



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

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**ESTUDO DO MÉTODO DE EMPILHAMENTO SRC E APLICAÇÃO EM  
DADOS SINTÉTICOS E REAIS.**

**WALDOMIRO GOMES PASCHOAL JUNIOR**



**BELÉM – PARÁ - BRASIL**

**2005**

---

Paschoal Junior, Waldomiro Gomes

P279e **Estudo do método de empilhamento SRC e aplicação em dados sintéticos e reais** / Waldomiro Gomes Paschoal Junior; orientador, German Garabito Callapino. - 2005

103 f. : il

Dissertação (Mestrado em Geofísica) – Curso de Pós-Graduação em Geofísica, CG, UFPA, 2005.

1.Empilhamento Sísmico 2.Superfície de Reflexão Comum 3.Dados Sísmicos Sintéticos 4.Dados Sísmicos Reais  
I. Garabito Callapino, German, Orient. II. Título.

CDD: 622.1592

---

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

**ESTUDO DO MÉTODO DE EMPILHAMENTO SRC E APLICAÇÃO EM  
DADOS SINTÉTICOS E REAIS.**

**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR**

**WALDOMIRO GOMES PASCHOAL JUNIOR**

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


**Data da aprovação: 08/ 04/ 2005**

**Nota: 90% (EXCELENTE)**

**COMITÊ DE TESE:**

  
\_\_\_\_\_  
**Prof. Dr. German Garabito Callapino (Orientador)**

  
\_\_\_\_\_  
**Prof. Dr. Lúcio Tunes dos Santos**

  
\_\_\_\_\_  
**Prof. Dr. Jörg Schleicher**

**BELÉM**

**2005**

À minha família  
e a minha amada Carla.

## AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente ao meu Deus Pai, Filho e Espírito Santo por ter sido minha força, esperança e sabedoria constante a cada dia. Pois sem misericórdia Dele eu jamais conseguiria finalizar esta dissertação de mestrado.

Ao Prof. Dr. German Garabito pela constante paciência e disponibilidade de tempo na orientação desta dissertação e mais pela amizade dele.

Ao Msc. Norcirio P. Queiroz pelo fornecimento dos dados sísmicos da bacia do Amazonas pré-processados e empilhados pelo método convencional PMC.

Aos Professores Jaime Eiras, Dr. Pedro Oliva, Msc Marcos Orguen, pela valiosa parceria e apoio.

Aos Professores Dr. José Bassalo, Dr. Paulo de Tarso, Marcelo Lima e Sérgio Vizeu pelos incentivos e pelas demonstrações de caráter, ética e humanidade.

Aos Professores Jonatan Paschoal, Penn Lee Rodrigues e Jonilton Paschoal pelo grande auxílio de monitoramento nas escolas.

Aos meus companheiros e amigos Charles Lima, Glauber Tadaiesky, Roberval Pimentel, Francisco Silva, Fábio Luna, Marcos Costa, Manuel Costa, Priscila Nazaré, Carlos Sarmiento, Edson Cruz, Klaus Mairan, Rodrigo Canavieira, Francisco de Souza, Lúcio Costa, Rômulo Lima, Mario Resplande, Alexandre Santos, Fernando Moller, em fim a todos do PROSIS e todos que me ajudaram.

A minha mãe Maria de Nazaré Ferreira, minhas filhas Izabela e Cleyciane, meus irmãos João Carlos e família, Ivair Pinheiro e Walmira Paschoal e a toda a minha família pela compreensão pelos dias, noites e fins de semana que não pude estar presente.

Aos membros da banca examinadora Dr. Jörg Schleicher Dr e Lúcio Tunes dos Santos pelas recomendações sugeridas.

A ANP – Agência Nacional de Petróleo pelo financiamento da bolsa de estudo e pelo apoio. Ao Prof. Dr. Om P. Verma, Ex-Coordenador do PRH 06 ANP/UFPA, pela especial atenção, viabilizando a realização deste trabalho.

Ao Curso de Pós-Graduação de Geofísica da UFPA, coordenado pelo Prof. Dr. João Batista, que deu o suporte acadêmico para a elaboração desta. Assim como a todo o corpo de professores e funcionários do Curso e do Departamento de Geofísica, em particular ao Paulo Magalhães.

À Sra. Benildes Lopes, a minha gratidão.

A todos do grupo de oração universitária (GOU) Maranató pelos momentos de reflexão e paz.

Ao grupo PET-Física/ UFPA pelo apoio e diálogo.

Ao Pe. Meroni pelos conselhos e novas visões do mundo cristão.

Às Sra.(s) Ormezinda Costa e Delzira Costa pela atenção dada no decorrer deste trabalho.

Em especial a minha amada Carla Lima, por tudo que ela é na minha vida.

*"A evidência obtida sob diferentes condições experimentais não pode ser compreendida dentro de uma visão reduzida, mas deve ser tomada como complementar no sentido de que apenas a totalidade do fenômeno exaure as informações acerca dos objetos"*

**(Niels Bohr)**

*"O desígnio de um homem sensato, em qualquer tempo que seja, não será alterado pelo temor"*  
**Eclo 22, 20**

# SUMÁRIO

<b>DEDICATÓRIA</b>	i
<b>AGRADECIMENTOS</b>	ii
<b>EPÍGRAFE</b>	iv
<b>LISTA DE SIGLAS E SÍMBOLOS MATEMÁTICOS</b>	vii
<b>RESUMO</b>	1
<b>ABSTRACT</b>	2
<b>1 INTRODUÇÃO</b>	3
<b>2 TEORIA GEOMÉTRICA DO RAI0</b>	6
2.1 FORMALISMO MATEMÁTICO DE BORTFELD .....	6
2.2 MATRIZES PROPAGADORA DO RAI0 ( $\mathbf{T}_0$ ) E ( $\mathbf{P}_0$ ) .....	10
<b>2.2.1 Propriedades das matrizes propagadora do raio</b> .....	16
2.2.1.1 Propriedade de symplecticidade .....	16
2.2.1.2 Raio reverso .....	16
2.2.1.3 Regra da cadeia .....	17
2.3 APROXIMAÇÕES PARABÓLICA E HIPERBÓLICA 2D DOS TEMPOS DE TRÂNSITO EM TERMOS DOS ELEMENTOS ( $A_0, B_0, C_0, D_0$ ) DA MATRIZ PROPAGADORA DO RAI0 $\mathbf{T}_0$ .....	18
2.4 ZONA DE FRESNEL PROJETADA EM TERMOS DOS ELEMENTOS ( $A_0, B_0, C_0, D_0$ ) DA MATRIZ PROPAGADORA DO RAI0 $\mathbf{T}_0$ .....	18
<b>3 APROXIMAÇÕES PARABÓLICA E HIPERBÓLICA 2D DOS TEMPOS DE TRÂNSITO E ZONA DE FRESNEL PROJETADA EM TERMOS DOS PARÂMETROS CINEMÁTICOS DAS AUTO-ONDAS</b>	19
3.1 PARÂMETROS CINEMÁTICOS DAS AUTO-ONDAS: PONTO DE INCIDÊNCIA NORMAL E ONDA NORMAL .....	19
3.2 CÁLCULO DOS PARÂMETROS CINEMÁTICOS DAS AUTO-ONDAS POR MODELAMENTO DIRETO	21
3.3 MATRIZES PROPAGADORAS (2D) $\mathbf{P}_0$ E $\mathbf{T}_0$ EM TERMOS DOS PARÂMETROS CINEMÁTICOS DAS AUTO-ONDAS PIN E N .....	23
3.4 APROXIMAÇÕES PARABÓLICA E HIPERBÓLICA 2D DOS TEMPOS DE TRÂNSITO EM TERMOS DOS PARÂMETROS CINEMÁTICOS $\beta_0, R_{PIN}$ E $R_N$ DAS AUTO-ONDAS PIN E N .....	26
3.5 ZONA DE FRESNEL PROJETADA EM TERMOS DOS PARÂMETROS CINEMÁTICOS $\beta_0, R_{PIN}$ E $R_N$ DAS AUTO-ONDAS PIN E N .....	26
<b>4 EMPILHAMENTO CONVENCIONAL PMC (STN/STO)</b>	27
4.1 CONFIGURAÇÃO PONTO MÉDIO COMUM (PMC) .....	27
4.2 FORMALISMO MATEMÁTICO DO SOBRETENPO NORMAL (STN) E DO SOBRETENPO OBLÍQUO (STO) .....	29
4.3 ETAPAS BÁSICAS DE PROCESSAMENTO PARA O EMPILHAMENTO CONVENCIONAL PMC (STN/STO) .....	37
<b>4.3.1 Reconfiguração dos dados sísmicos para configuração PMC</b> .....	37
<b>4.3.2 Análise de velocidade</b> .....	38
<b>4.3.3 Correção STN ou NMO</b> .....	40
<b>4.3.4 Silenciamento ou Mute</b> .....	41
<b>4.3.5 Correção STO ou DMO</b> .....	44
<b>4.3.6 Empilhamento</b> .....	46



<b>5 EMPILHAMENTO POR SUPERFÍCIE DE REFLEXÃO COMUM (SRC)</b>	48
5.1 ILUMINAÇÃO SRC .....	49
5.2 APROXIMAÇÃO DO TEMPO DE TRÂNSITO SRC (2D) .....	50
5.3 CASOS PARTICULARES DA APROXIMAÇÃO DO TEMPO DE TRÂNSITO SRC .....	53
5.4 EMPILHAMENTO SRC .....	57
5.5 ESTRATÉGIAS AUTOMÁTICAS DE BUSCA DOS PARÂMETROS SRC .....	59
<b>5.5.1 Estratégia de busca SRC pragmática-estendida</b> .....	61
5.5.1.1 Busca automática PMC ou empilhamento PMC automático .....	61
5.5.1.2 Busca (ou empilhamento) AN linear e hiperbólica/ determinação de $R_{PIN}$ .....	62
5.5.1.3 Otimização local final ou busca final tridimensional .....	65
<b>5.5.2 Estratégia de busca SRC global-local</b> .....	66
5.5.2.1 Otimização global pré-empilhamento: busca global bidimensional .....	67
5.5.2.2 Otimização global pós-empilhamento: busca global unidimensional .....	67
5.5.2.3 Otimização local pré-empilhamento: busca local tridimensional .....	68
<b>6 DELIMITAÇÃO DAS ABERTURAS DA SUPERFÍCIE DE EMPILHAMENTO SRC</b>	70
6.1 ABERTURAS DA SUPERFÍCIE DE EMPILHAMENTO SRC .....	70
6.2 DELIMITAÇÕES DAS ABERTURAS DE EMPILHAMENTO .....	71
<b>6.2.1 Delimitação na coordenada ponto médio (<math>x_m</math>): pela zona de Fresnel projetada</b> .....	72
<b>6.2.2 Delimitação na coordenada meio afastamento (<math>h</math>): pelo fator de estiramento STN</b>	76
6.2.2.1 Formalismo SRC versus estiramento STN .....	78
<b>7 EXEMPLO DE APLICAÇÕES EM DADOS SÍSMICOS SINTÉTICOS E REAIS</b>	81
7.1 EMPILHAMENTOS PMC (STN/STO), SRC PRAGMÁTICO-EXTENDIDO E SRC GLOBAL-LOCAL NOS DADOS MARMOUSI .....	82
7.2 COMPARAÇÃO DOS RESULTADOS: DADOS SÍSMICOS MARMOUSI .....	84
7.3 DESCRIÇÃO DO PROBLEMA DE IMAGEAMENTO SÍSMICO DA BACIA PALEOZÓICA AMAZÔNICA .....	87
7.4 EMPILHAMENTOS PMC (STN/STO), SRC PRAGMÁTICO-EXTENDIDO E SRC GLOBAL-LOCAL NOS DADOS SÍSMICOS REAIS DA BACIA AMAZÔNICA .....	89
7.5 COMPARAÇÃO DOS RESULTADOS: DADOS SÍSMICOS REAIS DA BACIA AMAZÔNICA .....	90
<b>8 CONCLUSÕES</b>	92
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	94
<b>APÊNDICE</b>	99
A MODELO E DADOS SÍSMICOS MARMOUSI .....	99
<b>A.1 Modelo Marmousi</b> .....	99
<b>A.2 Dados sísmicos Marmousi</b> .....	101

## LISTA DE SIGLAS E SÍMBOLOS MATEMÁTICOS

	DESCRIÇÃO
AC	Afastamento comum
AN ou ZO	Afastamento nulo ou “zero offset”
FC	Fonte comum
MAN ou MZO	Migração ao afastamento nulo ou “migration to zero offset”
N	Normal
PAC	Painel de afastamento comum
PCP	Ponto comum em profundidade
PIN ou NIP	Ponto de incidência normal ou “normal incidence point”
PMC ou CMP	Ponto médio comum ou “common mid point”
PRC	Ponto de reflexão comum
RC	Receptor comum
SDC	Superfície de difração comum
S/R	Razão sinal/ruído
SRC ou CRS	Superfície de reflexão comum ou “common reflection surface”
STN ou NMO	Sobretempo normal ou “normal moveout”
STO ou DMO	Sobretempo oblíquo ou “dip moveout”
$\beta_0$	Ângulo de emergência
$a$	Abertura de aquisição
$E_{STN}$	Fator de estiramento STN
F ou S	Fonte sísmica
$h$	Coordenada meio afastamento
$2h$	Afastamento entre fonte-receptor
R ou G	Receptor sísmico
$R_C$	Raio de curvatura combinado dos raios $R_{PIN}$ e $R_N$
$R_N$	Raio de curvatura da auto-onda N
$R_{PIN}$	Raio de curvatura da auto-onda PIN
$S$	Similaridade ou “semblance”
$t_0$	Tempo de trânsito de afastamento nulo
$t$	Tempo de trânsito de afastamento finito
$T$	Período do pulso sísmico
$v_0$	Velocidade próxima à linha de aquisição
$v$	Velocidade de propagação da onda sísmica no meio
$v_{EMP}$	Velocidade de empilhamento

## RESUMO

O empilhamento sísmico é um método de imageamento utilizado para simulação de seções sísmicas com afastamento nulo (AN) a partir de dados de cobertura múltipla, produzindo um aumento da razão sinal/ruído na seção simulada. Este método é realizado usando o processamento convencional denominado *ponto médio comum* (PMC), através das chamadas correções sobretempo normal e sobretempo oblíquo (STN/STO). Alternativamente, um novo método de empilhamento sísmico, denominado superfície de reflexão comum (SRC) pode ser usado para simular seções sísmicas em afastamento nulo (AN). O método SRC tem como principais características: 1) a construção de uma aproximação do tempo de trânsito de reflexões primárias na vizinhança de um raio de reflexão normal; 2) esta aproximação de empilhamento tem como parâmetros os ângulos de emergência do raio normal e os raios de curvaturas de duas ondas hipotéticas denominadas onda ponto de incidência normal (onda PIN) e onda normal (onda N). O método pressupõe ainda que a velocidade da onda longitudinal na parte superior do modelo próxima à superfície da Terra seja conhecida. Para determinar adequadamente os parâmetros supracitados, fundamentais para o método de imageamento SRC, são necessárias estratégias de busca que utilizem casos particulares da aproximação de segunda ordem hiperbólica dos tempos de trânsito. As estratégias de busca apresentadas são: SRC pragmático-extendido e SRC global-local.

Neste trabalho é apresentada uma revisão extensa dos fundamentos teóricos de método de empilhamento SRC, como também das estratégias de busca dos parâmetros SRC, dos algoritmos de implementação, e da delimitação de aberturas do operador de empilhamento SRC usando conceitos de zonas de Fresnel e o fator de estiramento da correção STN. Como um exemplo de aplicação dos atributos ou parâmetros SRC é apresentado o resultado da correção STN, sem estiramento do sinal sísmico, obtido utilizando as velocidades estimadas dos parâmetros SRC. Também, são apresentados os resultados da aplicação dos três métodos de empilhamento (PMC (STN/STO), SRC pragmático-extendido, SRC global-local) nos dados sintéticos Marmousi e real terrestre da bacia paleozóica Amazônica. Finalmente apresentam-se as discussões sobre os resultados, quanto à resolução da imagem sísmica e custo computacional.

## ABSTRACT

Seismic stacking is a method designed to simulate zero-offset (ZO) seismic sections from multi-coverage seismic data. The resulting simulated ZO section gives rise to a significant increase of the signal to noise ratio. This method is done by means of seismic processing so-called the common mid point (CMP) method, through makes use of the so-called normal moveout and dip moveout (NMO/DMO) corrections. In this work, a new seismic stacking method called common reflection surface (CRS) is used to simulate ZO seismic sections. The main characteristic of the CRS method is: 1) the use of a more general, multi-parametric stacking operator that approximates the traveltimes of the primary reflections for sources and receiver pairs arbitrarily located on the vicinity of the normal ray. The parameters or attributes of the stacking operator are the radii of curvatures of two hypothetical waves called normal incidence point (NIP) wave and normal (N) wave; as well as the emergency angle of the normal ray. The CRS method assumes that the near-surface velocity is a priori known. To determine the above-mentioned parameters appropriately, main for the CRS imaging method, is necessary search strategies that use cases special of the approach of second hyperbolic order of the traveltimes. The presented search strategies are: extended-pragmatic CRS and global-local CRS. To show the efficiency of these strategies they are applied in the synthetic Marmousi and real land datasets of the Amazon palaeozoic basin. As result sections ZO simulated by three different stacking methods (CMP, CRS extended- pragmatic and global-local CRS), to compare the efficiency of these, with relationship I cost her computational and the resolution of the seismic image.

# CAPÍTULO 1

## INTRODUÇÃO

O imageamento sísmico tem como principal objetivo gerar, a partir de dados de reflexão sísmica, a melhor imagem possível da estrutura geológica da subsuperfície, sendo de suma importância para indústria sísmica. O empilhamento sísmico é um método de imageamento que permite simular seções sísmicas com afastamento nulo (AN) entre fonte e receptor, a partir de dados de cobertura múltipla. O método de imageamento sísmico apresentado neste trabalho é o recente método de empilhamento por superfície de reflexão comum (SRC) (Müller, 1999; Jäger, 1999; Garabito, 2001; Mann, 2002). Este novo método empilhamento tem característica dos métodos independentes do macro-modelo (Hubral, 1999), pois não exige um macro modelo de velocidade conhecido a priori.

O método de empilhamento SRC é uma técnica recente aplicada para simular a seção AN, a qual utiliza a aproximação hiperbólica do tempo de trânsito, em função de um trio de parâmetros associados ao raio normal. Estes parâmetros são: ângulo de emergência do raio normal ( $\beta_0$ ), raio de curvatura da onda ponto de incidência normal ( $R_{PIN}$ ) e o raio de curvatura da onda normal ( $R_N$ ). Esta formula é chamada neste trabalho de aproximação do tempo de trânsito SRC e deriva da expansão de Taylor de segunda ordem hiperbólica do tempo de trânsito de reflexão dos raios paraxiais a um raio incidente normal, e pode ser obtida pela teoria do raio paraxial (Schleicher et al., 1993; Tygel et al., 1997) ou pela aproximação geométrica (Höcht et al., 1999). A etapa fundamental para implementação do método de empilhamento 2-D SRC, consiste na determinação, a partir dos dados sísmicos de cobertura múltipla, dos três parâmetros SRC ótimos associados a cada ponto de amostragem da seção AN a ser simulada, e estes são estimados por análise de coerência através de diferentes estratégias de busca automática (Jäger et al., 2001; Garabito et al., 2001).

Na literatura sísmica atualmente existem duas estratégias de busca automática dos parâmetros de empilhamento SRC, chamadas *estratégia SRC pragmática-extendida* e *estratégia SRC global-local*. Para avaliar a precisão e eficiência das estratégias SRC pragmática-extendida e global-local, as duas estratégias foram, ao longo dos anos, aplicadas em dados sísmicos de cobertura múltipla sintéticos e real e os resultados foram geralmente comparados com os

resultados dos métodos de imageamento convencional (Müller, 1998; Mann et al., 1999; Trape et al., 2002; Garabito et al., 2003a, b), onde estes resultados confirmaram as suas eficácias na simulação de seções AN com alta razão sinal-ruído e boa resolução, e também na determinação dos parâmetros SRC e da seção de coerência que podem ser úteis em outras etapas do processamento de dados sísmicos (por exemplo, determinação do macro modelo de velocidade, migração, etc.).

O presente trabalho tem como objetivo realizar pela primeira vez um estudo comparativo das duas estratégias do método de empilhamento SRC (pragmático-extendido e global-local). Neste estudo também é incluído o método convencional de empilhamento PMC. Com o objetivo de realizar um estudo completo é apresentada uma revisão dos fundamentos teóricos envolvidos nos três métodos de empilhamento sísmico. Sobre a delimitação de aberturas do operador de empilhamento SRC que é crítica para obtenção de bons resultados, apresenta-se uma abordagem utilizando conceitos de zonas de Fresnel projetada e fatores de estiramento da clássica correção STN, isto com o objetivo de propor uma melhor delimitação das aberturas. Como exemplo de aplicação dos parâmetros SRC é realizada a determinação da velocidade de empilhamento a partir desses parâmetros, e ainda é mostrado o uso dessas velocidades para aplicar a correção STN numa seção PMC. Efetua-se também uma revisão completa das estratégias pragmático-extendido e global-local e dos algoritmos de implementação do empilhamento SRC. Por último serão apresentados os resultados das aplicações dos três métodos de empilhamento nos dados sintéticos (Marmousi) e reais (bacia do Amazonas) correspondentes a meios geologicamente complexos.

## ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Além desta introdução têm-se os seguintes capítulos:

No capítulo 2 descreve-se os fundamentos da teoria do raio paraxial para o caso 2D obtendo as aproximações paraxiais de tempo de trânsito e zona de Fresnel em termos dos elementos da matriz propagadora do raio **T**.

No capítulo 3 apresenta-se definições dos parâmetros das auto-ondas, o cálculo dos parâmetros por modelamento direto, as aproximações parabólica, hiperbólica dos tempos de trânsito e zona de Fresnel projetada em termos dos parâmetros das auto-ondas.

No capítulo 4 apresenta-se uma breve discussão sobre o formalismo matemático e as etapas básicas de processamento do método de empilhamento PMC.

No capítulo 5 mostra-se fundamentos teóricos do empilhamento SRC e duas estratégias de busca dos parâmetros SRC: pragmática-extendida e global-local e as diferentes etapas destas.

No capítulo 6 mostra-se a definição de zona de Fresnel projetada e de fator de estiramento STN como um critério de delimitação das aberturas da superfície de empilhamento SRC nas coordenadas ponto médio ( $x_m$ ) e meio afastamento ( $h$ ).

No capítulo 7 são apresentados os resultados da aplicação dos métodos de empilhamento PMC, SRC pragmático-extendido e global-local em dados sísmicos sintéticos e reais.

No capítulo 8 apresenta-se conclusões desta Dissertação, bem como algumas perspectivas para futuros trabalhos.

## CAPÍTULO 2

### TEORIA GEOMÉTRICA DO RAI0

A propagação de ondas sísmicas na escala de altas frequências é bem descrita pela teoria do raio de ordem zero. A teoria do raio de ordem zero usada na óptica geométrica é uma aproximação de alta frequência dos fenômenos de propagação de ondas e se baseia em duas condições físicas: (1) em um meio homogêneo e isotrópico a direção do fluxo de energia não muda de direção, percorrendo o meio ao longo de uma linha reta denominada de *raio*, onde o raio é uma concepção matemática da direção de propagação da onda; (2) o raio muda de direção quando as propriedades físicas do meio mudam. Este tratamento de raios para propagação de ondas é chamada neste trabalho de *teoria geométrica do raio*. Na Física, especificamente em óptica a teoria geométrica do raio é chamada de *óptica geométrica*, enquanto que, em Sismologia é denominada de *aproximação da óptica geométrica de ondas sísmicas*, porém, um nome mais adequado seria *sísmica geométrica*.

Portanto, neste capítulo é demonstrado, utilizando o formalismo matemático de Bortfeld (1989) e das idéias originais de Hamilton (Robinson & Douze, 1985), as aproximações matemáticas 2D dos tempos de trânsito das ondas sísmicas ao longo dos raios e as regiões espaciais na vizinhança de cada raio que influencia o período do pulso das ondas sísmicas no final do raio. Estas regiões em 3D são denominadas de *primeiro volume de Fresnel* do raio e em 2D de *primeira zona de Fresnel* do raio.

#### 2.1 FORMALISMO MATEMÁTICO DE BORTFELD

A teoria geométrica do raio é um formalismo matemático bastante desenvolvido para descrever a propagação de ondas sísmicas de alta frequência em meios heterogêneos (Ben-Menachem & Beydoun, 1985, Kratsov & Orlov, 1990). A teoria geométrica do raio implica que os valores dos parâmetros em qualquer ponto de um raio paraxial são linearmente dependente do ponto inicial dele. Esta dependência é descrita por ambas as matrizes propagadora do raio  $\underline{P}$  (Cerveny, 1987) ou  $\underline{T}$  (Bortfeld, 1989), a partir do qual, por exemplo, as matrizes de segunda ordem do tempo de trânsito e em 2D a zona de Fresnel ao longo do raio podem ser obtidos.



Os tempos de trânsito (e a zona de Fresnel) de raios refletidos e transmitidos são descritos por estas matrizes e são calculados por aproximações matemáticas que dão o tempo de trânsito para qualquer par de posição fonte e receptor em um sistema sísmico. Em aproximações de segunda ordem dos tempos de trânsito na vizinhança paraxial a um raio de referência chamado de *raio central*, a transferência do raio central entre dois pontos é descrita por um formalismo matricial de Bortfeld (1989). O raio central é um determinado raio fixo que atravessa um sistema sísmico e todos os raios na vizinhança paraxial ao raio central são referenciados a ele.

Um sistema sísmico é um meio em subsuperfície que consiste em uma pilha de camadas isotrópicas, homogêneas separadas por interfaces suavemente encurvadas (diferenciáveis até 2ª ordem) com variações contínuas nos planos tangentes e limitada por superfícies suaves. As velocidades intervalares e os contrastes de densidades das camadas podem assumir qualquer valor positivo. Portanto, neste capítulo, todas as aproximações matemáticas demonstradas são válidas para meios isotrópicos, lateralmente heterogêneos e com interfaces arbitrariamente encurvadas (Figura 2.1).

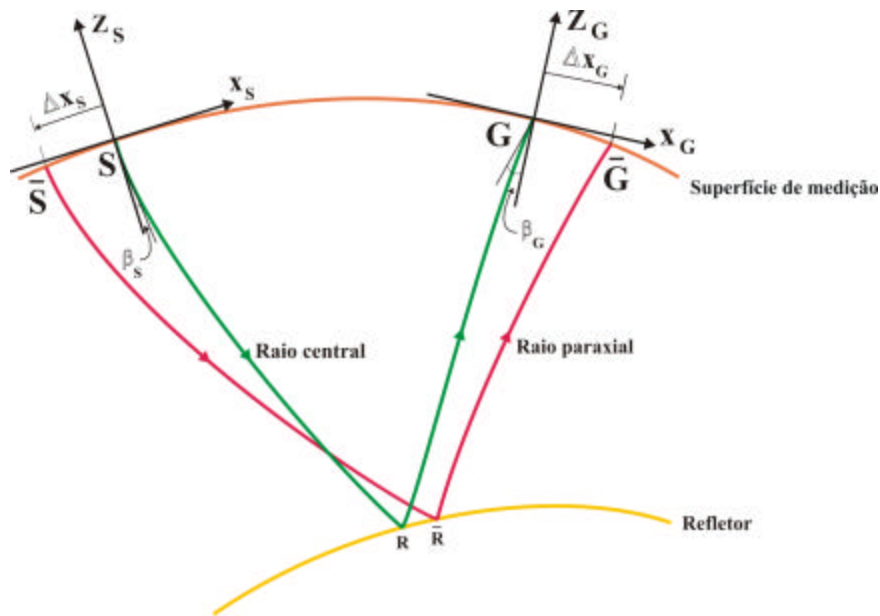


Figura 2.1: Mostra um raio central  $SRG$  (em verde) e na vizinhança dele um raio paraxial  $\overline{SRG}$  (em vermelho), estes dois raios atravessam o sistema sísmico, que é um meio lateralmente heterogêneo. As fontes e receptores estão localizados na superfície inicial e final (em laranja), respectivamente. Os vetores vagariedade dos raios central e de paraxial nos pontos iniciais e finais são expressos pelas coordenadas do sistema de coordenadas do raio  $(x_s, z_s)$  e  $(x_g, z_g)$ . Mostra-se, também os vetores deslocamento  $\Delta x_s$  e  $\Delta x_g$ , em relação aos pontos S e G, que são, respectivamente, origens dos sistemas de coordenadas do raio. (modificado de Chira et al., 2001)

A sísmica de reflexão estuda “raios” que emergem de uma superfície inicial (onde as fontes sísmicas estão localizadas) e encontram uma superfície final (onde os receptores sísmicos estão localizados), normalmente ambas as superfícies são idênticas e estão na superfície de aquisi o. As superfícies inicial e final são denominadas de *superfície anterior* e *posterior*, respectivamente.

Supondo um meio 2D composto por camadas homogêneas e isotrópicas separadas por interfaces suavemente encurvadas. Neste meio denominado de sistema sísmico os raios que partem de uma superfície anterior, como mostra a Figura (2.2). O raio SG que parte do ponto fonte S que atravessa o sistema sísmico e emerge no receptor G é o raio central. Próximo ao raio central SG, tem-se o raio paraxial  $\bar{S}\bar{G}$  formado pelo ponto fonte  $\bar{S}$  e o receptor  $\bar{G}$ .

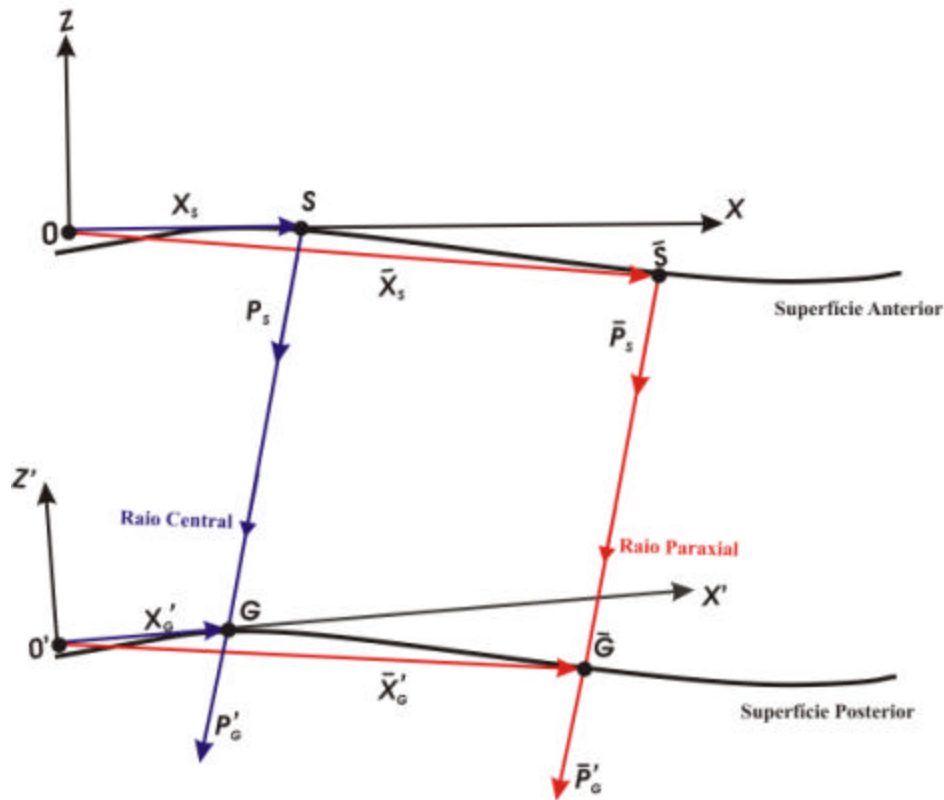


Figura 2.2: Meio isotrópico homogêneo, 2D, com interfaces suaves. O raio central (cor azul) passa através deste meio iniciando na superfície anterior no ponto S e emergindo no ponto G. O raio paraxial (cor vermelha) está na vizinhança do raio central, iniciando no ponto  $\bar{S}$  e emergindo no ponto  $\bar{G}$ .

Para descrever a trajetória desses raios são introduzidos dois sistemas de coordenadas localmente definidos (Figura 2.2). O primeiro sistema de coordenada cartesiana bidimensional ( $x, z$ ) com sua origem em  $O$  é escolhido de tal maneira que o eixo  $x$  é tangente   superfície anterior

passando pelo ponto fonte S e o eixo z perpendicular ao eixo x. O segundo sistema de coordenada ( $x'$ ,  $z'$ ) com sua origem em  $O'$  tem o eixo  $x'$  tangente à superfície posterior passando pelo receptor G. As quantidades medidas no sistema de coordenada ( $x$ ,  $z$ ) que não estão primados se referem à superfície anterior, enquanto os sistemas de coordenada ( $x'$ ,  $z'$ ) uma vez primados correspondem à superfície posterior.

O raio central SG é definido pelos vetores posição e vagarosidade no ponto fonte S e no receptor G. Da mesma maneira, o raio paraxial  $\overline{SG}$  é definido na superfície anterior em  $\overline{S}$  e na superfície posterior em  $\overline{G}$ . Para o raio central é conhecido o vetor posição  $\overline{x}_S$  e o vetor vagarosidade  $\overline{p}_S$  em S e o vetor posição  $\overline{x}'_G$  e o vetor vagarosidade  $\overline{p}'_G$  em G. De maneira similar, o raio paraxial  $\overline{SG}$  em  $\overline{S}$  são determinados por  $\overline{x}_S$  e  $\overline{p}_S$  em  $\overline{G}$  por  $\overline{x}'_G$  e  $\overline{p}'_G$ .

Este vetor vagarosidade do raio paraxial no ponto inicial é definido por como  $v^{-1}$  vezes o vetor unitário na direção inicial do mesmo, onde  $v$  é a velocidade no ponto inicial.

Conhecendo-se as duas superfícies (anterior e posterior) e as velocidades  $v_S$  e  $v_G$  nos pontos S e G, respectivamente, é possível reduzir os vetores posição e vagarosidade para seus valores escalares. Posteriormente, estes vetores podem ser reconstruídos a partir dos seus correspondentes valores escalares.

Os componentes escalares dos vetores posição  $\overline{x}_S, \overline{x}'_S, \overline{x}'_G$  e dos vetores vagarosidade  $\overline{p}_S$  e  $\overline{p}'_G$  podem ser obtidos por uma projeção direta na direção z sobre o eixo-x (Figura 2.2).

No caso dos vetores vagarosidade  $\overline{p}_S$  e  $\overline{p}'_G$  o componente escalar pode ser obtido por meio de uma projeção em cascata.

Na Figura (2.3), observa-se que o vetor vagarosidade  $\overline{p}_S$  é projetado na tangente à superfície anterior passando pelo ponto  $\overline{S}$ . O vetor resultante é projetado na tangente à superfície anterior passando pelo ponto S que coincide com o eixo x do sistema de coordenada cartesiana ( $x, z$ ). De forma análoga pode ser obtido o componente escalar do vetor  $\overline{p}'_G$ .

Presumindo o raio central SG conhecido, pode-se calcular aproximadamente qualquer raio paraxial  $\overline{SG}$  usando a teoria paraxial do raio. Os parâmetros que descrevem o raio paraxial com relação ao raio central conhecido é a distância e a diferença (desvio) do vetor vagarosidade com

relação ao raio central. Segundo a teoria paraxial do raio, os valores destes parâmetros na superfície anterior são linearmente dependentes sobre os seus similares na superfície posterior.

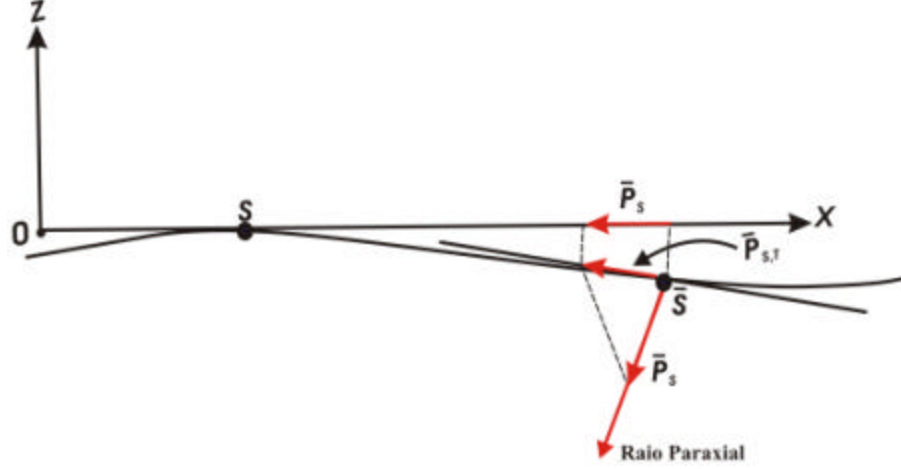


Figura 2.3: Construção das projeções do vetor vagarosidade  $\bar{p}_s$ : O vetor vagarosidade  $\bar{p}_s$  é primeiramente projetado na tangente à superfície anterior no ponto  $\bar{S}$ . Depois disso, o vetor resultante é projetado na tangente à superfície anterior no ponto S.

## 2.2 MATRIZES PROPAGADORA DO RAI0 ( $\underline{\mathbf{T}}_0$ ) E ( $\underline{\mathbf{P}}_0$ )

Presumindo um raio central conhecido (seja ele transmitido ou refletido) por meio da teoria paraxial do raio, pode ser descrito aproximadamente qualquer raio paraxial  $\overline{SG}$  na vizinhança do raio central.

Segundo o formalismo de Bortfeld (1989), para a representação da propagação, em 2D, o raio central e todos os raios paraxiais a este podem ser descritos por meio da matriz propagadora

$$\underline{\mathbf{T}}_0 = \begin{pmatrix} A_0 & B_0 \\ C_0 & D_0 \end{pmatrix}, \quad (2.1)$$

onde  $A_0$ ,  $B_0$ ,  $C_0$  e  $D_0$  são elementos escalares da matriz que caracterizam o raio central (Bortfeld (1989)). A matriz propagadora fixa uma relação linear entre os pares de vetores  $(\mathbf{r}', \mathbf{p}')^T$  e  $(\mathbf{r}, \mathbf{p})^T$ . Esses pares de vetores descrevem completamente o raio paraxial no ponto inicial  $\bar{S}$  sobre a superfície anterior e no ponto final  $\bar{G}$  sobre a superfície posterior. A relação linear pode ser expressa na seguinte forma:

$$\begin{pmatrix} \mathbf{r}' \\ \mathbf{p}' \end{pmatrix} = \underline{\mathbf{T}}_0 \begin{pmatrix} \mathbf{r} \\ \mathbf{p} \end{pmatrix}. \quad (2.2)$$

Da mesma forma podemos expressar como

$$\mathbf{r}' = A_0 \mathbf{r} + B_0 \mathbf{p}, \quad (2.3a)$$

$$\mathbf{p}' = C_0 \mathbf{r} + D_0 \mathbf{p}, \quad (2.3b)$$

sendo

$$\mathbf{r} = \bar{x}_S - x_S \quad \text{e} \quad \mathbf{r}' = \bar{x}'_G - x'_G \quad (2.4)$$

os deslocamentos da fonte paraxial  $\bar{S}$  e do receptor paraxial  $\bar{G}$  ao longo do eixo  $x$  e  $x'$  com relação a fonte S e o receptor G do raio central. De forma similar,

$$\mathbf{p} = \bar{p}_S - p_S \quad \text{e} \quad \mathbf{p}' = \bar{p}'_G - p'_G, \quad (2.5)$$

são os deslocamentos das componentes horizontais do vetor vagarosidade do raio paraxial com relação ao raio central.

Utilizando as equações (2.3) e (2.5), obtém-se as seguintes relações

$$\mathbf{r}' = A_0 \mathbf{r} + B_0 \mathbf{p} \Rightarrow \mathbf{r}' = A_0 \mathbf{r} + B_0 (\bar{p}_S - p_S)$$

$$\bar{p}_S = p_S + B_0^{-1} \mathbf{r}' - B_0^{-1} A_0 \mathbf{r} \quad (2.6a)$$

$$\mathbf{p}' = C_0 \mathbf{r} + D_0 \mathbf{p} \Rightarrow \bar{p}'_G - p'_G = C_0 \mathbf{r} + D_0 \mathbf{p}$$

$$\bar{p}'_G = p'_G + C_0 \mathbf{r} + D_0 B_0^{-1} \mathbf{r}' - D_0 B_0^{-1} A_0 \mathbf{r} \quad (2.6b)$$

A matriz  $\mathbf{T}_0$  2x2 (2D) (equação 2.1), que se refere a um raio central, é denominada de *matriz propagadora do raio* e é uma conveniente formulação matemática que descreve os parâmetros ou propriedades (ou seja, o tempo de trânsito, a zona de Fresnel, etc.) de um raio paraxial ao raio central, em termos dos elementos da matriz  $\mathbf{T}_0$ .

Bortfeld (1989) mostra que as equações (2.6a, b) são aproximações válidas para “pequenos” valores de magnitude dos vetores ( $\mathbf{r}$ ,  $\mathbf{p}$ ,  $\mathbf{r}'$  e  $\mathbf{p}'$ ), isto é, na vizinhança paraxial ao raio central. Estas aproximações paraxiais “pequenas” são válidas até primeira ordem para  $\mathbf{r}'$  e  $\mathbf{p}'$ , devido também as complexidades das funções em uma ordem superior. Estas aproximações de primeira ordem correspondem a aproximações de segundo ordem para tempo de trânsitos de raios paraxiais, que é, geralmente, denominada de *óptica Gaussiana* ou *paraxial* na óptica geométrica.

A matriz propagadora do raio  $\underline{\mathbf{T}}_0$  incorpora, obviamente, além da geometria de aquisição e dos parâmetros ou propriedades globais de propagação do meio, também as características da linha de aquisição e da velocidade do meio, localmente nos pontos inicial e final do raio central. Isto é, a matriz  $\underline{\mathbf{T}}_0$  depende da velocidade e do gradiente de velocidade próximos aos pontos inicial e final do raio central, como também das curvaturas locais da linha de aquisição nos pontos S e G. Portanto, a matriz propagadora do raio  $\underline{\mathbf{T}}_0$  é muito útil na solução quantitativa de um grande número de problemas sísmicos (Hubral & Krey, 1980; Ursin, 1982; Cerveny, 1985, 1987; Schleicher et al., 1993 e outros). Esta matriz  $\underline{\mathbf{T}}_0$  é, geralmente, calculada em um sistema de coordenadas centrado no raio pelo traçamento dinâmico do raio. Bortfeld (1989), formula a matriz propagadora do raio  $\underline{\mathbf{T}}_0$  de raio central em um sistema sísmico formado de camadas isotrópicas homogêneas e separadas por interfaces encurvadas suavemente, sem a utilização do traçamento dinâmico do raio.

A matriz propagadora do raio  $\underline{\mathbf{T}}_0$  do formalismo matemático Bortfeld é generalizada para camadas isotrópicas heterogêneas pela relação entre  $\underline{\mathbf{T}}_0$  e a bem conhecida matriz propagadora do raio  $\underline{\mathbf{P}}_0$  (Popov & Pšencik, 1978; Hubral et al., 1992a).

A formulação desenvolvida por Bortfeld (1989) mostra que o raio central pode ser descrito por meio da matriz propagadora do raio  $\underline{\mathbf{T}}_0$  (equação 2.1) e, matematicamente, esta matriz  $\underline{\mathbf{T}}_0$  descreve como os vetores  $\mathbf{r}$  e  $\mathbf{p}$  que caracterizam um raio paraxial variam como um resultado da propagação da onda sísmica na vizinhança do raio central. Assim, a matriz  $\underline{\mathbf{T}}_0$  determina uma relação entre o raio central e um raio paraxial arbitário, ou seja, uma relação linear (equação 2.2) entre os pares de vetores  $(\mathbf{r}, \mathbf{p})^T$  e  $(\mathbf{r}', \mathbf{p}')^T$ .

Para determinar a dependência dos elementos da matriz propagadora,  $\underline{\mathbf{T}}_0 = \underline{\mathbf{T}}_0(G, S)$ , em termos dos parâmetros locais da linha de aquisição, das velocidades (e gradientes) locais próximos aos pontos S e G, é necessário relacionar a matriz  $\underline{\mathbf{T}}_0$  com uma matriz propagadora “intrínseca” ao mesmo raio central, denominada de *matriz propagadora do raio*  $\underline{\mathbf{P}}_0$ . A relação entre estas duas matrizes é o que garante a validade da matriz propagadora  $\underline{\mathbf{T}}_0$ , também, na solução do sistema de equações (2.6 a, b) para meios lateralmente heterogêneo.

A diferença entre as matrizes  $\underline{\mathbf{T}}_0$  e  $\underline{\mathbf{P}}_0$ , é que a matriz  $\underline{\mathbf{T}}_0$  é definida para o sistema (fixo) de coordenadas do raio  $(x_s, z_s)$ , enquanto que, a matriz  $\underline{\mathbf{P}}_0$  é definida para o sistema de coordenadas centrado no raio  $(q_1, q_2, q_3)$  (Cerveny, 1987), que varia ao longo do raio central. As coordenadas

deste sistema têm origem centrada no raio central e são definidas em um plano perpendicular a este raio. A base deste sistema  $(\mathbf{e}_1, \mathbf{e}_2, \mathbf{e}_3)$  é ortonormalizada, onde  $q_1$  e  $q_2$  são coordenadas lineares, no caso 2D  $q_2$  é igual a zero ( $q_2 = 0$ ), enquanto que,  $q_3$  é uma coordenada não linear e tem sempre direção tangente ao raio central.

Para descrever a matriz propagadora do raio  $\underline{P}_0$ , considera-se que as coordenadas centradas no raio sejam denotadas por  $q_1$  e  $q_3 = s$ , onde  $s$  é o comprimento de arco do raio central e  $q_1$  é a coordenada do raio paraxial em um segmento de reta vertical e normal ao raio central. Como a coordenada  $q_1$  está deslocada do raio central, define-se o vetor deslocamento  $\mathbf{q} = q_1 \mathbf{e}_1$ .

Neste sistema de coordenadas centradas no raio as componentes do vetor vagarosidade do raio paraxial em  $\mathbf{q}$  são escritas como  $p_1^{(q)}$  e  $p_3^{(q)}$ . Como já é conhecido em Popov & Pšencik (1978), que até segunda ordem a componente  $p_3^{(q)}$  é igual ao módulo do vetor vagarosidade do raio central, ou seja,  $p_3^{(q)} = 1/v$ , onde  $v$  é a velocidade no ponto ( $q_1 = 0, s$ ). Portanto, define-se também o vetor vagarosidade do raio paraxial  $\mathbf{p}^{(q)} = p_3^{(q)} \mathbf{e}_3$ , onde  $\mathbf{e}_3$  é tangente ao raio central.

Os parâmetros ou vetores (deslocamento  $\mathbf{q}$ , vagarosidade  $\mathbf{p}^{(q)}$ ) do raio paraxial no ponto inicial são gráfados sem os símbolos apóstrofo, enquanto que, os parâmetros ou vetores (deslocamento, vagarosidade) do raio paraxial no ponto final são gráfados com o símbolo apóstrofo ( $\mathbf{q}', \mathbf{p}^{(q)'}$ ).

Análogo ao formalismo da matriz  $\underline{\mathbf{T}}_0$ , a relação linear (equação 2.2) entre os pares de vetores  $(\mathbf{q}, \mathbf{p}^{(q)})$  e  $(\mathbf{q}', \mathbf{p}^{(q)'})$  de um raio paraxial arbitrário (Cervený, 1987, capítulo 6.7.1) é facilmente escrita na forma 2D e na notação adotada a relação linear é

$$\mathbf{q}' = Q_{0,1} \mathbf{q} + Q_{0,2} \mathbf{p}^{(q)} \quad \text{e} \quad \mathbf{p}^{(q)'} = P_{0,1} \mathbf{q} + P_{0,2} \mathbf{p}^{(q)}. \quad (2.7)$$

Na forma matricial

$$\begin{pmatrix} \mathbf{q}' \\ \mathbf{p}^{(q)'} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Q_{0,1} & Q_{0,2} \\ P_{0,1} & P_{0,2} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{q} \\ \mathbf{p}^{(q)} \end{pmatrix} \quad (2.8)$$

onde a matriz propagadora centrada no raio  $\underline{P}_0 = \underline{P}_0(G, S)$  é

$$\underline{P}_0 = \underline{P}_0(G, S) = \begin{pmatrix} Q_{0,1} & Q_{0,2} \\ P_{0,1} & P_{0,2} \end{pmatrix}, \quad (2.9)$$

onde  $Q_{0,1}$ ,  $Q_{0,2}$ ,  $P_{0,1}$  e  $P_{0,2}$  são escalares, referenciados ao raio central.

Cervený (2001, equação (4.4.90) com uma notação diferente) mostra a relação entre as matrizes  $\underline{\mathbf{T}}_0$  e  $\underline{\mathbf{P}}_0$

$$\underline{\mathbf{T}}_0(G, S) = \underline{\mathbf{Y}}'(G) \underline{\mathbf{P}}_0(G, S) \underline{\mathbf{Y}}^{-1}(S), \quad (2.10)$$

onde (Cervený, 2001, equação (4.13.21) com uma notação diferente)

$$\underline{\mathbf{Y}}'(G) = \epsilon'_0 \begin{pmatrix} 1/\cos\beta'_0 & 0 \\ \left( \frac{E'_0}{\cos\beta'_0} - \epsilon'_0 \frac{K'_0}{v'_0} \right) & \cos\beta'_0 \end{pmatrix} \quad (2.11)$$

e

$$\underline{\mathbf{Y}}^{-1}(S) = \epsilon_0 \begin{pmatrix} \cos\beta_0 & 0 \\ -\left( \frac{E_0}{\cos\beta_0} - \epsilon_0 \frac{K_0}{v_0} \right) & 1/\cos\beta_0 \end{pmatrix}, \quad (2.12)$$

cujo  $\underline{\mathbf{Y}}'(G)$  e  $\underline{\mathbf{Y}}^{-1}(S)$  são matrizes locais nos pontos G e S, respectivamente. Note que

$$\det(\underline{\mathbf{Y}}'(G)) = \det(\underline{\mathbf{Y}}^{-1}(S)) = 1. \quad (2.13)$$

Nas equações (2.11) e (2.12),  $\beta_0$ ,  $K_0$ ,  $v_0$  e  $E_0$  definem em S o ângulo que o raio central faz com a normal da linha de aquisição, curvatura da linha de aquisição, a velocidade e o gradiente de velocidade do meio e a, respectivamente. Do mesmo modo,  $\beta'_0$ ,  $v'_0$  e  $K'_0$  definem no ponto G os parâmetros análogos supracitados, respectivamente. Os fatores  $\epsilon_0$  e  $\epsilon'_0$  indicam a escolha das direções normais à linha de aquisição em S e G, respectivamente, com respeito as respectivas direções dos vetores vagarosidades  $p_s$  e  $\bar{p}_s$  no mesmo ponto. Considerando que, o sentido da normal é para fora (cima) da linha de aquisição em ambos os pontos S e G, então (Chira et al., 2001)

$$\epsilon_0 = -1 \quad \text{e} \quad \epsilon'_0 = 1. \quad (2.14)$$

Esta convenção adotada para todas as normais da linha de aquisição é diferente da notação de Cervený (2001). Os parâmetros  $E'_0$  e  $E_0$  das equações (2.11) e (2.12) são chamados *fatores de heterogeneidade*, a qual indicam as variações de velocidade de primeira ordem na vizinhança dos pontos S e G, respectivamente (Cervený, 2001, equação (4.13.20) com uma notação diferente).

Inserindo na equação (2.10) as equações (2.9), (2.11), (2.12) e (2.14), obtém-se:

$$\underline{\mathbf{T}}_0 = \begin{pmatrix} \left( \frac{E'_0}{\cos\beta'_0} - \frac{K'_0}{v'_0} \right) \left[ \left( \frac{E_0}{\cos\beta_0} - \frac{K_0}{v_0} \right) Q_{0,2} - Q_{0,1} \cos\beta_0 \right] + \left( \frac{E_0}{\cos\beta_0} - \frac{K_0}{v_0} \right) P_{0,2} \cos\beta'_0 - P_{0,1} \cos\beta'_0 \cos\beta_0 & -\frac{Q_{0,2}}{\cos\beta'_0 \cos\beta_0} \\ \left( \frac{E'_0}{\cos\beta'_0} - \frac{K'_0}{v'_0} \right) \frac{Q_{0,2}}{\cos\beta'_0} - \frac{P_{0,2} \cos\beta'_0}{\cos\beta_0} & \end{pmatrix} \quad (2.15)$$



onde

$$A_0 = \left( \frac{E_0}{\cos\beta_0} - \frac{K_0}{v_0} \right) \frac{Q_{0,2}}{\cos\beta'_0} - \frac{Q_{0,1} \cos\beta_0}{\cos\beta'_0}, \quad (2.16)$$

$$B_0 = - \frac{Q_{0,2}}{\cos\beta'_0 \cos\beta_0}, \quad (2.17)$$

$$C_0 = \left( \frac{E'_0}{\cos\beta'_0} - \frac{K'_0}{v'_0} \right) \left[ \left( \frac{E_0}{\cos\beta_0} - \frac{K_0}{v_0} \right) Q_{0,2} - Q_{0,1} \cos\beta_0 \right] + \left( \frac{E_0}{\cos\beta_0} - \frac{K_0}{v_0} \right) P_{0,2} \cos\beta'_0 - P_{0,1} \cos\beta'_0 \cos\beta_0, \quad (2.18)$$

e

$$D_0 = - \left( \frac{E'_0}{\cos\beta'_0} - \frac{K'_0}{v'_0} \right) \frac{Q_{0,2}}{\cos\beta_0} - \frac{P_{0,2} \cos\beta'_0}{\cos\beta_0}. \quad (2.19)$$

A matriz propagadora do raio  $\underline{\mathbf{T}}_0$  é, agora, escrita em termos dos elementos ( $Q_{0,1}$ ,  $Q_{0,2}$ ,  $P_{0,1}$  e  $P_{0,2}$ ) da matriz propagadora  $\underline{\mathbf{P}}_0$  e dos parâmetros ou propriedades locais ( $\beta_0$ ,  $v_0$ ,  $K_0$ ,  $E_0$ ,  $\beta'_0$ ,  $v'_0$ ,  $K'_0$  e  $E'_0$ ) do sistema sísmico nos pontos inicial e final do raio central.

Considerando que a linha de aquisição é uma reta horizontal, ou seja,  $K_0 = K'_0 = 0$ , e que na vizinhança inicial e final do raio central as velocidades locais são constantes, isto é, não há fatores de heterogeneidade na vizinhança do raio central (ou seja,  $E_0 = E'_0 = 0$ ). Aplicando estas considerações físicas na equação (2.15), eliminando os termos circulos em vermelho, determina-se uma matriz propagadora especial  $\underline{\mathbf{T}}_{0,E}$  para este sistema sísmico particular, que é:

$$\underline{\mathbf{T}}_{0,E} = \begin{pmatrix} -\frac{Q_{0,1} \cos\beta_0}{\cos\beta'_0} & -\frac{Q_{0,2}}{\cos\beta'_0 \cos\beta_0} \\ -P_{0,1} \cos\beta_0 \cos\beta'_0 & -\frac{P_{0,2} \cos\beta'_0}{\cos\beta_0} \end{pmatrix}, \quad (2.20)$$

onde

$$A_{0,E} = - \frac{Q_{0,1} \cos\beta_0}{\cos\beta'_0}, \quad (2.21)$$

$$B_{0,E} = - \frac{Q_{0,2}}{\cos\beta'_0 \cos\beta_0}, \quad (2.22)$$

$$C_{0,E} = - P_{0,1} \cos\beta_0 \cos\beta'_0, \quad (2.23)$$

e

$$D_{0,E} = - \frac{P_{0,2} \cos\beta'_0}{\cos\beta_0}. \quad (2.24)$$

## 2.2 1 Propriedades das matrizes propagadora do raio

### 2.2.1.1 Propriedade de simplecticidade

Esta propriedade é considerada uma propriedade global elementar do sistema sísmico (Bortfeld, 1989) e é aplicada na obtenção das aproximações dos tempo de trânsito de raios paraxiais (Bortfeld, 1989, Hubral et al., 1992a), zona de Fresnel (Hubral et al., 1992a, Hubral et al., 1993) e etc. Como mencionado anteriormente, as matrizes propagadoras do raio  $(\underline{\mathbf{T}}_0, \underline{\mathbf{P}}_0)$  são jacobianas da transformação de coordenadas, em relação a cada um dos sistemas de coordenadas adotado para cada matriz. Assim, as matrizes propagadora  $(\underline{\mathbf{T}}_0, \underline{\mathbf{P}}_0)$  possuem inversas  $(\underline{\mathbf{T}}_0^{-1}, \underline{\mathbf{P}}_0^{-1})$  que podem ser calculadas e expressadas da seguinte maneira:

$$\underline{\mathbf{T}}_0^{-1} = \begin{pmatrix} A_0 & B_0 \\ C_0 & D_0 \end{pmatrix}^{-1} = \begin{pmatrix} D_0 & -B_0 \\ -C_0 & A_0 \end{pmatrix}, \quad (2.25)$$

analogamente, escreve-se a matriz inversa  $\underline{\mathbf{P}}_0^{-1}$  e todas as demonstrações e propriedades, a seguir, também são válidas para matriz propagadora  $\underline{\mathbf{P}}_0$ .

As matrizes inversas por definição satisfazem a relação de identidade

$$\underline{\mathbf{T}}_0^{-1} \underline{\mathbf{T}}_0 = \underline{\mathbf{I}} \Rightarrow \begin{pmatrix} D_0 & -B_0 \\ -C_0 & A_0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} A_0 & B_0 \\ C_0 & D_0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{pmatrix} \quad (2.26)$$

satisfazendo a relação (2.48), as matrizes propagadoras estabelecem as propriedades de simplecticidade, que é expressada pelas seguintes equações:

$$D_0 A_0 - B_0 C_0 = 1 \quad \text{ou} \quad A_0 D_0 - C_0 B_0 = 1 \quad (2.27)$$

$$D_0 B_0 - B_0 D_0 = 0 \quad (2.28)$$

$$A_0 C_0 - C_0 A_0 = 0 \quad (2.29)$$

### 2.2.1.2 Raio reverso

Pelo teorema da reciprocidade na teoria da elastodinâmica as posições das fontes e receptores podem ser permutados (invertidos) sem qualquer alteração na trajetória do raio considerado, ou seja, a onda sísmica que se propaga do ponto receptor ao ponto fonte segue a mesma trajetória do raio considerado, porém, com sentido oposto.

No entanto, para o sistema sísmico adotado neste trabalho, o raio reverso conecta o ponto fonte G no segmento final ao ponto receptor S.

Considerando que as posições dos pontos S e G são invertidas, define-se, então, a matriz propagadora do raio reverso ( $\underline{\mathbf{T}}_{0r}$ ), que é relacionada com a matriz propagadora do raio ( $\underline{\mathbf{T}}_0$ ) da seguinte maneira (Hubral et al., 1992a):

$$\underline{\mathbf{T}}_0(G, S) = \underline{\mathbf{T}}_{0r}(S, G) = \begin{pmatrix} D_0 & B_0 \\ C_0 & A_0 \end{pmatrix}. \quad (2.30)$$

Comparando as equações (2.25) e (2.30), nota-se que a matriz propagadora inversa  $\underline{\mathbf{T}}_0^{-1}$  e a matriz propagadora do raio reverso não são as mesmas. A propriedade do raio reverso é válida para matriz propagadora do raio  $\underline{\mathbf{P}}_0$  e é denotada por  $\underline{\mathbf{P}}_{0r}$ .

### 2.2.1.3 Regra da cadeia

Para a aplicação das matrizes propagadoras em problemas sísmicos de reflexão, é necessário definir outra propriedade fundamental denominada *regra da cadeia*.

Esta regra estabelece que para qualquer ponto R ao longo do raio central SRG (Figura 2.1) a matriz de propagadora  $\underline{\mathbf{T}}_0$  satisfaz a seguinte equação (Hubral et al., 1992b)

$$\underline{\mathbf{T}}_0(G, S) = \underline{\mathbf{T}}_0(G, R) \underline{\mathbf{T}}_0(R, S) \quad (2.31)$$

cujo  $\underline{\mathbf{T}}_0(G, R)$  e  $\underline{\mathbf{T}}_0(R, S)$  denotam, respectivamente, matrizes propagadoras de dois ramos de raios GR e RS que constroem o raio central SRG.

A equação (2.31) é válida para todas as posições do ponto R, não importando se o ponto R está localizado precisamente sobre uma interface refletora ou transmissora, ou até em uma interface fictícia introduzida arbitrariamente, que pode ou não coincidir com as interfaces refletora e transmissora.

Para demonstrar a regra da cadeia é necessário considerar que o raio central (SRG) é decomposto em dois ramos de raio: o primeiro ramo (SR) é raio que conecta o ponto fonte S ao ponto intermediário R e o segundo ramo (RG) é raio de ligação entre o ponto intermediário R e o ponto receptor G do raio central (Figura 2.1).

Todas as matrizes propagadoras, descritas anteriormente, satisfazem as propriedades supracitadas.

### 2.3 APROXIMAÇÕES PARABÓLICA E HIPERBÓLICA 2D DOS TEMPOS DE TRÂNSITO EM TERMOS DOS ELEMENTOS $(A_0, B_0, C_0, D_0)$ DA MATRIZ PROPAGADORA DO RAI0 $\underline{\mathbf{T}}_0$

Como mostram Tygel et al. (1997), as aproximações parabólica e hiperbólica do tempo de trânsito em termos dos elementos  $(A_0, B_0, C_0, D_0)$  da Matriz propagadora do raio  $\underline{\mathbf{T}}$ , para o caso particular de um raio central de incidência normal (raio de afastamento nulo fonte-receptor), e também estas aproximações estão em função dos vetores deslocamento ponto médio  $(\mathbf{x}_m = (1/2)(\mathbf{r}' + \mathbf{r}))$  e meio afastamento  $[\mathbf{h} = (1/2)(\mathbf{r}' - \mathbf{r})]$ , são:

$$t_{par}(\mathbf{x}_m, \mathbf{h}) = t_0 - 2 p_s^T \mathbf{x}_m + \mathbf{x}_m^T (D_{0,1})^{-1} C_{0,1} \mathbf{x}_m + \mathbf{h}^T (B_{0,1})^{-1} A_{0,1} \mathbf{h} \quad (2.32)$$

e

$$t_{hip}^2(\mathbf{x}_m, \mathbf{h}) = (t_0 - 2 p_s^T \mathbf{x}_m)^2 + 2 t_0 (\mathbf{x}_m^T (D_{0,1})^{-1} C_{0,1} \mathbf{x}_m + \mathbf{h}^T (B_{0,1})^{-1} A_{0,1} \mathbf{h}) \quad (2.33)$$

### 2.4 ZONA DE FRESNEL PROJETADA EM TERMOS DOS ELEMENTOS $(A_0, B_0, C_0, D_0)$ DA MATRIZ PROPAGADORA DO RAI0 $\underline{\mathbf{T}}_0$

A primeira zona de Fresnel projetada na linha de aquisição é o conjunto de todos os pontos intermediários  $\bar{\mathbf{R}}$ , que são associados ao ponto intermediário R considerado (Cerveny & Soares, 1992)

$$| t(S, M) + t(M, G) - t(S, G) | \leq (T/2) \quad (2.34)$$

onde  $t(S, \bar{\mathbf{R}})$ ,  $t(\bar{\mathbf{R}}, G)$  e  $t(S, G)$  denotam os tempos de transito ao longo dos ramos de raios  $S\bar{\mathbf{R}}$ ,  $\bar{\mathbf{R}}G$  e ao longo do raio central SRG, respectivamente,  $T$  denota o período de um pulso sísmico monofreqüente que viaja ao longo do raio central SRG.

Os tempos de trânsito  $t(S, \bar{\mathbf{R}})$  e  $t(\bar{\mathbf{R}}, G)$  podem ser expressos em termos das componentes da matriz propagadora  $\underline{\mathbf{T}}$ , que é subdividida pela regra da cadeia e é:

$$t(S, \bar{\mathbf{R}}) = t(S, R) + \mathbf{p}_R \cdot \mathbf{r}_{\bar{\mathbf{R}}} + (1/2)\mathbf{r}_{\bar{\mathbf{R}}}^T D_{0,1} (B_{0,1})^{-1} \mathbf{r}_{\bar{\mathbf{R}}} \quad (2.35)$$

e

$$t(\bar{\mathbf{R}}, G) = t(R, G) - \mathbf{p}_R \cdot \mathbf{r}_{\bar{\mathbf{R}}} + (1/2)\mathbf{r}_{\bar{\mathbf{R}}}^T (B_{0,2})^{-1} A_{0,2} \mathbf{r}_{\bar{\mathbf{R}}} \quad (2.36)$$

## CAPÍTULO 3

### APROXIMAÇÕES PARABÓLICA E HIPERBÓLICA 2D DOS TEMPOS DE TRÂNSITO E ZONA DE FRESNEL PROJETADA EM TERMOS DOS PARÂMETROS CINEMÁTICOS DAS AUTO-ONDAS

Neste capítulo são apresentadas as definições das auto-ondas ponto de incidência normal (PIN) e Normal (N) e o cálculo dos parâmetros das frentes de ondas PIN e N por meio do modelamento direto. Realiza-se a relação entre esses parâmetros das auto-ondas e os elementos das matrizes propagadoras do raio  $\underline{T}_0$  e  $\underline{P}$ . Então, mostra-se o principal objetivo deste capítulo: as aproximações parabólicas e hiperbólicas e a zona de Fresnel projetada em termos dos parâmetros cinemáticos das auto-ondas PIN e N.

#### 3.1 PARÂMETROS CINEMÁTICOS DAS AUTO-ONDAS: PONTO DE INCIDÊNCIA NORMAL E ONDA NORMAL

Hubral (1983) descreveu dois experimentos hipotéticos que demonstraram grande potencial para resolver vários problemas de propagação de ondas com direção normal ao refletor e chamou as ondas associadas a estas experiências *onda de ponto de incidência normal* (ou *onda PIN*) e *onda normal* (ou *onda N*). Neste contexto introduziu também o nome *auto-ondas* porque estas duas ondas hipotéticas em termos gerais representam matematicamente *auto-soluções* do problema do raio normal.

No ponto de vista cinemático os parâmetros destas duas auto-ondas são explicados considerando dois modelos 2D; um homogêneo e um heterogêneo. A Figura 3.1a ilustra a propagação das duas auto-ondas num meio homogêneo com uma interface encurvada sobre um semi-espço. O ponto  $R$  sobre um dado refletor é o ponto de incidência normal do raio de afastamento nulo (cor verde) com origem na posição  $X_0$  sobre a linha sísmica. A onda PIN é uma onda hipotética que se propaga de forma ascendente a partir de uma fonte pontual localizada em  $R$  sobre o refletor e a sua direção inicial de propagação é perpendicular ao refletor no ponto  $R$ . A propagação das frentes de ondas PIN em diferentes instantes de tempo até atingir o ponto de emergência  $X_0$  é mostrada em azul na Figura 3.1a. A onda N é uma onda hipotética que se propaga ascendentemente a partir de um conjunto de fontes pontuais localizadas sobre a interface refletora na vizinhança do ponto  $R$ , sendo que estas fontes são acionadas simultaneamente como

se localmente o refletor estivesse explodindo e pelo princípio de Huygens as frentes de onda geradas por cada fonte pontual interferem construtivamente resultando em uma única frente de onda N, onde a curvatura da frente de onda N em  $R$  é igual à curvatura local do refletor no ponto  $R$  e a direção inicial de propagação, por definição, é perpendicular à interface refletora. Na Figura 3.1a as frentes de onda em vermelho representam a propagação da onda N em diferentes instantes de tempo e associados ao raio normal. Observa-se que a propagação das frentes de ondas PIN e N está associada com a trajetória do raio de incidência normal em  $R$ , onde as curvaturas finais destas frentes de ondas emergentes são medidas no ponto  $X_0$ , logo o ângulo de emergência comum ( $\beta_0$ ) das duas auto-ondas coincide com o ângulo de emergência do raio com afastamento nulo em  $X_0$ .

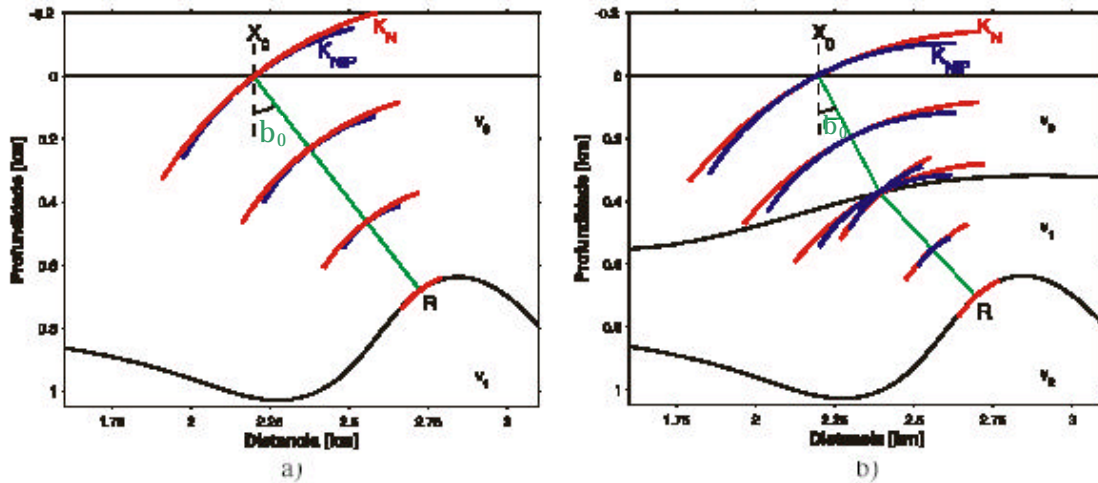


Figura 3.1: Representação, para diferentes instantes, das frentes de ondas hipotéticas PIN (azul) e N (vermelho) que se propagam associados ao raio normal (verde), tanto no meio homogêneo (a) como no meio heterogêneo (b). A onda PIN é originada por uma fonte pontual no ponto de incidência normal  $R$ . A onda N propaga-se a partir de um segmento refletor explosivo ao redor do ponto  $R$ , cuja frente de onda inicial tem a mesma curvatura do refletor no ponto  $R$ . (modificado de Garabito, 2001)

Os três parâmetros cinemáticos das auto-ondas PIN e N usados nas aproximações parabólica e hiperbólica do tempos de trânsito são: O ângulo de emergência do raio com afastamento nulo  $\beta_0$ , o raio de curvatura  $R_{PIN}$  (ou a curvatura  $K_{PIN} = 1/ R_{PIN}$ ) da onda PIN e o raio de curvatura  $R_N$  (ou a curvatura  $K_N = 1/ R_N$ ) da onda N, ambos medidos no ponto  $X_0$ . Em um meio homogêneo, como ilustrado na Figura 3.1a, o ângulo de emergência define a orientação angular do elemento de refletor, o raio de curvatura da onda PIN fornece a distância entre os pontos  $R$  e  $X_0$  e o raio de curvatura da onda N proporciona a informação da curvatura local do

refletor no ponto  $R$ . Portanto, a retropropagação da frente de onda  $N$  com curvatura  $K_N$  desde  $X_0$  até  $R$  fornecerá a curvatura local do refletor no ponto  $R$ .

A Figura 3.1b representa um meio heterogêneo composto por duas camadas homogêneas com interfaces encurvadas sobre um semi-espaço, onde é ilustrada a propagação das auto-ondas ao longo do raio com afastamento nulo, desde o ponto de incidência normal  $R$  sobre o refletor até o ponto de observação  $X_0 = (x_0, 0)$  na linha sísmica. Neste caso, a interpretação dos parâmetros cinemáticos das ondas PIN e  $N$  não é direta e intuitiva como no meio homogêneo, mas também num meio heterogêneo estes três parâmetros ( $\beta_0$ ,  $R_{PIN}$  e  $R_N$ ) ainda estão associados com a orientação, a distância (ou posição) e a curvatura (ou forma) do refletor. A Figura 3.1b mostra a propagação da onda PIN (cor azul) e onda  $N$  (cor vermelha) para diferentes instantes de tempo, e a transmissão das duas auto-ondas de uma camada a outra, no ponto de intercessão ( $M$ ) do raio de afastamento nulo com a interface encurvada. Ao longo da trajetória do raio normal desde  $R$  até o ponto de interseção  $M$ , ambas as auto-ondas se propagam com frentes de ondas circulares, mas logo após a transmissão através da interface encurvada, as frentes de ondas em geral não são mais circulares. Depois da transmissão no ponto  $M$  as auto-ondas PIN e  $N$  se propagam ascendentemente até atingir o ponto de observação  $X_0$ . Em meios heterogêneos, as curvaturas  $K_{PIN}$  e  $K_N$  medidas no ponto de emergência  $X_0$ , são aproximações circulares das frentes de ondas PIN e  $N$ , respectivamente.

Como mencionado anteriormente, os três parâmetros cinemáticos ( $\beta_0$ ,  $R_{PIN}$  e  $R_N$ ) serão usados adiante nas aproximações parabólica e hiperbólica dos tempos de trânsito. Portanto, para um determinado ponto de observação ( $X_0$ ) e um dado tempo duplo ( $t_0$ ) do raio com afastamento nulo, estes três parâmetros de frentes de ondas podem ser determinados a partir dos dados sísmicos por meio de medidas de coerência do sinal sísmico. A seguir é feita uma revisão do cálculo destes três parâmetros por meio de modelamento direto.

### 3.2 CÁLCULO DOS PARÂMETROS CINEMÁTICOS DAS AUTO-ONDAS POR MODELAMENTO DIRETO

Considerando um modelo sintético constituído de camadas homogêneas separadas por interfaces encurvadas e assumindo conhecidas as curvaturas em todos os pontos das interfaces, os três parâmetros cinemáticos ( $\beta_0$ ,  $R_{PIN}$  e  $R_N$ ) das auto-ondas PIN e  $N$  podem ser calculados por meio do traçamento de raios. O traçamento de um raio normal com relação a uma determinada interface, fornece o ângulo de emergência  $\beta_0$  formado com a normal da superfície de aquisição

(ou linha sísmica) no ponto de observação  $X_0$ , que é igual ao ângulo de emergência comum das duas auto-ondas associadas a esse raio normal. O cálculo das curvaturas das frentes de ondas hipotéticas PIN e N, é realizado na direção ascendente a partir do ponto de incidência normal sobre o refletor e ao longo do raio normal, levando em conta a transformação das frentes de ondas pela transmissão de uma camada a outra, isto é, de um lado da interface para o outro lado, até atingir o ponto de observação  $X_0$  na superfície de aquisição (ou linha sísmica).

Denotamos  $R_{k, \text{ inicial}}$ , como o raio de curvatura inicial de uma frente de onda em um determinado ponto inicial, em geral sobre  $k$ -ésima interface. No ponto de incidência normal, onde as duas auto-ondas se originam, a onda PIN tem um raio de curvatura inicial  $R_{k, \text{ inicial}} = 0$  e a onda N terá um raio de curvatura inicial  $R_{k, \text{ inicial}} = R_{k, R}$ , sendo  $R_{k, R}$  o raio de curvatura da interface no ponto de incidência normal. Por outro lado, como mostrado em Hubral & Krey (1980), o cálculo do raio de curvatura de uma frente de onda qualquer que se propaga dentro de uma camada homogênea ao longo de um raio normal, mais precisamente desde um ponto inicial localizado numa interface ao ponto final localizado na interface imediatamente superior, é realizado por:

$$R_{k, \text{ final}} = R_{k, \text{ inicial}} + v_k \Delta t_k, \quad (3.1)$$

sendo  $R_{k, \text{ final}}$  o raio de curvatura da frente de onda no ponto final. A distância dada por  $v_k \Delta t_k$  corresponde ao segmento de raio reto que une os pontos inicial e final dentro da  $k$ -ésima camada homogênea, sendo  $v_k$  a velocidade da camada e  $\Delta t_k$  o tempo de trânsito do raio. Também em Hubral & Krey (1980), a determinação da curvatura resultante de uma frente de onda que é transmitida de um lado da interface ao outro lado, é dada por:

$$\frac{1}{R_{k-1, \text{ inicial}}} = \frac{v_k \cos^2 \alpha_k}{v_{k-1} \cos^2 \beta_{k-1}} \frac{1}{R_{k, \text{ final}}} + \frac{1}{\cos^2 \beta_{k-1}} \left( \frac{v_k}{v_{k-1}} \cos \alpha_k - \cos \beta_{k-1} \right) \frac{1}{R_{k-1, R}}, \quad (3.2)$$

em que  $\alpha_k$  e  $\beta_{k-1}$  são, respectivamente, os ângulos de incidência e transmissão do raio normal na interface  $(k-1)$ . As velocidades  $v_k$  e  $v_{k-1}$  correspondem, respectivamente, as camadas inferior e superior com relação à interface  $(k-1)$ , cujo raio de curvatura no ponto de incidência (ou transmissão) do raio é  $R_{k-1, R}$ . Portanto, usando (3.1) e (3.2) ao longo da trajetória de um determinado raio normal são calculados os raios de curvaturas das frentes de ondas correspondentes as auto-ondas PIN e N, até atingir o ponto de emergência  $X_0$ . Dessa forma,



podem ser determinados os três parâmetros cinemáticos das auto-ondas ( $\beta_0$ ,  $R_{PIN}$  e  $R_N$ ) associados a cada um dos raios normais às interfaces refletoras do modelo sintético considerado.

### 3.3 MATRIZES PROPAGADORAS (2D) $\underline{P}_0$ E $\underline{T}_0$ EM TERMOS DOS PARÂMETROS CINEMÁTICOS DAS AUTO-ONDAS PIN E N

Hubral (1983) também relacionou os elementos da matriz propagadora  $\underline{P}_0$  com as curvaturas das auto-ondas PIN e N. Como descrito anteriormente as auto-ondas PIN e N são ondas hipotéticas medidas no ponto de observação  $X_0$  e geradas por um experimento sísmico com afastamento nulo entre as posições da fonte ( $X_F$ ) e do receptor ( $X_R$ ), ou seja,  $X_F = X_R = X_0$ . Cerveny (1987) mostrou que os vetores vagarosidade inicial ( $p^{(q)}$ ) e final ( $p^{(q')}$ ) da matriz propagadora  $\underline{P}_0$  podem ser relacionados às curvaturas de frente de ondas  $K_0$  e  $K'_0$  que emergem no ponto  $X_F = X_R$  na superfície de aquisição por

$$p^{(q)} = v_0^{-1} K_0 q \quad (3.3)$$

e

$$p^{(q')} = v_0^{-1} K'_0 q', \quad (3.4)$$

onde nos pontos  $X_F = X_R = X_0$  as velocidades  $v_F = v_R = v_0$ .

Inserindo as equações (3.3) e (3.4) nas equações (2.7), tem-se:

$$q' = (Q_{0,1} + Q_{0,2} v_0^{-1} K_0) q \quad (3.5)$$

e

$$v_0^{-1} K'_0 q' = (P_{0,1} + P_{0,2} v_0^{-1} K_0) q. \quad (3.6)$$

Substituindo o  $q'$  da equação (3.6) pela equação (3.5) e eliminando as dependências em  $q$ , obtém-se:

$$v_0^{-1} K'_0 (Q_{0,1} + Q_{0,2} v_0^{-1} K_0) = P_{0,1} + P_{0,2} v_0^{-1} K_0. \quad (3.7)$$

Pela definição da auto-onda PIN, as curvaturas de frente de onda  $K_0$  e  $K'_0$  podem ser a curvatura da frente de onda PIN ( $K_{PIN}$ ) no ponto  $X_0$ , onde a curvatura  $K_0$  se retrai deste o ponto  $X_0$  até o ponto refletor R e a curvatura  $K'_0$  se expande deste o ponto refletor R até o ponto  $X_0$ , ou seja,  $K_0 = -K_{PIN}$  e  $K'_0 = K_{PIN}$ , substituindo-as na equação (3.7) é granjeado, a seguir, a primeira relação entre a curvatura  $K_{PIN}$  e os elementos da matriz propagadora  $\underline{P}_0$  (2D):

$$P_{0,1} = v_0^{-1}K_{PIN}(Q_{0,1} - Q_{0,2}v_0^{-1}K_{PIN}) + P_{0,2}v_0^{-1}K_{PIN}. \quad (3.8)$$

Analogamente, pela definição da auto-onda N e pela equação (3.7) é obtida, abaixo, outra relação entre a curvatura da frente de onda N ( $K_N$ ) e os elementos da matriz propagadora  $\underline{P}_0$ , pois semelhantemente, a curvatura  $K_0$  se retrai deste o ponto  $X_0$  até a interface refletora na vizinhança do ponto refletor R e a curvatura  $K'_0$  se expande deste a interface refletora na vizinhança do ponto refletor R até o ponto  $X_0$ , ou seja,  $K_0 = -K_N$  e  $K'_0 = K_N$ . Portanto,

$$P_{0,1} = v_0^{-1}K_N(Q_{0,1} - Q_{0,2}v_0^{-1}K_N) + P_{0,2}v_0^{-1}K_N. \quad (3.9)$$

No entanto, é verificado utilizando a matriz propagadora reversa  $\underline{P}_0^r$  para o caso especial AN 2D, intrínseco as auto-ondas PIN e N, que  $Q_{0,1} = P_{0,2}$ . (Hubral et al., 1992a)

Inserindo esta igualdade na relação  $Q_{0,1}P_{0,2} - Q_{0,2}P_{0,1} = 1$ , tem-se:

$$(Q_{0,1})^2 - Q_{0,2}P_{0,1} = 1 \Rightarrow P_{0,1} = [(Q_{0,1})^2 - 1] / Q_{0,2}. \quad (3.10)$$

Substituindo a equação (3.10) nas equações (3.8) e (3.9) e reagrupando-as, obtém-se:

$$Q_{0,1} - Q_{0,2}v_0^{-1}K_{PIN} = \mp 1 \text{ e } Q_{0,1} - Q_{0,2}v_0^{-1}K_N = \pm 1. \quad (3.11)$$

Com o sistema de quatro equações (3.11) são encontrados os elementos da matriz propagadora  $\underline{P}_0$   $Q_{0,1}$  ( $= P_{0,2}$ ) e  $Q_{0,2}$  em termos das curvaturas  $K_{PIN}$  e  $K_N$ . Porém, escolhe-se apenas um grupo de duas equações, uma com a igualdade negativa e a outra, necessariamente, com a igualdade positiva, para facilitar a resolução do sistema de equações (3.11), ou seja,

$$\begin{cases} Q_{0,1} - Q_{0,2}v_0^{-1}K_{PIN} = +1 \\ Q_{0,1} - Q_{0,2}v_0^{-1}K_N = -1 \end{cases} \quad \text{ou} \quad \begin{cases} Q_{0,1} - Q_{0,2}v_0^{-1}K_{PIN} = -1 \\ Q_{0,1} - Q_{0,2}v_0^{-1}K_N = +1. \end{cases} \quad (3.12)$$

Resolvendo, então, os sistemas de equações (3.13), obtém-se:

$$Q_{0,2} = \mp \frac{2v_0}{K_{PIN} - K_N} \quad \text{e} \quad Q_{0,1} = P_{0,2} = \mp \frac{K_{PIN} + K_N}{K_{PIN} - K_N}. \quad (3.13)$$

Substituindo  $Q_{0,1}$  e  $Q_{0,2}$  (equações 3.13) na equação (3.10) é determinado

$$P_{0,1} = \mp \frac{2K_{PIN}K_N}{v_0(K_{PIN} - K_N)}. \quad (3.14)$$

Portanto, inserindo os elementos  $Q_{0,1}$ ,  $Q_{0,2}$ ,  $P_{0,1}$  e  $P_{0,2}$ , agora, reescritos em termos das curvaturas das auto-ondas PIN e N, na matriz propagadora  $\underline{P}_0$  (equação 2.9), tem-se:

$$\underline{P}_0 = \begin{pmatrix} Q_{0,1} & Q_{0,2} \\ P_{0,1} & P_{0,2} \end{pmatrix} = \mp \frac{1}{K_{PIN} - K_N} \begin{pmatrix} K_{PIN} + K_N & 2v_0 \\ (2K_{PIN}K_N)/v_0 & K_{PIN} + K_N \end{pmatrix}. \quad (3.15)$$

A matriz propagadora  $\underline{P}_0$ , acima, com o sinal negativo, inserida na equação (2.2), descreve fisicamente a melhor solução, para o caso particular de uma camada homogênea separada por um refletor com interface plana com velocidade constante, onde isto implica que para interfaces planas  $K_N = 0$ , pois o refletor em explosão gera uma onda plana.

Na seção 2.2 é demonstrada uma relação entre os elementos das matrizes propagadoras  $\underline{P}_0$  e  $\underline{T}_0$  (equação 2.20). Então, substituindo os elementos da matriz propagadora  $\underline{P}_0$  (sinal negativo)(equação 3.15), nas relações [(2.21), (2.22), (2.23), (2.24)], obtém-se os elementos da matriz propagadora  $\underline{T}_0$  ( $A_0 = D_0$ ,  $B_0$  e  $C_0$ ) (Hubral et al., 1992b) em termos dos parâmetros cinemáticos ( $\beta_0$ ,  $K_{PIN}$  e  $K_N$ ) das auto-ondas PIN e N:

$$A_0 = D_0 (= -Q_{0,1} = -P_{0,2}) = \frac{K_{PIN} + K_N}{K_{PIN} - K_N}, \quad (3.16)$$

$$B_0 (= -Q_{0,2}/\cos^2\beta_0) = \frac{2v_0}{\cos^2\beta_0(K_{PIN} - K_N)} \quad (3.17)$$

e

$$C_0 (= -P_{0,1}\cos^2\beta_0) = \frac{2\cos^2\beta_0 K_{PIN}K_N}{v_0(K_{PIN} - K_N)}. \quad (3.18)$$

Assim, a matriz propagadora  $\underline{\mathbf{T}}_0$  (2D) em termos dos parâmetros cinemáticos ( $\beta_0$ ,  $K_{PIN}$  e  $K_N$ ) das auto-ondas PIN e N é:

$$\underline{\mathbf{T}}_0 = \begin{pmatrix} A_0 & B_0 \\ C_0 & D_0 \end{pmatrix} = \frac{1}{K_{PIN} - K_N} \begin{pmatrix} K_{PIN} + K_N & 2v_0/\cos^2\beta_0 \\ (2\cos^2\beta_0 K_{PIN} K_N)/v_0 & K_{PIN} + K_N \end{pmatrix}. \quad (3.19)$$

### 3.4 APROXIMAÇÕES PARABÓLICA E HIPERBÓLICA 2D DOS TEMPOS DE TRÂNSITO EM TERMOS DOS PARÂMETROS CINEMÁTICOS $\beta_0$ , $R_{PIN}$ E $R_N$ DAS AUTO-ONDAS PIN E N

Inserindo os elementos da matriz propagadora  $\underline{\mathbf{T}}_0$  (2D), agora, reescritos em termos dos parâmetros cinemáticos ( $\beta_0$ ,  $K_{PIN}$  e  $K_N$ ) das auto-ondas PIN e N, nas aproximações parabólica e hiperbólica dos tempos de trânsito (equações 2.32 e 2.33) (Tygel et al., 1997), granjea-se:

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

e

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

### 3.5 ZONA DE FRESNEL PROJETADA EM TERMOS DOS PARÂMETROS CINEMÁTICOS $\beta_0$ , $R_{PIN}$ E $R_N$ DAS AUTO-ONDAS PIN E N

Substituindo os elementos da matriz propagadora  $\underline{\mathbf{T}}_0$  (2D), agora, reescritos em termos dos parâmetros cinemáticos ( $\beta_0$ ,  $K_{PIN}$  e  $K_N$ ) das auto-ondas PIN e N, nas equações (2.34), (2.35) e (2.36) da zona de Fresnel projetada, obtém-se:

$$|x_m - x_0| = \frac{1}{\cos\beta_0} \sqrt{\frac{v_0 T}{2|K_{PIN} - K_N|}} \quad (3.22)$$

ou

$$|x_m - x_0| = \frac{1}{\cos\beta_0} \sqrt{2 \frac{v_0 T}{\left| \frac{1}{R_{PIN}} - \frac{1}{R_N} \right|}} \quad (3.23)$$

onde  $T$  é o período da do pulso dominante.

## CAPÍTULO 4

### EMPILHAMENTO CONVENCIONAL PMC (STN/STO)

Neste capítulo é apresentado o método de empilhamento convencional PMC (STN/STO) para simulação de seções afastamento nulo (AN), através de uma breve descrição de duas configurações sísmicas considerando dois modelos simples de subsuperfície, da formulação matemática e das etapas básicas de processamento sísmico.

O empilhamento convencional PMC (STN/STO) requer a priori o conhecimento das velocidades de empilhamento, o qual constitui um macro modelo de velocidade, que é obtido iterativamente nas configurações PMC. Este modelo de velocidade é designado para correções de sobretempo nos tempos de trânsito de reflexão sísmicas na configuração PMC. (Yilmaz, 1997)

#### 4.1 CONFIGURAÇÃO PONTO MÉDIO COMUM (PMC)

Para obtenção de uma imagem da subsuperfície (2D ou 3D), um conjunto de dados de reflexão sísmica de cobertura múltipla é adquirido em aquisições (2D ou 3D) terrestres ou marítimas.

Na sísmica terrestre ou marítima os receptores sísmicos (R) são, sempre, geometricamente dispostos em torno da fonte sísmica (F). Esta fonte, quando acionada, gera uma onda sísmica que ilumina a subsuperfície (Figura 4.1). A Figura 4.1a ilustra em um modelo 2D, constituído de uma camada de velocidade constante e com uma interface refletora horizontal sobre um semi-espço, a configuração fonte comum (FC), isto é, apenas uma única fonte sísmica pontual para vários receptores distribuídos em intervalos constantes entre eles. A Figura 4.1b mostra o mesmo modelo 2D supracitado, porém, a configuração geométrica (2D) das fontes e receptores sísmicos é chamada *ponto médio comum* (PMC) (Mayne, 1962), onde a distribuição geométrica de fontes e receptores são organizados simetricamente em torno de um PMC de referência, fixo. Uma distinção importante entre as configurações, supracitadas, é que a configuração FC ilumina uma região da interface refletora em subsuperfície (Figura 4.1a), enquanto que, a configuração PMC ilumina um ponto (M) na interface refletora (Figura 4.1b). Na verdade, a região de iluminação no refletor da configuração PMC não é um ponto, mas a primeira zona de Fresnel.

A configuração PMC revolucionou a exploração sísmica, principalmente no processamento de dados sísmicos, pois pela primeira vez a máxima redundância em subsuperfície dos dados sísmicos foi realmente usada, melhorando a razão sinal/ruído (S/R) pela interferência construtiva de eventos sísmicos coerentes, como as reflexões sísmicas, as múltiplas reflexões sísmicas e difrações, e pela interferência destrutiva do ruído aleatório. Além disso, a configuração PMC permitiu determinar interativamente o macro modelo de velocidade.

Em aquisição de dados sísmicos 2D, os arranjos de fontes e receptores são transladados mais ou menos ao longo de uma reta. A posição do PMC ( $x_m$ ) é definida como o ponto médio entre a posição da fonte ( $x_F$ ) e a posição do receptor ( $x_R$ ), isto é,  $x_m = (x_R + x_F)/ 2$ . Pares fonte-receptor com a mesma posição de PMC são reunidas formando uma configuração PMC (Figura 4.1b). A distância entre fonte e receptor é denominada de afastamento ( $2h$ ), o meio afastamento ( $h$ ) é calculado por  $h = (x_R - x_F)/ 2$ .

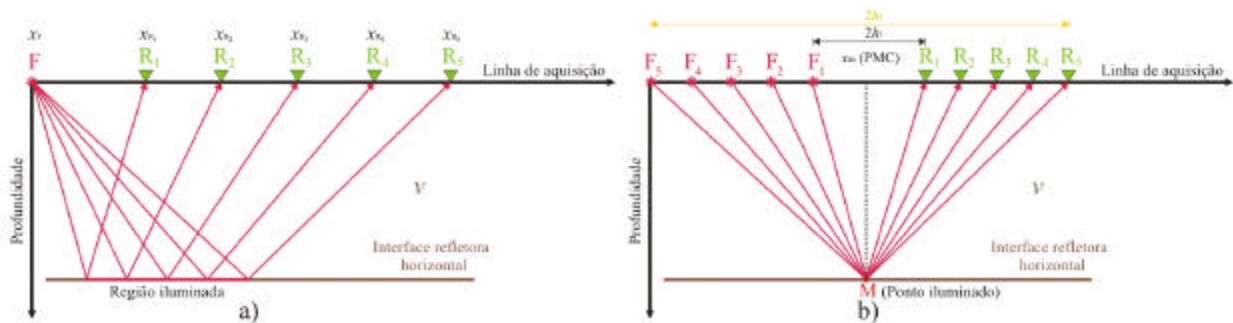


Figura 4.1: Modelo constituído de uma camada de velocidade constante e com uma interface refletora horizontal sobre um semi-espaco, a) mostra a configuração fonte comum (FC), onde os pontos de reflexão dos raios iluminam uma região na interface refletora em subsuperfície; b) ilustra a configuração ponto médio comum (PMC), onde os pontos de reflexão dos raios iluminam um ponto (M) na interface refletora.

Para um meio horizontalmente estratificado com velocidades constantes em cada camada, a configuração PMC contém todos os raios refletidos que iluminam o mesmo ponto na interface refletora. Enquanto que, nos dados sísmicos em configuração FC as reflexões estão todas espalhadas em uma região da interface refletora. Assim, a configuração PMC revela uma informação redundante sobre a subsuperfície. Esta é a base para o empilhamento PMC, já que eventos sísmicos em traços de diferentes afastamentos revelam informações de um ponto comum na interface refletora, estas informações redundantes podem ser somadas ou empilhadas construtivamente.

Geralmente, os dados sísmicos de cobertura múltipla estão configurados em fonte comum (FC), porém, no empilhamento convencional PMC uma das primeiras etapas de processamento sísmico é a reconfiguração dos dados sísmicos FC para configuração PMC.

#### 4.2 FORMALISMO MATEMÁTICO DO SOBRETENPO NORMAL (STN) E DO SOBRETENPO OBLÍQUO (STO)

Para o simples caso de uma única camada homogênea separada por uma interface refletora sobre um semi-espaco, o tempo de trânsito ou tempo de percurso do raio de reflexão  $F_iMR_i$  ( $i = 1, 2, \dots, N \rightarrow$  números de pares fonte-receptores) na Figura 4.1b é denotado por  $t(h)$ . Utilizando o teorema de Pitágoras, o tempo de trânsito em função do meio afastamento ( $h$ ) é:

$$t^2(h) = t_0^2 + \frac{4h^2}{v^2} \quad \text{ou} \quad t_0^2 = t^2(h) - \frac{4h^2}{v^2}, \quad (4.1)$$

onde  $v$  é a velocidade de propagação da onda sísmica no meio em subsuperfície e  $t_0$  é o tempo de trânsito de afastamento nulo (AN), ou seja, o tempo de trânsito medido para as posições de fonte e receptor coincidentes ( $h = 0$ ) e, é também conhecido como o tempo de trânsito do raio de reflexão normal na interface refletora (isto é, atinge o refletor em um ângulo de  $90^\circ$ ). A equação (4.1) descreve matematicamente uma hipérbole e mostra que a reflexão de uma interface geológica aparecerá no registro de campo como uma hipérbole. A diferença de tempo ( $\Delta t_{\text{STN}}$ ) entre o tempo de trânsito para um afastamento específico ( $t(h)$ ) e o tempo de trânsito AN ( $t_0$ ) é chamada *sobretempo normal* (STN), em inglês é chamada *normal moveout* (NMO). O STN descreve o efeito do afastamento ( $2h$ ) no tempo de trânsito. Este efeito é suprimido pela denominada *correção sobretempo normal*, que implica em deslocar os tempos de trânsito dos eventos sísmicos ( $t(h)$ ) para o tempo de trânsito AN ( $t_0$ ) usando

$$\Delta t_{\text{STN}}(h) = t(h) - t_0 = t_0 \left\{ \left[ 1 + \left( \frac{2h}{vt_0} \right)^2 \right]^{1/2} - 1 \right\}. \quad (4.2)$$

A equação (4.1) é apenas válida para o modelo simples supracitado. Contudo, fórmulas de tempo de trânsito, também podem ser demonstradas para modelos mais complexos. Por exemplo, um modelo semelhante, porém, ligeiramente mais complicado, constituído de uma pilha de

camadas horizontais, com velocidades intervalares constantes em cada camada. O tempo de trânsito para este modelo é determinado por Taner & Koehler (1969)

$$t^2(h) = t_0^2 + \frac{4h^2}{v_{MQ}^2} + C_2 h^4 + C_3 h^6 + \dots + C_j h^{2j}, \quad (4.3)$$

onde  $C_j$  são funções da velocidade intervalar e da espessura de cada camada.

Com a hipótese que o meio afastamento ( $h$ ) é pequeno comparado com as profundidades envolvidas na sísmica aplicada, utiliza-se geralmente uma aproximação de segunda ordem em  $h$

$$t^2(h) = t_0^2 + \frac{4h^2}{v_{MQ}^2}. \quad (4.4)$$

A *velocidade média quadrática*  $v_{MQ}$  (em inglês, *root mean square velocity*  $v_{RMS}$ ) é determinada por

$$v_{MQ}^2 = \frac{1}{t(0)} \sum_{j=0}^{n-1} v_j^2 \Delta t_j(0), \quad (4.5)$$

com  $\Delta t_j(0)$  sendo o tempo de trânsito ida-e-volta vertical (tempo duplo) através da  $j^{\text{ésima}}$  camada,  $v_j$  é a velocidade intervalar na  $j^{\text{ésima}}$  camada e  $t(0) = \sum_{k=0}^i \Delta t_k$ .

Para um modelo 2D composto de uma camada com velocidade intervalar constante e com uma interface refletora oblíqua de um ângulo de mergulho  $\beta_0$  (Figura 4.2) sobre um semi-espaco, o tempo de trânsito é calculado por Levin (1971):

$$t^2(h) = t_0^2 + \frac{4h^2 \cos^2 \beta_0}{v^2} \text{ ou } t^2(h) = t_0^2 + \frac{4h^2}{v_{EMP}^2}, \quad (4.6)$$

onde  $v_{EMP} = v/\cos \beta_0$ . Neste caso,  $v_{EMP}$  é chamada de velocidade de empilhamento ou velocidade aparente e é a que melhor “horizontaliza” os eventos sísmicos em  $t_0$ . Segundo a equação (4.6) é possível a horizontalização dos eventos de reflexão pela correção STN para refletores oblíquos, isto por que os eventos de reflexão ainda mantêm o comportamento hiperbólico em uma configuração PMC. Não obstante, a dependência da velocidade de empilhamento em relação ao



ângulo de mergulho implica numa velocidade sempre maior que a velocidade verdadeira propagação das ondas sísmicas no meio ( $v$ ). O ângulo de mergulho  $\beta_0$  faz com que a curva de tempo de trânsito seja ajustada para uma camada horizontal, logo, a velocidade de empilhamento ( $v_{EMP}$ ) é mais alta que a velocidade de propagação das ondas sísmicas no meio. Para este modelo a determinação da velocidade baseada no sobretempo (inglês, *moveout*), conduziria a uma velocidade aparente do meio ( $v_{apar} = v_{EMP}$ ) mais alta que a velocidade exata propagação das ondas sísmicas no meio ( $v$ ).

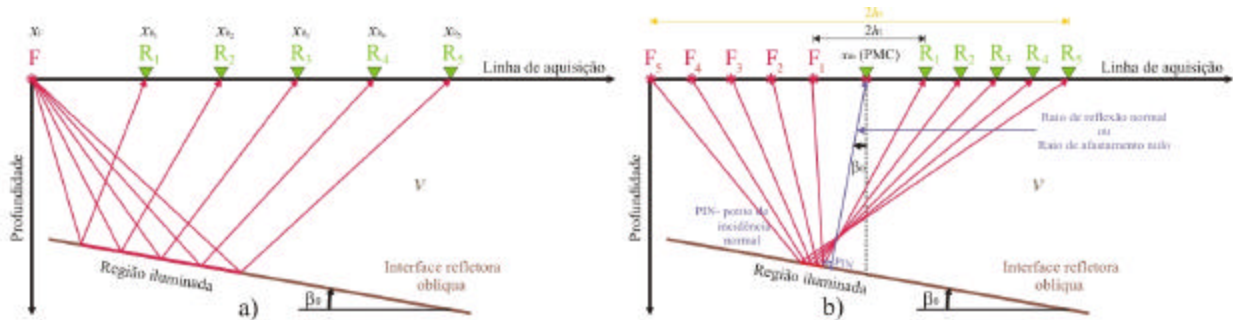


Figura 4.2: Modelo 2D composto de uma camada com velocidade intervalar constante e uma interface refletora oblíqua com ângulo de mergulho  $\beta_0$  sobre um semi-espaço, a) mostra a configuração FC, onde os pontos de reflexão dos raios iluminam uma região na interface refletora em subsuperfície; b) ilustra a configuração PMC, onde os pontos de reflexão dos raios iluminam uma região na interface refletora, porém, de dimensões menores que na configuração FC.

Hubral & Krey (1980) demonstraram fórmulas de tempo de trânsito para modelos constituídos de camadas arbitrárias com interfaces retas oblíquas e com interfaces encurvadas. Todas as fórmulas podem ser escritas de forma semelhante à equação (4.6). De acordo com a complexidade do modelo, a velocidade de empilhamento  $v_{EMP}$  tem uma forma matemática mais complexa, que dependendo dos parâmetros do modelo tais como: os ângulos de transmissão ou emergência ou de mergulho ( $\beta_k$ ), de incidência ou reflexão ( $\alpha_k$ ) na  $k^{ésima}$ -camada, velocidades intervalares e curvaturas dos refletores. Por exemplo, para um modelo 2D, mais geral, constituído de  $n$ -camadas, com  $n$ -velocidades intervalares constantes, e separadas por  $(n - 1)$ -interfaces encurvadas sobre um semi-espaço; a fórmula para velocidade de empilhamento é (Shah, 1973):

$$v_{EMP}^2 = \frac{2}{t_0 \cos^2 \beta_0} \sum_{j=0}^{n-1} v_j^2 \Delta t_j \prod_{k=1}^j \left( \frac{\cos^2 \alpha_k}{\cos^2 \beta_k} \right). \quad (4.7)$$

Escrevendo a fórmula do tempo de trânsito, para este modelo 2D mais geral, semelhantemente a equação (4.6), tem-se:

$$t^2(h) = t_0^2 + \frac{4h^2}{v_{EMP}^2} = t_0^2 + 2t_0 \cos^2 \beta_0 \left[ \sum_{j=0}^{n-1} v_j^2 \Delta t_j \prod_{k=1}^j \left( \frac{\cos^2 \alpha_k}{\cos^2 \beta_k} \right) \right]^{-1} h^2. \quad (4.8)$$

Como mostra a Figura 4.2, para camadas não horizontais, mais de um ponto em subsuperfície é iluminado para uma mesma configuração PMC. Observa-se, que os pontos de reflexões de uma interface refletora oblíqua específica em subsuperfície sofrem dispersão e os registros em uma configuração PMC resultam de vários pontos de reflexões distintos. Assim, a energia das reflexões originadas de pontos distintos em subsuperfície também é somada. Isto quer dizer, que na presença de refletores oblíquos os vários raios não mapeiam mais o mesmo ponto em subsuperfície (dispersão do PMC) e a correção STN é inadequada para avaliar a velocidade de propagação da onda no meio. Também, para este caso, a dependência da velocidade de empilhamento ( $v_{EMP}$ ) com o ângulo de mergulho traz problemas ao processamento sísmico, pois o processamento sísmico depende muito da velocidade estimada, onde atua de maneira indesejável se há incorreções no valor desta velocidade.

Um outro problema, comum em meios que apresentam diferentes ângulos de mergulho, como por exemplo, refletores que são delimitados por falhas ou por flancos de estruturas dômicas ou que apresentam pontos difratores, onde surgem hipérbolos de difração. Quando existe esta situação de conflitos causada pelos ângulos de mergulhos diferentes, denominada de situação de *mergulhos conflitantes*, que em inglês é chamado de *conflicting dip*, haverá uma velocidade de empilhamento diferente para cada um dos eventos sísmicos em um mesmo painel PMC. Este problema pode ser maior quanto maior for a variação nos ângulos de mergulhos dos diferentes eventos sísmicos. Neste caso, não é possível a utilização de uma única velocidade para somar corretamente todos os eventos com mergulhos conflitantes. A Figura 4.3 mostra um modelo 2D composto de uma camada com velocidade intervalar constante e uma interface refletora oblíqua e horizontal, simultaneamente, sobre um semi-espaco, ilustrando a situação de mergulho conflitante, onde receptor registra raios de dois pontos diferentes em subsuperfície, com ângulos de mergulhos diferentes, implicando em velocidades de empilhamento diferentes.

A remoção dos efeitos de dispersão, de dependência de  $v_{EMP}$  com o ângulo de mergulho e de mergulho conflitante é realizada em uma etapa de processamento chamada de *correção sobretempo oblíquo* ou *correção STO*, em inglês é chamada *dip moveout correction* ou *DMO correction* (Deregowski, 1986). Esta correção STO corrige os problemas supracitados, onde o procedimento adotado corresponde a correção STN seguida da correção STO.

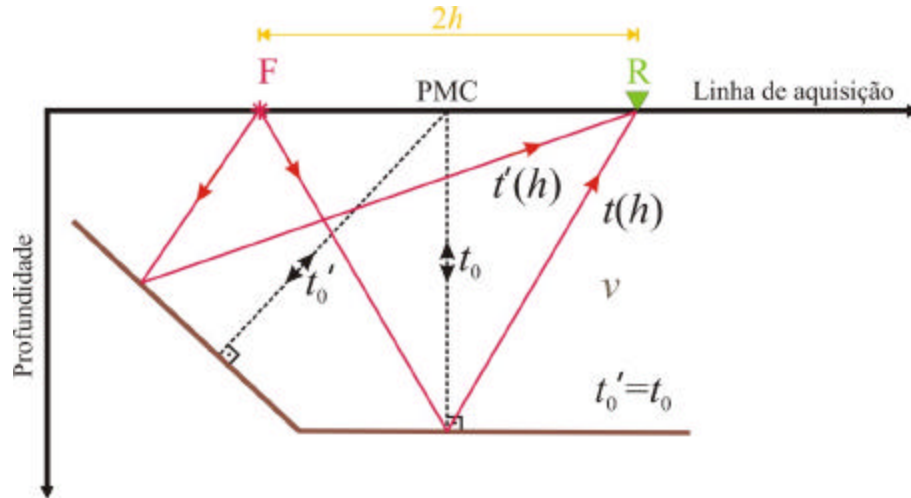


Figura 4.3: Modelo 2D composto de uma camada com velocidade intervalar constante e uma interface refletora oblíqua e horizontal, simultaneamente, sobre um semi-espço, mostrando a situação de mergulho conflitante, onde receptor registra raios de dois pontos diferentes em subsuperfície, com ângulos de mergulhos diferentes.

Nas últimas décadas a correção STO se tornou uma etapa padrão no processamento convencional de dados sísmicos. A Figura 4.4 ilustra mais detalhes do modelo 2D composto de uma camada com velocidade intervalar constante e com uma interface refletora oblíqua sobre um semi-espço, onde são descritos apenas três raios: o primeiro raio FMR se estende da fonte no ponto F ao receptor no ponto R, após a reflexão no ponto M, podem ser descritos pelas coordenadas de  $x_m$  e de  $h$ . O segundo raio  $A_{PM}M_0A_{PM}$  é o raio de afastamento nulo que se origina na posição ponto médio do primeiro raio. O terceiro raio  $A_0MA_0$  também é um raio de afastamento nulo e tem o mesmo ponto de reflexão M do primeiro raio. Na configuração PMC os dois raios FMR e  $A_{PM}M_0A_{PM}$  que tem a mesma posição de ponto médio são somados juntos, embora a energia refletida resulte de pontos de reflexão distintos.

O refletor na Figura 4.4 é uma elipse cujos focos coincidem com a posição da fonte (F) e do receptor (R). O tempo de trânsito para qualquer raio que se inicia na fonte até o refletor, sofrendo reflexão na elipse é constante.

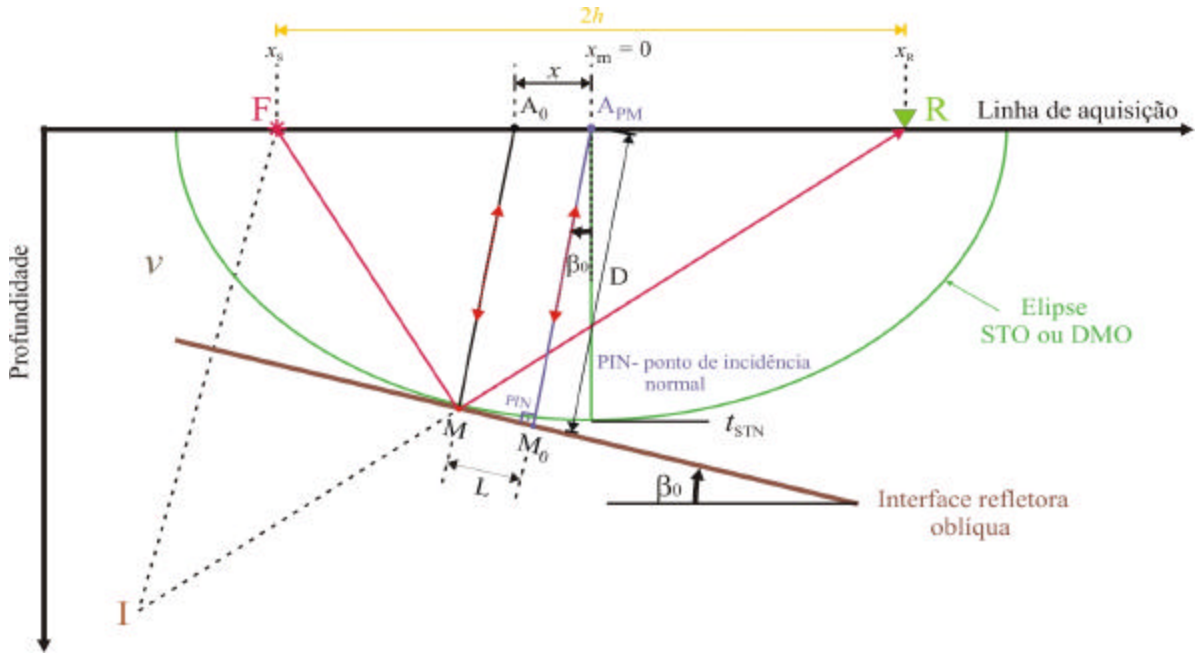


Figura 4.4: Dispersão do ponto de reflexão, isto é, deslocamento do ponto de reflexão em uma interface oblíqua, onde a reflexão de afastamento nulo (AN) é deslocada de uma distância  $x$  do ponto médio  $A_{PM}$ . A linha de cor verde corresponde a resposta do pulso STO e é uma elipse, isto é, uma amostra não-nula de dados com afastamento comum (AC) é traçada (cinematicamente) ao longo de uma elipse  $e$ , cada ponto na elipse STO ou DMO é associado a um ângulo de mergulho particular.

Para compensar a dispersão do ponto de reflexão a correção STO precisa deslocar o traço de afastamento não-nulo ao longo de uma distância  $x$ , sempre mergulho acima. Na Figura 4.4, a variável  $x$  mede a correção espacial da dispersão do ponto refletor ( $L$ ) em subsuperfície, mergulho acima, com relação à posição  $A_{PM}$  onde o PMC é considerado. A distância  $D$  e os segmentos  $\overline{A_0M}$  e  $\overline{FI}$  satisfazem as seguintes relações:

$$\overline{A_0M} = D + x \operatorname{sen} \beta_0, \quad (4.9)$$

$$\frac{\overline{FI}}{2} = D - h \operatorname{sen} \beta_0. \quad (4.10)$$

onde  $D$  é a distância de  $A_{PM}$  até  $M_0$  e  $\beta_0$  é o ângulo de mergulho do refletor.

Por semelhança de triângulos obtém-se:

$$\frac{\overline{A_0M}}{\overline{FI}} = \frac{h - x}{2h}. \quad (4.11)$$

Substituindo as equações (4.9) e (4.10) na equação (4.11) e explicitando o valor de  $x$  tem-se:

$$x = -\frac{h^2}{D} \operatorname{sen}\beta_0. \quad (4.12)$$

O valor de  $x$  pode ser escrito em termos do tempo de trânsito entre os pontos  $A_{PM}$  e  $M_0$  dado por  $t_0$  na equação (4.6) sob a forma:

$$x = -\frac{2h^2}{vt_0} \operatorname{sen}\beta_0, \quad (4.13)$$

onde  $v$  é a velocidade de propagação da onda no meio, assumida constante. Assim, são somados traços com o mesmo ponto de reflexão comum (PRC).

Usando as equações (4.1), (4.6) e (4.13) para escrever  $x$  em termos de  $t_{STN}$ , tem-se:

$$x^2 - \frac{vt_0}{2\operatorname{sen}\beta_0} x - h^2 = 0 \Rightarrow x = -\frac{2h^2 \operatorname{sen}\beta_0}{\sqrt{v^2 t_{STN}^2 + 4h^2 \operatorname{sen}^2 \beta_0}}. \quad (4.14)$$

onde  $t_{STN}$  é o tempo de trânsito AN para interfaces horizontais, ou seja, o  $t_0$  da equação (4.1). As equações (4.13) e (4.14) são essencialmente equivalentes. Ambas mostram que quando o tempo de registro aumenta, a dispersão do PMC diminui. A rapidez com que isso se dá depende do ângulo de mergulho e do afastamento considerado.

A seguir será mostrado que a elipse STO ou DMO (Figura 4.4), isto é, a resposta do pulso STO, satisfaz a equação (4.14) para todos os ângulos de mergulhos  $\beta_0$  e velocidade  $v$ . A resposta do pulso descreve como um processo mapeia um pulso no domínio dos dados de entrada ao domínio dos dados de saída.

Para o processo STO a resposta do pulso (que descreve o resultado de um determinado processo sobre um pulso) é elíptica, isto é, uma amostra não-nula nos dados é mapeada pelo processo STO para amostras não-nulas ao longo de uma elipse.

A elipse STO ou DMO é dada por (Hale, 1991)

$$\frac{t_0^2}{t_{STN}^2} + \frac{x^2}{h^2} = 1. \quad (4.15)$$

Comparando a equação (4.15) com a equação (4.6), tem-se:

$$t_{\text{STN}} = \left( t^2 - \frac{4h^2}{v_{\text{EMP}}^2} \right)^{1/2}, \quad (4.16)$$

onde  $t$  é o tempo de trânsito para o meio afastamento  $h$  e a velocidade STN é denotada por  $v_{\text{EMP}}$ .

A Figura (4.4) mostra a elipse STO, onde cada ponto da elipse STO corresponde a um ângulo de mergulho de um refletor em particular e, por considerações geométricas simples, obtém-se uma relação entre a medida de declividade na elipse STO (ou em dados AN) e o ângulo de mergulho da interface refletora

$$\frac{dt_0}{dx} = \frac{2\sin\beta_0}{v}. \quad (4.17)$$

Resolvendo a equação (4.15) para  $t_0$ , derivando em relação à  $x$  e inserindo na equação (4.17), resulta-se em:

$$x^2 - \frac{vt_0}{2\sin\beta_0} x - h^2 = 0 \quad (4.18)$$

a qual é idêntica a equação (4.14), o que prova que a elipse STO produz uma quantidade correta de movimento lateral  $L$  para cada ângulo de mergulho. Desde que, partes diferentes da elipse STO correspondam a diferentes ângulos de mergulho.

O problema do mergulho conflitante é também tratado corretamente. Assumindo velocidade constante, a elipse STO na equação (4.15) independe da velocidade, porém, como a correção STO é sempre aplicada em combinação com a correção STN, a dependência da velocidade está implícita na correção STN.

A migração para afastamento nulo (MAN), em inglês é denominada de *migration to zero offset* (MZO), é equivalente ao processo STN/STO realizado em uma única passagem, para uma aproximação com velocidades constantes.

### 4.3 ETAPAS BÁSICAS DE PROCESSAMENTO PARA O EMPILHAMENTO CONVENCIONAL PMC (STN/STO)

O empilhamento convencional PMC (STN/STO) na simulação de seções AN, ainda domina o processamento sísmico no domínio do tempo. Este método de empilhamento tem prevalecido quase imutável na indústria sísmica nas últimas décadas e, envolve principalmente a determinação de um modelo unidimensional de velocidades (velocidades de empilhamento), o qual constitui um tipo de macro modelo e é obtido interativamente pela seleção (em inglês, *picking*) de eventos sísmicos de reflexão na configuração PMC.

O modelo (1D) de velocidades de empilhamento é designado para descrever o sobretempo das curvas dos tempos de trânsito das reflexões sísmicas na configuração PMC. Estas curvas são aproximações hiperbólicas dadas pela equação (4.6), correspondendo aos pontos de reflexão comum em subsuperfície para um modelo composto de interfaces horizontais (correção STN). Na presença de refletores oblíquos, os pontos de reflexão em subsuperfície sofrem dispersão em que são corrigidas pela migração ou deslocamento parcial através da correção STO. A seguir, são descritas algumas das etapas ou procedimentos básicos de processamento sísmico do empilhamento convencional PMC (STN/STO), utilizado na indústria sísmica.

#### 4.3.1 Reconfiguração dos dados sísmicos para configuração PMC

Para a aplicação de qualquer método de imageamento sísmico, como por exemplo, o empilhamento convencional PMC (STN/STO), é necessário que antes os dados sísmicos adquiridos sejam, previamente, tratados cinematicamente e dinamicamente, como: *edição de traços sísmicos, correção estática, deconvolução do pulso sísmico e geometria, etc*, onde estes tratamentos são denominados de *pré-processamento*. Para uma melhor descrição do pré-processamento dos dados sísmicos, consultar Yilmaz (1987).

Geralmente, a aquisição sísmica de dados de cobertura múltipla é realizada em configuração FC (Figura 4.2a). Porém, para aplicação do empilhamento convencional PMC (STN/STO) é necessário que os dados sísmicos estejam previamente dispostos na configuração PMC (Figura 4.2b).

A Figura 4.5 mostra dois painéis, um FC e outro PMC, que são de um conjunto de dados sísmicos sintéticos de cobertura múltipla de uma linha sísmica baseada em informações marinhas reais da bacia de Cuanza – Angola, chamado de dados *Marmousi* (ver apêndice A). O painel FC 188 (Figura 4.5a) tem a fonte localizada na posição 7700m é composto por 96 traços sísmicos

separados entre si por 25m e o painel PMC 580 (Figura 4.5b), composto por 48 traços sísmicos, e resulta da reconfiguração dos dados sísmicos dos painéis FC.

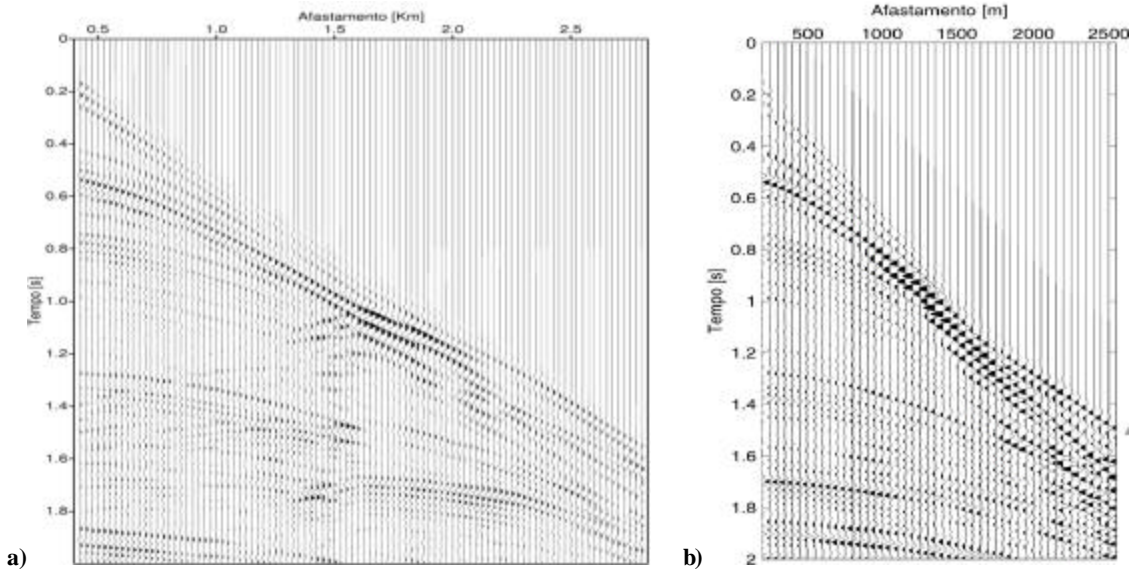


Figura 4.5: Mostra um conjunto de dados sísmicos de cobertura múltipla de uma linha sísmica sintética baseada em informações marinhas reais da bacia de Cuanza - Angola, chamado de dados Marmousi a) painel FC 188, tem a fonte localizada na posição 7700m, é composto de 96 traços sísmicos separados entre si por 25m; b) painel PMC 580, composto de 48 traços sísmicos, reconfigurado a partir dos dados sísmicos.

Assim, após o pré-processamento dos dados sísmicos, uma outra etapa de processamento do empilhamento PMC (STN/STO) é realizada e chamada de *reconfiguração para PMC*, em inglês é denominada de *CMP sorting*. Na configuração PMC, cada traço sísmico é atribuído ao ponto médio entre a fonte e o receptor a ele associado, então, traços sísmicos com o mesmo ponto médio formam um painel PMC.

### 4.3.2 Análise de velocidade

A análise de velocidade é a etapa de processamento interativa realizada em painéis PMC (Figura 4.6a), onde para cada evento sísmico de reflexão de interesse são determinados, iterativamente, uma velocidade de empilhamento ( $v_{EMP}$ ) para cada tempo de trânsito AN ( $t_0$ ), que melhor ajusta à aproximação hiperbólica, descrita pela equação (4.6). De uma maneira simplificada, pode-se dizer que a análise de velocidade é um processo de tentativa e erro, onde  $v_{EMP}$  é obtida para cada  $t_0$  quando um evento de reflexão é horizontalizado pela correção STN (ver subseção 4.3.3).



Atualmente, os programas de análise de velocidade combinam algumas ferramentas simultâneas de teste de pares  $(t_0, v_{EMP})$ , como: ajustes de hipérbolas nos painéis PMC, espectros de velocidades, diagramas de similaridade ou mapas de coerência para uma matriz tempo versus velocidade. O espectro de velocidades é a exibição dos valores de correlação como função de  $t_0$  e  $v_{EMP}$ . Os valores de correlação são resultados de testes automáticos de hipérbolas (equação 4.6) nos painéis PMC usando um critério de análise de coerência. Assim, no espectro de velocidades são mostradas as curvas de coerência correspondentes aos refletores escolhidos, no qual é possível interpretar a velocidade que produz a máxima coerência horizontal para cada refletor.

O critério de medida de coerência usado para análise de velocidade é a chamada *similaridade*, em inglês denominada de *semblance* (Neidell & Taner, 1971). A similaridade (semblance) é medida de coerência mais usada para dados sísmicos e, representa uma medida da razão entre a energia do sinal sísmico após a somatória dos traços sísmicos e a energia de todos os traços envolvidos na somatória, cuja expressão é

$$S = \frac{\sum_t \left( \sum_{i=1}^M U_{i,t(i)} \right)^2}{M \sum_t \sum_{i=1}^M U_{i,t(i)}^2}, \quad (4.19)$$

onde  $U_{i,t(i)}$  é a amplitude do sinal sísmico indexado pelo número do traço sísmico,  $i = 1, \dots, M$ , e a curva ou trajetória de empilhamento,  $t(i)$ . O sobrescrito  $M$  é o número de traços e  $\sum_t$  indica que a somatória é realizada numa janela temporal em relação à curva de empilhamento central.

O usuário processador de posse das ferramentas de teste tem a opção de selecionar, interativamente, os valores mais altos da função similaridade as quais indicam ajustes aceitáveis entre a curva de empilhamento hiperbólica (definida pela equação (4.6)) e o evento sísmico de reflexão para o tempo de trânsito AN ( $t_0$ ) e a velocidade de empilhamento ( $v_{EMP}$ ) selecionados.

Portanto, são selecionadas as velocidades que geram maior coerência dos traços sísmicos nos painéis PMC. Essa estratégia é repetida para cada evento sísmico de reflexão de interesse ao longo do painel PMC, definindo um macro modelo de velocidade de empilhamento. Porém, devido a grande quantidade de painéis PMC, a análise de velocidade é realizada em apenas alguns painéis, sendo que as velocidades de empilhamento escolhidas são convenientemente interpoladas para atingir todos os traços sísmicos e amostras. Em alguns dados sísmicos em que a cobertura na configuração PMC é pequena, o que dificulta a escolha dos eventos de reflexão pelo

usuário, utiliza-se uma ferramenta dos programas de processamento sísmico comercial chamada de *super configuração*, em inglês é denominada de *super-gather*, que consiste na reunião de vários painéis PMC em um único painel PMC, onde o número de painéis a ser reunido é determinado pelo usuário processador.

A Figura 4.6 mostra o mesmo painel PMC 580 do conjunto de dados sísmicos Marmousi e seu respectivo diagrama de similaridade ou mapa de coerência codificado em cores, como também uma curva de velocidades de empilhamento, linha de cor azul clara na Figura 4.6b, selecionado interativamente a partir do painel PMC e seu diagrama de similaridade.

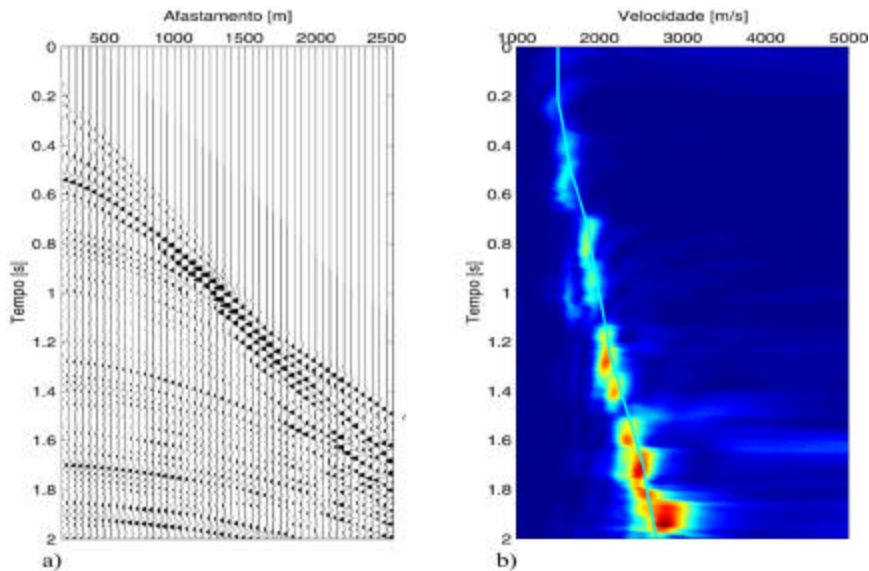


Figura 4.6: Análise de velocidade mostrando: a) painel PMC 580 do conjunto de dados sísmicos Marmousi e b) seu respectivo diagrama de similaridade ou mapa de coerência (codificado em cores) e também o selecionado espectro de velocidades de empilhamento pela linha de cor azul clara. (Garabito et al., 2003a)

### 4.3.3 Correção STN ou NMO

Em geral, a aplicação da etapa de processamento correção STN em dados sísmicos na configuração PMC, requer a priori o conhecimento de um macro modelo de velocidade de empilhamento. Depois de definido um macro modelo de velocidade pela análise de velocidade, a correção STN pode ser aplicada a todos os eventos sísmicos de cada um dos traços dentro de cada painel PMC. Normalmente, em programas de processamento sísmico comercial, a própria correção STN é usada em conjunto com algumas ferramentas de teste para determinar o macro modelo de velocidade.

O STN tem por formulação teórica a consideração de um modelo constituído de interfaces horizontais, assim, a aplicação da correção STN resulta em um alinhamento dos eventos de reflexões sísmicas, selecionados por uma curva teste hiperbólica, no respectivo tempo de trânsito AN ( $t_0$ ), ou seja, os eventos sísmicos selecionados são “horizontalizados” (ver Figura 4.7).

No caso da presença de múltiplas (eventos sísmicos que sofre mais de uma reflexão ascendente e são ruídos coerentes), a própria correção STN funciona como filtro, já que estes eventos possuem velocidades relativamente baixas comparadas com as velocidades das reflexões primárias que concorrem em tempo com das múltiplas. As reflexões primárias são, portanto, selecionadas como evento de interesse em detrimento as múltiplas.

#### 4.3.4 Silenciamento ou Mute

A aplicação da correção STN introduz um efeito indesejável nos painéis PMC, chamado de *estiramento STN* e em inglês é denominado de *NMO stretch* (Figura 4.7b). O efeito de estiramento STN é uma distorção no período ou frequência do pulso sísmico, isto é, o período (ou frequência) dominante  $T_h$  do pulso é modificado para um novo valor  $T_0$ , e é mais eminente para pulsos correspondente a tempos de trânsito pequenos, isto é, refletores rasos, e com afastamentos grandes entre fonte-receptor.

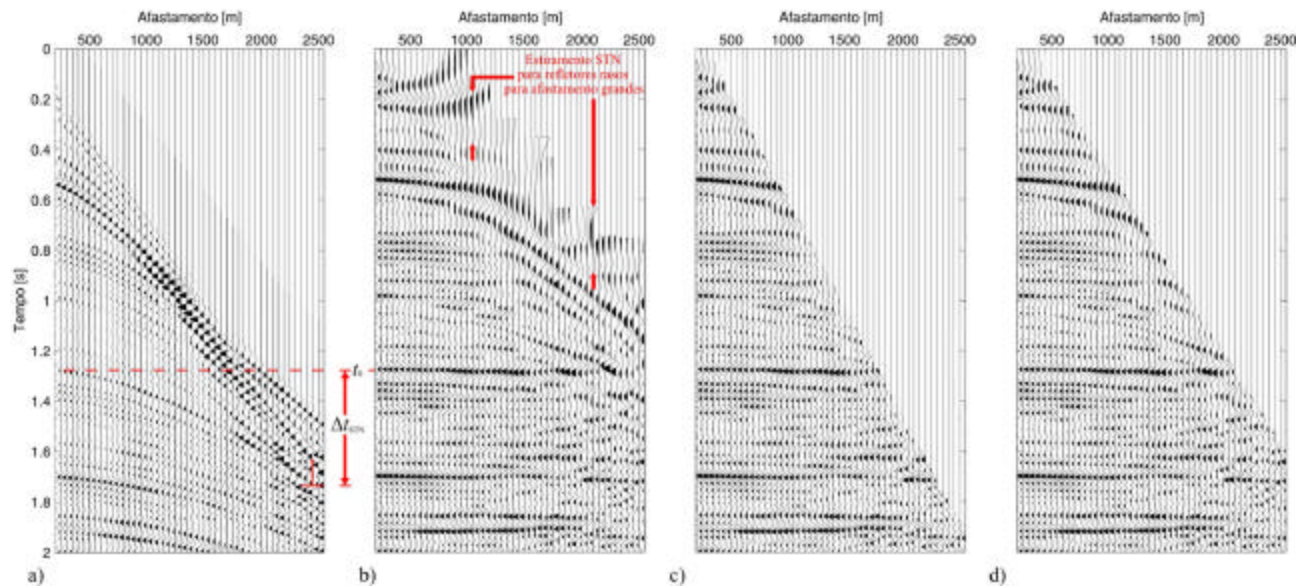


Figura 4.7: a) o painel PMC 580 do conjunto de dados sísmicos Marmousi, b) a correção STN ( $\Delta t_{STN}$ ) neste painel PMC, para o tempo de trânsito AN ( $t_0$ ) de um evento sísmico de interesse, c) e d) o silenciamento dos pulsos sísmicos estirados pela correção STN, para dois valores diferentes de fator de estiramento.

A fim de solucionar o problema indesejável do estiramento STN, as regiões dos painéis PMC com pulsos sísmicos atingidos por este efeito de estiramento STN são eliminados antes de ser realizadas as etapas de processamento subseqüentes, em uma etapa interativa denominada de *silenciamento* (Figuras 4.7c e d), em inglês chamada de *mute*. Porém, esta etapa pode ser prejudicial aos dados sísmicos, visto que partes importantes dos traços sísmicos podem ser perdidas, quando as mesmas são eliminadas dos dados.

A Figura 4.7 mostra o mesmo painel PMC 580 do conjunto de dados sísmicos Marmousi; junto com a correção STN ( $\Delta t_{STN}$ ) deste painel, para o  $t_0$  de um evento sísmico de interesse e o silenciamento dos pulsos sísmicos estirados, para dois valores diferentes de fator de estiramento.

A Figura 4.8 ilustra a associação entre as amplitudes e os tempos de trânsito de dois pulsos sísmicos em um painel PMC pela correção STN. Sendo a correção STN ( $\Delta t_{STN}$ ) o valor cinemático temporal de quanto os pulsos sísmicos devem ser deslocados para um tempo de trânsito AN ( $t_0$ ) (Figura 4.7b), então, o valor dinâmico de amplitude de um pulso de reflexão de afastamento qualquer ( $h \neq 0$ ) registrado no tempo  $t$  é associado ao tempo de trânsito  $t_0$ . Analogamente, o valor de amplitude registrado em  $t + T_h$  é associado ao  $t_0 + T_0$ , porém, os períodos  $T_h$  e  $T_0$  não são idênticos, devido o meio em subsuperfície modificar as características cinemáticas e dinâmicas do pulso sísmico de acordo com a profundidade e propriedades do meio.

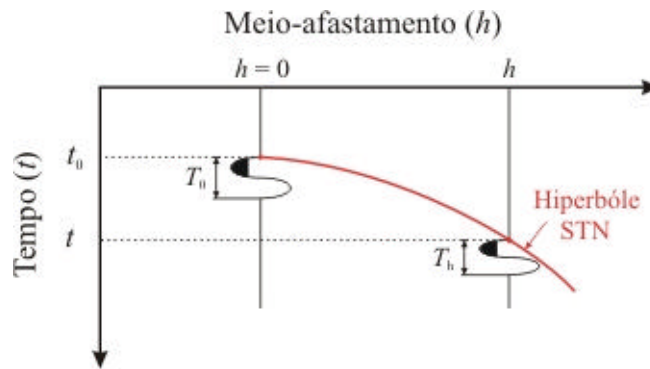


Figura 4.8: Amplitude do pulso sísmico de reflexão de afastamento qualquer registrada no tempo de trânsito  $t$  é deslocada, pela correção STN, até o tempo de trânsito  $t_0$ , sendo que, o pequeno período  $T_h$  no afastamento original é reproduzido em um novo período  $T_0$ . Então, o pulso sísmico correspondente sofre um estiramento de  $T_0/T_h$ .

Após a correção STN o pulso sísmico é estirado (alongado), pois a deslocamento cinemático de  $t$  para um dado  $t_0$  não é realizado corretamente, isto porque a correção STN depende das velocidades escolhidas na análise de velocidade, onde geralmente estas não são os

valores mais adequados para o deslocamento cinemático temporal da correção STN. Assim, a cada deslocamento de  $t$  arbitrários para novos  $t$ , associando-os as respectivas amplitudes, estes novos valores de  $t$  não assume a posições adequada distorcendo o pulso sísmico no traço. Os efeitos de estiramentos (alongamentos) acontecem quando as velocidades aumentam significativamente com  $t$  no período do pulso sísmico, como por exemplo, para refletores rasos. Assim, em um determinado período  $T_h$  de um pulso sísmico existem vários  $t$  a serem corrigidos, que podem ter valores crescentes de velocidades, dadas por uma interpolação, com este aumento da velocidade em um intervalo pequeno de tempo a correção STN ( $\Delta t_{STN}$ ) tem valores cada vez menores deslocando cinematicamente para valores cada vez mais abaixo do correto, podendo ser comprovado analisando a equação (4.2).

Quantitativamente, o estiramento STN é definido por um fator  $E_{STN}$  determinado pela relação entre o novo período  $T_0$  e o período antigo  $T_h$  do pulso sísmico. Para períodos  $T_0$  e  $T_h$  pequenos, esta relação é definida, matematicamente, pela derivada do tempo de trânsito AN ( $t_0$ ) em relação ao tempo de trânsito arbitrários ( $t$ ) para afastamentos não nulos (Yilmaz, 1987; Barnes, 1992)

$$E_{STN} = \frac{dt_0}{dt} = \frac{T_0(t_0)}{T_h(t)} = \frac{f_h(t)}{f_0(t_0)}, \quad (4.20)$$

onde  $f_h(t)$  e  $f_0(t_0)$  são as freqüências instantâneas antes e depois de aplicada a correção STN nos painéis PMC. Efetuando a derivação na aproximação hiperbólica PMC (STN/STO), equação (4.6), em relação a  $t$ , facilmente granjea-se:

$$E_{STN} = \sqrt{1 + a^2}, \quad (4.21)$$

$$\text{onde } a = \frac{2h}{v_{EMP} t_0}. \quad (4.22)$$

O parâmetro  $a$  é a *abertura geométrica de aquisição* em um meio em subsuperfície definido por  $h$ ,  $t_0$  e  $v_{EMP}$ . Segundo a suposição habitual de um modelo composto de camadas com velocidade constante, a abertura de aquisição  $a$  é simplesmente a tangente do ângulo de incidência em uma interface refletora em profundidade ( $v_{EMP} t_0 / 2$ ) para um par de fonte-receptor com meio afastamento  $h$ . Assim, a abertura de aquisição  $a$  define uma grandeza adimensional que

relaciona o meio afastamento  $h$  na superfície ou linha de aquisição com a espessura aproximada das camadas em subsuperfície ( $v_{EMP} t_0/2$ ).

Para o caso da aproximação hiperbólica PMC (STN/STO) (equação 4.6), o resultado da derivação indica que a aplicação da correção STN nos traços sísmicos altera o período e a frequência do pulso de um fator de  $E_{STN}$ , de tal modo que:

$$T_0 = \left(\sqrt{1+a^2}\right) T_h \quad \text{ou} \quad f_0 = \frac{f_h}{\sqrt{1+a^2}}. \quad (4.23)$$

Portanto, após a aplicar a etapa de correção STN aos painéis PMC, o período do pulso sísmico de reflexão é aumentado pelo fator  $E_{STN}$ , ou seja, sua frequência é reduzida por este fator. Para minimizar este efeito é aplicado o silenciamento nos pulsos sísmicos estirados, a partir de um valor definido para o fator de estiramento ( $E_{STN}$ ), como visto nas Figuras 4.7c e d.

#### 4.3.5 Correção STO ou DMO

A etapa de processamento chamada de correção STO ou DMO é aplicada após o silenciamento e, é também uma correção que desloca o pulso sísmico. Porém, a correção STN somente desloca os pulsos sísmicos nos respectivos traços PMC, isto é, apenas um deslocamento no domínio do tempo ( $t$ ).

Enquanto que a correção STO move os pulsos sísmicos para as posições AN e, assim, é uma correção de deslocamento espacial lateral que ocorre tanto no domínio do tempo quanto no domínio do meio afastamento ( $h$ ), isto resulta da dispersão do ponto refletor em subsuperfície (Figura 4.4). Pelo fato da migração dos pulsos sísmicos no domínio  $h$ , a combinação das correções STN/STO é equivalente a uma *migração ao afastamento nulo* (MAN).

Por outro lado, a quantidade de deslocamento espacial e temporal na correção STO depende do ângulo de mergulho do refletor, o qual é em geral desconhecido. Este problema é superado quando se demonstra que esta correção pode ser satisfatoriamente alcançada por uma superposição das correções para cada um dos ângulos possíveis.

A Figura 4.9 ilustra de modo simples, as correções STN/STO, que deslocam o pulso sísmico no traço PMC e depois para a posição AN, ou seja, os deslocamentos nos domínios  $t$  e  $h$ .

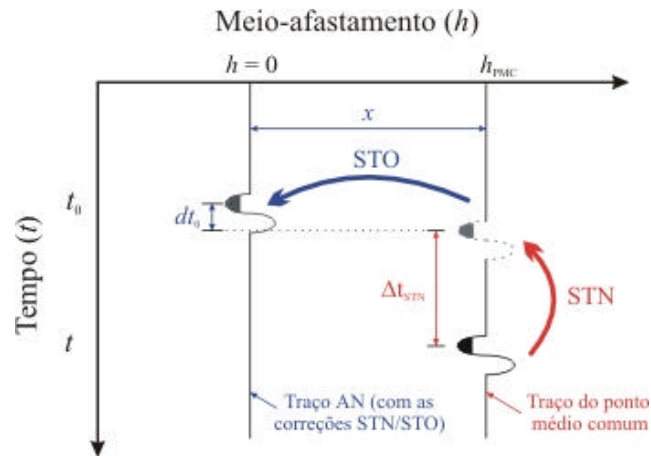


Figura 4.9: Combinação das correções STN/STO deslocam o pulso sísmico no traço PMC e depois para o traço AN.

Portanto, resumidamente, a etapa de correção STO é designada a: 1) eliminar as dispersões dos pontos de reflexões em subsuperfície, isto é, traços sísmicos depois da correção STO contêm reflexões de pontos de reflexão comum (PRC); 2) transformar os traços sísmicos PMC para obter o traço com afastamento nulo (AN) de forma que cada painel de afastamento comum (PAC) se torne cinematicamente idêntico a uma seção AN; 3) resolver ou minimizar o problema de mergulhos conflitantes.

Este fenômeno surge devido um único valor de velocidade de empilhamento ser associado a um par  $(t_0, v_{EMP})$  na etapa de análise de velocidade. Pois, se dois ou mais eventos sísmicos se cruzam na seção AN (Figura 4.3), então, somente um valor de velocidade de empilhamento poderá ser escolhido para o ponto de interseção dos eventos. Isto conduz a uma lacuna nestas áreas, para os eventos abandonados na análise de velocidade, em uma etapa de processamento chamada de *migração pós-empilhamento* e em inglês denominada de *poststack migration* (consultar Yilmaz, 1997).

Logo a utilização de uma velocidade única para somar convenientemente todos os eventos sísmicos não é possível nestas áreas. Na prática, dá-se preferência pelas velocidades menores tornando o empilhamento dos eventos sísmicos mergulhantes (velocidades maiores) deficiente. Isto reduz os problemas causados por uma eventual super migração dos dados, porém, os refletores com maior ângulo de mergulho perderão resolução durante o empilhamento, então, haverá alguma perda de resolução na seção final.

### 4.3.6 Empilhamento

O empilhamento sísmico consiste em superpor ou somar dados de cobertura múltipla pertencentes a eventos de reflexão de interesse ao longo de curvas de tempo de trânsito. A curva de tempo de trânsito destinada a empilhar um determinado evento sísmico de reflexão deve ser a que melhor aproxime ou ajuste o referido evento.

O empilhamento PMC (STN/STO) é um empilhamento horizontal, pois consiste em uma superposição horizontal dos traços sísmicos, previamente, corrigidos pelas correções STN/STO. Assim, o empilhamento PMC é a somaria das amostras de todos os traços para cada  $t_0$ , onde o resultado da soma produz o traço AN.

O conjunto de traços sísmicos obtidos do empilhamento de todos os painéis PMC é chamado de *seção empilhada* ou *seção AN simulada*, em inglês é denominada de *simulated ZO section* ou *stacked section*.

Entre os benefícios proporcionados pelo empilhamento, menciona-se que esta etapa de processamento aumenta, significativamente, a razão sinal/ruído (S/R). Considerando apenas os ruídos aleatórios, o aumento da razão sinal/ruído, devido ao empilhamento horizontal é  $N^{1/2}$  (Yilmaz, 1997), onde  $N$  representa a multiplicidade de cobertura PMC, ou seja, o número de traços nos painéis PMC, porque o nível sinal aumenta  $N$ , enquanto que o nível ruído só aumenta  $N^{1/2}$ .

A Figura 4.10 mostra um fluxograma básico de processamento do empilhamento convencional PMC (STN/STO) que foi utilizado neste trabalho (Capítulo 7) para simular a seção AN do conjunto de dados sísmicos Marmousi descrito no apêndice A.



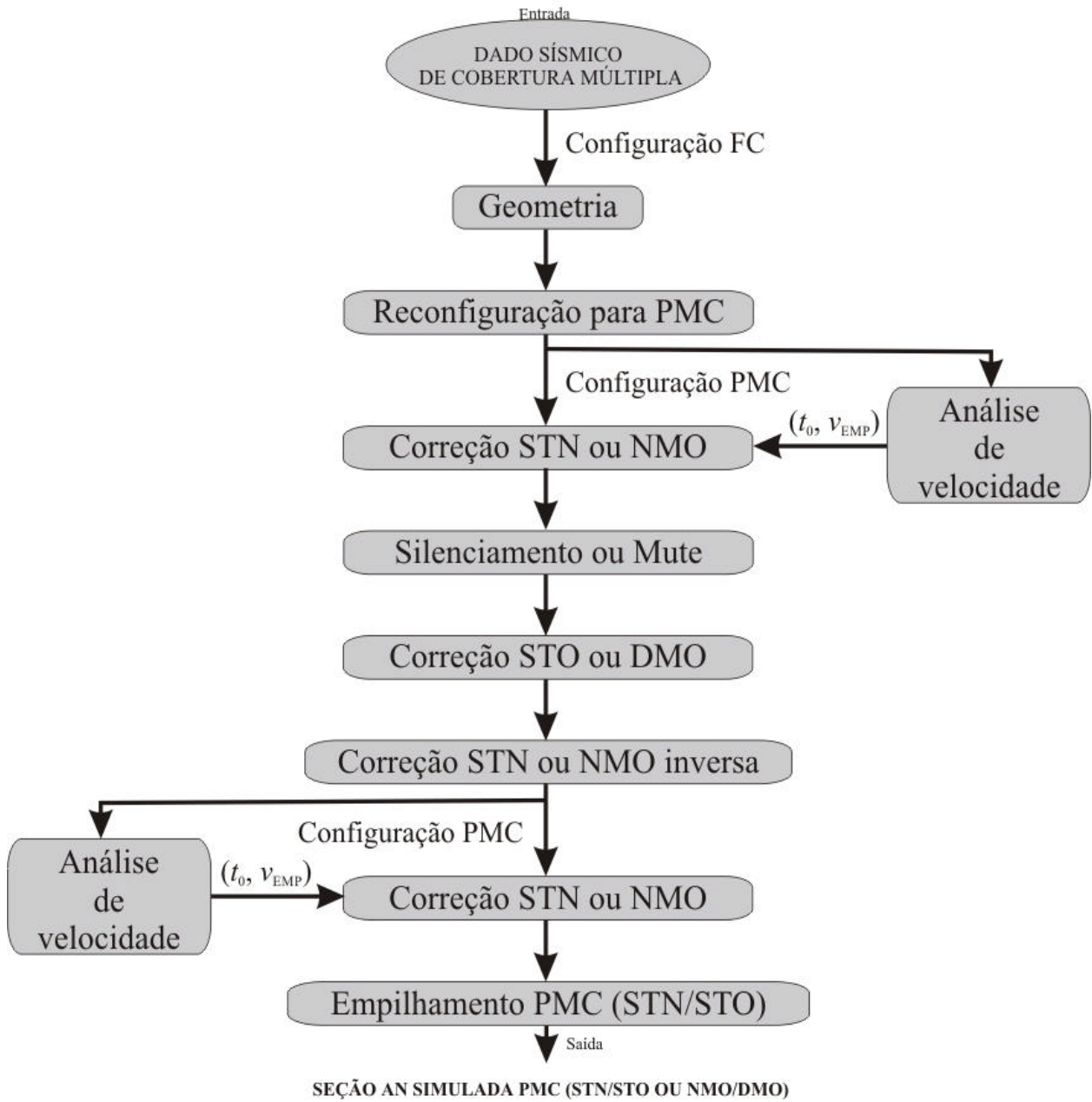


Figura 4.10: Fluxograma básico de processamento sísmico para o empilhamento PMC (STN/STO).

## CAPÍTULO 5

### EMPILHAMENTO POR SUPERFÍCIE DE REFLEXÃO COMUM (SRC)

Neste capítulo é apresentado um novo método de imageamento, que simula seção AN. Este método é chamado de empilhamento por superfície de reflexão comum (SRC) (Müller, 1999; Jäger, 1999, Garabito, 2001 e Mann 2002). O empilhamento SRC é um método de imageamento alternativo ao empilhamento convencional PMC, como tal é designado à determinação do macro modelo de velocidade, porém de maneira automática e a única informação a priori de velocidade necessária é a velocidade próxima à linha sísmica de aquisição. O empilhamento SRC depende de três parâmetros de empilhamento, que definem uma superfície de empilhamento e estes são determinados a partir dos dados de cobertura múltipla por meio de processos ou algoritmos de busca automática envolvendo análise de coerência, isto é, sem interação manual com o usuário processador.

Para determinar adequadamente os parâmetros de empilhamento, fundamentais para o método de imageamento SRC, é necessário estratégias de busca que utilizem casos particulares da aproximação de segunda ordem hiperbólica dos tempos de trânsito em termos dos parâmetros cinemáticos das auto-ondas PIN e N (seções 3.4 e 5.2), pois a utilização destas particularizações como estratégia de busca desmembra o problema da busca tri-paramétrica ou tridimensional original em problemas mais simples envolvendo um ou dois parâmetros de empilhamento desconhecidos.

Portanto, neste capítulo, mostram-se duas estratégias de busca que, neste trabalho são denominadas de estratégias de busca SRC: *pragmática-extendida* e *global-local*. A primeira estratégia de busca SRC foi proposta por Mann (2002), na Universidade de Karlsruhe. Porém, esta estratégia foi baseada na estratégia de busca SRC pragmática proposta por Müller (1999) e Jäger (1999). A segunda estratégia de busca SRC foi desenvolvida na Universidade Federal do Pará por Garabito (2001). Estas duas estratégias são compostas por três etapas de busca, porém, são distintas fundamentalmente: pela configuração sísmica dos dados de entrada, pelo número de parâmetros de empilhamento a ser determinado em cada etapa e pelos processos de busca automática (otimização) utilizados em cada etapa do empilhamento SRC. Conseqüentemente,

estas duas estratégias de busca também apresentam diferença de tempo e custo computacional, assim como na resolução da imagem da seção AN, a ser mostrado no capítulo 7.

### 5.1 ILUMINAÇÃO SRC

Na moderna aquisição de dados sísmicos, a linha (2D) ou superfície (3D) de medida da região de exploração de minério é coberta densamente por fontes e receptores. Isto resulta em uma aquisição de dados de cobertura múltipla, isto é, vários pares de fonte-receptor pertencem a uma posição PMC (2D) ou a uma caixa PMC (3D), como mencionado na seção (4.1). É objetivo de todo método de imageamento colecionar informações sísmicas no conjunto inteiro dos dados de cobertura múltipla que pertençam a uma condição comum em subsuperfície (como o ponto comum em profundidade (PCP), o ponto médio comum (PMC), o ponto de reflexão comum (PRC), a superfície de reflexão comum (SRC)) e mapear estas condições comum de cada método em sua origem ou em um domínio intermediário para que sejam interpretados mais facilmente. Vários métodos de imageamento sísmico tentam alcançar esta meta de modos diferentes. A qualidade da imagem de todos os métodos convencionais depende fortemente do conhecimento de um macro modelo de velocidade apropriado. Na maioria dos casos, este modelo de velocidade é estimado interativamente. Além disso, certos métodos de imageamento não usam o conjunto inteiro dos dados de cobertura múltipla no processamento sísmico. Eles usam apenas traços sísmicos de configurações particulares. Por conseguinte, omitem um número grande de traços que também poderiam ser usados para o imageamento da mesma área em subsuperfície.

Na seção 4.1 são apresentados dois modelos (2D) compostos de interfaces retas horizontais e oblíquas em subsuperfície. Nesta seção considera-se um modelo constituído de camadas homogêneas sobre um semi-espaço, porém, com interfaces encurvadas (parte inferior da Figura 5.1). A iluminação em subsuperfície para um modelo (2D) com interfaces retas oblíquas (Figura 4.2) é uma região (iluminada) reta e oblíqua para qualquer configuração sísmica de pares de fontes-receptores geometricamente regulares e simétricos na linha sísmica (PMC, FC, RC, AC), o que exclui a configuração PRC. Enquanto que, para um modelo com interfaces encurvadas a iluminação das interfaces refletoras em subsuperfície pode ser uma região (iluminada) encurvada, o que implicaria em uma outra formulação teórica que considere o encurvamento desta região iluminada, ou seja, que considere a curvatura local da interface refletora em subsuperfície. A

parte inferior da Figura 5.1 mostra um arco refletor (cor amarela) ajustado localmente na vizinhança do ponto de reflexão  $R$  na interface refletora verdadeira em subsuperfície.

A idéia de aproximar a subsuperfície verdadeira por um arco (2D) ou por uma superfície (3D), a qual localmente tem a mesma curvatura da subsuperfície verdadeira e o uso de sua resposta de reflexão como superfície empilhamento está incorporado no empilhamento por superfície de reflexão comum (SRC). Esta superfície de empilhamento é o resultado do ajuste da verdadeira região refletora em subsuperfície com um arco ou superfície refletora que tem localmente a mesma curvatura do refletor verdadeiro. Em analogia ao método PRC que como objetivo iluminar um único ponto na interface refletora, o método SRC tem como finalidade iluminar um arco ou uma superfície e assim considerar a natureza local da subsuperfície. Estas considerações conduzem ao nome empilhamento por *superfície de reflexão comum* (SRC). Logo, são usados traços que contém eventos de reflexão gerados por um arco ou por uma superfície refletora comum em profundidade.

Antes da apresentação desta idéia como um método de empilhamento é necessário ressaltar-se dois aspectos importantes do método SRC. Primeiro, a formulação teórica do método de imageamento SRC demonstra como casos especiais às fórmulas ou operadores clássicos dos métodos convencionais PMC (STN/STO) e migração pré-empilhamento. No caso onde a verdadeira região refletora em subsuperfície tem a forma da isócrona AN, a superfície (ou curva) empilhamento do método SRC é idêntica à superfície (ou curva) de empilhamento do método PMC (STN/STO). Se a curvatura da superfície de reflexão comum é infinita, isto é, a superfície de reflexão comum é um ponto difrator, a superfície empilhamento do método SRC é idêntica à superfície de migração pré-empilhamento. Segundo, o método de empilhamento PMC (STN/STO) e a migração pré-empilhamento requerem o conhecimento à priori de um macro modelo de velocidade bastante adequado, no entanto, as superfícies ou curvas de empilhamento do método SRC independe, explicitamente, do conhecimento de um macro modelo velocidade.

## 5.2 APROXIMAÇÃO DO TEMPO DE TRÂNSITO SRC (2D)

Aproximações do tempo de trânsito de segunda e mais alta ordem são de grande utilidade para o processamento sísmico. Para dados configurados em PMC, a aproximação do tempo de trânsito PMC (STN/STO) (equação 4.6) uni-paramétrica hiperbólica ainda é usada habitualmente para análise de velocidade, empilhamento e inversão. Alternativamente, usando dados sísmicos

de cobertura múltipla completos ao longo de uma linha sísmica de aquisição, aproximações do tempo de trânsito de segunda ordem tri-paramétrica podem ser usadas. Em vários testes já realizados, as aproximações hiperbólicas renderam resultados consistentemente melhores que as aproximações parabólicas. Portanto, as aproximações tri-paramétricas de tempo de trânsito produzem ajustes bastante razoáveis, não apenas para curva de tempo de trânsito PMC, mas também para superfície de tempo de trânsito de cobertura múltipla completa, demonstrando grande potencial para o uso em um método de empilhamento melhorado. Para cada ponto de amostragem  $P_0(x_0, t_0)$  serão empilhadas informações de dados ao longo de uma superfície de tempo de trânsito completa em vez da hipérbole PMC.

Aproximação do tempo de trânsito SRC (2D) é a aproximação hiperbólica (mais precisa que a aproximação parabólica), que descreve o tempo de trânsito de raios paraxiais arbitrários na vizinhança de um raio central conhecido em um meio heterogêneo, demonstrada pela teoria paraxial do raio (capítulo 2) ou pela aproximação geométrica (Höcht et al.,1999). Como mostra a seção 3.3, esta aproximação hiperbólica pode ser expressa em termos de três parâmetros cinemáticos ( $\beta_0, R_{PIN}, R_N$ ) das auto-ondas PIN e N e é:

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

Esta aproximação do tempo de trânsito SRC independe, explicitamente, do conhecimento do macro modelo de velocidade, diferentemente da aproximação hiperbólica do empilhamento convencional PMC (STN/STO) que depende explicitamente do macro modelo de velocidade. No entanto, o único conhecimento a priori de velocidade para aproximação do tempo de trânsito SRC é o da velocidade próxima à linha de aquisição  $v_0$ , que é suficiente para descrever o tempo de trânsito para um determinado par de fonte-receptor. Assim, com as coordenadas  $x_m$  e  $h$  bem delimitadas, e com o, respectivo, trio de parâmetros cinemáticos  $\beta_0, R_{PIN}$  e  $R_N$  bem determinados para um ponto de amostragem  $P_0(x_0, t_0)$ , a aproximação do tempo de trânsito SRC define uma *superfície (ou curva) de empilhamento SRC*, também chamada de *operador de empilhamento SRC* ou apenas *superfície SRC*.

Os parâmetros cinemáticos das auto-ondas PIN e N são denominados de *parâmetros de empilhamento SRC* ou apenas *parâmetros SRC*. Para ilustração de uma superfície de

empilhamento definida pela aproximação de tempo de trânsito SRC (equação 5.1), considera-se o modelo sintético composto de duas camadas homogêneas sobre um semi-espço apresentado na parte inferior da Figura 5.1. Na parte superior desta figura, no domínio  $(x_m, h)$ , mostram-se as curvas dos tempos de trânsito das reflexões primárias (curvas de cor azul) correspondentes ao segundo refletor, medidas ao longo da linha sísmica com geometrias de afastamento fonte-receptor comum. As linhas curvas de cor vermelha formam a superfície SRC no ponto de amostragem  $P_0$ , correspondente a uma reflexão primária no ponto  $R$  localizado sobre a segunda interface. Neste caso, as coordenadas  $x_m$  e  $h$  foram delimitadas empiricamente e o trio de parâmetros SRC, associados ao raio normal  $X_0RX_0$ , foram calculados por modelamento direto (ver seção 3.2). Para meios homogêneos e heterogêneos, a superfície SRC é uma ótima aproximação de ajuste das respostas cinemática de reflexões de um arco refletor encurvado em subsuperfície.

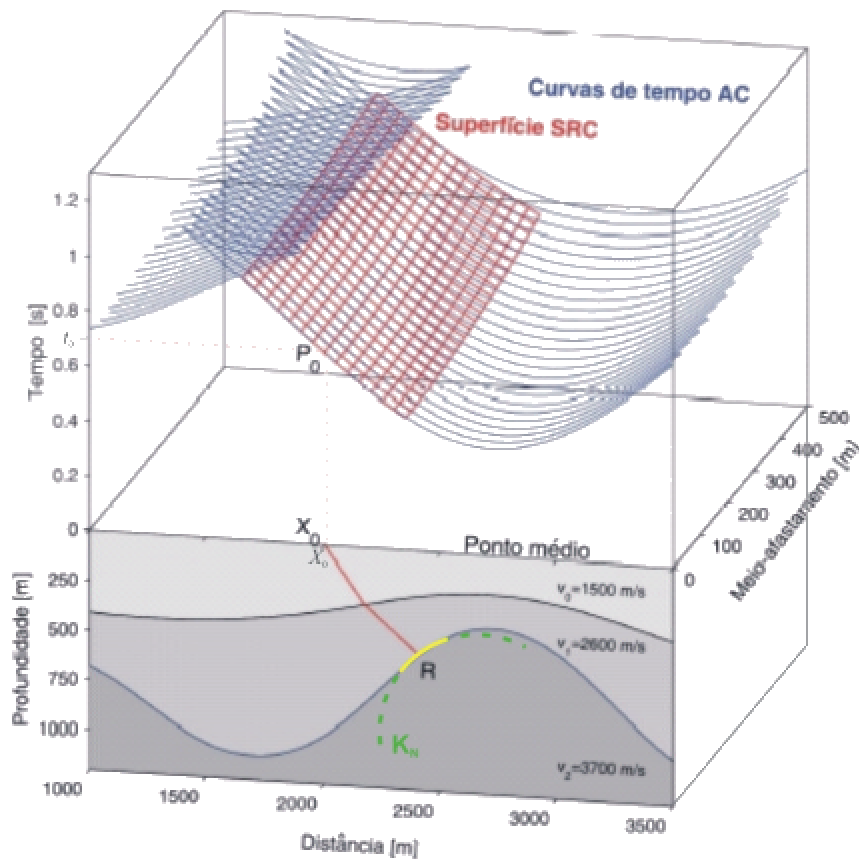


Figura 5.1: *Parte inferior*: Modelo composto de duas camadas homogêneas sobre um semi-espço com um raio AN ou de incidência normal (linha de cor vermelha) e um arco refletor na vizinhança do ponto de reflexão  $R$ . *Parte superior*: Superfície de cobertura múltipla (linhas de cor azul) correspondente às reflexões da segunda interface. As linhas de cor vermelha definem a superfície SRC correspondente ao ponto de reflexão  $R$  e calculada pela aproximação do tempo de trânsito SRC (equação 5.1). (modificado de Garabito, 2001)

Como mencionado na seção 3.1, os parâmetros SRC  $\beta_0$ ,  $R_{PIN}$  e  $R_N$  fornecem, respectivamente, informações sobre: a orientação angular do refletor no ponto de incidência normal, a posição do ponto de reflexão na subsuperfície e a curvatura local do arco refletor no ponto de incidência do raio normal.

Seguindo as interpretações físicas dos parâmetros SRC, pode-se demonstrar outra importante aproximação hiperbólica do tempo de trânsito. Para dedução desta nova aproximação, considera-se o caso particular em que a curvatura do segmento refletor colapsa em um ponto difrator, significando que o raio de curvatura da auto-onda N torna-se igual ao raio de curvatura da auto-onda PIN, ou seja,  $R_N = R_{PIN}$ , e não fornece mais informação sobre curvatura do segmento refletor e, o que implica que, os parâmetros SRC não estão vinculados de forma unívoca a um ponto de reflexão em subsuperfície. Portanto, inserindo a identidade  $R_N = R_{PIN}$ , chamada *condição de difração*, na equação (5.1)

$$t_{SDC,hip}^2(x_m, h) \Big|_{R_N=R_{PIN}} = \left( t_0 + \frac{2\text{sen}\beta_0}{v_0} (x_m - x_0) \right)^2 + \frac{2t_0 \cos^2 \beta_0}{v_0} \left( \frac{(x_m - x_0)^2 + h^2}{R_{PIN}} \right). \quad (5.2)$$

Esta equação (5.2) depende apenas de dois parâmetros SRC ( $\beta_0$  e  $R_{PIN}$ ) e é chamada de aproximação do tempo de trânsito SDC (2D), pois define uma nova superfície de empilhamento chamada superfície de difração comum (SDC) (Garabito, 2001). A equação (5.2) é também aproximação do operador pré-empilhamento da migração de Kirchhoff na vizinhança de  $P_0$ .

### 5.3 CASOS PARTICULARES DA APROXIMAÇÃO DO TEMPO DE TRÂNSITO SRC

As particularizações da aproximação do tempo de trânsito SRC (equação 5.1) são de grande relevância para o método de empilhamento SRC, pois é por meio de estratégias de busca utilizando estas particularizações que são definidos: a quantidade e quais parâmetros SRC serão determinados por primeiro pelos processos de busca automática em cada etapa do empilhamento SRC e quais as coordenadas sísmicas  $(x_m, h)$  que serão utilizadas também em cada etapa do empilhamento SRC (capítulo 6).

Nesta seção, a primeira particularização importante da equação (5.1) para a estratégia do empilhamento SRC é o caso que se considera a interseção da superfície SRC com o plano da configuração PMC no ponto  $X_0$ , ou seja,  $x_m = x_0$ . Logo, inserindo tal condição na equação (5.1),

verifica-se facilmente que a mesma simplifica-se em uma aproximação hiperbólica PMC em termos dos parâmetros SRC (Hubral, 1983)

$$t_{\text{PMC}, \text{hip}}^2(x_m = x_0, h) = t_0^2 + \frac{2t_0 \cos^2 \beta_0}{v_0 R_{\text{PIN}}} h^2, \quad (5.3)$$

onde depende apenas dos parâmetros SRC  $\beta_0$  e  $R_{\text{PIN}}$ , e não depende mais da coordenada  $x_m$ .

Comparando a equação (5.3) com a conhecida aproximação hiperbólica PMC (STN/STO) (equação (4.6))

$$t^2(h) = t_0^2 + \frac{4}{v_{\text{EMP}}^2} h^2, \quad (5.4)$$

observa-se que a aproximação do tempo de trânsito SRC para o caso particular da configuração PMC se reduz a aproximação hiperbólica do método de empilhamento convencional PMC (STN/STO). Logo, o parâmetro mais importante do empilhamento convencional PMC (STN/STO), a velocidade empilhamento  $v_{\text{EMP}}$  é escrita facilmente em termos dos parâmetros SRC:

$$v_{\text{EMP}}^2 = \frac{2v_0 R_{\text{PIN}}}{t_0 \cos^2 \beta_0}. \quad (5.5)$$

Assim, por esta equação (5.5) e com os parâmetros SRC ( $\beta_0$  e  $R_{\text{PIN}}$ ) bem calculados, pode-se determinar as velocidades de empilhamento para as seções PMC, como mostra a Figura 5.2b. As Figuras 5.2a e b ilustram o mesmo painel PMC 580 do conjunto de dados sísmicos Marmousi do capítulo 4 e seu respectivo diagrama de similaridade ou mapa de coerência codificado em cores, como também uma curva de velocidades de empilhamento, linha de cor vermelha na Figura 5.2b, determinado pela equação (5.5) a partir dos parâmetros de empilhamento SRC  $\beta_0$  e  $R_{\text{PIN}}$ .

Outra particularização da aproximação do tempo de trânsito SRC resulta também da interseção da superfície SRC com o plano da seção AN, ou seja,  $h = 0$ . Então, substituindo  $h = 0$  na equação (5.1), a mesma é reduzida a uma aproximação hiperbólica AN, onde o ápice da hipérbole é deslocado com respeito à  $x_0$ :



$$t_{AN,hip}^2(x_m, h=0) = \left( t_0 + \frac{2\text{sen}\beta_0}{v_0}(x_m - x_0) \right)^2 + \frac{2t_0 \cos^2\beta_0}{v_0 R_N}(x_m - x_0)^2 \quad (5.6)$$

onde esta particularização depende, agora, dos parâmetros SRC  $\beta_0$  e  $R_N$  e independe da coordenada  $h$ . A terceira equação importante para o empilhamento SRC, não é uma particularização da equação (5.1) para uma configuração sísmica. No entanto, é um caso particular da equação (5.6) e é uma aproximação de primeira ordem desta equação.

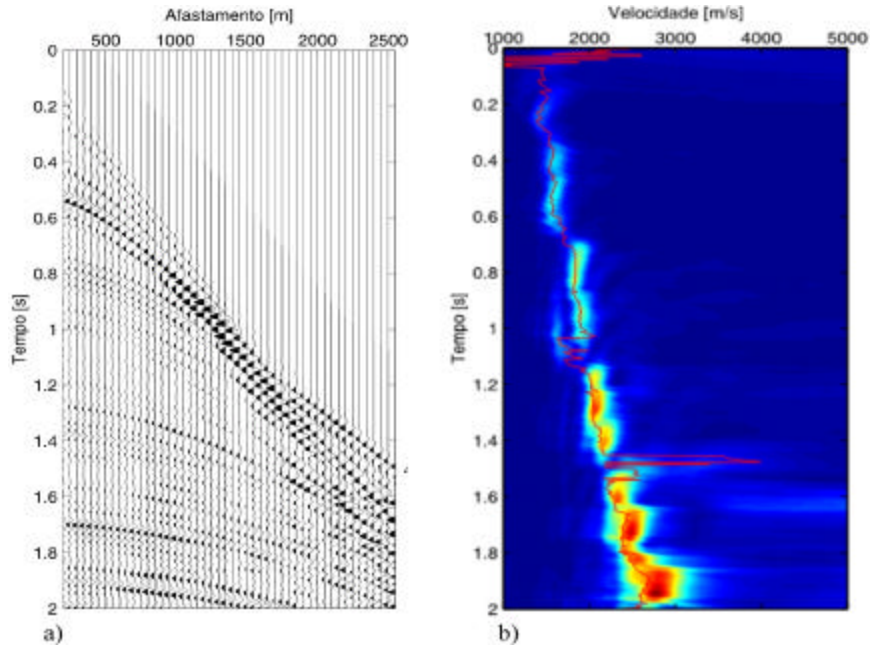


Figura 5.2: Determinação das velocidades de empilhamento pela equação (5.5) a partir dos parâmetros SRC  $\beta_0$  e  $R_N$ : a) painel PMC 580 dos dados sísmicos Marmousi e b) seu respectivo diagrama de similaridade ou mapa de coerência (codificado em cores) e a curva de velocidade de empilhamento, linha de cor vermelha. (Garabito et al., 2003a)

Para obter a aproximação de primeira ordem é necessário considerar que a auto-onda N que emerge na linha de aquisição em  $x_0$  é uma onda plana, o que implica que  $R_N \rightarrow \infty$ . Substituindo, então, a consideração de  $R_N \rightarrow \infty$  na equação (5.6), obtém a aproximação linear

$$t_{AN,linear}(x_m, h=0) \Big|_{R_N \rightarrow \infty} = t_0 + \frac{2\text{sen}\beta_0}{v_0}(x_m - x_0), \quad (5.7)$$

onde esta equação depende apenas de um parâmetros SRC ( $\beta_0$ ).

A última particularização da equação (5.1) é para o caso das configurações FC ou RC, onde estas configurações são simétricas entre si, pois descrevem as mesmas respostas hiperbólicas cinemáticas de reflexões em subsuperfície, porém, com as hipérbolas invertidas. Para estas configurações é estabelecido que o ponto FC ( $x_F$ ) ou RC ( $x_R$ ) coincidem com o ponto de referência ( $x_0$ ), o qual implica que o deslocamento do ponto médio ( $x_m$ ) em relação ao ponto  $x_0$  é igual ao meio afastamento ( $h$ ), isto é,  $x_m - x_0 = h$ . Portanto, inserindo diferença a ( $x_m - x_0$ ) =  $h$  na equação (5.1), obtém-se novamente uma aproximação hiperbólica FC/RC deslocada

$$t_{FC/RC,hip}^2(x_m, h) = \left( t_0 + \frac{2\text{sen}\beta_0}{v_0}(x_m - x_0) \right)^2 + \frac{2t_0\cos^2\beta_0 h^2}{v_0} \left( \frac{1}{R_C} \right) \quad (5.8)$$

$$\text{onde } \left( \frac{1}{R_C} \right) = \left( \frac{1}{R_N} + \frac{1}{R_{PIN}} \right). \quad (5.9)$$

A equação (5.8) depende dos parâmetros  $R_C$  e  $\beta_0$ , onde  $R_C$  é denominado de *raio de curvatura combinado* dos raios de curvatura  $R_{PIN}$  e  $R_N$ .

Um detalhe interessante da equação (5.8) é que o primeiro termo desta equação não foi alterado pela inserção da condição de particularização e, assim, a equação continua dependendo de  $h$ ,  $x_m$  e  $x_0$ . No entanto, este primeiro termo permanece inalterável para não interferir no caso de um resultado da diferença ( $x_m - x_0$ ) ser negativo, onde no outro termo da equação (5.8) não há interferência no sinal resultante, pois a diferença ( $x_m - x_0$ ) está elevada ao quadrado na equação (5.1).

Portanto, a aproximação do tempo de trânsito SRC (equação 5.1) pode depender da configuração de dados sísmicos escolhida e pode ser particularizada em diferentes equações matemáticas de aplicações específicas dos empilhamentos SRC e/ou em equações convencionais de empilhamento, migração no tempo, etc.

A Figura 5.3 mostram as curvas hiperbólicas AN (cor vermelha) e linear AN (cor verde) calculadas, respectivamente, pelas equações (5.6) e (5.7) para o ponto  $P_0$  correspondente à reflexão primária em  $R$  e a curva dos tempos de trânsito AN verdadeiras (cor azul) das reflexões primárias normais do segundo refletor mostrado na parte inferior da mesma figura.

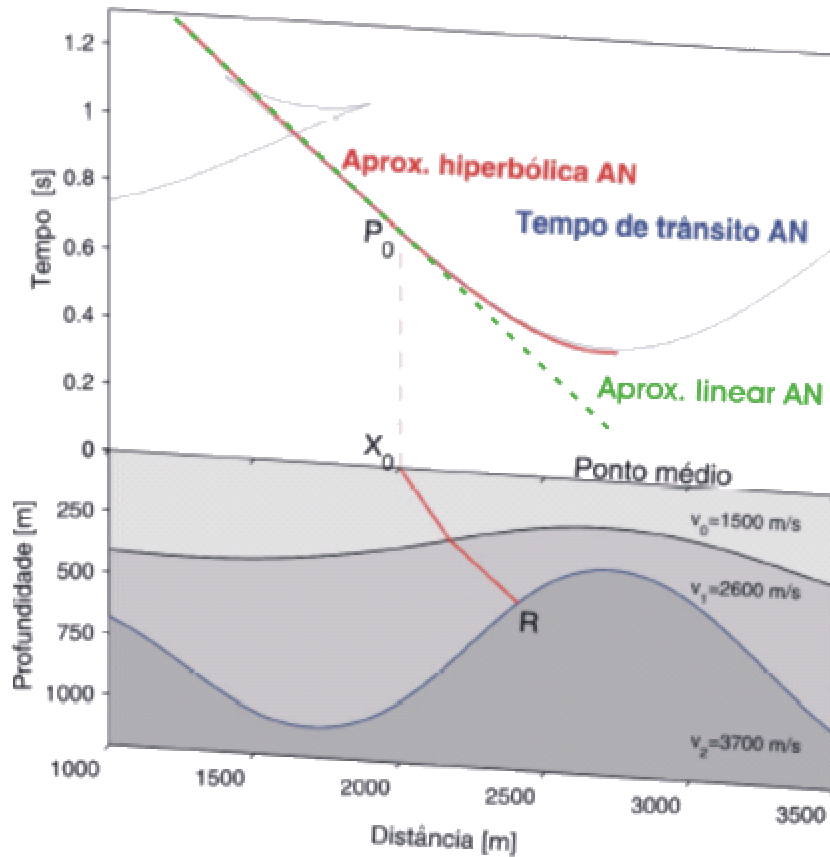


Figura 5.3: *Parte inferior*. Modelo constituído de duas camadas homogêneas sobre um semi-espaço com um raio AN (linha de cor vermelha). *Parte superior*. A linha de cor azul corresponde aos tempos de trânsito AN verdadeiros das reflexões normais da segunda interface. As linhas de cor vermelha e verde (tracejada), respectivamente, são as curvas hiperbólica AN e linear AN correspondente ao ponto de reflexão  $R$ , calculadas pelas equações (5.6) e (5.7). (modificado de Garabito, 2001)

#### 5.4 EMPILHAMENTO SRC

O empilhamento SRC é um recente método que simula uma seção AN, a partir dos dados de cobertura múltipla, por meio do somatório de eventos sísmicos ao longo de superfícies (ou curvas) de empilhamento associada a cada ponto de amostragem ( $P_0$ ) da seção AN a ser simulada. Para uma visualização a Figura (5.1) mostra que o empilhamento SRC soma os dados sísmicos ao longo da superfície de cor vermelha e concentra o resultado da soma no ponto de amostragem  $P_0$ .

Como mencionado anteriormente, com a velocidade  $v_0$  já conhecida, a superfície de empilhamento SRC para cada ponto de amostragem  $P_0$  é definida pela equação (5.1) e depende das coordenadas  $x_m$ ,  $h$  e principalmente dos parâmetros SRC  $\beta_0$ ,  $R_{PIN}$  e  $R_N$ . Assim, no empilhamento SRC, para cada  $P_0$ , o trio de parâmetros SRC ótimos determina uma superfície de

empilhamento que melhor se ajusta aos eventos sísmicos verdadeiros nos dados de cobertura múltipla. Estes parâmetros SRC ótimos são determinados, a partir dos dados de cobertura múltipla, por meio de processos de busca automática, fundamentados na medida de coerência (*similaridade*) que é analisada ao longo de vários testes de superfície de empilhamento no domínio  $(x_m, h, t)$ , onde o trio de parâmetros SRC que gerar o valor de coerência extremo (máximo ou mínimo) é selecionado. Uma vez encontrado o trio de parâmetros SRC ótimos, um ponto de amostragem  $P_0$  na seção AN é produzido pelo empilhamento dos eventos sísmicos contidos na superfície SRC. Portanto, a seção AN simulada é obtida pela repetição deste procedimento para cada um dos pontos  $P_0$  desta seção.

No entanto, os dados adquiridos por um levantamento sísmico de cobertura múltipla realizado em uma determinada linha sísmica, consistem de um grande número de traços sísmicos, correspondendo a pares de fonte-receptor parametrizados por pares coordenadas variáveis  $(x_m, h)$  e tempo de registro  $0 < t < T$ .

O problema fundamental para resolver é o seguinte: considere uma malha discreta e densa de pontos de amostragem  $P_0(x_0, t_0)$ , onde  $x_0$  é a posição de um ponto central  $X_0$  na linha sísmica e  $t_0$  é o tempo de trânsito AN. Para cada ponto central  $X_0$ , assume-se que a velocidade do meio  $v_0$  na vizinhança de  $x_0$  seja conhecida ( $v_0 = v_0(x_0)$ ).

A partir dos dados de cobertura múltipla, é necessário determinar os parâmetros SRC ( $\beta_0$ ,  $R_{PIN}$  e  $R_N$ ) para cada  $P_0$  e  $v_0$  considerados. Com a determinação dos parâmetros SRC ótimos para cada  $P_0$ , define-se a superfície de empilhamento SRC, e a intersecção desta superfície com os dados de cobertura múltipla caracterizam-se por eventos sísmicos coerentes entre si, o que justifica a idéia de que a busca por parâmetros SRC ótimos deve ser realizada extremizando a medida de coerência dos traços sísmicos obtidos pela intersecção da superfície SRC com os dados sísmicos.

A abordagem mais usual de resolver este problema do empilhamento SRC é a aplicação de uma análise coerência multi-paramétrica aos dados de cobertura múltipla, usando o critério de similaridade (sub-seção 4.3.2), onde para cada  $P_0$ , o objetivo é determinar o extremo global da função similaridade (equação 4.19) em relação ao trio de parâmetros SRC  $\beta_0$ ,  $R_{PIN}$  e  $R_N$ .

Até aqui, a descrição do método de simulação de uma seção AN pelo empilhamento SRC está sendo realizada considerando somente um único trio de parâmetros ótimos associado a cada

ponto  $P_0$  da seção AN a ser simulada. No entanto, para uma simulação correta de uma seção AN devem ser determinados mais de um trio de parâmetros SRC associados a um ponto  $P_0$ , e isto se deve ao fato de que um ponto imagem da seção AN pode ser formado pela contribuição de diferentes eventos sísmicos que se cruzam ou se interceptam. Então, para reconstruir corretamente esses tipos de eventos que resultam da interferência dos eventos com mergulhos conflitantes, deve-se determinar uma superfície de empilhamento SRC para cada evento contribuinte. Desta forma, a simulação de um ponto  $P_0$  da seção AN resulta da superposição das contribuições de cada uma das superfícies SRC determinadas para esse ponto.

Assim, o problema principal da simulação de uma seção AN pelo método de empilhamento SRC é a determinação dos parâmetros SRC ótimos para cada um dos pontos de amostragem ( $P_0$ ) da seção AN a ser simulada, a partir dos dados de cobertura múltipla.

### 5.5 ESTRATÉGIAS DE BUSCA AUTOMÁTICA DOS PARÂMETROS SRC

A determinação dos parâmetros SRC é um problema típico de otimização, o qual pode ser resolvido aplicando um processo ou algoritmo de busca automática (otimização) global multidimensional, que usa como função-objeto uma de medida de coerência do sinal sísmico (similaridade) realizada ao longo de várias superfícies SRC testadas. Nesse sentido, a determinação do trio de parâmetros independentes ( $\beta_0$ ,  $R_{PIN}$  e  $R_N$ ) pode ser formulado como um problema de maximização ou minimização da medida de coerência similaridade, avaliada para pontos dentro de um espaço de busca tridimensional definido pelos intervalos:  $-\pi/2 < \beta_0 < \pi/2$ ,  $-\infty < R_{PIN}$  e  $R_N < +\infty$ . A função-objeto do método de empilhamento SRC é multimodal, isto é, uma função com mais de um extremo local.

Em geral, quanto maior o número de parâmetros a serem determinados por um processo ou algoritmo de busca (otimização) maior será o tempo computacional gasto. Na otimização dos parâmetros do empilhamento SRC a função-objeto é uma medida de coerência dos dados sísmicos, cuja avaliação requer um esforço computacional considerável.

A determinação de um trio de parâmetros associado ao extremo global por meio de um processo de otimização global está condicionado ao grau de suavidade da função-objeto e a uma clara distinção do extremo global. Como mostrado em Jäger (1999) e Müller (1999), a função-objeto do empilhamento SRC, tanto para dados sintéticos como reais, é suave e com o extremo

global claramente distinguível, definido por vales amplos e longos nos planos ( $R_{PIN}-R_N$ ) e ( $\beta_0-R_N$ ); sendo este fato favorável para a utilização de um processo de otimização global na determinação desses parâmetros. Porém, no plano ( $\beta_0-R_{PIN}$ ) o extremo global é definido numa área pequena com um vale longo e estreito na direção de  $R_{PIN}$ ; tendo ainda condições favoráveis para o uso de otimização global. As características mencionadas acima revelam uma alta sensibilidade de  $\beta_0$ , seguido de  $R_{PIN}$ , sendo  $R_N$  o parâmetro com menor sensibilidade. Nos trabalhos referidos anteriormente, também é mostrado que na função-objeto do empilhamento SRC os mínimos locais associados aos eventos sísmicos são ainda bem definidos e claramente distinguíveis e, contrariamente, os mínimos locais associados a ruído incoerente são em geral muito fracos.

Considerando os estudos e problemas apresentados acima, os trios de parâmetros SRC otimizados podem ser determinados por várias estratégias de busca que utilizam os casos particulares da aproximação do tempo de trânsito SRC apresentadas na seção (5.3) e são baseadas em processos ou algoritmos automáticos de otimização. Assim, as subseções (5.5.1 e 5.5.2) apresentam, concisamente, duas estratégias de busca dos parâmetros SRC: a *estratégia SRC pragmática-extendida* proposta por Mann (2002) e a *estratégia SRC global-local* proposta por Garabito (2001). Para simular adequadamente uma seção AN considerando os eventos com mergulhos conflitantes é necessário considerar pelo menos um extremo local, em adição ao extremo global. Então, para simulação bastante adequada de uma seção AN, a estratégia de busca SRC pragmática-extendida pode considerar mais de um extremo local, enquanto que, a estratégia de busca SRC global-local considera somente um extremo local.

Para reduzir o custo computacional do método de empilhamento SRC, as duas etapas iniciais de busca (otimização), de ambas estratégias, determinam os trios de parâmetros SRC iniciais ( $\beta_0^i$ ,  $R_{PIN}^i$  e  $R_N^i$ ), que serão utilizados como informação inicial para última etapa de busca, sendo então, uma busca (otimização) local simultânea dos três parâmetros SRC, denominada *busca ou otimização local tridimensional*. Portanto, a disponibilidade dos parâmetros SRC iniciais aumentam a probabilidade de convergência e o problema de busca (otimização) global é reduzido a uma busca local tridimensional mais rápida, pois estes parâmetros SRC iniciais permitem começar a busca na vizinhança do extremo global e neste caso o extremo local é idêntico ao global.

### 5.5.1 Estratégia de busca SRC pragmática-extendida

A estratégia de busca SRC pragmática-extendida é uma denominação adotada neste trabalho, pois é uma modificação ou extensão da *estratégia de busca SRC pragmática* (Müller, 1999; Jäger, 1999) proposta por Mann (2002) e consiste também em determinar um a um os parâmetros SRC iniciais, por meio de buscas sistemáticas uni-paramétricas (ou uni dimensionais) envolvendo análises de coerência. No entanto, a extensão desta estratégia é uma busca adicional uni-paramétrica que objetiva detectar os eventos com mergulhos conflitantes em cada ponto  $P_0$  na seção AN e, assim, esta fornece um conjunto de trios de parâmetros SRC iniciais que inclua os eventos com mergulhos conflitantes. Em uma etapa subsequente, estes parâmetros SRC iniciais são utilizados como entrada ou partida de um processo ou algoritmo matemático de otimização, chamado de *poliedro flexível*, em inglês denominado de *flexible polyhedron* (Nelder & Mead, 1965), que otimiza os valores dos parâmetros SRC. O empilhamento ao longo das superfícies SRC dadas pelos parâmetros SRC iniciais e otimizados são denominadas, respectivamente, *seção AN SRC inicial* e *seção AN SRC final* ou *otimizada*. Além destas seções AN simuladas, os parâmetros SRC e uma seção de coerência são obtidos como subprodutos da estratégia de busca e da análise de coerência.

Assim, esta estratégia de busca gerou o método de empilhamento SRC da universidade de Karlsruhe, proposto por Mann (2002), instruído pela estratégia de Müller (1999) e Jäger (1999), que será utilizado neste trabalho. A seguir, é descrito as três etapas da estratégia de busca SRC pragmática-extendida, denominadas de: *busca automática PMC* ou *empilhamento PMC automático*, *busca (ou empilhamento) AN linear e hiperbólica/ determinação de  $R_{PIN}$*  e a *otimização local final* ou *busca final tridimensional*.

#### 5.5.1.1 Busca automática PMC ou empilhamento PMC automático

A primeira etapa da estratégia pragmática-extendida é a busca automática uni-paramétrica do parâmetro  $v_{EMP}$ , que pode ser expressado pela equação (5.5). Esta busca utiliza como entrada os painéis PMC dos dados sísmicos e é semelhante a análise de velocidade do empilhamento convencional (seção 4.3.2), porém sem qualquer interação manual do usuário processador.

Para cada ponto médio fixo  $x_0$  escolhido como ponto central, considera-se seu painel PMC correspondente, e para cada  $t_0$  amostrado, determina-se em uma malha regular discreta o valor do parâmetro  $v_{EMP}$  que fornecer o melhor valor de coerência, medido pela análise de coerência

através da função similaridade que é analisada sobre as curvas determinadas pela aproximação de empilhamento PMC (equação 5.4), que depende apenas de  $v_{EMP}$  e da delimitação da coordenada  $h$  que é considerada o dobro da zona de Fresnel projetada. Portanto, usando a aproximação de empilhamento PMC (equações 5.3 e 5.4) que descreve uma hipérbole no empilhamento 2D ou uma elipse no empilhamento 3D com os ápice em  $h = 0$ , o parâmetro  $v_{EMP}$  é determinado para cada amostra  $t_0$  na zona alvo. Cada parâmetro  $v_{EMP}$  é testado em uma malha regular discreta e define várias hipérbolas nos painéis PMC. O parâmetro  $v_{EMP}$  que produzir a coerência mais alta é armazenado, este procedimento é semelhante a realizar um espectro de velocidade, onde seleciona-se automaticamente as velocidades de empilhamento através da máxima coerência. A soma de traços sísmicos PMC ao longo da hipérbole assim definida, no respectivo  $t_0$ , simula uma seção (AN) empilhada PMC inicial, por isso esta etapa é também denominada de *empilhamento PMC automático*, já que é equivalente ao empilhamento convencional PMC (STN/STO), porém com a determinação automática do parâmetro  $v_{EMP}$ .

Assim, determina-se  $v_{EMP}$  por meio da coerência mais alta ao longo das curvas correspondentes nos painéis PMC, ou seja, calcula-se o valor de coerência ao longo das hipérbolas dadas pela equação (5.3) e é selecionada a que fornecer o valor de coerência mais alto. Uma seção de coerência resultante desta etapa exibe o valor da coerência determinado ao longo de hipérbolas em função da posição do PMC ( $x_m$ ) e do tempo de trânsito AN ( $t_0$ ). As seções de coerência são úteis para o controle de qualidade e os seus valores de coerência são indicadores da qualidade do ajuste da curva de empilhamento aos eventos sísmicos. Além disso, é obtida uma representação do parâmetro  $v_{EMP}$  na zona de alvo de empilhamento, chamada de seção da velocidade de empilhamento  $v_{EMP}$ . Nesta etapa, os eventos com mergulhos conflitantes não são considerados, devido as diferentes contribuições dos eventos sísmicos terem aproximadamente o mesmo sobretempo na configuração PMC, por conseguinte, os valores do parâmetro  $v_{EMP}$  (seção  $v_{EMP}$ ) não são significantes em situações de mergulhos conflitantes. Portanto, como resultado desta primeira etapa é obtido três seções iniciais: 1) seção de coerência, 2) seção  $v_{EMP}$  e 3) seção AN simulada.

#### 5.5.1.2 Busca (ou empilhamento) AN linear e hiperbólica/ determinação de $R_{PIN}$

Primeiramente, nesta segunda etapa, a superfície de empilhamento SRC (equação 5.1) é restringida a sua interseção com a seção AN simulada resultante da etapa anterior, e esta seção



AN simulada inicial é submetida a uma análise dos parâmetros SRC ( $\beta_0$ ,  $R_N$ ) através das equações (5.6) e (5.7) e das medidas de coerência.

Para determinar  $\beta_0$  é realizado novamente para cada ponto de amostragem  $P_0$  uma busca uni-paramétrica, no intervalo entre  $-\pi/2$  e  $\pi/2$ , onde a análise da função similaridade é executada pela equação (5.7) que é uma aproximação de primeira ordem da equação (5.6) é denominada de *empilhamento AN linear*. Para satisfazer razoavelmente bem o empilhamento AN linear é escolhida uma abertura relativamente pequena para diferença ( $x_m - x_0$ ) na seção AN inicial, onde esta diferença é delimitada formalmente pela zona de Fresnel projetada (seção 3.4). A busca automática dos ângulos de emergência iniciais  $\beta_0^i$  é realizada gerando espectros de ângulo em uma malha regular discreta de ângulos, isto é, a medida de coerência em função do ângulo de emergência. Estes espectros são analisados de acordo com o extremo de coerência dos eventos sísmicos, ou seja, os ângulos de emergência que gerarem as coerências mais altas são armazenados como ângulos de emergência iniciais  $\beta_0^i$ . Em caso de eventos com mergulhos conflitantes, são armazenados mais de um ângulo  $\beta_0^i$  para um dado ponto  $P_0$ . Assim, uma soma dos dados sísmicos AN ao longo da aproximação de tempo de trânsito de primeira ordem nas amostras em tempo de trânsito AN ( $t_0$ ) gera a chamada *seção empilhada com ondas planas*.

Realiza-se na determinação de  $R_N$  uma busca uni-paramétrica em cada ponto de amostragem  $P_0$  muito análoga a busca automática de  $\beta_0^i$ . Porém, a análise da função similaridade é realizada pela equação (5.6) que é uma aproximação de segunda ordem da equação (5.1) e é chamada de *empilhamento AN hiperbólico* e uma abertura ( $x_m - x_0$ ) maior que a anterior é escolhida para este empilhamento, sendo a faixa da abertura limitada pelas trajetórias das ondas diretas e das ondas planas que emergem com ângulo  $\beta_0^i$ . Os empilhamentos AN hiperbólico e linear são aplicados à seção AN simulada obtidas no empilhamento PMC automático, e cada busca uni-paramétrica é aplicada em uma malha discreta inicial do respectivo parâmetro SRC. Para cada ponto de amostragem  $P_0$ , é realizado um empilhamento agora ao longo da curva hiperbólica descrita pela equação (5.6), usando os parâmetros SRC  $\beta_0^i$  e  $R_N^i$  encontrados pela análise de coerência na seção AN inicial.

Logo,  $R_{PIN}$  é o único parâmetro restante a ser determinado para cada ponto de amostragem  $P_0$ . Nesta fase da busca automática, os parâmetros  $v_{EMP}$  e  $\beta_0^i$  já estão disponíveis. Com equação (5.5),  $R_{PIN}^i$  é prontamente determinado. Como mencionado anteriormente,  $v_{EMP}$  não é significante

em eventos com mergulhos conflitantes, então,  $R_{PIN}^i$  não é também significativa em situações com mergulho conflitantes. Nestas situações, é necessário uma busca adicional de um novo parâmetro denominado de *raio de curvatura combinado*  $R_C$  (*estratégia de busca SRC estendida* (Mann, 2002)), porém, nem a seção AN simulada e nem a configuração PMC são apropriadas para esta busca adicional. Para evitar este problema, adota-se a configuração fonte comum ou receptor comum (FS/RC), nesta nova configuração são incluídos todos os traços sísmicos, o que aumenta a cobertura em comparação a configuração PMC. Com o conhecimento de  $\beta_0^i$ ,  $R_N^i$  e da velocidade empilhamento  $v_{EMP}$ , a faixa de possíveis valores para o novo parâmetro  $R_C$  é bem definida. A busca uni-paramétrica em cada ponto de amostragem  $P_0$  deste novo parâmetro é análoga a busca automática de  $R_N^i$ , no entanto, a análise da função similaridade é feita pela equação (5.8) que é uma aproximação de segunda-ordem da equação (5.1) denominada de *empilhamento FC/RC hiperbólica*. Com os parâmetros  $R_N^i$  e  $R_C$  já estimados, o parâmetro SRC restante a ser estimado  $R_{PIN}^i$  que considera agora os eventos com mergulhos conflitantes é determinado pela equação (5.9).

Para cada amostra  $t_0$  na zona alvo, valores iniciais do trio de parâmetros SRC ( $\beta_0^i$ ,  $R_{PIN}^i$  e  $R_N^i$ ) são disponíveis. Cada trio define uma superfície de empilhamento SRC no domínio  $(x_m, h, t)$ . Somando os dados pré-empilhados ao longo destas superfícies e colocando o resultado da soma na respectiva amostra  $t_0$  simula a seção empilhada SRC inicial.

A análise de coerência da superfície de empilhamento SRC com os dados pré-empilhados fornece, novamente, uma seção de coerência inicial. Esta seção é usada como a etapa anterior para estimar a qualidade do ajuste das superfícies de empilhamento SRC aos eventos sísmicos. Estes valores de coerência serão usados na etapa posterior para definir os limites de coerência na otimização dos parâmetros SRC. A apresentação dos parâmetros de empilhamento SRC ( $\beta_0$ ,  $R_{PIN}$  e  $R_N$ ) como função da posição AN ( $x_0$ ) e tempo de trânsito AN ( $t_0$ ) fornece a seção do ângulo de emergência ( $\beta_0$ ), a seção do raio de curvatura da auto-onda PIN ( $R_{PIN}$ ) e a seção do raio de curvatura da auto-onda N ( $R_N$ ).

Assim, nesta segunda etapa são obtidas cinco seções como resultados: 1) seção de coerência intermediária, 2) seção inicial  $\beta_0^i$ , 3) seção inicial  $R_{PIN}^i$ , 4) seção inicial  $R_N^i$ , e 5) seção AN simulada intermediária. O índice  $i$  indica o número de seções associadas aos eventos com mergulhos conflitantes.

5.5.1.3 Otimização local final ou busca final tridimensional

Todas as etapas anteriores de buscas automáticas dos parâmetros SRC desta estratégia são realizadas nas configurações PMC, AN, e FC/RC, isto é, em subconjuntos dos dados sísmicos de cobertura múltipla inteiro. Nesta etapa final, usa-se na análise de coerência a superfície de empilhamento SRC descrita pela aproximação do tempo de trânsito SRC (equação 5.1) e esta superfície é aplicada ao conjunto de dados sísmicos de cobertura múltipla original, utiliza-se também os parâmetros SRC ( $\beta_0^i$ ,  $R_{PIN}^i$ ,  $R_N^i$ ) encontrados nas etapas anteriores como pontos iniciais ou de partida de um processo ou algoritmo de otimização, ou seja, para achar os melhores parâmetros de empilhamento SRC possíveis. Nesta etapa final, utiliza-se um processo de otimização local simples chamado de *poliedro flexível* (detalhes em Jäger (1999) e Mann (2002)). Assim, os parâmetros de empilhamento SRC iniciais são usados para limitar o processo de busca nas proximidades do extremo global. Os trios de parâmetros SRC ótimos resultantes são usados no empilhamento, simulando uma seção AN SRC otimizada. Como em todas as etapas anteriores da estratégia de busca SRC pragmática-extendida é obtida também nesta última etapa uma seção de coerência que exhibe o valor de correlação em função de  $x_0$  e de  $t_0$ .

Portanto, como resultado final otimizado, obtido a partir da otimização tri-paramétrica, a qual para cada ponto de amostragem  $P_0$  faz uso da sua respectiva aproximação do tempo de trânsito SRC (equação 5.1) no domínio  $(x_m, h, t)$ , apresenta cinco seções otimizadas: 1) seção de coerência final, 2) seção final  $\beta_0$ , 3) seção final  $R_{PIN}$ , 4) seção final  $R_N$ , e 5) seção AN simulada final.

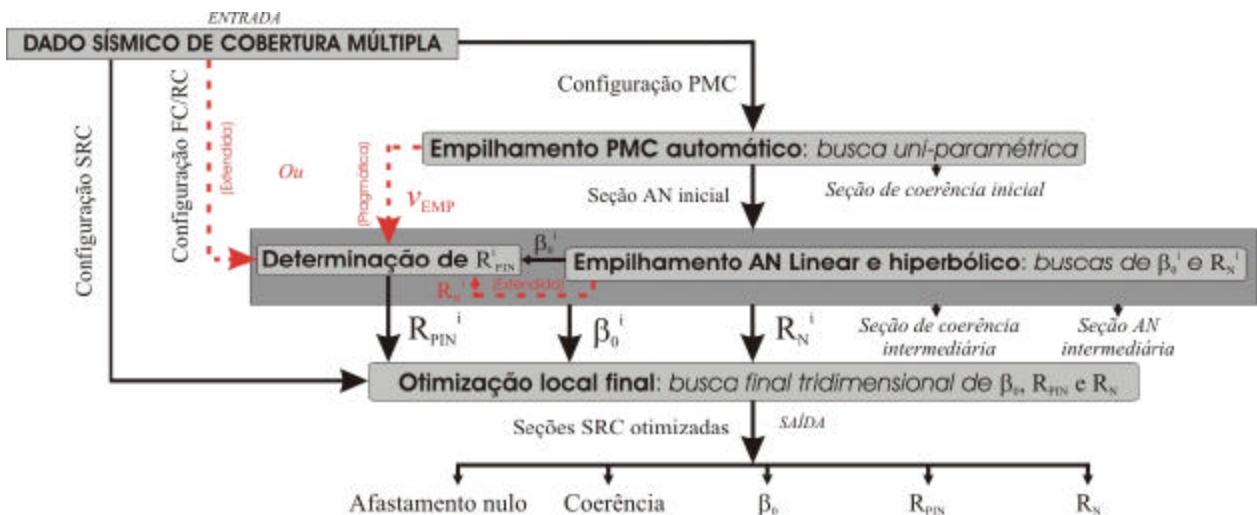


Figura 5.4: Fluxograma simplificado da estratégia SRC pragmática-extendida (Universidade de Karlsruhe)

A Figura 5.4 mostra o fluxograma simplificado que resume as principais etapas da estratégia de busca SRC pragmática-extendida da Universidade de Karlsruhe.

### 5.5.2 Estratégia de busca SRC global-local

A estratégia de busca proposta por Garabito (2001) é chamada neste trabalho de *estratégia de busca SRC global-local* e consiste em três etapas de busca automática, onde na primeira etapa são determinados dois parâmetros SRC iniciais, na segunda etapa é determinado apenas um parâmetro SRC inicial e, semelhantemente a primeira estratégia, a terceira e última etapa determina os parâmetros e seções SRC otimizados.

Nesta estratégia, a determinação do trio de parâmetros SRC iniciais é realizada pelo processo de otimização global *Simulated Annealing* (Kirkpatrick et al., 1983; Corona et al., 1987; Sen & Stoffa, 1995), devido à alta eficiência na convergência para o extremo global e o baixo tempo computacional gasto comparado com outros processos de otimização global.

Levando em conta os fatos mencionados acima, e com base nas particularizações da aproximação dos tempos de trânsito SRC apresentadas neste trabalho, propõe-se o método para a simulação de seções AN pela estratégia de busca SRC global-local. Assim, para determinação do trio de parâmetros SRC, associado a um ponto de amostragem da seção AN, consiste na aplicação do processo de otimização global *Simulated Annealing*; inicialmente, para a busca bidimensional (ou bi-paramétrica) de dois parâmetros SRC ( $\beta_0$ ,  $R_{PIN}$ ) e, posteriormente, para a busca unidimensional do terceiro parâmetro SRC ( $R_N$ ).

Por último, usando como solução inicial o trio de parâmetros SRC resultante da otimização global, é determinado o trio de parâmetros SRC ótimos ou finais aplicando o processo de otimização local *Quasi-Newton* (Gill et al., 1981). Nesta estratégia, com o propósito de melhor reconstruir os eventos com mergulhos conflitantes, além do mínimo global é também determinado um mínimo local forte ou bem definido; em outras palavras nos pontos de amostragem da seção AN, onde se tem cruzamento de eventos serão determinados dois conjuntos de parâmetros SRC, ou seja, para incluir eventos com mergulhos conflitantes apenas um extremo local é considerado em adição ao extremo global.

A seguir são descritas as três etapas que compreende esta segunda estratégia de busca SRC.

### 5.5.2.1 Otimização global pré-empilhamento: busca global bidimensional

Nesta primeira etapa, para cada ponto de amostragem  $P_0$  da seção AN a ser simulada são determinados um ou dois pares dos parâmetros SRC ( $\beta_0$ ,  $R_{PIN}$ ), por meio da aplicação do processo de otimização *Simulated Annealing* para uma busca bidimensional nos dados de cobertura múltipla, sendo que a função-objeto (equação 4.19) usa a aproximação do tempo de trânsito SDC (equação 5.2) para calcular as superfícies de empilhamento testadas e estas superfícies SDC são delimitadas formalmente nas coordenadas  $x_m$  e  $h$  pela zona de Fresnel projetada aproximada e pelo fator de estiramento STN, respectivamente (ver capítulo 6). Os pares de parâmetros SRC iniciais são gerados aleatoriamente, mas dentro do espaço de busca definido pelos intervalos estabelecidos para cada parâmetro.

Como resultado da otimização têm-se pares de parâmetros SRC correspondentes ao extremo global e um par de parâmetros SRC correspondentes a um extremo local para pontos da seção AN, onde se tem cruzamento de eventos.

O critério de corte utilizado para determinar e registrar o par de parâmetros SCR associados ao extremo local durante a evolução do processo de otimização global é um dado valor limite de coerência (limiar de coerência). Com isto são eliminados os extremos locais menos significativos (ou extremos fracos) com valores abaixo do limite de coerência.

Os resultados iniciais da simulação da seção AN desta etapa são as seguintes seções: 1) duas seções de coerência; 2) duas seções do parâmetro SRC  $\beta_0$ ; 3) duas seções do parâmetro SRC  $R_{PIN}$ ; e 4) uma seção AN simulada. Nos primeiros três resultados, a primeira seção corresponde aos extremos globais e a segunda seção aos extremos locais.

### 5.5.2.2 Otimização global pós-empilhamento: busca global unidimensional

Usando o valor do ângulo de emergência  $\beta_0$  anteriormente determinado, também para cada ponto de amostragem  $P_0$  da seção AN a ser simulada, é determinado o terceiro parâmetro SRC  $R_{PIN}$ , por meio da aplicação do processo de otimização *Simulated Annealing*. A busca global unidimensional é realizada na seção AN resultante da primeira etapa, mas neste caso a função-objeto (equação 4.19) utiliza para calcular as curvas de empilhamento a aproximação hiperbólica AN (equação 5.6) que é dependente dos parâmetros SRC  $\beta_0$  e  $R_N$  e da delimitação formal da coordenada  $x_m$  pela zona de Fresnel projetada.

Nesta etapa, são determinados os valores de  $R_N$  associados tanto aos extremos globais como também para todos os extremos locais encontrados na primeira etapa, ou seja, nos pontos de amostragem  $P_0$  da seção AN onde foram encontrados os extremos são determinados dois valores de  $R_N$ .

Os resultados obtidos nesta segunda etapa são duas seções intermediárias de coerências e duas seções iniciais do parâmetro SRC  $R_{PIN}$ . Também, nesta etapa são obtidas duas seções para cada resultado; isto é, uma seção para os extremos globais e outra para os extremos locais encontrados.

### 5.5.2.3 Otimização local pré-empilhamento: busca local tridimensional

Como resultados principais das duas etapas anteriores têm-se os valores do trio de parâmetros SRC iniciais ( $\beta_0^i$ ,  $R_{PIN}^i$  e  $R_N^i$ ), ou os dois trios de parâmetros SRC associados a cada ponto imagem da seção AN.

Para determinar simultaneamente os valores ótimos dos três parâmetros SRC e, conseqüentemente, a melhor superfície de empilhamento SRC, aplica-se o processo de otimização local *Quasi-Newton*. Como soluções iniciais para as buscas locais tridimensionais nos dados de cobertura múltiplas são usados os trios de parâmetros SRC resultantes das duas etapas anteriores, tanto para os trios de parâmetros SRC correspondentes aos extremos globais como também para os extremos locais.

Nesta etapa, a função-objeto (similaridade (equação 4.19)) usa a aproximação do tempo de trânsito SRC (equação 5.1) bem delimitada nas coordenadas  $x_m$  e  $h$  para calcular as superfícies de empilhamento SRC testadas. Os trios de parâmetros SRC ótimos resultantes desta etapa são usados para produzir a seção AN simulada.

Como resultado final da estratégia de busca SRC global-local tem-se a imagem da seção AN simulada pelo empilhamento SRC, a partir dos dados de cobertura múltipla. Adicionalmente, associados aos extremos globais e aos extremos locais, obtêm-se, então, os seguinte resultados: 1) duas seções de coerência otimizadas; 2) duas seções dos parâmetros SRC  $\beta_0$  otimizadas; 3) duas seções dos parâmetros SRC  $R_{PIN}$  otimizadas; e 4) duas seções dos parâmetros SRC  $R_N$  otimizadas. Estes resultados adicionais podem ser usados em etapas posteriores de processamento.

Por último, a Figura 5.5 ilustra o fluxograma simplificado que resume as principais etapas da estratégia de busca SRC global-local da Universidade Federal do Pará (UFPA).



Figura 5.5: Fluxograma simplificado da estratégia SRC global-local (Universidade Federal do Pará)

## CAPÍTULO 6

### DELIMITAÇÃO DAS ABERTURAS DA SUPERFÍCIE DE EMPILHAMENTO SRC

Este capítulo apresenta as definições de zona de Fresnel projetada e fator de estiramento STN como um critério de delimitação das aberturas da superfície de empilhamento SRC nas coordenadas ponto médio ( $x_m$ ) e meio afastamento ( $h$ ) (Mann, 2002; Paschoal & Garabito, 2003).

#### 6.1 ABERTURAS DA SUPERFÍCIE DE EMPILHAMENTO SRC

Pelos estudos anteriores, percebe-se que os dados sísmicos de cobertura múltipla definem apenas uma região ou área no plano  $x_m-h$ , assim a denominada *abertura de aquisição* é sempre inerente aos dados sísmicos (subseção 4.3.4). Denomina-se neste trabalho *aberturas da superfície de empilhamento SRC* a região (ou seja, conjunto de traços sísmicos) escolhida no conjunto de dados sísmicos para o empilhamento SRC. De modo menos extenso, adota-se a partir de agora a denominação *aberturas de empilhamento* para aberturas da superfície de empilhamento SRC. Normalmente, as aberturas de empilhamento são menores que as aberturas de aquisição, exceto em posições AN próximas as margens do conjunto de dados sísmicos. A abertura de empilhamento ótima deve ser aquela em que a curva de empilhamento é considerada tangente à curva ou superfície de tempo de trânsito do evento sísmico de reflexão correspondente. No entanto, a noção de tangência está intimamente relacionada à frequência dos pulsos sísmicos, uma vez que esta determina a largura do pulso.

Uma adequada delimitação da abertura de empilhamento é de grande importância para o empilhamento sísmico SRC, isto é, contribui para resolução da seção AN simulada pelo empilhamento SRC, assim, a abertura de empilhamento deve ser suficientemente adequada para conter os traços sísmicos em que o evento de reflexão seja tangente. Pois, uma abertura de empilhamento não adequada ou mal dimensionada pode ocasionar uma má resolução da imagem em subsuperfície, ou seja, uma abertura grande diminuirá a resolução do resultado, pois na somatória dos eventos sísmicos esta abertura poderá incluir traços sísmicos que interferem destrutivamente para a simulação correta dos eventos de reflexão, empilhando, assim, traços sísmicos que não contribuem ao empilhamento SRC. Por outro lado, uma abertura pequena também não aumentará a resolução, uma vez que o número de traços sísmicos que contribuem



diminui, pois ao contrário da abertura grande, esta pode excluir traços que interferem construtivamente para os eventos de reflexão resultando em perda de traços sísmicos adequados ao empilhamento, o que causa uma perda de resolução no resultado do empilhamento SRC.

No empilhamento SRC, a aproximação do tempo de trânsito SRC (equação 5.1) é uma aproximação de segunda ordem (hiperbólica) da resposta cinemática de reflexões em interfaces encurvadas na vizinhança paraxial ao raio central considerado e depende, necessariamente, além dos parâmetros de empilhamento SRC, do deslocamento ( $x_m - x_0$ ) e do meio afastamento  $h$ . Em geral, esta aproximação do tempo de trânsito SRC é válida na vizinhança paraxial do raio central considerado. Isso quer dizer que a superfície de empilhamento definida pela aproximação do tempo de trânsito SRC (equação 5.1) pode ser, até segunda ordem, tangente à curva (ou superfície) do correspondente evento de reflexão no conjunto de dados sísmicos. Esta superfície possui duas aberturas sendo: uma na coordenada ponto médio ( $x_m$ ) e outra na coordenada meio afastamento ( $h$ ). Assim, a delimitação destas duas aberturas é realizada respectivamente, a seguir, pela zona de Fresnel projetada e pelo fator de estiramento STN (Paschoal & Garabito, 2003). Para evitar efeitos de borda no empilhamento, as amostras situadas na borda das aberturas da superfície de empilhamento SRC são multiplicadas por uma *função de atenuação*. Esta função de atenuação é denominada na literatura pela palavra inglesa *taper* (ver Mann, 2002).

## 6.2 DELIMITAÇÕES DAS ABERTURAS DE EMPILHAMENTO

Nesta seção, apresenta-se a zona de Fresnel projetada (seção 2.4) e o fator de estiramento STN (subseção 4.3.4) como delimitações ótimas das aberturas da superfície de empilhamento SRC nas coordenadas  $x_m$  e  $h$ , respectivamente. A zona de Fresnel projetada e o fator de estiramento STN como delimitações da aproximação de tempo de trânsito SRC nas coordenadas  $x_m$ ,  $h$  (Paschoal & Garabito, 2003) impõem uma limitação no volume de dados, ou seja, uma restrição na análise de coerência e obviamente no empilhamento nas aberturas no plano  $x_m-h$ . A zona de Fresnel projetada para AN pode ser escrita em termos dos parâmetros de empilhamento SRC, logo, este auxílio físico pode ser avaliado durante o empilhamento SRC. Então, a zona de Fresnel projetada é delimitadora da abertura de empilhamento na coordenada  $x_m$ . Porém, para afastamentos finitos, a zona de Fresnel projetada não fornece informações matemáticas analíticas úteis, pois a influência da aproximação de segunda ordem hiperbólica em  $h$  é bem mais difícil de ser avaliada analiticamente, devido depender implicitamente da complexidade do modelo em

subsuperfície que é desconhecido, mas pode ser avaliada numericamente. Assim, é necessário no empilhamento SRC uma avaliação analítica ou delimitação da aproximação do tempo de trânsito SRC para afastamentos finitos. O fator de estiramento STN, bastante utilizado, como delimitador, no ajuste ótimo da coerência dos dados sísmicos PMC nos diagramas de similaridade (ou mapas de coerência) na etapa de análise de velocidade do empilhamento PMC (STN/STO) (subseção 4.3.2), é semelhantemente utilizado nesta seção como delimitador da aproximação do tempo de trânsito SRC na coordenada meio afastamento  $h$ . Assim como, a zona de Fresnel projetada é delimitadora da abertura de empilhamento na coordenada  $x_m$ .

### 6.2.1 Delimitação na coordenada ponto médio ( $x_m$ ): pela zona de Fresnel projetada

Hubral et al. (1993) introduziram o conceito da primeira *zona de Fresnel projetada* (Figura 6.1 - linha de cor lilás) em seções AN no domínio do tempo, tendo como contrapartida a primeira da zona de Fresnel no domínio da profundidade (Figura 6.1 - linha de cor marrom). A zona de Fresnel projetada determina na linha de aquisição a maior e mais adequada contribuição de um segmento ou arco de refletor particular em subsuperfície, portanto, representa uma boa abertura de empilhamento para o imageamento sísmico via empilhamento SRC. A Figura 6.1 mostra modelo sintético composto por três camadas homogêneas sobre um semi-espaco: com um raio central AN ou de incidência normal (linha de cor vermelha), com raios paraxiais a este raio central AN (linhas de cor azul), com a zona de Fresnel (linha de cor marrom) em subsuperfície e com as zonas de Fresnel projetada e projetada aproximada, que é a aproximação da auto-onda N por uma onda plana na linha de aquisição.

As determinações da zona de Fresnel e da zona de Fresnel projetada requerem o conhecimento do modelo de subsuperfície, porém, Hubral et al. (1993) demonstraram como a zona de Fresnel projetada pode ser estimada a partir das medidas de tempos de trânsito com a utilização da teoria paraxial do raio. Como mostrado anteriormente na subseção 3.1, os parâmetros de empilhamento SRC ( $\beta_0$ ,  $R_{PIN}$ ,  $R_N$ ), caracterizam as frentes de ondas das auto-ondas PIN e N. Estes parâmetros de empilhamento SRC estão relacionados ao processo físico de propagação da onda através do meio analisado e determinam o comportamento cinemático e dinâmico da onda, ou seja, é possível desenvolver aplicações que descrevem as propriedades cinemáticas e dinâmicas da onda através dos parâmetros de empilhamento SRC. Neste caso, estes parâmetros SRC são aplicados ao cálculo da abertura de empilhamento na coordenada ponto

médio ( $x_m$ ) utilizando a definição de zona de Fresnel projetada, como apresentado anteriormente na subseção 3.5. Logo, a zona de Fresnel projetada só pode ser calculada uma vez que todos os parâmetros de empilhamento SRC já foram determinados.

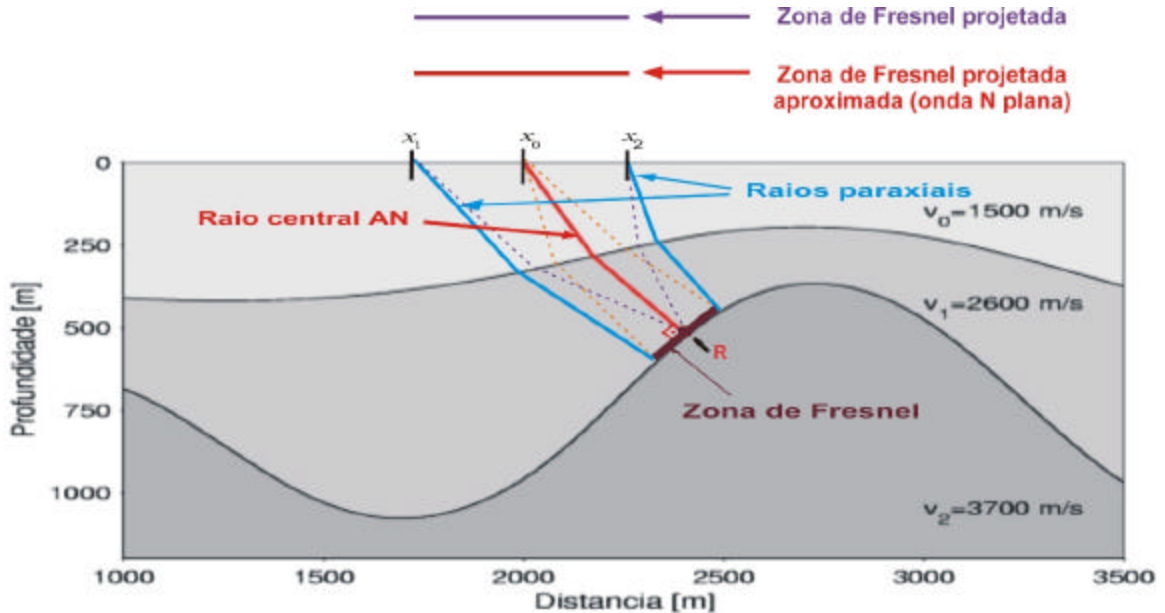


Figura 6.1: Modelo composto de três camadas homogêneas com um raio central AN (linha de cor vermelha), com raios paraxiais a este raio central AN (linhas de cor azul), com a zona de Fresnel (linha de cor marrom) em subsuperfície e com as zonas de Fresnel projetada e projetada aproximada (auto-onda N sendo uma onda plana) na linha de aquisição. (modificado de Paschoal & Garabito, 2003)

O conjunto completo dos parâmetros de empilhamento SRC permite calcular o tamanho da primeira zona de Fresnel projetada (subseção 3.5). Isto pode ser realizado comparando o tempo de trânsito verdadeiro do evento de reflexão com seu evento de difração associado e caracterizado pela identidade  $R_N = R_{PIN}$ . As posições onde estes eventos diferem da metade do período dominante dos pulsos sísmicos ( $T$ ) define a extensão ou tamanho da zona de Fresnel projetada e, assim, abertura ótima é aplicada na busca dos parâmetros SRC e no empilhamento SRC. Obviamente, o tamanho da zona de Fresnel projetada é facilmente definido para cada conjunto de parâmetros de empilhamento SRC a ser testado. Porém, no início das estratégias de busca SRC não se pode fazer uso deste procedimento de delimitação, embora este forneça a mais consistente delimitação para o problema da abertura na coordenada  $x_m$ . A consideração da zona de Fresnel projetada durante a busca dos parâmetros de empilhamento SRC muda o número de traços sísmicos que contribui para cada um dos conjuntos dos parâmetros de empilhamento SRC

testado. Infortunadamente, a análise de coerência que seleciona os eventos sísmicos ótimos é muito sensível ao número de traços considerados.

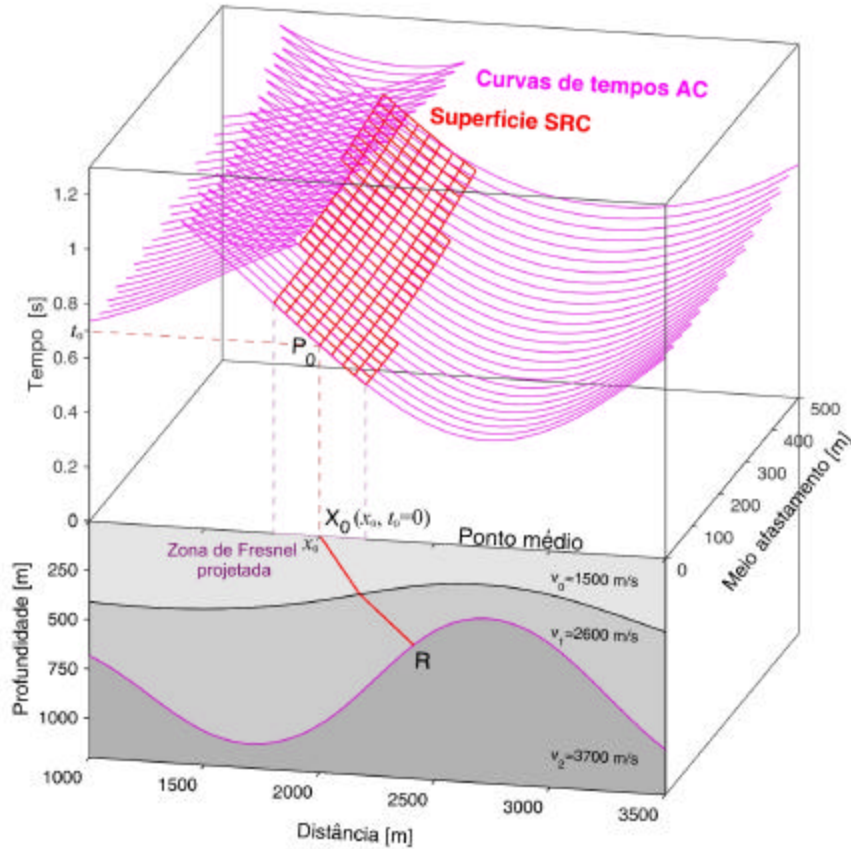


Figura 6.2: *Parte inferior*: Modelo composto de duas camadas homogêneas sobre um semi-espço com um raio AN ou de incidência normal (linha de cor vermelha). *Parte superior*: Superfície de cobertura múltipla (linhas de cor magenta) correspondente às reflexões da segunda interface. As linhas de cor vermelha definem a superfície SRC correspondente ao ponto de reflexão  $R$  calculada pela aproximação do tempo de trânsito SRC (equação 5.1) e delimitada na coordenada ponto médio ( $x_m$ ) pela diferença numérica dos tempos hiperbólicos de reflexão e difração, para todos os meio afastamento ( $h$ ). (Paschoal & Garabito, 2003)

Para ilustração de uma superfície de empilhamento definida pela aproximação do tempo de trânsito SRC (equação 5.1) e delimitada na coordenada ponto médio ( $x_m$ ) pela definição de zona de Fresnel projetada. Considera-se o modelo sintético composto por duas camadas homogêneas sobre um semi-espço, parte inferior da Figura 6.2. Na parte superior desta Figura, no plano  $x_m-h$ , mostra-se as curvas dos tempos de trânsito verdadeiros das reflexões primárias (curvas de cor mangenta) correspondentes ao segundo refletor, medidas ao longo da linha sísmica com geometrias de afastamento comum (AC) entre os pares fonte-receptor. As linhas de cor vermelha

formam a superfície de empilhamento no ponto de amostragem  $P_0$ , correspondente a uma reflexão primária no ponto  $R$  localizado sobre a segunda interface refletora. Neste caso, os parâmetros de empilhamento SRC associados ao raio central (AN) normal  $X_0RX_0$ , são calculados por modelamento direto. Além disso, a parte superior da Figura 6.2 mostra a delimitação da abertura da superfície de empilhamento SRC na coordenada ponto médio ( $x_m$ ), utilizando a definição da zona de Fresnel projetada, ou seja, a diferença numérica entre os tempos de trânsito hiperbólicos de reflexão e de difração, para todos os meio afastamento ( $h$ ), considerando uma frequência dominante de 30 Hz. Observa-se que a superfície SRC mostrada Figura 5.1, tem a delimitação empírica retangular, apresenta uma forma geométrica diferente da superfície SRC da Figura 6.2, que tem delimitação realizada pela definição da zona de Fresnel.

Um detalhe importante de ressaltar, é que a zona de Fresnel projetada para AN (equação 3.23) somente pode ser utilizada depois de simulada uma seção AN SRC, pois esta equação depende dos parâmetros de empilhamento SRC iniciais obtidos durante a simulação da seção AN. Assim, as primeiras etapas do empilhamento SRC inicial e intermediária, necessitam de uma abertura de empilhamento determinada aproximadamente para coordenada ponto médio ( $x_m$ ). Então, considerando um meio em subsuperfície composto por camadas homogêneas plano-horizontais e, que implica que a auto-onda N é uma onda plana na vizinhança paraxial do ponto  $X_0$  ( $x_0, t_0 = 0$ ) na linha de aquisição, isto é,  $R_N \rightarrow \infty$ . A auto-onda PIN vizinhança paraxial do ponto  $X_0$  (linha de aquisição) tem raio de curvatura  $R_{PIN}$  igual a  $v_0 t_0/2$  e  $\beta_0 = 0$ . Substituindo as considerações de  $R_N$ ,  $R_{PIN}$  e  $\beta_0$  na equação (3.23), tem-se

$$|x_m - x_0| = \frac{v_0}{2} \sqrt{Tt_0}, \quad (6.1)$$

onde  $v_0$  é a velocidade na vizinhança paraxial do ponto  $X_0$  na linha de aquisição,  $T$  é o período (ou frequência,  $f = 1/T$ ) dominante dos pulsos sísmicos e esta delimitação da zona de Fresnel projetada aproximada (Figura 6.1 - linha de cor vermelha) não depende dos parâmetros de empilhamento SRC e é usada nas primeiras etapa do empilhamento SRC.

Como supracitado, a definição de zona de Fresnel projetada não delimita a abertura da superfície de empilhamento SRC na coordenada meio afastamento ( $h$ ). Isto significa pela teoria paraxial do raio, ainda, não se pode determinar o tamanho máximo adequado da abertura de empilhamento na coordenada meio afastamento ( $h$ ), apenas na coordenada ponto médio ( $x_m$ ).

### 6.2.2 Delimitação na coordenada meio afastamento ( $h$ ): pelo fator de estiramento STN

Como mencionado anteriormente na subseção 6.2.2, a definição de zona de Fresnel projetada não delimita o tamanho da abertura da superfície de empilhamento SRC na coordenada meio afastamento ( $h$ ). Porém, é necessário delimitar tal abertura nesta coordenada, para obter a melhor e mais adequada superfície de empilhamento SRC e conseqüentemente uma melhor imagem na seção AN.

Delimita-se neste trabalho, a abertura de empilhamento SRC na coordenada meio afastamento ( $h$ ) pelo fator de estiramento STN ( $E_{STN}$ ), definido matematicamente pela derivada do tempo de trânsito AN em relação ao tempo de trânsito arbitrários para afastamentos não nulos (equação 4.21) (Yilmaz, 1987; Barnes, 1992). Portanto, o meio afastamento ( $h$ ) mais adequado obtido a partir da equação (4.21) para um dado tempo de trânsito ( $t$ ) é:

$$h(t) = \frac{v_0 a}{2\sqrt{1+a^2}} t, \quad (6.2)$$

onde  $a = \frac{2h}{v_0 t_0}$ . Para este caso particular o parâmetro geométrico adimensional  $a$  indica a relação entre o meio afastamento ( $h$ ) na linha de aquisição e a espessura ( $v_0 t_0 / 2$ ) da primeira camada em subsuperfície, considerada homogênea plano-horizontal. Isto corresponde ao procedimento padrão no processamento convencional (empilhamento PMC).

A equação (6.2) é uma função linear dependente de  $t$  muito utilizada como delimitadora no plano  $t-h$  da medida de coerência dos dados sísmicos PMC na etapa de análise de velocidade do empilhamento PMC (STN/STO), assim, esta equação (6.2) tem a finalidade de interpolar linearmente dois pontos no plano  $t-h$ , o que é muito útil, também, para delimitação da abertura de empilhamento na coordenada  $h$ . Para utilização prática computacional os programas de processamento sísmicos industriais estabelecem que  $E_{STN} = 1.5$ , o que implica em  $a = 1,118$ .

A Figura 6.3 apresenta o mesmo modelo da Figura 6.2 (parte inferior). Porém, na parte superior, esta Figura ilustra ainda, a superfície de empilhamento delimitada na coordenada meio afastamento ( $h$ ) pelo fator de estiramento STN (equação 6.2). Enquanto que, a superfície de cor vermelha é delimitada também na coordenada ponto médio ( $x_m$ ) pela definição de zona de Fresnel projetada. As linhas de cor pretas e verdes formam uma superfície de empilhamento, delimitadas

na coordenada ponto médio ( $x_m$ ): para o painel com meio afastamento igual a zero ( $h = 0$ ) pela definição de zona de Fresnel projetada; e para painéis com meio afastamento não nulos ( $h \neq 0$ ) por uma abertura empírica elíptica. A distinção entre as superfícies de empilhamento de cor preta e de cor verde é que abertura empírica elíptica de cor preta é gerada em relação ao ponto médio comum (PMC), enquanto que, a abertura empírica elíptica de cor verde é gerada em relação ao ponto de reflexão comum (PRC).

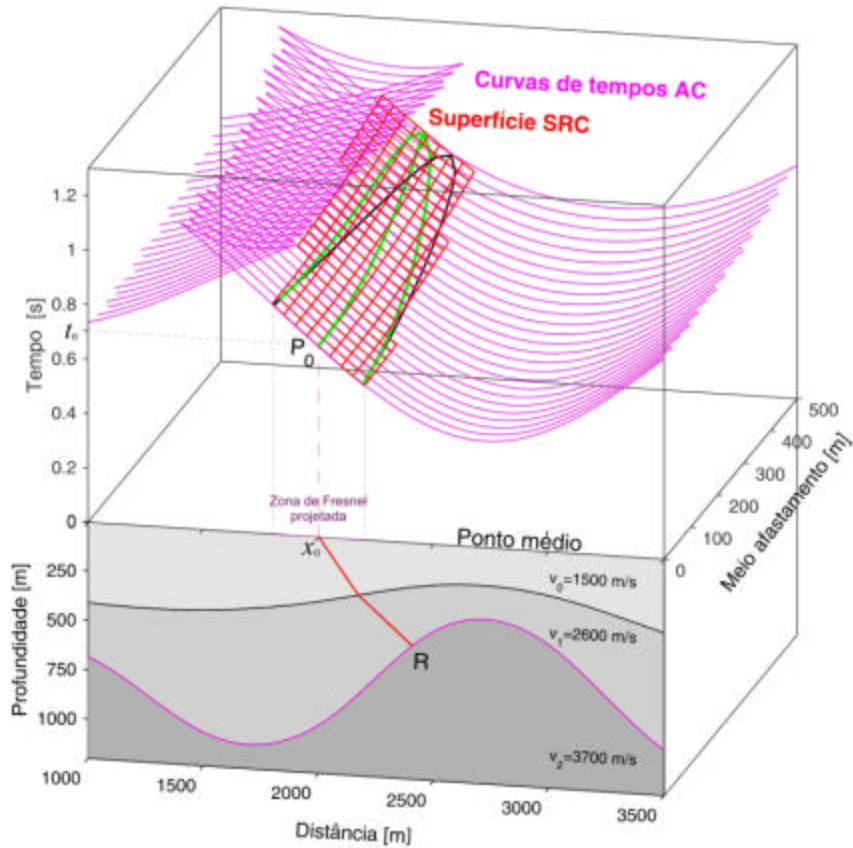


Figura 6.3: *Parte inferior*: Modelo composto de duas camadas homogêneas sobre um semi-espaço com um raio AN ou de incidência normal (linha de cor vermelha). *Parte superior*: Superfície de cobertura múltipla (linhas de cor magenta) correspondente às reflexões da segunda interface. As linhas de cor vermelha definem a superfície SRC correspondente ao ponto de reflexão  $R$  calculada pela aproximação do tempo de trânsito SRC (equação 5.1) e é delimitada na coordenada meio afastamento ( $h$ ) pelo fator de estiramento  $STN$  ( $E_{STN}$ ) e na coordenada ponto médio ( $x_m$ ) pela diferença numérica dos tempos hiperbólicos de reflexão e difração, para todos os meio afastamento ( $h$ ). Enquanto que, os contornos pretos e verdes delimitam a superfície de empilhamento na coordenada  $x_m$ : para o painel  $h = 0$  pela equação (3.23) e para os painéis  $h \neq 0$  por uma abertura empírica elíptica em relação ao PMC (linhas de cor preta) e em relação ao PRC ( $x_{PRC}$ ) (linhas de cor verde), respectivamente. (Paschoal & Garabito, 2003)

## 6.2.2.1 Formalismo SRC versus estiramento STN

É importante ressaltar, que o efeito de estiramento dos pulsos sísmicos não acontece na formulação matemática do empilhamento SRC quando aplicada a correção STN (horizontalização dos pulsos sísmicos). Pois, no empilhamento convencional PMC (STN/STO) quando é aplicada a correção STN nos traços sísmicos de um painel PMC acontece o efeito de estiramento (alongamento) no período dominante do pulso sísmico (Yilmaz, 1987). A fim de neutralizar este efeito, parte dos sinais sísmicos afetados por este problema são eliminados antes do empilhamento, em uma etapa de processamento chamada de silenciamento (mute) (subseção 4.3.4).

Como mostra a equação (4.23), o resultado matemático da derivação da aproximação do tempo de trânsito PMC (STN/STO) (equação 4.6) indica que a aplicação da correção STN no empilhamento PMC (STN/STO) altera a período ou frequência instantânea do pulso de um fator de estiramento STN ( $E_{STN}$ ). Enquanto que, dentro da formulação matemática do empilhamento SRC, a aplicação da correção STN não modifica o período ou frequência dominante do pulso sísmico. Porém, os pulsos sísmicos são distorcidos pelo fato da limitação da aproximação (hiperbólica) do tempo de trânsito SRC (equações 5.1 e 5.3) para grandes afastamentos ( $2h$ ), pois esta aproximação hiperbólica é desenvolvida para descrever tempos de trânsito de raios paraxiais na proximidade de um dado raio central AN, e quando os raios paraxiais estão muito afastados do raio central AN, a aproximação do tempo de trânsito SRC não é mais precisa distorcendo os pulsos sísmicos, necessitando assim de delimitações na coordenada meio afastamento ( $h$ ) e também na coordenada ponto médio ( $x_m$ ). Todavia, esta distorção dos pulsos sísmicos no empilhamento SRC é diferente da distorção no empilhamento convencional PMC (STN/STO) que acontece até para pequenos afastamentos em interfaces refletoras rasas.

Antes de demonstrar matematicamente que a aplicação correção STN na formulação do empilhamento SRC não afeta os pulsos sísmicos, é necessário particularizar a equação (5.3) para as seguintes considerações:  $\beta_0 = 0$  e  $R_{PIN} = (v_0 t_0)/2$ . Estas considerações implicam que as camadas em subsuperfície são homogêneas e com interfaces horizontais, onde este modelo é intrínseco da correção STN.

Substituindo as considerações estabelecidas ( $\beta_0 = 0$ ,  $R_{PIN} = (v_0 t_0)/2$ ) na equação (5.3) e reescrevendo-a para derivação, tem-se (Garabito et al., 2003a):



$$t_{\text{PMC}}(h) = t_0 + \frac{2}{v_0} \left( \sqrt{R_{\text{PIN}}^2 + h^2} - R_{\text{PIN}} \right). \quad (6.3)$$

Calculando o fator de estiramento STN ( $E_{\text{STN}}$ ) pela derivada da equação (6.3) em relação  $t_0$ , obtém-se:

$$E_{\text{STN}} = \frac{dt_0}{dt} = \frac{T_0(t_0)}{T_h(t)} = \frac{f_h(t)}{f_0(t_0)} = 1. \quad (5.7)$$

Isto implica que o período ou a frequência instantânea do pulso sísmico antes e depois de aplicada a correção STN na formulação matemática do empilhamento SRC, permanece a mesma, sem alteração, ou seja,  $T_0(t_0) = T_h(t)$  ou  $f_0(t_0) = f_h(t)$ . Assim, dentro da formulação do empilhamento SRC, os efeitos de alongamento do pulso sísmico podem ser evitados, ou seja, o período ou a frequência instantânea do pulso antes e depois de aplicada a correção STN, permanece inalterada. Isto preserva as características do sinal observado até um determinado afastamento ( $2h$ ).

Sabe-se que a superfície de empilhamento SRC é determinada independentemente para cada valor de  $t_0$  pelas estratégias de buscas SRC. Portanto, os parâmetros de empilhamento SRC ( $\beta_0$ ,  $R_{\text{PIN}}$  e  $R_{\text{N}}$ ) permanecem os mesmos para cada reflexão de afastamento arbitrário. Estes parâmetros são independentes de  $t_0$ , desde que  $t_0$  pertença a mesma reflexão na seção AN a ser simulada, isto é, desde que se considere o mesmo evento de reflexão, as superfícies de empilhamento SRC permanecem paralelas e, conseqüentemente, a aplicação da correção STN na formulação matemática SRC não alongará o pulso sísmico. Isto também significa que o conteúdo do período (ou frequências) antes e depois de aplicar a correção STN na formulação matemática SRC é preservado e nenhum efeito de estiramento é observado. Na prática, é claro que por causa de dados ruidosos, a análise de coerência nas estratégias de buscas SRC não conduzem sempre a parâmetros SRC ( $\beta_0$ ,  $R_{\text{PIN}}$  e  $R_{\text{N}}$ ) idênticos para todos os valores de  $t_0$  de um evento de reflexão na seção AN a ser simulada. Porém, na maioria das situações os parâmetros SRC obtidos são suficientemente próximos para manter quase a totalidade dos efeitos de estiramento desprezíveis, mas, nas regiões com baixa coerência sofrem estiramento adicional. Uma outra vantagem do empilhamento SRC em relação ao empilhamento PMC (STN/STO) é que o empilhamento SRC pode determinar de maneira automática o macro modelo de velocidade em profundidade, com

apenas a consideração a priori da velocidade próxima à linha sísmica de aquisição ser constante, ou seja, no método de empilhamento SRC não há a necessidade da interação do usuário (processador), como há na análise de velocidade do método de empilhamento PMC.

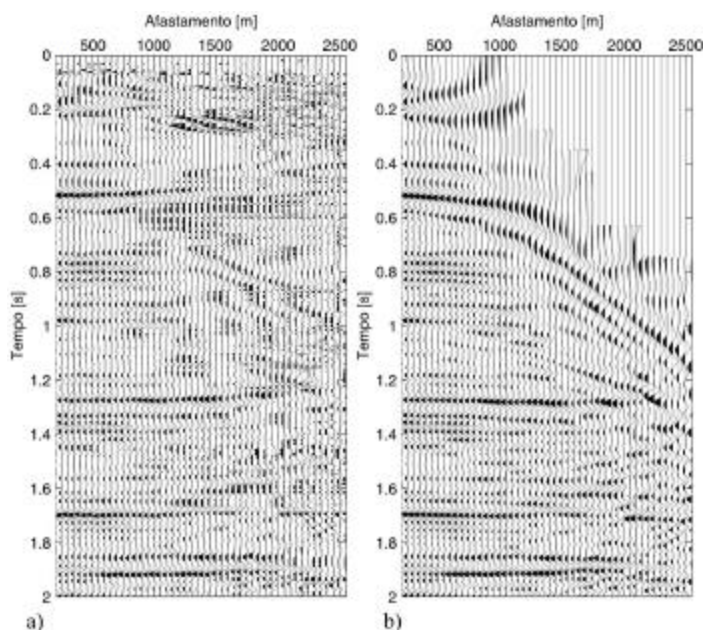


Figura 6.4: Mostra a correção STN aplicada ao painel PMC 580 dos dados Marmousi, localizado na posição 7700m da coordenada ponto médio ( $x_m$ ). a) correção STN na formulação matemática do empilhamento SRC e b) correção STN para a formulação matemática do empilhamento PMC (STN/STO). (Garabito et al., 2003a)

Para ilustração a Figura 6.4 mostra a aplicação da correção STN aos traços sísmicos do painel PMC 580 (Figura 4.5b) do conjunto de dados sísmicos Marmousi e em cada formulação matemática dos empilhamentos SRC e PMC (STN/STO). Observa-se na Figura 6.4a que o período do pulso sísmico dentro da formulação do empilhamento SRC não distorce quando aplicada à correção STN, porém, para afastamentos longos os eventos distorcem pelo fato da aproximação do tempo de trânsito SRC (equações 5.1 e 5.3) perder precisão. Enquanto que, a Figura 6.4b mostra que a simples aplicação da correção STN na formulação do empilhamento convencional PMC (STN/STO) distorce o período (ou frequência) do pulso sísmico em qualquer afastamento e para refletores mais rasos.

## CAPÍTULO 7

### EXEMPLOS DE APLICAÇÕES EM DADOS SÍSMICOS SINTÉTICOS E REAIS

Neste capítulo são apresentadas as descrições das dificuldades de imageamento sísmico da bacia paleozóica Amazônica. Assim como, a aplicação dos métodos de empilhamentos PMC (STN/STO), SRC pragmático-extendido e SRC global-local em dois dados sísmicos de cobertura múltipla, que são os dados sísmicos sintéticos Marmousi e um conjunto de dados sísmicos reais terrestres da bacia paleozóica Amazônica.

Para comparação e avaliação desses três métodos de empilhamento sísmico são geradas e mostradas como resultado final às seções AN simuladas, as seções dos parâmetros SRC e outras são mostradas, mas não serão os alvos desta dissertação.

Atualmente, várias aplicações destes métodos de empilhamento já foram realizados em dados sintéticos e reais bastantes complexos e ruidosos, porém, na literatura de Geofísica sobre imageamento sísmico não há publicações ou trabalhos que compare estes três métodos de empilhamento, simultaneamente, em um mesmo conjunto de dados sísmicos (sob idênticas condições cinemáticas e dinâmicas).

Principalmente, não existe uma comparação entre dois métodos de empilhamentos SRC, porém, entre apenas um método de empilhamento SRC e o empilhamento convencional PMC (STN/STO) existem vários trabalhos publicados (Mann et al., 1999; Trape et al., 2001; Garabito et al., 2003a, Garabito et al., 2003b, etc.).

Portanto, este trabalho tem como objetivo principal e inédito apresentar a aplicação e comparação destes três métodos de empilhamento.

Para a execução computacional de todas as operações ou processos dos métodos de empilhamentos no Laboratório de Processamento Sísmico (ProSis) da UFPA foram utilizados: para o empilhamento convencional PMC (STN/STO) uma estação de trabalho IBM Power Station 370, equipada com o programa de processamento sísmico comercial FOCUS v. 4.01.

Enquanto que, para os dois empilhamentos SRC um servidor PC-LINUX com dois processadores de 800 MHz cada um e 750 MB de memória RAM de trabalho.

## 7.1 EMPILHAMENTOS PMC (STN/STO), SRC PRAGMÁTICO-EXTENDIDO E SRC GLOBAL-LOCAL NOS DADOS MARMOUSI

Nesta seção é apresentada a aplicação dos métodos de empilhamentos PMC (STN/STO), SRC pragmático-extendido e SRC global-local nos dados sísmicos Marmousi, descrito detalhadamente no Apêndice A. A fim de comparar e avaliar os resultados desses três métodos de empilhamento sísmico são geradas e mostradas as seções AN simuladas dos dados Marmousi, e no caso dos empilhamentos SRC são mostrados as seções de coerências e as seções dos três parâmetros de frentes de ondas. Pois, várias aplicações destes métodos de empilhamento já foram realizadas em dados sintéticos bastantes complexos (Mann, 2002; Garabito et al., 2003a), porém, em nenhum outro trabalho anterior a este, a comparação destes três métodos de empilhamento foi realizada simultaneamente, principalmente, entre os dois métodos de empilhamentos SRC.

Neste trabalho, os processamentos sísmicos dos dados Marmousi pelos três métodos de empilhamentos são realizados nos dados sísmicos originais, isto é, sem a aplicação de nenhum tipo de pré-processamento (ganhos, deconvolução, etc.), e sem a adição de nenhum tipo de ruído nos dados de entrada. Como exemplos dos dados de entrada são mostrados duas seções de fonte comum nas Figuras A.6 e A.7 do Apêndice A.

O processamento sísmico dos dados Marmousi com o método de empilhamento sísmico convencional PMC (STN/STO) é realizado aplicando diferentes processos descritos na seção 4.3 e mostrados no fluxograma ilustrado pela Figura 4.10, o qual utiliza o pacote comercial FOCUS. A seção AN simulada que é resultado final do método de empilhamento convencional PMC (STN/STO) é mostrada na Figura 7.1. Para o processamento sísmico com os dois métodos de empilhamentos SRC, com o propósito de fazer uma comparação válida, são utilizados os mesmos parâmetros de processamento, como por exemplo, tamanho idêntico de aberturas nos eixos ponto médio e meio afastamento, tipo de coerência, janela de coerência, etc. Os fluxogramas de processamento SRC pragmático-extendido e global-local aplicados para o processamento dos dados Marmousi são mostradas nas Figuras 5.3 e 5.4, respectivamente. As Figuras 7.2 e 7.3 mostram as seções AN simuladas dos dados Marmousi, que são os resultados finais dos métodos de empilhamentos SRC pragmático-extendido e global-local, respectivamente. Nas Figuras 7.4 e 7.5 mostram-se os parâmetros de frentes de ondas obtidos pelos empilhamentos SRC pragmático-extendido e global-local, respectivamente.

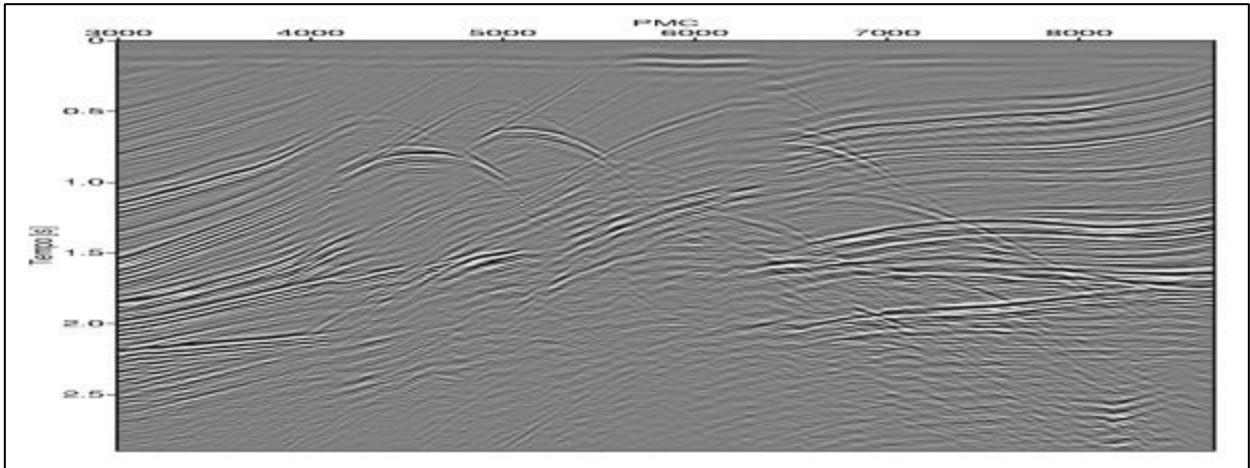


Figura 7.1: Seção AN simulada pelo método de empilhamento convencional PMC (STN/STO).

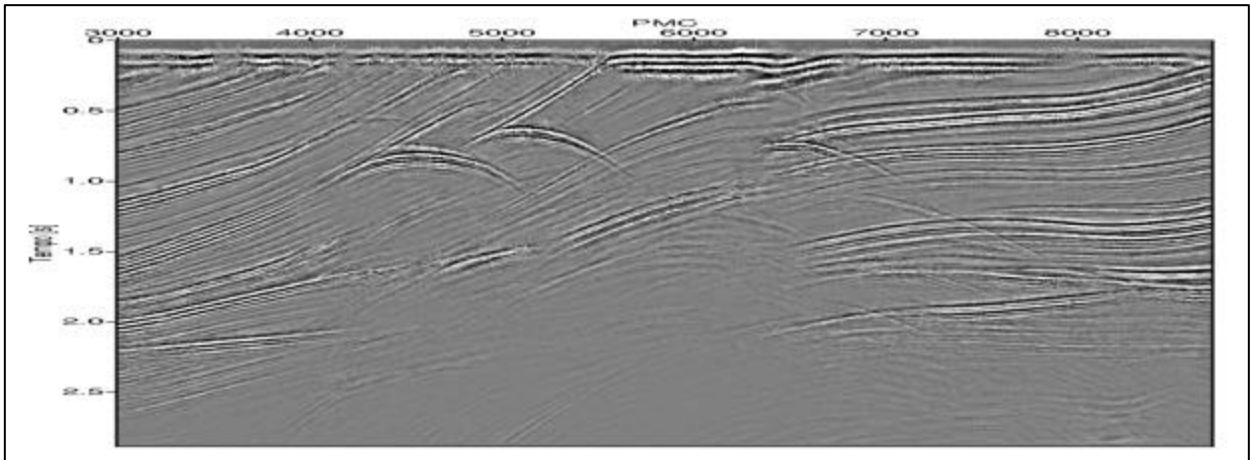


Figura 7.2: Seção AN simulada pelo método de empilhamento SRC pragmático-extendido.

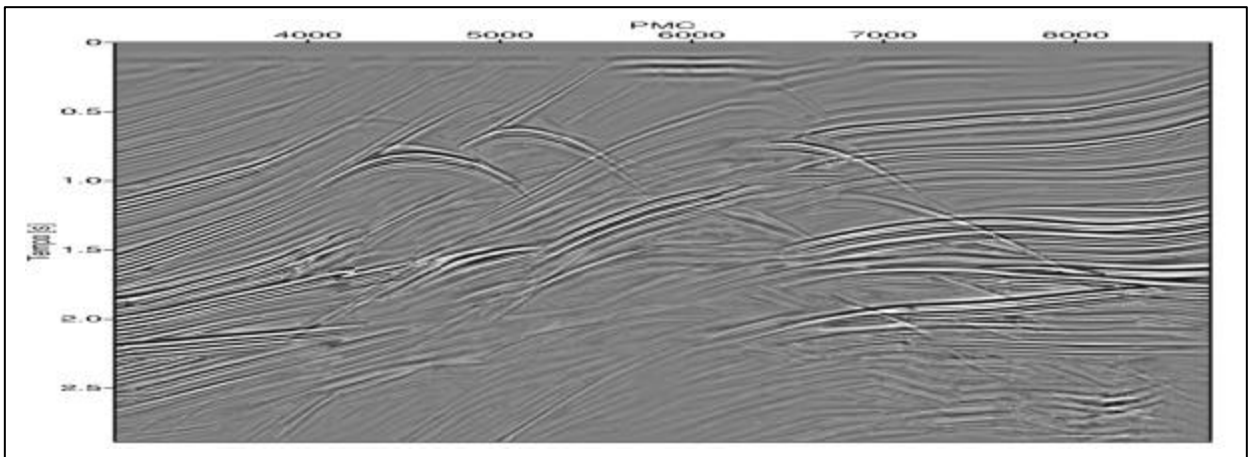


Figura 7.3: Seção AN simulada pelo método de empilhamento SRC global-local.

## 7.2 COMPARAÇÃO DOS RESULTADOS: DADOS SÍSMICOS MARMOUSI

Apesar das restrições teóricas do método de empilhamento PMC que é desenvolvido considerando meios com velocidade constante acima de interfaces planas horizontais e/ou inclinadas, este método fornece bons resultados quando aplicado a dados sísmicos de meios complexos como é o caso dos dados Marmousi. Então, a seção AN Figura 7.1, pode ser usada como referência para a comparação com os resultados de outros métodos. A seção AN resultante do método de empilhamento SRC baseado na estratégia pragmático-estendido (Figura 7.2), mostra que esta estratégia não produz resultados satisfatórios em todos os trechos da seção simulada. Comparado com a seção AN do método convencional PMC (Figura 7.1), a seção de AN obtida por este método mostra baixa resolução para tempos de trânsito superiores a 1.5 segundos na parte central da seção, e para tempos superiores 2.0 segundos nas partes laterais da seção. A perda de qualidade nos trechos citados da Figura 7.2 pode estar relacionada à baixa qualidade e à alta complexidade dos dados sísmicos, o que dificulta a determinação dos parâmetros SRC por meio das buscas automáticas utilizada nesta implementação SRC (pragmática-estendida), somando-se, também, a este problema o fato da estratégia de busca SRC pragmática-estendida utilizar os traços de um único painel PMC na busca dos parâmetros SRC. No caso do empilhamento convencional PMC este problema é solucionado usando um grupo de painéis PMC vizinhos, chamados em inglês de *super-gathers*, para aumentar a razão sinal/ruído e melhorar identificação de eventos sísmicos, gerando assim a imagem final razoavelmente melhor. A aplicação do método de empilhamento SRC que utiliza a estratégia global-local nos dados Marmousi fornece uma seção AN (Figura 7.3) com melhor resolução que os métodos de empilhamento convencional PMC e SRC pragmático-estendido. Ao contrário dos dois métodos citados, este último mostra ainda melhor resolução (menor razão sinal/ruído e melhor definição da continuidade dos refletores) na parte central e nas partes laterais nos tempos superiores a 2.0 segundos. No entanto, uma interpretação sísmica em seções migradas fornecerá uma comparação geofísica mais aprofundada dos resultados obtidos a partir dos dados Marmousi pelos três métodos de empilhamento, a qual não está definida como objetivo deste trabalho. A comparação das seções dos parâmetros sísmicos obtidos pelas duas estratégias de empilhamento SRC mostra que os parâmetros obtidos pela estratégia SRC global-local (Figura 7.5) são melhores estimados e tem menos flutuações. Este fato torna-se favorável para a aplicação destes parâmetros na determinação de velocidades, determinação do espalhamento geométrico, e outras aplicações.

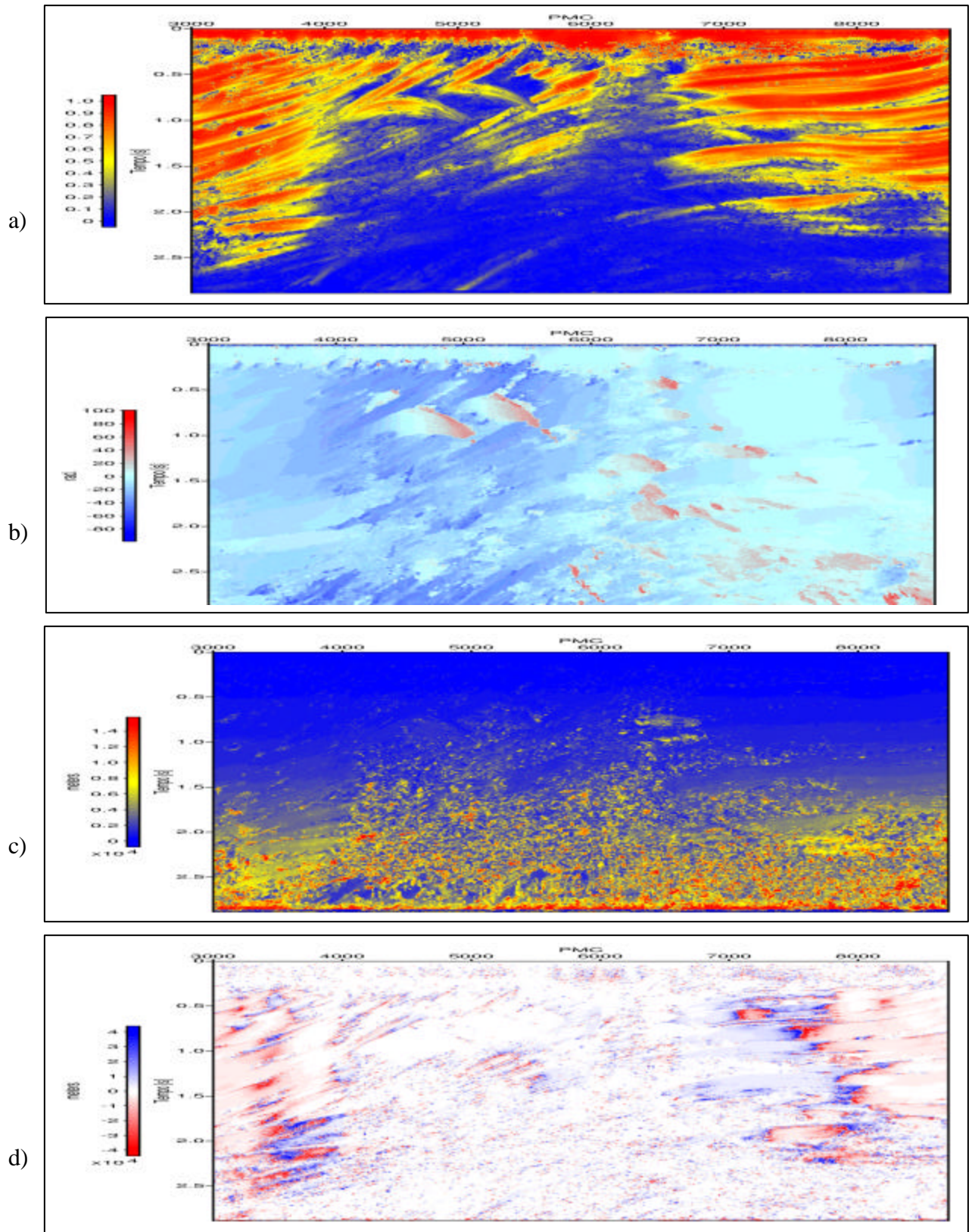


Figura 7.4: Parâmetros cinemáticos obtidos pelo método de empilhamento SRC pragmático-estendido: a) coerência *similaridade* b) Ângulo de emergência; c) Raio de curvatura da onda PIN e d) Raio de curvatura da onda N.

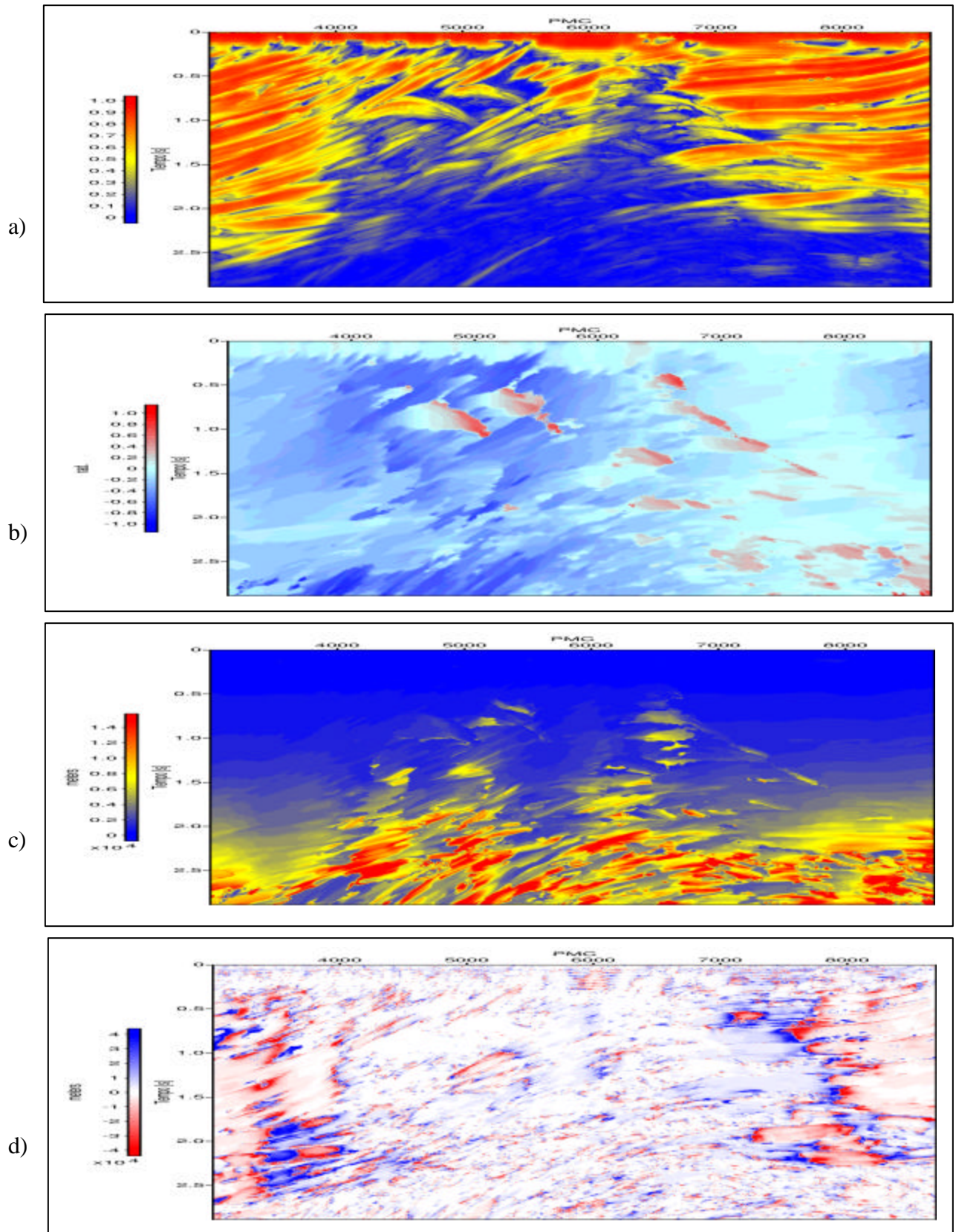


Figura 7.5: Parâmetros cinemáticos obtidos pelo método de empilhamento SRC global-local: a) coerência *similaridade* b) Ângulo de emergência; c) Raio de curvatura da onda PIN e d) Raio de curvatura da onda N.



### 7.3 DESCRIÇÃO DO PROBLEMA DE IMAGEAMENTO SÍSMICO DA BACIA PALEOZÓICA AMAZÔNICA

A presença de rochas magmáticas intrudidas nas camadas paleozóicas das Bacias do Solimões e do Amazonas é um dos principais problemas enfrentados na prospecção petrolífera dessas áreas. Os diques e soleiras de diabásio deterioram a qualidade das seções sísmicas porque causam perda do sinal, formação de múltiplas e divergência esférica, e podem prejudicar a interpretação dos dados pela formação de falsas estruturas devido aos efeitos de *pull-up* e *pull-down*.

Esses problemas podem ser resumidos abaixo:

1. A ocorrência de soleiras imediatamente abaixo da superfície de discordância que separa as seqüências paleozóica e cretácea pode causar perda do sinal e/ou múltiplas, em virtude da grande diferença de velocidade entre elas;
2. Em áreas intensamente fraturadas pelo tectonismo associado ao magmatismo pode ocorrer difração das ondas ou variação da velocidade das camadas devido à presença de fluidos nos espaços porosos dos planos de fraturas;
3. Saltos de soleiras ou variações abruptas na espessura das mesmas podem causar difração das ondas;
4. Terminações de soleiras podem causar variação lateral de velocidade, difração e efeito de *pull-up* e *pull-down*, com conseqüente formação de falsas estruturas.

Essas feições geológicas podem ocorrer combinadas, conforme mostrado no perfil geológico (Figura 7.6) elaborado para mostrar a natureza geológica complexa da área em estudo. A utilização de técnicas que dispensem a aplicação da função velocidade e eliminem as múltiplas pode atenuar o efeito negativo desses fatores e melhorar sensivelmente a qualidade das seções sísmicas.

Na Bacia do Amazonas, em especial, outros problemas afetam a qualidade das seções sísmicas: são os efeitos de halocinese (tectônica salífera) e da tectônica terciária (Travassos & Barbosa Filho, 1990). Em algumas áreas, esses fenômenos causaram expressivas dobras e falhas, que se estendem até a seqüência terciária, afetando sobremaneira a discordância pré-cretácea, principal interface sísmica na bacia. Como resultado, algumas seções sísmicas podem apresentar qualidade variável entre linhas vizinhas e, até mesmo, ao longo de uma mesma linha.

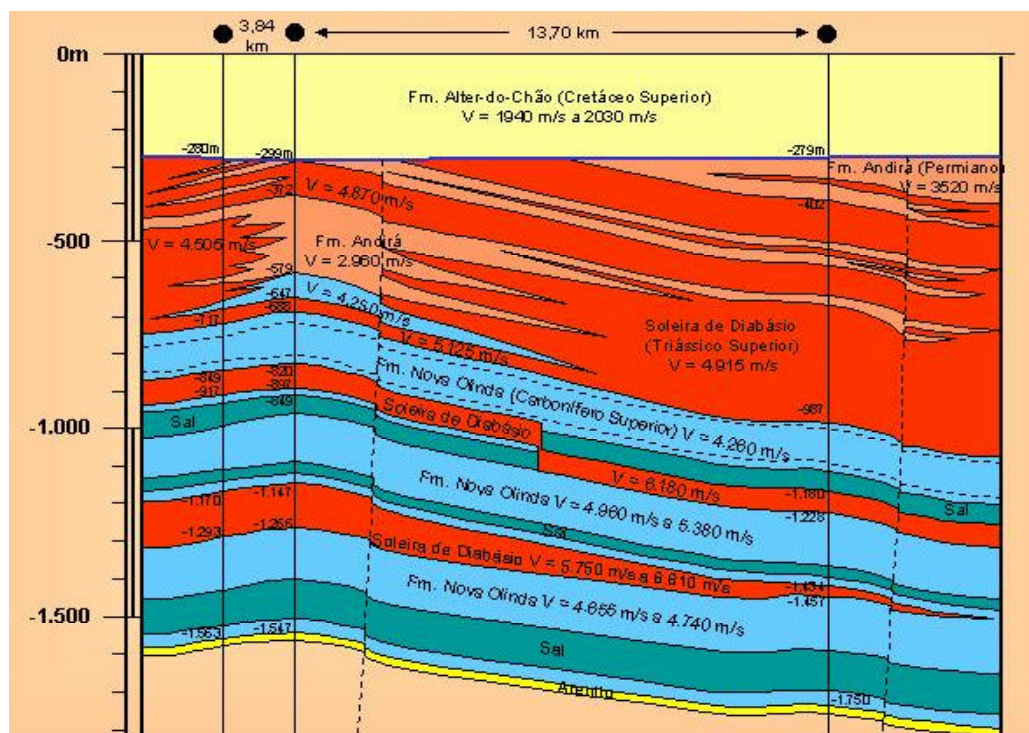


Figura 7.6: Perfil geológico da bacia paleozóica da região do Amazonas (modificado de Garabito et al., 2003b).

A qualidade da imagem sísmica é baixa nos trechos intensamente dobrados e falhados, especialmente onde as ondulações da superfície de discordância são de pequeno comprimento de onda, e melhora onde as dobras são mais suaves, com comprimentos de onda mais longos.

Estas observações quanto aos diabásios, a halocinese e à tectônica terciária nos levam a concluir que a má qualidade das linhas sísmicas disponíveis se deve principalmente a fatores geológicos, e que o re-processamento das mesmas deve ser feito com técnicas pouco sensíveis a variações do campo de velocidade.

Em estudos recentes publicados pela Sub-Basalt Imaging Conference realizada no período de 9 a 11 de abril de 2002, Cambridge, UK, foi mais uma vez enfatizado a necessidade do desenvolvimento de técnicas especiais para o processamento de dados sísmicos de áreas perturbadas pela presença de soleiras ou derrames, e por fortes movimentações tectônicas, com especial atenção no que diz respeito aos métodos de análise de velocidade, empilhamento e migração sísmica. Nas áreas com alvo exploratório abaixo de camadas com alta impedância, verificou-se que o método de empilhamento SRC mais migração pós-empilhamento produziram melhores resultados do que a migração pré-empilhamento (Trappe et al., 2002). Confirmando

isto, outros resultados do método Superfície de Reflexão Comum com dados reais podem ser encontrados também em Trappe et al. (2001), Bergler et al. (2002) Garabito et al. (2003b).

#### 7.4 EMPILHAMENTOS PMC (STN/STO), SRC PRAGMÁTICO-EXTENDIDO E SRC GLOBAL-LOCAL NOS DADOS SÍSMICOS REAIS DA BACIA AMAZÔNICA

Os métodos de empilhamentos PMC, SRC pragmático-extendido e SRC global-local foram aplicados aos dados reais de uma linha sísmica da bacia do Amazonas. Os dados pré-processados desta linha sísmica, assim como, a seção AN simulada pelo método de empilhamento PMC, foram gentilmente cedidos pela PETROBRÁS / UN-Bsol. A linha sísmica é constituída por 457 seções de fonte-comum, sendo as estações de tiro separadas entre si por um espaçamento de 25m, numa configuração “split-spread”, com a distância mínima entre fonte e receptor de 50m, e espaçamento de 25m entre os receptores, com intervalo de ponto médio comum de 12,5m. O intervalo de amostragem é de 4ms, com uma janela temporal de 3s. Devido ao fato dos dados sísmicos utilizados não serem de domínio público, neste trabalho, não serão colocadas as informações sobre as coordenadas espaciais e nem as janelas de tempo em que foi aplicado o processamento sísmico.

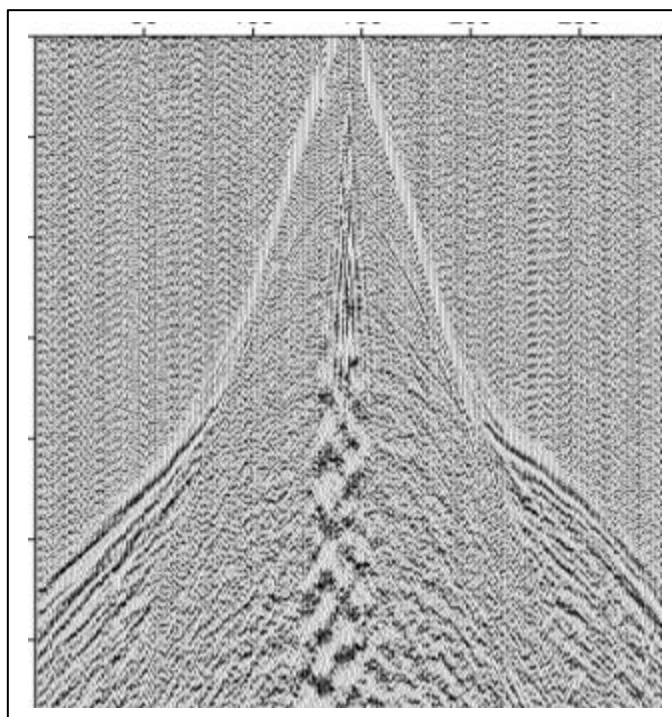


Figura 7.7: Seção sísmica real fonte comum pré-processada

Previamente ao processamento com os três métodos de empilhamento foram aplicados nos dados os seguintes processos: edição de traços com amplitudes anômalas; correção estática; deconvolução (*surface consistent deconvolution*) e filtro  $f_k$  para remoção do *ground rooll*. As ondas sísmicas denominadas *ground roll* são caracterizadas por sinais de baixa frequência e alta amplitude, que contaminam os eventos de com afastamentos curtos. Como exemplo dos dados pré-processados mostra-se na Figura 7.7 uma seção fonte comum, onde se pode observar a baixa qualidade dos dados com uma baixa razão sinal ruído e ainda a presença do efeito da remoção do *ground-rooll* por meio do filtro  $f_k$ .

Para o processamento destes dados reais com os três métodos de empilhamento foram aplicados os mesmos processos mostrados nos fluxogramas das Figuras 4.10, 5.4. e 5.5. As Figuras 7.8, 7.9 e 7.10 mostram as seções AN simuladas dos dados terrestres da bacia do Amazonas sendo resultados finais dos métodos de empilhamentos PMC (STN/STO), SRC pragmático-estendido e global-local, respectivamente. No caso dos empilhamentos com o método SRC, os parâmetros de processamento utilizados também foram similares em ambos os casos.

#### 7.5 COMPARAÇÃO DOS RESULTADOS: DADOS SÍSMICOS REAIS DA BACIA AMAZÔNICA

A seção AN simulada pelo método SRC baseado na estratégia pragmática-estendida (Figura 7.9) mostra uma baixa resolução, com eventos de reflexão definidos apenas em algumas partes da seção sísmica.

Na seção AN obtida pelo método SRC baseado na estratégia global-local (Figura 7.10) observa-se de um modo geral uma maior razão sinal/ruído e melhor definição dos refletores sísmicos em algumas partes da seção, isto comparado com as seções AN resultantes dos métodos de empilhamento PMC (Figura 7.8) e SRC pragmático-estendido (Figura 7.9).

O método convencional PMC produz uma seção AN com uma melhor qualidade comparadas com as outras duas seções AN, provavelmente devido ao fato do método ser interativo, onde o processador utiliza recursos de superposição de seções PMC para melhorar a razão sinal/ruído.

Por outro lado, devido ao fato do método SRC usar métodos automáticos de coerência pode ser grandemente prejudicado pela baixa razão sinal ruído dos dados.

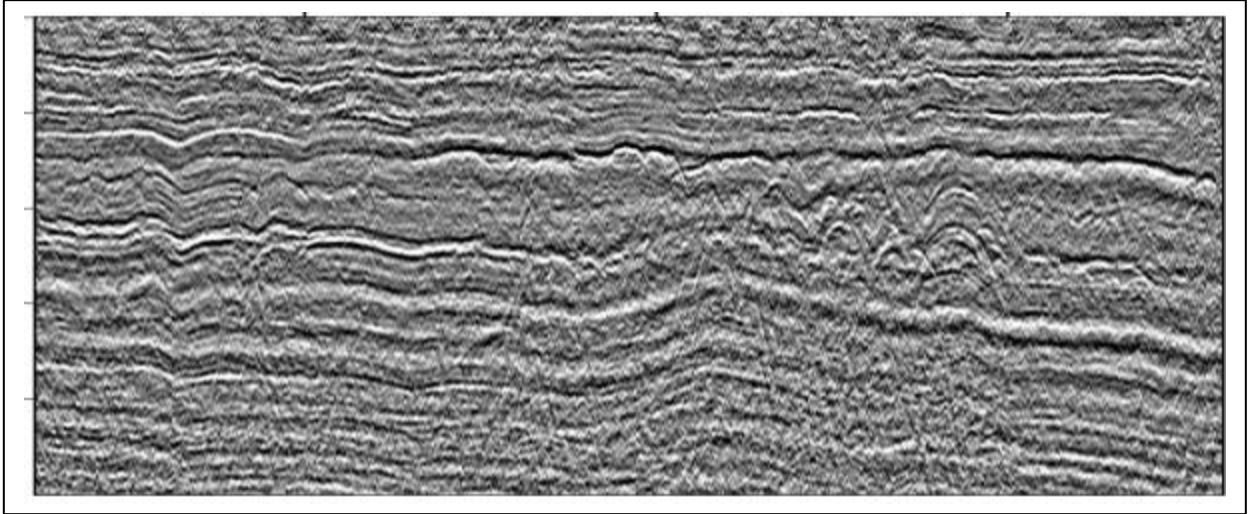


Figura 7.8: Seção AN simulada pelo método de empilhamento convencional PMC (STN/STO)

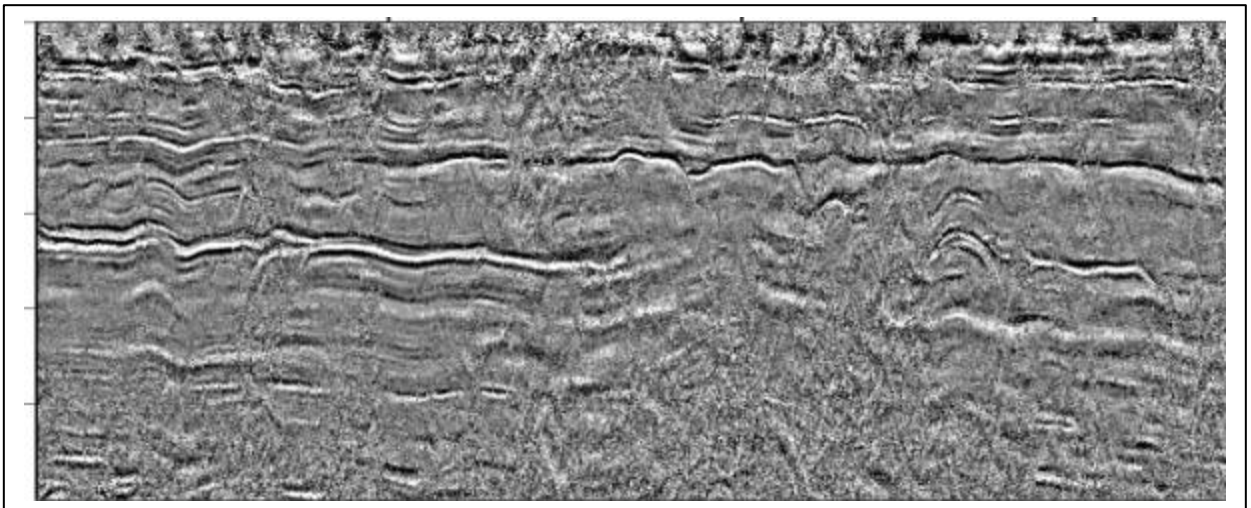


Figura 7.9: Seção AN simulada pelo método de empilhamento SRC pragmático-extendido

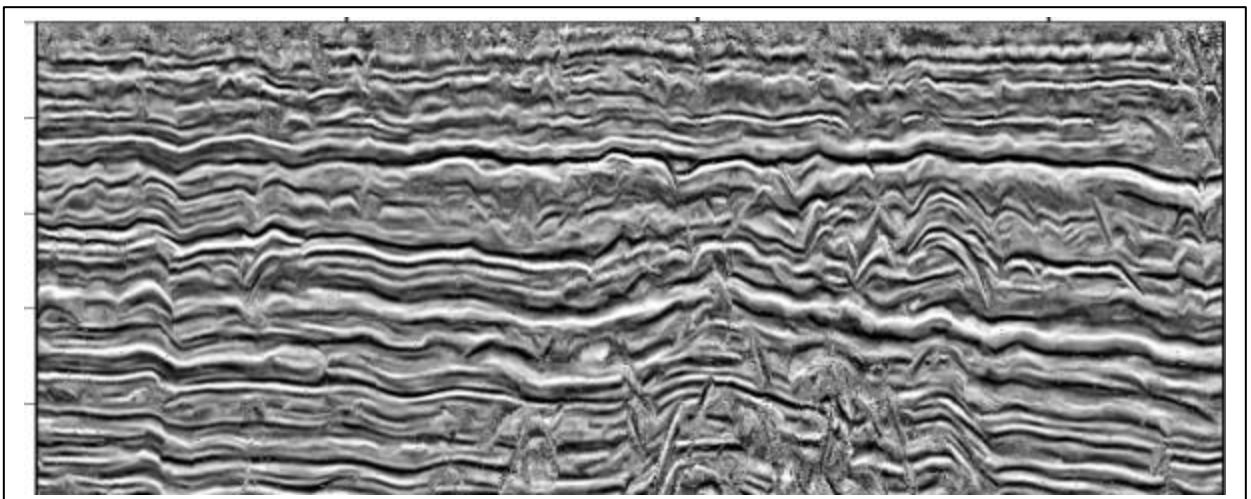


Figura 7.10: Seção AN simulada pelo método de empilhamento SRC global-local

## CAPÍTULO 8

### CONCLUSÕES

O empilhamento SRC é um método de imageamento sísmico independente do macro modelo de velocidade e assim pode ser realizado sem qualquer traçamento do raio ou estimação prévia do macro modelo de velocidade por processos de interação do usuário, necessitando apenas do conhecimento da velocidade próxima a linha de aquisição.

Neste trabalho foi realizado pela primeira vez um estudo tanto teórico como de aplicação dos dois métodos de empilhamento SRC existentes na literatura. Pois, neste foi visto com detalhe a delimitação da aberturas de empilhamento utilizando definições de zonas de Fresnel projetada e estiramento STN. Mostrou-se também uma aplicação importante dos parâmetros SRC, que é a determinação das velocidades de empilhamento junto com a aplicação da tradicional correção STN num painel PMC, onde foi verificado que utilizando os parâmetros SRC não se tem o problema de estiramento dos sinais sísmicos.

A aplicação dos métodos de empilhamento SRC pragmático-estendido e global-local em diversos casos testados como mostrado na literatura sísmica e incluindo neste trabalho mostrou resultados notáveis com relação às seções AN simuladas pelo método convencional PMC (STN/STO). Foram detectadas diferenças significantes em comparação ao resultado do empilhamento PMC, por exemplo, o aumento na continuidade dos eventos sísmicos e um substancial aumento na relação sinal/ruído. Este fato ocorre devido os empilhamentos SRC utilizarem mais traços sísmicos e um número maior de parâmetros de empilhamento.

Em relação aos resultados dos dois empilhamentos SRC, a estratégia global-local mostrou um aumento muito mais significativo na continuidade dos eventos sísmicos, principalmente em tempos longos de registro, e uma razão sinal/ruído ainda maior. Esta melhor qualidade do resultado do empilhamento SRC global-local se deve ao fato de que a estratégia de busca dos parâmetros de empilhamento SRC é realizada num conjunto de traços que correspondem a vários PMCs, enquanto que, o SRC pragmático-estendido continua usando uma configuração PMC para iniciar a busca dos parâmetros SRC. Outra vantagem importante, é que todas as etapas de busca do SRC global-local são realizadas através de processos de otimização global e local, e contrariamente o SRC pragmático-estendido usa um algoritmo de otimização local apenas na

última etapa para o refinamento dos parâmetros SRC. Porém, uma limitação do empilhamento SRC global-local é o tempo computacional que é ao redor de três vezes maior do que o tempo gasto pelo empilhamento SRC pragmático-estendido.

Foi aplicado com sucesso nos dados sísmicos sintéticos Marmousi obtendo-se bons resultados com o empilhamento SRC global-local, tanto na simulação da seção AN como na determinação dos parâmetros SRC ou atributos cinemáticos de frentes de ondas. Os resultados obtidos a partir dos dados reais com os métodos de empilhamento SRC mostraram que estes métodos têm forte dependência da qualidade dos dados sísmicos, ou seja, quando a razão sinal/ruído é muito baixo estes métodos podem não dar bons resultados. No entanto, para ter conclusões definitivas sobre este problema recomenda-se aplicar ambos os métodos em outros dados com estas características.

Como perspectivas pode se indicar que como continuação deste trabalho deve ser realizada a migração pós-empilhamento no tempo das seções AN obtidas pelos três métodos de empilhamento. Ainda, sugere-se que é necessário realizar a de determinação do modelo de velocidades a partir dos parâmetros de frentes de ondas obtidas do empilhamento SRC global-local, podendo-se posteriormente aplicar migração em profundidade nos dados pós-empilhados.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARNES, A. E., 1992. Another Look at NMO Stretch. *Geophysics*, 57(5): 749-751.
- BEN-MENACHEM, I. & BEYDOUN, W. B. 1985. Range of validity of seismic ray and beam methods in general inhomogeneous media - general theory. *Geophys. Jnl. Royal Astron. Soc.*, 82: 207–234.
- BERGLER, S.; HUBRAL, P.; MARCHETTI, P.; CRISTIANI, A.; CARDONE, G. 2002, 3-D Common-Reflection-Surface stack and kinematic wavefield attributes. Submitted to *Leading Edge*.
- BORTFELD, R. 1989. Geometrical ray theory: Rays and traveltimes in seismic systems (second-order approximations of the traveltime). *Geophysics*, 48(3): 1342–1349.
- BOURGEOIS, A., BOUGET, M., LAILLY, P., POULET, M., RICARTE, P., VERSTEEG, R. 1991. Marmousi, Model and Data. In: EAEG MEETING, 52., Copenhagen. *Proceedings of the on Practical Aspects of Seismic Data Inversion*, p. 56.
- CERVENÝ, V. 1985. The application of ray tracing to the numerical modeling of seismic wavefield in complex structures. In: DOHR, Gerhard P. (Ed.). *Seismic shear waves: theory*. London, Geophysical Press. p.1-124 (Handbook of Geophysical exploration. Section 1: Seismic exploration, v. 15A).
- CERVENÝ, V. 1987. *Ray methods for three-dimensional seismic modeling*. Trondheim, The Norwegian Institute of Technology. 2v.
- CERVENÝ, V., 2001. *Seismic ray theory*. Cambridge University Press.
- CERVENÝ, V. & SOARES, J. 1992, Fresnel volume ray tracing: *Geophysics*, **57**: 902–915.
- CHIRA-OLIVA, P.; TYGEL, M.; ZHANG, Y.; HUBRAL, P., 2001. Analytic CRS stack formula for a 2D curved measurement surface and finite-offset reflections. *Journal of Seismic Exploration*, 10: 245–262.



- CORONA, A.; MARCHESI, M.; MARTINI, C.; RIDELA, S. 1987. Minimizing multimodal functions of continuous variables with 'simulated annealing' algorithm. *ACM Transactions on Mathematical Software*, 13 (3): 262–280.
- DEREGOWSKI, S. M. 1986. What is DMO? *First Break*, 4 (7): 7–24.
- GARABITO, G., 2001. *Empilhamento de superfícies de reflexão comum: uma nova seqüência de processamento usando otimização global e local*: Belém, Universidade Federal do Pará. (Tese de Doutorado).
- GARABITO, G.; CRUZ, J. C. R.; EIRAS, J.; QUEIROZ, N. P. 2003b. Application of the CRS stack to seismic data of Amazon paleozoic basin. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 8., Rio de Janeiro. *Expanded Abstracts*.
- GARABITO, G.; CRUZ, J. C.; HUBRAL, P.; COSTA, J. 2001. Common reflection surface stack: A new parameter search strategy by global optimization. In: SEG MEETING, 71., San Antonio, *Expanded Abstracts*. p. 2009 – 2012.
- GARABITO, G.; PASCHOAL, W. G.; LIMA, A. W. 2003a. Comparação dos resultados dos métodos de empilhamentos SRC e CMP (NMO/DMO). In: INTERNATIONAL CONGRESS OF BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 8., Rio de Janeiro. *Expanded Abstracts*.
- GILL, P.E.; MURRAY, W.; WRIGHT, M.H. 1981. *Practical optimization*. New York, USA, Academic Press, Inc. 401p.
- HALE, D. 1991, *Dip Moveout Processing*. Society of Exploration Geophysicists (Course Notes Series, 5).
- HÖCHT, G.; DE BAZELAIRE, E.; MAJER, P.; HUBRAL, P. 1999. Seismics and optics: hyperbolae and curvatures. *submitted to Journal of Applied Geophysics*.
- HUBRAL, P., 1999, Macro-model independent seismic reflection imaging: *Journal of Applied Geophysics*, 42 (3): 4.
- HUBRAL, P. & KREY, T., 1980. *Interval Velocities from Seismic Reflection Time Measurements*. Houston, Western Geophysical Company.
- HUBRAL, P.; SCHLEICHER, J.; TYGEL, M. 1992a. Three-dimensional paraxial ray properties, Part I: Basic relations. *Journal of Seismic Exploration*, 1: 265–279.

- HUBRAL, P.; SCHLEICHER, J.; TYGEL, M. 1992b. Three-dimensional paraxial ray properties, Part II: Applications. *Journal of Seismic Exploration*, 1: 347–362.
- HUBRAL, P.; SCHLEICHER, J.; TYGEL, M.; HANITZSCH, C. 1993. Determination of Fresnel zones from travelttime measurement. *Geophysics*, 58 (5): 703–712.
- HUBRAL, P. H. W. 1983. Computing true amplitude reflections in a laterally inhomogenous earth. *Geophysics*, 48: 1051-1062.
- JÄGER, R. 1999. *The Common-Reflection-Surface Stack: Theory and Application*. Alemanha, Universidade de Karlsruhe. (Dissertação de Mestrado).
- JÄGER, R.; MANN, J.; HÖCHT, G.; HUBRAL, P. 2001. Common reflection surface stack: Image and attributes. *Geophysics*, 66: 97-109.
- KIRKPATRICK, S.; GELATT, C.; VECCHI, M. 1983. Optimization by simulated annealing. *Science*, 220: 671–680.
- KRAVTSOV, Y. A. & ORLOV, Y. I. 1990. *Geometrical Optics of Inhomogeneous Media*. Berlin, Springer-Verlag. (Series on Wave Phenomena).
- LEVIN, F. K. 1971. Apparent velocity from dipping interface reflections. *Geophysics*, 36: 510–516.
- LIMA, M. C. 2000. *Notas de geometria diferencial: Vetores e Tensores em Variedades*. Belém, Universidade Federal do Pará (Projeto Textos em Física).
- MANN, J. 2002. *Extensions and Applications of the Common Reflection Surface Stack Method*. Alemanha, Universidade de Karlsruhe. (Tese de Doutorado).
- MANN, J.; JÄGER, R.; MÜLLER, T.; HÖCHT, G.; HUBRAL, P. 1999. Common reflection surface stack – a real data example. *Journal of Applied Geophysics*, 42: 301-318.
- MAYNE, W. H. 1962. Common reflection point horizontal data stacking techniques. *Geophysics*, 27(6): 927–938.
- MÜLLER, T. 1998. Common Reflection Surface Stack versus NMO/Stack and NMO/DMO/Stack. In: EAEG METTING, 60., *Extended Abstracts*, p. 1–20.

- MÜLLER, T., 1999. *The common reflection surface stack method: Seismic imaging without explicit knowledge of velocity model*. Alemanha, Universidade de Karlsruhe. (Tese de Doutorado).
- NEIDELL, N. & TANER, M. 1971. Semblance and other coherency measures for multichannel data. *Geophysics*, 36: 482-497.
- NELDER, J.A. & MEAD, R. 1965. A simplex method for function minimization. *Computer Journal*, 7: 308-313.
- PASCHOAL, W. G. & GARABITO, G. 2003. Delimitação da abertura da superfície de empilhamento do método SRC (Superfície de Reflexão Comum). In: INTERNATIONAL CONGRESS OF BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 8., Rio de Janeiro. *Expanded Abstracts*.
- POPOV, M. M. & PŠENCIK, I. 1978. Computation of ray amplitudes in inhomogeneous media with curved interfaces. *Studia Geophy. et Geod.*, 22: 248–258.
- ROBINSON, E. & DOUSE, E. J. 1985. Ray tracing and seismic modeling. In: INTERNATIONAL SYMPOS, 14., Berkout., *Acoustical imaging*, Plenum Press, p. 169-186.
- SCHLEICHER, J.; TYGEL, M; HUBRAL, P. 1993. 3-D true amplitude finite-offset migration. *Geophysics*, 58, p. 1112–1126.
- SCHLEICHER, J.; TYGEL, M.; HUBRAL, P. 1993. Parabolic and hyperbolic paraxial twopoint traveltimes in 3D media. *Geophysical Prospecting*, 41(4): 495–514.
- SEN, M. & STOFFA, P. 1995. *Global Optimization Methods in Geophysical Inversion*. Elsevier, Science Publ. Co.
- SHAH, P. M., 1973. Use of curvature to relate seismic data with subsurface parameters. *Geophysics*, 38(5): 812-825.
- TANER, M. T. & KOEHLER, F. 1969. Velocity spectra - digital computer derivation and applications of velocity functions. *Geophysics*, 34(6): 859–881.
- TRAPPE, H.; GIERSE, G.; PRUESSMANN, J. 2001. Case studies show potencial of common reflection surface stack – structural resolution in the time domain beyond the conventional NMO/DMO stack. *First Break*, 19: 625–633.

- TRAPPE, H.; PRUESSMANN, J.; GIERSE, G., 2002, Improved imaging below high-impedance sediments by common reflection surface (CRS) stack. *Journal of Conference Abstracts*, 7(2): 192.
- TRAVASSOS, W. A. S. & BARBOSA FILHO, C. M., 1990, Tectonismo Terciário na Área do Rio Tapajó, Bacia do Amazonas, *Bol. Geoc. Petrobrás*, Rio de Janeiro, 4 (3): 299-314.
- TYGEL, M.; MÜLLER, T.; HUBRAL, P.; SCHLEICHER, J., 1997. Eigenwave based multiparameter traveltimes expansions. In: SEG MEETING, 67., Dallas, *Expanded Abstracts*, p. 1770–1773.
- URSIN, B. 1982. Quadratic wavefront and traveltimes approximations in inhomogeneous layered media with curved interfaces. *Geophysics*, 47(7): 1012–1021.
- YILMAZ, O. 1987. *Seismic data processing*. Tulsa, Soc. Expl. Geophys. (Investigations in Geophysics, 2).
- YILMAZ, O. 1997. *Seismic data processing*. Society of Exploration Geophysicists.

\*\*\*\*\_-----\*\*\*\*

## APÊNDICE

### A – MODELO E DADOS SÍSMICOS MARMOUSI

Em 1988 um modelo complexo 2D foi criado e os dados sísmicos sintéticos de cobertura múltipla foram gerados computacionalmente pela técnica de diferenças finitas, a partir desse modelo. O modelo e os dados sísmicos foram designados especificamente pelo Instituto Francês de Petróleo (IFP) como referência para testes com diferentes técnicas de inversão e imageamento de reflexão sísmica, tendo sido apresentado e discutido em uma oficina (workshop) do 52º congresso da Associação Européia de Geofísica (sigla em inglês EAGE) de Copenhague (1990).

Antes da criação de diversos modelos exigiu-se que fosse formulado que o modelo (e os dados sísmicos) deveria aderir: primeiro, o modelo deveria ser geologicamente plausível, significa que deve conter muitos refletores, mergulhos íngrimes e gradientes de velocidade forte em ambas as direções vertical e lateral. Então, os dados sísmicos deveriam ser tão complexos que as considerações sobre a qual o processamento convencional PMC (STN/STO) dependesse não seriam consideradas; segundo, a obtenção de uma imagem boa a partir dos dados sísmicos deveria requerer o uso de métodos de imageamento como a migração em profundidade pré-empilhamento ou inversão. Obviamente, a criação de cada modelo sintético requer a cooperação de geólogos, geofísicos e cientistas da computação.

#### **A.1 Modelo Marmousi**

O modelo Marmousi é baseado em informações reais de perfilagem marinha em Quenquela norte na bacia de Cuanza (Angola) (Figura A.1). Baseado neste perfil geológico marinho um modelo geométrico contendo 160 camadas foi criado utilizando o módulo MIMIC<sup>TM</sup> do pacote SIERRA, onde as distribuições de velocidade e de densidade foram definidas pela introdução realística dos gradientes de velocidades horizontais e verticais (Figura A.2). A distribuição de velocidade na parte mais rasa do modelo (série de sedimentos detríticos) tem um gradiente vertical alto para o modelo que tem uma compactação forte. Este modelo foi transformado para uma malha 2-D de velocidade/densidade com dimensões de 9200m (distância horizontal) por 3000m (em profundidade) com um comprimento da malha de 4m (ambos horizontal e vertical).

Segundo Bourgeois et al (1991), geologicamente o modelo consiste de um intervalo de sedimentos deltaicos com espaçamento de oeste para leste, depositado sobre uma série de evaporitos salíferos; onde a parte mais oriental do modelo parece ter sido mais afetada pela movimentação lateral do deslizamento da camada de sal, com desenvolvimento de falhas normais. Também, tem-se ocorrência de depósitos de carbonatos plataformais dobrados, no qual uma armadilha estrutural de hidrocarbonetos é esperada.

A história geológica baseada no perfil geológico pode ser reconhecida em duas fácies distintas: a primeira facie que corresponde a uma contínua sedimentação plataformal (de margas e carbonatos), que no final desta sedimentação os depósitos foram suavemente dobrados e então erodidos (com a superfície de erosão sendo plana). A segunda facie iniciou com a deposição de uma série de evaporitos salíferos. Nesta série uma outra facie rica em argilas e margas com matéria orgânica foram depositadas. Em seguida foram depositados fácies espessas de sedimentos detríticos de folhelhos e arenitos, cuja a espessuras das fácies ou espessamentos são controlados pelas ocorrências de deslocamentos laterais contínuos no sal, resultante da pressão de sobrecarga. Tais deslizamentos da camada de sal, que pode causar, localmente, por completo o desaparecimento de sal, também são responsáveis pelo aparecimento de falhas e ativamento das mesmas durante a deposição dos sedimentos detríticos.

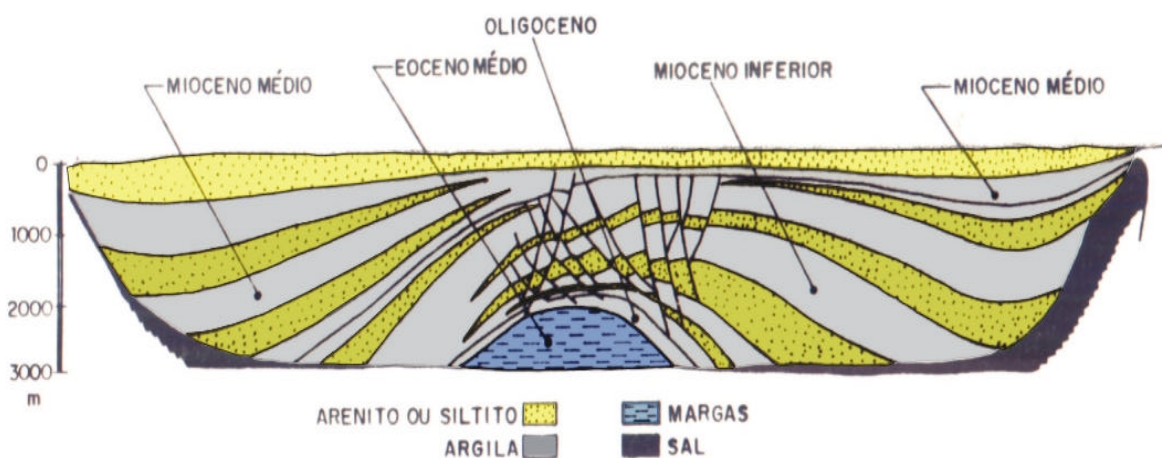


Figura A.1: Perfil geológico da bacia de Cuanza localizado em Quengela Norte (Angola), utilizado para construção do modelo Marmousi;

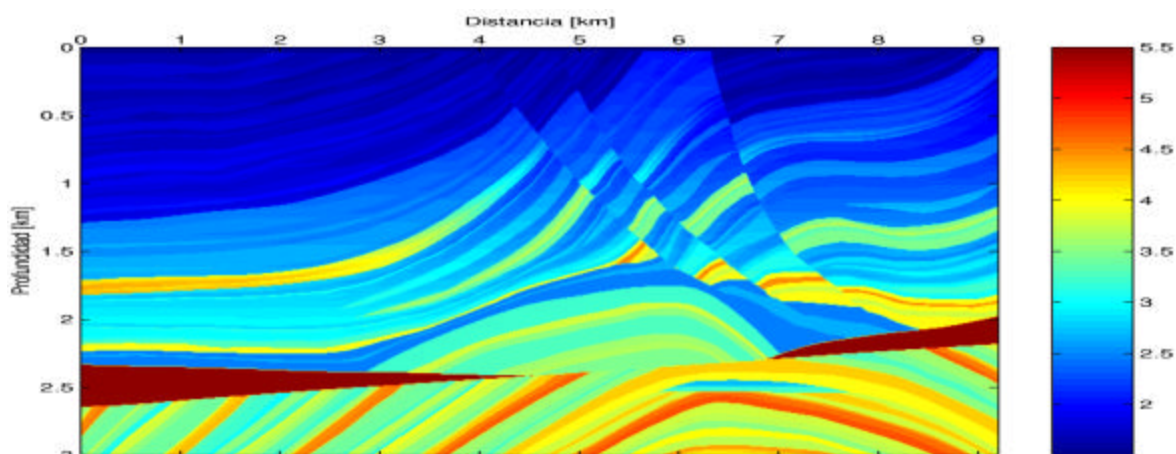


Figura A.2: Modelo de velocidades dos dados sísmicos Marmousi.

A prospecção de petróleo no modelo Marmousi tem como base duas séries de sedimentos: a primeira, a série de sedimentos detríticos, em que as armadilhas foram formadas pelas estruturas associadas à tectônica de sal (almofada de sal residual, inversão de depósitos centrais resultados da saída do sal) dificultadas pelas falhas envolvidas. O abastecimento de hidrocarbonetos nos arenitos ocorre pela ascensão da série de rocha geradora pós-evaporítica. A segunda, a série anti-salíferos, que está mais abaixo da primeira tem uma grande quantidade de estruturas anticlinais na ausência do sal (que desaparece pelo deslizamento lateral), onde este foi suprido pelo abaixamento da cobertura da série de rocha geradora. Os três poços para os quais os dados foram disponibilizados atravessa uma série sedimentar sem falhas, na qual as rochas geradoras de folhelhos e margas são ausentes.

## A.2 Dados sísmicos Marmousi

O conjunto de dados sísmicos Marmousi são gerados a partir do modelo descrito anteriormente, segundo a seguinte disposição geométrica: A progressão das fontes na linha sísmica é realizada do oeste para o leste, a primeira e a última coordenada da fonte sísmica estão localizadas, respectivamente, na posição 3000m e 8975m, a partir da extremidade oeste do modelo. A distância ou intervalo de disparos entre duas fontes consecutivas é de 25m, tendo um total de 240 disparos do oeste para leste. A fonte sísmica consiste em um arranjo de 6 canhões (marinhos) de ar comprimidos distribuídos em uma extensão de 40m, o intervalo entre os canhões é de 8m. A posição do ponto fonte é considerado no meio do arranjo de canhões marinhos (Figura A.3) e a profundidade do ponto fonte (ou do arranjo de canhões) é 8m. Todas as fontes são emitidas como mesmo pulso e disparadas (acionadas) simultaneamente. O pulso sísmico

inicial utilizado pelos canhões marinhos para a modelagem é aproximado a partir da digitalização de um pulso sísmico real utilizado no campo, cujo é filtrado com um filtro trapezoidal de frequência (0, 10, 40, 60 Hz). Aplicando este filtro, tem-se, aproximadamente, o mesmo efeito de um filtro passa-baixa aplicado durante o registro.

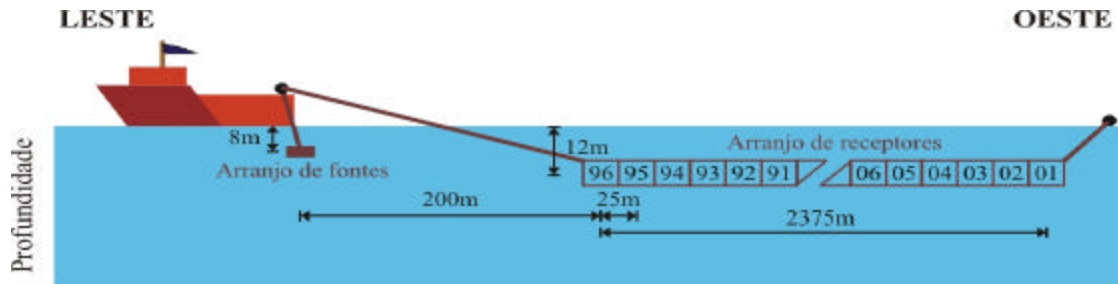


Figura A.3: Configuração geométrica (2D) do cabo flutuador para geração dos dados sísmicos Marmousi

O cabo flutuador, além do arranjo de fontes, tem um arranjo de receptores composto de 96 grupos de hidrofones a uma profundidade de 12m, sendo a distância de 25m entre dois grupos consecutivos, com o afastamento mínimo e máximo da fonte de 200m e de 2575m, respectivamente. Cada grupo de hidrofones consiste de 5 hidrofones com uma distância de 4m entre cada um. O traço sísmico para cada grupo é obtido por uma soma de traços de 5 hidrofones. A profundidade do cabo flutuador com o arranjo de receptores é 12m.

Para gerar computacionalmente os dados sísmicos de cobertura múltipla baseado na disposição geométrica, mencionada anteriormente, utiliza-se um pacote de modelagem, que realiza a simulação de uma linha sísmica inteira de um lado à outro de uma bacia geológica pela computação sucessiva de diferentes registros de disparo das fontes. Mais especificamente é utilizado um modelo de propagação de onda acústica 2D. Neste modelo o cálculo do campo de ondas em cada instante da propagação é realizado por um esquema de diferenças finitas explícito de segunda ordem (ambas no espaço e no tempo). Condições de fronteira de terceira ordem são utilizadas para reduzir os efeitos de borda não-desejáveis.

Para cada um esquema e para as velocidades e frequências sísmicas, considerou-se o espaçamento ótimo entre células da malha de 4m a fim de evitar problemas de dispersão numérica e altos custos computacionais. Depois de gerado os dados sísmicos, este foi filtrado no domínio do tempo com um filtro de frequência trapezoidal (0, 10, 35, 55 Hz) para remover, parcialmente, a dispersão numérica ainda existente. No entanto, mesmo com esta filtragem e o



espaçamento pequeno entre células da malha alguma dispersão numérica é provável que ocorra para o longo alcance da propagação de baixa velocidade. Usando um esquema de quarta ordem o qual permitiria ter um espaçamento maior entre células da malha e conseqüentemente baixo custo computacional, porém a complexidade das geometrias dos refletores teria criado rede de difrações se uma malha grosseira fosse utilizada.

Portanto, o modelo Marmousi baseado em informações reais de uma bacia geológica possui um alto grau de complexidade e, por conseguinte, os dados sísmicos sintéticos Marmousi são compostos de 240 disparos e 96 traços sísmicos (com uma janela temporal de 3s) também tem um alto grau de dificuldade para ser processado, fato este que motiva o presente trabalho em aplicar nos dados sísmicos Marmousi três métodos de imageamento distintos via empilhamento sísmico. Como exemplos destes dados sintéticos na Figura A4 mostram-se duas seções com fonte ou tiro comum.

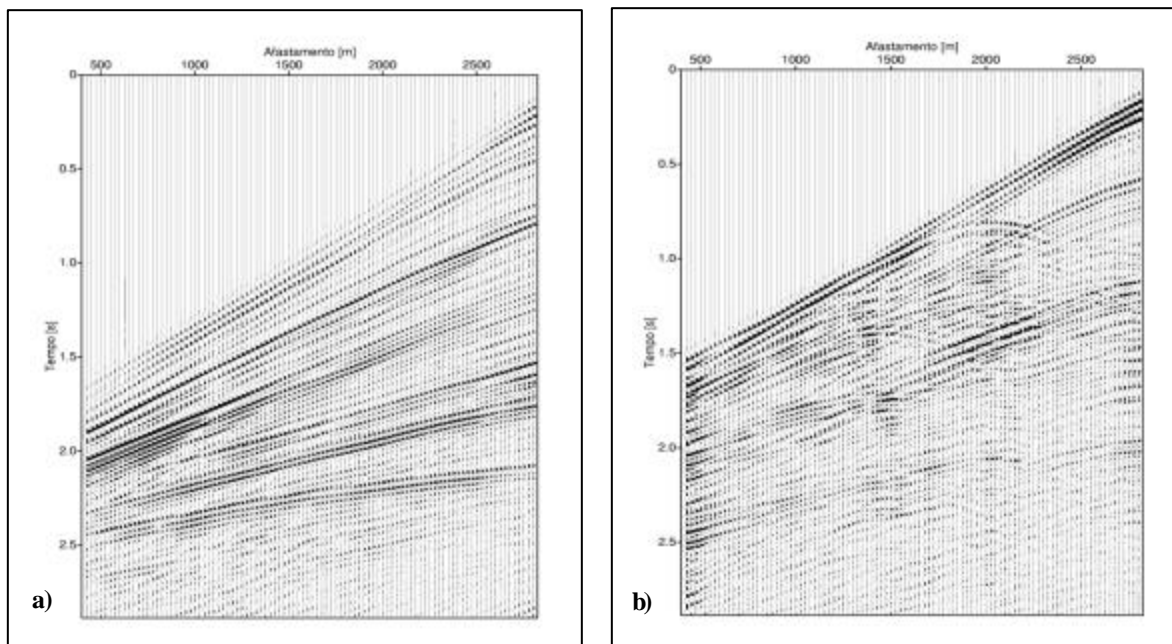


Figura A.3: Seções fonte comum dos dados sísmicos Marmousi: a) fonte na posição 4000 metros e b) fonte na posição 6000 metros.