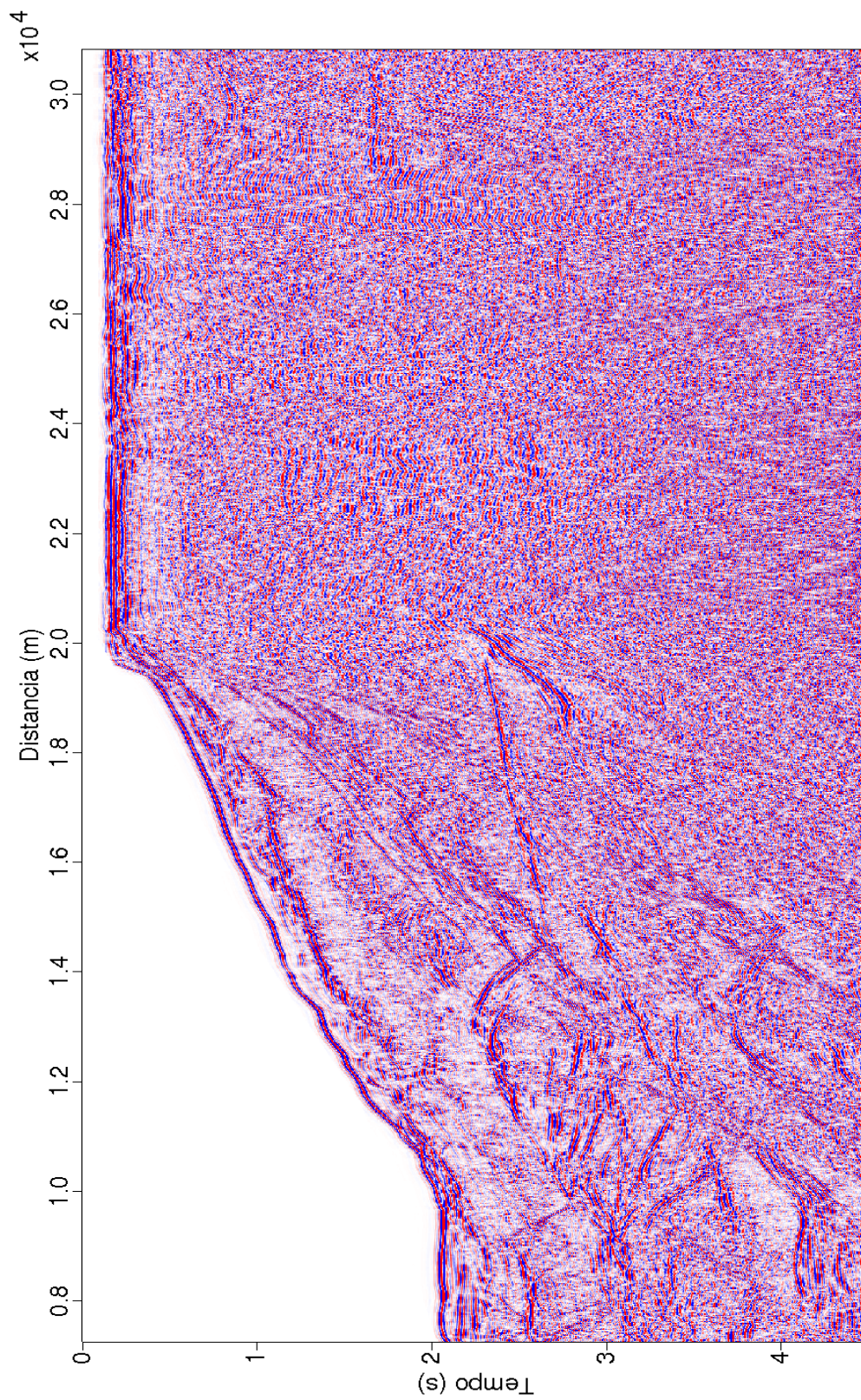
são conhecidas no início do processamento. Para superar este problema, uma velocidade aproximada pode ser aplicada. Para efetuar a correção de divergência esférica no SU foi utilizada a função *sudivcor* com os parâmetros de velocidade v_{RMS} de 1500 m/s e o tempo t_{RMS} de 4.5 s com o resultado mostrado na Figura 4.8.

Figura 4.8: Família CMP número 500 antes e após a correção de divergência esférica. Observe-se uma melhora na visualização dos eventos de reflexão na parte inferior da seção. Parâmetros: $v_{RMS}=1.500$ m/s e $t_{rms}=4.5$ s.



A Figura 4.9 mostra a seção afastamento-mínimo após a realização das etapas de pré-processamento. Este corresponde ao arquivo de entrada para a etapa de processamento do dado.

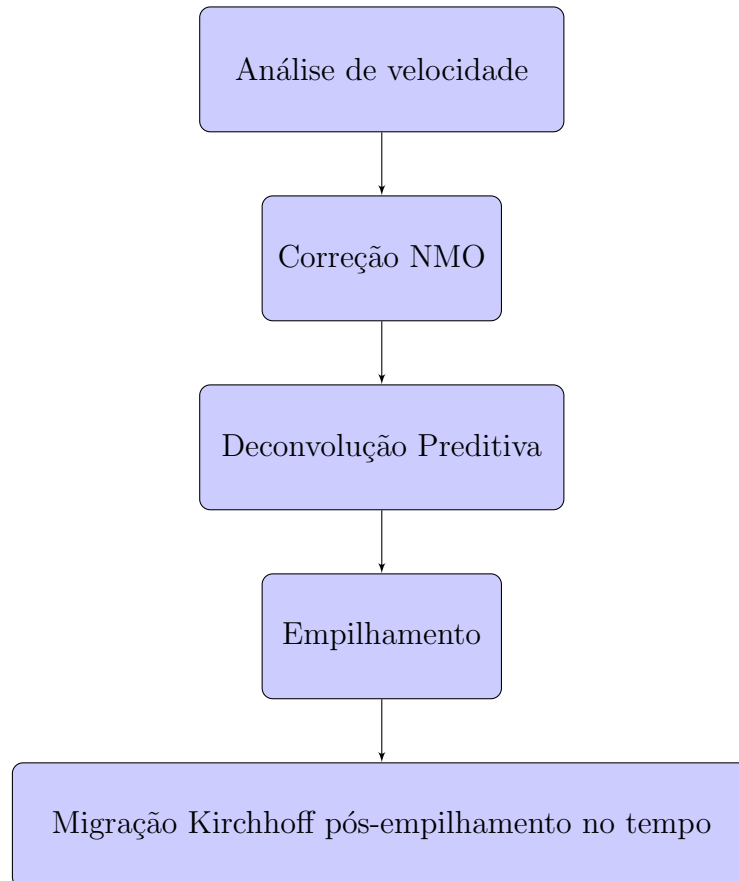
Figura 4.9: Seção afastamento-mínimo da linha L5519 do Camamu após realizadas as etapas de pré-processamento. Observa-se o aparecimento de novos eventos de reflexão destacados na janela de 2.5 s e 4.0 s e uma melhor visualização dos eventos de reflexão existentes.



4.2 SEGUNDA ETAPA

Nesta etapa foi utilizado o arquivo de saída da etapa anterior e efetuadas a análise de velocidade, correção NMO, empilhamento e migração no tempo. O fluxograma da Figura 4.10 mostra a sequência de processamento realizada.

Figura 4.10: Fluxograma de Processamento.



4.2.1 Análise de Velocidade e Correção NMO

A distribuição de velocidade na seção sísmica usa o dado organizado em família CMP, a medida semblance e a correção NMO.

A correção NMO é baseada no modelo de camada plano-horizontal, cujo tempo de trânsito de reflexão de uma onda primária tem forma hiperbólica definida pelo sobre-tempo-normal em relação ao afastamento $x = 0$, Δt_{NMO} , e expressa por:

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

que a partir da Eq. (3.13) fica na forma (YILMAZ, 1994),

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

Na aplicação de Δt_{NMO} se busca a horizontalização dos eventos hiperbólicos em relação à $t(0)$ ajustando o parâmetro v_{NMO} . A estimativa de velocidade é realizada acoplada ao mapa semblance, $S(v_{\text{NMO}}, t_0; x_0)$, que mede a coerência no intervalo $[0, 1]$, e é dada por (SGUAZZERO; VESNAVER, 1987):

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

onde $\bar{u}[t(h, v_{\text{NMO}}); x_0]$ é a amplitude do traço ao longo da trajetória de empilhamento, \sum_t e \sum_h definem as janelas temporal-espacial δt e δh 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 4.11), assim se forma o modelo de velocidades NMO utilizado, primeiramente, no empilhamento e, posteriormente, na migração.

A Figura 4.12 mostra o modelo de velocidade NMO em tempo utilizado no empilhamento NMO do dado.

Figura 4.11: CMP 450: mapa semblance (à esquerda); antes da correção NMO (meio) e após a correção NMO (à direita).

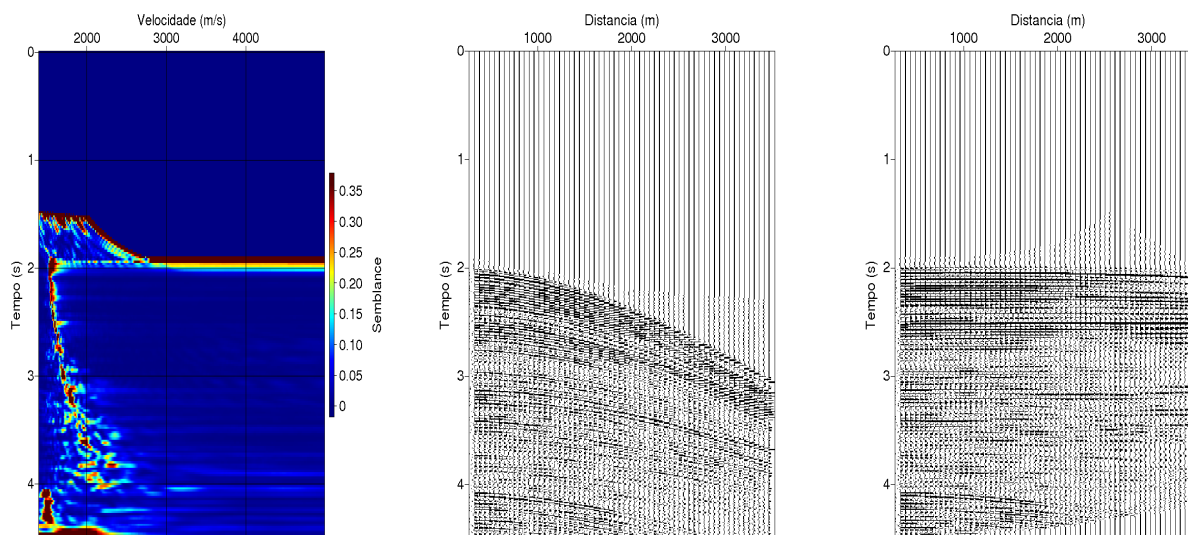
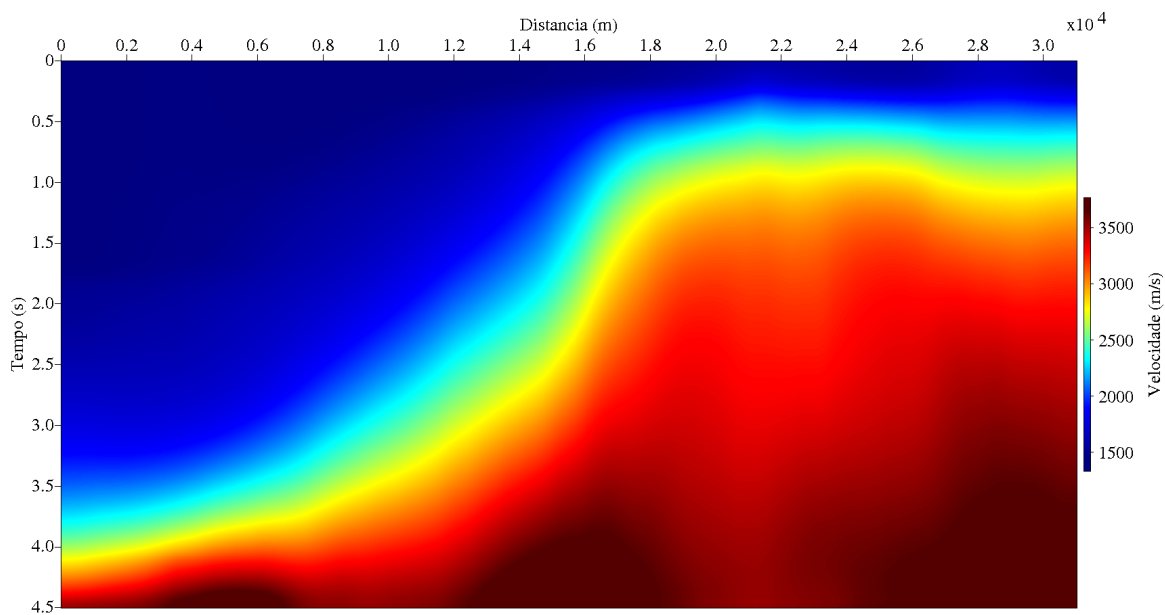


Figura 4.12: Modelo de velocidade em tempo suavizado obtido no SU. A cor azul escuro está relacionada as camadas com velocidades mais baixas (neste caso da camada d'água) e a cor vermelha escura as mais altas (neste caso das camadas sólidas mais profundas).



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:

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

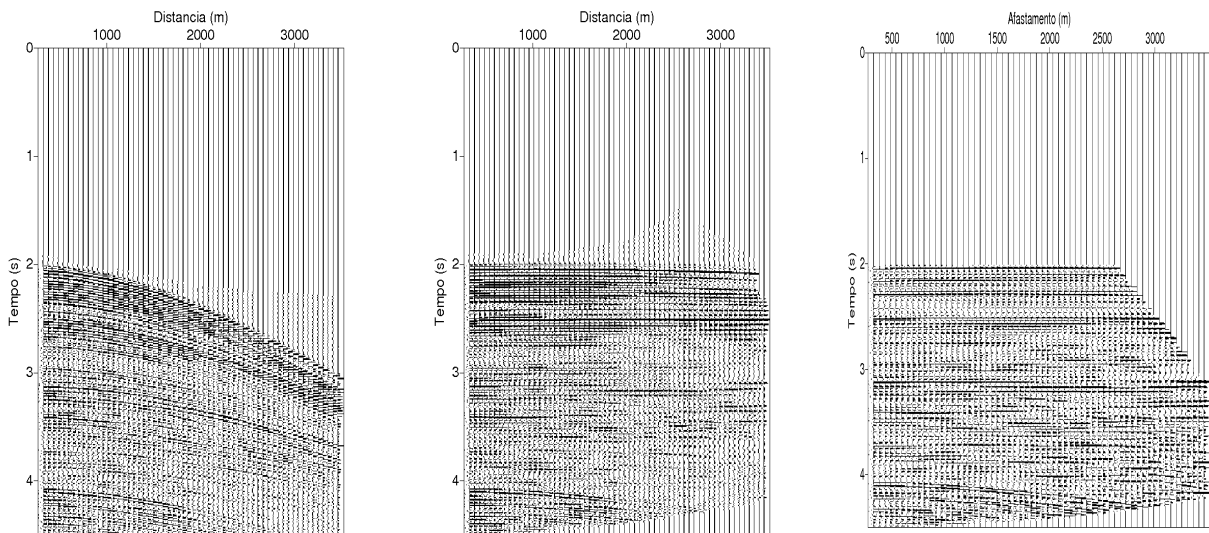
onde f é a frequência dominante, $\Delta f = f - f'$ um intervalo de frequência, e Δt_{NMO} é dado pela Eq. (4.2), o que resulta em:

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

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.

A Figura 4.13 mostra o CMP 450 antes e após a correção NMO e após o silenciamento da zona de estiramento.

Figura 4.13: CMP 450: antes da correção NMO (à esquerda); após a correção NMO (meio) e após o silenciamento da zona de estiramento (à direita).

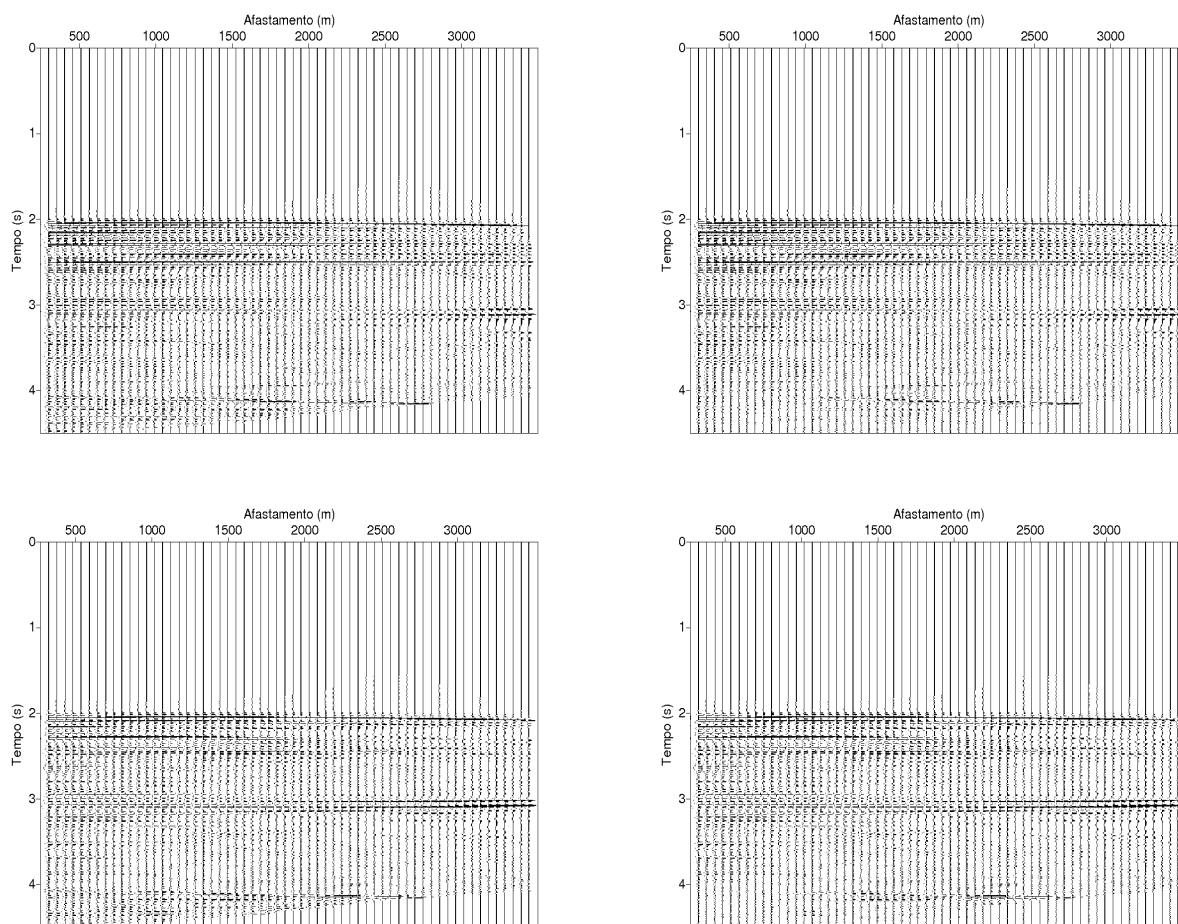


4.2.2 Deconvolução Preditiva

A deconvolução visa aumentar a resolução temporal do dado sísmico pela supressão de múltiplas, e a técnica usada aqui é baseada no filtro Wiener-Hopf (LINES, 1974).

Neste processo, os coeficientes do filtro de perdação são os valores dos tempos de chegada da múltipla de superfície livre. A Figura 4.14 mostra os CMP's 500 (acima), 550 (abaixo) antes (esquerda) e após (direita) o processo de deconvolução preditiva, respectivamente.

Figura 4.14: Seções afastamento NMO, CMP's 500 (acima) e 550 (abaixo) antes e após da aplicação da deconvolução preditiva. Observa-se a atenuação da múltipla em torno de 4s. Parâmetros do filtro: $minlag=1,93$ s e $maxlag=3,86$ s.



Na Figura 4.14 percebe-se a presença de resíduos com o aumento do afastamento mostrando que o filtro de deconvolução preditiva não apresenta bons resultados para grandes afastamentos. O resultado da supressão da múltipla é melhor percebido após a etapa de empilhamento

explicado a seguir.

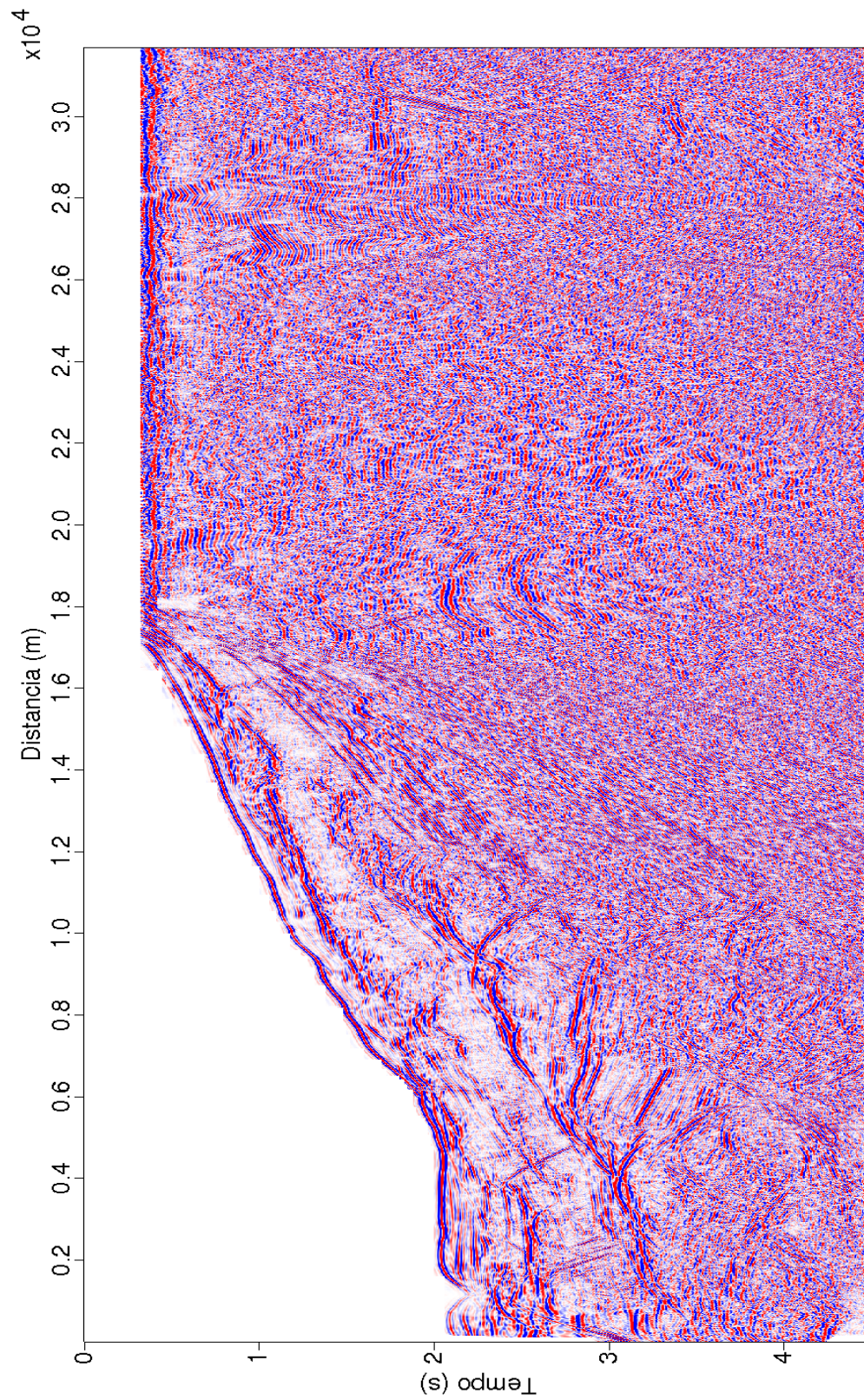
4.2.3 Empilhamento

O empilhamento é efetuado para cada família CMP, que é resumida a um traço definido matematicamente pela média:

$$\bar{s}_{t0} = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^N \bar{u}_{i,t_i}; \quad (4.6)$$

onde \bar{s}_{t0} é a amplitude resultante do somatório; \bar{u}_{i,t_i} é a amplitude no i -ésimo traço no tempo-duplo t_i ; e N é o número de traços a serem somados em cada família CMP. A Figura 4.15 mostra a seção empilhada NMO obtida, onde se observa características típicas de eventos de difração e das principais interfaces refletoras, assim como o contorno do assoalho oceânico.

Figura 4.15: Seção empilhada NMO usando a velocidade semblance. Se observa que a maior parte da informação coerente corresponde a eventos rasos, e possuem boa continuidade. Observa-se também a supressão da múltipla na parte inferior esquerda da seção em torno de 4 s, mostrando que o experimento de deconvolução preditiva gerou resultado satisfatório. Comparar com a Fig. 4.3



4.2.4 Migração Kirchhoff

A migração tem por base a equação de onda acústica sem variação de densidade, e 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 a amplitude do campo, c a velocidade do campo de onda no meio, $q(\vec{r}, t)$ a fonte, e $\vec{r} = (x, y, z)$ o ponto de observação.

A solução para a Eq. (4.7) sem presença de fonte, considerando um volume V_0 delimitado por uma superfície S_0 , é expressa pelo teorema de Green (SCHNEIDER, 1978), e dada por:

$$u(\vec{r}, t) = \frac{1}{4\pi} \int_{t_0} dt_0 \int_{S_0} dS_0 \left[G \frac{\partial}{\partial n} u(\vec{r}_0, t_0) - u(\vec{r}_0, t_0) \frac{\partial}{\partial n} G \right]; \quad (4.8)$$

onde $\vec{n} = n\hat{n}$ é um vetor normal à 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 sua contribuição seja desprezível (ver Figura 4.16). Sendo assim, a fronteira fica expressa pela integral na superfície de aquisição, e a solução é baseada na função de Green que consiste da resposta de uma fonte pontual em \vec{r}_0 e sua imagem em \vec{r}'_0 , dada por:

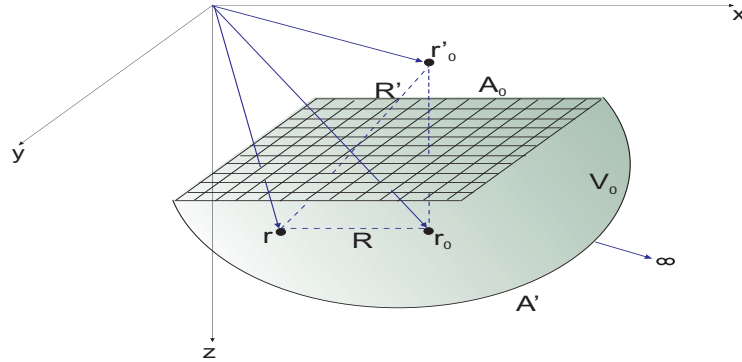
$$G(\vec{r}, t | \vec{r}_0, t_0) = \frac{\delta(t - t_0 - \frac{R}{c})}{R} - \frac{\delta(t - t_0 - \frac{R'}{c})}{R'}, \quad (4.9)$$

onde

$$R = [(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z - z_0)^2]^{\frac{1}{2}}, \quad (4.10)$$

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

Figura 4.16: 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: (SCHNEIDER, 1978).

Na prática, o campo $u(\vec{r}_0, t_0)$ é medido na fronteira $S_0 = A_0 + A'$, onde a função de Green se anula ($G = 0$), e a componente $\frac{\partial u(\vec{r}_0, t_0)}{\partial n}$ é anulada. Com isto, a equação (4.8) é simplificada à forma:

$$u(\vec{r}, t) = \frac{1}{2\pi} \int_{t_0} dt_0 \int_{A_0} dA_0 \left\{ u(\vec{r}_0, t_0) \frac{\partial}{\partial z_0} \left[\frac{\delta \left(t - t_0 - \frac{R}{c} \right)}{R} \right] \right\}. \quad (4.12)$$

Trocando $\frac{\partial}{\partial z_0}$ por $\frac{\partial}{\partial z}$ e resolvendo a parte temporal da equação (4.12), se obtém:

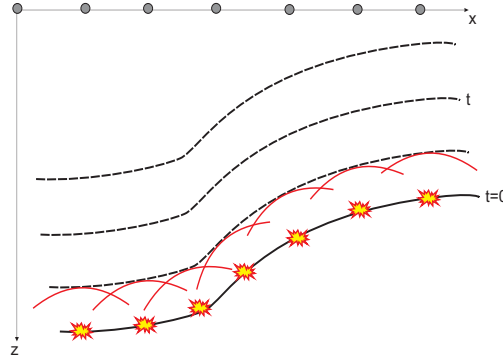
$$u(\vec{r}, t) = -\frac{1}{\pi} \frac{\partial}{\partial z} \int_{A_0} \frac{u \left(\vec{r}_0, t - \frac{R}{c} \right)}{R} dA_0. \quad (4.13)$$

Esta representação indica que a Eq. (4.8) é solução da equação da onda em virtude da forma $\frac{f(t - \frac{R}{c})}{R}$ no integrando, onde $f(t - \frac{R}{c})$ representa o deslocamento do sinal fonte-efetivo e $\frac{1}{R}$ a divergência esférica.

Uma forma de descrever fisicamente uma seção empilhada é através de um experimento hipotético denominado refletor em explosão, onde os receptores são localizados numa 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 4.17). Com este modelo, as velocidades ou tempo relacionados a esta seção devem ser modificadas pela multiplicação do fator $1/2$ (ver Figura 4.18).

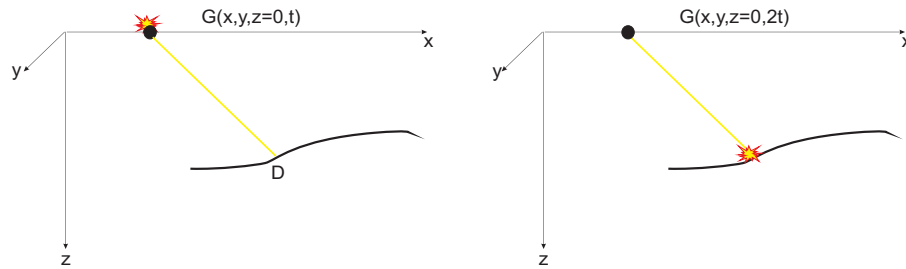
Para uma seção empilhada, o campo registrado $u(x, y, z = 0, t)$ pode ser continuado para

Figura 4.17: Representação do modelo (2D) *refletor-em-explosão*. 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 $z = 0$.



Fonte: (SCHNEIDER, 1978).

Figura 4.18: Na esquerda se tem afastamento-nulo, onde o campo de onda parte da superfície no instante $t = 0$, reflete em D e retorna a superfície onde é registrado no tempo t . Na direita, se representa o afastamento-nulo, com o modelo refletor em explosão, onde o campo de onda parte de um ponto da subsuperfície no tempo $t = 0$ e é registrado na superfície no tempo $2t$, com velocidade igual a metade da velocidade meio.



Fonte: (SCHNEIDER, 1978).

profundidades maiores segundo a equação:

$$u(x, y, z, t) = -\frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial z} \int_{A_0} dA_0 \frac{u(x, y, z = 0, t + \frac{R}{c})}{R}. \quad (4.14)$$

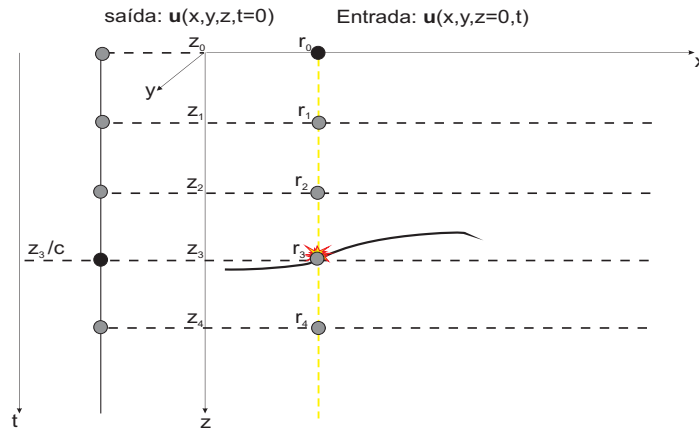
O campo continuado em profundidade até o refletor tem, de princípio, as amplitudes proporcionais à refletividade da interface. Para a Eq. (4.14), considerando o modelo refletor-em-explosão para os pontos em subsuperfície no tempo $t = 0$ de acionamento das fontes, a integral para a área de interesse (x, y, z) , tem a forma:

$$u(x, y, z, t = 0) = -\frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial z} \int_{x_0} \int_{y_0} dx_0 dy_0 \frac{u(x, y, z = 0, \frac{R}{c})}{R}. \quad (4.15)$$

A Eq. (4.15) descreve a seção migrada, e é denominada de condição de imagem, e que mapea o campo no domínio (x, y, z, t) para o domínio (x, y, z) .

A Figura 4.19 mostra 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 na posição (x, y) apresentado em função de z e do tempo vertical $t = z/c$. Como os refletores estão em sucessivas posições verticais, 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-se um valor nulo para $t = 0$ devido ao 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 é nulo quando o receptor estiver muito próximo ou em cima do refletor, como ocorre em z_3 .

Figura 4.19: 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 $(x, y, z, t = \frac{z}{c})$, onde c é a velocidade usada para o meio verticalmente heterogêneo, com a c_{RMS} .

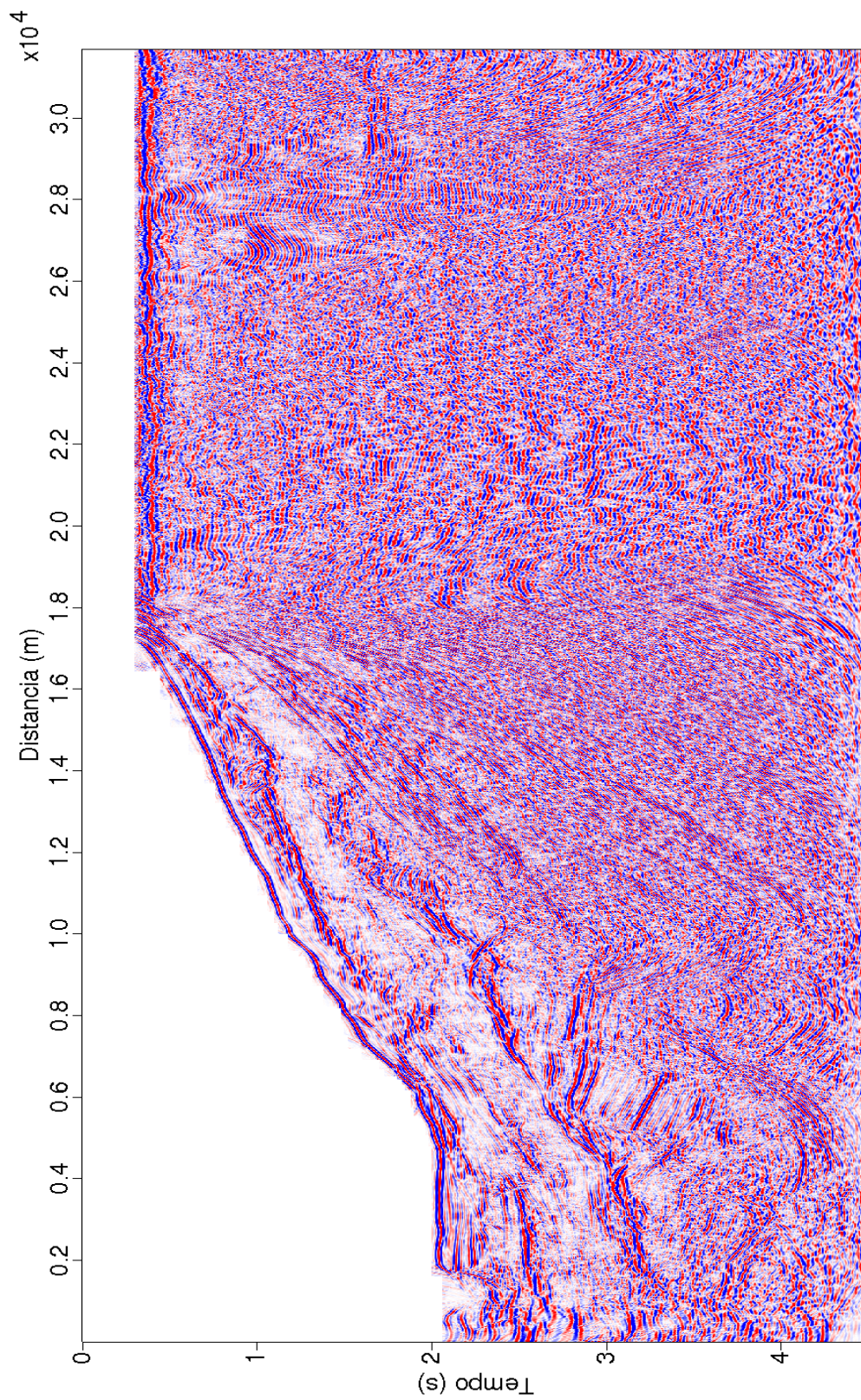


Fonte: (SCHNEIDER, 1978).

Segundo o modelo *refletor-em-explosão*, a Eq. (4.15) 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.

Neste trabalho a migração Kirchhoff pós-empilhamento no tempo foi feita usando o modelo de velocidade média quadrática $v_{\text{RMS}}(t)$ mostrado na Figura 4.12 obtido durante a análise de velocidade no mapa semblance, onde foram marcados os eventos de reflexão de maior coerência. Analisando a seção Figura 4.20 se observa que as estruturas de sub-superfície pouco se deslocaram em comparação à seção empilhada mostrada na Figura 4.15. Na seção migrada se pode identificar estruturas pouco percebidas na seção empilhada e na seção afastamento-mínimo, e com isto percebe-se melhor continuidade nas interfaces refletoras.

Figura 4.20: Seção migrada Kirchhoff pós-empilhamento no tempo sobre a seção empilhada NMO da Figura 4.15, utilizando o modelo de velocidade v_{RMS} da Figura 4.12. Se observa o colapso parcial das difrações e a recuperação de eventos refletores na janela de 3 a 4s. Contudo, se observam “hipérboles” de difração nas regiões mais profundas da seção, em torno de 4s.



5 CONCLUSÕES

Os fluxogramas de pré-processamento e processamento deste trabalho apresentaram bons resultados onde a edição de traços ruidosos e também às operações de filtragens no dado foram importantes. Filtragens banda-passante trapezoidal f (Figura 4.6) e $f-k$ (Figura 4.7) foram aplicadas visando acentuar os eventos de reflexão no dado.

Após as filtragens f e $f-k$ foi aplicada uma forma de correção de divergência esférica com parâmetro de velocidade constante para analisar o ganho de amplitude, uma vez que etapas posteriores do processamento necessitam desta correção. O resultado mostrou o traço equilibrado, como pode ser visto na Figura 4.8. Os parâmetros utilizados nesta correção foram $v_{\text{RMS}} = 1.500$ m/s e $t_{\text{RMS}} = 4,5$ s.

A análise de velocidade semblance produziu a Figura 4.12 onde se observa a estrutura do talude continental. A deconvolução preditiva, na Figura 4.14, teve como objetivo a atenuação das múltiplas presentes no dado.

O empilhamento no domínio do tempo na Figura 4.15 mostra um significativo aumento da relação sinal/ruído, onde se destaca os eventos rasos e a atenuação da múltipla de superfície livre.

A migração Kirchhoff pós-empilhamento no tempo mostrada na Figura 4.20 foi realizada com a informação da Figura 4.15, e utilizando o modelo de velocidade da Figura 4.12. Se observa o colapso parcial difrações, e a recuperação de eventos refletores em profundidade. Contudo, se observam “hipérboles” de difração nas regiões mais profundas da seção.

REFERÊNCIAS

- AKI, K.; RICHARDS, P.G. *Quantitative seismology*. New York, USA. WH Freeman and Company, 1980.
- COHEN, J. K.; STOCKWELL, J. J. W., Seismic un*x release n.39: a free package for seismic research and processing. Colorado: *Center for Wave Phenomena*, Colorado School of Mines, 2005.
- FOREL, D.; BENZ, T.; PENNINGTON, W. D. *Seismic data processing with seismic un*x - A 2D seismic data processing primer*. [Colorado]: Society of Exploration Geophysicists, 2005.
- GUTENBERG, B. The Amplitudes of waves to be expected in seismic prospecting. *Geophysics*, v.1. p.252-256, 1936.
- HUBRAL, P.; KREY, T. *Interval Velocities from Seismic Reflection Time Measurements*. Tulsa, OK: Society of Exploration Geophysicists, 1980.
- IKELLE, L. T.; AMUNDSEN, L. *Introduction to petroleum seismology*. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 2005.
- LIMA, W. S. et al. Bacias sedimentares brasileiras: bacia de camamu. *Phoenix*, n. 54, 2003.
- LINES, L. R. A note on the application of wiener multichannel deconvolution. *Jour. Can. Soc. Exp. Geophys.*, Canada, v. 10, n. 01, p. 65–70, 1974.
- MOHRIAK, W.; SZATMARI, P.; ANJOS, C. M. S. *SAL: Geologia e Tectônica*. São Paulo: Beca, 2008.
- 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. Divergence effects in a layered earth. *Geophysics*, n. 38, p. 481–488, 1973.
- SCHNEIDER, W. A. Integral formulation for migration in two-dimensions and three-dimensions. *Geophysics*, v. 43, n. 01, p. 49–76, 1978.
- SGUAZZERO, P.; VESNAVER, A. *A comparative analysis of algorithms for stacking velocity estimation: deconvolution and inversion*. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1987.
- SHERIFF, T; L. P. Geldart. History, theory, and data acquisition. *Exploration seismology*, Cambridge University Press 1982 , v.1, 1985.

TANER, M. T.; KOEHLER, F. Velocity spectra-digital computer derivation and applications of velocity functions. *Geophysics*, Tulsa, OK, v. 34, n. 6, p. 859–881, 1969.

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