



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOFÍSICA**

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

Modelagem e Imageamento Sísmico da Bacia do Jequitinhonha

IGOR DE JESUS SOUSA SOUZA

BELÉM-PARÁ

2017

IGOR DE JESUS SOUSA SOUZA

**Modelagem e Imageamento Sísmico da Bacia do
Jequitinhonha**

Trabalho de conclusão de curso apresentado à Faculdade de Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Bacharel em Geofísica.

Orientador: Lourenildo Williane Barbosa Leite

BELÉM-PARÁ

2017

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFGA

Souza, Igor de Jesus Sousa, 1989-
Modelagem e Imageamento Sísmico da Bacia do
Jequitinhonha / Igor de Jesus Sousa Souza. – 2017.
78 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Lourenildo Williame Barbosa Leite

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) –
Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências,
Faculdade de Geofísica, Belém, 2017.

1. Bacias sedimentares – Jequitinhonha (MG). 2.
Tomografia sísmica - Jequitinhonha (MG). 3. Prospecção -
Métodos geofísicos. I. Título.

CDD 22. ed.: 552.5098151

IGOR DE JESUS SOUSA SOUZA

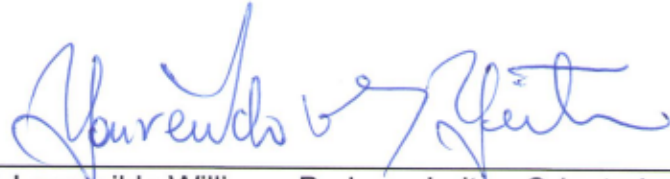
MODELAGEM E IMAGEAMENTO SÍSMICO DA BACIA DO JEQUITINHONHA

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, como requisito parcial à obtenção de grau de Bacharel em Geofísica.

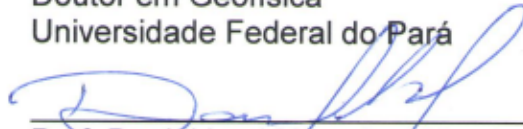
Data da defesa: 28 de março de 2017.

Conceito: EXC

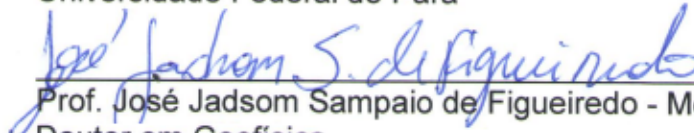
Banca Examinadora:



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



Prof. Daniel Leal Macedo - Membro
Doutor em Ciências e Engenharia de Petróleo
Universidade Federal do Pará



Prof. José Jadsom Sampaio de Figueiredo - Membro
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Pará

Ao meu filho Pedro Igor.

AGRADECIMENTOS

Ao orientador, Prof. Dr. Lourenildo W. B. Leite, 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.

Ao Dr. Wildney W. S. Vieira por sua colaboração neste trabalho com uma ajuda preciosa com a tecnologia de processamento de dados sísmicos.

Ao Prof. Dr. Daniel Leal Macedo e ao Prof. Dr. José Jadsom Sampaio de Figueiredo por participarem da Banca Examinadora, e pelas sugestões para a melhora deste relatório e sua apresentação.

A minha mãe Osvanildes Fatima e esposa Kyrzi Laina pelo apoio familiar nestes anos de curso.

Ao colega Murilo Santiago Vale Rodrigues pela ajuda preciosa no ambiente Latex.

Aos professores do Curso, colegas, amigos e familiares que contribuíram de maneira direta para a execução deste trabalho.

RESUMO

O presente trabalho teve por objetivo, a modelagem, o processamento e o imageamento sísmico da Bacia sedimentar do Jequitinhonha. Neste sentido, destacamos a necessidade do entendimento físico, matemático e computacional dos métodos e processos envolvidos. O método de modelagem foi baseado na teoria do raio, que está diretamente relacionado aos métodos de processamento (NMO e CRS). Os métodos de processamentos foram o NMO e o CRS com a finalidade de localizar interfaces especulares e zonas de difração, onde se credenciou o que apresentou melhor definição visual; sendo assim, o CRS delineou melhor os refletores nas seções CRS-empilhada e CRS-migrada. Um estudo inicial foi a representação da velocidade no domínio sísmico, $v(t)$, e no domínio geológico $v(\mathbf{x})$. A distribuição de velocidades das ondas P, v_P , (podendo-se acrescentar a informação tão desejada das ondas S, v_S), é fundamental para as fases do processamento e migração que busca uma imagem do subsolo disponível à interpretação geológica. Como detalhe de uma modelagem futura a destacar é a de estruturas objetivas 3D visando a modelagem numérica de bacia sedimentar que, além da informação de velocidades P e S, é fundamental o conhecimento da distribuição de densidade na subsuperfície, e com este conhecimento, ou atribuição adicional através de modelos empíricos, se pode ir além dos processos de migração e realizar a predição de tensão, deformação e a variação de pressão na subsuperfície. Esta variação de pressão define zonas de baixa e alta pressão que se comporta como bombeamento natural para o acúmulo de fluidos (óleo, gás e água). Também, além desse processo de bombeamento natural, se faz necessário as condições geológicas necessárias à geração, regime térmico e trapeamento de óleo e gás.

Palavras-chave: Modelagem. Bacia sedimentar do Jequitinhonha. Imageamento. Processamento CRS. Processamento Convencional.

ABSTRACT

The present work had aimed at an evaluation of the seismic modeling, processing and imaging of a line of the marine part of the Jequitinhonha Basin. In this sense, we emphasize the need for the physical, mathematical and computational understanding of the methods and processes involved. The modeling method was based on ray theory, which is directly related to the modeling and processing methods (NMO and CRS). The processing methods were the NMO and CRS in order to locate specular interfaces and diffraction zones, where the method with the best visual definition was accredited; thus, the CRS delineated better the reflectors in the CRS-stacked and CRS-migrated sections. An initial part of this study was the velocity model representation in the seismic domain, $v(t)$, and in the geological domain $v(\mathbf{x})$. The distribution of velocities of the waves P, v_P , (where can be added the so desired information of the S waves, v_S), is fundamental for the parts of the seismic processing and migration that looks for a geological interpretation. As a detail of a future modeling to be highlighted is of 3D structures Jequitinhonha Basin, aiming at numerical modeling of the basin, where is necessary the knowledge of the P and S velocities, and the density distribution in the subsurface. Usually this additional and detail knowledges are constructed by empirical models, that results in the possibility of going beyond the migration processes and realize the pressure prediction, deformation and stress distribution in the subsurface. The pressure variation defines zones of low and high pressure that behaves like natural pumping for the accumulation of fluids (oil, gas and water). In addition to the natural pumping process, it is required geological conditions such as oil and gas generation, thermal regime, and confined trapping.

Keywords: Modeling. Jequitinhonha sedimentary basin. Imaging. CRS Processing. Conventional Processing.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 2.1 – Efeitos físicos relacionados à propagação de ondas sísmicas num meio geológico.	14
Figura 2.2 – Função Ricker com frequência controlada.	17
Figura 2.3 – Modelo geométrico de blocos: camadas plano-horizontais, homogêneas, e isotrópicas.	17
Figura 2.4 – Modelo geométrico de blocos: camadas plano-inclinadas, homogêneas, e isotrópicas.	18
Figura 2.5 – Modelo geométrico de blocos: camadas limitadas por interfaces curvas, homogêneas, e isotrópicas.	19
Figura 2.6 – Exemplo de seção sísmica PMC onde mostra diferentes tipos de ondas interpretadas.	20
Figura 2.7 – Geometria do arranjo fonte-comum (FC).	21
Figura 2.8 – Geometria do arranjo receptor-comum (RC).	21
Figura 2.9 – Geometria do arranjo ponto-médio-comum (PMC).	22
Figura 2.10 – Lei de Hooke Generalizada . Faixa de linearidade (lei da elastodinâmica linear), e faixa de não-linearidade (leis da elastodinâmica não-linear). O tracejado pontilhado representa a histerese.	22
Figura 2.11 – Exemplo de um força externa \mathbf{t} , decomposta vetorialmente nas componentes $\mathbf{t}(\hat{\mathbf{x}})$, $\mathbf{t}(\hat{\mathbf{y}})$, $\mathbf{t}(\hat{\mathbf{z}})$, e atuando sobre uma partícula sólida com a forma cúbica. A decomposição detalhada é em componentes tangentes, $\tau_{i,j}$, ($i \neq j$), e perpendiculares, $\tau_{i,j}$, ($i = j$), às superfícies da partícula. A tensão é definida como força/área [F/S]. O cubo é uniforme; as áreas das faces são iguais.	25
Figura 2.12 – Ilustração da (a) deformação longitudinal-transversal, (b) volumétrica e (c) cisalhante.	25
Figura 2.13 – Representação da resultante de forças em um cubo infinitesimal.	27
Figura 2.14 – Representação de uma onda plana incidente em uma superfície horizontal. O ângulo θ é denominado ângulo incidente.	31
Figura 2.15 – Representação de uma onda P incidente gerando ondas P e SV refletidas e transmitidas.	31
Figura 2.16 – Ilustração da lei de Snell generalizada para meios contínuos.	32
Figura 2.17 – Modelo simples de camadas plano-horizontais, homogêneas e isotrópicas. s_i é a vagarosidade na camada i , e Δz_i é a espessura da camada i	32
Figura 2.18 – Geometria da ZF para uma reflexão de afastamento-nulo.	33

Figura 2.19 – Ilustração dos anéis de Fresnel, com um ponto de observação em G , superfície de um refletor iluminado por uma frente de onda esférica criada por uma fonte na subsuperfície.	34
Figura 2.20 – Representação da trajetória dos raios SPG e SOG , onde a trajetória $SPG > SOG$, $c_1 = \sqrt{a^2 - r^2}$, $c_2 = \sqrt{b^2 - r^2}$, r é o raio da ZF e $PQ = \lambda/2$. Para o caso onde o raio r seja pequeno, comparado com a e b , se tem que $PQ = X_1 + X_2$	35
Figura 3.1 – Em (A) se tem o conjunto de pontos P (P_1, P_2, P_3, P_4 e P_5), e a triangulação T formada pelos triângulos $T1, T2$ e $T3$. Em (B) se tem a sequência de círculos para verificar se o arranjo de triângulos está de acordo com a triangulação de Delaunay, o que se confirma pela não existência de pontos de P dentro dos círculos.	38
Figura 3.2 – Modelo 2D de velocidade das camadas referente a Figura 3.3.	39
Figura 3.3 – Modelo 2D adotado para a bacia a partir de Leite, Vieira e Silva (2017).	40
Figura 3.4 – Geometria <i>end-on</i>	41
Figura 4.1 – Fluxograma das etapas do processamento sísmico convencional.	43
Figura 4.2 – CMP 59: mapa semblance (à esquerda); antes da correção NMO (meio) e após a correção NMO (à direita).	45
Figura 4.3 – Modelo de velocidade em tempo, suavizado, obtido no SU, a partir da análise de velocidade, onde a escala de cores representam as velocidades em m/s . 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).	45
Figura 5.1 – Ilustração dos parâmetros CRS para um raio central normal X_0NIPX_0 : β_0 o ângulo de emergência, NIP e N são curvaturas da frente de onda. Σ é o refletor, X_0 é a coordenada do ponto central, e S e G são as posições da fonte e receptor para um raio paraxial, refletido em R	49
Figura 5.2 – Modelo composto por camadas homogêneas, isotrópicas, limitadas por interfaces curvas e posicionadas entre dois semi-espacos.	50
Figura 5.3 – Ilustração do operador de empilhamento CRS. (Parte inferior) Modelo formado de duas camadas sobre um semi-espaço, onde em vermelho é mostrado um raio de afastamento-nulo. (Parte superior) As curvas em azul e cinza representam os tempos de trânsito hiperbólico dos eventos de reflexão, e em vermelho a superfície do operador CRS.	51
Figura 5.4 – Malha $N \times M$ representativa do empilhamento CRS. O tempo é representado perpendicularmente ao plano da figura.	53

Figura 5.5 – Possíveis transformações do tetraedro no algoritmo de busca poliedro flexível para três parâmetros. As linhas tracejadas representam o resultado do processo anterior a iteração, que é o poliedro inicial da primeira iteração.	58
Figura 6.1 – Conjunto de seções CMP ao longo do perfil.	61
Figura 6.2 – Conjunto de seções corrigidas do sobre-tempo normal feita a partir da Figura 6.1.	62
Figura 6.3 – Seção de empilhamento convencional feito a partir da Figura 6.2. . .	63
Figura 6.4 – Seção de empilhamento CRS feito a partir da Figura 6.1.	64
Figura 6.5 – Seção migrada pelo método Stolt no tempo a partir da Figura 6.3. . .	65
Figura 6.6 – Seção migrada pelo método CRS no tempo a partir da Figura 6.1. . .	66

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Características do Sistema Petrolífero.	38
Tabela 3.2 – Parâmetros da aquisição para a configuração <i>end-on</i>	42

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
2	O MÉTODO SÍSMICO	14
2.1	Representação da Fonte	15
2.2	Modelos Básicos Para Representar o Subsolo	16
2.3	Exemplos de Registros e Configurações	18
2.4	A Regência da Propagação	20
2.4.1	Equação de Onda na Forma Tensão-Deformação.	24
2.4.2	Equação de onda na forma acústica	29
2.5	Solução para o problema: Teoria do Raio	35
3	MODELAGEM DA BACIA DO JEQUITINHONHA	37
4	PROCESSAMENTO CONVENCIONAL	43
4.1	Análise de Velocidade e Correção NMO	43
4.2	Migração Stolt	45
5	MÉTODO CRS	48
5.1	Aproximação Paraxial	48
5.2	Empilhamento CRS	51
5.3	Estimativa dos Atributos da Frente de Onda	52
5.3.1	Busca Automática dos Atributos de Empilhamento CRS	53
5.3.2	Otimização do Funcional Semblance	55
5.4	Migração CRS	57
6	RESULTADOS	60
7	CONCLUSÕES	67
	REFERÊNCIAS	68
	APÊNDICE	71
	APÊNDICE A – CÓDIGO SU PARA MODELAGEM BASEADO NA TEORIA DO RAI	72
	APÊNDICE B – CÓDIGO SU PARA AQUISIÇÃO DE DADOS SINTÉTICOS	76

1 INTRODUÇÃO

O objetivo geral deste Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) foi um estudo sobre a bacia marinha do Jequitinhonha, analisando a modelagem, o processamento e o imageamento sísmico.

Um objetivo específico deste TCC foi desenvolver um modelo representativo da bacia do Jequitinhonha para mostrar o comportamento e a sensibilidade dos parâmetros envolvidos nos modelos sísmicos práticos para o processamento e o imageamento. Utilizou-se a tecnologia CRS e a Convencional, sendo feito um comparativo entre ambos os processamentos.

A descrição sucinta da geologia da área é para motivar a criação de um modelo prático para a modelagem e o imageamento sísmico.

Um assunto central foi a representação de velocidade sísmica no domínio sísmico, $v(t)$, e no domínio geológico [$v(\mathbf{x})$]. Além disso, a distribuição de velocidades foi medida com base nos dados de campo, mas é fundamental a conceituação física dos modelos adotados.

A distribuição de velocidades das ondas P, v_P , (podendo-se acrescentar a informação tão desejada das ondas S, v_S), são fundamentais para as fases importantes do processamento e imageamento que culminam na migração sísmica que busca uma imagem do subsolo disponível à interpretação geológica, e neste caso visando a localização de um poço que tenha sucesso.

Para um estudo mais detalhado, a informação de velocidades P e S e a distribuição de densidade (atribuído por modelos empíricos) se pode ir além dos processos de migração e realizar a predição de tensão, deformação e a variação de pressão na subsuperfície, que define zonas de baixa e alta pressão que se comporta como bombeamento natural para o acúmulo de fluidos (óleo, gás e água). Além disso, se faz necessário as condições geológicas voltadas à geração, regime térmico e transporte de óleo e gás.

Os principais etapas deste trabalhos podem ser resumidos na seguinte sequência.

- Levantamento bibliográfico;
- Modelagem numérica para se obter os dados sintéticos baseado em interpretações da bacia do Jequitinhonha;
- Análise de velocidade convencional;
- Empilhamento NMO;
- Empilhamento CRS;
- Migração em tempo: Stolt e CRS;
- Análise, comparações e conclusões dos processamentos NMO e CRS.

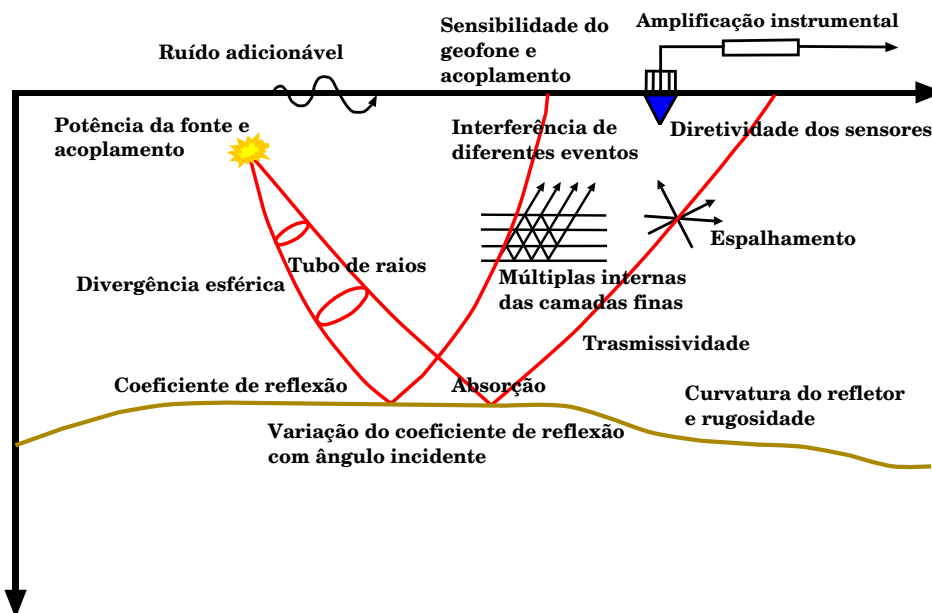
2 O MÉTODO SÍSMICO

Neste capítulo descrevemos as propriedades básicas do método sísmico voltado a exploração. Sendo assim, é necessário destacar a escala do alvo, o que faz parte da geometria da subsuperfície, os parâmetros elásticos, e a banda de frequência utilizada na prática de campo.

O experimento sísmico tem por objetivo maior imagear a subsuperfície a partir de dados de multi-cobertura, e de processos de filtragens para eliminar ruídos determinísticos e aleatórios. Esta condição estabelece o aumento da relação sinal/ruído, o que permite uma imagem com maior fidelidade.

A Figura 2.1 serve para ilustrar o método sísmico, que é composto por uma fonte de energia controlada, um meio de propagação, e um sistema de recepção do sinal em propagação.

Figura 2.1 – Efeitos físicos relacionados à propagação de ondas sísmicas num meio geológico.



Fonte: Adaptado de Sheriff (1975).

A fonte de energia sísmica gera ondas mecânicas que se propagam no meio geológico complexo (heterogêneo, anisotrópico). A propagação das frentes de ondas básicas (P e S) em 3D são registradas pelo sistema de recepção (geofone ou hidrofone), e corresponde ao campo refletor, que sofre também do processo de transmissão, antes do retorno à superfície, através dos campos descendentes e ascendentes.

O sistema de recepção faz parte de uma configuração contínua, organizada por estações onde se colocam as fontes e o grupo de receptores, que podem ser distribuídos em

linha (1D) ou em mapa (2D) ao longo da superfície (terrestre ou marinha).

Os sismogramas são traços registrados no domínio do tempo, $s(t; x)$, para posições espaciais ao longo do terreno que pode apresentar topografia plana, suave ou abrupta. O conteúdo do traço pode ser deslocamento, velocidade ou aceleração do solo, ou o campo de pressão. O modelo conveniente para representar o traço sísmico de forma prática é que ele contém uma mensagem (parte determinística, não-aleatória), $m(t; x)$, e um ruído (não determinístico, aleatório), $r(t, x)$, e é expresso por:

$$s(t; \mathbf{x}) = m(t) + r(t) = w(t) * R(t) + r(t), \quad (2.1)$$

onde $m(t)$ é dado pela convolução do sinal-fonte, $w(t)$, pela refletividade do meio, $R(t)$. Este modelo convolucional simples representa um modelo básico para entender e descrever a composição de uma seção sísmica. (SILVIA; ROBINSON, 1979)

Os dados sísmicos só fazem sentido prático quando organizados em grupos (famílias, seções, cubos), onde se aplica princípios de correlação para descrever as trajetórias, que podem ser de reflexão especular, refração crítica, difração, ondas de Rayleigh, onda de Love e Solitons.

2.1 Representação da Fonte

Todo experimento sísmico inicia com o acionamento e uma fonte (tipo explosão, ou varredura de modulação de frequência), e conseqüentemente pela emissão de uma banda de frequências, e um sinal transiente causal. Normalmente a fonte é localizada no substrato (a uma certa profundidade), mas sob o efeito da destruição não-linear do meio (fraturamento). Durante a propagação o sinal-fonte sofre o efeito da presença da superfície livre através do fantasma-fonte, e ao ser captado pelo sensor ele sofre o efeito do fantasma relacionado à superfície livre (HARDAGE, 1983). Sendo assim, se faz necessário definir o pulso-interpretado, que deve ser obtido pela deconvolução dos dois efeitos dos fantasmas fonte e receptor, o que resulta no pulso-efetivo.

Matematicamente, o sinal fonte pulso-efetivo em propagação deve ser representado por uma função matemática, que pode ser do tipo aleatória (sinal observado), ou substituída por uma determinística. Exemplos de funções determinísticas que servem para representar uma fonte sísmica são descritas a seguir.

Berlage

A função Berlage, $B(t)$ (2.2), é unilateral, causal, e é dada pelo produto de uma constante, uma exponencial, uma senoide e uma função degrau-simples (Heaviside) $u(t)$, cuja expressão é dada pela equação (2.3), e controlada por cinco parâmetros ($A, n, \gamma, f_o, \phi_o$)

(ALDRIDGE, 1990):

$$B(t) = Au(t)t^n e^{-\gamma t} \cos(\omega_o t + \phi_o), \quad (t \geq 0), \quad (2.2)$$

onde A é o fator de amplitude, n um expoente amplificador, γ o coeficiente de decaimento exponencial, ϕ_o o deslocamento de fase, $\omega_o = 2\pi f_o$ a velocidade angular, e

$$u(t) = \begin{cases} 1, & t > 0, \\ 0, & t < 0. \end{cases} \quad (2.3)$$

No domínio da frequência, usando a transformada de Fourier, a Berlage tem o espectro dado por:

$$B(f) = \frac{A\Gamma(n+1)}{2(2\pi i)^{n+1}} \left[\frac{e^{+i\phi_o}}{(f - F_1)^{n+1}} + \frac{e^{-i\phi_o}}{(f - F_2)^{n+1}} \right], \quad (2.4)$$

onde $F_1 = +f_o + i\frac{\gamma}{2\pi}$, $F_2 = -f_o + i\frac{\gamma}{2\pi}$, $\Gamma(1) = 1$, $\Gamma(n) = n!$. O espectro tem o máximo ao redor de f_o , e decai assintoticamente a zero nas frequências na ordem de $\approx f^{-(n+1)}$.

Gabor

Uma outra função-teste importante é a de Gabor, $G(t)$, não-causal, controlada por quatro parâmetros (A, f_N, σ, v), dada por:

$$G(t) = Ae^{-\left(\frac{2\pi f_N}{\sigma}\right)^2 t^2} \cos(2\pi f_N t + v), \quad (-\infty < t < +\infty), \quad (2.5)$$

onde A é o fator de amplitude, f_N a frequência de Nyquist, σ o coeficiente de espaçamento do pulso, v o deslocamento de fase para dar a forma desejada ao pulso. O uso desta função requer um deslocamento para centralizá-la com relação a metade do número de pontos de cálculo, e para marcar a chegada da onda (CERVENY; MOLOTKOV; PSENCIK, 1977).

Ricker

Este pulso, $R_I(t)$, Figura 2.2, origina da solução da equação de onda em uma dimensão para um meio visco-elástico. A equação (2.6) está normalizada em relação à distância para que o mínimo central tenha um valor unitário e emergente positivo:

$$R_I(t) = -\left(1 - \frac{a^2 t^2}{2}\right) e^{-\frac{a^2 t^2}{4}}, \quad |R_I(\omega)| = \frac{4\sqrt{\pi}}{a^3} \omega^2 e^{-\frac{\omega^2}{a^2}}, \quad (2.6)$$

onde

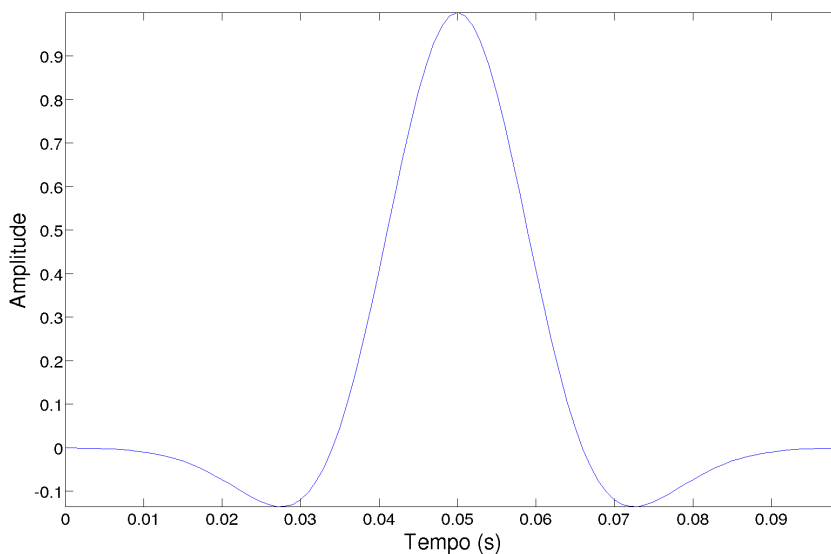
$$a = \left(\frac{2\omega_o}{t_o}\right)^{\frac{1}{2}} \quad t_o = \frac{x}{v}, \quad \omega_o = 3\frac{\rho v}{4\eta}, \quad (2.7)$$

sendo x = a distância da observação, v = a velocidade da onda, ρ = a densidade de meio, η = a medida da velocidade interna do meio (HOSKEN, 1988).

2.2 Modelos Básicos Para Representar o Subsolo

O meio é representado pela geologia, no caso exploracional, e significa um espaço 3D. O modelo mais simples e muito conveniente e prático para representar o meio, como

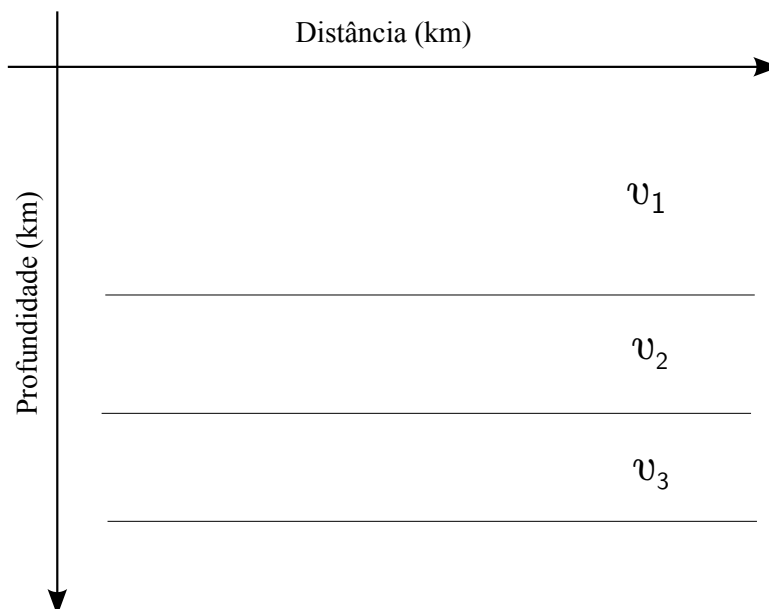
Figura 2.2 – Função Ricker com frequência controlada.



Fonte: Do autor.

no empilhamento e imageamento, é o formado por uma distribuição de camadas plano-horizontais de isovelocidades, homogêneas, isotrópicas. A Figura 2.3 ilustra este modelo que é considerado válida dentro da janela do processo de empilhamento, ou de migração.

Figura 2.3 – Modelo geométrico de blocos: camadas plano-horizontais, homogêneas, e isotrópicas.

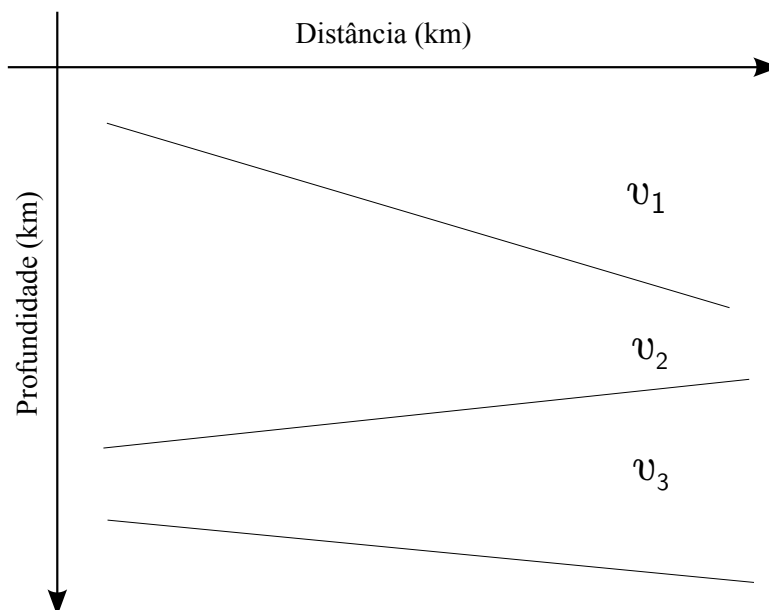


Fonte: Do autor.

Um próximo modelo, agora mais complexo e ainda prático, é o formado por uma distribuição de camadas plano-inclinadas homogêneas, isotrópicas, mas com a presença de

interfaces representando descontinuidades geológicas. A Figura 2.4 ilustra este modelo que pode ser alterado dentro da janela do processo de empilhamento, e ou migração.

Figura 2.4 – Modelo geométrico de blocos: camadas plano-inclinadas, homogêneas, e istrópicas.



Fonte: Do autor.

Outro modelo mais complexo é o formado por uma distribuição de camadas homogêneas, isotrópicas, limitadas por interfaces curvas suaves. A Figura 2.5 ilustra este modelo que pode ser alterado dentro da janela do processo de empilhamento, e ou migração.

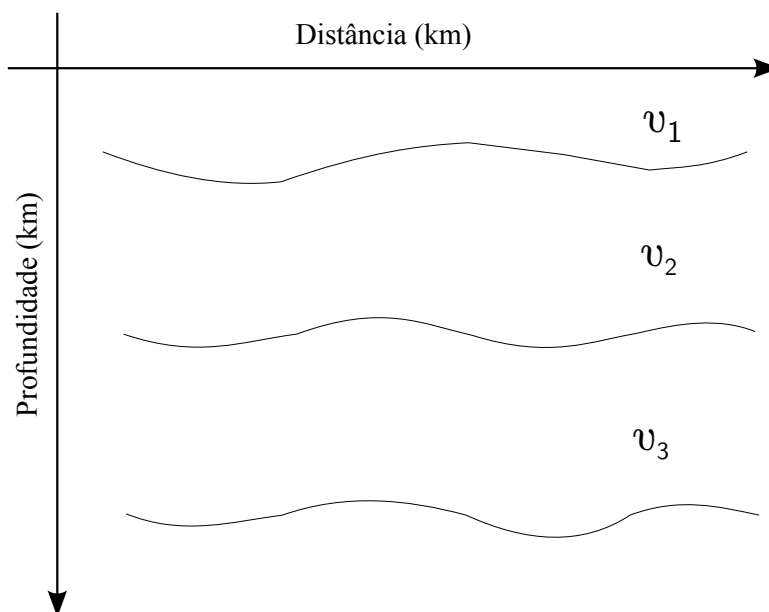
2.3 Exemplos de Registros e Configurações

Nesta seção é mostrado o exemplo de uma seção sísmica e descrito de forma resumida os arranjos fonte-sensor, e as famílias que podem ser obtidas a partir do cubo de dados.

A Figura 2.6 mostra exemplos de algumas ondas que são interpretadas para o caso de uma fonte explosiva num meio sólido (terrestre).

Primeiras quebras é designação dada aos primeiros eventos que surgem no registro sísmico (traço de cor vermelha na Figura 2.6). Reflexão é designação dada aos eventos hiperbólicos da refletividade (traço de cor azul na Figura 2.6), e que é a base do método sísmico de reflexão. Ondas de superfície (Ground Roll) é designação para os eventos de baixa frequência, alta amplitude, baixa velocidade de grupo e dispersivo, onde se enquadram as ondas de Rayleigh, de Love, de impacto, não-lineares, gravitacionais (na camada d'água). As típicas de Rayleigh e Love do meio terrestre, se propagam paralelamente às camadas

Figura 2.5 – Modelo geométrico de blocos: camadas limitadas por interfaces curvas, homogêneas, e isotrópicas.



Fonte: Do autor.

superiores do solo, com movimento elíptico e retrogrado de propagação das partículas do meio, na mesma direção de propagação (traço de cor verde na Figura 2.6) (DUARTE, 2013). Os eventos típicos do meio líquido podem ser lineares (ondas P e S) e não-lineares (de gravidade, tipo *surf*).

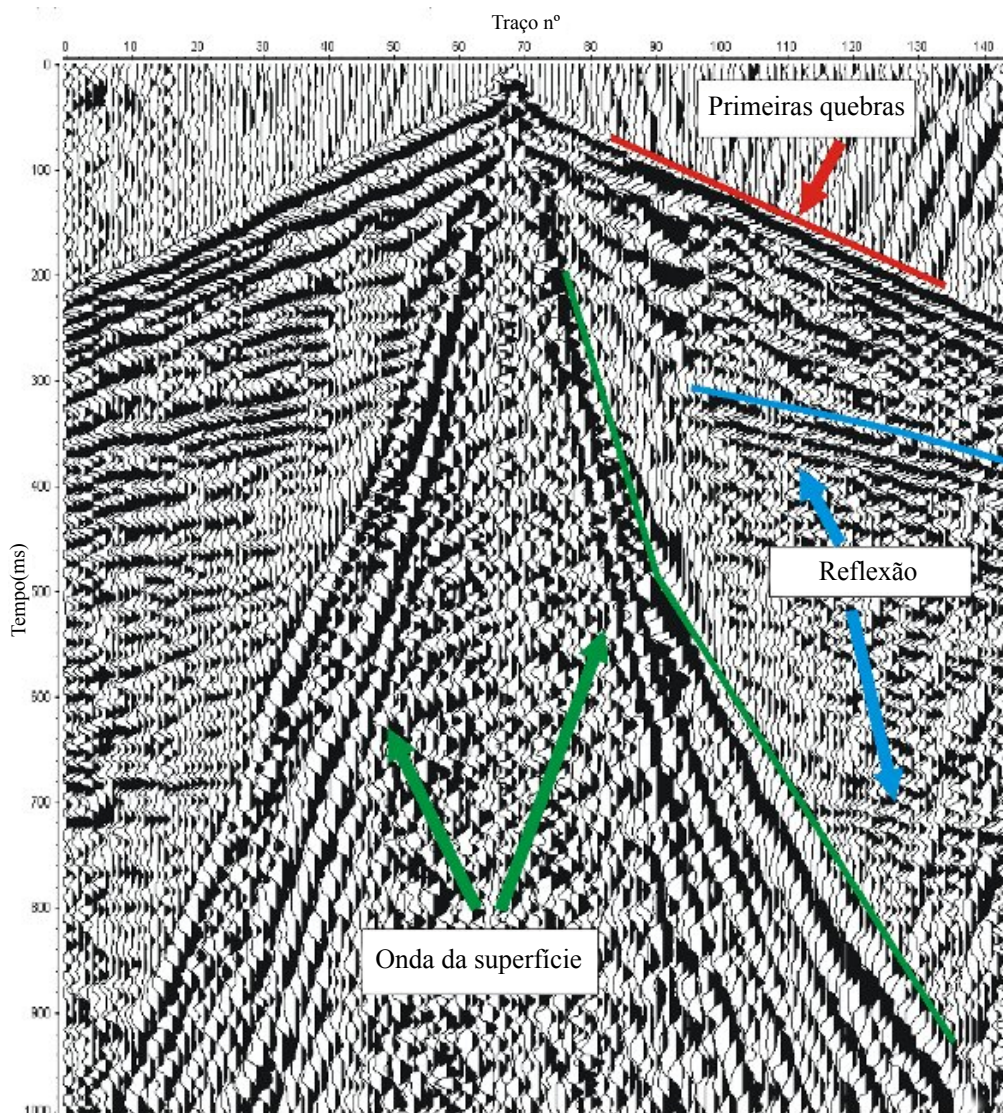
A geometria de aquisição de dados sísmicos (em-linha 1D, ou em-plano 2D) é a configuração fonte-comum ilustrada na Figura 2.7, que corresponde à base para compor o cubo de dados 3D de multi-cobertura. As Figuras que se seguem mostram raios e refletores especulares idealizados. A partir do cubo de dados original se pode retirar todas as configurações e famílias desejadas, como a de receptor-comum, ponto-médio-comum, tempo-comum. A Figura 2.8 ilustra a configuração receptor-comum. A Figura 2.9 mostra a configuração ponto-médio-comum, onde as fontes são representada pela cor amarela, e que podem estar à esquerda e à direita do ponto-comum (P_0), os receptores pela cor azul, e que podem estar à esquerda e à direita do ponto-comum (P_0). A velocidade do meio é representada por V , e M representa apenas um ponto idealizado de referência de cobertura múltipla em profundidade.

A relação matemática que organiza os dados é dada pelo seguinte par de equações:

$$x_m = \frac{x_s + x_g}{2}, \quad h = \frac{x_g - x_s}{2} \quad (2.8)$$

onde x_m representa o ponto-médio e h o meio-afastamento fonte-receptor. Os arranjos buscam promover redundância de informação dos pontos e segmentos de reflexão em subsuperfície, aumentando a relação sinal/ruído.

Figura 2.6 – Exemplo de seção sísmica PMC onde mostra diferentes tipos de ondas interpretadas.



Fonte: Adaptado de Kearey, Brooks e Hill (2013).

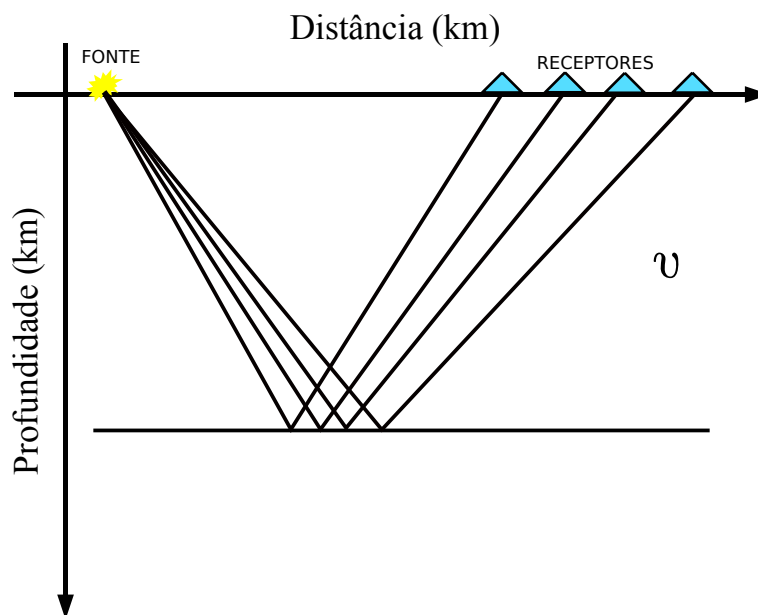
2.4 A Regência da Propagação

Nesta seção descrevemos a equação que rege a propagação das ondas elásticas em camadas sólidas e/ou fluídas. Além disso, a equação rege a propagação em 3D, e para um meio que pode ser considerado geologicamente complexo.

Lei de Hooke Generalizada

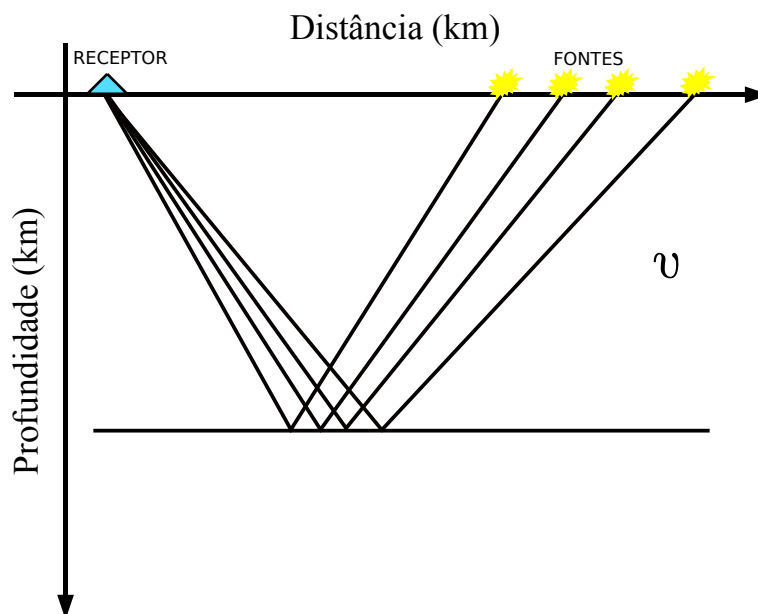
A propagação de ondas elásticas parte da relação linear acoplada força-deformação na forma $F = kx$, denominada de lei de Hooke, Figura 2.10. Para a construção da equação diferencial que rege o fenômeno, o conceito aplicado é da relação tensão-deformação linear

Figura 2.7 – Geometria do arranjo fonte-comum (FC).



Fonte: Do autor.

Figura 2.8 – Geometria do arranjo receptor-comum (RC).



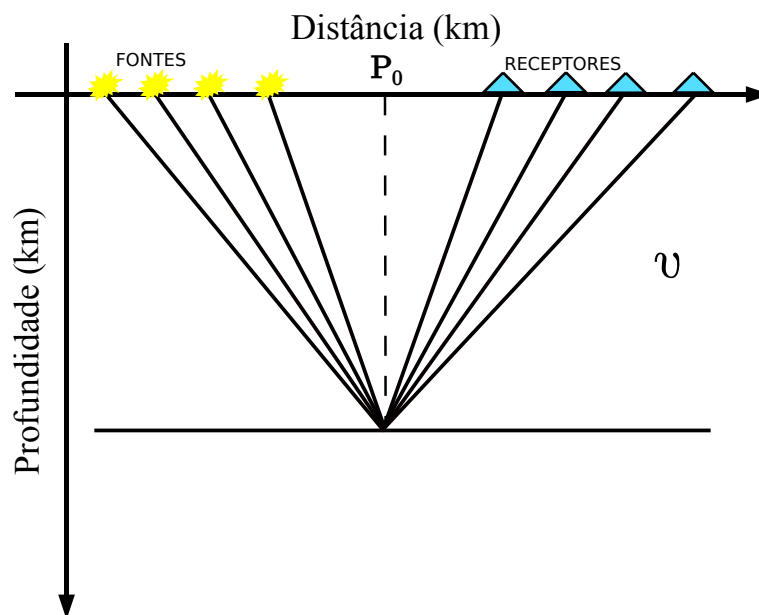
Fonte: Do autor.

que tem a forma geral dada por:

$$\tau_{ij} = c_{ijkl}e_{kl} \equiv \sum_{k=1}^3 \sum_{l=1}^3 c_{ijkl}e_{kl} \quad (2.9)$$

onde c_{ijkl} são os coeficiente de rigidez elástica (*stifness coefficient*) que caracterizam o sólido, constituem o tensor rigidez com 21 coeficientes independentes (*independent compliance coefficients*), e na prática define as propriedades elásticas do meio como a sua

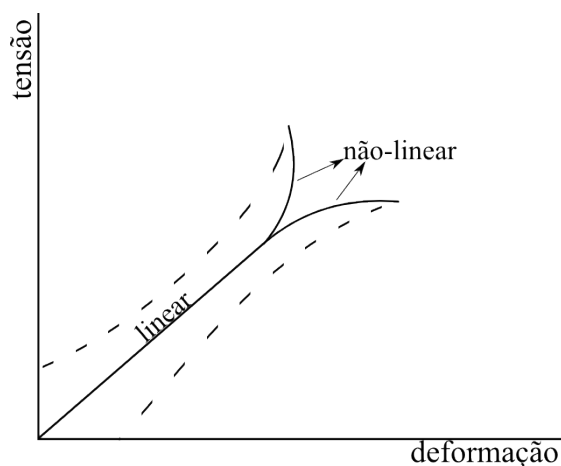
Figura 2.9 – Geometria do arranjo ponto-médio-comum (PMC).



Fonte: Do autor.

resistência a pequenas deformações.

Figura 2.10 – Lei de Hooke Generalizada . Faixa de linearidade (lei da elastodinâmica linear), e faixa de não-linearidade (leis da elastodinâmica não-linear). O tracejado pontilhado representa a histerese.



Fonte: Do autor.

Admitindo-se um meio isotrópico, c_{ijkl} torna-se invariante no que diz respeito à rotação, reduzido o numero de parâmetros independentes a apenas dois:

$$c_{ijkl} = \lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu (\delta_{il} \delta_{jk} + \delta_{ik} \delta_{jl}) \quad (2.10)$$

onde λ e μ são chamados de parâmetros de Lamé do material, que descrevem a relação linear tensão-deformação para o meio isotrópico e δ_{ij} é o delta de Kronecker ($\delta_{ij} = 1$ para

$i = j$, $\delta_{ij} = 0$ para $i \neq j$). Assim, a partir da equação (2.9) a relação tensão-deformação para o meio isotrópico é dada por:

$$\tau_{ij} = \lambda \delta_{ij} e_{kk} + 2\mu e_{ij} \quad (2.11)$$

(onde o primeiro índice representa superfície, e o segundo a direção da força), e esta relação serve de vínculo entre a tensão e a deformação na equação que rege a propagação de onda num meio linear-elástico. O sistema equivalente de índices é dado por: $i : 1, 2, 3; j : 1, 2, 3; k : 1, 2, 3; i : x, j : y, k : z; x_i, x_j, x_k$. Usando esta equação, podemos escrever as componentes do tensor tensão em termos da deformação na forma natural de uma matriz $\boldsymbol{\tau} = \tau_{ij}$:

$$\boldsymbol{\tau} = \begin{bmatrix} \lambda e_{kk} + 2\mu e_{ii} & 2\mu e_{ij} & 2\mu e_{ik} \\ 2\mu e_{ji} & \lambda e_{kk} + 2\mu e_{jj} & 2\mu e_{jk} \\ 2\mu e_{ki} & 2\mu e_{kj} & \lambda e_{kk} + 2\mu e_{kk} \end{bmatrix}. \quad (2.12)$$

Onde μ é denominado o módulo de cisalhamento e é uma medida da resistência do material ao cisalhamento, cujo o valor é dado pela metade da relação aplicada entre a tensão de cisalhamento a deformação de cisalhamento resultante, isto é, $\mu = \tau_{xy}/2e_{xy}$

Outras coeficientes elásticos comumente utilizadas para os sólidos isotrópicos incluem os seguintes.

- Módulo de Young E : razão entre a tensão exercida e deformação sofrida pelo material:

$$E = \frac{(3\lambda + 2\mu)\mu}{\lambda + \mu}, \quad [FL^{-2}]. \quad (2.13)$$

- Módulo Volumétrico k : Razão da pressão hidrostática em relação a mudança de volume, medida de incompressibilidade do material:

$$k = \lambda + \frac{2}{3}\mu, \quad [FL^{-2}]. \quad (2.14)$$

- Razão de Poisson P : Medida da deformação transversal do material:

$$P = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}, \quad [A], \quad [A : \text{adimensional}]. \quad (2.15)$$

Para a descrição quantitativa da propagação da onda sísmica é necessário a descrição da ação de forças e deformações internas dos sólidos, como a comportamento dos mesmos quando submetidos a uma fonte externa controlada, bem como a fenômenos naturais como os terremotos. Embora o fenômeno deformação-tensão sejam abordados separadamente, na prática eles ocorrem simultaneamente, através de relações constitutivas que descrevem a natureza da propagação linear-elástica perfeita (SHEARER, 2009).

Tensor das Tensões

A Figura 2.11, correspondente à equação (2.11), serve para definir e quantificar o conceito de tensão-deformação, onde uma tensão (força por unidade de área), \mathbf{t} , $[FL^{-2}]$, é aplicada sobre um volume sólido V , expresso nas coordenadas Cartesianas na forma geral de um pequeno cubo tão pequeno quanto o desejável (escala diferencial). As componentes de \mathbf{t} são distribuídas nas faces do cubo, e quantificada na forma força/área por $\mathbf{t}(\hat{\mathbf{x}})$, $\mathbf{t}(\hat{\mathbf{y}})$ e $\mathbf{t}(\hat{\mathbf{z}})$, que agem em cada superfície do cubo. Uma superfície é representada pelo vetor unitário perpendicular a ela: $\hat{\mathbf{x}}$, $\hat{\mathbf{y}}$ ou $\hat{\mathbf{z}}$. As componentes tangenciais são representadas por $\tau_{i,j}$, ($i \neq j$), e as normais por $\tau_{i,i}$, ($i = j$). A decomposição fica representada na forma tensorial que é:

$$\mathbf{t}(\hat{\mathbf{x}}) = \begin{bmatrix} \tau_{ii} \\ \tau_{ji} \\ \tau_{ki} \end{bmatrix}, \quad \mathbf{t}(\hat{\mathbf{y}}) = \begin{bmatrix} \tau_{ij} \\ \tau_{jj} \\ \tau_{kj} \end{bmatrix}, \quad \mathbf{t}(\hat{\mathbf{z}}) = \begin{bmatrix} \tau_{ik} \\ \tau_{jk} \\ \tau_{kk} \end{bmatrix}, \quad (2.16)$$

$$\boldsymbol{\tau} = \begin{bmatrix} \tau_{ii} & \tau_{ij} & \tau_{ik} \\ \tau_{ji} & \tau_{jj} & \tau_{jk} \\ \tau_{ki} & \tau_{kj} & \tau_{kk} \end{bmatrix}. \quad (2.17)$$

onde o primeiro índice é a direção da força, e o segundo índice representa a direção da superfície (o sentido deve ser definido pelo sinal, que diz ser para dentro ou para fora do volume; isto é, uma direção tem estes dois sentidos).

Tensor das Deformações

As três medidas básicas da deformação são a longitudinal-transversal, e_{ij} , ($i = j$), a volumétrica $e_{ij} + e_{ij} + e_{ij}$, ($i = j$), e a cisalhante $e_{ij} = e_{ji}$, ($i \neq j$), e estão ilustradas na Figura 2.12. Estas medidas estão representadas em uma matriz de 9 elementos, em forma de derivadas parciais do campo de deslocamento na seguinte forma matricial:

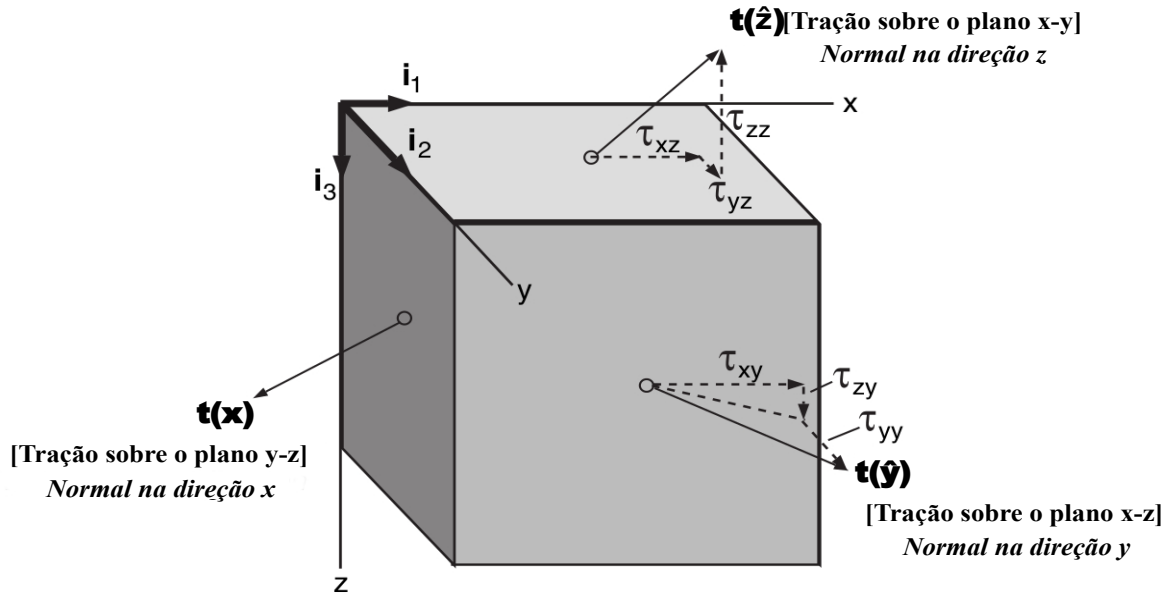
$$\mathbf{e} = \begin{bmatrix} e_{xx} & e_{xy} & e_{xz} \\ e_{yx} & e_{yy} & e_{yz} \\ e_{zx} & e_{zy} & e_{zz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\partial u_x}{\partial x} & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_y}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial y} \right) & \frac{\partial u_y}{\partial y} & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_y}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial y} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_z}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial z} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_z}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial z} \right) & \frac{\partial u_z}{\partial z} \end{bmatrix}. \quad (2.18)$$

Em fluidos não-viscosos apenas as mudanças relacionadas ao volume do material são possíveis de ocorrer. A tensão-deformação cisalhante é diferente de zero apenas para os sólidos e para o caso de fluidos não-viscosos.

2.4.1 Equação de Onda na Forma Tensão-Deformação.

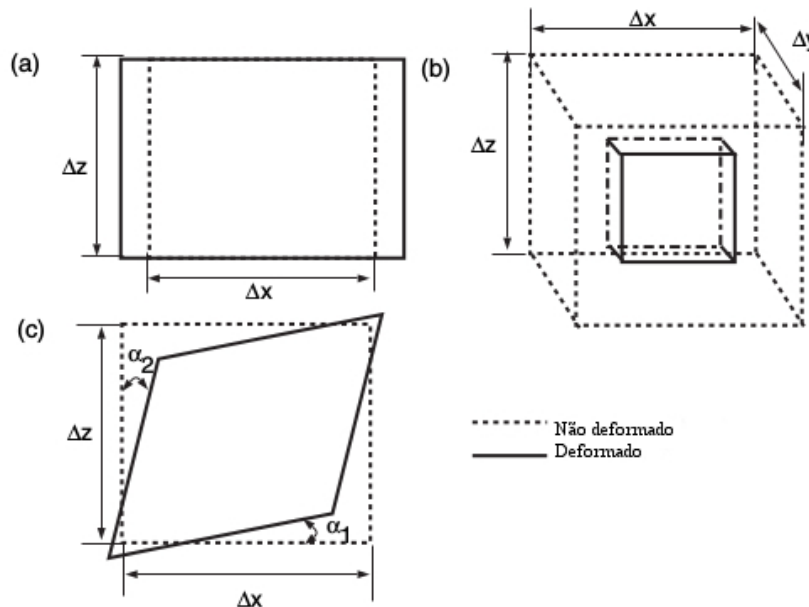
A construção da equação diferencial parcial, linear, heterogênea, que rege a propagação de ondas elásticas em sólidos, segue a segunda lei de Newton que diz: A força é igual ao produto da massa com a taxa de variação da velocidade.

Figura 2.11 – Exemplo de um força externa \mathbf{t} , decomposta vetorialmente nas componentes $\mathbf{t}(\hat{\mathbf{x}})$, $\mathbf{t}(\hat{\mathbf{y}})$, $\mathbf{t}(\hat{\mathbf{z}})$, e atuando sobre uma partícula sólida com a forma cúbica. A decomposição detalhada é em componentes tangentes, $\tau_{i,j}$, ($i \neq j$), e perpendiculares, $\tau_{i,i}$, ($i = j$), às superfícies da partícula. A tensão é definida como força/área [F/S]. O cubo é uniforme; as áreas das faces são iguais.



Fonte: Adaptado de Shearer (2009).

Figura 2.12 – Ilustração da (a) deformação longitudinal-transversal, (b) volumétrica e (c) cisalhante.



Fonte: Adaptado de Ikel e Amundsen (2005).

Considerando as forças que atuam em um cubo infinitesimal, homogêneo, em um sistema de coordenadas x_1, x_2, x_3 , Figura 2.13. Por exemplo, para o resultante das forças atuantes no cubo no sentido do eixo $\hat{\mathbf{x}}_1$ é dada pelo produto do vetor tensão vezes a

superfície da área correspondente (no caso infinitesimal):

$$\mathbf{F}_1(\hat{\mathbf{x}}_1) = \mathbf{t}(\hat{\mathbf{x}}_1) dx_2 dx_3 = \boldsymbol{\tau} \hat{\mathbf{x}}_1 dx_2 dx_3 = \begin{bmatrix} \tau_{xx} \\ \tau_{yx} \\ \tau_{zx} \end{bmatrix} dx_2 dx_3, \quad (2.19)$$

onde $\boldsymbol{\tau} \hat{\mathbf{x}}_1 = \mathbf{t}(\hat{\mathbf{x}}_1)$, \mathbf{F} é o vetor força, \mathbf{t} é o vetor tensão, e $\boldsymbol{\tau}$ é o tensor tensão. Para o caso de um campo de força homogêneo, $\mathbf{F}(-\hat{\mathbf{x}}_1) = -\mathbf{F}(\hat{\mathbf{x}}_1)$, não há resultante sobre o cubo, neste caso a força no plano normal a \mathbf{x}_1 é:

$$\mathbf{F}(\hat{\mathbf{x}}_1) = \frac{\partial}{\partial x_1} \begin{bmatrix} \tau_{xx} \\ \tau_{yx} \\ \tau_{zx} \end{bmatrix} dx_1 dx_2 dx_3, \quad (2.20)$$

Usando a notação de índice e o somatório para expressar a força total exercida, proveniente do campo de tensão, para todas as faces do cubo, se tem que:

$$F(x_1, x_2, x_3) = \sum_{j=1}^3 \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} dx_1 dx_2 dx_3, \quad (2.21)$$

onde \mathbf{F} é o vetor força e $\partial_j \tau_{ij}$ é a divergência do tensor-tensão.

A massa do cubo infinitesimal é dada por:

$$m = \rho dx_1 dx_2 dx_3, \quad (2.22)$$

onde ρ é a densidade.

Substituindo (2.21) e (2.22) em $F = ma$, temos a equação do movimento em termos de tensão-deformação para um meio homogêneo:

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} u_i(x, t) = \frac{\partial}{\partial x_j} \tau_{ij}(x, t) \quad (2.23)$$

esta equação governa a propagação da onda sísmica no meio fora da região da fonte, e que não mais atua.

O desejado é uma forma de solução para a equação (2.23) em termos de $u_i(x, t)$, definido como problema número 1, e para isto necessita de um modelo geométrico e parâmetros físicos; esta parte constitui uma fase importante da sismologia de sismogramas sintéticos.

Forma da Propagação Deslocamento Vetorial: Elastodinâmica

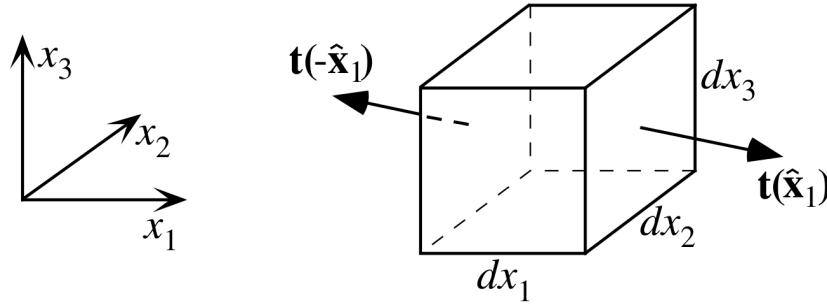
Substituindo o vínculo (2.11) entre a tensão e a deformação:

$$\tau_{ij} = \lambda \delta_{ij} \partial_k u_k + \mu (\partial_i u_j + \partial_j u_i), \quad (2.24)$$

na equação (2.23) se tem que

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \partial_j [\lambda \delta_{ij} \partial_k u_k + \mu (\partial_i u_j + \partial_j u_i)],$$

Figura 2.13 – Representação da resultante de forças em um cubo infinitesimal.



Fonte: Adaptado de Shearer (2009).

$$\begin{aligned}
 &= \partial_i \lambda \partial_k u_k + \lambda \partial_i \partial_k u_k + \partial_j \mu (\partial_i u_j + \partial_j u_i) + \mu \partial_j \partial_i u_j + \mu \partial_j \partial_j u_i, \\
 &= \partial_i \lambda \partial_k u_k + \partial_j \mu (\partial_i u_j + \partial_j u_i) + \lambda \partial_i \partial_k u_k + \mu \partial_i \partial_j u_j + \mu \partial_j \partial_j u_i.
 \end{aligned} \quad (2.25)$$

 Fazendo $\ddot{\mathbf{u}} = \partial^2 \mathbf{u} / \partial t^2$ se escreve esta equação em notação vetorial:

$$\rho \ddot{\mathbf{u}} = \nabla \lambda (\nabla \cdot \mathbf{u}) + \nabla \mu \cdot [\nabla \mathbf{u} + (\nabla \mathbf{u})^T] + (\lambda + \mu) \nabla \nabla \cdot \mathbf{u} + \mu \nabla^2 \mathbf{u}. \quad (2.26)$$

Usando o vetor identidade

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{u} = \nabla \nabla \cdot \mathbf{u} - \nabla^2 \mathbf{u} \quad (2.27)$$

na equação (2.26), se reescreve a equação da onda sísmica vetorial para meio heterogêneo na forma:

$$\rho \ddot{\mathbf{u}} = \nabla \lambda (\nabla \cdot \mathbf{u}) + \nabla \mu \cdot [\nabla \mathbf{u} + (\nabla \mathbf{u})^T] + (\lambda + 2\mu) \nabla \nabla \cdot \mathbf{u} - \mu \nabla \times \nabla \times \mathbf{u}, \quad (2.28)$$

 válida apenas para um cubo infinitesimal homogêneo em termos dos parâmetros físicos (ρ , λ , μ). Os dois primeiros termos da equação (2.28) envolvem gradientes dos seus respectivos parâmetros de Lamé. Entretanto, incluir estes gradientes torna a equação (2.28) complicada e difícil de se resolver para aplicações práticas.

 Sendo assim, é usual ignorar os dois primeiros gradientes, $\nabla \lambda$ e $\nabla \mu$, e a equação da elastodinâmica é reescrita na forma homogênea:

$$(\lambda + 2\mu) \nabla \nabla \cdot \mathbf{u} - \mu \nabla \times \nabla \times \mathbf{u} = \rho \ddot{\mathbf{u}}, \quad (2.29)$$

 como regência da onda sísmica em meio homogêneo (velocidade e parâmetros elásticos constantes), que é a forma base para a descrição da maioria de métodos para a síntese de sismogramas. Como complementação, pode-se incluir a função forçante $f(t, \mathbf{x})$, e (2.29) passa à forma não-homogênea:

$$(\lambda + 2\mu) \nabla \nabla \cdot \mathbf{u} - \mu \nabla \times \nabla \times \mathbf{u} - \rho \ddot{\mathbf{u}} = f(t, \mathbf{x}), \quad (2.30)$$

Separam-se as soluções em termos das ondas P e S através do divergente e do rotacional, respectivamente. Usando o divergente de (2.29) e a identidade vetorial $\nabla \cdot (\nabla \times \Psi) = 0$, se tem que:

$$\frac{\partial^2(\nabla \cdot \mathbf{u})}{\partial t^2} = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \nabla^2(\nabla \cdot \mathbf{u}), \quad (2.31)$$

ou

$$\nabla^2(\nabla \cdot \mathbf{u}) - \frac{1}{v_p^2} \frac{\partial^2(\nabla \cdot \mathbf{u})}{\partial t^2} = 0, \quad (2.32)$$

onde v_p é a velocidade onda P dada por:

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}. \quad (2.33)$$

Considerando o rotacional de (2.29), e usando a identidade vetorial $\nabla \times (\nabla \phi) = 0$, se tem que:

$$\frac{\partial^2(\nabla \times \mathbf{u})}{\partial t^2} = -\frac{\mu}{\rho} \nabla \times \nabla \times (\nabla \times \mathbf{u}). \quad (2.34)$$

Usando a identidade vetorial (2.27) e $\nabla \cdot (\nabla \times \mathbf{u}) = 0$, (2.34) torna-se:

$$\frac{\partial^2(\nabla \times \mathbf{u})}{\partial t^2} = \frac{\mu}{\rho} \nabla^2(\nabla \times \mathbf{u}), \quad (2.35)$$

ou

$$\nabla^2(\nabla \times \mathbf{u}) - \frac{1}{v_s^2} \frac{\partial^2(\nabla \times \mathbf{u})}{\partial t^2} = 0, \quad (2.36)$$

onde v_s é a velocidade da onda S , dada por

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}. \quad (2.37)$$

Substituindo as equações (2.33) e (2.37) em (2.29), se reescreve em termos das velocidades v_p e v_s :

$$\ddot{\mathbf{u}} = v_p^2 \nabla \nabla \cdot \mathbf{u} - v_s^2 \nabla \times \nabla \times \mathbf{u}. \quad (2.38)$$

Teorema de Lamé-Helmholtz: Potenciais de deslocamento

O deslocamento \mathbf{u} é expresso em termos do potencial escalar para a onda p , ϕ , e do potencial vetorial para a onda S , Ψ , usando o teorema da decomposição de Helmholtz (SHEARER, 2009):

$$\mathbf{u} = \nabla \phi + \nabla \times \Psi, \quad \nabla \cdot \Psi = 0. \quad (2.39)$$

Se tem que:

$$\nabla \cdot \mathbf{u} = \nabla^2 \phi, \quad (2.40)$$

e

$$\begin{aligned} \nabla \times \mathbf{u} &= \nabla \times \nabla \Psi, \\ &= \nabla \nabla \cdot \Psi - \nabla^2 \Psi, \end{aligned}$$

$$= -\nabla^2 \Psi. \quad (2.41)$$

Usando (2.32) e (2.36) as equações a seguir satisfazem os potenciais:

$$\nabla^2 \phi - \frac{1}{v_p^2} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = 0, \quad (2.42)$$

$$\nabla^2 \Psi - \frac{1}{v_s^2} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial t^2} = 0. \quad (2.43)$$

Esta é uma forma de explicar o uso da forma acústica nos problemas de modelagem na sísmica de exploração. No entanto, a solução numérica para a equação da elastodinâmica, na forma acústica segue diferentes métodos dependendo da geometria do problema. Depois de encontrar soluções para ϕ , o potencial de deslocamento da onda P é dado pelo gradiente de ϕ e o potencial de deslocamento da onda S é dado pelo rotacional de Ψ , como resultado de (2.39).

2.4.2 Equação de onda na forma acústica

A equação diferencial parcial da onda é linear, hiperbólica, segunda ordem, e se destaca aqui a aplicação para as ondas sísmicas na forma acústica. Além disso, ela é usualmente aplicada para representar a propagação em meios sólidos na forma de uma aproximação física (BEDNAR, 2013), e descrita na forma Cartesiana com as coordenadas espaciais ($\mathbf{x} = x_1, x_2, x_3$), e com uma função escalar $P_0 = P_0(t, x_1, x_2, x_3)$, cuja dimensão é a pressão, e se escreve na forma:

$$v^2 \nabla^2 P_0(t, \mathbf{x}) - \frac{\partial^2 P_0(t, \mathbf{x})}{\partial t^2} = f(t, \mathbf{x}), \quad (2.44)$$

onde ∇^2 é o Laplaciano, e v é a velocidade admitida constante (densidade constante) em um meio acústico, infinitesimal, e $f(t, \mathbf{x})$ é a função forçante distribuída no tempo-espaço (fonte sísmica). Uma forma usual de utilizar esta equação é modifica-la para a forma:

$$v^2(\mathbf{x}) \nabla^2 P_0(t, \mathbf{x}) - \frac{\partial^2 P_0(t, \mathbf{x})}{\partial t^2} = f(t, \mathbf{x}), \quad (2.45)$$

que é justificada apenas para comprimentos de ondas longos, relativamente às dimensões das camadas do meio de propagação. A solução de uma equação diferencial parcial necessita de condições iniciais e de contorno, que define o problema físico a ser estudado (LANE, 2002).

Raios: Equações do Iconal-temporal e do Transporte-amplitude.

Considerando a equação da onda na forma acústica (2.45) para a pressão p num meio com uma velocidade variável $v = v(x_i)$, e homogênea,

$$\nabla^2 P_0 = \frac{1}{v^2(x_i)} \ddot{P}_0, \quad (2.46)$$

e utilizando-se uma solução harmônica para separar a parte temporal da espacial (com dependência na frequência na temporal), o que é expressa por:

$$P_0(x_i, t) = P(x_i)e^{-i\omega(t-T(x_i))}. \quad (2.47)$$

A banda de frequência tem a seguinte propriedade: $\omega > 0$, e $P(x_i)$ e $T(x_i)$ são funções escalares suaves. A função $P(x_i)$ descreve a divergência esférica (espacial), e a função $T(x_i)$ a propagação temporal que relaciona a distância percorrida com a velocidade do meio. Para a condição que $P(x_i) = \text{constante}$, a equação (2.47) representa a solução para uma onda plana. Portanto, sendo $t = T(x_i)$ se tem a posição temporal da frente de onda, que é em geral curva.

Utilizando-se da identidade vetorial $\nabla \cdot a\vec{b} = \vec{b} \cdot \nabla a + a\nabla \cdot \vec{b}$, se tem que:

$$\nabla^2 p = \nabla \cdot \nabla p = [i\omega(\nabla P + i\omega P\nabla T) \cdot \nabla T + (\nabla^2 P + i\omega\nabla T \cdot \nabla P + i\omega P\nabla^2 T)]e^{-\omega(t-T(x_i))}, \quad (2.48)$$

que pode ser expressa na seguinte forma,

$$-\omega^2 P[(\nabla T)^2 - 1/v^2] + i\omega[2\nabla P \cdot \nabla T + P\nabla^2 T] + \nabla^2 P = 0, \quad (2.49)$$

que deve ser satisfeita para qualquer ω . As partes com ω^2 , ω^1 e ω^0 podem ser ignoradas, e com isto o interesse é nas soluções de alta frequência, para se obter o par de equações, a iconal (SHEARER, 2009):

$$(\nabla T)^2 = \frac{1}{v^2}, \quad (2.50)$$

e a do transporte

$$2\nabla P \cdot \nabla T + P\nabla^2 T = 0. \quad (2.51)$$

A iconal (2.50) representa uma equação diferencial parcial, não-linear quadrática, com relação à parte temporal T . A do transporte (2.51) representa uma equação diferencial parcial, linear com relação à amplitude (P) e ao tempo (T).

Lei de Snell e a Reflexão Especular

Se considera uma onda plana em propagação em um meio de velocidade uniforme v , que intercepta uma interface horizontal. As frentes de onda que estão nos instantes t e $t + \Delta t$ são separadas pela distância Δs , ao longo da trajetória do raio, formando um ângulo de incidência θ com a normal (Figura 2.14), sendo Δs definido por:

$$\Delta s = \Delta x \text{sen}\theta, \quad (2.52)$$

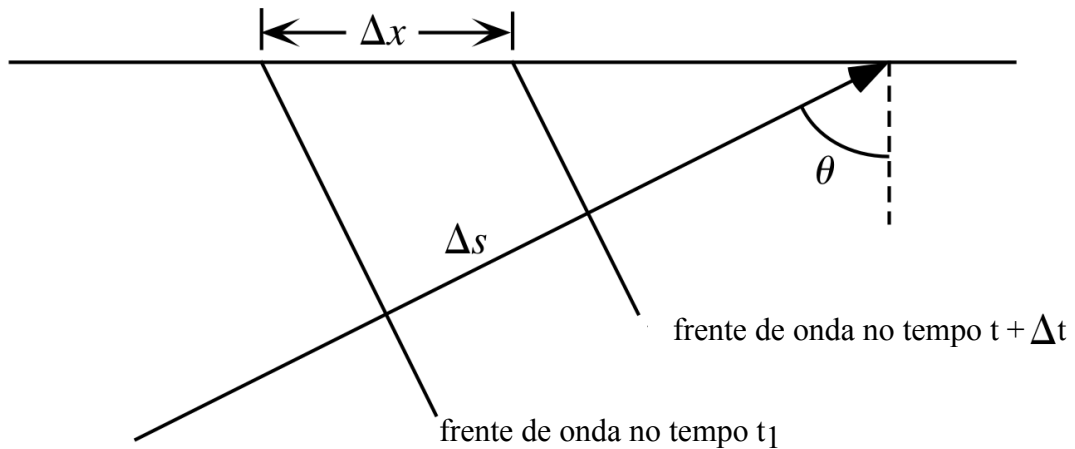
onde $\Delta s = v\Delta t$, então tem-se que:

$$v\Delta t = \Delta x \text{sen}\theta \quad (2.53)$$

ou

$$\frac{\Delta t}{\Delta x} = \frac{\text{sen}\theta}{v} = s \text{sen}\theta \equiv p, \quad (2.54)$$

Figura 2.14 – Representação de uma onda plana incidente em uma superfície horizontal. O ângulo θ é denominado ângulo incidente.

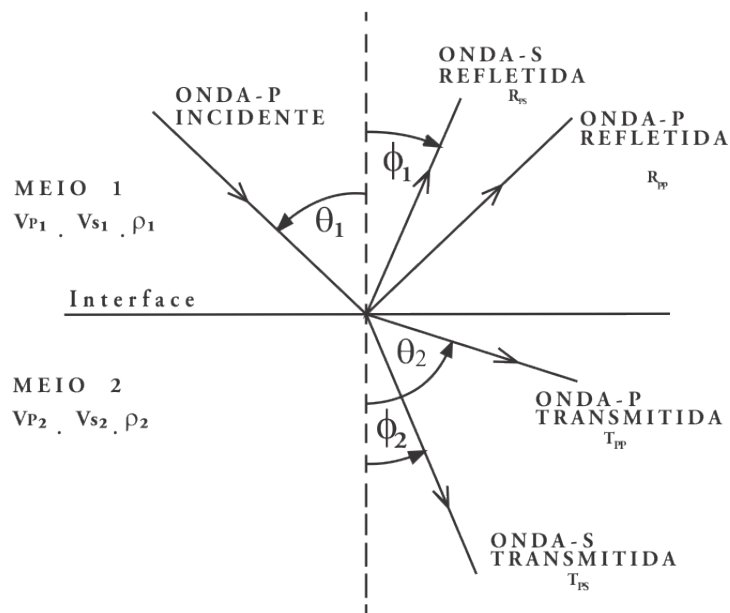


Fonte: Shearer (2009).

onde s é a vagarosidade ($s = 1/v$), v a velocidade e p parâmetro horizontal do raio que representa a vagarosidade aparente da frente de onda na direção horizontal.

A representação de uma onda plana P, ilustrada na Figura 2.15, incidente de cima para baixo em uma interface horizontal é feita usando o respectivo raio, entre duas camadas homogêneas de velocidades diferentes (sendo $v_1 > v_2$), resultando no espalhamento P-SV refletida e transmitida, onde as frentes de onda são perpendiculares aos raios. O parâmetro

Figura 2.15 – Representação de uma onda P incidente gerando ondas P e SV refletidas e transmitidas.



Fonte: Do autor.

horizontal do raio pode ser expresso em termos da vagarosidade e do ângulo de incidência

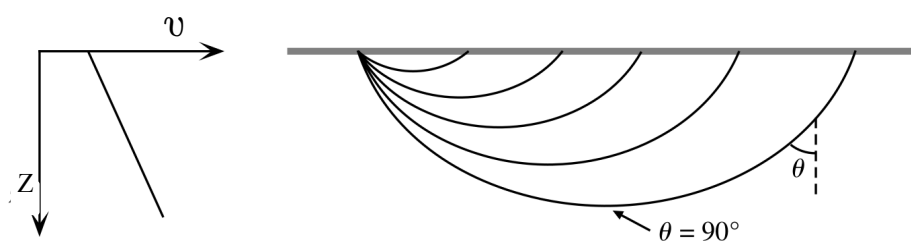
(ou emergência vertical) com a normal de forma generalizada; isto é:

$$p = s_1 \text{sen}\theta_1 = s_2 \text{sen}\theta_2 = \dots = s_n \text{sen}\theta_n. \quad (2.55)$$

A equação (2.55) também pode ser obtida pelo teorema de Fermat (SHEARER, 2009), que estabelece o tempo mínimo de percurso entre dois pontos, e deve ser estacionário para pequenas variações da trajetória do raio (superfície plana ou curva).

Se a velocidade é crescente, o ângulo θ é limitado a 90 graus, o que horizontaliza o raio (ilustrado na Figura 2.16), onde $p = s_{\text{tp}} = \frac{1}{v_{\text{tp}}} = p_{\text{tp}}$.

Figura 2.16 – Ilustração da lei de Snell generalizada para meios contínuos.



Fonte: Shearer (2009).

O cálculo do tempo de percurso e distância ao longo do raio, para o caso de um modelo formado por camadas plano-horizontais, homogêneas, isotrópicas, é dado por (Figura 2.17):

$$X(p) = 2p \sum_i^n \frac{\Delta z_i}{(s_i^2 - p^2)^{1/2}}, \quad \text{para } (s_i > p). \quad (2.56)$$

e

$$T(p) = 2 \sum_i^n \frac{s_i^2 \Delta z_i}{(s_i^2 - p^2)^{1/2}}, \quad \text{para } (s_i > p). \quad (2.57)$$

Figura 2.17 – Modelo simples de camadas plano-horizontais, homogêneas e isotrópicas. s_i é a vagarosidade na camada i , e Δz_i é a espessura da camada i .

s_1	Δz_1
s_2	Δz_2
\vdots	
s_i	Δz_i

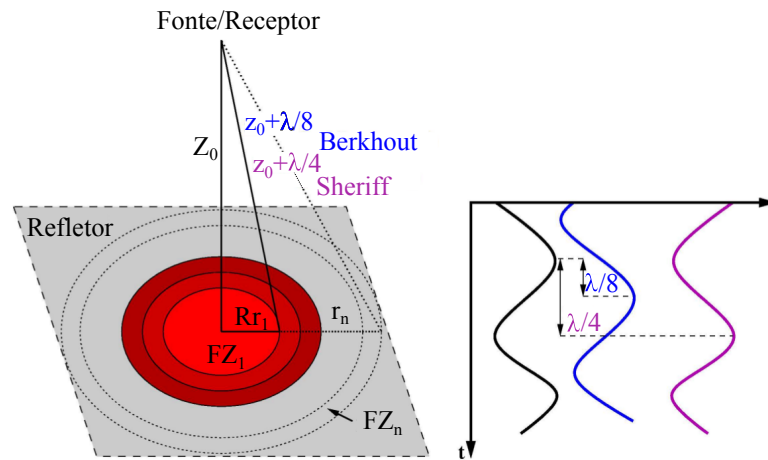
Fonte: Shearer (2009).

Zona de Fresnel e a Reflexão Não-Snélica

O conceito da Zona de Fresnel (ZF) é ilustrada nas Figuras 2.18 e 2.19, e é representado por anéis concêntricos que se intercalam como iluminados e não iluminados sobre o refletor, cuja energia chega ao receptor. Os anéis da ZF são caracterizados pelos seus raios, que dependem do comprimento de onda na forma $\lambda = \frac{v}{f}$ do pulso em propagação; sendo assim, o raio depende da frequência (f) e da velocidade do meio (v). Sheriff e Geldart (1995) mostram que a contribuição dos anéis sucessivos de Fresnel para a iluminação do ponto de observação se cancelam, e apenas a primeira ZF é que tem contribuição. Como o pulso contém uma banda de frequência, o prático é referenciar-se à frequência dominante, e, além disso, a uma velocidade média para o meio. Além disso, um outro critério em jogo é sobre o posicionamento da fonte e do receptor com relação à trajetória do raio, que neste caso é usual se tratar da trajetória de afastamento-nulo (seção de trajetória de incidência normal), o que é conveniente ao empilhamento e à migração.

Diferentes autores definem o raio da ZF de acordo com a conveniência do problema. Por exemplo, Berkhout (1984) define o raio da ZF com $\frac{1}{4}\lambda$ ($k = 4$) do comprimento de onda na hipotenusa nas Figuras 2.18 e 2.19, e Sheriff e Geldart (1995) para $\frac{1}{2}\lambda$ ($k = 2$).

Figura 2.18 – Geometria da ZF para uma reflexão de afastamento-nulo.



Fonte: Do autor.

O raio da Primeira Zona de Fresnel (PZF) para fontes pontuais é estimado usando o teorema de Pitágoras na forma:

$$r_1^2 = \left(z_0 + \frac{\lambda}{k}\right)^2 - z_0^2, \quad (2.58)$$

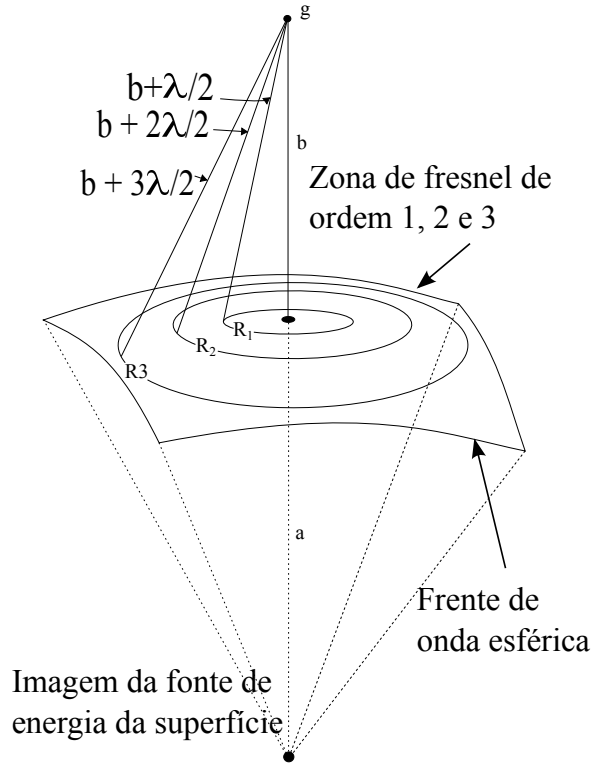
Para o caso $\lambda \ll 1$, o r_1 resulta na seguinte aproximação:

$$r_1 \approx \sqrt{\frac{\lambda z_0}{2}} = \frac{v}{2} \sqrt{\frac{t}{f}} \quad (\text{Sheriff}), \quad (2.59)$$

$$r_1 \approx \sqrt{\frac{\lambda z_0}{4}} = \frac{v}{2} \sqrt{\frac{t}{2f}} \quad (\text{Berkhout}), \quad (2.60)$$

onde z_0 é a profundidade da interface. Assim, o refletor situado na posição z_0 é expresso em termos da velocidade v e do duplo tempo de percurso t através da relação $z_0 = \frac{vt}{2}$

Figura 2.19 – Ilustração dos anéis de Fresnel, com um ponto de observação em G , superfície de um refletor iluminado por uma frente de onda esférica criada por uma fonte na subsuperfície.



Fonte: Adaptado de Hardage (1983).

A Figura 2.20 representa um corte transversal à Figura 2.19, onde o comprimento extra PQ para a trajetória do raio não-normal determina o raio da ZF. A suposição básica envolvida no cálculo da ZF é que as distâncias $a \gg \lambda$ e $b \gg \lambda$, o que equivalente à condição $r \ll a$ e $r \ll b$, o que possibilita a seguinte relação:

$$PQ = X_1 + X_2, \tag{2.61}$$

onde a distância, X_1 , é expressa como:

$$X_1 = a - \sqrt{a^2 - r^2} \simeq \frac{r^2}{2a}. \tag{2.62}$$

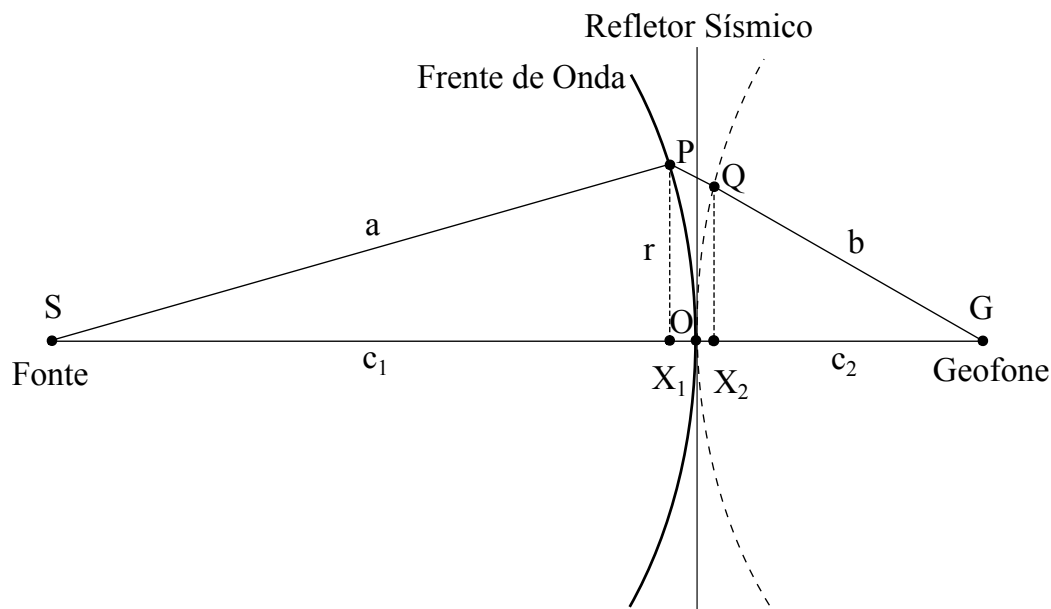
Continuando,

$$PQ = \frac{r^2}{2a} + \frac{r^2}{2b} = \frac{a+b}{2ab} r^2. \tag{2.63}$$

Para o caso onde se tem r_n para sucessivos raios de ZFs, (2.63) é escrita na seguinte forma:

$$n \frac{\lambda}{2} = \frac{a+b}{2ab} r_n^2, \tag{2.64}$$

Figura 2.20 – Representação da trajetória dos raios SPG e SOG , onde a trajetória $SPG > SOG$, $c_1 = \sqrt{a^2 - r^2}$, $c_2 = \sqrt{b^2 - r^2}$, r é o raio da ZF e $PQ = \lambda/2$. Para o caso onde o raio r seja pequeno, comparado com a e b , se tem que $PQ = X_1 + X_2$.



Fonte: Adaptado de Hardage (1983)

de onde r_1 é escrito na forma seguinte:

$$r_1^2 = \lambda \frac{ab}{a+b}. \quad (2.65)$$

Para a condição do geofone estar na superfície terrestre, $b = a$, então:

$$r_1^2 = \frac{\lambda a}{2}. \quad (2.66)$$

Para o caso onde a fonte e o receptor estejam separados e dispostos dentro do lança sísmico, a zona de Fresnel passa a ter uma forma elíptica ao invés de circular, como descrito por Zavalishin (1975) (HARDAGE, 1983).

2.5 Solução para o problema: Teoria do Raio

Nesta seção é descrita a teoria do raio nos seus aspectos cinemáticos (traçamento de raios, tempo de trânsito e frente de onda) e dinâmicos (amplitude) (CERVENY, 2001).

O campo de ondas é descrito pela ondas básicas, P e S (SH e SV) que se propagam independentemente, através de um pulso de curta duração, o que implica numa janela de maior conteúdo de frequência, na direção de um pulso Delta de Dirac, mas de banda

limitada, e este comportamento se mantém por toda a propagação, a não ser pela absorção anelástica. Tais condições dão a informação de como conteúdo de frequência do pulso deva se comportar.

A observação dos eventos deve levar em consideração dois aspectos básicos: o cinemático e o dinâmico. A parte cinemática trata das trajetórias dos raios e do tempo de trânsito dos eventos sísmicos, e a parte dinâmica acrescenta a propagação espacial da energia medida pela amplitude dos eventos (pulsos numa distribuição coerente como a hiperbólica).

As propriedades cinemática e dinâmica são combinados em uma função que representa uma forma solução da equação da onda elástica. Matematicamente, este procedimento funciona como o método de separação de variáveis, onde as partes espaciais e temporais ficam distintas.

Uma forma especial da equação de onda tem a primeira parte denominada de equação iconal, que é resolvida através de métodos numéricos (equações cinemáticas do raio), como através de um algoritmo do tipo Runge-Kutta, onde uma das soluções é o tempo de trânsito. A segunda parte é chamada de Equação do Transporte e onde é calculado o campo das amplitudes.

As equações iconal e do transporte são EDP's, onde a energia é concentrada ao longo de cada raio. Para se obter a solução assintótica de ordem zero, combina-se suas partes constitutivas que são o tempo de trânsito e a amplitude.

A técnica de traçamento de raios é realizada para cada par fonte/receptor e para cada refletor de maneira independente. Cada raio coleta uma série de atributos, entre eles: tempo de chegada, coordenada do ponto de reflexão, ângulo de incidência e amplitude.

A estimativa do tempo de trânsito ao longo de um trajeto qualquer referente a pares de fonte e receptor, pode ser feita baseada no traçamento de raios e na lei de Snell para cada interface atravessada.

Existem algumas maneiras de gerar modelos sísmicos com traçamento de raios, uma delas quando se considera os raios com incidência normal e outro baseado na propagação das ondas através de um meio acústico. A primeira é muito usada para modelagem bidimensional na indústria, ela pressupõe que a fonte e o receptor estão na mesma posição para que os raios incidam perpendicularmente sobre a interface. Já a segunda baseia-se na extrapolação dos campos de onda para resolver as equações de derivadas parciais que descrevem a propagação das ondas em subsuperfície.

3 MODELAGEM DA BACIA DO JEQUITINHONHA

O modelo 2D adotado para a bacia foi a partir do trabalho de Leite, Vieira e Silva (2017), Figura 3.3, se mostra a interpretação sismo-estrutural-estratigráfica limitado a camadas com interfaces suaves na maioria da sua extensão, e a presença de formações na forma de lentes. Nesta referida interpretação construímos um modelo formado pelo embasamento, superposto por uma sequência onde se localiza a rocha geradora, sobre a qual repousa a sequência onde se encontra a rocha reservatório capeada por duas sequências superiores. Deve se chamar atenção, que a definição de rochas reservatório e selante não é estabelecida apenas por conceitos de sedimentologia, mas também, e principalmente, baseado no conceito de distribuição de pressão em subsuperfície. Sendo assim, um reservatório é necessariamente uma zona de baixa pressão, e a geradora se situa numa condição de alta pressão. Da mesma forma, a rocha selante simplesmente significa numa condição de alta pressão.

A pressão (normal e tangencial, e média) aumenta quase linearmente com a profundidade como resultado do efeito gravitacional, mas dentro da sequência sedimentar as condições de pressão se tornam relativas no detalhe, e dependem exclusivamente nos parâmetros elásticos das unidades rochosas. Deste modo, o sistema funciona como bombas de sucção natural, com o fluido se movimentando da zona de alta para a de baixa pressão.

Como o modelo (geométrico e paramétrico) tem uma construção empírica controlada, a Tabela 3.1 descreve de forma simplificada o sistema petrolífero da Bacia do Jequitinhonha, onde está informado algumas características do reservatório e da rocha geradora, ambos construídos dentro do bloco formada por 4 linhas sísmicas (a 214-266, 214-268, 214-270 e a 214-297), e baseado em descrições geológicas (CAIXETA et al., 2008; MOHRIAK, 2003).

Modelagem

O método numérico estudado neste trabalho é denominado de triangulação de Delaunay, que é para gerar gráficos e imagens digitais, em duas ou três dimensões, útil para modelar objetos de diferentes complexidades. O método consiste em representar um objeto através de uma malha formada por triângulos que cumprem a condição de Delaunay, onde o interior da circunferência para cada triângulo circunscrito deve ser vazio (HALE; COHEN, 1991).

A Figura 3.1 ilustra a triangulação que obedece às condições de Delaunay, por um conjunto de pontos P e T uma triangulação de P , se e somente se o circuncírculo de cada triângulo de T não possui nenhum ponto de P no seu interior.

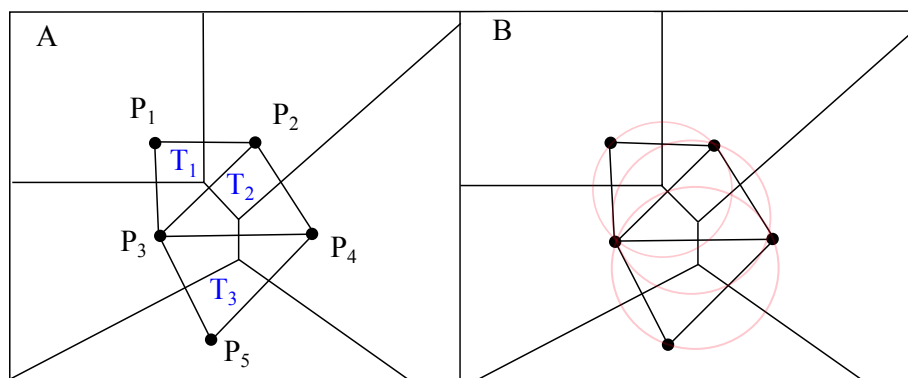
Uma das vantagens do método é a maximização dos ângulos internos dos triângulos, fazendo-os assumir a melhor forma possível. O objetivo disto é para que as formas (estru-

Tabela 3.1 – Características do Sistema Petrolífero.

Sistema Petrolífero	Descrição
Rocha Geradora	Formação Regência. Espessura aproximada de 1800 metros.
Rocha Reservatória	Formação Urucutuca: turbiditos cretáceo e terciário com uma espessura aproximada de 1120 metros. Grupo Barra Nova: calcários da Formação Regência e clásticos da formação São Mateus (com espessura aproximada de 1120 metros). Formação Mariricu: clásticos do Membro Mucuri (com espessura aproximada de 1600 metros) e carbonatos do Membro Itaúnas (com espessura não obtidas). Grupo Rio Pardo: associados a fraturas.
Rocha selante	Formação Urucutuca: folhelho e turbidito do Cretáceo e Terciário. Formação São Mateus: folhelho. Formação Regência: calcilutito, marga e calcarenito. Membro Mucuri: folhelho. Membro Itaunas: anidrita e folhelho.

Fonte: Silva (2016).

Figura 3.1 – Em (A) se tem o conjunto de pontos P (P_1, P_2, P_3, P_4 e P_5), e a triangulação T formada pelos triângulos T_1, T_2 e T_3 . Em (B) se tem a sequência de círculos para verificar se o arranjo de triângulos está de acordo com a triangulação de Delaunay, o que se confirma pela não existência de pontos de P dentro dos círculos.

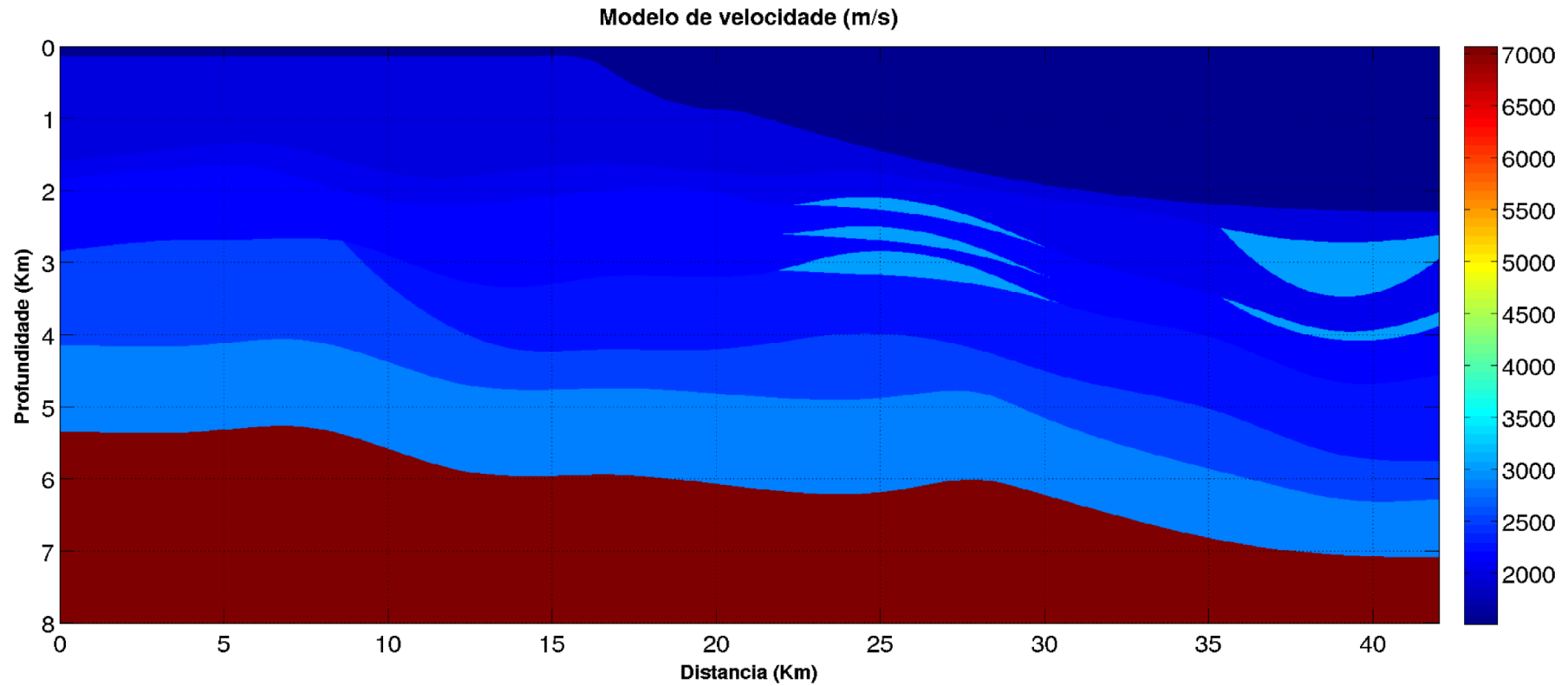


Fonte: Do autor.

turas geológicas) de grande complexidade podem ser aproximadas ao máximo da realidade desejada (para a subsuperfície). Neste sentido, Hale e Cohen (1991) desenvolveram um algoritmo para gerar modelos para o subsolo através de um ajuste feito na triangulação de Delaunay, onde os lados de alguns triângulos sempre têm que existir com base na forma do corpo que está sendo modelado.

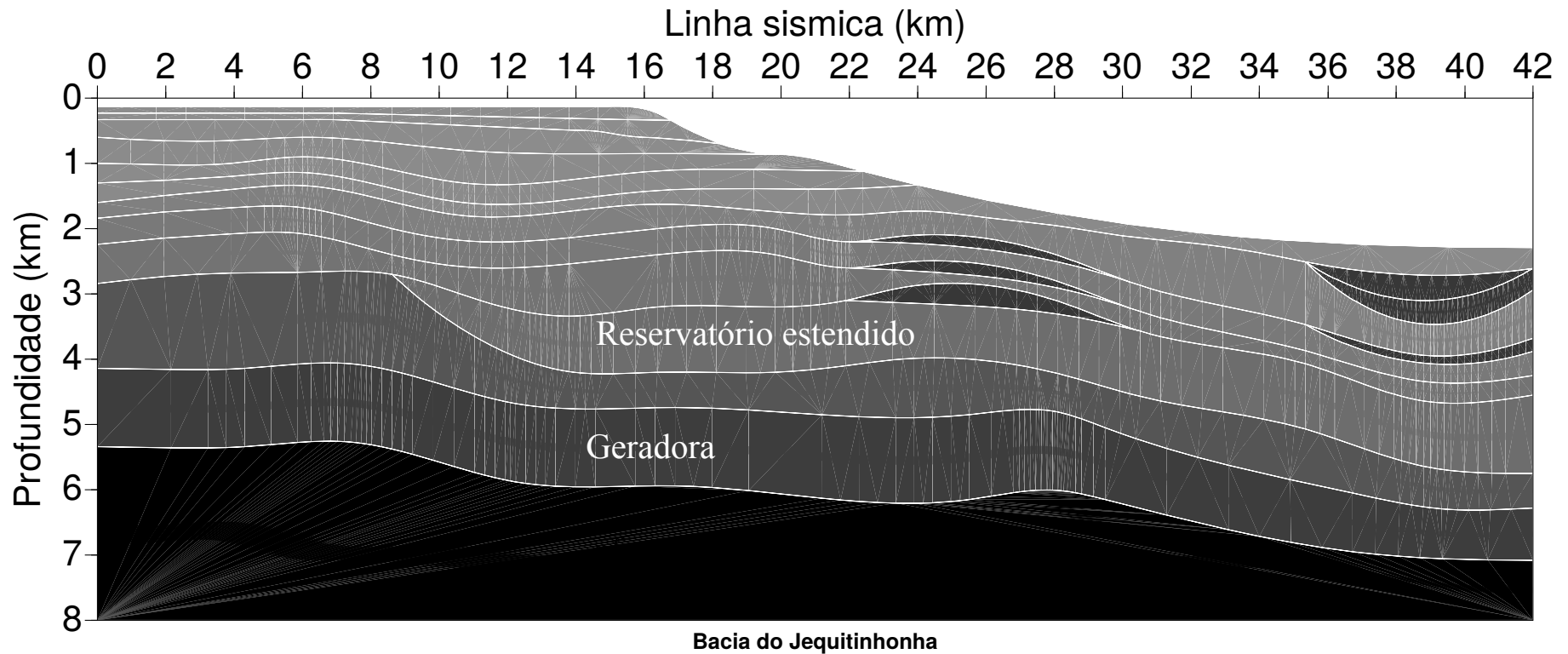
O comando *trimodel* do SU cria um modelo triangularizado, como mostra a Figura 3.3 (método de Delaunay) a partir do modelo de velocidade da Figura 3.2. A velocidade é introduzida na forma de vagarosidade ($sloth = 1/v$), e o método realiza o traçamento dos raios baseado na equação iconal (FOREL; BENZ; PENNINGTON, 2005). A distribuição de velocidades das camadas forma obtidas a partir do trabalho de Silva (2016)

Figura 3.2 – Modelo 2D de velocidade das camadas referente a Figura 3.3.



Fonte: Do autor.

Figura 3.3 – Modelo 2D adotado para a bacia a partir de Leite, Vieira e Silva (2017).



Bacia do Jequitinhonha

Fonte: Do autor.

Na linha 19 do código são definidas as dimensões do modelo em *km* (ver Apêndice A), e a partir da linha 20 se tem 21 conjuntos de valores para *xedge*, *zedge*, e *sedge*, as quais definem o contorno das interfaces (vértice), e o gradiente de velocidades. Estes valores devem ser definidas da primeira à última interface, e limitar o modelo no topo e na base para que a triangulação possa ser feita com eficiência. As linhas com *sedge* (*sloth* ao longo da interface) têm somente zeros porque as camadas são homogêneas e isotrópicas.

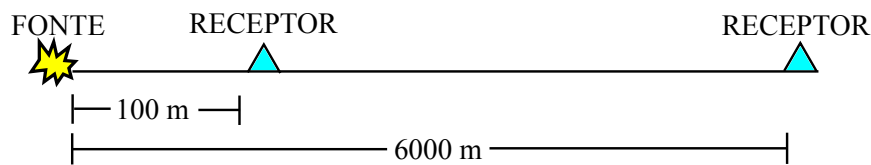
A linha 106 do código é necessária para algum programa de aquisição posterior use esse modelo. Uma interface que não é listada nesta fase, não será vista pelo código de aquisição posteriormente.

Depois de inseridos os vértice e seus correspondentes vagarosidade ao quadrado, o comando *sfill* (das linhas 107-126) é usado para preencher as partes fechadas delimitadas por bordas fixas. Então, qualquer ponto dentro de uma área fechada pode ser indicado pelo par (x, z) . A vagarosidade ao quadrado desta região é determinada pela equação 3.1, onde o usuário define como é a variação da velocidade dentro de cada camada, na forma:

$$s(x, z) = s_0 + (x - x_0) \frac{ds}{dx} + (z - z_0) \frac{ds}{dz} \quad (3.1)$$

Configuração de Aquisição

Figura 3.4 – Geometria *end-on*



Fonte: Do autor.

A configuração da aquisição sísmica feita através do comando *triseis* (um pacote SU) foi escolhida a fim de varrer todo o modelo da Figura 3.3 (ver Apêndice B), sendo a geometria *end-on* (Figura 3.4) a escolhida. A Tabela 3.2 mostra os parâmetros utilizados na aquisição.

Tabela 3.2 – Parâmetros da aquisição para a configuração *end-on*

Parâmetro	Valor do Parâmetro
Número de Tiros	400
Distância entre tiros	100 m
Número de receptores	60
Distância entre receptores	100 m
Afastamento mínimo	100 m
Afastamento máximo (end-on)	6000 m
Tempo de registro	10 s
Número de amostras por traço	2500

Fonte: Do autor

4 PROCESSAMENTO CONVENCIONAL

Neste capítulo descrevemos o processamento sísmico convencional baseado no livro de Yilmaz (2001), bem como o fluxograma aplicado às etapas do processamento sísmico em tempo; partindo da Análise de Velocidade, seguido da Correção de Sobre Tempo Normal, Empilhamento e Migração.

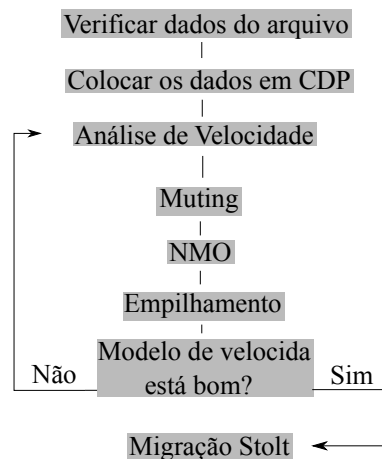
Para realizar as etapas de processamento se fez uso do pacote CWP/SU (COHEN; STOCKWELL, 2005) através dos seguintes programas:

- Análise de velocidade: *suvelan*.
- Correção NMO: *sunmo*.
- Empilhamento NMO: *sustack*.
- Migração Stolt pós-empilhamento no tempo: *sustolt*.

O livro texto de (FOREL; BENZ; PENNINGTON, 2005) serviu de base para os códigos de cada processo da etapa do processamento deste trabalho.

Foi utilizado o arquivo de saída da etapa e organizado o dado em CDP e efetuadas a análise de velocidade, correção NMO, empilhamento e migração no tempo. O fluxograma da Figura 4.1 mostra a sequência de processamento realizada.

Figura 4.1 – Fluxograma das etapas do processamento sísmico convencional.



Fonte: Do autor.

4.1 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-horizantal, cujo tempo de trânsito de reflexão de uma onda primária tem forma hiperbólica definida pelo sobre-tempo-normal, sendo expresso na forma a seguir:

$$t(x) = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{v_{\text{rms}}^2}}, \quad (4.1)$$

onde t_0 =tempo de afastamento nulo e v_{rms} =velocidade de média quadrática da raiz. A equação da correção NMO ajusta afastamento para $x = 0$ (afastamento nulo), e é expressa por:

$$\Delta t_{\text{NMO}}(h, t(0), v_{\text{NMO}}) = t(x) - t(0); \quad (4.2)$$

que a partir da equação (4.1), com $x = 2h$, fica na forma (YILMAZ, 2001):

$$\Delta t_{\text{NMO}}(h, t(0), v_{\text{NMO}}) = t(0) \left\{ \left[1 + \left(\frac{2h}{t(0)v_{\text{NMO}}} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} - 1 \right\}. \quad (4.3)$$

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:

$$S(v_{\text{NMO}}, t_0; x_0) = \frac{\sum_{t=t_0-\delta t/2}^{t_0+\delta t/2} \left[\frac{1}{N_h} \sum_{h=h_0}^{\delta h} \bar{u}[t(h, v_{\text{NMO}}); x_0] \right]^2}{\sum_{t=t_0-\delta t/2}^{t_0+\delta t/2} \frac{1}{N_h} \sum_{h=h_0}^{\delta h} [\bar{u}[t(h, v_{\text{NMO}}); x_0]]^2}, \quad (4.4)$$

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 4.2), assim se forma o modelo de velocidades NMO utilizado, primeiramente, no empilhamento e, posteriormente, na migração.

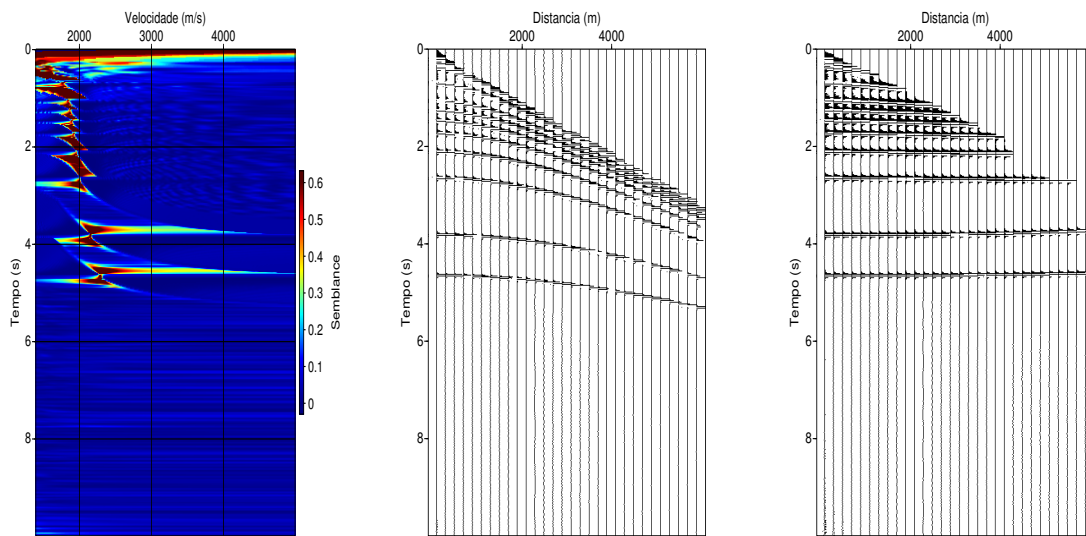
A Figura 4.3 mostra o modelo de velocidade NMO em tempo utilizado no empilhamento NMO do dado.

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

$$s(t_0) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{i=N} \bar{u}(t_i), \quad (4.5)$$

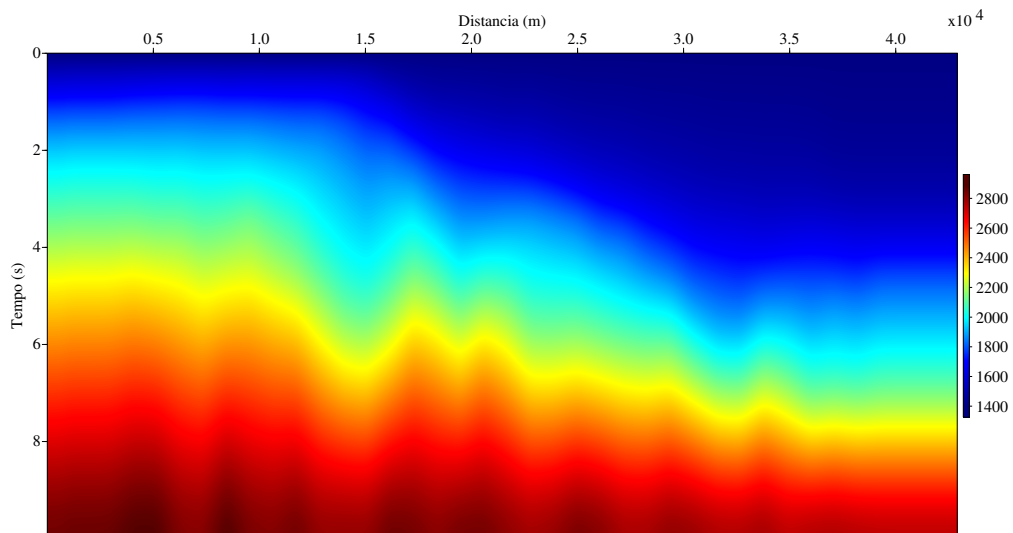
onde s_{t_0} é a amplitude resultante do somatório; u_{i,t_i} é a amplitude no i -ésimo traço no tempo-duplo t_i ; e N é o número de traços a serem somados em cada família CMP.

Figura 4.2 – CMP 59: mapa semblance (à esquerda); antes da correção NMO (meio) e após a correção NMO (à direita).



Fonte: Do Autor.

Figura 4.3 – Modelo de velocidade em tempo, suavizado, obtido no SU, a partir da análise de velocidade, onde a escala de cores representam as velocidades em m/s . 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).



Fonte: Do autor.

4.2 Migração Stolt

A migração corresponde a uma mudança de escala no eixo vertical (tempo para tempo, ou tempo para profundidade). O atributo mais importante do presente método é a

rapidez com que ele pode ser aplicado, sendo dado um meio de velocidade constante, e se baseia no princípio de Huygens (um refletor pode ser representado por uma contínua fonte pontual de onda). Uma desvantagem é que este método de migração (denominado aqui de Stolt, (STOLT, 1978), ou migração por velocidade constante), não permite a variação de velocidade com em $x - z$ (ou tempo), e o resultado apresenta uma mudança de escala para a ordenada tempo para profundidade. Como um exemplo de problema prático existente é a periodicidade da transformada de Fourier (no tempo) que, em princípio, é resolvido por estender o dado com uma pavimentação com zeros (CLAERBOUT, 1985).

Como parte do estudo e entendimento, um resumo do método Stolt (tempo-tempo, tempo-profundidade) pode ser descrito pela linha a seguir para a migração que vai até a mudança à profundidade:

$$p(x, t) \rightarrow P(k_x, \omega) \rightarrow P'(k_x, k_z = \sqrt{\frac{\omega^2}{v^2} - k_x^2}) \rightarrow p'(x, z). \quad (4.6)$$

O par de transformadas para o campo observado $p(x, t, z = 0)$ na forma simétrica é dado por:

$$P(k_x, \omega) = \frac{1}{2\pi} \int dx \int p(x, t) e^{i(k_x x - \omega t)} dt, \quad i = \sqrt{-1}, \quad (4.7)$$

$$p(x, t) = \frac{1}{2\pi} \int dk_x \int P(k_x, \omega) e^{-i(k_x x - \omega t)} d\omega. \quad (4.8)$$

Continuando, um aspecto da Stolt é a descrição no tempo-distancia para $z = 0$ (plano da observação). Sendo assim a expressão de extrapolação em profundidade (continuação para baixo), z , do campo acústico

$$v^2 \nabla^2 P_0 - \frac{\partial^2 P_0}{\partial t^2} = f(t, \mathbf{x}) \quad (4.9)$$

dada pelo transformada de Fourier em t e x é dada por:

$$P(\omega, k_x, z) = e^{ik_z z} P(\omega, k_x, z = 0), \quad (4.10)$$

onde P é o campo de pressão no domínio da frequência $f - k$, z é a ordenada (profundidade qualquer), e que pode ser escrito no domínio do tempo pela transformada inversa como dado a seguir:

$$p(t, x, z) = \int \int e^{ik_x x - i\omega t + ik_z z} P(\omega, k_x, z = 0) d\omega dk_x, \quad (4.11)$$

onde p é o campo de pressão no domínio (tempo t) do contínuo.

Para o caso limitado ao domínio do tempo, a expressão do campo extrapolado é dada por:

$$p(x, t) = \frac{1}{2\pi} \int dk_x \int P(k_x, \omega) e^{-i \left[k_x x - \sqrt{\left(\frac{4\omega^2}{c^2} - k_x^2 \right) t} \right]} d\omega. \quad (4.12)$$

Continuando com a justificativa da representação no domínio da profundidade, aplicando o princípio da *condição de imagem*, $I(x, z)$ é um *refletor em explosão* no tempo $t = 0$, se tem que:

$$I(x, z) = \int \int e^{ik_x x} e^{ik_z(\omega, k_x)z} P(\omega, k_x, 0) d\omega dk_x \quad (4.13)$$

A equação (4.13) fornece a imagem final, entretanto não está numa forma atrativa, já que implica em uma integração bidimensional deve ser feita para cada nível de z .

A direção de propagação da onda é definida pela relação entre z e t , o que é necessário para manter a fase constante na expressão $\exp(-i\omega t + ik_z z)$. Se ω for sempre positivo, então $+k_z$ refere-se às ondas descendentes e $-k_z$ às ondas ascendentes. Frequências negativas ω bem como as frequências positivas, são necessárias para descrever ondas que têm valores reais.

Assim, a descrição adequada para uma onda descendente é que os sinais de ω e k_z devem ser o mesmo, e para uma onda ascendente ω e k_z devem ter sinais diferentes. A partir destas considerações, a variável de integração em (4.13) é mudada de ω para k_z :

$$\omega = -\text{sgn}(k_z)v\sqrt{k_x^2 + k_z^2}, \quad (4.14)$$

$$\frac{d\omega}{dk_z} = -\text{sgn}(k_z)v\frac{k_z}{\sqrt{k_x^2 + k_z^2}}, \quad (4.15)$$

$$\frac{d\omega}{dk_z} = -v\frac{|k_z|}{\sqrt{k_x^2 + k_z^2}}. \quad (4.16)$$

Com estas relações a equação (4.13) passa à forma:

$$I(x, z) = \int \int e^{ik_x x + ik_z z} \left\{ P[\omega(k_x, k_z), k_x, 0] v \frac{|k_z|}{\sqrt{k_x^2 + k_z^2}} \right\} dk_z dk_x. \quad (4.17)$$

A equação (4.17) resume a mudança na transformada inversa de Fourier (4.13), e a migração Stolt é uma implementação direta desta equação.

- Transformada de Fourier dupla de $p(t, x, z = 0)$ para $P(\omega, k_x, z = 0)$.
- Continuar P ao longo uma malha para novo nível como função de k_x, k_z .
- Multiplicar P pelo fator $\cos(\theta) = \frac{|k_z|}{\sqrt{k_x^2 + k_z^2}}$, onde o cosseno é o Jacobiano da transformação.
- Transformada inversa de Fourier de $P'(k_x, k_z)$ para $p'(x, z)$.

5 MÉTODO CRS

O método de empilhamento por superfície de Reflexão Comum (CRS - *common reflection surface*) é uma técnica alternativa de imageamento de dados sísmicos que não dependem do conhecimento a priori do modelo de velocidades do meio, enquanto o método convencional (NMO) é baseado numa análise de velocidade medida pelo correção de sobre-tempo-normal ($NMO=Normal\ Moveout$). Ambas as técnicas, CRS e NMO, simulam a seção de afastamento-nulo (ZO - *zero offset*) utilizando dados de cobertura múltipla, através da soma dos eventos sísmicos ao longo das superfícies de empilhamento associadas a cada ponto de amostragem da seção ZO ($P_0(x_0, t_0)$); no entanto, enquanto o método NMO utiliza N pontos no empilhamento, o CRS utiliza teoricamente N^2 pontos, o que estatisticamente é muito mais significativo. Como resultado, é claro visualmente e numericamente que as seções CRS simuladas apresentam resolução lateral e relação sinal/ruído melhores do que as apresentadas pelos métodos NMO convencionais Müller (1999), Jäger (1999) e Mann (2002).

O método CRS é baseado na teoria paraxial do raio, sendo natural que este trabalho apresente um resumo dos conceitos básicos relacionados a este método, como descrito por Bortfeld (1989) e Schleicher, Tygel e Hubral (1993), entre outros mais atuais.

5.1 Aproximação Paraxial

A propagação de ondas sísmicas descrita pela teoria do raio é básica e fundamental para o tratamento de dados sísmicos, onde é contida a aproximação de alta frequência que é baseada em três condições físicas:

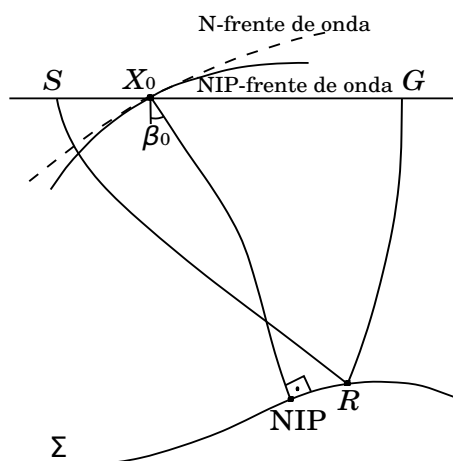
1. A condição de alta frequência significa que o comprimento de onda é muito menor do que a distância percorrida, e menor do que a escala de comprimento das heterogeneidades do meio, e estabelece que a frente de onda é localmente plana e satisfaz a lei de Snell;
2. Num meio homogêneo e isotrópico a direção do fluxo de energia não muda de direção, e percorre o meio ao longo de uma reta denominada *raio*;
3. O raio muda de direção quando há mudança nas propriedades físicas do meio.

A propagação em meios heterogêneos (por exemplo, o formado por camadas em uma bacia sedimentar) implica em que os valores dos parâmetros em qualquer ponto de um raio paraxial sejam linearmente dependentes de seu ponto inicial. Esta dependência é descrita pelas matrizes propagadoras do raio [$\mathbf{\Pi}$ segundo Cerveny (1987)], ou \mathbf{T} segundo

Bortfeld (1989)], de onde se pode estimar o tempo de trânsito e a zona de Fresnel ao longo do raio (HUBRAL; SCHLEICHER; TYGEL, 1993).

A representação da propagação por meio de raio é mais conveniente do que por frente de onda devido à simplicidade em se construir uma figura para acompanhar e interpretar o evento em propagação. A teoria paraxial usa a trajetória fonte-sensor (onda refratada, onda mergulhante, onda refletida), onde é descrita uma trajetória considerada como referência, x_0 (exemplo de onda axial, ou central, é a onda de incidência normal, NIP), e outras sucessivamente (lateralmente) distanciadas e consideradas paraxiais, como ilustrado na Figura 5.1. Na sísmica de reflexão são considerados os raios que partem de

Figura 5.1 – Ilustração dos parâmetros CRS para um raio central normal X_0 NIP X_0 : β_0 o ângulo de emergência, NIP e N são curvaturas da frente de onda. Σ é o refletor, X_0 é a coordenada do ponto central, e S e G são as posições da fonte e receptor para um raio paraxial, refletido em R.



Fonte: Adaptado de Tygel et al. (1997).

uma superfície onde se localizam as fontes, denominada de *superfície anterior*, e chegam a uma superfície onde se localizam os receptores, denominada de *superfície posterior*, e em geral estas superfícies são as mesmas ou estão próximas.

O modelo geométrico para a subsuperfície, de interesse prático neste trabalho, é formado por camadas homogêneas, isotrópicas, limitadas por superfícies curvas suaves, onde a teoria paraxial é atendida. Sendo assim, o desenvolvimento visa o cálculo do tempo de trânsito duplo para reflexões primárias para um modelo heterogêneo, que para um espaço 3D podemos considerar como um cálculo bem mais complicado. A fórmula para o tempo de trânsito duplo servirá como trajetória para o empilhamento no domínio semblance.

Este modelo em 2D, (x, z) , pode ser considerado como mais simples e próximo da realidade das estruturas geológicas em subsuperfície, sendo constituído de camadas homogêneas, isotrópicas e com interfaces arbitrariamente curvas como ilustrado na Figura

5.2; mas se estender a uma visualização geológica 3D, (x, y, z) , a estrutura geológica se repete (isto é, é constante) ao longo do eixo y (perpendicular à página).

Baseado na teoria paraxial do raio, e apresentado por diferentes autores, entre eles Landa (2007), Müller (1999), a aproximação do tempo de trânsito para este modelo é apresentado em duas formas; o parabólico dado pela equação

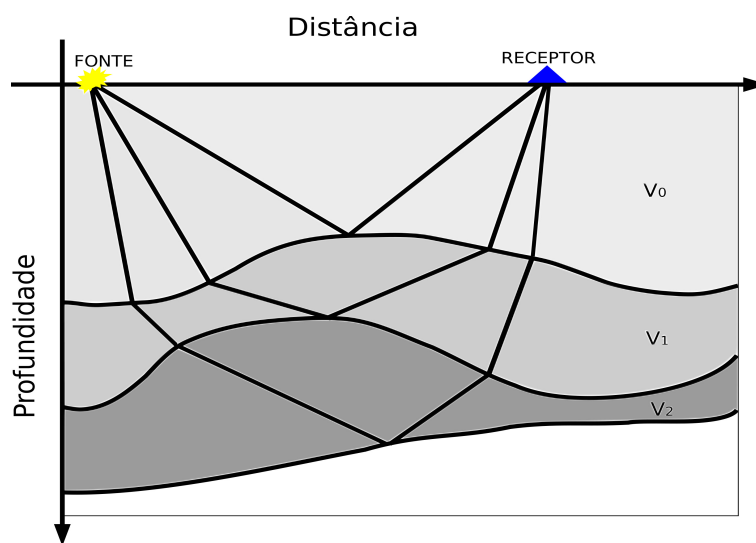
$$t(x_m, h) = t_0 + 2\frac{\text{sen}\beta_0}{v_0}(x_m - x_0) + \frac{\text{cos}^2\beta_0}{v_0} \left(\frac{(x_m - x_0)^2}{R_N} + \frac{h^2}{R_{\text{NIP}}} \right), \quad (5.1)$$

e o hiperbólico dado pela equação

$$t^2(x_m, h) = \left(t_0 + 2\frac{\text{sen}\beta_0}{v_0}(x_m - x_0) \right)^2 + 2t_0\frac{\text{cos}^2\beta_0}{v_0} \left(\frac{(x_m - x_0)^2}{R_N} + \frac{h^2}{R_{\text{NIP}}} \right), \quad (5.2)$$

que é obtida a partir da parabólica. No qual t_0 é o afastamento nulo, β_0 é o ângulo de mergulho, h meio-afastamento fonte-receptor, x_m é o ponto médio comum, x_0 é a coordenada inicial, R_N é o raio de curvatura da onda N e R_{NIP} é o raio de curvatura da onda NIP.

Figura 5.2 – Modelo composto por camadas homogêneas, isotrópicas, limitadas por interfaces curvas e posicionadas entre dois semi-espacos.



Fonte: Da autor.

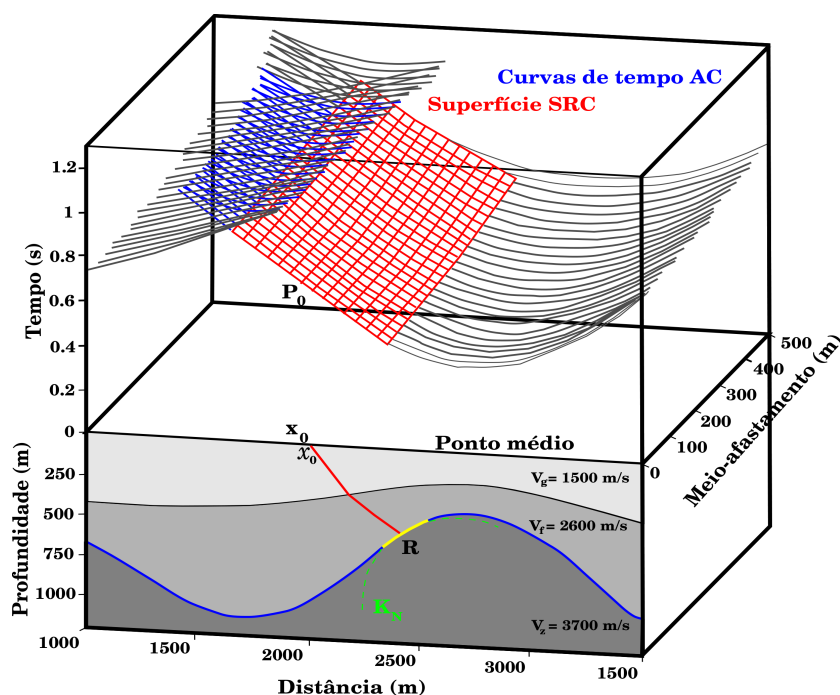
Nas equações (5.1) e (5.2), t_0 é o tempo de trânsito da trajetória afastamento-nulo ($x_m = x_0$ e $h = 0$), v_0 é a velocidade na superfície ao redor do ponto $P_0(x_0, t_0)$, x_m é a coordenada do ponto-médio-comum, h é o meio-afastamento fonte-receptor, x_0 é o ponto de referência na superfície. Os atributos β_0 , R_N e R_{NIP} são relativas à frente de onda observada no ponto $P_0(x_0, t_0)$ (Figura 5.3), e obtidas a partir de dois experimentos físico-matemáticos hipotéticos simultâneos, o refletor em explosão e o ponto em explosão (SHAH, 1973).

5.2 Empilhamento CRS

O método de empilhamento CRS visa, entre outras operações, simular seções afastamento-nulo, e o modelo usado considera o caso de uma superfície de observação plana.

A implementação do CRS foi feita com várias peculiaridades: (1) o processo é automatizado; (2) a informação a priori é a velocidade próxima a linha sísmica de aquisição, e mais especificamente relacionado ao ponto de referência $P_0(t_0, x_0)$; (3) o operador de empilhamento CRS (Figura 5.3) depende de três parâmetros (β_0 , R_{NIP} e R_N) que definem a sua superfície.

Figura 5.3 – Ilustração do operador de empilhamento CRS. (Parte inferior) Modelo formado de duas camadas sobre um semi-espaço, onde em vermelho é mostrado um raio de afastamento-nulo. (Parte superior) As curvas em azul e cinza representam os tempos de trânsito hiperbólico dos eventos de reflexão, e em vermelho a superfície do operador CRS.



Fonte: Adaptado de Mann (2002).

A determinação dos parâmetros (atributos da frente de onda) do operador é realizada através de estratégias de busca global que utilizam casos particulares da equação do tempo de trânsito (Equação 5.2) controlada pelos raios de curvatura das ondas NIP e N. Isto faz com que a busca tri-paramétrica original seja desdobrada em problemas mais simples que envolvem um ou dois parâmetros desconhecidos. As equações do empilhamento CRS consideram a aproximação do refletor em subsuperfície por um segmento de círculo em 2D, ou por uma esfera em 3D.

O empilhamento convencional de dados sísmicos em configuração CMP é realizado com aproximações hiperbólicas do tempo de trânsito. No empilhamento CRS não é diferente, de modo que este método utiliza aproximações do tempo de trânsito tri-paramétricas de segunda ou mais ordem. O operador de empilhamento CRS (Equação 5.2) é função das coordenadas espaciais independentes x_m e h . Além da seção simulada ao afastamento-nulo, são apresentados também os atributos (β_0 , R_{NIP} e R_N) da frente de onda relativos à superfície de medida no ponto $P_0(x_0, t_0)$. As quantidades β_0 , R_{NIP} e R_N são os parâmetros da função polinomial que representa a superfície do operador, e são objetos da estimativa usando métodos de otimização.

Para outras aplicações dos atributos CRS podemos citar Duvencek (2002) na inversão tomográfica, Heilmann (2007) no empilhamento com topografia irregular, Steht (2004) na sísmica de poço, Koglin (2005) e Baykulov e Gajewski (2007) na interpolação de traços.

Para quantificar o ajuste do operador ao evento (seção) observado, pré-empilhado, se faz uso da medida de coerência Semblance (NEIDELL; TANER, 1971), e o problema prático a ser resolvido pode ser estabelecido da seguinte forma: encontrar o máximo absoluto do valor da função coerência que depende de três parâmetros independentes β_0 , R_{NIP} e R_N . Além disso, como o problema é não-linear, a forma de encontrar o extremo global/local é a partir de um ponto de partida, que neste caso é uma terna de parâmetros iniciais (β_0^{ini} , R_{NIP}^{ini} e R_N^{ini}).

Podemos frisar que deve haver uma relação entre o método de empilhamento e a geometria geológica (nível de complexidade), uma vez que a base do método é a teoria paraxial do raio que prevê um modelo suave de velocidades.

5.3 Estimativa dos Atributos da Frente de Onda

Medida de Coerência Semblance

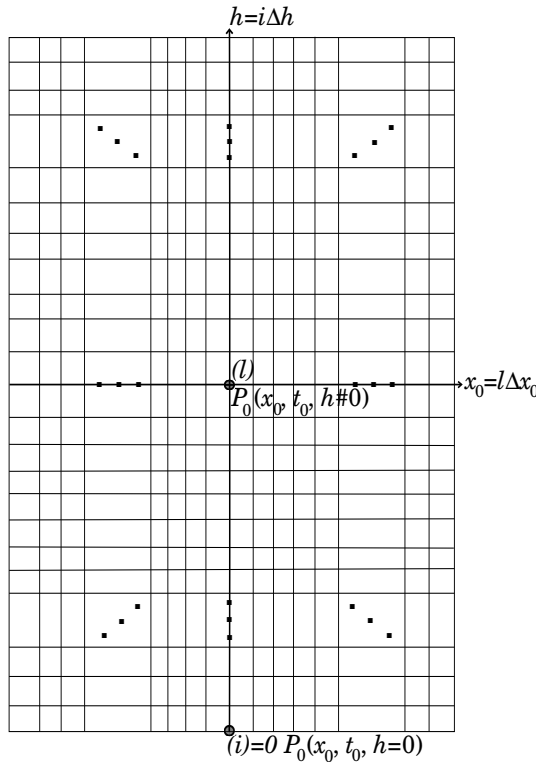
O empilhamento CRS é realizado com base em métodos de análise de coerência numa malha (h, x_m) , (Figura 5.4) ao longo de trajetórias previstas pelos modelos teóricos das diferentes etapas, sendo especificamente usada a medida semblance, S , em famílias CMP (NEIDELL; TANER, 1971), e que é dada por:

$$S(\mathbf{m}) = \frac{\sum_{l=1}^N \sum_{j=k(i)-\frac{W}{2}}^{k(i)+\frac{W}{2}} \left(\sum_{i=1}^M u_{l,i,j(i)}(t_k; \mathbf{m}) \right)^2}{M \sum_{l=1}^N \sum_{j=k(i)-\frac{W}{2}}^{k(i)+\frac{W}{2}} \sum_{i=1}^M u_{l,i,j(i)}^2(t_k; \mathbf{m})}, \quad (0 \leq S \leq 1), \quad (5.3)$$

onde $\mathbf{m} = \beta_0, R_{NIP}, R_N; v_0$, l é o índice das contribuições ao longo da coordenada x_m com

N pontos, i é o índice das contribuições ao longo da coordenada h com M pontos, e k é o índice das contribuições ao longo da coordenada t_0 numa sub-janela W curta. A quantidade $u_{i,j(i)}(t_k; \mathbf{m})$ são as amplitudes processadas dos traços, e obtidas por uma interpolação linear na malha do mapa $x_m - h$ ao longo da trajetória $t_k(\mathbf{m}; v_0)$. O semblance é descrito

Figura 5.4 – Malha $N \times M$ representativa do empilhamento CRS. O tempo é representado perpendicularmente ao plano da figura.



Fonte: Da autora.

como a razão normalizada da energia de saída para a de entrada, onde o numerador expressa a energia coerente ao longo da trajetória de empilhamento. Sendo assim, o máximo valor do semblance é 1, e o resultado é insensível à escala das amplitudes.

Uma alternativa ao semblance é usar a amplitude instantânea, em vez da amplitude registrada no cubo de dados, o que é calculado através do sinal analítico expresso por:

$$U(t) = u(t) - i\mathcal{H}[u(t)], \quad (5.4)$$

onde i denota a unidade imaginária e \mathcal{H} a transformada de Hilbert.

5.3.1 Busca Automática dos Atributos de Empilhamento CRS

A solução para o problema de otimização tri-paramétrica não-linear é dividi-la em quatro partes (MÜLLER, 1999), com o objetivo de estimar os atributos β_0 , R_{NIP} e R_N em famílias CMP, que são resumidas a seguir:

1. Busca de v_{EMP} ;
2. Busca de β_0 e R_{NIP} ;
3. Busca de R_{N} ;
4. Empilhamento Inicial para comparação;
5. Busca Final por Otimização a partir do conjunto usado no empilhamento inicial.

Primeira Etapa

A primeira etapa consta da busca do parâmetro velocidade de empilhamento, v_{EMP} em famílias CMP. Nesta etapa é também simulado o empilhamento de uma seção de afastamento-nulo com base numa simplificação da Equação 5.2 para $x_m = x_0$, o que reduz a Equação 5.2 para a seguinte forma:

$$t_{\text{CMP,hiperbólico}}^2(x_m = x_0, h) = t_0^2 + \frac{2t_0}{v_0}qh^2, \quad (5.5)$$

onde o parâmetro q corresponde a

$$q = \frac{\cos \beta_0}{R_{\text{NIP}}}. \quad (5.6)$$

Esta redução faz com que a Equação 5.2 passe a depender apenas do parâmetro q , que combina dois parâmetros CRS. Comparando a Equação 5.5 com a equação do empilhamento convencional dada por:

$$t^2(h) = t_0^2 + \frac{4}{v_{\text{EMP}}^2}h^2; \quad (5.7)$$

e a velocidade de empilhamento v_{EMP} de Sobre-tempo Normal *Moveout*, pode ser expressa na forma

$$v_{\text{EMP}}^2 = \frac{2v_0}{t_0q} = \frac{2v_0R_{\text{NIP}}}{t_0 \cos^2 \beta_0}. \quad (5.8)$$

A partir da particularização acima, a primeira etapa de busca dos atributos CRS utiliza seções CMP, sendo semelhante a análise de velocidade do empilhamento convencional, mas sem interação com o usuário (otimização por Busca Global tipo Simplex). Para cada seção CMP identificada por x_0 , e para cada t_0 se determina numa malha o valor de q que produz o maior valor de coerência com base na fórmula (5.5).

Segunda Etapa

Esta etapa consta da busca dos parâmetros ângulo de emergência vertical, β_0 , e do raio de curvatura da onda NIP, R_{NIP} , na seção empilhada.

Com o resultado da etapa anterior se produz também uma seção simulada ao afastamento-nulo, que adicionalmente possui uma boa relação sinal/ruído, o que justifica

a busca linear pelo parâmetro β_0 . Para pequenos deslocamentos ao longo da coordenada ponto-médio (x_m), e devido ao parâmetro R_N possuir em geral grandes valores, ou seja, ($|R_N| \gg 1$), se pode desprezar a contribuição da parcela de segunda ordem na Equação 5.2 obtendo a seguinte equação,

$$t_{ZO,linear}(x_m, h = 0) = t_0 + \frac{2\text{sen}\beta_0}{v_0}(x_m - x_0). \quad (5.9)$$

Desta forma, uma busca uni-paramétrica por β_0 é realizada numa pequena vizinhança (abertura) de x_0 . Como β_0 e o parâmetro combinado q estão determinados, através da Equação 5.6 é calculado o parâmetro raio de curvatura da onda NIP (R_{NIP}).

Terceira Etapa

Esta etapa consta da busca do parâmetro raio de curvatura da onda Normal, R_N , na seção empilhada.

A partir dos resultados da etapa anterior resta determinar o parâmetro R_N , considerando a configuração afastamento-nulo onde $h = 0$, a Equação 5.2 se reduz a:

$$t_{ZO,hiperbólico}^2(x_m, h = 0) = \left(t_0 + \frac{2\text{sen}\beta_0}{v_0}(x_m - x_0) \right)^2 + \frac{2t_0 \cos^2 \beta_0}{v_0 R_N}(x_m - x_0)^2. \quad (5.10)$$

como o parâmetro β_0 foi determinado na etapa anterior, nesta etapa é realizado a busca uni-paramétrica do parâmetro R_N com a fórmula (5.10).

Quarta Etapa

Esta etapa consta da realização do denominado Empilhamento Inicial usando os parâmetros obtidos nas três etapas anteriores; isto é, β_0^{ini} , R_N^{ini} e R_{NIP}^{ini} , usando a Equação 5.2. Se usa esta denominação para enfatizar que os parâmetros determinados através destes três procedimento são apenas uma primeira estimativa.

Quinta Etapa

Esta etapa consta da busca conjunta final da terna de parâmetros por otimização. Nesta etapa é usado o operador (Equação 5.2), a função objeto de minimização coerência Semblance, o algoritmo de otimização do tipo poliedro flexível (tipo Simplex), e os parâmetros iniciais (β_0^{ini} , R_N^{ini} e R_{NIP}^{ini}) obtidos das etapas anteriores, para se estimar a melhor terna no sentido do Semblance (que é uma forma de quadrados-mínimos normalizados). O resultado da busca final serve para produzir a seção empilhada denominada de Otimizada.

5.3.2 Otimização do Funcional Semblance

As buscas descritas acima para os parâmetros (atributos da frente de onda) do operador de empilhamento CRS é um problema de otimização global tri-paramétrico não-linear. Para subconjuntos do cubo de dados, o número de parâmetros se reduz a

problemas uniparamétricos que podem ser resolvidos para obtenção de atributos iniciais do campo de onda. Em várias situações, estes atributos iniciais são suficientemente próximos dos valores “otimizados” dos atributos do campo de onda que maximizam o valor de coerência (ou, em situações de mergulhos conflitantes como um máximo local). A solução do problema não-linear necessita de valores iniciais, que neste caso se considera os valores obtidos nas buscas anteriores à otimização tri-paramétrica posicionados na vizinhança do máximo global.

A implementação do método de empilhamento CRS (versão usada neste trabalho) é baseado na busca denominada de Poliedro Flexível segundo Nelder e Mead (1965). Para uma função objeto de minimização, $f(\mathbf{x})$, onde \mathbf{x} é um vetor com $M \geq 2$ componentes, este algoritmo propaga um poliedro com $n + 1$ vértices sobre o espaço M -dimensional dos parâmetros. O método inicia com um certo poliedro, que requer os valores da função-objeto f nos vértices \mathbf{x}_i , e internamente calcula as novas posições dos vértices sem o uso de derivadas. Uma fonte de descrição do processo de otimização é segundo Himmelblau (1972), onde o Polinômio Flexível tem quatro operações básicas: reflexão, expansão, contração e redução. É admitido que $\mathbf{x}_i^{(k)}$ seja o i -ésimo vértice do poliedro na k -ésima iteração da otimização, e $i = 1, \dots, n + 1$. O valor correspondente da função objeto de minimização é $f(\mathbf{x}_i^{(k)})$. As seguintes definições são aplicadas:

- O vértice $\mathbf{x}_h^{(k)}$ associado ao maior valor da função objeto, tal que:

$$f(\mathbf{x}_h^{(k)}) = \max [f(\mathbf{x}_1^{(k)}), \dots, f(\mathbf{x}_{n+1}^{(k)})],$$
- O vértice $\mathbf{x}_s^{(k)}$ associado ao segundo maior valor da função objeto, tal que:

$$f(\mathbf{x}_h^{(k)}) = \max [f(\mathbf{x}_i^{(k)})] \quad \forall i \neq h, e$$
- O vértice $\mathbf{x}_l^{(k)}$ associado ao menor valor da função objeto, tal que:

$$f(\mathbf{x}_l^{(k)}) = \min [f(\mathbf{x}_1^{(k)}), \dots, f(\mathbf{x}_{n+1}^{(k)})].$$

O processo é iniciado com um poliedro inicial, cujos vértices iniciais $\mathbf{x}_i^{(0)}$ são apresentados mais adiante. Então, no início de cada iteração, os vértices $\mathbf{x}_h^{(k)}$, $\mathbf{x}_s^{(k)}$ e $\mathbf{x}_l^{(k)}$ são determinados. Para as operações básicas reflexão, expansão e contração, devemos calcular o centroide dado por:

$$\mathbf{c}^{(k)} = \frac{1}{n} \left[\left(\sum_{i=1}^{n+1} \mathbf{x}_i^{(k)} \right) - \mathbf{x}_h^{(k)} \right],$$

para todos os vértices $\mathbf{x}_h^{(k)}$. A primeira operação é refletir o vértice $\mathbf{x}_h^{(k)}$ sobre o centroide $\mathbf{c}^{(k)}$ para obter o novo vértice:

$$\mathbf{r}^{(k)} = \mathbf{c}^{(k)} + a \left(\mathbf{c}^{(k)} - \mathbf{x}_h^{(k)} \right), \quad \text{com } a > 0.$$

Se $f(\mathbf{r}^{(k)}) \leq f(\mathbf{x}_s^{(k)})$, o mínimo é esperado na direção da reflexão. Se $f(\mathbf{r}^{(k)}) \leq f(\mathbf{x}_l^{(k)})$, o algoritmo tenta acelerar nesta direção por meio de uma equação de reflexão do poliedro:

$$\mathbf{e}^{(k)} = \mathbf{c}^{(k)} + b \left(\mathbf{c}^{(k)} - \mathbf{x}_h^{(k)} \right), \quad \text{com } b > 1.$$

Este vértice expandido é aceito se ele produz um valor baixo para $\mathbf{x}_l^{(k)}$. Assim, duas possíveis operações são produzidas:

$$\begin{aligned} f(\mathbf{r}^{(k)}) \leq f(\mathbf{x}_l^{(k)}) \wedge f(\mathbf{e}^{(k)}) \leq f(\mathbf{x}_l^{(k)}) & \text{ Reflexão e expansão: } \mathbf{x}_m^{(k)} := \mathbf{e}^{(k)}; \\ f(\mathbf{x}_l^{(k)}) < f(\mathbf{r}^{(k)}) \leq f(\mathbf{x}_s^{(k)}) \wedge f(\mathbf{e}^{(k)}) > f(\mathbf{x}_l^{(k)}) & \text{ Reflexão: } \mathbf{x}_m^{(k)} := \mathbf{r}^{(k)}. \end{aligned}$$

Nos demais casos, o algoritmo admite que o poliedro é iniciado para buscar um mínimo. A reflexão é aceita como um vértice intermediário, isto é, $\mathbf{x}_h^{(k)} := \mathbf{f}^{(k)}$ se $f(\mathbf{r}^{(k)}) \geq f(\mathbf{x}_h^{(k)})$.

A próxima operação é o poliedro contração de acordo com:

$$\mathbf{k}^{(k)} = \mathbf{c}^{(k)} + c(\mathbf{x}_h^{(k)} - \mathbf{c}^{(k)}), \quad \text{com } 0 < c < 1.$$

Esta contração, com ou sem reflexão, é aceita se $f(\mathbf{k}^{(k)}) \leq f(\mathbf{x}_h^{(k)})$. Se a contração não é realizada com sucesso, a procura pelo mínimo é considerada na vizinhança de $\mathbf{x}_l^{(k)}$ e o poliedro esperado é muito grande para detectar o mínimo. Assim, a operação final é para reduzir (refletido) o poliedro em torno do vértice $\mathbf{x}_l^{(k)}$:

$$\mathbf{x}_i^{(k)} = \mathbf{x}_l^{(k)} + \frac{1}{2}(\mathbf{x}_i^{(k)} - \mathbf{x}_l^{(k)}), \quad i = 1, \dots, n + 1.$$

Esta etapa é composta por seis transformações que são aplicadas ao poliedro em cada iteração: reflexão, reflexão e expansão, contração, reflexão e contração, redução, reflexão e redução. Estas transformações habilitam o poliedro a se propagar sobre o espaço dos parâmetros (reflexão) com a opção de aumentar ou diminuir sua velocidade de propagação (expansão e contração). Na vizinhança do mínimo procurado, o poliedro também é capaz de encolher (redução).

As seis transformações são mostradas na Figura 5.5 para um espaço tri-dimensional de parâmetros ($M = 3$), e os coeficientes $a = 1$ para reflexão, $b = 2$ para a expansão e $c = \frac{1}{2}$ para a contração. Estes coeficientes são usados no CRS.

Após cada iteração um critério de parada deve ser avaliado. O critério dado em Himmelblau (1972) é dada por:

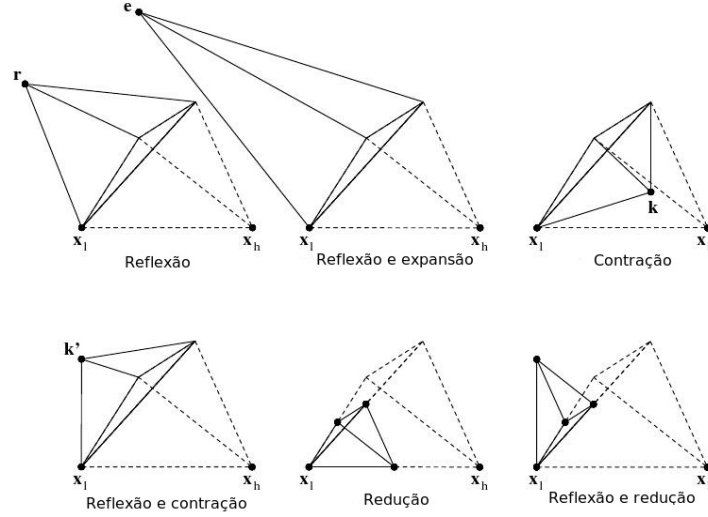
$$\sqrt{\frac{1}{n+1} \sum_{i=1}^{n+1} [f(\mathbf{x}_i^{(k)}) - f(\mathbf{c}^{(k)})]^2} \leq \varepsilon, \quad (5.11)$$

que é a média quadrática da diferença da função-objeto nos vértices relativa aos vales das funções-objeto no centroide.

5.4 Migração CRS

Considerando a fórmula (Equação 5.2), se um refletor se reduz a um ponto difrator, o raio de curvatura da onda Normal (R_N) é reduzido ao raio de curvatura da onda NIP

Figura 5.5 – Possíveis transformações do tetraedro no algoritmo de busca poliedro flexível para três parâmetros. As linhas tracejadas representam o resultado do processo anterior a iteração, que é o poliedro inicial da primeira iteração.



Fonte: Adaptado de Nelder e Mead (1965).

(R_{NIP}); ou seja, $R_N \rightarrow R_{\text{NIP}}$. Conseqüentemente, o operador de migração do tipo Kirchhoff (no tempo) se constitui como um caso particular do operador de empilhamento CRS. Assim, o tempo de trânsito de reflexão se transforma num tempo de trânsito da difração dado por:

$$t_D^2(x_m, h) = \left(t_0 + 2 \frac{\text{sen} \beta_0}{v_0} (x_m - x_0) \right)^2 + \frac{2t_0 \cos^2 \beta_0}{v_0 R_{\text{NIP}}} \left((x_m - x_0)^2 + h^2 \right). \quad (5.12)$$

Embora o operador CRS (Equação 5.2) aproxime melhor os eventos de reflexão, a resposta aproximada à difração pode ser usada como uma alternativa do operador de empilhamento para simular uma seção afastamento-nulo como um operador tipo Kirchhoff. Uma aplicação apresentada por Mann et al. (2000), onde o ápice da resposta apropriada da difração também oferece a localização aproximada da imagem de uma migração. Devido à simetria dos eixos, este conceito é aplicado no plano afastamento-nulo, $h = 0$, onde $\frac{\partial t_D(x_m, h=0)}{\partial x_m=0}$ resulta na localização do ápice:

$$x_{\text{ápice}} = x_0 - \frac{R_{\text{NIP}} t_0 v_0 \text{sen} \beta_0}{2R_{\text{NIP}} \text{sen}^2 \beta_0 + t_0 v_0 \cos^2 \beta_0}; \quad (5.13)$$

$$t_{\text{ápice}}^2 = \frac{t_0^3 v_0 \cos^2 \beta_0}{2R_{\text{NIP}} \text{sen}^2 \beta_0 + t_0 v_0 \cos^2 \beta_0}. \quad (5.14)$$

A resposta afastamento-nulo aproximada à difração, parametrizada em termos da localização do ápice ($x_{\text{ápice}}$, $t_{\text{ápice}}$), em vez da localização no afastamento-nulo (x_0 , t_0), e com $h = 0$, é escrita como:

$$t_D^2(x) = t_{\text{ápice}}^2 + \frac{4(x - x_{\text{ápice}})^2}{v_c^2}; \quad (5.15)$$

$$v_c^2 = \frac{2v_0^2 R_{\text{NIP}}}{2R_{\text{NIP}}\sin^2\beta_0 + t_0v_0\cos^2\beta_0}. \quad (5.16)$$

O somatório é feito ao longo da resposta aproximada da difração, com seu resultado colocado no ápice para aproximar uma migração no tempo tipo Kirchhoff com a velocidade constante v_c , onde todos os atributos contribuem. Nesta estratégia, o somatório é realizado ao longo do operador CRS (Equação 5.2), em vez do operador de difração (Equação 5.12), e se atribui o resultado ao ápice $(x_{\text{ápice}}, t_{\text{ápice}})$.

Observa-se que a velocidade v_c da migração está em função dos atributos CRS na posição afastamento-nulo (x_0, t_0) . Na migração convencional no tempo, a velocidade de migração é definida em relação ao ápice (equações 5.13 e 5.14) do operador de migração.

6 RESULTADOS

As figuras mostradas a seguir representam os resultados do processamentos na sequência NMO (Figura 6.2), CRS (Figura 6.4), imageamento por migração Stolt no tempo (Figura 6.5), e migração CRS no tempo (Figura 6.6).

A Figura 6.1 mostra a distribuição da cobertura das seções CMP ao longo do perfil, de onde se tira a informação da multi-cobertura (*folding*). E para complementar a fase inicial, a Figura 6.2 mostra a distribuição das seções CMP com correção NMO que serve de informação geral do perfil, e onde se localizam as dificuldades encontradas na análise de velocidade. Sendo assim, observa-se nas referidas figuras que as dificuldades estão diretamente relacionadas às formas de cunha, que denominamos aqui de *efeitos de difração*.

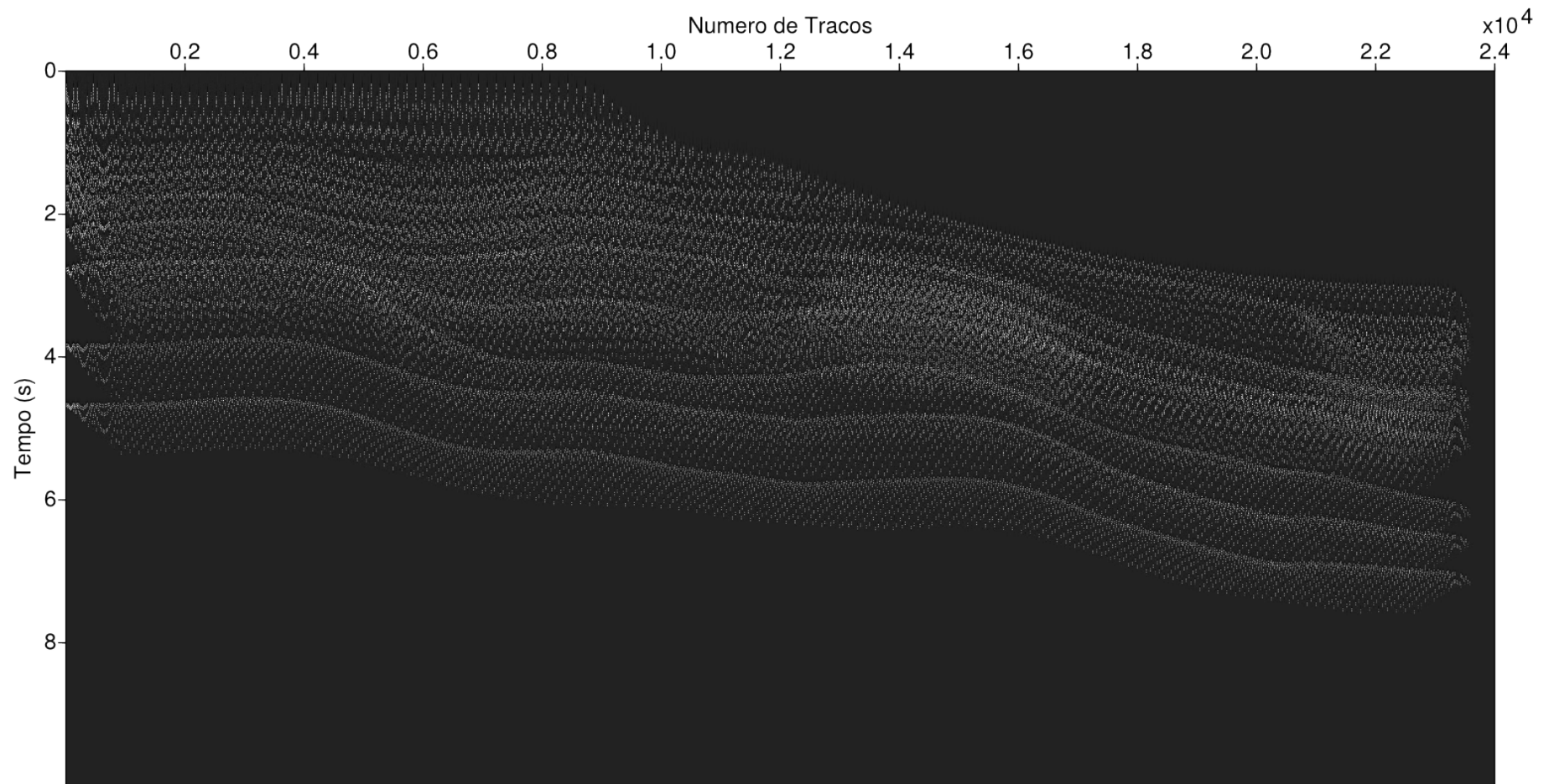
As seções empilhadas têm as amplitudes na forma normalizada. A Figura 6.3 esboça o empilhamento NMO baseado na distribuição de velocidade mostrada na Figura 4.3, e que permite montar as seções corrigidas de NMO (Figura 6.2). Observa-se que as dificuldades estão relacionadas diretamente aos pontos difratores e, além disso, a análise permite uma visualização vertical no tempo (devido à pouca deformação de escala). Olhando a figura na forma ampliada (*zoom*) se observa efeitos de triplicação na seção.

A Figura 6.4 pode ser comparada com a Figura 6.3, e se observa uma melhor coerência ao longo do perfil, e os efeitos de difração são atenuados.

A Figura 6.5 mostra o resultado da migração denominada de Stolt (pós-empilhamento no tempo), e que usa a distribuição de velocidade da Figura 4.3, e o ganho aplicado do tipo denominado de correção de amplitude.

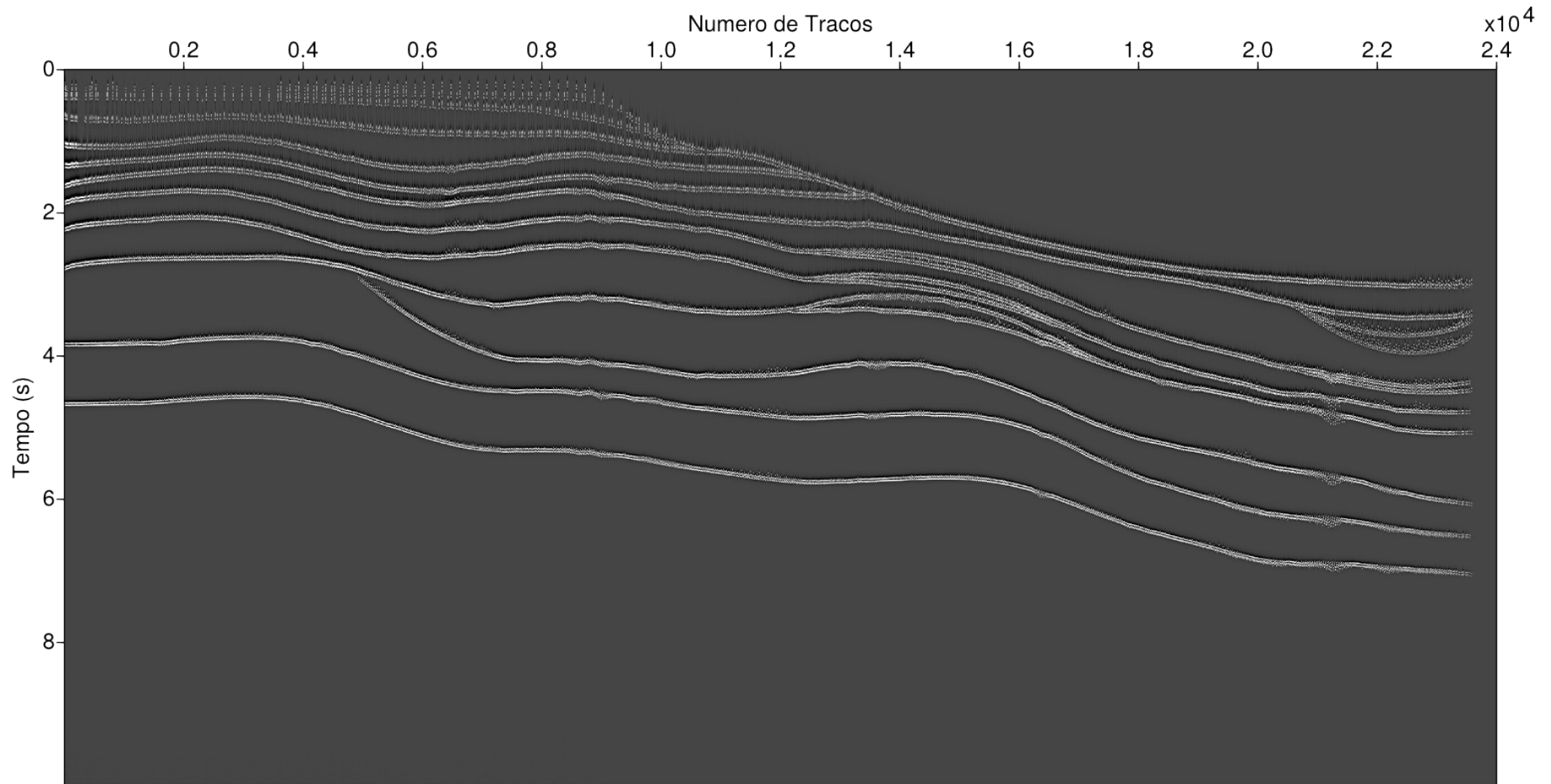
A Figura 6.6 é um subproduto do empilhamento CRS (MANN, 2002), e corresponde a um deslocamento do ponto de mínimo da trajetória de reflexão aproximada como um curva de difração fazendo $R_N = R_{NIP}$. Observa-se que o resultado é muito coerente com a figura do empilhamento 6.4, onde os refletores são bem destacados.

Figura 6.1 – Conjunto de seções CMP ao longo do perfil.



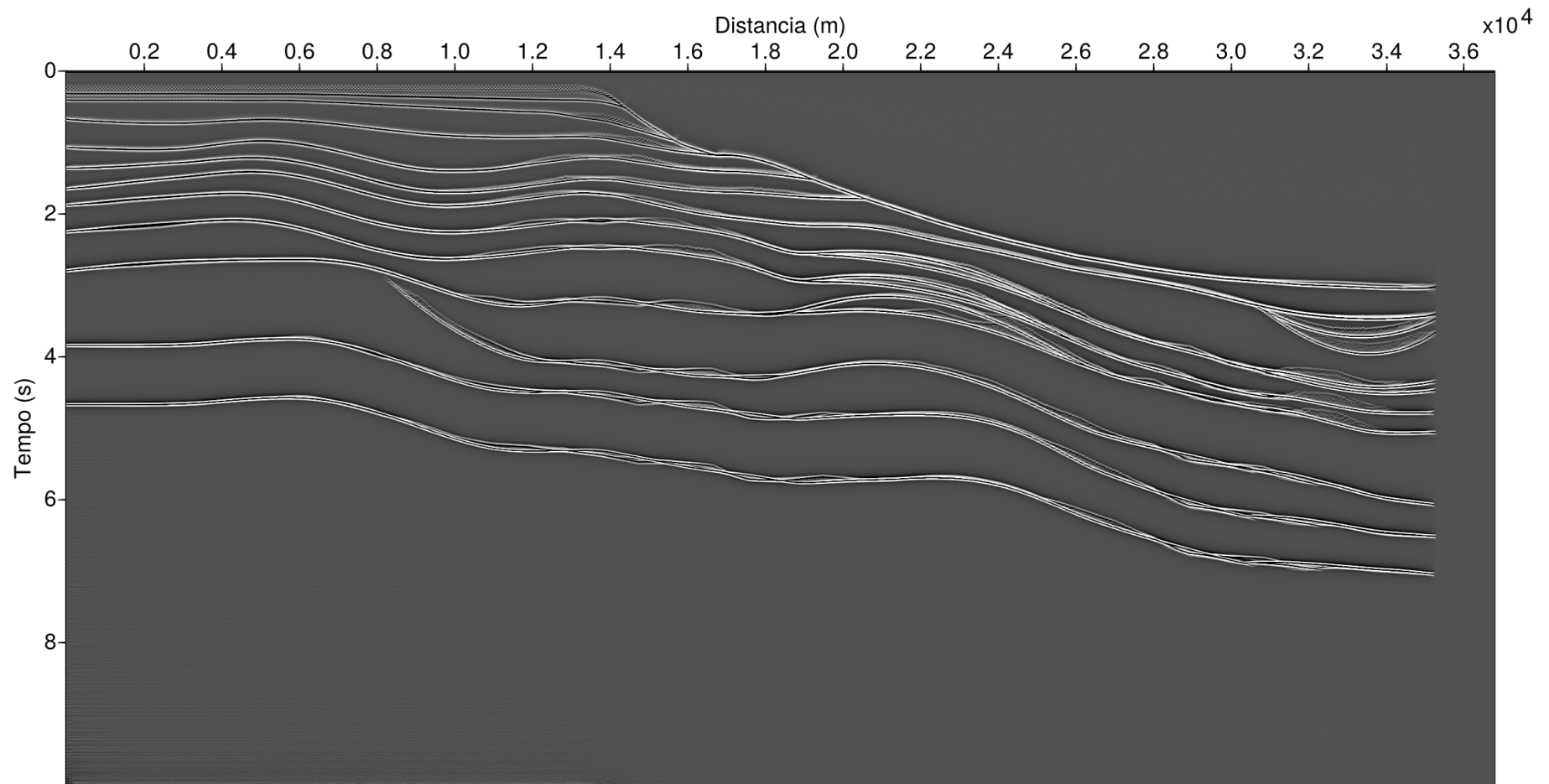
Fonte: Do autor.

Figura 6.2 – Conjunto de seções corrigidas do sobre-tempo normal feita a partir da Figura 6.1.



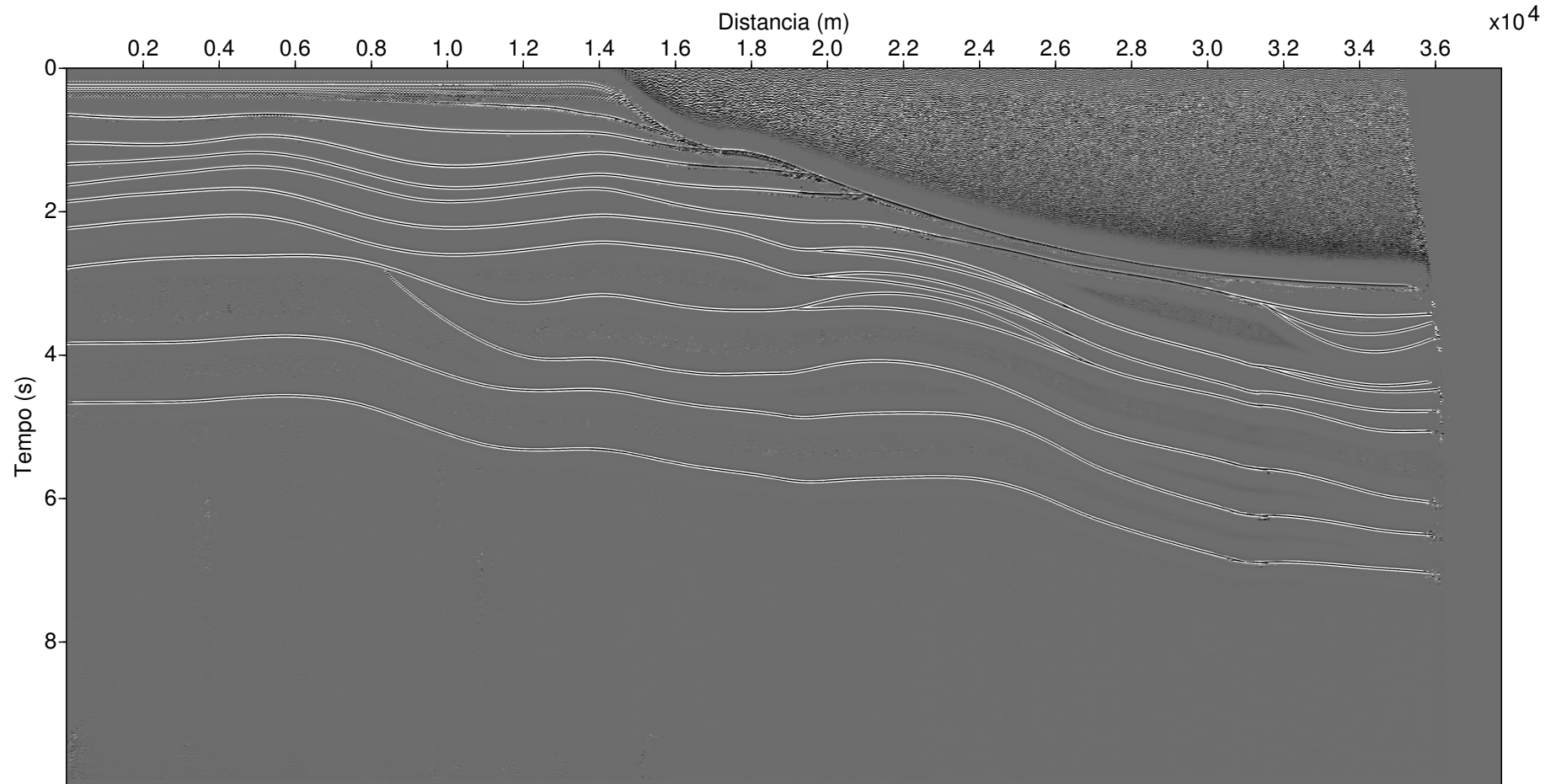
Fonte: Do autor.

Figura 6.3 – Seção de empilhamento convencional feito a partir da Figura 6.2.



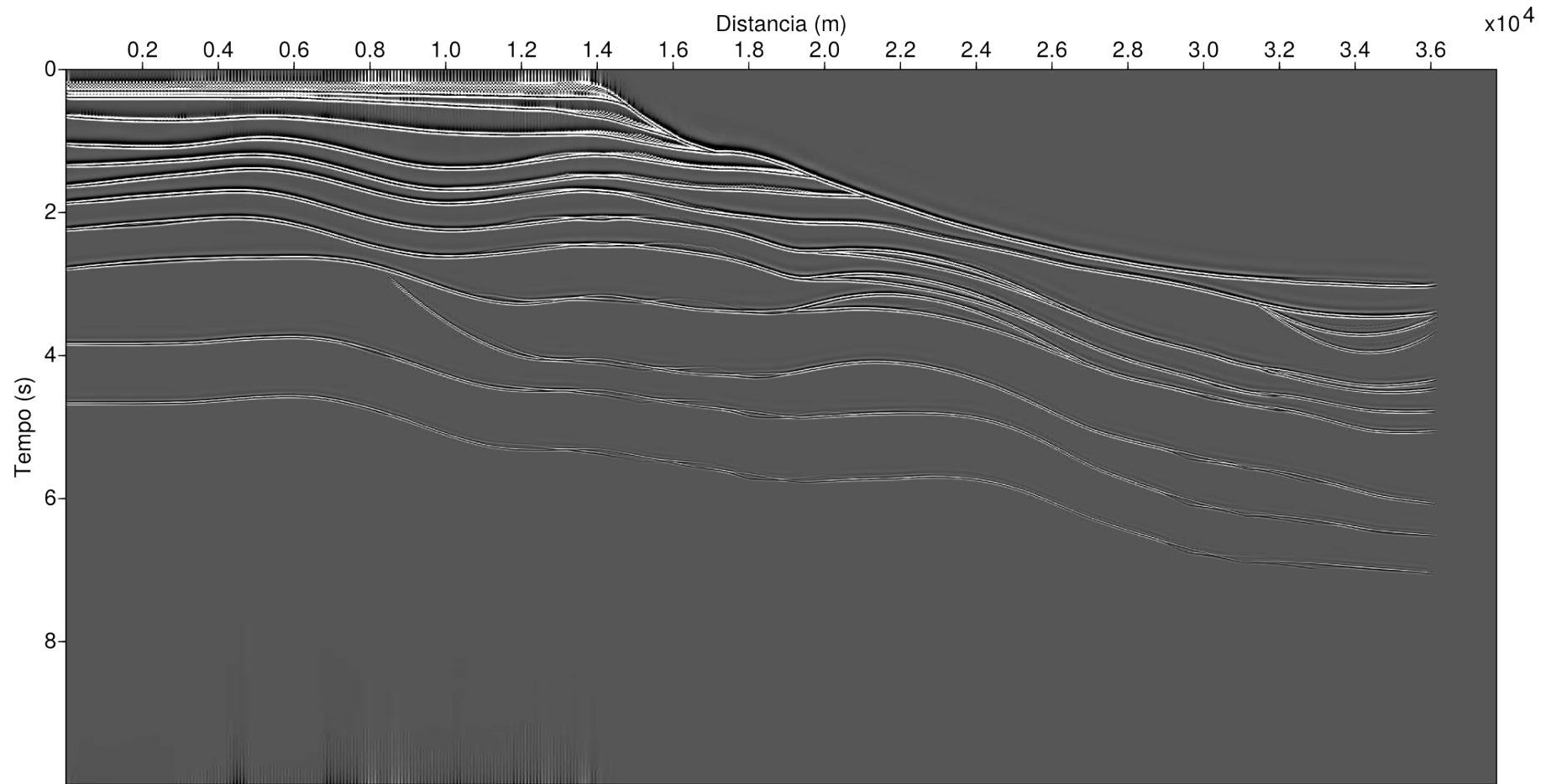
Fonte: Do autor.

Figura 6.4 – Seção de empilhamento CRS feito a partir da Figura 6.1.



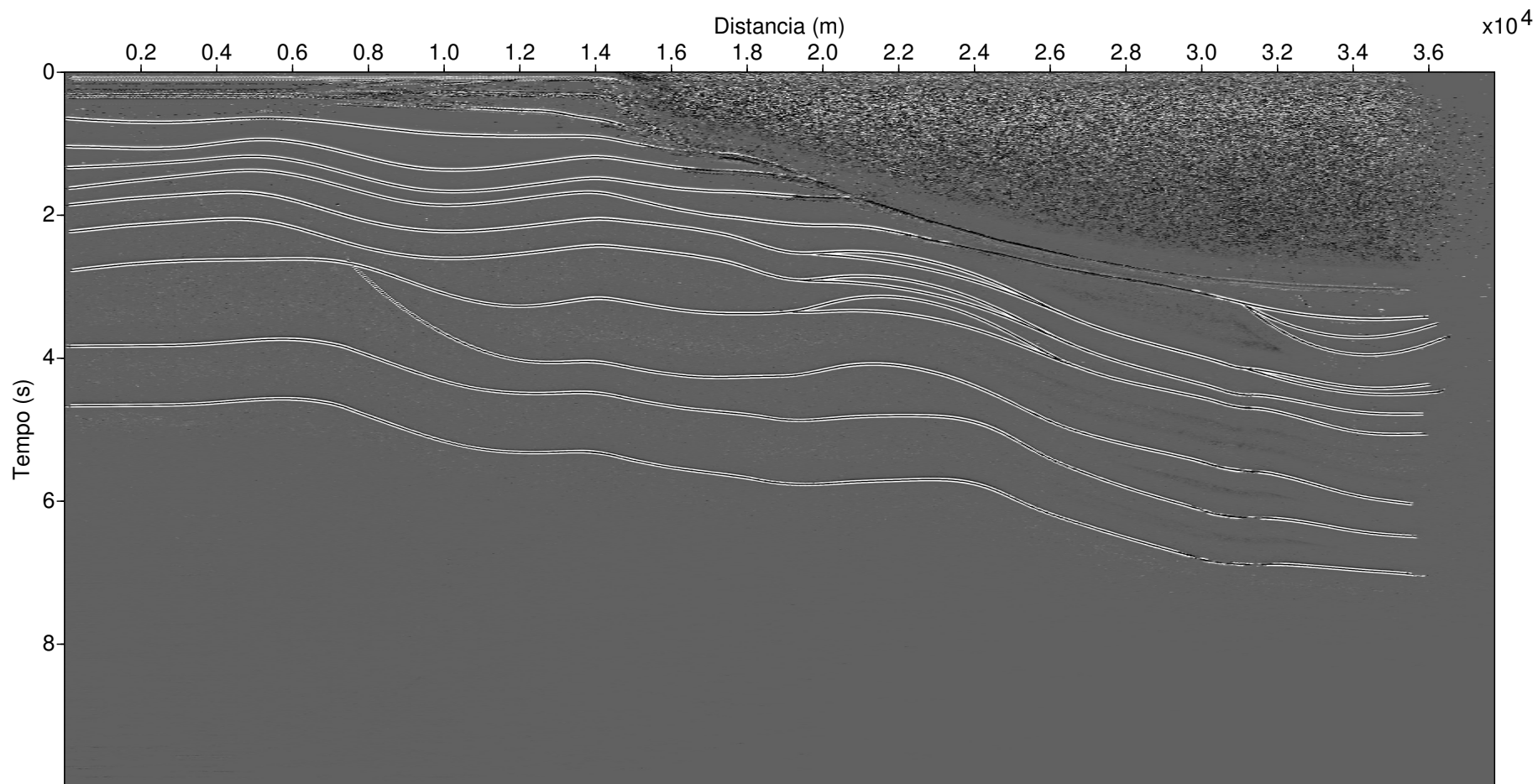
Fonte: Do autor.

Figura 6.5 – Seção migrada pelo método Stolt no tempo a partir da Figura 6.3.



Fonte: Do autor.

Figura 6.6 – Seção migrada pelo método CRS no tempo a partir da Figura 6.1.



Fonte: Do autor.

7 CONCLUSÕES

Como primeiro bom resultado foi o estudo intenso dos métodos sísmicos e computacionais, e o desejo de continuar na área na pós-graduação e profissionalmente. Neste sentido, destacamos a necessidade do entendimento físico dos métodos e processos.

O trabalho teve como principal objetivo o estudo voltado à modelagem, processamento e imageamento de seções sísmicas a partir de um modelo sintético interpretado para a bacia do Jequitinhonha (Leste do Estado da Bahia), onde não foi adicionado ruído do tipo aleatório e não aleatório, mostrando o comportamento e a sensibilidade dos parâmetros envolvidos nos modelos sísmicos práticos para o processamento e o imageamento sísmico. Utilizou-se a tecnologia CRS e a Convencional, sendo feito um comparativo entre ambos os processamentos.

O modelo da Figura 3.3 foi construído com base na descrição e interpretação de seções geológicas da Bacia do Jequitinhonha, e que serviu de base para a modelagem adotada na obtenção de dados para as etapas posteriores. O bloco foi estendido além do modelo (Figura 3.3) a fim de iluminar o máximo de reflexões possíveis, bem como as estruturas geológicas compreendidas no modelo.

O método de modelagem foi baseado na teoria do raio, que está diretamente relacionado aos métodos de processamento (NMO e CRS).

Os métodos de processamentos foram o NMO e o CRS com a finalidade de localizar interfaces especulares e zonas de difração, onde se credenciou o que apresentou melhor definição visual; sendo assim, o CRS demonstrou um melhor delineamento de refletores das seções CRS-empilhada e CRS-migrada e menos subjetivo que o processamento convencional. Ao passo que o método de migração Stolt se mostrou muito eficaz no imageamento, bem como a sua teoria é muito instrutiva.

Uma continuação mais profunda deste trabalho requer a aplicação a estruturas geológicas mais complexas, onde se tem a presença de falhas, dobras com curvaturas mais fortes, camadas com mergulhos conflitantes. No entanto, este tipo de trabalho mais completo apresenta limites devido ao tempo de estudo necessário. Como detalhe de uma modelagem a destacar seria a de estruturas objetivas 3D visando uma bacia sedimentar, e comparar métodos de traçamento de raios, diferenças finitas para a validação de modelos geológicos.

REFERÊNCIAS

- ALDRIDGE, D. F. The berlage wavelet. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 55, n. 11, p. 1508–1511, 1990.
- BAYKULOV, M.; GAJEWSKI, D. Prestack seismic data enhancement with crs parameters. *WIT*, n. 11, p. 50–61, Mar. 2007.
- BEDNAR, J. B. *Modeling, Migration and Velocity Analysis in Simple and Complex Structure*. [S.l.]: Panaroma Technologies, 2013.
- BERKHOUT, A. J. *Seismic resolution: A quantitative analysis of resolving power of acoustical echo techniques*. [S.l.]: Geophysical Press, 1984.
- BORTFELD, T. Geometrical ray theory: Rays and traveltimes in seismic system (second-order approximations of the traveltimes). *Geophysics*, Tulsa, OK, v. 54, p. 342–349, Mar. 1989.
- CAIXETA, J. M. et al. Tectônica de sal na bacia de jequitinhonha. *Geophysics*, São Paulo, p. 272–283, 2008.
- CERVENY, V. *Ray methods for three-dimensional seismic modeling*. Thronheim: Norwegian Institute of Technology, 1987.
- CERVENY, V. *Seismic Ray Theory*. 1. ed. Cambridge University Press, 2001. Disponível em: <<http://gen.lib.rus.ec/book/index.php?md5=2496d70d8dd677fcb55a10cc48af5b95>>.
- CERVENY, V.; MOLOTKOV, I.; PSENCIK, I. *Ray method in seismology*. [S.l.]: Univerzita Karlova, 1977.
- CLAERBOUT, J. *Imaging the Earths Interior*. [S.l.]: sepwww.stanford.edu/sep/prof, 1985.
- 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.
- DUARTE, O. O. *Dicionário enciclopédico inglês - português de geofísica e geologia*. Brasil: Sociedade Brasileira de Geofísica, 2013.
- DUVENECK, E. *Tomographic velocity model inversion with CRS attributes*. 106 p. Tese (Doutorado) — Karlsruhe University, Karlsruhe, 2002.
- FOREL, D.; BENZ, T.; PENNINGTON, W. D. *Seismic data processing with seismic un*x*. Tulsa, Oklahoma: Society of Exploration Geophysicists, 2005.
- HALE, D.; COHEN, J. K. Triangulated models of the earth's subsurface. *Colorado School of Mines, Center of Wave Phenomena, Report*, v. 107, 1991.
- HARDAGE, B. A. *Vertical seismic profiling part a: Principles Second Enlarge Edition*. [S.l.]: Geophysical Press, 1983.

- HEILMANN, B. Z. *CRS-stack-based seismic reflection imaging for land data in time and depth domains*. Tese (Doutorado) — Karlsruhe University, Karlsruhe, 2007.
- HIMMELBLAU, D. *Applied nonlinear programming*. New York: McGraw-Hill, 1972.
- HOSKEN, J. W. J. Ricker wavelets in their various guises. *First Break*, v. 6, n. 1, 1988.
- HUBRAL, P.; SCHLEICHER, J.; TYGEL, M. Determination of fresnel zones from traveltimes measurements. *Geophysics*, Tulsa, OK, v. 58, n. 5, p. 703–712, 1993.
- IKELE, L. T.; AMUNDSEN, L. *Introduction to petroleum seismology*. [S.l.]: Society of Exploration Geophysics, 2005. 263-264 p.
- JÄGER, R. *The common-reflection-surface stack: Theory and application*. Dissertação (Mestrado) — Karlsruhe University, Karlsruhe, 1999.
- KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. *An introduction to geophysical exploration*. [S.l.]: John Wiley & Sons, 2013.
- KOGLIN, I. *Estimation of residual static time shifts by means of the CRS-based residual static correction approach*. Tese (Doutorado) — Karlsruhe University, Karlsruhe, 2005.
- LANDA, E. *Beyond Conventional Seismic Imaging*. Amsterdam, Netherlands: EAGE, 2007. 94 p.
- LANE, W. C. *The Wave Equation and Its Solutions*. United States of America: Michigan State University, 2002.
- LEITE, L. W. B.; VIEIRA, W. W. S.; SILVA, A. N. P. da. Basin modeling: Pressure prediction for the marine jequitinhonha. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 1, p. 1–6, 2017.
- MANN, J. *Extensions and applications of the common reflection surface stack method*. Tese (Doutorado) — Karlsruhe University, Karlsruhe, 2002.
- MANN, J. et al. Macro-model independent approximative prestack time migration. In: *EAGE CONF. AND TECH. EXHIBITION, 62., 2000, Glasgow. Extended Abstracts*, p. B-52, 2000.
- MOHRIAK, W. U. *Bacias sedimentares da margem Continental Brasileira*. Brasília, DF: Serviço Geológico do Brasil - CPRM, 2003. 87-165 p.
- MÜLLER, T. *The common reflection surface stack method-seismic imaging without explicit knowledge of the velocity model*. Tese (Doutorado) — Karlsruhe University, Karlsruhe, 1999.
- 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.
- NELDER, J. A.; MEAD, R. A simplex method for function minimization. *Computer Journal*, n. 7, p. 308–313, 1965.
- SCHLEICHER, J.; TYGEL, M.; HUBRAL, P. Parabolic and hyperbolic paraxial two-point traveltimes in 3D media. *Geophysical Prospecting*, v. 41, p. 495–513, 1993.

- SHAH, P. M. Use of wavefront curvature to relate seismic data with subsurface parameters. *Geophysics*, Tulsa, OK, v. 38, n. 5, p. 812–825, Oct. 1973.
- SHEARER, P. M. *Introduction to seismology*. United States of America: Cambridge University Press, 2009.
- SHERIFF, R. E. Factors affecting seismic amplitudes. *Geophysics Prospecting*, v. 23, p. 125–138, 1975.
- SHERIFF, R. E.; GELDART, L. P. *Exploration seismology*. [S.l.]: Cambridge university press, 1995.
- SILVA, A. N. P. da. *Processamento, Imageamento, Interpretação e Predição de Pressão de Dados Sísmicos na Bacia Sedimentar do Jequitinhonha*. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal do Pará, 2016.
- SILVIA, M. T.; ROBINSON, E. A. *Deconvolution of geophysical time series in the exploration for oil and natural gas*. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier Scientific Company, 1979.
- STEHT, M. von. *The common-reflection-surface stack under considerations of the acquisition surface topography: Combined approach and data examples*. Dissertação (Mestrado) — Karlsruhe University, Karlsruhe, 2004.
- STOLT, R. Migration by fourier transform. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 43, n. 1, p. 23–48, 1978.
- TYGEL, M. et al. Eigenwave based multiparameter travelttime expansions. *SEG Meeting, Expanded Abstracts*, Dallas, v. 67, p. 1770–1773, 1997.
- YILMAZ, O. *Seismic data Analysis: processing, inversion, and interpretation of seismic data*. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 2001.
- ZAVALISHIN, B. R. The size of the region that forms a reflected wave at a boundary (em russo, e traduzido no stanford exploration project como um relatório-1981). *Prikladnaya Geofizika*, v. 77, p. 67–74, 1975.

APÊNDICE

APÊNDICE A – Código SU para Modelagem Baseado na Teoria do Raio

```

1  #!/bin/sh
2  # File: model1.sh
3
4  # Set messages on
5  set -x
6
7  # Experiment Number
8  num=1
9
10 # Name output binary model file
11 modfile=model${num}.dat
12
13 # Name output encapsulated Postscript image file
14 psfile=model${num}.eps
15
16 # Remove previous .eps file
17 rm -f $psfile
18
19 trimodel xmin=0 xmax=42 zmin=0 zmax=8 \
20 1 xedge=0,42 \
21    zedge=0,0 \
22    sedge=0,0 \
23 2 xedge=0,0.86,1.72,2.59,3.45,4.31,5.17,6.03,6.90,7.76,8.62,
24    9.48,10.34,11.20,12.07,12.93,13.80,14.65,15.51,16.38,
25    16.78,17.24,18.1,18.24,18.96,19.7,19.82,22.40,24,32.20,42 \
26    zedge=0.13,0.13,0.13,0.13,0.13,0.13,0.13,0.13,0.13,0.13,
27    0.13,0.13,0.13,0.13,0.13,0.13,0.13,0.13,0.13,0.23,0.34,0.47,
28    0.67,0.7,0.80,0.86,0.86,1.12,1.33,2.06,2.29 \
29    sedge=0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,
30    0,0,0,0,0 \
31 3 xedge=0,1.72,2.59,3.45,4.31,5.17,6.03,6.90,7.76,8.62,9.48,
32    10.34,11.20,12.07,12.93,13.80,14.65,15.51,16.78 \
33    zedge=0.23,0.23,0.23,0.23,0.23,0.23,0.23,0.23,0.24,0.25,
34    0.26,0.27,0.28,0.29,0.3,0.31,0.32,0.33,0.34 \

```

```

35     sedge=0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0 \
36 4  xedge=0,1.72,2.59,3.45,4.31,5.17,6.03,6.90,7.76,8.62,9.48,
37     10.34,11.20,12.07,12.93,13.80,14.65,15.51,16.38,18.24 \
38     zedge=0.33,0.33,0.33,0.33,0.33,0.33,0.33,0.33,0.35,0.37,
39     0.39,0.41,0.43,0.45,0.47,0.49,0.51,0.58,0.61,0.7 \
40     sedge=0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0 \
41 5  xedge=0.0,3.9,6.0,10.70,16,17,19.7 \
42     zedge=0.6,0.65,0.6,0.8,0.85,0.85,0.86 \
43     sedge=0,0,0,0,0,0 \
44 6  xedge=0.0,3.9,6.0,10.70,16.00,22.40 \
45     zedge=1,1,0.9,1.3,1.13,1.12 \
46     sedge=0,0,0,0,0,0 \
47 7  xedge=0.0,3.9,6.0,10.70,16.00,22.40,24 \
48     zedge=1.3,1.2,1.14,1.6,1.43,1.38,1.33 \
49     sedge=0,0,0,0,0,0 \
50 8  xedge=0.0,3.9,6.0,10.70,16.00,22.40,24,26,28,30,32,34,
51     35.34,38.62,42 \
52     zedge=1.6,1.4,1.34,1.8,1.63,1.78,1.73,1.83,1.95,2.11,
53     2.22,2.37,2.51,2.71,2.61 \
54     sedge=0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0 \
55 9  xedge=35.34,39.65,42 \
56     zedge=2.51,3.07,2.61 \
57     sedge=0,0,0 \
58 10 xedge=35.34,38.80,42 \
59     zedge=2.51,3.46,2.94 \
60     sedge=0,0,0 \
61 11 xedge=0,3.90,5.86,8.62,11.20,13.80,16.38,19.83,21.90,
62     23.27,28.10,30.51,35.34,38.80,42.00 \
63     zedge=1.84,1.68,1.67,2,2.2,2.14,2,2,2.2,2.13,2.41,2.87,
64     3.47,3.94,3.68 \
65     sedge=0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0 \
66 12 xedge=21.90,28.10,30.51 \
67     zedge=2.2,2.51,2.87 \
68     sedge=0,0,0 \
69 13 xedge=35.34,38.80,42.00 \
70     zedge=3.47,4.06,3.88 \
71     sedge=0,0,0 \
72 14 xedge=0,3.90,5.86,8.62,11.20,13.80,16.38,19.83,21.90,
73     23.27,28.10,30.51,35.34,38.80,42.00 \

```

```
74 zedge=2.24,2.08,2.07,2.4,2.6,2.54,2.4,2.4,2.6,2.53,
75 2.81,3.27,3.87,4.34,4.25 \
76 sedge=0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0 \
77 15 xedge=21.90,23.27,28.10,30.51 \
78 zedge=2.6,2.63,2.91,3.27 \
79 sedge=0,0,0,0 \
80 16 xedge=0,3.90,5.86,8.62,11.20,13.80,16.38,19.83,21.90,
81 23.27,28.10,30.51,35.34,38.80,42.00 \
82 zedge=2.84,2.68,2.67,2.7,3.1,3.34,3.2,3.2,3.1,2.93,
83 3.11,3.57,4.07,4.64,4.55 \
84 sedge=0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0 \
85 17 xedge=21.90,23.27,28.10,30.51 \
86 zedge=3.1,3.13,3.31,3.57 \
87 sedge=0,0,0,0 \
88 18 xedge=8.62,11.20,13.80,16.38,19.83,21.90,23.27,28.10,
89 30.51,35.34,38.80,42.00 \
90 zedge=2.7,3.7,4.19,4.2,4.2,4.1,4.01,4.22,4.57,5.07,
91 5.64,5.75 \
92 sedge=0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0 \
93 19 xedge=0,4.31,7.41,12.24,16.90,25.51,28.10,29.48,
94 36.72,42 \
95 zedge=5.34,5.34,5.27,5.88,5.94,6.15,6.01,6.15,6.95,
96 7.08 \
97 sedge=0,0,0,0,0,0,0,0,0,0 \
98 20 xedge=0,4.31,7.41,12.24,16.90,25.51,28.10,29.48,
99 36.72,39.5,42 \
100 zedge=4.14,4.14,4.07,4.68,4.74,4.85,4.81,5.05,
101 6.05,6.3,6.28 \
102 sedge=0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0 \
103 21 xedge=0,42 \
104 zedge=8,8 \
105 sedge=0,0 \
106 kedge=1,2,3,4,5,6,7,8,9,10,11,12,13,14,15,16,17,18,19,20,21 \
107 sfill=39,1,0,0,0.44,0,0 \
108 sfill=1,0.18,0,0,0.253,0,0 \
109 sfill=1,0.28,0,0,0.252,0,0 \
110 sfill=1,0.58,0,0,0.251,0,0 \
111 sfill=1,0.88,0,0,0.250,0,0 \
112 sfill=1,1.2,0,0,0.249,0,0 \
```

```
113  sfill=1,1.4,0,0,0.247,0,0 \
114  sfill=38.44,3,0,0,0.11,0,0 \
115  sfill=38.44,3.14,0,0,0.11,0,0 \
116  sfill=25,2.2,0,0,0.11,0,0 \
117  sfill=39,4,0,0,0.11,0,0 \
118  sfill=25,2.5,0,0,0.11,0,0 \
119  sfill=25,3,0,0,0.11,0,0 \
120  sfill=2,1.7,0,0,0.23,0,0 \
121  sfill=2,1.8,0,0,0.22,0,0 \
122  sfill=2,2.5,0,0,0.21,0,0 \
123  sfill=10,3,0,0,0.20,0,0 \
124  sfill=2,3,0,0,0.16,0,0 \
125  sfill=2,5,0,0,0.12,0,0 \
126  sfill=2,6,0,0,0.02,0,0 > $modfile
127  ##          x,z
128
129  # Create a Postscript file of the model
130  # Set gtri=1.0 to see sloth triangle edges
131  spsplot < $modfile > $psfile \
132  gedge=1 gtri=2.0 gmin=0 gmax=1 \
133  title="Bacia do Jequitinhonha" \
134  labelz="Profundidade (km)" labelx="Linha sismica (km)" \
135  dxnum=2.0 dznum=1 labelfont=Helvetica labelsz=40 wbox=22 hbox=8
136
137  # Exit politely from shell
138  exit
```

APÊNDICE B – Código SU para Aquisição de Dados Sintéticos

```

1 i=0
2 while [ "$i" -ne "400" ]
3 do
4     fs='bc -l <<-END
5     $i * 0.1
6     END'
7     sx='bc -l <<-END
8     $i * 100
9     END'
10    fldr='bc -l <<-END
11    $i + 1
12    END'
13    j=0
14    while [ "$j" -ne "60" ]
15    do
16    fg='bc -l <<-END
17    $i * 0.1 + $j * 0.1 + 0.1
18    END'
19    gx='bc -l <<-END
20    $i * 100 + $j * 100 + 100
21    END'
22    offset='bc -l <<-END
23    $j * 100 + 100
24    END'
25    tracl='bc -l <<-END
26    $i * 60 + $j + 1
27    END'
28    tracf='bc -l <<-END
29    $j + 1
30    END'
31    echo " Sx=$sx Gx=$gx fldr=$fldr Offset=$offset tracl=$tracl\
32    fs=$fs fg=$fg "
33    k=2
34    while [ "$k" -ne "21" ]

```

```
35     do
36         triseis < $inmodel xs=0,39.9 xg=0.1,46.0 zs=0.0,0.0 zg=0.0,0.0 \
37             nangle=$nangle fangle=$fangle langle=$langle \
38             kreflect=$k krecord=1 fpeak=30 lscale=0.5 \
39             ns=1 fs=$fs ng=1 fg=$fg nt=$nt dt=$dt |
40         suaddhead nt=$nt |
41         sushw key=dt,tracl,tracr,fldr,tracl,tracl,offset,sx,gx \
42         a=4000,$tracl,$tracl,$fldr,$tracl,1,$offset,$sx,$gx >> temp$k
43         k='expr $k + 1'
44     done
45     j='expr $j + 1'
46 done
47     i='expr $i + 1'
48 done
49 echo " —End looping over triseis."
50 #=====
51 # Sum contents of the temp files
52 echo " —Sum files."
53 susum temp2 temp3 > tempa
54 susum tempa temp4 > tempb
55 susum tempb temp5 > tempc
56 susum tempc temp6 > tempd
57 susum tempd temp7 > tempe
58 susum tempe temp8 > tempf
59 susum tempf temp9 > tempg
60 susum tempg temp10 > temp h
61 susum temp h temp11 > temp i
62 susum temp i temp12 > temp j
63 susum temp j temp13 > temp k
64 susum temp k temp14 > temp l
65 susum temp l temp15 > temp m
66 susum temp m temp16 > temp n
67 susum temp n temp17 > tempo
68 susum tempo temp18 > temp p
69 susum temp p temp19 > temp q
70 susum temp q temp20 > $outseis
71 exit
```
