



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

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**UM NOVO ALGORITMO PARA A IMPLEMENTAÇÃO DO MÉTODO DE  
EMPILHAMENTO SRC 3-D E MODELAGEM SÍSMICA DA BACIA DO  
AMAZONAS**

**CHARLES CRISTIANO DE ASSIS LIMA**

**BELÉM-PA**  
**2006**



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

**CHARLES CRISTIANO DE ASSIS LIMA**

**UM NOVO ALGORITMO PARA A IMPLEMENTAÇÃO DO  
MÉTODO DE EMPILHAMENTO SRC 3-D E MODELAGEM DA BACIA  
DO AMAZONAS**

**Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação  
em Geofísica da Universidade Federal do Pará,  
para obtenção do título de Mestre em Geofísica.**

**Área de Concentração:  
Métodos Sísmicos**

**Orientador: German Garabito Callapino**

**BELÉM**

**2006**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)  
Biblioteca Geól. Rdº Montenegro G. de Montalvão

---

Lima, Charles Cristiano de Assis

Um novo algoritmo para a implementação do método de empilhamento SRC 3D e modelagem sísmica da bacia do Amazonas / Charles Cristiano de Assis Lima; Orientador, German Garabito Callapino; Co-orientador, Pedro Andrés Chira Oliva. – 2006

89 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Geofísica) – Universidade Federal do Pará, CG, Curso de Pós-Graduação em Geofísica, Belém, 2006.

1. Empilhamento sísmico. 2. Teoria paraxial do raio. 3. Modelagem sísmica 4. Ondas hipotéticas. I. Universidade Federal do Pará. II. Garabito Callapino, German, Orient. III. Chira Oliva, Pedro Andrés, Co-orient. IV. Título.

CDD 20. ed.: 551.22

---

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

**UM NOVO ALGORÍTMO PARA IMPLEMENTAÇÃO DO MÉTODO DE  
EMPILHAMENTO SRC 3-D E MODELAGEM SÍSMICA DA BACIA DO  
AMAZONAS**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

**CHARLES CRISTIANO DE ASSIS LIMA**

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

**Data da aprovação:** 23/05/2006

**COMITÊ DE TESE:**

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

  
\_\_\_\_\_  
Prof. Dr. Pedro Andrés Chira Oliva (Co-Orientador)

  
\_\_\_\_\_  
Prof. Dr. Djalma Manoel Sares Filho

**BELÉM**

**2006**

*À minha querida e saudosa irmã Alessandra*

# AGRADECIMENTOS

À CAPES pelo apoio financeiro durante o desenvolvimento desta dissertação.

Ao apoio dispensado pelo Curso de Pós-Graduação em Geofísica (CPGf), pela infraestrutura, corpo docente e funcionários.

Ao Orientador German Garabito, pelas orientações, e pela preposição do tema desta dissertação.

Ao Co-orientador Pedro Chira-Oliva, pelas orientações e preciosas correções.

Ao Geólogo Jaime Fernandes Eiras, pelas discussões sobre a geologia da Bacia do Amazonas e pelos ensinamentos preciosos.

À colega Priscila Nazaré, pelo grande apoio durante a confecção desta dissertação.

Aos grandes colegas que fiz no CPGf durante essa jornada.

À senhora Benildes, por tudo que sempre fez pelos alunos do CPGf.

Aos meus pais e irmã.

À minha esposa e filho, pelo carinho e pela paciência.

À todos que contribuíram, direta ou indiretamente, à conclusão deste trabalho.

# RESUMO

O método de empilhamento Superfície de Reflexão Comum (SRC) é uma técnica de imageamento de reflexão sísmica que não depende do modelo de velocidades para simular uma seção ou um volume Afastamento-Nulo (AN) a partir dos dados de cobertura múltipla. O método SRC tem sido usado como uma alternativa atraente para o processamento de dados de reflexão e muitos trabalhos vem demonstrando que este método simula seções ou volumes AN com melhor razão sinal/ruído e melhor resolução lateral que os obtidos pelos métodos convencionais, e.g. empilhamento NMO/DMO. O empilhamento SRC fornece importantes atributos ou parâmetros do campo de onda que podem ser usados em diversas aplicações como, por exemplo, na determinação do modelo de velocidades, análises AVO e AVA, determinação de fator de espalhamento geométrico, zonas de fresnel projetadas, entre outros. O método SRC utiliza como operador uma aproximação de segunda ordem dos tempos de trânsito hiperbólicos na vizinhança de um raio central. No caso 3-D, para um raio central normal ou AN, o operador SRC depende de oito parâmetros, que podem ser determinados através de análises de coerência a partir dos dados sísmicos. Neste trabalho é examinado o operador SRC-AN 3D para eventos de reflexão e difração com relação aos tempos de trânsitos obtidos por modelagem direta. Os resultados desta comparação demonstram que o operador SRC-AN 3D apresenta um bom ajuste com a superfície de tempos de trânsito obtida por modelagem direta. Com base nestes resultados numéricos e nas particularizações e simplificações da aproximação hiperbólica dos tempos de trânsito, é apresentado neste trabalho um novo algoritmo de empilhamento SRC-3D para simular um volume de dados com afastamento nulo. Nesta dissertação também é apresentada uma modelagem sísmica 3-D completa da Bacia do Amazonas com os pacotes FORMS, MODEL e CRT, do consórcio *Seismic Waves in Complex 3-D Structures - SW3D*, de domínio público. O modelo foi construído com o pacote MODEL e foi inteiramente baseado em dados reais de sísmica e poço da bacia. O modelo é constituído por três soleiras de diabásio e um delgado reservatório, situação geológica típica da região. Com o pacote CRT foi realizado traçamento de raio 3-D e a geração de sismogramas sintéticos. Todos os modelos foram visualizados com VRML e GOCAD. Pretende-se, em trabalhos futuros, utilizar este modelo para gerar dados sísmicos com cobertura múltipla e validar o método SRC-AN 3D, assim como outras técnicas de imageamento sísmico.

Palavras-chave: Empilhamento Sísmico; Teoria Paraxial do Raio; Modelagem Sísmica.

# ABSTRACT

The Common Reflection Surface Stack (CRS) is a seismic reflection imaging technique that is independent of velocity model to simulate Zero-Offset (ZO) seismic section or volume. This technique have been used, alternatively, in seismic reflection processing and many works have been demonstrate that the CRS method shows results with better signal to noise rate and lateral resolution in comparison with conventional methods, e. g., NMO/DMO stack. The CRS stack provides some attributes or wavefield parameters that could be used in many applications, e.g., velocity models estimation, AVO and AVA analysis, geometric spread factor estimation, projected Fresnel zone, and others. The CRS technique has a second order hyperbolic traveltimes approximation in central ray vicinity. In the 3-D case, for a normal central ray or ZO, the CRS operator depends on eight parameters, estimating by coherency analysis from seismic data. In this work, the 3-D ZO CRS operator is analyzed for both reflection and diffraction events with respect the traveltimes obtained from straight modeling. I present a new CRS stack algorithm to simulate ZO sections or volume. I still present, in this work, a 3-D seismic modeling of the sedimentary Amazon Basin with SW3D consortium packages. The geologic model was based in true geologic and geophysics data.

Key words: Seismic Stack; Paraxial Ray Theory; 3-D Seismic Modeling.



# LISTA DE SÍMBOLOS

$(x, z)$  - Sistema de coordenadas Cartesiano global;

$x_j (j = 1, 2, 3)$  - Sistema de coordenadas Cartesiano local;

$q_j (j = 1, 2, 3)$  - Sistema de coordenadas centrado no raio;

$\underline{\mathbf{w}}_z$  - Vetor unitário representando o eixo  $z$  dos Sistemas de Coordenadas Centrados no Raio;

$v$  - Velocidade de propagação do campo de ondas;

$\xi$  - Parâmetro na superfície que identifica a posição de um par fonte-receptor.;

$(x_{S_0}, x_{G_0})$  - Coordenadas de um par fonte-receptor fixo;

$t$  - Variável independente do tempo;

$t_0$  - Tempo de trânsito duplo ao longo da trajetória de um raio de reflexão normal;

$t_{0,i} (i = 1, 2, 3, \dots, N)$  - tempo Afastamento Nulo (AN) na interface  $i$ ;

$h$  - Coordenada do meio-afastamento no sistema Cartesiano local, tangente à superfície de medição;

$X_0$  - Origem do sistema sísmico; Ponto de emergência do raio ZO sobre a superfície de medição;

$R$  - Ponto de reflexão normal;

$\beta_0$  - Ângulo de emergência do raio de reflexão normal com relação a normal à superfície de medição horizontal;

$K_{PIN}$  - Curvatura da onda Ponto Incidência Normal (PIN);

$K_N$  - Curvatura da onda Normal;

$R_{PIN,N}$  - Raio de curvatura da frente de onda PIN que se origina no refletor N;

$t_{PMC}$  - Tempo de trânsito para a configuração Ponto Médio Comum (PMC);

$v_{NMO}$  - Velocidade de empilhamento *Normal Moveout* (NMO);

$v_i (i = 1, 2, 3, \dots, N)$  - Velocidade da propagação da onda na camada  $i$ ;

$d_i (i = 1, 2, 3, \dots, N)$  - Profundidade do refletor  $i$ ;

$\Delta z_i (i = 1, 2, 3, \dots, N)$  - Espessura de cada camada  $i$ ;

$\mathbf{x}_m$  - Vetor ponto-médio no sistema de coordenadas Cartesianas 2-D no plano de medição;

$\mathbf{h}$  - Vetor meio-afastamento no sistema de coordenadas Cartesianas 2-D no plano de medição;

$(m_x, m_y)$  - Componentes do vetor  $\mathbf{x}_m$ ;

$(h_x, h_y)$  - Componentes do vetor  $\mathbf{h}$ ;

$d$  - Distância entre os pontos de um raio  $Q_{i-1}$  e  $Q_i$ ;

$\mathbf{s}, \mathbf{g}$  - Vetores denotando as posições da fonte e receptor no superfície de medição;

$\mathbf{p}_0$  - Projecção na superfície de medição do vetor vagarosidade do raio de reflexão normal;

$\mathbf{A}_0, \mathbf{B}_0, \mathbf{C}_0, \mathbf{D}_0$  - Matrizes  $2 \times 2$  da matriz propagadora  $\mathbf{T}_0$   $4 \times 4$  referidas ao raio central ZO, apenas numa direção;  $v_1$ .  $\mathbf{A}, \mathbf{B}$  - Matrizes  $2 \times 2$  simétricas que representam as derivadas de segunda ordem do tempo CRS 3-D em relação às coordenadas  $\mathbf{X}_m$  e  $\mathbf{h}$  vezes a velocidade;

$\mathbf{c}$  - Vetor diretividade que representa a projecção do vetor  $\underline{\mathbf{c}}$  sobre a superfície de medição no ponto de emergência;

$(\varphi_0, \varphi_1)$  - Ângulos de direção do raio de incidência normal (Azimute e polar);

$a_{11}, a_{12}, a_{22}$  - Elementos da matriz  $\mathbf{A}$ ;

$b_{11}, b_{12}, b_{22}$  - Elementos da matriz  $\mathbf{B}$ ;

$c_1, c_2$  - Componentes do vetor  $\mathbf{c}$ ;

$\mathbf{D}_{zyz}, \mathbf{D}_{zy}$  - Matrizes de transformação 2-D;

$\mathbf{D}_z(\varphi_0), \mathbf{D}_z(\varphi_1)$  - Matrizes de rotação 2-D;

$\mathbf{M}$  - Matriz curvatura da onda PIN;

$\mathbf{N}$  - Matriz curvatura da onda Normal;

$m_{00}, m_{01}, m_{10}$  - Elementos da matriz  $\mathbf{M}$ ;

$n_{00}, n_{01}, n_{10}$  - Elementos da matriz  $\mathbf{N}$ ;

$\varphi_F$  - Ângulo entre o eixo  $q'_1$  (sistema de coordenadas arbitrárias centrada no raio) e o eixo  $q_1$

## *LISTA DE SÍMBOLOS*

---

(sistema de coordenadas centrada no raio);

$m$  - Curvatura da onda PIN esférica;

$n$  - Curvatura da onda Normal esférica;

$\mathbf{V}$  - Matriz inversa da velocidade NMO.

# SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO.....</b>	<b>14</b>
1.1	ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO.....	15
<b>2</b>	<b>PROPAGAÇÃO DE FRENTES DE ONDA E APROXIMAÇÕES DE TEMPOS DE TRÂNSITO EM 3-D.....</b>	<b>17</b>
2.1	SISTEMA SÍSMICO.....	17
2.2	TRANSFORMAÇÃO ENTRE SISTEMAS DE COORDENADAS.....	17
2.3	SISTEMAS DE COORDENADAS ASSOCIADAS A UM RAIOS.....	20
2.3.1	Sistema de Coordenadas Centrado no Raio - caso particular.....	20
2.3.2	Sistema de Coordenadas Centrado no Raio - caso geral.....	22
2.4	DESCRIÇÃO LOCAL DE UMA FRETE DE ONDA.....	23
2.4.1	Matriz de curvatura em eixos principais.....	26
2.4.2	Transformação de coordenadas de frente de onda.....	27
2.5	PROPAGAÇÃO DE FRENTES DE ONDA EM MEIOS SEPARADOS POR INTERFACES SUAVES.....	27
2.5.1	Segmentos do raio.....	28
2.5.2	Sistema de Coordenadas Centrado do Raio Móvel.....	28
2.5.3	Descrição local de uma interface.....	29
2.5.4	Sistema de Coordenadas da Interface.....	30
2.6	LEI DE PROPAGAÇÃO DE CURVATURA.....	31
2.7	LEIS DE TRANSMISSÃO E REFLEXÃO PARA CURVATURAS DE FRENTES DE ONDA.....	32
2.7.1	Lei de transmissão e lei de reflexão.....	33
2.8	APROXIMAÇÃO PARAXIAL DE TEMPOS DE TRÂNSITO 3-D.....	34
2.8.1	Coordenadas ponto médio e meio-afastamento.....	34
2.8.2	Tempos de trânsito paraxiais.....	35

<b>3</b>	<b>RESULTADOS NUMÉRICOS DAS APROXIMAÇÕES DE TEMPOS DE TRÂNSITO E ALGORITMO DE EMPILHAMENTO SRC-3D.....</b>	<b>38</b>
3.1	EMPILHAMENTO SRC-3D.....	38
3.2	CÁLCULO DOS ATRIBUTOS DE FRENTES DE ONDAS.....	39
3.3	APROXIMAÇÕES HIPERBÓLICAS DE TEMPOS DE TRÂNSITO 3-D.....	41
3.3.1	Aproximação de tempos de trânsito para um ponto difrator.....	42
3.3.2	Ponto Médio Comum – PMC.....	43
3.3.3	Afastamento Nulo – AN.....	43
3.3.4	Resultados numéricos.....	45
3.4	ESTRATÉGIAS PARA A DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS SRC 3-D.....	47
3.4.1	Aproximação esférica da frente de onda PIN.....	48
3.5	ALGORITMO DE EMPILHAMENTO SRC 3-D.....	48
<b>4</b>	<b>MODELAGEM SÍSMICA DA BACIA DO AMAZONAS.....</b>	<b>52</b>
4.1	MODELAGEM SÍSMICA.....	52
4.2	A BACIA DO AMAZONAS.....	56
4.2.1	Localização.....	56
4.2.2	Geologia regional.....	56
4.3	MODELAGEM DA BACIA DO AMAZONAS.....	60
4.3.1	Problema geológico.....	61
4.3.2	Problema geofísico.....	62
4.3.3	Modelagem com traçamento de raios.....	65
<b>5</b>	<b>CONCLUSÕES.....</b>	<b>69</b>
	<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>71</b>
	<b>APÊNDICES.....</b>	<b>76</b>
	<b>APÊNDICE A - PACOTES MODEL, FORMS E CRT - SW3D.....</b>	<b>77</b>

<b>APÊNDICE B -- TUTORIAL: CONSTRUÇÃO E VISUALIZAÇÃO 3D DO MODELO COMPLEXO DA BACIA DO AMAZONAS.....</b>	<b>82</b>
--	-----------

# 1 INTRODUÇÃO

Nos últimos anos surgiram diversos métodos de imageamento sísmico que não dependem do conhecimento *a priori* do macro-modelo de velocidades (HUBRAL, 1999). O empilhamento sísmico Superfície de Reflexão Comum (SRC) pertence a este grupo de métodos. O método de empilhamento SRC simula uma seção (em 2-D) ou um volume (em 3-D) sísmico de Afastamento Nulo (AN) a partir dos dados sísmicos de cobertura múltipla. Esta seção ou volume caracteriza-se por apresentar resolução lateral e razão sinal/ruído superiores, quando comparados com os seus similares obtidos pelos métodos convencionais, e.g., o empilhamento NMO/DMO. Estes métodos convencionais de empilhamento sísmico baseiam-se nas suposições do modelo de velocidade 1-D e fazem uso de uma aproximação de tempos de trânsito que é aplicada apenas em famílias de dados de ponto médio comum (PMC). O único parâmetro desta última aproximação, conhecido como velocidade de empilhamento NMO, tem um uso limitado na extração de outros atributos do meio sísmico ou para inversão de um modelo de velocidade em profundidade. O método SRC utiliza todos os dados sísmicos de cobertura múltipla para simular um dado AN e fornece, adicionalmente, importantes parâmetros ou atributos sísmicos extraídos a partir destes dados. O método SRC requer apenas do conhecimento *a priori* da velocidade próximo à superfície de medição.

O método de empilhamento SRC tem demonstrado ser mais eficiente que os métodos convencionais quando aplicados em dados sintéticos e reais 2-D e 3-D (e.g., BERGLER et al., 2002; CRISTINI et al., 2001; GARABITO CALLAPINO et al., 2003; JÄGER et al., 2001; MANN et al., 1999). O operador SRC-AN baseia-se em uma aproximação hiperbólica de segunda ordem de tempos de trânsito na vizinhança de um raio central (normal) que depende de oito parâmetros para o caso 3-D. Tais parâmetros de empilhamento utilizados para construir um volume AN descrevem a direção do raio normal e as curvaturas das frentes de onda hipotéticas Normal, N, e Ponto de Incidência Normal, PIN (HUBRAL, 1983). Estes parâmetros, chamados de atributos cinemáticos do campo de ondas, mostram importantes aplicações, e.g., estimação do modelo de velocidades, análise AVO, entre outros. Estes parâmetros SRC podem ser determinados automaticamente por processos de busca envolvendo análise de coerência dos dados sísmicos pré-empilhados.

Tanto em 2-D quanto em 3-D, o método de SRC produz resultados satisfatórios ou com boa resolução quando aplicado em dados de meios com fortes variações laterais de velocidade, comple-

xidade estrutural, baixa relação sinal/ruído e pobre cobertura de dados (CRISTINI; CARDONE; MARCHETTI, 2003). Para um conjunto de dados 3-D com um azimute muito reduzido, o número de parâmetros se reduz para quatro (CHIRA-OLIVA et al., 2003) ou seis, como no caso marinho (CARDONE et al., 2003). Neste caso os autores assumiram a ocorrência de uma frente de onda esférica PIN na superfície.

Chira-Oliva et. al (2003) apresentaram o formalismo e exemplos de aplicação do operador de empilhamento SRC 3-D para eventos de reflexão. Eles também apresentaram o operador de empilhamento SRC-AN 3-D para eventos de difração o qual depende de cinco parâmetros. No caso das difrações, consideraram as matrizes de curvatura das ondas PIN e Normal como sendo coincidentes. Também mostraram fórmulas especiais para aplicações dos atributos SRC-AN 3-D para determinar os fatores de espalhamento geométrico e as zonas de Fresnel projetadas. Este último é importante para definir a abertura para o empilhamento e migração.

Nesta dissertação é apresentado uma revisão do formalismo matemático que precede as aproximações de tempos de trânsito usadas no operador SRC-3D. Para validar o operador, foram calculados tempos de trânsito verdadeiros por modelagem direta num modelo sintético tridimensional.

É apresentado ainda um capítulo referente à modelagem da Bacia do Amazonas com base em dados de sísmica e dados de poço. Esta modelagem foi realizada com os pacotes de modelagem de domínio público do consórcio *Seismic Waves in Complex 3-D Structures*, gerando como produtos um modelo 3-D complexo da região amazônica que pode ser utilizado por qualquer programa de modelagem que utilizam malhas regulares, e.g., diferenças finitas. Foram gerados ainda sismogramas sintéticos e visualizações em realidade virtual com VRML e GOCAD.

## 1.1 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação está dividida em cinco capítulos. O conteúdo de cada capítulo é apresentado a seguir:

### **Capítulo 2 - Propagação de frentes de ondas e aproximações de tempos de trânsito em 3-D**

Neste capítulo são apresentados os sistemas de coordenadas associados a um raio (caso geral e particular). Também é mostrado como se descreve um frente de onda localmente e sua propagação em meios separados por interfaces suaves. Da mesma maneira são descritas as leis de transmissão e reflexão para a propagação de curvaturas. São tratadas duas importantes ondas hipotéticas, defini-



das como onda Ponto de Incidência Normal (PIN) e onda Normal (N). Finalmente, considerando-se as definições anteriores, é apresentado as aproximações paraxiais de tempos de trânsito 3-D em coordenadas ponto médio e meio afastamento.

### **Capítulo 3 - Resultados numéricos das aproximações de tempos de trânsito e algoritmo de empilhamento SRC-3D**

Neste capítulo são apresentadas as particularizações da aproximação hiperbólica de tempos de trânsito paraxiais apresentadas no Capítulo 2, bem como os resultados numéricos dos operadores Superfície de Reflexão Comum (SRC) 3-D para eventos associados a um raio central com afastamento nulo refletido e difratado.

### **Capítulo 4 - Modelagem da Bacia do Amazonas**

No Capítulo 4 é apresentada a modelagem da Bacia do Amazonas feita com os pacotes de modelagem de domínio público do consórcio *Seismic Waves in Complex 3-D Structures* (SW3D), desde a confecção do modelo, até o traçamento de raios 3-D e visualização em realidade virtual com VRML e GOCAD.

### **Capítulo 5 - Conclusões**

Aqui é apresentado as principais conclusões, considerações e perspectivas acerca do trabalho aqui desenvolvido.

## 2 PROPAGAÇÃO DE FRENTES DE ONDA E APROXIMAÇÕES DE TEMPOS DE TRÂNSITO EM 3-D

Neste capítulo será apresentado dois sistemas de coordenadas associadas a um raio (casos particular e geral), bem como a transformação entre ambos os sistemas. Será feita a descrição local de uma frente de onda e depois sua propagação em meios separados por interfaces suaves (Figura 2.1). Será descrito ainda como se dá a propagação de curvaturas, leis de transmissão e reflexão. Por fim, será definido a aproximação paraxial de tempos de trânsito em 3-D em coordenadas ponto médio e meio afastamento. Assim como a descrição da propagação das curvaturas, a obtenção dos tempos de trânsito de raios paraxiais a um raio central é também realizada considerando o meio denominado sistema sísmico (BORTFELD, 1989).

### 2.1 SISTEMA SÍSMICO

Um sistema sísmico é um modelo composto por camadas homogêneas e isotrópicas separadas por interfaces suaves, onde o contraste de velocidades e densidade admite quaisquer valores. O modelo da Figura 2.1 representa um sistema sísmico composto por duas camadas homogêneas sob um semi-espaço infinito com superfície de medição plana. A linha de cor azul representa um raio com incidência normal com origem em  $X_0$ , que se propaga no meio até ser refletido no ponto de incidência normal (PIN) e emerge no ponto  $X_0$ , sobre a superfície de medição plana.

### 2.2 TRANSFORMAÇÃO ENTRE SISTEMAS DE COORDENADAS

As transformações entre os sistemas de coordenadas Cartesianas  $\hat{\mathbf{x}} = [x_1, x_2, x_3]$  e  $\hat{\mathbf{q}} = [q_1, q_2, q_3]$  podem ser descritas através de uma translação e duas rotações elementares subsequentes. O objetivo da translação é fazer com que as origens dos dois sistemas sejam a mesma. Para os casos em que os sistemas tenham sempre a mesma origem não há necessidade da translação. As rotações

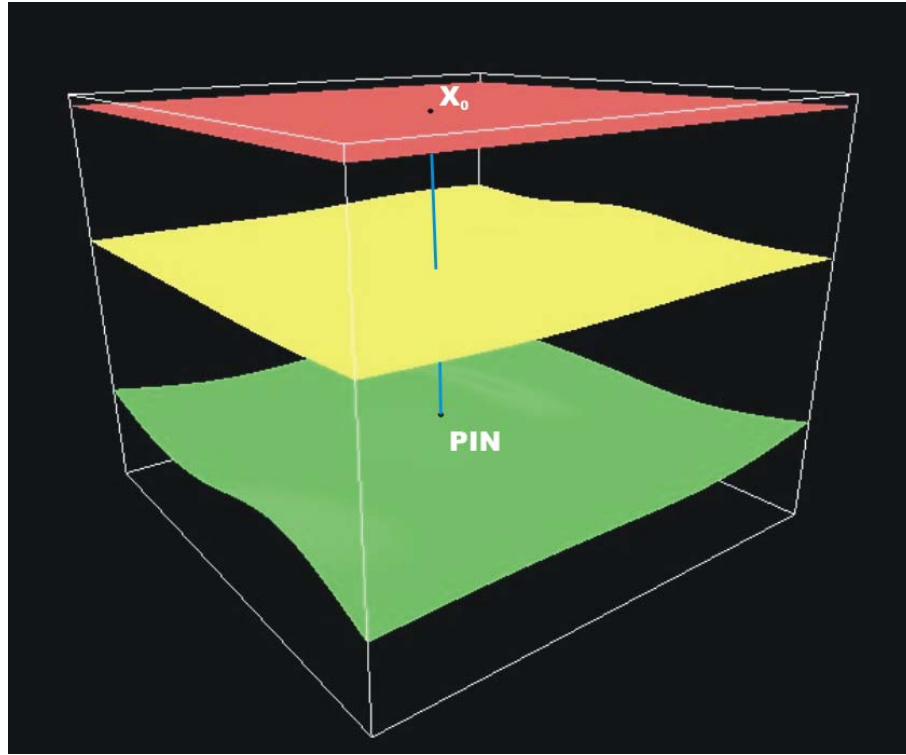


Figura 2.1: Modelo 3-D com duas camadas sob um semi-espço infinito. A superfície de aquisição (em vermelho) é plana. A linha de cor azul corresponde à trajetória de um raio com incidência normal ou afastamento nulo, denominado raio central na aproximação paraxial dos tempos de trânsito. Este raio tem origem no ponto  $X_0$ , é refletido com ângulo normal no ponto de incidência normal (PIN) e emerge em  $X_0$ , na superfície de medição plana.

são realizadas da seguinte forma (Figura 2.2): primeiramente, o sistema a ser transformado é rotacionado pelo ângulo  $\varphi_1$  de tal forma que os eixos  $x$  e  $y$  passem pelo plano  $\Sigma$  do sistema em transformação. Então o sistema resultante é rotacionado pelo ângulo  $\varphi_0$  dentro do plano  $\Sigma$  até que os eixos dos sistema coincidam. Desta forma, a transformação do sistema  $\hat{\mathbf{x}}$  para o sistema  $\hat{\mathbf{q}}$  nos leva a

$$\hat{\mathbf{q}} = \underline{\mathbf{T}} \hat{\mathbf{x}} = \underline{\mathbf{D}}_z(\varphi_0) \underline{\mathbf{D}}_y(\varphi_1) \hat{\mathbf{x}}, \quad (2.1)$$

onde a matriz  $\underline{\mathbf{T}}$   $3 \times 3$  é definida pelos elementos

$$T_{ij} = \frac{\partial q_i}{\partial x_j} \quad (i, j = 1, 2, 3) \quad (2.2)$$

e

$$\underline{\mathbf{D}}_z = \begin{pmatrix} \cos \varphi_0 & -\text{sen } \varphi_0 & 0 \\ \text{sen } \varphi_0 & \cos \varphi_0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}, \quad \underline{\mathbf{D}}_y = \begin{pmatrix} \cos \varphi_1 & 0 & -\text{sen } \varphi_1 \\ 0 & 1 & 0 \\ \text{sen } \varphi_1 & 0 & \cos \varphi_1 \end{pmatrix}. \quad (2.3)$$

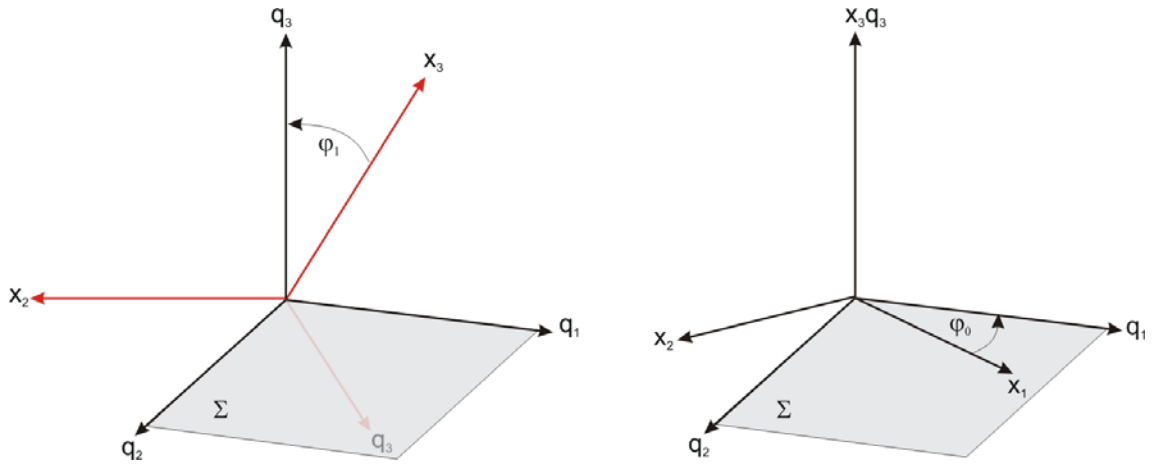


Figura 2.2: Transformação entre os dois sistemas de coordenadas Cartesianas com origem coincidente.

Na aproximação paraxial, os termos contendo  $x_3$  podem ser negligenciados. A transformação é então descrita pela matriz superior esquerda  $2 \times 2$   $\mathbf{T}$  da matriz  $\underline{\mathbf{T}}$ , isto é

$$\mathbf{q} = \mathbf{T} \mathbf{x} = \mathbf{D}_z(\varphi_0) \mathbf{D}_y(\varphi_1) \mathbf{x} \quad (2.4)$$

com

$$\mathbf{D}_z = \begin{pmatrix} \cos \varphi_0 & -\text{sen } \varphi_0 \\ \text{sen } \varphi_0 & \cos \varphi_0 \end{pmatrix}, \quad \mathbf{D}_y = \begin{pmatrix} \cos \varphi_1 & 0 \\ 0 & 1 \end{pmatrix}. \quad (2.5)$$

O processo inverso, ou seja a transformação para o sistema de origem, é feita pelas mesmas rotações mas em ordem contrária e direção oposta. Considerando que  $\text{sen } \beta = -\text{sen } (-\beta)$  e  $\cos \beta = \cos (-\beta)$ , as matrizes transformação são dadas por  $\mathbf{D}_z^T$  e  $\mathbf{D}_y^T$ . Portanto, a representação de, por exemplo, uma matriz  $\mathbf{M}^{(x)}$  no sistema de coordenadas  $\mathbf{x}$  por uma matriz  $\mathbf{M}^{(q)}$  no sistema de coordenadas  $\mathbf{q}$  é dada por

$$\mathbf{M}^{(x)} = \mathbf{D}_y^T(\varphi_1) \mathbf{D}_z^T(\varphi_0) \mathbf{M}^{(q)} \mathbf{D}_z(\varphi_0) \mathbf{D}_y(\varphi_1). \quad (2.6)$$

## 2.3 SISTEMAS DE COORDENADAS ASSOCIADOS A UM RAIÃO

Nesta seção apresentaremos os conceitos básicos do Sistema de Coordenadas Centrado no raio e Sistema de Observação Local, bem como a transformação associada entre eles. O Sistema de Observação Local possui como superfície de medição o plano  $xy$ . Para simplificar, assume-se que este tenha a mesma orientação do Sistema Global de tal forma que seja simples de ser obtido por uma translação.

As condições necessárias para o **Sistema de Observação Local** e os **Sistemas de Coordenadas Centrados no Raio** considerados são:

- ambos são sistemas de coordenadas Cartesianas (regra da mão direita).
- o Sistema de Observação Local tem como superfície de medição o plano  $xy$ .
- a origem destes sistemas são coincidentes no ponto de observação  $X_0$ .
- o eixo  $z$  do Sistema de Coordenadas Centrado no Raio aponta na direção de propagação das frentes de onda na superfície de medição, ou seja, na direção do raio central na superfície de medição.

A Figura 2.3 mostra dois sistemas de Coordenadas Centrados no Raio  $[\underline{v}_x, \underline{v}_y, \underline{w}_z]$  e  $[\underline{w}_x, \underline{w}_y, \underline{w}_z]$ , bem como o sistema de observação local  $[\underline{e}_x, \underline{e}_y, \underline{e}_z]$ . Os sistemas de Coordenadas Centrados no Raio possuem o mesmo eixo  $z$  de coordenadas que podem ser representadas por um vetor unitário em termos do ângulo azimute e polar:

$$\underline{w}_z = \begin{pmatrix} \cos \varphi_0 \operatorname{sen} \varphi_1 \\ \operatorname{sen} \varphi_0 \operatorname{sen} \varphi_1 \\ \cos \varphi_1 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} w_{z0} \\ w_{z1} \\ w_{z2} \end{pmatrix}. \quad (2.7)$$

### 2.3.1 Sistema de Coordenadas Centrado no Raio - caso particular

#### Transformação por meio de matrizes de rotação

Segundo Höcht (2002), o vetor  $\underline{w}_z$  também pode ser obtido aplicando-se duas rotações ao eixo  $z$  do sistema de observação local definido por  $\underline{e}_z$ :

$$\underline{w}_z = \underline{D}_z(\varphi_0) \underline{D}_y(\varphi_1) \underline{e}_z. \quad (2.8)$$

Submetendo-se os vetores  $\underline{e}_x$  e  $\underline{e}_z$  às mesmas rotações chegamos aos eixos  $x$  e  $y$  do sistema de

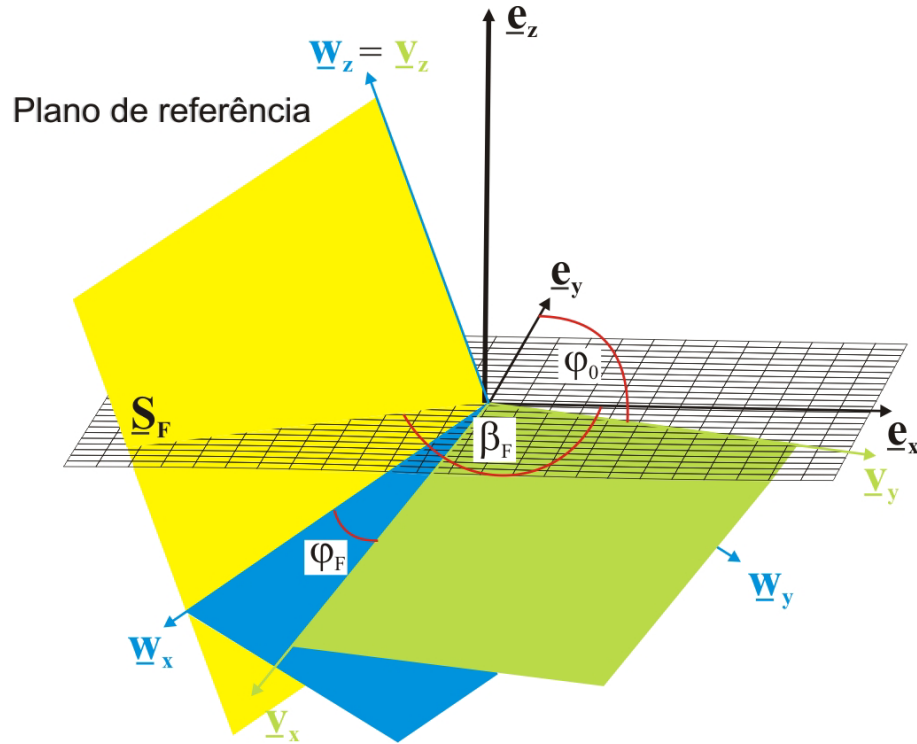


Figura 2.3: Sistemas de Coordenadas Local e Centrado no Raio. O Sistema de Coordenadas Centrado no Raio com o plano base na cor verde é obtido através de duas rotações. No caso do Sistema de Coordenadas Centrado no raio com o respectivo plano base na cor azul é obtido com uma terceira rotação adicional (adaptado de HÖCHT, 2002).

coordenads centrado no raio,  $[\underline{v}_x, \underline{v}_y, \underline{w}_z]$

$$\underline{v}_i = \underline{D}_z(\varphi_0)\underline{D}_y(\varphi_1)\underline{e}_i \quad (i=x,y). \quad (2.9)$$

A transformação do Sistema de Observação Local para este Sistema Centrado no Raio é dada por:

$$\underline{T}_{IV} = \underline{D}_{zy} = \underline{D}_z(\varphi_0)\underline{D}_y(\varphi_1). \quad (2.10)$$

### Transformação por matriz base

Observa-se que o eixo  $y$  ( $\underline{v}_y$ ) deste sistema reside na superfície plana de medição, ou seja, no plano  $xy$  do sistema de Observação Local (ver Figura 2.3). Além disso, o ângulo entre o eixo  $y$  do Sistema de Observação Local e o eixo  $y$  do Sistema Centrado no Raio é dado por  $\varphi_0$ . Conseqüentemente, o sistema também pode ser determinado por:

$$\underline{w}_z \quad \text{direção unitária do raio central} \quad (2.11)$$

$$\underline{\mathbf{v}}_y = \begin{pmatrix} -\text{sen } \varphi_0 \\ \text{cos } \varphi_0 \\ 0 \end{pmatrix} \quad (2.12)$$

$$\underline{\mathbf{v}}_x = \underline{\mathbf{v}}_y \times \underline{\mathbf{v}}_z \quad (2.13)$$

A correspondente matriz base  $\underline{\mathbf{V}} = (\underline{\mathbf{v}}_x, \underline{\mathbf{v}}_y, \underline{\mathbf{v}}_z)$  define a matriz de transformação a partir da base padrão, ou seja,  $\underline{\mathbf{T}}_{IV} = \underline{\mathbf{V}}$ . A matriz é ortogonal desde que  $\|\underline{\mathbf{v}}_i\| = 1$ , com  $i = x, y, z$ .

### 2.3.2 Sistema de Coordenadas Centrado no Raio - caso geral

O Sistema Centrado no Raio  $[\underline{\mathbf{w}}_x, \underline{\mathbf{w}}_y, \underline{\mathbf{w}}_z]$  é unicamente baseado na representação polar do vetor direção  $\underline{\mathbf{v}}_z$ . Portanto, não é permitido especificar os eixos  $x$  e  $y$  do Sistema Centrado no raio. O que se tentará fazer agora é construir um Sistema Centrado no Raio onde os eixos  $x$  e  $y$  podem ser escolhidos. A seguir será introduzido e definido o plano de referência.

#### Plano de referência

Höcht (2002) define **plano de referência** como um plano que contém um vetor unitário (escolhido) na superfície de medição  $\underline{\mathbf{s}}_F$  e o vetor direção  $\underline{\mathbf{w}}_z$  do raio central (Figura 2.3). Em coordenadas de observação local este plano é dado por:

$$\underline{\mathbf{n}}_F \cdot \underline{\mathbf{x}} = 0 \quad \text{com} \quad \underline{\mathbf{n}}_F = \underline{\mathbf{w}}_z \times \underline{\mathbf{s}}_F, \quad \underline{\mathbf{s}}_F = \begin{pmatrix} \text{cos } \beta_F \\ \text{sen } \beta_F \\ 0 \end{pmatrix} \quad (-\pi < \beta_F \leq \pi). \quad (2.14)$$

Note que  $\underline{\mathbf{n}}_F \cdot \underline{\mathbf{x}} = 0$  devido a origem estar no plano de referência.

#### Transformação por matrizes de rotação

Para especificar o eixo  $x$  definido por  $\underline{\mathbf{w}}_x$  do Sistema de Coordenadas Centrado no Raio é necessário que ele esteja no plano de referência (Figura 2.3), ou seja

$$\underline{\mathbf{n}}_F \cdot \underline{\mathbf{w}}_x = 0. \quad (2.15)$$

O sistema centrado no raio  $[\underline{\mathbf{w}}_x, \underline{\mathbf{w}}_y, \underline{\mathbf{w}}_z]$  é dado por vetores base unitário:

$$\underline{\mathbf{w}}_i = \underline{\mathbf{D}}_z(\varphi_0)\underline{\mathbf{D}}_y(\varphi_1)\underline{\mathbf{D}}_z(\varphi_F)\underline{\mathbf{e}}_i \quad (i=x,y,z). \quad (2.16a)$$

$$\text{com} \quad \begin{pmatrix} \cos \varphi_F \\ \sin \varphi_F \end{pmatrix} = \frac{\underline{\mathbf{D}}_y^T(\varphi_1)\underline{\mathbf{D}}_z^T(\varphi_0)\underline{\mathbf{s}}_F}{\sqrt{1 - (\underline{\mathbf{w}}_z \cdot \underline{\mathbf{s}}_F)^2}} \quad \text{e} \quad \underline{\mathbf{s}}_F = \begin{pmatrix} \cos \beta_F \\ \sin \beta_F \end{pmatrix}. \quad (2.16b)$$

A transformação a partir do Sistema de Observação Local para o sistema  $[\underline{\mathbf{w}}_x, \underline{\mathbf{w}}_y, \underline{\mathbf{w}}_z]$  é dado por Höcht (2002)

$$\underline{\mathbf{T}}_{IW} = \underline{\mathbf{D}}_{zyz} = \underline{\mathbf{D}}_z(\varphi_0)\underline{\mathbf{D}}_y(\varphi_1)\underline{\mathbf{D}}_z(\varphi_F) \quad (2.17)$$

### Transformação por matriz base

O Sistema Centrado no Raio  $[\underline{\mathbf{w}}_x, \underline{\mathbf{w}}_y, \underline{\mathbf{w}}_z]$  é dado pelos vetores base unitário:

$$\underline{\mathbf{w}}_z \quad \text{vetor direção do raio} \quad (2.18a)$$

$$\underline{\mathbf{w}}_y = \frac{\underline{\mathbf{w}}_z \times \underline{\mathbf{s}}_F}{\|\underline{\mathbf{w}}_z \times \underline{\mathbf{s}}_F\|} = \frac{\underline{\mathbf{n}}_F}{\|\underline{\mathbf{n}}_F\|} \quad (2.18b)$$

$$\underline{\mathbf{w}}_x = \underline{\mathbf{w}}_y \times \underline{\mathbf{w}}_z \quad (2.18c)$$

Segundo a matriz base  $\underline{\mathbf{W}}$ , com vetores unitários, a transformação ortogonal é definida por Höcht (2002):

$$\underline{\mathbf{T}}_{IW} = \underline{\mathbf{D}}_{zyz} = \underline{\mathbf{W}} = (\underline{\mathbf{w}}_x, \underline{\mathbf{w}}_y, \underline{\mathbf{w}}_z). \quad (2.19)$$

### Relações dos sistemas $[\underline{\mathbf{w}}_x, \underline{\mathbf{w}}_y, \underline{\mathbf{w}}_z]$ e $[\underline{\mathbf{v}}_x, \underline{\mathbf{v}}_y, \underline{\mathbf{v}}_z]$

O sistema  $[\underline{\mathbf{w}}_x, \underline{\mathbf{w}}_y, \underline{\mathbf{w}}_z]$  é a generalização do sistema  $[\underline{\mathbf{v}}_x, \underline{\mathbf{v}}_y, \underline{\mathbf{v}}_z]$ , isto é, o último é um caso especial do anterior. O sistema  $[\underline{\mathbf{v}}_x, \underline{\mathbf{v}}_y, \underline{\mathbf{v}}_z]$  pode ser obtido fazendo  $\beta_F = \varphi_0$ , o que implica que  $\varphi_F = 0$ , onde  $\underline{\mathbf{D}}_z(\varphi_F) = \underline{\mathbf{I}}$ .

## 2.4 DESCRIÇÃO LOCAL DE UMA FRENTE DE ONDA

A descrição de uma frente de onda ao longo de um raio envolve a posição, orientação e curvatura da frente de onda. A **posição** pode ser omitida se for considerado um Sistema Local, obtido pela translação do Sistema Global para um ponto do raio onde a frente de onda deve ser descrita. A **orientação** da frente de onda é dada pela sua direção de propagação, isto é, pela direção do raio.



Este último pode ser descrito, por exemplo, pelos ângulos azimute ( $\varphi_0$ ) e polar ( $\varphi_1$ ) (Figura 2.4). Através da direção do raio podemos construir um Sistema de Coordenadas Ortogonal Centrado no Raio. Uma condição necessária para o Sistema Centrado no Raio é que o eixo  $z$  seja definido pelo vetor direção do raio  $\underline{w}_z$  de tal forma que sua origem coincide com o Sistema Local. Os eixos  $x$  e  $y$  são ortogonais mas podem ser escolhidos arbitrariamente. Assume-se que o vetor direção do raio  $\underline{w}_z$  é perpendicular à superfície da frente de onda. Desta forma, o plano  $xy$  do Sistema Centrado no Raio é o plano tangente da superfície da frente de onda no ponto considerado  $(\hat{x}, \hat{y}, \hat{z}) = (0, 0, 0)$ . Uma descrição local de segunda ordem da frente de onda é dada em coordenadas centradas no raio (onde os termos de primeira ordem são descartados) por meio de uma matrix de curvatura simétrica  $\hat{\mathbf{A}}$  (HUBRAL; KREY, 1980):

$$\hat{z} = -\frac{1}{2} \hat{\mathbf{x}}^T \hat{\mathbf{A}} \hat{\mathbf{x}} \quad \text{com} \quad \hat{\mathbf{x}} = \begin{pmatrix} \hat{x} \\ \hat{y} \end{pmatrix}, \quad \hat{\mathbf{A}} = \begin{pmatrix} \hat{a}_{00} & \hat{a}_{01} \\ \hat{a}_{10} & \hat{a}_{11} \end{pmatrix}, \quad \hat{a}_{10} = \hat{a}_{01}. \quad (2.20)$$

Embora a eq. (2.20) defina um parabolóide, esta descrição serve apenas para determinar as curvaturas da frente de onda. Isto significa que a frente de onda verdadeira pode ter qualquer forma a partir das curvaturas definidas pela eq. (2.20). O sinal negativo na eq. (2.20) será explicado a seguir. Este trabalho seguirá a definição usada por Hubral e Krey (1980). A **curvatura**  $k$  da frente de onda em uma direção dada por um vetor unitário  $\hat{\mathbf{u}}$  no plano  $xy$  do sistema de coordenadas centrado no raio é definida pela segunda derivada direcional negativa em  $(\hat{x}, \hat{y}) = (0, 0)$ :

$$k = -D_{\hat{\mathbf{u}}}^2 \{z^2(\hat{x}, \hat{y})\}(0, 0) = \hat{\mathbf{u}}^T \hat{\mathbf{A}} \hat{\mathbf{u}} \quad \text{com} \quad \|\hat{\mathbf{u}}\| = 1. \quad (2.21)$$

Agora vamos, rapidamente, investigar o sinal da curvatura  $k$ . Consideremos uma plano que é dado pelos vetores  $\underline{w}_z$  e  $\hat{\mathbf{u}}$ . Este plano é uma seção normal da superfície pois contém a superfície normal no ponto considerado. A interseção de um plano normal com a frente de onda gera uma curva que, considerada no plano normal, tem a curvatura  $k$  em  $(\hat{x}, \hat{y}) = (0, 0)$ . A curvatura  $k$  é denominada de curvatura normal. Isto significa que  $k$  determina a curvatura da frente de onda em direção de propagação para um azimute definido por  $\hat{\mathbf{u}}$  no plano  $xy$ . O sinal menos usado nas definições (2.20) e (2.21) tem as seguintes consequências se for considerado a frente de onda na direção do raio no plano normal definido por  $\underline{w}_z$  e  $\hat{\mathbf{u}}$ : se  $k > 0$  a curvatura da frente de onda aparece côncava; se  $k < 0$  a curvatura aparece convexa. Esta convenção também é aplicada a um raio de curvatura  $R = 1/k$ .

Os valores máximo e mínimo da curvatura normal são conhecidos também como curvaturas principais. O elemento  $\hat{a}_{ij}$  da matrix  $\hat{\mathbf{A}}$  pode ser relacionado com as curvaturas principais ( $k_1, k_2$ )

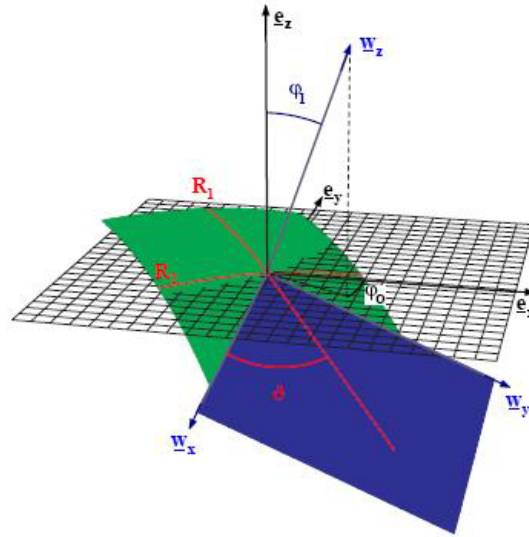


Figura 2.4: Descrição local de uma frente de onda. A frente de onda (superfície de cor verde) ao longo de um raio é descrita por suas matrizes curvatura. Seus autovalores são as curvaturas principais  $1/R_1$  e  $1/R_2$  ( $1/R_1, 1/R_2 > 0$  neste caso); os seus autovetores determinam o eixo principal. O ângulo entre o primeiro (segundo) eixo principal e  $\underline{w}_x$  ( $\underline{w}_y$ ) é denotado por  $\vartheta$  (adaptado de HÖCHT, 2002).

da frente de onda e um ângulo de orientação  $\vartheta$  (Figura 2.4):

$$\hat{\mathbf{A}} = \begin{pmatrix} \hat{a}_{00} & \hat{a}_{01} \\ \hat{a}_{01} & \hat{a}_{11} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} k_1 \cos^2 \vartheta + k_2 \sin^2 \vartheta & \cos \vartheta \sin \vartheta (k_1 - k_2) \\ \cos \vartheta \sin \vartheta (k_1 - k_2) & k_1 \sin^2 \vartheta + k_2 \cos^2 \vartheta \end{pmatrix} \quad (2.22)$$

O ângulo de orientação  $\vartheta$  com relação ao eixo  $\underline{w}_x$  no plano  $xy$  do sistema centrado no raio tem o seguinte significado: a primeira curvatura principal  $k_1$  é a curvatura normal ( $k_n$ ) da superfície da frente de onda na direção do vetor  $\hat{\mathbf{u}} = (\cos \vartheta \quad \sin \vartheta)^T$ . Apenas o ângulo de orientação é necessário pois o ângulo de orientação para  $k_2$  é dado por  $\vartheta + \pi/2$ . Os raios de curvaturas principais são dados por  $R_1 = 1/k_1$  e  $R_2 = 1/k_2$ .

A equação (2.22) pode ser derivada através de uma matriz de rotação  $\mathbf{D}_z(\vartheta)$  que transforma  $\underline{w}_x$  e  $\underline{w}_y$  para eixos principais onde a matriz  $\hat{\mathbf{A}}$  é dada por  $\bar{\mathbf{A}} = \hat{\mathbf{A}}(\vartheta = 0)$ . Em termos de eixos principais a equação (2.22) fica

$$\hat{z} = -\frac{1}{2} \bar{\mathbf{x}}^T \bar{\mathbf{A}} \bar{\mathbf{x}} \quad \text{com} \quad \bar{\mathbf{A}} = \begin{pmatrix} k_1 & 0 \\ 0 & k_2 \end{pmatrix}. \quad (2.23)$$

Um vetor  $\hat{\mathbf{x}}$  do Sistema de Coordenadas Centrado no Raio é representado por  $\bar{\mathbf{x}} = \mathbf{D}^T \hat{\mathbf{x}}(\vartheta)$  no sistema de eixos principais. Isto leva a

$$\hat{z} = -\frac{1}{2}\hat{\mathbf{x}}^T \mathbf{D}_z(\vartheta) \bar{\mathbf{A}} \mathbf{D}_z^T(\vartheta) \hat{\mathbf{x}}, \quad \text{consequentemente} \quad \hat{\mathbf{A}} = \mathbf{D}_z(\vartheta) \bar{\mathbf{A}} \mathbf{D}_z^T(\vartheta), \quad (2.24)$$

que é a representação da equação (2.20) em função da matriz de curvatura  $\bar{\mathbf{A}}$  e o ângulo relacionado ao Sistema de Coordenadas dos Eixos Principais.

### 2.4.1 Matriz de curvatura em eixos principais

Para expressar a matriz de curvatura em coordenadas dos eixos principais deve-se calcular as curvaturas principais  $k_1$ ,  $k_2$  e o ângulo  $\vartheta$  necessário para a rotação dos eixos  $x$  e  $y$  para eixos principais (veja equação (2.24)).

Segundo Höcht (2002), uma possível solução é determinar os autovalores e autovetores: os autovalores são as curvaturas principais; o ângulo entre o eixo  $x$  e o autovetor associado com  $k_1$  define o ângulo  $\vartheta$  para as coordenadas dos eixos principais. No entanto, uma simples solução é dada pela equação (2.22). Reescrevendo esta equação expressando  $\sin \vartheta$  e  $\cos \vartheta$  por  $\tan \vartheta$  temos

$$\begin{pmatrix} \hat{a}_{00} & \hat{a}_{01} \\ \hat{a}_{01} & \hat{a}_{11} \end{pmatrix} = \frac{1}{1 + \tan^2 \vartheta} \begin{pmatrix} k_1 + k_2 \tan^2 \vartheta & \tan \vartheta (k_1 - k_2) \\ \tan \vartheta (k_1 - k_2) & k_1 \tan^2 \vartheta + k_2 \end{pmatrix}. \quad (2.25)$$

Resolvendo esta equação para  $k_1$ ,  $k_2$  e  $\tan \vartheta$ , temos

$$k_1 = \frac{1}{2}(\hat{a}_{00} + \hat{a}_{11} + b), \quad (2.26)$$

$$k_2 = \frac{1}{2}(\hat{a}_{00} + \hat{a}_{11} - b), \quad (2.27)$$

$$\tan \vartheta = \begin{cases} (\hat{a}_{11} - \hat{a}_{00} + b)/(2\hat{a}_{01}) & \text{para } \hat{a}_{01} \neq 0 \\ 0 & \text{para } \hat{a}_{01} = 0 \end{cases} \quad (2.28)$$

$$\text{com } b = \sqrt{(\hat{a}_{00} - \hat{a}_{11})^2 + 4\hat{a}_{01}^2}. \quad (2.29)$$

Observe quando  $\hat{a}_{01} = 0$  para  $\tan \vartheta$ , indica que a matriz de curvatura já está expressa no Sistema de Eixos Principais, ou seja,  $k_1 = \hat{a}_{00}$  e  $k_2 = \hat{a}_{11}$ .

### 2.4.2 Transformação de coordenadas de frente de onda

A transformação para um Sistema Centrado no Raio pode ser denotado simplesmente por  $\underline{\mathbf{T}}$ , que poderia ser a transformação  $\underline{\mathbf{T}}_{IV}$  (2.10) ou  $\underline{\mathbf{T}}_{IW}$  (2.19). A transformação  $\underline{\mathbf{T}}_{IW}$  cobre todos os possíveis casos que se enquadram dentro das condições mencionadas no início desta seção (HÖCHT, 2002). Em qualquer caso devemos estar cientes de que a transformação usada define o Sistema de Coordenadas Centrado no Raio a qual a matriz de curvatura da frente de onda está referida.

A descrição local de uma frente de onda pode agora ser expressa em coordenadas de observação local. Vamos considerar o vetor

$$\underline{\mathbf{x}} = \begin{pmatrix} x \\ y \\ z \end{pmatrix} \quad \text{com} \quad z = -\frac{1}{2}\mathbf{x}^T\hat{\mathbf{A}}\mathbf{x} \quad \text{e} \quad \mathbf{x} = \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} \quad (2.30)$$

em coordenadas de observação local.

Este vetor, transformado pelas equações (2.16) para o Sistema de Coordenadas Centrado no Raio, i.e.

$$\underline{\mathbf{x}}_w = \underline{\mathbf{T}}\mathbf{x},$$

expressa a frente de onda em termos de coordenadas de observação local.

## 2.5 PROPAGAÇÃO DE FRENTES DE ONDA EM MEIOS SEPARADOS POR INTERFACES SUAVES

Nesta seção serão descritos os aspectos práticos da construção das curvaturas de uma frente de onda ao longo de um raio para um meio com camadas de iso-velocidades. As interfaces devem ser contínuas até a segunda ordem, e os pontos da interface são conectados por splines cúbicas (*bicubic splines*). A teoria é descrita em detalhe por Hubral e Krey (1980). Este procedimento envolve a determinação dos diferentes sistemas de coordenadas e transformações, bem como a obtenção das matrizes curvatura de uma frente de onda e de uma interface.

### 2.5.1 Segmentos do raio

Para determinar a curvatura de uma frente de onda ao longo de um raio, dividimos o raio em segmentos, onde cada segmento descreve a direção de propagação em um meio de velocidade constante, em que cada segmento do raio é uma linha reta. A direção do segmento do raio é descrita por um vetor unitário  $\underline{\mathbf{w}}_z$ . As discontinuidades da distribuição de velocidade são dadas analiticamente pela interpolação tipo *spline* das interfaces. Sendo assim, um segmento do raio conecta dois pontos das interfaces e reside numa camada de velocidade constante: o segmento de raio inicia no ponto de interseção  $Q_{i-1}$  e termina no ponto de interseção  $Q_i$ . A ordem destes pontos é definida pela direção do raio. Sendo os vetores de localização  $\underline{\mathbf{r}}_{i-1}$  e  $\underline{\mathbf{r}}_i$  para os pontos  $Q_{i-1}$  e  $Q_i$ , respectivamente, consideremos a seguinte relação para um seguimento de raio:

$$\underline{\mathbf{r}}_i = \underline{\mathbf{r}}_{i-1} + d\underline{\mathbf{w}}_z \quad (d > 0). \quad (2.31)$$

em que  $d$  é a distância entre  $Q_{i-1}$  e  $Q_i$ , ou seja, o comprimento do segmento do raio e  $\underline{\mathbf{w}}_z$  é o vetor direção do raio  $\underline{\mathbf{w}}_z = (w_{z0}, w_{z1}, w_{z2})^T$ , com  $\|\underline{\mathbf{w}}_z\| = 1$ .

### 2.5.2 Sistema de Coordenadas Centrado no Raio Móvel

Para propagar a frente de onda, usamos um Sistema de Coordenadas Centrado no Raio Móvel (HÖCHT, 2002). No interior de uma camada a orientação de um Sistema de Coordenadas Centrado no Raio Móvel é fixo. Para definirmos isto, devemos considerar o seguimento do raio associado e seu ponto de interseção  $Q_i$  com a próxima interface (na direção do raio). O eixo  $z$  é definido pelo vetor direção  $\underline{\mathbf{w}}_z$  do seguimento do raio. Os eixos  $x$  e  $y$  são assim definidos: através da normal à interface  $\underline{\mathbf{q}}_z$  em  $Q_i$  e a direção do raio  $\underline{\mathbf{w}}_z$  calculamos o plano incidente,  $\underline{\mathbf{n}}_{inc} = \underline{\mathbf{q}}_z \times \underline{\mathbf{w}}_z$ , o qual contém ambos vetores. Os eixos  $x$  e  $y$  são especificados por este plano: o eixo  $x$   $\underline{\mathbf{w}}_x$  reside no plano incidente; o eixo  $y$   $\underline{\mathbf{w}}_y$  é normal ao plano incidente;

$$\underline{\mathbf{w}}_z \quad \text{é o vetor unitário da direção do raio,} \quad (2.32a)$$

$$\underline{\mathbf{w}}_y = \frac{\underline{\mathbf{q}}_z \times \underline{\mathbf{w}}_z}{\|\underline{\mathbf{q}}_z \times \underline{\mathbf{w}}_z\|}, \quad (2.32b)$$

$$\underline{\mathbf{w}}_x = \underline{\mathbf{w}}_y \times \underline{\mathbf{w}}_z, \quad (2.32c)$$

onde  $\underline{\mathbf{q}}_z$  é a interface normal e

$$\underline{\mathbf{q}}_z \cdot \underline{\mathbf{w}}_z > 0, \quad \|\underline{\mathbf{q}}_z\| = 1.$$

A direção da normal à interface  $\underline{\mathbf{q}}_z$  é definida pela direção do seguimento do raio  $\underline{\mathbf{w}}_z$  tal que os pontos normais à interface estão afastados da frente de onda incidente. Sendo  $\|\underline{\mathbf{w}}_z\| = \|\underline{\mathbf{w}}_y\| = 1$  e  $\underline{\mathbf{w}}_y \cdot \underline{\mathbf{w}}_z = 0$ , segue que  $\|\underline{\mathbf{w}}_x\| = 1$ . Portanto, uma matriz base ortogonal é dada por

$$\underline{\mathbf{W}} = (\underline{\mathbf{w}}_x \underline{\mathbf{w}}_y \underline{\mathbf{w}}_z). \quad (2.32d)$$

em que

$$\underline{\mathbf{T}}_{IW} = \underline{\mathbf{W}} \quad (2.33)$$

é a matriz transformação ortogonal de um Sistema Local (translação global) para um **Sistema Centrado no Raio** que é dada pela matriz base definida pelas equações (2.32).

### 2.5.3 Descrição local de uma interface

Para a lei de propagação não é necessário informação acerca da interface. No entanto, como explicado a pouco, o Sistema de Coordenadas Centrado no Raio é definido por uma descrição local de primeira ordem da interface que determina a normal à interface. Para calcular a mudança de curvatura ao longo de um raio devido a transmissão ou reflexão da onda na interface, é necessário uma descrição local de segunda ordem. Além disso, a matriz de curvatura da interface deve ser expressa em um específico sistema de coordenadas da interface. A seguir, apresenta-se o sistema de coordenadas da interface e a determinação da matriz de curvatura da interface neste sistema, uma vez que, em geral, a interface é expressa em Coordenadas Globais.

Consideremos um Sistema de Coordenadas Local que é obtido pela translação do Sistema de Coordenadas global para o ponto de interseção  $Q_i$ . Aqui, uma descrição local de segunda ordem da interface é dada por

$$z = \frac{1}{2} \mathbf{x}^T \mathbf{C} \mathbf{x} + \mathbf{b}^T \mathbf{x} \quad (2.34)$$

$$\text{com } \mathbf{C} = \begin{pmatrix} c_{00} & c_{01} \\ c_{01} & c_{11} \end{pmatrix}, \mathbf{b} = \begin{pmatrix} b_0 \\ b_1 \end{pmatrix}, \mathbf{x} = \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} \quad (2.35)$$

$$\text{e } c_{00} = \frac{d^2 z}{dx^2}, c_{01} = c_{10} = \frac{d^2 z}{dx dy}, c_{11} = \frac{d^2 z}{dy^2}, \quad (2.36)$$

$$b_0 = \frac{dz}{dx}, b_1 = \frac{dz}{dy}. \quad (2.37)$$

### 2.5.4 Sistema de Coordenadas da Interface

Para a lei de transmissão e reflexão devemos expressar a matriz  $\mathbf{C}$  no sistema de coordenadas da interface (HÖCHT, 2002)

$$\underline{\mathbf{q}}_z = \frac{\text{sgn}(w_{zi})}{\sqrt{b_0^2 + b_1^2 + 1}} \begin{pmatrix} -b_0 \\ -b_1 \\ 1 \end{pmatrix}, \quad (2.38a)$$

$$\underline{\mathbf{q}}_y = \frac{\underline{\mathbf{q}}_z \times \underline{\mathbf{w}}_z}{\|\underline{\mathbf{q}}_z \times \underline{\mathbf{w}}_z\|} = \underline{\mathbf{w}}_y, \quad (2.38b)$$

$$\underline{\mathbf{q}}_x = \underline{\mathbf{q}}_y \times \underline{\mathbf{q}}_z, \quad (2.38c)$$

com a matrix base

$$\underline{\mathbf{Q}} = (\underline{\mathbf{q}}_x \underline{\mathbf{q}}_y \underline{\mathbf{q}}_z). \quad (2.38d)$$

A normalização de  $\underline{\mathbf{q}}_z$  e  $\underline{\mathbf{q}}_y$  é necessária para a construção de uma matriz base ortogonal  $\underline{\mathbf{Q}}$ : com  $\|\underline{\mathbf{q}}_y\| = \|\underline{\mathbf{q}}_z\| = 1$  e  $\underline{\mathbf{q}}_y \cdot \underline{\mathbf{q}}_z = 0$  em que  $\|\underline{\mathbf{q}}_x\| = 1$ . Note que para esta definição a direção do raio  $\underline{\mathbf{w}}_z$  é a direção do raio do segmento do raio incidente. O eixo  $z$ ,  $\underline{\mathbf{q}}_z$ , é a normal à interface que aponta na direção de propagação da onda incidente. O eixo  $x$ ,  $\underline{\mathbf{q}}_x$ , reside no plano incidente, o eixo  $y$ ,  $\underline{\mathbf{q}}_y$ , é normal ao plano incidente. Portanto, o eixo  $y$  coincide com o eixo  $y$  do sistema de coordenadas centrado no raio. As variáveis do sistema de coordenadas da interface estão, a seguir, indicados pelo símbolo "˜".

A matriz de transformação ortogonal de um Sistema Local (translação global) para o sistema da interface é dado pela matriz base definida pelas equações, isto é, (2.38)

$$\underline{\mathbf{T}}_{\mathbf{IQ}} = \underline{\mathbf{Q}} \quad (2.39)$$

A submatriz esquerda  $2 \times 2$  está representada, a seguir, por  $\underline{\mathbf{Q}}$ .

A matriz de Curvatura da Interface no sistema da interface é dado por (HÖCHT, 2002):

$$\tilde{\mathbf{B}} = \frac{1}{\sqrt{b_0^2 + b_1^2 + 1}} \mathbf{Q}_{zyz}^T \mathbf{C} \mathbf{Q}_{zyz}. \quad (2.40)$$

## 2.6 LEI DE PROPAGAÇÃO DE CURVATURA

A lei de propagação de curvatura é usada para calcular a mudança da curvatura ao longo de um único segmento do raio devido a propagação da frente de onda em uma camada de velocidade constante. Sendo assim, vamos considerar um ponto arbitrário  $P_1 = (x_1, y_1, z_1)$  e um ponto inicial  $P_0 = (x_0, y_0, z_0)$  do seguimento do raio. Para calcular a curvatura em  $P_1$  precisamos da matriz de curvatura  $\hat{\mathbf{A}}_0$  em  $P_0$  e a distância de  $P_0$  a  $P_1$ . Tal distância é dada por  $v\Delta t$ , onde  $v$  é a velocidade e  $\Delta t$  o tempo que a frente de onda percorreu de  $P_0$  a  $P_1$ .

$$\begin{aligned} \hat{\mathbf{R}}_1 &= \hat{\mathbf{R}}_0 + v\Delta t\mathbf{I}, \\ \text{com } \hat{\mathbf{R}}_i &= \hat{\mathbf{A}}_i^{-1} \quad (i=0,1), \quad \Delta t = t_1 - t_0. \end{aligned} \quad (2.41)$$

A matriz  $\hat{\mathbf{R}}_i$  representa a matriz raio no ponto  $P_i$  e é dada pelo inverso da matriz de curvatura  $\hat{\mathbf{A}}_i$ . A matriz  $\mathbf{I}$  é a matriz identidade. Note que não temos que transformar a matriz de curvatura para os eixos principais. No entanto, nos casos em que a matriz de curvatura é singular, a transformação é recomendada. Uma possibilidade é aplicar os seguintes passos (HÖCHT, 2002):

1. cálculo do ângulo  $\vartheta$  para os eixos principais:

$$\tan\vartheta = (\hat{a}_{11} - \hat{a}_{00} + b)/(2\hat{a}_{01}) \text{ com } b = \sqrt{(\hat{a}_{00} - \hat{a}_{11})^2 + 4\hat{a}_{01}^2},$$

onde  $\hat{a}_{ij}$  são elementos de  $\mathbf{A}_0$ .

2. expressar  $\hat{\mathbf{A}}_0$  no sistema de eixo principal:  $\bar{\mathbf{A}}_0 = \mathbf{D}_z^T(\vartheta)\hat{\mathbf{A}}_0\mathbf{D}_z(\vartheta)$ .

3. inverter  $\bar{\mathbf{A}}_0$ :  $\bar{\mathbf{R}}_0 = \bar{\mathbf{A}}_0^{-1} = \begin{pmatrix} 1/\bar{a}_{00} & 0 \\ 0 & 1/\bar{a}_{11} \end{pmatrix}$ , onde  $\bar{a}_{ii}$  são elementos de  $\bar{\mathbf{A}}_0$ .

4. propagar para  $P_1$ :  $\bar{\mathbf{R}}_1 = \bar{\mathbf{R}}_0 + v\Delta t\mathbf{I}$ .

5. inverter  $\bar{\mathbf{R}}_1$ :  $\bar{\mathbf{A}}_1 = \bar{\mathbf{R}}_1^{-1} = \begin{pmatrix} 1/\bar{r}_{00} & 0 \\ 0 & 1/\bar{r}_{11} \end{pmatrix}$ , onde  $\bar{r}_{ii}$  são elementos de  $\bar{\mathbf{R}}_1$ .

6. expressar  $\bar{\mathbf{A}}_1$  no Sistema Centrado no Raio Móvel:  $\hat{\mathbf{A}}_1 = \mathbf{D}_z(\vartheta)\bar{\mathbf{A}}_1\mathbf{D}_z^T(\vartheta)$ .

Se a matriz curvatura  $\hat{\mathbf{A}}_0$  já estiver expressa em eixos principais (e tenha sido verificado devido a divisão por  $\hat{a}_{01}$  no passo 1), ou seja,  $\hat{a}_{01} = 0$ ,  $\bar{\mathbf{A}}_i = \hat{\mathbf{A}}_i$  e os passos 1, 2 e 6 são omitidos.



## 2.7 LEIS DE TRANSMISSÃO E REFLEXÃO PARA CURVATURAS DE FRENTES DE ONDA

Consideremos um ponto onde o raio e a interface interseptom-se, através de  $Q_i$ . A direção do segmento do raio incidente é dado por  $\underline{\mathbf{w}}_{Iz}$ ; a direção do subseqüente segmento de raio devido a transmissão ou reflexão do raio em  $Q_i$  é representada por  $\underline{\mathbf{w}}_{Tz}$ . O ponto de interseção do raio com a próxima interface é representado por  $Q_{i+1}$ . A normal à interface em  $Q_i$  é representada por  $\underline{\mathbf{q}}_{Iz}$  e a normal à interface em  $Q_{i+1}$  por  $\underline{\mathbf{q}}_{Tz}$ . Diferentes sistemas de coordenadas estão envolvidos para calcular a matriz de curvatura de transmissão ou reflexão em  $Q_i$ :

- $[\underline{\mathbf{w}}_{Ix}, \underline{\mathbf{w}}_{Iy}, \underline{\mathbf{w}}_{Iz}]$ : Sistema Centrado no Raio válido entre  $Q_{i-1}$  e  $Q_i$  e construído pelas equações (2.32) com  $\underline{\mathbf{w}}_{Iz}$  e  $\underline{\mathbf{q}}_{Iz}$ . A matriz de curvatura incidente  $\hat{\mathbf{A}}_I$  refere-se a este sistema.
- $[\underline{\mathbf{q}}_{Ix}, \underline{\mathbf{q}}_{Iy}, \underline{\mathbf{q}}_{Iz}]$ : sistema da interface construído pelas equações (2.38) com  $\underline{\mathbf{w}}_{Iz}$  e  $\underline{\mathbf{q}}_{Iz}$ . A matrix de curvatura da interface  $\tilde{\mathbf{B}}$  refere-se a este sistema.
- $[\underline{\mathbf{w}}_{Tx}, \underline{\mathbf{w}}_{Ty}, \underline{\mathbf{w}}_{Tz}]$ : Sistema Centrado no Raio válido entre  $Q_i$  e  $Q_{i+1}$  e construído pelas equações (2.32) com  $\underline{\mathbf{w}}_{Tz}$  e  $\underline{\mathbf{q}}_{Tz}$ . A matriz de curvatura transmitida ou refletida  $\hat{\mathbf{A}}_T$  refere-se a este sistema.
- $[\underline{\mathbf{w}}_{Hx}, \underline{\mathbf{w}}_{Hy}, \underline{\mathbf{w}}_{Hz}]$ : sistema intermediário construído pelas equações (2.32) com  $\underline{\mathbf{w}}_{Tz}$  e  $\underline{\mathbf{q}}_{Iz}$ .

### Transformação do sistema intermediário para o sistema transmitido

O sistema intermediário é um sistema centrado no raio que, no entanto, não faz parte do sistema centrado no raio móvel. O eixo  $z$ ,  $\underline{\mathbf{w}}_{Tz}$ , do sistema intermediário concide com o eixo  $z$  do sistema transmitido, mas o eixo  $x$  do sistema intermediário reside no plano incidente construído em  $Q_i$ , ao passo que o eixo  $x$  do sistema transmitido reside no plano incidente construído para  $Q_{i+1}$ . Desta forma, a transformação entre o sistema intermediário e o sistema transmitido é a rotação em torno de  $\underline{\mathbf{w}}_{Tz}$ . É mais apropriado expressar a matriz de curvatura transmitida ou refletida no sistema transmitido que no sistema intermediário, como pode ser observado na fórmula de transmissão e reflexão a seguir.

A transformação do sistema intermediário para o sistema transmitido é dada por (HÖCHT, 2002)

$$\tilde{\mathbf{T}}_{\mathbf{W}_H \mathbf{W}_T} = \underline{\mathbf{W}}_H^T \underline{\mathbf{W}}_T \quad (2.42)$$

Como indicado acima, esta transformação é uma rotação em torno do eixo  $z$   $\underline{\mathbf{w}}_{Tz}$  por um ângulo  $\gamma$  entre os planos de incidência construído para  $\mathbf{Q}_{ie} \mathbf{Q}_{i+1}$ . É necessária apenas sua submatriz superior esquerda  $2 \times 2$ , denominada aqui por  $\mathbf{D}_z(\gamma)$ :

$$\mathbf{D}_z(\gamma) = \bar{\mathbf{T}}_{\mathbf{w}_H} \mathbf{w}_T. \quad (2.43)$$

### Cosseno dos ângulos e matrizes auxiliares

Dado o cosseno do ângulo de incidência  $\varepsilon_I$  e do ângulo de transmissão,  $\varepsilon_T$ , ou reflexão  $\varepsilon_R$

$$\cos \varepsilon_I = \underline{\mathbf{w}}_{Iz} \cdot \underline{\mathbf{q}}_{Iz}, \quad \cos \varepsilon_T = \underline{\mathbf{w}}_{Tz} \cdot \underline{\mathbf{q}}_{Tz}, \quad (2.44)$$

que são independentes do sinal de  $\varepsilon_I$  e  $\varepsilon_T$ , respectivamente, definimos as matrizes auxiliares:

$$\mathbf{S} = \begin{pmatrix} \cos \varepsilon_I / \cos \varepsilon_T & 0 \\ 0 & 1 \end{pmatrix}, \quad \mathbf{S}_T^{-1} = \begin{pmatrix} 1 / \cos \varepsilon_T & 0 \\ 0 & 1 \end{pmatrix}.$$

#### 2.7.1 Lei de transmissão e lei de reflexão

A lei de transmissão é a mais simples das leis de curvatura. Esta lei descreve como as curvaturas mudam durante a propagação através de uma camada homogênea (HUBRAL; KREY, 1980)

$$\hat{\mathbf{A}}_T = \mathbf{D}_z^T(\gamma) \left( \frac{v_T}{v_I} \mathbf{S} \hat{\mathbf{A}}_I \mathbf{S} + \rho \mathbf{S}_T^{-1} \tilde{\mathbf{B}} \mathbf{S}_T^{-1} \right) \mathbf{D}_z(\gamma), \quad (2.45)$$

com

$$\rho = \frac{v_T}{v_I} \cos \varepsilon_I - \cos \varepsilon_T$$

Para a reflexão, basta substituir os termos a seguir na equação (2.45)

$$\rho = \frac{v_R}{v_I} \cos \varepsilon_I + \cos \varepsilon_R$$

$\varepsilon_I$  e  $v_I$  são o ângulo e a velocidade no lado de incidência das curvaturas,  $\varepsilon_T$  e  $v_T$  são o ângulo e a velocidade no lado de transmissão das curvaturas, e  $\varepsilon_R$  e  $v_R$  correspondem ao ângulo e à velocidade no lado de reflexão das curvaturas. Note que o sinal dos ângulos  $\varepsilon_I$  e  $\varepsilon_R$  não afetam o resultado.

## 2.8 APROXIMAÇÃO PARAXIAL DE TEMPOS DE TRÂNSITO 3-D

Nesta seção são apresentadas as aproximações de tempos de trânsito paraxial 3-D, forma parabólica e hiperbólica expressas em função das coordenadas ponto-médio e meio-afastamento.

### 2.8.1 Coordenadas ponto médio e meio-afastamento

Consideramos um modelo estratificado 3-D qualquer sob uma superfície de medição plana (Figura 2.5(a)). Neste modelo, consideramos um raio de reflexão primária com afastamento nulo (AN) entre a fonte ( $S$ ) e o receptor ( $G$ ), chamado de raio central. Na superfície de medição, este raio tem início e fim no ponto  $X_0$ . O tempo de trânsito do raio central AN é denotado por  $t_0$ . Um sistema de coordenadas Cartesianas 2-D fixo na superfície de medição planar e com origem no ponto central,  $X_0$ , é usado para localizar todas as fontes,  $\mathbf{s} = (x_S, y_S)$ , e receptores,  $\mathbf{g} = (x_G, y_G)$ , naquela superfície. Os pares fonte e receptor,  $(\mathbf{s}, \mathbf{g})$ , podem ser convenientemente localizados em coordenadas ponto médio e meio-afastamento,  $(\mathbf{x}_m, \mathbf{h})$ , definidas por  $\mathbf{x}_m = (1/2)(x_G + x_S, y_G + y_S)$  e  $\mathbf{h} = (1/2)(x_G - x_S, y_G - y_S)$ , respectivamente (veja Figura 2.5(b)).

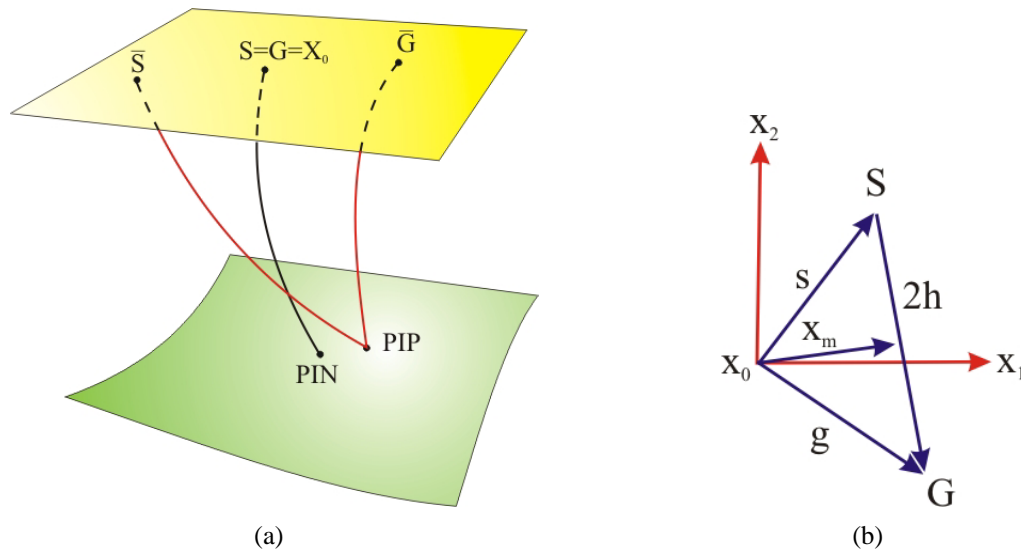


Figura 2.5: (a) Raio central (Normal)  $S - PIN - S$  e raio paraxial  $\bar{S} - PIP - \bar{G}$ . O ponto  $S = G = X_0$  é a origem do sistema de coordenadas Cartesianas na superfície de medição planar (em amarelo) usado para localizar os pares fonte-receptor  $(\mathbf{s}, \mathbf{g})$  (adaptado de JÄGER, 1999). (b) Definição dos vetores ponto médio  $\mathbf{x}_m$  e meio-afastamento  $\mathbf{h}$  na superfície de medição planar.  $\mathbf{s}$  e  $\mathbf{g}$  denotam os vetores tiro e receptor originados no ponto  $X_0$ .  $(x_1, x_2)$  é o sistema de coordenadas Cartesianas centrado no ponto  $X_0$  (adaptado de CHIRA-OLIVA, 2003).

### 2.8.2 Tempos de trânsito paraxiais

Na vizinhança de um raio conhecido (raio central) podem ser calculados outros raios, de forma aproximada, através da teoria paraxial do raio. Estes parâmetros que descrevem um raio paraxial são a própria distância ao raio central e a variação do seu vetor vagarosidade com relação ao do raio central. A teoria paraxial do raio implica que os valores dos parâmetros em qualquer ponto do raio paraxial são linearmente dependentes dos valores do seu ponto inicial. Esta dependência também é descrita pela matriz propagadora  $\mathbf{T}_0$  (BORTFELD, 1989), a partir da qual, e.g., as matrizes derivadas de segunda ordem do tempo de trânsito, o fator espalhamento geométrico ou o volume de Fresnel ao longo do raio pode ser obtido (HUBRAL; SCHLEICHER; TYGEL, 1992).

Uma importante fórmula de tempos de trânsito, baseadas na teoria paraxial do raio, foi estabelecida por Bortfeld (1989) para meios estratificados com interfaces curvas e velocidade constante (sistema sísmico). Hubral, Schleicher e Tigel (1992) estenderam esta fórmula para meios não homogêneos.

A formulação de Bortfeld (1989) é essencialmente governada pelas submatrizes  $2 \times 2$  da matriz propagadora  $\mathbf{T}$ ,  $\mathbf{A}_0$ ,  $\mathbf{B}_0$ ,  $\mathbf{C}_0$  e  $\mathbf{D}_0$ . Isto proporciona um uso fácil e compacto para as soluções de vários problemas de modelagem sísmica direta e inversa. Desta forma, iremos restringir a revisão das fórmulas de tempos de trânsito ao formalismo de Bortfeld (1989) na sua forma parabólica e hiperbólica.

Para um raio de reflexão primária que conecta o par fonte-receptor,  $(S, G)$ , na vizinhança de um ponto central,  $X_0$ , podemos expressar sua aproximação parabólica na forma (veja, e.g., BORTFELD, 1989; HUBRAL; SCHLEICHER; TYGEL, 1992; SCHLEICHER; TYGEL; HUBRAL, 1993)

$$t_{par}(\mathbf{x}_m, \mathbf{h}) = t_0 + 2\mathbf{p}_0 \cdot \mathbf{x}_m + \mathbf{x}_m \cdot \mathbf{D}_0^{-1} \mathbf{C}_0 \mathbf{x}_m + \mathbf{h} \cdot \mathbf{B}_0^{-1} \mathbf{A}_0 \mathbf{h}, \quad (2.46)$$

e sua aproximação hiperbólica na forma (BORTFELD, 1989)

$$t_{hip}^2(\mathbf{x}_m, \mathbf{h}) = (t_0 + 2\mathbf{p}_0 \cdot \mathbf{x}_m)^2 + 2t_0 \mathbf{x}_m \cdot \mathbf{D}_0^{-1} \mathbf{C}_0 \mathbf{x}_m + 2t_0 \mathbf{h} \cdot \mathbf{B}_0^{-1} \mathbf{A}_0 \mathbf{h}. \quad (2.47)$$

sendo  $\mathbf{p}_0 = (\partial t / \partial \mathbf{x}_m) / 2$  a projecção horizontal do vetor vagarosidade do raio normal (central) em

$X_0$  com relação à superfície de medição. Além disso,

$$\mathbf{D}_0^{-1} \mathbf{C}_0 = \frac{1}{2} \frac{\partial^2 t}{\partial \mathbf{h}^2}, \quad \mathbf{B}_0^{-1} \mathbf{A}_0 = \frac{1}{2} \frac{\partial^2 t}{\partial \mathbf{x}_m^2},$$

são matrizes segunda derivada  $2 \times 2$  (Hessiana) também avaliada em  $X_0$ .  $\mathbf{A}_0$ ,  $\mathbf{B}_0$ ,  $\mathbf{C}_0$  e  $\mathbf{D}_0$  representam as submatrizes constantes  $2 \times 2$  da matriz propagadora  $\mathbf{T}_0$  ( $4 \times 4$ ), que caracteriza o raio normal (meio percurso) do ponto de incidência normal (PIN) que vai do raio central para a superfície de medição (BORTFELD, 1989; HUBRAL; SCHLEICHER; TYGEL, 1992). Chira-Oliva (2003) introduz a notação  $\mathbf{D}_0^{-1} \mathbf{C}_0 = \mathbf{A}/v_1$ ,  $\mathbf{B}_0^{-1} \mathbf{A}_0 = \mathbf{B}/v_1$  e  $\mathbf{p}_0 = \mathbf{c}/v_1$  nas equações (2.46) e (2.47) para reescrever essas equações nas seguintes formas

$$t_{par}(\mathbf{x}_m, \mathbf{h}) = t_0 + \frac{1}{v_1} (\mathbf{c} \cdot \mathbf{x}_m + \mathbf{x}_m \cdot \mathbf{A} \mathbf{x}_m + \mathbf{h} \cdot \mathbf{B} \mathbf{h}), \quad (2.48)$$

para a aproximação parabólica e

$$t_{hip}^2(\mathbf{x}_m, \mathbf{h}) = \left( t_0 + \frac{2}{v_1} \mathbf{c} \cdot \mathbf{x}_m \right)^2 + \frac{2t_0}{v_1} (\mathbf{x}_m \cdot \mathbf{A} \mathbf{x}_m + \mathbf{h} \cdot \mathbf{B} \mathbf{h}). \quad (2.49)$$

para a aproximação hiperbólica.

Seguindo Hubral, Tygel e Zien (1991) e Chira-Oliva (2003), pode-se escrever também

$$\mathbf{A} = \mathbf{D}_{zy} \hat{\mathbf{N}} \mathbf{D}_{zy}^T \quad \text{e} \quad \mathbf{B} = \mathbf{D}_{zy} \hat{\mathbf{M}} \mathbf{D}_{zy}^T, \quad (2.50)$$

onde  $\mathbf{D}_{zy}$  é a matriz transformação 2-D (JÄGER, 1999)

$$\mathbf{D}_{zy} = \mathbf{D}_z(\varphi_0) \mathbf{D}_y(\varphi_1), \quad (2.51)$$

em que

$$\mathbf{D}_z(\varphi_0) = \begin{pmatrix} \cos \varphi_0 & -\sin \varphi_0 \\ \sin \varphi_0 & \cos \varphi_0 \end{pmatrix} \quad \text{e} \quad (2.52)$$

$$\mathbf{D}_y(\varphi_1) = \begin{pmatrix} \cos \varphi_1 & 0 \\ 0 & 1 \end{pmatrix}, \quad (2.53)$$

são matrizes de rotação.

O superescrito  $T$  denota transposição.  $\mathbf{A}$  e  $\mathbf{B}$  são matrizes simétricas  $2 \times 2$  que representam as segunda derivadas do tempo de trânsito  $t$  com relação às coordenadas ponto médio e meio-afastamento vezes a velocidade  $v_1$ .  $\mathbf{c}$  é o vetor projeção na superfície de medição do vetor direção 3-D do raio normal em  $X_0$ . Os ângulos  $\varphi_0$  e  $\varphi_1$  descrevem o azimute e o ângulo polar da direção do raio central.  $\hat{\mathbf{M}}$  e  $\hat{\mathbf{N}}$  são matrizes de curvatura simétricas  $2 \times 2$  das ondas ponto de incidência normal (PIN) e normal (N) (HUBRAL, 1983).

As equações (2.48) e (2.49) são obtidas para o cálculo das superfícies de empilhamento SRC-3D, e por esta razão são também conhecidos como operadores de empilhamento SRC-3D. Vários trabalhos confirmam, através de testes computacionais ou numéricos, que a aproximação hiperbólica é melhor que a parabólica (e.g. URSIN, 1982). Desta forma, utilizaremos nas seções a seguir somente a aproximação hiperbólica (2.49) como operador do empilhamento SRC-3D, que depende de oito parâmetros: 3 parâmetros da matriz  $\mathbf{A}$ , 3 parâmetros da matriz  $\mathbf{B}$  e dois parâmetros do vetor  $\mathbf{c}$ .

### **3 RESULTADOS NUMÉRICOS DAS APROXIMAÇÕES DE TEMPOS DE TRÂNSITO E ALGORITMO DE EMPILHAMENTO SRC 3-D**

Neste capítulo são apresentados as particularizações da aproximação hiperbólica de tempos de trânsito paraxiais apresentados no capítulo anterior. Também serão apresentados os resultados numéricos dos operadores Superfície de Reflexão Comum (SRC) para eventos associados a um raio central com afastamento nulo (AN) refletido e difratado. Para efeito de comparação, foram calculados por modelagem direta os tempos de trânsito num modelo sintético por traçamento de raios usando-se o pacote SW3D (ver Apêndice A). As superfícies de tempos de trânsito aproximadas, calculadas com os operadores anteriormente referidos, são comparadas com a superfície dos tempos de trânsito exatos, onde podemos observar o grau de ajuste entre as superfícies e, conseqüentemente, o desempenho dos operadores neste tipo de aproximação.

Com base na análise dos resultados numéricos, é apresentado um algoritmo para a determinação dos oito parâmetros ou atributos SRC 3-D para implementação do empilhamento SRC 3-D.

#### **3.1 EMPILHAMENTO SRC 3-D**

O empilhamento SRC fornece imagens AN simuladas com relações sinal/ruído e resolução lateral superiores as apresentadas por métodos convencionas, e.g empilhamento NMO/DMO. Este mérito é atribuído à eficiência da aproximação paraxial dos tempos de trânsito, baseados na premissa de curvaturas e mergulhos arbitrários dos refletores em profundidade.

O método de empilhamento SRC 3-D utiliza a aproximação hiperbólica paraxial de tempo de trânsito de segunda ordem para simular um volume sísmico a partir dos dados de múltipla cobertura. Isto é feito para cada amostra na seção empilhada através da soma de todos os eventos localizados numa superfície de tempos de trânsito no volume de dados pré-empilhado. Esta superfície de empilhamento é definida por oito parâmetros ou atributos cinemáticos do campo de onda: dois

parâmetros do vetor direção do raio central  $\mathbf{c}$ , três parâmetros da matriz curvatura da onda PIN,  $\hat{\mathbf{M}}$ , e três parâmetros da matriz curvatura da onda N,  $\hat{\mathbf{N}}$ , que são obtidos a partir dos dados de múltipla cobertura ou por modelagem direta para modelos sintéticos, como apresentado no Capítulo 2. Desta forma, uma das etapas mais importantes da implementação do método de empilhamento SRC-3D consiste na determinação dos oito parâmetros que definem o operador de empilhamento SRC-3D.

As superfícies de empilhamento que se ajustam melhor aos eventos atuais nos dados de múltipla cobertura são determinadas por análise de coerência. Isto é feito testando-se todos os oito parâmetros e selecionando aqueles que fornecem os maiores valores de coerência. Desta forma, obtemos um volume de coerência associado aos oito atributos ótimos que definem o operador SRC AN 3-D. O problema a ser resolvido é o de encontrar o máximo absoluto de valor de coerência, o qual é função de oito variáveis independentes para o caso 3-D, no menor tempo computacional possível. Este é um típico problema de otimização global e vários algoritmos existem para tentar resolvê-lo. No entanto, encontrar o máximo global é, geralmente, um problema difícil e o sucesso depende do comportamento da função coerência. Para contornar estes problemas, a busca ou determinação dos parâmetros SRC pode ser efetuada em diferentes etapas, ou seja, usando estratégias de busca multiparamétricas.

Neste trabalho, os parâmetros exigidos pelo operador SRC AN 3-D são calculados a partir de valores de  $\hat{\mathbf{M}}$  e  $\hat{\mathbf{N}}$  estimados por modelagem direta. No final deste capítulo é apresentada uma estratégia de busca para a determinação dos parâmetros a partir dos dados sísmicos de cobertura múltipla.

## 3.2 CÁLCULO DOS ATRIBUTOS DE FRENTES DE ONDA

Duas frentes de ondas hipotéticas consideradas ao longo do mesmo raio normal (fonte e receptor coincidentes) estão envolvidos na derivação da fórmula que aproxima o tempo de trânsito dos eventos de reflexão primária (equação (2.49)), para simular um traço sísmico com afastamento nulo. Estas ondas são a onda Ponto de Incidência Normal (PIN) e a onda Normal (N), as quais foram introduzidas por Hubral (1983). Na Figura 3.1 observa-se a propagação das duas ondas hipotéticas PIN e N em 2-D, num meio formado por duas camadas homogêneas sob um semi-espaco, desde o ponto de incidência normal  $R$  sobre o refletor até o ponto de observação  $X_0$  na linha sísmica. A onda *PIN* é uma onda hipotética que se propaga em forma ascendente a partir de uma fonte pontual localizada no ponto  $R$ . As frentes de ondas de cor azul representam a propagação da onda *PIN* em diferentes instantes de tempo até atingir o ponto de emergência  $X_0$  (Figura 3.1(a)). A onda N



também é uma onda hipotética que se propaga a partir de fontes pontuais distribuídas ao longo do refletor, e ativadas no mesmo instante (modelo do refletor explosivo). As frentes de onda (na cor azul) representam a propagação da onda  $N$  em diferentes instantes de tempo e também associados ao raio normal (Figura 3.1(b)). As curvaturas das ondas  $PIN$  e  $N$  no ponto de emergência, isto é,  $K_{PIN}$  e  $K_N$ , são aproximações circulares das suas frentes de onda.

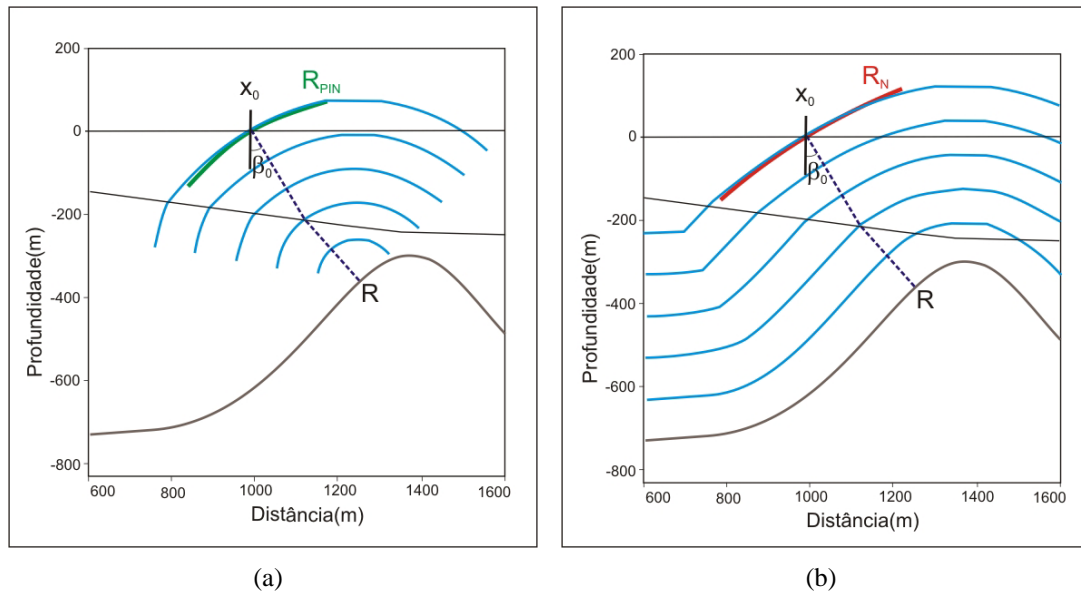


Figura 3.1: Propagação das ondas hipotéticas (a) PIN e (b) Normal em 2-D. O raio normal inicia-se em  $X_0$ , propaga-se ao longo das camadas, reflete no ponto  $R$  e emerge na superfície de medição em  $X_0$ .  $\beta_0$  é o ângulo de emergência do raio normal com a normal à superfície de medição plana.  $R_{PIN}$  e  $R_N$  são os raios de curvatura das ondas PIN e N. Adaptado de Chira-Oliva (2003)

Para meios homogêneos bidimensionais, o ângulo de emergência  $\beta_0$  do raio normal e as curvaturas  $K_{PIN}$  e  $K_N$ , medidos em  $X_0$ , definem a orientação, a posição e a forma do refletor. No caso de velocidade constante, o raio de curvatura da onda  $PIN$  é a distância do segmento refletor até  $X_0$ . Em meios tridimensionais, temos os ângulos  $\varphi_0$  e  $\varphi_1$ , que correspondem aos ângulos azimute e polar, e as matrizes curvatura  $\hat{M}$  e  $\hat{N}$ , que correspondem às curvaturas das frentes de onda N e PIN.

A Figura 3.2 ilustra a propagação da onda PIN num modelo 3-D. Esta onda tem origem no ponto PIN e as superfícies em cor azul ilustram a propagação em diferentes instantes de tempo. Este experimento foi realizado com os pacotes de modelagem do consórcio SW3D (ver apêndices A e B) e visualizado com o GOCAD.

Para o modelo da Figura 3.2, e associado ao raio normal, foram calculados por modelagem direta os atributos de frentes de onda das ondas hipotéticas do Ponto de Incidência Normal (PIN) e Normal (N) através de um programa de traçamento de raio, desenvolvido por Höcht (2002) com

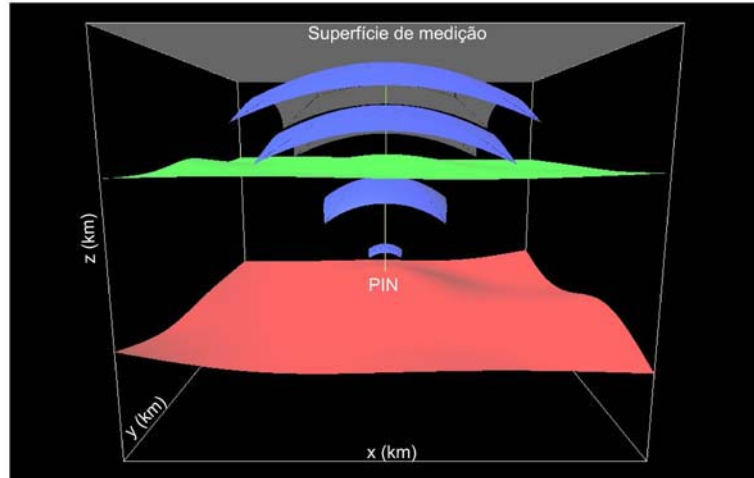


Figura 3.2: Propagação da onda PIN em subsuperfície. As frentes desta onda são representadas pelas superfícies de cor azul em diferentes instantes de tempo. O raio (central) normal é ilustrado em verde.

Tabela 3.1 - Atributos das frentes de onda PIN e N.

Ângulos	Elementos da matriz $\hat{\mathbf{M}}$	Elementos da matriz $\hat{\mathbf{N}}$
$\varphi_0 = -153.063$	$m_{00} = 0.335689$	$n_{00} = 0.237873$
$\varphi_1 = 1.344$	$m_{01} = 0.000995$	$n_{01} = 0.009025$
	$m_{10} = 0.337416$	$n_{10} = 0.254644$

base no formalismo matemático apresentado no capítulo 2. Os valores dos atributos podem ser encontrados na Tabela 3.2.

### 3.3 APROXIMAÇÕES HIPERBÓLICAS DE TEMPOS DE TRÂNSITO 3-D

Na seção 2.8.2 do Capítulo 2 foi apresentada a equação (2.49), que é a aproximação hiperbólica de tempos de trânsito de raios paraxiais a um raio central com afastamento nulo. No método de empilhamento SRC-3D, esta fórmula é utilizada para definir as superfícies de empilhamento utilizadas para a simulação de volumes de traços com afastamento nulo. Esta aproximação de tempos de trânsito associada a reflexões, denominada também por SRC AN 3-D, é dada por Jäger (1999) e Höcht (2002):

$$t_{ref}^2 = \left( t_0 + \frac{2}{v_0} \mathbf{c} \cdot \mathbf{x}_m \right)^2 + \frac{2t_0}{v_0} \mathbf{x}_m \cdot \mathbf{D}_{zy} \hat{\mathbf{N}} \mathbf{D}_{zy}^T \mathbf{x}_m + \mathbf{h} \cdot \mathbf{D}_{zy} \hat{\mathbf{M}} \mathbf{D}_{zy}^T \mathbf{h} \quad (3.1)$$

onde

$$\mathbf{c} = \begin{pmatrix} \cos \varphi_0 & \text{sen} \varphi_1 \\ \text{sen} \varphi_0 & \text{sen} \varphi_1 \end{pmatrix}, \hat{\mathbf{M}} = \begin{pmatrix} m_{00} & m_{01} \\ m_{01} & m_{11} \end{pmatrix}, \hat{\mathbf{N}} = \begin{pmatrix} n_{00} & n_{01} \\ n_{01} & n_{11} \end{pmatrix},$$

e a matriz transformação 2-D,  $\mathbf{T}$ , pode ser construída por (JÄGER, 1999)

$$\begin{aligned} \mathbf{T} &= \mathbf{D}_{zy} = \mathbf{D}_z(\varphi_0) \mathbf{D}_y(\varphi_1) \\ &= \begin{pmatrix} \cos \varphi_0 & -\text{sen} \varphi_0 \\ \text{sen} \varphi_0 & \cos \varphi_0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos \varphi_1 & 0 \\ 0 & 1 \end{pmatrix}; \end{aligned} \quad (3.2)$$

sendo  $t_{ref}$  o tempo de trânsito para eventos de reflexão sísmica na vizinhança de um raio normal (central),  $\mathbf{x}_m$  o vetor ponto-médio  $\mathbf{x}_m$  e  $\mathbf{h}$  o vetor meio-afastamento.  $v_0$  é a velocidade na vizinhança do ponto de emergência do raio normal na superfície.  $\mathbf{c}$  é um vetor de duas componentes que define a direção do raio normal na superfície de medição.  $\varphi_0$  e  $\varphi_1$  indicam, respectivamente, o azimute e o ângulo polar da direção do raio normal. As matrizes simétricas  $2 \times 2$ ,  $\hat{\mathbf{M}}$  e  $\hat{\mathbf{N}}$ , são as matrizes curvaturas das frentes das ondas PIN (Figura 3.2) e Normal na superfície.  $\mathbf{T}$  é a matriz transformação do Sistema de Coordenadas Local para o Sistema de Coordenadas Centrado no Raio. A sobrescrita  $T$  indica transposta.

### 3.3.1 Aproximação de tempos de trânsito para um ponto difrator

A equação (3.1) é uma aproximação de tempos de trânsito associada a um segmento refletor, no qual a matriz de curvatura  $\hat{\mathbf{N}}$  corresponde à onda normal, fornece informações da curvatura local (ou no ponto PIN) do refletor em profundidade. Por definição, a onda PIN é gerada por uma fonte pontual no ponto de incidência normal sobre o refletor do raio central com afastamento nulo. Se assumimos que o segmento refletor colapsa no ponto PIN, em outras palavras, se a curvatura do refletor torna-se próxima de zero, isto significa que a onda Normal também se origina no ponto PIN, a partir de uma fonte pontual. Sendo assim, a onda N não fornece mais informações sobre a curvatura local do refletor, tendo as mesmas características da onda PIN e, conseqüentemente, pode-se dizer que ambas estão associadas a um ponto difrator em profundidade. Portanto, colocando a condição de difração  $\hat{\mathbf{M}} = \hat{\mathbf{N}}$  na equação 3.1, obtem-se a aproximação dos tempos de trânsito para difrações, dada por (CHIRA-OLIVA et al., 2003):

$$t_{dif}^2 = \left( t_0 + \frac{2}{v_0} \mathbf{c} \cdot \mathbf{x}_m \right)^2 + \frac{2t_0}{v_0} \mathbf{x}_m \cdot \mathbf{D}_{zy} \hat{\mathbf{M}} \mathbf{D}_{zy}^T \mathbf{x}_m + \mathbf{h} \cdot \mathbf{D}_{zy} \hat{\mathbf{M}} \mathbf{D}_{zy}^T \mathbf{h}. \quad (3.3)$$

Esta aproximação é denominada de operador Superfície de Difração Comum (SDC) 3-D e depende de cinco parâmetros: dois elementos do vetor  $\mathbf{c}$  e três elementos da matriz  $\hat{\mathbf{M}}$ .

### 3.3.2 Ponto Médio Comum - PMC

Na configuração Ponto Médio Comum (PMC), a fonte  $\mathbf{s}$  possui localização oposta ao receptor  $\mathbf{g}$  com relação ao ponto central  $X_0$  (Figura 3.3), ou seja,  $\mathbf{s} = -\mathbf{g}$ . Em coordenadas ponto médio e meio afastamento, e assumindo que o PMC é a origem do sistema de coordenadas, temos a condição de que  $\mathbf{m} = 0$ . A equação (3.1), então, reduz-se a

$$t_{PMC}^2 = t_0^2 + \frac{2t_0}{v_1} \mathbf{h} \cdot \mathbf{B} \mathbf{h}. \quad (3.4)$$

ou

$$t_{PMC}^2 = t_0^2 + \frac{2t_0}{v_1} \mathbf{h} \cdot \mathbf{D}_{zy} \hat{\mathbf{M}} \mathbf{D}_{zy}^T \mathbf{h}, \quad (3.5)$$

em que a matriz  $\mathbf{B} = \mathbf{D}_{zy} \hat{\mathbf{M}} \mathbf{D}_{zy}^T$  representa o quadrado inverso da matriz velocidade NMO dada por

$$\mathbf{V} = \frac{t_0 \mathbf{B}}{2v_1}. \quad (3.6)$$

A equação (3.4) aproxima os tempos de trânsito de raios paraxiais com ponto médio comum (Figura 3.3), correspondente ao ponto de emergência  $X_0$  do raio central com incidência normal (ou afastamento nulo). Nesta configuração, esta aproximação está associada à onda PIN e depende de 5 elementos ( $m_{00}$ ,  $m_{01}$ ,  $m_{10}$ ) da matriz de curvatura,  $\hat{\mathbf{M}}$ , desta onda.

### 3.3.3 Afastamento Nulo - AN

Na configuração afastamento nulo (AN), as coordenadas da fonte e do receptor são coincidentes. Nas coordenadas ponto médio e meio afastamento, este experimento é descrito pelas condições  $\mathbf{s} = \mathbf{g}$  ou  $\mathbf{h} = 0$ . Na formulação de aproximação dos tempos de Trânsito paraxiais, a condição de afastamento nulo significa aproximar os tempos de trânsito para raios com par fonte-receptor coincidentes na vizinhança do raio central com incidência normal (Figura 3.4). Aplicando a condição

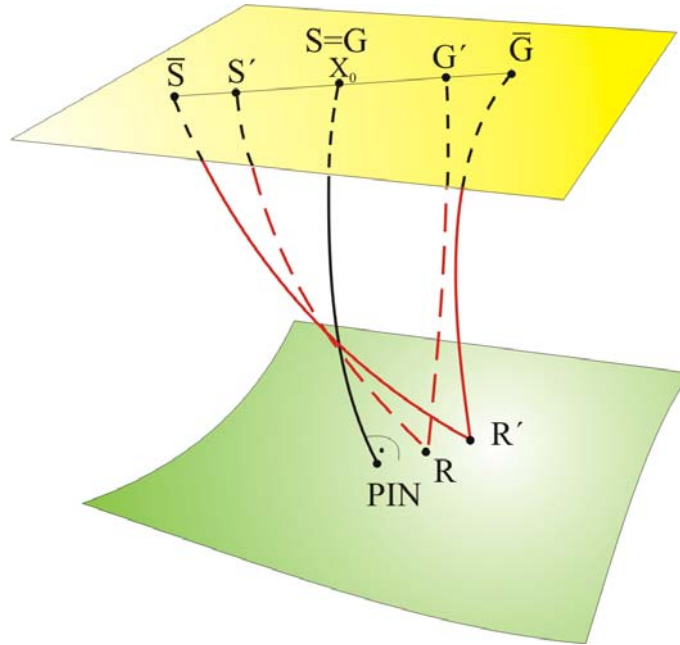


Figura 3.3: Configuração ponto médio comum (PMC). Os raios paraxiais têm o receptor  $G$  localizado no lado oposto da fonte  $S$  com relação ao ponto de emergência  $X_0$  do raio central com afastamento nulo ( JÄGER, 1999).

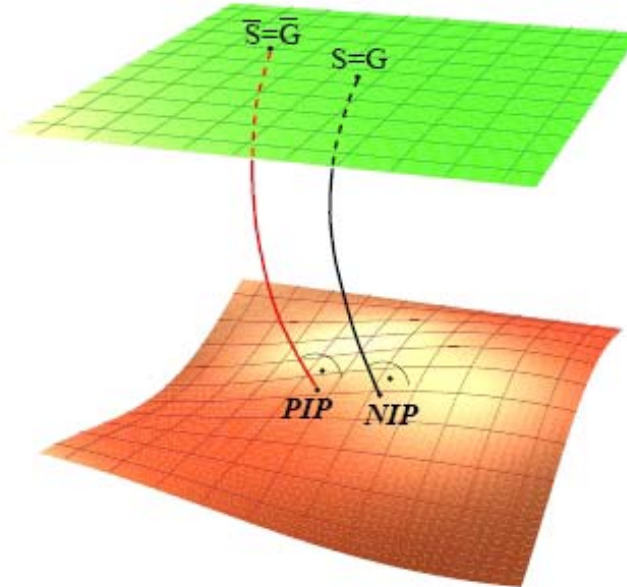


Figura 3.4: Configuração afastamento nulo. São considerados raios com afastamento nulo na vizinhança do raio central com incidência normal (JÄGER, 1999).

$\mathbf{h} = 0$  na equação (3.3), obtemos

$$t_{AN}^2(\mathbf{x}_m) = \left( t_0 + \frac{2}{v_1} \mathbf{c} \cdot \mathbf{x}_m \right)^2 + \frac{2t_0}{v_1} \mathbf{x}_m \cdot \mathbf{D}_{zy} \hat{\mathbf{N}} \mathbf{D}_{zy}^T \mathbf{x}_m. \quad (3.7)$$

A equação acima depende de cinco parâmetros, ou seja, dois dos ângulos  $\varphi_0$  e  $\varphi_1$ , que determinam a propagação das frentes de onda hipotética Normal e três elementos  $(m_{00}, m_{01}, m_{10})$  da matriz de curvatura  $\hat{N}$  da onda Normal. É importante observar que a onda Normal está associada a um experimento com fontes e receptores coincidentes.

### 3.3.4 Resultados numéricos

No modelo da Figura 3.5 foi realizado um experimento sísmico fonte comum com o traçador de raios CRT (Complete Ray Tracing) do consórcio Seismic Waves in Complex 3-D Structures (SW3D) (veja maiores detalhes sobre os pacotes do SW3D nos apêndices A e B). Este modelo representa um meio acústico 3-D simples com camadas separadas por superfícies curvas e contínuas. As velocidades de propagação das ondas são constantes no interior das camadas e possuem, do topo para a base 1.7 Km/s, 2.3 Km/s e 3.6 Km/s para o semi-espaço. Foram calculados raios para uma malha quadrada de  $24 \times 24$  receptores com espaçamento de 100m entre eles com a fonte no centro do arranjo. Os eventos de reflexão foram focalizados na região com máximo dobramento referente à segunda interface estrutural, no centro do modelo. Desta forma, foram calculados os tempos de trânsito correspondente à segunda interface deste modelo, aqui denominados por tempos de trânsito exatos. Na Figura (3.6) é ilustrado a superfície composta pelos tempos de trânsito exatos deste experimento. Estes tempos de trânsito são usados como referência na comparação com os tempos de trânsito aproximados. A seguir, são apresentadas as aproximações de tempos de trânsito para raios paraxiais em torno de um raio central refletido e difratado.

Para o modelo sintético 3-D da Figura 3.5 é usado um programa de traçamento de raios para calcular, por modelagem direta, os oito parâmetros SRC 3-D. O programa de traçamento de raios utilizado para o cálculo dos ângulos e das matrizes de curvaturas das frentes de onda das ondas PIN e N, aplica o formalismo matemático descrito no Capítulo 2. Os parâmetros determinados estão associados ao raio central associado ao seguimento refletor com coordenadas fonte-receptor coincidentes. O raio central coincide com a localização da fonte do experimento fonte comum deste capítulo. Posteriormente, utilizando as aproximações (3.1) e (3.3) foram calculados, respectivamente, os tempos de trânsito de raios paraxiais associados a um raio central refletido e difratado. Para comparação, estas superfícies aproximadas foram plotadas junto com as superfícies dos tempos de trânsito exatos. Na Figura 3.7(a) mostra-se a superfície de cor vermelha calculada com a equação (3.1), conhecida como operador SRC-3D, por estar associada a um raio central refletido. De maneira similar, na Figura 3.7(b) mostra-se a superfície de cor verde calculada com a equação (3.3). Devido ao fato de estes tempos de transito estarem associados a um raio central difratado,

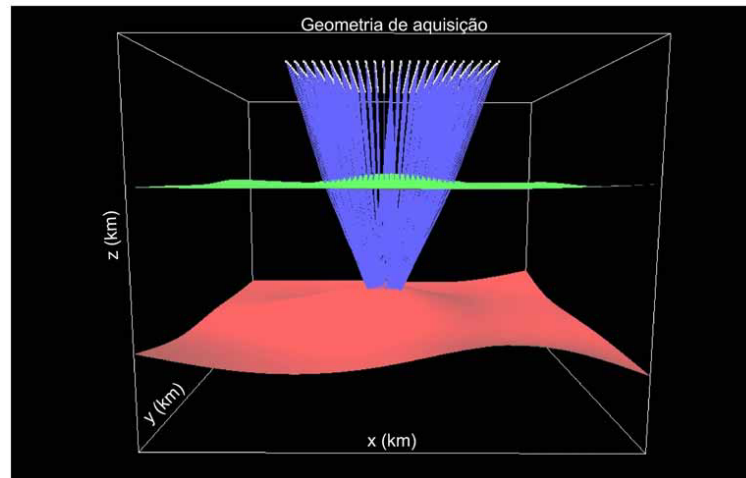


Figura 3.5: Modelo com duas camadas sob um semi-espço infinito. Foi realizada uma aquisição sísmica hipotética 3-D neste modelo com um arranjo quadrado de  $24 \times 24$  receptores, num total de 576 receptores. O espaçamento entre os receptores é de 100m. A fonte encontra-se no centro do arranjo. Adaptado de Lima, Garabito e Chira-Oliva, 2005.

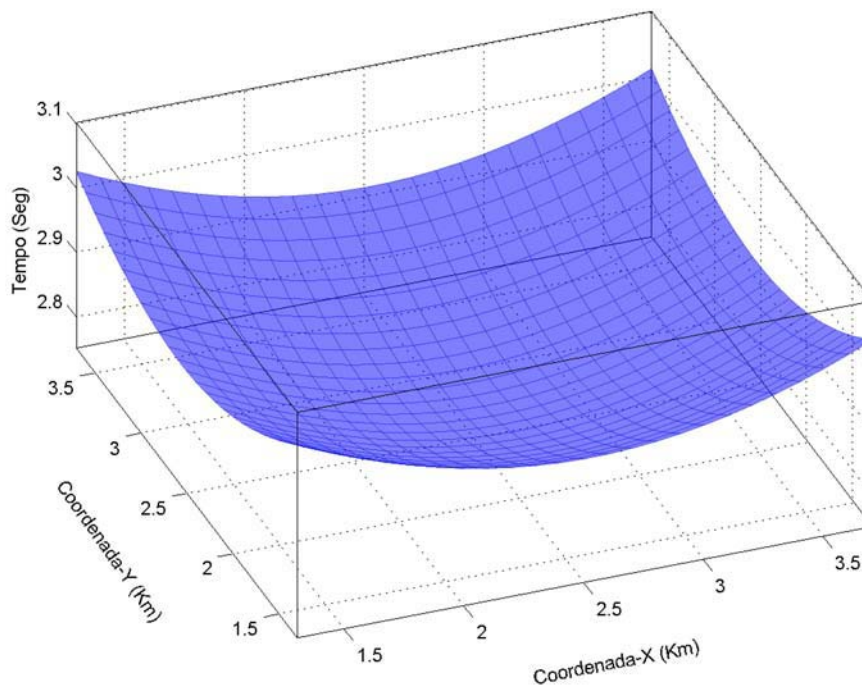


Figura 3.6: Tempos de trânsito exatos calculados a partir do experimento fonte comum ilustrado na Figura 3.5. Estes tempos de trânsito servem como referência para uma comparação com os tempos de trânsitos aproximados.

esta superfície pode ser denominada de superfície de difração comum ou operador SDC-3D. A comparação destas superfícies aproximadas formadas por tempos de trânsito paraxiais com a superfície dos tempos de trânsito exatos de reflexões primárias, revela que o operador SRC-3D associado a um raio central refletido tem melhor ajuste comparado com o operador SDC-AN 3-D associado a um raio central difratado. No entanto, pode-se observar que a superfície SDC ou operador SDC tem um bom ajuste numa grande área em torno do raio central com a superfície dos tempos de trânsito exatos. Esta característica favorece a sua utilização como operador de empilhamento no processo de simulação de traços AN através do método SRC-3D.

### 3.4 ESTRATÉGIAS PARA A DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS SRC 3-D

Na seção 2.4 vimos que para o caso 3-D são necessários 5 parâmetros para descrever uma frente de onda. Devido o empilhamento SRC ser baseado nas duas ondas hipotéticas, PIN (Figura 3.2) e N, seria necessário determinar 10 parâmetros para as duas frentes de onda (HÖCHT, 2002). No entanto, estas frentes de onda são consideradas ao longo do mesmo raio central. Portanto, os ângulos  $\varphi_0$  e  $\varphi_1$  do vetor direção  $\mathbf{c}$  são comuns às duas frentes de ondas. Isto reduz o número de parâmetros a serem procurados para oito (Tabela 3.4) (HÖCHT, 2002).

Tabela 3.2 - Parâmetros das frentes de onda PIN e N.

PARÂMETROS PROCURADOS	RELAÇÃO COM
$\varphi_0, \varphi_1$	vetor direção do raio central, $\mathbf{c}$
$\hat{m}_{00}, \hat{m}_{11}, \hat{m}_{01}$	matriz curvatura da frente de onda PIN, $\hat{\mathbf{M}}$
$\hat{n}_{00}, \hat{n}_{11}, \hat{n}_{01}$	matriz curvatura da frente de onda N, $\hat{\mathbf{N}}$

Por outro lado, também observamos que o operador SDC AN 3-D (equação (3.3)) depende de cinco parâmetros devido o fato deste operador estar associado apenas à onda hipotética PIN e os ângulos  $\varphi_0$  e  $\varphi_1$ , sendo que esta aproximação está ainda definida em coordenadas ponto médio e meio afastamento. Desta forma, como mencionado anteriormente, o operador SDC AN 3-D torna-se atraente para ser utilizado no empilhamento SRC 3-D.

Com a finalidade de realizar uma simulação de traços sísmicos de afastamento nulo (AN) pelo método de empilhamento SRC 3-D, precisamos determinar os oito parâmetros através de estratégias de busca que utilizam as aproximações de tempos de trânsito simplificados ou particularizados. Nas diferentes estratégias propostas (e.g, CRISTINI et al., 2001; CHIRA-OLIVA, 2003)



são consideradas diferentes simplificações do operador SRC 3-D. Neste trabalho será proposto uma estratégia para a busca destes parâmetros que resulta da combinação das estratégias das curvaturas esféricas e das curvaturas arbitrárias.

### 3.4.1 Aproximação esférica da frente de onda PIN

Na primeira etapa desta estratégia proposta no algoritmo apresentado a seguir, considera-se a frente de onda PIN como sendo aproximada por uma frente de onda esférica. Neste caso, a matriz  $\mathbf{B}$  com curvatura arbitrária é expressa por

$$\mathbf{B} = \begin{pmatrix} b_{11} & b_{12} \\ b_{12} & b_{22} \end{pmatrix} = \mathbf{D}_{zy} \overbrace{\begin{pmatrix} m_{11} & m_{12} \\ m_{12} & m_{22} \end{pmatrix}}^{\hat{\mathbf{M}}} \mathbf{D}_{zy}^T, \quad (3.8)$$

ao considerar a forma geométrica esférica, ou seja,  $m_{11} = m_{12} = m_{22} = m$ , e reduzida para a forma (CHIRA-OLIVA, 2003)

$$\mathbf{B} = \mathbf{D}_{zy} \overbrace{\begin{pmatrix} m & 0 \\ 0 & m \end{pmatrix}}^{\hat{\mathbf{M}}} \mathbf{D}_{zy}^T. \quad (3.9)$$

sendo  $m$  a curvatura da onda PIN esférica. Introduzindo esta condição no operador de tempos de trânsito 3-D (equação (3.3)), para o caso de eventos de difração sísmica, este operador SDC 3-D passa a depender de três parâmetros, isto é

$$t_{Dif}^2(\mathbf{x}_m, \mathbf{h}) = \left( t_0 + \frac{2}{v_1} \mathbf{c} \cdot \mathbf{x}_m \right)^2 + \frac{2t_0}{v} \left\{ \mathbf{x}_m \cdot \mathbf{D}_{zy} \overbrace{\begin{pmatrix} m & 0 \\ 0 & m \end{pmatrix}}^{\hat{\mathbf{M}}} \mathbf{D}_{zy}^T \mathbf{x}_m + \mathbf{h} \cdot \mathbf{D}_{zy} \overbrace{\begin{pmatrix} m & 0 \\ 0 & m \end{pmatrix}}^{\hat{\mathbf{M}}} \mathbf{D}_{zy}^T \mathbf{h} \right\}. \quad (3.10)$$

## 3.5 ALGORITMO DE EMPILHAMENTO SRC 3-D

Com base na estratégia descrita no ítem anterior, e utilizando o método de otimização global *very fast simulated annealing* (VSA), propõe-se o seguinte algoritmo para o empilhamento SRC 3-D.

### I Etapa

Nesta etapa, para cada ponto imagem  $P_0 (x_0, h_0, t_0)$  do volume de dados sísmicos AN a ser simulado são determinados o trio de parâmetros  $\varphi_0$ ,  $\varphi_1$  e  $m$ . Estes parâmetros são determinados através de uma **busca global tridimensional** nos dados de cobertura múltipla aplicando o algoritmo de otimização VSA. Para esta etapa considera-se a equação (3.10) para os eventos de difração.

Como resultado obtemos: três volumes de parâmetros  $(\varphi_0, \varphi_1, m)$ , um volume de coerência e um volume de traços afastamento nulo.

### II Etapa

Nesta etapa são determinados os três parâmetros da matriz  $\hat{\mathbf{M}} (m_{00}, m_{01}, m_{10})$ , isto é, mediante uma **busca global tridimensional** nos dados de cobertura múltipla. Os valores determinados na etapa anterior são usados para fixar  $\varphi_0$  e  $\varphi_1$  na equação (3.3) referida aos eventos de difração. Esta etapa também usa o algoritmo de otimização VSA.

Como resultado obtemos: três volumes de parâmetros  $(m_{00}, m_{01}, m_{11})$ , um volume de coerência e um volume de traços AN simulado.

### III Etapa

Nesta etapa são determinados os três parâmetros da matriz  $\hat{\mathbf{N}} (n_{00}, n_{01}, n_{10})$  mediante uma **busca global tridimensional** nos dados afastamento nulo resultantes da etapa II. Os valores determinados nas etapa anteriores são usados para fixar  $\varphi_0, \varphi_1, m_{00}, m_{01}, m_{10}$  na equação (3.7) referida aos eventos de reflexão. Esta etapa também usa o algoritmo de otimização VSA.

Como resultado obtemos: três volumes de parâmetros  $(n_{00}, n_{01}, n_{11})$ , um volume de coerência e um volume de traços AN simulado.

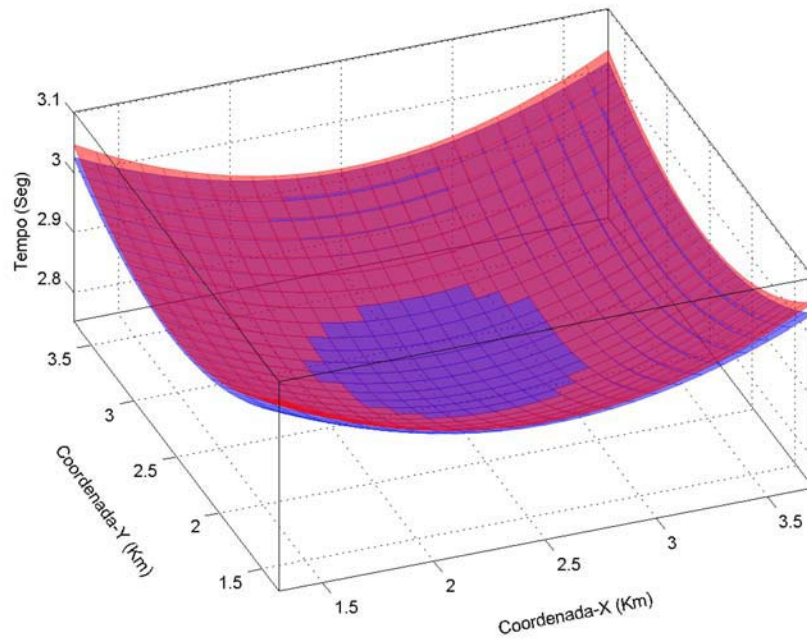
### IV Etapa

Nesta etapa será realizada a suavização dos parâmetros CRS 3-D determinados nas primeiras etapas.

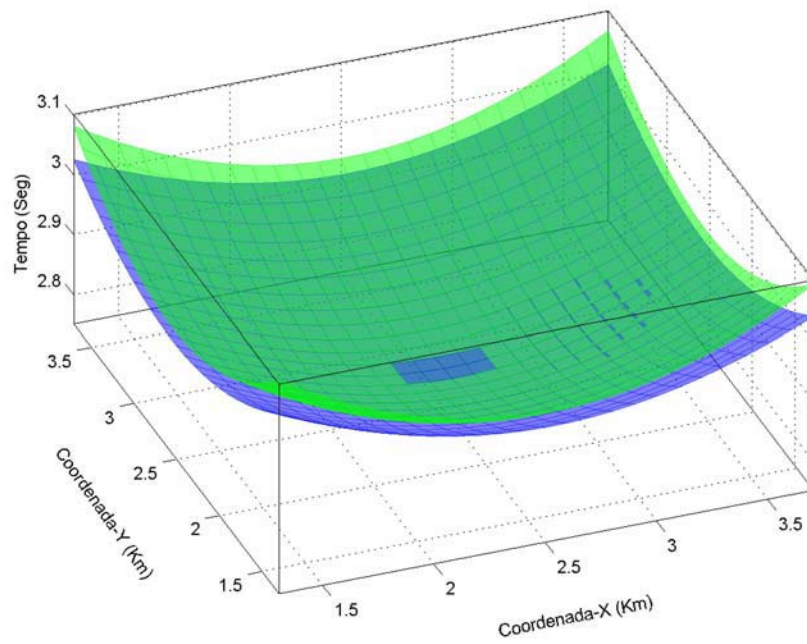
## **V Etapa**

Serão utilizados os parâmetros suavizados na anterior etapa para aplicar o empilhamento sísmico CRS 3-D e obter um volume simulado de dados sísmicos AN.

Como resultados finais e correspondentes às etapas IV e V, serão obtidos: oito volumes de parâmetros suavizados, um volume de coerência e um volume de traços afastamento nulo, sendo este último um volume o volume de traços afastamento nulo simulado pelo método de empilhamento SRC-3D. Vale mencionar que a quarta etapa, etapa de suavização dos parâmetros, pode ser considerada como uma etapa de refinamento dos parâmetros, isto é, um ajuste fino dos parâmetros em torno de seu valor real, o que substitui uma etapa de otimização local dos oito parâmetros.



(a)



(b)

Figura 3.7: (a) Superfície de tempos de trânsito exatos (cor azul) e aproximados (cor vermelha). A superfície de cor vermelha foi obtida considerando um raio central refletido. (b) Superfície de tempos de trânsito exatos (cor azul) e aproximados (cor verde). A superfície de cor verde foi obtida considerando um raio central difratado.

## 4 MODELAGEM SÍSMICA DA BACIA DO AMAZONAS

Dados sísmicos sintéticos gerados a partir de modelos que representam situações de geologia complexa são usados para testar a robustez de métodos convencionais e de novos métodos de imageamento sísmico. No capítulo anterior foi proposto um novo algoritmo para a simulação de traços AN pelo método de empilhamento SRC 3-D. Os dados sísmicos sintéticos são importantes para testes de validação da nova estratégia de determinação dos parâmetros ou atributos de frentes de ondas hipotéticas e também para o novo algoritmo de empilhamento SRC 3-D a ser implementado. Neste sentido, será apresentado neste capítulo a metodologia para construir um modelo sintético de um ambiente geológico característico da Amazônia, onde são frequentes as soleiras e diques de diabásio. Também são apresentados os resultados da modelagem por traçamento de raios 3-D e geração de sismograma sintético.

A partir deste modelo sintético 3-D serão gerados conjuntos de dados sísmicos que serão utilizados para testar a nova estratégia proposta para o método SRC-3D e também para avaliar o desempenho do método na simulação de uma seção ou volume sísmico AN.

### 4.1 MODELAGEM SÍSMICA

A modelagem sísmica é uma poderosa ferramenta na resolução de problemas encontrados na exploração de petróleo e gás natural. Na região amazônica, por exemplo, as soleiras e diques de diabásio perturbam o sinal, geram múltiplas e divergência esférica, e dificultam a interpretação devido a formação de falsas estruturas, o que aumenta relativamente os riscos exploratórios (EIRAS; WANDERLEY FILHO, 2002). A modelagem destas situações geológicas complexas permite o melhor entendimento das mesmas e, conseqüentemente, o desenvolvimento de metodologias e tecnologias que minimizem seus efeitos em diversas etapas da exploração petrolífera, desde a aquisição e processamento dos dados, ao monitoramento em tempo real de campos em produção.

Podemos simular a propagação da onda na Terra através da modelagem sísmica, valiosa ferramenta para a interpretação sísmica e uma parte essencial dos algoritmos de inversão. Existem

diversas abordagens na modelagem sísmica, podendo ser classificadas em três categorias: métodos diretos, métodos da equação integral e métodos do traçamento de raio.

### **Métodos diretos**

Para resolver a equação da onda pelos métodos diretos o modelo geológico é aproximado por uma malha numérica, ou seja, o modelo é discretizado em um número finito de pontos. Estas técnicas também são chamadas de métodos de grid e métodos da equação da onda completa, visto que a solução resulta em um campo de onda completo. Os métodos diretos não possuem restrições quanto à variabilidade de materiais e podem ser bem precisos quando se utiliza grids suficientemente finos. Além do mais, a técnica pode lidar com a implementação de diferentes reologias e é bem adaptada para a geração de snapshots (instantes de propagação), os quais podem ser um importante recurso na interpretação dos resultados. As desvantagens destes métodos, no entanto, é que eles podem ser mais onerosos em termos de tempo computacional que os métodos analíticos e do raio. São considerados pertencentes a esta categoria os métodos numéricos de diferenças finitas, pseudospectral e elementos finitos. Estes métodos requerem a discretização das variáveis do tempo e espaço.

### **Métodos da equação integral**

Os métodos da equação integral são baseados em representações integrais do campo de onda em termos de ondas, a partir de fontes pontuais. Estes métodos estão baseados no princípio de Huygens, formulado por Huygens em 1690. Segundo o princípio, em alguns casos, o campo de onda pode ser considerado como uma superposição de campos de onda devido o volume de fontes pontuais e, em outros casos, como a superposição de ondas devido fontes pontuais localizadas em uma superfície. Este métodos possuem aplicações mais restritas que os métodos diretos, por exemplo. No entanto, apresenta bom desempenho quando aplicado a geometrias específicas, como geometrias contendo alguma inclusão, acunhamentos, massas salinas, corpos ígneos isolados em geral (CARCIONE; HERMAN; KROODE, 2002).

### **Métodos de traçamento de raio**

Os métodos de traçamento de raio são frequentemente usados na modelagem e imageamento sísmico. Estes métodos são aproximativos a partir do momento em que não incluem o campo de onda total em seus cálculos. Os métodos de traçamento de raio são extremamente eficientes do

ponto de vista computacional, especialmente quando se trata de modelos extensos, tridimensionais, onde o custo computacional é brutalmente menor em comparação com os outros métodos. Nos métodos de traçamento de raios, o campo de onda é considerado como um conjunto de certos eventos, cada um chegando a um certo instante de tempo (tempo de trânsito) com certa amplitude. Os métodos de traçamento de raios também são conhecidos como **métodos assintóticos**.

Uma revisão teórica destes métodos de modelagem sísmica, e com algumas aplicações, pode ser encontrada em Carcione, Herman e Kroode (2002). Lima (2003) e Lima, Garabito e Eiras (2003) apresentam uma modelagem sísmica 2-D usando diferenças finitas num volume de velocidades construído com base em dados reais de geologia, estrutural e sísmica da região amazônica. Naquele trabalho, a partir da interpretação de uma seção sísmica 2-D (Figura 4.1a), foi construído um modelo de velocidades 2-D da Bacia do Solimões (Figura 4.1b). Com isso, foram gerados dados sísmicos 2-D por Diferenças Finitas (Figura 4.1c), numa primeira intenção de se fazer um estudo por meio de experimentos numéricos de modelo com complexidade geológica e geofísica da região amazônica. A. Neto et al. (2005) discutem a modelagem 3-D por diferenças finitas no equivalente tri-dimensional do modelo apresentado por Lima (2003) (Figura 4.1d).

Neste capítulo será apresentada a metodologia seguida para a construção de um modelo sintético 3-D complexo com características geológicas e estruturais da Bacia do Amazonas. Também serão apresentados os resultados iniciais da modelagem por meio de um algoritmo de traçamento de raios e diferenças finitas 3-D.

Para a construção do modelo 3-D, traçamento de raios e geração de sismogramas sintéticos foram utilizados os pacotes MODEL, FORMS e CRT do consórcio Seismic Waves in Complex 3-D Structures - SW3D (Apêndice-A). O Apêndice-B é um tutorial passo-a-passo explicando a confecção do modelo com o pacote MODEL e a visualização 3-D no formato VRML e GOCAD (Apêndice-A).

Para efeitos de comparação foi realizado o mesmo experimento por diferenças finitas. Este programa foi desenvolvido no Laboratório de Processamento Sísmico da UFPA e sua metodologia pode ser encontrada em A. Neto et al. (2005).

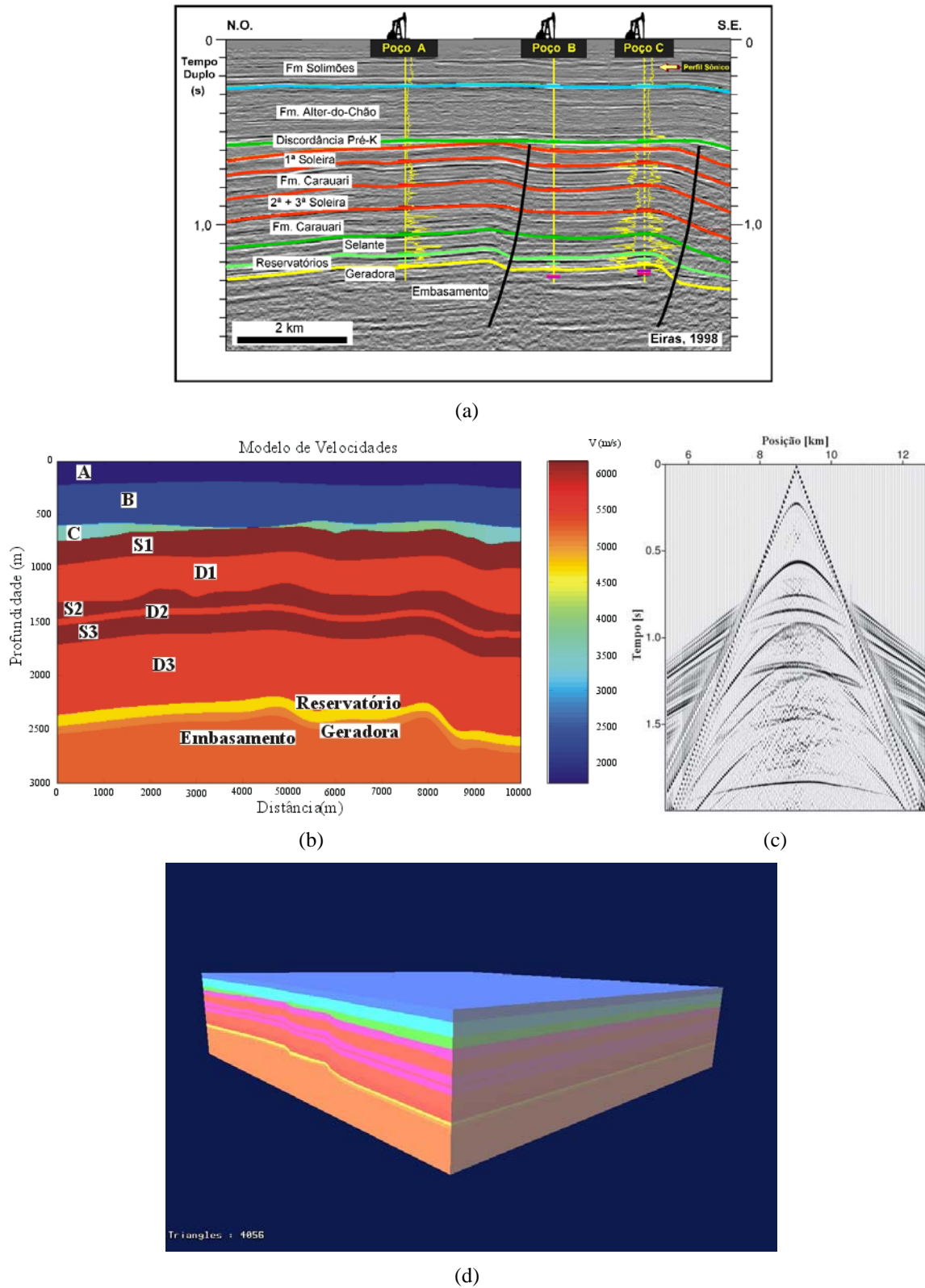


Figura 4.1: (a) Seção sísmica 2-D migrada no tempo (Eiras, 1998). (b) Modelo de velocidades 2-D construído com base na interpretação da seção em (a). (c) Seção fonte comum calculada por diferenças finitas no modelo de velocidades. (d) Modelo de velocidades 3-D construído a partir do modelo 2-D apresentado em Lima (2003).



## 4.2 A BACIA DO AMAZONAS

### 4.2.1 Localização

A Bacia do Amazonas é uma bacia do tipo intracratônica, está localizada na porção setentrional do Brasil, ocupando uma área de aproximadamente 500.000 Km<sup>2</sup> entre as rochas pré-cambrianas das províncias Rio Branco e Tapajós que envolvem os estados do Amazonas e do Pará. Ao norte está limitada pelo Escudo das Guianas e ao sul pelo Escudo Brasileiro. O Arco de Gurupá a separa da Bacia do Marajó, a leste, e o Arco do Purus da Bacia do Solimões, a oeste (Figura 4.2).

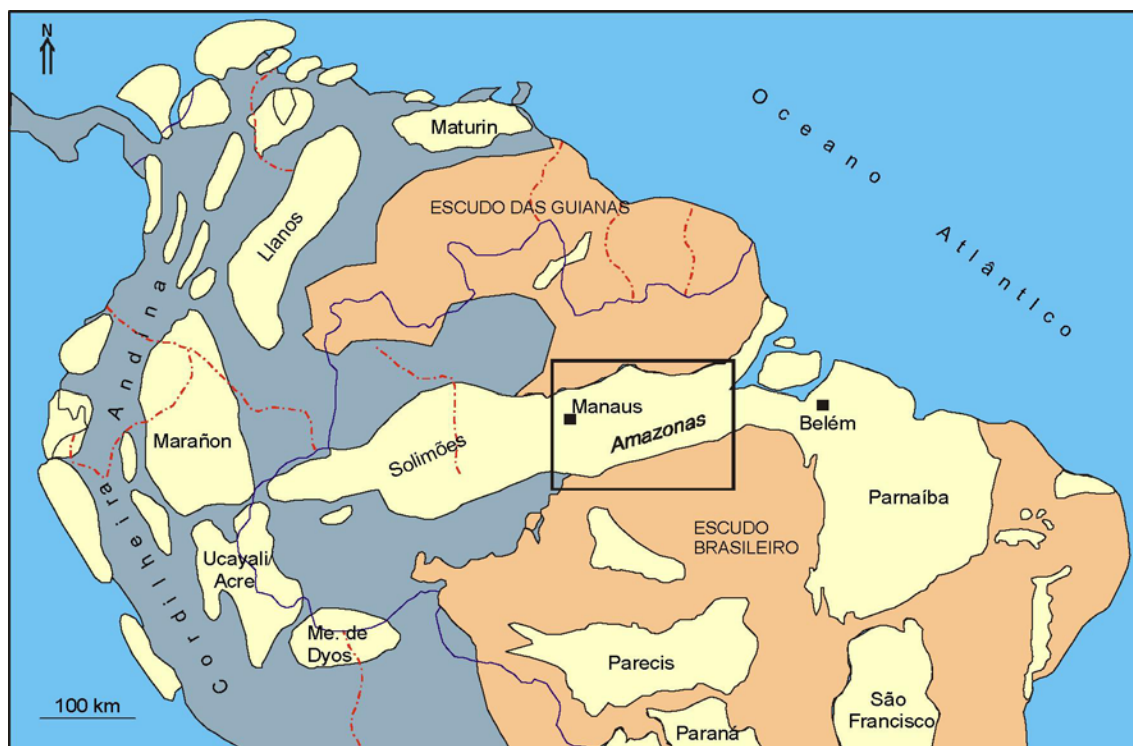


Figura 4.2: Mapa de localização da Bacia do Amazonas. Adaptado de Eiras e Matsuda (1995).

### 4.2.2 Geologia regional

As bacias paleozóicas brasileiras são extensas áreas sedimentares encaixadas em antigas regiões cratônicas. Ocupam cerca de 1/4 do território nacional. Têm características próprias que as distinguem bem das demais bacias sedimentares, pois tiveram uma evolução tecto-sedimentar comum. As seqüências paleozóicas nelas depositadas guardam o registro de várias incursões marinhas, mas o preenchimento sedimentar é essencialmente siliciclástico. As seqüências mesozóicas são escassas em todas elas, indicando que naquele período predominaram soerguimentos, erosões e intenso

magmatismo. As seqüências cenozóicas são essencialmente continentais, evidenciando o fim do período evolutivo dessas bacias.

A origem da Bacia do Amazonas está relacionada a esforços do fim do Ciclo Brasileiro, no Proterozóico Superior. Nesta ocasião, o *rift* que daria origem ao rio Amazonas resultaria da distensão norte-sul causada pelos esforços compressivos leste-oeste, responsáveis pela reativação da faixa de dobramento Araguais-Tocantins (NEVES; RODRIGUES, 1989) (Figura 4.3).



Figura 4.3: Arcabouço estrutural e principais ocorrências de óleo e gás na Bacia do Amazonas. Adaptado de Neves e Rodrigues (1989).

O substrato proterozóico é constituído por rochas ígneas, metamórficas e vulcano-sedimentares. Na região do Arco de Purus ocorrem também rochas sedimentares proterozóicas do Grupo Purus, depositadas num sistema de bacias tipo rifte englobadas principalmente nas Formações Prosperança e Acarí (EIRAS; MATSUDA, 1995).

O arcabouço estrutural da bacia apresenta-se com duas extensas plataformas (uma ao norte e outra ao sul) e uma calha central segmentada nas direções leste-oeste e sudoeste-nordeste, separadas das plataformas por duas linhas de charneira, além dos arcos regionais limitantes da bacia (NEVES; RODRIGUES, 1989) (Figura 4.3).

O arcabouço estratigráfico fanerozóico da bacia atinge cerca de 6.000 metros de espessura

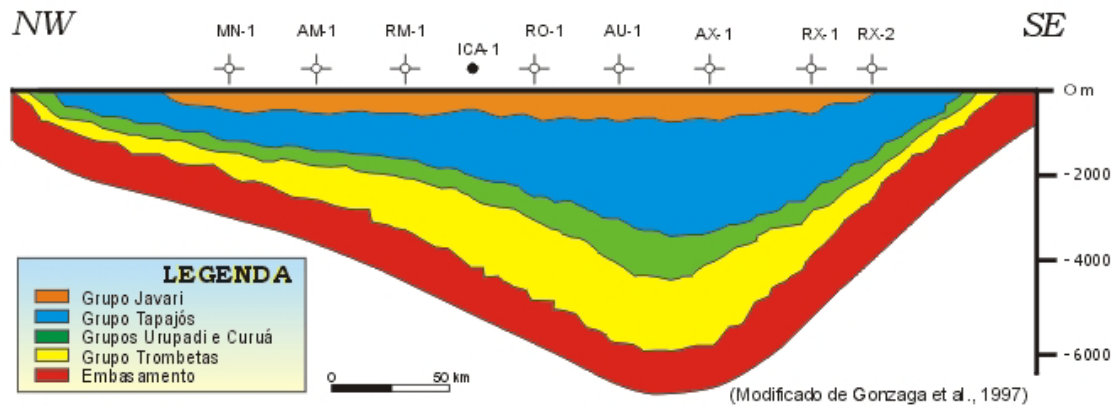


Figura 4.4: Seção geológica da Bacia do Amazonas. As espessuras pronunciam-se na direção do epicentro da bacia.

(WANDERLEY FILHO, 1991) (Figura 4.4) e pode ser dividido em duas seqüências de primeira ordem: uma paleozóica, cortada por diques e soleiras de diabásio, e outra mesozóico-cenozóica. A seqüência paleozóica é a mais importante do ponto de vista da exploração petrolífera porque nela está contida as rochas geradoras, reservatório e selantes. Esta seqüência pode ser subdividida em três, limitadas por discordâncias regionais: ordoviciano-devoniana, que corresponde litoestratigraficamente ao Grupo Trombetas; devoniano-eocarbonífera, representada pelos Grupos Urupadi e Curuá; e neocarbonífero-permiana, que consiste no Grupo Tapajós (EIRAS; MATSUDA, 1995) (Figura 4.5).

Segundo Eiras e Matsuda (1995), a seqüência clástica ordoviciano-eodevoniana foi depositada a partir da primeira invasão marinha paleozóica ocorrida na bacia, cujo ingresso proveio de leste, consistindo essencialmente em clásticos fluviais, marinhos e glaciais. A sedimentação da seqüência eodevoniano-eocarbonífera ocorreu durante o segundo evento de subsidência e ingressão marinha na bacia, igualmente proveniente de leste, e representada pelos Grupos Urupadi e Curuá (Figura 4.5).

Uma nova subsidência, acompanhada de uma significativa mudança climática, de frio para quente e árido, condicionou a deposição da seqüência químico-evaporítica neocarbonífero-permiana. Nessa ocasião, a invasão marinha proveniente de oeste, submergiu campos de dunas eólicas da Bacia do Solimões, recobriu o Arco de Purus, havendo interligação das bacias do Solimões e do Amazonas. O Grupo Tapajós, com suas Formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá, é o representante dessa seqüência. A deposição evoluiu de clásticos fluviais, eólicos e marinho-rasos no início, para carbonatos e depósitos marinho-normais a lacustrehipersalinos e, posteriormente, clásticos fluviolacustres e mais raramente evaporitos da fase regressiva (Figura 4.5) (DAMAS-



CENO, 2000).

No Jurotriássico, a bacia foi palco de eventos magmáticos relacionados à abertura do Atlântico e possíveis efeitos de orogenia e subducção de alto ângulo ocorridas na zona andina, com formação de diques e soleiras de diabásio que cortam a seção pré-cretácea (EIRAS; MATSUDA, 1995).

A deposição mesozóico-cenozóica ocorreu após um longo período de exposição e intensa erosão das rochas paleozóicas, principalmente a Formação Andirá, incrementada por soerguimentos causados pelas intrusões de soleiras de diabásio. As rochas representantes da deposição mesozóico-cenozóica estão englobadas no Grupo Jauari. Os clásticos grosseiros fluviais de Formação Alter do Chão distribuem-se por toda a bacia, enquanto que os clásticos finos fluviolacustres da Formação Solimões só ocorrem no extremo ocidental, a partir de onde espessam em direção às bacias subandinas (EIRAS; MATSUDA, 1995).

Segundo Eiras e Matsuda (1995), a tectônica Juruá, de idade provavelmente juro-cretácea, não deixou rastro na Bacia do Amazonas tão marcantes como o fez na Bacia do Solimões. Entretanto, a Bacia do Amazonas foi palco de um evento transformador transcorrente, de origem transtensiva na borda leste e transpressiva na borda oeste.

### 4.3 MODELAGEM DA BACIA DO AMAZONAS

Esta modelagem foi realizada com o suporte de 5 seções sísmicas migradas no tempo, inline e crossline (Figura 4.6), seções geológicas 2-D interpretadas, bem como dados de perfis de poços da área de interesse. Um modelo de velocidade 3-D foi confeccionado a partir destes dados para ser usado no traçamento de raios e geração de sismogramas sintéticos.

Este tipo de modelagem é muito útil na resolução e entedimento de problemas oriundos principalmente da presença das soleiras de diabásio na região, pois elas perturbam o sinal sísmico, geram múltiplas e divergência esférica e prejudicam a interpretação, devido o aparecimento de falsas estruturas pelos efeitos de *pull-up* ou *pull-down* (EIRAS; WANDERLEY FILHO, 2002). *Pull-up* é uma diminuição do tempo de reflexão associado com uma camada sobrejacente de alta velocidade. *Pull-down* refere-se ao aumento localizado do tempo de reflexão devido à presença de um corpo sobrejacente de baixa velocidade.

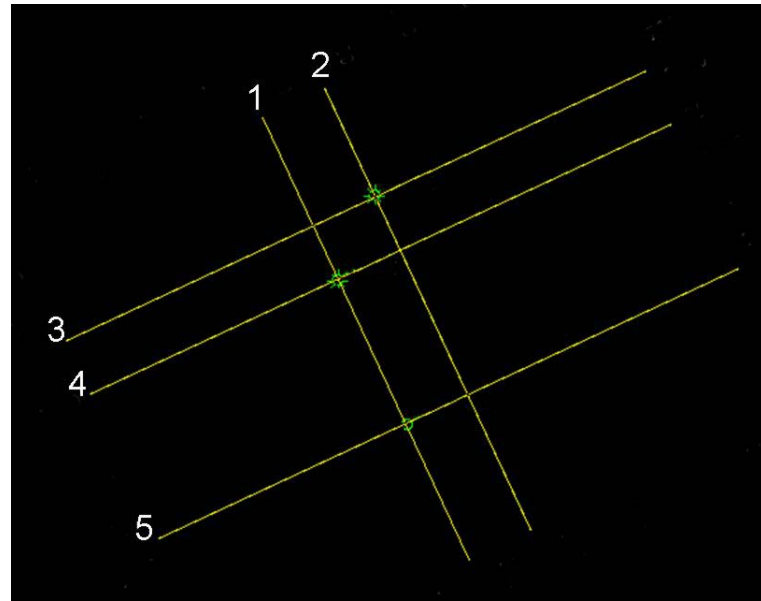


Figura 4.6: Arranjo espacial das linhas utilizadas nesta modelagem. Existem três poços na área.

#### 4.3.1 Problema geológico

A região amazônica não possui um arcabouço estratigráfico complexo. Na verdade, há uma relação genética entre a geologia e a parte estrutural das bacias do Amazonas e Solimões, havendo somente entre elas o alto estrutural de Purús, que formava uma verdadeira barreira entre as bacias à época de sua deposição, o que possibilitou o desenvolvimento individual de cada bacia.

Os eventos tectono-termiais, caracterizados pelos pulsos magmáticos que atingiram praticamente todas as bacias paleozóicas brasileiras, e que foram responsáveis pela injeção de milhões de quilômetros cúbicos de material magmático no interior destas bacias, são responsáveis pelo arcabouço estrutural da bacia do Amazonas que conhecemos atualmente. Isto é verificado pela não rara presença dos sistemas de falhas que cortam os pacotes sedimentares da bacia.

O grande volume de material magmático injetado nas bacias sedimentares amazônicas foram de grande importância na maturação da matéria orgânica que gerou óleo e gás na região. A existência de maior ou menor volume de óleo ou gás é controlada pelo nível estrutural ocupado pelas soleiras de diabásio. Desta forma, onde as soleiras são encontradas em níveis estratigráficos mais próximos da rocha geradora o óleo pode ter sido totalmente craqueado, restando apenas gás (como ocorreu em grande parte das ocorrências de óleo e gás na Bacia do Amazonas), ou até mesmo poço seco, para o caso em que o calor alto demais craqueou óleo e gás. Já nos níveis estruturais intermediários a mais distais, onde as soleiras encontram-se não tão próximas da rocha geradora, são encontradas

reservas comerciais de óleo e gás (e.g. campo do Urucu, Bacia do Solimões).

A motivação geológica para essa modelagem é a região dobrada localizada no centro da área de interesse. Esta feição foi provocada possivelmente pelo espessamento da primeira soleira naquela posição estratigráfica. A interpretação das seções sísmicas foi auxiliada pelos dados de poço, o que permitiu uma razoável interpolação dos horizontes no entorno das seções. Ao todo foram consideradas 19 interfaces estruturais e 20 camadas de material rochoso nesta modelagem. Três soleiras de diabásio estão representadas neste modelo. Cada seção sísmica foi devidamente interpretada para darem suporte ao modelo geofísico da próxima seção. A maior parte da sequência estratigráfica é composta por espessos pacotes de intercalações evaporíticas e folhelho. A figura 4.7 mostra o modelo construído a partir da interpretação de uma das seções sísmicas.

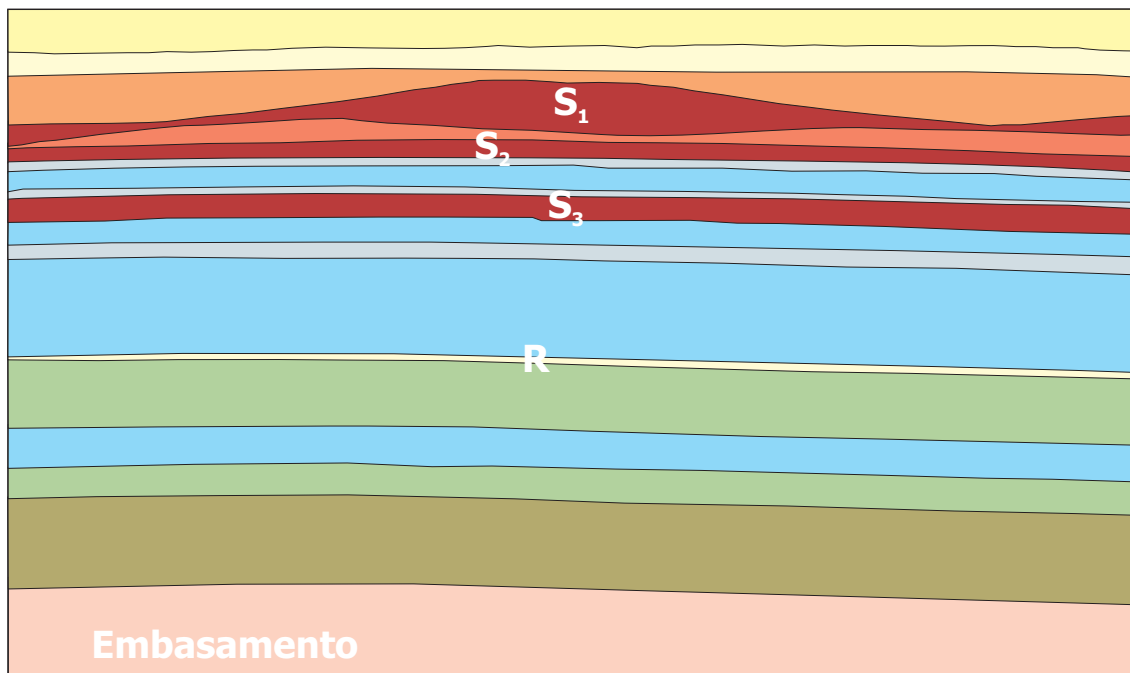


Figura 4.7: Seção geológica interpretada de uma das 5 seções sísmicas. A interpretação foi auxiliada com dados de poço.  $S_1$ ,  $S_2$  e  $S_3$  são as três soleiras da região, com destaque para o espessamento anômalo na primeira soleira. R é o fino reservatório da seção, não chegando a 50m de espessura.

### 4.3.2 Problema geofísico

Para a sísmica de reflexão, o grande volume de material magmático entre os pacotes sedimentares paleozóicos é um problema a ser resolvido, ou minimizado. Material de alta velocidade a rasas profundidades, como as soleiras de diabásio que impregnam toda a bacia, não são vistos com bons olhos pela indústria do petróleo na etapa de exploração pois, como já foi dito, o diabásio

deteriora o sinal, ele gera reflexões múltiplas e divergência esférica, sem falar nos problemas de interpretação causados pela formação de falsas trapas estruturais. A modelagem destes tipos de problemas contribui para o desenvolvimento de técnicas que minimizem esses indesejáveis efeitos (ruídos). Daí a importância do entendimento do comportamento das ondas sísmicas em situações como estas para que haja um melhor controle destes problemas, melhorando, portanto, a veracidade do imageamento sísmico, diminuindo, por conseguinte, os riscos exploratórios (LIMA, 2003).

### Modelo geofísico

Para esta modelagem foi construído um modelo de velocidades 3-D com base nas velocidades intervalares fornecidas e nas seções interpretadas. Este cubo de velocidades, apresentado sob a forma de grid com malha retangular tridimensional foi feito com o pacote MODEL do consórcio SW3D (Apêndice-A). O modelo considerado possui 13Km de largura, 17Km de comprimento e 4Km de profundidade e é composto por 20 camadas homogêneas sob um semi-espaço infinito com interfaces geralmente plano-paralelas (figura 4.8(b)). A distribuição da densidade pelo pacote MODEL é estimada para cada camada segundo a relação  $\rho = 1.7 + 0.2v_p$ . As velocidades das camadas individuais (intervalares) encontram-se na tabela 4.3.2.

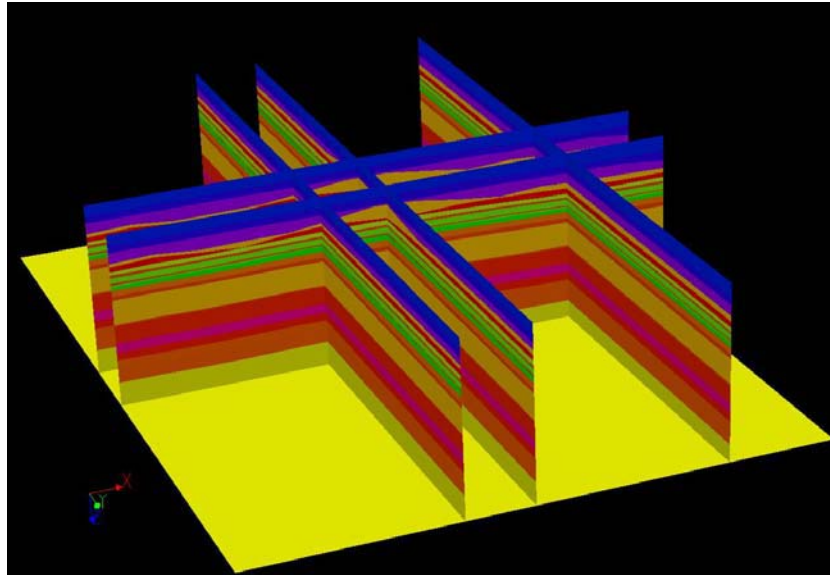
Tabela 4.1 - Velocidas da onda P nas 20 camadas do modelo.

Camada	Veloc.(Km/s)	Camada	Veloc.(Km/s)
1	2,000	11	6,200
2	2,300	12	4,700
3	2,800	13	4,500
<b>4</b>	<b>5,000</b>	14	5,000
5	4,200	<b>15</b>	<b>4,500</b>
<b>6</b>	<b>5,500</b>	16	4,350
7	4,500	17	3,600
8	5,800	18	4,300
9	4,500	19	4,600
<b>10</b>	<b>5,800</b>	<b>20</b>	<b>5,250</b>

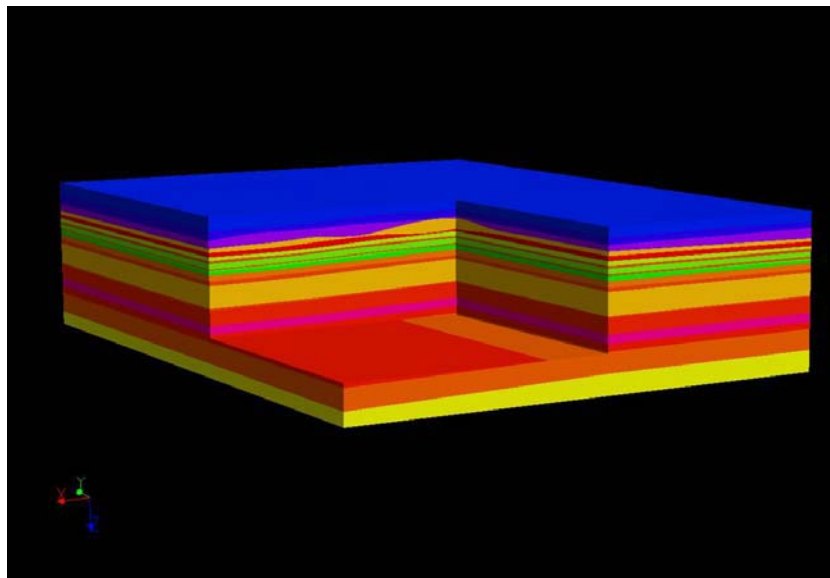
A Figura 4.8(a) mostra como estão dispostas as seções que deram suporte a esta modelagem. O volume de velocidades foi fatiado exatamente onde se encontra as cinco seções. Este tipo de visualização em *slices* é apropriada para a interpretação geofísica, podendo-se fazer, a partir das fatias, correlação e interpolação de estratos. A Figura 4.8(b) apresenta o volume de velocidades com um corte que evidencia a estrutura ao centro. As duas figuras foram feitas com o pacote de modelagem do consórcio SW3D e visualizadas com o GOCAD. No Apêndice-A temos uma



apresentação do consórcio SW3D e os pacotes usados nesta modelagem. O Apêndice-B é um tutorial que ilustra, passo-a-passo, a construção e visualização 3-D do modelo complexo da Bacia do Amazonas com o pacote MODEL.



(a)



(b)

Figura 4.8: Modelo de velocidades 3-D. As camadas plano-paralelas caracterizam a monotonia estrutural da Bacia do Amazonas nesta área. A região ao centro formou, no entanto, um interessante dobramento, que pode ter sido provocado por um possível espessamento da primeira soleira. (a) Visualização em voxets e (b) Visualização em bloco fatiado do modelo 3-D no GOCAD.

### 4.3.3 Modelagem com traçamento de raios

No modelo apresentado nas seções anteriores foi realizado traçamento de raios usando o pacote *Complete Ray Tracing (C.R.T.)*. Os receptores estão localizados no centro do modelo, próximo ao dobramento, dispostos diagonalmente às dimensões do modelo (Figura 4.9(a)). O experimento fonte comum é composto por 61 receptores com espaçamento de 50m entre eles. A fonte está localizada ortogonalmente a 500m do centro do arranjo dos receptores. A Figura 4.9(b) ilustra o experimento tiro comum para o topo da camada que sofreu a possível perturbação da primeira soleira. Foram traçados raios para todos os 61 receptores havendo uma boa iluminação do refletor em subsuperfície. Na Figura 4.9(c) foi feito o mesmo experimento fonte comum, agora para o refletor que representa o topo do suposto reservatório da seção geológica interpretada (Figura 4.7). Todos os 61 receptores tiveram raios calculados e, mesmo atravessando espessas, soleiras de diabásio, foi possível uma boa iluminação do refletor em subsuperfície.

### Sismogramas sintéticos

Para o cálculo de sismogramas sintéticos, foi usado uma frequência de referência de 40Hz. O sinal utilizado foi o Gabor de fase zero. O intervalo de amostragem foi de 0.004s, para um tempo total de registro de aproximadamente 2,5s. Foi realizado um experimento fonte comum onde foram calculados raios para 18 das 19 interfaces estruturais do modelo. Não foram traçados raios para a primeira interface estrutural devido esta estar muito próxima à superfície (aproximadamente 250m), dificultando o traçamento de raios neste nível. As figuras 4.10 e 4.11 mostram o sismograma calculado como descrito anteriormente, respectivamente, com e sem ganho AGC. No sismograma da Figura 4.11 os eventos podem ser identificados de forma mais clara. A primeira reflexão refere-se à segunda interface estrutural. A seta amarela indica uma região sem iluminação que pode representar falta de cobertura ou de registro em função da escolha dos parâmetros do raio utilizados. A seta verde indica o evento de reflexão correspondente ao suposto reservatório do modelo. Neste evento encontram-se superpostos o topo e a base do delgado reservatório do modelo (30m em média). A seta azul indica o evento que marca o contato entre a base da sequência paleozóica e o embasamento.

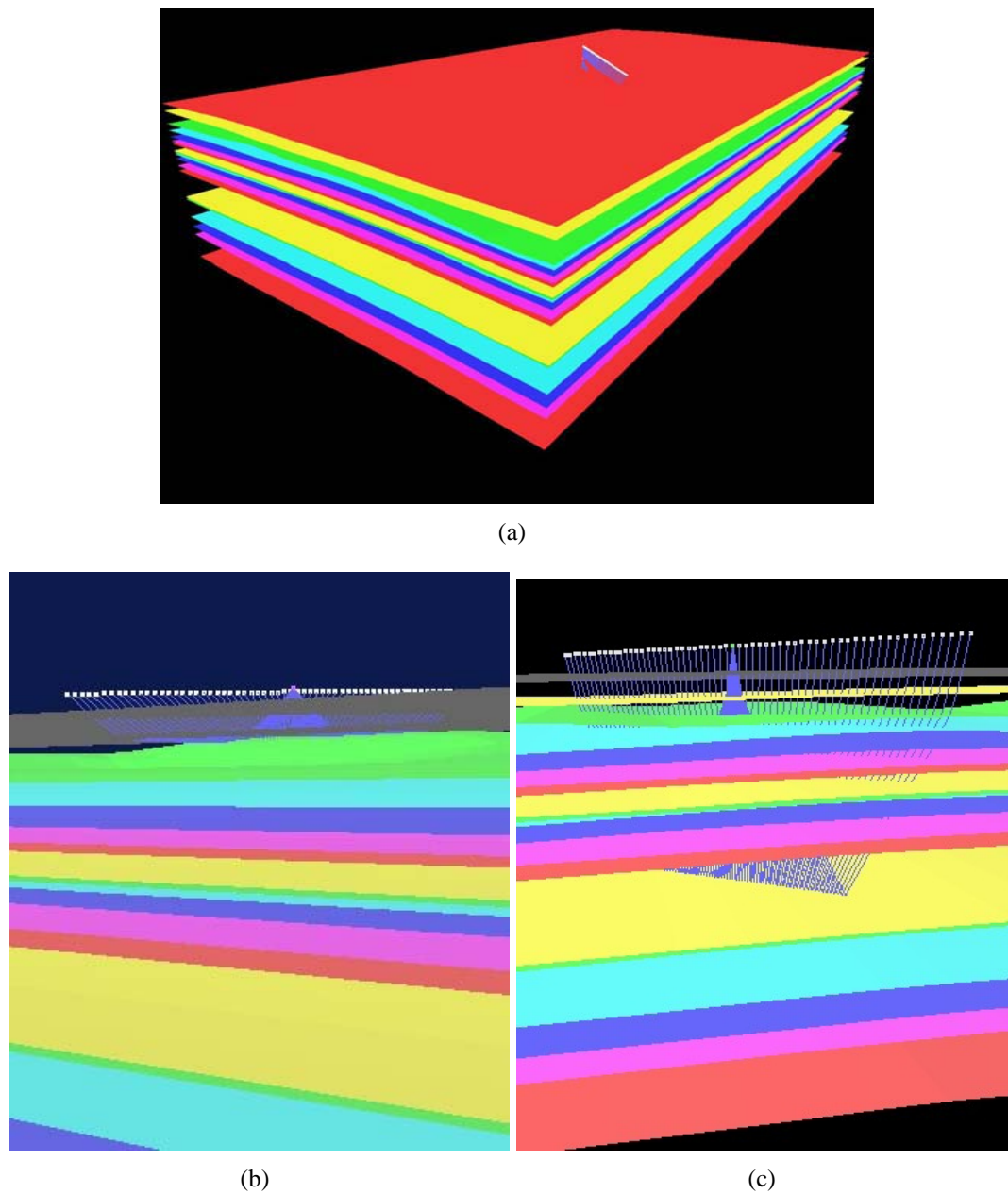


Figura 4.9: Traçamento de raios no modelo Amazonas. Os raios foram calculados com o pacote CRT (Apêndice-A). O experimento foi realizado no centro do modelo para verificar o comportamento da região dobrada do modelo. (a) Vista superior do experimento. fonte está afastada 500m da linha de receptores. (b) Traçamento de raios na interface perturbada pela primeira soleira, caracterizando o dobramento no centro do modelo. (c) Traçamento de raios no nível do suposto topo do reservatório.

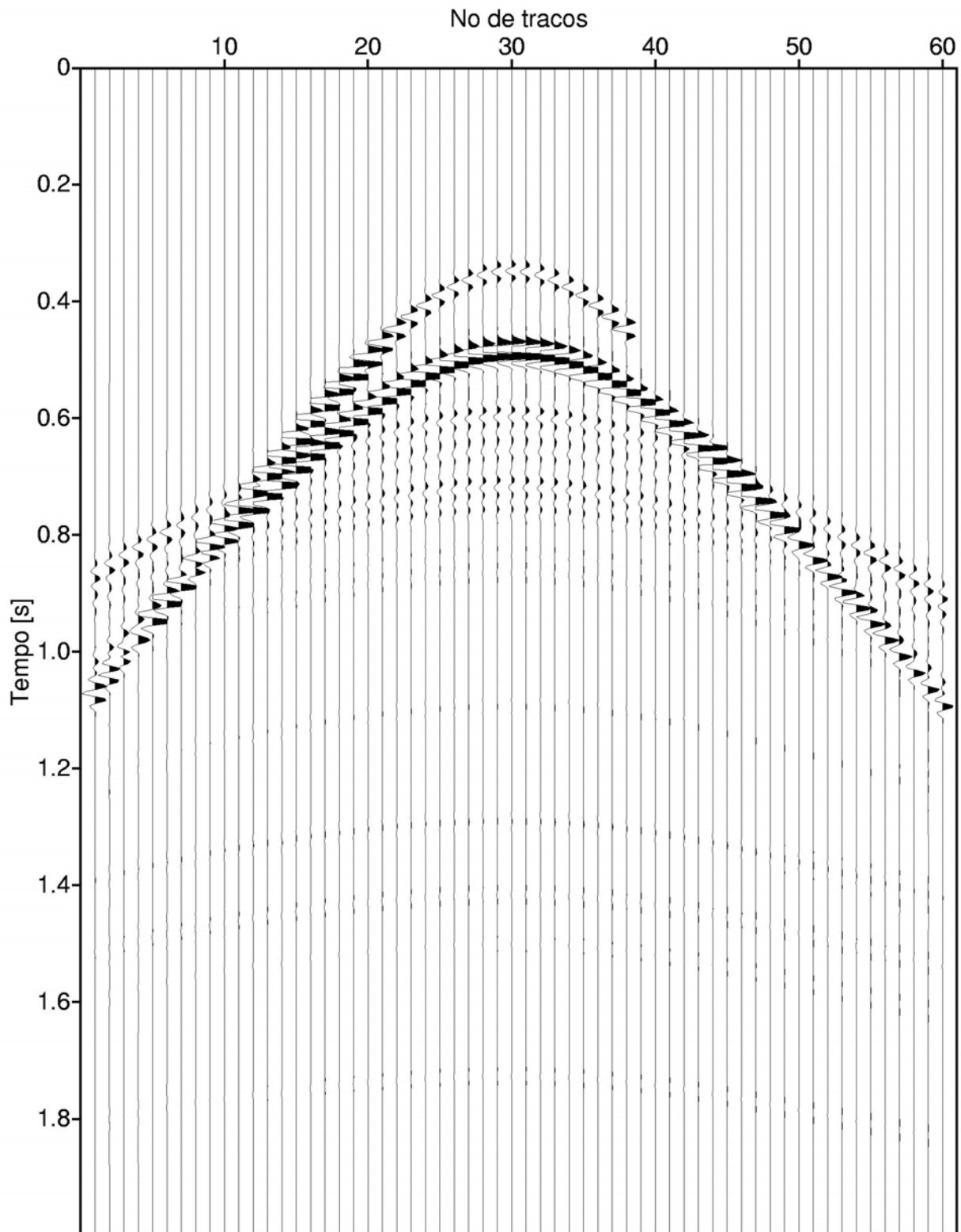


Figura 4.10: Sismograma sintético calculado com o pacote CRT para o experimento tiro comum ilustrado na Figura 4.9. Não foi aplicado nenhum tipo de ganho neste sismograma. A discordância pré-cretácea e as soleiras de diabásio refletem boa parte da energia por serem refletores de alta impedância acústica. Os refletores inferiores são de difícil identificação.

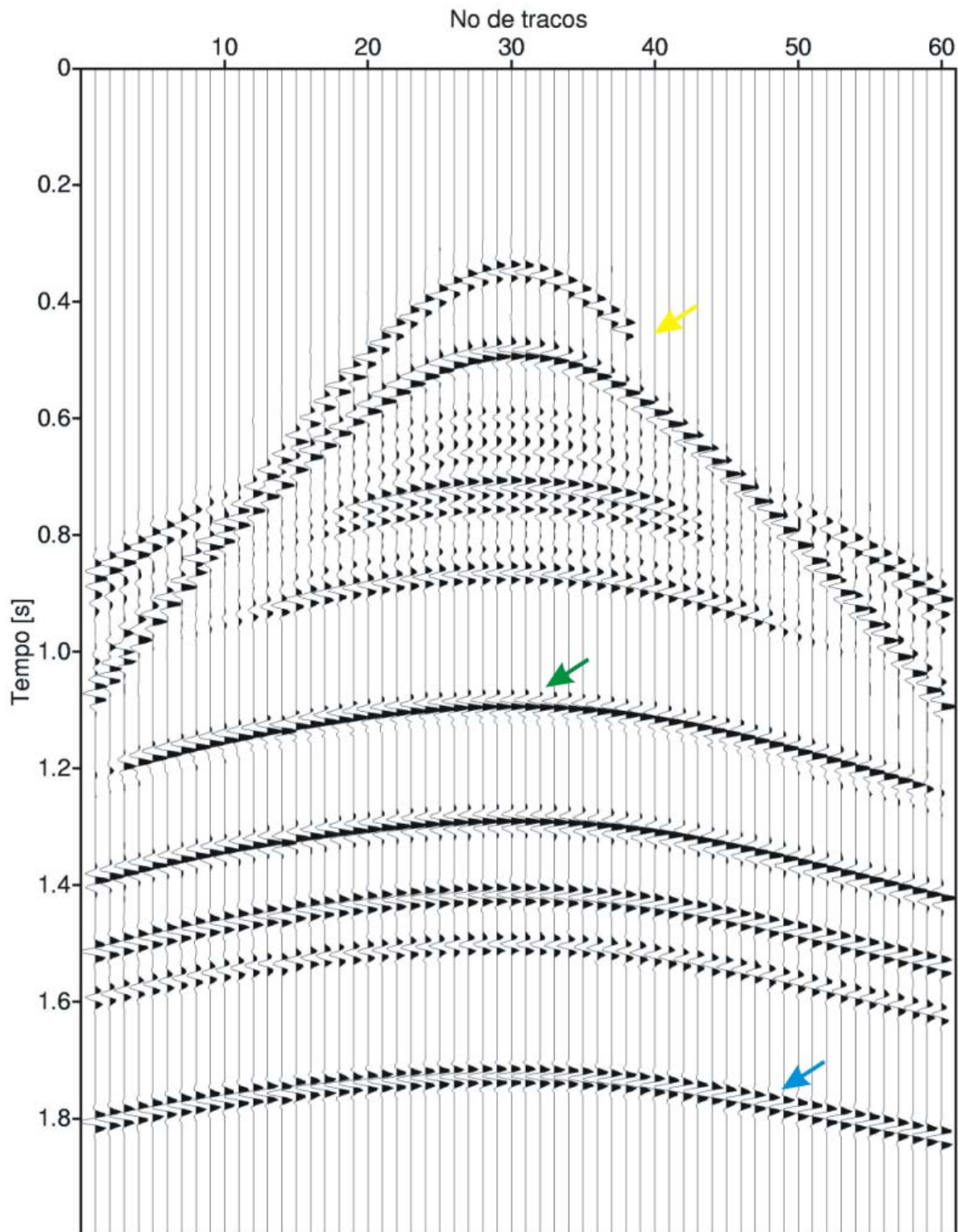


Figura 4.11: Sismograma sintético anterior com ganho AGC com janela de 0.5s. Os refletores inferiores tornam-se visíveis após o ganho. A seta amarela indica o ponto onde termina o registro para a segunda interface em função dos parâmetros do raio utilizados. A seta verde representa os eventos de reflexão para o topo e a base do suposto reservatório e a seta azul indica o contato paleozóico-embasamento.

## 5 CONCLUSÕES

A aproximação hiperbólica de tempos de trânsito de raios paraxiais em torno de um raio central refletido AN, denominado também de operador SRC 3-D, depende de oito parâmetros SRC ou atributos cinemáticos de frentes de onda, que correspondem às ondas hipotéticas PIN e Normal. Para a implementação do método SRC 3-D, os oito parâmetros devem ser determinados a partir do dado sísmico. Considerando a onda PIN como sendo igual a onda Normal, apresenta-se a aproximação hiperbólica dos tempos de trânsito associada a um raio central AN difratado, obtendo-se, então, o operador de empilhamento denominado SDC 3-D, que está associado à onda PIN que, conseqüentemente, depende somente de cinco parâmetros. Considerando a frente de onda PIN como sendo esférica obtemos, como um caso particular do operador SDC 3-D, um novo operador de empilhamento que depende apenas de três parâmetros.

Os oito parâmetros de frentes de onda PIN e N, associados a um raio central com incidência normal, foram calculados por modelagem direta, através de um software de traçamento de raios 3-D. Para tanto, foi confeccionado um modelo sintético 3-D simples, de onde se obteve 3 parâmetros de curvatura da frente de onda PIN, matriz  $\hat{\mathbf{M}}$ , 3 parâmetros de curvatura da frente de onda Normal,  $\hat{\mathbf{N}}$ , e os ângulos azimute,  $\varphi_0$ , e polar,  $\varphi_1$ . Com base nestes parâmetros, apresentam-se importantes resultados numéricos que são as duas superfícies de tempos de trânsito de raios paraxiais, uma associada a um raio central refletido (SRC 3-D) e outra associada a um raio central difratado (operador SDC 3-D). As comparações das superfícies SRC 3-D e SDC 3-D com a superfície dos tempos de trânsito exatos revelam que o operador SRC 3-D tem melhor ajuste com os tempos exatos que o operador SDC 3-D. No entanto, este último ainda apresenta bom ajuste com a superfície de tempos de trânsito exatos, levando-se em consideração que este operador precisa de apenas 3 parâmetros.

Também foi realizada nesta dissertação uma modelagem sísmica da Bacia do Amazonas com os pacotes FORMS, MODEL e CRT do consórcio *Seismic Waves in Complex 3-D Structures - SW3D*. Como produto foi gerado um modelo 3-D multicamadas complexo, simulando espeçamentos de soleira de diabásio e reservatório delgado, situações geológicas típicos da bacia. O modelo foi inteiramente construído com o pacote MODEL e visualizado no formato VRML e GOCAD. Foram calculados ainda no modelo Amazonas raios em 3-D e gerados sismogramas sintéticos para um ex-

---

perimento fonte-comum. Como contribuição deste trabalho também são apresentados nos apêndices manuais para a instalação e uso dos pacotes do SW3D, e visualização 3-D com tecnologia VRML e GOCAD.

Os resultados obtidos no presente trabalho são importantes para uma futura implementação do algoritmo de empilhamento SRC 3-D, que permitirá também aplicações em outras etapas do processamento dos atributos cinemáticos de frentes de onda PIN e N, obtidos como subprodutos do empilhamento. O modelo sintético que foi confeccionado com base em dados reais da Bacia do Amazonas durante este trabalho será utilizado para a geração de dados sísmicos 3-D. Pretende-se utilizar estes dados para testes com a futura implementação do algoritmo de empilhamento SRC 3-D aqui proposto, testes com outros métodos de imageamento, e no estudo contínuo dos problemas geológicos e geofísicos encontrados em bacias de geologia complexa como a do Amazonas.

# REFERÊNCIAS

A. NETO, F.; LIMA, C. C. A.; COSTA, J.; GARABITO CALLAPINO, G. Modelagem acústica 3-D da bacia do Solimões. In: WORKSHOP DA REDE EM RISCO EXPLORATÓRIO, 3., 2005, Salvador. **Anais...** Salvador: UFBA, 2005. 1 CD-ROM.

BERGLER, S., HUBRAL, P., MARCHETTI, P., CRISTINI, A., CARDONE, G. 3D common-reflection-surface stack and kinematic wave field attributes. **The Leading Edge**, v.21, p.1010–1015, 2002.

BORTFELD, R. Geometrical raytheory: Rays and travel times in seismic systems (second order approximation of traveltimes). **Geophysics**, v. 54, p. 342–349, 1989.

BUCHA, V. **Displaying 3-D seismic models through the VRML and GOCAD**: seismic waves in complex 3-D structures. Prague: Charles University, 2001. (Report, 11).

CARCIONE, J. M.; HERMAN, G. C.; KROODE, A. P. E. Y2k review article – seismic modeling. **Geophysics**, v. 67, p. 1304–1325, 2002.

CARDONE, G. et al. 3-D zero offset CRS dor narrow-azimuth data: formulation and examples. In: EAGE/SEG SUMMER RESEARCH WORKSHOP ON PROCESSING AND IMAGING OS SEISMIC DATA – USING EXPLICIT OR IMPLICIT VELOCITY MODEL INFORMATION?, 6., 2003, Trieste. **Expanded abstract**. Triste: EAGE/SEG, 2003. p. 478-480.

ČERVENÝ, V.; KLIMEŠ, L.; PSĚNCÍK, I. Complete seismic-ray tracing in three-dimensional structures. **Seismological Algorithms**. p.89–168,1988.



CHIRA-OLIVA, P. **Empilhamento pelo método Superfície de Reflexão Comum 2-D com Topografia e Introdução ao caso 3-D**. 2003. 131f. Tese (Doutorado em Geofísica) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2003.

CHIRA-OLIVA, P.; CRUZ, J. C. R.; HUBRAL, P.; TYGEL, M. Theoretical aspects of the 3-D ZO CRS stack. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE SBGf, 8., 2003, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBGf, 2003. 1 CD-ROM.

CRISTINI, A.; CARDONE, G. CHIRA-OLIVA, P.; HUBRAL, P. MARCHETTI, P. 3D zero offset common reflection surface stack for land data. In: ANNUAL INTERN. MTG. SOC. EXPL. GEOPHYS., 71., 2001, San Antonio. **Expanded abstracts**. San Antonio: SEG, 2001. p. 470-473.

CRISTINI, A.; CARDONE, G.; MARCHETTI, P. 3-D ZO CRS stack: issues related to complex structures and real data. In: ANNUAL INTERN. MTG. SOC. EXPL. GEOPHYS., 73., 2003, Dallas. **Expanded abstracts**. Dallas: SEG, 2003. p. 347-350.

CUNHA, P. R. C. **Revisão da carta estratigráfica da bacia do Amazonas**: relatório interno. Belém: Petrobrás/Dexnor, 1993.

DAMASCENO, B. C. Gipsita do rio cupari, região centro-oeste do estado do Pará. **CPRM - Informe de Recursos Minerais, Série Oportunidades Minerais Exame Atualizado de Projeto**, no 9. Belém, 2000.

EIRAS, J. F. Tectônica, sedimentação e sistemas petrolíferos da bacia do Solimões, estado do Amazonas. In: SEARCHING for oil and gas in the land of Giants. Rio de Janeiro: Schlumberg, 1998. cap. 2, p. 23-31. Edição especial sobre o Brasil.

EIRAS, J. F.; MATSUDA, N. S. **Roteiro geológico do paleozóico do rio Tapajós, borda sul da bacia do Amazonas, Pará**: relatório interno. Belém: Petrobrás/E&P AM, 1995.

EIRAS, J. F.; WANDERLEY FILHO, J. R. Ocorrências de petróleo relacionadas a rochas magmáticas fanerozóicas. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2., 2002, Belém. **Boletim de resumos e roteiro da excursão**. Belém: Núcleo PRONEX do Centro de Geociências da UFPA, 2002. p. 54.

GARABITO CALLAPINO, G.; CRUZ, J. C. R.; EIRAS, J. F.; QUEIROZ, N. Common reflection surface stack: a new parameter search strategy by global optimization. In: SEG ANNUAL MTG., 71., 2001, San Antonio. **Expanded abstracts**. San Antonio: SEG, 2001. p. 273-277.

GARABITO CALLAPINO, G.; CRUZ, J. C. R.; EIRAS, J. F.; QUEIROZ, N. Application of the crs stack to seismic data of Amazon paleozoic basin. In: CONG. INTERN. DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 8., 2003, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBGf, 2003, 1 CD-ROM.

HÖCHT, G. **Traveltime approximations for 2D and 3D media and kinematic wavefield attributes**. 2002, 134f. PhD thesis. University of Karlsruhe, Germany, 2002.

HUBRAL, P. Computing true amplitude reflections in a laterally inhomogeneous earth. **Geophysics**, v. 48, p. 1051–1062, 1983.

HUBRAL, P. Macro-model independent seismic reflection imaging. **J. Appl. Geoph.**, v. 42, n. 3, 4, 1999.

HUBRAL, P.; KREY, T. Interval velocities from seismic reflection traveltime measurements. **Society of Exploration Geophysicists**. 203 p, 1980.

HUBRAL, P.; SCHLEICHER, J.; TYGEL, M. Three-dimensional paraxial ray properties, Part I: Basic relations. **Journal of Seismic Exploration**. v. 1, p. 265–279, 1992.

HUBRAL, P.; TYGEL, M.; ZIEN, H. Three-dimensional true-amplitude zero-offset migration. **Geophysics**, v. 56, n.1, p.18–26,1991.

JÄGER, R. **The common-reflection surface stack-theory and application**. 1999, 123f. Master's thesis, University of Karlsruhe, Germany, 1999.

JÄGER, R., MANN, J., HÖCHT, G., HUBRAL, P. Common reflection surface stack: Image and attributes. **Geophysics**, v. 66, p. 97–109, 2001.

LIMA, C. C. A. **Modelagem sísmica por diferenças finitas num modelo representativo da geologia da bacia do solimões**. 41f, 2003. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2003.

LIMA, C. C. A.; GARABITO CALLAPINO, G.; EIRAS, J. F. Modelagem sísmica por diferenças finitas – o exemplo da bacia do Solimões. In: CONG. INTERN. DA SOCIEDADE BRAS. DE GEOF., 8., 2005, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBGf, 2003. 1 CD-ROM.

LIMA, C. C. A.; GARABITO CALLAPINO, G.; EIRAS, J. F. Modelagem sísmica por diferenças finitas – O exemplo da bacia do solimões. Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 8., 2003, Rio de Janeiro. **Anais do VIII Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica**. Rio de Janeiro: SBGf, 2003. 1 CD-ROM.

MANN, J. Common-reflection-surface stack and conflicting dips. In: SEG ANNUAL MTG., 71, 2001, San Antonio. **Expanded Abstracts**. San Antonio:SEG, 2001. p. 488-490.

MANN, J. et al. Common-reflection-surface stack – a real data example. **Journal of Applied Geophysics**, v. 42, p. 301-318, 1999.

NEVES, C. A. O.; RODRIGUES, R. **Integração geológica e exploratória da bacia do Amazonas**: relatório interno. Manaus: PETROBRAS/DENOC, 1989.

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

URSIN, B., 1982, Quadratic wavefront and traveltime approximations in inhomogeneous layered media with curved interfaces. **Geophysics**, 47, no. 7, 1012–1021.

WANDERLEY FILHO, J. R. **Evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento**. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém., 1991.

# APÊNDICES

## APÊNDICE A – PACOTES MODEL, FORMS E CRT - SW3D

O pacote CRT é um código que foi desenvolvido pelo consórcio SW3D (*Seismic Waves in Complex 3D Structures*) para calcular diagramas do raio, tempos de trânsito, amplitude vetorial do raio, vetores de polarização, sismogramas sintéticos e funções de Green (teoria do raio) para a propagação de ondas sísmica de corpo em estruturas complexas 3D. O pacote MODEL foi utilizado, auxiliariamente, na confecção do modelo 3D a ser utilizado pelo CRT. Todas as subrotinas de tratamento de arquivos, entrada e saída, bem como a visualização dos dados estão contidas no pacote FORMS. Nesta seção iremos mostrar como se obtém os pacotes essenciais e como proceder na sua instalação. Os pacotes foram instalados e rodados com sucesso tanto em ambiente Linux quanto em ambiente Windows. Recomenda-se, apenas por critérios práticos, que se use os pacotes em ambiente Linux, pois todos os *scripts* que automatizam as tarefas de compilação e execução foram escritos em *Perl*, cuja distribuição é gratuitamente adquirida em ambiente Linux. Isto acontece também com os compiladores Fortran usados neste trabalho. As informações apresentadas neste apêndice podem ser encontradas no site do consórcio: <http://sw3d.mff.cuni.cz>.

### A.1 Onde obter?

Os pacotes do SW3D são, na sua grande maioria, de domínio público. Eles podem ser obtidos através do site do consórcio na internet: <http://sw3d.mff.cuni.cz>. Os pacotes usados nesta dissertação podem ser encontrados no SW3D-CD-7.

## A.2 VRML e GOCAD

### VRML

*Virtual Reality Modeling Language* (VRML) é uma poderosa ferramenta para visualizar modelos tridimensionais, raios e outros objetos 3-D de interesse na modelagem sísmica. Nesta dissertação foi utilizado o padrão VRML97 (*Virtual Reality Modeling Language* ISO/IEC 14772). Os pacotes FORMS e MODEL são equipados com programas para triangularizar interfaces estruturais e seções de velocidade e mostrá-los juntos com raios e pontos de fontes e receptores em 3-D através do ambiente VRML. Alguns exemplos de visualização VRML podem ser encontrados no Apêndice-B.

Para ver o arquivo VRML, é necessário um navegador VRML97 instalado. Nesta dissertação foi utilizado o VRMLVIEW, da sim ([www.sim.no](http://www.sim.no)).

### GOCAD

O pacote de visualização GOCAD (*Geological Object Computer Aided Design*) é um produto do consórcio GOCAD ([www.gocad.com](http://www.gocad.com)). O GOCAD é um pacote CAD integrado e georeferenciado com várias ferramentas desenvolvidas para a construção e visualização de modelos terrestres com aplicação na geologia, geofísica e engenharia de reservatório. Os pacotes FORMS e MODEL são equipados com programas para a conversão de pontos, linhas, superfícies triangularizadas e grids de pontos 3-D para o formato GOCAD. Todos os modelos desenvolvidos nesta dissertação foram visualizados com o GOCAD.

## A.3 Pacote FORMS, MODEL e CRT

### A.3.1 Pacote FORMS

O pacote FORMS é uma série de subrotinas usada pelos programas de outros pacotes, incluindo subrotinas de entrada e saída, manejo e plotagem de sismogramas sintéticos, gráficos 2D e 3D, incluindo suporte a visualização 3D com realidade virtual VRML e GOCAD, manipulação e cálculo de volume de dados (cubo de dados), programas para operações com matrizes e vetores necessários para inversão; e outros programas para fins gerais.

### A.3.2 Pacote MODEL

O pacote MODEL possui subrotinas para especificar estruturas 3D estratificadas e em bloco, isotrópicas ou anisotrópicas, contendo corpos isolados, *pinchouts*, etc. Dentro das camadas e blocos, os parâmetros elásticos podem variar em todas as três dimensões. Podem ser considerados ainda dissipação e topografia não planar. Com o pacote pode-se ainda suavizar o modelo, fazer ajuste dos dados por inversão, incluindo ajuste e suavização de modelos do GOCAD, conversão da parametrização do modelo, triangularização da interface estrutural, visualização VRML e GOCAD.

### A.3.3 Pacote CRT

O pacote CRT usa os pacotes FORMS e MODEL para os procedimentos anteriormente listados. O CRT simula tipos arbitrários de ondas sísmicas de corpo correspondentes à teoria do raio de ordem zero (P,S, convertidas). Podem ser escolhidos posições e formas de fonte arbitrários, traçamento de raio com valor inicial por integração numérica das equações do raio, raios da teoria do raio isotrópico, raios das ondas P da teoria do raio anisotrópica e raios comuns das ondas S anisotrópicas em modelos suaves, traçamento do raio em dois pontos (*two-point raytracing*) pelo método do tiro baseado nas histórias do raio, cálculo de tempos de trânsito, traçamento dinâmico do raio, matriz propagadora do raio paraxial, espalhamento geométrico, amplitude vetorial, vetores de polarização. O pacote pode ser aplicado na avaliação da função de Green da elastodinâmica da teoria do raio, e para o cálculo de sismogramas sintéticos, incluindo a teoria de acoplamento do raio ao longo de raios comuns da onda S isotrópicos ou anisotrópicos e a resposta de finas camadas próximas ao receptor, bem como tomografia por mínimos quadrados de tempos de trânsito com suavização usando produtos escalares de Sobolev. O pacote admite como esquemas de aquisição superfícies sísmicas (continental e marinha), poços sísmicos verticais, furos cruzados e fundo oceânico.

## A.4 Instalação

A instalação dos três pacotes é condição necessária para a representação de muitos dos experimentos realizados nesta dissertação como tempos de trânsito e propagação de frentes de onda. Todos eles podem ser encontrados no site do consórcio SW3D. Copie os arquivos compactados com os três pacotes numa única pasta de trabalho. Todos os códigos fontes em Fortran 77 e arquivos incluídos devem estar na mesma pasta de trabalho quando forem compilados e ligados. Os



arquivos com os programas principais contém, no seu final, o comando INCLUDE do Fortran 90 para as subrotinas necessárias. Desta forma, cada programa poderá ser compilado e ligado isoladamente. Todos os nomes de arquivo deverão estar em minúsculo. Os arquivos com códigos fonte possuem extensão ".for". Os arquivos correspondentes com especificações dos blocos COMMON possuem extensão ".inc" e são incluídos no códigos fontes pelo comando INCLUDE.

#### A.4.1 Pacote FORMS

Descompacte o os arquivos do pacote FORMS na pasta de trabalho. Isto pode ser feito usando *pkunzip -d forms.zip* ou *tar -xvf forms.tar* para o pacote compactado nos formatos *zip* e *tar*, respectivamente. Alguns programas necessitam de subrotinas do *Numerical Recipes*, com sua correspondente licença. São eles: *grdffft.for* (*fourn.for*), *grdran2d.for* (*fourn.for*, *ran2.for*, *ran3.for*), *grdran.for* (*ran3.for*), *smpower.for* (*indexx.for*, *tred2.for*, *tqli.for*) e *smeigen.for* (*indexx.for*, *tred2.for*, *tqli.for*). Edite o *Perl script* *f.pl*, responsável pela compilação e ligação de um arquivo segundo o compilador Fortran de sua preferência. No presente trabalho foi usado o compilador Fortran *g77*, instalado por padrão em muitas distribuições Linux. O trecho do arquivo *f.pl* editado para o compilador *g77* ficará da seguinte forma:

```
55 # Linux compiler g77:
56 #
57 # Compiling $FILE.for to get executable $FILE
58 open(LU,g77 -o @FILEandOPTIONS $FILE.for; $FILE.lst");
59 # (option -O is not recommended)
60 # (option -O cannot be used to compile mtt.for and anray.for)
61 # (rounding errors on a PC sometimes resemble RISC computers)
62 close(LU) — die "Error";
```

Note que apenas a linha 58 e 32 foram ativadas. Todas as outras contendo o caractere # estão na forma de comentário. Feito isso, vá ao início do arquivo *f.pl* e comente a linha 46 do arquivo:  
# die "Uncomment and modify commands for your compiler. Error";

Rode o *Perl script* *fforms.pl* com o comando *perl fforms.pl* para compilar o pacote FORMS. Caso não haja interpretador Perl em sua máquina este poderá ser obtido no site do fabricante [www.perl.org](http://www.perl.org). O *script* *fforms.pl* utiliza o *script* *f.pl* para compilar cada programa individualmente.

### A.4.2 Pacote MODEL

Antes de proceder com a instalação do pacote MODEL, certifique-se de que o pacote FORMS já tenha sido instalado. Descompacte os arquivos do pacote MODEL na pasta de trabalho. Isto pode ser feito usando *pkunzip -d model.zip* ou *tar -xvf model.tar* para o pacote compactado nos formatos *zip* e *tar*, respectivamente. Rode o *Perl script* *fmod.pl* para compilar o pacote MODEL com o comando *perl fmod.pl*.

### A.4.3 Pacote CRT

Antes de instalar o pacote CRT, certifique-se de que o pacote FORMS e MODEL já tenham sido instalados como nos subitens anteriores. Descompacte os arquivos do pacote CRT na pasta de trabalho. Isto pode ser feito usando *pkunzip -d crt.zip* ou *tar -xvf crt.tar* para o pacote compactado nos formatos *zip* e *tar*, respectivamente. Se você desejar compilar o pacote com os programas *crtps.for*, *green.for* e *mtt.for*, será necessário adquirir a subrotina *indexx.for* do *Numerical recipes* com a respectiva licença. Rode o *Perl script* *fcrt.pl* para compilar o pacote CRT com o comando *perl fcrt.pl*.

## APÊNDICE B – TUTORIAL: CONSTRUÇÃO E VISUALIZAÇÃO 3D DO MODELO COMPLEXO DA BACIA DO AMAZONAS

A construção do modelo complexo da Bacia do Amazonas é uma contribuição voltada à especificação de macro modelos sísmicos de estruturas geológicas através do pacote de modelagem (Fortran 77) do consórcio SW3D (ver Apêndice-A).

Neste apêndice serão apresentados os procedimentos de modelagem para o modelo da Bacia do Amazonas, utilizado no capítulo de modelagem desta dissertação (Capítulo 4); desde a confecção do modelo (pacote MODEL), até a manipulação dos arquivos de entrada e saída e sua visualização em *postscript* e VRML ou GOCAD (pacote FORMS).

O modelo AMAZONAS foi construído com base em dados reais da Bacia do Amazonas (ver Capítulo 4). Este modelo pode ser usado em qualquer modelagem que necessite de malhas retangulares, e.g., traçamento de raios, diferenças finitas. A visualização do modelo pode ser feita, opcionalmente, no formato VRML (\*.wrl) ou GOCAD (\*.mx).

Aqui será mostrado como executar os programas dos pacotes FORMS e MODEL. A execução dos programas é feita através de *history files*, *scripts* semelhantes aos *history files* usados pelo *Standard Exploration Project* (SEP). Os *history files* são designados para conter tanto o dado quanto a sequência e a forma de execução dos programas. Este procedimento automatiza sobremaneira todo o processo, como será visto adiante. O SW3D\_CD7 possui um pacote de dados chamado *DATA* onde se encontram inúmeros exemplos de modelagem, com diversos níveis de complexidade.

Este apêndice vai tentar elucidar a descrição do modelo AMAZONAS em termos de dados de entrada correspondendo ao pacote MODEL. Os dados de entrada mais relevantes são descritos aqui e intercalados com alguns comentários e ilustrações.

Todos os dados de entrada do pacote MODEL são lidos por entrada na forma de listagem direta (formato livre). Portanto, os dados podem ser escritos da forma que o usuário preferir. Dados correspondendo a uma única operação de READ pode ser dividido em diversas linhas (e.g., uma descrição adensada de uma interface que necessite de muitos pontos de grid). Dados correspondendo a diferentes operações de READ devem estar em diferentes linhas. Os comentários não são parte dos dados de entrada, devendo estar após o último dado correspondendo a uma operação de READ (geralmente representado por um *slash*), na mesma linha, não podendo continuar na próxima linha.

## B.1 Modelo AMAZONAS

O modelo complexo da Bacia do Amazonas, denominado aqui por modelo AMAZONAS, foi desenvolvido com base em dados reais da Bacia do Amazonas, e.g., seções sísmicas migradas em tempo, dados de poços, seções geológicas interpretadas, etc (detalhes do conceito geológico e geofísico da Bacia do Amazonas, geologia e geofísica do modelo AMAZONAS pode ser encontrado no Capítulo 4). O modelo contém 19 interfaces suaves e 20 camadas com gradiente constante de velocidade (Figura B.1a e B.1b). O arquivo de entrada com as informações do modelo é o *ammodel.dat*. O arquivo com a descrição do modelo consiste de 3 partes:

- 1- Descrição geral do modelo especificando sua topologia, entre outras informações (e.g., sistema de coordenadas, etc.);
- 2- Dados para as funções que irão descrever as superfícies individuais suavizadas, cobrindo interfaces estruturais entre os blocos complexos. Os blocos complexos são designados para representar blocos geológicos;
- 3- Dados para as funções que irão descrever os parâmetros do material (velocidades das ondas P e S, densidade, fatores de perda P e S) em cada bloco complexo.

## B.2 Descrição geral do modelo

Esta parte do dado de entrada é lida pela subrotina MODEL1 do arquivo MODEL.FOR. O dado é descrito no arquivo MODEL.FOR.

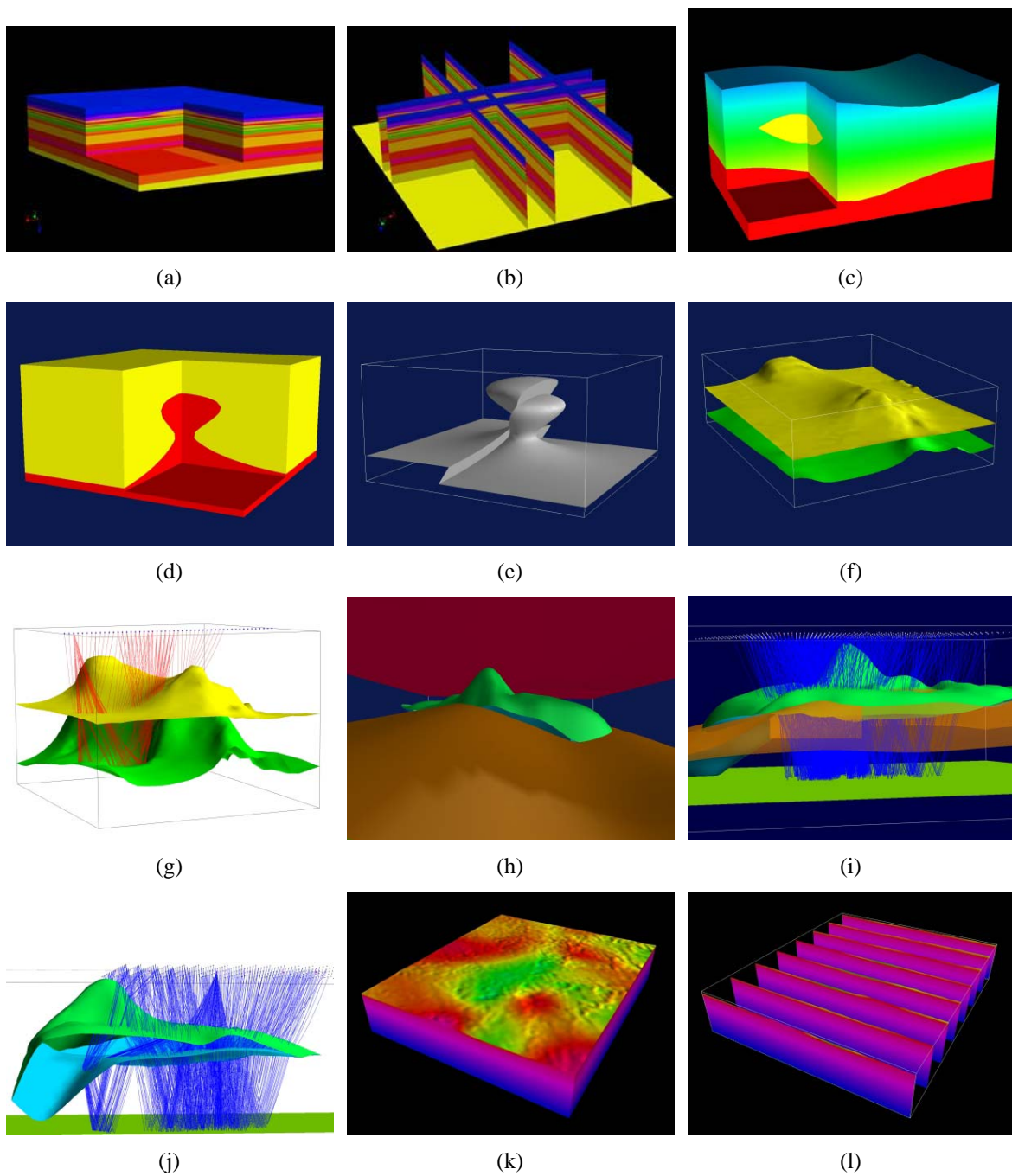


Figura B.1: Exemplos de visualização em realidade virtual dos dados de saída do pacote SW3D. (a) Snapshot do modelo AMAZONAS obtido no GOCAD. As velocidades da onda P encontram-se em escala de cores. (b) Visualização em voxet (*slices*) do volume de velocidades do modelo AMAZONAS. (c) a (l), exemplos de visualização do pacote DATA 5.8 do SW3D.

---

```
'MODELO AMAZONAS: DADOS PARA O MODELO. SET., 2005.' /
```

---

O arquivo com a descrição do modelo começa com uma *string* designada para conter o título ou um breve comentário com relação ao dado. Este texto pode vir em branco, colocando-se simplesmente um *slash* no local - /.

---

```
0 1 1 / (COORDENADAS CARTESIANAS, VELOCIDADES, FATORES DE PERDA)
```

---

Outras coordenadas, diferentes das Cartesianas, podem ser escolhidas através do primeiro inteiro na linha anterior. Índice 0 significa coordenadas Cartesianas, índices 1 e 2 significam dois diferentes tipos de coordenadas esféricas (veja maiores detalhes em MODEL.FOR). Sendo 0 1 1 o padrão no pacote, esta linha poderia conter apenas um *slash* se as coordenadas Cartesianas fossem escolhidas.

---

```
0.0 13.0 0.0 17.0 0.0 4.0 (LIMITES DO MODEL)
```

---

O modelo é limitado por uma caixa retangular onde a coordenada  $x_1$  estende-se de 0 a 13 unidades de comprimento, neste caso em quilômetros; a coordenada  $x_2$  estende-se de 0Km a 17Km, e a coordenadas  $x_3$  estende-se da posição 0km a 4km. As coordenadas  $x_1$  e  $x_2$  encontram-se no plano horizontal.  $x_3$  representa a profundidade, com o eixo positivo apontando para cima (padrão do pacote).

---

```
19 SURFACES
```

---

As interfaces estruturais no modelo AMAZONAS são cobertas por 19 superfícies suaves. As superfícies devem ser sequencialmente numeradas por inteiros positivos (1, 2, 3,...). As superfícies cobrindo as interfaces estruturais no modelo AMAZONAS foram numeradas do topo para a base, mas qualquer numeração aleatoriamente escolhida pode ser definida no pacote (ČERVENÝ; KLIMEŠ; PSĚNCIK, 1988).

---

20 SIMPLE BLOCKS:

1 /  
-1 2 /  
-2 3 /  
-3 4 /  
\*  
\*  
\*  
-16 17 /  
-17 18 /  
-18 19 /  
-19 /

20 COMPLEX BLOCKS:

1 /  
2 /  
3 /  
4 /  
\*  
\*  
\*  
17 /  
18 /  
19 /  
20 /

---

No pacote MODEL, os blocos geológicos são representados sob a forma de blocos complexos (*complex blocks*). Estes blocos têm seus limites desenhados por blocos simples (*simple blocks*), formados pelas superfícies do modelo. As superfícies no arquivo de entradas podem coincidir com as interfaces do modelo (caso do modelo AMAZONAS), ou não. Neste último caso, os blocos simples podem ter diversas superfícies que irão formar os blocos complexos. No modelo AMAZONAS os blocos simples, cujas superfícies do modelo coincidem com as interfaces estruturais, também coincidem com os blocos complexos, que representam as camadas geológicas. O site do consórcio SW3D ([sw3d.mff.cuni.cz](http://sw3d.mff.cuni.cz)) oferece um pacote de dados exemplificando diversas situações

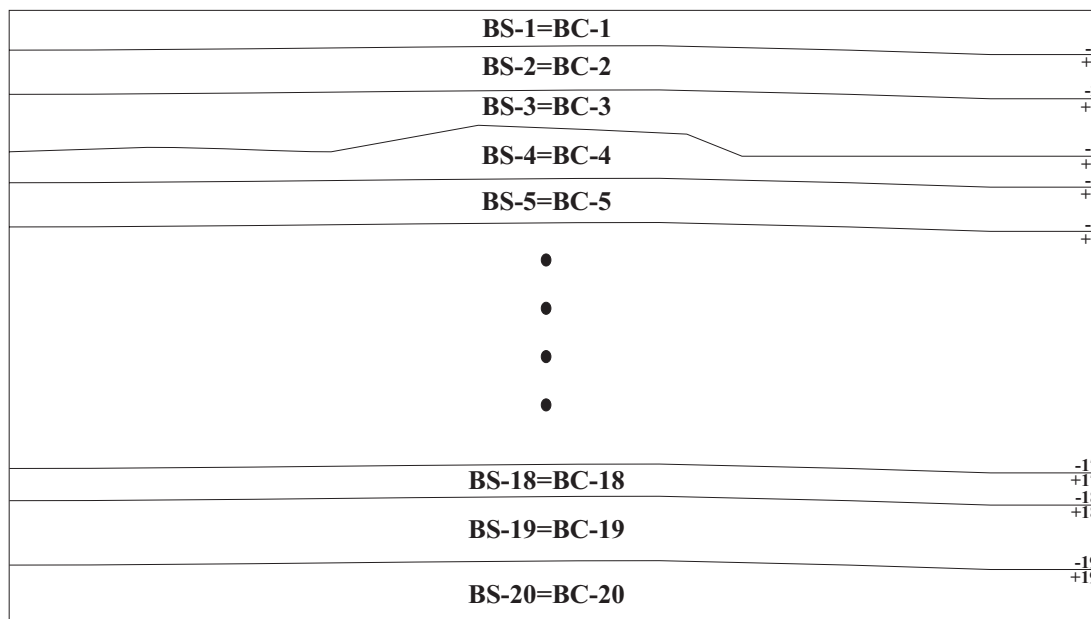


Figura B.2: Representação esquemática do modelo AMAZONAS. As interfaces são enumeradas do topo para baixo. Os blocos complexos neste caso coincidem com os blocos simples individuais. As superfícies do modelo coincidem com as interfaces estruturais. A função que descreve as superfícies é negativa, acima da superfície, e positiva, logo abaixo da mesma.

geologicamente complexas.

As superfícies suaves do modelo são representadas por funções. As funções  $f$  descrevendo tais superfícies possuem, neste exemplo, a forma  $f(x_1, x_2, x_3) = w(x_1, x_2) - x_3$ , é positiva acima da superfície e negativa abaixo dela. Isto não é padronizado e pode ser escolhido de forma aleatória (ČERVENÝ; KLIMEŠ; PSĚNCIK, 1988). No modelo AMAZONAS, a função é negativa, acima da superfície, e positiva, abaixo dela (Figura B.2). A listagem dos blocos simples obedece a este critério. A primeira superfície do modelo é representada pelo único 1 (positivo), já que o bloco simples está limitado somente pela interface 1. O segundo bloco simples encontra-se entre as superfícies 1 (topo do bloco) e 2 (base do bloco). Desta forma, este bloco simples terá índices  $-1$  e  $2$  (numeração das superfícies cujos sinais respeitam o lado positivo ou negativo da superfície, Figura B.2). Os blocos simples restantes são listados seguindo este princípio.

Como no modelo AMAZONAS temos 19 interfaces estruturais contínuas e 20 camadas geológicas igualmente contínuas, os blocos simples coincidem com os blocos complexos. Os blocos complexos são construídos a partir dos índices dos blocos simples, sempre positivos. Sendo assim, o índice 1 na listagem dos blocos complexos significa que este bloco é formado apenas pelo bloco simples 1, e assim por diante. A Figura B.2 ilustra essas configurações.



## B.3 Dados de entrada para as superfícies do modelo

Cada superfície possui seu próprio conjunto de dados. Estes dados são lidos pela subrotina SRFC1, que é descrita junto com os dados de entrada para esta seção no arquivo SRFC.FOR.

```

-----
'SURFACE' 1
1 2 -3 0 /          (i.e.  $w(x_1, x_2) - x_3 = 0$ , tensão=0)
14 14              (número de pontos do grid)
0.0 1.0 2.0 3.0 4.0 5.0 6.0
7.0 8.0 9.0 10.0 11.0 12.0 13.0 (coordenadas x1 do grid)

0.0 1.308 2.616 3.924 5.232
6.54 7.848 9.156 10.464 11.772
13.08 14.388 15.696 17.0          (coordenadas x2 do grid)

0.26 0.27 0.26 0.26 0.27 0.25 0.25 0.25 0.25 0.27 0.32 0.35 0.36 0.36
.
.
.
0.26 0.27 0.26 0.26 0.27 0.25 0.25 0.25 0.25 0.27 0.32 0.35 0.36 0.36
(coordenadas x3 nos pontos do grid x1*x2)
-----

```

A *string* no início da seção serve para identificar a superfície verbalmente. Seu conteúdo pode ser arbitrário mas não pode começar com 'END'. O índice da superfície, seguindo a *string*, não carrega nova informação mas é obrigatório para se checar a consistência do dado.

Os 4 números da segunda linha desta seção de dados de entrada são obrigatórios nas versões mais recentes do pacote MODEL. Dos três primeiros números, inteiros positivos especificam as coordenadas segundo as quais a função é interpolada, considerando-se que a coordenada com sinal negativo é simplesmente removida. Isto possibilita a escolha entre interpolações constante, 1-D, 2-D e 3-D. As coordenadas podem ser especificadas em qualquer ordem. O quarto número especifica a tensão normalizada *B-spline*. Zero significa *splines* cúbicas naturais (ou bi-cúbicas, ou tri-cúbicas).

Para cada coordenada especificada por um inteiro positivo, o número de coordenadas de grid correspondente é especificado em uma linha individual (i.e. as coordenadas do grid de cada eixo de coordenadas são lidos separadamente).

No modelo AMAZONAS a dependência da coordenada  $x_3$  da superfície em coordenadas  $x_1$  e  $x_2$  é especificado como:  $w(x_1, x_2) - x_3 = 0$  na superfície. A função  $w(x_1, x_2)$  é dada por um grid de  $14 \times 14$  valores, para todas as superfícies. Todos os valores de grid são lidos por uma única operação READ. A superfície 1 representa a base dos blocos simples e complexo com índice 1. Esta superfície representa ainda a primeira interface estrutural do modelo. As superfícies restantes do modelo também foram construídas desta forma. A última linha de dado de entrada desta seção é obrigatório, denota o fim da entrada de dados para as superfícies e consiste de uma *string* iniciada com 'END' em caixa alta finalizada por um *slash*.

## B.4 Parâmetros do material (geologia)

Cada bloco complexo possui seu próprio bloco de dados aqui. O dado deve ser ordenado de acordo com os índices dos blocos complexos. Estas informações são lidas pela subrotina PARM1, descrita junto com os dados de entrada no arquivo PARM.FOR.

```
-----
'COMPLEX BLOCK' 1 (string identificando o bloco complexo, índice do bloco)
'VP ' 1 (velocidade da onda P, expoente do parâmetro)
/ (valor padrão, i.e, VP=W(X3), tensão=0)
2.0
(densidade=1)

'COMPLEX BLOCK' 2
'VP ' 1
/
2.3

'COMPLEX BLOCK' 3
'VP ' 1
/
2.8
```

\*  
\*  
\*  
\*

'COMPLEX BLOCK' 18

'VP ' 1

/

4.3

'COMPLEX BLOCK' 19

'VP ' 1

/

4.6

'COMPLEX BLOCK' 20

'VP ' 1

/

5.25

'END OF COMPLEX BLOCKS, END OF THE INPUT DATA FOR THE MODEL' /

-----

A *string* é designada a identificar o bloco complexo verbalmente. Seu conteúdo pode ser arbitrário mas, como na seção de dados das superfícies, não pode começar com 'END', nem com uma *string* identificando um parâmetro do material. Os dados para os parâmetros de material tem uma estrutura similar aos das superfícies (de fato, as mesmas rotinas do arquivo VAL.FOR são usadas), da mesma forma, o índice do bloco complexo, logo após a *string*, não carrega nova informação, mas é obrigatório para a checagem da consistência dos dados.

O bloco de dados restante correspondendo a um bloco complexo é composto da entrada de dados para uma ou mais funções que descrevam os parâmetros dentro do bloco complexo. As funções são identificadas por *strings* que memorizam os parâmetros (obrigatoriamente em caixa alta!). Se o parâmetro do material não é especificado, é carregado o valor padrão. As *strings* de identificação e os valores padrões são os seguintes:

VP - velocidade da onda P,  $v_P$ . O padrão é  $v_P = v_S\sqrt{3}$ . Pelo menos uma velocidade ( $v_P$  ou  $v_S$ ) deverá ser especificada.

VS - velocidade da onda S,  $v_S$ . O padrão é  $v_P = v_S\sqrt{3}$ .

DEN - densidade, o padrão é  $\rho = 1$ .

QP - fator de perda da onda P,  $Q_P^{-1}$ . Se  $Q_S^{-1}$  for fornecido, o padrão corresponde às deformações do volume elástico, por outro lado  $Q_P^{-1} = 0$  (sem absorção).

QS - fator de perda da onda S,  $Q_S^{-1}$ . Se  $Q_P^{-1}$  for fornecido, o padrão corresponde às deformações do volume elástico, por outro lado  $Q_S^{-1} = 0$  (sem absorção).

O expoente real após a *string* é a potência do correspondente parâmetro do material, para ser interpolado a partir dos valores do grid.

A *string* 'END' no final do bloco de dados de entrada representa o fim da entrada de dados para os parâmetros do material e deve ter no final, obrigatoriamente, um *slash*. Esta marca também representa o final do cartão de entrada de dados para a descrição do modelo.

No modelo AMAZONAS, apenas velocidades P foram consideradas. A interpolação é linear e depende apenas da coordenada  $x_3$  (profundidade). A densidade é  $\rho = 1$  (valor padrão). Desta forma temos uma distribuição constante da velocidade nos pontos de grid em  $x_3$  para um modelo com camadas homogêneas.

## B.5 Visualização

O pacote SW3D possui atualmente duas possibilidades de visualização interativa 3-D de objetos sísmicos definidos pelos seus algoritmos. O primeiro é a Linguagem de Modelagem em Realidade Virtual (*Virtual Reality Modeling Language - VRML*); a segunda possibilidade é através do pacote comercial de visualização de objetos geológicos CAD, GOCAD (*Geological Object Computer Aided Design*). Uma descrição detalhada de dos formatos de visualização aqui mencionados em cima dos modelos construídos com o pacote SW3D pode ser obtida em Bucha (2001).

Apresentaremos agora um *history file* que automatizará os processos referentes ao cálculo do modelo à conversão do modelo anterior no formato VRML ou GOCAD. São parâmetros de entrada os arquivos com as informações do modelo e o arquivo hsv.dat, que é o mapa de cores usado pelo pacote FORMS.

Um *history file* é designado para conter tanto o dado quanto a forma de execução dos programas. Os seguintes elementos são identificados num *history file*:

#:

comentários - informações sobre programas, dados, ou qualquer outra observação;

=DADO:

cada '=' é interpretado como PARÂMETRO=VALOR. Por exemplo, N1=51 significa que o parâmetro denominado N1 possui o valor 51;

:PROGRAMA:

cada ':' seguido por uma palavra é interpretado como uma instrução para executar um programa.

A seguir, será descrito o *history file rutslc.h*, responsável por converter as superfícies e outros elementos do modelo (e.g. linhas, *strings*, e o *box* que envolve o modelo), bem como as seções 2D de velocidade no formato VRML ou GOCAD.

---

```
# History file 'rutslc.h' para converter slices das interfaces do modelo
# AMAZONAS no formato VRML ou GOCAD.
```

```
# Informações gerais
```

```
# ~~~~~
```

```
# Forma do arquivo de saída
```

```
VRML='VRML2'
```

```
#VRML='GOCAD'
```

```
# Dado de entrada
```

```
MODEL='ammod.dat'
```

```
# Arquivos temporários (várias vezes sobrescritos)
```

```
VRTX='vrtx.tmp' TRGL='trgl.tmp' PLGN='plgn.tmp'
```

```
# Propriedades gerais de cor
```

```

COLORS='hsv.dat'
TRANSP=0.05  SPECULAR=0.2  SHININESS=0.10

```

---

O início do arquivo possui algumas informações (comentários) acerca dos propósitos do *script*. Em seguida podemos optar pelos formatos de saída em realidade virtual: VRML2 ou GOCAD. No parâmetro MODEL entramos com o nome do arquivo com as informações do modelo. Os nomes dos arquivos temporários são especificados na próxima linha de comando. Estes arquivos são sobrescritos diversas vezes durante a execução do *script*. O pacote FORMS utiliza o mapa de cores *hsv.dat*. Podemos entrar ainda neste bloco com informações de transparência, reflexo e brilho (valores entre 0 e 100%).

---

```

# Slices do modelo AMAZONAS
# ~~~~~
# Nome do arquivo de saída
  WRL='amslc.wrl' # VRML
#WRL='amslc.mx' # GOCAD
  iniwrl:

# Cores correspondendo aos índices das superfícies
  COLUMN07='ISRF'

# Triangularizando e plotando as superfícies (slices)
  N1=27  N2=2  N3=9  D1=0.5  D2=5.0  D3=0.5  O1=0.0  O2=4.0  O3=0.0
  modsrf:
  trgl:

```

---

Neste bloco especificamos o nome do arquivo de saída com a extensão *.wrl* (VRML) ou *.mx* (objetos GOCAD), segundo a escolha do formato de saída especificado na seção anterior. O programa *iniwrl* iniciará um arquivo com as descrições em realidade virtual. As cores das superfícies aqui são especificadas de acordo com os índices das mesmas. O parâmetro COLUMNii é um *string* que especifica a quantidade a ser escrita na coluna ii do arquivo com os vértices dos polígonos. As primeiras seis colunas numéricas geralmente contém as coordenadas dos vértices e componentes das normais. Neste caso, uma cor será atribuída a cada índice da interface e posteriormente sendo gravado na coluna 7 do arquivo de saída (maiores detalhes em MODSRF.FOR).

A seção correspondente à triangularização e plotagem das superfícies é de grande importância neste *script*. Aqui iremos passar aos programas parâmetros que controlarão a resolução ou densidade de pontos de grid das superfícies (parâmetros N1, N2 e N3), o tamanho da aresta deste grid (parâmetros D1, D2 e D3) e a origem, no grid, a partir do qual serão construídas as superfícies para efeito de visualização (parâmetros 01, 02 e 03). Para a visualização do modelo completo, esta origem deverá estar no ponto (0, 0, 0). A manipulação destes parâmetros permite diversas possibilidades de visualização usando-se a simplicidade do VRML (Figura B.1). Uma explicação detalhada destes parâmetros pode ser obtida na documentação do programa MODSRF, no arquivo MODSRF.FOR. Este programa é responsável pela conversão das interfaces estruturais em polígonos, bem como o cálculo de fatias (*slices*) ao longo do modelo. O programa TRGL é responsável por dividir polígonos numa superfície curva em triângulos, para efeitos de visualização (ver TRGL.FOR).

---

KOLUMN=7

---

O parâmetro KOLUMN especifica o índice das colunas no arquivo de entrada VRTX, o qual contém os valores segundo os quais os triângulos serão escolhidos (veja o manual do programa TRGLSORT em TRGLSORT.FOR).

```

-----
VALUE=1  VRTXN='am-pts1.out'  TRGLN='am-trg1.out'  trglSORT:
VALUE=2  VRTXN='am-pts2.out'  TRGLN='am-trg2.out'  trglSORT:
VALUE=3  VRTXN='am-pts3.out'  TRGLN='am-trg3.out'  trglSORT:
*
*
*
VALUE=17 VRTXN='am-pts17.out'  TRGLN='am-trg17.out' trglSORT:
VALUE=18 VRTXN='am-pts18.out'  TRGLN='am-trg18.out' trglSORT:
VALUE=19 VRTXN='am-pts19.out'  TRGLN='am-trg19.out' trglSORT:

```

```

-----
KOLSRF=7  VPER=6  VREF=1  CREF=0.
PROPERTIES='N1 N2 N3 ISRF'          # apenas para GOCAD

```

```

-----
NAME='Surface1'          # apenas para GOCAD
VRTX='am-pts1.out'  TRGL='am-trg1.out'  srfwrl:
NAME='Surface2'          # apenas para GOCAD
VRTX='am-pts2.out'  TRGL='am-trg2.out'  srfwrl:
NAME='Surface3'          # apenas para GOCAD
VRTX='am-pts3.out'  TRGL='am-trg3.out'  srfwrl:
*
*
*
NAME='Surface17'          # apenas para GOCAD
VRTX='am-pts17.out'  TRGL='am-trg17.out' srfwrl:
NAME='Surface18'          # apenas para GOCAD
VRTX='am-pts18.out'  TRGL='am-trg18.out' srfwrl:
NAME='Surface19'          # apenas para GOCAD
VRTX='am-pts19.out'  TRGL='am-trg19.out' srfwrl:

```

O programa TRGLSORT escolhe os triângulos de acordo com valores de uma quantidade selecionada. O programa faz a leitura dos triângulos a partir dos arquivos fornecidos pelos parâmetros VRTX e TRGL. Todos os triângulos cujos vértices possuem na sétima coluna numérica (KO-



LUMN=7) valor dado pelo parâmetro VALUE são escritos em novos arquivos dados pelos parâmetros VRTXN e TRGLN (ver TRGLSORT.FOR para maiores detalhes). NAME contém uma *string* com o nome da superfície para saídas GOCAD. O parâmetro KOLSRF especifica a quantidade a ser escalada em cores. Quando zero, todas as superfícies terão a mesma cor (parâmetros RGB). Quando positivo, a quantidade escrita na i-ésima coluna numérica do arquivo de entrada com os vértices dos polígonos será colorida em cada vértice de cada triângulo ou polígono da superfície (para detalhes e outros parâmetros veja MODSRF.FOR). VPER, VREF e CREF são parâmetros que especificam escala de cores (maiores detalhes em COLORS.FOR).

```
-----
# Visualização do cubo de velocidades da onda P
# ~~~~~
#
# Nome do arquivo de saída
WRL='am-vp.wrl' # VRML
#WRL='am-vp.mx' # GOCAD
  iniwrl:
#
# Cores correspondendo às velocidades da onda P
COLUMN07='ISRF' COLUMN08='+VP'
KOLSRF=08 VPER=-6 VREF=1.5 CREF=0.666667
PROPERTIES='N1 N2 N3 ISRF +VP' # apenas para GOCAD

# Triangularizando as seções de velocidade individuais
~~~~~
# Seção perpendicular a X3, coordenada X3 mínima
N1=27 N2=35 N3=1 D1=0.5 D2=0.5 D3=1. O1=0. O2=0. O3=0.
NAME='Section3Min1' # apenas para GOCAD
  modsrf:
  trgl:
  srfwrl:
-----
```

Esta parte do *history file* contém parâmetros e programas que já foram discutidos neste trabalho. As cores das superfícies correspondem às velocidades da ondas P (no modelo AMAZONAS só foram computadas ondas P) gravadas na oitava coluna numérica (parâmetro KOLSRF). O modelo é dividido em 12 seções, compondo faces de um paralelepípedo de velocidades. Cada seção é definida

pelo correspondente grid 2D (planar). O parâmetro  $N1=1$  significa que a seção é perpendicular ao eixo  $X1$ . Apenas a primeira parte do *script* correspondendo à primeira seção de velocidade é ilustrada aqui, as outras são similares.

O *history file* deve ser executado através do *Perl script go.pl*. Por exemplo, um *history file arquivo.h* deve ser executado com o comando

```
perl go.pl arquivo.h
```

Após a execução será criado um arquivo no formato VRML (ou GOCAD) que poderá ser visualizado por um *browser VRML* ou pelo GOCAD. Nesta dissertação foi utilizando o *vrmlview* ([www.sim.no](http://www.sim.no)) para a visualização dos *\*.wrl* e o GOCAD ([www.gocad.com](http://www.gocad.com)), para a visualização dos *\*.mx*.