

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
FACULDADE DE ENGENHARIA MECÂNICA E
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
SUBCOMISSÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS E
ENGENHARIA DE PETRÓLEO

**Resolução sísmica e conversão tempo-profundidade, através do
método de superfície comum de reflexão (CRS)**

Autor: MSc. ARMANDO LOPES FARIAS

Orientador: PROF. DR. MARTIN TYGEL

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
FACULDADE DE ENGENHARIA MECÂNICA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
SUBCOMISSÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS E
ENGENHARIA DE PETRÓLEO

**Resolução sísmica e conversão tempo-profundidade, através do
método de superfície comum de reflexão (CRS)**

Autor: MSc. ARMANDO LOPES FARIAS

Orientador: PROF. DR. MARTIN TYGEL

Curso: Ciências e Engenharia de Petróleo

Área de Concentração: Reservatório e Gestão

Tese de doutorado apresentada à Subcomissão de Pós-Graduação em Ciências e Engenharia de Petróleo da Faculdade de Engenharia Mecânica e Instituto de Geociências, como requisito para a obtenção do título de Doutor em Ciências e Engenharia de Petróleo.

Campinas, 2008

SP - Brasil

**FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA
BIBLIOTECA DA ÁREA DE ENGENHARIA E ARQUITETURA - BAE -
UNICAMP**

Farias, Armando Farias

F225r Resolução sísmica e conversão tempo-profundidade, através do método de superfície comum de reflexão (CRS) / Armando Lopes Farias. – Campinas, SP:[s.n.], 2008.

Orientador: Martin Tygel.

Tese de Doutorado – Universidade Estadual de Campinas, Faculdade de Engenharia Mecânica e Instituto de Geociências.

1. Geofísica. I. Tygel, Martin. II. Universidade Estadual de Campinas. Faculdade de Engenharia Mecânica e Instituto de Geociências. III. Título.

Titulo em Inglês: Seismic resolution and time-to-depth conversion by the common-reflection-surface (CRS) method

Palavras-chave em Inglês: Geophysics

Área de concentração: Reservatórios e Gestão

Titulação: Doutor em Ciências e Engenharia de Petróleo

A Banca Examinadora composta pelos membros abaixo aprovou esta dissertação: Eduardo Lopes Faria, Jessé Carvalho Costa, Jörg Schleicher, Ricardo Biloti

Data da defesa: 19/11/2008

Programa de Pós-Graduação: Ciências e Engenharia de Petróleo

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
FACULDADE DE ENGENHARIA MECÂNICA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
SUBCOMISSÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS E
ENGENHARIA DE PETRÓLEO

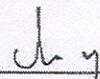
TESE DE DOUTORADO

**Resolução sísmica e conversão tempo-profundidade, através do
método de superfície comum de reflexão (CRS)**

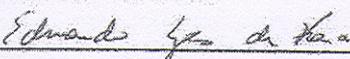
Autor: MSC. ARMANDO LOPES FARIAS

Orientador: PROF. DR. MARTIN TYGEL

A Banca Examinadora composta pelos membros abaixo aprovou esta dissertação:



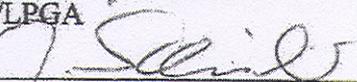
Prof. Dr. Martin Tygel, Presidente
UNICAMP/IMECC/DMA



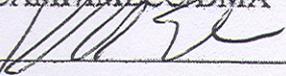
Dr. Eduardo Lopes Faria
CENPES/Petrobras



Prof. Dr. Jessé Carvalho Costa
UFPR/GC/LPGA



Prof. Dr. Jörg Schleicher
UNICAMP/IMECC/DMA



Prof. Dr. Ricardo Biloti
UNICAMP/IMECC/DMA

Campinas, 19 de Novembro de 2008

Dedicatória

Este trabalho vai para aqueles que tiveram paciência e consideração nas minhas ausências durante sua execução: meus filhos e minha esposa.

Agradecimentos

Realizar um trabalho desta magnitude seria impossível sem a colaboração de muitas pessoas. Neste caso eu tive o privilégio de ter ao meu lado um time de primeira qualidade que teve participação decisiva no resultado final desta tese.

Primeiramente é preciso agradecer à minha esposa e meus filhos por eles terem segurado a barra da minha quase completa ausência, que mesmo na presença física se manifestava pelo alheamento a tudo que não estivesse relacionado aos desafios a serem superados na elaboração dos conceitos aqui desenvolvidos.

Também gostaria de destacar a participação de meu orientador Prof. Martin Tygel, por ter sabido me conduzir com sabedoria nos momentos de incertezas, nas encruzilhadas com as quais nos deparamos neste tipo de trabalho.

Aos meus amigos, parceiros dos chopps filosóficos e grandes colaboradores Lucas Freitas, Fernando Gamboa, Ricardo Freitas, Cleberson e o "Patifão". Cabe aqui destacar a participação absolutamente decisiva do Lucas na elaboração dos programas, que foram vários, e nas excelentes discussões técnicas que tivemos.

Estendo meus agradecimentos também à Petrobras pela oportunidade propiciada e ao Consórcio *Wave Inversion Technology* (WIT) pelo acesso que tive aos seus produtos que serviram como uma sólida base para o desenvolvimento dos nossos.

Agradeço também a todos os professores e funcionários da UNICAMP que de uma forma ou de outra contribuíram para a realização deste trabalho.

Por fim, gostaria de registrar minha gratidão ao grupo de professores, estudantes e funcionários do instituto de geofísica da Universidade de Hamburgo, que me receberam com enorme solicitude e generosidade durante os seis meses em que tive a oportunidade de trabalhar com eles.

....e a religião convenceu mesmo as pessoas de que existe um homem invisível-que mora no céu-que observa tudo o que você faz, a cada minuto de cada dia. E o homem invisível tem uma lista especial com dez coisas que não quer que você faça. E, se você fizer alguma dessas dez coisas, ele tem um lugar especial, cheio de fogo e fumaça, e de tortura e angústia, para onde vai mandá-lo, para que você sofra e queime e sufoque e grite e chore para todo o sempre, até o fim dos tempos.....Mas Ele ama você.

George Carlin

Resumo

FARIAS, Armando Lopes. *Resolução sísmica e conversão tempo-profundidade, através do método de superfície comum de reflexão (CRS)*. Campinas: Faculdade de Engenharia Mecânica, Universidade Estadual de Campinas, 2008. 187p. Tese (Doutorado)

A demanda por multiplicidade no processamento sísmico sempre foi objetivo dos profissionais da área. Até recentemente, o maior esforço era feito durante a aquisição sísmica, o que, devido aos altos custos, normalmente tornava proibitiva sua implementação. Mais recentemente, a técnica Superfície Comum de Reflexão ou *Common Reflection Surface (CRS)*, veio preencher esta lacuna, uma vez que, a despeito de maior custo computacional relativamente aos procedimentos convencionais, é capaz de propiciar grandes multiplicidades, sendo esta a sua mais evidente e conhecida virtude. Mais ainda, associado a este ganho na multiplicidade, o método CRS permite também a possibilidade de alcançarmos melhores resoluções verticais através do empilhamento. Isto pode ser obtido através do incremento da chamada *frequência crítica*, na qual a razão sinal-ruído é igual à unidade ($s/r = 1$). Desde que isto seja alcançado, podemos obter o aplainamento do espectro de frequência por técnicas convencionais. Neste trabalho, mostraremos quantitativamente que isto pode ser feito, como a frequência crítica está relacionada à multiplicidade e porque apenas técnicas que possibilitem grandes multiplicidades podem efetivamente fazer com que esta frequência se desloque para maiores valores. Mostraremos também que os ganhos obtidos compensam o esforço exigido.

Como já fartamente documentado na literatura geofísica, a aplicação do método CRS dá origem a atributos (denominados simplesmente de parâmetros CRS), os quais podem trazer preciosas informações geológicas. Aqui mostraremos como estas informações podem ser usadas para

o imageamento sísmico, através do conceito de mapas geométricos, conceito este introduzido neste trabalho. Veremos como gerar estes mapas e a série de produtos que podem ser obtidos a partir deles, a saber: campo de velocidades para migração; migração pré-empilhamento em tempo com operador curto; mapeamento dos ápices das difrações reais e conversão tempo-profundidade a partir de seções de coordenadas em afastamento nulo, usando o raio normal. Mostraremos também que, mesmo na presença de descontinuidades, poderemos "colapsar" as difrações, gerando painéis de amplitudes verdadeiras em profundidade. Por fim, analisaremos os efeitos do empilhamento CRS na resolução lateral das imagens obtidas. Fazendo uso dos mapas, apresentaremos formas de inibir perdas de resolução lateral em situações envolvendo pontos de descontinuidades.

Palavras chave

Resolução sísmica, Imageamento, Conversão tempo-profundidade.

Abstract

FARIAS, Armando Lopes. *Seismic resolution and time-to-depth conversion by the common-reflection-surface (CRS) method*. Campinas: Faculdade de Engenharia Mecânica, Universidade Estadual de Campinas, 2008. 187p. Tese (Doutorado)

The demand for large multiplicities in seismic processing has always been a tough target for the professionals involved in this area. Until recently, the major effort to meet this demand has been done during seismic acquisition, which, due to high cost, is not usually implemented. Recently, the Common Reflection Surface (CRS) technique filled this gap providing greater multiplicity on the expense of more intensive computation, when compared with conventional procedures. Besides a greater multiplicity, the CRS technique enables the improvement of the vertical resolution through the CRS stack. This improvement is achieved by means of increasing a specific frequency which we call "critical frequency". At the critical frequency, the signal-to-noise rate is equal to one ($s/n = 1$). Once the critical frequency is increased, the frequency spectrum can be flattened by usual techniques. In this thesis, we quantify the improvement of the critical frequency as a function of increasing multiplicity and show why only techniques that allow for high multiplicities can achieve this improvement. We will also show that the gain obtained through this procedure is worth the effort.

As it is well known in the geophysical literature, the use of the CRS method provides some parameters (usually called CRS parameters) that provide useful information on the seismic propagation involved. Here we show how this information can be optimally used for imaging purposes through the concept of "geometric maps". We show how to generate these maps, as well as, a few "products" derived from them, such as time migrated velocity field, pre-stack time migration

using a short operator, real diffraction apex mapping, a true amplitude zero offset section and the conversion of that section to depth using the normal ray. Next, we show that, even in the presence of discontinuity, we can collapse the real diffractions that are present in the data and, furthermore, to construct true-amplitudes panels in depth. Finally, we use the geometric maps to study the effect of the CRS stack on the seismic lateral resolution, especially on the vicinity of discontinuities.

Key Words

Resolution, Imaging, Time-to-depth conversion.

Conteúdo

Lista de Figuras	xxiii
Nomenclatura	xxv
1 Introdução	1
2 O método CRS e a resolução vertical	5
2.1 Considerações gerais	5
2.2 Resolução vertical	6
2.3 A matemática do empilhamento CRS	23
2.4 A inversão dos parâmetros CRS	28
3 Obtenção dos mapas geométricos	29
3.1 Pontos a serem mapeados	29
3.2 Mecanismos para a geração dos mapas	30
4 Possíveis produtos obtidos a partir dos mapas	37
4.1 Migração pré-empilhamento em tempo	37
4.2 A técnica taZO	42
4.3 O mapa de ápices das difrações	54
5 Conversão tempo-profundidade usando os mapas geométricos	67
5.1 Conversão tempo-profundidade pelos métodos convencionais	68
5.2 A conversão em profundidade usando o raio normal	79

6	Empilhamento CRS na presença de descontinuidades e a resolução lateral	101
7	Conclusões	121
A	Parâmetros usados na geração dos dado sintéticos	129
B	Softwares utilizados, desenvolvidos e adaptados	131

Lista de Figuras

Introdução	1
O método CRS	5
2.1 Gráfico da frequência crítica contra multiplicidade para diferentes profundidades. . .	19
2.2 Gráfico da razão entre cada frequência crítica e a frequência crítica para multipli- cidade igual à unidade, para diferentes profundidades.	20
2.3 Gráfico da frequência crítica contra multiplicidade, para diferentes valores do fator de qualidade.	21
2.4 Gráfico da razão entre cada frequência crítica e a frequência crítica para multipli- cidade unitária, para diferentes valores do fator de qualidade.	22
A obtenção dos mapas geométricos	29
3.1 Figura esquemática mostrando um conjunto de pontos PET, PAT e NIP dos mapas geométricos	31
Possíveis produtos obtidos a partir dos mapas	37
4.1 Modelo de velocidades para refletores curvos e na presença de um plano de falha com mergulho suave.	39
4.2 Seção CMP empilhada relativa ao modelo da figura 4.1.	40
4.3 Campo de velocidades de migração, em tempo, relativo ao modelo da figura 4.1. . .	41
4.4 Seção empilhada a partir de uma migração pré-empilhamento, relativa ao modelo da figura 4.1.	43

4.5	CRPs (<i>common reflection point</i>) migrados em tempo da parte central do modelo da figura 4.1.	44
4.6	Figura esquemática para mostrar os procedimentos na geração das seções taZO. . .	49
4.7	Seção empilhada taZO, relativa ao modelo da figura 4.1.	50
4.8	CRPs (<i>common reflection points</i>) relativos à seção taZO empilhada da figura 4.7. .	51
4.9	Modelo de velocidades para refletores curvos e na presença de um plano de falha íngreme.	52
4.10	Seção CMP empilhada relativa ao modelo da figura 4.9.	53
4.11	Seção taZO empilhada relativa ao modelo da figura 4.9.	54
4.12	CRPs(<i>common reflection points</i>) relativos à seção taZO empilhada da figura 4.11. .	55
4.13	Modelo de velocidades para refletores planos com falhas de diferentes rejeitos. . .	57
4.14	Seção CMP empilhada relativa ao modelo da figura 4.13.	58
4.15	Mapa de ápices ZO, relativo ao dado sísmico do modelo da figura 4.13.	59
4.16	Mapa de ápices ZO, filtrado, relativo ao dado sísmico do modelo da figura 4.13. . .	60
4.17	Seção CMP empilhada relativa ao modelo da figura 4.13, porém com $s/r = 20$. . .	61
4.18	Mapa de ápices ZO, relativo ao dado sísmico do modelo da figura 4.13, porém com $s/r = 20$	62
4.19	Mapa de ápices ZO, filtrado, relativo ao dado sísmico do modelo da figura 4.13, porém com $s/r = 20$	63

Conversão tempo-profundidade usando os mapas geométricos 67

5.1	Figura esquemática mostrando o efeito da conversão tempo-profundidade, em um modelo com gradiente lateral de velocidades, usando o raio imagem.	71
5.2	Modelo de velocidades relativo à representação de um domo de sal.	75
5.3	Seção CMP empilhada relativa ao modelo da figura 5.2.	76
5.4	Seção empilhada a partir de uma migração pre-empilhamento, relativa ao modelo da figura 5.2.	77
5.5	Seção migrada convertida para profundidade usando raio imagem.	78

5.6	Seção em profundidade, relativa ao modelo da figura 4.1, convertida usando raio normal.	82
5.7	Seção em profundidade, relativa ao modelo da figura 4.1, convertida usando raio imagem.	83
5.8	Trajetória dos raios, relativa ao modelo da figura 4.1, na conversão para profundidade usando raio normal.	84
5.9	Seção taZO empilhada, relativa ao modelo da figura 5.2.	85
5.10	Seção em profundidade, relativa ao modelo da figura 5.2, convertida usando raio normal.	86
5.11	Seção em profundidade, relativa ao modelo da figura 5.2, convertida usando raio normal. Neste caso o dado tem $s/r = 5$ e não houve corte usando critério de coerência.	87
5.12	Seção em profundidade, relativa ao modelo da figura 5.2, convertida usando raio normal. Neste caso o dado tem $s/r = 5$ e houve corte usando critério de coerência. Somente amostras com coerência cima de 0.5 foram convertidas para profundidade.	88
5.13	Seção em profundidade, relativa ao modelo da figura 5.2, convertida usando raio normal. Neste caso o dado tem $s/r = 5$ e houve interpolação dos parâmetros α	90
5.14	Seção taZO empilhada, relativa ao modelo da figura 5.2. Neste caso o dado tem $s/r = 5$ e não houve suavização dos parâmetros CRS.	91
5.15	Seção taZO empilhada, relativa ao modelo da figura 5.2. Neste caso o dado tem $s/r = 5$ e houve suavização dos parâmetros CRS.	92
5.16	Seção em profundidade, relativa ao modelo da figura 5.2, convertida usando raio normal. Neste caso o dado tem $s/r = 5$ e houve suavização dos parâmetros CRS.	93
5.17	Seção em profundidade, relativa ao modelo da figura 5.2, convertida usando raio normal. Neste caso o dado tem $s/r = 5$, houve o corte usando coerência igual a 0.5 e os parâmetros CRS foram suavizados. Somente amostras com coerência cima de 0.5 foram convertidas para profundidade	94

5.18	Seção em profundidade, relativa ao modelo da figura 5.2, convertida usando raio normal. Neste caso o dado tem $s/r = 5$, houve interpolação do parâmetro α e os parâmetros CRS foram suavizados.	95
------	--	----

O empilhamento CRS na presença de descontinuidades e a resolução lateral. 101

6.1	Modelo de velocidades representando uma falha sobre um refletor plano.	102
6.2	Seção mostrando a razão entre R_N e R_{NIP} , para o modelo da figura 7.1.	103
6.3	Modelo de velocidades representando falhas de rejeito variáveis e canais de diferentes dimensões.	105
6.4	Seção CMP empilhada relativa ao modelo da figura 6.3.	106
6.5	Seção CRS empilhada relativa ao modelo da figura 6.3.	107
6.6	Seção mostrando a diferença entre a seção CMP e a seção CRS, relativas ao modelo da figura 6.3.	108
6.7	Seção CMP migrada, relativa à seção CMP empilhada da figura 6.4.	109
6.8	Seção migrada, relativa à seção CRS empilhada da figura 6.5.	110
6.9	Seção mostrando a diferença entre a seção CRS migrada e a seção CMP migrada, das figuras 6.8 e 6.7.	111
6.10	Seção após o CRS ser aplicado sobre a seção CMP migrada da figura 6.7.	112
6.11	Seção mostrando a diferença entre a seção CMP migrada com CRS aplicado e a seção CMP migrada.	113
6.12	Mapa de ápices ZO, relativo ao dado sísmico do modelo da figura 6.3.	115
6.13	Versão editada do mapa de ápices ZO, relativo ao dado sísmico do modelo da figura 6.3.	116
6.14	Seção CMP migrada e com CRS aplicado, porém com a flexibilização do operador na região das descontinuidades.	117
6.15	Seção mostrando a diferença entre a seção CMP migrada com CRS aplicado, porém com a flexibilização do operador e a seção CMP migrada.	118

Conclusões 121

Nomenclatura

Letras Latinas

A	Fator de absorção da terra.
B, b	Constantes de Denham.
f	Frequência.
f_0	Frequência de referência.
f_c	Frequência crítica.
G	Gradiente lateral de velocidades.
h	Meio-afastamento.
l_s	Distância entre a fonte e o ápice das difrações.
l_r	Distância entre o receptor e o ápice das difrações.
m	Coordenada espacial ao longo de uma curva de difração.
M	Multiplicidade.
n	Número de canais.
nb	Número de bits.
p	Parâmetro do raio.
q	Parâmetro combinado obtido na busca CRS no domínio CMP
Q	Fator de qualidade
R	Razão entre maior e menor amplitude.
R_N	Raio de curvatura da onda Normal.
R_{NIP}	Raio de curvatura da onda NIP.
t	Tempo de trânsito.
t_0	Tempo de trânsito para afastamento nulo.

t_{apex}	Coordenada de tempo dos ápices das difrações.
t_i	Coordenada de tempo após a conversão tempo-profundidade, usando raio imagem.
t_D	Tempo de trânsito da difração.
t_R	Tempo de trânsito da reflexão.
T	Período.
v	Velocidade.
v_0	Velocidade junto aos receptores.
v_m	Velocidade migrada.
W_F	Zona de Fresnel projetada pra offset zero.
$w^{2.5D}$	Peso de Kirchhoff para meio 2.5D.
x	Coordenada de um ponto em subsuperfície.
X_0	Coordenada espacial dos pontos estacionários.
X_{apex}	Coordenada espacial dos ápices das difrações.
X_{est}	Coordenada espacial dos pontos estacionários para offsets finitos.
x_i	Coordenada espacial na direção da linha após a conversão tempo-profundidade, usando raio imagem.
X_m	Coordenada espacial dos traços dentro do operador CRS.
z	Profundidade.
z_i	Coordenada espacial de profundidade após a conversão tempo-profundidade, usando raio imagem.

Letras Gregas

α	Ângulo de chegada do raio normal à superfície.
θ	Ângulo das camadas geológicas.
ξ	Coordenada de tempo ao longo de uma curva de difração.

Subscritos

g	Referente ao receptor.
s	Referente à fonte.

Siglas

CDP	Ponto Comum em Profundidade (Do inglês <i>Common Depth Point</i>).
CMP	Ponto Meio Comum (Do inglês <i>Common MidPoint</i>).
CO	Afastamento Comum (Do inglês <i>Common Offset</i>).
CRP	Ponto comum de reflexão (Do inglês <i>Common Reflection Point</i>).
CRS	Reflexão em Superfície Comum (Do inglês <i>Common Reflection Surface</i>).
DMO	Sobretempo de mergulho (Do inglês <i>Dip Moveout</i>).
FD	Faixa Dinâmica.
IE	Intervalo entre Estações.
IPT	Intervalo entre Pontos de Tiros.
NIP	Ponto de Incidência normal em profundidade (Do inglês <i>Normal Incident Point</i>).
NMO	Sobre Tempo Normal (Do inglês <i>Normal MoveOut</i>).
PAT	Ponto de ápice das difrações em tempo.
PET	Ponto estacionário em tempo.
taZO	Seção de afastamento nulo em verdadeira amplitude Do Inglês <i>true amplitude Zero Offset</i> .
ZO	Afastamento Nulo (Do inglês <i>Zero Offset</i>).

Outros

s/r	Relação Sinal/Ruído.
t_0	Tempo de trânsito no afastamento nulo.
x_m	Coordenada do ponto CMP.
x_0	Coordenada do ponto avaliado pelo CRS.

Capítulo 1

Introdução

As virtudes da técnica de empilhamento CRS já são amplamente conhecidas, particularmente aquelas relacionadas ao ganho na razão entre o sinal e o ruído (s/r), quando comparadas à técnica de empilhamento convencional via a sequência NMO/DMO. Este ganho não se traduz apenas em uma melhor apresentação da imagem empilhada, mas sim, e isto é o mais importante, no resgate de informações não observáveis no procedimento convencional. Uma segunda virtude, ainda relacionada ao ganho na s/r , é a possibilidade de conseguirmos melhoria na resolução vertical através da expansão da banda de frequência do sinal sísmico. Apesar de ainda pouco explorada na indústria do processamento sísmico, nós atribuímos a esta segunda virtude a mesma importância dada à recuperação do sinal em regiões de baixa s/r . Ainda hoje muito pouco de tecnologia temos a oferecer para contornar este problema. O obstáculo maior está naquilo que aqui denominaremos de frequência crítica, ou seja, a frequência na qual a razão sinal-ruído é unitária, i.e., $s/r = 1$. Este é o limite na recuperação da banda de frequência. A técnica CRS possibilita a expansão da frequência crítica e isto pode ser alcançado após a melhoria na s/r em função da grande multiplicidade envolvida no processo. Na verdade, atribuímos tamanha importância a esta possibilidade, que, no segundo capítulo, iremos provar, através de estimativas quantitativas, seu potencial. Mostraremos que no momento não existe uma alternativa que se compare ao potencial do CRS e o faremos através da avaliação da expansão da frequência crítica contra o crescimento da multiplicidade.

Analisaremos em seguida a equação de tempo de trânsito utilizada no método CRS, mostrando sua significativa capacidade na obtenção de grandes multiplicidades. Não nos furtaremos, porém,

em mostrar os problemas que tal multiplicidade acarreta, em particular, na perda de resolução lateral. Fazendo uso exclusivamente da análise da equação de tempo de trânsito, discutiremos as razões para os danos causados pelo CRS na resolução lateral.

Posteriormente lançaremos mão do conceito de mapas geométricos. A construção destes mapas, via parâmetros CRS, se dá através da localização das coordenadas de quatro pontos básicos para o imageamento sísmico, a saber: (a) os ápices das curvas das difrações que representam em tempo o registro da expansão da onda relativa aos pontos difratores em sub-superfície (PAT); (b) os pontos onde ocorre a formação da imagem sísmica refletida para afastamento nulo (pontos estacionários para afastamento nulo ou PET); (c) os pontos onde ocorre a formação da imagem sísmica refletida para afastamentos não nulos (pontos estacionários para afastamento finitos ou PET) e (d) os pontos iluminados em profundidade, assim chamados pontos de incidência normal ou *normal incident points (NIP)*. A partir da geração destes mapas, poderemos gerar vários produtos, alguns já consagrados na literatura, como o campo de velocidades migradas e a migração em tempo usando um operador de migração curto (Spinner, 2005). Entretanto, alguns novos produtos também serão mostrados. O primeiro é um mapa de coordenadas de todos os ápices das difrações reais do dado sísmico. A partir deste mapa, será possível chegar às coordenadas dos pontos de descontinuidade, responsáveis pela geração das difrações, ou seja, falhas, canais, irregularidades em corpos de sal etc.

Um segundo produto que iremos obter a partir dos mapas geométricos consiste da conversão dos dados sísmicos de tempo para a profundidade com um grau de confiabilidade superior à conversão produzida através das técnicas usuais de conversão. Para realizar esta conversão, será necessário primeiro gerar painéis nas coordenadas de afastamento nulo, com preservação das amplitudes relativas, o que implica em empilhar as curvas de difrações, ponderando as amostras a serem somadas através dos pesos de Kirchhoff. A estes painéis de coordenadas em afastamento nulo ou *zero-offset (ZO)*, daremos o nome de seção de afastamento nulo em amplitude verdadeira ou *true-amplitude zero-offset (taZO)*. Uma vez que também a seção empilhada é um produto a ser obtido a partir destes painéis, esta, igualmente, será tratada como seção taZO, pois, exceto pela eliminação da dependência da amplitude com o ângulo, todos os procedimentos de preservação das amplitudes relativas foram adotados.

De posse destes painéis nas coordenadas de afastamento nulo, ou da seção empilhada, iremos em seguida lançar mão dos ângulos de emergência dos raios normais, fornecidos pelo CRS, do campo de velocidades em profundidade, que iremos supor conhecido, e redesenhar a trajetória do raio normal para cada amostra do dado sísmico, usando a solução da equação econal, para, por fim, posicionar amostra a amostra em profundidade.

Nesta parte mostraremos que este tipo de conversão, associada ao raio normal, somente se aplicaria de forma correta na condição de não haver descontinuidades no dado sísmico. Isto porque, pelo procedimento adotado na geração das seções taZO, as difrações reais não seriam "colapsadas", o que implicaria em converter o dado sísmico na presença de difrações. Mas, rigorosamente, o que iremos verificar é que assim como o raio normal, que está associado ao caminho da imagem refletida, pode ter sua trajetória definida a partir do ângulo de emergência e do campo de velocidades, também os raios que definem a formação das difrações reais podem ter suas trajetórias reconstituídas a partir das mesmas informações preliminares, ou seja, os ângulos de emergência obtidos através do CRS e o campo de velocidades em profundidade. Portanto, as difrações seriam, da mesma forma, "colapsadas" em profundidade. Assim, apesar de ao longo deste trabalho fazermos sempre referência deste método de conversão associado exclusivamente ao raio normal, na verdade estaremos trabalhando com o raio da migração pós-empilhamento em profundidade.

Ainda neste capítulo, discutiremos as limitações desta técnica, em particular problemas relacionados à definição do ângulo de emergência em algumas situações geológicas especiais, bem como o mesmo problema relacionado a regiões de baixa s/r . Também serão objeto de consideração as possibilidades que esta técnica de conversão tem no âmbito do processamento sísmico. Serão então discutidas suas vantagens e desvantagens relativamente a outras técnicas de conversão, bem como à migração em profundidade, tanto pós quanto pré-empilhamento.

Na última parte deste trabalho falaremos da ação do empilhamento CRS sobre a resolução lateral. Mostraremos inicialmente, a partir de modelos simples, a extensão do problema. Em seguida discutiremos a sugestão de se usar, como entrada para o empilhamento CRS, o dado migrado em tempo. Após fazer as críticas a este procedimento, mostraremos especulativamente algumas soluções mitigadoras do problema. Nesta linha falaremos da possibilidade de usarmos informações dos mapas geométricos para atenuar este problema.

Capítulo 2

O método CRS e a resolução vertical

2.1 Considerações gerais

Na primeira parte deste trabalho iremos discutir o método CRS e a sua relação com a resolução vertical. Veremos que, não obstante o significativo ganho no conteúdo final de frequência propiciado pelo empilhamento CRS, teremos como efeito colateral a perda de resolução horizontal. Porém, como o entendimento deste assunto requer conhecimentos que somente serão apresentados no Capítulo 4, a discussão sobre os efeitos do empilhamento CRS sobre a resolução lateral e as possíveis soluções para os mesmos somente serão apresentados posteriormente, no Capítulo 6.

Como já está bem documentado na literatura (Müller (1999), Bergler (2001), Mann (2002)) os benefícios trazidos pelo empilhamento CRS no tocante à razão sinal-ruído (doravante s/r), o que procuraremos verificar aqui é uma outra possível virtude, esta porém mais sutil e menos abordada na literatura. Apesar de intimamente relacionada ao ganho na s/r , a possibilidade de extensão da banda de frequência do sinal (Gamboa e outros (2007)) após a aplicação do empilhamento CRS, não segue a mesma lógica, e acontece em proporção diferente. Desta forma, podemos claramente estabelecer duas virtudes para o empilhamento CRS: a capacidade de resgatar sinais de baixas amplitudes relativamente ao ruído aleatório e a possibilidade de efetivamente propiciar a expansão da banda de frequência do dado sísmico. Como existe, ainda hoje na indústria do processamento sísmico, uma forte demanda para a solução dos problemas relacionados à resolução vertical, e o empilhamento CRS pode vir a se constituir em um caminho para ganhos expressivos nesta área,

nós iremos dar um tratamento preferencial para este tema neste primeiro capítulo. Adotamos esta estratégia uma vez que o ganho na imagem devido a uma melhor s/r já está estabelecido e vem sendo largamente demonstrado. Para tanto, iremos inicialmente verificar a extensão das perdas das amplitudes nas altas frequências, em seguida vamos estudar quais os ruídos que poderiam eventualmente mascarar estas altas frequências. Posteriormente, o nosso desafio será mostrar que uma parcela significativa do espectro de frequência não observável no volume de dados sísmico, pode ter sido efetivamente registrada. Por fim, mostraremos quais os processos que teríamos para resgatar esta informação, registrada porém não observada, e quais as possibilidades reais de que isto venha a ocorrer.

Após demonstrar que efetivamente apenas processos que possibilitem grandes ganhos de multiplicidade permitem um efetivo ganho na resolução vertical, passaremos a discutir o método CRS. Aqui também o faremos de uma forma crítica, mostrando os efeitos colaterais associados aos incrementos na cobertura. De posse da equação de tempo de trânsito do CRS mostraremos que a extensão lateral do operador CRS traz consigo perdas na resolução lateral e que, além disto, ela não se concentra apenas na zona de Fresnel do ponto NIP.

Por fim será feita uma pequena discussão sobre a outra grande virtude do CRS, qual seja, a possibilidade de invertermos preciosas informações geológicas a partir de seus parâmetros, que na situação aqui estudada, 2D, são três.

2.2 Resolução vertical

2.2.1 O conceito de frequência crítica

Quando Mayne (1962) lançou seu famoso trabalho sobre empilhamento multicobertura no domínio CMP, um grande passo foi dado na indústria do processamento sísmico. Gerar uma aquisição onde se poderia coletar informações de um mesmo ponto em sub-superfície, porém em diferentes traços e a diferentes distâncias entre fonte e receptor, não só possibilitaria a inversão do campo de velocidades (ver, por exemplo, Hertweck e outros, 2007), mas também um ganho significativo na razão sinal-ruído (s/r) na seção empilhada final. Aqui iremos isolar esta segunda

suposta vantagem e discuti-la em maior profundidade. Já no referido trabalho de Maine está posto que ” *For random incidence the average theoretical enhancement will be proportional to the square root of the number of the signal*”. Desta forma, a primeira vantagem é evidente pois este procedimento faria com que informações, desde que registradas, imersas sob ruídos aleatórios pudessem ser observadas pelo intérprete em uma seção sísmica.

Este crescimento em s/r , entretanto, pode não se mostrar suficiente para que o intérprete consiga fazer sua leitura, como é o caso das regiões mais profundas da seção sísmica, pois, em função da perda de amplitude diferenciada pelas frequências durante a propagação, a forma de onda além de débil mostra-se distorcida. A recuperação das altas frequências propiciaria pulsos mais compactos no tempo, o que implicaria em maior resolução vertical. Não obstante, a equiparação das altas frequências com as amplitudes das baixas somente resultaria em ganho efetivo na compressão do pulso, desde que fosse possível recuperar mais sinal do que ruído. Isto nem sempre é possível. O que estudaremos a seguir são as possibilidades de efetivamente recuperarmos o sinal de alta frequência de sorte a obtermos o pulso sísmico o mais comprimido possível.

Sabemos que as rochas são corpos não completamente elásticos. Isto significa dizer que parte da energia das ondas, ao se propagar no interior da terra, será dissipada, ou, usando o termo técnico para este fenômeno, será absorvida (outros fatores de perda de amplitude relacionados à propagação, como o espalhamento geométrico e a transmissão, não serão consideradas nesta análise, pois agem por igual sobre as frequências). De acordo com Varela e outros (1993) esta absorção se dá através da relação:

$$A = \exp \left[-\frac{\pi ft}{Q} \right] \exp \left[-i \frac{2ft}{Q} \ln \frac{f}{f_0} \right] \quad (2.1)$$

Na equação acima, A é o fator de absorção, f a frequência, t é o tempo de propagação e f_0 é uma frequência de referência. Além disso, Q é o parâmetro das rochas conhecido como fator de qualidade e expressa a razão entre a energia de entrada e a energia perdida em um determinado intervalo de tempo. Segundo a equação 2.1, a variação, A , é uma quantidade complexa cujo módulo é dado por:

$$|A| = \exp \left[-\frac{\pi f t}{Q} \right] \quad (2.2)$$

responsável pelo decaimento das amplitudes, enquanto que o componente complexo governa as alterações na fase do pulso sísmico durante a propagação.

A análise da equação 2.1 nos permite algumas conclusões imediatas, por exemplo que vai haver uma maior perda de amplitudes nas altas frequências, bem como uma distorção na fase do pulso controlada pela razão entre a frequência observada e a frequência de referência, o tempo de propagação e o fator de qualidade. Ao primeiro fenômeno chamamos de atenuação, enquanto ao segundo atribuímos o nome de dispersão. Neste trabalho, entretanto, o que mais importa é o fato de que a equação 2.1 também nos informa que o processo de atenuação é contínuo, reduzindo sempre o valor das amplitudes, mas jamais tornando-o igual a zero. Com isto estamos dizendo que, pelo menos em princípio, por menor que sejam as amplitudes das vibrações das partículas na passagem da onda sísmica, elas irão existir e podem ser registradas. Seguindo este raciocínio, podemos ir mais longe e afirmar que é de se esperar que todo o espectro de frequência emitido através da assinatura da fonte estaria registrada no volume sísmico, respeitada, obviamente, a razão de amostragem.

Porém, se por um lado as afirmações acima aparentam estar corretas, por outro não devemos e nem podemos deixar de considerar as observações do dia a dia do processamento sísmico. Estas nos informam que, tanto em terra quanto em mar, o conteúdo de frequências resgatado no volume sísmico, degrada de forma considerável nas partes mais profundas da seção sísmica. Em princípio, isto não deve nos causar surpresa, na medida em que está em absoluta concordância com a equação 2.1, ou seja, a perda das amplitudes se dá de forma exponencial na frequência e no tempo.

No entanto no processamento sísmico existe todo um trabalho de recuperação das amplitudes das altas frequências e, normalmente, este representa uma batalha perdida. Perdida no sentido de recuperar o sinal completo na razão de amostragem do registro. Por exemplo, é usual usarmos amostragem temporal de $2ms$ durante a aquisição, o que possibilita uma frequência limite (frequência de Nyquist) de $250Hz$. Sabidamente a perda de amplitude devido à absorção está relacionada ao tipo das rochas por onde a onda se propagou. No entanto, apenas como estimativa e

na tentativa de dar uma pálida idéia do que estamos falando, é comum em dados marítimos, nas partes mais profundas, termos nas seções empilhadas finais não mais do que 20Hz de frequência dominante, entendendo por frequência dominante aquela relacionada ao período lido entre os dois lóbulos centrais de um pulso de fase zero. Em outras palavras, a frequência dominante é o inverso da separação em tempo entre os lóbulos centrais de um pulso de fase zero, como pode ser visto, por exemplo, em Widess (1973).

Existe uma gama de procedimentos na indústria do processamento sísmico que buscam resgatar estas amplitudes atenuadas. Todas elas, de uma forma ou de outra, tentam aplainar o espectro de frequência, ou seja, levantar as altas frequências de sorte a que as mesmas, ao final do procedimento, mostrem amplitudes semelhantes às aquelas apresentadas nas baixas frequências. Em um passado não muito distante, a técnica responsável por esta tarefa era a deconvolução estatística, ou filtro inverso de Wiener (Robinson e Treitel (1980)). No entanto esta técnica, mesmo com o janelamento do traço sísmico na tentativa de reduzir o impacto da variação contínua com o tempo do efeito da absorção, não consegue realizar a recuperação das altas frequências de forma satisfatória (Yilmaz, 2001). Técnicas como o balanceamento espectral (Yilmaz, 2001), ou mesmo a deconvolução determinística do fator de absorção (Yilmaz, 2001) hoje são mais empregadas, pois propiciam espectros mais planos no conjunto do traço sísmico. Vale observar que esta última técnica apresenta uma série de restrições para o seu desenho, particularmente a estimativa do fator de qualidade Q .

Tendo em vista as considerações acima, vemos que, em princípio, poderíamos registrar, no limite de nossa razão de amostragem, todas as frequências sísmicas, e que isto não se concretiza na prática, mesmo lançando mão de um arsenal de técnicas de processamento. Neste ponto, é hora de nos perguntarmos se, de fato, o registro das altas frequências é realizado e, em caso afirmativo, por que não conseguimos resgatá-lo?

Já foi dito que a perda devido à absorção (assim como a outros fatores de propagação, tais como espalhamento geométrico, transmissão, etc.) impõe a redução contínua e gradual das amplitudes sísmicas. Sendo assim, por menores que sejam essas amplitudes, este tênue sinal chegaria até o receptor. A condição para que o sinal seja ou não registrado, está no alcance de registro do instrumento, conhecido como faixa dinâmica (FD). Portanto, dependendo da diferença de mag-

nitidez entre duas informações que chegam simultaneamente ao receptor, a menor delas pode ou não ser registrada. Enfim, o registro ou não de uma informação de alta frequência está diretamente relacionado, não só à magnitude destas frequências (decorrente do grau de atenuação a que elas foram submetidas), mas também às informações simultâneas que chegam ao receptor.

Das observações acima, segue-se que o que devemos verificar agora é que tipo de informação poderia chegar simultaneamente com o sinal e qual seria sua magnitude. Vamos nos concentrar nesta análise apenas aos ruídos, sendo que outra possibilidade será mencionada posteriormente. Três são os possíveis ruídos que poderiam estar presentes: o ruído aleatório; o ruído do instrumento e os ruídos de fonte. O ruído aleatório pode ser adequadamente atenuado por procedimentos de aquisição (ver Levin (1989) e Denham (2004)), o que faz com que não o identifiquemos como a provável razão para que o sinal não seja registrado. O ruído instrumental é normalmente baixo, principalmente nos equipamentos modernos. Os ruídos de fonte são, sem dúvida nenhuma, os mais complicados. Parte deles, entretanto, pode ser severamente atenuada ainda durante o processo de aquisição através da utilização de arranjos adequadamente desenhados. O exemplo clássico deste tipo de ruído é o *ground roll*, comum em levantamentos terrestres em terrenos não consolidados. Ruídos coerentes, como por exemplo oriundo de múltiplas, podem ou não contaminar a seção, a depender de seu período. Outros ruídos coerentes podem estar presentes e serão sempre limitadores das maiores frequências a serem registradas. Estas situações, entretanto, devem ser estudadas sempre caso a caso, não havendo para elas um tratamento generalizado.

Segundo Denham (2004), existe um tipo de ruído, com características de ruído aleatório, que faz o papel de ruído de fundo do dado sísmico, pois estaria presente por completo no volume sísmico. De acordo com este autor, a origem deste ruído é a atenuação imposta ao dado pelas múltiplas de curtíssimos períodos geradas nas camadas delgadas da seção geológica (em torno de 3m). Este ruído, em princípio, sempre alcançaria o receptor junto com o sinal. O autor identifica este ruído como o responsável maior pelos limites de resolução sísmica a que estamos submetidos, pois só estaríamos aptos a recuperar frequências que tenham amplitudes superiores às daquelas do ruído. Portanto, como ele está espalhado no dado sísmico, passa a se constituir em referência generalizada para a verificação do registro do sinal.

Vamos agora fazer um exercício de qual seria a possibilidade de registrarmos as altas frequências

de um sinal, quando na presença deste ruído de fundo. Porém, antes de iniciar esta projeção, é necessário fazer algumas considerações a respeito dos experimentos de Denham. Suas conclusões têm natureza empírica, tendo sido obtidas a partir de experimentos. No caso do valor médio do ruído de fundo, o autor trabalhou com modelagem acústica, o que, segundo o próprio, pode estar subestimando este valor. Também deve ser considerado que fatores como a espessura das camadas e os coeficientes de reflexão podem e devem interferir neste valor. Portanto, o que será feito vale apenas como estimativa, uma forma de se ter um sentimento sobre a situação real. Consideraremos inicialmente a razão empírica

$$f_c = 150/t, \quad (2.3)$$

estabelecida por Denham (1981), como sendo a frequência máxima que podemos registrar acima da amplitude do ruído de fundo. Em outras palavras, esta é a frequência na qual o sinal e o ruído de fundo teriam o mesmo valor. Vamos chamá-la doravante de frequência crítica. Neste caso, t representa o tempo de propagação. Por este critério, um sinal que tenha se propagado por $15000m$ (profundidade de $7500m$) em rochas com velocidade média de $3000m/s$ teria a frequência de $30Hz$ como frequência crítica. Ou seja, acima deste valor a amplitude do ruído seria maior do que a do sinal. Agora vamos usar a equação 2.2 para verificarmos de quanto seria a atenuação sofrida pelo sinal na seguinte situação: $z = 7500m$, $v = 3000m/s$, $Q = 137$ e $f = 120Hz$. Cabe destacar que o valor médio do fator de qualidade usado foi baseado nas duas relações empíricas estabelecidas por Denham, ou seja, através da equação 2.3 e usando a relação de $30dB$ entre a maior amplitude do sinal e o ruído de fundo na frequência crítica. Também deve ser ressaltado que a frequência que será estudada, $f = 120Hz$, é muito superior ao valor da frequência crítica para estas condições, que foi estimada em $30Hz$. De acordo com esta simulação, a perda de amplitude, usando a equação 2.2, seria de aproximadamente 10^{-6} . Porém, como nossa referência é o ruído de fundo, e segundo Denham (2004) sua amplitude (arredondando) é cerca de $30dB$ (aproximadamente 31 vezes) menor do que aquela associada ao sinal, podemos concluir que, neste caso, a relação entre o ruído e o sinal é de aproximadamente $3 * 10^4$. Ou seja, para concluir sobre o registro ou não deste sinal, temos agora de verificar a capacidade de registro do instrumento, pois, desde que tenha alcance dinâmico superior a $3 * 10^4$, ambos, sinal e ruído, seriam registrados. Vamos analisar a faixa dinâmica de

instrumentos de registro de 24 bits, que são os mais utilizados atualmente. Sabendo que

$$FD = 20 \log(R) , \quad (2.4)$$

onde FD é a faixa dinâmica, \log é o logaritmo na base decimal e R a razão entre a maior e a menor amplitudes, suposta diferente de zero, que pode ser processada pelo sistema, bem como que no sistema binário a faixa dinâmica é expressa por

$$FD = 6.0206 * nb , \quad (2.5)$$

onde nb representa o número de bits do sistema, chegamos à conclusão de que este sistema estaria em condições de registrar variações da ordem de $16 * 10^6$ (Duarte, 2003) . Portanto, aquela frequência de 120Hz, chegando simultaneamente com o ruído de fundo, de acordo com esta simulação, seria facilmente registrada. É comum que os instrumentos de registro não operem em sua plenitude teórica. Não obstante, nos modernos equipamentos, cada vez mais nos aproximamos do valor de pico.

Os resultados acima permitem-nos manter a conclusão de que o sinal seria registrado. Em suma, poderíamos registrar faixas de frequência muito superiores àquela que chamamos de crítica, que neste caso foi definida em função da razão expressa na equação 2.3. Como uma última observação sobre o registro, cabe apenas destacar que poderíamos ter considerado como referência, ao invés deste ruído de fundo, as amplitudes das baixas frequências do próprio sinal. Isto, na pior das hipóteses, faria com que desconsiderássemos a perda de 30dB na s/r . Mas, qualitativamente, nada mudaria.

Concluir que o sinal será registrado não significa que ele pode ser resgatado. Atualmente é comum, na literatura, utilizar a frequência crítica como limite para a resolução sísmica, ou seja, acima desta frequência não mais seria possível recuperar o sinal. Isto, de certa forma, responde a nossa segunda questão, a saber, porque não observamos nas seções sísmicas as altas frequências, mesmo após as tentativas de aplainamento do espectro de amplitude.

Por outro lado, isto nos remete de imediato a questionar a nossa capacidade de atenuar o ruídos aleatório, aumentando relativamente o sinal e, por extensão, aumentando o valor da

freqüência crítica. Obviamente, o fato de simplesmente atenuar o ruído aleatório, por si só não constitui garantia de melhoria considerável no sinal sísmico, pois, como já foi dito, a atenuação das altas freqüências pode ser de tal magnitude que sua contribuição final para o sinal, relativamente às amplitudes provenientes das baixas freqüências, pode passar despercebida aos olhos do intérprete. Portanto, para que a contribuição das amplitudes em alta freqüência seja avivada, é necessário que se proceda o aplainamento do espectro de freqüência do traço sísmico, ou seja, dar ganhos maiores para as altas freqüências. A idéia de aplainarmos este espectro guarda sempre embutida a premissa de que apenas as componentes do sinal, do traço, estão sendo aplainadas, mantendo inalterado o espectro de amplitude da função refletividade. Na deconvolução estatística consideramos a premissa de função refletividade aleatória, o que gera valores de autocorrelação concentrados no *lag* zero (ver por exemplo Robinson e Treitel (1980)). No caso do balanceamento espectral, por sabermos que esta premissa não encontra suporte na realidade, nós desestimulamos o aplainamento da função refletividade, ajustando o parâmetro do comprimento da janela das freqüências (Yilmaz, 2001). No caso de invertermos diretamente a função das perdas com a freqüência, através da estimativa do fator de qualidade Q , isto não constituiria problema, por ser um procedimento determinístico.

O aplainamento do espectro de amplitudes além da freqüência onde $s/r = 1$, ou seja, nas regiões do espectro onde $s/r < 1$, implicaria em uma contribuição maior dos ruídos de alta freqüência do que a contribuição relativa ao sinal, como mostram Singh e Srivastava (2004). Desta forma, a resposta para a segunda pergunta, ou seja, porque não observamos nas seções sísmicas as altas freqüências, é que o problema está relacionado ao valor daquilo a que chamamos de freqüência crítica. Podemos concluir então que qualquer procedimento que venha a estender este valor terá forte impacto sobre a forma final do pulso sísmico.

2.2.2 A ampliação da multiplicidade

No mundo do processamento sísmico existe hoje uma variedade de técnicas para atenuar ruído aleatório. Aqui iremos abordar as duas de maior uso na área de exploração: a discriminação entre o sinal e o ruído aleatório através de predição do sinal, e a utilização do chamado processamento multicobertura que propicia, através de empilhamento horizontal, o crescimento do sinal

em detrimento do ruído. No primeiro caso, está a deconvolução no domínio da frequência-espço, comumente chamada de deconvolução FX (Canales, 1984). Esta técnica estabelece um operador preditivo que consegue detectar apenas os eventos lateralmente (linear) coerente. Portanto, ao final do processo podemos obter uma seção de sinal e outra de ruídos aleatórios. Apesar de ainda ser muito utilizada nas seções empilhadas, a sua aplicação para a extensão da frequência crítica tem se mostrado tímida, não trazendo grandes contribuições para a solução deste gargalo, como demonstrado por Gamboa e outros (2007).

No caso da segunda alternativa, existe uma gama de possibilidades. Apesar deste debate recorrer aos anos trinta, apenas na década de sessenta (Mayne, 1962), a utilização efetiva do processamento multicobertura foi mostrada ser viável, uma vez que o empilhamento deixava de ser em pontos muito afastados em sub-superfície, para migrar para CMPs (apesar de ter sido tratada na ocasião como CDPs). Assim, informações procedentes de um mesmo ponto (no caso de refletores horizontais), mas de traços coletados de diferentes fontes e receptores, portanto com ruídos aleatórios diferentes, poderiam ser somados de sorte a reforçar o sinal em detrimento do ruído. Desta forma, os tiros teriam um cabo com determinado comprimento, onde seriam distribuídos os receptores, estabelecendo-se uma separação conveniente entre eles. A distância entre os tiros também teria de ser objeto de estudos para possibilitar a melhor cobertura possível.

Partindo desta sugestão de Mayne (1962) podemos de imediato tentar atender nossa demanda por cobertura dentro do CMP, aparentemente através de decisões simples. Para a discussão das várias possibilidades, é conveniente fazer uso da relação:

$$M = \frac{n * IE}{2 * IPT} , \quad (2.6)$$

onde M é a multiplicidade dentro de um CMP, n corresponde ao número de canais de um cabo de receptores e IE e IPT são, respectivamente, a separação entre receptores e tiros. Devemos observar que esta relação diz respeito ao mundo 2D. No caso 3D seria necessário introduzir outros parâmetros que interferem na cobertura. Da equação acima, segue-se que a primeira possibilidade de aumento de cobertura seria simplesmente a extensão do comprimento do cabo de receptores mantendo os outros parâmetros fixos, ou seja, aumentarmos n , para que aumentássemos a cobertura no CMP. Esta sugestão esbarra nos conhecidos problemas de estiramento (Yilmaz, 2001), li-

mite da aproximação de segunda ordem da equação de tempo de trânsito para o CMP (Al-Chalabi, 1973), anisotropia (Thomsen, 1986), bem como devido ao ângulo crítico. Mesmo que hoje já tenhamos como contornar o problema da equação de tempo de trânsito (Al-Chalabi, 1973) ou aqueles relacionados à anisotropia (Thomsen, 1986), os dois outros permaneceriam reduzindo nossas possibilidades de estender o afastamento máximo e, por extensão, a multiplicidade do volume sísmico. Forçando um pouco mais a análise, mesmo que resolvidos os outros dois problemas, ainda assim preferencialmente teríamos de tratar a multiplicidade no processamento, pois esta etapa do trabalho na indústria de petróleo é, via de regra, muito mais barata do que procedimentos extras na aquisição.

Duas outras possibilidades, ainda baseadas na equação 2.6, seriam o aumento do intervalo entre os receptores e/ou a redução do intervalo entre tiros. A primeira possibilidade significaria aumentar o afastamento máximo para manter o número de canais (receptores) constante. Os problemas associados a esta possibilidade já foram discutidos. A segunda possibilidade tem implicação econômica direta. Em terra aumentar o número de tiros significa aumentar o número de furos para enterrar a carga (no caso de fonte explosiva), o que implica em aumentar o tempo despendido em um levantamento sísmico, bem como um maior gasto em explosivos. Deve ainda ser considerado que existe um limite físico entre duas fontes que não deve ser ultrapassado, pois além dele os arranjos de tiro ficam prejudicados e ainda pode haver geração de ruídos na cavidade vizinha. Nos levantamentos marítimos, os problemas se assemelham, na medida que seria necessário a diminuição da velocidade do navio para a redução do intervalo de tiros e isto, da mesma forma, implica em aumentar os custos.

Uma última maneira de garantir maior atenuação dos ruídos aleatórios, empregada principalmente em levantamentos terrestres, mas não somente, é a utilização de mais de um elemento para cada estação de receptor. Isto pode-se dar na forma de arranjo, na tentativa de não só ampliar o sinal relativamente ao ruído aleatório, mas também para atenuar ruídos coerentes de baixas frequência e velocidades aparentes. É usual a disposição de redes de 10 a 12 receptores em cada estação. Desta forma, estaria-se garantindo um ganho de $\sqrt{10}$ ou $\sqrt{12}$ do sinal relativamente ao ruído. No entanto, Levin (1989) mostrou que para mantermos este ganho é necessária uma série de premissas, normalmente não atendidas nos levantamentos sísmicos. Portanto, a questão da

melhoria da razão entre o sinal e o ruído, e por extensão, a expansão do ponto crítico permanece.

2.2.3 A multiplicidade necessária

Voltando aos nossos cálculos anteriores, onde mostramos que o sinal seria facilmente registrado na faixa de parâmetros utilizados, e agora já de posse de uma nova conclusão, qual seja, a de que o caminho mais provável para estendermos a frequência crítica é através do aumento da cobertura de empilhamento, podemos verificar quantos traços seriam necessários para resgatar a frequência do sinal exemplificado. Em uma conta simples ($\sqrt{M} = 3 * 10^4$) vemos que seriam necessários $9 * 10^8$ traços. Ou seja, apesar de o sinal estar registrado, seria praticamente impossível fazer um empilhamento de sorte a que o sinal chegasse no mesmo nível de amplitude do ruído de fundo. Então, nosso próximo passo é verificar se o investimento no crescimento da multiplicidade vale à pena para o propósito de expansão da frequência crítica.

Para tanto, vamos lançar mão novamente das observações de Denham (1981, 2004). Baseado nestas observações, iremos construir um gráfico da multiplicidade contra a frequência crítica, verificando desta forma qual seria a multiplicidade necessária para conseguirmos, via o empilhamento, e no caso de considerarmos que a atenuação do ruído é governada por \sqrt{M} , sendo M a multiplicidade, atenuar o nível do ruído de fundo de sorte a tornar suas amplitudes iguais às amplitudes de frequências mais altas do que a frequência crítica original. Isto significa dizer que estaremos determinando uma nova frequência crítica, a partir da atenuação do ruído, através da multiplicidade.

De acordo com a equação 2.3, empiricamente introduzida por Denham (1981), podemos associar frequência crítica, f_c , com o tempo de propagação, t , através de uma constante, estimada em 150. Vimos também que este mesmo autor (Denham, 2004) mostrou que possivelmente o maior responsável pela definição da frequência crítica seria o ruído provocado pelo efeito que as camadas delgadas (em torno de 3m de espessura) produzem sobre a onda sendo propagada. De acordo com o referido autor, este efeito impõe sobre o dado sísmico um ruído de fundo que contamina todas as amostras e apresenta características randômicas. Este ruído também teria um fator de perda relativamente ao valor máximo de amplitude do sinal a ele associado, de aproximadamente 30 dB. Isto significa dizer que a amplitude máxima do sinal apresenta amplitude aproximadamente 31

vezes maior do que a amplitude deste ruído.

Como iremos estabelecer a relação entre frequência crítica e multiplicidade usando as conclusões de Denham e, como já foi observado, estas conclusões são de natureza empírica, iremos tratar as constantes envolvidas de forma genérica, sem designar seus valores. Mais especificamente, denotaremos por b a constante relativa à equação 2.3, enquanto que a razão entre o ruído de fundo e o sinal será denotada por B . Doravante, as quantidades b e B serão denominadas simplesmente de constantes de Denham.

Para os nossos propósitos, é conveniente introduzir também a função ganho de amplitude (recíproca da atenuação), com o objetivo de quantificar a recuperação do sinal sísmico atenuado (relativamente a ruído aleatório) através do incremento da multiplicidade. Mais especificamente, partindo da equação 2.2 podemos considerar a quantidade B , que acima definimos como uma das constantes de Denham, dada por;

$$B = \exp \left[\frac{\pi f_c t}{Q} \right] \quad (2.7)$$

a qual mede o ganho que o sinal, no tempo, t , e na frequência crítica, f_c , deve sofrer para que o sinal sísmico seja recuperado dos efeitos da atenuação. Observe que a atenuação do sinal na frequência crítica é aquela na qual a amplitude do sinal atenuado é igual à amplitude do ruído de fundo. Portanto, ao igualar a equação das perdas devido ao efeito da atenuação ao fator B , estamos dizendo simplesmente que o ruído e o sinal têm o mesmo valor na frequência crítica, o que é a conclusão de Denham. Mais ainda, estamos afirmando que, caso seja aplicado o fator de ganho B ao sinal na frequência crítica, estaremos recuperando as perdas devido à atenuação.

Da equação 2.7, segue-se que a frequência crítica, f_c , pode ser escrita como:

$$f_c = (\ln B) \frac{Q}{\pi t} \quad (2.8)$$

Observemos agora que, mantendo-se fixo o tempo de propagação, t , também o fator de qualidade, Q , associado ao mesmo, deve manter-se inalterado. Segue-se que um acréscimo no ganho B deverá ser acompanhado por um aumento da frequência crítica, f_c , regido pela equação 2.8. Baseado nas discussões anteriores verificamos que um aumento M da multiplicidade eleva o fator

B para $B\sqrt{M}$. Tendo em vista a equação 2.8, a frequência crítica será então elevada para o novo valor:

$$f_c = [\ln(B\sqrt{M})] \frac{Q}{\pi t} \quad (2.9)$$

Cabe destacar que o sinal da exponencial na equação 2.2 foi alterado na obtenção da equação 2.7 de sorte a termos a expressão da proporcionalidade da amplitude na partida relativamente à amplitude sendo observada em uma frequência específica após a propagação. Da mesma forma, quando multiplicamos o fator de ganho obtido através da multiplicidade (\sqrt{M}) pelo fator de proporcionalidade do ruído de fundo e do sinal a ele associado na equação 2.9, estamos afirmando que vai haver um crescimento na relação entre a amplitude do valor máximo do sinal e a amplitude do sinal na frequência sendo analisada, o que somente pode ser expresso na equação 2.9 através do crescimento da frequência crítica. Esta interpretação mostra-se consistente com nossas expectativas na medida em que a ação do aumento da multiplicidade durante o empilhamento do dado sísmico faz com que o nível de ruído aleatório diminua, fazendo com que as duas curvas (a curva do ruído de fundo e a curva do sinal que foi atenuado) só se cruzem em frequências maiores. Como definimos que este ponto de cruzamento é a frequência crítica, segue-se que a ação da multiplicidade implica no crescimento da frequência crítica.

Observemos agora que o fator de qualidade, Q , pode ser escrito em função das constantes de Denham. Com efeito, introduzindo o fator b , obtido da equação 2.3, na equação 2.7 e aplicando o logaritmo neperiano, obtemos a expressão;

$$Q = \frac{\pi b}{\ln B} \quad (2.10)$$

Substituindo-se a equação 2.10 na equação 2.9, obtemos a importante relação entre a frequência crítica, f_c , e a multiplicidade, M , em função das constantes de Denham, a saber:

$$f_c = \left[\frac{\ln(B\sqrt{M})}{\ln B} \right] \frac{b}{t} = \left[1 + \frac{\ln \sqrt{M}}{\ln B} \right] \frac{b}{t} \quad (2.11)$$

As figuras 2.1, 2.2, 2.3 e 2.4 ilustram o comportamento da frequência crítica contra multiplicidade para diferentes profundidades e valores do fator de qualidade Q , sendo que a velocidade

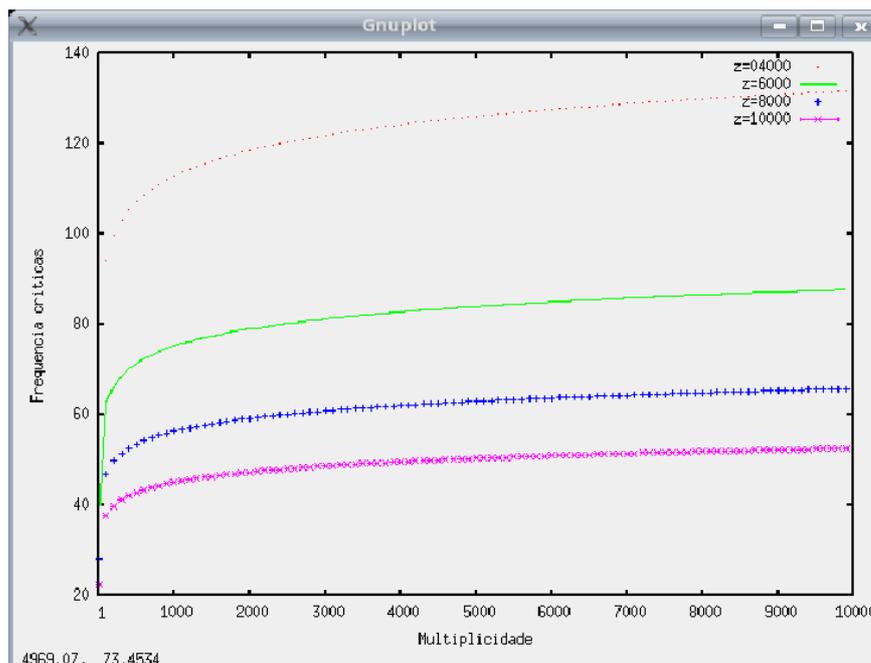


Figura 2.1: Gráfico da frequência crítica contra multiplicidade para diferentes profundidades.

média foi mantida constante para todos os exemplos e igual a $3000m/s$. Nas duas primeiras figuras, utilizamos $B = 31$ e $b = 150$, ou seja, os valores empíricos de Deham. Podemos observar na figura 2.1 que, de fato, vai haver o crescimento da frequência crítica com a multiplicidade. Mas este ganho converge rapidamente para um valor próximo do limite, implicando que, a partir de uma certa multiplicidade, não mais haverá compensação ao esforço computacional. Nesta figura, podemos observar que próximo da multiplicidade máxima dez mil, a inclinação da curva é praticamente zero. Também podemos afirmar que que, para multiplicidades até aquelas usuais para o CMP ou celas 3D, digamos 60, o valor da frequência crítica sobe rapidamente. A partir daí, somente incrementos consideráveis de multiplicidade conseguem estender o valor da frequência crítica de forma perceptível. No caso de $z = 4000$, poderíamos alcançar frequência crítica da ordem de $130Hz$ se utilizarmos multiplicidades da ordem de dez mil vezes. Para verificação deste ganho na resolução vertical, é recomendável ler o trabalho de Farias e outros (2008), onde são apresentados exemplos, tanto para experimentos numéricos quanto para dados reais.

A figura 2.2 foi feita para ilustrar que a perda na extensão da frequência crítica com o au-

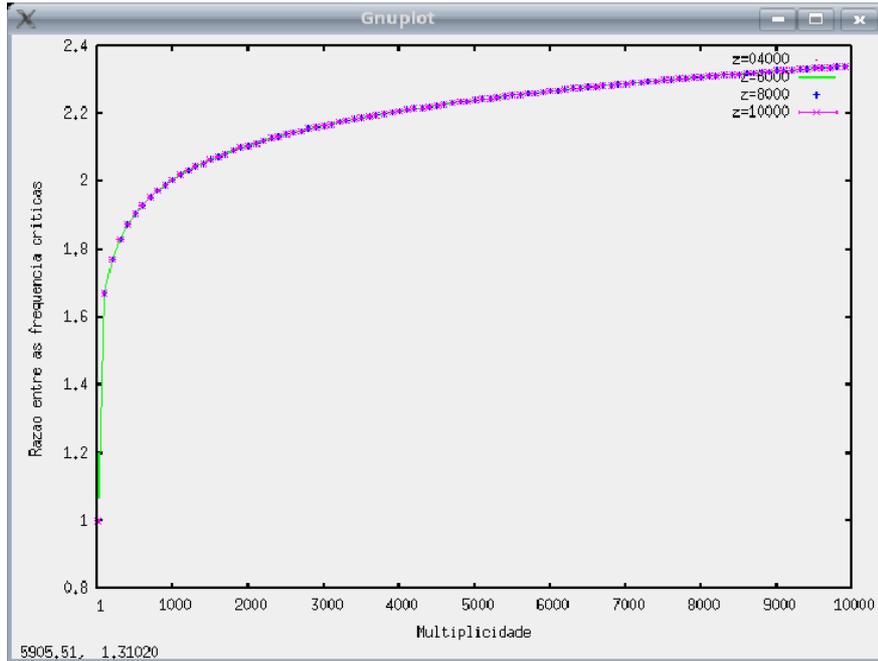


Figura 2.2: Gráfico da razão entre cada frequência crítica e a frequência crítica para multiplicidade igual à unidade, para diferentes profundidades.

mento da profundidade, mantida as premissas assumidas, ainda usando os valores das constantes de Denham, pode não significar muito, proporcionalmente, em termos de ganho na resolução vertical. Podemos observar que a razão entre a frequência crítica correspondente a cada multiplicidade e a a frequência crítica correspondente à multiplicidade unitária (isto é, somente a um único traço) é a mesma independente da profundidade sendo analisada. Como a resolução vertical está de certa forma atrelada ao número de oitavas da banda de frequência, podemos concluir que o ganho relativo na resolução vertical será aproximadamente o mesmo, independente da profundidade. Aqui deve ser observado que, ao trabalharmos com a relação empírica de Denham (equação 2.3), a divisão da equação 2.11 pela mesma equação, mantida a multiplicidade constante (no caso foi usado $M = 1$), resultará em uma constante ($\frac{\ln(B\sqrt{M})}{\ln B}$), ou seja, o tempo será eliminado deste resultado. Portanto, mesmo que a velocidade varie, as curvas mostradas na figura 2.2 permanecerão as mesmas.

Vamos ilustrar estas afirmações com alguns dados recolhidos da figura 2.1, comparando o que acontece em termos de resolução vertical para as multiplicidades 60 e 10000, com profundi-

dades $z = 8000m$ e $z = 10000m$. Vamos manter a velocidade constante e igual a $3000m/s$, sendo que o critério utilizado para definir a resolução limite é o de Rayleigh (ver por exemplo Singh e Srivastava (2004)). No caso de $z = 8000m$, a resolução crítica de Rayleigh é de aproximadamente $24m$ para multiplicidade de 60 e $15m$ para multiplicidade de 10000. Já para $z = 10000m$, a primeira é de $30m$, enquanto a segunda é de $18m$. Podemos verificar também que as razões entre a resolução máxima e mínima para as duas profundidades, são muito próximas (a saber), 1.6 para $z = 8000m$ e 1.7 para $z = 10000m$). Este resultado corrobora a interpretação realizada sobre a figura 2.2.

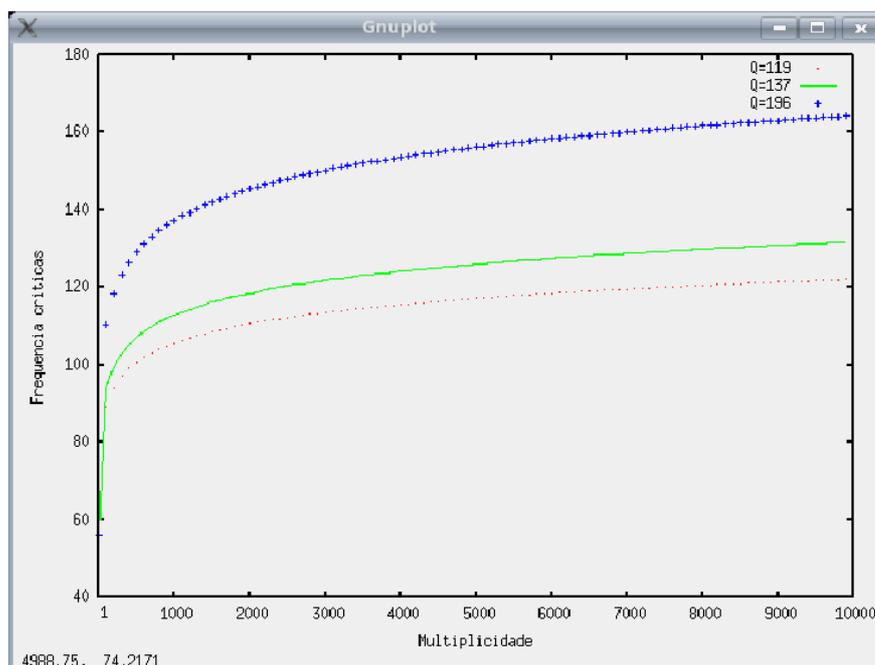


Figura 2.3: Gráfico da freqüência crítica contra multiplicidade, para diferentes valores do fator de qualidade.

Nas figuras 2.3 e 2.4, variamos o valor do fator de qualidade para a freqüência crítica. Isto significa que variamos as constantes de Denham. Da mesma forma que no caso anterior, percebemos o crescimento da freqüência crítica com o aumento da multiplicidade para todos os valores do fator de qualidade, e com a mesma tendência de alcançar rapidamente o limite. Porém, neste caso as razões entre os valores das freqüências críticas encontrados e a freqüência crítica para multiplicidade unitária variam de acordo com o fator de qualidade. A figura 2.4 mostra claramente

que quanto menor for o valor do fator de qualidade, menor será a capacidade da multiplicidade de ampliar a frequência crítica, implicando neste caso também em uma menor capacidade de aumentar a resolução vertical. Não obstante, como a tendência é o aumento da compactação das rochas com a profundidade, portanto maiores valores de Q , a expectativa é de que possamos estender de forma satisfatória a frequência crítica, mesmo em grandes profundidades.

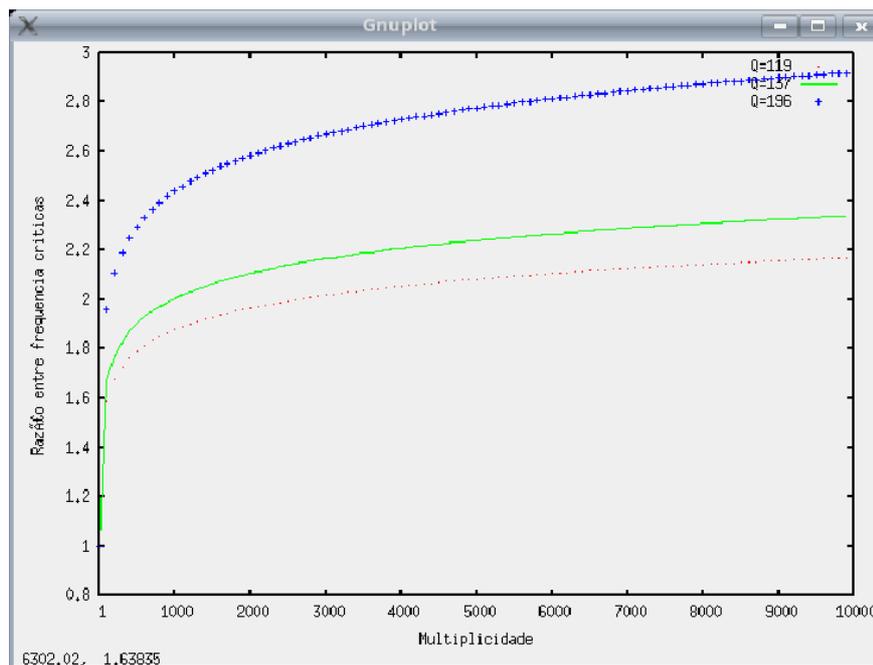


Figura 2.4: Gráfico da razão entre cada frequência crítica e a frequência crítica para multiplicidade unitária, para diferentes valores do fator de qualidade.

Na próxima seção mostraremos que a única técnica que pode efetivamente redundar em ganhos nesta extensão e que efetivamente propicie uma expansão real da banda de frequência é o empilhamento CRS. Rigorosamente, existem outros métodos que agem de forma bastante similar, por exemplo o método Multifocus (Berkovitch e outros, 1998) . Nesta tese iremos nos restringir unicamente ao método CRS.

2.3 A matemática do empilhamento CRS

O método de superfície de reflexão comum, *Common Reflection Surface* (CRS) baseia-se na teoria paraxial do raio (ver, por exemplo, Červený, 2001). Esta teoria permite o cálculo dos tempos de trânsito dos raios vizinhos a um raio central a partir de informações relativas a este último. Na sua forma mais simples, que será aquela considerada neste trabalho, o raio central é suposto um raio de reflexão normal, isto é uma reflexão em afastamento nulo. O ponto de afastamento nulo é denominado ponto central. Mais informações sobre os principais conceitos do método CRS podem ser encontrados, por exemplo em Jäger (1999) e em Müller (1999).

O método CRS considera a chamada aproximação hiperbólica para tempos de trânsito relativos a pares fonte-receptor próximos ao ponto central. Esta equação permite aproximar tempos de trânsito localizados arbitrariamente em torno do ponto central, livrando-se da restrição de simetria em relação ao ponto central característica do método CMP. Maiores informações sobre o tempo de trânsito hiperbólico podem ser encontradas, por exemplo em Ursin (1982) e em Tygel e Santos (2007).

Neste trabalho, restringiremos nosso estudo do método CRS à situação 2D. Neste caso, a equação hiperbólica do tempo de trânsito, sempre relativa a um raio de afastamento nulo, depende de 3 parâmetros (na situação 3D depende de 8 parâmetros).

Vale lembrar, finalmente, que o método CRS pode ser generalizado para o caso em que o raio central seja de afastamento finito (isto é, afastamento não nulo). Neste caso, a equação hiperbólica irá depender de mais parâmetros (a saber, cinco e quatorze, nas situações 2D e 3D, respectivamente). Maiores informações sobre esta generalização do método CRS pode ser encontradas, por exemplo em Bergler (2001). Neste trabalho, não será considerada esta generalização, focando o estudo à situação em que o raio central é um raio de afastamento nulo ou *zero-offset* (ZO).

Em resumo, tendo em vista as observações acima, veremos que a equação de tempo de trânsito do CRS (equação hiperbólica), irá nos informar sobre os tempos de trânsito dos raios na vizinhança de um raio central ZO (de referência), o que permitirá, desde que conheçamos algumas de suas características, coletar todos os pares fonte-receptores no entorno deste raio e fazer o empilhamento para afastamento zero. Neste contexto, procuraremos interpretar o método CRS

à luz da demanda de maior multiplicidade durante o empilhamento, bem como das informações obtidas pelos seus 3 parâmetros, os quais definem o tempo hiperbólico.

Assim, como a equação de tempo de trânsito do CMP (Al-Chalabi, 1973), a equação de tempo de trânsito do CRS (equação hiperbólica) para afastamento nulo (ZO) pode ser desenvolvida a partir da série de Taylor, porém tomando pares fonte-receptor arbitrariamente localizados em torno do ponto central em ZO. Em realidade, esta expansão pode ser, tanto de t , conhecida como CRS parabólico, quanto de t^2 , conhecido como CRS hiperbólico (Schleicher e outros, 1993). Porém, já existe uma espécie de consenso na literatura CRS de que a expansão de t^2 , propicia melhores resultados (ver por exemplo Höcht (1998) e Jäger (1999)), o que justifica a consideração somente do tempo hiperbólico.

Como explicado, por exemplo em Tygel e outros (1997), supondo uma linha sísmica plana horizontal, o tempo hiperbólico pode ser escrito na forma

$$t_R^2(X_m, h) = [t_0 + \frac{2 \sin \alpha}{v_0}(X_m - X_0)]^2 + \frac{2t_0 \cos^2 \alpha}{v_0} \left[\frac{(X_m - X_0)^2}{R_N} + \frac{h^2}{R_{NIP}} \right], \quad (2.12)$$

onde $t_R(X_m, h)$ é o tempo de trânsito da reflexão relativo a cada amostra dos traços, X_m coordenada do ponto médio do par fonte-receptor (ou seja, a coordenada do traço), X_0 é a coordenada do ponto central (isto é, a coordenada do traço de referência, em afastamento nulo), h é a metade do afastamento entre fonte e receptor, e t_0 é o tempo duplo para afastamento zero, ou seja, do raio central. Além disso, α é o ângulo de emergência do raio normal na superfície (ponto central), v_0 é a velocidade do meio neste ponto, e R_{NIP} e R_N são os raios de curvatura das frentes de onda das chamadas onda NIP e onda N, respectivamente, no ponto central. Introduzidas por Hubral (1983), as ondas N e NIP, são ondas fictícias ou pseudo-ondas, cuja utilidade é entender melhor o papel dos vários coeficientes da equação do tempo de trânsito. A onda NIP parte do ponto de incidência normal em sub-superfície. A onda N parte da superfície do refletor com frente de onda coincidente à mesma na vizinhança do ponto NIP. Os raios de curvatura, R_{NIP} e R_N , representam os raios de curvatura das ondas NIP e N que seriam registrados no ponto central em superfície.

Podemos fazer a leitura da equação (2.12) como a identificação dos tempos de trânsito para qualquer amostra dos traços de coordenadas X_m , na vizinhança das amostras de coordenadas t_0 e

X_0 , desde que conheçamos os chamados parâmetros cinemáticos do CRS, quais sejam, α , R_{NIP} , R_N e a v_0 , no ponto central, X_0 .

A determinação dos parâmetros CRS, α , R_{NIP} e R_N , pode ser feita de diversas formas como mencionado por Gamboa (2007), com destaque para aquela que o faz por etapas, em domínios diferentes, sugerida por Müller (1999). Este procedimento estabelece a busca primeiro no domínio CMP, o que pode ser conseguido apenas fazendo na equação (2.12) $X_m = X_0$. Desta forma, geramos um parâmetro conhecido como parâmetro q que envolve α , R_{NIP} e v_0 . A partir da determinação deste parâmetro é possível gerar uma seção empilhada CMP. Nesta seção, podemos então gerar em primeiro lugar o parâmetro α , fazendo $h = 0$ e $R_N = \infty$ na equação 2.12. Em seguida, estabelecendo apenas $h = 0$ na equação (2.12) e ainda usando a seção empilhada, fazemos a busca de R_N . O cálculo de R_{NIP} pode ser feito a partir da relação entre o parâmetro q com R_{NIP} e α .

Hoje já existem algumas variações para esta sequência, com destaque para a discussão estabelecida por Gamboa (2007), onde ele mostra que a melhor forma de lidar com a primeira etapa é estabelecermos algum tipo de limitação para a busca. Assim, ao invés de varreremos todos os possíveis parâmetros q para todas as amostras, apenas algumas de maior coerência, ou razão entre o sinal e o ruído, seriam inicialmente consideradas. Seriam informações mais seguras. Estas informações preliminares seriam então interpoladas, o que permitiria que a busca do parâmetro q , relativo às outras amostras, ficasse restrita a uma faixa de possibilidade no entorno dos valores anteriormente interpolados. Resultados semelhantes podem ser obtidos gerando a seção empilhada CMP a partir de análises de velocidades usuais. Uma discussão crítica sobre os vários procedimentos de obtenção dos parâmetros CRS foge ao escopo deste trabalho. Uma boa referência para esta discussão pode ser encontrada em Gamboa (2007).

Agora vamos interpretar a equação (2.12) à luz dos seus possíveis resultados, pois a nossa intenção é obter a melhor s/r possível, desde que, como já concluímos anteriormente, a única solução possível aventada para o resgate do espectro de frequência é através do empilhamento de um grande número de traços. A base conceitual da proposta do empilhamento CRS está em se estender a composição do conjunto a ser empilhado à toda uma região vizinha do CMP central, mas de sorte a fazer com que esta vizinhança atinja apenas a região originalmente alcançada pelo traços

do CMP central. Ao procedermos desta forma, estaríamos na pior das hipóteses reproduzindo o procedimento do empilhamento CMP, porém com um número muito maior de traços, como pode ser visto em Hertweck e outros (2007). No entanto, se o nosso objetivo é a obtenção de uma seção ZO, é absolutamente indispensável que a região de onde estamos colhendo os traços a serem empilhados seja contínua, pois, caso contrário, estaríamos misturando informações geológicas. Então, preliminarmente, vamos admitir esta premissa. Ainda comparando com o empilhamento CMP, podemos nos perguntar por que não estender esta coleta de traços nos dois lados do traço central. É verdade que isto aumentaria a possibilidade de ocorrer a mistura de informações, mas, ao mesmo tempo, levaria a um incremento substancial na multiplicidade.

Ainda mais, desde que a premissa de continuidade seja mantida, a pergunta que fica é por que não estender até uma aproximação de segunda ordem das variáveis h e X_m . Desta forma poderíamos coletar todos os traços no entorno do ponto NIP enquanto o refletor mantivesse um forma circular (2D) ou esférica (3D), pois assim a equação (2.12) (que trata apenas do mundo 2D) garantiria que estaríamos somando as amostras, desta região, em fase, ou seja, aquelas procedentes de um mesmo refletor seriam empilhadas. Portanto, procedendo desta forma, estaríamos efetivamente criando condições para alcançarmos um valor de multiplicidade que possibilite avançar no gráfico da figura 2.1, de sorte a alcançar frequências críticas que impliquem em uma extensão significativa no espectro de frequência, o que em decorrência permite a discriminação de camadas mais delgadas.

2.3.1 O preço a ser pago

Se por um lado, o ganho na multiplicidade é inegável, por outro não podemos deixar de abordar seus efeitos colaterais. A questão que permanece sobre a equação 2.12 é qual seria a região no entorno do ponto NIP que possibilitaria a soma em fase. De acordo com Schleicher e outros (2007), seriam todas as amostras procedentes da zona de Fresnel relativa ao ponto NIP. Porém, para obtermos a zona de Fresnel, são necessárias informações de subsuperfície as quais não dispomos. Este problema pode ser contornado através da chamada zona de Fresnel projetada, que pode ser calculada a partir dos parâmetros CRS (ver Hubral e outros, 1993). A zona de Fresnel

projetada é a região na superfície de aquisição, onde é registrada a onda espalhada a partir do ponto NIP em um espaço de tempo igual à metade do período dominante. Portanto, caso somemos todos os traços no entorno da coordenada X_0 , de acordo com a equação de tempo de trânsito do CRS, respeitando a zona de Fresnel projetada, estaríamos, em última análise, somando as informações procedentes dos traços que refletem na zona de Fresnel do ponto NIP.

Mas será que a equação 2.12 garante efetivamente como fazer a seleção dos traços que refletem na zona de Fresnel do ponto NIP? Infelizmente não! Para que pudéssemos usar a coordenada X_m de cada traço seria necessário conhecer a zona de Fresnel. Ou seja, teríamos de saber as coordenadas em superfície de cada amostra em sub-superfície. Neste caso seria necessário conhecer o modelo de velocidades e, a partir do traçamento de raios, identificar estas coordenadas. Obviamente que isto é a completa inversão de propósito.

Höcht (1998) em sua tese estudou este problema e montou as equações para que fosse possível somar CRPs (*common reflection point*) vizinhos, procedentes de uma mesma superfície de reflexão, e não CMPs. Desta forma, estaríamos garantindo que todos os traços empilhados efetivamente (a menos de uma dispersão residual nos CRPs devido à variação lateral de velocidades) seriam procedentes da zona de Fresnel do ponto central considerado. O autor mostra, entretanto, que este procedimento apresenta três deficiências fortes em relação à equação 2.12, a saber: são mais custosas operacionalmente (1); a busca dos parâmetros CRS tem de ser necessariamente tri-paramétrica (2) e, por fim, a malha teria de ser regular (3). Além disso, foram realizadas comparações entre os tempos de trânsito deste procedimento com os tempos de trânsito obtidos através da equação (2.12), e podemos concluir não haver ganho de uma em relação a outra que viesse a compensar outras desvantagens.

Em conclusão, o resultado final desta análise é que a equação 2.12 serve aos nossos propósitos de aumento da multiplicidade, porém a coordenada X_m tem de ser relativa aos CMPs, o que implica em fazer o empilhamento dos CMPs vizinhos ao CMP central, pois não temos as coordenadas relativas à cada traço separadamente. Em outras palavras, não sabemos a que CRPs pertencem os traços procedentes da região em subsuperfície que queremos empilhar. Esta conclusão faz com que tenhamos de ter sempre em mente que, rigorosamente, não estaremos coletando informações procedentes da zona de Fresnel do ponto NIP, quando usamos abertura na direção de X_m igual a

zona de Fresnel projetada, mas sim, esta região acrescida da zona de espalhamento do último CMP, ou seja, aquele mais distante de X_0 . Com isto queremos dizer que a informação que será empilhada corresponde a uma região em sub-superfície que envolve a área do espalhamento dos CMPs, o que efetivamente não corresponde a zona de Fresnel relativa ao ponto NIP. E isto, mesmo que do ponto de vista dos tempos de trânsito tenha pouca relevância, pode potencializar os problemas de resolução lateral inerentes à técnica CRS.

2.4 A inversão dos parâmetros CRS

Além de uma seção empilhada de alta multiplicidade, o método CRS inverte também os três parâmetros CRS, de sorte a alcançarmos valiosas informações geológicas. Como visto acima, estes três parâmetros tem relação direta com a sub-superfície, não obstante os dois parâmetros, R_N e R_{NIP} , estarem associados à ondas que são, de fato, abstrações matemáticas. A inversão tomográfica, com vistas à obtenção de um campo de velocidades suave em profundidade, é um exemplo bem sucedido destas possibilidades (Duvencek-2004). Também pode ser mencionada a obtenção da própria zona de Fresnel projetada (ver por exemplo Schleicher e outros (2007)), o campo de velocidades intervalares em profundidade a partir da focalização da onda NIP (Biloti, 2001) e a obtenção do fator de espalhamento geométrico para ZO (Hubral, 1983) e para offsets finitos (Zhang e outros 2001). Como mostraremos adiante, este trabalho, cuja base central é o conceito de mapas geométricos, o qual permite chegarmos à diferentes produtos, como por exemplo, a conversão tempo-profundidade, também pode ser visto como um processo de inversão a partir dos parâmetros CRS.

Capítulo 3

Obtenção dos mapas geométricos

3.1 Pontos a serem mapeados

Nossa intenção ao introduzir o conceito de mapas é mostrar que, a partir do conhecimento da localização de alguns pontos geométricos específicos no volume sísmico, é possível realizar um imageamento sísmico completo, tanto em tempo quanto em profundidade. Por imageamento entendemos a obtenção do dado migrado em tempo antes e após o empilhamento, bem como os mesmos resultados em profundidade. Neste caso não será o imageamento direto em profundidade, mas sim a conversão da imagem sísmica em tempo para profundidade. Além disso, queremos enfatizar que o imageamento pretendido será resultado de operadores de migração limitados àquelas regiões que efetivamente contribuem para a formação da imagem, ou seja, serão somadas apenas as amostras que estejam dentro da zona de Fresnel projetada (ver Hubral e outros, 1993). Este tipo de resultado também é obtido a partir dos mapas geométricos.

A fim de facilitar a exposição, achamos conveniente introduzir uma terminologia mais adequada. Neste contexto, para um dado painel de afastamento constante (finito ou nulo), diremos que um ponto (X_m, t) desta seção é um ponto estacionário em tempo (PET), quando o mesmo pertencer simultaneamente a uma curva de reflexão e a uma curva de difração, sendo o ponto PET um ponto de tangência entre a curva de reflexão e a curva de difração. Em outras palavras, o ponto PET é a posição em tempo do volume sísmico onde a reflexão é registrada.

Além dos pontos PET, na referida seção de afastamento constante (finito ou nulo), chamare-

mos de pontos de ápice em tempo (PAT) aos ápices das curvas de difração. Finalmente, serão considerados também os pontos de incidência normal em profundidade. Para esses pontos, adotaremos a terminologia internacional *normal incidence point (NIP)*. Deve ser observado que estes três pontos formam um conjunto único, onde temos a relação entre o dado registrado em tempo (PET), bem como as posições para o imageamento em tempo (PAT) e em profundidade (NIP).

Os mapas geométricos estarão relacionados aos pontos definidos acima:

- Pontos de ápice das difrações em tempo (PAT) para seções em afastamento constante (nulo ou finito);
- Pontos estacionários em tempo (PET) para seções em afastamento constante (nulo ou finito);
- Pontos de incidência normal em profundidade (NIP).

A figura 3.1 apresenta de forma esquemática estes pontos. Ela mostra dois planos separados pelo eixo das abscissas, a qual representa a superfície de aquisição (no caso, uma linha sísmica plana horizontal). O plano inferior representa o modelo geológico em profundidade, com dois refletores, um plano horizontal e outro plano inclinado. Já o plano superior representa a imagem sísmica em tempo para a situação de afastamento nulo, apenas do refletor horizontal. Os pontos PAT, PET e NIP estão representados na figura. O caso de PAT e PET para afastamento finito é similar e não está representado na figura.

3.2 Mecanismos para a geração dos mapas

Para a geração dos mapas considerados nesta tese, vamos adotar o mesmo roteiro da migração pré-empilhamento descrito em Spinner e Mann (2006), com o operador limitado à zona de Fresnel projetada. O roteiro é o seguinte:

- (a) Obtenção dos parâmetros CRS:** O primeiro passo consiste da obtenção dos parâmetros CRS. Como indicado anteriormente, não iremos discutir, neste trabalho, os vários processos de busca dos parâmetros CRS, α , R_{NIP} e R_N , supondo que estes já tenham sido obtidos pela aplicação do método CRS.

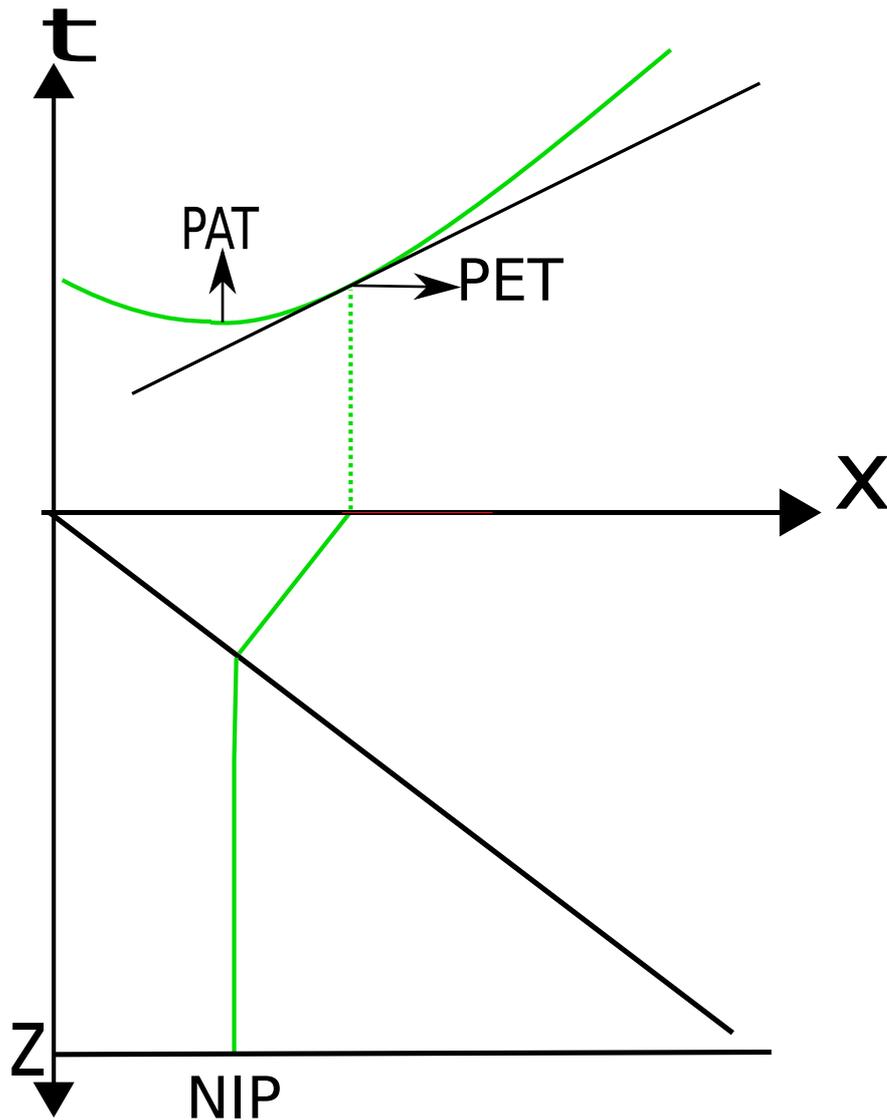


Figura 3.1: Figura esquemática mostrando um conjunto de pontos PET, PAT e NIP dos mapas geométricos

(b) **Suavização dos parâmetros CRS:** Este procedimento é indispensável, principalmente em regiões de baixa s/r pois elimina valores anômalos dos parâmetros, os assim chamados *outliers*. Como será visto no Capítulo 5, a não observância deste procedimento leva a desvios das posições corretas nos mapas. Isto, por sua vez, faz com que o imageamento também termine de forma incorreta. Como o CRS fornece informações sobre a geometria dos refletores, esta suavização pode ser realizada de sorte a acompanhar esta geometria, permitindo

excelente performance (Mann e Duveneck, 2004) .

(c) Seleção dos pontos de maior coerência: Uma vez que um dos produtos do CRS é uma seção de coerência, esta pode ser usada para selecionarmos apenas as respostas confiáveis, ou seja, aquelas que apresentam maiores valores de coerência. Este tipo de identificação nos será útil, tanto na migração pré-empilhamento, quanto na conversão tempo-profundidade, por permitir tratamentos diferenciados para o sinal e para o ruído.

(d) Determinação das superfícies de difração: A equação de tempo de trânsito das curvas de difração pode ser obtida a partir da equação (2.12), desde que forcemos a condição $R_N = R_{NIP}$. Tal condição fornece:

$$t_D^2(X_m, h) = [t_0 + \frac{2 \sin \alpha}{v_0}(X_m - X_0)]^2 + \frac{2t_0 \cos^2 \alpha}{v_0 R_{NIP}} [(X_m - X_0)^2 + h^2] . \quad (3.1)$$

Para entendermos a condição acima, vamos nos reportar à definição de R_N , segundo a qual, R_N é o raio de curvatura da frente de onda que se origina do refletor e tem a forma do mesmo nas imediações do ponto NIP, sendo medido no ponto de emergência do raio normal. Se a superfície do refletor coalescer ao ponto NIP, é fácil ver que a onda N irá coincidir com a onda NIP . Como tal, deve ser verificada a condição $R_N = R_{NIP}$.

(e) Definição dos ápices das curvas de difração: Para cada amostra (X_0, t_0) , a equação (3.1) define o tempo de difração, a partir dos parâmetros α e R_{NIP} já estimados. Considerando uma seção em afastamento constante, h , podemos reescrever a referida equação na forma (ver Mann, 2002)

$$t_D^2(X_m, h) = t_{apex}^2(h) + \frac{4}{v_m^2}(X_m - X_{apex})^2 , \quad (3.2)$$

onde

$$X_{apex} = X_0 - \frac{R_{NIP} t_0 v_0 \sin \alpha}{2 R_{NIP} \sin^2 \alpha + t_0 v_0 \cos^2 \alpha} , \quad (3.3)$$

$$t_{apex}^2(h) = \frac{t_0^3 v_0 \cos^2 \alpha}{2R_{NIP} \sin^2 \alpha + t_0 v_0 \cos^2 \alpha} + \left(\frac{2t_0 \cos^2 \alpha}{v_0 R_{NIP}} \right) h^2 \quad (3.4)$$

e

$$v_m^2 = \frac{2v_0^2 R_{NIP}}{2R_{NIP} \sin^2 \alpha + v_0 t_0 \cos^2 \alpha}. \quad (3.5)$$

As expressões acima podem ser facilmente interpretadas: $(X_{apex}, t_{apex}(h))$ representa o ápice da curva de difração em tempo (PAT) para o caso de (meio) afastamento constante, h . Além disso, v_m representa a velocidade de migração neste ápice. Vale observar que tanto a coordenada horizontal quanto a velocidade de migração no ápice são independentes do meio afastamento, h . Tomando, como é usual, o ápice da curva de migração em afastamento nulo,

$t_{apex} = t_{apex}(0)$, obtemos,

$$t_{apex}^2 = \frac{t_0^3 v_0 \cos^2 \alpha}{2R_{NIP} \sin^2 \alpha + t_0 v_0 \cos^2 \alpha}. \quad (3.6)$$

(f) Busca dos pontos PET para afastamento nulo: A aplicação do método CRS na forma utilizada nesta tese, está vinculada à situação de afastamento nulo. Portanto, as coordenadas dos pontos PET para afastamento nulo são os próprios pontos de referência (X_0, t_0) , onde o CRS é aplicado. Para cada ponto PET, são construídos os correspondentes pontos PAT e NIP. No entanto, não devemos desconsiderar que, no caso da leitura de parâmetros distorcidos, esta construção não mais ocorrerá de forma correta ou unívoca. Este é o caso, por exemplo, da leitura dos parâmetros CRS na presença de discontinuidades, como será visto no Capítulo 6. O mesmo pode ser dito para o caso de mergulhos conflitantes. Nesta situação nem sempre é possível fazer a leitura dos parâmetros associados a cada refletor, mesmo que o método CRS já disponha de mecanismos para atenuar este problema (Mann, 2001). Portanto, pode ser que consigamos registrar apenas os parâmetros para um refletor, o que obviamente implicará na perda de outros refletores no mesmo ponto de cruzamento. Enfim, esta é uma situação onde pode não ser possível fazer a construção do conjunto único PET, PAT e NIP.

(g) **Definição dos pontos PET para afastamentos finitos:** Para encontrarmos os pontos PET para afastamentos finitos, $X_{est}(h)$, precisamos apenas das informações sobre o correspondente ponto PET de afastamento nulo (ou ponto central), X_0 , bem como os respectivos parâmetros α e R_{NIP} . Conforme Höcht (1998), valem as relações

$$X_{est}(h) = X_0 + r_T \left| \sqrt{\frac{h^2}{r_T^2} + 1} - 1 \right|, \quad (3.7)$$

sendo

$$r_T = \frac{R_{NIP}}{2 \sin \alpha}. \quad (3.8)$$

(h) **Definição da zona de Fresnel projetada para afastamento nulo:** Apesar de não estar necessariamente associado à geração dos pontos PAT, PET e NIP, a definição da zona de Fresnel projetada foi incluída nesta sequência com o objetivo de facilitar o entendimento do texto sobre os produtos obtidos através dos mapas, o que será objeto do próximo capítulo. Como foi visto no Capítulo 2, a definição da zona de Fresnel projetada (ver Hubral e outros, 1993) possibilita restringirmos o empilhamento às informações registradas em tempo procedentes da zona de Fresnel. Da mesma forma podemos definir esta região em torno do ponto PET, de sorte a fazer com que o empilhamento ao longo das difrações contemplem apenas as amostras espalhadas do ponto NIP associado àquele ponto PET. A relação que fornece a zona de Fresnel projetada para afastamentos nulos a partir dos parâmetros CRS é dada por (ver por exemplo Mann, 2002)

$$W_F = \frac{1}{\cos \alpha} \sqrt{\frac{v_0 T}{2 \left| \frac{1}{R_N} - \frac{1}{R_{NIP}} \right|}}. \quad (3.9)$$

(i) **Definição dos pontos de reflexão em profundidade (NIP):** A partir do campo de velocidade em profundidade, o qual em princípio julgaremos ser conhecido (neste trabalho será utilizado, para efeito da conversão para profundidade, o próprio modelo de velocidades empregado na geração dos dados sintéticos), e do ângulo de emergência do raio normal,

parâmetro α , podemos traçar este raio em profundidade e posicionar o ponto de reflexão de acordo com a metade o tempo de afastamento nulo. No caso de um ponto difrator, o procedimento é o mesmo, só que estaremos traçando um raio de difração.

Em resumo, seguindo o roteiro acima, podemos encontrar os seguintes mapas geométricos:

1. **Mapa dos ápices das difrações em tempo (PAT):** Através da equação de tempo de trânsito do CRS fazemos a busca dos três parâmetros para todas as amostras. Em seguida procedemos a suavização destes parâmetros. O passo seguinte consiste da seleção, por critério de coerência, das amostras que apresentam parâmetros confiáveis, ou seja, apresentam maiores valores de coerência, o que lhes confere maior credibilidade do ponto de vista de sua real relação com a geologia. De posse destes parâmetros, é possível determinar as superfícies de difração para estes pontos. Isto nos leva, de imediato, ao primeiro mapa, qual seja, o mapa dos ápices das difrações em tempo (PAT).
2. **Mapa dos pontos estacionários em tempo (PET) para afastamento nulo:** Este segundo mapa é obtido de forma automática no processo de busca dos parâmetros CRS.
3. **Mapa dos pontos estacionários em tempo (PET) para afastamento finito:** De posse do mapa dos pontos estacionários para afastamento nulo e dos respectivos parâmetros α e R_{NIP} , podemos definir os pontos PET para afastamentos finitos (escolhida uma dada seção de afastamento constante) a partir da equação 3.7 e da equação 3.8, o que se configura no terceiro mapa.
4. **Mapa dos pontos de incidência normal ou de difração em profundidade (NIP):** Por fim, desde que tenhamos o campo de velocidades em profundidade, basta usar o parâmetro α para chegarmos ao quarto mapa, qual seja, o mapa dos pontos de incidência normal ou de difração em profundidade (NIP).

Finalizamos este capítulo com uma última observação sobre o cálculo da zona de Fresnel projetada em afastamento finito. Neste caso, afastamentos finitos, na medida em que o valor da zona de Fresnel projetada não é explícito (ver Mann, 2002), podemos usar uma estimativa a partir

daquela calculada para afastamento nulo. Se é verdade que este valor não é correto, igualmente é verdade que, com um pouco de precaução, podemos usar uma estimativa que supere a zona de Fresnel projetada real. Isto garante que o empilhamento ocorra em uma região que contenha a zona de Fresnel, porém suficientemente próximo a ela, de modo a não empilhar amostras ruidosas (ver Spinner e Mann, 2006).

Capítulo 4

Possíveis produtos obtidos a partir dos mapas

Neste capítulo consideramos os diferentes produtos que podem ser obtidos a partir dos mapas geométricos descritos no capítulo anterior. Alguns destes produtos já estão consagrados na literatura geofísica, como é o caso da geração do campo de velocidades de migração e da migração pré-empilhamento em tempo, usando um operador concentrado apenas na zona de Fresnel (Spinner e Mann, 2006). Outros produtos, porém, são resultados diretos dos estudos aqui realizados, a saber: a seção *true-amplitude zero-offset (taZO)* definida neste capítulo, o mapa dos ápices das difrações reais presentes no volume sísmico e a conversão tempo-profundidade usando o raio normal. Tendo em vista que os conceitos aqui explorados guardam muitas semelhanças com aqueles envolvidos na realização da migração pré-empilhamento, iremos sumarizar o mecanismo para sua obtenção.

4.1 Migração pré-empilhamento em tempo

No capítulo anterior vimos a sequência de procedimentos para a obtenção dos ápices das difrações (PAT). Também mostramos que um campo de velocidades de migração pode ser facilmente obtido a partir desta informação. No que se segue, vamos ilustrar estes procedimentos para um modelo concreto. As figuras 4.1 (ver os parâmetros dos dados sintéticos no Apêndice A) e 4.2

mostram o modelo de velocidades em profundidade e a correspondente seção CMP, empilhada. O modelo consiste de quatro camadas homogêneas, separadas por dois refletores curvos e suaves (topo e fundo) e um terceiro (central) contendo um proeminente falhamento. Já a figura 4.3 mostra o campo de velocidades de empilhamento de migração em tempo, também relativa ao modelo geológico da figura 4.1, obtido a partir da equação (3.5) já em uma malha regular, como será explicado em seguida.

Além da significativa fidelidade entre os campos de velocidades modelado e de migração, que pode ser inferida a partir do resultado da correção dos *moveouts* na figura 4.5, deve ser destacada a grande densidade na amostragem, bem como a facilidade com que foi obtido o campo de velocidades de migração. Também cabe ressaltar que este procedimento é muito mais robusto do que a determinação do campo de velocidades de migração convencional, pois aqui também a multiplicidade com que se gera cada ponto de velocidade é a mesma do empilhamento CRS. Portanto, este campo poderia servir de entrada para outros procedimentos direcionados para o refinamento final do campo de velocidades, como, por exemplo, a velocidade central (ou velocidade guia) na geração de painéis de dados migrados para a análise final do intérprete. Neste caso, poderiam inclusive ser incorporados procedimentos mais elaborados como a introdução de parâmetros anisotrópicos do meio.

Entretanto, quando usamos as equações (3.1) - (3.5), o que obtemos é um campo de velocidades em pontos absolutamente dispersos, os quais, além de não estarem associados a uma malha em particular, ainda são relativos apenas aos pontos da malha original selecionados por coerência. Para o propósito da migração em tempo, é necessário que tenhamos um campo de velocidades completo e, de preferência, em uma malha regular. Aqui cabe assinalar que por malha original estamos nos referindo àquela relativa ao processo de aquisição, com todas as irregularidades associadas às impossibilidades no desenho da geometria de campo. Já por malha de migração, ou malha regular, estamos associando àquela após a realização da migração, onde os pontos estejam equi-espaçados, ou seja, uma malha regular. Vamos então agora complementar os passos necessários para que possamos fazer a migração em tempo com o operador curto, ou seja, operador restrito à zona de Fresnel projetada, como descrito em Spinner e Mann (2006). Os próximos passos, seguindo a sequência estabelecida no capítulo anterior, são:

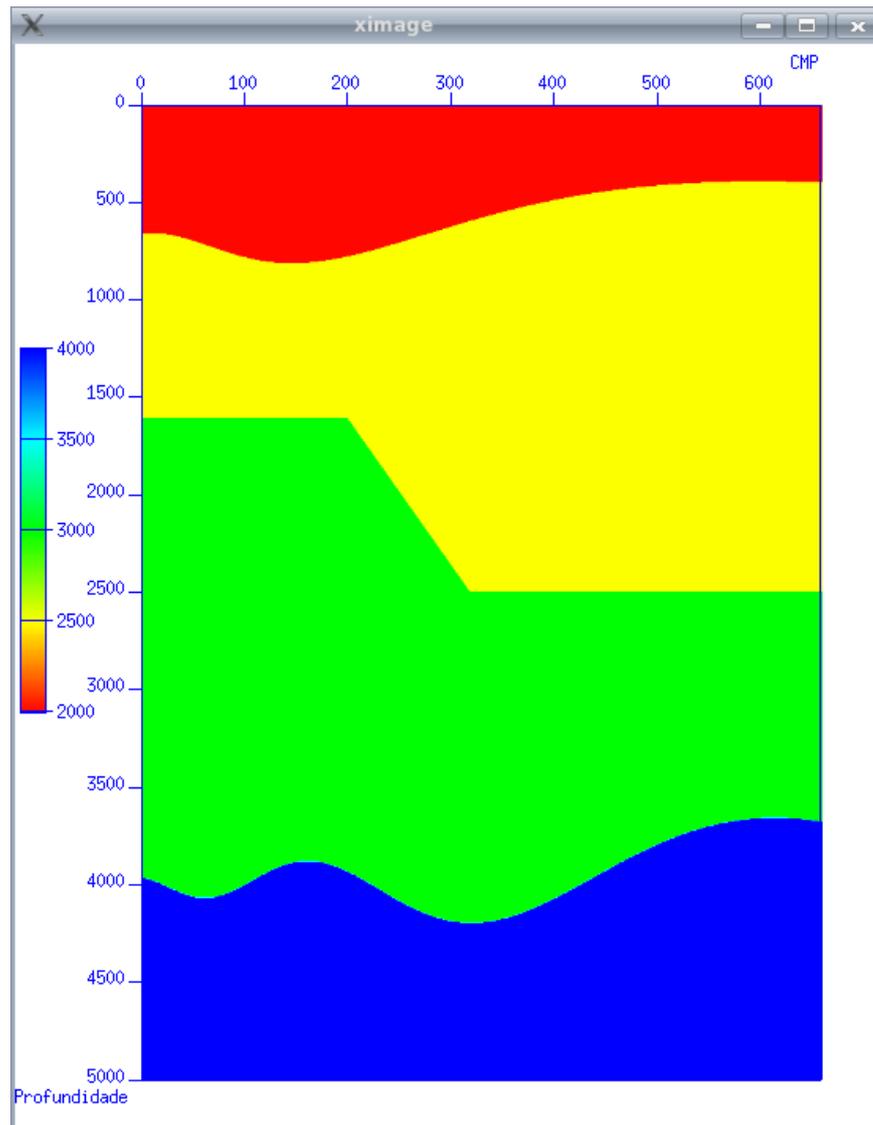


Figura 4.1: Modelo de velocidades para refletores curvos e na presença de um plano de falha com mergulho suave.

- (i) Interpolação e extrapolação das velocidades de migração para uma malha regular;
- (ii) Geração das superfícies de difração para cada ponto desta nova malha a partir do campo de velocidades recém definido;
- (iii) Cálculo dos parâmetros do raio ao longo das curvas de difração ZO, a partir da derivada do tempo em relação a X_m na equação de geração das difrações a partir do campo de veloci-

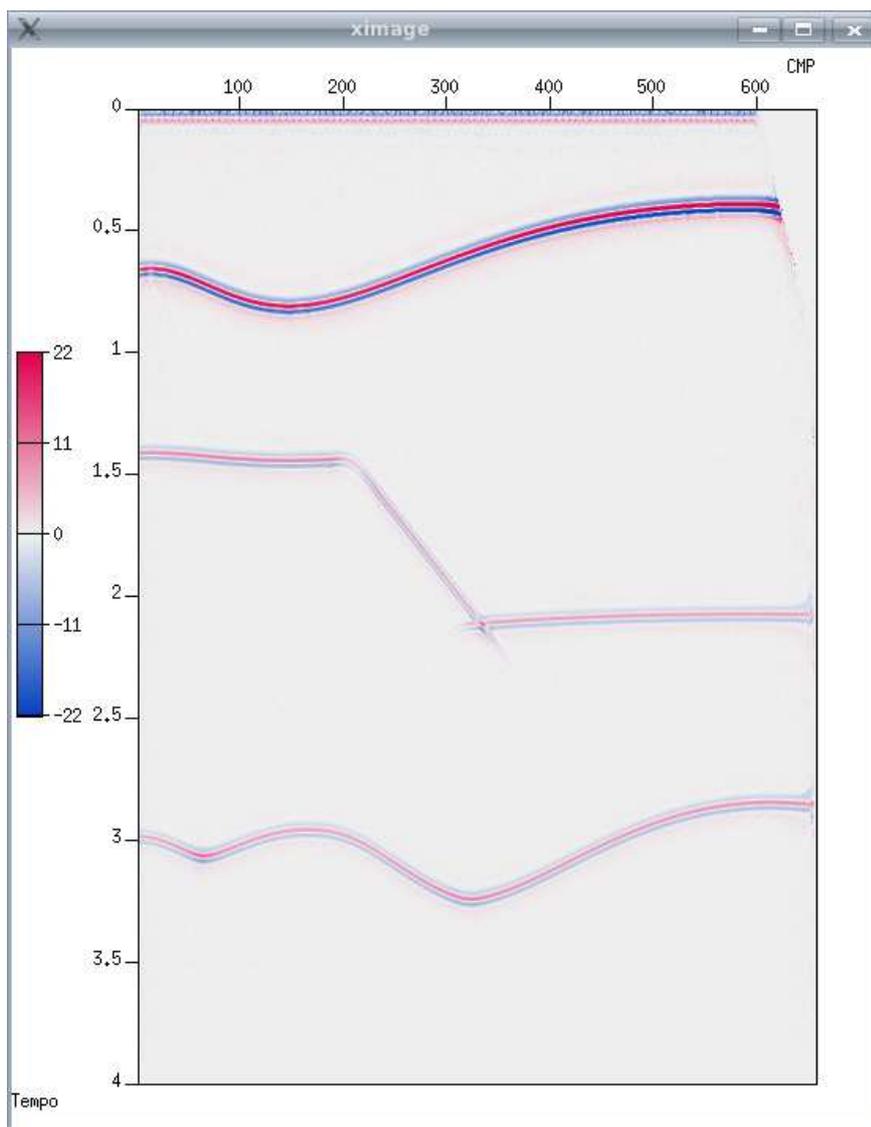


Figura 4.2: Seção CMP empilhada relativa ao modelo da figura 4.1.

dades definidas no ítem anterior.

- (iv) Comparação destes valores dos parâmetros do raio ao longo das curvas de difrações, com aqueles relativos à malha original, encontrados a partir da relação:

$$p = \frac{\sin \alpha}{v_0} \quad (4.1)$$

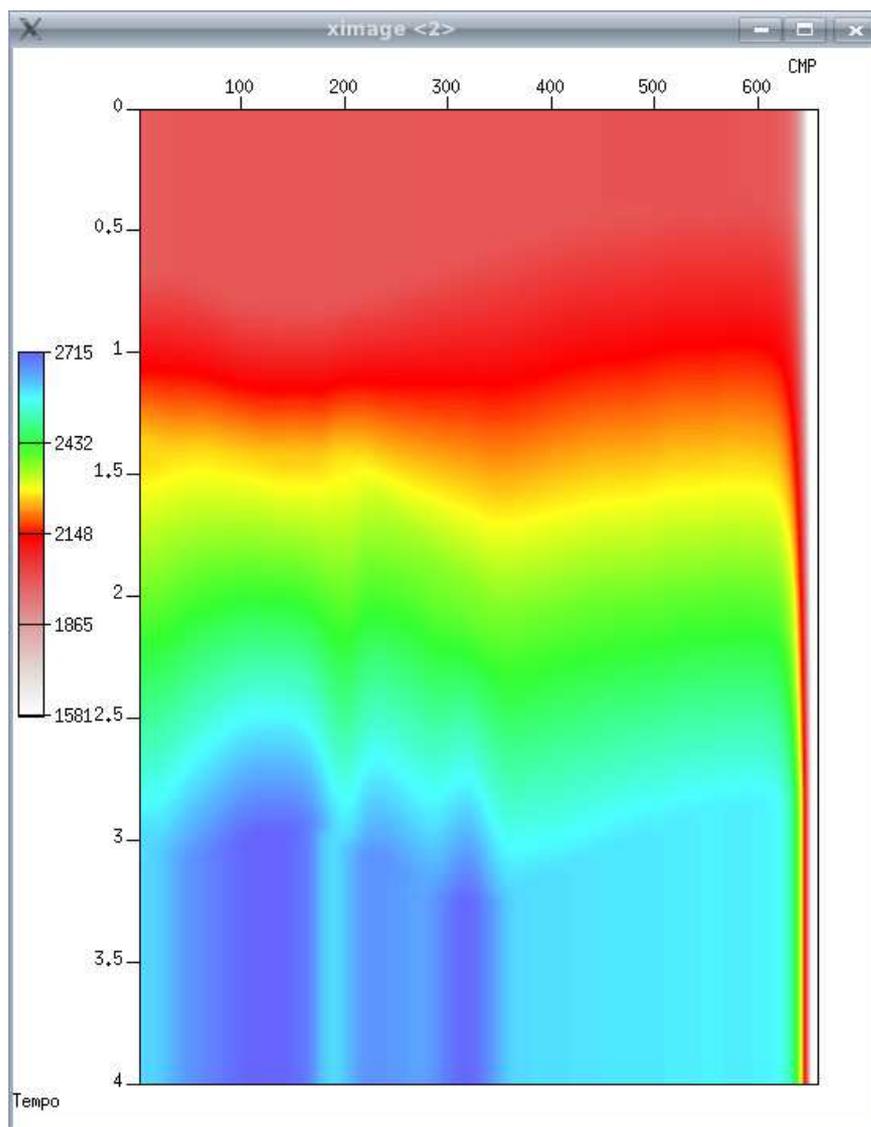


Figura 4.3: Campo de velocidades de migração, em tempo, relativo ao modelo da figura 4.1.

- (v) Os pontos onde houver a maior aproximação entre estes dois valores do parâmetro do raio, serão considerados pontos estacionários (PET) relativos ao ápice (PAT) da curva de difração ZO em questão.
- (vi) Os correspondentes pontos PET para os afastamentos finitos podem ser encontrados usando as equações (3.7) e (3.8), pois, uma vez que definimos os pontos PET para afastamento nulo, os parâmetros necessários para estas equações, R_{NIP} e α , são automaticamente identifica-

dos.

- (vii) Localizados os pontos PET, podemos fazer o empilhamento das amostras em sua vizinhança ao longo da curva de difração, levando em consideração os pesos de Kirchhoff. Os limites desta região são dados pela zona de Fresnel projetada (equação 3.9) relativa àquele PET.
- (viii) Nas regiões de baixa coerência, nas quais os parâmetros não são confiáveis, o que pode gerar operadores de tamanho bastante variável, o critério adotado é uma abertura fixa dependente do refletor de maior mergulho e da profundidade, ou seja, devemos usar o critério convencional para a definição do comprimento do operador.
- (ix) Como passo final, basta colocar o resultado do empilhamento nos ápices (PAT) das curvas das difrações.

Aplicando a migração conforme o procedimento acima ao modelo da figura 4.1, obtemos a resposta da figura 4.4. Para confirmar os ótimos resultados obtidos pela migração, geramos a figura 4.5, que mostra alguns CRPs migrados (*common reflection point*) na parte central do modelo, na região do plano de falha. A partir destas duas figuras, não é difícil confirmar o grande potencial que este método de migração oferece. Com efeito, além de exibir refletores muito bem corrigidos dos *moveouts*, bem como uma seção empilhada com excelente recuperação do plano de falha, ainda é robusto e propicia um campo de velocidades operacionalmente fácil de ser obtido.

4.2 A técnica taZO

Para os propósitos desta tese, o produto mais importante dos mapas, o qual vai propiciar chegarmos ao dado em profundidade usando o raio normal, é o dado sísmico nas coordenadas de afastamento nulo, obtido após a correção das amplitudes através dos pesos de Kirchhoff. Isto significa dizer que iremos fazer o empilhamento das curvas de difração para cada amostra do dado sísmico antes do empilhamento, não colocando o resultado no ápice das difrações (PAT) (como na migração em tempo), mas sim no próprio ponto estacionário (PET), nas coordenadas ZO. Portanto, as saídas deste processo serão painéis de afastamento constante devidamente corrigidos para

as coordenadas de afastamento nulo, ou seja, já com os *moveouts* corrigidos. Desta forma, para obtermos uma seção empilhada ZO, basta proceder à soma destes painéis. No caso de coletarmos os traços nesta nova organização, o resultado é um conjunto CRP (*common reflection point*), semelhante àquele obtido a partir do DMO (*dip moveout*) de velocidade variável.

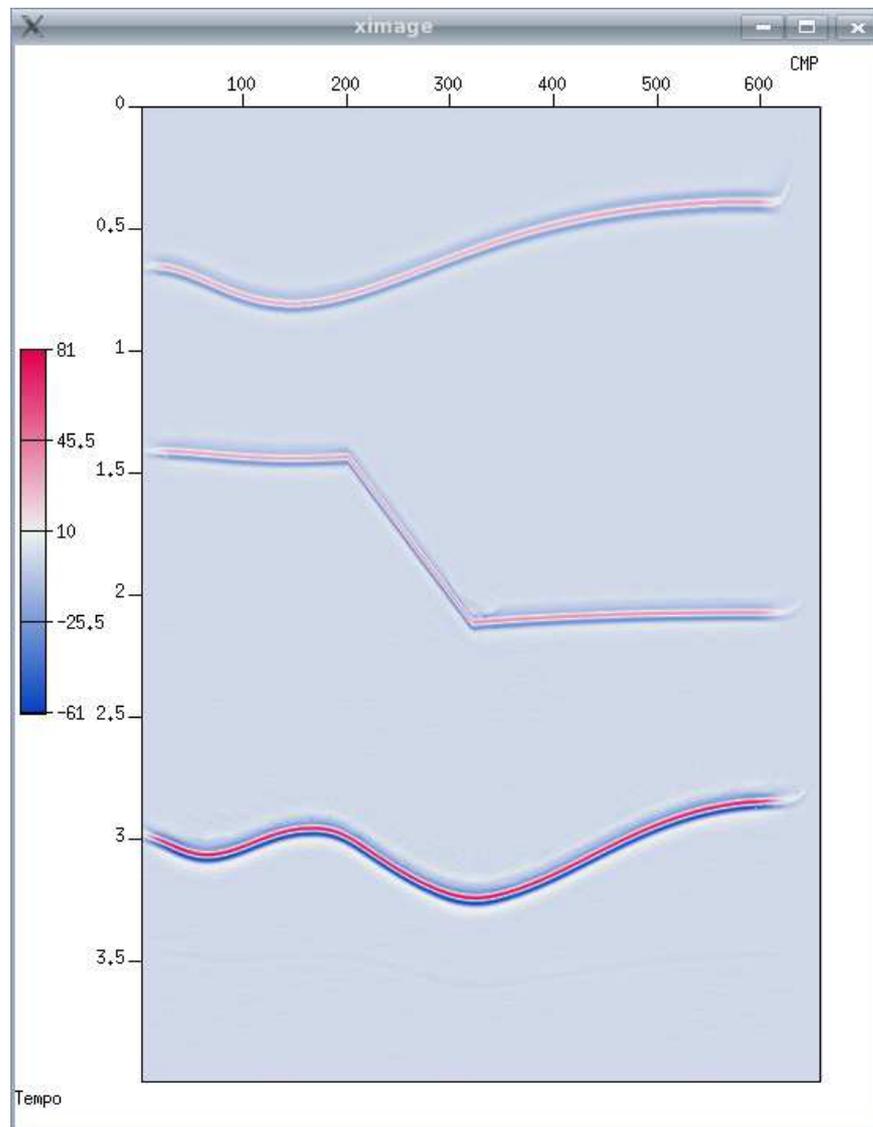


Figura 4.4: Seção empilhada a partir de uma migração pré-empilhamento, relativa ao modelo da figura 4.1.

É necessário observar que, efetivamente, houve movimentação das energias das reflexões dos afastamentos finitos para as coordenadas de afastamento nulo. Portanto, estamos criando seções de

pontos de reflexão comum (CRPs) a partir de uma nova estratégia. A diferença entre estes novos CRPs e aqueles obtidos através do DMO é apenas de natureza dinâmica. Eles são operadores diferentes, mas com propósitos cinemáticos semelhantes. Chamaremos doravante este produto de seções taZO (*true amplitude zero offset*). Temos de observar que o *zero offset* em questão diz respeito apenas às coordenadas do dado de saída, não se referindo, necessariamente, às seções empilhadas.

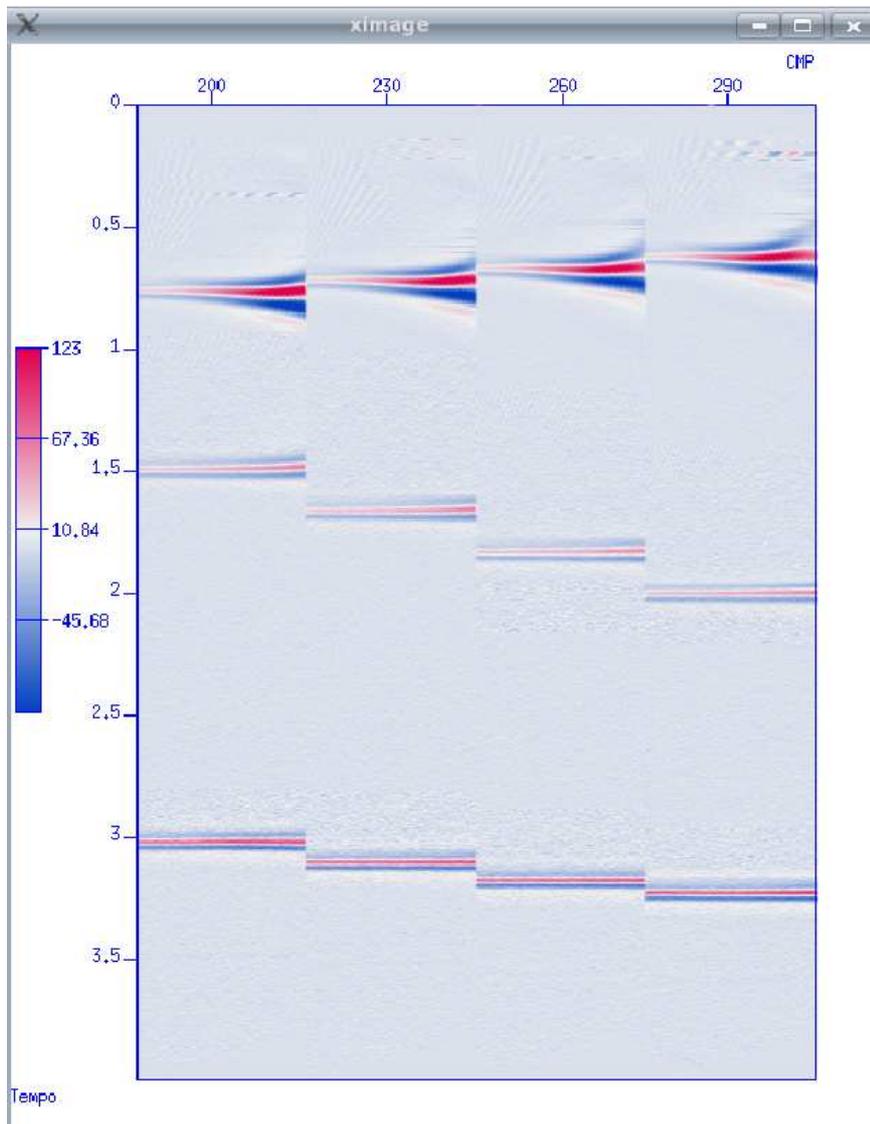


Figura 4.5: CRPs (*common reflection point*) migrados em tempo da parte central do modelo da figura 4.1.

Existem duas formas de gerarmos as seções taZO: uma partindo da malha de migração em tempo e a outra partindo da malha original. Neste trabalho, utilizaremos apenas esta última. Não obstante, faremos também uma discussão sobre a primeira alternativa, apontando suas possíveis qualidades e dificuldades, bem como fundamentando nossa escolha pela segunda alternativa. Esta escolha se deveu única e exclusivamente ao estágio de acúmulo de conhecimento que alcançamos. O uso da malha de migração esbarrou em limitações para as quais ainda não temos resposta, mas como será visto, esta opção pode ainda vir a ser uma alternativa viável.

4.2.1 Construção das seções taZO a partir da malha de migração

Para gerarmos as seções taZO a partir da malha de migração, a sequência é absolutamente a mesma daquela listada para a migração em tempo até o penúltimo passo. A única diferença manifesta-se no último passo, que vem a ser onde colocar o resultado do empilhamento. Na migração em tempo, os resultados dos empilhamentos são colocados nos ápices das curvas de difrações (PAT). A colocação dos referidos resultados do empilhamento nos pontos estacionários (PET) em afastamento nulo, resulta na simulação de seções de afastamento nulo com as amplitudes corrigidas do fator de espalhamento geométrico, isto é, em amplitude verdadeira (*true amplitude*) obtida através dos pesos de Kirchhoff.

Uma virtude da escolha da malha de migração, em contraposição à malha original, a qual será estudada em seguida, é que as seções taZO já teriam, em princípio, as difrações "colapsadas", pois estaríamos trabalhando com o campo de velocidades de migração. Porém, isto não chega a ser efetivamente uma vantagem quando estamos falando de conversão em profundidade, pois, como será visto quando da utilização da malha original, os problemas relativos às difrações terminam por serem contornados durante o processo de conversão.

Uma outra possível vantagem em utilizarmos malhas de migração como entrada para a geração das seções taZO, estaria na relação com os problemas dos mergulhos conflitantes. Poderia-se supor que, por estarmos trabalhando com um campo de velocidades de migração, este problema estaria automaticamente resolvido, desde que as curvas de difração geradas através deste campo de velocidades conseguissem identificar amostras que, mesmo ocupando uma mesma posição no

volume sísmico em tempo, fossem oriundas de NIPs diferentes. Acontece porém, que, para que os PETs sejam identificados, é necessária a comparação entre os valores dos parâmetros do raio entre as curvas de difração e aqueles obtidos diretamente através da leitura dos ângulos de emergência dos raios normais. Isto significa dizer que, nesta etapa, estaríamos dependentes, da mesma forma, da identificação de eventuais dois ou mais ângulos de emergência no caso de mergulho conflitante. Ou seja, este processo também estaria sujeito às limitações do CRS no tratamento deste tipo de situação.

Por outro lado, a possibilidade de obtermos um volume de dados antes do empilhamento, já com as amplitudes corrigidas e com as difrações "colapsadas", abriria uma nova perspectiva no tocante ao empilhamento CRS. Como será discutido no Capítulo 4, o empilhamento CRS na presença das difrações termina por comprometer o resultado final do ponto de vista da resolução sísmica lateral. Uma possível solução discutida no referido capítulo é a utilização do volume migrado pré-empilhamento como entrada para o empilhamento CRS. Sua virtude seria a ausência de difrações e o manejo com mergulhos conflitantes. No entanto, sua desvantagem estaria no fato de estarmos alterando o raio central, pois neste caso não mais estaríamos usando o raio normal como referência para o empilhamento das informações da vizinhança, mas sim o raio imagem (Hubral, 1977).

A utilização do volume sísmico com as características acima mencionadas, ou seja, a seção taZO sem difrações, teria parte das vantagens (estas serão abordadas no Capítulo 6) da migração pré-empilhamento, porém mantendo o raio normal como raio central.

Por fim, a grande desvantagem no uso da malha de migração, acabando por fazer com que optássemos pela malha original, reside na atual impossibilidade de acharmos os PETs quando da presença de difrações reais, bem como nas dificuldades de determinação destes pontos nas regiões de baixa coerência. No primeiro caso, a comparação entre os valores dos parâmetros do raio não resultará em um único ponto estacionário. Com efeito, em uma difração real, todos os parâmetros lidos ao longo desta difração concordarão com aqueles lidos sobre a curva de difração gerada a partir do campo de velocidades. Desta forma, quando estivermos sobre uma difração real, não haverá como decidir por um único ponto estacionário. Em outras palavras, todos os pontos ao longo da difração seriam, segundo o critério de comparação dos parâmetros do raio, pontos estacionários,

não havendo pois um único critério para a diferenciação. A razão é apenas uma: as curvas de difração geradas através do campo de velocidades e a difração real seriam coincidentes. Já no segundo caso, a localização dos pontos estacionários em região de baixa coerência, demandaria a interpolação dos valores do ângulo de emergência do raio normal, tarefa em princípio nada trivial. Esta interpolação seria necessária porque a comparação entre os parâmetros do raio demanda o conhecimento deste parâmetro para todos os pontos da malha original.

As incertezas e dificuldades mencionadas acima justificam a opção pela malha original, a qual, como veremos abaixo, é capaz de fornecer um processo bem mais acurado e robusto. Devemos, no entanto, estar cientes de que vantagens existem na utilização da malha de migração e o que nos impede de usar esta alternativa no momento são dificuldades que poderão vir a ser superadas.

4.2.2 Construção das seções taZO a partir da malha original

Esta foi a versão implementada neste trabalho e que gerou todas as figuras que analisaremos à frente. Sua diferença em relação à sequência da migração em tempo descrita anteriormente é que tudo é feito ainda na malha original, portanto sem necessidade do campo de velocidades. Na sequência da migração em tempo, de posse dos parâmetros CRS, geramos as curvas de difrações para afastamento nulo, e a partir destas curvas definimos o campo de velocidades de migração. Já para a construção das seções taZO, usando a malha original, a partir dos mesmos parâmetros geramos as curvas de difração para os diferentes afastamentos. Sobre estas a curvas localizamos os PETs a partir das equações 3.7 e 3.8. Agora, da mesma forma, podemos calcular a zona de Fresnel, definir os pesos de Kirchhoff e realizar o empilhamento em torno dos PETs anteriormente definidos para cada afastamento.

Por fim, temos de decidir onde colocar o resultado destes empilhamentos. No caso da migração, o resultado era colocado nos PATs de afastamento nulo. Aqui, nossa intenção é colocar este resultado nos PETs, também de afastamento nulo. Acontece que todo ponto de uma seção de afastamento nulo é um PET de afastamento nulo. Quando encontramos a superfície de difração associada a um PET de afastamento nulo, estamos na verdade definindo o lugar geométrico de todos os PATs (para diferentes afastamentos) relativos a um ponto em subsuperfície, bem como

todos os PETs (também, para afastamentos quaisquer) associados àquele conjunto de parâmetros α e R_{NIP} . Portanto, ao realizarmos o empilhamento ao longo de cada curva associada a um determinado afastamento, após a ponderação com os pesos de Kirchhoff, podemos perfeitamente optar por colocar estes resultados nos PETs de afastamento nulo, ou seja, no próprio ponto de partida.

Vale observar que através deste procedimento os pontos estacionários para afastamento nulo (PET) estarão automaticamente determinados, não havendo demanda, como no caso da malha de migração, de se proceder à busca destes pontos. Na presença de difrações reais, as mesmas simplesmente serão reproduzidas, uma vez que seus parâmetros construirão a própria difração. Ou seja, enquanto no primeiro procedimento, uso da malha de migração, podemos "colapsar" as difrações, sem no entanto localizar corretamente os PETs quando na presença de difrações reais, no segundo, uso da malha original, os PETs para afastamento nulo são automaticamente determinados, porém as difrações reais permanecem no dado sísmico nas seções taZO.

Para finalizar os conceitos envolvidos na construção das seções taZO, é necessário mostrar como foram obtidos os pesos de Kirchhoff. Neste trabalho estamos lidando exclusivamente com meios 2.5D. Portanto as equações aqui relacionadas expressam os pesos de Kirchhoff para esta situação. Estes ponderadores são obtidos levando-se em consideração um modelo de velocidade constante, igual à velocidade de migração no ápice da curva de difração ao longo da qual é realizado o empilhamento, e são definidos pela equação:

$$w^{2.5D}(\xi, m) = \frac{t_0}{2} \frac{v_m}{\sqrt{2\pi v_m}} \sqrt{\frac{1}{l_s} + \frac{1}{l_r}} \left(\frac{l_s}{l_r} + \frac{l_r}{l_s} \right). \quad (4.2)$$

onde $w^{2.5D}(\xi, m)$ representa o fator de ponderação para cada amostra nas coordenadas ξ (tempo) e m (espaço); t_0 é o tempo para afastamento zero; v_m é a velocidade média de migração; l_s e l_r são, respectivamente, as distâncias da fonte e do receptor ao ápice da difração (Martins, 2001) .

Vamos ilustrar a construção da seção taZO com utilização da malha original através de uma figura esquemática. A figura 4.6, mostra um registro em afastamento nulo em dois planos, inferior e superior. O primeiro representa o modelo em profundidade e o segundo a imagem do refletor plano-horizontal em tempo. Na imagem, podemos observar a curva de difração relativa a um determinado ponto PET. Esta curva pode ser definida pois em princípio, conhecemos os parâmetros α e R_{NIP} relativos a este ponto. Basta então aplicar a equação 3.1, que vem a ser a equação de

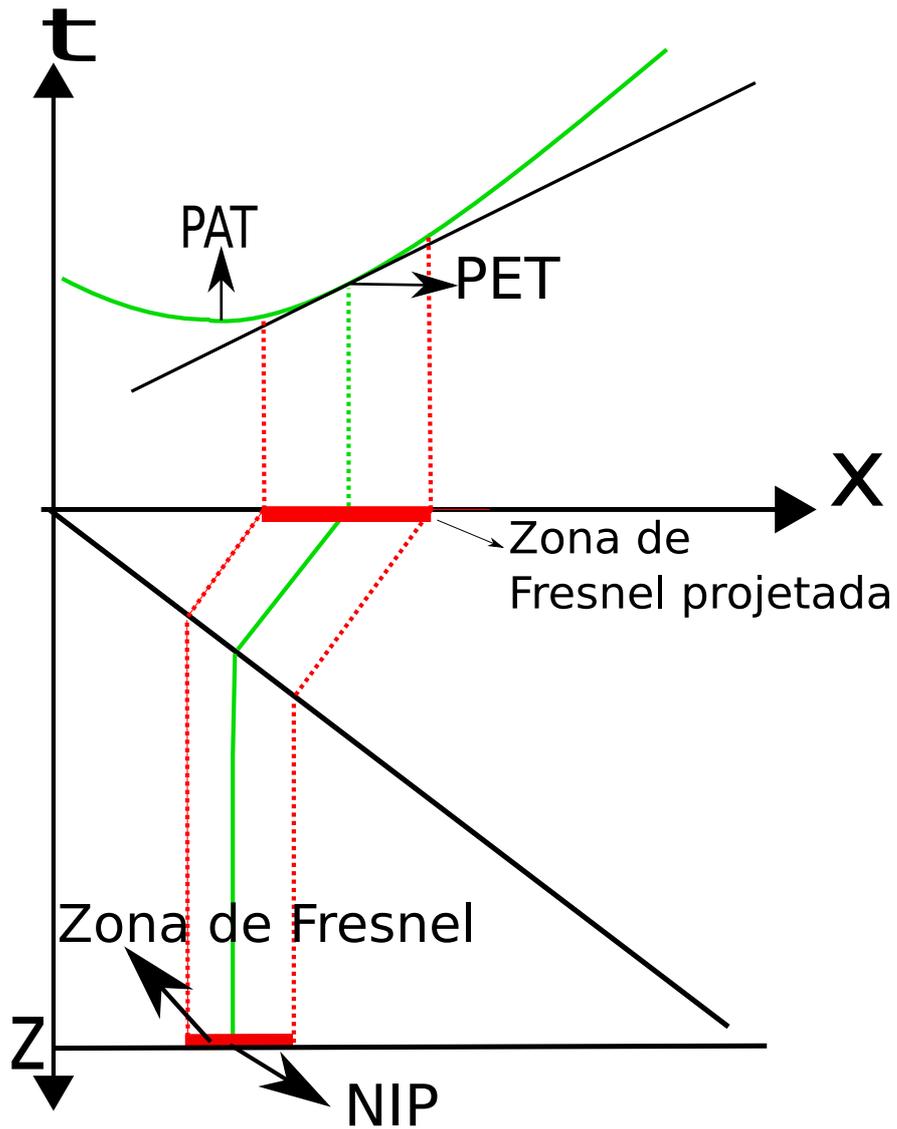


Figura 4.6: Figura esquemática para mostrar os procedimentos na geração das seções taZO.

tempo de trânsito das difrações. Desde que conheçamos este lugar geométrico, podemos então fazer a soma das amostras dentro da zona de Fresnel projetada, para os diferentes afastamentos, e, ao invés de colocarmos este resultado no ápice da curva de difração, o que configuraria uma migração em tempo, colocarmos nas coordenadas do próprio ponto estacionário ZO. A zona de Fresnel projetada, bem como os pesos de Kirchhoff podem ser calculados através dos parâmetros CRS. Este procedimento pode ser realizado para cada plano de afastamento finito, ou seja, ao fi-

nal da aplicação destas correções, desde que também estamos corrigindo os *moveouts*, teríamos CRPs posicionados nas coordenadas dos pontos estacionários ZO, o que se configuraria, em termos geométricos, em um conjunto semelhante ao das saídas do DMO, como já foi anteriormente afirmado. O empilhamento destes CRPs gera as seções taZO de afastamento nulo.

Devemos observar que, mesmo não estando representado na figura, afastamentos não nulos são uma mera extensão dos correspondentes afastamentos nulos.

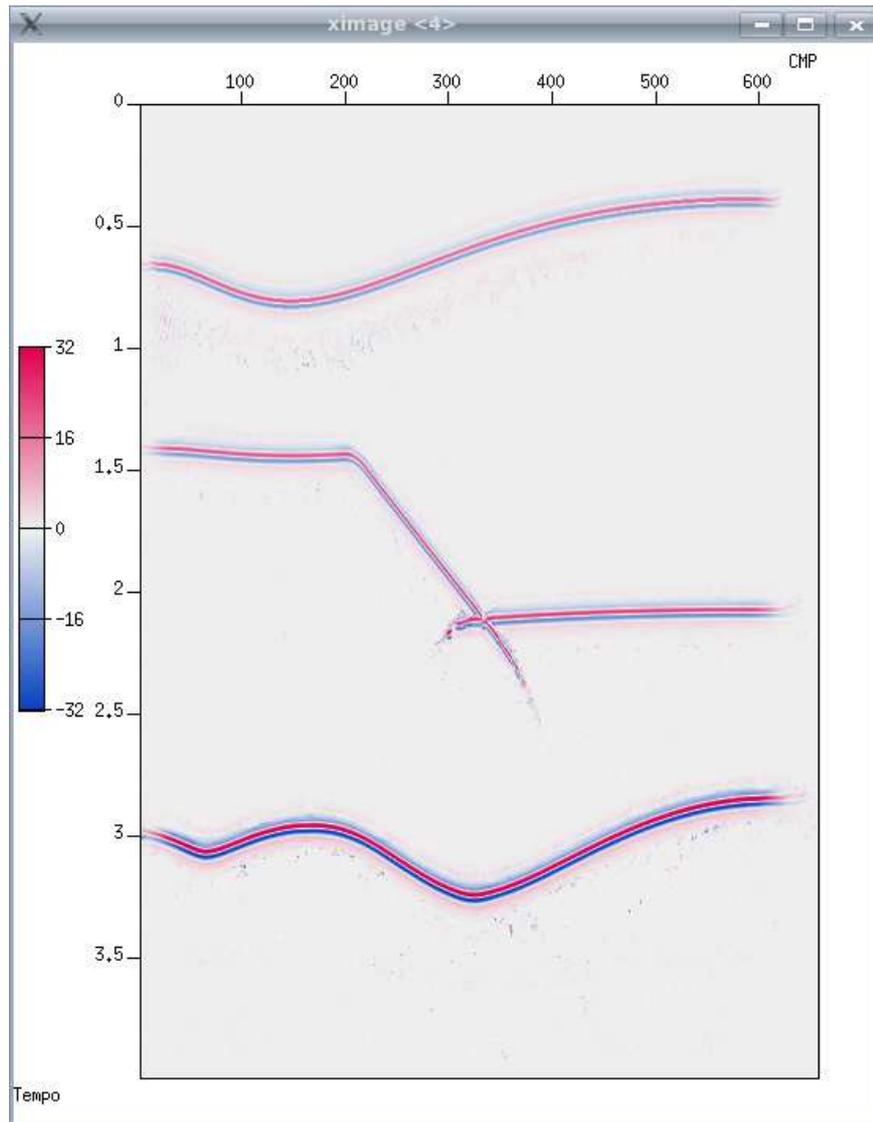


Figura 4.7: Seção empilhada taZO, relativa ao modelo da figura 4.1.

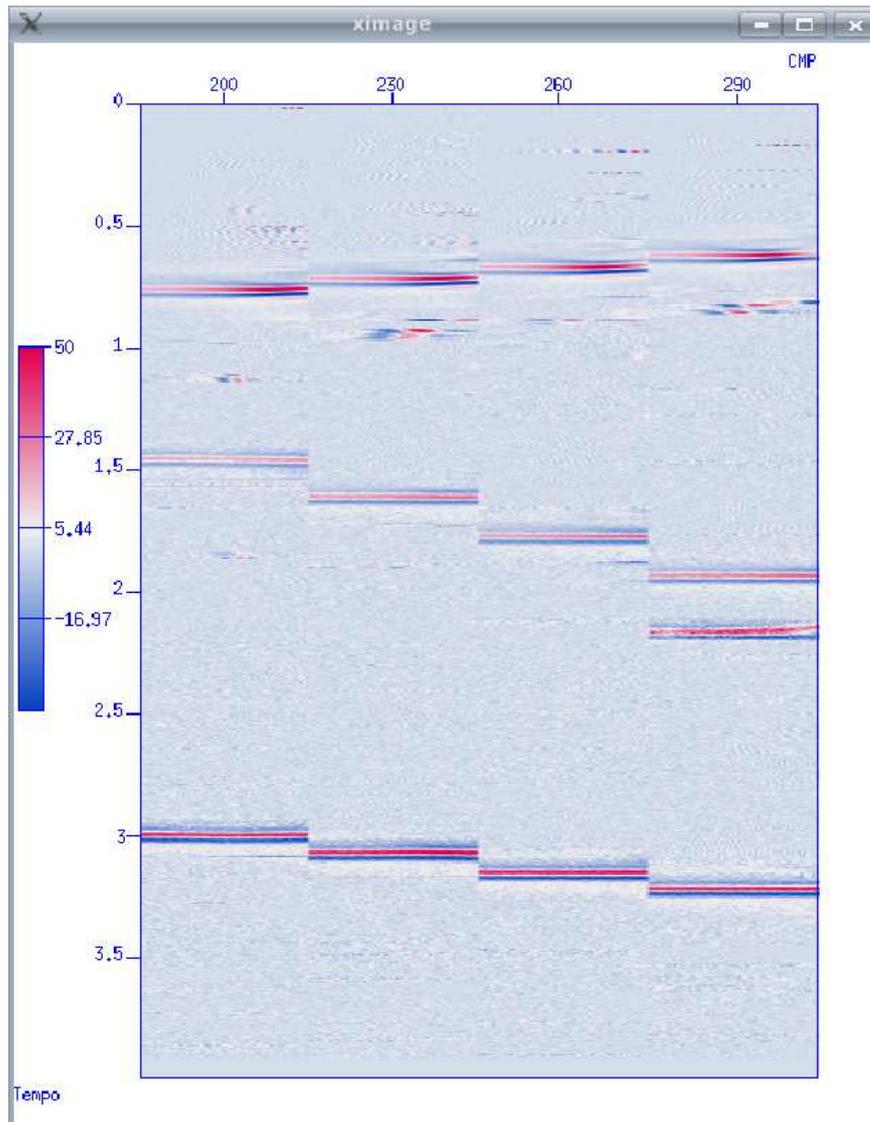


Figura 4.8: CRPs (common reflection points) relativos à seção taZO empilhada da figura 4.7.

As figuras 4.7 e 4.8 exemplificam o resultado deste procedimento aplicado a um modelo de refletores curvos e com um plano de falha com meugulho suave, figura 4.1. A figura 4.7, quando comparada à figura 4.2, apresenta como diferença, além do fato de ser efetivamente uma seção ZO (uma vez que foram empilhados CRPs e não CMPs), as amplitudes, pois, neste caso o dado foi ponderado pelos pesos de Kirchhoff. Isto pode ser mais claramente observado na figura 4.8, que mostra um grupo de CRPs posicionados na região do plano de falha. Não só os *moveouts* estão

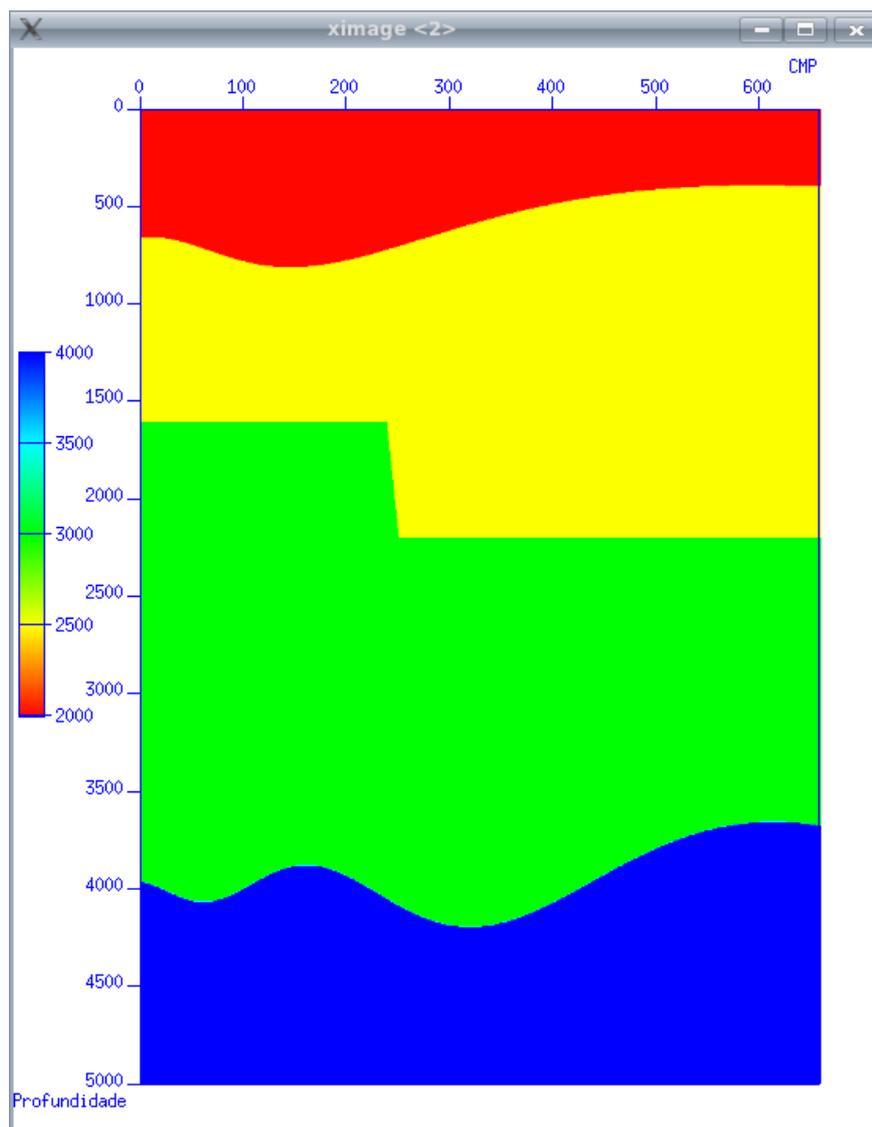


Figura 4.9: Modelo de velocidades para refletores curvos e na presença de um plano de falha íngreme.

adequadamente corrigidos, mas também as amplitudes, tanto para os afastamentos maiores, quanto no tempo.

As figuras 4.9 (ver os parâmetros dos dados sintéticos no Apêndice A) até 4.12 ilustram uma situação geológica onde o plano de falha tem forte mergulho, o que implica em forte variação lateral de velocidades. Já na seção CMP empilhada, figura 4.10, podemos verificar que o último refletor não está adequadamente reproduzido abaixo do plano de falha. Da mesma forma, a seção

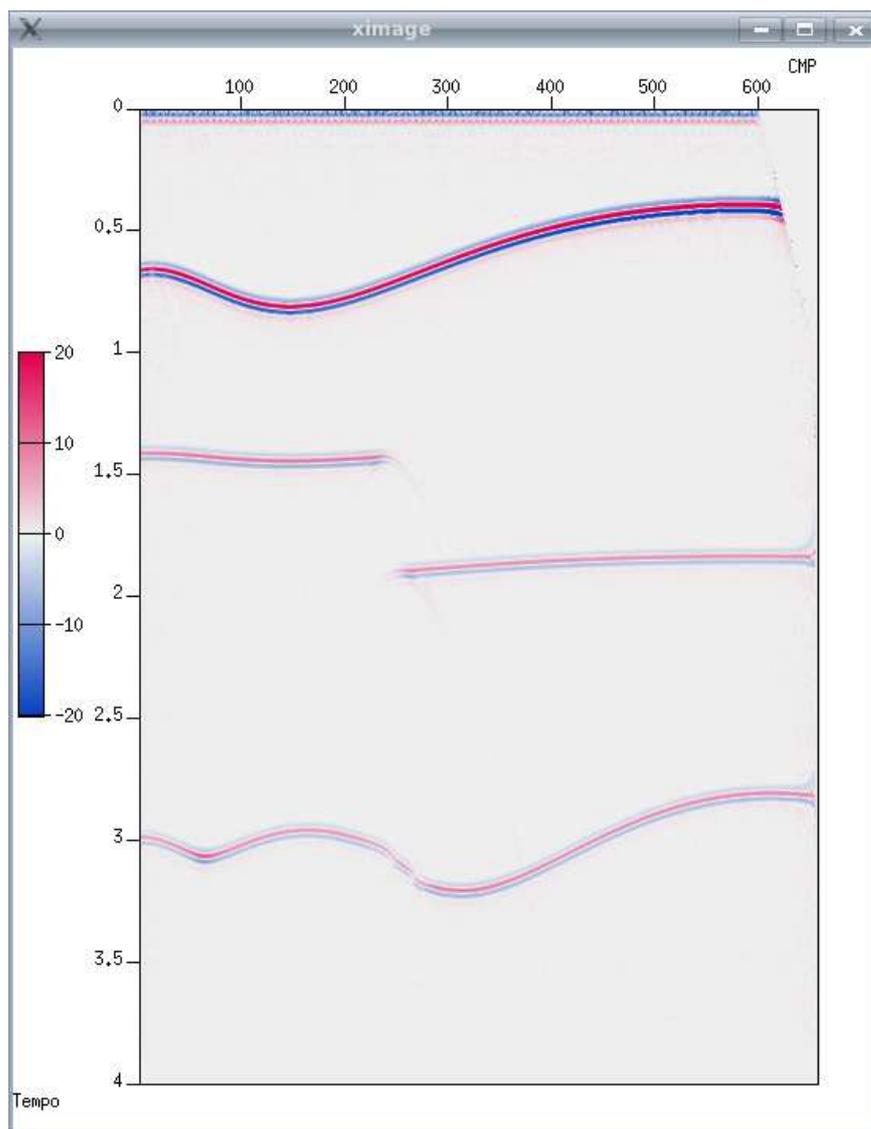


Figura 4.10: Seção CMP empilhada relativa ao modelo da figura 4.9.

taZO não consegue um bom empilhamento nesta região, como mostra a figura 4.11. A figura 4.12 apenas confirma o que foi observado na figura 4.11. Neste caso, os CRPs mostram o último refletor completamente distorcido abaixo da zona de falhamento. Então é óbvio que este procedimento também está limitado pela variação lateral de velocidades, não obstante ainda ter vantagens quando comparado à migração em tempo, quando o propósito é a conversão em profundidade. Mas isto será objeto de estudo no próximo capítulo.

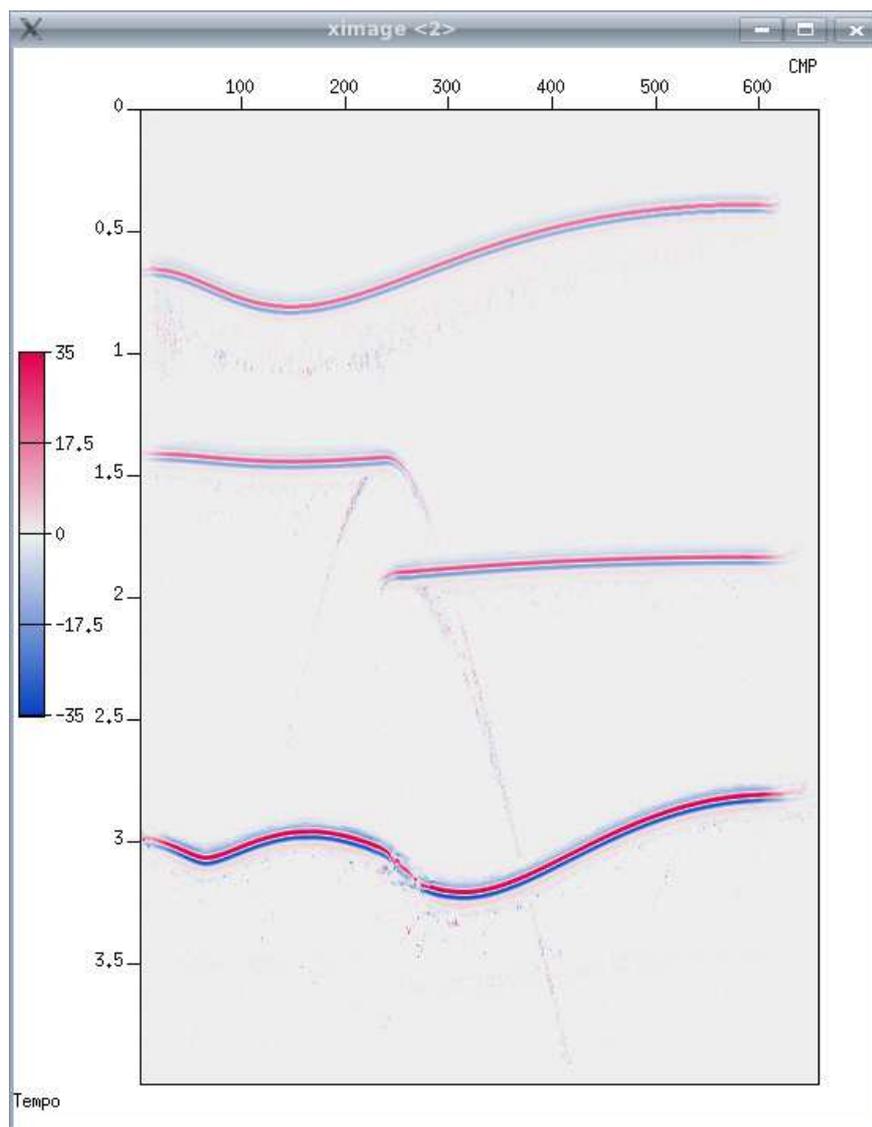


Figura 4.11: Seção taZO empilhada relativa ao modelo da figura 4.9.

4.3 O mapa de ápices das difrações

Este pode ser considerado como um sub-produto dos estudos relacionados à geração dos mapas geométricos. Face a isto, ainda não foi devidamente explorado. O que iremos fazer aqui é mostrar o potencial desta ferramenta para o processo exploratório em áreas de pouca complexidade estrutural. Isto será feito, porém, de forma ainda muito preliminar, pois nem todos os recur-

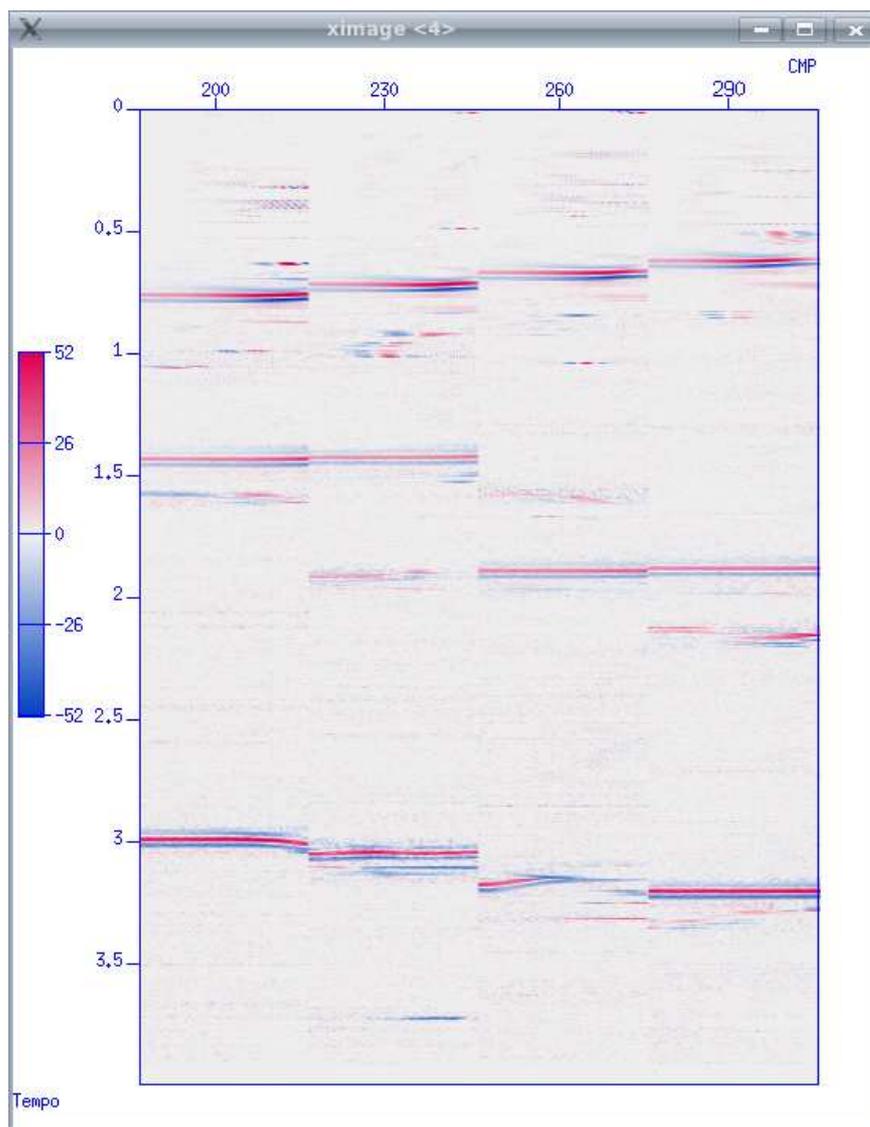


Figura 4.12: CRPs(common reflection points) relativos à seção taZO empilhada da figura 4.11.

tos para a sua completa implementação foram desenvolvidos. Por exemplo, existe a expectativa de alcançarmos melhores resultados do que aqueles que serão apresentados, quando a busca dos parâmetros CRS for realizada através da busca bi-paramétrica na primeira etapa, como pode ser visto em Garabito (2001). No entanto, não foi possível testar esta opção em decorrência do curto espaço de tempo disponível. Portanto, parte das deficiências da técnica que iremos apontar, poderiam ser superadas a partir da utilização de outros instrumentos, os quais também serão debatidos

neste texto.

O propósito deste mapa é a identificação, em tempo, da localização dos pontos de descontinuidades na seção sísmica. No caso, estas descontinuidades somente serão mapeadas caso haja a geração de difrações, e estas possam ser observadas no dado sísmico. O critério para a localização das descontinuidades será a identificação dos ápices das curvas de difrações geradas a partir dos parâmetros CRS. Estes mapas, como são de muito fácil obtenção, poderiam se constituir em uma primeira leitura geral do intérprete, das descontinuidades no volume sísmico.

Sabemos que existe hoje no mundo da exploração sísmica uma demanda por mecanismos que propiciem a maior resolução possível na identificação das descontinuidades. Na medida em que as difrações carregam conteúdo de frequência maior do que as reflexões e estão associadas às descontinuidades (ver, por exemplo, Trorey (1970)), é bastante razoável tratar as difrações como sinal ao invés das reflexões, se o propósito exploratório for a detecção destas descontinuidades. Daí o título de super-resolução, usado por alguns autores. Aqui, seguiremos a tendência verificada hoje na literatura geofísica (Garabito (2001) (2001), Khaidukov (2004)), que vem apresentando diferentes mecanismos para que esta identificação seja realizada. Porém, ao contrário destes autores, nós não faremos a filtragem das reflexões, para em seguida migrar em profundidade o dado sísmico com as difrações prevalecendo. Nossa estratégia será usar os parâmetros CRS associados às difrações para localizar seus ápices. A depender da robustez deste procedimento, este mapa pode se constituir na primeira evidência da presença de descontinuidades (falhas, canais, irregularidades em domo de sal, etc.) durante o trabalho de interpretação. Um outro propósito seria usar estes mapas para inibir a ação deletéria do empilhamento CRS na resolução lateral, como será visto no Capítulo 6.

Como esta é uma estratégia que envolve apenas procedimentos no domínio do tempo, os mapas obtidos também estarão limitados pela variação lateral de velocidades. Aplicamos aqui os parâmetros CRS para diretamente localizar os ápices das difrações. O mecanismo usado foi contar, para todas as amostras na seção de afastamento nulo, o número de ápices gerados no dado sísmico a partir dos parâmetros CRS. Isto porque sabemos que uma superfície de difração pode ser gerada para cada uma amostra da seção ZO, na medida em que cada amostra tem o seu próprio conjunto de parâmetros CRS. Porém, como sabemos que nas regiões de descontinuidade a imagem

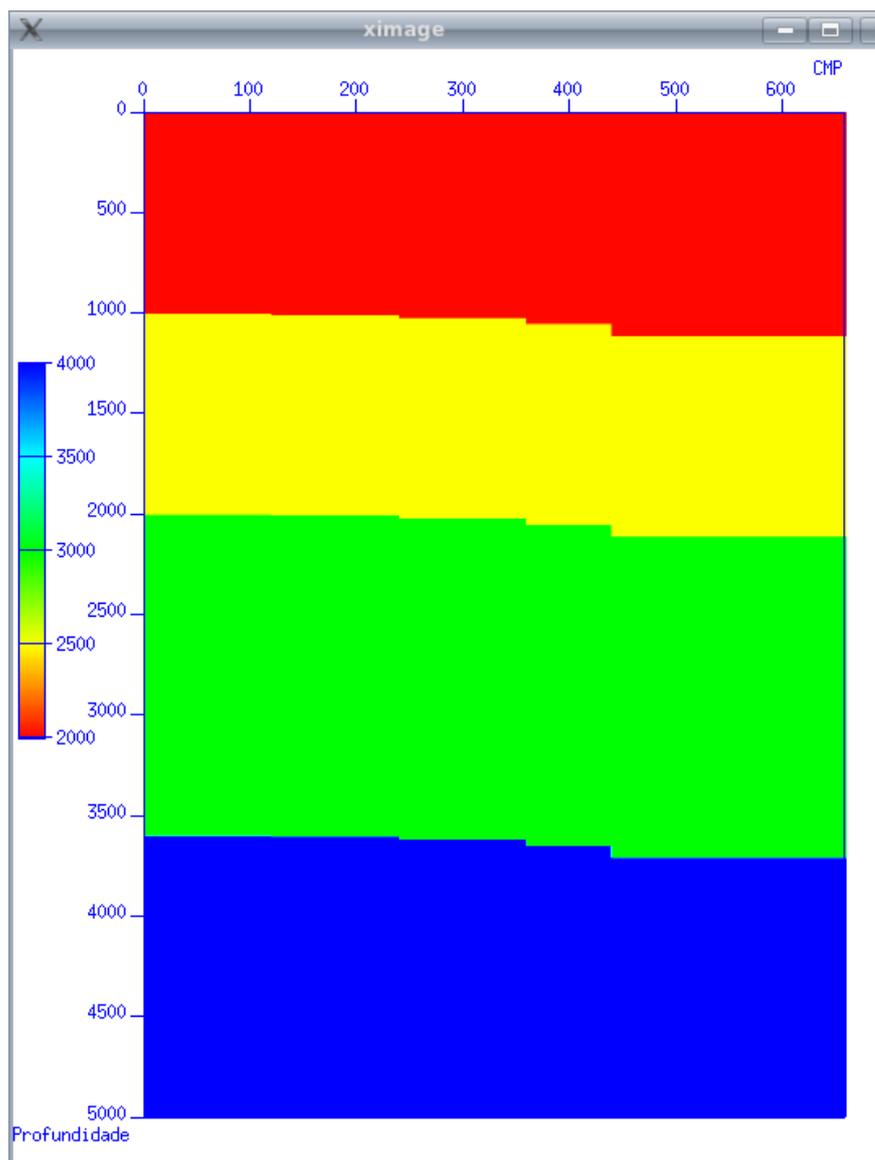


Figura 4.13: Modelo de velocidades para refletores planos com falhas de diferentes rejeitos.

das difrações estará preservada na imagem sísmica, ou seja, teremos uma difração real (ver Whitcombe, 1994), os parâmetros das amostras nas regiões das difrações serão geradores da própria difração. Portanto, é de se esperar que vá haver um maior número de ápices, gerados desta forma, nas coordenadas dos próprios ápices das difrações. Desta forma, podemos então fazer a contagem dos ápices encontrados e selecionar os pontos, ou regiões, de maior concentração. Estes pontos,

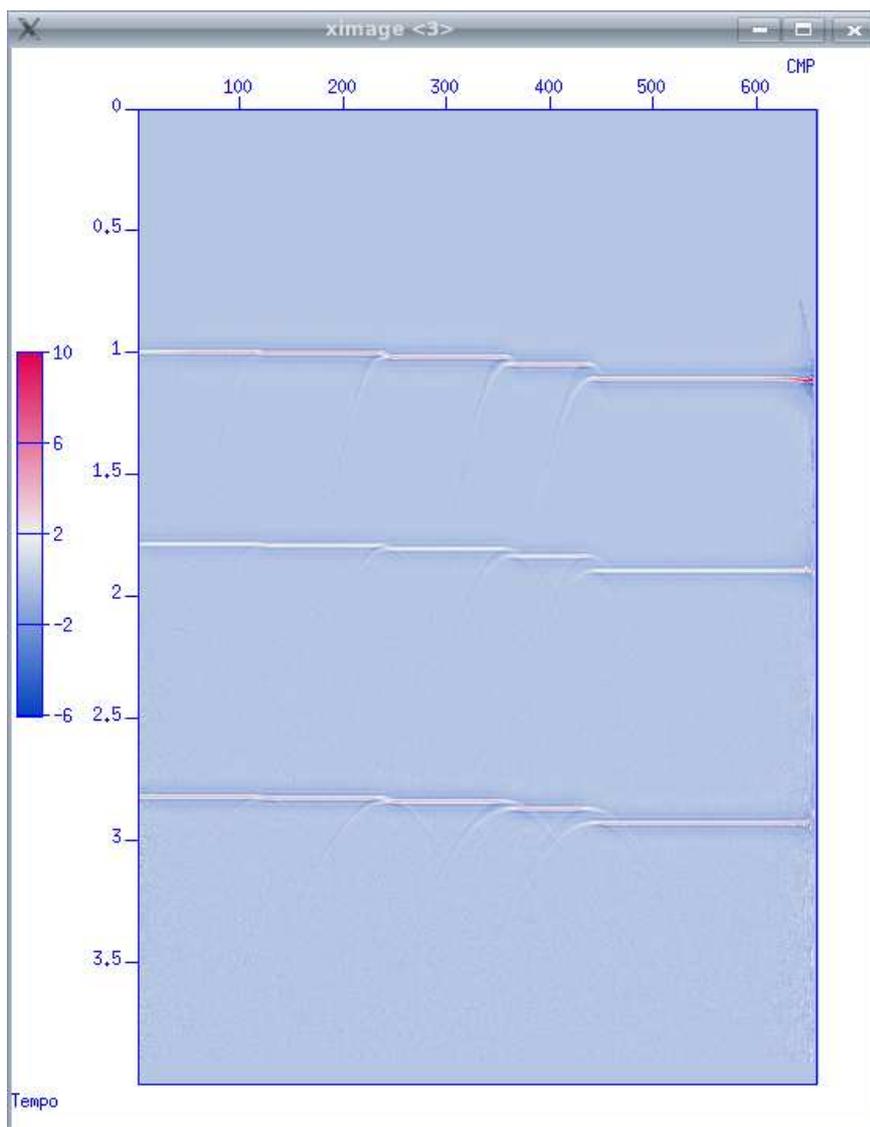


Figura 4.14: Seção CMP empilhada relativa ao modelo da figura 4.13.

ou regiões, corresponderão aos ápices (ZO) das superfícies das difrações geradas pelas descon-
tinuidades.

Vamos agora analisar os resultados das figuras de 4.13 (ver os parâmetros dos dados sintéticos
no Apêndice A) a 4.19 que ilustram este mecanismo. A figura 4.13 mostra um modelo com refle-
tores plano-horizontais, com 4 falhas cortando todos os refletores. Cada falha apresenta um rejeito
diferente, respectivamente 5, 10, 20 e 30m. Já a figura 4.14, corresponde à seção CMP relativa ao

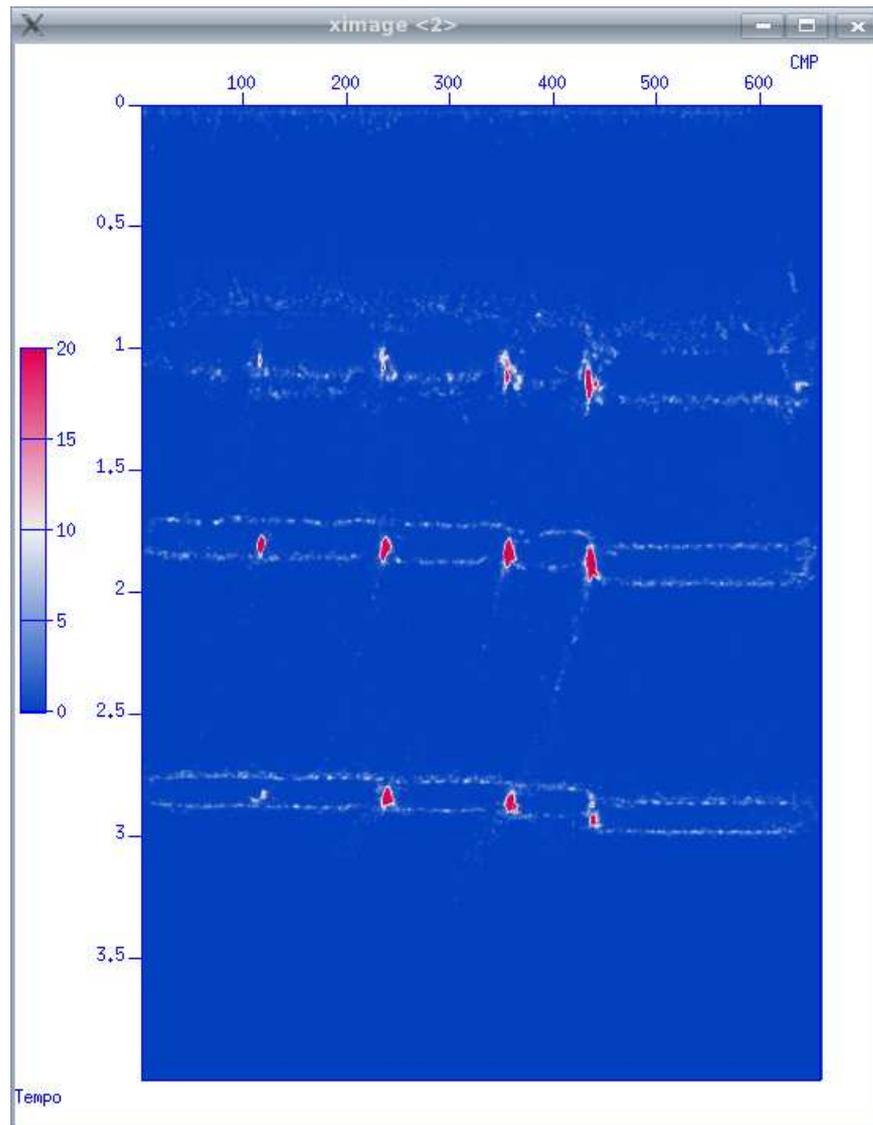


Figura 4.15: Mapa de ápices ZO, relativo ao dado sísmico do modelo da figura 4.13.

modelo anterior. Pode ser observado a presença das difrações, porém com variação das amplitudes. O controle destas amplitudes está relacionado aos contrastes de impedância acústica, ao rejeito das falhas e à quantidade de ruído aleatório presente. Estas amplitudes terão impacto direto no mapa de ápices. Observando a figura 4.15, podemos verificar uma maior concentração nas regiões que correspondem aos ápices das difrações e preferencialmente naquelas regiões de maior destaque para as difrações, ou seja, de melhor s/r . Isto é decorrente da melhor leitura dos parâmetros CRS nestas

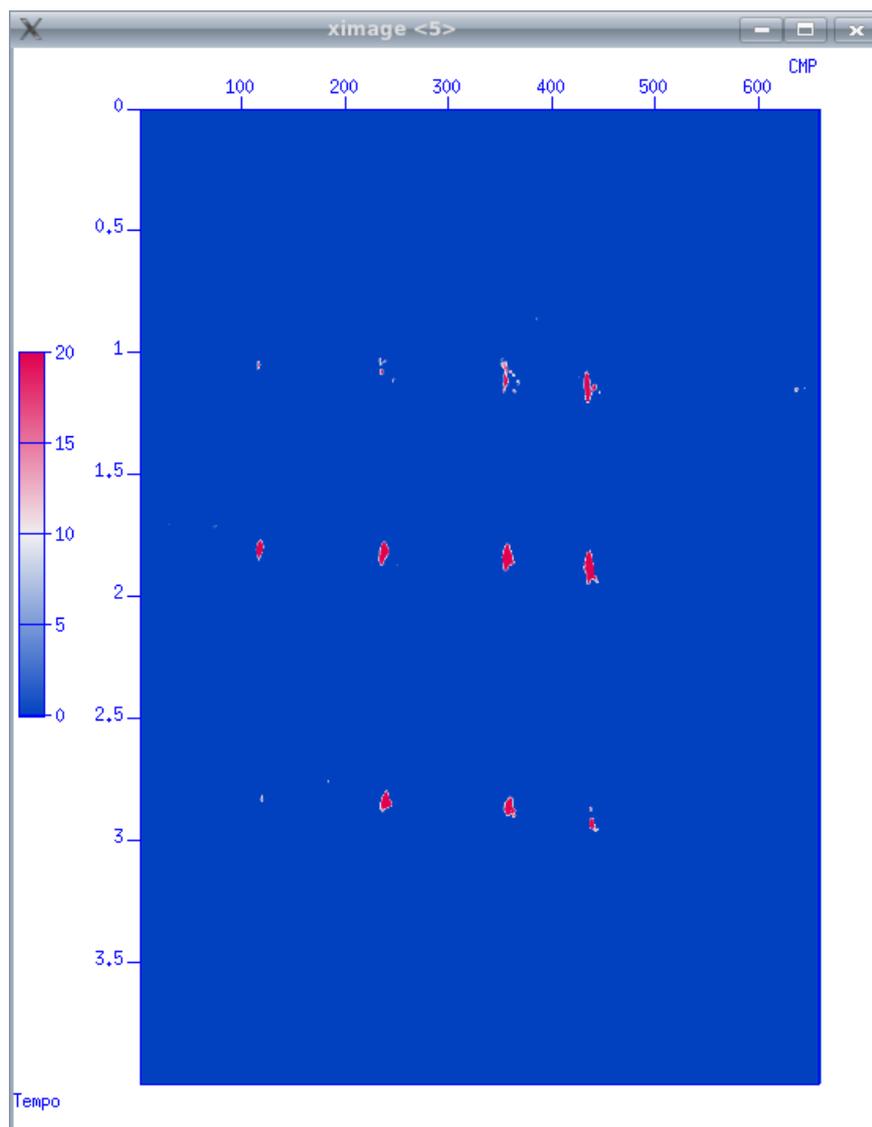


Figura 4.16: Mapa de ápices ZO, filtrado, relativo ao dado sísmico do modelo da figura 4.13.

regiões, o que faz com que as curvas de difração construídas por estes parâmetros converjam para a mesma posição, qual seja, os ápices das difrações reais. A figura 4.16 mostra o resultado da filtragem deste mapa através de um valor mínimo de corte, considerando os valores de concentração dos ápices. Apesar da baixa concentração em alguns pontos de discontinuidades, marcadamente para as falhas com rejeito de 5m, foi possível identificar todas as 12 falhas no mapa de ápices.

Porém, alguns aspectos deste procedimento devem ser observados e serão merecedores de

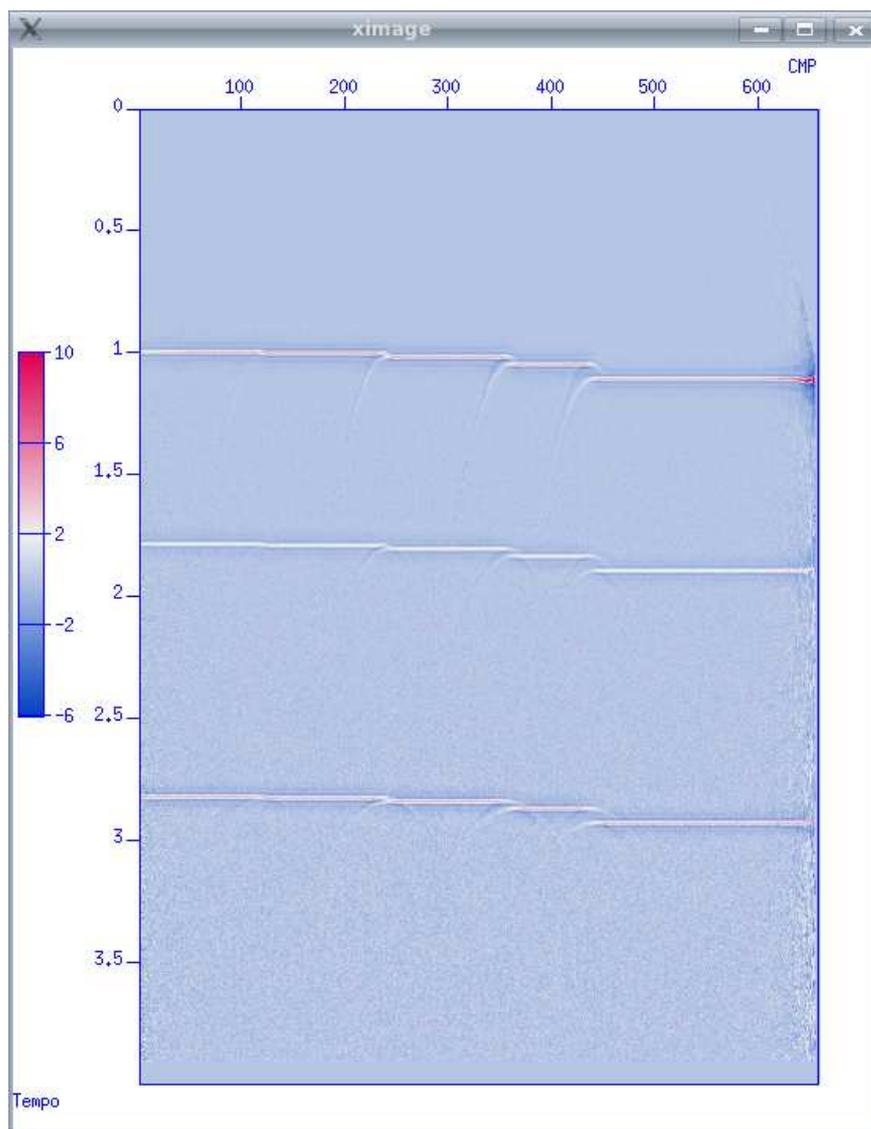


Figura 4.17: Seção CMP empilhada relativa ao modelo da figura 4.13, porém com $s/r = 20$.

estudos futuros. De imediato iremos apenas mencioná-los e sugerir possíveis soluções. Nos procedimentos usuais para a construção de difrações durante os processos de migração, o primeiro passo consiste da definição do campo de velocidades. Ao procedermos desta forma, estamos então localizando estes lugares geométricos a partir de informações de reflexão, pois foi a partir deste tipo de informação que interpretamos o campo de velocidades. No caso presente, a geração dos mapas de ápices, a localização será a partir de informações procedentes das próprias difrações, pois serão

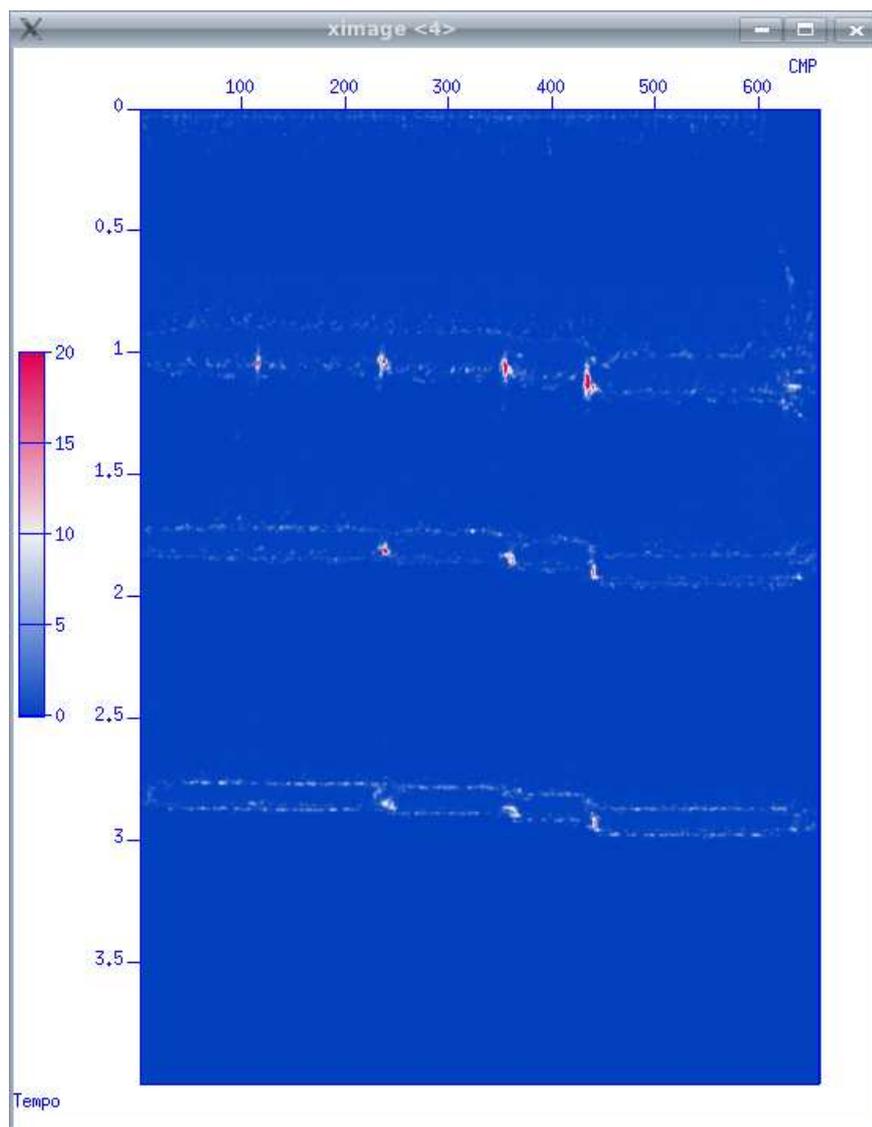


Figura 4.18: Mapa de ápices ZO, relativo ao dado sísmico do modelo da figura 4.13, porém com $s/r = 20$.

utilizados os parâmetros CRS para o desenho das curvas de difração. Isto por si só carrega uma dificuldade extra, pois as difrações sempre apresentam menores amplitudes, e por consequência menores s/r , do que as reflexões. Desta forma, é de se esperar maiores dificuldades de se fazer leituras adequadas dos parâmetros CRS para as difrações. Como consequência imediata, o número de pontos, ao longo das difrações, que efetivamente irão contribuir para a concentração de ápices, em uma determinada coordenada, poderá reduzir-se de tal forma que não mais conseguiremos

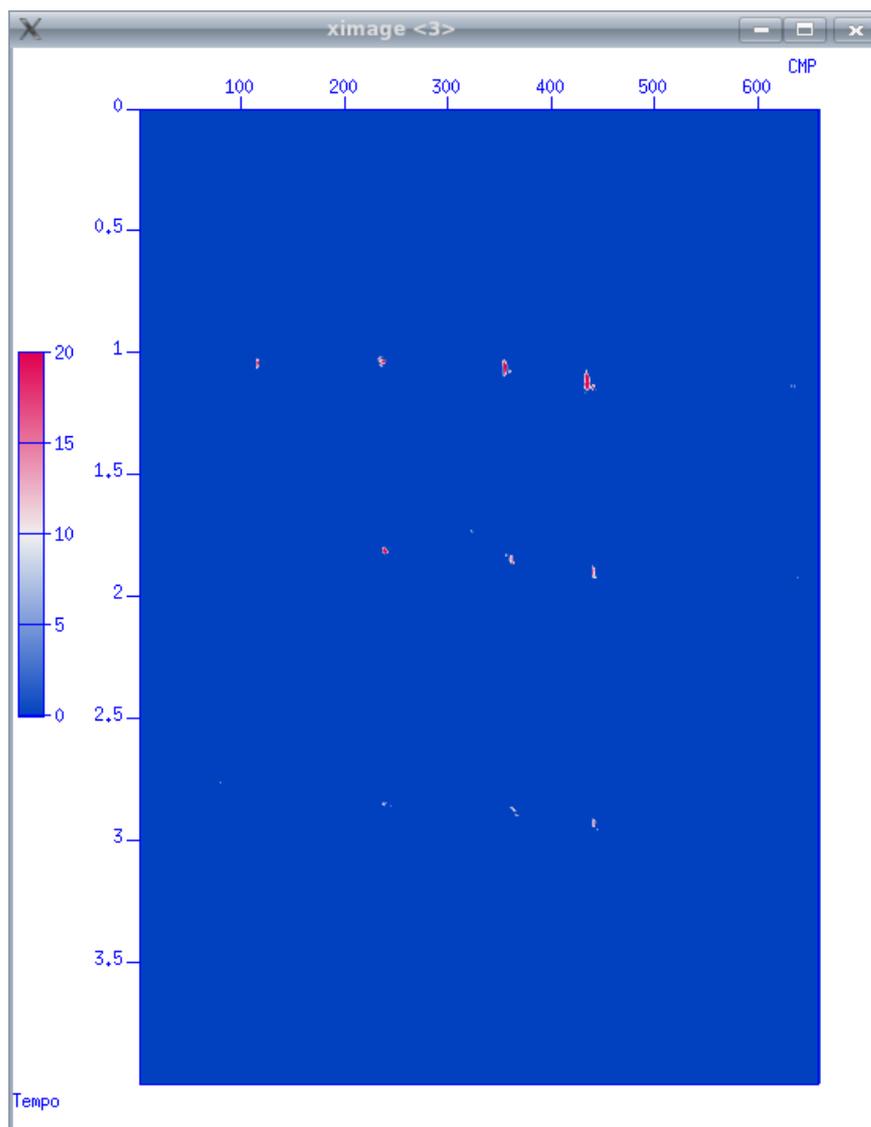


Figura 4.19: Mapa de ápices ZO, filtrado, relativo ao dado sísmico do modelo da figura 4.13, porém com $s/r = 20$.

discriminar os seus valores relativamente a outros referentes às reflexões e aos ruídos.

As três figuras seguintes ilustram esta observação, pois serão resultado de um volume de dados com $s/r = 20$, portanto diferente do anterior onde $s/r = 50$. Comparando as seções empilhadas das figuras 4.14 e 4.17 fica claro a forte concentração de ruído aleatório, principalmente na parte baixa desta última figura. Isto faz com que um menor número de pontos da difração tenha

seus parâmetros lidos de forma correta, o que implica em uma menor concentração de ápices. É o que podemos observar, tanto na figura 4.18, a qual mostra o mapa de ápices relativo à figura 4.17, quanto em seu resultado filtrado a partir de um determinado nível de corte, de acordo com a concentração de ápices, figura 4.19. Se para $s/r = 50$ podíamos localizar todas as falhas presentes no dado sísmico, para $s/r = 20$, além da substancial queda no valor das concentrações de ápices, parte delas, em particular aquelas de menor rejeito, passam a ter níveis de concentração de ápices menor do que certas concentrações propiciadas por ruído ou reflexões, o que faz com que estejam abaixo do corte utilizado na geração da figura 4.19.

Um outro problema, ainda relacionado ao fato de estarmos trabalhando com a leitura direta das difrações, está associado à eventuais erros na leitura dos parâmetros CRS decorrentes da própria descontinuidade. Como será visto no Capítulo 6, estes erros podem estar associados, por exemplo, à aproximação de duas difrações vizinhas (por exemplo, falha de pequeno rejeito) com o crescimento do *moveout*. Ao observarmos a figura 4.14, é notória a intersecção entre as difrações, principalmente nas partes rasas da seção sísmica. Apesar de esta figura ser uma seção empilhada, este comportamento das difrações ocorre ao longo de todos os afastamentos. Nesta região da intersecção, os parâmetros lidos através do CRS não estarão relacionados a nenhuma das duas difrações. Portanto, as posições dos ápices, resultantes dos parâmetros CRS desta região, não serão aquelas verdadeiras. Isto pode ser observado na figura 4.16. A maior parte das concentrações não consegue separar as descontinuidades nos dois pontos extremos das falhas. Como estamos trabalhando com difrações na tentativa de obter melhores resoluções, este resultado pode parecer frustrante, pois mostra-se, do ponto de vista de resolução, inferior ao obtido convencionalmente. Podemos então afirmar que quanto menor for o rejeito, ou quanto mais próximas estiverem as difrações identificadoras dos limites das descontinuidades, menor será a chance do procedimento dos mapas de ápices localizar corretamente suas posições.

Por fim, observando a figura 4.15, podemos verificar que existem vários pontos no mapa de ápices com ocorrências anômalas, isto é, altos valores de concentração, portanto de difícil separação das verdadeiras posições das descontinuidades. Este mapa foi construído utilizando o fator

$$W = \min[R_N, R_{NIP}] / \max[R_N, R_{NIP}] \quad (4.3)$$

como ponderador. Como este fator tende a ser próximo da unidade para as regiões das difrações e muito baixo para as reflexões, esta é uma forma de ressaltar as concentrações de ápices dos pontos relacionados às descontinuidades e penalizar aquelas relativas às reflexões. Desta forma, as reflexões na figura 4.15 ficaram fortemente atenuadas. No entanto, as bordas destas reflexões aparecem como posições preferenciais para a concentração dos pontos anômalos. Apesar de não termos respostas conclusivas sobre as causas deste problema, nós sabemos que ele está relacionado à flutuação dos valores de R_N nestas áreas, aproximando-se de R_{NIP} , o que faz com os valores das concentrações de ápices desta área não sejam afetados pela ponderação. Portanto, sua solução envolve uma melhor definição dos valores de R_N .

Os três problemas levantados, acreditamos, podem ser atenuados através da utilização do método de busca dos parâmetros CRS bi-paramétrico (Garabito, 2001). Isto pelo simples fato de que este método trabalha diretamente com o lugar geométrico das difrações, ao contrário do método convencional que utiliza preferencialmente informações das reflexões. Desta forma haveria a tendência, principalmente a partir da utilização de operadores longos, de se valorizar parâmetros que efetivamente reproduzam as difrações presentes no dado sísmico.

O último produto obtido diretamente dos mapas geométricos é a conversão tempo-profundidade usando as trajetórias do raio normal. Devido a sua importância, iremos dedicar a ele um capítulo à parte, que vem a ser o próximo.

Capítulo 5

Conversão tempo-profundidade usando os mapas geométricos

Migrar em tempo ou migrar em profundidade? Esta é uma pergunta recorrente nos centros de processamento sísmicos. O que aparentemente demanda uma simples resposta, considerando apenas os aspectos técnicos envolvidos na questão, se torna sobremaneira complicado quando também levamos em consideração questões econômicas e operacionais. Migrar em profundidade implica em considerar da forma mais completa e desejável possível as variações laterais no campo de velocidades. Isto significa dizer que, com a migração em profundidade, poderíamos responder à quase todas as demandas técnicas. Mas mesmo sob este ponto de vista, o técnico, a resposta pode tornar-se mais complicada se considerarmos o aspecto robustez. Enquanto na migração em profundidade temos de manipular dois parâmetros simultaneamente, a saber, a profundidade e a velocidade, na migração em tempo apenas a segunda variável é manipulada, como pode ser visto em Guo e Fagin (2002). Isto faz com que a possibilidade de erro seja maior na migração em profundidade, aumentando a possibilidade de falsas informações geológicas.

Todavia, o grande problema da migração em profundidade sem dúvida está no custo. Apesar dos últimos avanços nos *softwares* e *hardwares*, este processo ainda é dispendioso no tocante a tempo e a relação homem-hora. Ainda hoje o imageamento diretamente em profundidade somente é demandado em áreas especiais, de grande complexidade geológica.

Em decorrência disso, uma parcela significativa do imageamento sísmico ainda é realizada

em tempo. Isto ocorre não só devido aos custos, mas também porque este tipo de migração é robusto o suficiente para responder de forma satisfatória a uma grande variedade de situações geológicas. A grande questão, no entanto, é como estabelecer o limite, a partir do qual se opta pela migração em tempo ou pela migração em profundidade. Rigorosamente este limite não existe. Apesar de haver situações em que, já de antemão, os profissionais que trabalham na área podem estabelecer uma estratégia, dado o conhecimento prévio disponível, em outras apenas após o imageamento inicial, em tempo, esta estratégia pode ser definida. Mas é fato que quanto mais pudermos estender a possibilidade de imagear em tempo, sem a necessidade da migração em profundidade, melhor. Portanto, a técnica de conversão que será apresentada neste capítulo é uma forma de ampliar o imageamento em tempo antes do empilhamento, no tocante à variação lateral de velocidades. A novidade que apresentaremos baseia-se na utilização, como dado de entrada, da seção t_aZO , seguida do traçamento de raios normais para proceder à conversão. Neste ponto é importante assinalar a discussão de Garabito e outros (2006) sobre esta questão, a qual guarda semelhanças com o trabalho desenvolvido nesta tese.

Apesar de, durante todo este trabalho, nos referirmos ao raio normal o qual é tradicionalmente relacionado à reflexão, na verdade estaremos usando, como será explicado adiante, o raio de migração em profundidade após o empilhamento, pois não só faremos a conversão para as reflexões, mas também para as difrações.

5.1 Conversão tempo-profundidade pelos métodos convencionais

Atualmente existem três procedimentos básicos para convertermos em profundidade um dado, que originalmente foi processado em tempo: a conversão direta através do raio vertical; a conversão através do raio imagem e o assim conhecido *map migration*. Enquanto os dois primeiros usam como dado de entrada o dado migrado em tempo, o terceiro faz uso da seção ZO, podendo utilizar também informações do dado migrado em tempo. Neste trabalho, a conversão tempo-profundidade usando raio vertical será apenas mencionada esporadicamente, na medida em que é bem conhecido que seus resultados são insatisfatórios, ou apenas apresentam resultados interpretáveis para situações bem particulares, como será visto.

5.1.1 Conversão tempo-profundidade usando o raio imagem

Os procedimentos que usam o dado migrado em tempo como entrada para a conversão tempo-profundidade, apresentam como maiores problemas os erros no campo de velocidade usado para a migração, bem como a variação lateral das velocidades. Erros no campo de velocidades fazem com que as amostras sejam sub ou super migradas, enquanto a variação lateral das velocidades produz um deslocamento das amostras, relativo à sua posição correta como mostra, por exemplo, Whitcombe (1994). Desta forma, via de regra, o dado migrado em tempo apresenta erros de posicionamento. Os problemas causados por erros no campo de velocidades são largamente conhecidos (ver por exemplo Yilmaz (2001)) e não serão abordados. Já aqueles decorrentes da variação lateral de velocidades, serão aqui estudados com base no trabalho de Brzostowski e Black (1989). Neste trabalho os autores primeiro quantificaram os deslocamentos das coordenadas do dado migrado em tempo relativamente à sua posição correta, em função do mergulho do refletor sendo migrado e do gradiente lateral de velocidades, sendo que este foi mantido constante, da geologia acima deste refletor. A saber,

$$x_{apex} \cong x + \frac{1}{2} \frac{Gz^2}{v} [1 + 3 \tan^2 \theta] \quad (5.1)$$

e,

$$t_{apex} \cong \frac{2z}{v} \left[1 - \frac{Gz}{v} \tan^3 \theta \right] \quad (5.2)$$

onde x_{apex} e t_{apex} são respectivamente as coordenadas espacial e de tempo das amostras após a migração em tempo. Já x e z representam as coordenadas da amostra em sub-superfície, G é o gradiente lateral de velocidades do meio acima do refletor, v é a velocidade no ponto em profundidade sendo analisado e θ é o mergulho do refletor. Podemos verificar que para gradientes iguais a zero não haverá deslocamentos, independente do mergulho do refletor. No entanto, na presença de gradiente lateral, mesmo para mergulhos nulos, as amostras, após a migração em tempo, estarão deslocadas da posição correta.

A partir destas duas equações é fácil e direto perceber que a utilização do raio vertical só propiciará o correto posicionamento em profundidade para circunstâncias muito específicas, ou

seja, quando $G = 0$.

Em seguida, Brzostowski e Black (1989) estudaram a correção destes deslocamentos, também para o caso de uma geologia com gradiente lateral de velocidades constante e um refletor mergulhante subjacente, lançando mão do raio imagem (Hubral, 1977). Em princípio, a conversão para profundidade através do raio imagem deveria produzir resultados mais satisfatórios, na medida em que, este procedimento se propõe a corrigir os deslocamentos das coordenadas do dado migrado em tempo. Brzostowski e Black relacionaram a posição das amostras em profundidade, após a conversão tempo-profundidade usando o raio imagem, com suas posições verdadeiras. Foram obtidas as relações

$$x_i \cong x + \frac{3}{2} \frac{z^2 G}{v} \tan^2 \theta \quad (5.3)$$

e,

$$z_i \cong z - \frac{z^2 G}{v} \tan^3 \theta, \quad (5.4)$$

onde x_i e z_i são as coordenadas das amostras após a conversão para profundidade usando o raio imagem. Através das equações acima, verificamos que o erro do posicionamento em profundidade, a partir da conversão usando o raio imagem, é fortemente influenciado, tanto pelo mergulho do refletor, quanto pelo gradiente de velocidades laterais. Face a estes problemas, Whitcombe (1994) mostrou que este tipo de conversão apenas apresenta resultados satisfatórios, do ponto de vista do posicionamento, em situações onde a variação de velocidades na região entre o ponto estacionário e o ápice da curva de difração for suave. Podemos concluir que a conversão em profundidade utilizando o raio imagem, embora apresente ganhos notórios relativamente à conversão usando o raio vertical, sofre fortes limitações em áreas geologicamente complexas.

No entanto, a situação que procuraremos ilustrar está relacionada à variação do gradiente lateral de velocidades. Esta é uma situação comumente relacionada aos domos de sal e da qual faremos uso com a finalidade de compararmos a técnica de conversão tempo-profundidade que usa o raio imagem e aquela que usa o raio normal. Mostraremos inicialmente a incapacidade da técnica que emprega o raio imagem de converter a informação de tempo para profundidade nesta

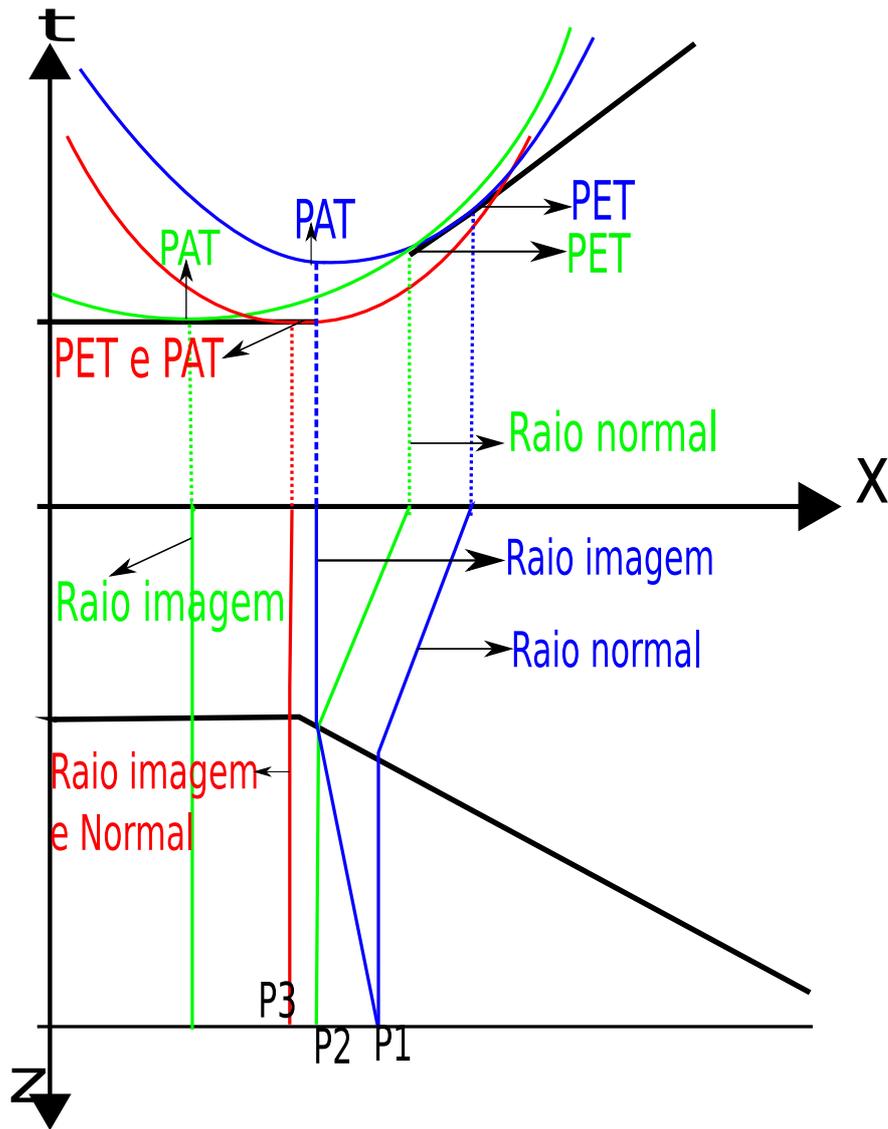


Figura 5.1: Figura esquemática mostrando o efeito da conversão tempo-profundidade, em um modelo com gradiente lateral de velocidades, usando o raio imagem.

situação extrema. Na sequência do capítulo, mostraremos que, diante das mesmas circunstâncias, a utilização do raio normal consegue posicionar as amostras imageadas corretamente em profundidade. Agindo desta forma, estaremos sinalizando que também as situações tratadas acima, a saber, modelo geológico com gradiente lateral de velocidades constante e refletor subjacente mergulhante, seriam mais adequadamente convertidas para profundidade usando esta nova técnica. Em síntese, exceto em casos extremos de variação lateral de velocidades, onde a correção de *moveout*

não fosse possível, o uso do raio normal traria bons resultados.

Para a verificação simplesmente qualitativa dos erros de posicionamento da migração em tempo e sua posterior conversão para profundidade utilizando o raio imagem, consideramos o modelo bidimensional de três camadas homogêneas da figura 5.1. Nosso alvo de imageamento é o refletor plano horizontal, ou seja $\theta = 0$. Como este refletor é subjacente ao outro refletor formado por dois segmentos de inclinações distintas, ocorre a variação no gradiente lateral de velocidades no meio acima do refletor alvo.

A figura 5.1, convenientemente construída para ilustrar as dificuldades deste tipo de conversão, mostra dois planos de coordenadas (em tempo e profundidade) separados pelo eixo X. O plano inferior representa o modelo em profundidade, enquanto o superior representa a imagem em tempo para afastamento zero, no caso apenas do refletor mais profundo, o refletor plano horizontal. O refletor mais raso, que contém uma inflexão que iremos tratar como uma descontinuidade, não será imageado. Como indicado acima, este refletor introduz uma variação brusca do gradiente lateral de velocidades no meio acima do refletor alvo.

Além disso, a figura mostra três pontos NIP, a saber, P1, P2 e P3, os pontos estacionários (PET), os raios normais e imagens, e as curvas de difração geradas para a migração em tempo com seus respectivos ápices (PAT), todos relativos aos três pontos em sub-superfície. As curvas de difração são todas simétricas, pois estamos trabalhando com a hipótese de velocidade constante para a migração em tempo. Na representação em tempo do refletor horizontal, optamos por não desenhar a difração real que faria a conexão entre o ponto de descontinuidade e o ponto estacionário relativo ao ponto P2. No lugar deixamos um espaço vazio. Esta opção é apenas para não carregar exageradamente a figura.

Observando o comportamento dos ápices destas curvas de difração e da conversão gerada pelos raios imagem, é fácil perceber que a seção em profundidade vai apresentar um vazio entre P1 e P2, ou seja, entre P1 e o ponto de descontinuidade. Isto ocorre, pois, por construção, P2 está no limite direito da descontinuidade enquanto P3 está no limite esquerdo. Este vazio é resultante, então, da combinação entre a super-migração dos pontos desta região, como sugerem as equações 5.1 e 5.2, com a mudança na geometria do modelo de velocidades, ou seja, devido à variação no gradiente lateral de velocidade. Isto implica na mudança do comportamento do raio

imagem em função desta mudança nas velocidades. No caso do esquema da figura 5.1, a trajetória do raio imagem para o ponto P2 é vertical, pois pela representação, neste ponto o gradiente lateral de velocidades é zero. Devemos observar que, se não fosse a mudança no comportamento do modelo (a descontinuidade), o raio imagem posicionaria as amostras corretamente, uma vez que as equações 5.3 e 5.4 indicam que para ângulos nulos no refletor considerado, bem como gradiente lateral de velocidades constante acima deste refletor, o raio imagem consegue fazer a correção de forma adequada. Isto é o que ocorre, por exemplo, com o ponto P1, onde o gradiente lateral de velocidades não foi alterado entre o ponto estacionário e o ápice da difração. Por fim, vale lembrar a observação de Whitcombe (1994), para o qual a condição para o sucesso da conversão através do raio imagem é que a variação das velocidades entre o raio normal e o raio imagem seja a mesma, ou no mínimo suave, de sorte a manter uma relação hiperbólica entre seus respectivos tempos. Isto não acontece em nosso esquema devido à descontinuidade.

Neste modelo também é fácil perceber que uma eventual conversão para profundidade usando o raio vertical não posicionaria corretamente as amostras imageadas. Por exemplo, o ponto P1 seria posicionado junto à descontinuidade, enquanto o ponto P2 seria posicionado bem à esquerda da descontinuidade, neste caso coincidindo com a posição definida através do raio imagem. O único ponto que seria convertido para a posição correta seria o ponto P3, pois neste caso, por construção, não houve variação lateral de velocidades entre os pontos PATs e PETs, que são coincidentes. Aqui deve ser ressaltado que, mesmo não havendo um "buraco" no refletor profundo, observado na conversão através do raio imagem, este resultado, do ponto de vista exploratório, seria ainda mais perigoso pois estaria induzindo a erros que poderiam resultar em uma locação incorreta.

A partir das considerações acima, podemos tirar algumas conclusões:

- (a) O uso do raio vertical para a conversão tempo-profundidade somente funciona de forma adequada em situações extremamente simples, na quase ausência de variação lateral de velocidades.
- (b) A conversão para profundidade usando raio imagem para um refletor mergulhante e na presença de gradiente lateral de velocidades constante acima deste refletor, não consegue posicionar as amostras de forma correta.

- (c) No entanto, para refletores horizontais, mesmo na presença de gradiente lateral de velocidades constante acima, este tipo de correção funciona adequadamente.
- (d) Por fim, para a situação onde o gradiente lateral de velocidades varia, que foi a situação ilustrada, a tendência é que o uso do raio imagem para fazer a correção para profundidade, independentemente do mergulho do refletor, produza vazios na seção final, ou posicionamento errado de parte das amostras.

As figuras seguintes ilustram este último comportamento através da modelagem sísmica. A figura 5.2 (ver os parâmetros dos dados sintéticos no Apêndice A) mostra o modelo representando um domo de sal, portanto com forte variação lateral de velocidades, enquanto as figuras 5.3 e 5.4 mostram a seção CMP empilhada e sua correspondente seção migrada pré-empilhamento em tempo. As velocidades usadas nesta migração foram geradas a partir dos procedimentos relacionados na seção 4.1, ou seja, um campo de velocidades de migração obtido a partir dos parâmetros CRS (equação 3.5). É fácil observar a super-migração abaixo do domo no terceiro refletor. Cada flanco do domo pode ser equiparado ao plano inclinado mostrado na figura 5.1, ou seja, aqui também temos representado um refletor plano horizontal e um forte gradiente lateral de velocidades acima deste refletor. Porém, diferentemente da figura 5.1, neste caso esta variação não se dá apenas após o ponto de descontinuidade, ou o ápice do domo, no caso da figura 5.2. Aqui, a variação é ao longo do domo, portanto não temos apenas dois gradientes bem definidos. É este comportamento que explica as duas curvas côncavas para cima da figura 5.5, a qual mostra a conversão para profundidade, da seção migrada em tempo, usando raio imagem. A curva superior, menores tempos, está associada às amostras que na figura 5.4 cruzam o centro do domo devido à super-migração. Para a conversão para profundidade, a velocidade usada nestas amostras mudaram completamente, inclusive o sinal do gradiente de velocidades. Já a outra curva, tempos maiores, está relacionada àquelas amostras que foram super-migradas, mas que não atravessaram este ponto central do domo. Estas amostras, após a migração, se posicionaram na parte central do domo. Como esta região também apresenta variação no gradiente lateral de velocidades, estas amostras não retornaram para seus pontos de origem após a conversão.

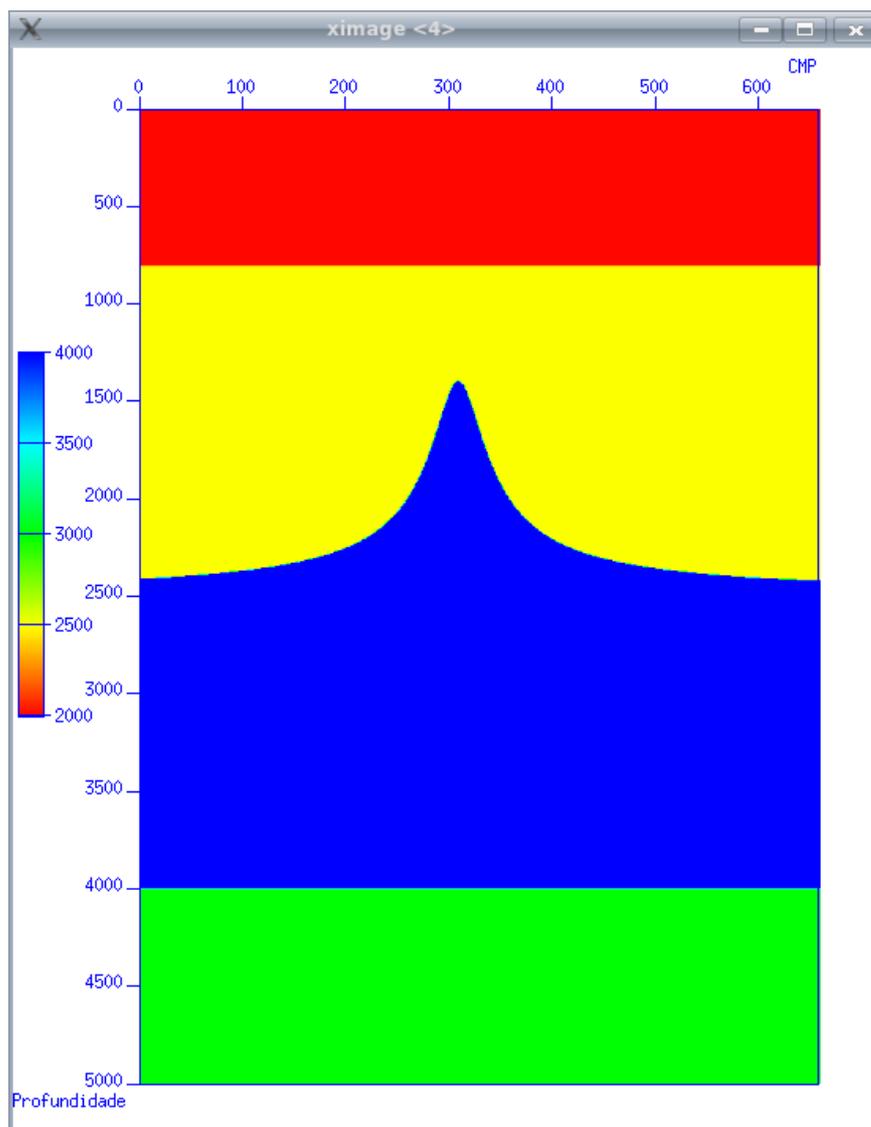


Figura 5.2: Modelo de velocidades relativo à representação de um domo de sal.

5.1.2 A construção de mapas em profundidade (*Map migration*)

Uma alternativa à conversão em profundidade consiste do chamado mapeamento em profundidade ou *map migration*. O processo consiste da conversão para profundidade de alguns refletores seleccionados na seção ZO, usando o raio normal como pode ser visto por exemplo em May e Covey (1981). Neste caso também o raio normal deve ser entendido como o raio da migração em profundidade para afastamento zero. Ao contrário da conversão propriamente dita, onde o propósito

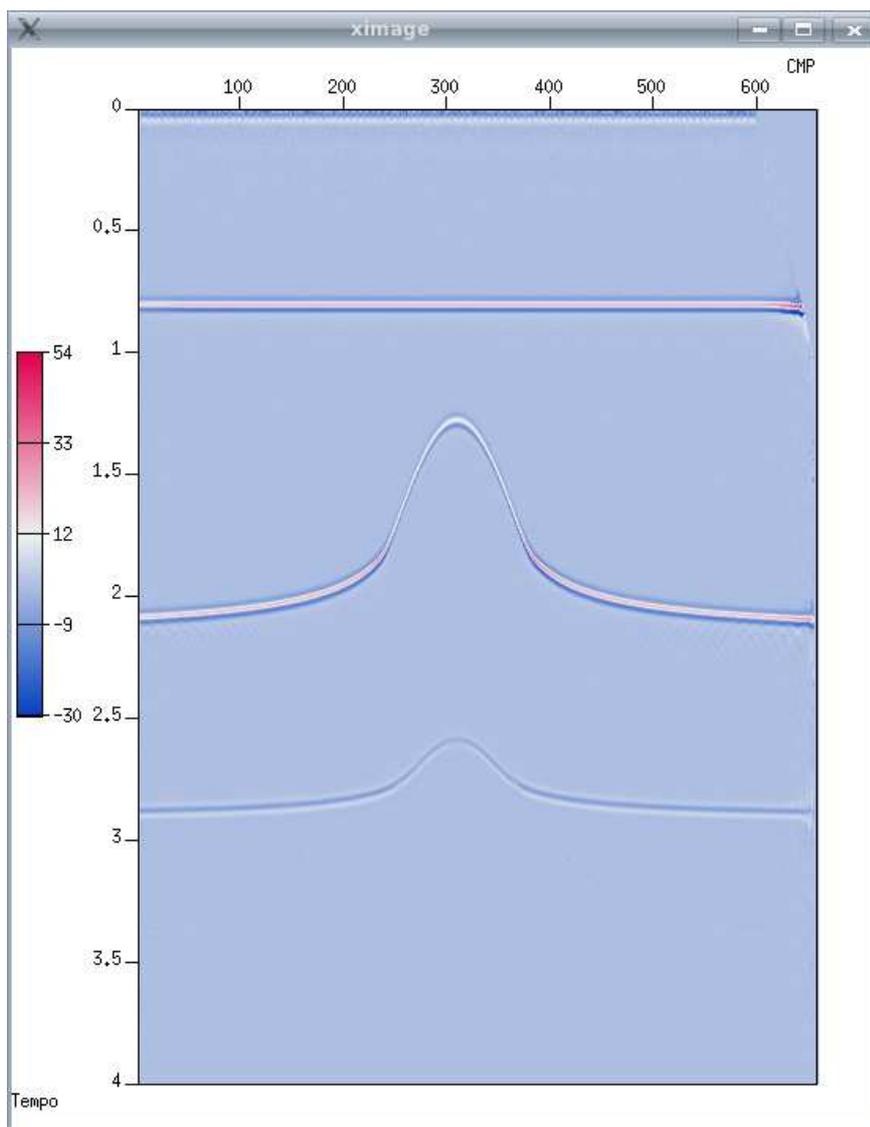


Figura 5.3: Seção CMP empilhada relativa ao modelo da figura 5.2.

é gerar o volume sísmico completo em profundidade, o *map migration* trabalha apenas com refletores que podem ser selecionados na seção ZO, o que implica em dificuldades para regiões de baixa s/r . Uma característica positiva deste método é a possibilidade de usarmos o modelo estrutural gerado como entrada para a migração em profundidade. Porém, sua maior virtude quando comparado com os procedimentos de conversão que usam o dado migrado como entrada, está no fato de conseguir posicionar corretamente o volume sísmico em profundidade, na medida que não

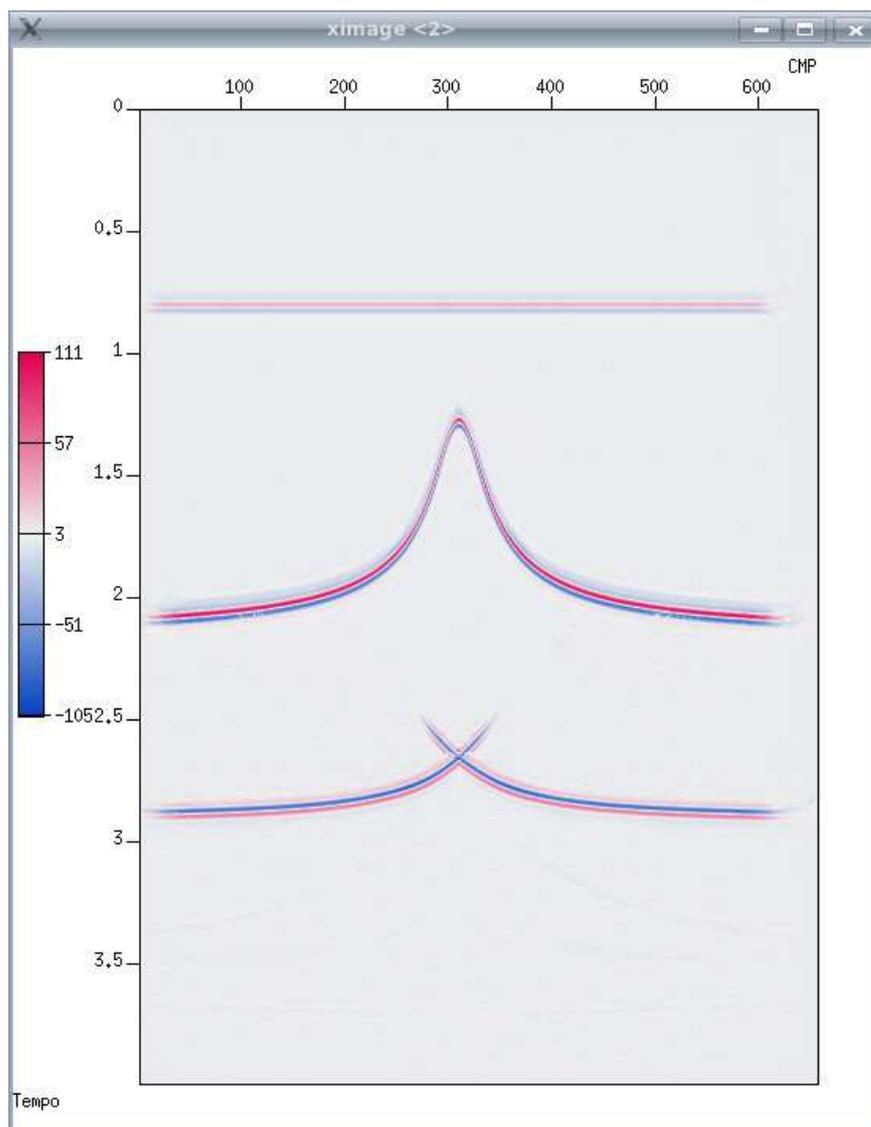


Figura 5.4: Seção empilhada a partir de uma migração pre-empilhamento, relativa ao modelo da figura 5.2.

foi necessário a movimentação inicial do dado em tempo para os ápices das difrações, que sabemos produz problemas de posicionamento da imagem.

A maior desvantagem do *map migration*, entretanto, reside também no fato de que o dado original seja ZO. Este fato faz com que o trabalho de “picagem” (*picking*) não seja trivial pois este será realizado na presença de difrações e triplicações (*bow tie*). Para contornar este problema Whitcombe (1994) sugeriu que o dado fosse migrado para a realização do *picking* e posterior-

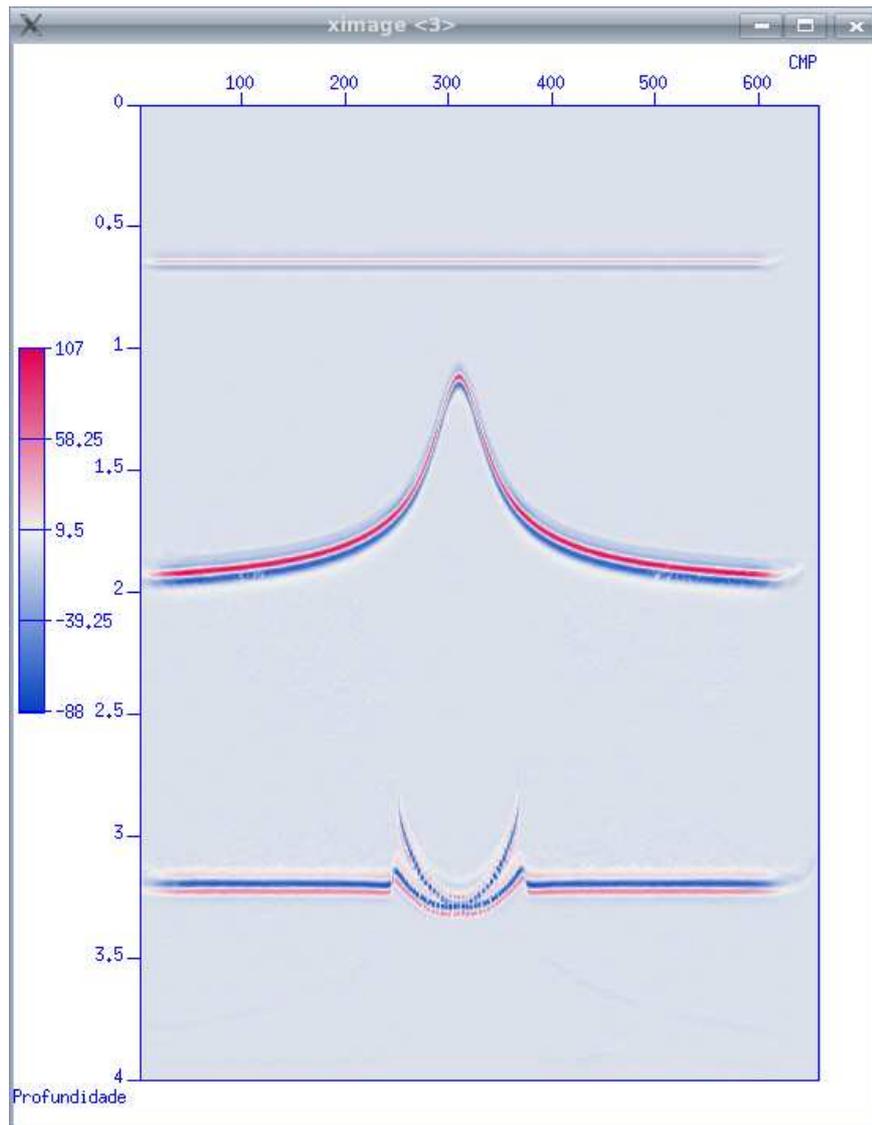


Figura 5.5: Seção migrada convertida para profundidade usando raio imagem.

mente demigrado. Os refletores demigrados seriam então convertidos para a profundidade. No entanto, temos de ter claro que o *map migration* não se propõe a converter todo o volume sísmico para profundidade, mas apenas alguns refletores selecionados. Portanto neste caso teremos apenas informações, destes refletores, sobre o posicionamento e as amplitudes.

5.2 A conversão em profundidade usando o raio normal

Anteriormente já mencionamos que, rigorosamente, o título acima não corresponde aos procedimentos que adotaremos para fazer a conversão em profundidade. Na verdade, iremos imagear em profundidade, não apenas os refletores, mas também os pontos difratores. No primeiro caso estaremos empregando os raios normais, enquanto no segundo serão os raios responsáveis pela geração do dado sísmico difratado. Este raio não parte ortogonalmente aos refletores. A generalização mais adequada seria falar em raio da migração em profundidade ZO, pois o propósito é desenhar a trajetória de volta para profundidade de todas as informações primárias registradas no volume sísmico, após sua correção, para as coordenadas ZO. A decisão de manter o título de “raio normal” é mais de natureza histórica do que técnica.

No Capítulo 3, referente à geração dos mapas geométricos, afirmamos que para que pudessemos realizar esta conversão era necessário o conhecimento prévio do campo de velocidades e do ângulo de emergência dos raios que realizam as trajetórias dos pontos em profundidade até o seu registro em tempo. Através destas informações seria possível redesenhar as trajetórias das informações primárias do registro sísmico, usando, por exemplo, a solução da equação eiconal. A obtenção do campo de velocidades em profundidade, apesar de não ser trivial, pode ser alcançada através de variados procedimentos (ver por exemplo, Guo e Fagin (2002) e Duvaneck (2004)), sendo que a depender da escolha e do esforço despendido este campo será mais ou menos exato. Já o ângulo de emergência é um produto direto da busca dos parâmetros CRS. A necessidade deste parâmetro normalmente caracteriza a fragilidade deste tipo de método de inversão. Por exemplo, na construção do *map migration* usando o raio normal, que como foi visto propicia melhores resultados do que aqueles obtidos através da conversão usando o raio imagem, este parâmetro é obtido a partir do desenho geométrico dos refletores a partir de seu *picking* como mostram May e Covey (1981). Isto obviamente traz dificuldades em regiões de baixa s/r , levando a que a leitura deste ângulo não seja correta. A consequência final é o posicionamento incorreto das amostras em profundidade.

O uso do CRS na geração do parâmetro de ângulo, α , além de prover, em princípio, esta informação para todas as amostras também possui, como vantagem adicional, a robustez do pro-

cedimento. Enquanto no caso do *picking*, a análise é feita para cada amostra empilhada, no CRS, como foi visto no Capítulo 2, todas as amostras na vizinhança da amostra central contribuirão para esta análise, propiciando altíssimas coberturas.

Até o momento, descrevemos a utilização do raio normal sobre as amostras de tempo de reflexão para posicionar o dado em profundidade. Tal procedimento envolve o traçamento do raio normal supondo um modelo de velocidades em profundidade conhecido. Então para que tenhamos a solução completa do imageamento, ou seja, posicionar corretamente as amostras em profundidade e corrigir os efeitos dinâmicos do espalhamento geométrico (isto é obter a chamada seção em amplitude verdadeira), são necessárias duas ações prévias, a saber, (a) organizar os dados em CRPs com os *moveouts* corrigidos e (b) corrigir as amplitudes. A razão da primeira demanda deve-se ao fato de o raio normal definir a posição espacial no registro sísmico da amostra refletida em afastamento nulo. Desta forma, o dado de entrada tem de estar posicionado nas coordenadas ZO. No caso das amplitudes, as correções precisam ser feitas antes, pois o procedimento adotado, o traçamento de raios, é essencialmente cinemático, demandando correção dinâmica prévia.

Todas estas demandas podem ser atendidas pela técnica taZO, pois como vimos no Capítulo 4, os dados de saída taZO são painéis com as amplitudes devidamente corrigidas pelos ponderadores de Kirchhoff, bem como devidamente posicionados nas coordenadas ZO. Portanto o volume sísmico gerado por esta técnica constitui-se na entrada ideal para a conversão em profundidade usando o raio normal.

No caso das difrações os resultados serão menos controlados. Como foi discutido anteriormente, a seção taZO não consegue colapsar as difrações reais. O que acontece durante este processo é o empilhamento ao longo dos pontos das difrações, usando as amostras da própria difração na vizinhança do ponto em análise. Este procedimento termina por resultar em alterações nos valores originais das amplitudes das difrações. Em princípio é difícil fazer qualquer tipo de afirmação sobre quão alteradas estarão estas amplitudes e o quanto isto irá influenciar no resultado final da conversão para profundidade. Porém, como será visto adiante, as amostras das difrações reais irão convergir para um ponto em sub-superfície no processo de conversão para profundidade, e não irão participar da formação de outra imagem qualquer. Acreditamos, portanto, que ao final não haverá prejuízos para o imageamento em profundidade.

Para ilustrarmos esta técnica iremos usar o primeiro modelo que foi utilizado no Capítulo 4, quando discutimos a técnica taZO, qual seja, o modelo da figura 4.1, bem como o modelo do domo de sal da figura 5.2. A figura 5.6 mostra a conversão para profundidade usando o raio normal na seção taZO empilhada da figura 4.7. Neste caso, esta conversão assim como a conversão através do raio imagem, figura 5.7, trabalha de forma satisfatória. Porém, não deixa de chamar nossa atenção o fato de o modelo da figura 4.1 apresentar semelhanças com o esquema da figura 5.1, o que em princípio implicaria na geração dos problemas relacionados à conversão usando raio imagem. Porém, como já foi visto, o sucesso ou não deste tipo de conversão está diretamente associado às características da velocidade na região compreendida entre o raio normal e o raio imagem. Na situação ilustrada acima, trabalhamos com uma variação suave da velocidade, o que pode ser verificado inclusive na figura 4.4. Ao contrário a seção da figura 5.4, a seção da figura 4.4 não apresenta amostras do terceiro refletor que, após a migração, se moveram de uma região com um determinado gradiente lateral de velocidades para uma outra região com gradiente diferente.

As pequenas irregularidades no plano de falha observadas na figura 5.6, na parte inferior do plano de falha, são devidas aos mergulhos conflitantes, ou seja, o cruzamento na seção taZO empilhada, do plano de falha com o refletor, como pode ser observado na figura 4.7. Como a questão dos mergulhos conflitantes ainda não tem um tratamento técnico suficientemente robusto no método CRS, preferimos aqui aceitarmos esta limitação para nossa técnica.

É importante observar na figura 5.6 que efetivamente as difrações foram colapsadas quando convertidas para profundidade. Para ilustrar este fato, geramos a figura 5.8, a qual mostra a trajetória dos raios normais (ou de difração). A escala de cores neste caso representa a densidade de raios que passam sobre cada amostra. Desta forma os dois pontos de convergência no segundo refletor mostram maior densidade de raios do que as amostras vizinhas, pois aquelas amostras das difrações que apresentam coerência suficiente para que tenham seus parâmetros adequadamente calculados pelo CRS, convergirão para o ponto difrator em profundidade, enquanto as outras, cujo valor dos ângulos de emergência não são os corretos, se dispersarão.

A figura 5.9 mostra o resultado da seção taZO empilhada referente ao modelo da figura 5.2, enquanto a figura 5.10, mostra esta seção convertida para profundidade através do emprego do raio normal. Este modelo é um exemplo de uma geologia com forte variação lateral de velocidades.

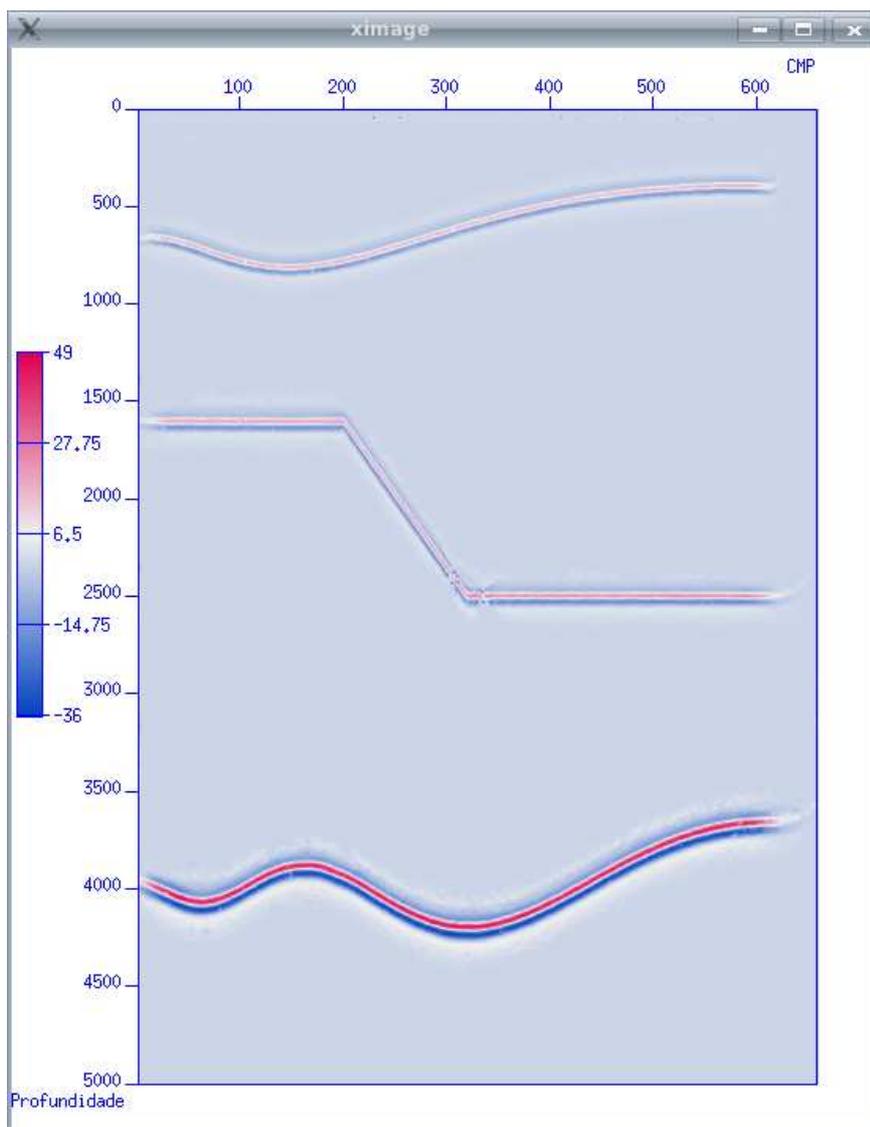


Figura 5.6: Seção em profundidade, relativa ao modelo da figura 4.1, convertida usando raio normal.

Em ambos os casos os resultados são satisfatórios. Quando comparamos a figura 5.10 com a correspondente conversão para profundidade usando o raio imagem, figura 5.5, as diferenças deixam claro a capacidade deste procedimento de estender o limite do gradiente lateral de velocidades permitido no processamento em tempo. Portanto, a obtenção de uma seção final em profundidade, com credibilidade, ou seja, adequadamente posicionada, a partir de procedimentos exclusivamente em tempo, mesmo na presença de forte variação lateral de velocidades, passa a ser uma hipótese

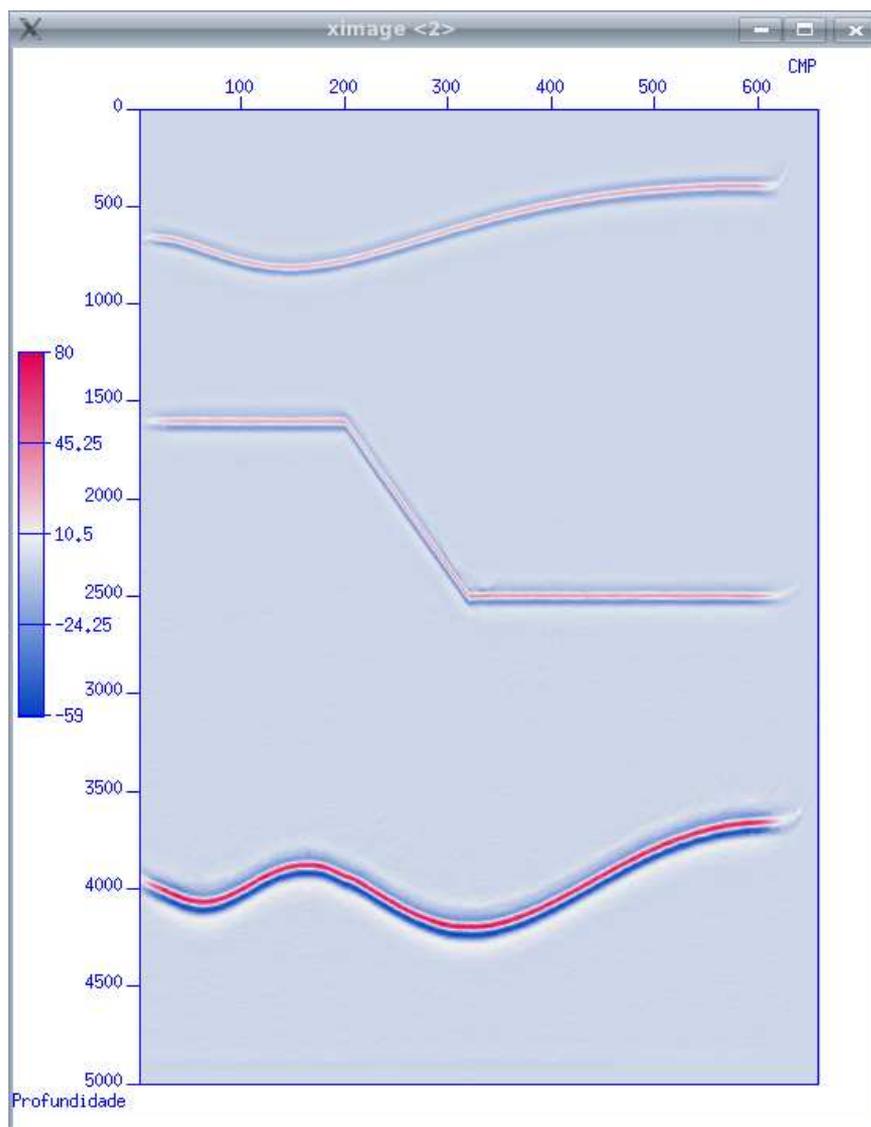


Figura 5.7: Seção em profundidade, relativa ao modelo da figura 4.1, convertida usando raio imagem.

realizável.

5.2.1 Limitações da técnica de conversão tempo-profundidade usando o raio normal

O primeiro e mais notório aspecto a chamar a atenção no uso da conversão em profundidade através do raio normal está na determinação do parâmetro α , para cada amostra da seção simulada

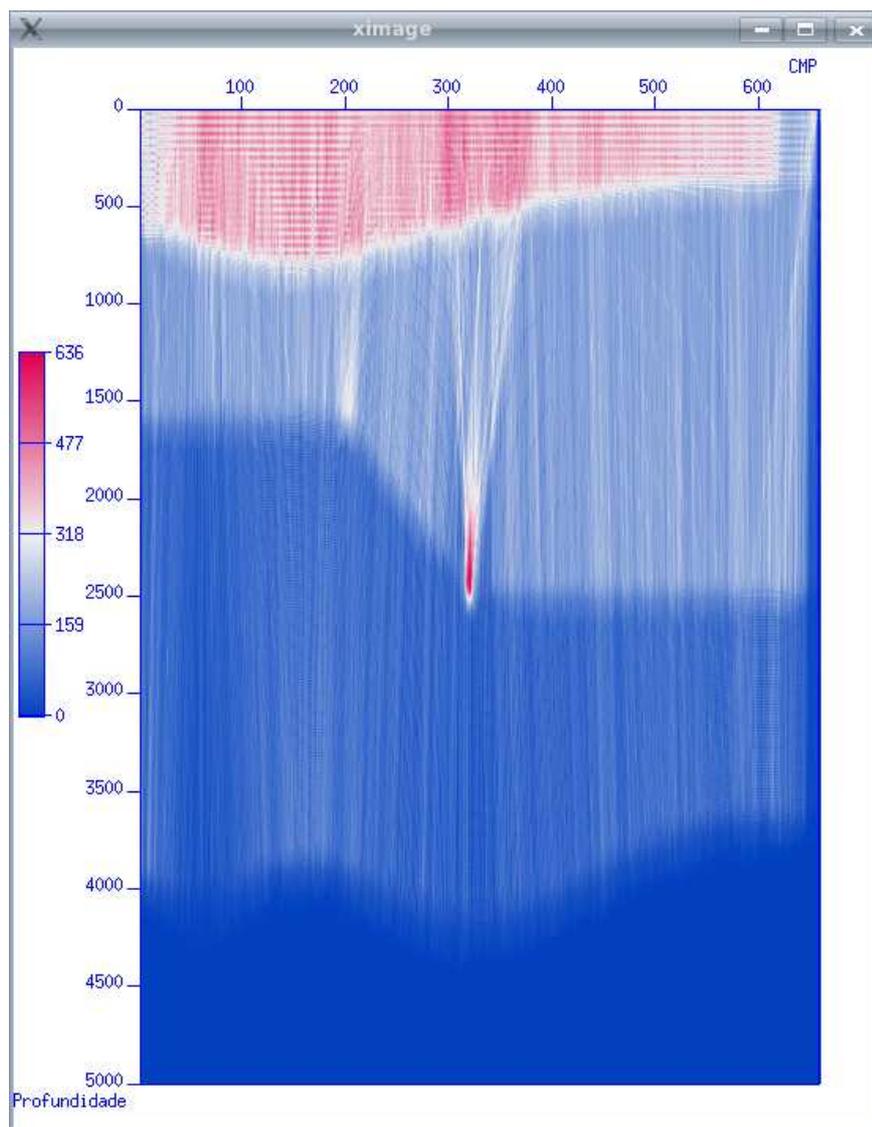


Figura 5.8: Trajetória dos raios, relativa ao modelo da figura 4.1, na conversão para profundidade usando raio normal.

ZO empilhada. Supondo que a amostra esteja em uma curva de reflexão, o parâmetro α representa o ângulo de emergência do raio normal correspondente à referida amostra. Para amostras onde a s/r é baixa, o CRS tende a encontrar qualquer valor, sem significado físico. Portanto, quando estivermos redesenhando a trajetória do raio de migração em profundidade, apenas aquelas amostras com este parâmetro bem definido resultará em seu correto imageamento em profundidade. Esta, sem dúvida

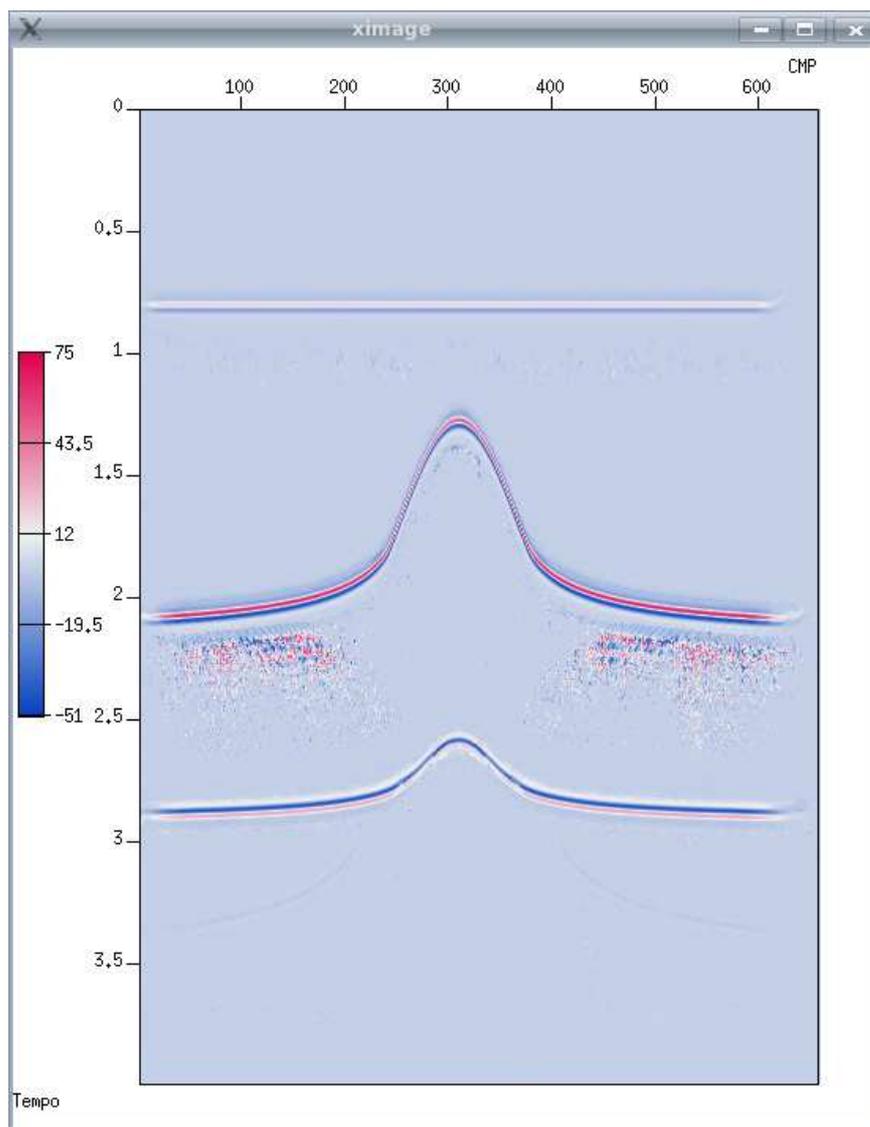


Figura 5.9: Seção taZO empilhada, relativa ao modelo da figura 5.2.

nenhuma, é uma desvantagem quando comparamos com a conversão via raio imagem, uma vez que, para este último, este parâmetro já é conhecido e é perpendicular à superfície de aquisição.

No entanto, esta desvantagem pode não ser assim tão expressiva. Como as amostras de baixa coerência devem se dispersar, o que pode contaminar as amostras das reflexões, é fundamental que estabeleçamos algum parâmetro de corte, forçando que somente as amostras de boa coerência sejam mapeadas em profundidade. Este tipo de solução traz o inconveniente de gerar vazios na seção

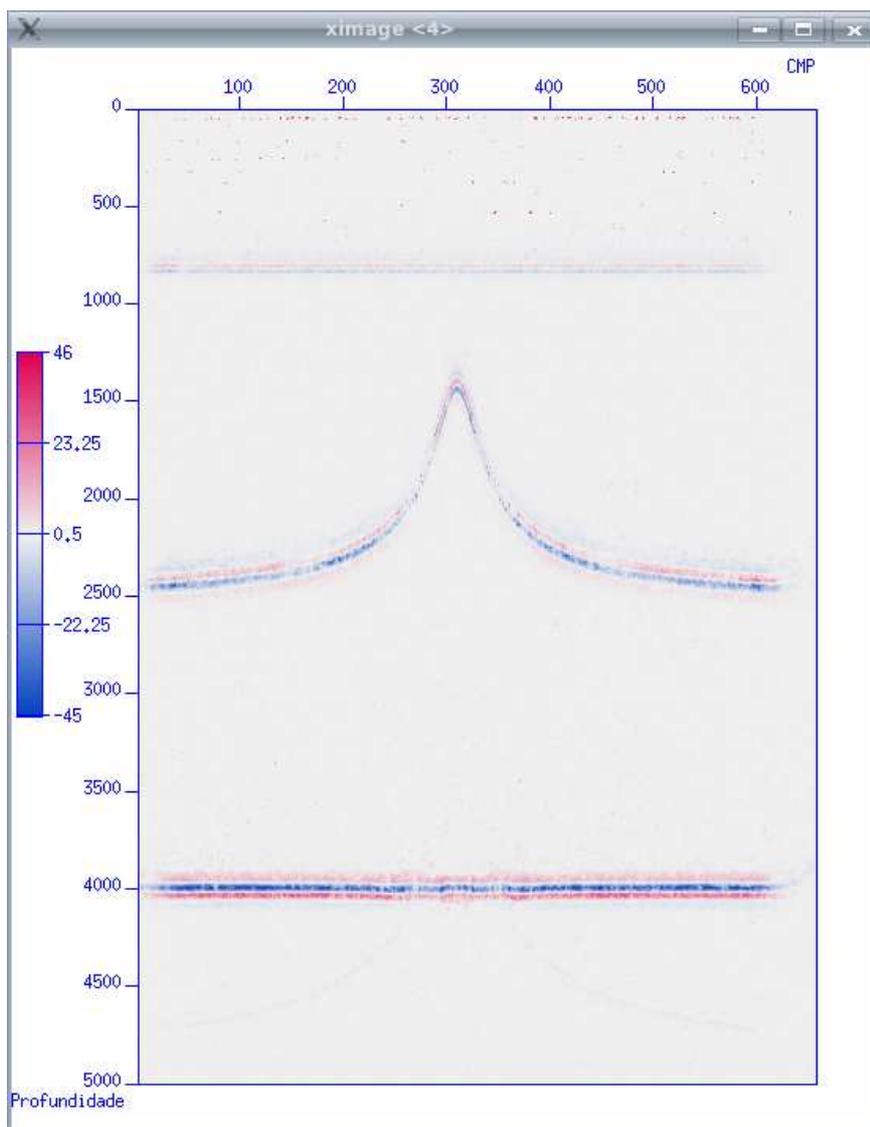


Figura 5.10: Seção em profundidade, relativa ao modelo da figura 5.2, convertida usando raio normal.

em profundidade para todas as amostras de baixa coerência. Sob este aspecto podemos considerar que, na medida em que a definição deste ângulo é feita através da busca CRS, portanto com larga cobertura, é de se esperar maior robustez quando comparada aos procedimentos convencionais, ou seja, o empilhamento dentro de apenas uma família CMP. No entanto, deve ser considerado que, mesmo que a busca do ângulo de emergência seja linear, ou seja, fazendo $h = 0$ e $R_N = \infty$ na equação 2.12, o que pode fazer com que seja necessário a redução da abertura do operador CRS,

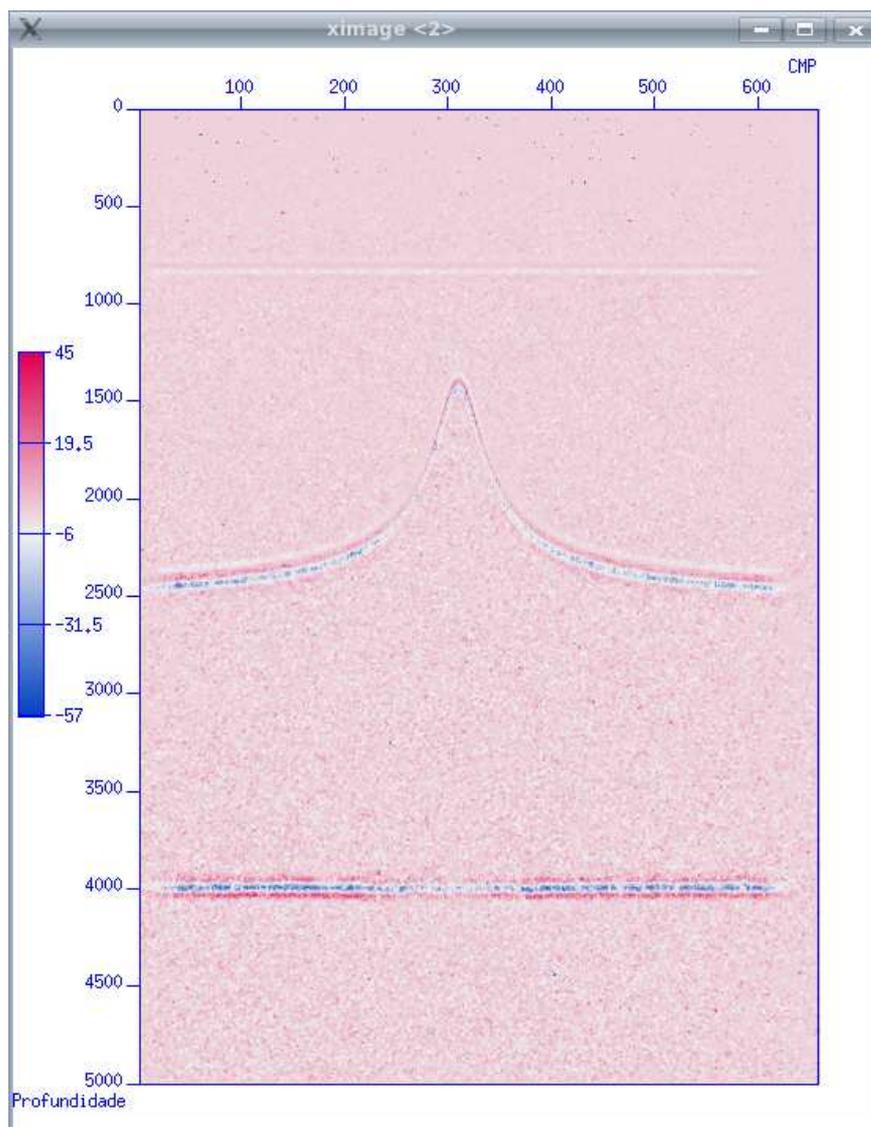


Figura 5.11: Seção em profundidade, relativa ao modelo da figura 5.2, convertida usando raio normal. Neste caso o dado tem $s/r = 5$ e não houve corte usando critério de coerência.

ainda assim a leitura da coerência envolveria um maior número de amostras do que no empilhamento convencional. Isto significa dizer que as amostras que apresentarem baixa coerência no CRS, muito provavelmente serão vistas como ruído no processamento convencional. Em outras palavras, toda amostra zerada na seção convertida para profundidade através do método do raio normal, muito provavelmente seria ruído no procedimento convencional. Em conseqüência, nossa

suposição é de que, provavelmente muito pouca informação estará sendo perdida.

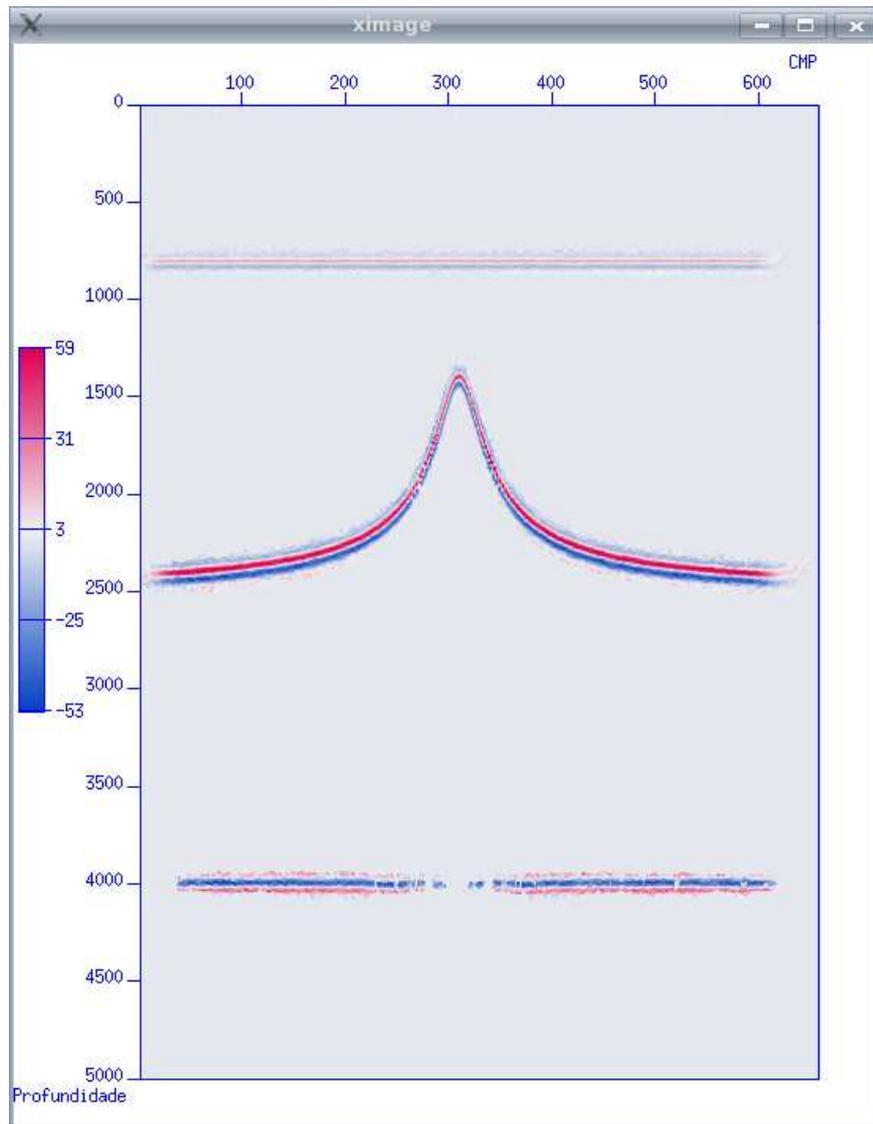


Figura 5.12: Seção em profundidade, relativa ao modelo da figura 5.2, convertida usando raio normal. Neste caso o dado tem $s/r = 5$ e houve corte usando critério de coerência. Somente amostras com coerência cima de 0.5 foram convertidas para profundidade.

A figura 5.11 mostra uma aplicação da conversão para profundidade usando o raio normal de um dado obtido a partir do modelo da figura 5.2, porém com a razão sinal-ruído $s/r = 5$. Quando comparada à figura 5.10, torna-se evidente a sensibilidade da técnica à maior presença de ruídos aleatórios. Isto se dá principalmente devido ao espalhamento das amostras ruidosas sobre

as reflexões. Uma primeira possível solução para este problema é a aplicação de um nível de corte usando a coerência como critério. Este é o resultado mostrado na figura 5.12, na qual a conversão somente foi realizada para valores de coerência acima de 0.5. A contaminação do ruído espalhado na figura 5.11 é notória, quando comparada à figura 5.12. Este exemplo indica que, neste estágio, o emprego do corte fornece bons resultados. O vazio abaixo do domo no terceiro refletor deve-se ao valor do corte estabelecido. Sabemos que a definição de um limite sempre incorrerá em algum tipo de perda. Neste caso, a prioridade foi eliminar o ruído espalhado na seção em profundidade, o que levou à definição de um valor mais alto do que os valores de coerência encontrados na região sob consideração.

Por outro lado, a dificuldade da ausência dos valores de α para pontos de baixa coerência na seção de afastamento nulo, pode ser contornada através da interpolação deste parâmetro. Na medida em que o número de amostras para a definição dos valores de α é normalmente muito alto, devido à multiplicidade do CRS, é de se esperar sempre um número razoável de valores confiáveis deste parâmetro. Portanto, a interpolação seria o caminho natural na tentativa de preencher todas as amostras da seção ZO. Esta é uma alternativa viável, porém deve ser observado que interpolar parâmetros que de alguma forma estejam associados à geometria dos refletores é sempre mais complicado. Por exemplo, a interpolação de dois valores de velocidades de migração, verticalmente posicionados, acarreta pouca interferência em eventuais refletores, entre estes dois pontos, com mergulhos diferentes. Esta velocidade é uma propriedade geológica do meio. Já a velocidade de empilhamento (V_{stack}), calculada nos pontos estacionários, apresenta dependência dos ângulos dos refletores. Portanto, eventuais refletores intermediários a dois pontos sendo interpolados, podem ter suas velocidades incorretamente interpoladas caso seu mergulho seja diferente daqueles correspondentes aos outros dois pontos. Para interpolarmos o parâmetro α , devemos lidar com este último caso. Apesar de não determinar a inviabilidade da interpolação, essas considerações impõem que tomemos maiores precauções ao realizá-la.

Na figura 5.13, os valores de α usados foram interpolados, ou seja, primeiramente foi realizado o *picking* dos pontos de maiores coerência de α para, em seguida, proceder à interpolação. Os valores de α interpolados foram posteriormente utilizados na conversão para profundidade. Quando comparada esta figura com a figura 5.11, verificamos que a seção não mais apresenta as

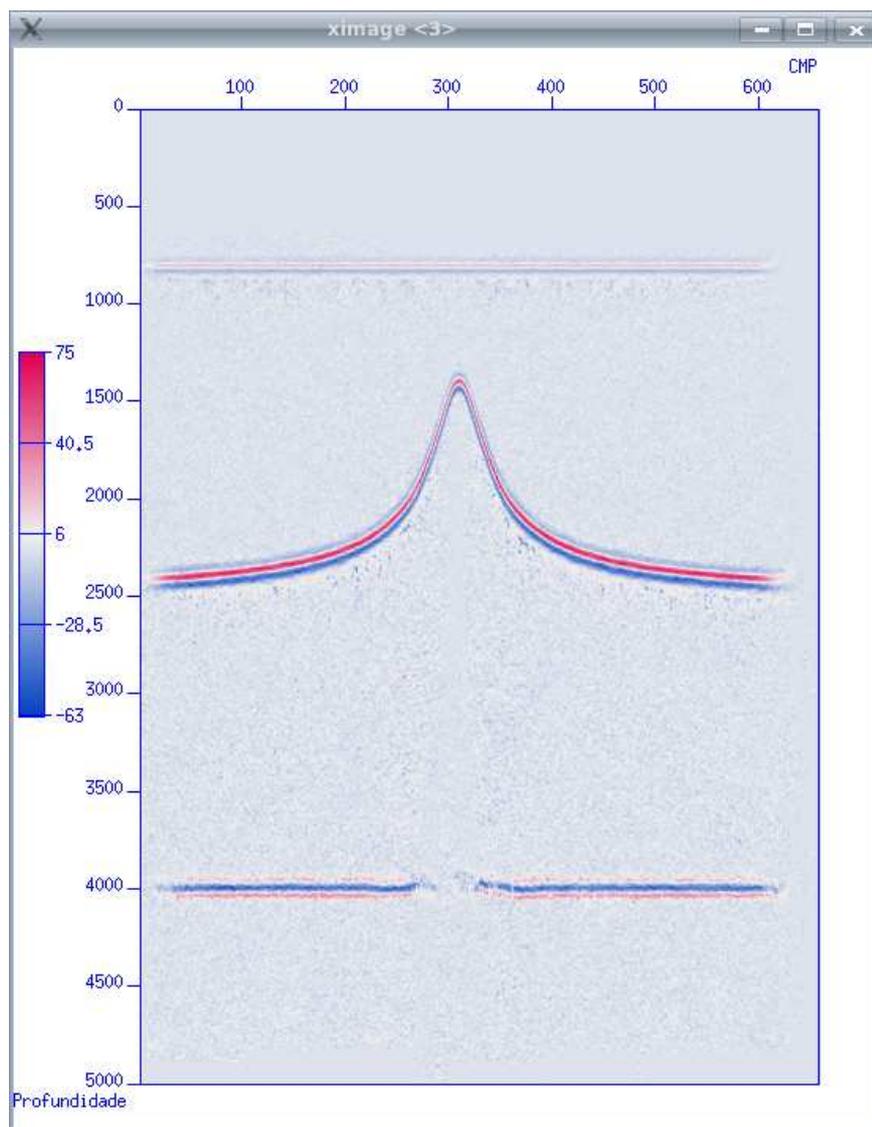


Figura 5.13: Seção em profundidade, relativa ao modelo da figura 5.2, convertida usando raio normal. Neste caso o dado tem $s/r = 5$ e houve interpolação dos parâmetros α .

irregularidades observadas nesta última, que como vimos, eram decorrentes da dispersão do ruído em profundidade. Porém, parte das informações abaixo do domo não foram recuperadas, ou seja, de alguma forma a interpolação, que lateralmente foi feita manualmente, não foi adequada nesta região. Também observamos que, aparentemente, todos os nós da malha foram preenchidos.

Uma terceira maneira de atenuar o problema relativo à presença de ruído aleatório, que pode

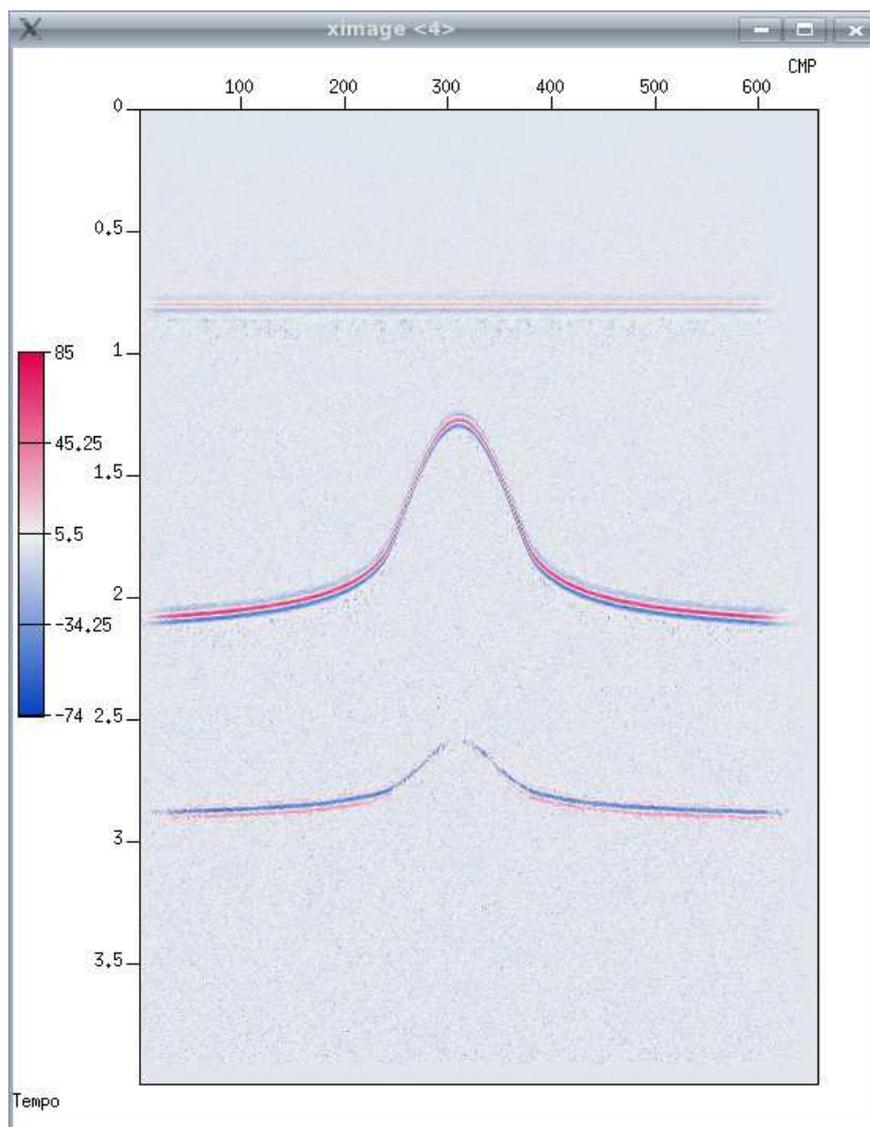


Figura 5.14: Seção taZO empilhada, relativa ao modelo da figura 5.2. Neste caso o dado tem $s/r = 5$ e não houve suavização dos parâmetros CRS.

inclusive estar associada às duas primeiras sugestões, é trabalharmos com parâmetros suavizados. As figuras 5.14, 5.15 e 5.16 mostram a seção taZO com os parâmetros normais, com os parâmetros suavizados e a conversão desta última para profundidade, também usando valores de α suavizados. Quando comparadas as duas seções taZO, as vantagens de trabalharmos com os parâmetros suavizados já são evidentes. O mesmo pode ser dito quando comparamos a figura 5.16 com a

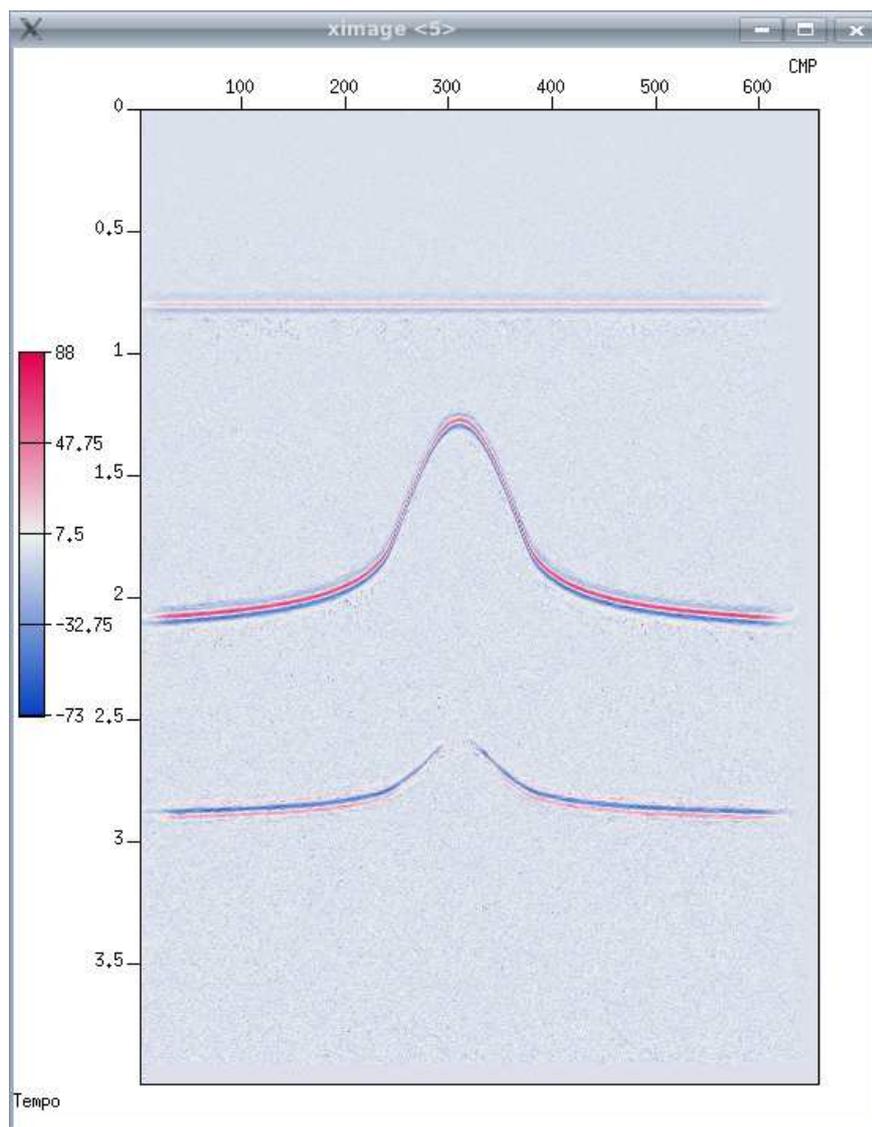


Figura 5.15: Seção taZO empilhada, relativa ao modelo da figura 5.2. Neste caso o dado tem $s/r = 5$ e houve suavização dos parâmetros CRS.

figura 5.11. A comparação mostra que, com a conversão para profundidade a partir de uma entrada (seção taZO) onde foram utilizados parâmetros suavizados e valores de α igualmente suavizados, podemos recuperar perdas decorrente de baixos valores de s/r .

Por fim, vamos comparar os resultados onde combinamos o resultado da suavização do parâmetros CRS com a interpolação do parâmetro α ou com o corte por critério de coerência. A

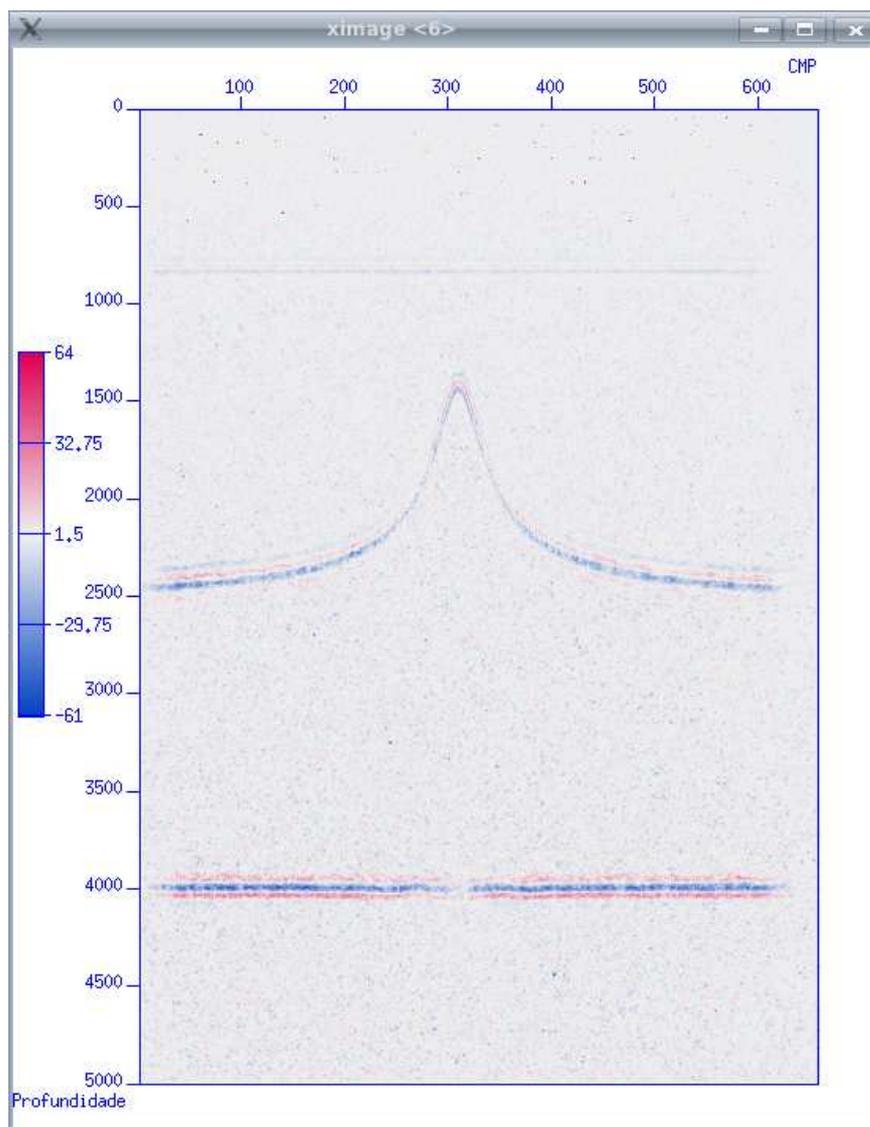


Figura 5.16: Seção em profundidade, relativa ao modelo da figura 5.2, convertida usando raio normal. Neste caso o dado tem $s/r = 5$ e houve suavização dos parâmetros CRS.

figura 5.17 mostra o resultado da conversão quando tanto suavizamos os parâmetros, quanto usamos o corte de coerência. Quando comparamos esta figura com a figura 5.12, podemos observar que as maiores diferenças estão no terceiro refletor, sendo que o dado suavizado apresenta melhores resultados. A comparação entre as figuras 5.18 e 5.13, ou seja, entre o resultado com o parâmetro α interpolado e aquele onde, não só este parâmetro foi interpolado, mas também suavizado junto

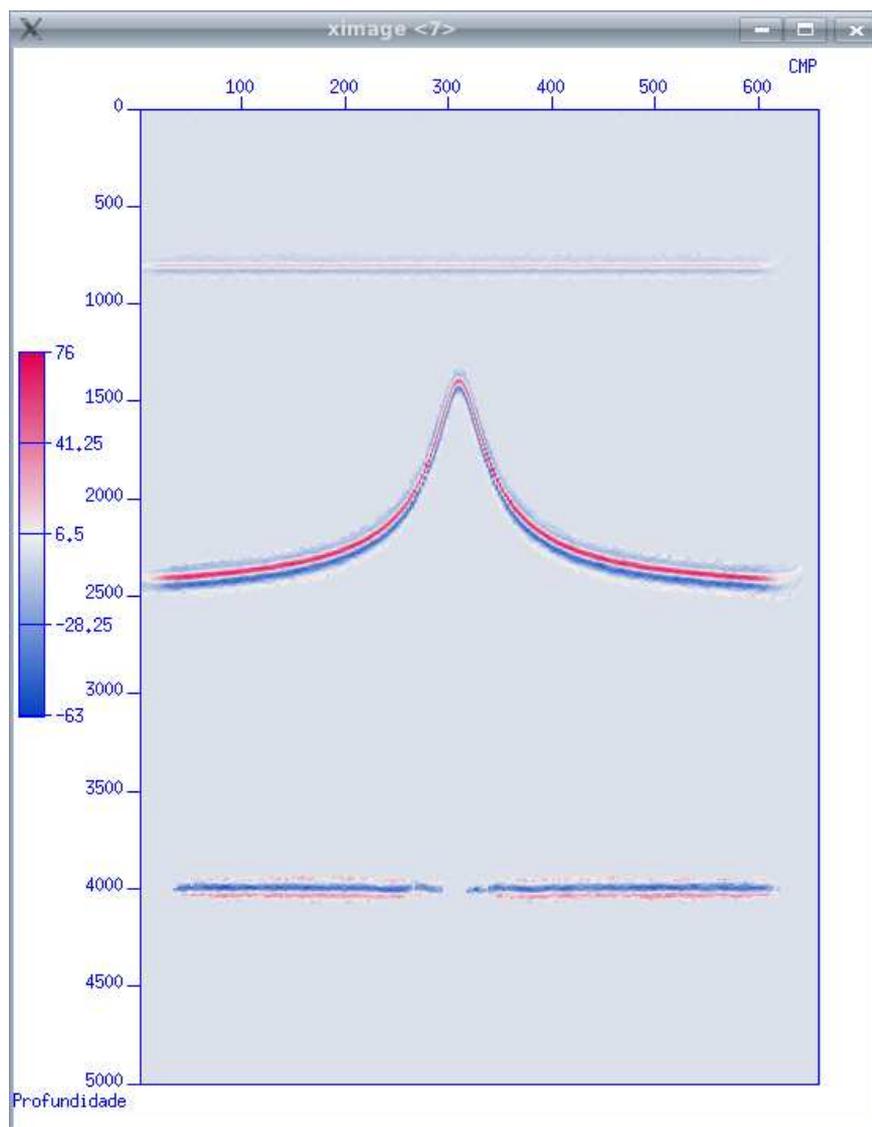


Figura 5.17: Seção em profundidade, relativa ao modelo da figura 5.2, convertida usando raio normal. Neste caso o dado tem $s/r = 5$, houve o corte usando coerência igual a 0.5 e os parâmetros CRS foram suavizados. Somente amostras com coerência cima de 0.5 foram convertidas para profundidade

com o R_{NIP} , mostram resultados semelhantes. Concluimos que o dado suavizado propicia melhor imagem, particularmente no terceiro refletor. Porém, deve ser destacado que, neste caso, as diferenças são ainda mais significativas, principalmente debaixo do domo, onde a suavização do parâmetro α possibilitou uma melhor interpolação. Quando, por fim, fazemos a comparação entre

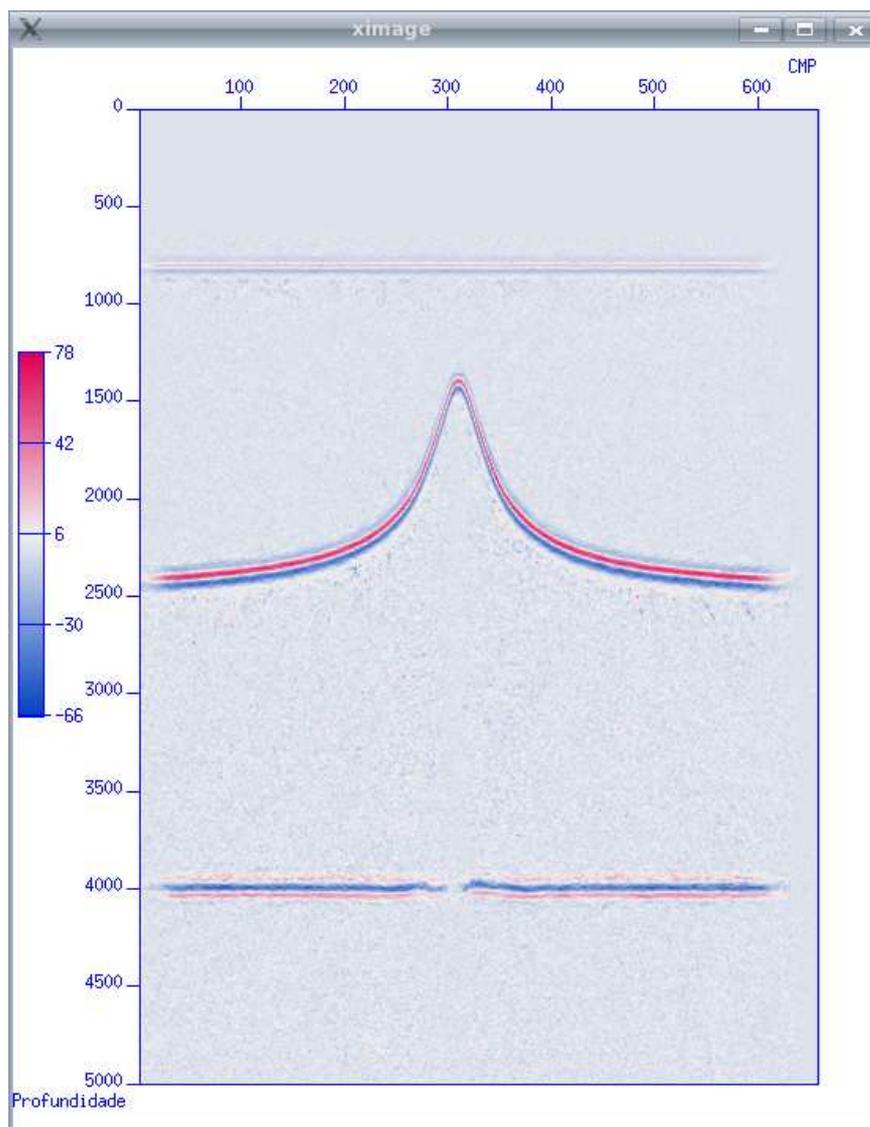


Figura 5.18: Seção em profundidade, relativa ao modelo da figura 5.2, convertida usando raio normal. Neste caso o dado tem $s/r = 5$, houve interpolação do parâmetro α e os parâmetros CRS foram suavizados.

as figuras 5.17 e 5.18, ou seja, os dois melhores resultados, as vantagens estão para esta última, decorrente da interpolação, com destaque para o terceiro refletor e as paredes do domo. Esta, no entanto, é uma conclusão preliminar, pois a interpolação, como já foi dito, pode em certos casos, por exemplo triplicação, ser muito complicada.

5.2.2 Um nicho para a técnica de conversão tempo-profundidade usando o raio normal

Um outro aspecto importante a ser discutido, quando falamos de limitações do método, é verificar qual seria o possível nicho no processamento sísmico que a nova proposta pode ocupar. Como visto acima, este novo tipo de conversão, quando comparada aos métodos tradicionais de conversão, parece apresentar uma série de vantagens. A grande diferença está na combinação do dado de entrada para a conversão e o raio responsável pelo reposicionamento das amostras de tempo para profundidade. Exceto por um detalhe ligado ao estiramento do sinal, que iremos abordar em seguida, as amostras das seções migradas em tempo e as seções taZO são as mesmas, pois, como já verificamos, o resultado da soma ao longo das curvas de difração pode, tanto ser posicionado nos ápices destas curvas (PAT), quanto nas posições de ponto estacionário (PET). Esta escolha irá determinar se a saída é um dado migrado em tempo ou um dado taZO. Como existe uma relação direta entre o raio normal e as seções de coordenadas de afastamento zero, ou seja, o raio normal faz a conexão entre uma posição em profundidade e uma amostra no tempo, desde que ZO, então a possibilidade de fazermos um reposicionamento correto está posta.

Por outro lado, foi mostrado a partir das equações 5.1, 5.2, 5.3 e 5.4 que esta relação não existe no caso da migração em tempo. Os raios verticais e imagem não fazem, via de regra, a relação direta entre as amostras em tempo na seção migrada e as correspondentes posições em sub-superfície. Em suma, claramente existe um espaço no mundo do processamento sísmico para esta nova técnica, pelo menos quando inicialmente comparada com outros procedimentos de imageamento em tempo associados à conversão para profundidade.

Não obstante, isto é insuficiente para a definição do nicho. Uma vez que a técnica proposta pode gerar, tanto uma seção empilhada em profundidade quanto o dado não empilhado, bem como ela demanda o campo de velocidades em profundidade, então necessariamente temos de fazer a comparação também com os métodos convencionais de migração em profundidade antes e após o empilhamento. No primeiro caso, devemos verificar, principalmente, o fator custo, enquanto no segundo a qualidade final das seções em profundidade.

A comparação entre a conversão usando raio normal e a migração pré-empilhamento em

profundidade pode ser feita tanto através do dado pré-empilhamento em profundidade, quanto com o dado após o empilhamento, uma vez que, como vimos anteriormente, a conversão usando raio normal pode acontecer sobre todos os painéis de afastamento nulo. É sabido que a migração em profundidade antes do empilhamento é o procedimento de maior potencial para resolver problemas de variação lateral de velocidades. Sua grande desvantagem encontra-se nos custos. Por outro lado, sabemos que, dentre estes custos, o grande dispêndio está na geração do modelo de velocidades, o que é requerido para ambas as técnicas. Porém, a mais forte razão para justificar o uso da conversão, antes do empilhamento, através do raio normal em substituição à migração em profundidade antes do empilhamento, é a possibilidade de trabalharmos com campos menos elaborados para a técnica de conversão através do raio normal, isto é, espera-se que esta técnica seja mais robusta. Como já foi observado acima, a migração em profundidade antes do empilhamento trabalha com dois parâmetros simultaneamente durante o imageamento. Isto pode gerar imprecisões no resultado final, ou seja, é uma ferramenta muito sensível a eventuais erros no campo de velocidades. Já o uso do raio normal na conversão, mesmo dependendo do ângulo de emergência, pode-se mostrar mais robusto, pois, como foi visto, todo o imageamento é baseado em parâmetros CRS.

Infelizmente, até o presente momento, apenas podemos especular sobre esta comparação, pois ainda não temos estudos conclusivos sobre o tema. Porém, uma possibilidade que deve e será testada é o uso do campo de velocidades intervalares suaves, em profundidade, a partir da inversão tomográfica usando parâmetros CRS (Duvencek, 2004). O uso deste campo para ambas as possibilidades poderá oferecer uma idéia mais clara sobre a robustez dos métodos.

Vale a pena salientar também que, mesmo no caso de desconsiderarmos os aspectos relativos à velocidade, ainda assim existiriam vantagens operacionais da conversão. Com efeito, não podemos nos esquecer de que a construção das difrações para a geração da seção $taZO$, e por conseguinte da correção das amplitudes, se dá através de uma aproximação de segunda ordem, portanto não demandando o traçamento de raios, como seria o caso da migração em profundidade pré-empilhamento do tipo Kirchhoff.

Se a conversão através do raio normal para o dado pré-empilhamento está *sub judice*, quando comparada à migração em profundidade, a sua versão empilhada, quando comparada à migração

em profundidade pós-empilhamento, mostra-se mais atraente. Para fazermos esta comparação, temos de abordar basicamente a qualidade da seção de entrada para o imageamento em profundidade, pois, em princípio, o tratamento das amplitudes será o mesmo, ambos usando os ponderadores de Kirchhoff. Também ambos, em tese, usam o raio de migração em profundidade ZO. Sob este aspecto, apenas temos de considerar a dependência da conversão à determinação prévia dos ângulos de emergência dos raios. Já observamos, porém, que, pelo menos em princípio, a robustez da técnica CRS possibilita valores confiáveis para este parâmetro.

Vamos nos concentrar no dado de entrada para as duas técnicas: a seção ZO para a migração e a seção taZO para a conversão. A grande diferença entre uma seção gerada através da migração em profundidade pré e pós empilhamento está na capacidade de efetivamente gerarmos uma seção ZO, para que seja a entrada para a migração pós-empilhamento. Mesmo que usemos o mesmo campo de velocidades em ambos os casos, a depender da complexidade geológica do meio, a migração antes do empilhamento dará resposta superior, em função da impossibilidade da geração de uma seção ZO. A despeito de técnicas como DMO, ou mesmo o CRS, esta deficiência persiste para qualquer método que dependa de um dado ZO. A sua simulação somente é possível caso consigamos fazer a correção de *moveout* corretamente, bem como organizar o dado antes do empilhamento em CRPs. As técnicas mencionadas falham nesta tentativa de forma proporcional à variação lateral das velocidades (No caso do CRS este tema foi abordado no Capítulo 2). Em suma, a migração pós-empilhamento estará sempre condicionada a uma seção ZO de boa qualidade.

No caso da conversão para profundidade usando o raio normal, a entrada é a seção taZO empilhada. Como este é um processamento em tempo, também estará sujeito a um limite do gradiente lateral de velocidades. A diferença fundamental entre a seção taZO empilhada e aquela gerada pelo DMO, ou empilhamento CRS, está no fato de que no primeiro caso nós estamos lidando com grupos de traços muito mais próximos de CRPs, pois antes do empilhamento das seções taZO o dado foi migrado para os CRPs através de um campo de velocidades de migração. A despeito de não termos posicionado o resultado da soma ao longo das hipérboles, após as amostras serem ponderadas pelos pesos de Kirchhoff, nos ápices das difrações, o campo de velocidades foi utilizado, neste caso através do emprego dos parâmetros CRS, e efetivamente gerou os CRPs, já com *moveout* corrigidos. Portanto, em tese, a seção taZO, como entrada para a conversão em

profundidade, é mais adequada para a geração de uma seção em profundidade, pelo simples fato de ser mais próxima de uma seção ZO, quando comparada ao empilhamento DMO ou CRS. A diferença é a mesma que existe entre um dado migrado em tempo antes ou após o empilhamento.

O último ponto dessas comparações está relacionado ao estiramento da migração. Na medida em que a geração da seção taZO não demanda o arrasto das amostras da posição do ponto estacionário para os ápices das difrações, o que acontece no caso da migração em tempo, é de se esperar que não vá haver o estiramento devido a esta movimentação.

Em síntese, mesmo considerando todos os indícios favoráveis descritos acima, uma conclusão sobre o nicho para a técnica de conversão tempo-profundidade usando o raio normal ainda não é possível, principalmente devido à falta de elementos para julgar o quesito robustez. Mesmo do ponto de vista operacional, onde, em princípio, parece ser vantajosa a utilização da conversão quando comparada à migração antes do empilhamento, não podemos, neste estágio oferecer uma resposta conclusiva. Não devemos nos esquecer que, a despeito das diferenças na operação de soma das amostras ao longo das difrações que acontece em ambas as técnicas (a conversão localiza as amostras através de uma curva de segunda ordem, enquanto para a migração esta localização se dá através de traçamento de raios), ainda não temos como avaliar o custo operacional para a edição e interpolação do parâmetro α , que será requerida para a conversão usando raio normal. Apesar do seu favorável potencial, somente estudos futuros avaliarão o desempenho da técnica de conversão aqui proposta, seja quanto ao grau de sensibilidade a eventuais imprecisões do campo de velocidades, bem como ao seu real custo operacional.

Capítulo 6

Empilhamento CRS na presença de descontinuidades e a resolução lateral

Neste capítulo vamos introduzir a discussão sobre o impacto das descontinuidades nos resultados da técnica CRS. Iremos verificar de que forma isto acontece, a dimensão do problema e as possibilidades de sua superação.

A base conceitual da proposta do empilhamento CRS, como foi visto no Capítulo 2, está em se estender a composição do conjunto a ser empilhado a toda uma região vizinha do CMP central, mas de sorte a fazer com que esta vizinhança atinja apenas a região originalmente alcançada pelos traços do CMP central. Na prática, porém, o que fazemos é somar todos os CMPs vizinhos ao CMP central, com ponderação unitária, a partir do estabelecimento de uma abertura conveniente (Hertweck et al., 2007). Esta abertura, teoricamente, estará condicionada à geologia, e pode ser estimada através dos parâmetros CRS (Hubral et al., 1993). Entretanto, desde que estejamos procedendo uma mediação de informações laterais, a única maneira de obtermos uma seção ZO seria estarmos diante de uma geologia contínua. Caso contrário, o CRS vai misturar informações diferentes. Obviamente o problema se agrava quanto maior for a abertura do operador utilizado.

Por outro lado, além dos problemas mencionados acima, os quais, podemos dizer, são de natureza teórica, uma vez que estão no cerne da teoria do empilhamento CRS, devemos somar aqueles relacionados à leitura dos parâmetros, ou seja, eventuais erros nesta leitura, capazes de levar dificuldades à resolução sísmica horizontal. Sob este aspecto, a primeira observação que

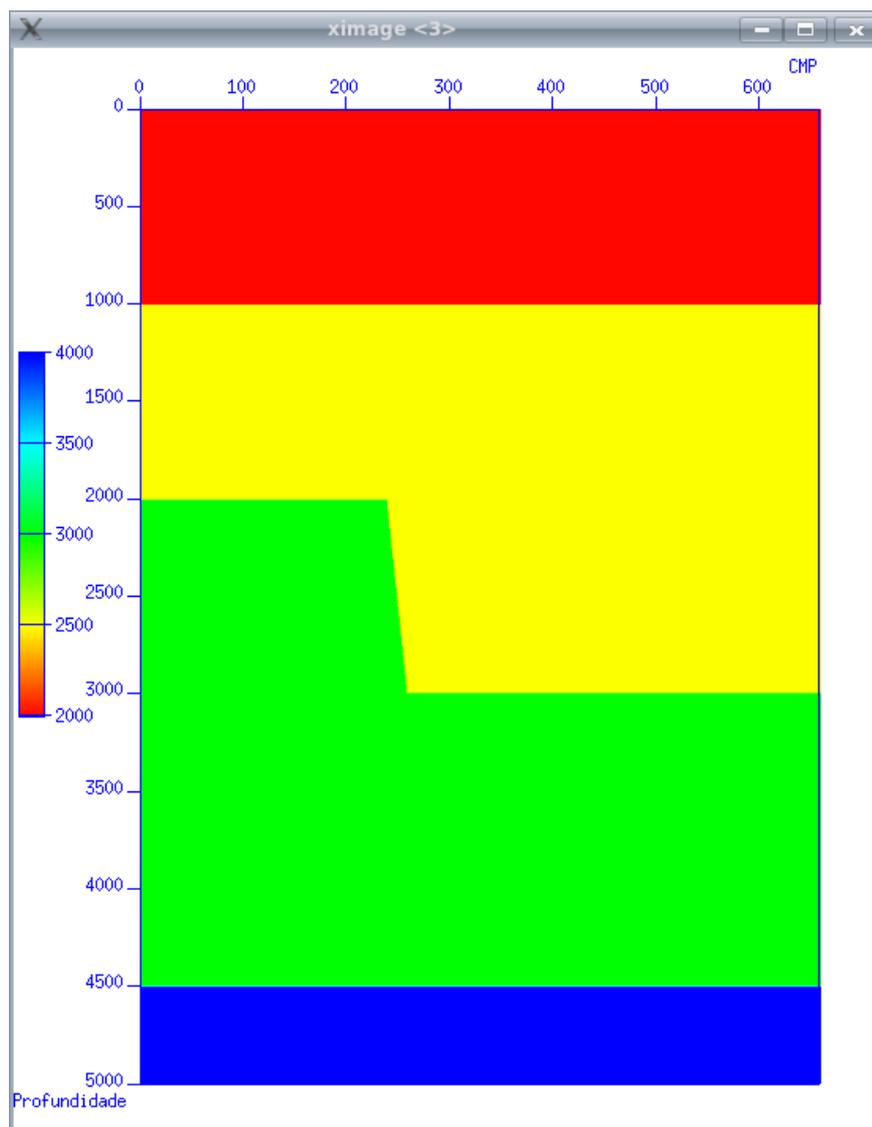


Figura 6.1: Modelo de velocidades representando uma falha sobre um refletor plano.

deve ser feita é de que o método CRS (reflexão em superfície comum), como o próprio nome já indica, contempla primordialmente as reflexões. Normalmente, as regiões com difrações, a saber, regiões próximas à descontinuidades, são regiões mistas (reflexão+difração), o que implica que os parâmetros encontrados irão igualmente espelhar esta dualidade. No caso de uma falha, na região compreendida entre o ponto estacionário e o limite da zona de Fresnel, o dado sísmico registrado será uma combinação de reflexão e difração, o que implica que os parâmetros CRS também o serão.

Como forma de ilustrar esta dualidade, vamos mostrar uma seção da razão entre R_N e R_{NIP} . A escolha para esta relação está no fato de ela ser próxima da unidade ao longo das difrações e muito grande (ou até infinita em modelos homogêneos) para refletores planos. Isto nos será conveniente.

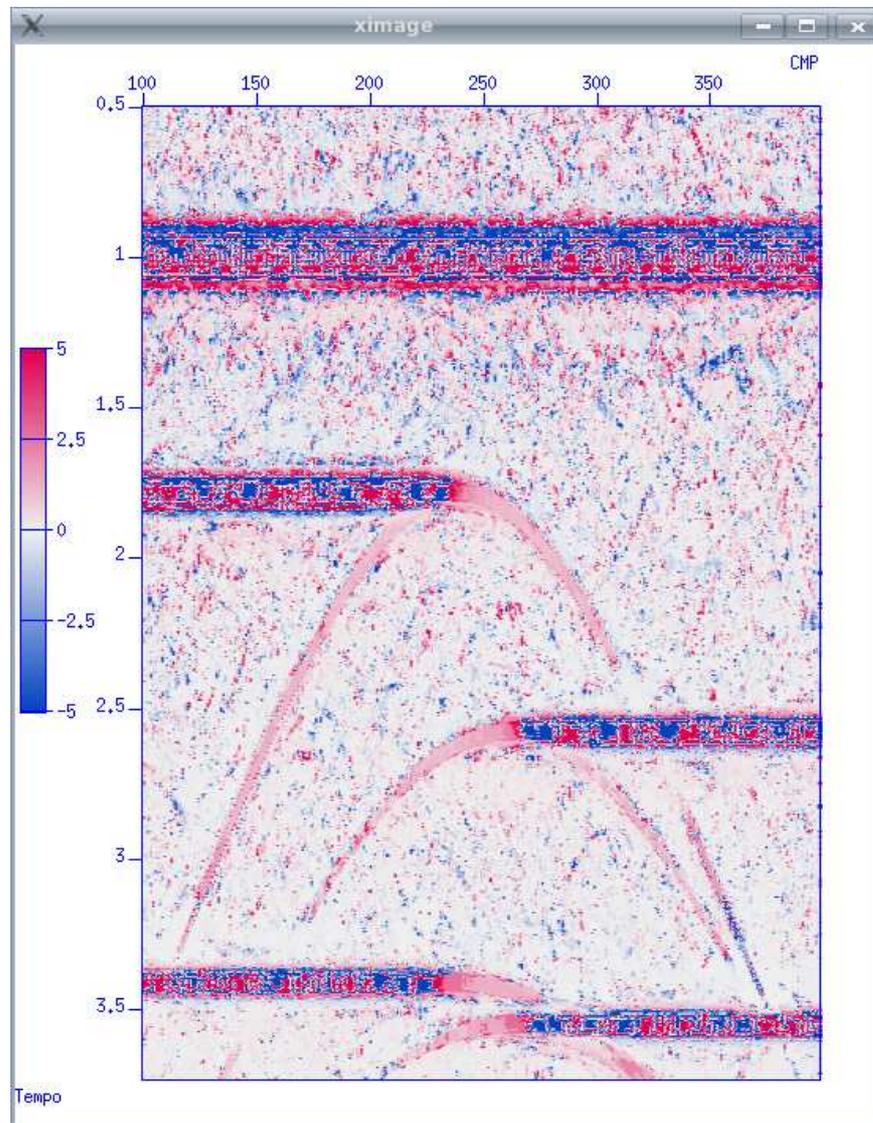


Figura 6.2: Seção mostrando a razão entre R_N e R_{NIP} , para o modelo da figura 7.1.

A figura 6.1 (ver os parâmetros dos dados sintéticos no Apêndice A) mostra um modelo com uma falha no segundo refletor. Já a figura 6.2 mostra a seção de valores de R_N/R_{NIP} calculados para este modelo. Observando os valores desta razão, podemos verificar que aqueles relativos às

difrações são próximos de um, enquanto para os refletores planos estes valores são muito grandes (o fato de a legenda estar mostrando valores -5 e +5 nos limites inferior e superior, deve ser desconsiderado. Isto está relacionado ao limite imposto às amplitudes da figura de sorte a beneficiar a visualização. Leia estes limites como valores muito grandes). Porém, junto à falha, estes valores mudam e o fazem de forma gradativa, ou seja, da esquerda para a direita há uma variação monotônica de valores próximos de um para valores muito grandes. Além disso, também o cruzamento de difrações, bem como a interferência de uma difração sobre outra vizinha, fazem com que os parâmetros CRS não sejam corretamente lidos, o que também provoca interferência na resolução lateral, não obstante podermos amenizar este dois últimos problemas com o tratamento de mergulhos conflitantes durante a busca dos parâmetros CRS.

A segunda observação é de que atualmente o único critério que temos para discriminar o sinal do ruído é através da leitura de coerência da função semblance. Seu uso consiste sempre do estabelecimento de um fator de corte. Por ser um critério generalista, isto na maioria das vezes não atende a todas as situações, o que faz com que tenhamos de ser extremamente cautelosos na sua aplicação. Também é verdade que este cuidado não vem sendo estritamente utilizado na etapa do empilhamento lateral do CRS. Com efeito, estabelecido o tamanho e a direção do operador CRS, todas as amostras desta região são somadas com os mesmos pesos.

Os dois fatores descritos acima produzem dois efeitos deletérios para nossos propósitos de resolução sísmica, a saber,

- (a) As difrações terminam por ter suas amplitudes alteradas, o que perturba o resultado da migração.
- (b) Nas amostras de baixa s/r , a leitura do semblance aponta a maior coerência na direção do sinal da vizinhança, o que força o preenchimento das regiões de ruídos como se ali houvesse sinal.

Em decorrência destes problemas o empilhamento CRS tanto pode gerar artefatos de migração, quanto alongar os refletores para além de seus limites reais.

Iremos ilustrar estes problemas destacando principalmente estes dois últimos pontos levantados. Para tanto, lançaremos mão do modelo da figura 6.3 (ver os parâmetros dos dados sintéticos

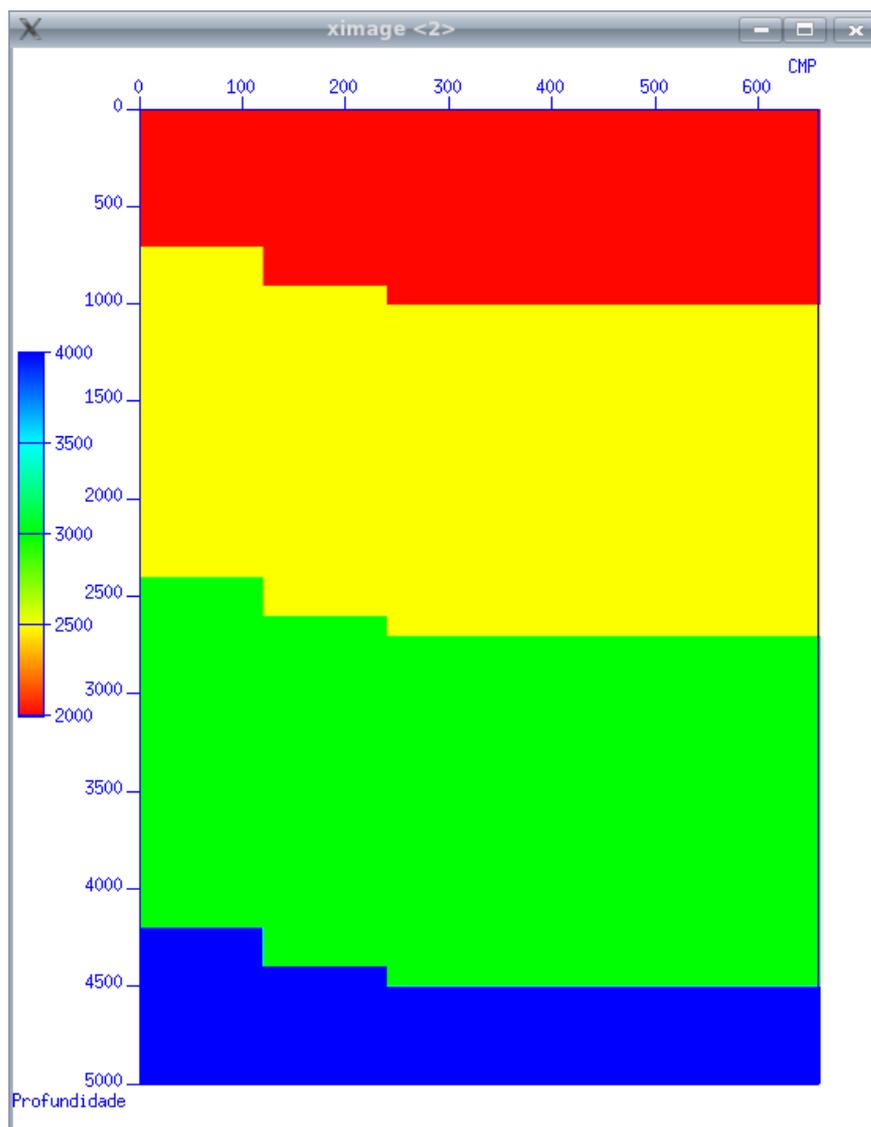


Figura 6.3: Modelo de velocidades representando falhas de rejeito variáveis e canais de diferentes dimensões.

no Apêndice A), onde estão representadas falhas com rejeitos variáveis. A figura 6.4 mostra a seção CMP relativa a este modelo. Além das falhas mostradas na figura 6.3, podemos observar a presença da representação de pequenos canais de comprimento de 200m (8 CDPs), 500m (20 CDPs) e 1000m (40 CDPs) respectivamente, de cima para baixo. Estes canais não podem ser observados na figura 6.3, pois eles foram gerados apenas variando, diretamente, o valor dos coefi-

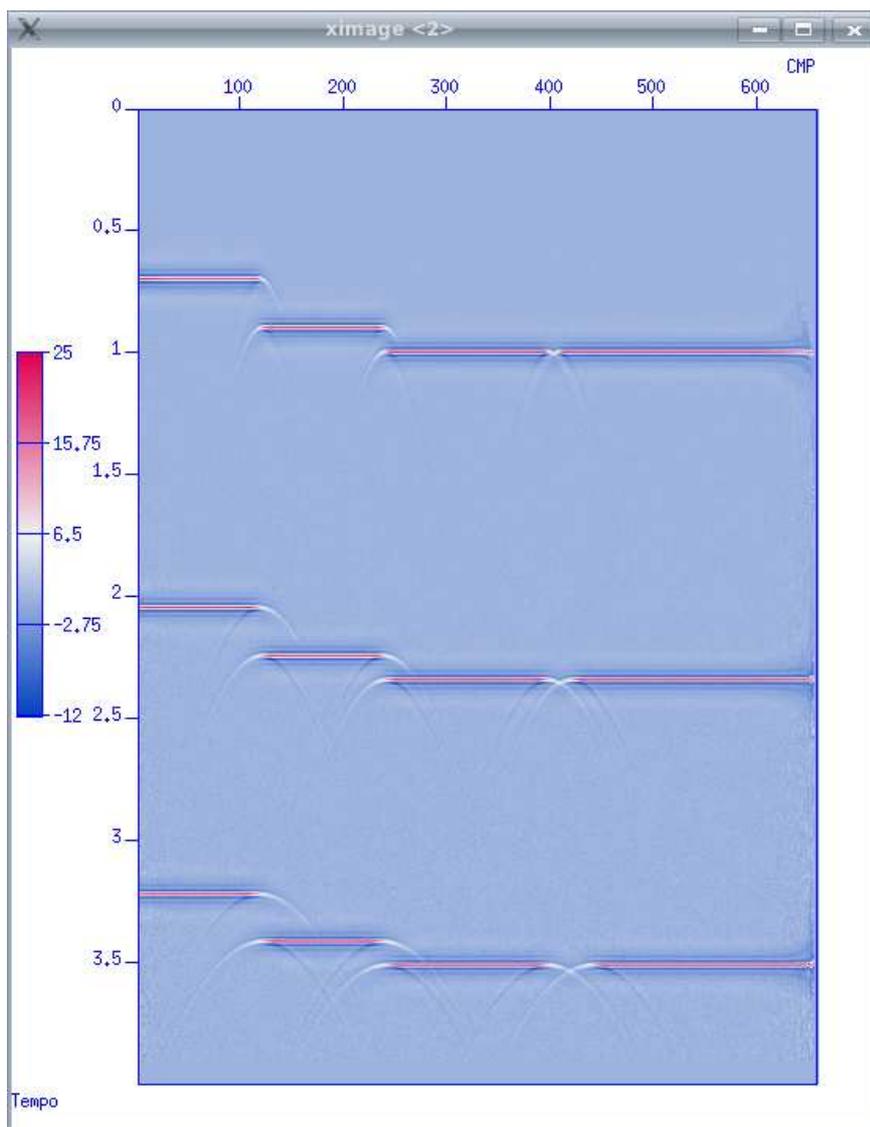


Figura 6.4: Seção CMP empilhada relativa ao modelo da figura 6.3.

cientes de reflexão. Por sua vez, a figura 6.5 mostra a seção CRS correspondente. A comparação entre as duas figuras espelha claramente a ação do CRS, pois é notória a perturbação causada nas amplitudes originais das difrações, sendo que isto se dá de forma mais acentuada próximo aos pontos de descontinuidade. A figura 6.6, a qual mostra a diferença entre as duas figuras anteriores, confirma estas afirmações e deixa claro que as diferenças estão concentradas nas regiões das difrações, particularmente, próximo às descontinuidades.

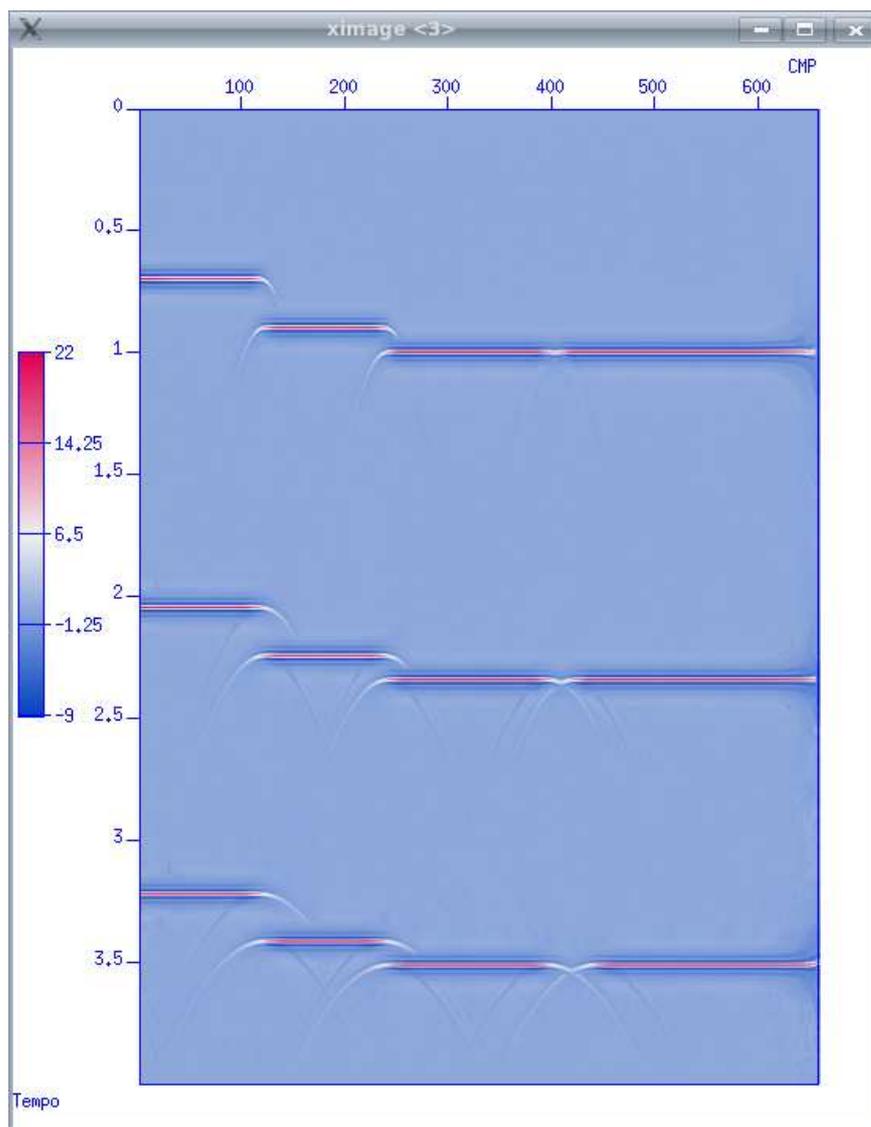


Figura 6.5: Seção CRS empilhada relativa ao modelo da figura 6.3.

As duas figuras seguintes, 6.7 e 6.8, mostram as seções CMP e CRS após a migração. Estas migrações foram realizadas no dado empilhado. Tomando a migração da seção CMP como saída ideal e fazendo a comparação entre elas, é patente o impacto do CRS. É notório o alongamento dos refletores para dentro dos canais, sendo que o de menor extensão praticamente desaparece. Já os artefatos de migração estão presentes em todos os pontos de descontinuidade. Tudo isto fica ainda mais expressivo quando observamos a figura 6.9, que mostra a diferença entre as seções anteriores.

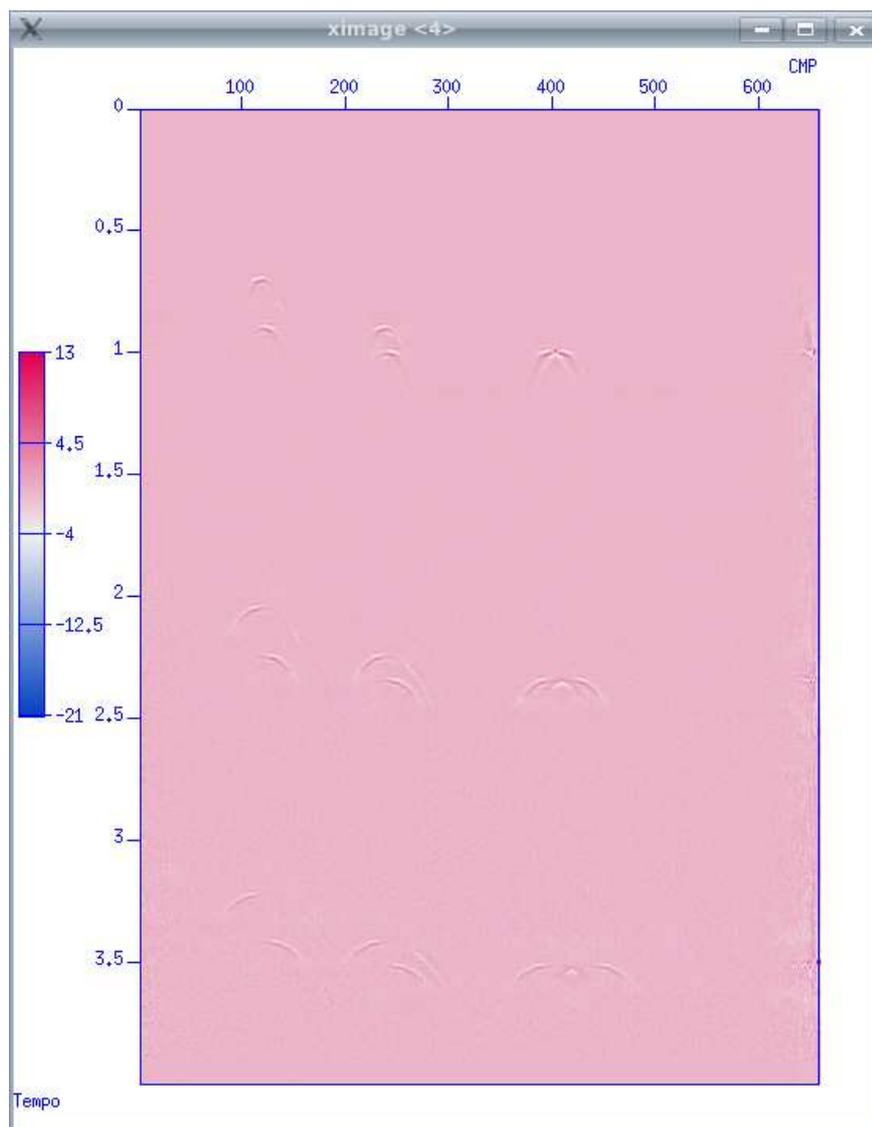


Figura 6.6: Seção mostrando a diferença entre a seção CMP e a seção CRS, relativas ao modelo da figura 6.3.

Neste caso as fortes amplitudes na região das discontinuidades confirmam o preenchimento dos canais, bem como as perturbações em todos os pontos de discontinuidade, com destaque para os artefatos de migração.

Como a demanda por detalhes na interpretação sísmica é cada vez maior, não só na área de reservatório, mas também na exploração, bem como sabemos que a geologia nunca é contínua,

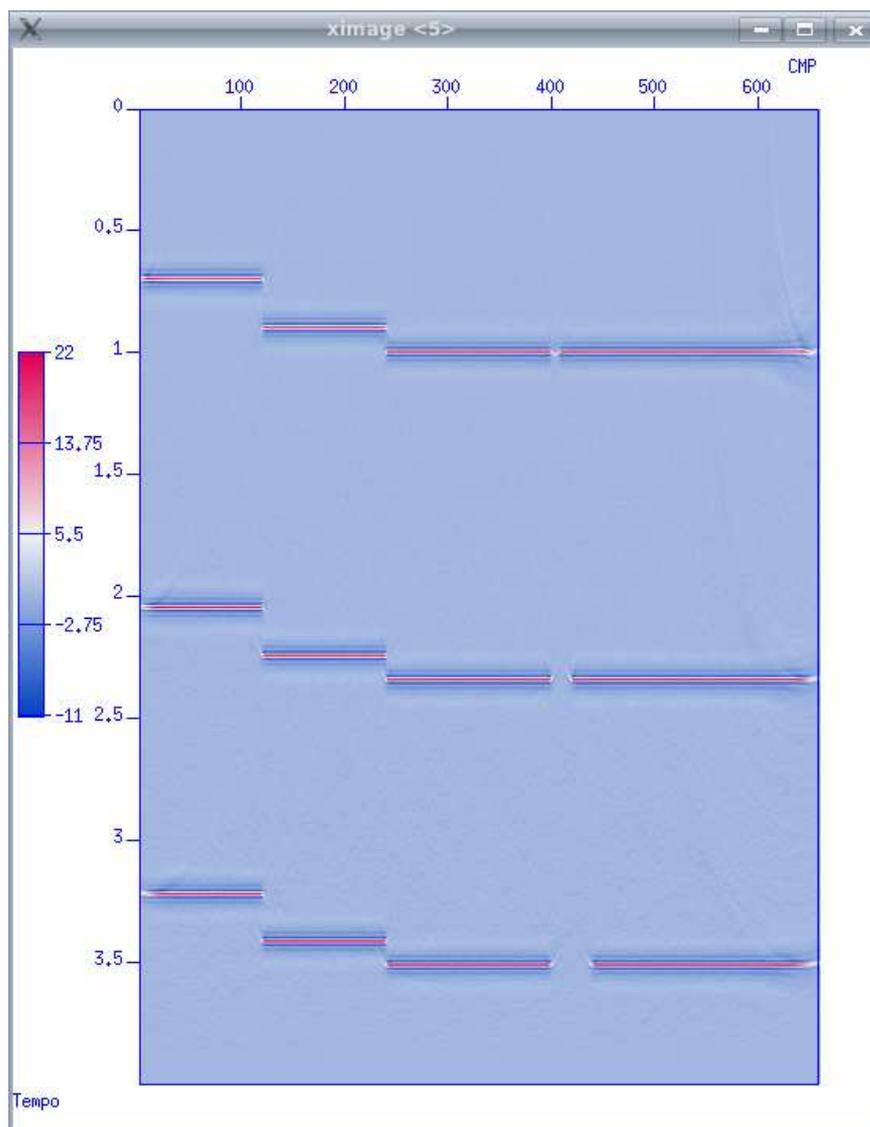


Figura 6.7: Seção CMP migrada, relativa à seção CMP empilhada da figura 6.4.

a técnica CRS apenas poderia ser utilizada como ferramenta auxiliar às técnicas convencionais. Então, o que fazer para tentar expandir os horizontes do empilhamento CRS? Antes de prosseguir, vamos reafirmar que estamos diante de três problemas, quais sejam: (a) o fato de o empilhamento CRS usar CMPs ao invés de CRPs migrados em tempo (conforme discutido no Capítulo 2), o que faz com que cada traço, no caso de refletores não horizontais, carregue uma informação de um ponto em sub-superfície diferente; (b) os artefatos de migração decorrentes das alterações

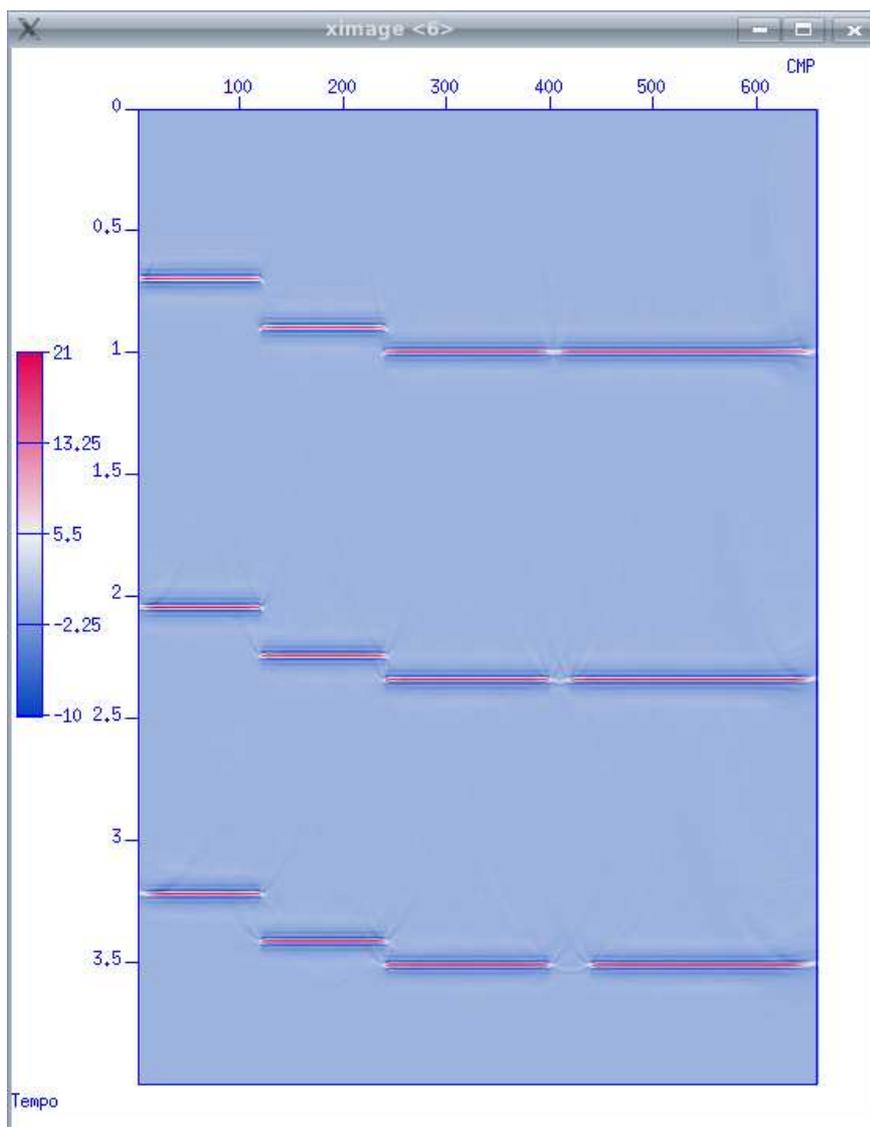


Figura 6.8: Seção migrada, relativa à seção CRS empilhada da figura 6.5.

das amplitudes das difrações e (c) os possíveis preenchimentos de canais devido a tendência do semblance de orientar, nas regiões de menor s/r , os parâmetros na direção dos refletores vizinhos.

Uma possível solução para esses problemas seria a aplicação do CRS após a migração pré-empilhamento em tempo. Esta é uma idéia que vem sendo recorrentemente tratada entre os usuários da técnica CRS. Sua maior virtude, do ponto de vista da resolução lateral, é a de atenuar os efeitos da soma dos CMPs, pois estes seriam substituídos por CRPs migrados em tempo. Além

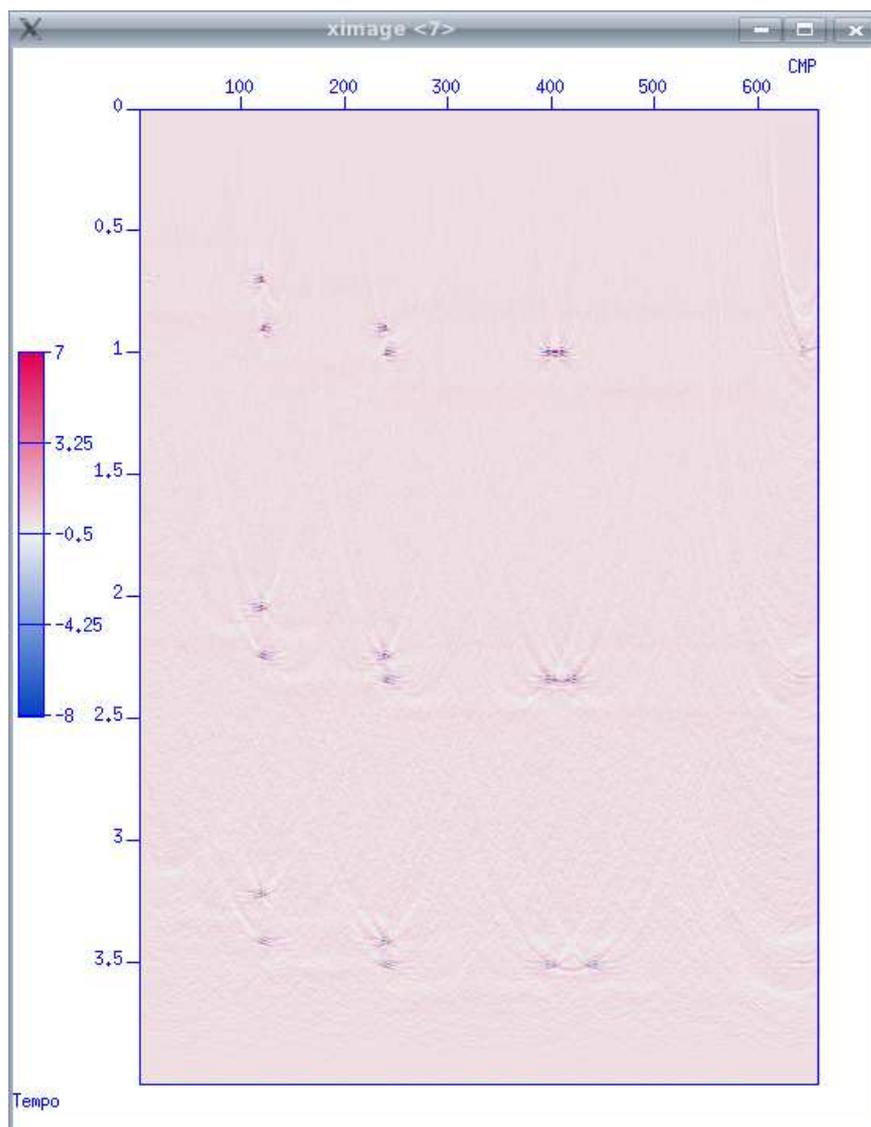


Figura 6.9: Seção mostrando a diferença entre a seção CRS migrada e a seção CMP migrada, das figuras 6.8 e 6.7.

disso, seus resultados deixariam de apresentar os artefatos de migração, oriundos da migração no empilhamento CRS, pois as difrações seriam preliminarmente colapsadas.

Apesar das vantagens mencionadas, o procedimento descrito acima apresenta, entretanto algumas dificuldades. Em primeiro lugar, as equações de tempo de trânsito do empilhamento CRS, que foram desenvolvidas para raios paraxiais tendo o raio normal como raio central, talvez de-

vessem ser modificadas, agora tendo o raio imagem como raio central. Em segundo lugar, temos o problema da extensão das imagens dos refletores nos pontos de descontinuidade. Este efeito é devido ao fato de que os parâmetros CRS lidos nestas regiões em um dado sem difração, tendem a apontar na própria direção do refletor. Isto faz com que nestas extremidades as deformações possam ser até mesmo mais evidentes do que aquelas observadas no dado CRS convencional migrado.

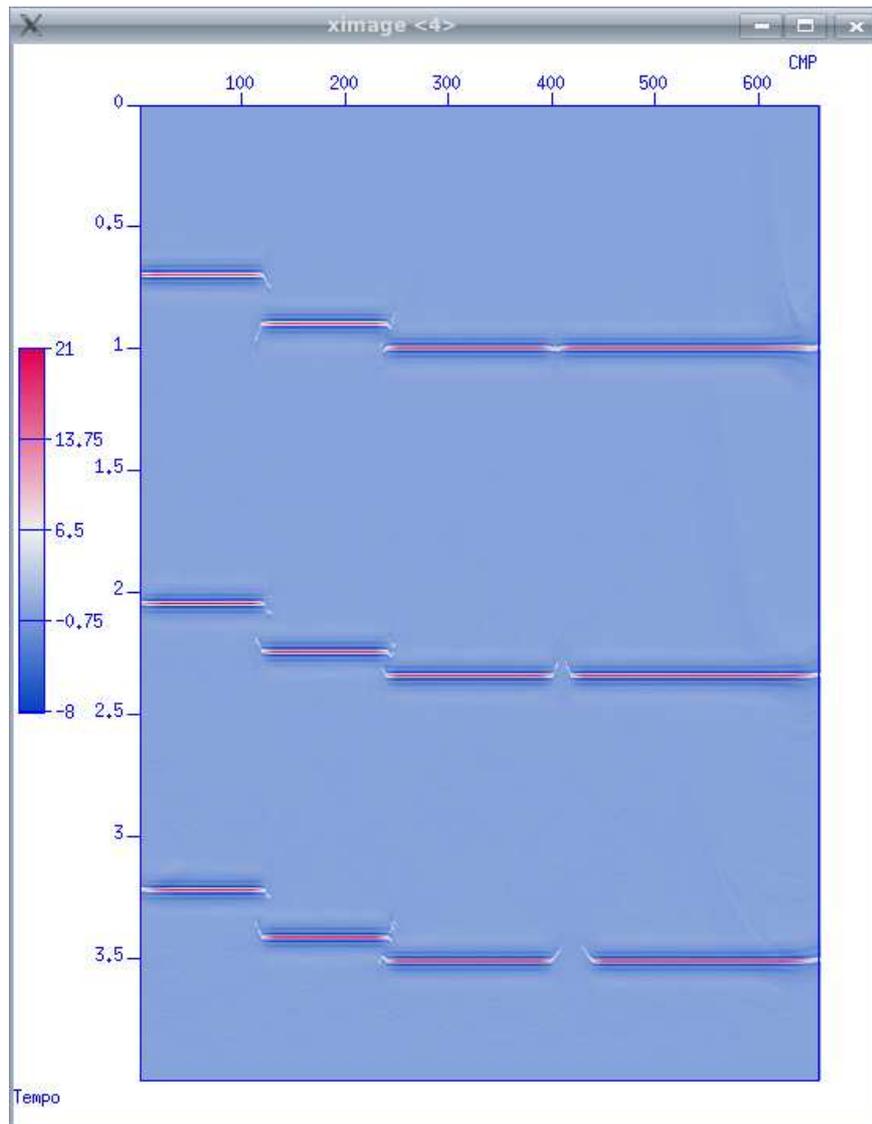


Figura 6.10: Seção após o CRS ser aplicado sobre a seção CMP migrada da figura 6.7.

Para ilustrar esta possível solução iremos trabalhar sempre com migrações pós-empilhamento,

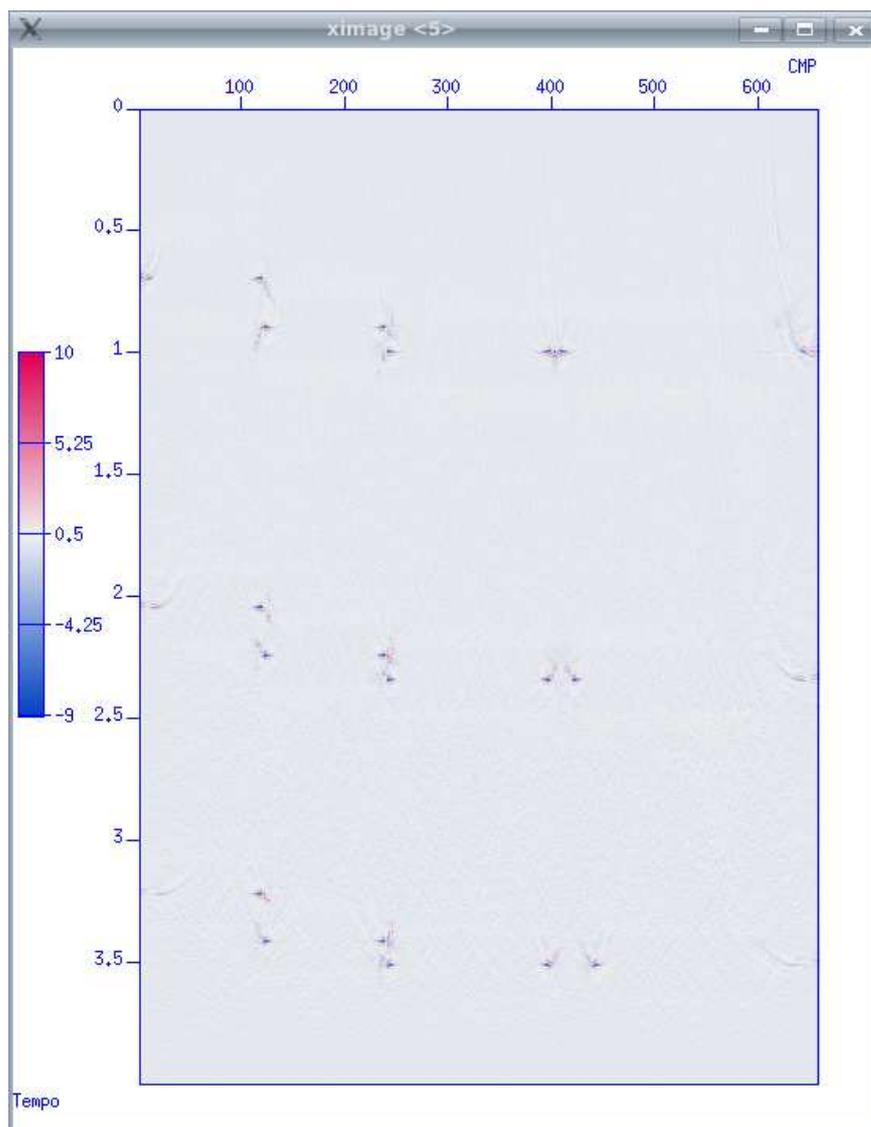


Figura 6.11: Seção mostrando a diferença entre a seção CMP migrada com CRS aplicado e a seção CMP migrada.

em todos os nossos exemplos. Sabemos que o ideal seria fazer migrações pré-empilhamento, fazendo a busca dos parâmetros CRS a partir do dado não empilhado. Para compensar esta deficiência, os exemplos em nossas ilustrações serão sempre de refletores planos horizontais. A figura 6.10 mostra uma seção CRS obtida a partir de uma seção CMP migrada após o empilhamento. Já a figura 6.11 ilustra a diferença entre esta seção e a seção CMP migrada. Quando

comparada à figura 6.9, observamos a quase inexistência de artefatos de migração na seção com o CRS no dado migrado. Isto indica que, neste caso, não houve perturbação das amplitudes antes da migração, o que reafirma que, no caso do CRS, efetivamente este problema ocorreu. Também é possível observar que, na região dos canais, o resíduo é pronunciado e, da mesma forma que observado na figura 6.9, tende a preencher os canais e estender os limites das falhas. Podemos então concluir, embora preliminarmente, que realizar a migração antes do empilhamento CRS, atenua os problemas relacionados à soma de CMPs e aos artefatos de migração, porém não resolvendo o problema da extensão dos refletores imageados.

A questão que permanece é, portanto, como contornar os problemas relacionados à extensão lateral dos refletores nos pontos de descontinuidade, após a migração. Poderia ser dito que este problema não existe desde que o intérprete tenha mais informações disponíveis, como por exemplo a seção CMP migrada, ou mesmo mapeadores de descontinuidades, como o cubo de coerência (Bahorich e Farmer (1995), Marfurt e outros (1998)), durante o ato da interpretação. A seção CRS traria como contribuição a possibilidade de um maior conteúdo de frequências e uma melhor *s/r* na seção final. Esta não deixa de ser uma alternativa. Mesmo assim, o ideal é que a seção CRS não apresente este problema, o que poderia suprir todas as demandas do intérprete, inclusive sendo entrada para a geração do cubo de coerência.

Uma possibilidade, óbvia, seria utilizar os mapas de ápices para superar esta deficiência. Desde que estes mapas, como foi visto no Capítulo 4, localizem os ápices das difrações, poderíamos fazer com que, localmente, o operador CRS tivesse alguma flexibilidade, de sorte a evitar o problema mencionado. Esta sugestão foi testada da seguinte forma: após a localização dos ápices, o programa de empilhamento CRS usaria esta informação de modo a variar o comprimento do operador naquela região especificamente. Então, aquele ponto do ápice seria como um indicador de um limite que o operador não poderia transpor. Sendo assim, se estamos trabalhando com uma amostra à direita deste limite, o operador não poderia conter amostras procedentes do lado esquerdo deste limite. Portanto, o tamanho do operador estaria condicionado à distância entre o ponto sendo analisado e o limite estabelecido pelo mapa. Trabalhando desta forma, o problema pode não ser completamente resolvido, porém fortemente atenuado. Se associarmos isto ao fato abordado em Gamboa (2007), quando é chamada a atenção para as vantagens do CRS 3D em se

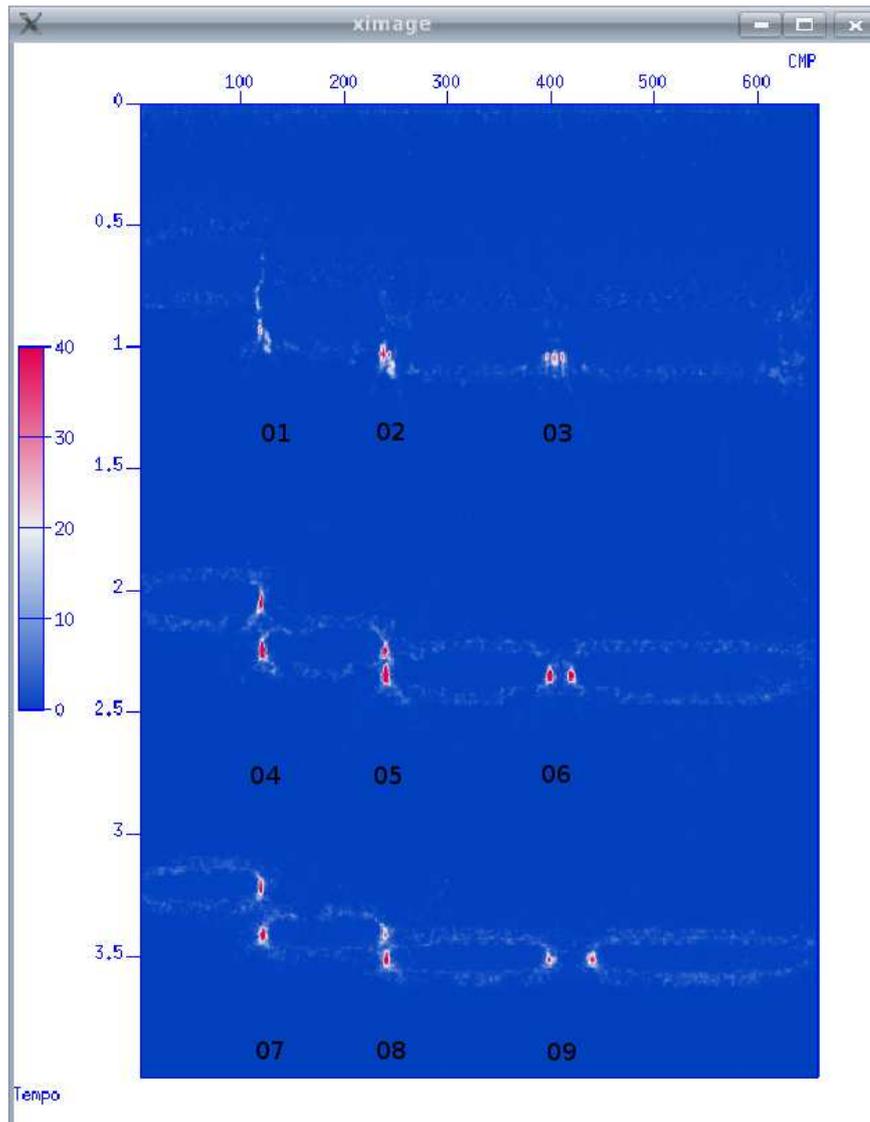


Figura 6.12: Mapa de ápices ZO, relativo ao dado sísmico do modelo da figura 6.3.

tratando de multiplicidade, isto é, a possibilidade de obtermos grandes multiplicidades mesmo com pequenas aberturas, este problema pode ser quase que totalmente resolvido.

Entretanto, como foi visto no Capítulo 4, estes mapas, da forma que ainda estão sendo gerados, não conseguem resolução adequada, o que pode comprometer a sugestão acima. Apenas como hipótese a ser testada, o mapa de ápices ZO, relativo ao dado sísmico do modelo da figura 6.3, mostrado na figura 6.12, foi editado de sorte a delimitar a ação do operador, tanto na

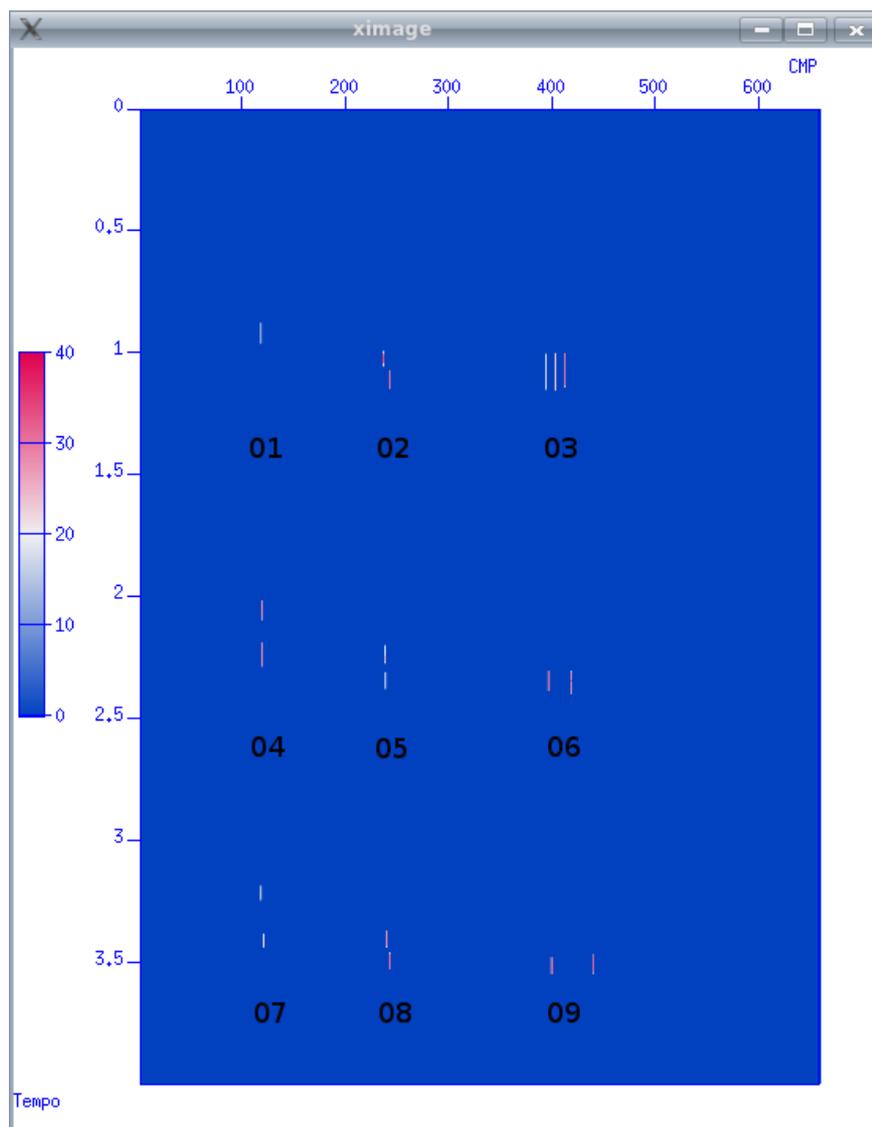


Figura 6.13: Versão editada do mapa de ápices ZO, relativo ao dado sísmico do modelo da figura 6.3.

direção dos CMPs quanto no tempo para, em seguida, aplicar o operador flexível à seção migrada. O mapa editado, mostrado na figura 6.13, mostra que algumas falhas não estão corretamente posicionadas, porém com diferenças pequenas em relação à posição real. No caso do canal identificado pelo número 03, podem ser observadas três descontinuidades, o que não corresponde ao modelo original. O resultado da aplicação do operador flexível está na figura 6.14. A seção diferença entre esta seção e a seção CMP migrada está na figura 6.15. Ambas as figuras confirmam que, a despeito

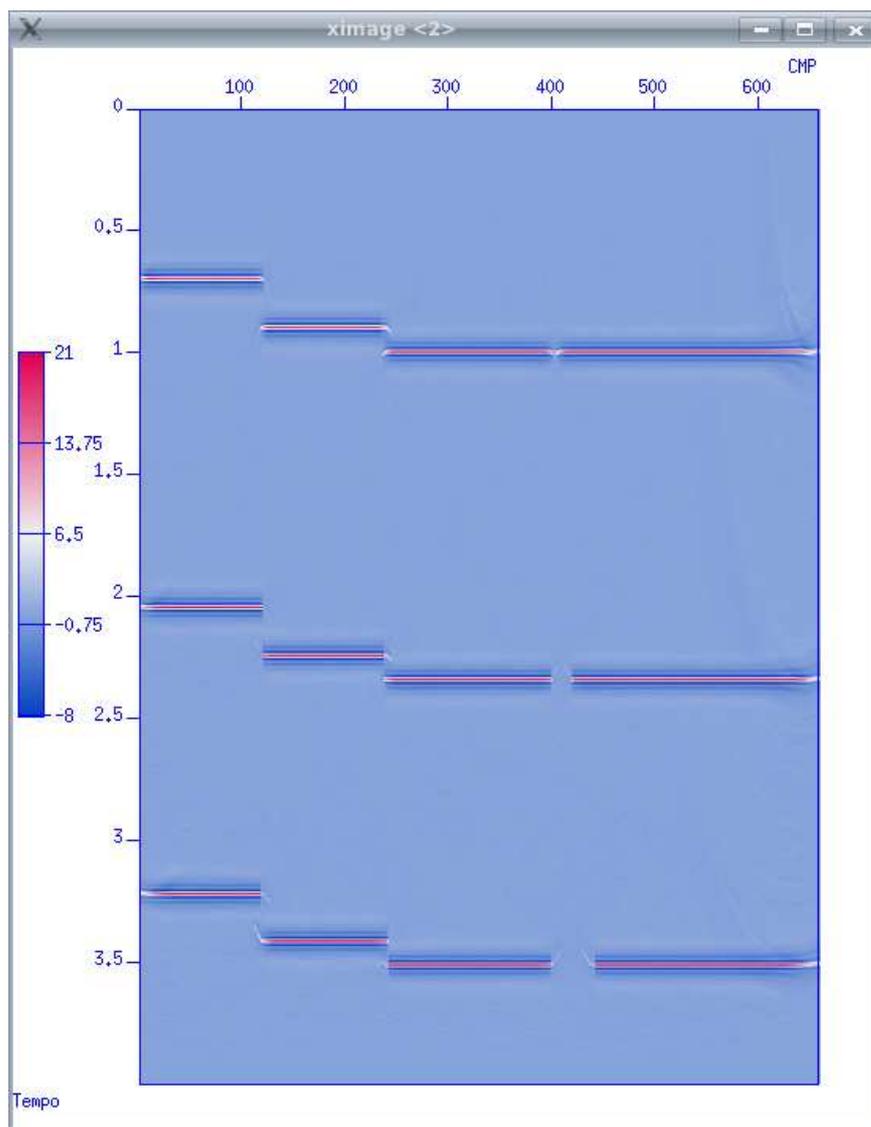


Figura 6.14: Seção CMP migrada e com CRS aplicado, porém com a flexibilização do operador na região das discontinuidades.

dos pequenos erros de posicionamento, no geral houve redução das extensões dos refletores imgeados. Vale ressaltar, no entanto, que esta edição foi conseguida fazendo uso da seção empilhada, o que neste caso favorecia a localização das falhas. Também não podem ser desconsiderados os problemas causados neste tipo de solução quando a s/r cai, como visto no Capítulo 4.

Poderíamos também tratar este problema de outra forma, fazendo a localização das regiões

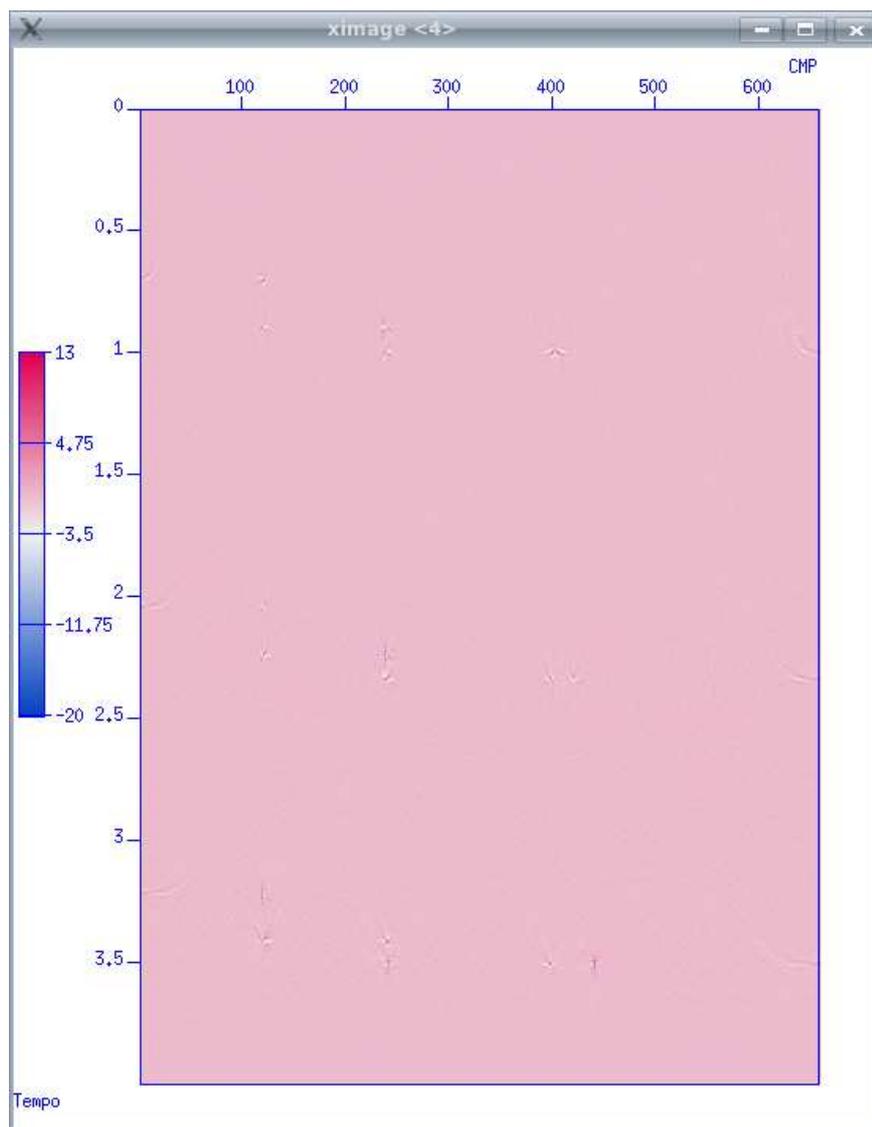


Figura 6.15: Seção mostrando a diferença entre a seção CMP migrada com CRS aplicado, porém com a flexibilização do operador e a seção CMP migrada.

de discontinuidades diretamente nas seções sísmicas CRS. Isto também poderia ser feito através dos mapas de ápices. Ou seja, o intérprete teria uma seção CRS, ainda com os problemas relacionados, extensão dos refletores imageados, porém teria na própria seção indicações da posição verdadeira, em tempo, das discontinuidades.

Curiosamente, informações semelhantes àsquelas fornecidas pelos mapas de ápices poderiam

ser obtidas de uma forma menos elegante e mais prosaica. Poderíamos simplesmente gerar uma seção diferença entre a seção CRS migrada e a seção CMP migrada. Se olharmos, por exemplo, com maior rigor a figura 6.9, veremos que todas as falhas foram criteriosamente mapeadas devido às extensões ou espalhamentos provocados pela migração sobre a seção CRS. Este resultado é ainda mais instigante caso façamos uso da figura 6.11, onde uma das seções utilizadas na diferença foi o CRS aplicado a um dado anteriormente migrado. Sua grande vantagem em relação a anterior está na quase ausência dos artefatos de migração. Como estes procedimentos, em particular o último, apresentam maior resolução na detecção das descontinuidades quando comparados aos mapas de ápice, não temos dúvidas de que o resultado será igual ou superior àquele mostrado na figura 6.15, caso façamos uso destas diferenças para a flexibilização do operador CRS. A demanda ainda presente é testar esta solução na presença de uma baixa s/r .

Capítulo 7

Conclusões

Este trabalho discutiu a relação entre o método CRS e a resolução sísmica, vertical e lateral, bem como o potencial deste método na melhoria do imageamento sísmico em tempo e profundidade. A contribuição maior do trabalho foi a geração de mapas geométricos, relacionados a alguns pontos específicos do volume sísmico. Os mapas, construídos com base dos parâmetros CRS, foram utilizados para a obtenção de vários produtos de importância para o imageamento. O principal deles foi a conversão em profundidade através do raio normal.

No tocante à resolução sísmica vertical, mostramos inicialmente que, efetivamente, as altas frequências do sinal sísmico são registradas, porém não são resgatadas durante o processamento, mesmo lançando mão de diferentes técnicas na tentativa de aplainar o espectro de frequência. A razão para isto é que a relação entre o sinal e o ruído aleatório, a partir da frequência onde esta razão é igual a unidade, faz com que eventuais processos de balanceamento do espectro de amplitude tenham maior contribuição do ruído do que do sinal. A frequência onde $s/r=1$, foi definida como frequência crítica, ou seja, é a frequência limite na recuperação da banda espectral. Mostramos em seguida que a única forma de haver um efetivo ganho de resolução vertical seria através da extensão do valor desta frequência. Mostramos que esta extensão pode ser atingida através do aumento da multiplicidade oriunda do processamento sísmico. Foi apresentada uma relação matemática mostrando o efeito do aumento da multiplicidade sobre a frequência crítica. Como esta relação depende da raiz quadrada da multiplicidade e a perda de amplitude do sinal devido à atenuação é exponencial, o resultado final é o crescimento muito lento do aumento da

frequência crítica com o ganho na multiplicidade. Portanto, para conseguirmos ganhos efetivos no crescimento da frequência crítica, e por extensão, maiores ganhos na resolução vertical, esta multiplicidade teria de ser de tal magnitude, que apenas técnicas que contemplem a geometria dos refletores no momento da soma das informações laterais, como é o caso do CRS, poderiam alcançá-la. Assim, após o empilhamento CRS, o que implica na redução do nível do ruído aleatório e, portanto, aumentando a frequência crítica, o espectro de amplitude poderia ser aplainado através de técnicas conhecidas, como por exemplo o balanceamento espectral. Através do gráfico de multiplicidade contra frequência crítica, conseguimos mostrar que podemos chegar a ganhos na resolução vertical na faixa de 60 por cento, dentro de uma faixa de multiplicidade facilmente alcançável pelo CRS 3D.

No caso do mapeamento geométrico, vimos que o caminho para chegar até ele é o mesmo usado por Spinner e Mann (2006). Através destes mapas conseguimos identificar as posições dos ápices das difrações, dos pontos estacionários tanto para offset zero, quanto para offset finito e dos pontos refletores e difratores em sub-superfície. A partir destes mapas é possível chegarmos a um campo de velocidades de migração em tempo; fazer migração pré-empilhamento em tempo focando o empilhamento ao longo das curvas de difração apenas à zona de Fresnel projetada; converter cada painel de offset finito em painéis de coordenadas de offset zero, com as amplitudes devidamente corrigidas, para todo o volume sísmico; gerar uma seção de ápices levando em consideração apenas as localizações dos pontos de descontinidades falhas, canais etc e por fim, posicionar o dado sísmico em profundidade, usando como entrada o volume sísmico posicionado nas coordenadas de offset zero com as amplitudes corrigidas.

Mostramos as vantagens desta técnica de conversão tempo-profundidade sobre as técnicas convencionais, particularmente aquelas que usam o raio imagem. Verificamos que problemas relacionados à determinação dos ângulos de emergência do raio normal podem ser contornados, seja através do uso da coerência lida pelo CRS, ou por interpolação dos valores deste ângulo. A técnica também mostrou-se robusta do ponto de vista da s/r . Foi discutido o possível espaço que esta técnica poderia vir a ocupar, mostrando que ela tem vantagens inegáveis mesmo sobre a migração pós-empilhamento em profundidade. Porém, quando comparada à migração pré-empilhamento em profundidade, consideramos que ainda é necessário verificar a robustez da técnica, agora sob o

ponto de vista das imprecisões no campo de velocidade.

Como esta é uma técnica que fundamentalmente trabalha com o imageamento em tempo, o seu propósito primeiro é estender os limites nas variações laterais das velocidades. Isto ficou demonstrado através de vários exemplos. Nossa conclusão, portanto, é que esta é uma técnica que usufrui daquilo que o imageamento em tempo tem de melhor, que é a robustez, e deixa de lado a sua maior fraqueza, qual seja o posicionamento equivocado da migração em tempo.

Discutimos, a seguir, o empilhamento CRS na presença de descontinuidades e o impacto que isto provoca na resolução lateral. Verificamos que, efetivamente, o CRS, por perturbar as amplitudes das difrações e fazer leituras errôneas dos parâmetros neste tipo de região, termina por gerar artefatos de migração e extensão dos refletores migrados, provocando por vezes o desaparecimento de canais de pequenas dimensões. Além destes problemas o CRS perturba a resolução horizontal em função da soma de CMPs na vizinhança do traço central. Exceto em regiões de geologia contínua, isto provoca a mistura de informações vizinhas.

Observamos que uma forma de atenuar parte destes problemas seria usar como entrada para o empilhamento CRS, o dado migrado em tempo. Desta maneira, a soma passaria a ser de CRPs migrados em tempo, reduzindo, portanto, cada amostra somada apenas a um ponto. Este procedimento também teria a vantagem de eliminar em grande parte os artefatos de migração, na medida em que a migração seria realizada em um dado sem as perturbações de amplitude produzidas pelo CRS.

Mostramos, entretanto, que esta técnica ainda provoca a extensão dos refletores migrados nas regiões de descontinuidades, fortemente influenciadas pelo tamanho do operador. Portanto, como anteriormente, ainda teríamos as amplitudes da região dos canais sendo contaminadas pelas amplitudes dos sinais vizinhos. A sugestão apresentada para atenuar este efeito foi a utilização dos mapas de ápices para localizar as descontinuidades e, em seguida, durante o empilhamento CRS, flexibilizar convenientemente o tamanho do operador, de sorte a evitar a mistura de informações dentro do operador. Como este mapa, na forma como foi apresentado, ainda apresenta problemas de resolução, utilizamos um mapa editado manualmente e mostramos que este procedimento pode vir a mitigar em grande escala estes problemas. Embora o problema de como obter melhores mapas de forma automática ainda permaneça aberto, nossos resultados mostram a relação efetiva

entre a qualidade dos mapas e a melhoria do imageamento, do ponto de vista da resolução sísmica lateral.

Referências

- Al-Chalabi, M., 1973, Series Approximation in Velocity and Traveltime Computations: *Geophys. Prosp.*, **21**, no. 04, 783–795.
- Bahorich, M., and Farmer, S., 1995, The Coherence Cube.: *The Leading Edge*, **14**, no. 10, 1053–1058.
- Bergler, S., 2001, *The Common-Reflection-Surface Stack for Common Offset: Theory and Application*: Ph.D. thesis, Karlsruhe University.
- Berkovitch, A., Keidar, S., Landa, E., and Trachtman, P., 1998, Multifocusing in Practice: 68th Annual Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 1748–1751.
- Biloti, R., 2001, *Tempos de Trânsito Multiparamétricos: Estimção e Inversão*: Ph.D. thesis, Universidade Estadual de Campinas.
- Brzostowski, M. A., and Black, J. L., 1989, Limitations of Steep Dip Migration: 59th Annual Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 1175–1178.
- canales, L. L., 1984, Random Noise Reduction: 54th Annual Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., 525–527.
- Denham, L. R., 1981, Extending the Resolution of Seismic Reflection Exploration: *J. Canadian Society of Exploration Geophysicists*, **17**, 43–54.
- Denham, L. R., 2004, Limits of Seismic Resolution: 70th Annual Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 2401–2404.

- Duarte, O., 2003, Dicionário Enciclopédico Inglês-Português: Sociedade Brasileira de Geofísica.
- Duvaneck, E., 2004, Velocity Model Estimation with Data-Derived Wavefront Attributes: *Geophysics*, **69**, no. 01, 265–274.
- Farias, A. L., Freitas, L., and Tygel, M., 2008, Detecção de Camadas Delgadas Usando Sísmica de Reflexão: *Revista Brasileira de Geociências*, **38**, 159–171.
- Gamboa, F., Farias, A., Freitas, L., and Tygel, M., 2007, Vertical and Lateral Resolution in the CRS Method: A Practical Study: Resumo estendido do 10th. Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica.
- Gamboa, F., 2007, Aplicações do Método de Superfície Comum de Reflexão (CRS) ao Processamento Sísmico: Ph.D. thesis, Universidade Estadual de Campinas.
- Garabito, G., Cruz, J. C. R., and da Luz, L. F., 2006, Depth Mapping of Stacked Amplitudes Along an Attribute Based ZO stacking Operator: 76th Annual Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 2629–2633a.
- Garabito, G., 2001, Empilhamento Sísmico por Superfície de Reflexão Comum: num Novo Algoritmo Usando Otimização Global e Local: Ph.D. thesis, Universidade Federal Do Pará.
- Guo, N., and Fagin, S., 2002, Becoming Effective Velocity-Model Builder and Depth Imagers, Part 2-The Basics of Velocity-Model Bulding, Examples and Discussions: *The Leading Edge*, **21**, no. 12, 1210–1216.
- Höcht, G., 1998, Common Reflection Surface Stack: Master's thesis, Karlsruhe University.
- Hertweck, T., Schleicher, J., and Mann, J., 2007, Data Stacking Beyond CMP: *The Leading Edge*, **14**, no. 03, 818–827.
- Hubral, P., 1983, Computing True Amplitude Reflections in a Laterally Inhomogeneous Earth: *Geophysics*, **48**, no. 08, 1051–1062.

- Jäger, R., 1999, The Common Reflection Surface Stack - Introduction and Application: Master's thesis, Karlsruhe University.
- Khaidukov, V., 2004, Diffraction Image by Focusing-Defocusing: An Outlook on Seismic Super-resolution.: *Geophysics*, **69**, no. 06, 1478–1490.
- Levin, F. K., 1989, The Effect of Geophone Arrays on Random Noise: *Geophysics*, **54**, no. 11, 1466–1473.
- Mann, J., and Duvaneck, E., 2004, Event-Consistent Smoothing in Generalized High-Density Velocity Analysis: 74th Annual Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 1748–1751.
- Mann, J., 2002, Extensions and Applications of the Common-Reflecton-Surface Stack Method: Ph.D. thesis, Karlsruhe university.
- Marfurt, K. J., Kirlin, L. R., Farmer, S., and Bahorich, M. S., 1998, 3D seismic Attributes Using a Semblance-Based Coherency Algorithm: *Geophysics*, **63**, no. 04, 1050–1165.
- Martins, J. L., 2001, Migração, Demigração e Imageamento em 2.5D com Inclusão de Alguns Casos Analíticos: Ph.D. thesis, Universidade Estadual de Campinas.
- May, B. T., and Covey, J. D., 1981, An Inverse Ray Method for Computing Geologic Structures from Seismic Reflections-Zero-Offset Case: *Geophysics*, **46**, no. 03, 268–287.
- Mayne, W. H., 1962, Common Reflection Point Horizontal Data Stacking Techniques: *Geophysics*, **27**, no. 06, 927–938.
- Müller, T., 1999, The Common Reflection Surface Stack Method: Seismic Imaging Without Knowledge of the Velocity Model: Ph.D. thesis, Karlsruhe University.
- Robinson, E. A., and Treitel, S., 1980, *Geophysical Signal Analysis*: Prentice-Hall.
- Schleicher, J., Tygel, M., and Hubral, P., 2007, *Seismic True-Amplitude Imaging*: Society of Exploration Geophysicists.

- Singh, V., and Srivastava, A. K., 2004, Understanding the Seismic Resolution and its Limit for Better Reservoir Characterization: *Geohorizons*, **21**, no. 12, 1–35.
- Spinner, M., and Mann, J., 2006, True-Amplitude CRS-Based Kirchhoff Time Migration for AVO/AVA Analysis: *Journal of Seismic Exploration*, **15**, 133–152.
- Thomsen, L., 1986, Weak Elastic Anisotropy: *Geophysics*, **51**, no. 51, 1954–1966.
- Trorey, A. W., 1970, A Simple Theory for Seismic Diffractions: *Geophysics*, **22**, no. 5, 762–784.
- Tygel, M., Müller, T., Hubral, P., and Schleicher, J., 1997, Eigenwave Based Multiparameter Traveltime Expansions:., pages 1770–1773.
- Tygel, M., and Santos, L., 2007, Quadratic Normal Moveouts of Symmetric Reflections in Elastic Media: A Quick Tutorial: *Stud. Geophys. Geod.*, , no. 51, 185–206.
- Ursin, B., 1982, Quadratic Wavefront and Traveltime Approximations in Inhomogeneous Layered Media with Curved Interfaces: *Geophysics*, **47**, no. 07, 1012–1021.
- Varela, C., Rosa, A., and Ulrych, T., 1993, Modeling of Attenuation and Dispersion: *Geophysics*, **58**, no. 08, 1167–1173.
- Whitcombe, N. D., 1994, Fast Model Building Using Demigration and Single-Step Ray Migration: *Geophysics*, **59**, no. 03, 439–449.
- Widess, M. B., 1973, How Thin Is a Thin Bed?: *Geophysics*, **38**, no. 06, 1176–1180.
- Yilmaz, O., 2001, *Seismic Data Processing*: Society of Exploration Geophysicists.
- Zhang, Y., Bergler, S., and Hubral, P., 2001, Common-Reflection-Surface (CRS) Stack for Common Offset: *Geophys. Prosp.*, **49**, no. 25, 709–718.

Apêndice A

Parâmetros usados na geração dos dados sintéticos

- Todos os dados sintéticos que foram utilizados neste trabalho tem os mesmos parâmetros na simulação da aquisição, quais sejam: intervalo entre estações de receptores (IE)=50m; intervalo entre estações de tiro (IPT)=50m; número de receptores por tiro (NC)=60; menor afastamento (offmin)=50m; número total de tiros (nt)=300.
- Os dados sintéticos relativos às figuras 4.1, 4.9 e 5.2 foram gerados usando um modelador de diferenças finitas, sendo que o pulso utilizado foi uma Ricker de fase zero e frequência de pico de 50Hz.
- Já na geração dos dados sintéticos relativos à figura 4.13, 6.1 e 6.3 foi utilizado um modelador do tipo Kirchhoff, onde os pulsos tem espectro de frequência plano com banda entre 10 a 50Hz.
- O ruído aleatório foi adicionado sempre ao dado pré-empilhamento e, exceto onde estiver claramente estabelecido a relação entre o sinal e o ruído, todos os outros dados sintéticos tem $s/r = 50$.

Apêndice B

Softwares utilizados, desenvolvidos e adaptados

Os códigos usados neste trabalho foram em parte desenvolvidos dentro do consórcio *Wave Inversion Technology* (WIT) na Universidade de Karlsruhe (Alemanha). Uma outra parte foi usada tendo como base os códigos da Universidade de Karlsruhe e adaptados por Armando L. Farias, Lucas Freitas e Ricardo Freitas para os propósitos desta tese. Uma parcela final teve seus algoritmos sugeridos e desenvolvidos por Armando L.Farias e foram implementados, em sua maioria, em C++ por Lucas Freitas e Ricardo Freitas. São eles:

- Código de Mirian Spinner e Alex Muller, da Universidade de Karlsruhe, de migração pré-empilhamento em tempo, com operador curto, usando parâmetros CRS.
- Adaptação do código de Mirian Spinner e Alex Muller, da Universidade de Karlsruhe, de migração pré-empilhamento em tempo usando parâmetros CRS, para a geração dos painéis em coordenadas de offset zero, com amplitudes corrigidas.
- Código para a geração de um campo de velocidades migradas.
- Código para a edição do campo de velocidades migradas.
- Código para a geração do mapa de ápices das difrações reais.
- Código para a filtragem dos mapas de ápices das difrações reais.

- Código para fazer a conversão das seções nas coordenadas ZO, de tempo para profundidade.
- Adaptação do código de empilhamento CRS Universidade de Karlsruhe (Alemanha), para a realização deste empilhamento flexibilizando o comprimento do operador.
- Os modelos usados no capítulo III , IV e V foram gerados em um modelador de diferenças finitas gentilmente cedido por Jessé Costa da Universidade Federal do Pará(UFPA).
- Já aqueles usados no capítulo VI foram gerados por um modelador tipo Kirchhoff desenvolvido por Armando Farias, em linguagem FORTRAN.
- Os modelos de velocidades em profundidade, foram construídos por um programa escrito em linguagem FORTRAN desenvolvido por Armando Farias.
- Os algoritmos para a aplicação do método CRS foram implementado em C++ e foi desenvolvido pela Universidade de Karlsruhe (Alemanha). A versão usada foi a 4.6.
- As figuras mostradas nesta tese foram geradas em sua maioria no pacote de processamento sísmico de distribuição livre SU (seismic Unix), do *Center for wave phenomena at Colorado School of Mines*.

Esta tese foi escrita num PC (Linux Kubuntu) usando o processador de texto (de distribuição livre) T_EX, e o pacote macro L^AT_EX2_ε, e diversas extensões. A bibliografia foi gerada com B_IB_TE_X. As figuras foram construídas principalmente com Xfig 3.2.5.