



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

JOSÉ RIBAMAR PRAXEDES FILHO

**ESTUDO COMPARATIVO ENTRE ESTEREOTOMOGRAFIA E TOMOGRAFIA DA
ONDA NIP: APLICAÇÃO EM DADOS SINTÉTICOS E REAIS**

BELÉM
2010

JOSÉ RIBAMAR PRAXEDES FILHO

**ESTUDO COMPARATIVO ENTRE ESTEREOTOMOGRAFIA E DA TOMOGRAFIA
DA ONDA NIP: APLICAÇÃO EM DADOS SINTÉTICOS E REAIS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de mestre em Ciências na área de Geofísica.
Área de Concentração: Métodos Sísmicos
Orientador: German Garabito Callapino

BELÉM
2010

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

P919e Praxedes Filho, José Ribamar

Estudo comparativo entre estereotomografia e tomografia da onda NIP: aplicação em dados sintéticos e reais / José Ribamar Praxedes Filho; Orientador: German Garabito Callapino – 2010
86 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Geofísica) – Programa de Pós-Graduação em Geofísica, Universidade Federal do Pará, Belém, 2010.

1. Tomografia sísmica. 2. Estereotomografia. 3. Onda NIP. 4. Empilhamento CRS. 5. Modelo de velocidades. I. Universidade Federal do Pará II. Garabito Callapino, German, *orient.* III. Título.

CDD 20° ed.: 551.22

JOSÉ RIBAMAR PRAXEDES FILHO

**ESTUDO COMPARATIVO ENTRE ESTEREOTOMOGRAFIA E DA TOMOGRAFIA
DA ONDA NIP: APLICAÇÃO EM DADOS SINTÉTICOS E REAIS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de mestre em Ciências na área de Geofísica.
Área de Concentração: Métodos Sísmicos

Data de Aprovação ____/____/____

Banca Examinadora:

Prof. German Garabito Callapino – Orientador

Doutor em Geofísica

Universidade Federal do Pará - UFPA

Prof. João Carlos Ribeiro Cruz

Doutor em Geofísica

Universidade Federal do Pará - UFPA

Prof. Wander Nogueira de Amorim

Doutor em Geofísica

Universidade Federal da Bahia - UFBA

BELÉM
2010

*Aos meus verdadeiros heróis,
Praxedes (pai) e Odaci (mãe).*

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal do Pará, como instituição aberta à pesquisa, e ao Programa de Pós-graduação em Geofísica, pela infra-estrutura e apoio fornecido aos discentes;

À CAPES, pela concessão de bolsa de mestrado, fornecendo apoio financeiro durante o desenvolvimento desta dissertação;

Ao Dr. Gilles Lambaré e ao Consórcio *Depth Image Group* (DIG), por disponibilizar o programa de estereotomografia para realização deste trabalho;

Ao Prof. Peter Hubral e ao Consórcio *Wave Inversion Technology* (WIT), por permitir a utilização do programa de *NIP tomography* neste trabalho;

Ao Prof. Dr. German Garabito Callapino, pelo tema de dissertação sugerido e por ter orientado e colaborado para a realização deste trabalho;

À Sra. Benildes Lopes, por toda dedicação, paciência, amizade, carinho, e por ter me salvado várias vezes, sem a qual não seria possível a conclusão deste trabalho;

Aos colegas e amigos, Maiton, Franklim, Williams e Iran pela amizade;

Ao colega e amigo Manuel de Jesus, pelo companheirismo, amizade e por sempre me ensinar;

À todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Geofísica;

À uma pessoa muito especial na minha vida, minha amada Natália, por sempre estar ao meu lado, me incentivando, dando amor e carinho;

À dona Beth, minha segunda mãe, pelos conselhos, carinho, e por sempre me tratar como um filho; e à tia Benedita pela serenidade, carinho e conselhos;

À Isabel e Carol, minhas irmãs de coração, pela amizade, carinho e cumplicidade;

Ao meu filho Kevin, minha razão de viver, pelos momentos de felicidades e distrações;

À Raquel e Susã, minhas irmãs, pelo amor e fraternidade;

Aos meus pais, José Ribamar Praxedes e Odaci Benassuly Bacha, pelo amor e por terem me educado e acima de tudo por terem acreditado que eu poderia alcançar meus objetivos, e que apesar de todas as dificuldades, não desistiram e lutaram junto comigo até a realização desse sonho;

À todas aquelas, que não tiveram os seus nomes aqui citados, mas que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho;

Em especial, a Deus, por sempre permitir a realização dos meus sonhos.

RESUMO

A determinação de um acurado modelo de velocidades é um requisito fundamental para a realização do imageamento sísmico. Métodos novos como a Estereotomografia pré-empilhamento e a Tomografia da onda NIP são ferramentas poderosas e bastante sugestivas para este propósito. Basicamente, a Estereotomografia pré-empilhamento se baseia no conceito de eventos localmente coerentes interpretados como reflexões primárias e associados com pares de segmentos de raios, que tem um mesmo ponto de reflexão em profundidade. Na Tomografia da onda NIP um evento sísmico é representado por uma onda hipotética NIP, que está relacionada a um ponto de reflexão em profundidade. Os atributos da onda NIP são determinados no decorrer do Empilhamento de Superfície de Reflexão Comum (empilhamento CRS). Este trabalho tem como objetivo, fazer um estudo comparativo de ambos os métodos de determinação do modelo de velocidades em profundidade. Assim, é realizada uma revisão dos fundamentos teóricos de ambos os métodos tomográficos, destacando as principais diferenças e aplicando estas aproximações em um dado sintético e um dado real marinho (linha sísmica 214-2660 da Bacia do Jequitinhonha). Para avaliar os modelos de velocidades encontrados pelas aproximações, foi utilizada a migração pré-empilhamento em profundidade do tipo Kirchhoff e também as famílias de imagem comum (CIG). Os resultados mostraram que ambos os métodos tomográficos fornecem modelos de velocidades representativos. Contudo, constatou-se que a estereotomografia tem melhor desempenho em meios com variações laterais de velocidades, porém, aplicável somente em dados pré-empilhados com alta razão sinal/ruído.

Palavras-chave: Tomografia Sísmica. Estereotomografia. Onda NIP. Empilhamento CRS. Modelo de Velocidades.

ABSTRACT

The determination of an accurate velocity model is a fundamental requirement for the seismic imaging. New methods, such as prestack stereotomography and poststack NIP wave tomography, are powerful and very suggestive tools for this task. The prestack stereotomography is basically based on the concept of locally coherent events interpreted as primary reflections and that are associated to ray segments that are linked through the same reflection point in depth. In NIP wave tomography a seismic event is represented by a hypothetical NIP wave that is associated to a reflection point in depth. The NIP wave attributes are determined during Common Reflection Surface (CRS) procedure. The objective of this work is to compare both methods of velocity model determination in depth. Then a review of the theoretical foundations of both tomographic methods are made, considering its main differences, and then applied to a synthetic data and a real marine dataset (seismic line 214-2660 of the Jequitinhonha Basin, Brazil). In order to evaluate the velocity models determined by these two approximations, the data were prestack depth migrated using the Kirchhoff algorithm and also generated Common Image Gathers (CIG). The results have shown that both tomographic methods yield representative velocity models. However, it was noticed that the velocity model estimated by stereotomography behaved better in laterally varying media, but only applied in prestack data with a high signal-to-noise ratio.

Key-words: Seismic Tomography. Stereotomography. NIP wave. CRS Stack. Velocity Model.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 2.1	O vetor vagarosidade em família de traços de tiro comum (a) e na teoria do raio (b). O vetor vagarosidade em família de traços de eventos refletidos (a) dá uma estimativa direta da componente horizontal do vetor vagarosidade (b).....	20
Figura 2.2	Dados e modelo em estereotomografia. O conjunto de dados consiste de um conjunto de posições dos tiros e receptores, x_f e x_r , tempos de trânsito, T_{fr} , e vagarosidades em ambas as localizações, de tiro e recepção, p_f e p_r , selecionadas em eventos localmente coerentes. O modelo é composto de uma coleção discreta do campo de velocidades \mathbf{v} , um conjunto de pontos de difração \mathbf{X} , dois ângulos de espalhamento Θ_f e Θ_r , e dois tempos T_f e T_r , associados a cada evento selecionado.....	21
Figura 2.3	Condições de contorno para descrição de um par de segmentos de raio. As condições de contorno não estão fixadas: os segmentos de raios não se encontram em profundidade ou os dados não se ajustam na superfície.....	22
Figura 2.4	Condições de contorno para descrição de um par de segmentos de raio. Na superfície a condição de contorno está fixada. As extremidades na parte mais alta dos dois segmentos de raio ajustam os dados na superfície. Sua outra extremidade não está ajustada em profundidade.....	23
Figura 2.5	Condições de contorno para descrição de um par de segmentos de raio. O ponto de cruzamento é fixado. Os dois raios não são ajustados aos dados na superfície.....	23
Figura 2.6	Representação básica de um algoritmo iterativo de uma inversão.....	26
Figura 2.7	Representação das frentes de ondas hipotéticas para um meio heterogêneo: as frentes de onda NIP geradas por uma fonte pontual são mostradas em vermelho, as frentes de onda N geradas por um segmento do refletor explosivo em torno do ponto NIP são mostradas em verde.....	30
Figura 2.8	(a) Os segmentos de raio dos raios refletidos no CRP na subsuperfície. (b) As trajetórias dos raios associadas com a onda hipotética devido a um ponto fonte no NIP. (c) Em um modelo de velocidade consistente, ondas NIP incidem no ponto de incidência normal com tempo nulo, quando a propagação volta para a subsuperfície.....	31

Figura 2.9	Princípios do empilhamento CRS. As amplitudes dos dados de cobertura múltipla são somadas ao longo de uma superfície de empilhamento (azul) no espaço tempo-ponto médio-meio afastamento $(t - X_m - h)$; no método de empilhamento convencional CMP o somatório é apenas ao longo da curva na coordenada meio afastamento (vermelho). O resultado do empilhamento é atribuído a correspondente amostra local (t_0, X_0) na seção afastamento nulo.....	32
Figura 2.10	(a) onda NIP e (b) onda Normal. As quantidades K_{NIP} e K_N são as curvaturas das frentes de onda das ondas hipotéticas NIP e Normal emergindo no ponto X_0 medida na superfície.....	34
Figura 2.11	Fluxograma do algoritmo de empilhamento CRS que usa uma única etapa para a busca global dos três parâmetros CRS.....	35
Figura 2.12	Dado e Modelo na tomografia da onda NIP. Os componentes dos dados descrevem a curva do tempo de trânsito de segunda ordem associada com uma frente de onda NIP emergente. O modelo correspondente é composto de uma descrição discretizada do seu próprio campo de velocidade, o ângulo do raio normal inicial e a localização espacial do NIP associado com cada ponto. O modelo é atualizado até o ajuste do erro entre o dado calculado e o observado seja minimizado.....	37
Figura 3.1	Representação do modelo sintético utilizado na aplicação da tomografia da onda NIP e estereotomografia.....	45
Figura 3.2	Representação do campo de velocidades do modelo sintético utilizado na aplicação da tomografia da onda NIP e estereotomografia.....	46
Figura 3.3	Migração pré-empilhamento em profundidade do tipo Kirchhoff do modelo de velocidades correto.....	46
Figura 3.4	Famílias de imagem comum da migração pré-empilhamento em profundidade do tipo Kirchhoff do modelo de velocidades correto.....	46
Figura 3.5	Definição dos parâmetros τ e p em uma família de traços com uma reflexão de um dado sintético. O <i>slant stack</i> consiste em um somatório de todos os traços ao longo de uma série de linhas reta $t = \tau + px$, um deles é mostrado em vermelho. Para comparação, o <i>slant stack</i> local corresponde a um somatório de um grupo de traços em torno de um traço central de acordo com as vagarosidades diferentes, um deles está apresentado em amarelo.....	49
Figura 3.6	Modelo de velocidades do modelo sintético obtido como resultado da inversão estereotomográfica pré-empilhamento.....	52

Figura 3.7	Resultado da migração pré-empilhamento em profundidade do tipo Kirchhoff do modelo sintético obtido através da inversão estereotomográfica.....	53
Figura 3.8	Famílias de imagem comum da migração pré-empilhamento em profundidade do tipo Kirchhoff do modelo sintético obtido através da inversão estereotomográfica.....	53
Figura 3.9	Modelo de velocidades do dado sintético obtido como resultado da inversão tomográfica da onda NIP.....	56
Figura 3.10	Resultado da migração pré-empilhamento em profundidade do tipo Kirchhoff do modelo sintético obtido através da inversão tomográfica da onda NIP.....	57
Figura 3.11	Famílias de imagem comum da migração pré-empilhamento em profundidade do tipo Kirchhoff do modelo sintético obtido através da inversão tomográfica da onda NIP.....	57
Figura 4.1	Localização geográfica da Bacia do Jequitinhonha.....	60
Figura 4.2	Seção geológica esquemática da Bacia do Jequitinhonha.....	61
Figura 4.3	Localização das linhas levantadas pela equipe sísmicas 214 da PETROBRAS na Bacia do Jequitinhonha, em destaque de branco com os rótulos de identificação ao lado de cada uma. A linha 214-2660, em vermelho, foi utilizada neste trabalho.....	62
Figura 4.4	Desenho esquemático do arranjo da linha 214-2660. Arranjo conhecido como “end-on”.....	63
Figura 4.5	Registro 1000 da linha sísmica 214-2660 após o pré-processamento.....	64
Figura 4.6	Seção empilhada da linha 214-2660 obtida através do empilhamento CRS.....	65
Figura 4.7	Ilustração esquemática do fluxo de trabalho empregado no dado real marinho, para obtenção do modelo de velocidades estereotomográfico.....	67
Figura 4.8	Modelo de velocidades da linha 214-2660 da Bacia do Jequitinhonha, obtido como resultado da inversão estereotomográfica pré-empilhamento.....	68
Figura 4.9	Resultado da migração pré-empilhamento em profundidade do tipo	

	Kirchhoff do modelo de velocidades da linha 214-2660 da Bacia do Jequitinhonha, obtido através da estereotomografia.....	69
Figura 4.10	Famílias de imagem comum da migração pré-empilhamento em profundidade do tipo Kirchhoff do modelo de velocidades da linha 214-2660 da Bacia do Jequitinhonha, obtido através da tomografia da onda NIP.....	69
Figura 4.11	Modelo de velocidades da linha 214-2660 da Bacia do Jequitinhonha, obtido como resultado da inversão tomográfica da onda NIP.....	71
Figura 4.12	Ilustração esquemática do fluxo de trabalho empregado no dado real marinho, para obtenção do modelo de velocidades tomográfico da onda NIP.....	72
Figura 4.13	Resultado da migração pré-empilhamento em profundidade do tipo Kirchhoff do modelo de velocidades da linha 214-2660 da Bacia do Jequitinhonha, obtido através da tomografia da onda NIP.....	73
Figura 4.14	Famílias de imagem comum da migração pré-empilhamento em profundidade do tipo Kirchhoff do modelo de velocidades da linha 214-2660 da Bacia do Jequitinhonha, obtido através da tomografia da onda NIP.....	74

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1	Parâmetros de aquisição do modelo sintético.....	45
Tabela 3.2	Parâmetros usados na inversão estereotomográfica no caso do modelo sintético.....	51
Tabela 3.3	Parâmetros usados na inversão tomográfica da onda NIP no caso do modelo sintético.....	56
Tabela 4.1	Parâmetros usados na inversão estereotomográfica no caso do dado real marinho.....	66
Tabela 4.2	Parâmetros usados na inversão tomográfica da onda NIP no caso do dado real marinho.....	70

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	15
2	ASPECTOS TEÓRICOS	19
2.1	ESTEREOTOMOGRAFIA PRÉ-EMPILHAMENTO.....	19
2.1.1	Espaço dos Dados e Modelo	20
2.1.2	Problema Direto e Inverso	24
2.1.3	Regularização do Problema	27
2.2	TOMOGRAFIA DA ONDA NIP.....	28
2.2.1	Princípios Básicos	28
2.2.2	Empilhamento CRS	31
2.2.3	Espaço dos Dados e Modelo	35
2.2.4	Problema Direto e Inverso	38
2.2.5	Regularização do Problema	39
2.3	SOLUÇÃO DO PROBLEMA INVERSO.....	40
2.4	DIFERENÇAS E PRINCÍPIOS COMUNS.....	42
3	APLICAÇÃO NO DADO SINTÉTICO	44
3.1	MODELO E DADOS SÍSMICOS.....	44
3.2	APLICAÇÃO DA ESTEREOTOMOGRAFIA.....	47
3.2.1	Picking dos dados de entrada e Controle de Qualidade	47
3.2.2	Inversão Estereotomográfica	50
3.2.3	Migração	52
3.3	APLICAÇÃO DA TOMOGRAFIA DA ONDA NIP.....	53
3.3.1	Picking dos dados de entrada e Controle de Qualidade	54
3.3.2	Inversão Tomográfica da onda NIP	55
3.3.3	Migração	56
3.4	ANÁLISE DOS RESULTADOS.....	57
4	APLICAÇÃO NOS DADOS REAIS	59
4.1	APLICAÇÃO A BACIA DO JEQUITINHONHA.....	59
4.1.1	Localização e aspectos geológicos	59
4.1.2	Descrição dos dados sísmicos	62

4.1.3	Pré-processamento e empilhamento CRS.....	63
4.1.4	Aplicação da Estereotomografia.....	65
4.1.5	Aplicação da Tomografia da onda NIP.....	70
4.1.6	Análise dos resultados.....	74
5	CONCLUSÕES.....	77
	REFERÊNCIAS.....	79
	APÊNDICE.....	83
	APÊNDICE A – CAMPO DE VELOCIDADE RESÍDUAL ENTRE OS MODELOS SINTÉTICOS.....	84

1 INTRODUÇÃO

De um modo geral, a Geofísica “vive” uma constante e incansável busca por métodos cada vez mais robustos e aprimorados, que lhe permita produzir uma melhor imagem das regiões de interesse em subsuperfície, mapeando as estruturas geológicas através do processamento e interpretações de dados sísmicos, com essencial contribuição para indústria no que diz respeito à procura de hidrocarbonetos.

A obtenção de uma imagem da subsuperfície é realizada através do método de reflexão sísmica, em que os dados adquiridos na superfície são submetidos a uma série de processos até a obtenção da imagem final adequada para a etapa de interpretação.

Os métodos de imageamento sísmico precisam do conhecimento *a priori* do modelo de velocidades correto para a obtenção de uma imagem representativa da subsuperfície. Portanto, a determinação de um modelo de velocidades é uma operação crucial e inevitável para o imageamento sísmico. O método mais comum utilizado é a análise de velocidades do método de empilhamento, ponto médio comum (*Common Midpoint - CMP*), baseado na correção NMO (*Normal Moveout*). Este método se baseia na hipótese de um modelo lateralmente homogêneo com refletores plano-horizontais (YILMAZ, 1987).

A análise de velocidades é uma das etapas mais importantes do processamento sísmico convencional, pois nela determinam-se as velocidades das camadas em subsuperfície que serão utilizadas na obtenção da seção empilhada e da seção migrada. As velocidades de empilhamento são determinadas no domínio CMP, onde um CMP contém reflexões de um mesmo ponto da subsuperfície, mas com diferentes trajetórias, logo, diferentes tempos de trânsito. Utilizando as informações, tempo e distância, é possível estimar a velocidade do meio. Apesar da distância percorrida não ser realmente conhecida, e sim o *offset* (distância fonte-receptor), têm-se informações suficientes para a resolução do problema (YILMAZ, 1987). A etapa de seleção (*picking*) dos pontos no painel de coerência envolve a seleção dos valores de velocidade em função do tempo. Essa etapa apresenta grande potencial para erros, especialmente quando o realizador da tarefa não conhece muito a respeito da geologia do local. A análise de velocidade, em outras palavras, objetiva definir as funções velocidades que melhor compensem as diferenças de sobretempo normal (*Normal Moveout - NMO*) das reflexões.

Vários métodos novos foram introduzidos nos últimos anos para estimar modelos de velocidades, entre eles o método de análise de velocidades por migração (YILMAZ; CHAMBERS, 1984; AL-YAHYA, 1989), assim como sua extensão, a Otimização do *Semblance* Diferencial (*Differential Semblance Optimization - DSO*) (SYMES; CARAZZONE, 1991), e os métodos tomográficos de reflexão, como a estereotomografia (BILLETTE; LAMBARÉ, 1998) e a tomografia da onda NIP (DUVENECK; HUBRAL 2002).

Os métodos tomográficos usados para estimar modelos de velocidades para o imageamento sísmico, dentre eles a tomografia de reflexão convencional (BISHOP et al., 1985; CHIU; STEWART, 1987; FARRA; MADARIAGA, 1988) é um método bastante eficiente que utiliza apenas o tempo de trânsito como dado de entrada para inversão, mas que apresenta dificuldades associadas à difícil interpretação do *picking*. Devido às limitações na aquisição dos dados para se estimar os parâmetros do modelo, a inversão tomográfica é geralmente mal-condicionada, necessitando de métodos de regularização para que soluções factíveis sejam obtidas. A qualidade da regularização, utilizada para o tratamento de problemas mal-condicionados, depende da escolha de um fator de regularização adequado. Para suprir essa dificuldade foi introduzida, além do tempo de trânsito, a idéia de eventos localmente coerentes, caracterizados por sua declividade (vagarosidade) no volume de dados pré-empilhados. Tais eventos podem ser interpretados como pares de segmentos de raios e trazer informações sobre o modelo de velocidades independentemente (RIABINKIN, 1957; SWORD, 1987). Este método foi chamado de Recepção Direcional Comum (*Common Directional Reception - CDR*).

A estereotomografia é uma generalização do método CDR, com os benefícios de simplificação e robustez, por exemplo, fácil extensão para 3D quando comparado ao original CDR (CHALARD et al., 2000). A introdução do traçamento de raio paraxial (FARRA, MADARIAGA; 1987) foi outra significativa melhoria, uma vez que forneceu uma solução eficiente para o cálculo numérico das *derivadas de Fréchet* (a matriz estereotomográfica). Portanto, a estereotomografia é um método flexível que permite estimar modelos de velocidades de maneira eficiente e satisfatória, dentre os métodos usados para este fim (LAMBARÉ et al., 2004).

A tomografia da onda NIP, assim como a estereotomografia, utiliza outros critérios em adição ao tempo de trânsito, neste caso, utiliza os atributos cinemáticos da onda hipotética do ponto de incidência normal (*Normal Incidence Point - NIP*) (HUBRAL, 1983). O uso destes

atributos e a parametrização do modelo em termos dos pontos de incidência normal (NIPs) isolados, em um modelo de velocidades suave parametrizado por *B-splines*, levam a um número de vantagens distintas comparado aos métodos de estimação de velocidades baseados na tomografia convencional e migração, especialmente no caso de dados sísmicos com baixa razão sinal/ruído (DUVENECK, 2004).

A motivação deste trabalho se dá pelo interesse de aplicar estes métodos novos, robustos e pouco difundidos, que são a estereotomografia e a tomografia da onda NIP, em dados reais de meios geológicos complexos como a Bacia do Jequitinhonha.

O principal objetivo do presente trabalho é fazer um estudo comparativo dos métodos de inversão por estereotomografia e tomografia da onda NIP. Este estudo compreenderá tanto a revisão do formalismo teórico como também os detalhes de implementação e aplicação em problemas reais. Serão destacadas as similaridades e diferenças no formalismo teórico. Quanto à aplicação, será realizada em um dado sintético e em dados reais da Bacia do Jequitinhonha, com intuito de estimar modelos de velocidades representativos. Com base nos resultados, serão destacadas as vantagens e desvantagens de ambos os métodos na aplicação em problemas reais.

ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO:

Além deste capítulo introdutório, o corpo desta dissertação é composto pelos seguintes capítulos:

Capítulo 2: Neste capítulo, apresentam-se os princípios teóricos que regem as aproximações tomográficas, estereotomografia pré-empilhamento e tomografia da onda NIP, assim como a descrição da solução do problema inverso de ambos os métodos. No final deste capítulo, é feita uma discussão das diferenças e princípios comuns dos dois métodos.

Capítulo 3: No presente capítulo, é mostrada a aplicação de ambos os métodos tomográficos a um dado sintético sob condições controladas, e conseqüentemente sua comparação. Os aspectos práticos da aplicação e o fluxo de trabalho dos métodos também serão apresentados. Para avaliar o modelo de velocidades foi aplicada a migração em profundidade pré-empilhamento. A análise das velocidades obtidas também foi avaliada através das famílias de imagem comum (CIG).

Capítulo 4: Será apresentada a aplicação da estereotomografia e tomografia da onda NIP a um dado real marinho da Bacia do Jequitinhonha. A descrição geológica e os aspectos práticos da aplicação também serão apresentados. Para avaliar os modelos de velocidades foi aplicada uma migração em profundidade pré-empilhamento. A análise das velocidades obtidas também foi avaliada através das famílias de imagem comum (CIG).

Capítulo 5: Neste capítulo, apresentam-se as conclusões deste trabalho.

Esta dissertação contém ainda, um apêndice que mostra o campo de velocidade residual entre os modelos sintéticos, estimados por ambos os métodos tomográficos, e modelo sintético correto.

2 ASPECTOS TEÓRICOS

Dentre os métodos de imageamento sísmico utilizados na indústria do petróleo, para produzir uma imagem representativa da subsuperfície, sendo a mais próxima possível da realidade, destacam-se: o empilhamento sísmico no domínio do tempo, a migração pós-empilhamento e pré-empilhamento no domínio do tempo e da profundidade. Sendo que, para a aplicação desses métodos, necessita-se de modelos de velocidades representativo, os quais podem ser obtidos através de aproximações tomográficas, tais como, estereotomografia e tomografia da onda NIP.

Assim, neste capítulo, serão apresentados os aspectos teóricos que regem essas aproximações tomográficas, assim como uma descrição da solução do problema inverso vinculada a ambos os métodos. Além de discutir as diferenças e princípios comuns dos referidas aproximações.

2.1 ESTEREOTOMOGRAFIA PRÉ-EMPILHAMENTO

A estereotomografia consiste em um novo método tomográfico de reflexão, que supre algumas dificuldades da tomografia de reflexão convencional. Dificuldades estas relacionadas, por exemplo, à difícil interpretação dos pontos de seleção (*picking*), onde os eventos selecionados são registrados em grandes extensões no cubo de dados pré-empilhados. Logo, o *picking* do tempo de trânsito pode ser uma operação difícil e cansativa, uma vez que os eventos são identificados sobre todos os traços no conjunto de dados, podendo ter uma razão sinal/ruído (S/R) baixa.

Com a estereotomografia essas dificuldades foram superadas, uma vez que este método utiliza como dado, além do tempo de trânsito já utilizado na tomografia de reflexão convencional, as componentes horizontais dos vetores vagarosidades, as quais são tangentes aos eventos localmente coerentes selecionados em famílias de traços de tiro comum e receptor comum simultaneamente. Portanto, o *picking* é agora realizado nos painéis empilhados (*slant stack* local), onde a razão sinal/ruído é melhorada. O modelo é descrito pelo campo de velocidades \mathbf{v} e por um conjunto de pares de segmentos de raios associados com os eventos refletidos ou difratados (BILLETTE; LAMBARÉ, 1998).

2.1.1 Espaço dos Dados e Modelo

Diferente da tomografia de reflexão convencional, que utiliza apenas o tempo de trânsito como dado para inversão, a estereotomografia conta também com as componentes horizontais do vetor vagarosidade, com a posição da fonte e do receptor. Então na inversão estereotomográfica, teremos no espaço dos dados \mathbf{d} , o tempo de trânsito representado por T_{fr} , as componentes horizontais do vetor vagarosidade na posição de tiro p_f e do receptor p_r , a posição da fonte x_f e do receptor x_r . Logo o espaço dos dados \mathbf{d} será representado por:

$$\mathbf{d} = [(x_f, x_r, p_f, p_r, T_{fr})_n] \quad (n = 1, \dots, N), \quad (2.1)$$

onde n é um número inteiro relacionado ao número de eventos selecionados.

No modelo correto, cada evento selecionado está associado com um par de segmentos de raios $x_f \rightarrow \mathbf{X}$ e $\mathbf{X} \rightarrow x_r$ (Figura 2.1b). Nas famílias de traços, podemos obter os valores das vagarosidades destes dois raios na superfície (Figura 2.1a). Estas vagarosidades correspondem às componentes horizontais dos vetores vagarosidades dos raios na superfície (Figura 2.1b).

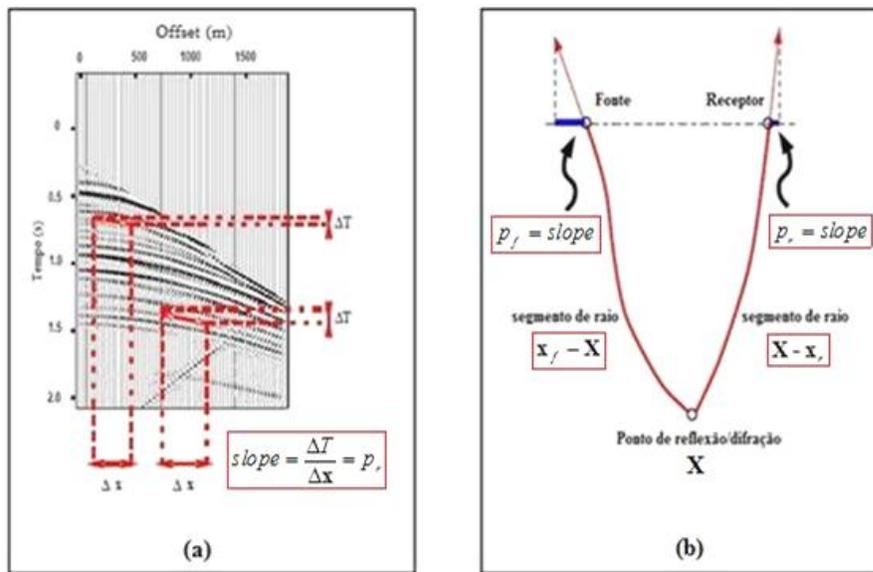


Figura 2.1: O vetor vagarosidade na família de traços de tiro comum (a) e na teoria do raio (b). O vetor vagarosidade em família de traços de eventos refletidos (a) dá uma estimacão direta da componente horizontal do vetor vagarosidade (b)

Fonte: Adaptado de (BILLETTE; LAMBARÉ, 1998).

Considerando um modelo de velocidade inicial, os dois segmentos de raios são completamente definidos pelas posições da fonte x_f , do receptor x_r e pelas componentes horizontais p_f e p_r dos vetores vagarosidades associados. Traçando-os da superfície, eles se cruzarão exatamente no ponto \mathbf{X} (Figura 2.2) se a soma dos dois tempos de trânsito do par de segmentos, no momento do encontro, coincidir com o tempo de trânsito selecionado nos dados. Isso ocorrerá, caso o modelo de velocidades esteja correto.

O modelo \mathbf{m} estereotomográfico é composto por uma coleção discreta do campo de velocidade \mathbf{v} , um conjunto de pontos de difração \mathbf{X} , duas direções (dois ângulos de espalhamento em 2-D) Θ_f e Θ_r , e dois tempos de trânsito referentes a cada segmento do par de raios T_f e T_r (Figura 2.2), associados com um conjunto de eventos localmente coerentes, ou seja:

$$\mathbf{m} = [\mathbf{v}, (\mathbf{X}, \Theta_f, \Theta_r, T_f, T_r)_n] \quad (n = 1, \dots, N) , \quad (2.2)$$

onde n é um número inteiro relacionado a uma descrição discretizada do campo de velocidade.

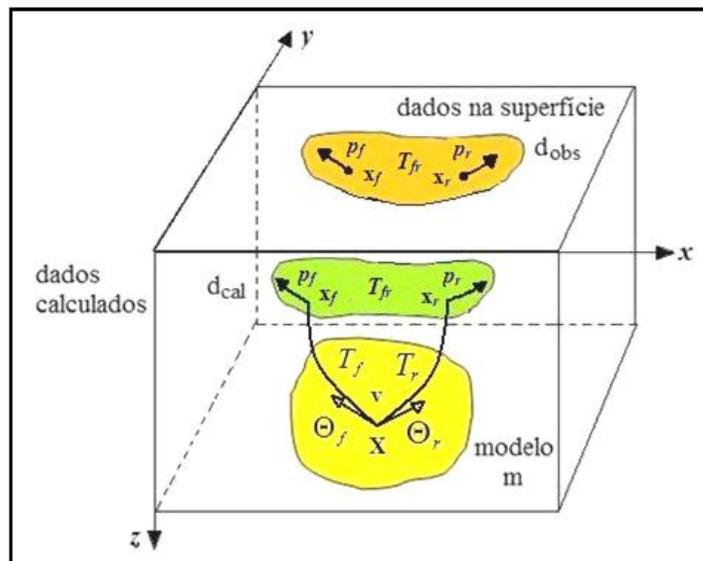


Figura 2.2: Dados e modelo em estereotomografia. O conjunto de dados consiste de um conjunto de posições dos tiros e receptores, x_f e x_r , tempos de trânsito, T_{fr} , e vagarosidades em ambas as localizações, de tiro e recepção, p_f e p_r , selecionadas em eventos localmente coerentes. O modelo é composto de uma coleção discreta do campo de velocidades \mathbf{v} , um conjunto de pontos de difração \mathbf{X} , dois ângulos de espalhamento Θ_f e Θ_r , e dois tempos T_f e T_r , associados a cada evento selecionado.

No modelo correto, existem condições de contorno para ambos os segmentos, isto é: (1) eles se cruzam no ponto mais profundo; e (2) eles ajustam o dado nas posições, vagarosidades e nos dois tempos de trânsito referentes a cada segmento. Quando o modelo de velocidade está errado, os dois segmentos de raio não podem satisfazer todas as condições de contorno simultaneamente. Então no mínimo uma das condições de contorno se torna variável (não fixada). O ajuste do erro sobre os parâmetros do modelo descrevendo esta condição de contorno variável são usados para estimar o modelo de velocidades.

Na aproximação mais geral, todos os parâmetros devem ser envolvidos no problema inverso, incluindo os parâmetros descrevendo o modelo de velocidades e as condições de contorno descrevendo os segmentos de raios (Figura 2.3). Então, o modelo pode ser descrito pelo modelo de velocidades e um conjunto de dois segmentos de raios.

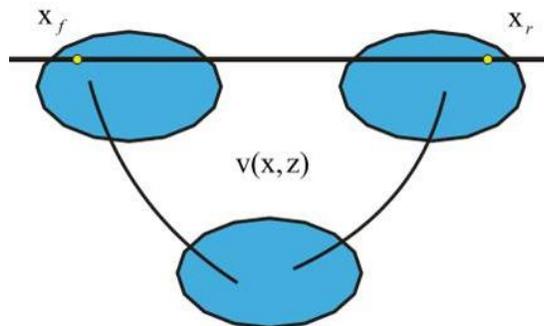


Figura 2.3: Condições de contorno para descrição de um par de segmentos de raio. As condições de contorno não estão fixadas: os segmentos de raios não se encontram em profundidade ou os dados não se ajustam na superfície.

Resolver o problema inverso consistiria adaptar a velocidade e os segmentos de raio até que todas as condições de contorno ajustassem os dados (posições e vagarosidades na superfície e os dois tempos relacionados a cada segmento), considerando a união de cada segmento com seu respectivo par, na subsuperfície.

Para a Recepção Direcional Comum (CDR), Sword (1987) propôs não fixar uma simples classe de condição de contorno, não fixando apenas o cruzamento no ponto em profundidade. Então ele considerou que os pares de raios partem da superfície com condições iniciais fixadas (posições e vagarosidade) pelos dados observados (Figura 2.4). Ele obteve como principal vantagem uma aproximação em que o modelo pôde finalmente ser descrito simplesmente pelo campo de velocidades, porém não fixar uma condição de contorno pode significar instabilidade

durante a técnica de minimização; por exemplo, se os raios se propagarem em direções opostas nunca vão se cruzar e não poderemos associar um tempo duplo. Isto pode ocorrer em um meio complexo (meios com domos de sal).

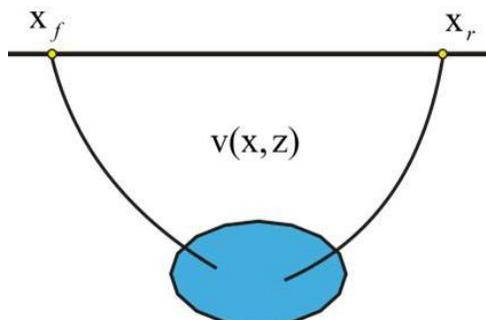


Figura 2.4: Condições de contorno para descrição de um par de segmentos de raio. Na superfície a condição de contorno está fixada. As extremidades na parte mais alta dos dois segmentos de raio ajustam os dados na superfície. Sua outra extremidade não está ajustada em profundidade.

A estereotomografia opta não fixar todas as condições sobre os elementos na superfície (posições, vagarosidades e tempos de trânsito) e usar uma função ajuste do erro para estimá-los. A condição de cruzamento dos raios é fixada (Figura 2.5).

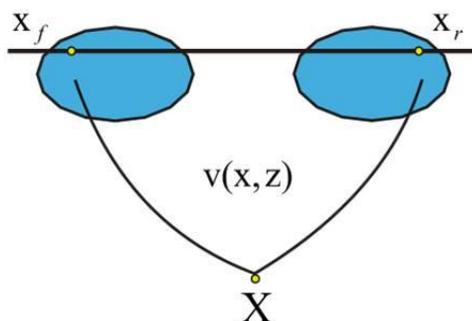


Figura 2.5: Condições de contorno para descrição de um par de segmentos de raio. O ponto de cruzamento é fixado. Os dois raios não são ajustados aos dados na superfície.

A vantagem de escolher como condição de contorno a fixação do cruzamento dos segmentos de raios se dá pelo fato desta envolver a função ajuste do erro para estimar os elementos não fixados na superfície, diferente do método CDR, que utiliza a teoria estocástica (TARANTOLA, 1987) do problema inverso, o qual envolve matrizes de correlação no espaço do modelo e dos dados para estimar o ponto de cruzamento dos segmentos em profundidade.

2.1.2 Problema Direto e Inverso

O problema direto consiste em determinar os dados \mathbf{d} a partir do modelo \mathbf{m} . O objetivo do nosso problema é fazer a inversão, ou seja, é encontrar o modelo \mathbf{m} que melhor explica o dado observado \mathbf{d}_{obs} . Podemos representar a relação entre os dados \mathbf{d} e o modelo \mathbf{m} , pela seguinte equação (MENKE, 1989):

$$\mathbf{d} = g(\mathbf{m}), \quad (2.3)$$

onde g é um operador não linear.

No problema direto os dados são calculados por traçamento de raio e a resolução do problema inverso é feita por otimização iterativa local, que envolve a estimação das *derivadas de Fréchet* usando traçamento de raio paraxial. Assim, considerando como referência um determinado modelo inicial \mathbf{m}_0 , podemos então resolver o problema inverso por iterações lineares. Aplicando o traçamento de raio neste modelo, obtemos os dados calculados \mathbf{d}_{cal} , (Equação 2.1). A diferença entre o dado observado \mathbf{d}_{obs} e o dado calculado \mathbf{d}_{cal} nos fornece o desvio do vetor ajuste dos dados no modelo inicial \mathbf{m}_0 , ou seja:

$$\Delta\mathbf{d} = \mathbf{d}_{obs} - \mathbf{d}_{cal} . \quad (2.4)$$

A maioria dos problemas de inversão sísmica envolve sistemas de inversão não linear. Com isso, através da Série de Taylor podemos fazer uma aproximação linear do problema não linear, que na forma de matriz compacta pode ser escrita como:

$$\Delta\mathbf{d} = \underline{\mathbf{G}}(\mathbf{m}_0)\Delta\mathbf{m} , \quad (2.5)$$

onde $\Delta\mathbf{d}$ é o vetor dos desvios dos dados, $\Delta\mathbf{m}$ é o vetor dos parâmetros, e $\underline{\mathbf{G}}(\mathbf{m}_0)$ é uma matriz organizada com os dados nas colunas e os parâmetros nas linhas, no qual estes elementos são

calculados pelas derivadas dos dados em relação aos parâmetros do modelo, *derivadas de Fréchet* (MENKE, 1989).

Para a inversão não linear, um algoritmo iterativo é geralmente necessário para encontrar uma solução aproximada $\hat{\mathbf{m}}$. Esta solução é atualizada de acordo com a equação:

$$\hat{\mathbf{m}}_{k+1} = \mathbf{m}_k + \Delta\mathbf{m} \text{ ,} \quad (2.6)$$

onde k representa o número de iterações. Essas iterações seguem até quando o módulo do vetor ajuste dos dados $\Delta\mathbf{d}$ for menor que um valor pré-estipulado, contanto é claro, que o processo convirja. Para convergir, o modelo inicial escolhido deve ser suficientemente semelhante ao modelo real que estamos buscando.

A estrutura básica de um algoritmo de inversão é mostrada a seguir, bem como seu processo sumarizado através de um fluxograma na Figura 2.6 (BERRYMAN, 1991):

1. Encontrar $\hat{\mathbf{m}}$ a partir de um dado modelo inicial \mathbf{m}_0 (uma constante ou o melhor modelo geológico previamente conhecido).
2. Calcular a matriz $\underline{\mathbf{G}}$ e os dados \mathbf{d}_{cal} para $\hat{\mathbf{m}}$ e o conjunto $\Delta\mathbf{d} = \mathbf{d}_{obs} - \mathbf{d}_{cal}$.
3. Se $\Delta\mathbf{d}$ for suficientemente pequeno, produz $\hat{\mathbf{m}}$ e pára.
4. Encontrar uma correção do modelo $\Delta\hat{\mathbf{m}}$ como a solução do problema de inversão linear: $\Delta\mathbf{d} = \underline{\mathbf{G}}(\mathbf{m}_0)\Delta\hat{\mathbf{m}}$.
5. Atualizar $\hat{\mathbf{m}}$ ao novo modelo obtido pela adição da correção do modelo $\Delta\hat{\mathbf{m}}$ ao modelo prévio $\hat{\mathbf{m}}$.
6. Retorna ao passo 2.

Este algoritmo é bastante razoável e de fato às vezes é verdadeiramente trabalhado, mas nem sempre. Para modelos com baixo contraste de vagarosidade o algoritmo convergirá. O método falha, geralmente, quando ocorrem divergências em um modelo altamente oscilatório. Para isto, processos para reduzir as possíveis variações das vagarosidades e para garantir o alto grau de suavidade no modelo reconstruído têm sido comumente introduzidos para lidar com esta instabilidade. Tal restrição da suavidade vem de considerações externas (como a classe de

modelos no qual nós queremos a solução), não dos dados. Mas um método realmente satisfatório que estabilize o esquema de iterações baseado na informação dos próprios dados tem sido necessário (BERRYMAN, 1991).

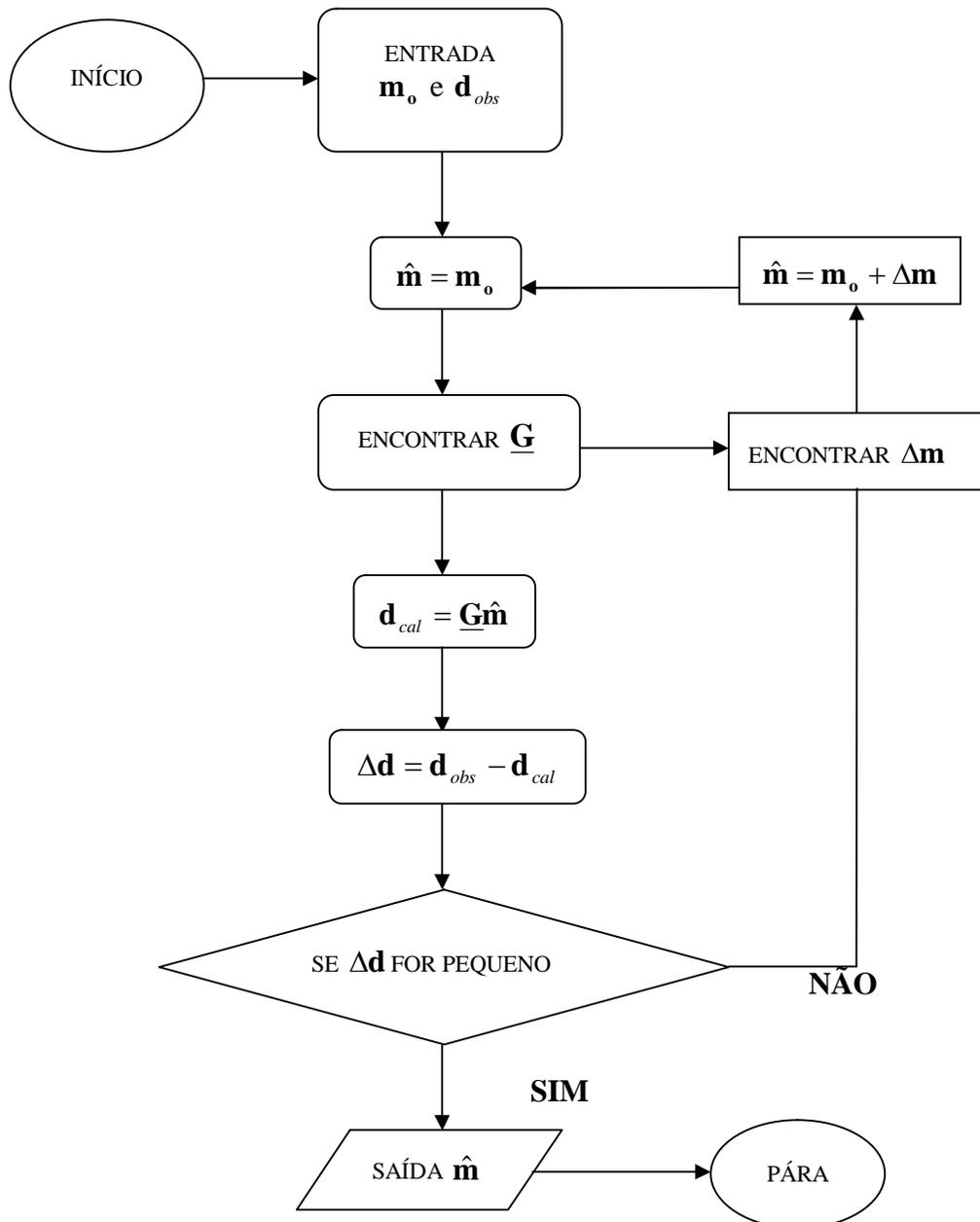


Figura 2.6: Representação básica de um algoritmo iterativo para solução do problema inverso
Fonte: Adaptado de (BERRYMAN, 1991).

A fim de resolver este problema, $\mathbf{d} = g(\mathbf{m})$, a estereotomografia pré-empilhamento introduz e minimiza a função custo $S(\mathbf{m})$ em termos dos mínimos quadrados. A função custo é representada por uma norma L_2 ponderada, isto é:

$$S(\mathbf{m}) = \frac{1}{2} \|\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs}\|_D^2 = \frac{1}{2} \|\Delta\mathbf{d}(\mathbf{m})\|_D^2 = \frac{1}{2} \Delta\mathbf{d}^T(\mathbf{m}) \underline{\mathbf{C}}_D^{-1} \Delta\mathbf{d}(\mathbf{m}) , \quad (2.7)$$

onde $\Delta\mathbf{d}(\mathbf{m}) = \mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs}$. A matriz $\underline{\mathbf{C}}_D$ é uma matriz covariância no espaço dos dados do qual os elementos servem como pesos aplicados aos diferentes componentes dos dados (veja seção 2.3). A estimação da Equação 2.7 requer o cálculo dos dados através dos parâmetros do modelo, $\mathbf{d}_{cal} = g(\mathbf{m})$. Este problema direto é resolvido pelo traçamento de raios. O operador não linear g simboliza, desta maneira, o processo de traçamento de raios. Em virtude do traçamento de raios apresentarem muitas vantagens em modelos de velocidades suaves, a estereotomografia pré-empilhamento apresenta uma distribuição de velocidades suave descrita pela chamada função *B-splines*. Conseqüentemente, a descrição discretizada do campo de velocidade \mathbf{v} , como parte do espaço do modelo, representa os coeficientes *B-splines*.

Devido a não linearidade do operador de modelagem direta g , o problema inverso é também não linear. Em princípio sua solução requer a aplicação de um método de otimização global. No entanto, na estereotomografia pré-empilhamento, o referido problema é resolvido por uma aproximação local iterativa, que será discutido na seção 2.3. Isso se baseia na linearização local do problema inverso em cada passo da iteração e envolve o gradiente da função ajuste do erro $\partial S / \partial \mathbf{m}$. Isto significa que as derivadas parciais do operador de traçamento de raio em relação aos parâmetros do modelo, chamadas de *derivadas de Fréchet*, tem que ser estimadas. Devido à parametrização do espaço dos dados, seu cálculo requer derivadas espaciais de segunda ordem contínuas do campo de velocidades e, por isso, o modelo de velocidades em estereotomografia é representado pelas funções *B-Splines* cúbicas.

2.1.3 Regularização do Problema

Como a minimização da função custo caracteriza um problema mal-posto (não existe solução, não apresenta solução única ou a solução tem uma dependência contínua com os dados

de entrada), como ocorre, por exemplo, no caso onde o número de parâmetros descrevendo o modelo é maior do que o número de parâmetros descrevendo os dados, vínculos adicionais precisam ser introduzidos objetivando a estabilização do problema inverso. Na estereotomografia, isto é feito usando a regularização de Tikhonov adicionando um termo de regularização variável a clássica norma L_2 . Neste sentido, a Equação 2.7 pode ser escrita da seguinte forma:

$$S(\mathbf{m}) = \frac{1}{2} \|g(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs}\|_D^2 + \varepsilon^2 \|\mathbf{Lm}\|^2, \quad (2.8)$$

onde \mathbf{L} é um Laplaciano como operador, que aplica somente no grid dos coeficientes B-splines. Dependendo da magnitude do associado fator de amortização ε , o operador penaliza variações de velocidades fortes e permite suavizar o modelo de velocidades sem afetar a solução.

2.2 TOMOGRAFIA DA ONDA NIP

A tomografia da onda NIP é um novo método de inversão tomográfica que utiliza o tempo de trânsito e os atributos cinemáticos da onda hipotética NIP (DUVENECK; HUBRAL 2002). Esta onda hipotética do ponto de incidência normal (NIP, *Normal Incidence Point*), assim como a onda normal (N), foram descritas por Hubral (1983). A onda hipotética NIP é gerada em profundidade no ponto de incidência normal sobre o refletor e emerge formando um ângulo no correspondente ponto de afastamento nulo na superfície (Figura 2.7). Os atributos destas ondas juntamente com o tempo de trânsito fornecem informação sobre a distribuição de velocidade na subsuperfície e são as bases para as aproximações tomográficas para a obtenção de um modelo de velocidades. Esse conceito foi aplicado recentemente por Duveneck (2004).

2.2.1 Princípios Básicos

Os atributos das ondas hipotéticas do ponto de incidência normal (onda NIP) e onda normal (onda N), definidas por Hubral (1983), têm importantes aplicações no imageamento sísmico e determinação do modelo de velocidades. Como exemplos típicos, podemos citar o

método de empilhamento CRS e a tomografia dos atributos da onda NIP. A Figura 2.7, apresenta um modelo composto por duas camadas com velocidades constantes sobre um semi-espaço no qual está sendo ilustrada a propagação das ondas hipotéticas, Normal e NIP, originadas em uma das interfaces localizadas sobre um semi-espaço. O ponto de incidência normal NIP do raio de afastamento nulo (cor azul) tem a origem na posição X_0 sobre a linha de aquisição sísmica na superfície.

A onda NIP é uma onda hipotética originada em um ponto do refletor em subsuperfície e se propaga de forma ascendente até o ponto X_0 na superfície. A sua direção inicial de propagação é perpendicular ao refletor no ponto NIP e a propagação das suas frentes de ondas em diferentes instantes até o ponto de emergência está mostrada em vermelho, o raio de curvatura da frente de onda medido no ponto de emergência X_0 é representado por R_{NIP} .

A onda Normal também é uma onda hipotética originada em pontos do refletor em subsuperfície localizadas próximas ao ponto NIP e que se propaga de forma ascendente. Estas fontes explodem simultaneamente como se toda interface refletora em torno do ponto NIP estivesse explodindo, e de acordo com o princípio de Huygens as frentes de onda geradas por cada fonte pontual dão origem a uma única frente de onda N, onde a curvatura C_N da frente de onda N no ponto NIP é igual à curvatura local do refletor e a direção de propagação é perpendicular à interface refletora. A representação esquemática das frentes de ondas em diferentes instantes da onda N (cor verde) até a sua chegada no ponto de emergência X_0 encontra-se ilustrada na Figura 2.7, por conseguinte, o raio de curvatura da sua frente de onda medida no ponto de emergência está representado por R_N .

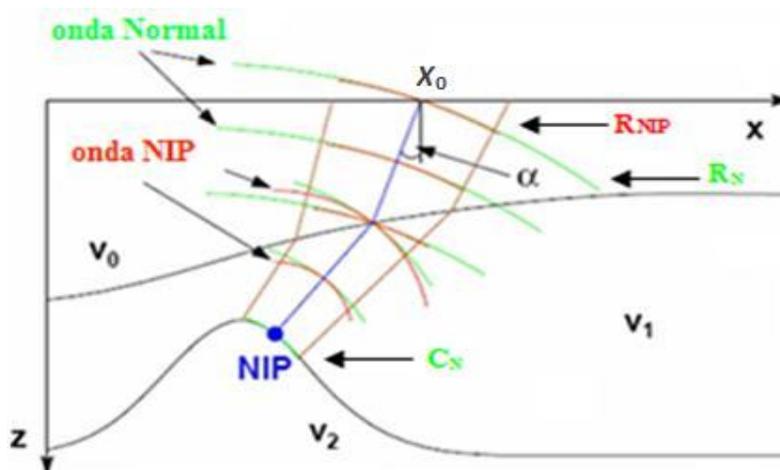


Figura 2.7: Representação das frentes de ondas hipotéticas para um meio heterogêneo: as frentes de onda NIP geradas por uma fonte pontual são mostradas em vermelho, as frentes de onda N geradas por um segmento do refletor explosivo em torno do ponto NIP são mostradas em verde.

A construção de um modelo de velocidade através da tomografia da onda NIP se baseia no princípio fundamental de que um modelo de velocidade é coerente com o dado se todos os sinais de reflexão pertencentes a um ponto de reflexão comum (*Common Reflection Point - CRP*) na subsuperfície forem migrados para um ponto comum.

Os segmentos de raios dos correspondentes raios ligando fontes e receptores medidos na superfície com um CRP no modelo (Figura 2.8a) são geometricamente idênticos as trajetórias dos raios associados a uma onda NIP emergindo devido a um ponto fonte no CRP (Figura 2.8b). Este fato pode ser usado para a determinação de um modelo de velocidades. Considerando uma onda hipotética NIP, o CRP considerado é idêntico ao ponto de incidência normal (NIP) do raio de afastamento nulo no refletor. Se os tempos de trânsito de reflexões no dado sísmico pertencentes a um CRP podem ser interpretados em termos dos tempos de trânsito da onda NIP, o imageamento das reflexões associadas a um ponto comum no modelo é equivalente ao da onda NIP incidindo com tempo de trânsito zero nesse ponto (Figura 2.8c). Conseqüentemente, um modelo é consistente com o dado se todas as ondas incidirem com tempo de trânsito zero depois do retorno da propagação (DUVENECK, 2004).

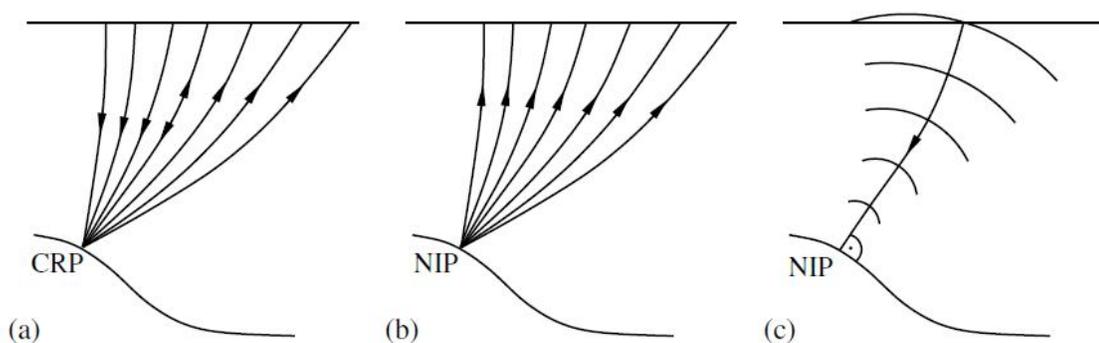


Figura 2.8: (a) Os segmentos de raio dos raios refletidos no CRP na subsuperfície. (b) As trajetórias dos raios associadas com a onda hipotética devido a um ponto fonte no NIP. (c) Em um modelo de velocidade coerente, ondas NIP incidem no ponto de incidência normal com tempo nulo, quando a propagação volta para a subsuperfície

Fonte: (DUVENECK, 2004).

Na tomografia da onda NIP um evento sísmico é representado por uma onda NIP que está relacionada a um evento de reflexão, assim, durante o Empilhamento por Superfície de Reflexão Comum (empilhamento CRS), os atributos da onda NIP são determinados por meio de processos automáticos de busca durante processo de empilhamento CRS, o qual será descrito na próxima seção.

2.2.2 Empilhamento CRS

Dentre os diversos processos inseridos no processamento de dados sísmicos, o método convencional de empilhamento sísmico, também conhecido como ponto médio comum (CMP), faz a correção temporal tanto normal quanto oblíqua (NMO/DMO), mas para isso precisa do conhecimento das velocidades de empilhamento, que são conhecidas através da análise de velocidades no domínio CMP.

O empilhamento CRS, assim como outros processos de empilhamento, usa a redundância dos dados sísmicos de cobertura múltipla, para obter uma seção afastamento nulo (*Zero-Offset - ZO*) simulada, com uma razão sinal/ruído melhorada. O empilhamento CRS é baseado na aproximação do tempo de trânsito hiperbólico de segunda ordem e pode ser visto como uma generalização do empilhamento CMP (YILMAZ, 2001). Considerando que o empilhamento CMP usa uma aproximação do tempo de trânsito na coordenada de meio afastamento para o cálculo das trajetórias de empilhamento, o empilhamento CRS estende este conceito na

coordenada do ponto médio comum (coordenada CMP). O operador de empilhamento para o caso 2D não é deste modo, somente uma curva no espaço do tempo-ponto médio-meio afastamento, como no caso do empilhamento CMP; no empilhamento CRS torna-se uma superfície de empilhamento, que estende também na direção do ponto médio (Figura 2.9).

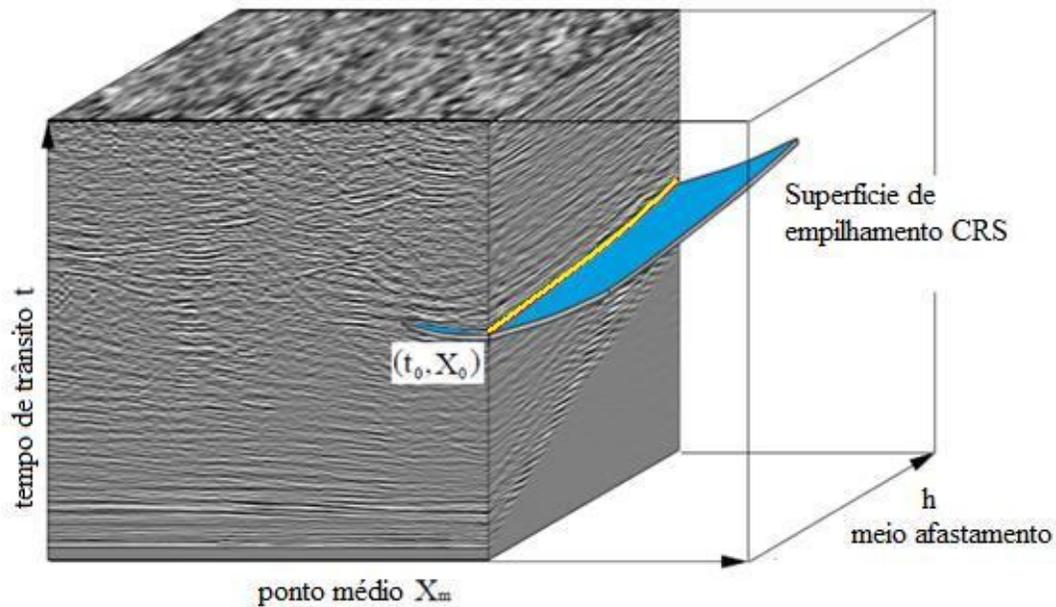


Figura 2.9: Princípios do empilhamento CRS. As amplitudes dos dados de cobertura múltipla são somadas ao longo de uma superfície de empilhamento (cor azul) no espaço tempo-ponto médio-meio afastamento ($t - X_m - h$); no método de empilhamento convencional CMP o somatório é apenas ao longo da curva na coordenada meio afastamento (cor amarela). O resultado do empilhamento é atribuído a correspondente amostra local (t_0, X_0) na seção afastamento nulo

Fonte: Adaptado de (DUVENECK, 2004).

A aproximação de segunda ordem do quadrado do tempo de trânsito em torno de um ponto de afastamento nulo (t_0, X_0) produz um operador da forma (SCHLEICHER et al., 1993)

$$t^2(X_m, h) = (t_0 + 2p\Delta X)^2 + 2t_0(M_N\Delta X^2 + M_{NIP}h^2) \quad , \quad (2.9)$$

onde h é a coordenada meio afastamento, X_m a coordenada do ponto médio em torno do ponto afastamento nulo e $\Delta X = X_m - X_0$. O tempo de trânsito de afastamento nulo medido em X_0 é denotado por t_0 . A Equação 2.9 é usada para empilhar amplitudes de eventos de reflexões nos

dados de cobertura múltipla, e obter uma seção afastamento nulo simulada. A superfície de empilhamento é controlada pelos coeficientes da aproximação do tempo de trânsito. Estes são as derivadas do tempo de trânsito parcial com relação ao ponto médio (X_m) e a coordenada de meio afastamento (h), isto é:

$$p = \frac{\partial t}{\partial X} , \quad (2.10a)$$

$$M_N = \frac{\partial^2 t}{\partial X^2} , \quad (2.10b)$$

$$M_{NIP} = \frac{\partial^2 t}{\partial h^2} . \quad (2.10c)$$

Estas derivadas, também chamadas de atributos cinemáticos do campo de onda são determinadas automaticamente por uma análise de coerência durante o processo de empilhamento CRS, levando em consideração cada amostra de afastamento nulo (t_0, X_0). Elas contêm informações cinemáticas dos campos de onda registrados, em particular da distribuição das velocidades sísmicas. Por outro lado, elas podem ser interpretadas fisicamente em termos das propriedades das duas frentes de onda hipotéticas emergindo na superfície em X_0 . As quantidades p e M_N são derivadas espaciais de primeira e segunda ordem relacionadas a uma onda emergente no ponto X_0 , gerada pelo refletor explosivo localizado no ponto de incidência normal (NIP) do raio de afastamento nulo (Figura 2.10b).

Assim, uma vez que todos os raios associados com esta onda são localmente normal ao elemento refletor na subsuperfície, esta onda é conhecida como onda Normal. Contudo, a quantidade M_{NIP} é interpretada como a derivada de segunda ordem do tempo de trânsito relacionada a uma frente de onda emergindo no ponto X_0 devido a um ponto fonte localizado no ponto de incidência normal (NIP) do raio com afastamento nulo (Figura 2.10a). Assumindo que a velocidade v_0 próxima a superfície no ponto X_0 é conhecida e localmente constante, os

parâmetros p , M_N e M_{NIP} nas Equações 2.10 podem ser relacionadas às quantidades que descrevem as frentes de onda Normal e NIP emergindo, como segue:

$$p = \frac{\sin \alpha}{v_0} \quad , \quad (2.11a)$$

$$M_N = \frac{\cos^2 \alpha}{v_0} K_N \quad , \quad (2.11b)$$

$$M_{NIP} = \frac{\cos^2 \alpha}{v_0} K_{NIP} \quad . \quad (2.11c)$$

Nas equações 2.11, α é o ângulo de emergência do raio normal no ponto X_0 , K_N é a curvatura da frente de onda da onda Normal emergente no ponto X_0 e K_{NIP} é curvatura da frente de onda da onda NIP emergente no ponto X_0 . Sendo, $K_N = R_N^{-1}$ e $K_{NIP} = R_{NIP}^{-1}$ as curvaturas das frentes de onda associadas ao raio da curvatura da onda Normal e NIP, respectivamente.

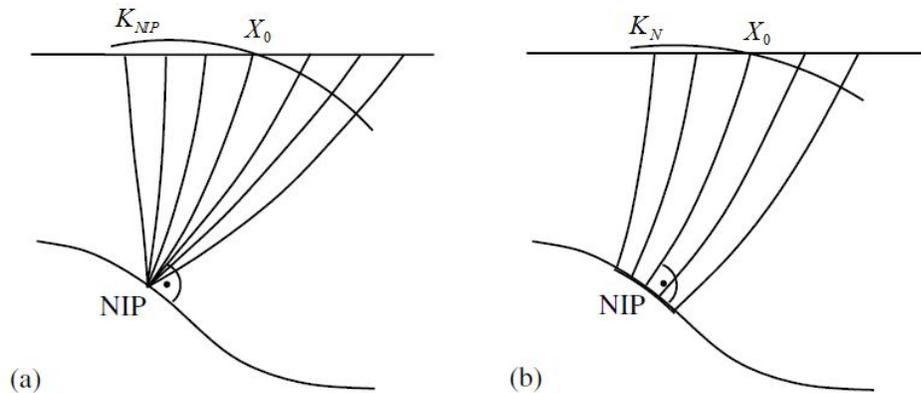


Figura 2.10: (a) onda NIP e (b) onda Normal. As quantidades K_{NIP} e K_N são as curvaturas das frentes de onda das ondas hipotéticas NIP e Normal emergindo no ponto X_0 medida na superfície
Fonte: Adaptado de (DUVENECK, 2004).

Na implementação dos algoritmos de empilhamento CRS é objetivado a determinação das curvaturas $K_N = R_N^{-1}$ e $K_{NIP} = R_{NIP}^{-1}$, das ondas hipotéticas Normal e NIP, respectivamente, e o

ângulo de emergência do raio central, α . Estes atributos cinemáticos, também denominados de parâmetros CRS, são determinados a partir dos dados sísmicos, por meio de processos de busca automática baseados na medida de coerência do sinal sísmico. Os primeiros algoritmos de empilhamento CRS utilizam multi-etapas para a busca dos parâmetros CRS, que é realizado tanto nos dados pré-empilhados como nos dados ZO empilhados (JÄGER et al., 2001; GARABITO, 2001). No entanto, aqui será utilizado o algoritmo de busca proposto por Garabito et al. (2007), onde a busca dos três parâmetros CRS é realizada simultaneamente, ou seja, em uma única etapa. Esta busca automática é realizada por meio da aplicação do algoritmo de otimização multidimensional *Simulated Annealing*. No fluxograma da Figura 2.11 são mostradas as principais etapas deste algoritmo do método CRS utilizado neste trabalho.

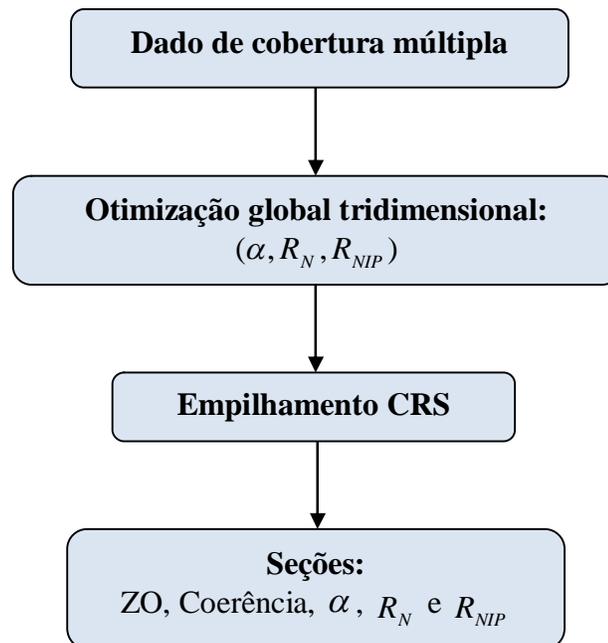


Figura 2.11: Fluxograma do algoritmo de empilhamento CRS que usa uma única etapa para a busca global dos três parâmetros CRS.

2.2.3 Espaço dos Dados e Modelo

Para a determinação de um modelo de velocidades através da tomografia da onda NIP é necessário a utilização do conceito das ondas NIP que colapsam no tempo de trânsito nulo. Devido a este fato, os atributos referentes a estas ondas caracterizam a base do esquema tomográfico. Neste sentido, as ondas hipotéticas NIP emergindo são descritas pelos atributos

cinemáticos do campo de ondas fornecido pelo empilhamento CRS. Adicionalmente, para um modelo de velocidade suave sem hipótese na continuidade dos refletores tem que ser feito. No entanto, a determinação de modelos de velocidades somente é possível se os atributos determinados forem confiáveis, e se a densidade absoluta dos eventos através da seção sísmica for suficiente.

Como mencionado anteriormente, uma onda NIP emergindo de uma dada amostra de afastamento nulo (t_0, X_0) , em um evento de reflexão, é caracterizada por sua posição de emergência X_0 , seu tempo de trânsito *one-way* τ_0 do raio normal ($\tau_0 = t_0 / 2$), sua derivada do tempo de trânsito espacial de primeira ordem p e sua derivada do tempo de trânsito espacial de segunda ordem M_{NIP} . Esta informação é determinada através do empilhamento CRS. Consequentemente, o dado de entrada para a tomografia da onda NIP são obtidos no domínio do dado pós-empilhado e o espaço do dado na tomografia da onda NIP é apresentado por:

$$\mathbf{d} = [(X_0, \tau_0, p, M_{NIP})_n] \quad (n = 1, \dots, N), \quad (2.12)$$

onde n é o número de pontos dados no domínio do dado pós-empilhado.

Usando as propriedades das ondas NIP, um caminho direto para construção de um modelo de velocidade seria propagar as frentes de onda NIP na subsuperfície e checar se eles incidem no $\tau_0 = 0$. Isso implica que os raios da onda NIP da curvatura da frente de onda R_{NIP} ligados a M_{NIP} pela Equação 2.11c torna-se zero. Isto significa que se o modelo de velocidade está correto, todas as ondas NIP propagadas cumprem as seguintes condições de contorno, ou seja:

- (1) Elas colapsam no NIP, implicando que τ_0 é alcançado e R_{NIP} se torna zero;
- (2) Sua direção de propagação na superfície é determinada por p e X_0 .

Entretanto, todos os componentes dados devem ser afetados por certa medida de erro. Fixando então, significaria ignorar possíveis incertezas nestas quantidades que podem levar a instabilidades no processo de construção do modelo de velocidades. A fim de evitar tal situação, uma diferente aproximação para a determinação de velocidades é aplicada. A segunda condição de contorno é desprezada, e a propagação das ondas NIP através de um dado modelo de

velocidades é iniciada no respectivo NIP na subsuperfície. Neste sentido um modelo de velocidades é consistente com o dado se todos os pontos dados forem explicados dentro da margem de erro determinada pela propagação ascendente, ex. ondas NIP modeladas (veja Figura 2.12).

Porém, a localização da subsuperfície verdadeira (X,Z) dos correspondentes NIPs para os pontos dados (Equação 2.12) e seu mergulho local associado θ_{NIP} , definindo a direção normal do raio no respectivo NIP são inicialmente desconhecidos. Consequentemente, estas quantidades precisam ser consideradas como parâmetros adicionais do modelo para serem determinadas junto com a distribuição de velocidades (Figura 2.12). O espaço do modelo \mathbf{m} é desta maneira, descrito pelos parâmetros relacionados a cada NIP e uma descrição discretizada do campo de velocidade \mathbf{v} , ou seja:

$$\mathbf{m} = [\mathbf{v}, (X, Z, \theta_{NIP})_n] \quad (n = 1, \dots, N). \quad (2.13)$$

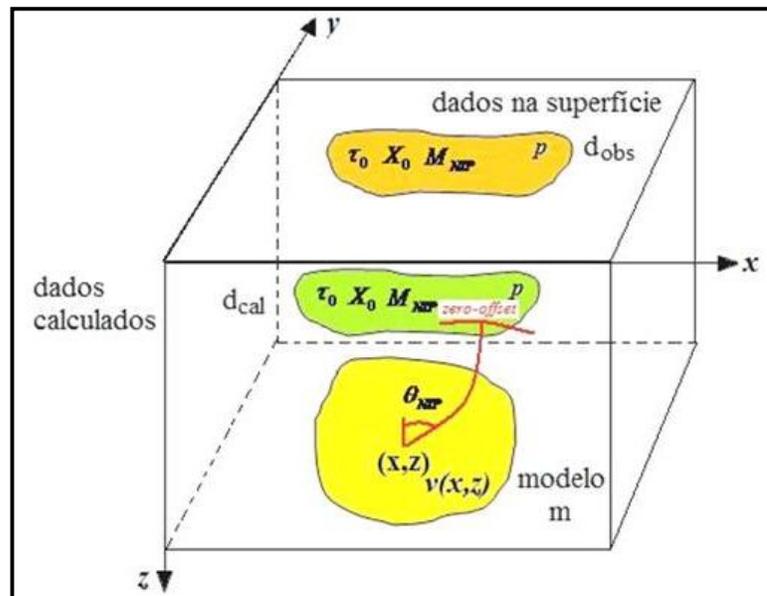


Figura 2.12: Dado e Modelo na tomografia da onda NIP. O conjunto de dados consiste de um conjunto de posições de emergência X_0 e tempos de trânsito τ_0 de raio normal da onda NIP emergindo, sua derivada do tempo de trânsito espacial de primeira ordem p e sua derivada do tempo de trânsito espacial de segunda ordem M_{NIP} . O modelo é composto por uma coleção de coordenadas do NIP, X e Z , por ângulos de mergulho local θ_{NIP} associado à direção normal do raio no respectivo NIP, e uma descrição discretizada do campo de velocidade \mathbf{v} .

Os componentes dos dados descrevem a curva do tempo de trânsito de segunda ordem associada com uma frente de onda NIP emergente. O modelo correspondente é composto de uma descrição discretizada do seu próprio campo de velocidades, o ângulo do raio normal inicial e a localização espacial do NIP associado com cada ponto. O modelo é atualizado até o ajuste do erro entre o dado calculado e o observado seja minimizado.

2.2.4 Problema Direto e Inverso

Como na estereotomografia pré-empilhamento, o problema na estimação de um modelo de velocidades é tratado em termos do problema inverso estocástico (TARANTOLA, 1987). Dessa forma, um ótimo modelo é procurado que melhor ajusta o dado observado por uma suposta relação física g . O espaço dos dados \mathbf{d} está ligado ao espaço do modelo \mathbf{m} por uma relação não linear, ou seja:

$$\mathbf{d} = g(\mathbf{m}) \quad , \quad (2.14)$$

onde o operador g simboliza novamente o processo de modelagem direta. Na tomografia da onda NIP, a modelagem direta é realizada pelo traçamento dinâmico do raio ao longo do raio normal. Isto conduz aos atributos do campo de onda para um conjunto de parâmetros do modelo em um dado modelo de velocidades. Uma vez que uma distribuição suave de velocidades seja requerida para o traçamento de raio, o próprio modelo de velocidades é descrito em termos da função *B-Spline*. A descrição discretizada do campo de velocidades \mathbf{v} , como parte do espaço do modelo (Equação 2.13), representa deste modo os coeficientes *B-Spline*.

Baseado neste problema direto, o modelo e os componentes do dado, definidos acima, o problema inverso é o mesmo que o da estereotomografia pré-empilhamento. Logo, encontrar o modelo que minimize o ajuste do erro entre o dado observado \mathbf{d}_{obs} e os correspondentes valores modelados $\mathbf{d}_{calc} = g(\mathbf{m})$.

Para esse propósito, uma função custo é introduzida e uma norma L_2 ponderada é usada como uma medida do ajuste do erro. O problema inverso torna-se novamente um problema de mínimos quadrados e a função custo para ser minimizada é escrita da seguinte forma:

$$S(\mathbf{m}) = \frac{1}{2} \|\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs}\|_D^2 = \frac{1}{2} \|\Delta\mathbf{d}(\mathbf{m})\|_D^2 = \frac{1}{2} \Delta\mathbf{d}^T(\mathbf{m}) \underline{\mathbf{C}}_D^{-1} \Delta\mathbf{d}(\mathbf{m}) \quad , \quad (2.15)$$

onde $\Delta\mathbf{d}(\mathbf{m}) = \mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs}$. A matriz covariância $\underline{\mathbf{C}}_D$ representa novamente as incertezas dos diferentes componentes dos dados. Elas servem como pesos, ou fatores de escala, para estabilizar o processo de inversão aproximando os valores numéricos dos diferentes tipos de dados a uma magnitude comparável.

Devido ao fato que o operador de modelagem direta g envolve um processo de traçamento de raio não linear, o problema inverso para ser resolvido também é não linear. Em geral, sua solução requer a aplicação do método de otimização global não linear. Estes são, no entanto, muito caros computacionalmente. Portanto, na tomografia da onda NIP a mesma aproximação local iterativa, como em estereotomografia pré-empilhamento, é usada. Devido à aproximação local linear do operador de modelagem, a solução do problema inverso inclui o cálculo das *derivadas de Fréchet*. Uma vez que representam as derivadas parciais do operador traçamento de raio com relação ao modelo dos parâmetros, seu cálculo requer no caso da tomografia da onda NIP derivadas terceira contínuas do campo de velocidades. Como resultado o modelo de velocidade é representado pelas funções *B-Splines* de grau quatro.

2.2.5 Regularização do Problema

Como o espaço dos dados não contém informação suficiente para determinar unicamente todos os parâmetros do modelo, por exemplo, o número de parâmetros que descrevem o modelo é maior do que o número de parâmetros que descrevem o dado, o problema inverso apresentado é mal-posto. Para regularizá-los vínculos adicionais tem que ser introduzidos. Na tomografia da onda NIP, isto é feito considerando que o modelo de velocidades tenha segunda derivada mínima. Como a segunda derivada descreve a curvatura do modelo de velocidades, isto significa que a variação da distribuição de velocidades é limitada. Minimizando-a é um vínculo razoável, uma vez que a inversão leva ao modelo mais simples ou suave que explica o dado.

Para aplicar o vínculo mencionado, um termo extra que envolve somente os coeficientes *B-Splines* é adicionado à função custo. Denotando parte do vetor modelo que contém estes parâmetros do modelo de velocidades por $\mathbf{m}^{(v)}$, a função custo resulta em:

$$S(\mathbf{m}) = \frac{1}{2} \|g(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs}\|_D^2 + \frac{1}{2} \varepsilon'' \mathbf{m}^{(v)T} \underline{\mathbf{D}}'' \mathbf{m}^{(v)} \quad . \quad (2.16)$$

Na Equação 2.16, $\mathbf{m}^{(v)T} \underline{\mathbf{D}}'' \mathbf{m}^{(v)}$ é um termo contendo a medida da curvatura do modelo de velocidades (DUVENECK, 2004). O fator ponderação ε'' equilibra as contribuições relativas dos termos de ajuste do erro dos dados e os termos de regularização para a função custo.

2.3 SOLUÇÃO DO PROBLEMA INVERSO

A solução do problema inverso não linear em ambos os métodos tomográficos é resolvido pelo mesmo método iterativo, aproximação local. Esta seção descreve sua solução.

Em ambos os casos os dados são ligados ao modelo por uma relação física não linear g , ou seja:

$$\mathbf{d} = g(\mathbf{m}) \quad , \quad (2.17)$$

como o problema inverso objetiva encontrar um modelo que melhor ajusta os dados observados, o mesmo é reformulado como um problema de mínimos quadrados. Isto significa que um ótimo modelo que minimize o ajuste do erro entre o dado \mathbf{d}_{obs} e os correspondentes valores modelados direto $\mathbf{d}_{calc} = g(\mathbf{m})$ no sentido dos mínimos quadrados é procurado. A função custo a ser minimizada é representada por uma norma L_2 ponderada, isto é:

$$S(\mathbf{m}) = \frac{1}{2} \|g(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs}\|_D^2 = \frac{1}{2} \|\Delta\mathbf{d}(\mathbf{m})\|_D^2 = \frac{1}{2} \Delta\mathbf{d}^T(\mathbf{m}) \underline{\mathbf{C}}_D^{-1} \Delta\mathbf{d}(\mathbf{m}) \quad , \quad (2.18)$$

onde $\Delta\mathbf{d}(\mathbf{m}) = g(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs}$. Os elementos da matriz definida positiva $\underline{\mathbf{C}}_D$ são fatores peso nos diferentes componentes dos dados. Seguindo Tarantola (1987), $\underline{\mathbf{C}}_D$ pode ser interpretado como matriz covariância dos dados. Seus elementos diagonais $(C_D)_{ii} = \sigma_{ii}^2$ são as variâncias associadas com os diferentes componentes dos dados. Eles representam a incerteza ou o erro do dado

esperado. A matriz $\underline{\mathbf{C}}_D$ é assumida ser diagonal, sugerindo que os erros dos dados não são correlacionados.

Uma vez que o operador de modelagem direta g é não linear em ambos os casos o problema inverso é também não linear. Muitas aproximações podem ser propostas para sua solução. No caso geral de um problema fortemente não linear, a solução requer aplicação de métodos de otimização global não linear que são computacionalmente caros. Porém, se o problema for fracamente não linear e não tiver mínimo secundário, pode ser resolvido com menos custo por uma aproximação local iterativa onde cada passo da iteração requer a solução de um problema de mínimos quadrados.

Na vizinhança de um vetor do modelo dado \mathbf{m}_k correspondente a iteração k , o operador de modelagem é localmente aproximado por:

$$g(\mathbf{m}_k + \Delta\mathbf{m}) \approx g(\mathbf{m}_k) + \underline{\mathbf{G}}\Delta\mathbf{m} \quad , \quad (2.19)$$

onde $\underline{\mathbf{G}}$ é uma matriz que contém as derivadas $F_{ij} = \partial g_i / \partial m_j$, conhecida como *derivadas de Fréchet*. A aproximação linear do operador de modelagem permite encontrar iterativamente um mínimo de S através do cálculo da solução dos mínimos quadrados para problemas localmente linearizados durante cada passo da iteração. O método relatado pode ser expresso pela atualização das fórmulas de Gauss-Newton, dado por Tarantola (1987):

$$\mathbf{m}_k + \Delta\mathbf{m} = \mathbf{m}_k + \left[\frac{\partial^2 S}{\partial \mathbf{m}^2}(\mathbf{m}_k) \right]^{-1} \frac{\partial S}{\partial \mathbf{m}(\mathbf{m}_k)} \quad , \quad (2.20)$$

onde a matriz $\partial^2 S / \partial \mathbf{m}^2$ é a Hessian da função custo.

Uma condição necessária para a existência de um mínimo da função custo (Equação 2.18), é o desaparecimento de sua primeira derivada em relação aos parâmetros do modelo, ou seja:

$$\nabla_m S = 0 \quad . \quad (2.21)$$

Incorporando a linearização local do operador (Equação 2.19), isto leva a solução dos mínimos quadrados do sistema linear, como segue:

$$\underline{\mathbf{C}}_D^{-2} \underline{\mathbf{G}} \Delta \mathbf{m} = \underline{\mathbf{C}}_D^{-2} \Delta \mathbf{d}(\mathbf{m}_k) \quad . \quad (2.22)$$

Isso pode ser resolvido para a atualização do modelo $\Delta \mathbf{m}$ se o inverso de $\underline{\mathbf{G}}^T \underline{\mathbf{C}}_D^{-1} \underline{\mathbf{G}}$ existir (DUVENECK, 2004), e se o inverso puder ser calculado de uma maneira estável. Para este propósito muitos algoritmos computacionais estão disponíveis. Entretanto, em aplicações de tamanho real leva a um grande sistema de equações lineares, o método LSQR (PAIGE; SAUNDERS, 1982) parece ser o mais eficaz. O algoritmo é particularmente bem adaptado ao problema tomográfico de ambos os métodos uma vez que tira vantagens da estrutura de grandes matrizes esparsas, ou seja, com muitos elementos iguais a zero, presente em ambos os casos.

Porém, problemas podem ocorrer quando um inverso estável $\underline{\mathbf{G}}^T \underline{\mathbf{C}}_D^{-1} \underline{\mathbf{G}}$ não pode ser calculado, implicando que o sistema de Equações 2.22 não contenha informação suficiente para determinar todos os parâmetros do modelo. Nesta situação, onde o problema é mal-posto, assim como na estereotomografia, vínculos adicionais precisam ser introduzidos para regularizar o problema. Uma maneira de fazer isso é adicionando um termo extra à função custo. A obtenção do gradiente desta nova função custo com relação aos parâmetros do modelo e o igualando à zero, fornece novamente uma equação que tem que ser resolvida para se obter o modelo atualizado $\Delta \mathbf{m}$.

2.4 DIFERENÇAS E PRINCÍPIOS COMUNS

Existem duas grandes diferenças entre estereotomografia pré-empilhamento e tomografia da onda NIP. Primeiro, os dados de entrada para a inversão tomográfica são determinadas em domínios diferentes. Na estereotomografia pré-empilhamento, a informação é obtida no domínio do dado pré-empilhado e o dado é representado por posições espaciais, tempos de trânsito bidirecional, e vagarosidades medidas em tiro comum e receptor comum. Em contrapartida, na tomografia da onda NIP um ponto dado é caracterizado por sua posição espacial, seu tempo de trânsito do raio normal, e as associadas derivadas de tempo de trânsito espacial de primeira e

segunda ordem obtida durante o empilhamento CRS, portanto no domínio do dado pós-empilhado. Aqui a vantagem distinta está no fato de que o dado de entrada para a inversão pode ser determinado do dado sísmico mesmo no caso de um dado com baixa cobertura e também com a razão sinal/ruído baixa, enquanto que a identificação dos eventos refletidos nos traços pré-empilhados é difícil.

Entretanto, o uso da aproximação de segunda ordem do tempo de trânsito na forma de atributos relacionados às ondas NIP emergindo, limita a aplicabilidade da tomografia da onda NIP para distribuições de velocidades de variações laterais moderadas. A aproximação da curva do tempo de trânsito fornece a tomografia da onda NIP uma aproximação regional comparado com a estereotomografia pré-empilhamento, onde os tempos de trânsito são descritos pelas vagarosidades locais de eventos localmente coerentes. A representação do tempo de trânsito é conseqüentemente a segunda maior diferença.

Diferenças mais distantes podem ser encontradas na implementação de ambos os métodos. Elas estão relacionadas à descrição do modelo de velocidades suave tão bem quanto à regularização da variação de velocidade. Enquanto que na estereotomografia pré-empilhamento o modelo de velocidade necessita apenas ter derivada espacial de segunda ordem contínua e desta maneira descrita por *B-splines* cúbicos, em tomografia da onda NIP são necessárias derivadas de terceira ordem contínuas do campo de velocidades, logo *B-splines* de grau quatro são usadas para a descrição da distribuição de velocidade. Isto significa que no caso de um espaçamento de nós idênticos, o modelo de velocidades encontrado na estereotomografia pré-empilhamento tem maior resolução local uma vez que em todas as direções tem um nó *B-spline* a menos para calcular. Adicionalmente, a fim de regularizar as variações de velocidade na estereotomografia pré-empilhamento, a velocidade precisa ter um limite na sua norma pelo método de Tikhonov, enquanto que na tomografia da onda NIP um vínculo de curvatura mínima é usado, sugerindo segunda derivada mínima do campo de velocidades.

3 APLICAÇÃO NO DADO SINTÉTICO

Neste capítulo aplico a estereotomografia e a tomografia da onda NIP em um dado sintético que apresenta características de um talude continental, ou seja, uma porção dos fundos marinhos com declive muito pronunciado que fica entre a plataforma continental e a margem continental. Para tanto, levo em consideração os aspectos práticos da aplicação de ambos os métodos e o fluxo do trabalho realizado nos mesmos. Dessa forma, analiso os resultados da aplicação destes métodos no referido dado sobre as mesmas condições iniciais, respeitando as particularidades de cada método. A fim de analisar os resultados obtidos com o modelo sintético correto foi realizada uma migração pré-empilhamento em profundidade do tipo Kirchhoff. Finalmente, para verificar o modelo de velocidades, as posições dos refletores foram comparadas e a horizontalidade dos eventos das famílias de imagem comum (CIG) foi avaliada.

3.1 MODELO E DADOS SÍSMICOS

Como parte da metodologia deste trabalho, julgou-se conveniente primeiro o estudo de ambos os métodos em dados controlados, ou seja, aplicar em um modelo onde são conhecidas suas características (espessura das camadas, velocidades de propagação das ondas sísmicas, entre outras). O modelo sintético (Figura 3.1) utilizado no presente trabalho, que apresenta características de um talude continental, que apresenta variação lateral de velocidades, é bastante sugestivo para a localização de hidrocarbonetos, logo uma boa opção para aplicar e testar a eficiência da estereotomografia e da tomografia da onda NIP.

O referido modelo sintético apresenta oito camadas separadas por interfaces curvas suaves com velocidades constantes iguais a $v_1 = 1400$, $v_2 = 1800$, $v_3 = 2200$, $v_4 = 2600$, $v_5 = 3000$, $v_6 = 3400$, $v_7 = 3800$ e $v_8 = 4600m/s$, 14 km de largura e 2.7 km de profundidade.

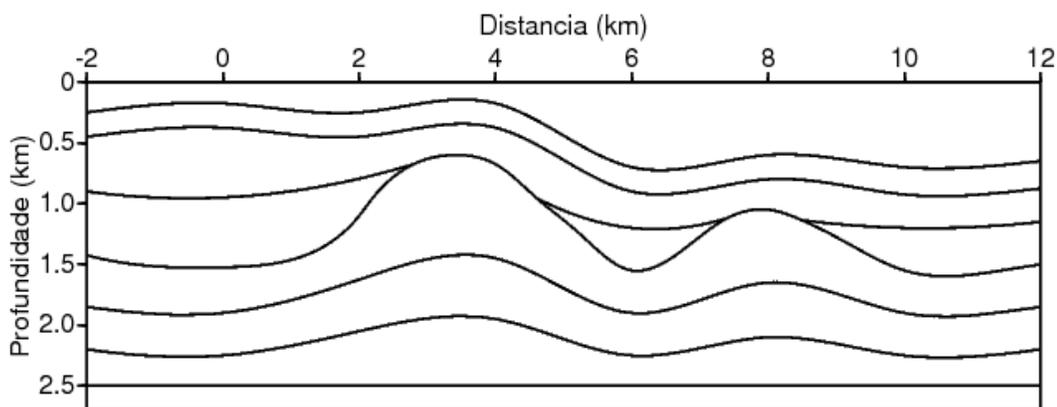


Figura 3.1: Representação geométrica das camadas do modelo sintético utilizado na aplicação da estereotomografia e da tomografia da onda NIP.

Foram consideradas na seção geológica oito camadas no total, sendo que a última corresponde ao embasamento e apresenta alto contraste de impedância. Os dados sísmicos sintéticos com múltipla cobertura foram gerados usando o pacote Seismic Unix. A primeira e a última fonte foram colocadas nas coordenadas 0 e 9950 metros respectivamente. A distância entre fontes consecutivas é de 50 metros. Foi utilizado um arranjo do tipo simétrico (*split-spread*) para cada experimento de tiro comum, composto por 121 receptores, com intervalo de 25 metros entre receptores consecutivos, tendo um afastamento máximo entre a fonte e o último geofone de 1500 metros. O tempo total de registro é de 3 segundos, mas com um intervalo de amostras de 4 milissegundos. Para melhor visualização, os parâmetros de aquisição desse dado estão descritos na Tabela 3.1 a seguir:

Tabela 3.1: Parâmetros de aquisição do modelo sintético.

Parâmetros de aquisição do Modelo Sintético	
Distância entre os geofones (m)	25
Distância entre tiros (m)	50
<i>Offsets</i> mínimo e máximo (m)	0-1500
Número de tiros	200
Número de geofones	121
Número de amostras	750
Intervalo de amostras (ms)	4

As Figuras 3.2, 3.3 e 3.4 representam o campo de velocidades, a imagem migrada e as famílias de imagem comum (CIG) do modelo correto, respectivamente, a fim de compará-las com os resultados obtidos através dos métodos tomográficos.

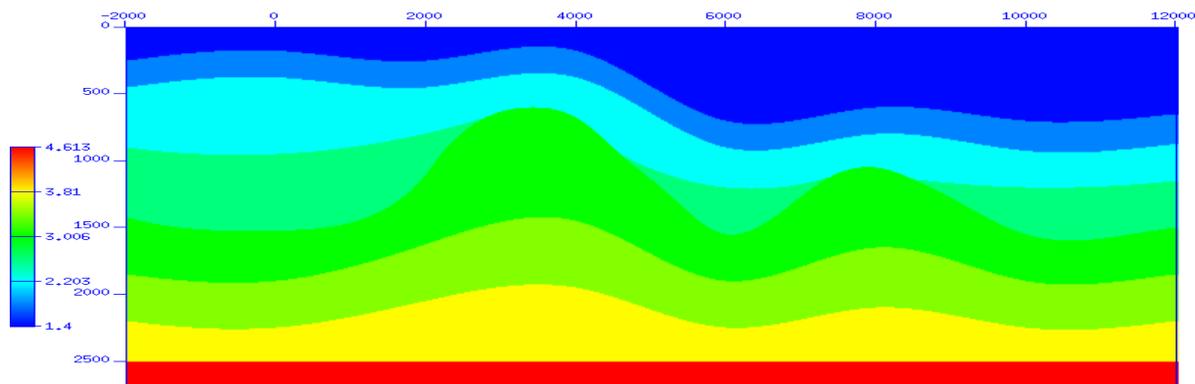


Figura 3.2: Representação do campo de velocidades do modelo sintético.

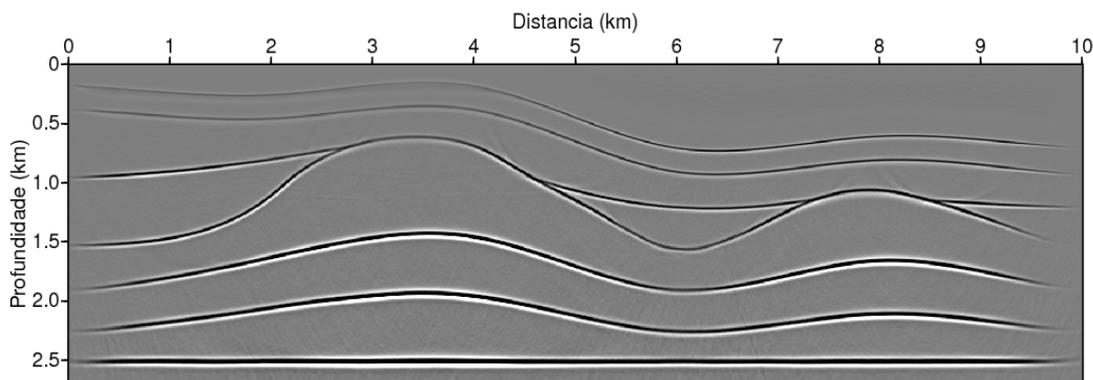


Figura 3.3: Migração pré-empilhamento em profundidade do tipo Kirchhoff com o modelo de velocidades correto.

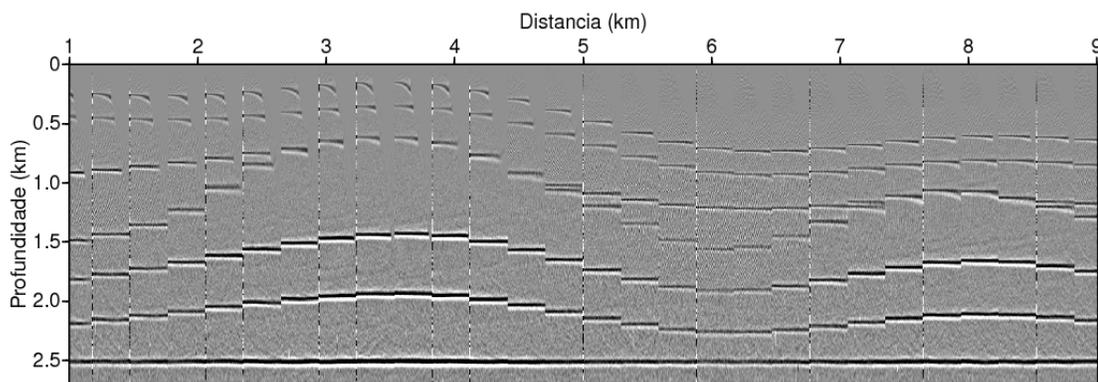


Figura 3.4: Famílias de imagem comum (CIG) da migração pré-empilhamento em profundidade do tipo Kirchhoff do modelo de velocidades correto.

3.2 APLICAÇÃO DA ESTEREOTOMOGRAFIA

Para aplicar a inversão estereotomográfica, os dados de entrada necessários $\mathbf{d} = [(x_f, x_r, p_f, p_r, T_{fr})_n]$ têm que ser determinados. Como em estereotomografia pré-empilhamento estes dados de entrada representam eventos localmente coerentes, somente coerência local é requerida para caracterizar os tempos de trânsito e as vagarosidades nas famílias de traços de tiro comum e receptor comum. Eventos relevantes podem, desta maneira, ser selecionados por uma ferramenta de *picking* automático baseado nos painéis de empilhamento oblíquo (*slant stack*) local. Estes painéis serão explicados junto com a inversão estereotomográfica.

3.2.1 Picking dos dados de entrada e Controle de Qualidade

Um *slant stack* é um tipo particular da transformada de Radon, que é uma transformada de uma função f de duas variáveis (u, v) , definida por:

$$R(a, b) = \int_{-\infty}^{\infty} f(a + bv, v) dv \quad , \quad (3.1a)$$

onde os parâmetros a e b definem uma linha reta no plano (u, v) , isto é:

$$u = a + bv \quad . \quad (3.1b)$$

No caso em que ambas as variáveis (u, v) são tempo e espaço (t, x) a transformada de Radon é chamada de *slant stack* e é expressada como:

$$R(a, b) = \int_{-\infty}^{\infty} f(a + bx, x) dx \quad . \quad (3.2)$$

Isto significa que os traços são empilhados ao longo da linha reta $t = a + bx$. Considerando a família de traços (Figura 3.5), em famílias de tiro comum ou receptor comum, o parâmetro b

pode ser identificado com a vagarosidade p da linha reta e $a = \tau$ o tempo na interceptação $x = 0$. O *slant stack* é desta maneira uma transformação $\tau - p$ representada no caso contínuo através da seguinte expressão:

$$R(\tau, p) = \int_{-\infty}^{\infty} f(\tau + px, x) dx . \quad (3.3a)$$

Já no caso discreto o mesmo é representado, como segue:

$$R(\tau, p) = \sum_{i=1}^N f(\tau + px_i, x_i) dx_i . \quad (3.3b)$$

Os parâmetros τ e p definem uma linha reta no domínio do espaço tempo (x, t) tal que $t = \tau + px$. Consequentemente, o *slant stack* é um somatório de todos os traços em uma família de traços ao longo da linha reta, assim, um evento linear em uma família de traços (x, t) será mapeado através de um ponto no painel (τ, p) .

Entretanto, na estereotomografia somente eventos localmente coerentes são considerados. Isto significa que somente valores locais de vagarosidades p são procurados. Por isso, o *slant stack* não é usado para o *picking* dos eventos, mas sim um *slant stack* local. Este corresponde a um somatório de um grupo de traços localizados em torno de um traço central (Figura 3.5) para uma série de passos no tempo de acordo com as diferentes vagarosidades.

Na estereotomografia pré-empilhamento, uma ponderação centrada no traço de referência é aplicada a fim de selecionar o grupo de traços. Uma janela Hanning normalizada $H_L(x)$ com L definindo a meia largura da janela é usada. Com base nisso o *slant stack* local SL dos traços tr_j na posição x_j pode ser escrito de acordo com a Equação 3.4, como segue:

$$SL_{tr_0}(p, t) = \sum_{j=-L}^L H_L(x_j - x_0) tr_j [t + p(x_j - x_0)] . \quad (3.4)$$

Nesta equação, tr^0 significa o traço de referência na posição x_0 , t o incremento no tempo, e p a direção da soma. A Equação 3.4 representa a transformação de uma família de traços no domínio do tempo e distância para um painel empilhado no domínio vagarosidade e tempo para um traço de referência. Como resultado, os painéis *slant stack* local podem ser usados para determinação do dado de entrada.

Uma vez que um evento sísmico relevante resulta em alta coerência e energia nos painéis empilhados, um algoritmo de *picking* automático pode selecionar os dados. Na estereotomografia pré-empilhamento, vários parâmetros permitem conduzir a seleção (PODVIN, 2001), tais como: energia, coerência, velocidade, intervalo entre fontes, entre receptores, etc. Mas embora seja essencialmente baseado na estabilidade da energia e em critérios do *semblance*, um subsequente controle de qualidade dos eventos selecionados é crucial, assim como a função custo usada na inversão é particularmente sensível a *outliers* no dado.

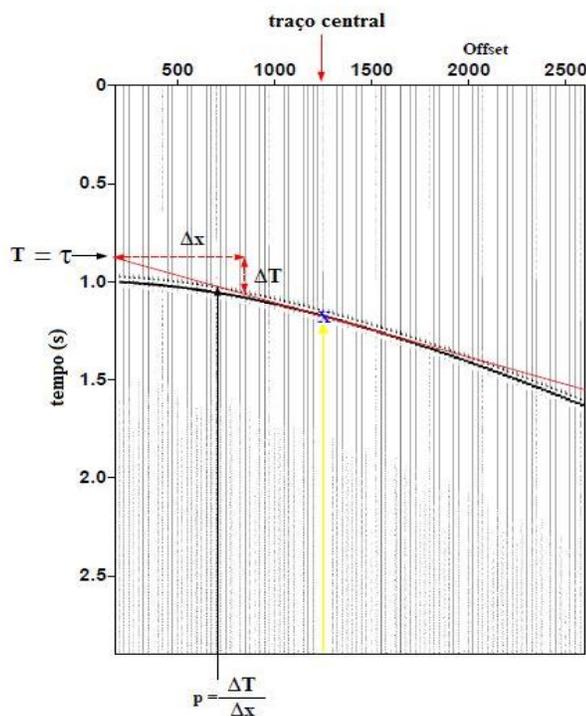


Figura 3.5: Definição dos parâmetros τ e p em uma família de traços com uma reflexão de um dado sintético. O *slant stack* consiste em um somatório de todos os traços ao longo de uma série de linhas reta $t = \tau + px$, uma delas está mostrada em vermelho. Para comparação, o *slant stack* local corresponde a um somatório de um grupo de traços em torno de um traço central de acordo com as vagarosidades diferentes, um deles está apresentado em amarelo

Fonte: Adaptado de (BILLETTE; LAMBARÉ, 1998).

3.2.2 Inversão Estereotomográfica

Após o pré-processamento do dado sintético, com aplicação de *mute*, ganho e ruído, são determinados os parâmetros que serão utilizados para o *picking* automático “*slopepicker*” (BILLETTE et al., 2003, CHALARD et al., 2002; LAMBARÉ et al., 2003). Dentre estes parâmetros, temos o *semblance*, no qual foram aceitos apenas eventos com *semblance* igual ou superior a 0.6. Foram considerados também 10 traços em cada família de tiro e receptor comum, para encontrar os eventos localmente coerentes. E devido o espaçamento entre os receptores ser de 25 m e das fontes 50 m, as larguras das janelas utilizadas no cálculo do *slant stack* local apresentam nas famílias de tiro comum e receptor comum uma extensão total de 250 e 500 m.

Em seguida foi feito um controle de qualidade, que consiste em um processo de seleção interativa de eventos baseado na sua energia e coerência assim como a distribuição estatística dos componentes do dado. Esta seleção é feita pela ferramenta “*slopetool*” (BILLETTE et al., 2003).

Como resultado dos processos acima citados, obtemos os dados de entrada que serão incorporados ao esquema de inversão estereotomográfica denominado “*stereo2d*”, realizado da seguinte maneira (BILLETTE, LAMBARÉ, 1998):

- (1) O “modelo inicial”, onde um modelo estereotomográfico inicial \mathbf{m} (Equação 2.2) é definido através de uma informação *a priori* ou hipótese. Em geral são usados modelos simples, por exemplo, modelos de velocidades homogêneos ou com gradiente. Neste caso, um modelo de velocidades inicial foi criado, por um interpolador B-Splines, com um grid cujo espaçamento entre os nós na horizontal é de 1000 m e na vertical 300 m, e uma função da velocidade variando com a profundidade igual a $v(z) = 1400\text{m/s} + 1.0\text{s}^{-1}z$.
- (2) A “localização dos eventos” onde somente os pares dos segmentos de raios são otimizados fixando o modelo de velocidades ao seu valor inicial. Este passo permite diminuir significativamente a função custo a fim de estabilizar o processo de inversão e neste caso foram consideradas 10 iterações.
- (3) A “inversão conjunta” onde os pares dos segmentos de raios e o modelo de velocidades são otimizados conjuntamente até a função custo alcançar o seu mínimo. O modelo é requerido para explicar o dado dentro da margem de erro determinada. Ela foi definida 5 m para as posições, 4 ms para o tempo de trânsito e 0.01 ms/m para as vagarosidades.

Para regularizar o processo de inversão a escolha do peso ε (Equação 2.8) foi feita de acordo com uma lei empírica dada por Wang (1993). Esta consiste em balancear a parte estereotomográfica com a regularização da função custo, utilizando a seguinte equação:

$$\varepsilon_{bal} = \sqrt{\frac{T_r(\mathbf{G}^T \mathbf{G})}{T_r(\mathbf{L}^T \mathbf{L})}} \quad , \quad (3.5)$$

onde T_r representa o traço da matriz. Wang propõe usar $\varepsilon = 0.1\varepsilon_{bal}$, no entanto, para garantir a cobertura da solução, na estereotomografia pré-empilhamento mostrou ser mais razoável fazer $\varepsilon = \varepsilon_{bal}$ para as primeiras iterações, longe do mínimo da função custo. Experiência prática mostra que a regularização proposta $\varepsilon = 0.1\varepsilon_{bal}$, deve ser usada em iterações posteriores.

Com base nessa estratégia de regularização, a inversão conjunta consistiu em 10 primeiros passos da inversão com uma forte regularização. Para estabilizar o problema, em seguida, uma eliminação dos *outliers* no ajuste do erro quadrado normalizado, precedeu os 2 passos adicionais da inversão com uma regularização de 10%. Eventos associados com um ajuste do erro quadrado maior que 100 foram removidos. Depois de 12 iterações a inversão foi parada, em virtude da função custo não diminuir de forma significativa.

A Tabela 3.2 mostra todos os parâmetros utilizados na inversão. O modelo final é mostrado junto com os verdadeiros limites do modelo na Figura 3.6, a seguir. A correspondente imagem migrada e as famílias de imagem comum (CIG) são mostradas na seção seguinte.

Tabela 3.2: Parâmetros usados na inversão estereotomográfica no caso do modelo sintético.

Modelo de Velocidades Inicial	
Espaçamento do grid (x,z)	1000m × 300m
Função velocidade	1400m / s × 1.0s ⁻¹ z
Margem de Erro	
Posição	5m
Vagarosidade	0.01ms/m
Tempo de trânsito	4 ms
Inversão	
Localização	10 passos
Inversão conjunta	10 passos $\varepsilon_{reg} = 100\%$; 2 passos $\varepsilon_{reg} = 10\%$

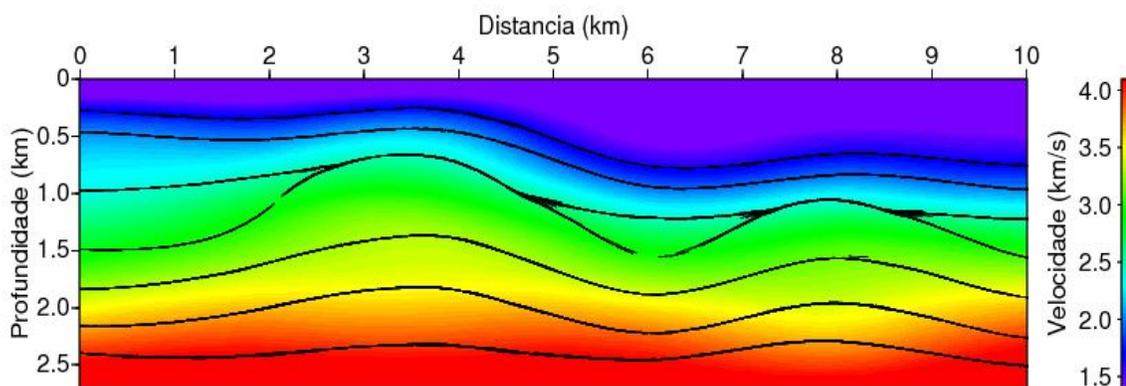


Figura 3.6: Modelo de velocidades do modelo sintético obtido como resultado da inversão estereotomográfica pré-empilhamento.

3.2.3 Migração

Após a inversão estereotomográfica, obtemos o modelo de velocidades (Figura 3.6). Em seguida, aplicamos a migração pré-empilhamento do tipo Kirchhoff para verificar a qualidade do modelo de velocidades. A migração pré-empilhamento do tipo Kirchhoff (SCHNEIDER, 1978), que tem por base a solução da equação da onda e a utilização da teoria do raio, é uma das técnicas mais utilizadas devido a sua grande flexibilidade de aplicação e por produzir boas imagens sísmicas a um baixo custo computacional.

Após a aplicação da migração pré-empilhamento, em profundidade, do tipo Kirchhoff no modelo sintético, podemos observar que o modelo estimado foi bastante satisfatório, uma vez que o resultado da migração mostrou que as superfícies foram recuperadas. A análise das famílias de imagem comum (CIG) também prova que a estimação da distribuição de velocidade é consistente, uma vez que nenhuma mudança residual permaneceu e os eventos estão horizontalizados. O resultado da migração e as famílias de imagem comum (CIG) são mostrados nas Figuras 3.7 e 3.8 respectivamente.

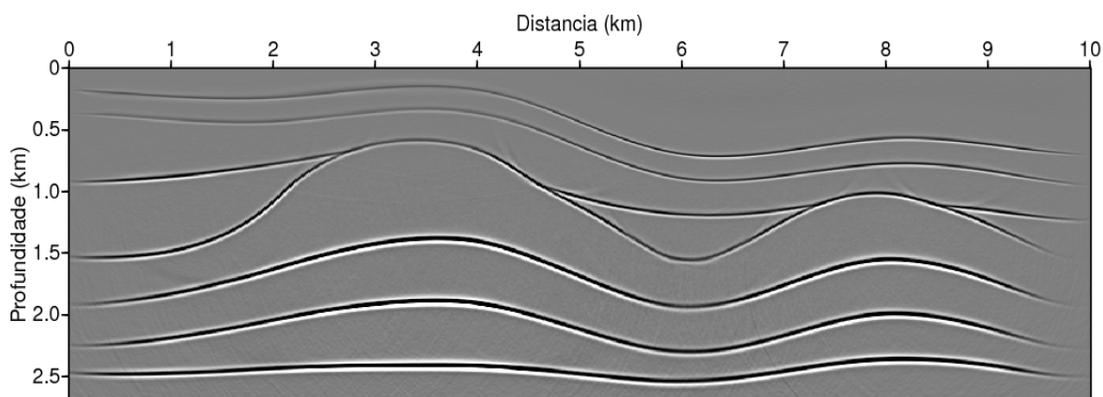


Figura 3.7: Resultado da migração pré-empilhamento em profundidade do tipo Kirchhoff do modelo sintético obtido através da inversão estereotomográfica.

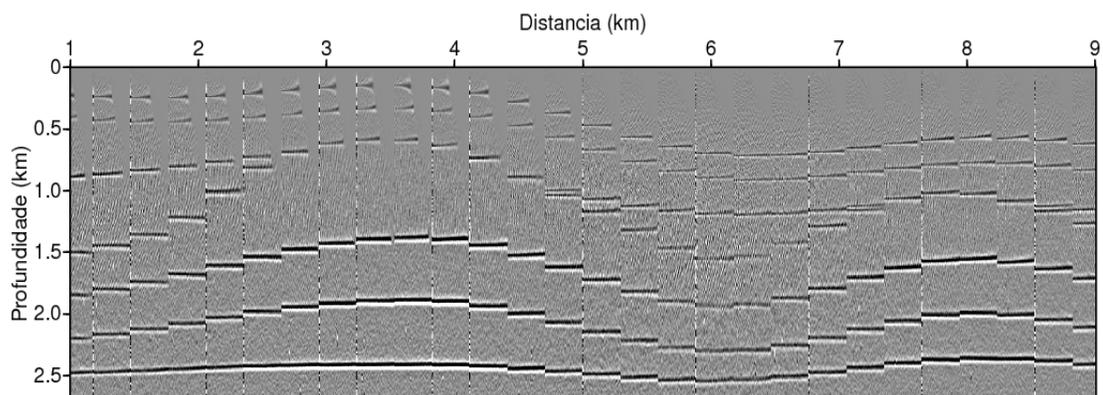


Figura 3.8: Famílias de imagem comum (CIG) da migração pré-empilhamento em profundidade do tipo Kirchhoff do modelo sintético obtido através da estereotomografia.

3.3 APLICAÇÃO DA TOMOGRAFIA DA ONDA NIP

Para aplicarmos a tomografia da onda NIP, os dados de entrada necessários $\mathbf{d} = [(X_0, \tau_0, p, M_{NIP})_n]$ são determinados através do empilhamento CRS. Como os dados de entrada representam os atributos do campo de onda da onda hipotética NIP, cada ponto do dado de entrada é independente de todos os outros. Portanto, somente certa coerência em cada amostra é necessária para identificar os atributos de entrada associados com um evento sísmico. Os dados de entrada podem ser obtidos por um algoritmo de *picking* automático (padrão) ou semi-automático, software interativo *NIP-picking* que usa as propriedades locais do refletor para fazer o *picking* de pontos sobre um refletor, realizado na seção empilhada afastamento nulo (*Zero-Offset - ZO*) obtida pelo método CRS (GADELHA et al., 2008). Este *software* também facilita a

escolha e o manuseio destes pontos por meio de recursos gráficos. Uma vez que os atributos são apresentados no domínio do dado pós-empilhado, a quantidade de *picking* necessária para obter a entrada para a inversão tomográfica é significativamente reduzida e o método tomográfico da onda NIP fica menos dispendioso.

3.3.1 Picking dos dados de entrada e Controle de Qualidade

O *picking* dos atributos do campo de ondas pode ser realizado diretamente nas seções dos atributos de razão sinal/ruído melhorado pelo empilhamento CRS. Entretanto, como a função custo dos mínimos quadrados, considerada durante a inversão é particularmente sensível a *outliers* no dado, os atributos tem que ser estimados de forma estável e segura.

A abertura nos pontos médios e *offsets* usados durante o empilhamento CRS devem ser escolhidos de forma apropriada no que diz respeito à obtenção de resultados ótimos. Isto é necessário por que a validade da aproximação do tempo de trânsito subjacente diminui com o aumento da distância nas direções do ponto médio e *offset* da amostra ZO. Além do mais, a amostra selecionada na determinação dos parâmetros de empilhamento pode levar a flutuações indesejáveis dos atributos, uma vez que, sua determinação estável pode não ser possível em cada localização ZO. Estas flutuações podem ter efeitos adversos não somente no próprio empilhamento, mas também no uso dos atributos durante a tomografia da onda NIP. Portanto, uma suavização dos parâmetros (HERTWECK, 2005) tem que ser aplicada. Finalmente, uma escolha cuidadosa do limite do *semblance* para o *picking* é crucial. Visto que, os atributos cinemáticos do campo de onda somente têm valores significativos na presença de um evento de reflexão no dado de cobertura, ou seja, o limite tem que ser adaptado aos valores de coerência encontrados pelo empilhamento CRS.

No presente dado sintético, uma suavização dos parâmetros de um evento consistente (HERTWECK, 2005) precede o uso do algoritmo do *picking* semi-automático, o software NIP-*picking*, que fornece duas opções de *picking*: manual e semi-automático. Pelo método manual o usuário pode escolher ponto a ponto sobre a seção ZO, enquanto que pelo método semi-automático o usuário escolhe apenas um único ponto em uma região onde ele julgue possuir um evento de reflexão e o software prossegue a busca pelos melhores pontos à direita e à esquerda do ponto escolhido seguindo o possível refletor. Um valor mínimo do *semblance* de 0.2 provou ser

apropriado para extrair o dado de entrada. O conjunto resultante dos pontos dado foi checado pela sua confiabilidade e os *outliers* foram removidos de forma similar aos métodos de discriminação de velocidade convencionais (YILMAZ, 2001). Pode ser mostrado que os valores obtidos de M_{NIP} são relacionados à velocidade de normal *moveout* v_{nmo} através da seguinte expressão:

$$M_{NIP} = \frac{2}{t_0 v_{nmo}^2}, \quad (3.6)$$

conseqüentemente estas velocidades podem ser usadas para o controle de qualidade (DUVENECK, 2004); na prática as velocidades de normal *moveout* correspondem as velocidades de empilhamento. A eliminação de *outliers* completa a determinação do dado de entrada.

3.3.2 Inversão Tomográfica da onda NIP

Para a inversão tomográfica da onda NIP, foi usado o mesmo modelo sintético, porém com uma distribuição de nós *B-Splines* diferente da usada na estereotomografia pré-empilhamento. Após a inicialização (criação do modelo de velocidades inicial) um passo de localização dos eventos correspondente não foi necessário uma vez que a tomografia da onda NIP trabalha no domínio do dado pós-empilhado. A inversão conjunta do programa “*Niptomo*” (DUVENECK, 2004) foi iniciada sobre a hipótese de que todos os parâmetros de entrada foram determinados com o mesmo erro. Todos os componentes do dado foram ponderados igualmente durante o processo de inversão e a regularização do problema foi gerenciado pelos valores encontrados empiricamente (DUVENECK, 2004). Depois de 12 iterações a inversão foi parada, em virtude da função custo não diminuir de forma significativa.

A Tabela 3.3 mostra todos os parâmetros utilizados na inversão. O modelo de velocidades é apresentado na Figura 3.9, a seguir. A correspondente imagem migrada e as famílias de imagem comum (CIG) são mostradas na seção seguinte.

Tabela 3.3: Parâmetros usados na inversão tomográfica da onda NIP no caso do modelo sintético.

Inicialização	
Espaçamento do grid (x,z)	500m × 300m
Função velocidade	1400m / s × 0.7 s ⁻¹ z
Ponderação	Todos os componentes foram ponderados igualmente
Inversão	
Inversão conjunta	12 passos com regularização padrão

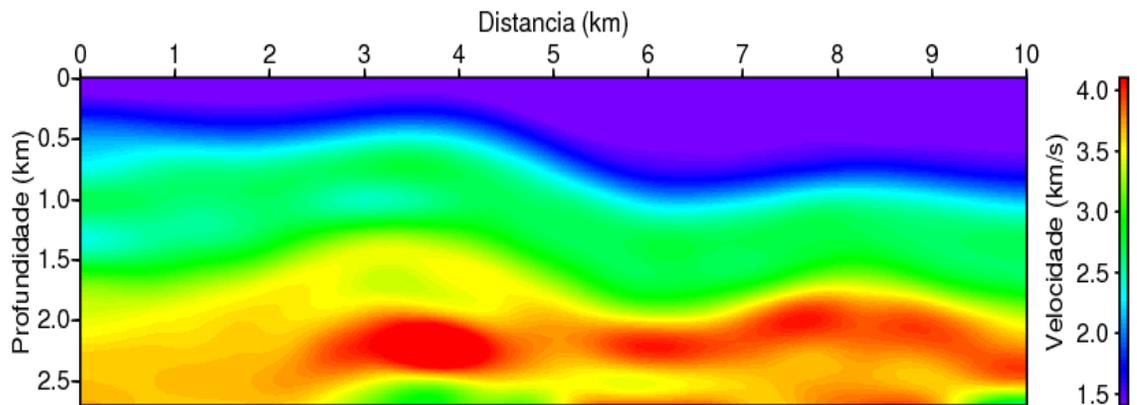


Figura 3.9: Modelo de velocidades do dado sintético obtido como resultado da inversão tomográfica da onda NIP.

3.3.3 Migração

Após a inversão tomográfica da onda NIP, obtemos o modelo de velocidades (Figura 3.9). Em seguida, também aplicamos a migração pré-empilhamento do tipo Kirchhoff para verificar a qualidade do modelo de velocidades.

Após a aplicação da migração no modelo sintético, podemos observar que o modelo estimado pela tomografia da onda NIP, também foi satisfatório, uma vez que o resultado da migração mostrou que as superfícies foram recuperadas. A análise das famílias de imagem comum (CIG) também mostra que a estimação da distribuição de velocidade é consistente, uma vez que nenhuma mudança residual permaneceu e os eventos estão horizontalizados. O resultado da migração e as famílias de imagem comum (CIG) são mostrados nas Figuras 3.10 e 3.11 respectivamente.

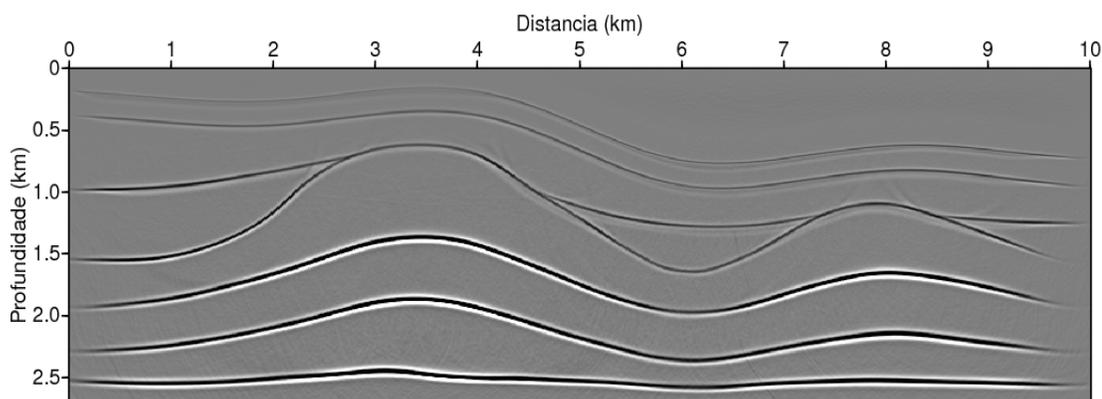


Figura 3.10: Resultado da migração pré-empilhamento em profundidade tipo Kirchhoff do dado sintético usando o modelo de velocidades obtido através da tomografia da onda NIP.

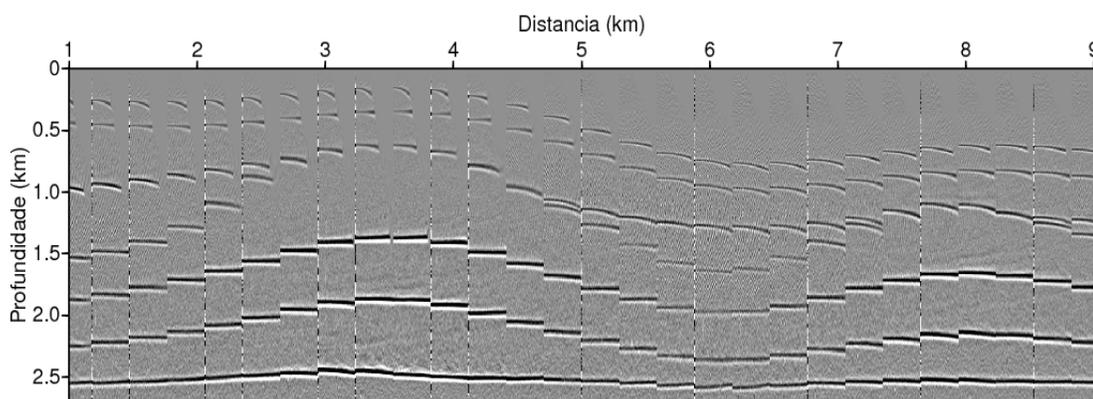


Figura 3.11: Famílias de imagem comum (CIG) da migração pré-empilhamento em profundidade tipo Kirchhoff usando o modelo de velocidades obtido através da tomografia da onda NIP.

3.4 ANÁLISE DOS RESULTADOS

Podemos observar que a estimação do modelo de velocidades, Figuras 3.6 e 3.9, a migração, Figuras 3.4 e 3.10, e a CIG, Figuras 3.5 e 3.11, de ambas as aproximações tomográficas, foram consistentes e satisfatórias. Em ambos os casos, as posições das interfaces foram recuperadas com boa precisão e conseqüentemente as famílias de imagem comum (CIG) mostram que os eventos foram bem horizontalizados em quase toda seção.

Os modelos de velocidades obtidos foram semelhantes acima da profundidade 1 km, e ambos de acordo com o modelo correto. Abaixo desta, vimos que o modelo obtido pela estereotomografia apresentou camadas com velocidades mais condizentes com o modelo correto e com uma distribuição mais uniforme. Já o modelo obtido pela tomografia da onda NIP,

apresentou uma distribuição de velocidades pouco uniforme e, em determinadas regiões, diferentes do modelo correto. Como é o caso na região entre as posições 2 e 4 km e entre as profundidades 2 e 2.5 km, que além de apresentar velocidade acima do correto, não se distribui por todo modelo, ou seja, apresenta feições esféricas ao invés de acompanhar a geologia. Abaixo da profundidade 2.5 km, vemos o mesmo problema, além da distribuição não uniforme, regiões agora com velocidades mais baixa que o correto, como é o caso entre as posições 3 e 5 km, e 9 e 10 km. Em contrapartida, é possível notar a boa continuidade da interface que se inicia aproximadamente na profundidade 2 km, representada pela velocidade de 3.4 km/s, em amarelo. Para uma melhor visualização das diferenças encontradas entre os modelos, visualizar o Apêndice A.

Como consequência do anterior, a imagem migrada do modelo estereotomográfico, acompanhou melhor as sinuosidades das interfaces, comparada com a obtida pela tomografia da onda NIP. A imagem migrada do modelo estereotomográfico mostra que as interfaces acompanham melhor as do modelo correto (Figura 3.3), principalmente do início do modelo até 5 km, e entre 5 e 10 km acima da profundidade 1.5 km, já no restante do modelo, as duas interfaces mostram sinuosidades mais acentuada comparada com as do modelo correto, e a última interface não ficou perfeitamente horizontal. Já a imagem migrada do modelo tomográfico da onda NIP, com exceção das duas primeiras interfaces que acompanham muito bem as do modelo correto, o restante das interfaces mostram sinuosidades bem mais acentuadas comparadas com o modelo correto, e a última interface, correspondente a do embasamento, perdeu um pouco a horizontalidade entre as posições 2 e 7 km. Como já era de se esperar, as CIG ficaram horizontalizadas em todo modelo estereotomográfico, já o modelo tomográfico da onda NIP, observamos eventos parcialmente horizontalizados acima da profundidade 1.5 km e horizontalizados abaixo desta.

4 APLICAÇÃO NOS DADOS REAIS

Neste capítulo, será apresentada uma breve descrição geológica referente a um dado real marinho. O dado real marinho correspondente a Bacia do Jequitinhonha, localiza-se na porção nordeste da margem leste brasileira, no litoral sul do estado da Bahia, em frente à foz do rio Jequitinhonha. Em seguida, será realizada a aplicação da estereotomografia e tomografia da onda NIP no referido dado, para a obtenção dos modelos de velocidades oriundos desta bacia. Além disso, os modelos obtidos foram comparados, e também submetidos a uma migração pré-empilhamento em profundidade. Através desta, comparamos as posições e características dos refletores, e também verificamos e comparamos a consistência da distribuição de velocidades dos modelos através das famílias de imagem comum (CIG).

4.1 APLICAÇÃO A BACIA DO JEQUITINHONHA

Nesta seção foi aplicado a estereotomografia e a tomografia da onda NIP em dado real marinho da Bacia do Jequitinhonha. Para tanto, foi feita uma breve análise dos aspectos geológicos, para em seguida, abordar os aspectos práticos da aplicação de ambos os métodos tomográficos e o fluxo do trabalho realizado para obtenção dos modelos de velocidades, gerados sob as mesmas condições iniciais. Da mesma forma como nos dados anteriores, os resultados da aplicação destes métodos foram comparados. Para verificar a qualidade dos modelos obtidos, foi realizada novamente uma migração pré-empilhamento. Através desta, também foram comparadas as posições dos refletores, e finalizamos com a verificação e comparação da horizontalização das famílias de imagem comum (CIG) de ambos os resultados.

4.1.1 Localização e aspectos geológicos

A Bacia de Jequitinhonha possui uma área total de 10.100 km², sendo que 9.500 km² são submersos. Localizada na porção nordeste da margem leste brasileira (Figura 4.1), no litoral sul do estado da Bahia, em frente à foz do rio Jequitinhonha. Esta bacia está posicionada sobre a borda sul do Cráton de São Francisco, que segundo Inda et al. (1984), é constituída por terrenos predominantemente granulíticos, total ou parcialmente retrabalhados no ciclo Transamazônico.

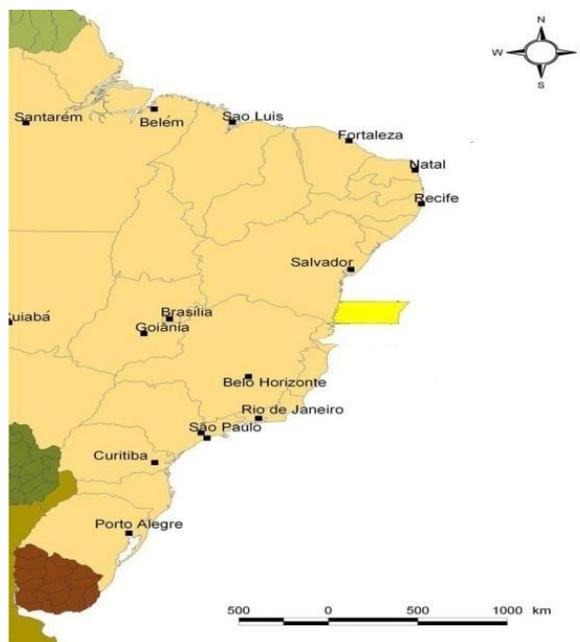


Figura 4.1: Localização geográfica da Bacia do Jequitinhonha
 Fonte: Modificado de Santos et al. (1994).

O arcabouço estrutural da bacia é composto na porção norte pelo Alto de Olivença, que se estende para sul como uma plataforma rasa na parte terrestre e avança cerca de dez quilômetros mar adentro. A porção sul se diferencia da norte pela ausência deste patamar do embasamento. O embasamento é constituído por rochas graníticas e gnáissicas.

O limite da plataforma rasa é caracterizado por uma falha de borda que distingue a porção rasa a oeste, recoberta por sedimentos de idade Terciária, da porção localizada a leste, que apresenta o registro mais completo da sedimentação da bacia. O registro sedimentar observado na fase rifte é marcado por falhas normais que atingem o embasamento (Figura 4.2). A partir da falha de borda, que constitui o limite de deposição cretácea da bacia, as falhas normais aprofundam-se e estendem-se supostamente por toda a área sedimentar, formando *horsts*, *grabens* e *semi-grabens* (CÓRDOBA, 1990).

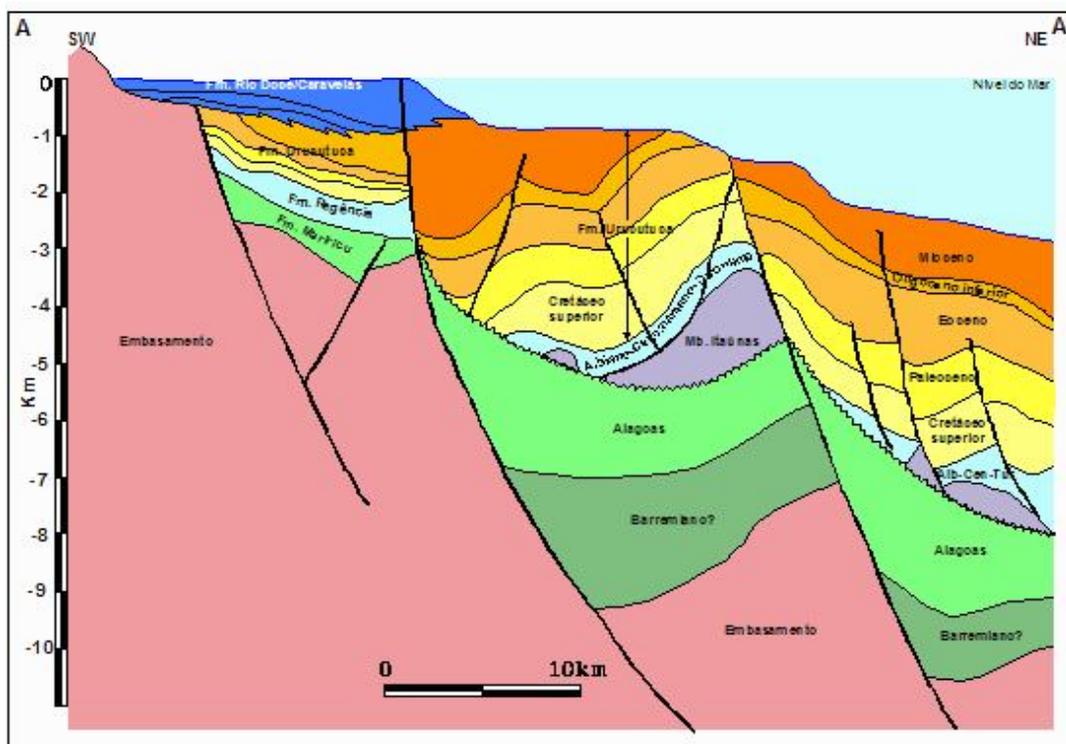


Figura 4.2: Seção geológica esquemática da Bacia do Jequitinhonha
Fonte: Chagas (2003).

Com base no comportamento das falhas normais, Córdoba (1990) dividiu a bacia em dois compartimentos informais: norte e sul. No compartimento sul, a falha de borda apresenta grande rejeito, feição característica desta região. No compartimento norte, esta mesma falha delimita uma seqüência de blocos escalonados com mergulho geral para leste.

A Bacia do Jequitinhonha, apresentando sedimentos lacustres da fase rifte iniciada no Eoaptiano, recobertos por rochas evaporíticas de idade Neo-aptiana e, subsequentemente, por rochas de margem passiva do oceano aberto associadas à subsidência térmica (SANTOS et al., 1994).

A fase rifte constitui-se por sedimentos clásticos grosseiros e folhelhos do Membro Mucuri da Formação Maricú, depositados em ambiente fluvio-lacustre. Estes sedimentos, de idade eoaptiana, apresentam maior espessura na parte terrestre e na porção marinha sul da bacia, pertencendo ao Grupo Nativo (Formação Cricaré). Este grupo também é presente na estratigrafia da Bacia de Cumuruxatiba, que se diferencia da Bacia de Jequitinhonha pela ausência do Grupo Cumuruxatiba, posicionado estratigraficamente abaixo do Grupo Nativo (SANTOS; GONTIJO, 1992).

4.1.2 Descrição dos dados sísmicos

Os levantamentos referentes à Bacia do Jequitinhonha foram realizados pela equipe sísmica 214 da PETROBRAS em 1985, no setor *offshore* da bacia, fornecendo dados sísmicos marinhos ao longo das linhas sísmicas bidimensionais destacadas na Figura 4.3. As linhas sísmicas estão sobrepostas na zona de quebra da plataforma continental e início do talude, e totalizam oito linhas, as quais foram cedidas em formato SEG-Y (formato padronizado pela *Society of Exploration Geophysicists*) ao Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG-UFPA) para fins de desenvolvimento acadêmico. Dentre as oito linhas destacadas, utiliza-se neste trabalho apenas a linha 214-2660, em vermelho.

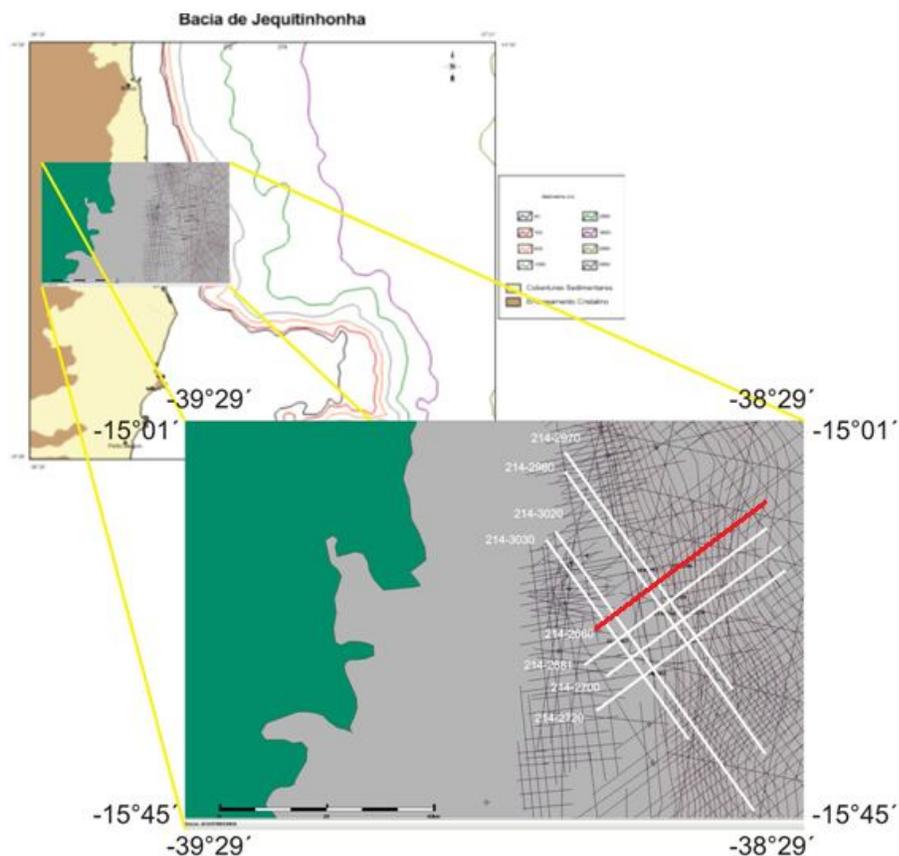


Figura 4.3: Localização das linhas levantadas pela equipe sísmicas 214 da PETROBRAS na Bacia do Jequitinhonha, em destaque de branco com os rótulos de identificação ao lado de cada uma. A linha 214-2660, em vermelho, foi utilizada neste trabalho

Fonte: Modificado ANP.

Para a aquisição da linha 214-2660 foram realizados 1577 tiros, cada tiro dispunha de 120 receptores separados entre si de 25 m, sendo a distância da fonte ao receptor mais próximo (afastamento mínimo) foi de 150 m e o intervalo espacial entre os tiros foi igual ao afastamento entre os receptores (25 m), o que totalizou aproximadamente 42.5 km de linha sísmica. O esquema abaixo ilustra o lanço que compõem o arranjo desta linha sísmica.

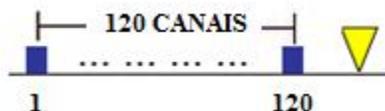


Figura 4.4: Desenho esquemático do arranjo da linha 214-2660. Arranjo conhecido como “*end-on*”.

Esta linha apresenta um total de 3272 CMPs e foi processada na sua totalidade, mas para as aplicações aqui apresentadas, utilizou-se apenas a partir do CMP 1191, o equivalente a posição 18 km.

4.1.3 Pré-processamento e empilhamento CRS

Antes da aplicação do empilhamento CRS, necessário para a tomografia da onda NIP, e da estereotomografia, os dados tiveram um pré-processamento. Neste dado marinho, as etapas principais do pré-processamento são: edição, correção TAR, deconvolução, supressão de múltiplas através da filtragem F-K e um “*mute interno*”, buscando com isso, melhorar a resolução dos eventos de reflexões primarias para o *picking*. Como exemplo dos resultados desta etapa, na Figura 4.5 mostra-se uma seção tiro comum pré-processada.

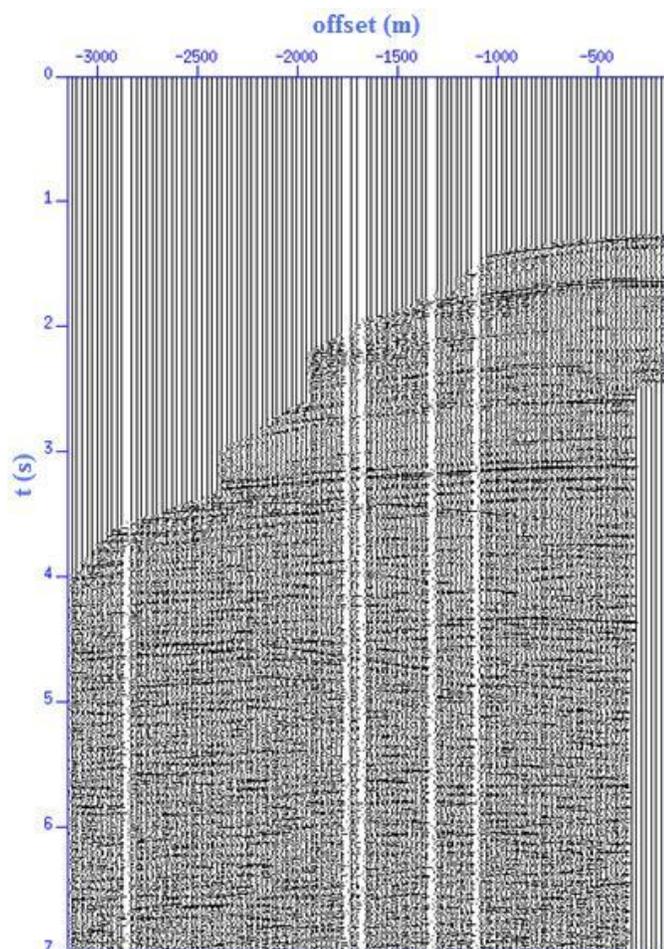


Figura 4.5: Registro 1000 da linha sísmica 214-2660 após o pré-processamento.

Nos dados pré-processados foi aplicado o empilhamento CRS usando o algoritmo CRS-2D *one-step* desenvolvido na UFPA (GARABITO et al., 2007). O resultado deste empilhamento é apresentado na Figura 4.6. Esta seção será utilizada para fazer o picking dos dados de entrada para a tomografia da onda NIP, para tanto, é necessário fazer uma análise desta seção, indicando os refletores principais ou mais claramente definidos. Após a identificação dos principais refletores, buscou-se estabelecer a continuidade deles e, em seguida, identificar as discontinuidades relacionadas com possíveis falhas. Foram identificados quatro principais refletores. O primeiro refletor está posicionado no tempo de 1.5 s, e se estende do início da seção até o CMP 2300, onde perde a continuidade devido a uma possível falha e continua a partir do CMP 2600 até o restante da seção. O segundo refletor inicia em 2.5 s, e perde a continuidade devido à mesma falha do primeiro refletor, localizada no CMP 2500. O terceiro refletor inicia em 3.2 s e também perde a continuidade, porém pra outra possível falha localizada no CMP 2400.

Por fim, o último refletor inicia em 3.5 s e perde a continuidade na mesma falha do refletor acima.

Sabendo que a seção ZO obtida através do empilhamento CRS nos dá apenas uma primeira impressão da subsuperfície. Uma boa imagem em profundidade é necessária, e conseqüentemente a construção de um modelo de velocidades é fundamental. Portanto, foram aplicados novamente os métodos tomográficos e testado seu desempenho neste dado real.

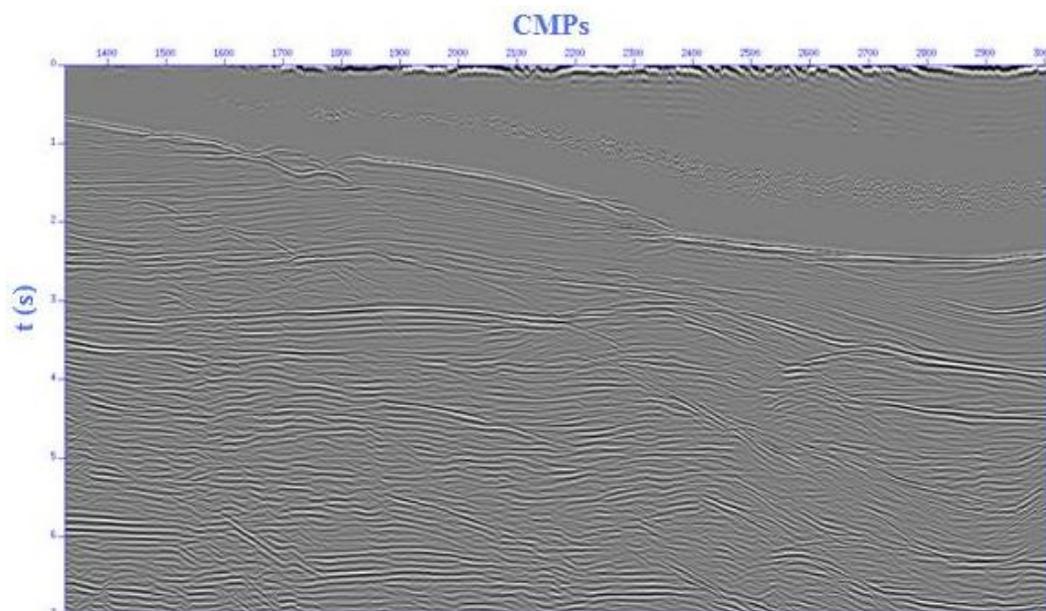


Figura 4.6: Seção empilhada da linha 214-2660 obtida através do empilhamento CRS.

4.1.4 Aplicação da Estereotomografia

Após o pré-processamento, o *semblance* foi estimado a cada 100 m. Foram usados 12 traços para o cálculo do *slant stack* local, fornecendo um painel com 300 m de largura. O limite inicial para os *picks* serem aceitos foi de 0.8 em cada família de traços de tiro comum e receptor comum. Eventos com energia inferior a -20 dB foram desconsiderados.

Como no caso do dado sintético, depois do *picking* automático, um controle de qualidade foi feito através da mesma ferramenta interativa “*slopetool*” para a seleção dos eventos. Somente *picks* com um *semblance* conjunto (produto dos respectivos valores do *semblance* em famílias de tiro comum e receptor comum) de 0.4 foram aceitos.

A fim de completar os dados de entrada para a inversão estereotomográfica, um modelo inicial foi criado com um grid esparso de 3000 m na horizontal e 1000 m na vertical. Este foi definido como sendo homogêneo, com velocidade igual a 3000 m/s. As margens de erro introduzidas para a inversão foram 5 m para as posições, 5 ms para os tempos de trânsito e 0.01 ms/m para as vagarosidades. Com posse destes parâmetros, a localização assim como a inversão conjunta foi rodada, incluindo a remoção dos *outliers* e a densificação do grid para o B-spline.

Com base na mesma estratégia de regularização aplicada no dado sintético, a inversão conjunta consistiu em 5 primeiros passos para inversão com uma forte regularização. Para posteriormente estabilizar o problema, uma eliminação dos *outliers* no ajuste do erro quadrado normalizado precedeu os 7 passos adicionais da inversão com uma regularização de 10%. Eventos associados com um ajuste do erro quadrático maior que 100 foram removidos. O melhor modelo de velocidade foi obtido depois de 12 iterações, onde a função custo alcançou um mínimo.

A Tabela 4.1 mostra todos os parâmetros utilizados na inversão. O modelo final é mostrado junto com os verdadeiros limites do modelo na Figura 4.8, a seguir. A correspondente imagem migrada e as famílias de imagem comum (CIG) são mostradas na seção seguinte.

Tabela 4.1: Parâmetros usados na inversão estereotomográfica no caso do dado real marinho.

Modelo de Velocidades Inicial		
Espaçamento do grid (x,z)	3000m × 1000m	
Função velocidade	3000m / s × 0.0s ⁻¹ z	
Margem de Erro		
Posição	5m	
Vagarosidade	0.01ms/m	
Tempo de trânsito	5 ms	
Inversão		
Localização	10 passos	
Inversão conjunta	5 passos $\varepsilon_{reg} = 100\%$	7 passos $\varepsilon_{reg} = 10\%$
Limite do Ajuste do erro	100	

O esquema completo do fluxo de trabalho está mostrado na Figura 4.7, e logo em seguida, na Figura 4.8 o modelo final estereotomográfico obtido. Novamente, o modelo de velocidades está mostrado junto com as barras em profundidade. Lembrando que estas barras são caracterizadas pela posição dos pontos de reflexão ou difração assim como pelo refletor local em

profundidade associado com cada evento selecionado. Como já vimos, elas podem ser calculadas no curso de cada passo da inversão, visto que elas são ortogonais ao bissetor de duas direções emergentes dos raios modelados.

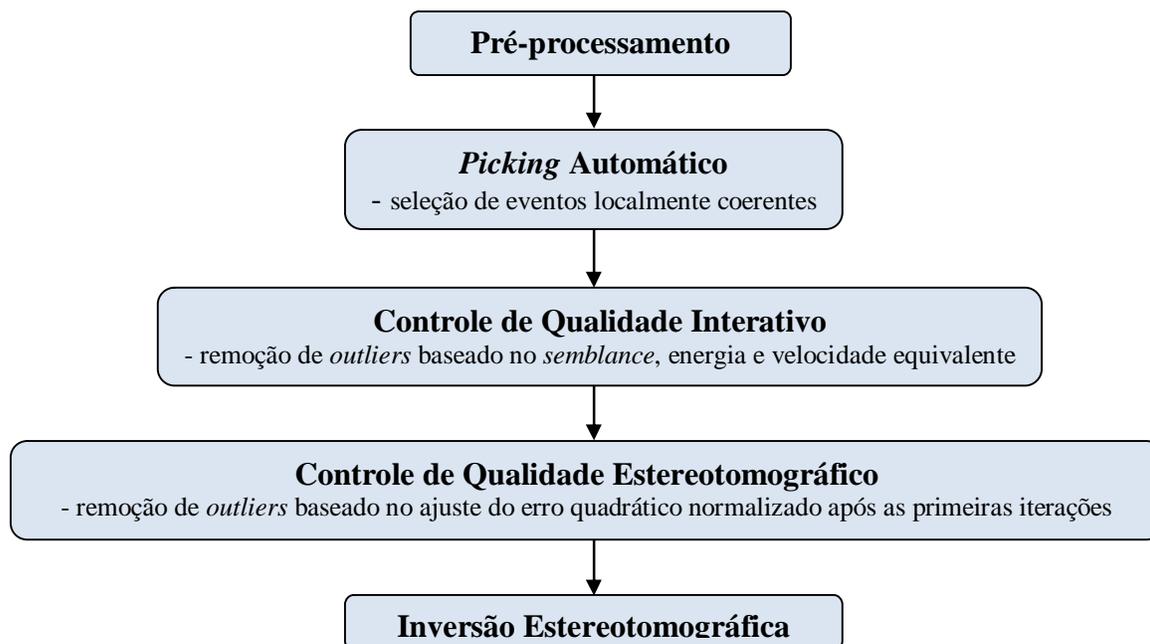


Figura 4.7: Ilustração esquemática do fluxo de trabalho empregado no dado real marinho, para obtenção do modelo de velocidades estereotomográfico.

A distribuição de velocidades está claramente ligada às estruturas selecionadas no modelo, uma vez que o mapa de cores consegue acompanhar a curvatura dos refletores. Isso nos permite observar a camada de água no modelo, no qual a velocidade é 1.5 km/s. Vemos também que as velocidades mudam de acordo com os quatro principais refletores, previamente descritos na seção empilhada (Figura 4.6). Analisando estes eventos selecionados, observa-se que eles se distribuem de forma quase contínua pelo menos em três dos refletores descritos anteriormente, já o quarto refletor, que inicia na profundidade 4 km, apresentou pouca continuidade, mas mesmo assim foi identificado. Observando o modelo obtido de uma forma geral, verifica-se que este apresenta uma distribuição de velocidades suave, sem zonas de velocidades muito contrastantes.

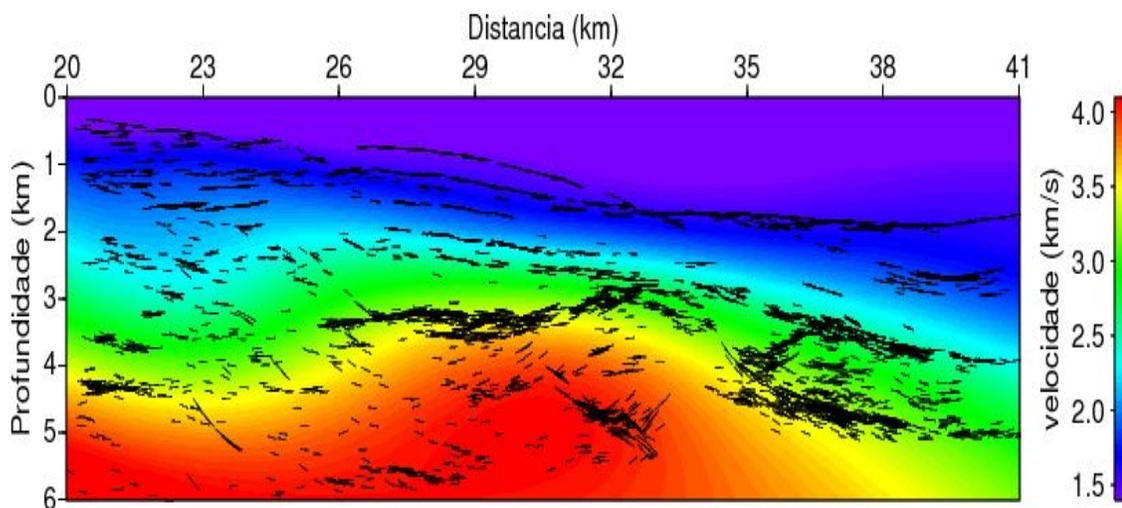


Figura 4.8: Modelo de velocidades da linha 214-2660 da Bacia do Jequitinhonha, obtido como resultado da inversão estereotomográfica pré-empilhamento.

Para avaliar o modelo de velocidades encontrado pela estereotomografia, foi realizada a mesma migração pré-empilhamento em profundidade. Para isto, utilizou-se o algoritmo do tipo Kirchhoff usado no dado sintético. A imagem resultante, assim como as famílias de imagem comum está mostrada na Figura 4.9 e 4.10.

Como a Figura 4.9 ilustra, a imagem está um pouco clara acima da profundidade 2000 m, no entanto podemos ver a área relacionada à camada de água, assim como o primeiro refletor que se inicia na profundidade 1250 m e apresenta boa continuidade. O segundo refletor, que inicia na profundidade 2000 m, passa a ficar mais evidente, a partir da posição 2700 m, onde se observa a boa recuperação deste refletor. O terceiro refletor, que inicia na profundidade 3100 m, passa a ficar mais evidente, a partir da posição 2600 m, onde se visualiza boa recuperação e continuidade. Já o quarto refletor, que inicia na profundidade 3750 m, foi parcialmente recuperado e está mais claro na parte inicial (entre as posições 20000 e 21000 m) e na parte final do modelo (entre 3600 e 4000 m). De uma maneira geral, a imagem gerada mostra refletores bem recuperados e nos dão uma boa impressão da subsuperfície desta bacia.

Considerando a Figura 4.10, as famílias de imagem comum revelam que o modelo estimado foi bastante satisfatório, uma vez que os eventos relacionados principalmente aos três primeiros refletores estão bem horizontalizados. No entanto, o último refletor não apresentou boa horizontalização, logo podemos concluir que a velocidade nesta região está próxima da correta.

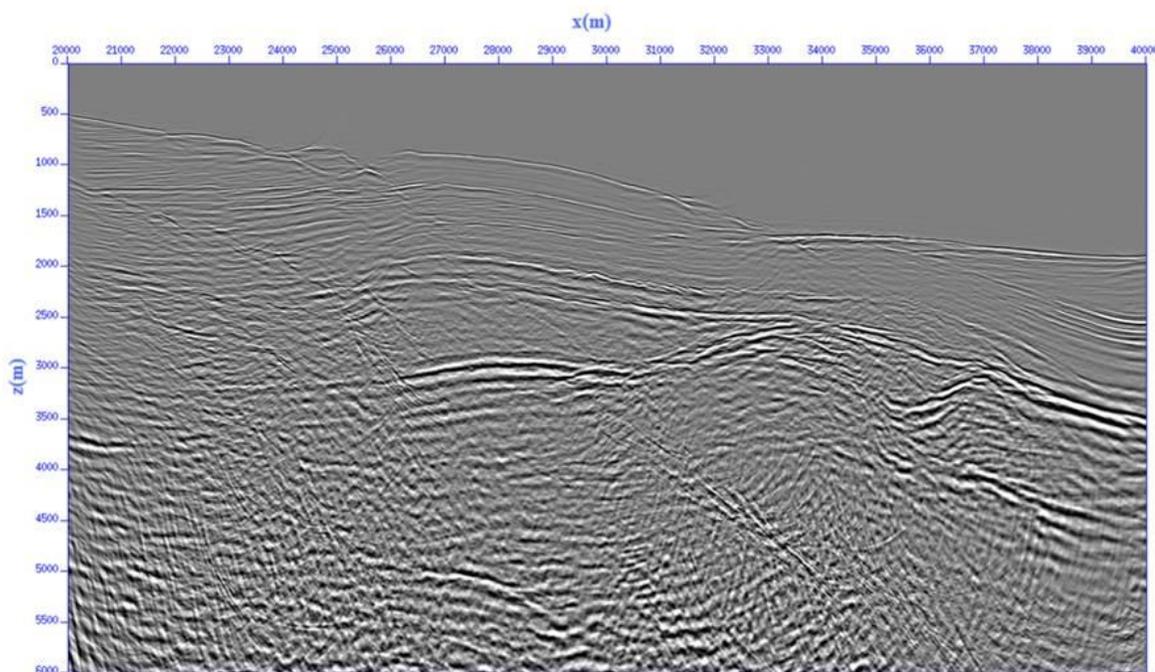


Figura 4.9: Resultado da migração pré-empilhamento em profundidade do tipo Kirchhoff do modelo de velocidades da linha 214-2660 da Bacia do Jequitinhonha, obtido através da estereotomografia.

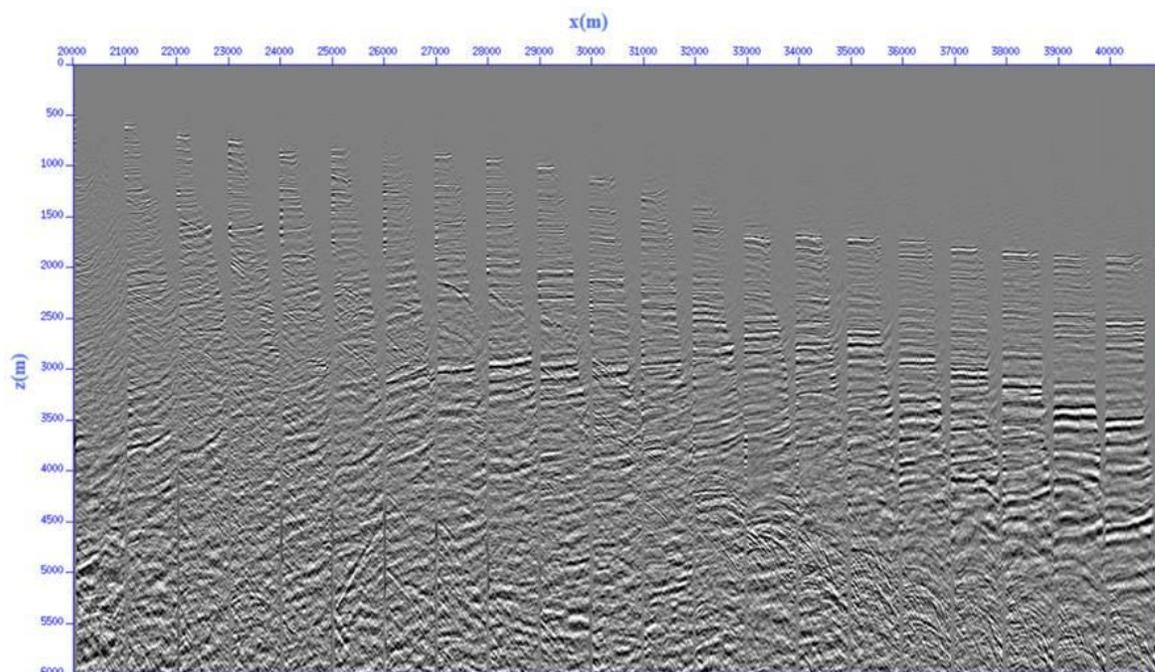


Figura 4.10: Famílias de imagem comum da migração pré-empilhamento em profundidade do tipo Kirchhoff do modelo de velocidades da linha 214-2660 da Bacia do Jequitinhonha, obtido através da estereotomografia.

4.1.5 Aplicação da Tomografia da onda NIP

Para aplicar a tomografia da onda NIP nesse dado, fez-se um empilhamento CRS a fim de determinar os dados de entrada necessários na forma dos atributos cinemáticos do campo de onda, cuja seção ZO empilhada é mostrada na Figura 4.6. Depois de realizar o empilhamento CRS, foram aplicados os mesmos parâmetros consistentes usados no caso do dado sintético para remover flutuações dos atributos indesejáveis. O algoritmo do *picking* semi-automático, NIP-*picking*, foi rodado, e um valor mínimo do *semblance* de 0.15 mostrou ser adequado para extrair o dado de entrada.

Com posse das informações do dado de entrada obtidas, foi realizada a tomografia da onda NIP. A Tabela 4.2 resume todos os parâmetros empregados durante o esquema tomográfico. Foi assumido um modelo inicial homogêneo, com velocidade igual a 3000 m/s. O espaçamento do grid para o B-*Spline* foi 1000 m na horizontal e 300 m na vertical. Durante a inversão conjunta, todos os dados foram ponderados igualmente e a regularização do problema foi novamente regida por valores padrão (DUVENECK, 2004). Depois de 12 iterações a função custo alcançou seu mínimo indicando que o modelo final foi encontrado.

Tabela 4.2: Parâmetros usados na inversão tomográfica da onda NIP no caso do dado real marinho.

Inicialização	
Espaçamento do grid (x,z)	1000m × 300m
Função velocidade	3000m / s × 0.0s ⁻¹ z
Ponderação	Todos os componentes foram ponderados igualmente
Inversão	
Inversão conjunta	12 passos com regularização padrão

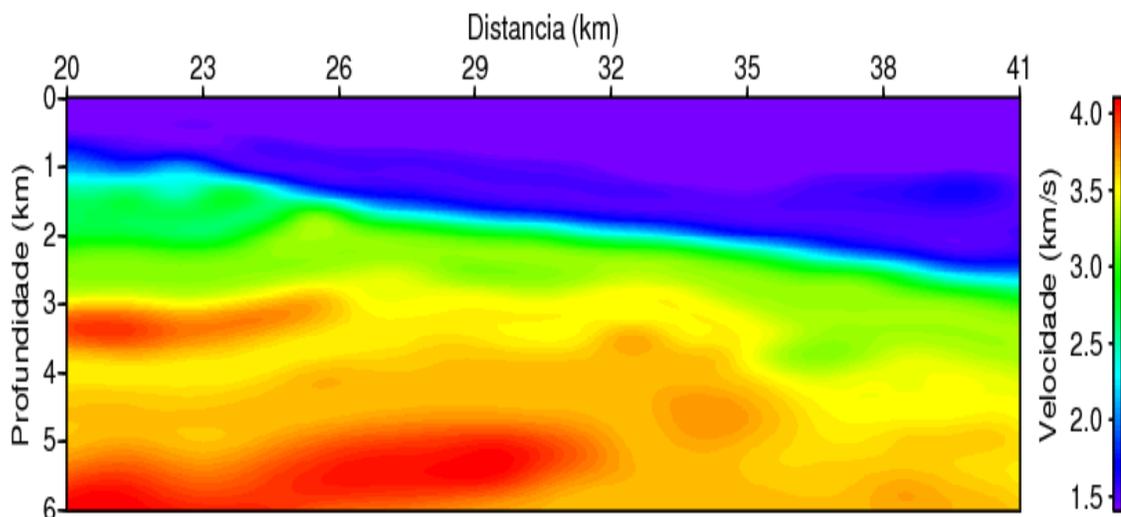


Figura 4.11: Modelo de velocidades da linha 214-2660 da Bacia do Jequitinhonha, obtido como resultado da inversão tomográfica da onda NIP.

As Figuras 4.11 e 4.12 mostram o modelo final e esquema completo do fluxo de trabalho empregado na tomografia da onda NIP. O modelo obtido através da tomografia da onda NIP, mostra que os valores de velocidades variam com menos suavidade, comparado com o da estereotomografia. Conseqüentemente, a transição de velocidades acaba sendo de forma mais rápida do que a do modelo gerado pela estereotomografia. No entanto podemos ver, através das velocidades, a área relacionada à camada de água com valor de 1.5 km/s, logo em seguida, a representação da primeira interface com valor de 1.8 km/s, e a segunda interface representada pela velocidade 2.5 km/s. Observa-se que o terceiro refletor, está representado pela velocidade de aproximadamente 3.6 km/s, apesar de pouco claro e de apresentar no início da seção uma feição esférica e valor de aproximadamente 4.1 km/s, segue a curvatura característica deste refletor e com o valor de 3.6 km/s. O quarto refletor pode ser representado pela velocidade de 4.3 km/s. Logo, analisando as feições obtidas, de um modo geral, podemos considerá-lo um modelo de velocidades representativo.

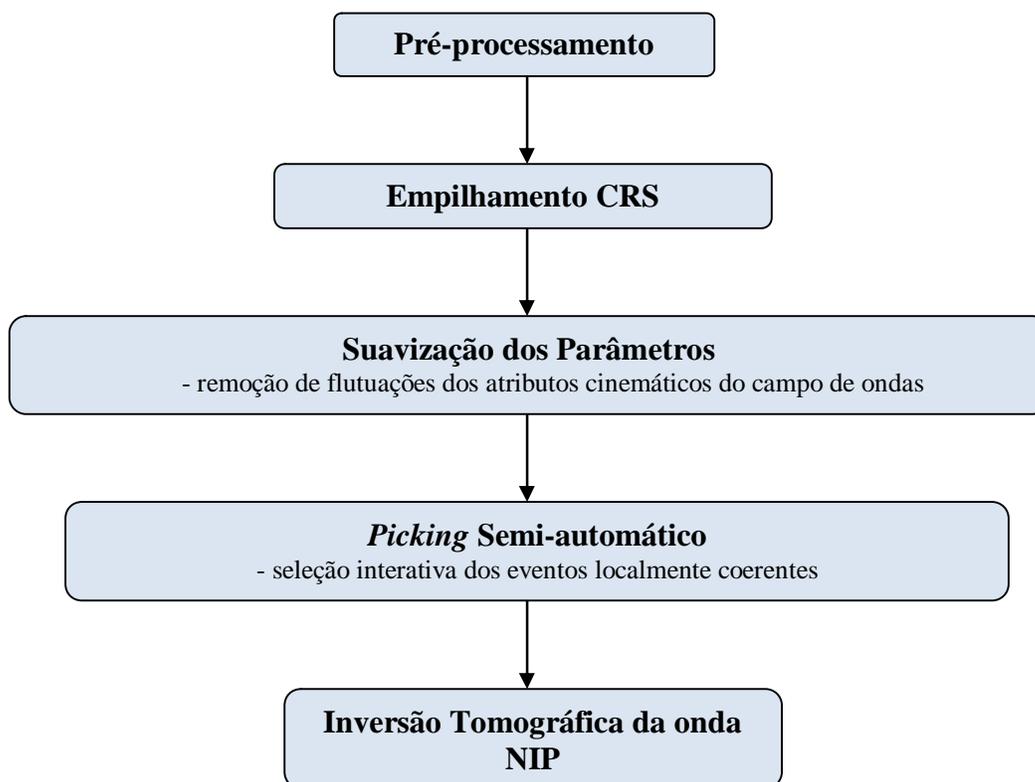


Figura 4.12: Ilustração esquemática do fluxo de trabalho empregado no dado real marinho, para obtenção do modelo de velocidades tomográfico da onda NIP.

Para avaliar a distribuição de velocidades, novamente foi feita a migração em profundidade pré-empilhamento. O mesmo algoritmo do dado anterior foi usado. A imagem resultante e as famílias de imagem comum são apresentadas nas Figuras 4.13 e 4.14, respectivamente.

Assim como no caso da estereotomografia, a Figura 4.13 mostra que a imagem também está um pouco clara acima da profundidade 2000 m, no entanto podemos ver a área relacionada à camada de água, assim como o primeiro refletor que se inicia na profundidade 1250 m e apresenta boa continuidade. O segundo refletor, que inicia na profundidade 2750 m, novamente passa a ficar mais evidente, a partir da posição 2700 m, onde observamos a boa recuperação deste refletor. O terceiro refletor, que inicia na profundidade 4000 m, foi completamente recuperado. Já o quarto refletor, que inicia na profundidade 4750 m, foi parcialmente recuperado e como vemos está mais claro na parte inicial (agora entre as posições 20000 e 22000 m) e segue descontinuamente pelo restante da seção. De modo geral, a imagem gerada mostra refletores bem recuperados e nos dão uma impressão representativa da subsuperfície desta bacia.

Visualizando a Figura 4.14, as famílias de imagem comum revelaram que o modelo estimado foi satisfatório, uma vez que os eventos relacionados principalmente nos dois primeiros refletores e na parte central do terceiro estão bem horizontalizados. Apesar do último refletor não ter apresentado boa continuidade, notamos a horizontalização dos eventos no início e no fim deste refletor.

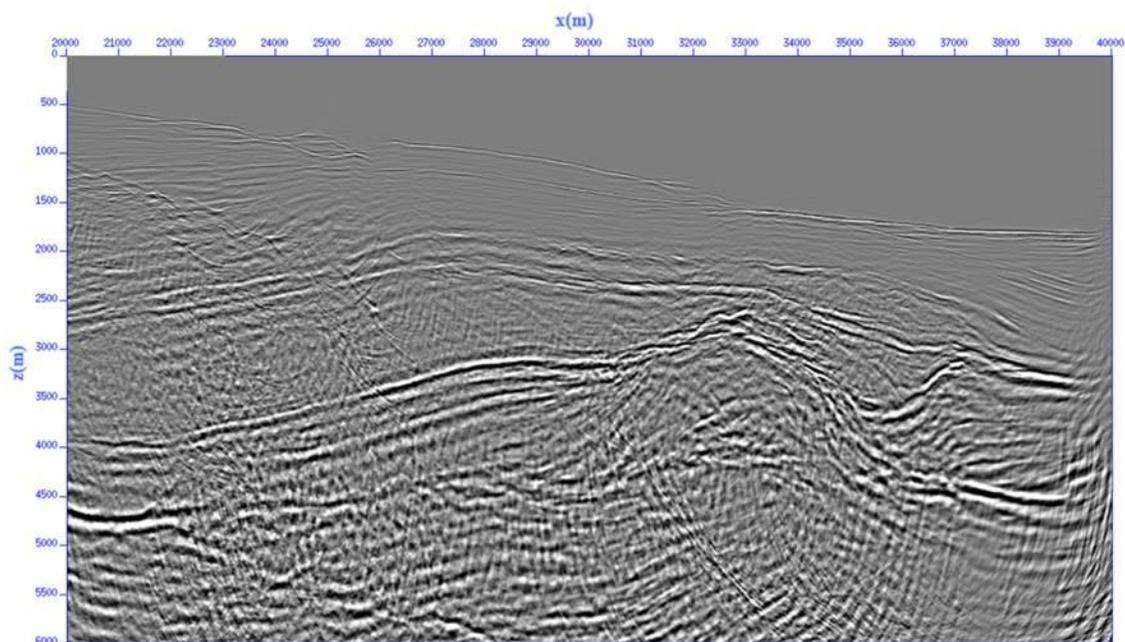


Figura 4.13: Resultado da migração pré-empilhamento em profundidade do tipo Kirchhoff do modelo de velocidades da linha 214-2660 da Bacia do Jequitinhonha, obtido através da tomografia da onda NIP.

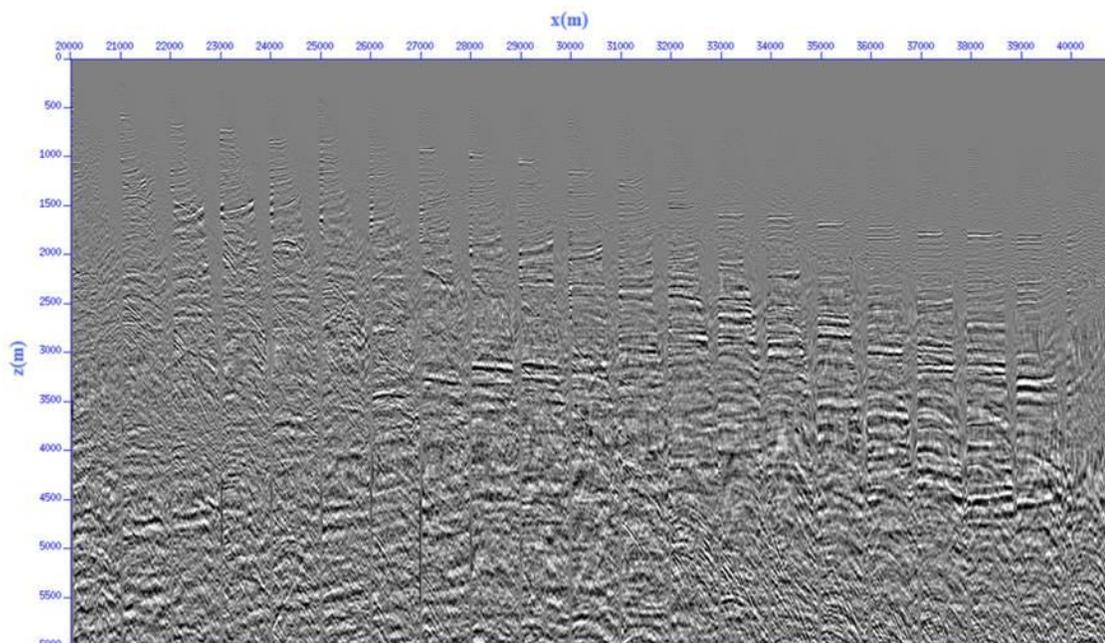


Figura 4.14: Famílias de imagem comum da migração pré-empilhamento em profundidade do tipo Kirchhoff do modelo de velocidades da linha 214-2660 da Bacia do Jequitinhonha, obtido através da tomografia da onda NIP.

4.1.6 Análise dos Resultados

Como demonstrado neste dado real, ambas as aproximações tomográficas forneceram bons modelos de velocidades e, portanto, considerados satisfatórios. Os modelos permitiram a geração de boas imagens migradas em profundidade, no qual observamos a boa recuperação das interfaces, em ambos os casos. Conseqüentemente, as CIG mostradas revelaram eventos bem horizontalizados nos dois casos.

Analisando os modelos obtidos, nota-se que eles foram semelhantes em algumas partes, por exemplo, na área relacionada à camada de água (apesar de no início modelo tomográfico da onda NIP esta camada ter se prolongado a uma profundidade um pouco maior do que o modelo estereotomográfico), e na região entre as posições 29 e 41 km acima da profundidade 3 km, no qual notamos que o campo de velocidades se distribui de forma parecida, apesar da diferença relacionada à transição de velocidades. Esta transição, no caso no modelo estereotomográfico, ocorre de forma mais suave comparado com o modelo tomográfico da onda NIP. No restante do modelo, pouca semelhança foi notada entre os modelos.

De um modo geral, ambos os modelos apresentaram feições semelhantes e de acordo com a seção ZO previamente mostrada. Porém, o modelo estereotomográfico apresentou semelhança em todo o modelo, onde notamos tanto pela distribuição de velocidades quanto pelos eventos selecionados, todas as quatro interfaces, citadas anteriormente. Já o modelo tomográfico da onda NIP foi mais semelhante principalmente acima da profundidade 3 km, onde vemos as duas primeiras interfaces e parcialmente a terceira. Abaixo desta profundidade, mais precisamente na profundidade um pouco abaixo de 4 km, visualiza-se o quarto refletor, representado por um valor bem maior do que o do modelo estereotomográfico.

Em virtude de o modelo estereotomográfico ter se saído melhor em toda sua extensão, este possibilitou a geração de uma melhor imagem migrada comparado com a imagem tomográfica da onda NIP. Através da imagem estereotomográfica, podemos ver principalmente os três primeiros refletores bem recuperados, e também o quarto refletor, apesar deste ter sido parcialmente recuperado. Já a imagem tomográfica da onda NIP, mostra as duas primeiras interfaces bem recuperadas, apesar da imagem um pouco clara. O terceiro refletor foi bem recuperado, no entanto, sua posição está um pouco abaixo do início da seção até aproximadamente 29 km, apresentando feição inclinada. Finalmente, o quarto refletor foi parcialmente recuperado, no entanto, posicionado bem abaixo comparado com o mesmo refletor visualizado na imagem migrada estereotomográfica. Porém, de um modo geral, ambas forneceram imagens com feições semelhantes e com interfaces bem recuperadas, portanto, considerados satisfatórios.

Apesar das seções com as CIG, mostradas em ambos os métodos, apresentarem imagens com eventos com baixa amplitude acima da profundidade 2 km, elas mostram eventos bem horizontalizados em determinadas partes. A seção com as CIG relacionadas à imagem estereotomográfica, mostra eventos bem horizontalizados principalmente nos três primeiros refletores, já o quarto refletor, apesar de pouco recuperado, mostra eventos razoavelmente horizontalizados no início e no final da seção. Por outro lado, a seção com as CIG relacionadas à imagem tomográfica da onda NIP, mostra eventos parcialmente horizontalizados em todos os refletores, salvo a interface relacionada à camada de água, que ficou bem horizontalizada. Isso indica que as velocidades do modelo estereotomográfico obtidas, estão mais próximas da correta comparada com as da tomografia da onda NIP.

No caso da estereotomografia, notou-se que seu melhor desempenho ocorre em dados com alta razão sinal/ruído e em meios geológicos com forte variação lateral de velocidade, características estas, encontradas em dados reais marinhos, obtidos ou não sobre regiões de talude, como neste caso. Portanto, estes dados favorecem a estereotomografia visto que possibilita a seleção de um maior número de eventos para a inversão. Outro fator importante está no fato da estereotomografia utilizar coerência local, enquanto que a tomografia da onda NIP este fato ocorre, porém usando aproximação hiperbólica.

5 CONCLUSÕES

Nesta dissertação, foram aplicados dois métodos de inversão tomográficos, estereotomografia e tomografia da onda NIP, a fim de compará-los e analisar suas performances na geração de modelos de velocidades, necessários para o imageamento em profundidade. Estas aproximações foram aplicadas em dois dados, a saber, um dado sintético e um dado real marinho, ambas fornecendo modelos consistentes e representativos. A aplicação de ambos os esquemas de inversão tomográfica e conseqüentemente a comparação de seus resultados, reflete as diferenças na formulação das aproximações, nos diferentes parâmetros usados para inversão e nas características inerentes aos respectivos dados.

O exemplo do dado sintético consistiu de um modelo com variação suave e crescente de velocidade na profundidade, bem como, variações laterais de velocidades. Ambos os métodos tomográficos forneceram bons resultados e as diferenças encontradas foram sutis. Porém, a estereotomografia revelou um modelo mais condizente com o modelo correto, principalmente nas partes onde há dobras e variações de velocidades laterais. Logo este é mais preciso por trabalhar com parâmetros associados à coerência local (*slopes*), enquanto que a tomografia da onda NIP usa uma aproximação hiperbólica para determinar os parâmetros da inversão, implicando que nesses trechos onde há variação lateral de velocidades, as reflexões não têm comportamento hiperbólico.

Finalmente, levando em consideração o dado real marinho, os modelos obtidos por ambas as aproximações foram satisfatórios, e também revelaram uma distribuição de velocidades relativamente diferentes. Diferenças estas não inviabilizando a utilização das mesmas, visto que forneceram modelos em que é possível notar a camada de água, a feição do fundo oceânico, assim como alguns refletores e conseqüentemente as feições características desta região. Em relação às imagens migradas dos modelos, constatou-se que as mesmas foram similares, no entanto, é válido salientar que a imagem obtida pelo modelo estereotomográfico, recuperou melhor as interfaces em todo o modelo, apresentando feições mais condizentes com a seção ZO, comparado com a imagem tomográfica da onda NIP. Logo, o fato deste dado apresentar boa cobertura e características geológicas com variação de velocidades lateral foi determinante para a estereotomografia estimar melhor o modelo de velocidade, comparado com a tomografia da onda NIP.

Conclui-se neste trabalho que ambos os métodos tomográficos são robustos e fornecem modelos de velocidades representativos que podem ser utilizados como modelos iniciais para outros métodos de análise de velocidades. No entanto, salienta-se que devido às particularidades atribuídas ao desenvolvimento teórico de cada método, estes sofrem influência direta no que diz respeito ao seu desempenho, visto que cada um está sujeito a especificidade do dado (ex: geometria, razão sinal/ruído) e conseqüentemente da geologia (ex: variação de velocidade lateral).

REFERÊNCIAS

- AL-YAHYA, K. Velocity analysis by iterative profile migration: *Geophysics*, 54, 718–729, 1989.
- AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO. Disponível em: <http://www.anp.gov.br>. Acesso em 18 Outubro, 2008
- BERRYMAN, J. G. *Lecture Notes on Nonlinear Inversion and Tomography*, 1991.
- BILLETTE, F.; LAMBARÉ, G. Velocity macro-model estimation from seismic reflection data by stereotomography. *Geophys. J. Int.*, v. 135, p. 671-690, 1998.
- BILLETTE, F.; LE BÉGAT, S.; PODVIN, P.; LAMBARÉ, G. Pratical aspects and applications of 2d stereotomography. *Geophysics*, v. 68, n. 3, p. 1008-1021, 2003.
- BISHOP, T. N.; BUBE, K. P.; CUTLER, R. T.; LANGAN, R. T.; LOVE, P. L.; RESNICK, J. R.; SHUEY, R. T.; SPINDER, D. A. Tomographic determination of velocity and depth in laterally varying media. *Geophysics*, v. 50, p. 903-923, 1985.
- CHAGAS, L. S. Bacia do Jequitinhonha, Página eletrônica, Fundação Paleontológica Phoenix, ano 5. Web: <<http://www.phoenix.org.br/Phoenix59 Nov03.html>>, 2003.
- CHALARD, E.; PODVIN, P.; LAMBARÉ, G.; AUDEBERT, F. Estimation of velocity macro-models by 3-D stereotomography: 70th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., *Expanded Abstracts*, n. 2257–2260, 2000.
- CHALARD, E.; PODVIN, P.; LE BÉGAT, S.; BERTHET; DAVID. 3D stereotomographic inversion on a real dataset, In *Expanded Abstracts*, 72nd annual SEG meeting, 946-948, 2002.
- CHIU, S. K. L.; STEWART, R. R. Tomographic determination of three-dimensional seismic velocity structure using well-logs vertical seismic profiles and surface seismic data. *Geophysics*, v. 52, p. 1085-1098, 1987.
- CÓRDOBA, VALÉRIA C. *Microfácies, modelo deposicional e evolução da plataforma carbonática albo-cenomaniana da Bacia de Jequitinhonha*. Ouro Preto: UFOP, 1990.
- DUVENECK, E. *Tomographic determination of seismic velocity models with kinematic wavefield attributes*. 2004. 181. Dissertation (Máster) - University of Karlsruhe, Germany, 2004.

- DUVENECK, E.; HUBRAL, P. Tomographic velocity model inversion using kinematic wavefield attributes. *Expanded Abstracts: 72nd Annual Meeting SEG*, pp. 862–865, 2002.
- FARRA, V.; MADARIAGA, R. Seismic waveform modeling in heterogeneous media by ray perturbation theory. *J. Geophys. Res.*, v. 92, p. 2697-2712, 1987.
- FARRA, V.; MADARIAGA, R. Non-linear reflection tomography. *Geophys. J.*, v. 92, p. 135-147, 1988.
- GADELHA, I.; LIMA, WILLIAMS ALMEIDA; GARABITO, C. G. *Picking* interativo dos atributos CRS. In: III Simpósio Brasileiro de Geofísica - SBGf, 2008, Belém-PA. *Resumos Expandidos - III Simpósio Brasileiro de Geofísica*, 2008.
- GARABITO CALLAPINO, G. *Empilhamento de superfícies de reflexão comum: uma nova seqüência de processamento usando otimização global e local*. 2001. 66f. Tese (Doutorado em Geofísica) – Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 2001.
- GARABITO, G.; CRUZ, R., J., C.; HUBRAL, P. 2-D CRS Stack: one-step versus multi-step strategies. In: *Expanded Abstracts*, 10th International Congress of The Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, Brazil, 2007.
- HERTWECK, T.; MANN, J.; KLUVER, T. Event-consistent smoothing in the context of the CRS stack method. *Journal of Seismic Exploration*, 14:197–215, 2005.
- HUBRAL, P. H. W. Computing true amplitude reflections in a laterally inhomogenous earth. *Geophysics*, V.48, p.1051-1062, 1983.
- INDA, H.A.V. et al. *O Cráton do São Francisco e a faixa de dobramentos Araçuaí*. In: *Geologia do Brasil*. Brasília: DNPM, p 193-199, 1984.
- JÄGER, R.; MANN, J.; HÖCHT, G.; HUBRAL, P. Common reflection surface stack: Image and attributes. *Geophysics*, V.66, p.97-109, 2001.
- LAMBARÉ, G.; ALERINI, M.; BAINA, R.; PODVIN, P. Stereotomography: a fast approach for velocity macro-model estimation, *73rd Annual SEG meeting*, pages 850-853, 2003.
- LAMBARÉ, G.; ALERINI, M.; BAINA, R.; PODVIN, P. *Stereotomography: a semi-automatic approach for velocity macro-model estimation*. *Geophysical Prospecting*, 52, 671-681, 2004.
- MENKE, W. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. 2nd. ed. [S.l.]: Academic Press (International Geophysics, v. 45), 1989.

PAIGE, C. C.; SAUNDERS, M. A. Algorithm 583 – LSQR: Sparse linear equations and least squares problems. *ACM Transactions on Mathematical Software*, 8:195–209, 1982a.

PAIGE, C. C.; SAUNDERS, M. A. LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares. *ACM Transactions on Mathematical Software*, 8:43–71, 1982b.

PODVIN, P. Automatic *picking* of locally coherent events for stereotomography. *Depth Imaging Group annual report*, 1:315–326, 2001.

RIABINKIN, L. A. Fundamentals of resolving power controlled directional reception (CDR) of seismic waves, in *Slant stack Processing*, Geophysics Reprint Series, 1991 Soc. Expl. Geophy., v. 14 Translated and paraphrased from *Prikladnaya*, v. 16, n. 3-36, 1957.

SANTOS, C. F.; GONTIJO, R. C. *Compartimentação e alinhamentos estruturais da Bacia de Cumuruxatiba (BA)*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, 1992, São Paulo. Resumo. Sociedade Brasileira de Geologia, p 564, 1992.

SANTOS, C. F., et al. *Bacias de Cumuruxatiba e Jequitinhonha*. Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v.8, n.1, p 185-190, 1994.

SCHLEICHER, J.; TYGEL, M.; HUBRAL, P. Parabolic and hyperbolic paraxial two-point traveltimes in 3D media. *Geophysical Prospecting*, v.41(n.4), p.495–514, 1993.

SCHNEIDER W. Integral formulation for migration in two and three dimensions. *Geophysics*, 43: 49-76, 1978.

SWORD, C. H. *Tomographic determination of interval velocities from reflection seismic data: the method of controlled directional reception*. Thesis (PhD) - Stanford University, 1987.

SYMES, W. W.; CARAZZONE, J. Velocity inversion by differential *semblance* optimization. *Geophysics*, v. 56, p. 654-663, 1991.

TARANTOLA, A. *Inverse Problem Theory: Methods for Data Fitting and Model Parameter Estimation*. Amsterdam: Elsevier, 1987.

THIERRY, P.; OPERTO, S.; LAMBARÉ, G. Fast 2D ray-Born inversion /migration in complex media: *Geophysics*, 64, 162–181, 1999.

WANG, B. *Improvement of seismic travel-time inversion methods and application to observed data*. Thesis (PhD) - Purdue University, 1993.

YILMAZ, O.; CHAMBERS, R. Migration velocity analysis by wavefield extrapolation. *Geophysics*, 49, 1664–1674, 1984.

YILMAZ, O. *Seismic Data Processing*. Society Exploration Geophysicist - SEG, Tulsa-OK, 1987.

YILMAZ, O. *Seismic Data Analysis*, volume one. Society Exploration Geophysicist - SEG, Tulsa-OK, 2001.

APÊNDICE

APÊNDICE A – CAMPO DE VELOCIDADE RESÍDUAL ENTRE OS MODELOS SINTÉTICOS

A.1 CAMPO DE VELOCIDADE RESIDUAL ENTRE O MODELO SINTÉTICO ESTEREOTOMOGRÁFICO E O MODELO CORRETO

A Figura A.1 abaixo ilustra o campo de velocidade residual entre o modelo sintético estimado pela estereotomografia e o modelo sintético correto. Os valores positivos representam regiões onde a estereotomografia estimou velocidades mais altas que o modelo correto, por outro lado, valores negativos correspondem a regiões onde a estereotomografia estimou velocidades mais baixas.

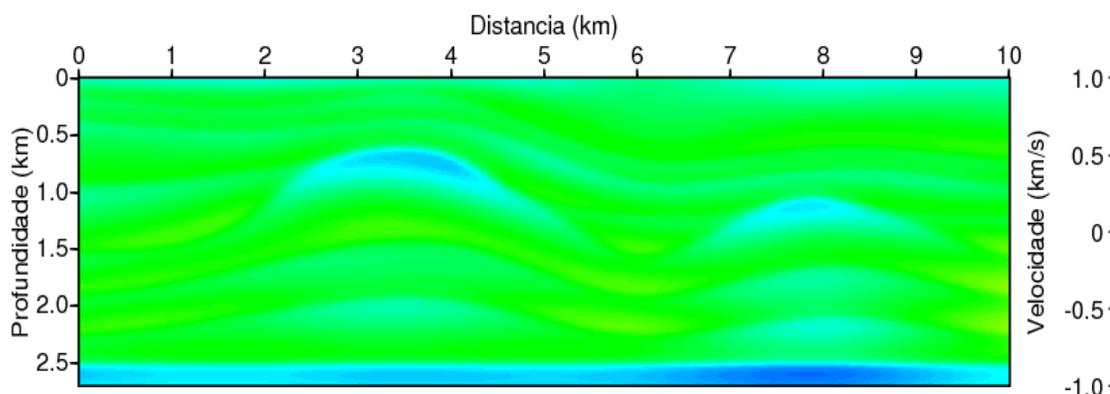


Figura A.1: O campo de velocidade residual entre o modelo encontrado pela estereotomografia e o modelo correto.

Nota-se de um modo geral, que o modelo obtido pela estereotomografia foi bastante semelhante ao modelo correto, visto que a figura mostra resíduo nulo praticamente em todo modelo (cor verde). Embora em algumas partes se observe o resíduo, vê-se que este apresentou magnitude apenas um pouco abaixo da correta, por isso o valor negativo e cor azul claro. É válido salientar, que a última camada (profundidade abaixo de 2.5 km) correspondente ao embasamento, apresenta alto contraste de velocidade, isso contribuiu para a existência de resíduo em toda sua extensão, uma vez que o modelo estimado apresentou velocidade um pouco abaixo da correta nessa camada.

A.2 CAMPO DE VELOCIDADE RESIDUAL ENTRE O MODELO SINTÉTICO TOMOGRÁFICO DA ONDA NIP E O MODELO CORRETO

Aqui, apresenta-se o campo de velocidade residual entre o modelo sintético estimado pela tomografia da onda NIP e o modelo sintético correto (Figura A.2). Os valores positivos representam regiões onde a tomografia da onda NIP estimou velocidades mais altas que as do modelo correto, por outro lado, valores negativos correspondem a regiões onde a tomografia da onda NIP estimou velocidades mais baixas.

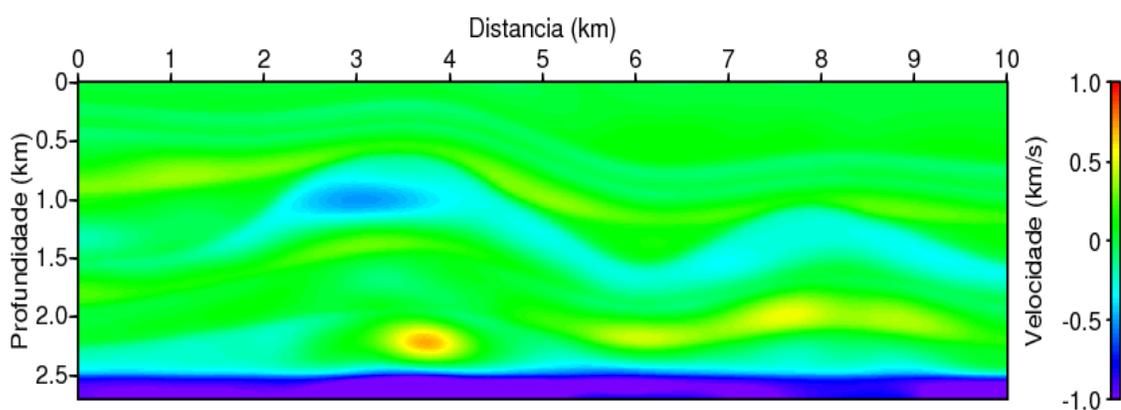


Figura A.2: O campo de velocidade residual entre o modelo encontrado pela tomografia da onda NIP e o modelo tomográfico da onda NIP.

Analisando a figura acima, vê-se que o modelo obtido pela tomografia da onda NIP foi semelhante ao modelo correto, uma vez que se observa a predominância da cor verde (resíduo nulo). Entretanto, observam-se resíduos em determinadas partes do modelo. Na parte central do modelo, encontram-se resíduos de baixa magnitude, representados pelas cores, azul claro e amarela, onde o modelo estimado apresenta velocidade abaixo e acima da velocidade correta, respectivamente. Já na parte mais profunda do modelo, camada de embasamento, encontra-se resíduos com valores significativos (cor azul marinho e lilás), revelando que nesta região o modelo tomográfico da onda NIP apresentou velocidades bem abaixo das velocidades corretas.

A.3 CAMPO DE VELOCIDADE RESIDUAL ENTRE O MODELO SINTÉTICO ESTEREOTOMOGRÁFICO E O MODELO TOMOGRÁFICO DA ONDA NIP

A Figura A.3 abaixo ilustra o campo de velocidade residual entre o modelo encontrado pela estereotomografia e o modelo tomográfico da onda NIP, no caso do dado sintético. Os

valores positivos representam regiões onde a estereotomografia estimou velocidades mais altas, por outro lado, valores negativos correspondem a regiões onde o modelo tomográfico da onda NIP estimou velocidades maiores.

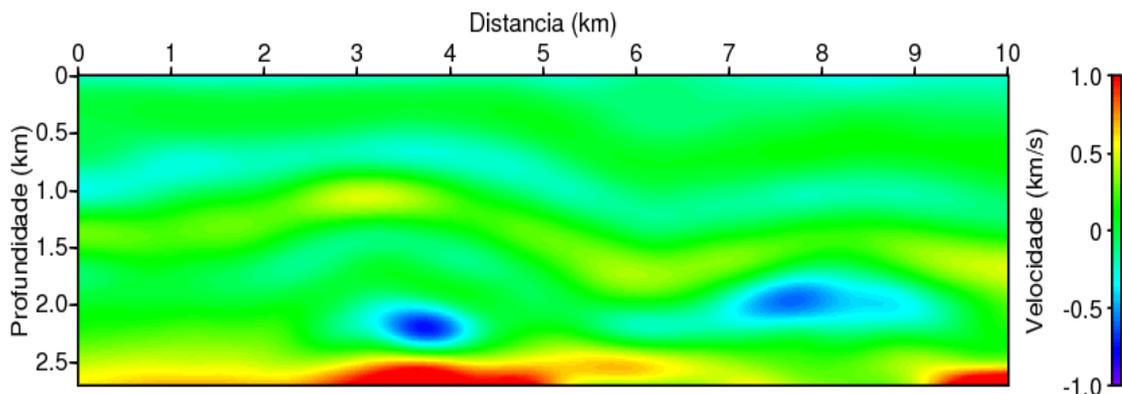


Figura A.3: O campo de velocidade residual entre o modelo encontrado pela estereotomografia e o modelo tomográfico da onda NIP.

Observa-se que valores nulos predominam no modelo (cor verde), indicando que os métodos estimaram modelos semelhantes. Entretanto, resíduos foram encontrados em determinadas partes. Estes resíduos, apesar de existentes, apresentam baixa magnitude em sua totalidade (cores azul claro e amarela), as quais podem estar relacionadas às diferenças nas transições de velocidades referentes a cada método. Já as regiões, isoladas, onde se observam resíduos com magnitudes mais elevadas (cores azul escuro e vermelha), representam as maiores diferenças encontradas. As regiões de cor azul escuro, azul claro e amarela estão localizadas nas partes do modelo onde existem dobras que caracterizam variações de velocidades laterais, logo a estereotomografia é mais precisa por trabalhar com parâmetros associados à coerência local (*slopes*), enquanto que a tomografia da onda NIP usa uma aproximação hiperbólica para determinar os parâmetros da inversão, implicando que nesses trechos, as reflexões não têm comportamento hiperbólico.