

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
FACULDADE DE ENGENHARIA MECÂNICA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Aplicações do método de Superfície Comum de Reflexão (CRS)
ao processamento sísmico.**

Autor: MSc. FERNANDO GAMBOA
Orientador: PROF. DR. MARTIN TYGEL

07/2007

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
FACULDADE DE ENGENHARIA MECÂNICA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Aplicações do método de Superfície Comum de Reflexão (CRS)
ao processamento sísmico.**

Autor: MSC. FERNANDO GAMBOA

Orientador: PROF. DR. MARTIN TYGEL

Curso: Ciências e Engenharia de Petróleo

Tese de doutorado apresentada à Subcomissão de Pós-Graduação Interdisciplinar de Ciências e Engenharia de Petróleo (FEM e IG), como requisito para a obtenção do título de Doutor em Ciências e Engenharia de Petróleo.

Campinas, 2007

SP - Brasil

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

Gamboa Fernando

G144a Aplicações do método de Superfície Comum de Reflexão (CRS) ao processamento sísmico. / Fernando Gamboa. – Campinas, SP:[s.n.], 2007.

Orientador: Martin Tygel.

Tese (doutorado) – Universidade Estadual de Campinas, Faculdade de Engenharia Mecânica e Instituto de Geociências.

1. Geofísica. 2. Método sísmico de reflexão. 3. Ondas sísmicas.
I. Tygel, Martin. II. Universidade Estadual de Campinas. Faculdade de Engenharia Mecânica. III. Instituto de Geociências. IV. Título.

Titulo em Inglês: Applying the Common Reflection Surface (CRS) to the seismic processing

Palavras-chave em Inglês: Geofísica, Método sísmico de reflexão, Ondas sísmicas

Área de concentração: Reservatórios e Gestão

Titulação: Doutor em Ciências e Engenharia de Petróleo

Banca Examinadora: Ivan Simões Filho, Jessé Carvalho Costa, Jörg Schleicher, Maria Amélia Novais Schleicher

Data da defesa: 30/07/2007

Programa de Pós-Graduação: Ciências e Engenharia de Petróleo

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
FACULDADE DE ENGENHARIA MECÂNICA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

TESE DE DOUTORADO

**Aplicações do método de Superfície Comum de Reflexão (CRS)
ao processamento sísmico.**

Autor: MSC. FERNANDO GAMBOA

Orientador: PROF. DR. MARTIN TYGEL

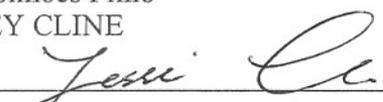
Banca Examinadora:



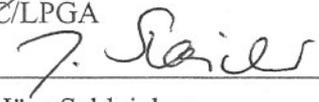
Prof. Dr. Martin Tygel, Presidente
UNICAMP/IMECC/DMA



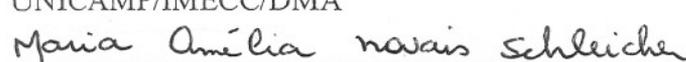
Dr. Ivan Simões Filho
GAFFNEY CLINE



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



Prof. Dr. Jörg Schleicher
UNICAMP/IMECC/DMA



Prof. Dr. Maria Amélia Novais Schleicher
UNICAMP/IMECC/DMA

Campinas, 30 de Julho de 2007

200900 221

Dedicatória

Dedico este trabalho a meus pais, minha família e todos meus amigos por terem me ajudado

Agradecimentos

Este trabalho não seria concluído sem ajuda de diversas pessoas às quais expresso meus agradecimentos:

Aos meus pais, pelo incentivo em todas os momentos da minha vida;

A meu orientador, que me mostraram os caminhos a serem seguidos;

Ao Armando Lopes, Lucas Freitas e Ricardo Freitas, pelas dicas e conselhos durante todo meu processo de aprendizagem;

Ao Centro de Estudos de Petróleo (CEPETRO), pela bolsa de estudos fornecida;

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), auxílio 01/01068-0;

Ao Conselho Nacional para o Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), auxílio 300927/82-7;

Ao Consórcio *Wave Inversion Technology* (WIT);

À Agência Nacional do Petróleo (ANP);

À *LandMark Graphics Corporation*, Aliança estratégica 2002-COM-014331;

E a todos os professores e colegas do departamento, especialmente o pessoal do laboratório, que ajudaram de forma direta e indireta na conclusão deste trabalho.

Tenha cuidado com o que você deseja,
pois pode lhe ser concedido.

Resumo

GAMBOA, Fernando. *Aplicações do método de Superfície Comum de Reflexão (CRS) ao processamento sísmico*. Campinas: Faculdade de Engenharia Mecânica, Universidade Estadual de Campinas, 2007. 187p. Tese (Doutorado)

O método *Common Reflection Surface (CRS)* tem por objetivo a obtenção de seções empilhadas de qualidade e extração de parâmetros do campo de onda que caracterizam o meio geológico, através de análises de coerência e com máxima utilização da redundância contida nos dados sísmicos de multicobertura. Para a realização dessas finalidades, o método CRS utiliza “famílias” de pares de fontes e receptores arbitrariamente dispostos em torno de um ponto central e empilhamentos através de tempos de trânsito multi-paramétricos. O CRS representa um significativo aprimoramento do clássico método *Common midpoint (CMP)*, o qual utiliza famílias de pares fonte e receptor simetricamente dispostos em torno do ponto central (denominadas famílias CMP). Além disso, o número maior de parâmetros CRS permite melhores informações sobre o meio geológico. Neste trabalho, discutimos os fundamentos e principais resultados do método CRS na situação 2D, comparando-o ao método CMP. Dentre os vários estudos e aperfeiçoamentos realizados no método CRS, destacam-se (a) nova implementação do programa CRS, com utilização de parâmetros diretamente advindos dos dados; (b) implementação conjunta dos métodos CRS e CMP visando melhor contribuição de cada um deles para o imageamento sísmico; (c) introdução de nova metodologia para eliminação ou atenuação de ruído alinhado nas seções CRS e (d) investigação qualitativa e quantitativa das resoluções vertical e lateral do método CRS.

Palavras chave

Geofísica, Método sísmico de reflexão, Ondas sísmicas.

Abstract

GAMBOA, Fernando. *Applying the Common Reflection Surface (CRS) to the seismic processing*.
Campinas: Faculdade de Engenharia Mecânica, Universidade Estadual de Campinas, 2007.
187p. Tese (Doutorado)

The Common Reflection Surface (CRS) method is designed to produce stacked sections of superior quality, as well as a number of useful wavefield attributes that characterize the geological subsurface. These attributes are estimated by means of coherency analysis methods, which optimally exploit the redundancy contained in the multicoverge seismic data. To take advantage of this redundancy, the CRS method employs “gatherers” of source and receiver pairs, arbitrarily located around a fixed central point, with the help of multi-parametric travelttime moveouts. Waving the restriction of symmetric source-receiver pairs around the central point allows full use of the multicoverage data. As a result, CRS stacked sections are seen to be cleaner, with better signal-to-noise ratio and continuity of reflection events. We discuss the basics and main results of the CRS method, in the 2D situation, in close comparison with the classical CMP method. A number of improvements on the method itself, as well as on its practical applications, are presented. These include (a) a new implementation of CRS, with the use of parameters most directly related to the input data; (b) joint use of CRS and CMP, with the aim of obtaining the best possible processing and imaging results; (c) introduction of a new methodology to eliminate or attenuate aligned noise and (d) qualitative and quantitative investigation on vertical and lateral resolution in CRS sections.

Key Words

Geophysics, Reflection seismic method, Seismic waves.

Conteúdo

Lista de Figuras	xxi
Nomenclatura	xxiii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos	6
1.2 Estrutura da Dissertação	7
2 O PROCESSAMENTO SÍSMICO	9
2.1 INTRODUÇÃO	9
2.2 O MÉTODO CMP	14
2.3 INTRODUÇÃO AO PROCESSAMENTO SÍSMICO	17
2.4 PRÉ-PROCESSAMENTO	20
2.5 DECONVOLUÇÃO	29
2.6 ANÁLISE DE VELOCIDADE	35
2.7 SEÇÕES DE AFASTAMENTO NULO	51
2.8 CORREÇÕES DE ESTÁTICAS RESIDUAIS	58
2.9 Correção do Sobretempo de Mergulho (DMO)	61
2.10 MIGRAÇÃO PÓS-EMPILHAMENTO EM TEMPO	65
2.11 MIGRAÇÃO PRÉ-EMPILHAMENTO EM TEMPO	86
3 O MÉTODO CRS E SUAS APLICAÇÕES	91
3.1 Introdução	91

3.2	Implementação do Método CRS	99
3.3	Algoritmo de Busca	109
3.4	Aberturas	115
3.5	Influência da velocidade superficial	117
3.6	Pseudo-Migração em Tempo Baseada nos Atributos CRS	118
3.7	Outras propostas de busca para o Método CRS	120
3.8	Aplicação dos Parâmetros CRS	122
4	ALGUMAS CONTRIBUIÇÕES AO MÉTODO CRS	123
4.1	Aperfeiçoamentos do Código CRS	124
4.2	União dos Métodos NMO e CRS	133
4.3	Resolução Sísmica nas Seções CRS	141
4.4	Alinhamento do Ruído Aleatório	159
4.5	Outras Melhorias	169
5	OBSERVAÇÕES E CONCLUSÕES	171
A	Ferramentas Usada do Pacote ProMax®	183
A.1	Interactive Spectral Analysis	183
A.2	Time-Variant Spectral Whitening	184
A.3	F-X Deconvolution	185
B	Hardware e Software Usados	187

Lista de Figuras

Introdução	1
1.1 Principais configurações sísmicas	3
1.2 Configuração CDP em refletor mergulhante	4
O Processamento Sísmico	9
2.1 Modelo convolucional	12
2.2 Técnica CDP	16
2.3 Demultiplexado	21
2.4 Aplicação de Estáticas	25
2.5 Configuração de aquisição e processamento	27
2.7 Análise de velocidade ($t^2 - h^2$)	41
2.8 Análise de Velocidade CVP, CVS e Espectro de Velocidades	44
2.9 Correção do tempo de trânsito	47
2.10 Sobrecorreção e subcorreção de uma família CMP	49
2.11 Esticamento	49
2.12 Esticamento variando com o afastamento	50
2.13 Traço de afastamento nulo	51
2.14 Seção de afastamento nulo	52
2.15 Empilhamento no domínio CMP	55
2.16 Fluxo: Estáticas residuais	60
2.17 Fluxo com aplicação de sobretempo de mergulho	62

2.20	Princípio de Huygens	72
2.21	Hipérbole de difração	74
2.23	isocronas	77
2.25	Refletor sinclinal	79
2.26	Refletor pontual	80
Aplicação do Método CRS		91
3.1	Teoria paraxial dos raios	96
3.2	Descrição dos parâmetros CRS	98
3.3	Espectro do ângulo β	111
Algumas Contribuições ao Método CRS		123
4.1	Importância da Velocidade v_0 no CRS	125
4.2	Seção do parâmetro q	127
4.3	Seção do parâmetro V_{NMO} obtida pelo CRS	127
4.4	Seleção visual dos parâmetros A e B	130
4.5	Eliminação de Ruído Linear usando o parâmetro A	132
4.6	Comparação CMP automático do método CRS com a correspondente seção do método CMPP	134
4.7	Espectro de coerência do método CRS e do método CMP	136
4.8	Seção ZO convencional de dados marítimos	137
4.9	Melhora na seção CRS em dados marítimos	138
4.10	Seção ZO convencional de dados marítimos e seus espectros de frequência	139
4.11	Melhora na seção CRS em dados terrestres	140
4.12	Branqueamento Espectral	144
4.13	Erro na recuperação de frequências	145
4.14	Melhora na relação S/R	146
4.15	Traço sintético com frequências recuperadas após CRS	148
4.16	Atenuação de ruído aleatório	149

4.17	Recuperação de frequências após a aplicação do CRS	150
4.18	Destaque da atenuação de ruído aleatório	152
4.19	Destaque da recuperação de frequências	153
4.20	Influência da Zona de Fresnel no método CRS	155
4.21	Efeito da abertura lateral em dados sintéticos	156
4.22	Evolução do alinhamento do fechamento dos “buracos” nas seções CMP	158
4.23	Efeito da abertura lateral em dados reais: Exemplo 1	160
4.24	Efeito da abertura lateral em dados reais: Exemplo 2	161
4.25	Alinhamento do Ruído Aleatório: Exemplo Real	162
4.26	Alinhamento do Ruído Aleatório: Exemplo Sintético	164
4.27	Alinhamento do ruído aleatório versus abertura	165
4.28	Evolução do alinhamento do ruído aleatório	166
4.29	Resultado da <i>pseudo-biparamétrica</i>	167
4.30	Exemplo da busca Pseudo-biparamétrica	168

Nomenclatura

Letras Latinas

A, B, C	Novos parâmetros CRS.
D	Distância.
f	Frequência.
F	Zona de Fresnel.
G	Função de transferência da terra.
H	Profundidade.
h	Meio-afastamento.
k	Número de onda.
N	Numero de traços somados no empilhamento.
P	Onda compressional.
q	Parâmetro combinado obtido na busca no domínio CMP.
R	Radio de curvatura.
S	Onda cisalhante.
s	Pulso registrado.
t	Tempo de trânsito.
u	Sísmograma registrado.
v, V	Velocidade.
w	Domínio de la frequência.
x	Coordenada de um ponto.

Letras Gregas

- α Ângulo (mergulho) do reflector na seção em tempo.
 β Ângulo de chegada do raio central a superfície.
 λ Comprimento de onda.
 μ Parâmetro combinado obtido na busca no domínio CS.

Subscritos

- g* Referente ao receptor.
s Referente a fonte.

Siglas

- AGC Controle de Ganho Automático (Do inglês *Automatic Gain Control*).
CDP Ponto Comum em Profundidade (Do inglês *Common Depth Point*).
CMP Ponto Meio Comum (Do inglês *Common Mid Point*).
CO Afastamento Comum (Do inglês *Common Offset*).
CR Receptor Comum (Do inglês *Common Receiver*).
CRS Superfície Comum de Reflexão (Do inglês *Common Reflection Surface*).
CS Tiro Comum (Do inglês *Common Shot*).
CVP Painéis de velocidade constante (Do inglês *Constant Velocity Panels*).
CVS Empilhado a velocidade constante (Do inglês *Constant Velocity Stack*).
DMO Sobretempo de mergulho (Do inglês *Dip Moveout*).
NIP Ponto Normal de Incidência (Do inglês *Normal Incident Point*).
NMO Sobre Tempo Normal (Do inglês *Normal MoveOut*).
RMS Do Inglês *Root Mean Square*.
ZBV Zona de baixa Velocidade.
ZO Afastamento Nulo (Do inglês *Zero Offset*).

Outros

S/R Relação Sinal/Ruído.

t_0 Tempo de trânsito no afastamento nulo.

v_0 Velocidade perto dos receptores.

x_m Coordenada do ponto CMP.

x_0 Coordenada do ponto avaliado pelo CRS.

Capítulo 1

INTRODUÇÃO

O objetivo da sismica de reflexão é fornecer uma imagem da subsuperfície a partir de dados sísmicos multicobertura, tanto por aumento do sinal de reflexões desejadas, quanto pela atenuação da energia de sinais não desejados, ruído coerente e aleatório.

A aquisição de dados sísmicos, na sismica de reflexão, é realizada principalmente na configuração (ou família) do *Tiro Comum* (CS^1). Neste trabalho, restringimo-nos à situação 2D, na qual fontes e receptores situam-se em uma única linha sísmica. Além disso, a propagação de ondas sísmicas é suposta restrita ao plano vertical diretamente abaixo da linha sísmica. Supondo, por simplicidade uma linha sísmica horizontal como na Figura 1.1(a), a configuração CS é definida pela coordenada da fonte comum x_s , e os traços sísmicos definidos pelas coordenadas x_g dos diversos receptores. A aquisição consiste na excitação da fonte comum, seguida de registro das ondas sísmicas refletidas nos receptores distribuídos na mesma linha sísmica. Para uma dada fonte, a coleção de receptores utilizados, no registro correspondente, constitui a chamada *Família CS*.

O sismograma registrado contém traços que são ordenados com respeito ao *afastamento* ou *meio-afastamento*, h . O meio-afastamento, h , representa a metade da distância entre a posição da fonte e a posição do receptor para cada par fonte-receptor,

¹Do Inglês *Common Source*.

$$h = \frac{x_g - x_s}{2} .$$

Relacionada a esta distância está a coordenada, x_m , que representa o ponto médio entre a posição da fonte e a posição do receptor,

$$x_m = \frac{x_g + x_s}{2} .$$

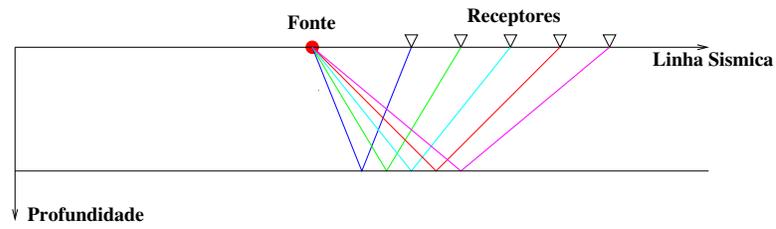
A onda gerada pela fonte é transmitida e refletida² nas discontinuidades da subsuperfície. As discontinuidades representam saltos nas propriedades elásticas das rochas em subsuperfície. Uma suposição básica, válida para as chamadas bacias sedimentares que são objeto dos estudos da prospecção de petróleo, é que as discontinuidades ocorrem em interfaces, denominadas refletores sísmicos. As bacias sedimentares seriam, então, meios constituídos por camadas mais ou menos homogêneas, separadas por interfaces curvas e relativamente suaves. Na presente situação 2D, as interfaces sísmicas (refletores) são consideradas curvas bidimensionais neste plano de propagação.

Ainda com base na situação 2D, a configuração *CS* é movida ao longo da linha sísmica, resultando na obtenção de muitas seções *CS*, as quais contém reflexões dos mesmos refletores na região da subsuperfície, a qual é iluminada pelos sinais emitidos. A coleção total de dados registrados é chamada de *Dados Multicobertura* e possui redundância de informação, pois um mesmo ponto em profundidade é iluminado várias vezes.

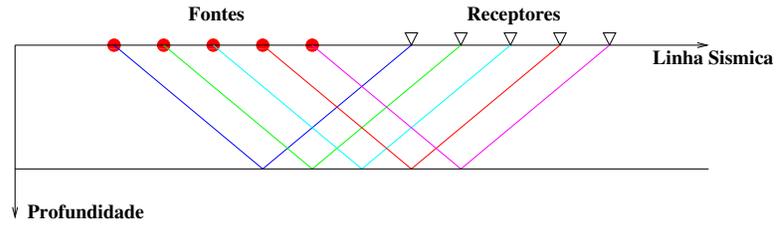
Parte da energia refletida pelas interfaces em subsuperfície emerge nos receptores onde é gravada durante um certo intervalo de tempo decorrido desde o começo da emissão da fonte. O tempo de registro de um sinal sísmico, denominado *Tempo de Trânsito*, é denotado pela variável, t .

Diversas configurações dos traços gravados podem ser realizadas de acordo com o reordenamento neles aplicado. Uma destas configurações é obtida ordenando os traços em *Afastamento*

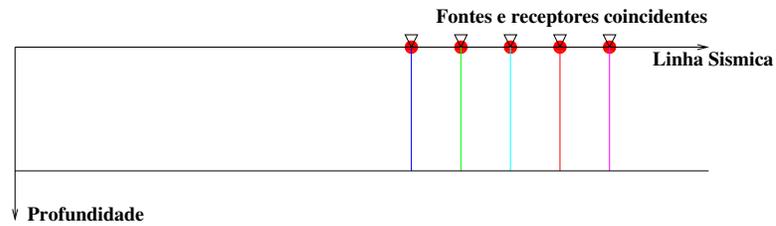
²Outros fenômenos de propagação, tais como ondas refratadas, difratadas, etc., também ocorrem e são registrados. Esses fenômenos não serão tratados neste trabalho.



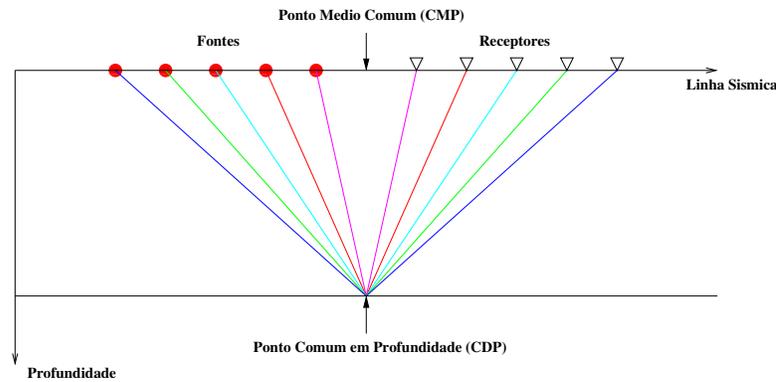
(a) *Configuração CS*: Todos os raios começam no mesmo ponto.



(b) *Configuração CO*: Cada par fonte-receptor tem o mesmo afastamento.



(c) *Configuração ZO*: A posição das fontes e dos receptores são coincidentes.



(d) *Configuração CMP*: Todos os pares fonte-receptor têm o mesmo ponto médio comum.

Figura 1.1: As quatro partes da figura ilustram a trajetória de raios que pertencem às configurações mais usadas, para o caso de um refletor horizontal e com velocidade constante na camada.

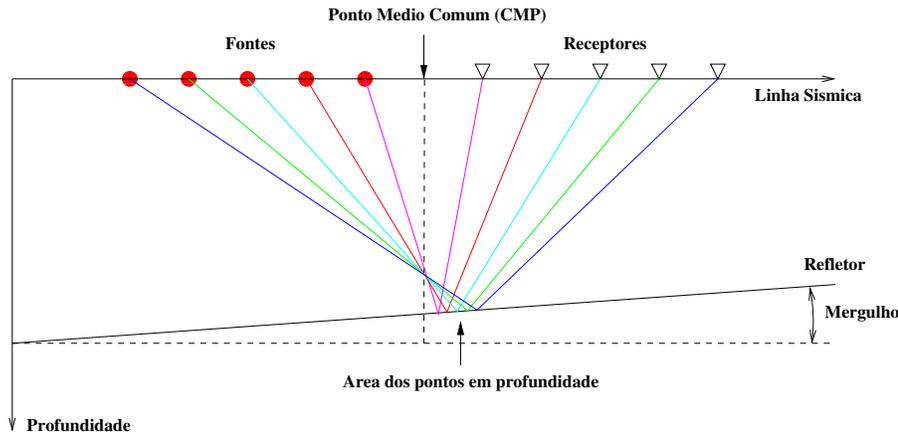


Figura 1.2: Raios na configuração CMP no caso de um refletor com mergulho, a coordenada do CDP não é mais a mesma coordenada do CMP.

Comum (CO^3). Uma configuração *CO* contém todos os traços com um certo afastamento constante que são ordenados por suas coordenadas de ponto médio (Figura 1.1(b)). Esta configuração pode ser pensada como uma coleção de traços que foram adquiridos deslocando um único par fonte-receptor com um afastamento constante ao longo da linha sísmica.

Outra importante configuração consiste da ordenação dos registros em *Ponto Médio Comum* (CMP^4). A configuração *CMP* combina todos os traços com o mesmo ponto médio e classifica-os com crescente afastamento (Figura 1.1(d)). Na literatura mais antiga, a configuração *CMP* é chamada também de configuração de *Ponto Comum em Profundidade* (CDP^5). Esta terminologia é, a rigor, somente correta no caso de modelos geológicos de multicamadas homogêneas, planas e horizontais. Neste caso, como ilustrado pela Figura 1.1(d), as coordenadas horizontais dos pontos *CMP* e *CDP* são coincidentes. No entanto, quando estas condições não são satisfeitas, as coordenadas dos pontos *CMP* e *CDP* diferem. Esta situação é ilustrada pela Figura 1.2

Uma configuração *CO* especial é a chamada configuração de *Afastamento Nulo* (ZO^6). Aqui,

³Do Inglês *Common Offset*.

⁴Do Inglês *Common Midpoint*.

⁵Do Inglês *Common Depth Point*.

⁶Do Inglês *Zero Offset*.

o afastamento é zero, isto é, as coordenadas x_s e x_g para um par fonte-receptor são coincidentes (Figura 1.1(c)). Não obstante sua grande importância no processamento, a configuração de *ZO* não pode ser realizada nas aquisições sísmicas. Isto porque a fonte, quando detonada, destruiria o receptor coincidente. Conforme veremos adiante, a seção *ZO* geralmente pode ser simulada através dos chamados métodos de empilhamento.

Dentre os diversos processos aplicados aos dados sísmicos multicobertura durante o processamento sísmico está o chamado *Empilhamento Sísmico*. Empilhar significa somar todas as amplitudes em subconjuntos, ou seções, do volume de dados sísmicos. A soma é realizada ao longo de curvas, ou superfícies, de tempo de trânsito que representam as reflexões. Neste trabalho, consideraremos curvas ou superfícies de empilhamento destinadas a simular reflexões devidas a pares de fonte e receptor na vizinhança de traços da seção *ZO* a ser construída. Se a curva de empilhamento, associada a um ponto (isto é, posição do traço e amostra temporal) da seção *ZO* a ser construída, concorda (é tangente) com um evento de reflexão registrado nos dados sísmicos, então as amplitudes coerentes são somadas construtivamente. O resultado é posicionado no correspondente ponto na seção *ZO* a ser simulada.

O objetivo, ou benefício, é uma razão S/R mais elevada que melhora a identificação dos eventos de reflexão. A relação S/R é definida como o quociente da amplitude máxima de todos os eventos da reflexão dentro de um conjunto de dados sobre a raiz quadrada da média dos quadrados da amplitude do ruído. Uma relação S/R menor que a unidade significa que os sinais dos eventos da reflexão não podem, na maior parte, ser distinguidos visualmente do ruído porque sua amplitude é menor do que aquelas existentes no ruído. Desta forma, valores elevados da razão S/R são desejadas na seções provenientes do processamento sísmico.

A seção simulada *ZO* é a base para que muitos procedimentos de inversão obtenham uma imagem mais confiável da subsuperfície. Por exemplo, Landa e outros (1998) mostraram a importância na escolha do modelo geológico para os resultados nos processos de inversão. Nestes processos, o número de camadas do modelo geológico é usualmente determinado pela interpretação

da seção empilhada (ou migrada). Dentro da seção (empilhada) ZO, muitos eventos de reflexão, e seus atributos correspondentes, são escolhidos. Por esta razão, a seção ZO deve estar a mais limpa possível de ruído coerente e aleatório.

1.1 Objetivos

Esta tese visa contribuir para o melhor imageamento de dados sísmicos, através de (1) aumento do sinal em eventos de reflexão e (2) efetiva atenuação ou eliminação de ruído coerente e não coerente presente na maioria das seções sísmicas. A energia dos ruídos, coerentes ou aleatórios, pode chegar a ser maior que a energia das reflexões primárias concorrentes fazendo com que as reflexões primárias fiquem completamente invisíveis. Por tudo isto, a atenuação e/ou eliminação destes ruídos tem sido motivo de várias pesquisas (por exemplo, Chase (1992); Duncan e Beresford (1993); Martinez e outros (1993); Kelly e Lines (1994); Bloor e Jones (1995) e Miao e Cheadle (1998)).

O método da *Superfície Comum de Reflexão (CRS⁷)*, desenvolvido há mais ou menos uma década, embora objeto de muitos estudos e aplicações (por exemplo, Müller (1998); Hubral e outros (1998); Müller e outros (1998); Höcht (1998) e Jäger (1999)), ainda carece de plena aceitação pela indústria de petróleo. Como mostrado nesta tese, o CRS pode levar a ótimos resultados, desde que bem utilizado. Desta forma, um dos principais objetivos desta tese é identificar e contribuir para a solução das principais “dificuldades” que o Método da Superfície Comum de Reflexão possui na geração de imagens e obtenção de parâmetros estáveis ao ser aplicado em dados reais.

Conforme mencionado anteriormente, nosso trabalho será restrito à situação 2D. As premissas básicas a serem cumpridas são que as interfaces, a superfície de medição, e o campo de velocidades (pelo menos numa vizinhança dos pontos de reflexão) sejam suaves o suficiente para que a Teoria do Raio de Ordem Zero (Červený (2001)) descreva adequadamente as reflexões, e que

⁷Do Inglês, *Common Reflection Surface*.

as variações do meio e a propagação aconteçam somente no plano da seção.

1.2 Estrutura da Dissertação

Além desta Introdução serão apresentados os seguintes capítulos:

O Capítulo 2 trata de uma revisão detalhada do método *CMP/Empilhamento*, o qual é rotineiramente aplicado na indústria de petróleo. Isto se justifica pelo fato de que o método *CRS* representa uma generalização do método *CMP*, utilizando filosofia similar, porém mais abrangente. Este capítulo fornece uma visão geral das técnicas convencionais mais usadas para simulação de seções *ZO*, podendo servir como base de referência para futuras pesquisas e/ou cursos sobre o método *CMP*.

No Capítulo 3 serão dados os conceitos e propriedades do método de empilhamento da Superfície Comum de Reflexão (*CRS*) necessários para seu melhor entendimento. O capítulo discute os trabalhos originais de Peter Hubral e seus colaboradores, os quais foram os pioneiros no estabelecimento e aplicação do *CRS*. De forma similar ao capítulo anterior, a idéia de discussão detalhada dos conceitos básicos e filosofia geral do *CRS*, contempla a possibilidade deste material constituir futura referência de aplicação didática e de capacitação de pessoal no uso deste método.

No Capítulo 4 são apresentadas várias contribuições e aperfeiçoamentos do método *CRS*, tanto do ponto de vista da pesquisa, quanto de implementação. No que tange à implementação, são analisadas a fundo e aperfeiçoadas as estratégias e implementações do programa *CRS* desenvolvido no âmbito do Consórcio Wave Inversion Technology (*WIT*). Os aperfeiçoamentos introduzidos mostraram substancial melhoramento na qualidade, e na interpretação, dos resultados obtidos.

No Capítulo 5, são expostas as conclusões, recomendações e algumas perspectivas para futuras pesquisas.

Capítulo 2

O PROCESSAMENTO SÍSMICO

2.1 INTRODUÇÃO

Uma das aplicações mais importantes da sismologia envolve o estudo da estrutura interna da terra através da análise da energia refletida nas camadas em subsuperfície e registrada na superfície. Esta técnica pode ser denominada “Sismologia da Reflexão” e é usada intensivamente pela mineração e pela indústria de petróleo, geralmente usando instrumentos de registro portáteis e fontes artificiais. O uso de fontes artificiais tornam a sismologia da reflexão em *Sísmica de Reflexão*. Dado que as ondas sísmicas refletidas são sensíveis às mudanças na velocidade ou da densidade, a sísmica de reflexão pode, freqüentemente, fornecer uma definição lateral e vertical destas propriedades na subsuperfície.

Na sísmica, a geologia é examinada usando ondas sísmicas. A idéia é identificar as estruturas geológicas e, se possível, determinar as propriedades dos materiais da subsuperfície.

O Método Sísmico de Reflexão baseia-se na medição dos tempos de propagação de ondas acústicas e/ou elásticas geradas próximas à superfície que refletem nas interfaces geológicas que separam meios de diferentes propriedades físicas, retornando à superfície onde são registradas. Com base nos tempos de ocorrência medidos, estima-se as velocidades de propagação das ondas em subsuperfície, permitindo estimar a profundidade das camadas geológicas. Isto possibilita, ao

intérprete, construir um mapa estrutural das bacias sedimentares.

Além dos tempos de trânsito (das ondas sísmicas) medidos na aquisição sísmica, também são registrados os deslocamentos (para cima ou para baixo) da superfície, chamados de *amplitudes* do evento sísmico. Os tempos de trânsito estão relacionados as estruturas geológicas, enquanto que as amplitudes trazem informações sobre as propriedades físicas das litologias que compõem as estruturas. Embora na sísmica de reflexão as amplitudes são estudadas, o “processamento sísmico convencional” está dirigido à criação de imagens estruturais da subsuperfície. Neste tipo de processamento a informação da amplitude é de importância secundária. De fato as amplitudes são, freqüentemente, escaladas antes de “plotá-las” (isto é, apresentá-las graficamente) usando técnicas de Controle de Ganho Automático (AGC¹), processo que destrói a relação entre as amplitudes e o meio. Dado que existe esta perda na relação entre as amplitudes e a necessidade de processamentos mais especializados, o estudo das amplitudes na sísmica de Reflexão não estará incluído neste trabalho.

O experimento sísmico de reflexão é caracterizado, tipicamente, por um grande número de fontes e receptores em intervalos pequenos e com espaçamentos regulares. Dado os grandes volumes de dados que geralmente são adquiridos e o grande custo (financeiros e computacional) para o seu processamento, vários métodos aproximados e práticos foram desenvolvidos para processar e analisar os resultados. Embora um simples gráfico, “tempo de registro” contra “posição do registro”, dos dados pode produzir uma imagem dos refletores em subsuperfície, geralmente de difícil interpretação, melhores resultados podem ser obtidos quando alguns passos da seqüência de processamento são aplicados.

No levantamento sísmico convencional podem-se detectar componentes de onda tipo compressional (*P*) e cisalhante (*S*), estas últimas geradas a partir da conversão de ondas *P* em *S* nas interfaces sísmicas sob incidências oblíquas. Nas ondas *P* o movimento das partículas, em meios elásticos, consiste numa alternância de condensações e rarefações, a cada meio período,

¹Do Inglês, *Automatic Gain Control*.

na mesma direção de propagação da onda. Geralmente apresentam, relativamente a outros tipos de ondas elásticas, pequenas amplitudes, pequenos períodos e altas velocidades. As ondas S constituem-se numa alternância de cristas e vales, cada um ocupando meio período, onde o movimento de vibração das partículas ocorre em direção perpendicular à direção de propagação da onda. Caracterizam-se por apresentarem, em relação às ondas P , amplitudes e períodos geralmente maiores, velocidades em torno de 50% a 60%, a depender das constantes elásticas, daquelas considerando-se o mesmo meio de propagação. Para materiais consolidados a relação de velocidades v_p/v_s gira em torno de 1.5 a 2.0. Neste trabalho, a discussão das diferentes teorias e aplicação dos diferentes processos será limitada a onda compressional (P), neste caso sendo consideradas as ondas cisalhantes (S) como ruído.

Para facilitar o entendimento dos conceitos será somente considerado o caso de geometria bidimensional (2D), caracterizado pelas suposições de que as fontes e os estejam receptores dispostos em uma única linha sísmica e o meio em profundidade é dado pelo plano vertical abaixo da referida linha. Esta situação pode ser considerada uma razoável aproximação quando a variação dos parâmetros do meio sísmico na direção transversal à linha sísmica é pequena. Todos os conceitos e resultados estudados na situação 2D, generalizam-se naturalmente para o caso tridimensional (3D), no qual fontes e receptores são localizados numa superfície e o meio em profundidade ocupa um volume abaixo da referida superfície.

A sísmica de reflexão é um tópico muito amplo, e somente um esboço breve pode ser apresentado neste trabalho. Para maiores detalhes e informações adicionais, o leitor pode consultar os textos Yilmaz (2000), Claerbout (1976) e/ou Duarte (2003). Vejam-se mais referências nesses textos.

2.1.1 O Traço Sísmico

Num levantamento de sísmica de reflexão é medido o movimento da terra, num curto intervalo de tempo, causado pela aplicação de uma fonte sísmica. A representação (por exemplo, o

gráfico) da saída de um único detector de movimento (ou de pressão no caso de sismica marítima) é chamada de *Traço Sísmico*. O conjunto de traços sísmicos com uma propriedade em comum (por exemplo, igual distância fonte-receptor) é conhecido como *Sismograma*, sendo que um caso particular deste conjunto (conjunto unitário) é o mesmo traço sísmico.

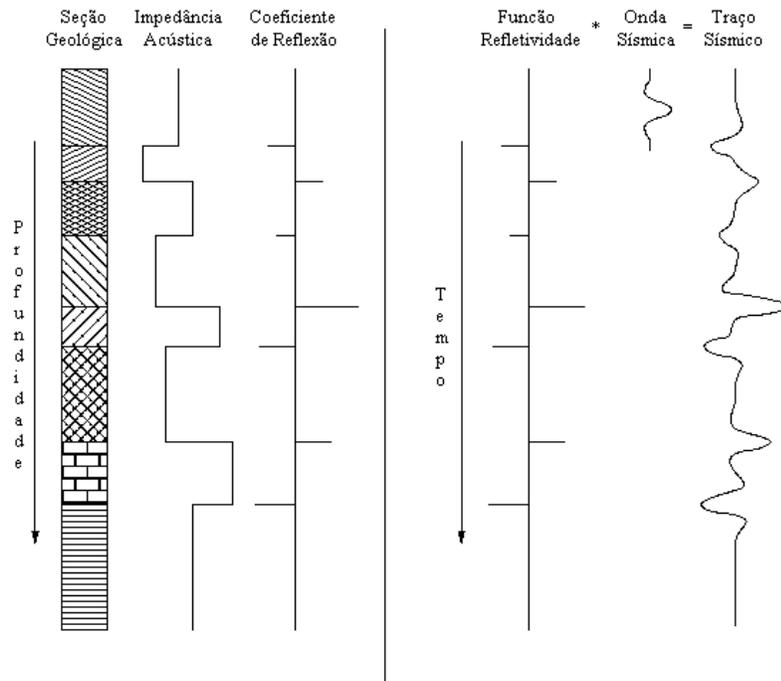


Figura 2.1: Modelo convolucional

As amplitudes do traço sísmico estão relacionadas com as propriedades geológicas do subsolo (densidade e velocidade de propagação das ondas sísmica) que determinam a *impedância acústica* da camada. O contraste de impedância entre duas camadas adjacentes determina a *refletividade* da interface que separa as duas camadas. Conforme o modelo convolucional (Robinson (1967) e, Silva e Robinson (1979)) o *Traço Sísmico* é gerado pela convolução² de uma onda sísmica emitida por uma fonte artificial com a função refletividade (no caso de um conjunto de interfaces),

²A convolução é uma operação matemática que define as variações na aparência da frente de onda ao passar por um filtro, no caso da sismica o filtro é a terra.

no qual ruído está também incluído (Figura 2.1).

2.1.2 Resolução Sísmica

É definida como sendo a capacidade de separar dois sinais adjacentes e depende fundamentalmente da relação do tamanho das heterogeneidades do meio em relação ao comprimento de onda emitida pela fonte. O comprimento de onda³ (λ) é determinado pela razão entre a velocidade (v) e a frequência (f) da onda sísmica, $\lambda = v/f$.

Dois tipos de resolução são considerados, a saber, vertical e horizontal, sendo que ambas são controladas pelo conteúdo de frequências. A medida da resolução vertical é o comprimento da onda, enquanto para a resolução horizontal é o raio da chamada “Zona de Fresnel” (Hilterman (1982) e Lindsey (1989)).

Resolução Vertical

A Resolução Vertical indica quão espessa deve ser uma camada para distinguir entre o topo e a base. Teoricamente, a camada pode ser distinguida quando tem uma espessura de pelo menos 1/4 do comprimento da onda emitida pela fonte.

Resolução Horizontal

A Resolução Horizontal depende da distância entre a fonte e o receptor na superfície de medição e da profundidade da camada e refere-se a quão perto dois pontos refletores podem estar situados horizontalmente, para poder ser reconhecidos como dois pontos separados um do outro. A energia que está retornando ao receptor com tempo de trânsito até meio período a partir da chegada inicial é somada construtivamente para formar o sinal do refletor, e a parte da interface da qual esta energia está retornando é conhecida como a *Primeira Zona de Fresnel*, ou simplesmente, a *Zona de Fresnel*.

³No caso da sísmica, dado que o sinal é formado por informação com diferentes frequências, entenda-se que o comprimento de onda, o período e a frequência são dados por seus correspondentes dominantes.

A largura da Zona de Fresnel representa o limite absoluto da resolução horizontal de um levantamento de reflexão já que as reflexões que estejam separadas por uma distância menor que esta largura não podem ser individualmente distinguidas. A largura F da Zona de Fresnel está relacionada com o comprimento da onda, λ , e a profundidade do refletor, z , através da expressão $F = \sqrt{2z\lambda}$, para $z \gg \lambda$.

2.2 O MÉTODO CMP

Desde a década de 20, quando surgiu, o Método Sísmico de Reflexão evoluiu formidavelmente, principalmente com o advento da técnica CDP (ver subseção 2.2.2) e dos computadores digitais, tornando-se atualmente o método geofísico mais largamente usado na indústria do petróleo. As seções sísmicas atuais mostram praticamente todos os horizontes da seqüência sedimentar. Não obstante, para algumas áreas (por exemplo, estruturas complexas e grandes variações laterais de velocidade) o Método de Reflexão não responde satisfatoriamente. Tais áreas encontram-se além das limitações do método, sendo necessário o uso de outros métodos alternativos.

2.2.1 Ruído e Sinal Sísmico

Chamamos de *sinal sísmico* ou simplesmente *sinal* a toda informação sísmica que é de interesse específico para auxiliar no reconhecimento das feições de subsuperfície. Ruído é todo o resto, ou seja, o conteúdo sísmico que não é de interesse ou que contamina o sinal, degradando a sua qualidade. As múltiplas, por exemplo, apesar de sua íntima relação com o sinal, constituem-se em ruídos⁴. A relação Sinal/Ruído (S/R) representa uma quantificação da qualidade do sinal sísmico, sendo definida como o quociente da amplitude máxima de todos os eventos da reflexão dentro de uma série de dados sobre a raiz quadrada da média dos quadrados da amplitude do ruído. Uma relação S/R menor que a unidade significa que os sinais dos eventos da reflexão não podem, na maior parte, ser distinguidos visualmente do ruído porque sua amplitude é menor do que aquelas existentes no ruído. Desta forma, valores elevados da razão S/R são desejadas na seções provenientes do processamento sísmico.

⁴Em técnicas recentes as múltiplas foram utilizadas na extração de informação sobre a subsuperfície.

Os ruídos podem ser classificados pela sua coerência (alinhamento), pelas características da aquisição (terrestre e marítima) e sua relação com a fonte sísmica (dinamita, vibroseis, canhão de ar, etc.). Ruídos coerentes apresentam alinhamento através de pelo menos alguns traços. Os ruídos incoerentes (ou aleatórios) não apresentam lei de formação, sendo impossível prever a ocorrência em um traço a partir do conhecimento do comportamento do ruído nos traços vizinhos. Entre os ruídos coerentes mais importantes encontram-se as ondas superficiais, múltiplas, reverberações nas camadas rasas, ruído difuso⁵ (*scattering*), ruído retrodisperso⁶ (*Back-scattered*), etc. Entre os ruídos aleatórios destacam-se o vento, chuva, ruídos culturais, ruídos dos amplificadores, etc.

2.2.2 Técnica do Ponto Comum em Profundidade

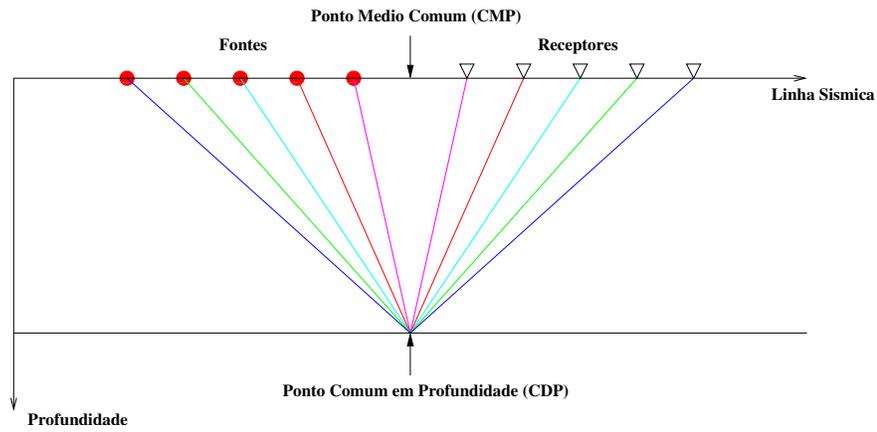
A técnica CDP⁷ foi desenvolvida no início da década de 60 (Mayne (1962)) para áreas de baixa razão S/R . Trabalha colecionando sinais de diferentes tiros e receptores, de modo que tenham em comum o mesmo ponto em profundidade. O Conjunto de traços representa o sinal de um mesmo ponto em profundidade para diferentes ruídos. Sua principal vantagem consiste em uma atenuação adicional dos ruídos aleatório quando estas informações são somadas, acarretando em um incremento da razão S/R . Os ruídos aleatórios são atenuados na razão de \sqrt{N} , sendo N o número de traços (sinais) que amostram o mesmo ponto em profundidade. A denominação de *Ponto Comum em Profundidade* é válida somente para camadas planas horizontais (Figura 2.2(a)), no caso de camadas com mergulho as diferentes trajetórias não mais coincidem em um ponto em subsuperfície e sim passam a iluminar uma área causando a dispersão das trajetórias (Figura 2.2(b)).

A denominação mais correta para a técnica de registro CDP é *Técnica do Ponto Meio Co-*

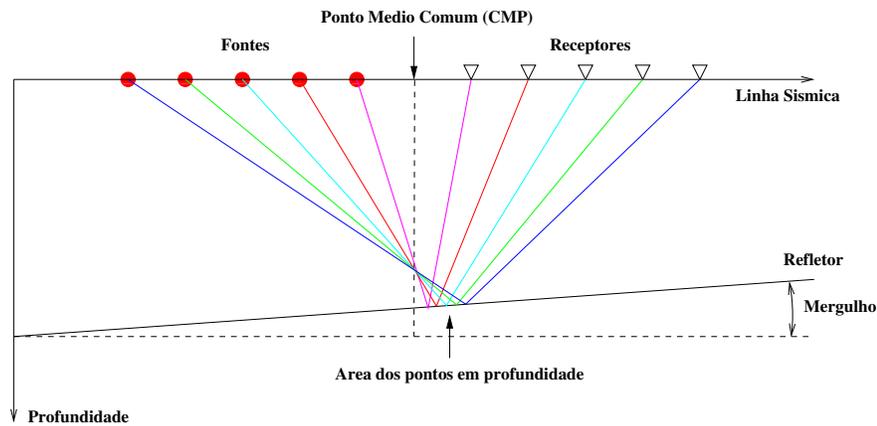
⁵*Difuso*: Ruído sísmico constituído pelas difrações geradas por irregularidades na superfície de um refletor raso, criando um padrão linear de interferência na seção final (segundo Duarte (2003)).

⁶*Retrodisperso*: Nos levantamentos de sísmica de reflexão, ruído de natureza difratante, gerado por discontinuidades dos refletores mais rasos (segundo Duarte (2003)).

⁷Do Inglês, *Common Depth Point*.



(a) Trajetórias CDP para reflector plano horizontal



(b) Dispersão devido ao mergulho da camada

Figura 2.2: Técnica CDP

mum ou simplesmente *Técnica CMP*⁸, pois posiciona os traços registrados a meio caminho fonte-receptor independentemente se representam um único ponto comum de amostragem em subsuperfície.

Em termos qualitativos a aquisição busca colecionar traços bem distribuídos ao longo de toda a faixa de afastamentos (distância fonte-receptor) de interesse, o que beneficia a análise das velocidades sísmicas. A quantidade de afastamentos curtos e longos colecionada depende fundamentalmente do tipo de dispositivo de registro (unilateral ou bipartido) e seu posicionamento frente

⁸Do Inglês, *Common Mid Point*.

ao início/fim de linha (Fim-de-cabo, Rolagem-para-dentro/Rolagem-para-fora ou Meio-início/fim-de-cabo) e trechos sem registro.

O número de traços colecionadas em um CMP é denominado *multiplicidade*. A multiplicidade efetiva difere da nominal pois na prática existem trechos sem detonação, sem receptores ou ambos, bem como os registros perdidos. Variações na direção da linha, se são consideráveis, também podem gerar alteração do valor de multiplicidade.

2.3 INTRODUÇÃO AO PROCESSAMENTO SÍSMICO

O processamento sísmico é um conjunto de tratamentos aplicados aos dados adquiridos na sísmica de reflexão com determinados objetivos e visa a obtenção de imagens e extração de informações dos dados sísmicos, com vistas ao melhor entendimento das estruturas geológicas de interesse em subsuperfície.

A matemática relacionada a cada um dos processos descritos nas seções e subseções seguintes será trata sumariamente.

2.3.1 Objetivos do Processamento Sísmico

- Obter uma imagem representativa da subsuperfície.
- Melhorar a relação S/R , por exemplo, através do registro do mesmo sinal em vários receptores, seguido da soma da informação registrada. Nestas condições, o ruído não coerente é atenuado.
- Atenuar ruído coerente (por exemplo, atenuar as reflexões múltiplas e ondas superficiais).
- Obter informações do meio geológico em subsuperfície (velocidades de propagação sísmica, refletividade, etc.).

- Obter uma imagem mais realista da subsuperfície, convertendo o tempo de trânsito em profundidade e corrigindo o mergulho das interfaces e as difrações.

2.3.2 Seqüência Básica de Processamento

Uma pequena descrição da seqüência básica de processamento é descrita abaixo, com a finalidade de fornecer uma visão geral do processamento sísmico.

Há três etapas principais no processamento de dados sísmicos, cada uma das quais destinada a melhorar a resolução sísmica. Em sua ordem usual da aplicação, estas etapas são:

1. Deconvolução
2. Empilhamento
3. Migração

Alguns breves comentários sobre essas etapas são fornecidos a seguir:

- A **deconvolução** é executada ao longo do eixo dos tempos. Remove o efeito do pulso sísmico (função de tempo que representa a fonte modificada por vários efeitos da terra e do sistema de gravação) do traço sísmico registrado. Através da deconvolução, o pulso sísmico é comprimido, aumentando a resolução temporal.
- O **empilhamento** também é um processo de compressão. Na situação 2D considerada nesta tese, o volume dos dados (tempo - ponto médio comum - afastamento) é reduzido a um plano tempo - ponto médio comum, o qual representa o plano de afastamento nulo. A seção de afastamento nulo obtida apresenta significativo aumento da relação S/R , devido à soma (ou empilhamento) dos dados após correção do *Sobretempo de trânsito Normal* (NMO⁹) aplicada aos traços de cada família CMP. O resultado é uma seção empilhada (os termos Seção Empilhada, Empilhado CMP, e Empilhado são usados freqüentemente como sinônimos). O empilhado CMP é uma aproximação da seção de afastamento nulo.

⁹Do Inglês, *Normal Moveout*.

- Finalmente, a **migração** é aplicada geralmente à seção empilhada (a qual é suposta como a seção de afastamento nulo). A migração é um processo que colapsa as difrações e desloca eventos com mergulho, na seção empilhada, para suas posições verdadeiras. Neste respeito, a migração é um processo que melhora a resolução espacial.

Todas as técnicas de processamento restantes podem ser consideradas secundárias, isto é, ajudam a melhorar a eficácia dos processos primários. Por exemplo, pode ser necessária a aplicação de um filtro para eliminar eventos segundo o mergulho antes que a deconvolução seja aplicada. Filtros passa-banda também podem ser necessários para remover o ruído de frequência baixa e alta. Antes da deconvolução, a correção da divergência esférica é necessária para compensar a perda da amplitude devido à propagação da frente de onda. A análise da velocidade, que é uma etapa essencial para o empilhamento, pode ser melhorada pela supressão das reflexões múltiplas e pela correção das estáticas de campo. A correção das estáticas residuais melhoram também a análise da velocidade e, desse modo, a qualidade da seção empilhada.

O sucesso de um processo primário (ou principal) não depende somente da escolha apropriada dos parâmetros pertinentes a esse processo particular. Depende também da eficácia dos processos aplicados previamente, chamados de processos secundários. Os processos secundários são executados em determinados estágios para condicionar os dados e melhorar o desempenho das três etapas principais. Dado que o processamento convencional é baseado em determinadas suposições, os processos secundários são projetados para fazer os dados compatíveis com as suposições dos três processos principais.

Alguns exemplos destas suposições podem ser citados: a deconvolução supõe que o pulso é estacionário (isto é, não muda com o tempo), que a onda incide verticalmente sobre as interfaces, que o pulso é fase mínima e a função reflectividade esteja livre de ruído. O empilhado supõe que o *sobretempo* é hiperbólico, enquanto que a migração é baseada na suposição de que o campo de onda foi registrado em afastamento nulo, sendo constituído somente reflexões primárias.

A seguinte seqüência descreve o chamado processamento básico de dados sísmicos.

1. Pré-Processamento;
2. **Deconvolução;**
3. Ordenação por Ponto Meio Comum - CMP;
4. Análise de Velocidade;
5. Correção NMO;
6. Correções de Estáticas Residuais;
7. **Empilhamento;**
8. Processamento Pós-Empilhamento;
9. **Migração;**
10. Processamento Pós-Migração (Filtros finais).

Nas próximas seções detalharemos os vários passos da seqüência de processamento acima.

2.4 PRÉ-PROCESSAMENTO

Os dados de campo são gravados no modo multiplexado usando algum tipo de formato, geralmente formato SEG-D. Primeiramente os dados são demultiplexados, como descrito na Figura 2.3. Matematicamente, a demultiplexação é vista como a transposição de uma matriz de grande porte, de tal modo que as colunas da matriz resultante possam ser lidas como os traços sísmicos gravados em afastamentos diferentes para um ponto de tiro comum. Neste estágio, os dados são convertidos a um formato conveniente que seja usado durante todo o processamento. Este formato é determinado pelo tipo de sistema e pelos requerimentos do software utilizado. Hoje em dia, o processo de demultiplexação é realizado pelas empresas de aquisição sísmica. Os dados são entregues em um

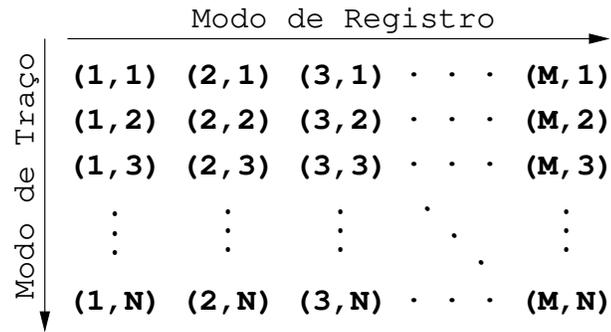


Figura 2.3: Representação gráfica de gravação de N amostras em M receptores.

formato padrão internacional conhecido como SEG Y (SEG (2002)).

O pré-processamento também envolve a edição de traços. Os traços ruidosos, os traços com pulsos aleatórios, ou os sinais monofreqüência são suprimidos; os traços com polaridade invertida são corrigidos.

Uma função de ganho é aplicada aos dados para corrigir os efeitos da *divergência esférica ou espalhamento geométrico* na amplitude da frente de onda. Este efeito é quantificado pelo chamado *fator de espalhamento geométrico*, que avalia a perda de amplitude devido à expansão das frentes de onda ao longo da propagação em subsuperfície. O fator de espalhamento geométrico depende do tempo de trânsito e do modelo de velocidades, sendo associado às reflexões primárias na área de interesse. Adicionalmente, uma função de ganho tipo exponencial pode ser utilizada para compensar as perdas por atenuação. Opcionalmente, os dados podem ser submetidos a um filtro passa-faixa antes da deconvolução seguido, geralmente, de um branqueamento espectral após a mesma¹⁰.

Finalmente, a *geometria de campo*, isto é, a maneira segundo a qual estão distribuídos os pontos de tiro e os receptores no levantamento sísmico é incorporada aos dados sísmicos. Esta operação deve preceder a qualquer correção de ganho que for dependente do afastamento. Com base nas informações do levantamento, as coordenadas dos tiros e as posições dos receptores,

¹⁰Esta operação tem por objetivo tornar o espectro de amplitude dos dados aproximadamente plano.

para todos os traços, são armazenadas nos cabeçalhos (*headers*) de cada traço. As mudanças das posições do tiro e dos receptores são corrigidas de acordo com as informações disponíveis do Relatório do Observador¹¹. Muitos problemas típicos no processamento são devidos ao ajuste incorreto da geometria de campo. Embora os parâmetros do processamento sísmico sejam escolhidos meticulosamente, a qualidade da seção empilhada pode ser severamente degradada por causa de uma geometria de campo incorreta. Para dados de sísmica terrestre, as estáticas de elevação e refração são aplicadas nesta etapa para levar as fontes e receptores a um nível comum da referência. Este nível é conhecido como *Datum* e é constante ao longo da linha. Vale salientar que pode ser também utilizado o *Datum flutuante* que é constante em um CMP, mas pode variar entre os mesmos.

2.4.1 Correção da Amplitude

A amplitude do sinal sísmico decai com o incremento do tempo de trânsito. Para se obter uma imagem mais realista, este decaimento deve ser compensado. Em geral, é difícil descrever analiticamente o decaimento da amplitude. Desta forma, uma aproximação é usualmente usada.

Os dois principais motivos para o decaimento das amplitudes do sinal sísmico são:

Divergência esférica ou *espalhamento geométrico*: É o resultado do decaimento do sinal sísmico relacionado à expansão da frente de onda (ver, por exemplo, Ursin e Arntsen (1985); Tygel e outros (1992)).

Absorção: É a conversão da energia sísmica em outras formas de energia, principalmente calor devido à vibração das partículas. É inversamente proporcional à exponencial da distância e diretamente proporcional à frequência, o que resulta em alterações, tanto nas amplitudes quanto no comprimento do pulso sísmico.

¹¹Nos levantamentos sísmicos, relato diário feito pelo *observador*, sobre o andamento dos trabalhos (segundo Duarte (2003)).

Métodos de recuperação das amplitudes

Equalização (Balanceamento) dos traços sísmico: Este método consiste na normalização dos diferentes traços. Todos os valores absolutos dos traços são somados e comparados com um valor de referência. Um factor de escala é determinado a partir da diferença entre a soma e o valor de referência, o qual é usado para multiplicar todos os dados. Este método compensa a diferença em amplitude que ocorre pelo incremento no afastamento entre a fonte e o receptor. As perdas de amplitude por incremento no tempo (ou profundidade) não são levadas em conta.

Correção da divergência esférica: A perda de amplitude, que ocorre pela expansão espacial da frente onda, pode ser corrigida quando a velocidade de propagação é conhecida. Em geral, as velocidades não são conhecidas no início do processamento. Para superar este problema, uma velocidade aproximada pode ser aplicada. Posteriormente, quando a análise de velocidade seja feita, uma velocidade melhor pode ser usada para determinar uma correção mais verdadeira. Esta operação não corrige a atenuação ou perda de amplitude por transmissão ou conversão.

Controle Automático de Ganho (AGC): A função AGC não emprega um mesmo ganho para o traço todo, ela aplica um ganho a uma determinada amostra dentro de uma janela de tempo. Primeiro, o valor absoluto médio das amplitudes do traço é computado dentro de uma janela específica em tempo. Segundo, a razão do desejado nível RMS¹² ao valor médio é determinada como o valor da função ganho. Esta função ganho é então aplicada a cada amostra dentro da janela de tempo. No próximo passo é movimentada a janela de uma amostra e computado o valor da função ganho de novo, e assim para todas as amostras.

O tamanho da janela é muito importante. Janelas em tempo muito pequenas podem causar significativa perda da natureza do sinal por aumentar zonas que contém pequenas amplitudes. No outro extremo, se uma janela grande é selecionada, então a efetividade do processo AGC é reduzida. Tamanhos normalmente escolhidos para uma janela, segundo recomendações

¹²Abreviação de *Root-Mean-Square* (valor eficaz)

em Yilmaz (2000), estão entre 256ms e 1024ms.

A desvantagem do processo AGC é que, uma vez aplicado, se a função ganho aplicada não foi guardada, não é possível reconstruir a amplitude original do sinal. Para tanto, o AGC é só aplicado para apresentar ou imprimir resultados.

2.4.2 Filtros de Frequência

Filtros de frequência são os mais importantes em processamento de sinais. A energia das reflexões está presente em um certo intervalo de frequências. Ruídos específicos da fonte, bem como outros ruídos, são comumente encontrados em diferentes intervalos de frequência, sendo possível a separação do ruído da informação de reflexão.

Existem diferentes tipos de filtros, a saber, *corta altas (passa baixas)*, *corta baixas (passa altas)* e *passa-banda*. Em sua maioria, esses filtros são aplicados no domínio da frequência. Por exemplo, usando o filtro passa-baixas, as amplitudes para todas as frequências acima de certa frequência são levadas a zero. Processos similares são aplicados para os filtros passa-altas e passa-bandas.

2.4.3 Correção de Estáticas de Campo

Freqüentemente fortes heterogeneidades da velocidade perto da superfície, ou variações na topografia, produzem alterações no tempo de trânsito dos registros que podem variar de modo imprevisível entre fontes e estações. Por exemplo, para um reflector horizontal as reflexões em diferentes traços não estão sempre na forma de hipérbole, apresentando maiores ou menores deslocamentos dados pelos diferentes comprimentos das trajetórias que seguem os raios. Estas variações podem ser causadas pela topografia (fonte e receptores estão em diferentes posições verticais) ou pelas camadas sedimentares rasas, denominadas *zona de baixa velocidade (ZBV)* ou de *intemperismo*¹³. A resultante *instabilidade* nos pulsos do refletor, como observado na Figura 2.4(a),

¹³Camada imediatamente abaixo da superfície onde as rochas se apresentam alteradas pela ação dos agentes atmosféricos (Duarte (2003))

podem dificultar a aplicação de técnicas como o *empilhamento* e a *migração*, complicando a interpretação dos resultados. Portanto, é desejável remover estes deslocamentos de tempo, antes de processar os dados. Isto é feito através da aplicação de correções correspondentes em tempo aos dados, denominadas de *correções estáticas*, ou simplesmente *estáticas*. As estáticas podem ser computadas seguindo o tempo de chegada de uma evento ou fase da referência, tal como a chegada da quebra da refração. Frequentemente, métodos automáticos são aplicados para encontrar os deslocamentos em tempo que melhor suavizem os refletores observados. O objetivo é deslocar em tempo cada um dos registros de forma que os refletores sejam empilhados de maneira mais coerente, como mostrado na Figura 2.4(b). Este problema pode ser tratado desde que os deslocamentos em tempo sejam razoavelmente pequenos.

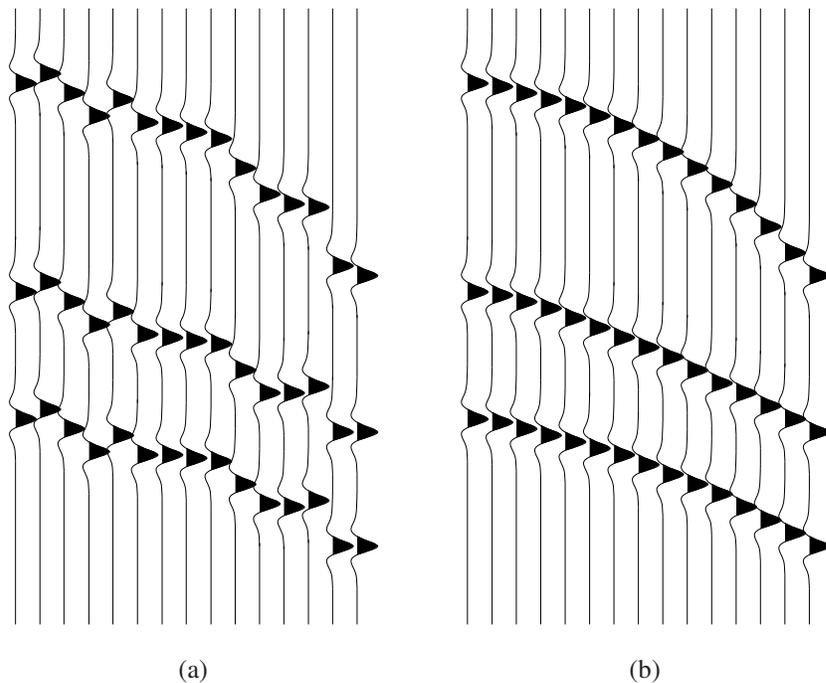


Figura 2.4: Aplicação de Estáticas:(a) Pequenos deslocamentos em tempo dados pelas heterogeneidades;
(b) dados com a correção das estáticas

Objetivo da Correções Estáticas

Ajustar os traços sísmicos de forma que as fontes e receptores estejam um mesmo nível horizontal. Para conseguir o objetivo, correções no tempo de trânsito são aplicadas em cada traço de forma *Estática*, isto é, o traço todo é corrigido com o mesmo deslocamento em tempo. Note-se que também existe a chamada correção *Dinâmica*, onde diferentes janelas em tempo são corrigidas diferentemente. Como resultado das correções dinâmica, pode haver estiramento e/ou compressão de eventos.

Classes de Correções Estáticas

Correção das estáticas pela topografia: Alinhamento vertical das diferentes elevações das fontes e dos receptores. Após a correção da topografia considera-se que as fontes e receptores encontram-se no mesmo nível de referência.

Correção das estáticas de poço: Quando o tiro é emitido, o tempo que leva a onda até chegar à superfície, na posição do poço, é registrado. Esse tempo de trânsito é usado, junto com a profundidade do poço, para determinar a velocidade na camada de intemperismo ou zona de baixa velocidade (ZBV).

Correção das estáticas de Refração: Usando as primeiras quebras¹⁴ de alguns tiros, um modelo de velocidade e profundidade da camada de intemperismo pode ser construído.

2.4.4 Ordenação por Ponto Médio Comum - CMP

Após o pré-processamento inicial (descrito acima), os dados são transformados da configuração fonte-receptor para a correspondente configuração de *ponto médio-meio afastamento*, designado ordenação por CMP. Este processo requer a informação da geometria de campo. Note que o termo CDP é usado freqüentemente em lugar do CMP.

¹⁴A primeira quebra, nos levantamentos sísmicos, refere-se aos primeiros eventos registrados.

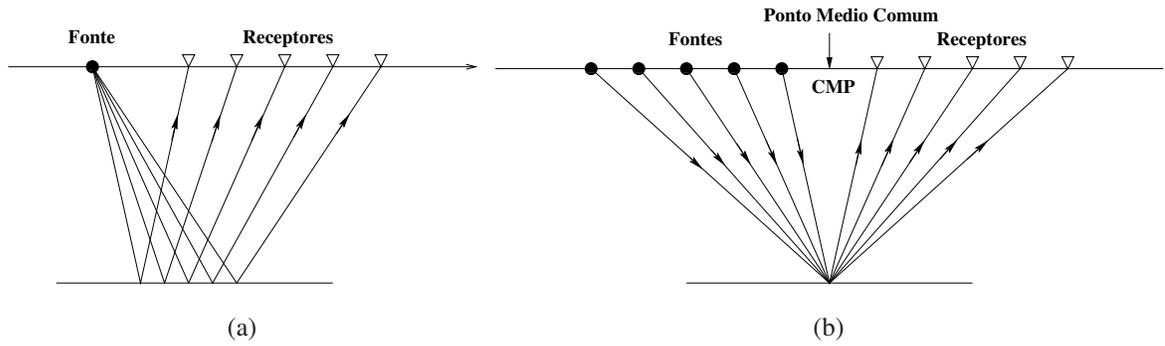


Figura 2.5: Representação esquemática da geometria de gravação (a) e de processamento (b).

A aquisição de dados sísmicos com múltipla cobertura é feita nas coordenadas fonte-receptor (x_s, x_g) . A Figura 2.5(a) é uma representação esquemática da geometria de gravação. De outro lado, o processamento de dados sísmicos é convencionalmente feito em coordenadas ponto médio-meio afastamento (x_m, h) , definidas pela relação

$$x_m = \frac{(x_g + x_s)}{2} \quad \text{e} \quad h = \frac{(x_g - x_s)}{2}. \quad (2.1)$$

A transformação de coordenadas requerida é conseguida classificando-se os dados em famílias CMP. Cada traço individual é atribuído ao ponto médio entre as posições da fonte e do receptor associado a esse traço. Os traços com a mesma posição de ponto médio são agrupados, constituindo assim uma família CMP. A Figura 2.5(b) descreve a geometria de uma família CMP. Note que a família (ou configuração) CDP é equivalente à família CMP somente quando os refletores forem horizontais e as velocidades não variarem lateralmente. Quando os refletores têm mergulho ou existem variações laterais na velocidade, estas duas famílias não são equivalentes e somente a denominação *configuração CMP* deve ser utilizada.

A Figura 2.6 mostra a relação entre as coordenadas fonte-receptor (x_s, x_g) e as coordenadas ponto médio-meio afastamento (x_m, h) . As coordenadas (x_m, h) estão rotacionadas de 45 graus em relação às coordenadas (x_s, x_g) . A área pontilhada representa a cobertura utilizada no lev-

FAMILIAS

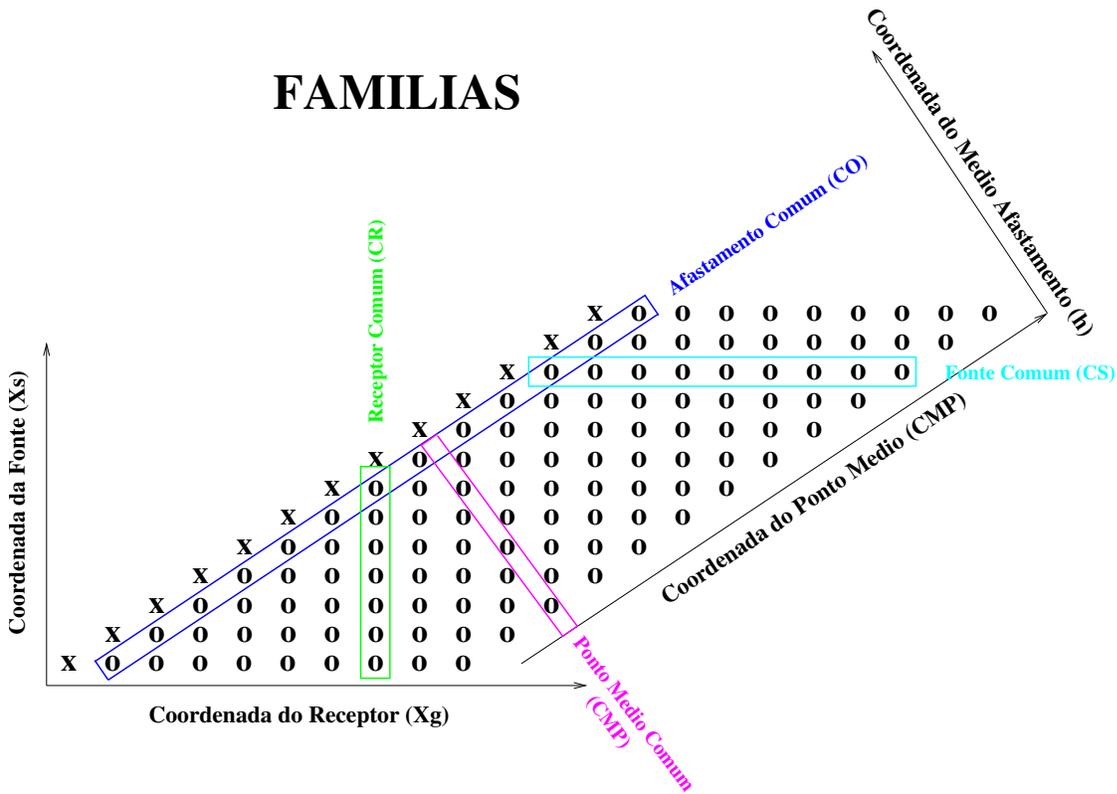


Figura 2.6: Relação entre as diferentes tipos de famílias

antamento sísmico ao longo da linha central do ponto médio. Cada ponto representa um traço sísmico com o eixo do tempo perpendicular ao plano do papel. Os seguintes tipos de famílias (ou configurações) são identificados na Figura 2.6:

1. Família Tiro Comum (CS - registro de campo)
2. Família Receptor Comum (CR)
3. Família Ponto Médio Comum (CMP - configuração de processamento)
4. Família Afastamento Comum (CO)
5. Seção de Afastamento Nulo (ZO - seção empilhada CMP)

O número de pontos ao longo de uma família CMP indica a cobertura nessa família. O diagrama da Figura 2.6 é conhecido como a *carta de empilhamento*, sendo de utilidade para ajustar a

geometria de uma linha para o pré-processamento. Por exemplo, se houver um tiro faltante ou um receptor inoperante, as famílias CMP afetadas são facilmente identificadas.

A técnica de gravação CMP, patenteada nos anos 50 e publicada posteriormente por Mayne (1962), consiste da gravação redundante da informação para melhorar a relação S/R . Para conseguir a redundância, múltiplas fontes, n_s , com espaçamento de Δs , são usadas no campo. Cada fonte é registrada por múltiplos receptores, n_g , cada qual com afastamento diferente a intervalos de Δg . Desta forma, cada ponto em subsuperfície é iluminado várias vezes. A Equação (2.2) fornece o número total de vezes, N , que um ponto é iluminado, lembre-se que a relação S/R é melhorada (teoricamente) por um fator de \sqrt{N} . Este fator de melhoria é baseado nas suposição de que o sinal da reflexão nos traços da família CMP é idêntico e o ruído é aleatório traço a traço (Sengbush (1983)). Dado que estas suposições não são estritamente mantidas na prática, a melhoria na relação S/R obtida pelo empilhamento é um tanto menor do que \sqrt{N} .

$$N = \frac{n_g * \Delta g}{2 * \Delta s} . \quad (2.2)$$

O empilhamento CMP também atenua o ruído coerente tal como as reflexões múltiplas (Mayne (1962)), ondas guiadas e ondas superficiais. Isto acontece porque o sinal da reflexão e o ruído coerente têm geralmente velocidades de empilhamento diferentes.

2.5 DECONVOLUÇÃO

A etapa que segue o pré-processamento é a *deconvolução*. Tipicamente, a deconvolução pré-empilhamento tem por objetivo melhorar a resolução temporal, comprimindo o pulso efetivo da fonte contido no traço sísmico a um *Pulso de Dirac* ou *função delta*. Na literatura sísmica, este pulso é conhecido como um *spike* e a operação de redução do pulso sísmico a um *spike* é denominada *deconvolução impulsiva*. No entanto, é também comum aplicar a deconvolução aos dados empilhados, geralmente para atenuar as reflexões múltiplas (*deconvolução predictiva*). A suposição

da deconvolução preditiva é que a função refletividade das reflexões primárias é aleatória. O processo descarta então os eventos não aleatórios (isto é, que podem ser previstos).

Após a deconvolução, os traços contêm significativamente mais energia de alta frequência. Dado que o ruído de alta frequência e o sinal são aumentados pela deconvolução, os dados necessitam frequentemente ser submetidos a um filtro passa-bandas. Adicionalmente, algum tipo de branqueamento do espectro de frequências (branqueamento espectral) dos traços deve ser utilizado após a deconvolução.

Para compreender a deconvolução, primeiramente necessitamos examinar o processo de construção do traço sísmico registrado. A terra é composta por camadas de rochas com litologias e propriedades físicas diferentes. Sismicamente, as camadas de rocha são definidas pela densidade e velocidade com que as ondas sísmicas nelas se propagam. O produto da densidade com a velocidade é chamado de *Impedância sísmica*. O contraste de impedância entre duas camadas adjacentes causa as reflexões que são gravadas na superfície. Segundo a teoria comumente aceita no processamento sísmico (veja seção 2.1.1), o sismograma gravado pode ser modelado como uma convolução da resposta impulsiva da terra com o pulso sísmico. Este pulso tem muitos componentes, incluindo a assinatura da fonte, o filtro de gravação, reflexões superficiais, e a resposta do geofone. A resposta impulsiva da terra é aquela que seria gravada se o pulso fosse do tipo impulsivo. Na prática, a resposta impulsiva compreende reflexões primárias e todos os possíveis tipos de reflexões múltiplas. Idealmente, a deconvolução deve comprimir os componentes do pulso deixando somente a refletividade da terra no traço sísmico. As técnicas de deconvolução usadas no processamento convencional são baseadas no chamado filtro *Wiener* (Veja, por exemplo, Lines (1974), Walden (1988) e Leinbach (1995)).

O filtro Wiener converte o pulso sísmico para uma outra forma qualquer desejada. Um exemplo importante é a obtenção do filtro inverso, isto é, um filtro Wiener pode ser projetado para converter o pulso sísmico em um impulso. Vale salientar, entretanto, que o filtro inverso Wiener difere do filtro inverso exato, uma vez que o primeiro é obtido por um processo de otimização no sentido

dos quadrados mínimos. Também a resolução da saída pode ser controlada projetando o parâmetro *erro da predição* do filtro Wiener. Converter o pulso sísmico em um impulso é equivalente a exigir uma resolução perfeita. Na prática, dado que existe ruído no sismograma e as suposições feitas sobre o pulso sísmico (a suposição fundamental do processo de deconvolução, no caso usual de pulso da fonte desconhecido, é que o pulso emitido pela fonte seja fase mínima), a deconvolução impulsiva não é sempre aplicada. No caso do pulso ser fase zero (vibroseis) ou na presença de reflexões múltiplas, a deconvolução preditiva pode ser mas interessante. O erro de predição no filtro pode ser usado para remover as componentes periódicas das múltiplas. A hipótese fundamental subjacente é que a função refletividade da terra é tipo aleatória.

O conjunto de suposições utilizadas para construir o modelo convolucional dos traços sísmicos são:

Suposição 1a: A terra é composta de camadas horizontais de velocidade constante.

Suposição 1b: A fonte gera uma onda plana compressional que atinge as interfaces que separam as camadas com incidência normal. Sob tal circunstância, nenhuma onda cisalhante (onda S) é gerada.

Suposição 2: O pulso emitido pela fonte não muda de forma ao se propagar na subsuperfície. Em outras palavras, o pulso emitido pela fonte é *estacionário*.

Suposição 3: A quantidade de ruído aleatório é zero.

Suposição 4: A refletividade é um processo aleatório.

Suposição 5: O pulso emitido pela fonte é conhecido.

A suposição 1a é violada nos casos de áreas com estruturas complexas e em áreas com grandes variações laterais de velocidade. A suposição 1b implica que devem ser usados dados em afastamento nulo. Note, porém, que o afastamento nulo nunca é registrado.

À medida em que o pulso emitido pela fonte se propaga em subsuperfície, dois importantes efeitos são observados. Primeiro, as amplitudes decaem devido à expansão ou contração da frente de onda (efeito de divergência esférica ou espalhamento geométrico). Segundo, a forma do pulso é modificada pela atenuação de suas frequências por efeito da absorção das rochas. O efeito de variação progressiva do pulso da fonte em tempo e profundidade é chamado de *não estacionariedade*.

Na prática sempre existe um nível de ruído aleatório nos traços sísmicos. Os processos utilizados para eliminar este tipo de ruído não são totalmente efetivos. Igualmente não é possível o conhecimento do pulso emitido pela fonte nos levantamentos sísmicos. Embora no caso dos canhões de ar (usados nos levantamentos marítimos) o pulso pode ser medido, o registro medido se refere ao início da propagação da onda, diferindo, em princípio, do pulso que é registrado pelos receptores.

As suposições 1a, 1b, e 2 representam a base para o modelo convolucional do sismograma registrado. Na prática, a deconvolução geralmente fornece bons resultados nas áreas mesmo aonde estas três suposições (ideais) não são estritamente válidas. A suposição 2 pode ser relaxada na prática, já que pode ser usada a deconvolução com variação no tempo. Segundo esta técnica, o sismograma é dividido em três ou mais janelas de tempo. Um operador da deconvolução então é construído para cada janela e atua nos dados dentro da janela. Não é muito o que pode ser feito acerca da suposição 3. Porém, o ruído pode ser minimizado no processo de gravação e os operadores da deconvolução podem ser construídos para trabalhar dentro de uma janela de tempo e em bandas de frequência com baixo nível de ruído. Segundo a teoria, se o pulso emitido pela fonte for de fase mínima e conhecido, então a deconvolução, no caso de não existir ruído, conduz a resultados exatos.

A fonte ideal para a sísmica de reflexão é aquela que produziria uma função delta ou pulso impulsivo que permitisse que refletores próximos, no espaço, ser distinguidos claramente. Porém, na prática são usadas fontes que geram pulsos mais prolongados. A duração finita da fonte

pode causar complicações na interpretação dos dados. Tomemos, por exemplo, um canhão de ar, freqüentemente usado na sismica marítima. Este dispositivo cria uma bolha que oscila vários ciclos antes de se dissipar, produzindo uma complicada função para o pulso. Os sismogramas produzidos usando tal fonte reproduzirão este pulso para cada refletor. Isto não é demasiado preocupante no caso onde há somente alguns refletores claramente separados. Entretanto, se existem varios refletores próximos, então torna-se difícil separar o pulso da fonte da estrutura real.

Como mencionado anteriormente (modelo convolucional), supomos que a resposta da terra registrada no receptor devido ao pulso emitido pela fonte e na ausência de ruído aleatório, tem a forma de uma convolução

$$u(t) = s(t) * G(t) \equiv \int_0^{t_s} s(\tau)G(t - \tau)d\tau , \quad (2.3)$$

onde $u(t)$ é o sismograma registrado (traço), $s(t)$ o pulso efetivamente registrado pelo receptor e $G(t)$ a *função de transferência* da terra. Mais especificamente, supomos que $s(t)$ inclui o pulso emitido pela fonte, a resposta do receptor e toda a atenuação próximo à fonte. Além disso, $G(t)$ é a resposta da terra, isto é, a influência da subsuperfície no pulso que se propaga. Finalmente, t_s é a duração do pulso da fonte. A recuperação de $G(t)$ a partir de $u(t)$ é denominada de *deconvolução* e é uma parte muito importante do processamento na sismica de reflexão. Entretanto, não é sempre claro qual é a melhor forma para executar a deconvolução, sendo este problema assunto de considerável atividade de pesquisa (veja-se, por exemplo, Ferber e Koitka (1991) ou Gulunay (1996)).

O problema parece mais simples no domínio da freqüência, uma vez que, neste domínio, a convolução tem a forma de um produto, a saber,

$$u(w) = s(w)G(w) , \quad (2.4)$$

onde $u(w)$, $s(w)$ e $G(w)$ são as transformadas de Fourier de $u(t)$, $s(t)$ e $G(t)$, respectivamente. Assim, em princípio, no domínio da frequência, a função de transferência, $G(w)$ é dada por

$$G(w) = \frac{u(w)}{s(w)}. \quad (2.5)$$

A função de transferência em tempo desejada, $G(t)$, pode ser obtida pela aplicação da transformada inversa a $G(w)$.

A dificuldade com esta aproximação é que (2.5) é exata e estável somente para dados sem ruído e quando $s(w)$ não se anular em nenhum valor de w . Na prática, algum tipo de ruído está presente nos dados e a função efetiva da fonte é geralmente de banda limitada, de modo que $s(w)$ torna-se muito pequena nos limites baixo e alto das frequências. Estas complicações podem fazer com que (2.5) torne-se instável ou produza efeitos artificiais ao se realizar o processo de deconvolução. Para tratar destas dificuldades, vários métodos para estabilizar este processo foram desenvolvidos. Muitas vezes uma aproximação no domínio em tempo é mais eficiente para o processamento dos dados, já que neste caso um filtro pode ser projetado para executar a deconvolução diretamente nos dados.

Embora a deconvolução seja uma parte importante do processamento de dados na sísmica de reflexão, nenhum dos métodos desenvolvidos é perfeito. Desta forma, alguma informação é inevitavelmente perdida no processo de convolução com a função pulso da fonte, já que a mesma não pode ser completamente recuperada. Para esta razão, é desejável desde o início obter a função pulso da fonte a mais curta possível (em tempo).

De acordo com o objetivo, existem dois tipos diferentes de deconvolução (Yilmaz (2000)):

Impulsiva: É utilizada, geralmente, para alargar o espectro de frequência dos traços de reflexão sísmica. Um problema sério desta deconvolução é que ela subverte a relação original de

amplitude entre os traços, fazendo com que os traços mais fortes se tornem mais fracos e vice-versa.

Preditiva: Sua função é eliminar ruído do tipo periódico, por exemplo, as reflexões múltiplas. Este conceito deriva do fato de que os coeficientes da função refletividade não são previsíveis, enquanto que os coeficientes dos eventos indesejáveis, de natureza convolutiva, seguem alguma lei de formação.

Em relação à utilização da deconvolução preditiva, poderia-se dizer que as reflexões são também previsíveis; este pode ser o caso de um mecanismo de deposição cíclico. Não obstante, este tipo de deposição não é encontrado frequentemente e, portanto, desconsiderado na prática. Enquanto o filtro preditivo revela a componente predizível (as múltiplas) do sismograma, a parte não predizível restante, (ou seja, o erro da série), representa, essencialmente, as reflexões primárias.

2.6 ANÁLISE DE VELOCIDADE

Até agora somente foram discutidos métodos para processar os dados sísmicos melhorando o sinal de cada um dos traços em separado. No entanto, existem processos onde se trabalha somando diferentes traços sísmicos. Este processo é denominado de *empilhamento sísmico* e se destina a aumentar a relação S/R . Antes da aplicação do processo do empilhamento, uma determinada correção é aplicada aos diferentes traços de uma mesma família CMP por meio de uma *análise de velocidade*.

Um bom modelo de velocidades é base para:

- Um bom empilhamento (melhoria da relação de S/R);
- Conversão apropriada de tempo de trânsito à profundidade;
- Boa Correção de posicionamento dos refletores (Migração).

Além da melhoria da relação S/R , os dados multi-cobertura fornecem informação das velocidades com que as ondas sísmicas se propagam em subsuperfície. Os dados sísmicos fornecem

uma medida indireta das velocidades (a medição direta é realizada através dos registros sônicos) com que as ondas sísmicas se propagam na terra. Estas velocidades (indiretas) são, basicamente, aquelas que fornecem o melhor empilhamento para as reflexões de interesse. Como veremos adiante, as velocidades de empilhamento ou velocidades NMO, estão relacionadas com as chamadas velocidades RMS (espécie de *velocidade efetiva*). As velocidades NMO ou RMS fornecem, através de um processo de inversão, as chamadas *velocidades intervalares*.

A velocidade intervalar é a velocidade média com a qual a onda se propaga em uma camada, isto é, entre dois refletores. Diversos fatores litológicos influenciam a velocidade intervalar em uma camada:

1. Forma do poro.
2. Pressão de poro.
3. Saturação de fluido no poro.
4. Pressão de confinamento.
5. Temperatura.

Para uma única camada horizontal de velocidade constante, a curva de tempo de trânsito em função do afastamento fonte-receptor é uma hipérbole. A diferença entre o tempo de trânsito em um afastamento dado e aquele no afastamento-nulo é chamada de *Sobretempo Normal (NMO)*. A velocidade requerida para corrigir o *sobretempo normal* é denominada *velocidade NMO* (V_{NMO}). Para um único refletor horizontal, a velocidade NMO coincide com a velocidade do meio acima do refletor. Para um refletor com mergulho, a velocidade NMO é igual à velocidade média dividida pelo co-seno do ângulo do mergulho (Levin (1971)). O tempo de trânsito em função do afastamento devido a uma série de camadas horizontais planas cada uma delas com velocidade constante (i.e., um modelo de camadas planas com isovelocidades) é aproximado por uma hipérbole. Esta aproximação é mais precisa nos afastamentos curtos do que nos afastamentos longos. Para afastamentos curtos, a velocidade NMO para um refletor em um modelo de camadas horizontais é igual

à velocidade RMS relativa às camadas acima do refletor em consideração. Num meio composto de camadas com mergulhos arbitrários, a equação do tempo de trânsito começa a se complicar. Porém, na prática, para mergulhos suaves e lanços¹⁵ pequenos (menores que a profundidade do refletor), a suposição hiperbólica ainda pode ser aplicada. Também para modelos de camadas com interfaces curvas, a aproximação hiperbólica ainda pode ser utilizada como boa aproximação, pelo menos para afastamentos curtos. Em ambos esses casos, a velocidade NMO difere da velocidade RMS.

Vale salientar que existe uma diferença entre as velocidades NMO (V_{NMO}) e as velocidades de empilhamento (V_{stk}), fato que é ignorado freqüentemente na prática. A velocidade NMO é baseada em lanço pequeno (Taner e Koehler (1969); Al-Chalabi (1973)), enquanto que a velocidade de empilhamento é baseada na hipérbole que melhor se ajuste aos dados ao longo de todo o lanço. Matematicamente, a velocidade NMO está relacionada com a curvatura da curva de sobretempo NMO no traço de afastamento nulo. Desta forma, para afastamentos curtos, a velocidade de empilhamento, V_{stk} aproxima convenientemente a velocidade NMO. Isto não acontece nos afastamentos grandes, para os quais a velocidade de empilhamento representa uma curvatura efetiva da curva de sobretempo NMO ao longo de todo o lanço, diferindo, portanto da velocidade V_{NMO} . Embora exista esta diferença conceitual, a velocidade de empilhamento e a velocidade NMO são geralmente consideradas equivalentes. A equação de sobretempo normal usada para definir a melhor curva de empilhamento é dada por

$$t^2(h) = t_0^2 + \frac{4h^2}{V_{stk}^2}. \quad (2.6)$$

No caso de meios anisotrópicos, pode ser preciso também considerar as diferenças entre as chamadas velocidades *de grupo* e *de fase*. A velocidade de fase é aquela em que a frente de onda se propaga (ou seja, a razão entre a distância percorrida por um ponto pertencente a uma superfície de fase constante por unidade de tempo). Já a velocidade de grupo representa a velocidade com que a

¹⁵Disposição dos receptores com relação a fonte

energia (ou seja, a velocidade do raio) se propaga no meio. Ambas não são necessariamente iguais.

Em meios dispersivos, a velocidade de propagação varia com a frequência, fazendo com que a frente de onda contenha componentes de frequência propagando-se com velocidades diferentes, também tornando as velocidades de grupo e fase diferentes.

Uma forma de estimar a velocidade NMO consiste em aplicar diferentes correções NMO a uma família CMP, considerando uma série de valores V_{stk} na equação de empilhamento (2.6), e plotando lado a lado as correspondentes correções (isto é, diferenças entre o tempo de trânsito observado e o sobretempo correspondente a cada uma das curvas). A velocidade que melhor “horizontalize” cada evento é escolhida como sua velocidade NMO. Alternativamente, uma porção pequena de uma linha pode ser empilhada com uma série de velocidades de empilhamento. Os empilhamentos resultantes podem ser plotados em um painel, chamado de *painel CVS*¹⁶. As velocidades que produzam melhor empilhamento serão então escolhidas através dos painéis CVS.

A análise de velocidade é realizada em uma família CMP ou em grupos de famílias (que formam uma super-família). O resultado (ou saída) da análise de velocidades é uma tabela que representa a função velocidade, a saber, os valores da velocidade contra o tempo de trânsito em afastamento nulo. Os pares velocidade-tempo são selecionados baseados, por exemplo, no chamado *espectro de velocidades*. Neste método, a idéia é indicar alguma medida da coerência do sinal em um gráfico da velocidade contra o tempo de trânsito. O princípio fundamental é computar a coerência do sinal numa família (ou grupo de famílias) CMP dentro de uma pequena janela de tempo, seguindo uma trajetória hiperbólica (Equação 2.6). A velocidade de empilhamento é interpretada do espectro de velocidade escolhendo os valores de velocidade que produziram a maior coerência para cada evento. Os picos de máxima coerência indicam os pares ótimos.

As funções da velocidade são determinadas somente para algumas famílias CMP selecionadas pelo intérprete ou processador. Através de técnicas de interpolação e extrapolação apropriadas apli-

¹⁶Do Inglês, *Constant Velocity Stack*.

cadadas aos pares velocidade-tempo selecionados, obtém-se um valor de velocidade para cada traço CMP e cada amostra temporal neste traço. A função velocidade obtida é denominada um *campo de velocidades* de empilhamento. A seção empilhada é obtida alocando-se um valor de empilhamento em cada traço e amostra temporal no mesmo. Cada traço da seção é constituído de empilhamentos aplicados à mesma família CMP, porém em tempos de afastamento nulo diferentes e utilizando os valores da função de velocidades correspondentes ao traço e amostra temporal correspondentes.

Em áreas com estrutura complexa, o espectro de velocidades freqüentemente não possui precisão suficiente para determinar a melhor velocidade. Quando este é o caso, o melhor método é o CVS (descrito acima), isto é, os dados são empilhados através de uma série de valores de velocidades, V_{stk} , e a velocidade que melhor empilhe um determinado evento é usada para criar a função de velocidades.

A aproximação hiperbólica do tempo de trânsito dada pelo sobretempo normal (2.6) fornece resultado exato somente no caso de uma camada homogênea (isto é, de velocidade constante) acima de um refletor plano horizontal ou inclinado. Mesmo para um conjunto de camadas horizontais planas, a aproximação hiperbólica não é exata, sendo o erro pequeno para afastamentos curtos e aumentando à medida em que aumenta o afastamento.

Além do erro intrínseco à própria aproximação, uma outra razão, de ordem mais prática, para que o tempo de trânsito se desvie de um hipérbole perfeita é a presença de deslocamentos, estáticos, em tempo causados por variações da velocidade próximas à superfície. As estáticas podem distorcer severamente a hipérbole da reflexão quando existem grandes mudanças na superfície (variação da elevação) ou quando a camada de intemperismo varia lateralmente. Estáticas residuais usualmente permanecem nos dados, mesmo após às correções iniciais referentes, às variações da camada de intemperismo e da elevação. Desta forma, as correções para estas estáticas residuais normalmente são estimadas e aplicadas às famílias CMP antes do empilhamento. A estimativa é realizada após uma correção preliminar do NMO, usando uma função de velocidade obtida da análise preliminar da velocidades ao longo da linha. Após as correções residuais das estáticas,

a análise de velocidades é, geralmente, repetida para a obtenção de uma melhor velocidade de empilhamento.

2.6.1 Métodos para a análise de velocidades

O objetivo da análise de velocidades é encontrar a velocidade que melhor horizontalize a hipérbole da reflexão e, como consequência, fornecer o melhor resultado quando o empilhamento é aplicado. Esta velocidade não é sempre a velocidade RMS. Conseqüentemente, uma distinção deve ser feita entre:

V_{stk} : A velocidade que retorna o melhor resultado do empilhamento.

V_{rms} : A velocidade efetiva de uma camada (ou conjunto de camadas).

Para uma camada horizontal e afastamentos pequenos, ambas as velocidades são similares. Quando os refletores têm mergulho, então a velocidade V_{stk} não é igual à velocidade do meio acima, mas sim aquela para que resulta numa hipérbole similar à da reflexão.

O conhecimento, em grande escala, das velocidades nas estruturas sísmicas é essencial para o processamento sísmico na sísmica de reflexão (principalmente nos processos de empilhamento e migração) e para transformar os eventos observados em tempo para a profundidade. Geralmente a informação sobre as velocidades é melhor obtida através de experimentos independentes da sísmica de reflexão, como por exemplo, de registros do poço. Entretanto, se tais informações não estiverem disponíveis, um perfil da velocidade deve ser estimado a partir dos dados da sísmica de reflexão.

O sobretempo normal é a base para a determinação das velocidades a partir dos dados sísmicos. As velocidades computadas podem, por sua vez, ser usadas para a correção do NMO de modo que as reflexões sejam alinhadas nos traços de uma família CMP antes do empilhamento. Da Equação (2.6), pode-se desenvolver uma maneira prática de determinar a velocidade de empilhamento de um família CMP. Isto pode ser feito em diversas maneiras:

- Análise ($t^2 - h^2$);
- Painéis de velocidade constante (CVP - Constant Velocity Panels);
- Empilhamentos de velocidade constante (CVS - Constant Velocity Stack);
- Análise do espectro da velocidade.

Em todos os métodos, a família de ponto médio comum (CMP) é usada.

Análise ($t^2 - h^2$)

A análise ($t^2 - h^2$) é baseada no fato de que a expressão do sobretempo NMO no plano t^2 e de h^2 resulta num evento linear. Quando diferentes valores de h e t são plotados, a inclinação pode ser usada para determinar v^2 . A raiz quadrada deste valor retorna a velocidade apropriada (Figura 2.7). A precisão do método depende da relação S/R , que afeta a capacidade de determinação da velocidade.

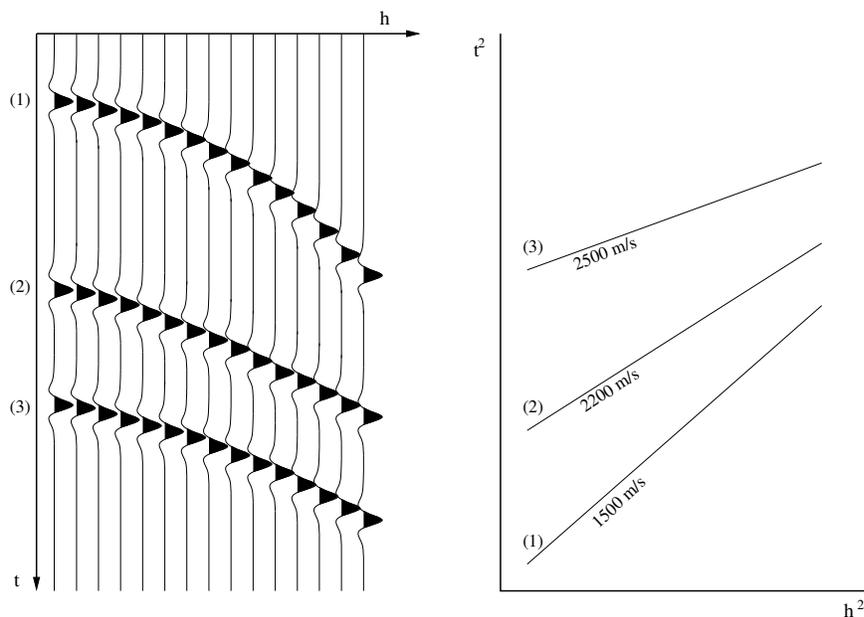


Figura 2.7: A análise é baseada no fato de que a expressão do sobretempo NMO no plano t^2 e de h^2 resulta num evento linear.

Painéis de velocidade constante (CVP)

O método segundo o qual uma família CMP é empilhada com uma série de velocidades constantes constitui uma técnica alternativa para a análise de velocidades. Segundo esta técnica, uma família CMP é repetidamente corrigida de NMO (isto é, horizontalizada) usando uma série de valores de velocidades V_{stk} . A seguir, as famílias corrigidas de NMO são dispostas uma ao lado da outra num painel. A idéia é ver qual é velocidade que melhor horizontaliza cada evento na família considerada. Prosseguindo desta maneira, pode-se construir a função de velocidade que seja mais apropriada para a correção NMO da família considerada (Figura 2.8(a)). Para a utilização desta técnica, os dados devem ter uma razoável variação de afastamentos fonte-receptor.

Empilhamentos de velocidade constante (CVS)

Dado que a razão mais importante para a obtenção de uma função de velocidade confiável é produzir um empilhamento com a melhor qualidade de sinal, um outro possível método, freqüentemente utilizado, consiste em aplicar uma série de velocidades constantes, V_{stk} , no empilhamento de uma parte dos dados. Os resultados, empilhamentos, produzidos por cada velocidade são mostrados um ao lado do outro, como mostrado na Figura 2.8(b). As velocidades de empilhamento são estimadas com base na amplitude e na continuidade do evento empilhado, a saber, é escolhida a velocidade que produz a melhor resposta do empilhamento para um evento selecionado.

O método de CVS é especialmente útil em áreas de estrutura complexa. Em tais áreas, o método permite que o intérprete escolha, diretamente do empilhamento, as velocidades que fornecem a melhor continuidade possível dos eventos de interesse.

Espectro de Velocidade

O espectro de velocidade é obtido quando os resultados do empilhamento para uma intervalo de velocidades são dispostos num painel para cada uma das velocidade, cada empilhamento ao lado do outro. Nesta disposição, têm-se no eixo horizontal a velocidade e no eixo vertical o tempo de trânsito. Este método é geralmente utilizado em softwares interativos para a determinação de ve-

locidades (Figura 2.8(c)).

Alguns atributos utilizados para a construção do espectro de velocidade são:

- Amplitude do empilhamento;
- Amplitude normalizada do empilhamento;
- Semblance (nível de coerência).

Os dados de afastamento nulo (seção empilhada) não têm, em princípio, relação direta com as velocidades. Não obstante, a seção empilhada pode dar informações indiretas sobre as velocidades, por exemplo, se as hipérbolas das difrações estiverem presentes na seção. O método para determinar a velocidade usando as hipérbolas das difrações consiste em migrar a seção de afastamento nulo com diferentes velocidades de modo a identificar o modelo que melhor remova os artefatos de difração da seção.

2.6.2 Fatores que afetam a estimativa da velocidade

A estimativa da velocidade a partir dos dados sísmicos está limitada pelos seguintes fatores:

1. Comprimento do lanço (dispositivo de registro);
2. Grau de redundância dos dados (Número de traços nas famílias CMP);
3. Silenciamento (Muting);
4. Taxa de amostragem;
5. Relação Sinal/Ruído (S/R);
6. Tipo de coerência medida;
7. Comportamento hiperbólico do sobretempo;
8. Largura do espectro de frequência dos dados;

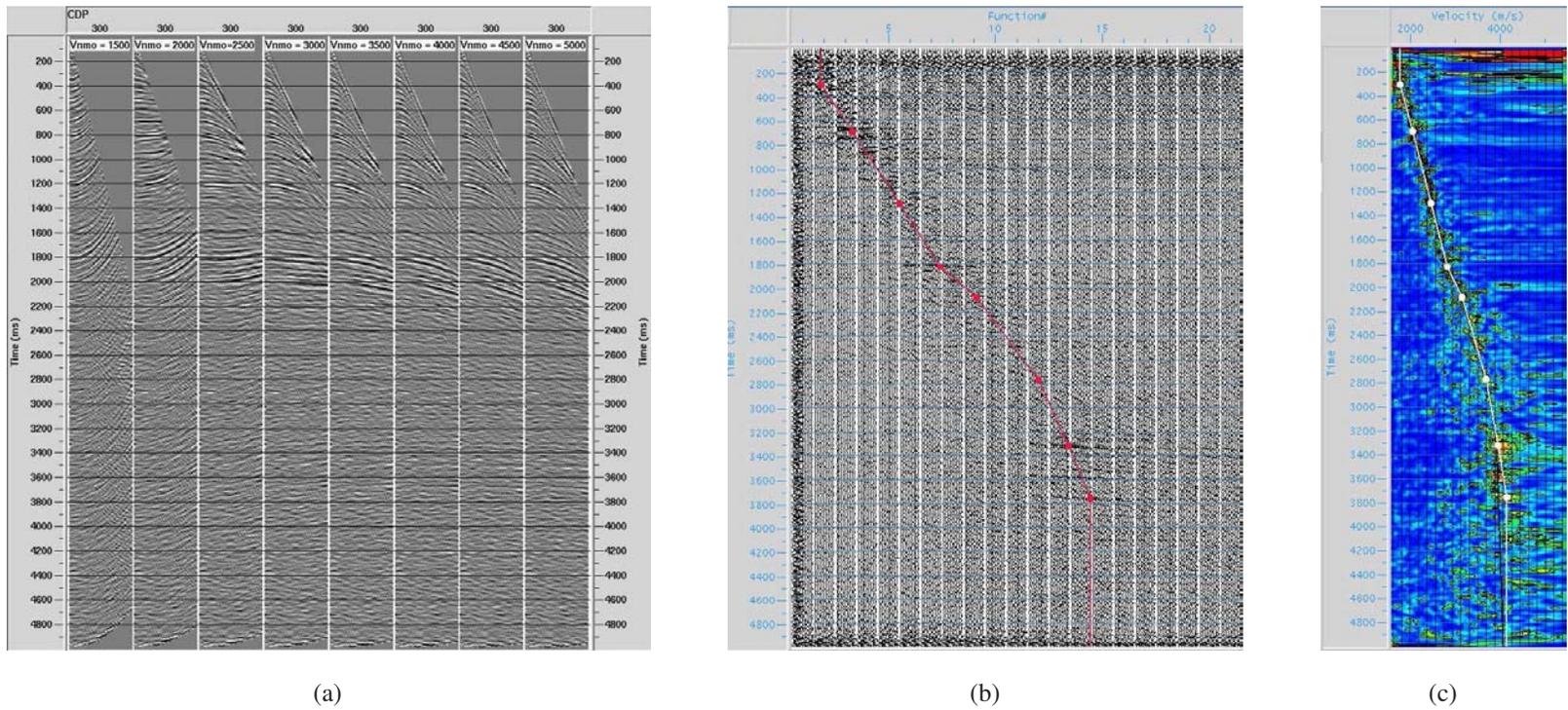


Figura 2.8: Análise de Velocidade: (a) Painéis de velocidade constante (CVP); (b) Empilhamentos de velocidade constante (CVS); e (c) Espectro de Velocidade.

9. Profundidade dos refletores;
10. Correção das estáticas;
11. Mergulho dos refletores.

A falta de informação de grandes afastamentos pode significar falta de informação significativa do sobretempo requerido para a discriminação da velocidade. Note que a noção de grandes ou pequenos afastamentos está vinculada à profundidade do evento em consideração. Assim, um mesmo afastamento pode ser considerado curto para eventos profundos ou longo para eventos rasos. Apesar de que o registro dos eventos em grandes afastamentos contribuam para melhorar a escolha da velocidade, existe o problema do estiramento das reflexões, que aumenta com o afastamento. Conseqüentemente, um espectro da velocidade de uma família CMP, computado somente com base na região dos grandes afastamentos, sofre dos efeitos do silenciamento nos tempos rasos. A lição é clara: a resolução adequada no espectro da velocidade somente pode ser obtida com um lanço tal que contenha pequenos e grandes afastamentos.

A multiplicidade do empilhamento desempenha um papel importante no grau de definição conseguido no espectro de velocidades. Entretanto, o esforço computacional é proporcional ao grau de multiplicidade. Para economizar esforço computacional, dados com alta multiplicidade são, às vezes, reduzidos a seus equivalentes de baixa multiplicidade por meio de empilhamento parcial. A idéia é empilhar um número de traços (vizinhos) dentro de uma família CMP para produzir uma nova família CMP com multiplicidade menor.

Em conseqüência da correção de sobretempo normal, o pulso ao longo da hipérbole da reflexão tem sua forma estirada. O estiramento é mais severo na parte rasa da família CMP, corrigida de NMO, especialmente nos afastamentos grandes. A área estirada deve ser silenciada para impedir a degradação das amplitudes empilhadas associadas aos eventos rasos. Entretanto, o silenciamento reduz a multiplicidade no processo de empilhamento nos eventos rasos. Há também um efeito adverso no espectro de velocidades, porque enfraquece a amplitude do pico, o qual diminui de valor dentro da área silenciada. Estes picos podem ser corrigidos (eliminação do efeito enfraquecedor)

através da multiplicação das amplitudes do empilhamento por um fator de escala igual à relação entre a multiplicidade atual e o número de traços ativos (*traços vivos*) na região de silenciamento.

Dado que o espectro da velocidade é computado ao longo das hipérbolas definidas por uma série de valores da velocidade, V_{stk} , a faixa de velocidades usadas na análise deve ser escolhida com cuidado. Esta faixa deve abarcar as velocidades que correspondem às reflexões primárias presentes na família CMP. Além disso, o incremento da velocidade não deve ser demasiado grosseiro, uma vez que pode degradar a definição, especial para eventos com alta velocidade.

Diversas opções são consideradas na construção do espectro da velocidade. O empilhamento parcial é uma opção que foi discutida anteriormente. Outra opção é a subamostragem (*decimação em tempo*) dos dados antes da análise da velocidade. Um filtro passa-banda e um controle automático de ganho (AGC) podem melhorar às vezes o processo de cálculo do espectro, especialmente quando a família da entrada tem uma relação S/R pobre. Outro método de melhorar a qualidade do espectro da velocidade consiste em utilizar diversas famílias CMP vizinhas na análise. A família resultante da soma é conhecida como *Super-família*.

Há duas maneiras “clássicas” para analisar estas super-famílias. A primeira é somar as famílias e computar o espectro da velocidade da soma. A segunda maneira é computar o espectro da velocidade de cada família individual e somar os espectros. O primeiro esquema é menos caro do que segundo. Na prática, o número de famílias CMP que podem ser usadas deve ser escolhido de modo que o mergulho entre as famílias sob a consideração possa ser desprezado. Se o mergulho for significativo, então o número de famílias CMP incluídas na análise de velocidades deve ser pequeno ou os efeitos do mergulho devem ser corrigidos.

2.6.3 Correção do Sobretempo Normal (NMO)

O campo de velocidades é usado na correção do sobretempo normal (NMO) nas famílias CMP. Após a correção NMO, os eventos são virtualmente horizontalizados ao longo do eixo

dos afastamentos. Em outras palavras, o efeito do afastamento é removido do tempo de trânsito. Porém, em consequência da correção NMO, os traços são estirados. Em contraste com a correção estática, que é constante em todo o traço, o deslocamento produzido pelo estiramento do pulso varia no tempo. A correção NMO, denominada de *correção dinâmica*, faz com que o conteúdo da freqüências caia. O estiramento aumenta nos tempos rasos e em afastamento grandes. Para impedir a degradação, especialmente nos eventos rasos, a área estirada é suprimida (silenciada) antes do empilhamento. Finalmente, o empilhado CMP é obtido somando os traços ao longo do eixo dos afastamentos.

Uma vez que a velocidade NMO seja estimada, o tempo de trânsito pode ser corrigido para remover a influência do afastamento, conforme mostrado na Figura 2.9. Os traços numa família CMP, corrigidos de NMO, são somados para obter o traço empilhado na posição correspondente ao referido CMP.

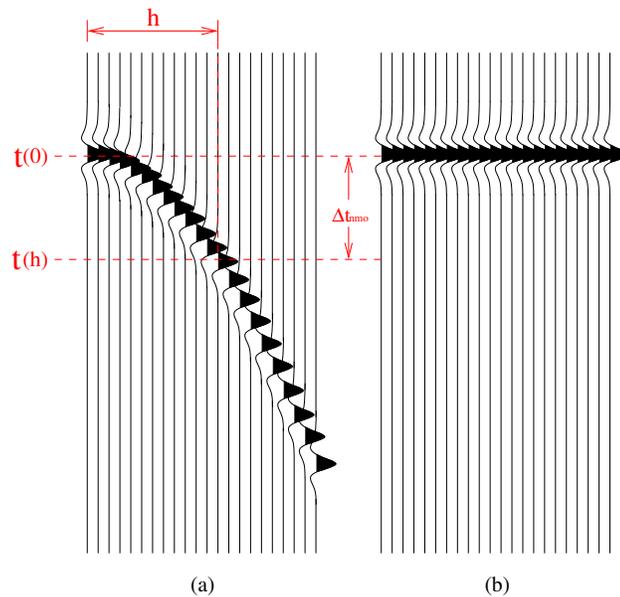


Figura 2.9: Correção do tempo de trânsito: (a) Antes da correção e (b) depois da correção NMO.

A correção NMO é dada pela diferença entre $t(h)$ e t_0 , a saber,

$$\begin{aligned}\Delta t_{NMO} &= t(h) - t_0 \\ &= t_0 \left\{ \left[1 + \left(\frac{2h}{V_{NMO}t_0} \right)^2 \right]^{1/2} \right\}.\end{aligned}\quad (2.7)$$

Note-se que o NMO aumenta com o afastamento e diminui com a profundidade. O NMO também é menor para grandes valores da velocidade.

Para um refletor plano que separa dois meios homogêneos, a hipérbole da reflexão pode ser corrigida de forma exata, isto é, a dependência ao afastamento pode ser eliminada, se a velocidade correta do meio acima do refletor é usada na Equação (2.7). Se uma velocidade maior que a do meio é utilizada, então a hipérbole não é completamente horizontalizada. Isto é chamado de *subcorreção*. Por outro lado, se uma velocidade menor que a do meio é usada, então ocorre a *Sobrecorreção*. A Figura 2.10 ilustra as considerações acima.

2.6.4 Problema do “estiramento” pela correção NMO

Como resultado da correção NMO, há uma distorção na frequência. Este efeito é chamado de *estiramento NMO* e está ilustrado na Figura 2.11. Dado que a correção NMO é dinâmica, um único traço tem deslocamentos diferentes ao longo do tempo, os quais dependem também do afastamento fonte-receptor. Isto resulta em que, para os afastamentos maiores e tempos mais rasos (isto é, tempos de reflexão menores, provenientes de refletores mais rasos), os dados são mais estirados. Ocorrendo um aumento artificial do comprimento da onda. A forma do pulso com um período dominante T é estirado de maneira que seu período muda para $T' > T$, após a correção NMO. O estiramento é uma distorção da frequência na qual os eventos são alterados para suas frequências baixas. O estiramento é quantificado por (Yilmaz (2000))

$$\frac{\Delta f}{f} = \frac{\Delta t_{NMO}}{t_0}, \quad (2.8)$$

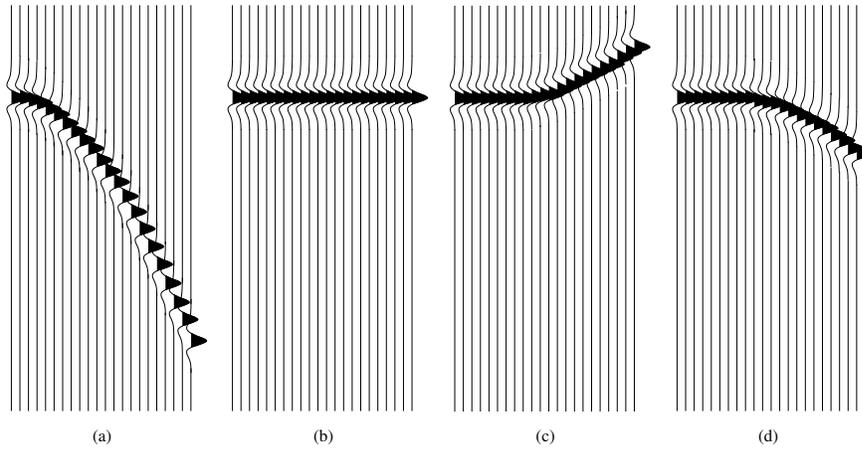


Figura 2.10: Família CMP com um único reflector (a), onde foi aplicada a correção NMO para eliminar o efeito do afastamento (b). O caso de sobrecorreção e da subcorreção são mostrados nas figuras (c) e (d), respectivamente

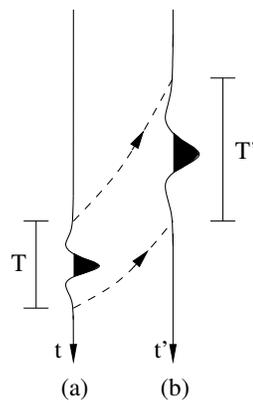


Figura 2.11: O sinal (a) com período T é esticado ao sinal (b) com período T'

onde f é a frequência dominante, Δf é a variação na frequência, e Δt_{NMO} é dado pela Equação (2.7).

Devido ao estiramento da forma do pulso para os grandes afastamentos, o empilhamento das famílias CMP (Figura 2.12(a)) corrigidas de NMO (Figura 2.12(b)) seriam prejudicados, principalmente para os eventos rasos. Este problema pode ser resolvido por um *silenciamento* da área estirada na família (Figura 2.12(c)). Um silenciamento automático pode ser realizado usando a definição de estiramento dada pela Equação (2.8).

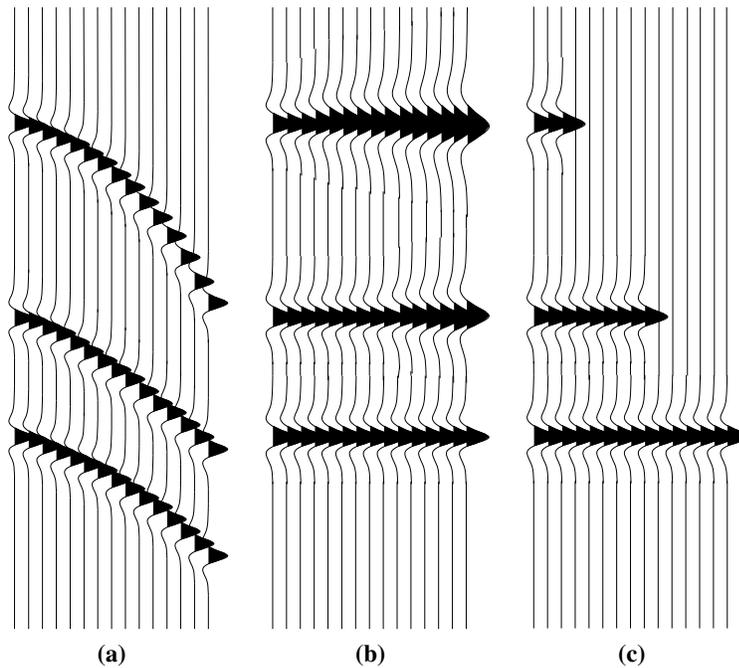


Figura 2.12: Família de ponto médio comum (a), corrigida de NMO (b) e posterior silenciamento (c) dos eventos esticados.

Existe uma dependência entre a relação Sinal/Ruído (S/R) e o silenciamento. Se a relação S/R é boa, então é preferível silenciar mais do que a requerida área estirada para preservar a largura do sinal. Por outro lado, se a relação S/R é pobre, pode ser necessário aceitar um maior aumento no estiramento para obter uma maior quantidade de traços sendo somados no empilhamento.

2.7 SEÇÕES DE AFASTAMENTO NULO

Considere o caso de um experimento de uma fonte e um receptor coincidentes (isto é, na mesma posição) na superfície, acima de uma estrutura com camadas horizontais de velocidade constante como é mostrado na Figura 2.13. A propagação descendente da onda compressional (P), proveniente da fonte, é refletida para cima em cada uma das interfaces. Na superfície o receptor gravará uma série de pulsos, um para cada interface, com tempos determinados pelo tempo de trânsito duplo, da onda P , entre a superfície e as interfaces. Note que, se a velocidade em cada camada da estrutura for conhecida, estes tempos podem ser facilmente convertidos para a profundidade. Tendo em vista a impossibilidade física de alocar um receptor coincidente com a fonte, o experimento considerado acima é apenas fictício. No entanto, como veremos adiante, o conceito de fonte-receptor coincidente é muito útil para o processamento sísmico.

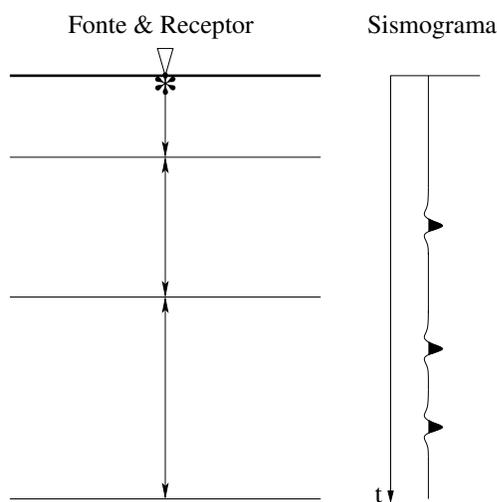


Figura 2.13: Pulsos gravados pelo receptor produzidos pela onda P refletindo em cada uma das interfaces.

Imaginemos agora repetir tal experimento com pares de fonte e receptor coincidentes sendo dispostos em uma série de pontos próximos e espaçados regularmente ao longo da superfície. Em cada posição, o receptor grava as ondas refletidas da estrutura subjacente. Plotando os registros em função do tempo e a localização dos receptores (isto é, dos pares fonte-receptor coincidentes), uma

imagem da estrutura em subsuperfície pode ser produzida (Figura 2.14). Esta imagem é conhecida como *Seção de Afastamento Nulo (ZO¹⁷)*, uma vez que em sua configuração não há separação entre cada par fonte e receptor.

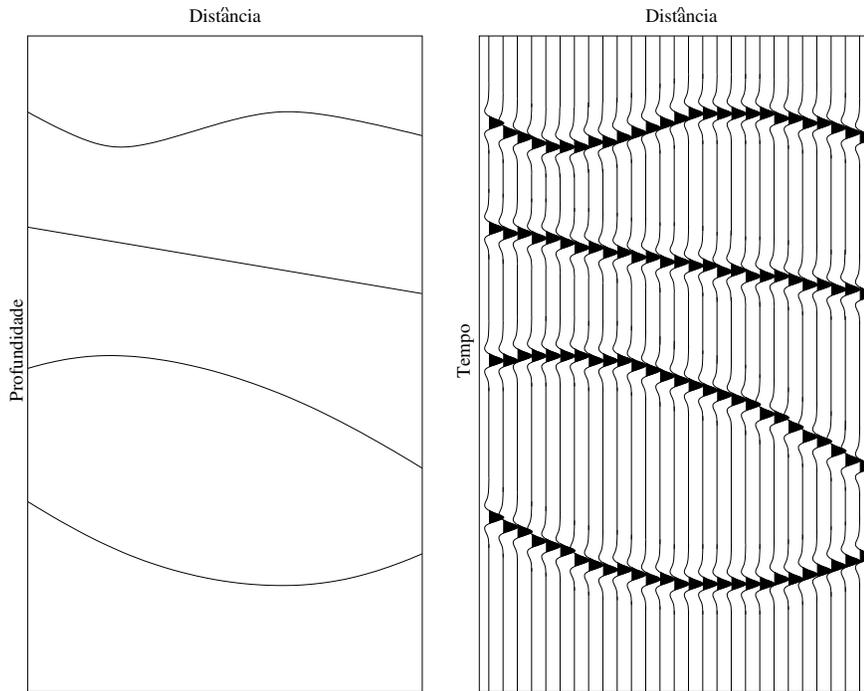


Figura 2.14: Seção de afastamento nulo idealizada: A seção estrutural da esquerda é imageada pelo sismograma em afastamento nulo da direita.

Se a velocidade da onda P for constante em toda a região do interesse, e considerando o caso de estruturas simples, como o exemplo da Figura 2.14, então a seção em tempo pode ser facilmente convertida em profundidade, através de um simples escalonamento, a saber a multiplicação dos tempo pela velocidade. Entretanto, se a velocidade varia com a profundidade, a transformação necessária é, em geral, bem mais complicada. Dado que a velocidade estrutural, ou não é conhecida, ou, se conhecida, não é exata, a maioria das seções sísmicas são apresentadas em tempo, e não como seções em profundidade.

¹⁷Do Inglês, *Zero Offset*.

Nos levantamentos sísmicos, os dados são adquiridos por meio de uma multiplicidade de pares de fonte-receptor em variados afastamentos. No entanto, os dados provenientes dessa multiplicidade de afastamentos, são processados de modo a produzir (isto é, simular) uma seção de afastamento nulo, a qual é mais fácil de interpretar que os dados originais. Além desta seção também é produzido um modelo de velocidades. No exemplo idealizado, mostrado na Figura 2.14, a seção de afastamento nulo fornece uma imagem limpa e bem clara dos refletores. Entretanto, na prática há diversos fatores que podem obstruir a construção e a interpretação de tal seção:

1. Os registros são freqüentemente ruidosos e os dados de pequeno afastamento podem estar contaminados por reverberações próximas à fonte. Os resultados obtidos podem ser melhorados através da inclusão de registros provenientes de diferentes afastamentos, com o objetivo de aumentar a redundância, a saber, a quantidade de dados e maior iluminação da região de interesse. A seguir, os dados devem ser empilhados para aumentar a relação S/R dos eventos refletidos.
2. O espaçamento entre camadas pode ser pequeno ao compará-lo com a duração do pulso emitido pela fonte. Isto produz superposição das chegadas, o que torna difícil a distinção entre os diferentes refletores. Este problema pode ser tratado através do processo de *deconvolução*, através do qual são removidas as influências dos instrumentos que constituem as fontes e receptores (conhecidas como *footprints*), fornecendo, de forma geral, uma melhoria na imagem.
3. As variações laterais na estrutura ou camadas inclinadas podem resultar em eventos cujas trajetórias se desviam das verticais (ideais) de interesse. Estas chegadas causam erros nas estimativas da posição dos refletores em profundidade. Como veremos mais adiante, várias técnicas de processamento são destinadas a corrigir a posição dos refletores. Estas técnicas são denominadas de *migração*, pois visam *migrar* os refletores para sua posição correta em tempo ou profundidade. Quando bem aplicada, a migração pode resultar em substancial melhoria na qualidade da imagem.
4. As incertezas no modelo geral de velocidades podem prejudicar uma conversão confiável

da seção de tempo para a profundidade e, desta forma, impedir a aplicação das técnicas de empilhamento e de migração. Portanto, um passo crítico do processamento sísmico é obter informação, a mais exata possível, da velocidade. Nos casos onde não existe conhecimento prévio do modelo de velocidades, este modelo deve ser estimado diretamente dos dados sísmicos.

2.7.1 Empilhamento no domínio “Ponto Médio Comum”

O empilhamento é realizado pela soma dos dados, corrigidos de NMO, de uma família CMP. Idealmente, o resultado é uma aproximação da seção de afastamento nulo aonde as reflexões são supostas abaixo da posição do CMP. Esta situação ideal, em princípio, só é atingida em modelos sem variação lateral de velocidade e interfaces horizontais. Vale lembrar que, para uma interface com mergulho, as reflexões não provêm de pontos de reflexão exatamente abaixo do CMP.

O experimento sísmico típico na sismica de reflexão é composto por uma fonte e vários receptores para registrar a resposta devido à referida fonte. Os receptores são chamados frequentemente de *geofones*, no caso de levantamentos terrestres, ou *hidrofonos* no caso de levantamentos marítimos. Sendo que os geofones medem deslocamentos vibratórios e os hidrofonos medem diferenças de pressão. O experimento sísmico é repetido para posições diferentes da fonte (os receptores acompanham as mudanças na posição da fonte). A série total de dados denominada de *dados sísmicos multicovertura* pode ser quantificado por $n_s * n_g$ registros (ou traços), onde n_s é o número de fontes e n_g é o número receptores por fonte. Os tempos de trânsito das trajetórias que ligam a fonte aos refletores em subsuperfície e destes posteriormente a cada receptor dependem do afastamento fonte-receptor. Além disso, estes tempos são também dependentes da profundidade dos refletores e das velocidades das camadas onde ocorre a propagação. Para mostrar o resultado do experimento sísmico em uma única imagem, é desejável combinar os dados de maneira que seja removida a dependência do afastamento nos tempos de trânsito. Desta forma, qualquer variabilidade lateral na profundidade do refletor pode ser vista mais claramente. Isto é feito somando subconjuntos de traços, após prévia correção de NMO. Cada um desses subconjuntos de traços é

caracterizado por uma mesma posição de ponto médio, denominado ponto médio comum (CMP), entre cada par fonte e o receptor. Como ilustrado na Figura 2.15, este processo produz a seção simulada de afastamento nulo.

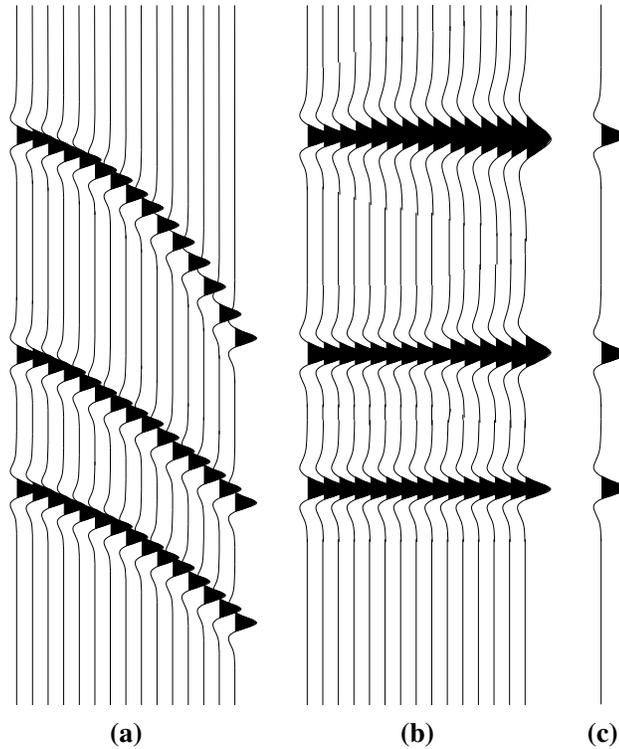


Figura 2.15: Família de ponto médio comum (a), corrigida de NMO (b) e posteriormente empilhada para produzir o traço simulado de afastamento nulo.

A cada família CMP é aplicada a correção NMO, o que significa que os registros da família são deslocados em tempo ao seu equivalente em afastamento nulo (como ilustrado na Figura 2.15). Observe que esta correção não é constante para cada traço, variando no tempo dentro do traço. Para cada família CMP, os traços corrigidos de NMO são finalmente somados, produzindo um único traço que representa (simula) o registro de afastamento nulo na posição do ponto médio CMP. O procedimento acima descrito é chamado de *empilhamento CMP*. O número de traços, N , que são empilhados numa família CMP é denominado de *cobertura*. Para dados com ruído aleatório, o empilhamento tende a melhorar a relação S/R dos registros por um fator de \sqrt{N} . O empilhamento

CMP pode também minimizar a influência de chegadas contaminantes, tais como ondas diretas ou ondas superficiais, as quais não apresentam curvas de tempo preditas pela correção NMO. Em consequência, esses eventos não são somados coerentemente no processo de empilhamento.

Na sismica de reflexão, o processo de empilhamento CMP mostrou-se ser muito bem sucedido na prática, sendo extensivamente usado para produzir (simular) seções de afastamento nulo com um mínimo de esforço computacional. Entretanto, o processo requer o conhecimento de um modelo de velocidades para computar os tempos de correção NMO.

2.7.2 Silenciamento (Muting)

Muitas vezes, os traços sísmicos contêm ruídos que influenciam de forma prejudicial o empilhamento. Estes traços devem ser *silenciados* (isto é, descartados) antes do empilhamento.

Três possíveis procedimentos de silenciamento que podem ser realizados, a saber:

Silenciamento Superior: Um determinado intervalo de tempo no início dos traços é silenciado (por exemplo, as chamadas *primeiras quebras*).

Silenciamento Inferior: Um determinado intervalo de tempo ao final do traço é silenciado (por exemplo, o tempo de chegada das ondas superficiais).

Silenciamento Cirúrgico: Uma janela de tempo, no meio do traço, é silenciada (por exemplo, o tempo de chegada de ondas no ar).

2.7.3 Métodos do empilhamento

Diversos métodos podem ser utilizados para combinar os diferentes traços corrigidos de NMO. Os mais importantes são:

Empilhamento usando a média

Todos os traços corrigidos de NMO são somados e o total é dividido pelo número de traços somados.

Empilhamento com pesos

Em determinadas situações, pesos desiguais aplicados aos traços numa família podem produzir resultados que são melhores do que um empilhamento CMP normal. Este procedimento é recomendado quando um determinado número de traços contém algum tipo de ruído forte. Uma aplicação freqüente deste empilhamento objetiva suprimir reflexões múltiplas, dando mais peso aos traços com grandes afastamentos do que aqueles de afastamento curto. Isto porque a diferença de NMO entre as reflexões primárias e múltiplas é maior para afastamentos grandes.

Empilhamento com exclusão de amplitudes anômalas

Determinados traços são silenciados e não incluídos no processo de empilhamento quando suas amplitudes em eventos de interesse diferem demasiado do valor médio. Através do silenciamento desses traços, reduz-se a influência de impulsos anômalos (*spikes*).

2.7.4 Processamento Pós-Empilhamento

A deconcolução preditiva é às vezes eficaz em suprimir reverberações ou reflexões múltiplas de curto período, bem como favorecer o balanceamento do espectro. O filtro passa-banda variável no tempo é usado para suprimir as bandas de frequência do ruído. Finalmente, algum tipo de ganho é aplicado para aumentar as reflexões fracas.

2.7.5 Aplicação de Ganho

O ganho é um fator de escala variável no tempo no qual a função de escala é baseada em um critério desejado. Frequentemente, o ganho é aplicado aos dados sísmicos para apresentação (display).

Para a preservação da chamada *amplitude verdadeira*, o escalonamento, variável no tempo, de amplitudes da seção empilhada é evitado. Em seu lugar, uma função de compensação de amplitudes relativas que seja constante traço a traço é aplicada. Esta compensação é uma função de ganho variável no tempo que amplifica as reflexões fracas sem destruir a relação de amplitude dos traços, devida à refletividade em subsuperfície.

2.8 CORREÇÕES DE ESTÁTICAS RESIDUAIS

Na maioria dos dados terrestres e alguns dados marítimos em água rasa, mesmo após a correção das estáticas gerais, isto é, a correção dos efeitos da topografia e da camada de intemperismo ou zona de baixa velocidade (ver Seção 2.4.3), o sobretempo numa família CMP nem sempre corresponde a um trajetória hiperbólica aceitável para o empilhamento. Isto ocorre por causa das irregularidades da velocidade perto da superfície, as quais causam distorções estáticas ou dinâmicas. Nestas situações, uma etapa adicional, denominada de *estáticas residuais* é necessária de ser realizada antes do empilhamento.

O objetivo das correções de estáticas residuais é deslocar os traços, individualmente, de tal maneira que as reflexões em uma família CMP fique o mais próximo possível de uma hipérbole.

Embora as distorções nos tempos de trânsito das reflexões possam ser causadas por uma complexidade estrutural das regiões mais profunda em subsuperfície, freqüentemente essas distorções são devidas a irregularidades nas regiões próximas à superfície. As correções das estáticas de campo removem parte significativa destas distorções do tempo de trânsito nos dados. Não obstante, estas correções geralmente não resolvem os efeitos provocados pelas variações rápidas na elevação, da base do intemperismo, e na velocidade da camada de intemperismo.

Os desvios da trajetória hiperbólica nas famílias CMP degradam significativamente a qualidade de alguns espectros de velocidades. Portanto, após as correções estáticas residuais, a análise de velocidades é geralmente repetida para atualizar as funções de velocidades (Figura 2.16).

As correções das estáticas residuais são geralmente realizadas no processamento de dados terrestres. Entretanto, em determinados casos, as estáticas residuais podem produzir uma melhoria dramática no processamento de dados marítimos. Áreas com topografia do fundo do mar irregular, especialmente na água rasa (menos de 25m), bem como as áreas com velocidade variando rapidamente nos sedimentos (próximos ao fundo do mar) representam situações típicas nas quais as correções das estáticas residuais produzem bom resultados.

Para melhorar a qualidade do empilhamento, as correções de estática residual são executadas nas famílias CMP com o sobretempo normal corrigido. As correções são feitas de modo que sejam consistentes com a superfície, isto é, os deslocamentos em tempo são dependentes somente das posições do tiro e do receptor, não das trajetórias das ondas em subsuperfície.

Em conclusão, as correções das estáticas residuais são necessárias, uma vez que as correções estáticas da refração e de campo (topografia) quase nunca compensam totalmente os efeitos das variações superficiais da velocidade. Isto ocorre porque as variações superficiais da velocidade não são conhecidas e, conseqüentemente, não existem correções exatas que podem ser aplicadas. O método de cálculo das estáticas residuais baseado nas reflexões e consistente com a superfície fornece boa correção para variações menores que o comprimento do pulso. Entretanto, o método apresenta deficiências no caso de variações maiores. A razão principal para isto é que a entrada dos algoritmos de estáticas residuais baseadas na reflexão é o conjunto de diferenças de tempo das chegadas entre traços, e não os tempos absolutos. Os métodos baseados nas refrações trabalham com os tempos absolutos das chegadas de primeira quebra e, na teoria, podem melhor estimar as estáticas de longo período.

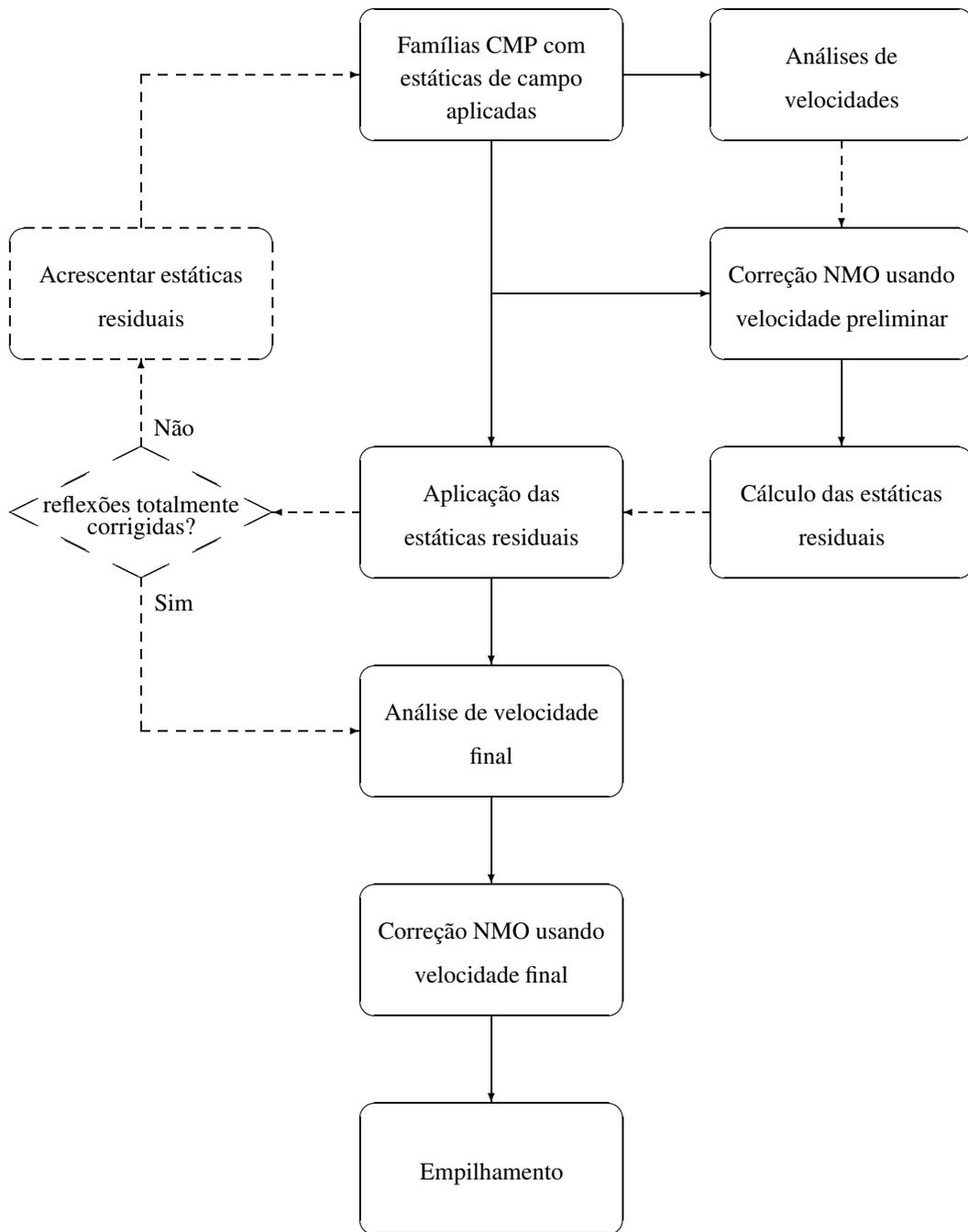


Figura 2.16: Fluxo de processamento com correção de estáticas residuais.

2.8.1 Princípio das Estáticas Residuais

O processo das estáticas residuais consiste em deslocar os traços, separadamente, de tal maneira que hipérboles de reflexão otimizadas são obtidas. Para certificar-se de que os traços de um único CMP não estão deslocados aleatoriamente, o deslocamento é dividido em um valor para a fonte (*estática da fonte*) e um valor para o receptor (*estática do receptor*). Para cada fonte e receptor um valor é determinado. Todos os traços referentes a uma determinada fonte são corrigidos com o valor relativo a essa fonte, e todos os traços referentes a um determinado receptor são corrigidos com o valor relativo a esse receptor.

O deslocamento resultante (correção total da estática) de um traço consiste no valor da correção da fonte mais a correção do receptor do referido traço.

Este processo supõe ainda que os deslocamentos das estáticas estão relacionados com a superfície. Conseqüentemente, este processo é chamado de “Correção de Estática Residuais Consistente com a Superfície”.

2.9 Correção do Sobretempo de Mergulho (DMO)

Até agora fizemos a suposição de que os dados resultantes do processo de empilhamento coincidiram com aqueles que idealmente teriam sido adquiridos em afastamento nulo. Além disso, mencionamos em diversas ocasiões em que a correção de NMO para mergulhos fortes não fornece bom resultado. Para esses refletores, os traços de uma família CMP têm pontos diferentes de reflexão (fenômeno conhecido como *dispersão do ponto de reflexão*). Como conseqüência, o ápice da hipérbole da reflexão é deslocado horizontalmente.

Podemos perguntar então se é possível melhorar (aperfeiçoar) o processamento convencional de modo a obter uma melhor seção empilhada?, isto é, se é possível obter uma seção não migrada com todos os mergulhos preservados?. A resposta é positiva. Nos seguintes fluxogramas se fornece uma alternativa ao fluxograma de processamento convencional:

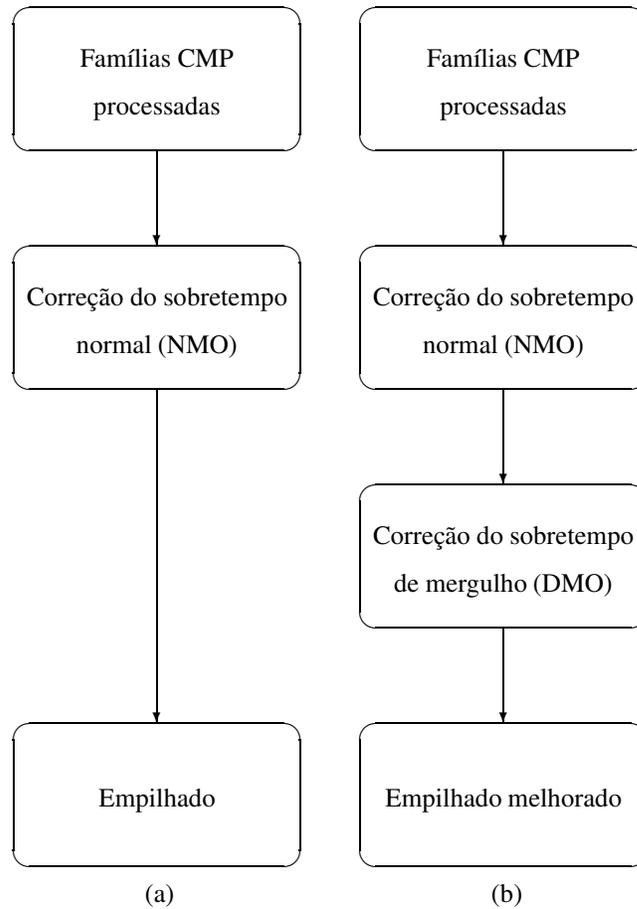


Figura 2.17: (a) Fluxo “convencional” e (b) Fluxo melhorado com a correção DMO.

O processo de DMO¹⁸ tem por objetivo a correção dos erros de empilhamento NMO devido a mergulhos dos refletores. Visto que o problema com o empilhamento convencional são os mergulhos conflitantes, pode-se estudar o problema reconsiderando a equação para o tempo de trânsito NMO para um único refletor mergulhante (Levin (1971)):

$$t^2(h) = t_0^2 + \frac{4h^2}{v^2} \cos^2(\theta) , \quad (2.9)$$

na equação acima, θ denota o mergulho do refletor, v é a velocidade do meio acima do refletor e h é o meio-afastamento fonte-receptor. Podemos dividir a equação do sobretempo (2.9) em duas

¹⁸Do Inglês, *Dip MoveOut*.

partes, a saber,

$$t^2(h) = t_0^2 + \frac{4h^2}{v^2} - \frac{4h^2}{v^2} \sin^2(\theta) . \quad (2.10)$$

A primeira parte da Equação (2.10), constituída pelos dois primeiros termos da Equação (2.9), representa o sobretempo normal de reflexões correspondentes a refletores sem mergulho (NMO). A segunda parte, constituída pelo termos restante, representa um sobretempo adicional relativo a reflexões correspondentes a refletores com mergulho. Por este motivo, este sobretempo é denominado *sobretempo de mergulho*, ou simplesmente, *DMO*. A Equação (2.10) implica que pode-se aplicar primeiramente a correção NMO usando a velocidade do meio, seguida da aplicação da correção DMO. Como será mostrado mais adiante, o processo DMO pode ser visto como uma migração parcial pré-empilhamento (PSPM¹⁹). Ao contrário do termo do NMO, que necessita ser aplicado no domínio CMP, o termo do DMO é aplicado em um domínio no qual os mergulhos possam ser reconhecidos, como por exemplo, o domínio do afastamento comum.

Da Equação (2.10), pode-se facilmente avaliar as propriedades da correção adicional DMO. Primeiramente, esta correção não tem nenhum efeito para os dados em afastamento nulo ($h = 0$). Em segundo lugar, a correção é tanto maior quanto maior for o mergulho. Em terceiro lugar, quanto menor a velocidade, maior é a correção. Isto também implica que para os eventos mais rasos, este termo é mais significativo, uma vez que as velocidades mais baixas são encontradas geralmente nas partes rasas dos dados sísmicos.

O que acontece se a correção NMO for feita com a velocidade errada? O processo de DMO requer que os dados de entrada já tenham submetidos à correção NMO (Equação (2.10)). Assim, para os dados de campo, tenta-se escolher a função de velocidades, $v(z)$, para os eventos mais horizontais da seção. Com esta função é realizada a correção NMO nos dados. As velocidades ótimas de empilhamento não são usadas porque dependem do mergulho (por mais que estas se-

¹⁹Do Inglês, *Prestack Partial Migration*.

jam as velocidades de empilhamento que são escolhidas na análises convencionais da velocidade). É claro que existe sempre a possibilidade que uma função de velocidade exata, independente do mergulho, seja determinada para a correção NMO nos dados antes da correção de DMO.

Se a velocidade estiver incorreta no empilhamento CMP, a mesma pode ser melhorada repetindo-se a análise de velocidades após a correção DMO. Para comprovar este método, considere o seguinte procedimento. Primeiramente, após a correção do DMO, é aplicada a *correção inversa*²⁰ NMO nas famílias CMP com a função de velocidade que foi utilizada na primeira etapa da correção NMO. Em seguida, é realizada uma nova análise de velocidades para determinar a função correta da velocidade, utilizando-a para uma segunda correção NMO. Uma melhoria significativa é vista quando as famílias CMP são empilhadas com as velocidades novas. O fluxograma da Figura 2.18 ilustra o processo descrito.

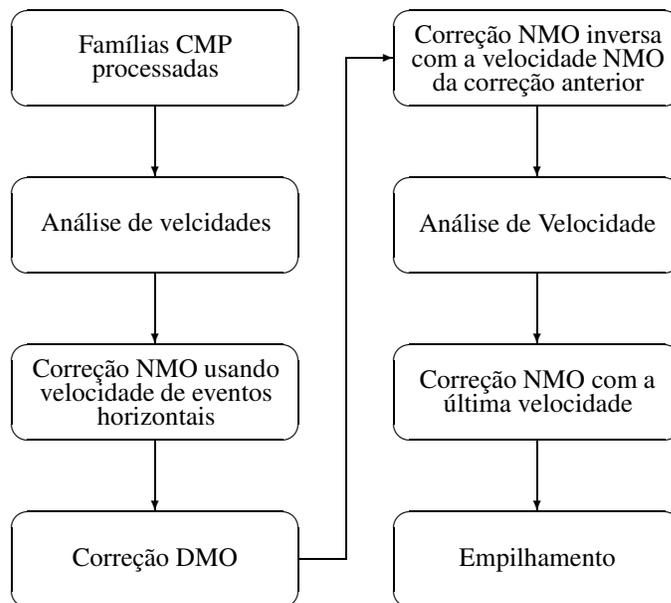


Figura 2.18: Fluxo de processamento DMO.

Através do processo de correção DMO, não somente são melhoradas as velocidades de em-

²⁰Correção inversa significa desfazer o trabalho realizado pela correção

pilhamento (obtidas com a utilização das velocidades com as quais os eventos com mergulho foram corrigidas). Além disso, o resultado da migração pós-empilhamento é melhorado. A qualidade da imagem resultante é similar à migração pré-empilhamento.

O processo de correção DMO não é sempre livre de problemas. As reflexões múltiplas podem ser realçadas pela correção DMO. Também a suposição de velocidade constante pode até mesmo suprimir o mergulho dos eventos. Tomemos, por exemplo, o caso de um evento mergulhante raso e um evento horizontal profundo (Black e outros (1985)). Se a velocidade aumentar com a profundidade (o caso usual), então estes dois eventos podem chegar a um tempo mais ou menos idêntico e ter sobretempos similares. Após a aplicação da correção DMO, nada acontece ao evento horizontal, enquanto que o evento mergulhante é deslocado para um valor mais baixo de velocidade. O evento com mergulho é levado para fora da função de velocidades para os eventos horizontais, sendo assim suprimido durante o empilhamento.

2.10 MIGRAÇÃO PÓS-EMPILHAMENTO EM TEMPO

O processo de empilhamento fornece a primeira imagem da subsuperfície. Entretanto, para estruturas complexas que incluem refletores mergulhantes, falhas e outras complicações geológicas, esta imagem não se assemelha com a realidade. Por exemplo, os dados empilhados podem conter difrações ou imagens bastante distorcidas dos refletores em profundidade. O processo que visa corrigir estes efeitos e aplicado aos dados já empilhados, é denominado *migração pós-empilhamento*. Também é muito utilizada no processamento sísmicos a chamada *migração pré-empilhamento*, a qual se destina a corrigir estes mesmos efeitos nos dados não empilhados. Nesta seção, faremos uma introdução ao processo de migração pós-empilhamento em tempo, descrevendo sucintamente os principais métodos existentes. A migração pós-empilhamento em tempo está mais próxima do contexto deste trabalho, o qual é praticamente dedicado à teoria e métodos de empilhamento de dados sísmicos. Na próxima, e última, seção, entretanto, algumas breves palavras serão dedicadas à migração pré-empilhamento em tempo, por motivos de ter uma exposição mais completa do processamento sísmico.

A migração pode ser realizada no domínio do tempo (*migração em tempo*) ou da profundidade (*migração em profundidade*). A migração em profundidade é conceitualmente mais simples de entender, porém mais difícil de executar. Ela tem por objetivo transformar os dados sísmicos registrados em tempo em uma seção em profundidade na qual as estruturas geológicas, a saber, refletores, difratores, falhas, etc., estejam corretamente posicionados em subsuperfície. A migração em profundidade necessita, em geral, de um macro-modelo de velocidades (isto é, um modelo de velocidades suavizado que capture as propriedades globais da geologia da área), que seja bastante acurado. Além disso, o processo de migração em profundidade, especialmente no caso de pré-empilhamento, demanda esforço computacional considerável.

Idealmente, o que se quer é obter a seção em profundidade a partir da seção empilhada. Entretanto, a seção migrada é geralmente apresentada em tempo. Uma razão para isto é que a estimativa da velocidade baseada na sísmica e na geologia tem sempre precisão limitada. Outra razão é que os intérpretes preferem avaliar a validade das seções migradas comparando-as aos dados não migrados. Desta forma, é preferível ter ambas as seções apresentadas em tempo.

A migração em tempo, embora não tenha conceituação tão direta como a migração em profundidade, é de realização bem mais simples e menos custosa. Seu objetivo é transformar os dados sísmicos registrados em tempo em seções, também no domínio do tempo, nas quais as estruturas se pareçam bem mais com aquelas existentes em subsuperfície. A idéia é fazer com que seção em tempo se pareça o mais possível com aquela que seria vista por um observador olhando diretamente para baixo, na direção vertical. No caso de dados empilhados (seção de afastamento nulo), um refletor em profundidade apareceria na seção migrada em tempo como uma curva (horizonte) tal que para cada ponto, x_0 , na linha sísmica, o tempo migrado seria o tempo de um raio vertical que parte de x_0 , atinge o refletor e volta pelo mesmo caminho a x_0 . Observe que este raio vertical não é um raio de reflexão.

O conceito de migração em tempo descrito acima faz bastante sentido no caso em que a

velocidade do meio em subsuperfície não apresenta variações laterais. Quando estas variações existem, o raio vertical deve ser substituído pelo chamado *raio imagem*, introduzido em Hubral (1977). O raio imagem parte do ponto x_0 em direção vertical para baixo, mas sofre os devidos decorrentes das variações laterais de velocidade. De qualquer forma, assim que o raio atinge o refletor, ele volta à superfície seguindo a mesma trajetória. Dado um (macro) modelo de velocidades em subsuperfície, o raio imagem é traçado utilizando a teoria dos raios. Para maiores informações, o leitor pode consultar Hubral e Krey (1980).

Para grandes variações laterais de velocidade, mesmo com a utilização do raio imagem, a migração em tempo, tem limitações severas de posicionamento dos refletores. Mesmo assim, a seção migrada em tempo é de interpretação geológica bem mais fácil do que a seção empilhada. Aliado ao baixo custo operacional, isto explica a grande utilização da migração em tempo por parte da indústria de petróleo.

Como explicado anteriormente, restringiremos nossas considerações à migração pós-empilhamento em tempo. Desta forma, quando falarmos em migração, estaremos tacitamente considerando o processo aplicado aos dados empilhados em tempo, os quais representam uma aproximação de uma seção em afastamento nulo (ZO). Em outras palavras, quando nos referirmos à migração, estaremos considerando a migração aplicada a dados em afastamento nulo em tempo. Desta forma, a migração não causará mudança de domínio, isto é, os dados continuarão no tempo.

A migração “colapsa” as difrações (isto é, reduz as mesmas a pontos), bem como move mergulhos de refletores, de modo a posicionar os pontos difratores e os refletores com mergulho em suas “posições verdadeiras” em tempo. Como também indicado acima, isto significa que as estruturas têm forma semelhante às aquelas em subsuperfície, como se fossem vistas “verticalmente acima” das mesmas. Desse modo, define-se melhor as características geológicas estruturais, tais como planos da falha, “desatamento de nós”, entre outras. A migração pode ser vista como uma deconvolução espacial que aumenta a resolução lateral. A migração não desloca eventos horizontais, porém move os eventos com mergulho, nas seções em tempo, na direção do correspondente

mergulho em profundidade. O processo de migração da seção empilhada requer um modelo de velocidades do meio. A seqüência de processamento convencional até a migração pós-empilhamento é resumida na Figura 2.19.

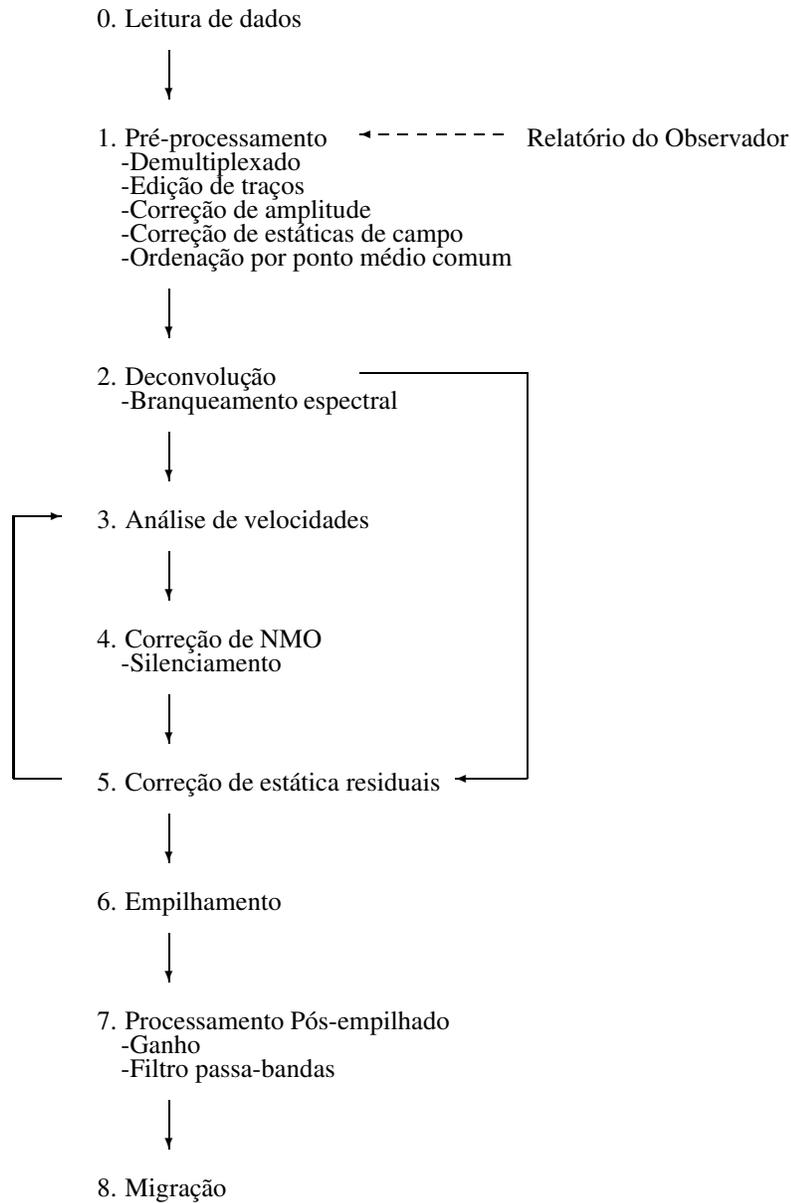


Figura 2.19: Fluxo do processamento “convencional”.

As teorias de migração aplicadas às seções empilhadas (ZO simuladas) são baseadas no caso,

ideal, de registros obtidos usando pares de fonte e receptor coincidentes. Note que a utilização destas teorias em seções simuladas é válida, porque, como vimos anteriormente, a seção empilhada representa uma (boa) aproximação da seção de afastamento nulo ideal. Assim, para a discussão do conceito de migração de uma seção em afastamento nulo, é necessário examinar primeiro dois tipos de esquemas (idealizados) de obtenção de uma seção de afastamento nulo. No primeiro esquema, a seção de afastamento nulo é obtida movendo-se um único par fonte e receptor ao longo da linha sísmica. A energia emitida e posteriormente registrada segue trajetórias que incidem normalmente às interfaces refletoras.

Um segundo esquema, muito conveniente para implementação prática, considera que a seção de afastamento nulo resulta da energia que chega à superfície proveniente de fontes localizadas ao longo das interfaces refletoras (Loewenthal e outros (1976)). A energia é captada por receptores situados na superfície em cada posição CMP ao longo da linha. Mais especificamente, as fontes explodem simultaneamente e emitem ondas que se propagam para cima e são gravadas pelos receptores na superfície. A seção sísmica que resulta deste experimento, chamado de *modelo do refletor explosivo*, tem grande semelhança com seção de afastamento nulo, porém, com uma diferença importante: Na seção de afastamento nulo é gravado como o tempo de trânsito em dois sentidos (da fonte ao ponto da reflexão e deste ao receptor), enquanto que no modelo do refletor explosivo é registrado o tempo de trânsito num único sentido (da fonte situada no refletor ao receptor na superfície).

Para fazer as seções de afastamento nulo e do refletor explosivo compatíveis cinematicamente (isto é, em tempo), pode-se imaginar que, no modelo do refletor explosivo a velocidade da propagação é metade da velocidade original do meio. A equivalência entre a seção de afastamento nulo e do modelo do refletor explosivo não é completamente exata, particularmente quando há variações laterais fortes da velocidade ao longo da linha (Kjartansson e Rocca (1979)). Vale salientar, no entanto, mesmo que as seções de afastamento nulo e do refletor explosivo sejam equivalentes em tempo, tal equivalência não pode ocorrer em amplitudes. Isto porque os espalhamentos geométricos são diferentes nas duas seções, não havendo correções que possam ser feitas para

igualá-los. Para o caso de velocidade constante, um exemplo é discutido em Bleistein e Gray (2001)

Os dois métodos descritos acima fornecem dois modelos de interpretação de uma seção em afastamento nulo, cada um dos métodos com vantagens e desvantagens correspondentes. Conforme veremos mais adiante, diferentes algoritmos de migração serão construídos com base nesses dois modelos.

As seguintes observações podem ser feitas sobre a migração pós-empilhamento em tempo:

1. O ângulo de mergulho do refletor na seção geológica é maior do que na seção de tempo. Assim, a migração aumenta o declive dos refletores.
2. O comprimento do refletor, como visto na seção geológica, é menor do que na seção de tempo. Assim, a migração encurta os refletores.
3. A migração move refletores para cima, no sentido do mergulho.

Até os 1960s, a migração foi conseguida por métodos gráficos, o primeiro método de migração foi o da *superposição dos semicírculos* (Hagedoorn (1954)). A seguir surgiu o método de *empilhamento nas difrações*, baseada na soma das amplitudes sísmicas ao longo de curvas de difração. O método de *empilhamento Kirchhoff*, introduzido por Schneider (1978), representa um aperfeiçoamento do método anterior, com a inclusão de correção nas amplitudes e fases aplicada aos dados antes do empilhamento.

Outra técnica de migração (Claerbout e Doherty (1972)) é baseada na idéia de que a seção empilhada pode ser modelada como um campo de onda em afastamento nulo gerado por um refletor explosivo (modelo explicado anteriormente). Usando este modelo, a operação de migração pode ser formulada como um campo de onda extrapolado que gera uma imagem. Para compreender o processo, considere o campo de onda gerado por um refletor explosivo. No tempo de observação, $t = 0$, tendo em vista que não há tempo decorrido, e assim, também não há propagação, o campo

de onda é constituído por uma frente de onda, a qual tem forma coincidente com a forma do refletor ao longo do qual ocorreram as explosões simultâneas que originaram o campo. A frente de onda num determinado tempo posterior, $t > 0$, tem correspondência direta ao refletor que o gerou. Para determinar a geometria do refletor a partir de um campo de onda registrado na superfície, bastaria então extrapolar o campo de onda (recuando no tempo) para um nível mais baixo em profundidade, até o tempo $t = 0$. A extrapolação continua do campo de onda pode ser implementada convenientemente usando o método de diferenças-finitas para solucionar a equação escalar da onda. Métodos de migração baseados nesta implementação são chamados *migração pela equação da onda* (ou *wave-equation migration*). Também se usa a terminologia *migração FD*²¹.

Um maior detalhamento das técnicas de migração acima esboçadas, bem como outras, será dado mais adiante.

Várias das técnicas de migração são baseadas na idéia de que as perturbações da velocidade no meio onde as ondas se propagam podem ser pensadas como geradoras de fontes sísmicas secundárias, as quais são excitadas devido ao campo de ondas incidente. O campo de ondas refletido pode ser modelado pela superposição das ondas geradas por estas fontes secundárias. Este fenômeno é conhecido como o *Princípio de Huygens*.

2.10.1 Princípio de Huygens

O princípio de Huygens, descrito primeiramente por Christian Huygens em seu trabalho sobre a Teoria Ondulatória da Luz em 1678, foi formulado primordialmente no contexto de ondas de luz e na teoria dos raios óticos. Ainda assim, o princípio de Huygens mostrou-se aplicável a uma gama muito maior de fenômenos ondulatórios, em particular, na propagação das ondas mecânicas de utilidade na sísmica de reflexão. O princípio de Huygens pode ser formulado da seguinte maneira: Consideremos uma frente de onda que se propaga em um dado meio, sendo sua posição e forma conhecidas em um dado tempo t . Podemos prever a posição e forma da frente

²¹Do Inglês, *Finite-Difference*.

de onda em um tempo $t + \Delta t$ como uma superposição construtiva de frentes de ondas que se originam de fontes pontuais fictícias (denominadas ondas secundárias) emitidas simultaneamente e distribuídas ao longo da frente de onda original. Cada fonte secundária é excitada em $t = 0$ e sua frente de onda é determinada no tempo Δt . O envelope destas frentes de onda (fictícias) fornece a frente de onda obtida pela propagação da frente de onda original no tempo $t + \Delta t$. A Figura 2.20(a) ilustra o princípio de Huygens para o caso simples da propagação de uma frente de onda plana em um meio homogêneo.

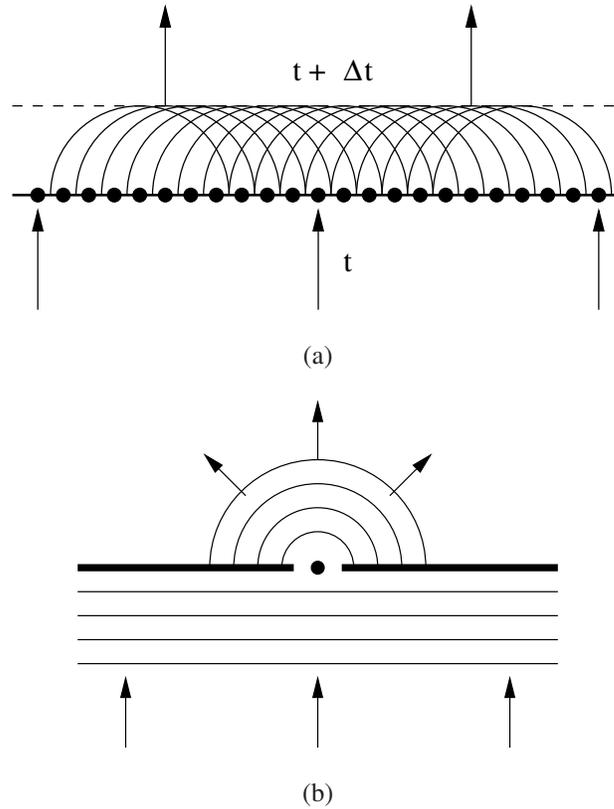


Figura 2.20: (a) Princípio de Huygens e (b) exemplo da aplicação deste princípio.

O princípio de Huygens é um conceito poderoso capaz de fornecer, ao menos em um sentido qualitativo, uma explicação para diversos fenômenos de propagação, como, por exemplo, o comportamento das ondas quando passam através de uma abertura estreita (Figura 2.20(b)). Consideremos o caso de uma onda plana que incide normalmente sobre um obstáculo com uma

abertura estreita. Pelo princípio de Huygens a propagação da frente de onda após a incidência no obstáculo consiste da superposição das frentes de onda originados por fontes pontuais secundárias localizadas ao longo da abertura estreita (as frentes de onda originadas por fontes secundárias fora da abertura não se propagam pela presença do obstáculo). Desta forma, a frente de onda que se propaga tem uma forma, mais ou menos, circular em torno da abertura do obstáculo. A forma da frente de onda será tão mais circular quanto menor for a abertura. Podemos dizer que a onda a partir da abertura estreita se comporta como uma *difração*. Observe, finalmente, que a caracterização do tamanho da abertura está associado ao comprimento de período dominante da onda.

2.10.2 Hipérbolas de Difração

O princípio de Huygens pode ser aplicado à sísmica de reflexão na medida que imaginemos que cada ponto no refletor gera uma fonte secundária, excitada em resposta ao campo de ondas incidente (modelo do *Refletor Explosivo*). Consideremos o caso de um refletor que se reduz a um único ponto. Este é o caso de um ponto difrator e a reflexão se transforma em difração (Figura 2.21). Para o caso de um ponto difrator de coordenadas $(x_0 = 0, z_0 = H)$ num meio homogêneo de velocidade (constante), v , a curva de tempo de trânsito na seção de afastamento nulo é dado por

$$t(x) = \frac{2}{v} \sqrt{x^2 + H^2}, \quad (2.11)$$

onde as coordenadas $(x, 0)$ especificam os pares fonte e receptor em afastamento nulo (coincidentes) na linha sísmica.

A Equação (2.11) pode ser reescrita na forma

$$t^2(x) = t_0^2 + \frac{4x^2}{v^2}. \quad (2.12)$$

onde introduzimos o tempo vertical mínimo,

$$t_0 = \frac{2H}{v}. \quad (2.13)$$

A curva de tempo de trânsito (2.12) tem a forma de uma hipérbole com o ápice diretamente

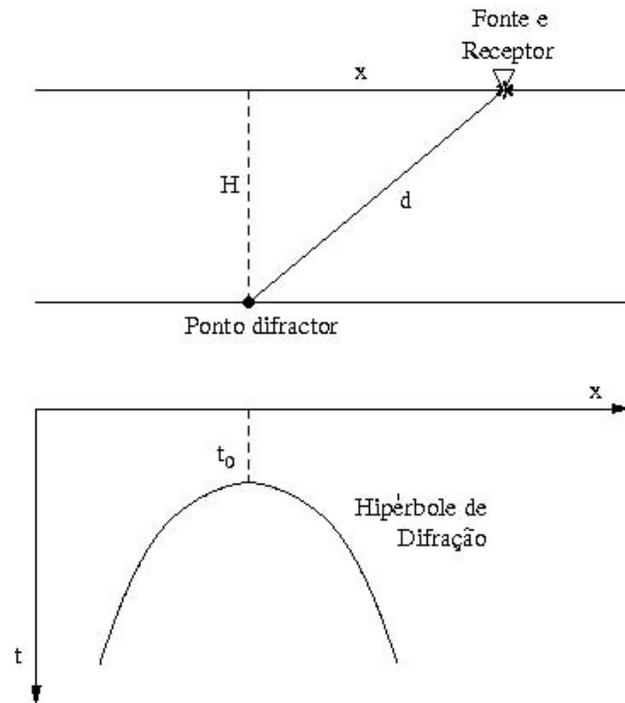


Figura 2.21: Hipérbole de difração produzida por um ponto difractor

acima do ponto difractor. Note-se que esta hipérbole coincide com a curva de sobretempo normal (NMO) da Equação (2.6), onde o meio afastamento, h , substitui a coordenada horizontal, x , do par fonte-geofone em afastamento nulo.

Observe, entretanto, que a hipérbole NMO descreve o tempo de trânsito para uma reflexão numa camada horizontal, em função da distância fonte-receptor. Em contraste, a Equação (2.12) descreve o tempo de trânsito de um ponto difractor, em função da coordenada do ponto de afastamento nulo na linha sísmica e a coordenada do mesmo ponto difractor.

A equação de tempo de difração (2.11) admite também uma útil interpretação no contexto do modelo do refletor explodindo. Com efeito, segundo a referida equação, podemos reconhecer o tempo de difração como o produto da metade da velocidade do meio pela distância entre o ponto difractor e o receptor. Isto representa o tempo decorrido entre a explosão de uma fonte pontual

localizada no ponto difrator e sua recepção no geofone, tal explosão propagando-se num meio com velocidade igual à metade daquela do meio original. Tal interpretação é exatamente aquela do modelo de refletor explodindo, no caso em que o refletor se reduz a um ponto difrator. Nesta situação, a reflexão é reduzida a uma difração.

2.10.3 O Processo de Migração

Num contexto similar ao princípio de Huygens, é natural considerar que resposta em tempo de um dado refletor pode ser construída através da superposição das respostas de pontos difratores, distribuídas densamente ao longo do refletor. Desta forma, a curva de tempo do refletor é dada pelo envelope das curvas de tempo de trânsito das difrações oriundas dos pontos difratores ao longo do refletor. A Figura 2.22 ilustra as considerações acima para o caso de um refletor horizontal em um meio homogêneo.

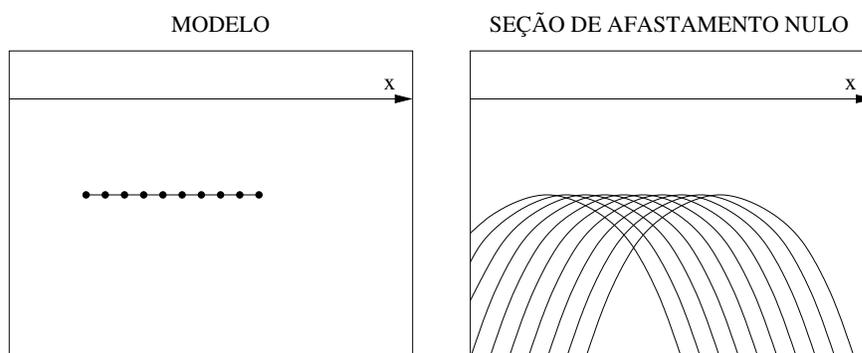


Figura 2.22: Refletor modelado pela soma coerente das hipérboles de difração

Observe que esta mesma interpretação pode ser aplicada no contexto do modelo do refletor explodindo. De fato, a curva de tempo de trânsito do refletor representa o envelope das curvas de tempo de trânsito oriundas de fontes pontuais (fontes secundárias) que explodem simultaneamente no refletor em tempo zero, propagam-se em um meio de velocidade igual à metade da velocidade do meio original e são registradas nos receptores na superfície na situação de afastamento nulo.

A interpretação do tempo de reflexão de um refletor como envelope de tempos de difração significa que a curva de tempo de trânsito de cada um ponto difrator sobre o refletor seja tangente à curva de tempo de reflexão do referido refletor. Neste sentido, na vizinhança do ponto de tangência, os dados sísmicos ao longo da curva de tempo de difração estão alinhados (isto é, apresentam boa coerência), uma vez que seguem a curva de tempo de reflexão do dado refletor. Como consequência, amostras dos dados ao longo da curva de tempo de difração são somados (empilhados) coerentemente somente na vizinhança da curva de tempo da reflexão. As outras contribuições, mais atrasadas, tendem a se cancelar pela ausência de alinhamento (ou coerência). Vale observar, entretanto, que se o refletor deixar de existir em algum ponto ou região, então haverá uma ou mais curvas de tempo de difração que estarão presentes na seção de afastamento nulo. Isto cria um artefato na seção de afastamento nulo que pode ser falsamente interpretado como um refletor curvo mergulhante.

A técnica para remover estes artefatos dos dados é denominada *migração* e uma variedade de diferentes métodos ou algoritmos têm sido desenvolvidas ao longo do tempo. O mais simples destes métodos é denominado de *migração por soma de difração*, no qual se supõe que cada ponto na seção de afastamento nulo é o ápice de uma hipotética curva de tempo de difração. Tipicamente, esta curva de tempo de difração é uma hipérbole do tipo da Equação (2.11), onde a velocidade é a velocidade NMO no ponto considerado para a migração. O valor em cada ponto na seção é substituído pela média dos valores de traços adjacentes avaliados em pontos ao longo da referida hipérbole. Desta maneira, os artefatos da difração são *colapsados* em suas posições verdadeiras na seção migrada. Em muitos casos a migração pode produzir uma melhoria dramática na qualidade da imagem.

Uma implementação mais apropriada da migração *Soma na Difração* requer uma teoria de propagação de ondas mais elaborada, que leve em consideração as variações de amplitude das amostras empilhadas ao longo das curvas de tempo de difração.

A curva de tempo de difração hiperbólica, dada pela Equação (2.11), supõe uma estrutura

com velocidade uniforme. Porém, os diversos métodos e algoritmos de migração podem ser generalizados para modelos mais complicados da velocidade. De qualquer modo, é importante ter um modelo de velocidades o mais correto possível. O uso de um modelo inexato pode resultar em seções *submigrados* o *sobremigrados*, com conseqüente perda de qualidade de imagem.

2.10.4 Distorção Geométrica

Os traços (simulados) de afastamento nulo são gerados pela correção de NMO seguida do empilhamento.

Na configuração de afastamento nulo, as reflexões incidem perpendicularmente às interfaces. Quando essas interfaces são horizontais, o ponto da reflexão situa-se diretamente abaixo do ponto CMP. Entretanto, quando um refletor apresenta mergulho, o ponto da reflexão encontra-se, em geral, em um ponto em subsuperfície fora da vertical a partir do CMP. Num meio homogêneo, o ponto de reflexão situa-se em um semi-círculo de raio $vt/2$ (Figura 2.23), onde v é a velocidade (constante) do meio e t o tempo de reflexão em afastamento nulo registrado no CMP.

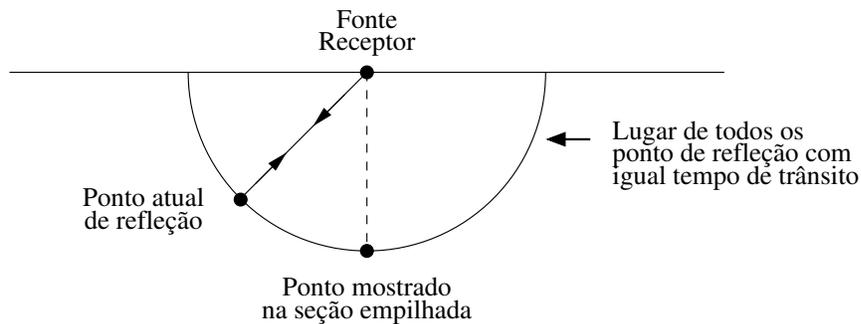


Figura 2.23: Posição para todos os possíveis pontos com igual tempo de trânsito

Algumas estruturas típicas, que causam distorção geométrica, são exemplificadas abaixo. Por simplicidade, consideramos a existência de um meio homogêneo acima da estrutura considerada:

- Refletor inclinado.

- Sinclinal.
- Reflector pontual.

Refletor Inclinado

Para a configuração de afastamento nulo, as reflexões que vêm de um refletor mergulhante partem perpendicularmente à interface. Desta forma, para um par fonte-receptor em afastamento nulo localizado em um CMP, a posição do ponto de reflexão em subsuperfície se desvia da vertical abaixo do CMP (Figura 2.24). As posições em tempo e profundidade de um ponto de reflexão não podem ser relacionadas por um simples escalonamento na vertical.

Por este motivo, a imagem de refletores mergulhantes obtidas nas seções empilhadas é uma imagem aparente, com forma diferente daquela do refletor em profundidade. Para o caso de um modelo de velocidade constante acima do refletor, a imagem em afastamento nulo é também plana mergulhante, porém com ângulo de mergulho diferente do mergulho geológico.

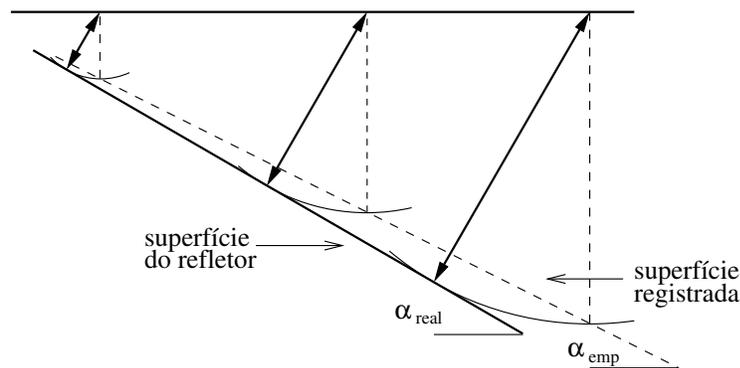


Figura 2.24: Diferença entre a superfície registra e o refletor real.

A diferença entre o mergulho real, α_{real} e o mergulho na seção empilhada, α_{emp} é dada por (Yilmaz (2000))

$$\tan \alpha_{emp} = 2 \frac{\sin \alpha_{real}}{v} . \quad (2.14)$$

Refletor sinclinal

Um outro efeito que ocorre freqüentemente nos dados empilhados é a chamada “gravata borboleta” provocado por um refletor sinclinal. O sinclinal tem a forma de um vale nas rochas estratigráficas no qual a camada mergulha para uma depressão central.

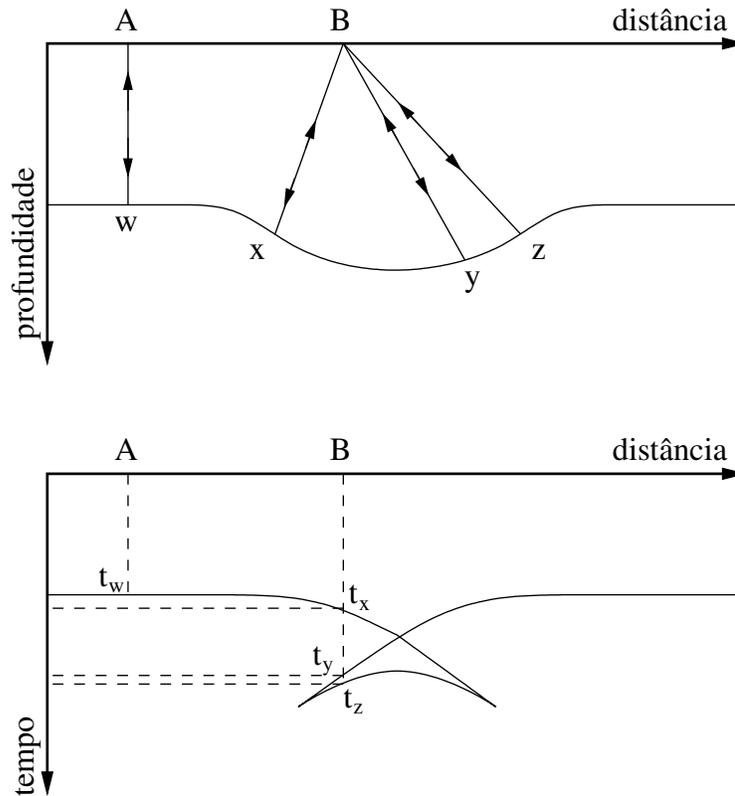


Figura 2.25: Evento em forma de “gravata borboleta” (abaixo) originado pelo refletor sinclinal (acima)

Como mostrado na Figura 2.25, para um CMP na posição **B** são observadas diferentes reflexões que emanam perpendicularmente do refletor, sendo assim medidos na configuração de afastamento nulo. As diferentes reflexões têm tempos de trânsito diferentes. Em consequência, em lugar de somente uma reflexão, três reflexões são registradas e, portanto, três reflexões são assinaladas no traço de posição **B** na seção empilhada. Numa seção empilhada, a sinclinal não é diretamente distinguível. Na lugar da sinclinal, pode-se distinguir a forma de uma gravata-borboleta.

Refletor pontual

Quando um refletor se reduz a um ponto, a reflexão se transforma em uma difração pontual. O ponto difrator recebe e retorna a energia proveniente de qualquer par fonte-receptor em afastamento nulo. Conforme vimos anteriormente, em um meio homogêneo, o ponto difrator aparece na seção empilhada como uma hipérbole de difração (Figura 2.26).

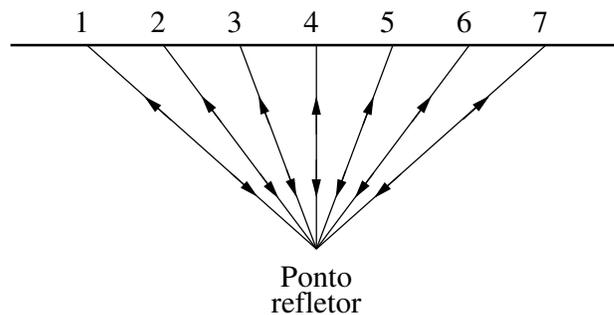


Figura 2.26: Para um refletor pontual as reflexões se transformam em uma difração

2.10.5 Métodos de migração

Há diferentes maneiras para migrar os dados sísmicos. Listamos e comentamos abaixo os principais métodos de migração em tempo:

Gráfico da frente de onda

O ângulo de mergulho real de um refletor mergulhante pode ser obtido usando a Equação (2.14). Entretanto, a posição real da camada mergulhante não é obtida. Uma reconstrução gráfica simples, usando arcos, pode ser realizada para migrar os dados para sua posição verdadeira. Por simplicidade, descrevemos este processo supondo um meio homogêneo acima do refletor mergulhante.

Para cada ponto na imagem do refletor mergulhante na seção empilhada, traçamos o semicírculo de centro na sua posição de CMP e raio igual ao seu tempo de trânsito (Figura 2.27).

Este semicírculo indica o conjunto de pontos possíveis da posição verdadeira (em tempo) dessa reflexão. Realizando este traçamento para todos os pontos sobre a imagem do refletor, o envelope dos semicírculos correspondentes fornecerá o imagem verdadeira em tempo do refletor mergulhante.

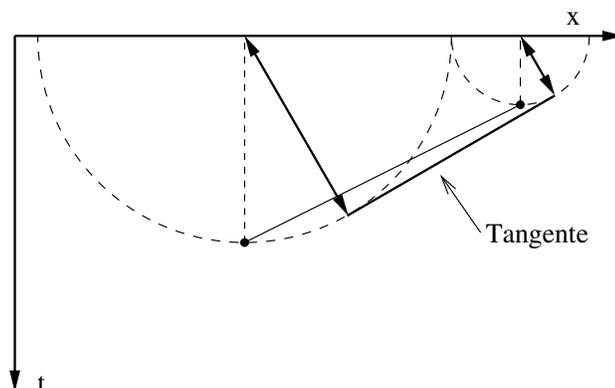


Figura 2.27: Migração de refletor plano pelo método gráfico da frente de onda

Os pontos de difração podem ser reconstruídos de maneira similar (Figura 2.28). A localização verdadeira em tempo de um ponto de difração se situa no ápice da hipérbole de difração. Este ponto pode ser obtido pela intersecção dos diferentes semicírculos que são desenhados a partir dos pontos ao longo da hipérbole de difração. Cada um dos semicírculos tem raio igual ao tempo de trânsito e centro no respectivos CMP referente ao ponto em consideração.

Migração Kirchhoff (Empilhamento da Difração)

A migração de Kirchhoff é geralmente aplicada seguindo a técnica apresentada por Schneider (1978) para a solução integral da equação escalar da onda. A migração de Kirchhoff pode ser implementada como uma migração em tempo ou profundidade. A migração em tempo, mesmo em meios com variação lateral e temporal (vertical) de velocidades, utilizando a curva de tempo de difração de velocidade constante igual à velocidade RMS do ponto a ser migrado. Embora esta seja uma aproximação, o método fornece, em geral bons resultados e é bastante eficiente

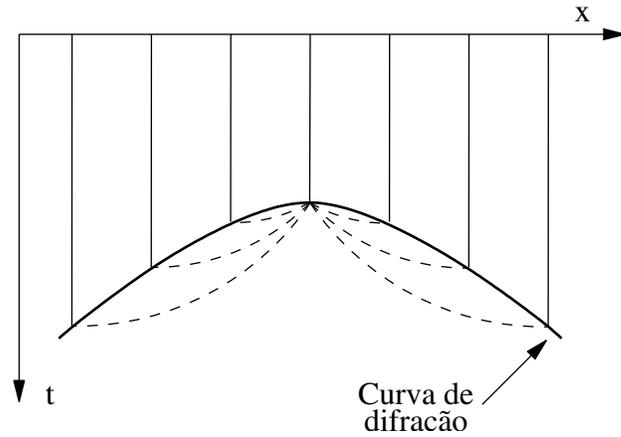


Figura 2.28: Migração de um ponto difrator pelo método gráfico da frente de onda

computacionalmente. Na migração Kirchhoff em profundidade, os tempos de trânsito de difração são calculados a partir de um modelo da velocidade, usando o traçado de raios ou solucionando a equação Eikonal (Červený (2001)). A migração em profundidade é bem mais sensível ao modelo de velocidades e necessita também maior esforço computacional.

Migração $f - k$

A migração $f - k$ é a de mais rápida implementação das migrações, sendo baseada na aproximação esboçada por Stolt (1978). Em sua versão mais simples, a migração $f - k$ envolve a transformada de Fourier do domínio $t - x$ ao domínio de $f - k$, onde uma operação de mapeamento é executada usando um único valor da velocidade. A imagem migrada é gerada executando uma transformada inversa de Fourier do domínio $f - k$ ao domínio $t - x$.

A migração $f - k$ é bem sucedida até mergulhos de 90 graus, desde que a suposição de velocidade constante seja ainda aceitável. Quando existem variações verticais e/ou laterais da velocidade, este método tende a tornar-se mais inexato.

O operador de mapeamento da técnica $f - k$ é realizada a partir dos valores da frequência convertidos em número de onda. Esta operação de mapeamento requer uma interpolação, o que

pode necessitar um intervalo de amostragem, na frequência, muito pequeno. Uma série de dados mal amostrada, na frequência, pode resultar em uma migração final onde somente os eventos horizontais são mapeados, enquanto os eventos com mergulho são atenuados.

Migração por deslocamento de fase

A migração por deslocamento de fase, introduzido por Gazdag (1978), baseia-se na utilização de uma série de pequenas extrapolações reversas no tempo, de modo a se retro-propagar o campo até a formação da imagem. As extrapolações reversas são obtidas no domínio $f - k$, através da multiplicação por um fator de deslocamento de fase correspondente. A migração por deslocamento de fase é aplicada em duas etapas: (1) extrapolação do campo da onda e (2) mapeamento. A etapa da extrapolação do campo de onda consiste em levar a um nível de tempo mais baixo os dados gravados a partir do correspondente plano da gravação, com o uso da equação escalar da onda. A etapa do mapeamento consiste em reposicionar uma parcela de dados, correspondendo inicialmente ao tempo de trânsito zero. Os dados são migrados recursivamente, usando a saída de uma extrapolação do campo da onda como entrada para o seguinte nível.

A migração por deslocamento de fase é exata até 90 graus, com a suposição de que a velocidade não muda lateralmente. Nesta implementação básica, a técnica de deslocamento de fase é usada para migrações em tempo, e aceita uma única função da velocidade RMS ou intervalar, isto é $V_{rms}(t)$ ou $v_{int}(t)$.

Migração Reversa no Tempo

Método de migração sísmica no qual o campo de onda é retro-propagado, gradualmente, por meio de um esquema iterativo. A migrações por reversão temporal usa a equação de onda acústica. O campo da onda é extrapolado para trás no tempo, usando o modelo do refletor explosivo (para afastamento nulo), para descobrir a origem da fonte que é a distribuição do refletor na profundidade. A migração reversa no tempo pode ser usada para migrar no tempo ou na profundidade.

A implementação completa no domínio $t - x$ da migração reversa no tempo consegue identi-

ficar corretamente as variações verticais e laterais da velocidade, e mergulhos até 90 graus. Entretanto, tal algoritmo é extremamente, computacionalmente, intensivo. A execução pode durar até 20 vezes mais do que uma migração FD (implementação explícita).

Uma implementação eficiente da migração reversa no tempo pode ser executada no domínio $t - k$, tendo por resultado uma migração exata no tempo, para variações verticais da velocidade.

Migração por Diferenças Finitas (Equação da Onda)

Este tipo de migração tradicionalmente abarca aquelas técnicas que empregam métodos de diferenças finitas para resolver a equação da onda. A implementação original da migração por diferenças finitas foi baseada na aproximação esboçada por Claerbout e Doherty (1972). Estes algoritmos podem ser caracterizados por migrar no tempo usando campos de velocidade intervalar que variam espacial e temporalmente, isto é, $v_{int}(x, t)$. A correção para a variação lateral da velocidade é uma aproximação. Sendo uma migração em tempo, não consegue a correção de lentes finas.

A migração por diferenças finitas é aplicada em duas etapas: (1) Extrapolação do campo de onda e (2) mapeamento. A etapa da extrapolação do campo da onda é realizada levando os dados registrados para um nível mais baixo, usando a equação escalar da onda, de forma que corresponde a um reposicionamento do plano gravado. A etapa do mapeamento consiste em produzir uma parcela dos dados migrados que correspondem ao tempo de trânsito zero da série de dados reposicionados. Os dados são migrados recursivamente usando a saída de uma extrapolação do campo de onda como a entrada para o seguinte nível.

Vários níveis de suposições podem ser usados para simplificar a equação escalar da onda, tendo por resultado implementações com vários níveis da exatidão do mergulho, classificados freqüentemente como migração por diferença finitas para 15 graus, 45 graus, e 65 graus.

2.10.6 Modelo de Velocidades para Migração

Alguns métodos usam somente uma função de velocidade para todos os dados, enquanto que outros métodos podem usar um modelo complexo de velocidades, com mudanças verticais e laterais.

Em geral pode-se dizer que: Uma estrutura complexa em subsuperfície, requer um modelo de velocidade mais complicado. Para um modelo inicial, o modelo freqüentemente usado é o empregado para o empilhamento. Porém, na maioria das vezes, adaptações são necessárias (a velocidade da migração para as camadas mais profundas é, freqüentemente, entre o 90% e 80% da velocidade de empilhamento).

Quando a velocidade escolhida é demasiado pequena, as difrações não são colapsadas inteiramente num ponto, os dados são *submigrados*. Por outro lado, quando a velocidade escolhida é demasiado elevada, então aparece um arco acima do ponto de difração (“sorriso”), os dados são *sobremigrados*.

Vale observar que a implementação de quaisquer desses algoritmos, apresentados acima, será baseada na suposição de que a seção empilhada constitui uma aproximação aceitável de uma seção de afastamento nulo. Faz sentido, portanto, indagar sobre a validade desta hipótese.

O método CMP é aplicado em dados sísmicos de afastamentos não nulos, sendo estes agrupados em famílias CMP. Através do empilhamento realizado em cada família CMP, o eixo dos afastamentos é “colapsado” (isto é, reduzido) ao plano “tempo” versus “ x_0 ” (considerado como a posição CMP onde vai ser posicionado o traço de afastamento nulo). Para a realização do empilhamento, supõe-se que nas reflexões o sobretempo é hiperbólico (o que justifica a aproximação pela equação de sobretempo normal com a adequada velocidade NMO). Esta hipótese pode não ter validade para algumas reflexões na família CMP, por exemplo, para grandes afastamentos ou na presença de grandes variações laterais da velocidade. A suposição de que a seção empilhada

convencional é equivalente à seção de afastamento nulo também é violada em vários graus em presença de fortes múltiplas e eventos de mergulhos conflitantes com diferentes velocidades de empilhamento. Visto assim, realmente a seção ZO simulada não representa uma boa aproximação seção ZO ideal.

Para superar estes problemas, e outros relacionados com as teorias de migração em seções de afastamento nulo, foi concebida a *migração pré-empilhamento em tempo*. Embora seja aceito que a migração pré-empilhamento produza resultados de imageamento superiores, este processo não é tão rotineiramente realizado quanto a migração pós-empilhamento, devido ao seu maior custo computacional e sua maior dependência de um modelo de velocidades mais acurado. Este tipo de migração será discutido, em breves palavras, na próxima seção.

2.11 MIGRAÇÃO PRÉ-EMPILHAMENTO EM TEMPO

Normalmente a interpretação das velocidades é realizada ao longo da tendência predominante da velocidade. Isto implica a rejeição de velocidades associadas, por exemplo, as reflexões de planos de falha (mergulhos conflitantes), as quais encontram-se fora desta tendência. Em consequência, a amplitude desses eventos na seção empilhada será mais baixa do que numa seção de afastamento nulo real. Um exemplo típico desta situação ocorre quando um evento horizontal é cruzado por um evento mergulhante (difração). Neste caso, só se pode escolher uma velocidade de empilhamento, ou seja, em favor de um destes eventos, não em ambos. Este não é o caso para a seção verdadeira de afastamento nulo, já que ela conserva as amplitudes de todos os eventos, sem considerar o mergulho que possa ter o evento. Desta forma, pode-se ver que, na presença de mergulhos opostos, a seção empilhada não é mais equivalente à seção de afastamento nulo.

Dado que toda a teoria da migração discutida até aqui é baseada na suposição do afastamento nulo, espera-se que a migração pós-empilhamento não seja válida para mergulhos conflitantes, com velocidades de empilhamento diferentes. Então, por que não considerar uma migração pré-empilhamento?

O objetivo desta migração é remover todas as distorções geométricas antes do processo de empilhamento. Nesta migração são usados todos os dados disponíveis, enquanto que na migração pós-empilhamento são usados somente os dados da configuração de afastamento nulo.

A migração pós-empilhamento migra todos os traços CMP empilhados, enquanto que a migração pré-empilhamento migra todos os traços de todos tiros. Dado que há muito mais traços antes do empilhamento, comparado com a quantidade de traços que ficam após o empilhamento, a migração pré-empilhamento requerer muito mais tempo de computação, porém, os resultados obtidos devem ser melhores.

A migração pré-empilhamento pode ser feita pela soma *Kirchhoff* baseada na equação de tempo de trânsito para um ponto difrator em dados de afastamento não nulo, a qual pode ser obtida pela chamada equação de dupla raiz quadrada (DSR) (do Inglês double square root) (Clayton (1978)). Em vez de somar ao longo das hipérbolas de difração no afastamento nulo, as amplitudes são somados ao longo das trajetórias do tempo de trânsito das difrações nos dados com afastamento não nulo (ver, por exemplo Figura 4-120, em Yilmaz (2000), p. 336). Como no caso de afastamento nulo, o campo de velocidades indica a curvatura destes trajetos de soma. Neste método cada seção de afastamento comum é imageada separadamente, sendo os resultados sobrepostos a seguir, para produzir a seção migrada.

Embora o problema dos mergulhos conflitantes possa ser resolvido pela migração pré-empilhamento, outros problemas são associados com este processo. Primeiramente, o processo pode ser caro. Para dados, por exemplo, com uma multiplicidade de 48, teriam de ser realizadas 48 migrações, as quais seriam posteriormente sobrepostas. Embora um empilhamento parcial, antes que a migração total pré-empilhamento seja realizada, possa ser considerado para reduzir o custo, tal procedimento pode ser feito somente para um passo (soma de dois afastamentos), sem comprometer a qualidade da seção da saída. Além disso, como para qualquer outro método de migração, a migração pré-empilhamento requer também um melhor conhecimento das velocidades, sendo

assim mais sensível aos efeitos dos erros na interpretação da velocidade. Estes efeitos são mais severos em mergulhos excessivos, precisamente onde a migração pré-empilhamento deve ser a mais útil.

Para finalizar o estudo do método CMP, será dada a seguir uma visão geral de diferentes processos de migração, aplicados em diferentes tipos de dados sísmicos, empilhados ou não-empilhados. Embora nesta seção esteja-se falando da migração em tempo, também são apresentadas algumas aplicações de migração em profundidade, em caráter informativo. Também são comentadas as circunstâncias necessárias indicativas para invocar cada tipo de migração.

Seção empilhada: Seção de maior utilidade para uma primeira interpretação.

Conversão tempo-profundidade ao longo de raios verticais: Estritamente válido apenas para velocidades que variam somente com a profundidade. Na prática, o meio geológico deve possuir variações laterais bem pequenas.

Migração em tempo: Necessária quando a seção empilhada contém difrações ou estruturas com mergulho. Aceitável para variações laterais suaves a moderadas da velocidade.

Migração em profundidade: Necessária quando a seção empilhada contém estruturas com mergulhos e gradientes de velocidade laterais consideráveis.

Migração parcial pré-empilhamento (PSPM): A migração pós-empilhamento é aceitável quando a seção empilhada é equivalente à seção de afastamento nulo. Este não é o caso para mergulhos conflitantes com velocidade de empilhamento diferentes ou grandes gradientes laterais. O *sobretempo de mergulho (DMO)* provê o melhor empilhamento para o qual a migração pós-empilhamento pode ser realizada. Porém, a PSPM só pode resolver problemas de mergulhos conflitantes com diferentes velocidades de empilhamento.

Migração pré-empilhamento: A saída é a seção migrada, sem a produção de seções intermediárias (não migradas). Muitas vezes isto não é conveniente para o intérprete, que pode necessitar das seções migrada e não migrada.

Migração tempo-profundidade pré-empilhamento: Necessária na existência de fortes gradientes laterais de velocidade, os quais não podem ser resolvidos apropriadamente pelo empilhamento.

Capítulo 3

O MÉTODO CRS E SUAS APLICAÇÕES

3.1 Introdução

Um dos mais importantes passos na seqüência de processamento de dados sísmicos consiste do chamado empilhamento dos dados, com vistas à obtenção de imagens ou seções temporais das regiões de interesse. O termo *empilhamento* tem o significado de soma de dados sísmicos ao longo de curvas construídas com base em um ou mais parâmetros, os quais devem ser considerados como atributos de propagação das ondas sísmicas no meio geológico. Os parâmetros devem ser determinados através da condição de que o empilhamento forneça alto valor de amplitude quando as curvas se ajustem a eventos de reflexão e baixo valor quando este não é o caso. O empilhamento tem como pré-condição a redundância na amostragem em subsuperfície, isto é, a região da subsuperfície sob consideração deve ser alvo de iluminação simultânea por muitos pares de fontes e receptores.

No processamento convencional, os dados sísmicos são previamente separados em famílias com mesmo de ponto médio comum (famílias CMP¹) que consistem em traços oriundos de pares de fontes e receptores simetricamente localizados em relação a um ponto central fixo. A sigla CMP é também utilizada, tanto para designar a família de pares e receptores simétricos quanto o correspondente ponto central fixo. Para cada família CMP, o empilhamento é realizado através de

¹Do Inglês, *Common Midpoint*

uma curva de tempo de trânsito mono-paramétrico, isto é, envolvendo um único parâmetro. Como resultado da aplicação do método, são obtidas a seção empilhada e também a correspondente seção tendo o valor do parâmetro em cada ponto da mesma, pois, apesar de no método CMP a definição do parâmetro velocidade de NMO ser efetuada para determinados pontos, tanto espacialmente, quanto temporalmente, deve ser gerada uma seção de velocidade por meio de interpolação desses valores.

Tendo em vista as atuais tecnologias de aquisição sísmica, capazes de produzir dados de cobertura muito mais densa e a custos mais baixos, bem como a disponibilidade de recursos de processamento mais poderosos, a restrição do empilhamento CMP a famílias de fontes e receptores simétricos tem se mostrado anacrônica. Uma solução adotada pelos pacotes sísmicos comerciais é a consideração de *superfamílias* CMP, que utilizam somas de dados referentes a algumas famílias CMP no entorno de uma família CMP de referência em alguns processos específicos, notadamente a análise de velocidades, não para o empilhamento final.

Com o objetivo de superar as restrições do empilhamento CMP foi introduzido, por Peter Hubral e seus colaboradores (1997), o método da Superfície Comum de Reflexão (CRS²). Desde sua apresentação, o método CRS tem sido objeto de contínua pesquisa por parte do Consórcio Wave Inversion Technology (WIT). Veja-se, por exemplo, Müller (1998); Hubral e outros (1998); Müller e outros (1998); Höcht (1998) e Jäger (1999).

3.1.1 O Método CRS no âmbito do processamento sísmico

Em anos recentes, as premissas para o empilhamento NMO, a saber: (a) sua limitação aos dados no domínio CMP, (b) eventos selecionados pelo intérprete e (c) extração de um único atributo (a velocidade NMO) dos dados, começaram a ser questionadas pela comunidade geofísica. Como uma resposta a estas limitações, algumas abordagens mais gerais aos problemas do empilhamento e a extração de parâmetros do tempo de trânsito dos dados multicobertura foram propostas.

²Do Inglês, *Common Reflection Surface*

Na literatura sísmica, algumas dessas novas propostas são referidas como métodos orientados diretamente pelos dados (*Data driven*). A característica comum dessas propostas é a utilização de expressões de tempos de trânsito mais abrangentes, que podem empilhar dados de pares fonte-receptor que pertençam a um maior número de domínios. Em outras palavras, o empilhamento deve extrapolar o domínio CMP. O método CRS se encaixa nesta filosofia.

Da mesma forma que o método CMP, o método CRS em afastamento nulo destina-se a empilhar dados sísmicos de reflexão para produzir uma seção simulada de afastamento nulo (ZO).

Em contraposição ao método CMP, o método CRS utiliza uma equação de tempo trânsito multiparamétrica. Esta equação representa uma extensão natural do tempo de trânsito NMO, chamada de tempo hiperbólico geral. O tempo de trânsito hiperbólico geral é válido para configurações arbitrárias de pares fonte-receptor numa vizinhança de um dado ponto x_0 , denominado ponto central. Na maioria dos casos, o ponto central tem simplesmente a posição de um CMP. Tendo em vista a aceitação de pares fonte-receptor de localizações arbitrárias relativamente ao ponto central, o método CRS tem a capacidade de empilhar uma quantidade significativamente maior de traços para simular cada traço ZO do que o método CMP. Isto explica o caráter mais bem definido e claro das seções obtidas pelo método CRS.

Da mesma maneira que no método CMP, um dos resultados do método CRS é seção ZO simulada. Entretanto, ao contrário do método CMP que produz um único parâmetro para cada família CMP, o método de CRS produz, na situação 2D, um trio de parâmetros para cada *família CRS*, definida por traços oriundos de fontes e receptores de localização arbitrária em relação ao ponto central e dentro de uma vizinhança (ou abertura na direção do ponto médio central, x_m , e meio-afastamento, h).

O método CRS, diferentemente do método CMP em sua implementação tradicional, determina seus atributos de forma automática (não manual) em todos os traços e amostras temporais

do dado de saída. Neste sentido, o método CRS representa significativo aumento de informações relativamente ao clássico método CMP.

3.1.2 Iluminação do subsolo

Em aquisições modernas de dados sísmicos, a superfície de medida destinada a iluminar a região de prospecção em subsuperfície é densamente coberta por fontes e receptores especialmente distribuídos. O resultado é uma aquisição de dados multi-cobertura, isto é, diversos pares fonte-receptor iluminam um mesmo ponto (ou uma vizinhança do mesmo) em subsuperfície. O princípio de todos os métodos de imageamento é superpor (empilhar) dados do volume multicobertura que iluminam um mesmo ponto (ou pequena região em torno do mesmo) em subsuperfície de modo a obter o máximo de informações sobre o mesmo. Um dos importantes objetivos do imageamento é o mais preciso posicionamento dos pontos da região iluminada, seja em profundidade ou em um outro domínio intermediário (por exemplo, o tempo) que seja mais conveniente.

Como bem sabido, o método CMP utiliza o tempo de trânsito NMO para o empilhamento de famílias CMP com o objetivo de obter uma seção simulada ZO, bem como um campo de velocidades NMO (posteriormente transformado em velocidades intervalares) com vistas a uma posterior migração em tempo. No método CMP, cada refletor é considerado como uma sucessão contínua de pontos isolados. A velocidade NMO é o único atributo de propagação obtido.

O método CRS, em contraposição ao método CMP, considera o refletor como uma sucessão de elementos de reflexão. Cada um destes elementos é centrado em um ponto, a saber o ponto de incidência normal, NIP. Além do ponto NIP, caracterizado pelo tempo de trânsito ao longo do raio normal de reflexão, os parâmetros ou atributos CRS estão associados ao mergulho e curvatura do elemento de reflexão, sempre relacionados ao ponto NIP. No caso 2D, o elemento de reflexão é um arco, em 3D uma superfície. Este arco (ou superfície) deve ter localmente o mesmo mergulho e mesma curvatura (ou curvaturas) que o verdadeiro refletor. Para incluir esses parâmetros adicionais de mergulho e curvatura, o método CRS utiliza tempos de trânsito multi-paramétricos (3 ou 8

parâmetros ou atributos em 2D ou 3D, respectivamente). O tempo de trânsito multi-paramétrico utiliza também famílias de traços não necessariamente simétricos ao ponto central. Em analogia ao método *Ponto Comum de Reflexão (CRP)*, destinado a iluminar um único ponto no refletor, o método de CRS visa iluminar um arco ou superfície, desta forma levando em conta a verdadeira natureza, local, dos refletores em subsuperfície.

3.1.3 Superfície de empilhamento CRS

O tempo de trânsito utilizado no método CRS é o chamado tempo hiperbólico, já conhecido há bastante tempo na literatura (ver, por exemplo o trabalho de Ursin (1982) ou o recente tutorial de Tygel e Santos (2007)). A teoria paraxial dos raios Červený (2001) (Figura 3.1) fornece este tempo de trânsito em função das propriedades cinemáticas e dinâmicas do raio central (no caso o raio normal). A abordagem em Červený (2001) é típica de estudos de modelamento, isto é, dadas as informações do modelo em subsuperfície, os raios são traçados e suas propriedades relacionadas diretamente com os parâmetros do modelo. Com o objetivo de melhor enfatizar o caráter de problema inverso da situação geofísica, Bortfeld (1989) introduziu a chamada *matriz de propagação superfície a superfície*, definida para um dado raio central, para expressar as propriedades de um raio paraxial. Na situação bidimensional tratada aqui, a matriz de propagação de Bortfeld tem a forma

$$\mathbf{T}_0 = \begin{bmatrix} A_0 & B_0 \\ C_0 & D_0 \end{bmatrix}, \quad (3.1)$$

onde A_0 , B_0 , C_0 e D_0 são constantes escalares relativas ao raio central. Em nosso caso, o raio central é o raio ZO que liga o ponto central na superfície ao seu correspondente ponto NIP no refletor e de volta ao ponto central. Neste contexto, as fórmulas (parabólica e hiperbólica) que descrevem o tempo de trânsito de um raio arbitrário na vizinhança de um raio central (raio paraxial) são dadas por

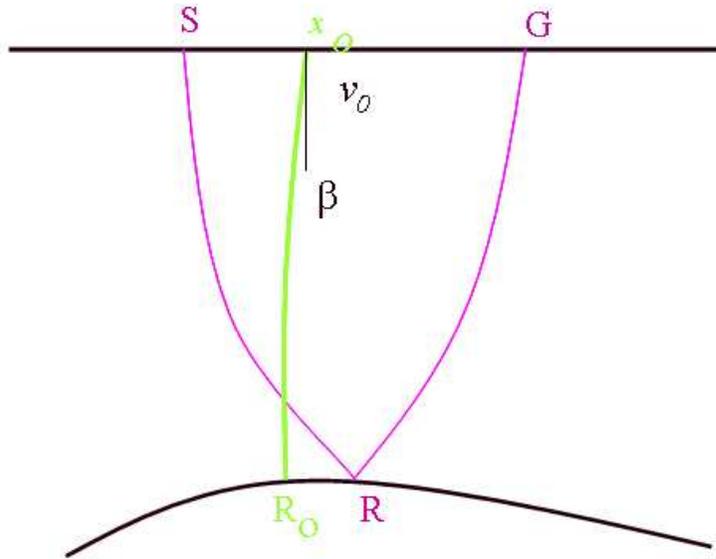


Figura 3.1: Teoria paraxial dos raios: Raio central $x_0R_0x_0$ (no caso o raio normal) e o raio paraxial SRG

a) Na sua fórmula parabólica:

$$t(m, h) = t_0 - 2p_0(x_m - x_0) + (B^{-1}A - B^{-1})(x_m - x_0)^2 + (B^{-1}A + B^{-1})h^2, \quad (3.2)$$

b) e na fórmula hiperbólica

$$t^2(m, h) = [t_0 - 2p_0(x_m - x_0)]^2 + 2t_0 [(B^{-1}A - B^{-1})(x_m - x_0)^2 + (B^{-1}A + B^{-1})h^2]. \quad (3.3)$$

Nas expressões acima, os tempos de trânsito referem-se a um refletor alvo fixo em sub-superfície. Esses tempos correspondem a raios paraxiais a um raio ZO de referência. Para a especificação na linha sísmica do par fonte-receptor que define um raio paraxial, são utilizadas coordenadas, (x_m, h) , de ponto-médio e meio afastamento. O raio ZO de referência é especificado

pela localização de fonte-receptor comum, $x_m = x_0$, e meio-afastamento nulo, $h = 0$.

Vale observar que a matriz de propagação, \mathbf{T}_0 , incorpora as propriedades do meio, bem como das superfícies de medição e de reflexão. Os coeficientes das fórmulas de tempo de trânsito são obtidas através da inversão de tempos de trânsito realizadas nos dados sísmicos.

Como explicado em Hubral (1983), os coeficientes das equações de tempo de trânsito parabólica e hiperbólica podem ser expressos em termos do ângulo de incidência, β , do raio normal, bem como dos raios de curvatura R_N e R_{NIP} das chamadas ondas Normal e NIP, respectivamente. Todas estas quantidades referem-se ao ponto de emergência, x_0 , do raio ZO na superfície (ver Figura 3.2(a)). Para mais detalhes sobre a relação entre os elementos da matriz de propagação, \mathbf{T}_0 e os parâmetros β , R_N e R_{NIP} , ver, por exemplo, Schleicher e outros (1993) e Tygel e outros (1997).

As ondas N (ou Normal) e NIP são ondas fictícias que partem do refletor no tempo zero em uma vizinhança do ponto NIP³ e se propagam para cima com velocidade igual à metade da velocidade do meio. O ponto NIP representa o ponto de incidência do raio normal a partir do ponto central x_0 em superfície. O raio normal é aquele que tem incidência normal no reflector (ver Figura 3.2(a)). A onda N é caracterizada por uma frente de onda que se inicia coincidente com o reflector na vizinhança do ponto NIP (ver Figura 3.2(c)). De maneira análoga, a onda NIP é definida como aquela que se inicia como uma fonte pontual no ponto NIP (ver Figura 3.2(b)).

Os três parâmetros β , R_{NIP} e R_N definem a superfície de empilhamento com respeito a um específico tempo de trânsito t_0 . No que se segue, estes três parâmetros são referidos como os atributos de empilhamento CRS. Eles estão ligados à orientação, posição e forma do elemento do refletor.

Os tempos de trânsito, em função dos parâmetros, β , R_N e R_{NIP} , são dados por:

³Do Inglês, *Normal Incidence Point*

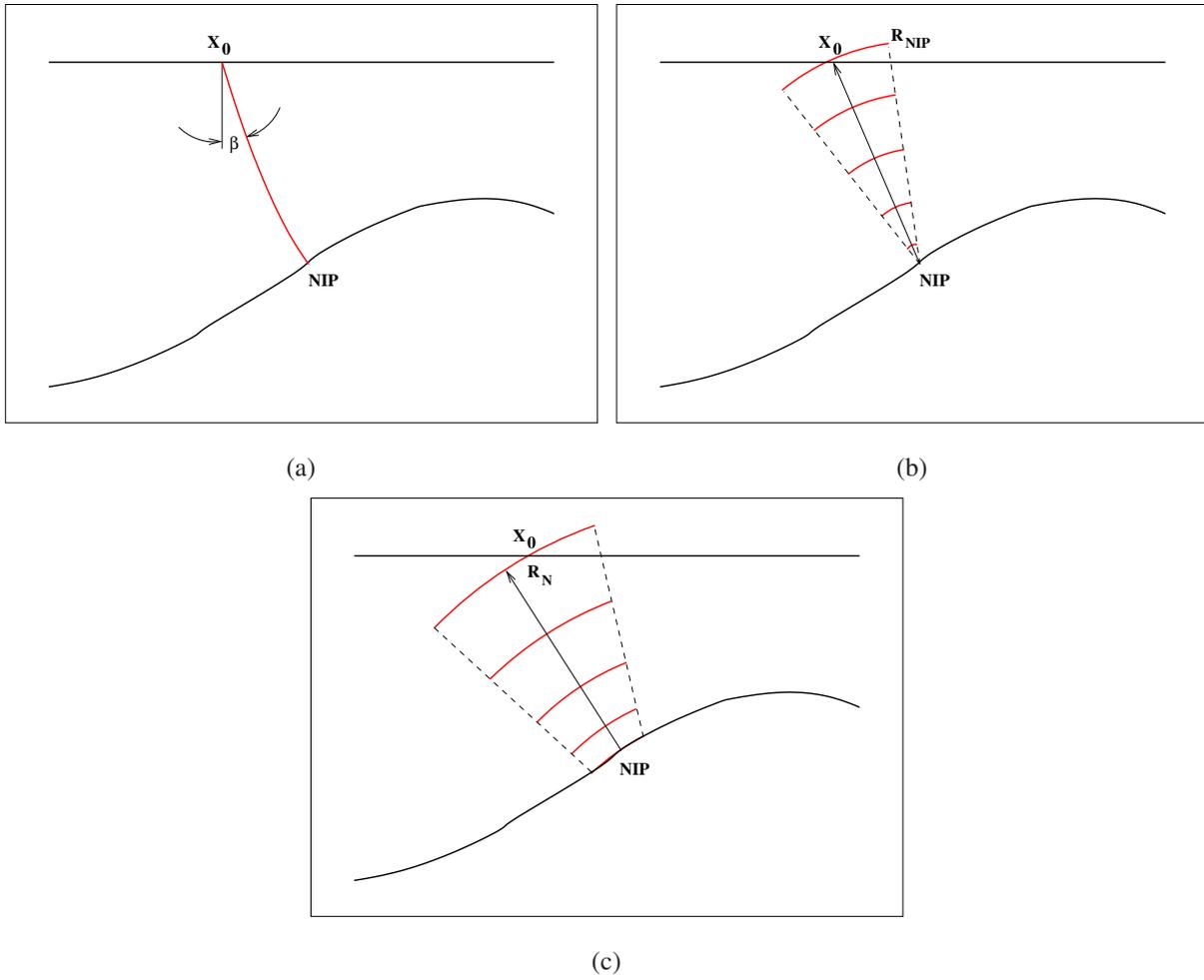


Figura 3.2: Descrição dos parâmetros CRS: (a) ângulo de incidência (β), (b) Raio de curvatura da onda NIP (R_{NIP}) e (c) Raio de curvatura da onda N (R_N).

a) Em sua forma parabólica

$$t(x_m, h) = t_0 + \frac{2 \sin \beta}{v_0} (x_m - x_0) + \frac{\cos^2 \beta}{v_0} \left[\frac{(x_m - x_0)^2}{R_N} + \frac{h^2}{R_{NIP}} \right], \quad (3.4)$$

b) e a forma hiperbólica

$$t^2(x_m, h) = \left[t_0 + \frac{2 \sin \beta}{v_0} (x_m - x_0) \right]^2 + \frac{2t_0 \cos^2 \beta}{v_0} \left[\frac{(x_m - x_0)^2}{R_N} + \frac{h^2}{R_{NIP}} \right], \quad (3.5)$$

onde v_0 é a velocidade do meio no ponto central, x_0 .

A equação (3.4) representa uma superfície parabólica (parabolóide) no sistema Cartesiano de coordenadas, (x_m, h, t) . O parabolóide possui um eixo vertical, é simétrico em relação à coordenada h (meio-afastamento) e seu ápice fica situado no plano $h = 0$ (isto é, a seção de afastamento nulo ou ZO), deslocado em tempo e no ponto médio com respeito a x_0 e t_0 . Para um difrator, temos o caso especial de um parabolóide de revolução ($R_N = R_{NIP}$).

A aproximação hiperbólica, equação (3.5), dá origem a uma superfície hiperbólica (hiperbolóide) com as mesmas características que no caso parabólico, a saber, eixo vertical, simetria em relação à coordenada de meio afastamento, h , e ápice na seção ZO. A mesma consideração com respeito à posição do ápice aplica-se para esta aproximação.

3.2 Implementação do Método CRS

Na versão original de implementação do Método CRS, o operador CRS é o tempo de trânsito hiperbólico (3.5), sendo o ângulo de emergência, β , do raio normal e os raios da curvatura, R_{NIP}

e R_N , das ondas NIP e Normal, os três atributos CRS que devem ser extraídos dos dados multi-cobertura.

Para aplicar o empilhamento CRS de forma totalmente orientada pelos dados, estes atributos têm de ser determinados “automaticamente” dos dados pré-empilhados.

3.2.1 Problema de otimização global

As equações de tempo de trânsito parabólica (3.4) e hiperbólica (3.5) fornecem aproximações analíticas de segunda ordem aos tempos de trânsito verdadeiros da reflexão nos dados pré-empilhados. Como dito anteriormente, o método CRS trabalha com a aproximação hiperbólica dada pela equação (3.5). Desta forma, a tarefa é determinar os atributos CRS que melhor ajustem o operador de empilhamento aos eventos da reflexão reais. No processo, considera-se que a velocidade, v_0 , na vizinhança do ponto central é conhecida e constante.

Em analogia ao método CMP, o critério de escolha dos parâmetros CRS que melhor ajustem os eventos de reflexão é dado pela máxima coerência. Diferentes medidas da coerência podem ser usadas para avaliar este ajuste. Na implementação do CRS é, principalmente, utilizada a bem conhecida medida da coerência *semblance* (Neidell e Taner (1971)), que fornece uma relação normalizada da energia sísmica correlacionada e não-correlacionada nos dados. No entanto, ao contrário do método CMP, que estima um único parâmetro, a saber a velocidade NMO, o método CRS estima três parâmetros, a saber, β , R_N e R_{NIP} . Esta busca é realizada para cada amostra temporal, t_0 , da seção ZO a ser construída.

A determinação do operador mais apropriado para um dado ponto (x_0, t_0) na seção ZO a ser simulada representa um problema de otimização global da coerência (*semblance*) para os três parâmetros β , R_{NIP} e R_N .

O problema de otimização tem de ser resolvido, individualmente, para cada amostra da seção

ZO a ser simulada. A busca dos três parâmetros CRS pode ser realizada, em princípio, em uma etapa só, com busca simultânea em todos os dados multicobertura. Porém, visto que milhares de traços podem estar dentro do volume de dados sob consideração, esta abordagem tende a ter um custo operacional demasiadamente alto.

Por essa razão Müller (1998) e Müller e outros (1998), sugerem executar três buscas, procurando um parâmetro por vez. Esta estratégia, efetivamente implementada na versão original do código CRS, não requer uma suposição inicial dos parâmetros, mas os limites para a procura devem ser definidos pelo usuário. Opcionalmente, uma otimização local pode ser executada no domínio tridimensional dos atributos, a partir do trio inicial constituído pelos parâmetros estimados nas etapas anteriores. Desta forma, os valores otimizados são obtidos posteriormente ao processo de busca inicial através de uma única etapa adicional (denominada de refinamento), com um custo computacional bem menor.

A resolução de um problema de otimização global com vários parâmetros através da solução sucessiva de vários problemas de otimização local é bem mais fácil de resolver do que sua contrapartida global de busca simultânea de todos os parâmetros. Porém, a estimativa do máximo global e, em geral, também alguns máximos locais vai depender se os parâmetros iniciais fornecidos como valores iniciais do algoritmo de otimização encontram-se suficientemente próximos dos valores procurados. Na prática, ajustar a equação do tempo de trânsito hiperbólico (3.5) a um evento real de reflexão é um problema difícil: o evento tem, em geral, forma não hiperbólica e os dados contêm ruídos que deterioram a busca dos atributos CRS. Conseqüentemente, três aspectos têm que ser considerados:

- Um número suficiente de traços nos dados tem que estar disponível na vizinhança, segundo as configurações escolhidas, para permitir uma determinação confiável dos atributos.
- As configurações de busca devem ser tais que todos os três atributos CRS contribuam significativamente.

- Uma seleção apropriada dos traços usados na busca tem que ser definida de forma que a aproximação hiperbólica seja o suficientemente exata.

Se estes critérios são satisfeitos, os atributos obtidos são, usualmente, próximos ao máximo associado ao operador de empilhamento que melhor ajusta o evento de reflexão. Mesmo assim, não há garantia de que os parâmetros obtidos efetivamente forneçam o máximo global ou um dos máximos locais do problema.

3.2.2 Procedimento de empilhamento CRS

Supondo que os parâmetros de empilhamento CRS corretos são conhecidos para cada amostra na zona de interesse da seção ZO a ser simulada, os dados pré-empilhamento podem ser somados ao longo da superfície de empilhamento definida por estes três parâmetros. O resultado da soma é atribuído então a amostra temporal ZO específica. Dado que a estrutura sub-superficial é em geral desconhecida, os parâmetros de empilhamento CRS corretos são também desconhecidos. Conseqüentemente, a parte crucial do procedimento de empilhamento CRS é a determinação dos parâmetros de empilhamento.

Um processo de otimização global não é, em geral, uma tarefa trivial. A convergência do processo depende altamente do comportamento da função objetivo. Se alguma informação a priori estiver disponível, a probabilidade para a convergência é aumentada e o problema de otimização global pode se reduzir num problema de otimização local, isto é, a informação a priori permite começar a otimização em uma razoável vizinhança do máximo global. Neste caso o máximo local tende a coincidir com máximo global procurado.

O seguinte procedimento, baseado no trabalho de Müller (1998), é proposto para a obtenção de valores iniciais para os parâmetros, os quais serão sujeitos a uma subsequente otimização (refinamento) para a estimativa mais confiável dos três parâmetros ótimos de empilhamento CRS. Essas buscas iniciais consistem de empilhamentos sobre subconjuntos especiais dos dados nos quais o tempo de trânsito dependa de um número menor de parâmetros. Esta estratégia pode ser

descrita pelo algoritmo:

1. Determinar os parâmetros iniciais de empilhamento β , R_{NIP} e R_N por meio de três processo individuais de busca monoparamétrica, a saber (a) Empilhamento CMP automático; (b) Busca linear: varredura do ângulo β e (c) Busca hiperbólica: varredura de R_N . A soma ao longo da superfície de empilhamento definida pelos parâmetros iniciais é definida por Empilhamento CRS inicial.
2. Usar estes valores iniciais como a entrada a um algoritmo de otimização local que maximize a função objetivo de empilhamento CRS. Este processo é denominado Empilhamento CRS ótimo.

A seguir descrevemos as três buscas monoparamétricas destinadas à obtenção de valores iniciais dos parâmetros β , R_N e R_{NIP} .

Empilhamento CMP automático

Há exatamente uma configuração onde o operador CRS depende somente de um único parâmetro. Este parâmetro não é um dos atributos CRS, β , R_N e R_{NIP} , mas sim uma combinação deles. Por esta razão, o referido parâmetro, denotado como q é denominado de parâmetro combinado. Na configuração de Ponto Médio Comum (CMP) ($x_m = x_0$), a equação de tempo de trânsito (3.5) fica reduzida à forma

$$t_{CMP}^2(h) = t^2(x_m = x_0, h) = t_0^2 + \frac{2t_0}{v_0}qh^2, \quad (3.6)$$

sendo q o parâmetro combinado

$$q = \frac{\cos^2 \beta}{R_{NIP}}. \quad (3.7)$$

Uma comparação desta equação com a bem conhecida fórmula do empilhamento NMO do método CMP

$$t^2(h) = t_0^2 + \frac{4h^2}{V_{NMO}^2}, \quad (3.8)$$

revela que o empilhamento CRS descrito acima para a configuração CMP se reduz ao método de processamento clássico CMP. A velocidade NMO, V_{NMO} , pode ser expressa em termo dos atributos CRS, a saber

$$V_{NMO}^2 = \frac{2v_0}{t_0q} = \frac{2v_0 R_{NIP}}{t_0 \cos^2 \beta}. \quad (3.9)$$

Note-se que a velocidade V_{NMO} não representa uma velocidade física da propagação da onda (diferentemente da velocidade superficial v_0). Em geral, V_{NMO} pode ser interpretada como uma forma de “velocidade média” que incorpora as velocidades das estruturas acima do refletor.

Esta primeira etapa para determinar os atributos CRS é chamada de *empilhamento CMP automático* devido à sua similaridade ao empilhamento CMP do método NMO e ao fato de que a busca de seu parâmetro q é feita automaticamente para cada uma das amostras (x_0, t_0) da seção ZO a ser simulada. Vale lembrar que no trabalho original de Müller e outros (1998), a velocidade v_0 é suposta conhecida.

Após a determinação da seção do parâmetro combinado, $q = q(x_0, t_0)$, realiza-se o empilhamento dos dados na configuração CMP, obtendo-se como resultado uma primeira seção simulada (empilhada) ZO. Vale salientar que o empilhamento é realizado em todos os pontos centrais, x_0 e em todas as amostras de tempo, t_0 .

Esta etapa é conveniente e familiar, mas também tem algumas desvantagens como, por exem-

plo, a necessidade de trabalhar com o parâmetro q , o qual não tem significado físico.

Buscas Linear e Hiperbólica na Seção Empilhada Automática

Por razões técnicas, a seção ZO não pode ser adquirida e, desta forma, não está contida no volume de dados pré-empilhados. Não obstante, o resultado do empilhamento CMP automático pode ser considerada uma seção ZO simulada, a qual tem, adicionalmente, uma boa relação Sinal/Ruído (S/R).

As considerações acima justificam a busca linear (monoparamétrica do parâmetro β) e a busca hiperbólica (monoparamétrica do parâmetro R_N), ambas realizadas na seção CMP empilhada automática, tomada cinematicamente como uma seção ZO. Nesta configuração, caracterizada pela condição, $h = 0$, a equação (3.5) reduz-se a

$$t_{ZO}^2(x_m) = t^2(x_m, 0) = \left[t_0 + \frac{2 \sin \beta}{v_0} (x_m - x_0) \right]^2 + \frac{2t_0 \cos^2 \beta}{v_0 R_N} (x_m - x_0)^2. \quad (3.10)$$

Vemos que a equação do tempo de trânsito depende apenas dos parâmetros β e R_N .

O coeficiente de primeira ordem na equação (3.10), isto é, o coeficiente do deslocamento linear, $x_m - x_0$, depende somente do ângulo de emergência β . Para deslocamentos pequenos do ponto médio x_m , e tendo em vista que o parâmetro, R_N , possui em geral grandes valores, ($|R_N| \gg 1$) podemos desprezar a contribuição do termo de segunda ordem, isto é, do termo de deslocamento quadrático, $(x_m - x_0)^2$. Desta forma, uma busca monoparamétrica para β é, em princípio, possível dentro de uma vizinhança (abertura) pequena em torno do ponto x_0 (ponto do raio central). Para tanto, é utilizada a equação linear de tempo de trânsito

$$t_{ZO_{lin}}(x_m) = t_0 + \frac{2 \sin \beta}{v_0} (x_m - x_0). \quad (3.11)$$

O processo de obtenção do parâmetro β descrito acima é denominado de *empilhamento ZO linear*.

Uma vez que, tanto o parâmetro combinado, q , como o ângulo de emergência, β , estão disponíveis como resultado das duas buscas anteriores, a equação (3.7) permite recuperar o raio de curvatura, R_{NIP} . Desta forma, o parâmetro, R_N , é o único atributo que resta ser determinado.

Para a busca de R_N , utilizamos o operador CRS em afastamento nulo (3.10), desta vez incorporando o parâmetro β , recém obtido através do empilhamento linear. Desta forma, o parâmetro, R_N , é estimado através de nova busca monoparamétrica. Tendo em vista que o termo de segunda ordem na equação (3.10) é mantido, este procedimento é denominado de *empilhamento ZO hiperbólico*.

A obtenção de valores iniciais dos parâmetros através de três buscas monoparamétricas constitui o procedimento original proposto em Müller e outros (1998).

Empilhamento Inicial CRS

Uma vez estimados valores iniciais para os três parâmetros β , R_N e R_{NIP} , correspondentes ao ponto central x_0 , e à amostra temporal, t_0 , é aplicado o empilhamento segundo a equação de tempo hiperbólico geral (3.5). O resultado do empilhamento é alocado no ponto (x_0, t_0) . A seção assim obtida denomina-se *seção empilhada inicial*, terminologia esta empregada para enfatizar que os parâmetros obtidos através deste procedimento representam primeiras estimativas, passíveis de refinamento posterior.

Empilhamento Otimizado CRS

Conforme indicado anteriormente, as estimativas acima dos parâmetros β , R_N e R_{NIP} , devem ser entendidas como valores iniciais convenientes para um processo de otimização mais geral, envolvendo agora os três parâmetros simultaneamente. Este processo representa um refinamento da busca anterior com vistas a resultados mais precisos para os parâmetros. De posse dos

parâmetros refinados, obtém-se o chamado *Empilhamento Otimizado CRS*.

3.2.3 Detecção da situação de mergulhos conflitantes

O resultado do empilhamento CMP automático é apropriado como entrada para as buscas e empilhamentos, na seção ZO, mesmo em caso de mergulhos conflitantes. Situações de mergulhos conflitantes são aquelas em que a amplitude de uma mesma amostra é formada pela contribuição de dois, ou mais, eventos de reflexão. Cada evento tem ângulo de emergência diferente β^i (o índice i denota os diferentes eventos contribuindo). Uma estratégia para identificar tais situações é determinar adicionais máximos de coerência no empilhamento ZO linear. Isto implica que se deve explicitar, a priori, um número de eventos que irão contribuir para cada amostra e para cada posição da seção ZO a ser simulada. A cada um desses eventos corresponderá um ângulo, o qual será identificado baseado na análise da coerência executada na mesma seção ZO.

Para detectar os máximos relevantes, isto é, o máximo global e os máximos locais adicionais referentes a mergulhos conflitantes, Mann (2001a) e Mann (2001b) propõe aplicar uma série de critérios de aceite para os máximos de coerência encontrados:

- O máximo global de coerência tem de exceder um valor mínimo inicial dado. Valores abaixo de dito nível inicial não são avaliados.
- Os máximos locais de coerência têm que exceder um valor inicial dado, relativo ao máximo global.
- Os máximos devem estar claramente separados.

Evidentemente, o empilhamento ZO hiperbólico tem de ser executado separadamente para cada valor detectado, β^i , assim fornecendo raios da curvatura, R_N^i para todos os mergulhos encontrados.

Determinação do parâmetro R_{NIP}

Até agora, a estratégia proposta fornece uma série de ângulos de emergência β^i e os raios da curvatura R_N^i associados a um número i de eventos que devem contribuir para cada posição ZO. Entretanto, os restantes raios de curvatura R_{NIP}^i não podem mais ser calculados a partir do parâmetro combinado q e dos ângulos de emergência, β^i : um conjunto de ângulos está disponível, mas somente um único (e possivelmente inexato) parâmetro combinado q é fornecido pelo empilhamento CMP automático.

Para resolver esta ambigüidade, Mann (2001a) e Mann (2001b), propõe a introdução de uma busca adicional para os raios de curvatura R_{NIP}^i em um subconjunto diferente no volume de dados pré-empilhados. Este subconjunto encontra-se na chamada configuração de *Tiro comum* (CS). Considerando-se o tiro comum na posição do ponto central, x_0 , a referida configuração é especificada pela relação $x_m - x_0 = h$. Substituindo na equação (3.5), obtemos o tempo de trânsito de tiro comum, $t_{CS}(h)$ dado por

$$t_{CS}^2(h) = \left[t_0 + \frac{2 \sin \beta}{v_0} h \right]^2 + \frac{2 t_0 \cos^2 \beta}{v_0} \mu h^2, \quad (3.12)$$

onde o parâmetro, μ , denominado *parâmetro combinado de tiro comum*, é dado por

$$\mu = \frac{1}{R_N} + \frac{1}{R_{NIP}}. \quad (3.13)$$

Como os ângulos de emergência são já conhecidos do empilhamento ZO linear, a busca adicional requerida depende somente do parâmetro μ .

Para cada ângulo, β^i , o correspondente parâmetro combinado, μ^i , é estimado por uma busca monoparamétrica realizada no subconjunto de traços na configuração de tiro comum. O

requerido parâmetro R_{NIP}^i é calculado usando a equação (3.13), dado que R_N^i foi estimado na busca hiperbólica ZO correspondente ao parâmetro fixo, β^i .

3.3 Algoritmo de Busca

Nesta seção resumizamos e comentamos em detalhe todos os passos do algoritmo de busca proposto por Müller e Mann (Müller e outros (1998), Mann (2001a) e Mann (2001b)), o qual leva os dados multi-cobertura à seção empilhada final, a saber, a seção simulada ZO.

3.3.1 Empilhamento CMP automático

Na configuração CMP ($x_m = x_0$), o operador de empilhamento depende somente de um parâmetro, a saber o parâmetro combinado q , o qual por sua vez, depende do ângulo de emergência, β , e o raio de curvatura R_{NIP} . Por conveniência, escrevemos, repetindo as equações (3.7) e (3.6),

$$t_{CMP}^2(h) = t_0^2 + \frac{2t_0}{v_0}qh^2, \quad \text{com} \quad q = \frac{\cos^2 \beta}{R_{NIP}}.$$

Vemos que o operador de empilhamento é uma hipérbole com seu ápice em $h = 0$.

A busca no domínio CMP realmente não é feita em função do parâmetro combinado, e sim em função da velocidade NMO ou, melhor ainda, em função dos sobretempos de trânsito que apresentam as reflexões em relação ao tempo de trânsito em afastamento nulo t_0 . O sobretempo de trânsito é sempre avaliado para o maior afastamento considerado. Na equação (3.9) pode-se ver a relação entre o parâmetro q e a velocidade V_{NMO} .

A busca é feita em uma grade regular em tempo, que é melhor do que usar uma grade regular de valores de V_{NMO} . Assim, a resolução da busca é dada pela amostragem e não por um intervalo de varredura, o qual pode ser maior do que a resolução necessária para identificar todos os eventos.

Além disso, pode ser usado um modelo de velocidades de empilhamento, conhecido a priori, para reduzir o esforço computacional da busca, limitando os valores testados para cada amostra (x_0, t_0) .

3.3.2 Empilhamento ZO linear

Utilizando a equação de empilhamento linear (3.11), a saber,

$$t_{ZO_{in}}(x_m) = t_0 + \frac{2 \sin \beta}{v_0}(x_m - x_0) ,$$

um ângulo de emergência inicial, β , é determinado para cada amostra da seção ZO em tempo. Em analogia ao empilhamento CMP automático, um número discreto dos ângulos de emergência é testado. Os limites da busca são dados pelo usuário em função do tipo de geologia esperada. Para cada parâmetro testado, a expressão para o tempo de trânsito linear é utilizada para avaliar a coerência (semblance). O ângulo de emergência que produz a melhor coerência é armazenado como o ângulo de emergência inicial.

A equação de tempo de trânsito linear é válida somente para deslocamentos pequenos do ponto médio, x_m , em relação ao ponto central, x_0 . As equações de tempo hiperbólico (3.5) e (3.10) são válidas para deslocamentos maiores. A utilização da equação de tempo de trânsito linear limita a busca a uma pequena vizinhança em torno do ponto x_0 . Para satisfazer esta condição, a abertura (vizinhança) utilizada é uma fração daquela utilizada na aproximação hiperbólica.

Inserindo os valores dos parâmetros q e β na equação (3.7) pode-se calcular um valor inicial para o raio de curvatura da onda NIP, R_{NIP} .

No caso de mergulhos conflitantes, é realizada a busca para vários ângulos de emergência β^i , gerando um espectro de ângulos como mostrado em Figura 3.3. Estes espectros são analisados de acordo com os critérios dados na Seção 3.2.3, os quais ajudam a separar as contribuições dos eventos reais dos ruídos. Lembre-se que o número de eventos conflitantes detectados é sempre um

número discreto fornecido pelo usuário.

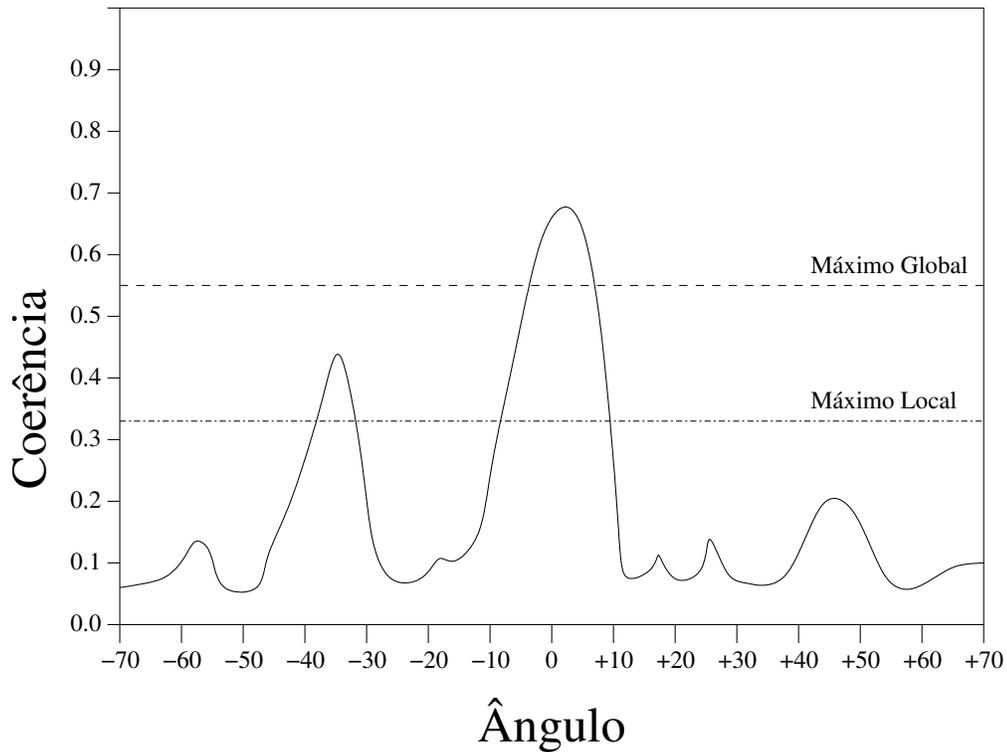


Figura 3.3: Nível de coerência como função do ângulo de emergência β calculado ao longo do operador linear na seção CMP empilhada para um par (x_0, t_0) escolhido.

O empilhamento ZO linear, assim como o empilhamento ZO hiperbólico posterior, discutido na seção seguinte, são aplicados à seção simulada ZO obtida no empilhamento CMP automático. A seção empilhada fornece um conjunto de dados melhor do que um dos subconjuntos dos dados pré-empilhamento efetivamente adquiridos.

3.3.3 Empilhamento ZO Hiperbólico

A determinação do raio de curvatura, R_N , utilizando a seção empilhada CMP é mais exigente do que a correspondente busca do parâmetro combinado q : A hipérbole de empilhamento no afastamento nulo, equação (3.10)

$$t_{ZO}^2(x_m) = \left[t_0 + \frac{2 \sin \beta}{v_0} (x_m - x_0) \right]^2 + \frac{2t_0 \cos^2 \beta}{v_0 R_N} (x_m - x_0)^2,$$

é, em geral, não simétrica com respeito à posição do ponto médio x_0 (posição do raio central). Uma complicação adicional é que a consideração de uma faixa de valores, R_N , razoável a serem testados não é óbvia. Desta forma, os limites do operador de empilhamento devem ser selecionados com cuidado.

O limite superior de $|R_N|$ é facilmente identificado como infinito, o que corresponde a uma frente de onda emergente plana. O limite inferior é mais difícil de definir: para o caso extremo de um ponto difrator, R_N coincide com o R_{NIP} . Porém, como a ocorrência de cáusticas para a onda normal é bastante provável, este critério não fornece um limite realmente útil para R_N nesse caso. A presença de uma cáustica pode causar a ocorrência de uma onda normal que se origina acima do ponto NIP. Desta forma, o raio de curvatura da onda normal, medido em x_0 , pode ser menor do que o valor do raio de curvatura da onda NIP correspondente, medida no mesmo ponto x_0 .

Para definir os limites apropriados do operador hiperbólico, considera-se o comportamento dos eventos de reflexão efetivamente existentes na seção: se a velocidade média do meio acima de um refletor não for menor do que a velocidade próxima à superfície, v_0 , a inclinação do correspondente evento de reflexão não excede o valor $1/v_0$, a saber, a inclinação de uma onda direta. Conseqüentemente, a inclinação de um evento de reflexão existente (excluindo as triplicações) em torno de uma amostra ZO situada neste evento deve estar situado na região limitada pelas retas de inclinação $\pm 1/v_0$, cruzando a posição da amostra (x_0, t_0) na seção ZO. Em outras palavras, as ondas diretas hipotéticas definem os limites para as hipérboles, na seção ZO, que serão testadas. Os limites dados devem permitir que os operadores hiperbólicos testados satisfaçam à inclinação do evento já determinado, dado pelo ângulo de emergência, β , em $x_m = x_0$.

Vale observar que esta estratégia inclui operadores de empilhamento que, em algumas posi-

ções, estão longe de qualquer possível evento real. Desta forma, a aproximação pode conduzir a um esforço computacional desnecessário. Na implementação atual, é calculado um valor de R_N^i para cada um dos ângulos de emergência, β^i , encontrados na situação de mergulhos conflitantes.

3.3.4 Empilhamento Hiperbólico de fonte comum (CS)

Em geral o problema para ser resolvido no empilhamento CS é quase o mesmo que para o empilhamento ZO hiperbólico: mais uma vez temos uma hipérbole deslocada, geralmente não simétrica em relação ao ponto central, x_0 , que tem que ser determinada, considerando que sua inclinação, β^i , em x_0 é já conhecida. A equação (3.12)

$$t_{CS}^2(h) = \left[t_0 + \frac{2 \sin \beta}{v_0} h \right]^2 + \frac{2t_0 \cos^2 \beta}{v_0} \mu h^2 ,$$

permite calcular o novo parâmetro combinado, μ^i , o qual, pela equação (3.13) e através do já conhecido raio de curvatura, R_N^i , determina o raio de curvatura procurado R_{NIP}^i , a saber,

$$\mu = \frac{1}{R_N} + \frac{1}{R_{NIP}} .$$

Diferentemente dos empilhamentos ZO linear e hiperbólico, o empilhamento CS é executado nos dados pré-empilhados.

3.3.5 Refinamento da busca monoparamétrica

Cada uma das buscas com um único parâmetro descritas nas seções anteriores é aplicada em uma grade inicial, que depende do respectivo parâmetro. Esta grade deve ser escolhida tão grosseira quanto possível com vistas a aumentar o desempenho computacional. No entanto, a grade tem que ser suficientemente densa para efetivamente detectar os máximos desejados. Isto é especialmente importante para o empilhamento ZO linear, devido aos seus máximos de coerência

agudos, isto é, confinados cada um a uma vizinhança pequena em torno do referido máximo (ver Figura 3.3). Uma vez que o máximo global, e possíveis máximos locais adicionais, são detectados na grade grosseira, a busca pode ser refinada com sucesso na vizinhança dos máximos. Este refinamento iterativo requer somente poucos cálculos comparados à busca inicial (grade grosseira), dado que pode ser confinado a uma região pequena em torno dos máximos. Na implementação vigente, a busca refinada é realizada entre os dois pontos de grade que cercam o máximo detectado.

3.3.6 Empilhamento CRS inicial

Neste passo, para cada amostra da seção ZO a ser simulada, valores iniciais dos três parâmetros de empilhamento (β , R_{NIP} e R_N) estão disponíveis. Cada trio define uma superfície de empilhamento CRS no domínio (x_m, h, t) . Somando os dados pré-empilhados ao longo destas superfícies e atribuindo o resultado da soma à respectiva amostra da seção ZO, produz-se a chamada *seção empilhada CRS inicial*.

3.3.7 Empilhamento CRS Ótimo

Conforme indicado anteriormente, os parâmetros obtidos através das buscas monoparamétricas podem ser considerados estimativas iniciais. O empilhamento utilizando esses parâmetros constitui também um empilhamento inicial. Os valores iniciais dos parâmetros servem de entrada de algum algoritmo de otimização mais elaborado, desta vez utilizando uma busca multi-paramétrica, por exemplo, envolvendo os três parâmetros simultaneamente. Os parâmetros de empilhamento CRS iniciais também são usados para confinar o processo de busca, isto é limitar as aberturas dos parâmetros de modo a otimizar o esforço computacional. O processo de busca a partir dos parâmetros iniciais é denominado de refinamento dos parâmetros.

O processo de empilhamento utilizando os parâmetros ótimos obtidos do refinamento dá origem à chamada *seção empilhada CRS ótima*.

3.4 Aberturas

O operador CRS não é exato, mas uma aproximação (Taylor de segunda ordem) do tempo de trânsito de uma reflexão em função do deslocamento do ponto médio, $x_m - x_0$, e médio afastamento, h . Como tal, a aproximação fornece bons resultados apenas para deslocamentos suficientemente pequenos. Tendo em vista que o modelo de velocidades não é conhecido, é impossível quantificar exatamente o erro cometido na aproximação em função do tamanho dos deslocamentos, $x_m - x_0$ e h . No entanto, a implementação do empilhamento requer que limites aos deslocamentos do ponto médio e ao médio afastamento sejam fornecidos pelo usuário. Estes limites são chamados de *aberturas*.

3.4.1 Abertura na seção ZO

A informação sísmica registrada nos receptores é função das estruturas geológicas em sub-superfície. Conforme, por exemplo, Hilterman (1982) e Lindsey (1989), no caso de reflexões, as principais contribuições dos eventos sísmicos registrados estão associados à região do refletor denominada *primeira zona de Fresnel*. O tamanho da primeira zona de Fresnel depende das propriedades geométricas (mergulho e curvatura) do refletor na vizinhança do ponto de reflexão, da velocidade do meio acima do refletor e também do conteúdo de frequência nos dados sísmicos utilizados. Desta forma, a máxima resolução realizável nos dados medidos é uma função da zona de Fresnel.

Para definir a primeira zona de Fresnel em torno de um dado raio central, escolhido arbitrariamente, considera-se os tempos de trânsito dos raios difratores partindo da fonte até o refletor e voltando ao receptor. A primeira zona de Fresnel em torno de um ponto de reflexão, x_R , é formada por todos os pontos x_P no refletor para os quais o tempo de trânsito de difração, t_d , e o tempo de trânsito da reflexão, t_R , ao longo do raio central satisfazem

$$|t_d(x_R) - t_R(x_P)| \leq \frac{T}{2}, \quad (3.14)$$

onde T denota o período do sinal, monofreqüente, da fonte (Kravtsov e Orlov (1990)).

Primeira zona projetada de Fresnel

A primeira zona de Fresnel, a qual é definida em profundidade, tem uma correspondente *primeira zona de Fresnel projetada* na superfície de medição: a principal contribuição que vem de um refletor em profundidade deve ser encontrada dentro da primeira zona projetada de Fresnel associada na superfície Hubral e outros (1993). Mann (2002) discute e propõe a primeira zona de Fresnel projetada como a abertura mais adequada de empilhamento para o procedimento de empilhamento, com vistas a um imageamento de resolução ótima.

Uma aproximação da primeira zona projetada de Fresnel projetada para o caso de uma seção ZO, em termos dos parâmetros CRS, é dada em Mann (2002), a saber,

$$\frac{W_F}{2} = |x_m - x_0| = \frac{1}{\cos \beta} \sqrt{\frac{v_0 T}{2 \left| \frac{1}{R_N} - \frac{1}{R_{NIP}} \right|}}. \quad (3.15)$$

A zona de Fresnel projetada depende de todos os três parâmetros CRS. Desta forma, o empilhamento usando a zona de Fresnel só é possível após as três buscas.

3.4.2 Abertura no domínio CMP

Os atributos CRS não fornecem nenhuma informação sobre qual deve ser a abertura apropriada do afastamento na configuração CMP. Assim, não há nenhuma maneira óbvia de como definir esta abertura sem um modelo explícito.

A definição da abertura CMP é deixada ao usuário. Ou seja, confia-se na experiência do usuário. O familiar empilhamento CMP e a correção NMO podem servir de base para ajustar empiricamente esta abertura, uma vez que os métodos CMP e CRS são muito semelhantes nesta

situação particular.

3.5 Influência da velocidade superficial

Para a obtenção dos atributos CRS, supõe-se que a velocidade, v_0 , próxima à superfície, seja constante e conhecida na vizinhança do ponto central. O operador de empilhamento do tempo de trânsito de reflexão hiperbólico (3.5) depende somente de *três* coeficientes, enquanto que três atributos CRS do campo de onda (a saber, β , R_N e R_{NIP}) *mais* a velocidade perto da superfície, v_0 , são usados para expressar estes coeficientes.

O mesmo operador de empilhamento (isto é, aquele que melhor ajusta o evento de reflexão) dá origem a diferentes atributos para diferentes escolhas de v_0 . Neste contexto, pode-se interpretar a velocidade, v_0 , como apenas um fator de escala, sem influência na obtenção dos coeficientes do operador de empilhamento. Os atributos CRS, entretanto, têm somente seu significado geométrico correto se a velocidade, v_0 , utilizada estiver correta.

A observação acima pode conduzir à conclusão de que a velocidade, v_0 , não importa no processo de busca, desde que, ao final, os atributos CRS sejam efetivamente transformados através da utilização da velocidade correta. Entretanto, há uma armadilha relacionada à escolha arbitrária da velocidade, v_0 : o ângulo de emergência β está relacionado à inclinação do evento através de v_0 . Se v_0 for escolhido de forma inapropriada, os limites da inclinação realmente testados para o evento podem ser demasiado pequenos ou demasiado grandes. Naturalmente, o primeiro caso pode conduzir a uma perda de eventos detectados, enquanto que o segundo conduz a um desnecessário esforço computacional e/ou perda da resolução. Considerações similares aplicam-se ao critério de busca do raio de curvatura da onda normal, R_N , o que se baseia na suposição de que nenhum evento é mais inclinado do que $\pm 1/v_0$ na seção ZO.

Sumário

Na implementação do método CRS, a velocidade próxima à superfície, v_0 , não é tomada como um parâmetro independente, passível de uma busca. O motivo desta decisão é que isto implicaria em significativo acréscimo de esforço computacional em cada uma das etapas do método CRS. A velocidade, v_0 , não é um parâmetro conhecido, porém suposto segundo a experiência do usuário. Um desvio significativo do verdadeiro valor de v_0 implicará na deteriorização das estimativas dos atributos, mesmo que isto não afete o empilhamento.

3.6 Pseudo-Migração em Tempo Baseada nos Atributos CRS

Quando um refletor se reduz a um ponto difrator, temos que o raio de curvatura de onda normal, R_N , reduz-se ao raio de curvatura de onda NIP, R_{NIP} , isto é, $R_N \rightarrow R_{NIP}$. Como consequência deste fato, o operador da migração Kirchhoff em tempo constitui-se num caso particular do operador de CRS (3.5), com a condição $R_{NIP} = R_N$. Em outras palavras, com a condição $R_{NIP} = R_N$, o operador CRS coincide com o operador de Kirchhoff de migração em tempo.

Dado que um segmento de refletor é caracterizado por seus atributos CRS, β , R_{NIP} e R_N em ZO, e supondo que eles são conhecidos, a migração Kirchhoff em tempo é prontamente disponível através da simples substituição de $R_N = R_{NIP}$ na equação (3.5). Note que isto significa reter R_{NIP} e considerar $R_N = R_{NIP}$. Como explicado acima, isto significa que o refletor foi reduzido a um ponto, a saber o ponto de incidência normal, NIP. Desta forma, o tempo de trânsito de reflexão se transforma em um tempo de difração, cuja equação é

$$t_D^2(x_m, h) = \left[t_0 + \frac{2 \sin \beta (x_m - x_0)}{v_0} \right]^2 + \frac{2t_0 \cos^2 \beta}{v_0 R_{NIP}} [(x_m - x_0)^2 + h^2] . \quad (3.16)$$

O tempo de difração (3.16) pode ser utilizado como um operador de empilhamento alternativo (tipo Kirchhoff) para simular uma seção ZO, muito embora o operador CRS (3.5) aproxima-se melhor aos eventos de reflexão. Uma aplicação mais atraente foi proposta por Mann e outros

(2000): O ápice do tempo de difração fornece também uma aproximação da posição da imagem de uma migração Kirchhoff em tempo. Devido à simetria da resposta, o ápice pode ser calculado em todo o plano vertical que contém a linha central de simetria, isto é, o plano ZO ($h = 0$). Nesta situação, a posição do ápice, x_{apex} , é dada pela condição $(\partial t_D / \partial x_m)(x_m, h = 0) = 0$, o que fornece

$$x_{apex} = x_0 - \frac{R_{NIP} t_0 v_0 \sin \beta}{2R_{NIP} \sin^2 \beta + t_0 v_0 \cos^2 \beta}, \quad (3.17a)$$

$$t_{apex}^2 = \frac{t_0^3 v_0 \cos^2 \beta}{2R_{NIP} \sin^2 \beta + t_0 v_0 \cos^2 \beta}. \quad (3.17b)$$

Parametrizando a equação (3.16) em relação à posição e tempo do ápice, (x_{apex}, t_{apex}) , ao invés da posição e tempo ZO, (x_0, t_0) , o tempo de difração em ZO toma a forma

$$t_D^2(x) = t_{apex}^2 + \frac{4(x - x_{apex})^2}{v_c^2}, \quad (3.18)$$

com

$$v_c^2 = \frac{2v_0^2 R_{NIP}}{2R_{NIP} \sin^2 \beta + t_0 v_0 \cos^2 \beta}. \quad (3.19)$$

A aproximação do evento de reflexão dada pelo operador de empilhamento CRS (3.5) se ajusta melhor ao evento real da reflexão do que a aproximação da difração dada pela equação (3.16) (Mann (2002)). Conseqüentemente, uma boa proposta para realizar uma *pseudo-migração* é empilhar ao longo do operador CRS em vez do operador Kirchhoff e levar o resultado ao ápice (x_{apex}, t_{apex}) . Desta maneira, todos os três atributos CRS contribuem à migração em tempo e o mesmo operador de empilhamento também pode ser usado para a simulação ZO.

Note-se que a velocidade v_c da migração na equação (3.19) está definida pelos atributos CRS na posição de ZO (x_0, t_0) . Na migração convencional em tempo, a velocidade de migração é definida no ápice (3.17) do operador da migração.

3.7 Outras propostas de busca para o Método CRS

Além da metodologia para a procura dos parâmetros CRS apresentada nos capítulos anteriores, outras propostas existem na literatura, por exemplo, Birgin e outros (1999), Garabito (2001) e Santos e outros (2005). Algumas comparações de refinamento por vários métodos locais são apresentadas em Majana e outros (2003).

Em Birgin e outros (1999) é apresentado um método similar ao método CRS original descrito em Müller e outros (1998) e Müller (1999). A proposta de Birgin e outros, está dividida em duas partes: (1) são utilizadas buscas monoparamétricas em diferentes seções (ou domínios) extraídas dos dados multicobertura para determinar valores iniciais dos parâmetros CRS, e (2) um método de otimização de Gradiente Espectral Projetado (SPG⁴) é utilizado para a estimativa final dos parâmetros. Seguindo a mesma linha de Müller e outros (1998), a primeira parte consiste de dois passos, a saber, (a) uma busca do parâmetro combinado q feita no domínio CMP e (b) duas buscas monoparamétricas para os parâmetros β e R_N , realizadas na seção CMP empilhada obtida no passo anterior. Na segunda parte, como dito anteriormente, é utilizado o algoritmo SPG para o refinamento (otimização local), realizada no domínio do Tiro Comum. Neste domínio, o operador de empilhamento CRS (3.12) depende de dois parâmetros, a saber, β e $\mu = 1/R_N + 1/R_{NIP}$. Finalmente, usando as relações $R_{NIP} = \cos^2 \beta/q$ e $1/R_N = \mu - 1/R_{NIP}$ todos os parâmetros são determinados.

Uma proposta um pouco mais diferenciada é reportada em Garabito (2001). Este trabalho apresenta uma solução onde se combina o método de otimização global de Arrefecimento Simu-

⁴Do Inglês, *Spectral Projected Gradient*

lado (SA⁵) e o método de otimização local quase-Newton *Variable Metric* (VM). O método está dividido em três passos: Os dois primeiros utilizam o algoritmo SA, num esquema de otimização global para determinar o trio de parâmetros CRS; e no terceiro passo a estimativa prévia é refinada por meio de uma otimização local (nos dados pré-empilhados) usando o algoritmo VM. As duas primeiras etapas são feitas, a saber, por: (a) uma estimativa simultânea (nos dados pré-empilhados) dos parâmetros β e R_{NIP} usando operador de empilhamento CRS (3.16), com a suposição de que $R_N = R_{NIP}$, e (b) na seção ZO empilhada, obtida utilizando os parâmetros da busca anterior, é determinado o parâmetro R_N , onde, desta vez, é utilizado o operador de empilhamento em afastamento nulo, $t_{ZO}(x_m; \beta, R_N)$.

Uma primeira proposta para a estimativa simultânea dos três parâmetros CRS como um problema de otimização global, isto é, sem o prévio conhecimento de uma estimativa inicial e restrição de busca na vizinhança deste ponto, foi apresentada em Santos e outros (2005). Neste método, é utilizada uma estratégia de varredura baseada nas curvas de *Lissajous*⁶ no domínio dos parâmetros. O procedimento de otimização global consiste de um algoritmo de otimização local para determinar o ponto ótimo x^* e, então, tentar “escapar” a novo ponto y tais que $f(y) > f(x^*)$, onde f é função a ser maximizada (no caso, a função semblance). Para a otimização local é usado o algoritmo de Restrições Ativas Para Minimização Em Caixas (BETRA⁷). A estratégia para o escape em direção ao ponto “ótimo” é mover ao longo das curvas de Lissajous, que passam pelo ponto x^* .

Nos estudos feitos em Majana e outros (2003), encontra-se uma comparação do método de otimização Nelder-Mead (Poliedro Flexível: Flexible Simplex) proposta no trabalho original (Müller e outros (1998) e Müller (1999)) com os métodos Newton (Aproximação Quadrática) e Quase-Newton BFGS. O resultado da pesquisa mostra que o processo de otimização trabalha mais como um refinamento ou suavizado dos parâmetros, sendo que os melhores resultados foram obtidos pelos métodos Newton e Quase-Newton, porém com a desvantagem de ter que transformar o

⁵Do Inglês, *Simulated Annealing*

⁶As curvas de Lissajous são curvas suaves que preenchem o espaço, ou volume, todo para o qual foram calculadas.

⁷Do Inglês, *Box Euclidian Trust Region Algorithm*

semblance numa função diferenciável. Também mostrou que para o caso da seção final (otimizada) obtida pelo CRS não faz muita diferença a aplicação de qualquer um dos três métodos testados.

3.8 Aplicação dos Parâmetros CRS

Como dito anteriormente, o método CRS, além da seção ZO, também entrega três atributos do campo de onda que caracterizam o meio geológico, a saber, β , R_N e R_{NIP} . Estes parâmetros, ou atributos, podem ser usados para obter informações adicionais e/ou auxiliar em diferentes etapas do processamento sísmico.

Alguns destes processos são, por exemplo, os trabalhos de inversão apresentados por Alexander Müller (2005) e Bergler e outros (2003), para o caso 3D, e os trabalhos de Biloti (2001) e Majer (2000), para o caso 2D. Nesta mesma linha estão os trabalhos de análise de velocidade como: Bergler e outros (2002), Perroud e Tygel (2003), Perroud e Tygel (2005), Kravtsov e Orlov (1990), Duveneck (2004b), Duveneck (2004a) e Nunes (2005).

Outra linha de utilização dos parâmetros CRS está na correção de topografia e *redatuming* com os trabalhos apresentados por Grosfeld e outros (2002), Zhang e Hubral (2002) e Zhang e Wu (2004); seguida dos trabalhos utilizando os atributos encaminhados à melhora das seções ZO obtidas, tais como os apresentados por Koglin e Ewig (2003) e Ewig (2003) na correção de estáticas residuais e os trabalhos na eliminação e/ou atenuação de reflexões múltiplas dados por Zaské (2000) e Gamboa (2003).

Finalmente estão os trabalhos na identificação e caracterização de reservatórios, alguns exemplos são: os trabalhos na análise AVO apresentado por Trappe e outros (2000), Pruessmann e outros (2004) e Spinner e Mann (2005), como também os trabalhos de Koglin (2001), Garabito e outros (2006) para a identificação e suavizado de eventos.

Capítulo 4

ALGUMAS CONTRIBUIÇÕES AO MÉTODO CRS

O principal objetivo desta tese é identificar e contribuir para a solução das principais “dificuldades” que o Método da Superfície Comum de Reflexão (CRS) possui na geração de imagens e obtenção de parâmetros estáveis ao ser aplicado em dados reais. Nossa análise será restrita à situação 2D, porém, praticamente todas as análises e resultados podem ser estendidos para o caso 3D.

Para cumprir com este objetivo contou-se com uma experiência, de quase 10 anos, na utilização e avaliação dos métodos tradicionais CMP, inclusive dos pacotes sísmicos consagrados pela indústria do petróleo. Assim, iniciou-se a busca por diferenças dos métodos convencionais com o método CRS, com particular interesse naquelas diferenças que trazem melhorias no imageamento e extração de melhores informações da subsuperfície através do processamento sísmico.

As contribuições apresentadas aqui dizem respeito ao método em si (a saber, mudanças no código, parâmetros utilizados nas buscas, novos algoritmos), bem como na utilização do método (a saber, escolha de aberturas, aplicação conjunta com o método CMP e CRS, bem como novas interpretações do método CRS e seus resultados).

Como resultado da pesquisa, vários aperfeiçoamentos foram desenvolvidos e implementados. Além disso, uma nova filosofia de ver e aplicar o método CRS para obter melhores seções empilhadas é apresentada.

4.1 Aperfeiçoamentos do Código CRS

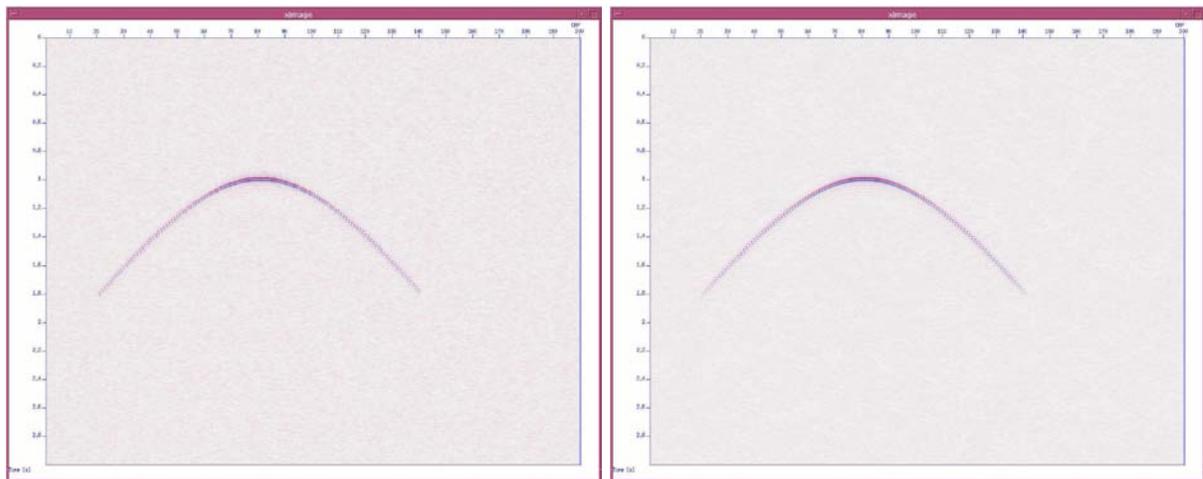
Como mostrado no capítulo anterior, a equação CRS (Equação 3.5) implementada no código original desenvolvido no âmbito do Consórcio Wave Inversion Technology (WIT) tem a forma

$$t^2(x_m, h) = \left[t_0 + \frac{2 \sin \beta}{v_0} (x_m - x_0) \right]^2 + \frac{2t_0 \cos^2 \beta}{v_0} \left[\frac{(x_m - x_0)^2}{R_N} + \frac{h^2}{R_{NIP}} \right].$$

A fórmula acima depende, além dos três parâmetros CRS (β , R_N e R_{NIP}), da velocidade próxima à superfície, v_0 , no ponto central, x_0 .

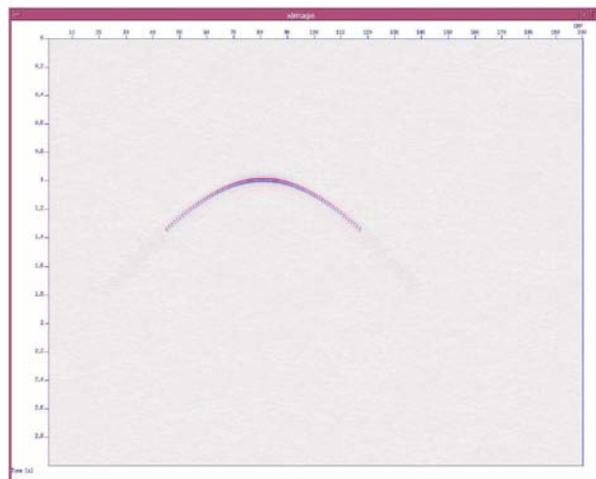
Vimos também no capítulo anterior, Seção 3.5, que a indicação da velocidade superficial correta é de grande importância, não só para a adequada estimação dos parâmetros de empilhamento CRS, como também para evitar a perda de eventos de reflexão e, sobretudo, de difração na seção sísmica (veja-se exemplo na Figura 4.1). Além disso, na implementação do código original do CRS, a velocidade, v_0 , além de ser conhecida a priori, é suposta constante ao longo da linha sísmica. Esta condição é estritamente válida somente em linhas marítimas. Tal condição dificulta sobremaneira determinação dos parâmetros CRS, bem como suscita a perda de eventos.

Tendo em vista as observações anteriores, faz sentido procurar um conjunto alternativo de parâmetros CRS, independentes da velocidade superficial v_0 , capazes de substituir com vantagem os parâmetros originais. Além disso, é também interessante que os novos parâmetros possam ser convertidos facilmente aos anteriores, os quais têm significado físico, através da inserção a posteriori da velocidade v_0 .



(a)

(b)



(c)

Figura 4.1: Importância da velocidade v_0 no método CRS: (a) Seção ZO de um ponto difrator, (b) Resultado do Método CRS usando a velocidade correta (c) Resultado do Método CRS usando uma velocidade incorreta.

Ainda com respeito à implementação original, existe a necessidade de trabalhar com o parâmetro q , equação (3.7). Este parâmetro é obtido pela análise automática da função semblance, num conjunto de dados pré-empilhados, que corresponde a cada traço na posição CMP, x_0 , e cada amostra t_0 da seção empilhada, a qual vai ser construída pelo processo de empilhamento CMP automático.

O parâmetro q é um parâmetro intermediário, sem significado físico. Além disso, tem interpretação visual de difícil entendimento. Ele apresenta uma variação demasiado grande entre os valores para tempos rasos e tempos profundos. Nota-se na Figura 4.2 que a variação do parâmetro q é visível apenas na parte inicial da seção, representando somente 15% da mesma. No restante da seção, o parâmetro q figura, aparentemente, como uma constante.

Vale lembrar, finalmente, que, embora o parâmetro q tenha relação direta com a velocidade NMO, equação (3.9),

$$v_{NMO}^2 = \frac{2v_0}{t_0q},$$

o processo de *Empilhamento CMP Automático* realmente não o utiliza. A busca é feita em função do sobretempo normal. Por estes motivos, considera-se que uma implementação em função da velocidade NMO (a ser obtida diretamente pelo método CRS) dá melhores resultados. Além disso, a seção de velocidade NMO, além de ter significado físico, é mais facilmente interpretada (Figura 4.3).

Os limites da busca do parâmetro q são dados em função de uma velocidade NMO mínima e máxima. Porém, para determinar os limites dos outros dois parâmetros, a saber β e R_N , é necessário algum conhecimento da geologia da área onde vai ser aplicado o método CRS.

Lembremos que os parâmetros R_N e β estão diretamente relacionados com a curvatura e

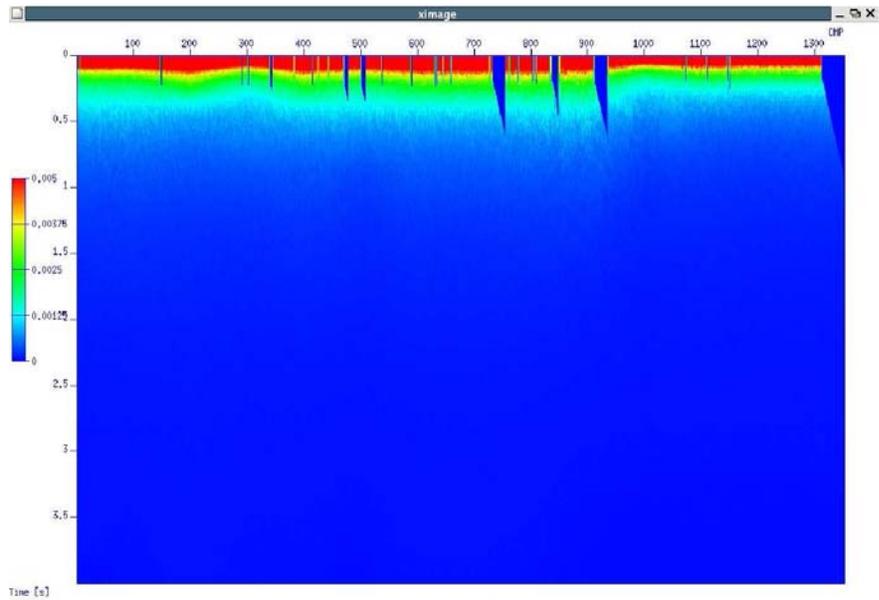


Figura 4.2: Seção do parâmetro q : Note como nos tempos mais rasos os valores variam muito rápido, aparecendo como uma constante no resto da seção.

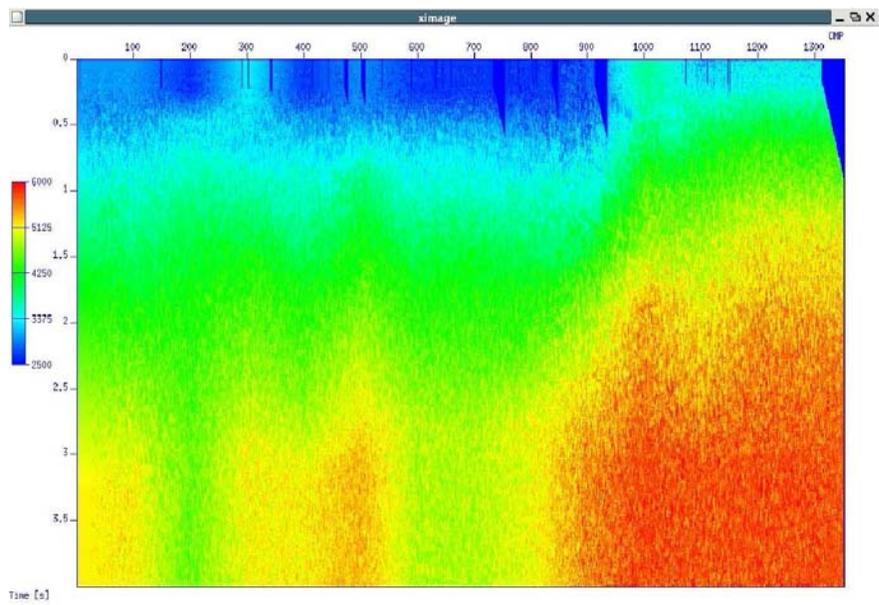


Figura 4.3: Seção do parâmetro V_{NMO} obtida pelo CRS: A velocidade V_{NMO} representa um parâmetro mais fácil de interpretar.

inclinação (geológica) do refletor, respectivamente. No caso dos limites do ângulo β , algumas suposições básicas e testes podem ser feitos para calibrar estes valores. No entanto, não parece ser nada simples a obtenção de um critério para orientar a determinação dos limites do raio de curvatura R_N . No código original, os limites para R_N estão dados segundo uma suposição baseada na velocidade próxima à superfície v_0 (Veja a Subseção 3.3.3).

Com o objetivo de superar estas “limitações”, a saber: (a) prévio conhecimento da velocidade próxima à superfície, v_0 ; (b) dificuldade na determinação dos limites para as buscas e (c) utilização de parâmetros sem significado físico, alguns questionamentos ao código original, proposto pela Universidade de Karlsruhe (Alemanha), começaram a ser feitos, criando-se assim a necessidade de reformular este código.

Nosso objetivo, no presente trabalho, é, inicialmente, manter os bons resultados que são obtidos pelo código original, introduzindo, porém aperfeiçoamentos visando facilitar seu uso, melhorar seu desempenho e simplificá-lo com a finalidade de ter um melhor controle da implementação.

Uma proposta básica, mas muito eficaz, é apresentada abaixo. Ela tem como base uma simplificação da equação CRS (3.5), a saber

$$t^2(h, x_m) = [t_0 + A(x_m - x_0)]^2 + B(x_m - x_0)^2 + Ch^2 . \quad (4.1)$$

Embora a nova equação CRS (4.1) pareça não fornecer uma solução a várias das questões levantadas anteriormente, ela cumpre vários objetivos importantes, a saber (a) a equação é muito simples, o que permite uma fácil e rápida implementação; (b) o conhecimento da velocidade próxima a superfície v_0 e a dependência dos parâmetros a esta velocidade não estão mais presentes nesta nova implementação e, finalmente (c) também um melhor controle nos processos de busca é obtido com esta equação.

Os novos parâmetros CRS A , B e C estão relacionados com seus respectivos parâmetros originais segundo as equações

$$A = \frac{2}{v_0} \sin \beta , \quad (4.2a)$$

$$B = \frac{2t_0 \cos^2 \beta}{v_0 R_N} , \quad (4.2b)$$

$$C = \frac{2t_0 \cos^2 \beta}{v_0 R_{NIP}} . \quad (4.2c)$$

Entretanto, diferentemente dos parâmetros β , R_N e R_{NIP} , os quais dependem do modelo geológico, os novos parâmetros vão depender diretamente dos dados registrados nas correspondentes seções em tempo. Os parâmetros A e B estão relacionados com a inclinação e curvatura dos eventos de reflexão e difração, na seção de afastamento nulo (ZO) medida em tempo, respectivamente. O parâmetro C está ligado à velocidade NMO dos eventos de reflexão nas correspondentes seções de ponto médio comum (CMP). Estas relações estão dadas pelas equações

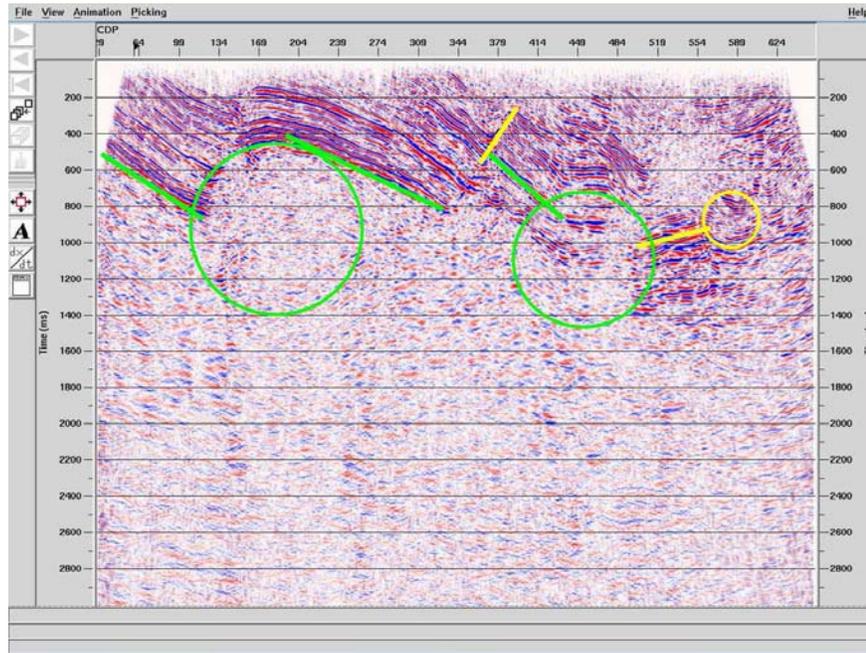
$$A = \left. \frac{dt}{dx} \right|_{h=0} = \tan(\alpha) , \quad (4.3a)$$

$$B = t_0 \left. \frac{d^2t}{dx^2} \right|_{h=0} = t_0 [1 - A^2]^{3/2} \kappa , \quad (4.3b)$$

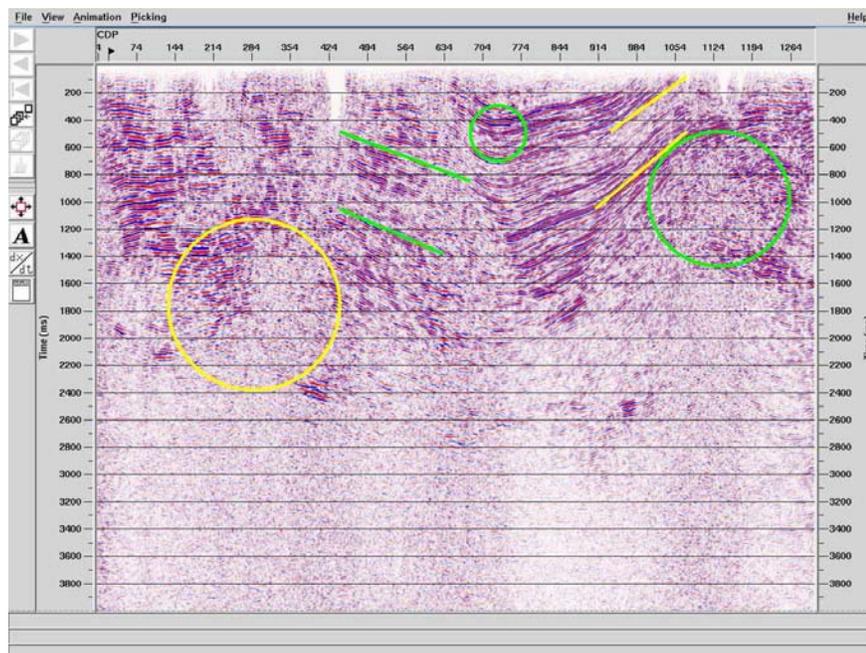
$$C = \frac{4}{V_{NMO}^2} . \quad (4.3c)$$

onde α e κ representam a inclinação e curvatura dos eventos, em tempo, na correspondente seção de afastamento nulo, respectivamente.

Esta relação direta com os eventos de reflexão, e de difração, nas correspondentes seções de tempo permitem um melhor controle nos limites de busca. Por exemplo, no caso da busca dos parâmetros A e B pode-se medir diretamente da seção ZO a inclinação e curvatura dos eventos de reflexão e difração, com objetivo de estabelecer limites reais de busca (Figura 4.4).



(a)



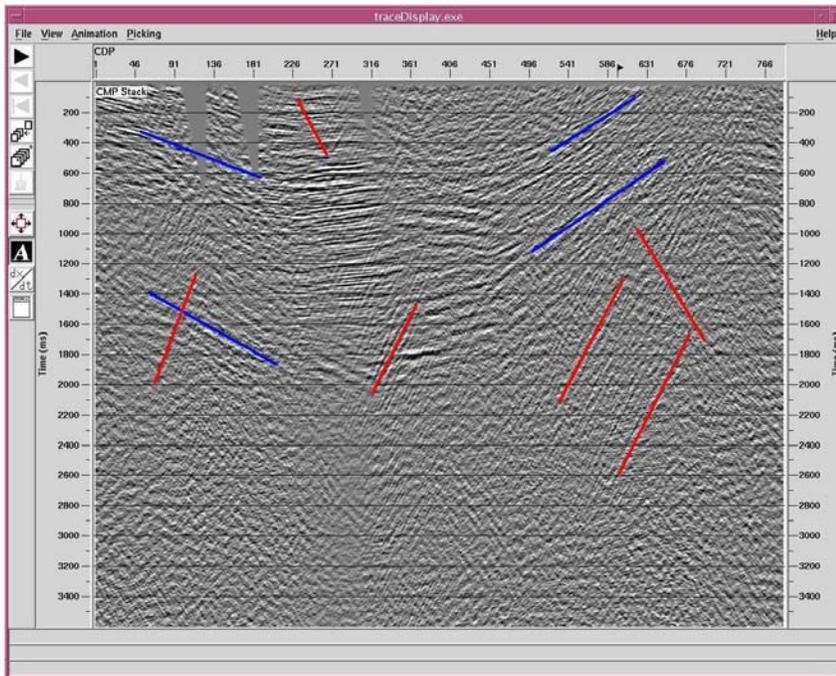
(b)

Figura 4.4: As figuras (a) e (b) representam dois exemplos da possibilidade de determinar os limites para os parâmetros A (inclinação) e B (curvatura) na seção ZO em tempo.

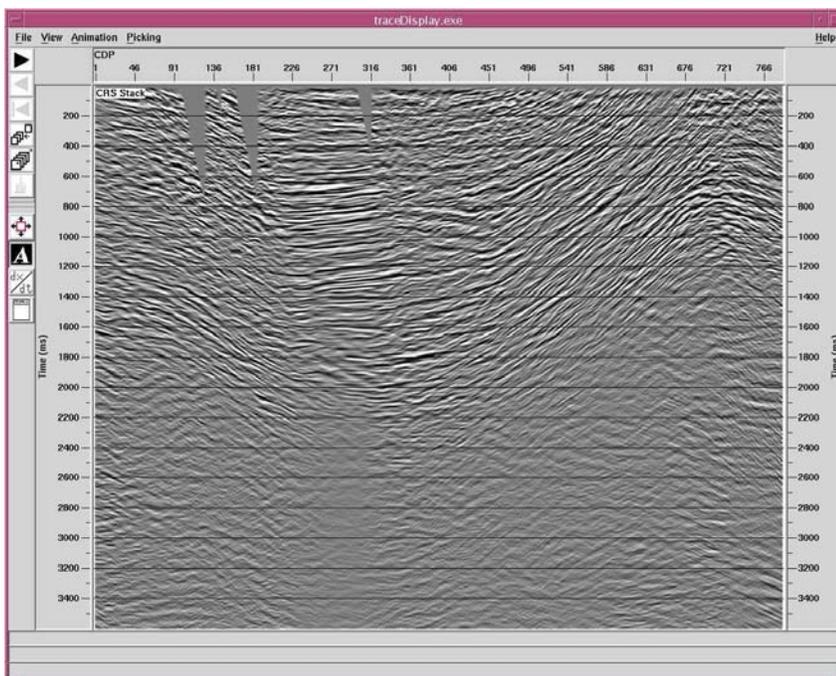
Esta escolha visual dos limites de busca, no caso especial do parâmetro A , permite a eliminação de um tipo de ruído especial: *Ruído retrodisperso (Back-Scattered Noise)*. No exemplo da Figura 4.5 observa-se uma seção ZO altamente carregada deste tipo de ruído, junto com a seção obtida através da implementação do CRS, utilizando a nova equação do tempo de trânsito.

Observe-se na Figura 4.5(b) como o ruído de tipo linear coerente, presente na Figura 4.5(a) (indicado pelas linhas de cor vermelha) foi eliminado. Na implementação com os novos parâmetros A , B e C , a eliminação deste tipo de ruído, torna-se fácil. Com efeito, uma vez que os ângulos referentes aos sinais podem ser facilmente mensuráveis, isto é, podem ser facilmente visualizados, os intervalos de variação dos ângulos nos quais deve ser feita a busca do parâmetro A podem ser determinados através da observação direta da seção empilhada CMP. Na implementação anterior, com o parâmetro β , esta tarefa não era tão simples, dado que esse ângulo, mais relacionado com o modelo geológico, não se podia determinar diretamente dos dados registrados. Com a implementação anterior, isto é, na determinação do ângulo β , a busca era feita por tentativa e erro, a saber, ir fechando os limites de busca até conseguir eliminar o ruído linear coerente sem a perda do sinal.

Outra das vantagens desta nova implementação é a melhora no desempenho do programa. Dado que as buscas limitam-se a determinar diretamente os parâmetros A , B ou C , o número de operações realizadas é muito menor do que na implementação original (a qual depende, por exemplo de avaliação de senos). Esta vantagem permite aumentar o número de valores do parâmetro testado, o passo da busca pode ser dado em função de uma grade regular de amostragem e não de uma grade regular de valores do correspondente parâmetro testado. Este aumento de valores testados não chega a diminuir a economia computacional obtida com a simplificação da equação CRS.



(a) Seção CMP



(b) Seção CRS

Figura 4.5: (a) Observa-se uma seção onde o sinal (azul) está encoberto pelo forte ruído linear (vermelho); (b) mostra a solução apresentada pelo CRS limitando a busca do parâmetro A dentro dos mergulhos conhecidos do sinal.

4.2 União dos Métodos NMO e CRS

Depois de algum tempo a trabalhar com o método CRS e sua comparação com seu equivalente método CMP, pode-se verificar que, em alguns casos, embora a equação usada no processo de empilhamento CMP automático

$$t^2(h) = t_0^2 + Ch^2, \quad (4.4)$$

e a equação de empilhamento do método “convencional” CMP (2.6)

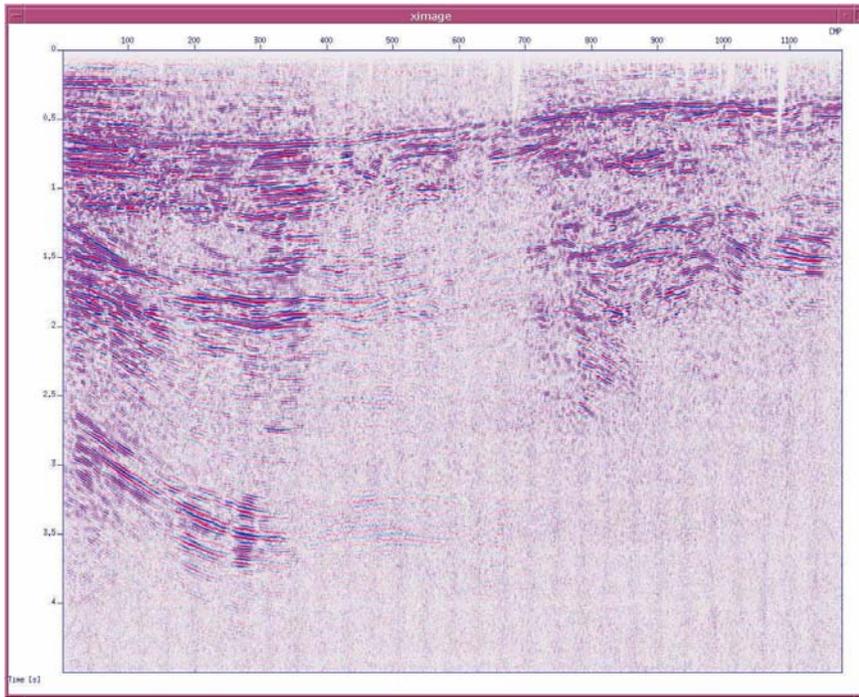
$$t^2(h) = t_0^2 + \frac{4}{V_{stk}^2} h^2,$$

sejam semelhantes, os resultados finais dos dois processos podem apresentar diferenças na qualidade da seção empilhada. Isto se apresenta com maior frequência em dados com baixa relação Sinal/Ruído (S/R), caso comum dos dados terrestres. Figura 4.6 mostra uma destas situações. Note-se que a seção obtida pelo método CMP apresenta melhor conteúdo de eventos, principalmente onde a relação S/R não é boa.

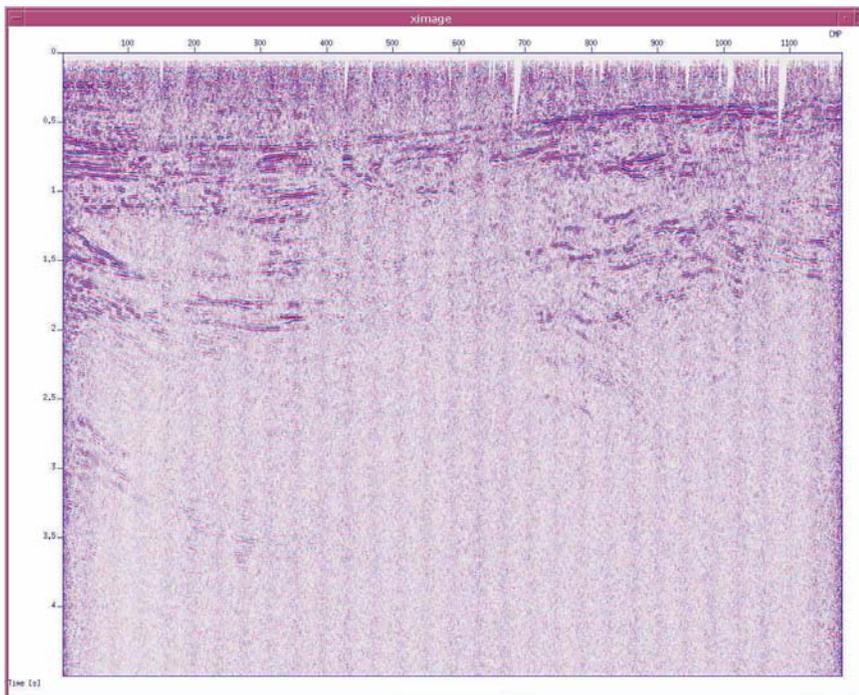
Por que esta diferença?. Visto que as duas equações usadas, (4.4) e (2.6), são praticamente as mesmas, a diferença deve estar na metodologia utilizada para encontrar cada um de seus parâmetros (ou curvas de empilhamento), a saber: O parâmetro CRS, C , e a velocidade de empilhamento, V_{stk} .

Uma primeira diferença encontra-se na amostragem do parâmetro, isto é, enquanto o método CMP só avalia a velocidade V_{stk} para alguns pares (x_0, t_0) ¹, o método CRS avalia o parâmetro C para todo par (x_0, t_0) da seção ZO a ser simulada. Isto representa um ponto a favor do método CRS.

¹Lembre-se que a coordenada x_0 representa a posição do ponto médio comum (CMP).



(a) Método CMP



(b) Método CRS

Figura 4.6: Comparação do empilhamento CMP automático do método CRS com a correspondente seção do método CMP: Nota-se a melhor relação S/R no método CMP, especialmente nos eventos mais profundos.

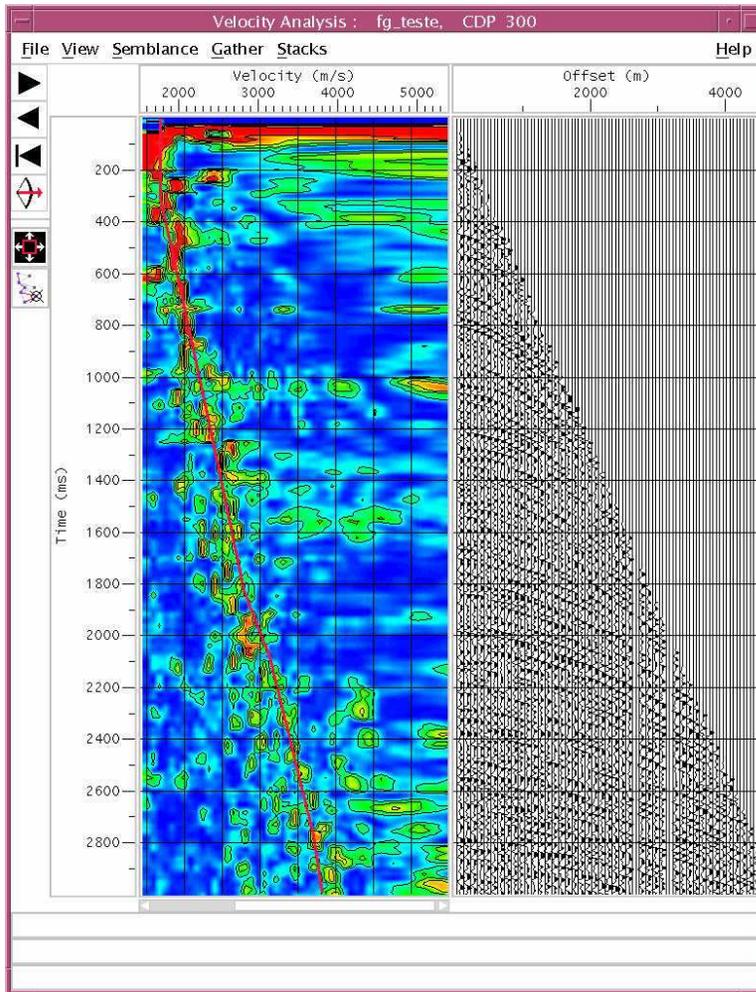
A segunda diferença está no volume de dados utilizados para realizar a busca. O método CRS, em sua implementação original proposta por Müller (1999) e Mann (2002), utiliza só uma família CMP para procurar este parâmetro, enquanto o método CMP faz a busca em uma superfamília. A diferença pode ser vista na Figura 4.7. Neste caso, para simular a superfamília do método CMP, usou-se apenas três famílias CMP, ainda assim pode-se ver que o “trem”, ou caminho de máxima coerência, está muito mais definido do que o correspondente usado no método CRS. Com isto se conclui que o uso desta metodologia faz o processo de busca mais estável. Implementada no processo de empilhamento CMP automático, a referida metodologia pode ajudar no processo de busca do parâmetro C .

Pode-se perguntar, entretanto, por que é importante garantir uma boa seção CMP (ou ZO) inicial? Lembrando o processo de busca dos parâmetros CRS, descrito no capítulo anterior, existem duas etapas realizadas nesta seção ZO, a saber: (1) a busca ZO linear que estima o parâmetro A ; e (2) a busca ZO hiperbólica, para estimar o parâmetro B . Desta forma, quanto melhor seja a seção ZO, isto é, se a seção tem boa relação S/R e permite facilmente identificar os eventos de reflexão e difração, mais estáveis e confiáveis serão os resultados destes dois processos de busca.

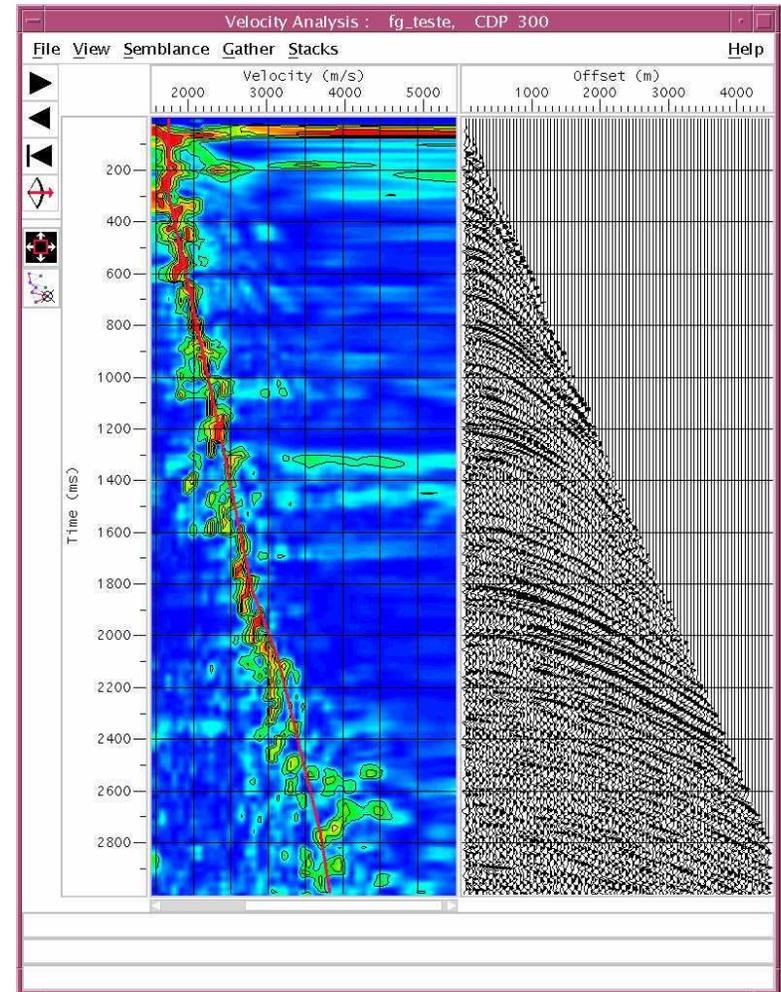
Outra forma de garantir uma boa seção ZO de entrada para os processos de busca ZO linear e ZO hiperbólico é utilizar o modelo de velocidades NMO, obtido no método convencional CMP, para definir os limites de busca do processo empilhamento CMP automático. Isto garante um parâmetro C bem mais comportado. Na prática, durante o processo de análise de velocidade feito no método tradicional CMP, muito do conhecimento geofísico que o intérprete tem da área pode ser incorporado.

A própria seção ZO obtida no método CMP, após filtros finais, pode ser usada como entrada nas buscas neste domínio. Esta seção oferece melhores condições para realizar estas duas buscas.

Seja usando o benefício das superfamílias na busca do parâmetro C , seja o modelo de ve-



(a) Método CRS



(b) Método NMO

Figura 4.7: Diferença entre o espectro de coerência utilizado pelo Métodos CRS e CMP na busca do parâmetro C e da velocidade NMO. Nota-se o “trem” de coerência está melhor definido para o método CMP.

locidades NMO obtido pelo método tradicional e/ou mesmo a seção ZO criada por este método, a idéia é beneficiar o método CRS com as tecnologias convencionais, as quais têm sido amplamente testadas e comprovadas, para obter melhores resultados e imagens da subsuperfície.

Um exemplo dos benefícios do uso conjunto das duas tecnologias pode ser visto nas Figuras 4.8 e 4.9.

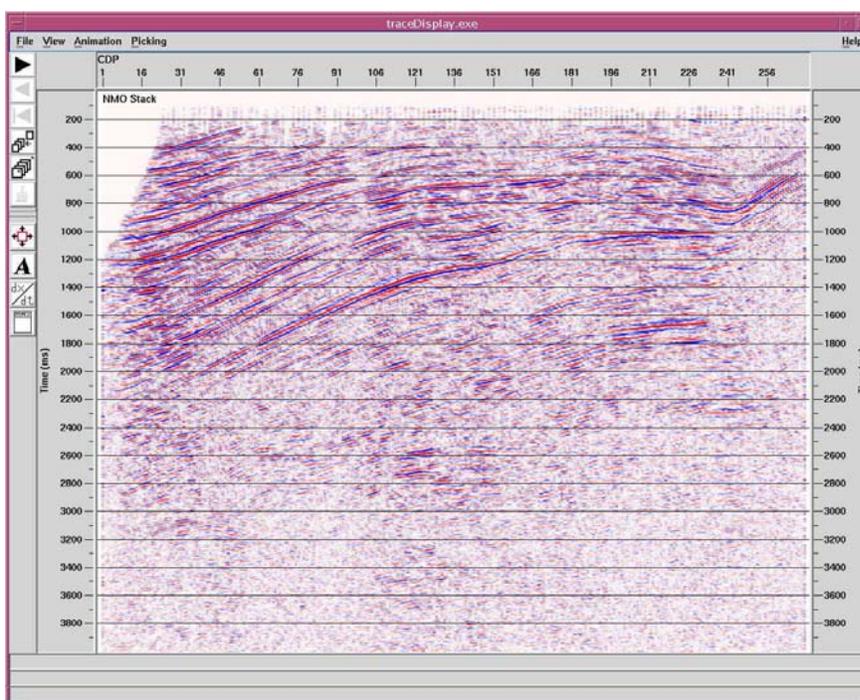
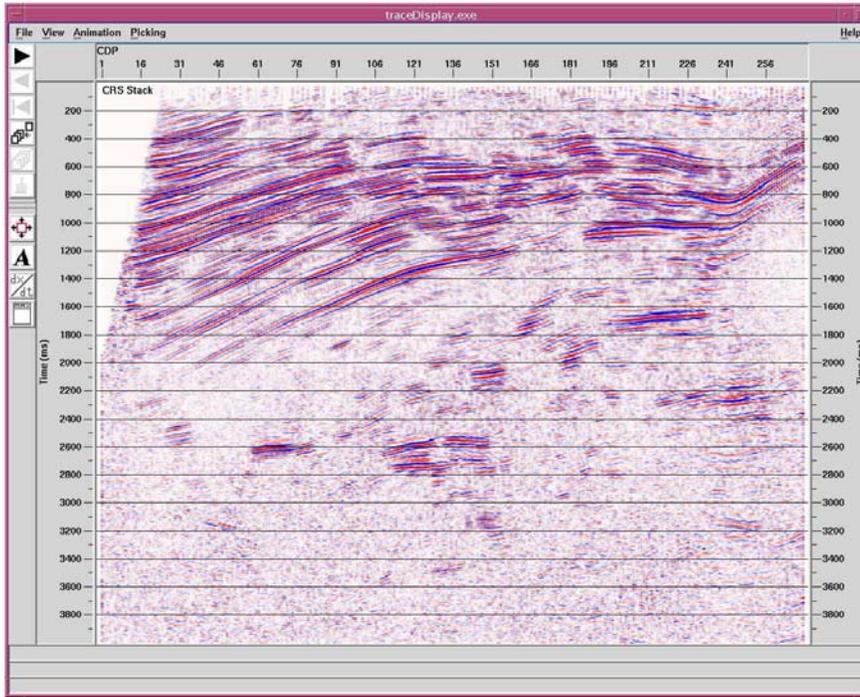
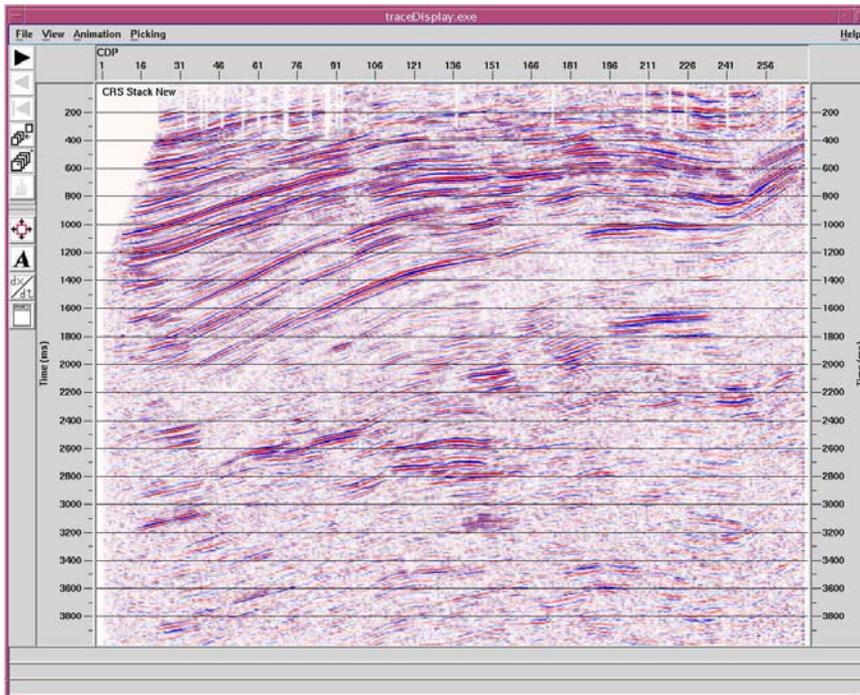


Figura 4.8: Seção ZO simulada obtida pelo método CMP. O conjunto de dados correspondem a uma aquisição marinha. Seção ZO com boa relação S/R .

Na Figura 4.8 apresenta-se uma seção ZO correspondente a um conjunto de dados marítimos (observe a boa relação S/R). A solução apresentada pelo método CRS usando um processo totalmente orientado pelos dados (*Data driven*) é apresentada na Figura 4.9(a). Uma melhor solução pode ser vista na Figura 4.9(b), onde foi usado o modelo de velocidades obtido pelo método convencional CMP. Nesta última figura, pode-se ver claramente um maior conteúdo de eventos nos tempos profundos e ao mesmo tempo uma recuperação melhor dos eventos rasos, ao ser comparada



(a) Método CRS



(b) Método CRS mais CMP

Figura 4.9: Melhora na seção CRS pelo uso de técnicas do método CMP. As duas seções representam o resultado do processo de otimização

com sua correspondente seção CRS do processo orientado pelos dados. A Figura 4.9 mostra que ainda na sismica marinha, onde geralmente os dados têm boa relação S/R , o método CRS consegue melhorar esta relação ao longo de toda a seção ZO.

Outro exemplo da melhora obtida combinando os métodos CRS e CMP, desta vez em dados terrestres, é mostrado nas Figuras 4.10 e 4.11

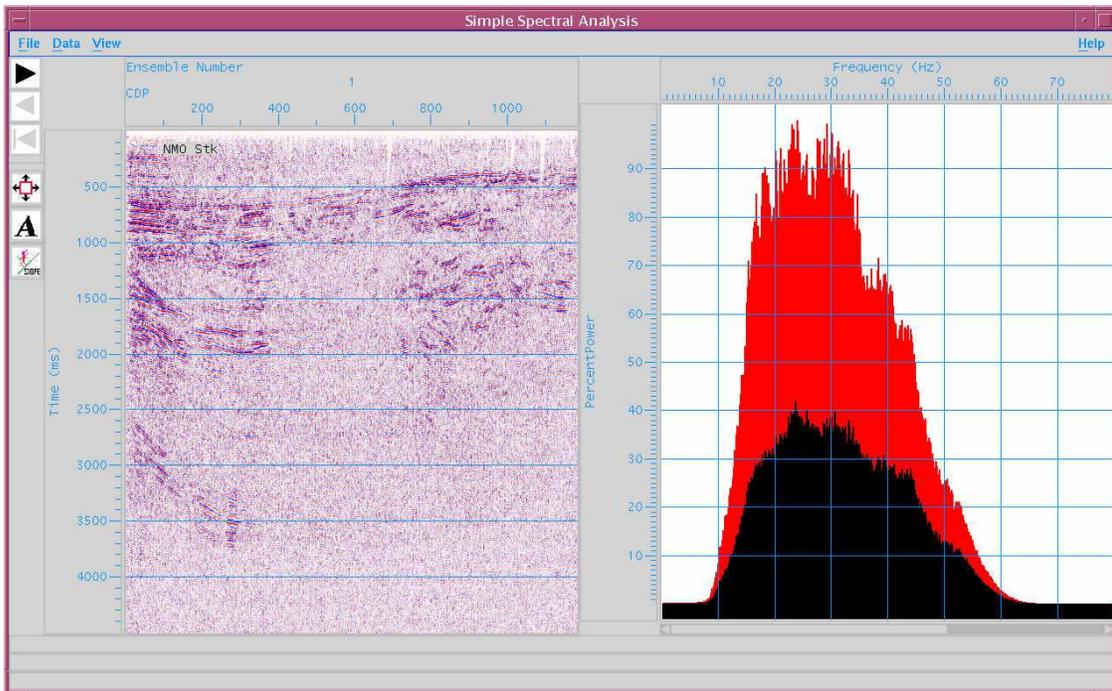
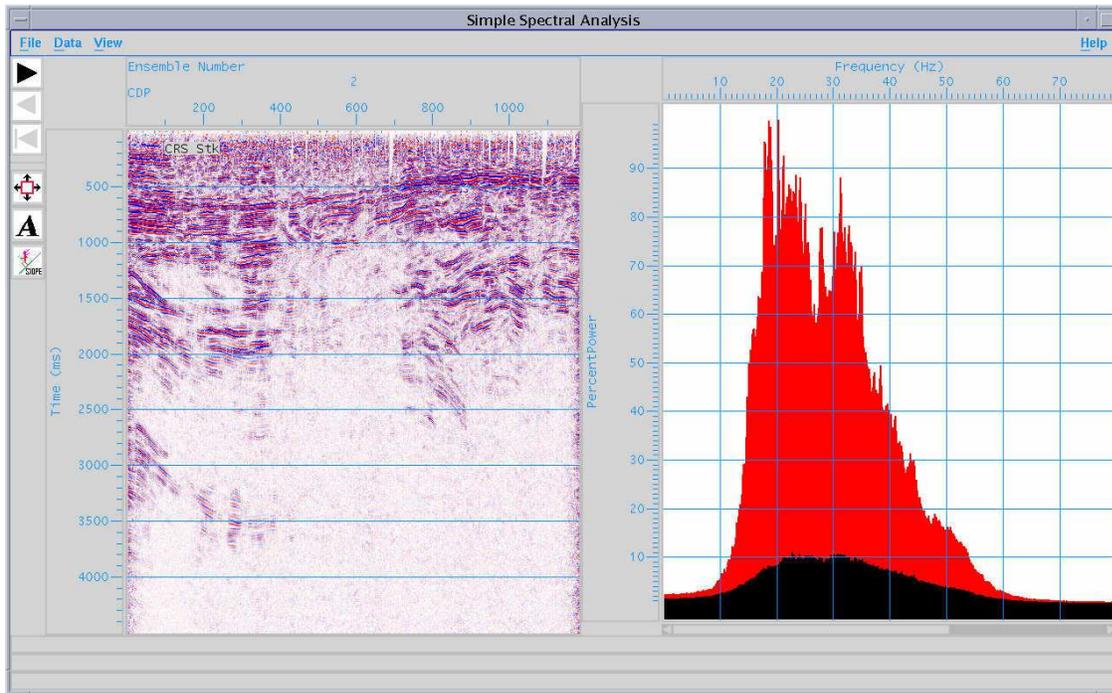
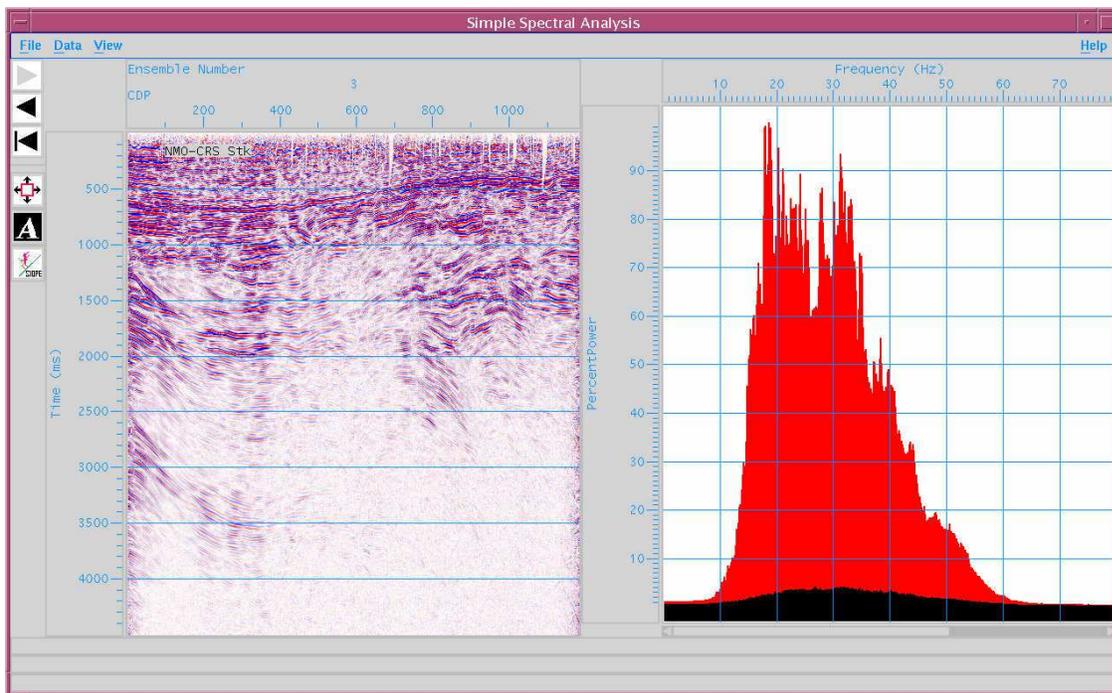


Figura 4.10: Seção ZO simulada obtida pelo método CMP. O conjunto de dados correspondem a uma aquisição terrestre. Seção ZO com baixa relação S/R , acompanhada de seu correspondente espectro de frequência do sinal (vermelho) e o ruído (preto) aleatório.

Neste exemplo com dados terrestres (Figura 4.10), onde geralmente a relação S/R é baixa, aproveitou-se para mostrar também os benefícios do uso conjunto dos dois métodos, CRS e CMP, no ganho na relação S/R . Nas seções apresentadas neste exemplo não foram aplicados os filtros finais (melhoramento da seção empilhada) para poder estudar bem o feito direto dos métodos na eliminação do ruído aleatório. Cada uma das seções empilhadas está acompanhada de seu espectro



(a) Método CRS



(b) Método CRS mais CMP

Figura 4.11: Melhora na seção CRS pelo uso de técnicas do método CMP. Note que o conteúdo de ruído aleatório é menor quando foram utilizados os dois métodos.

de frequências, em vermelho o espectro relacionado ao sinal todo (sinal mesmo mais ruído) e em preto o espectro correspondente ao ruído aleatório. Como indicado anteriormente, os espectros de sinal e ruído foram calculados utilizando-se a ferramenta *Iterative spectral analysis* do pacote ProMax[®]. Maiores informações sobre a referida ferramenta, encontra-se na Seção A.1.

Na Figura 4.11 pode-se ver as soluções obtidas através do método CRS totalmente orientado pelos dados (Figura 4.11(a)) e através da utilização conjunta com o método CMP (Figura 4.11(b)).

O nível de ruído aleatório caiu de quase 40%, no método convencional CMP (Figura 4.10), a quase 10% com a aplicação do método CRS (Figura 4.11(a)). Porém, quando foi realizada a aplicação conjunta dos dois métodos, não só a seção ZO ficou mais definida, como também o nível de ruído aleatório baixou ainda mais, chegando aos quase 3%. Embora a diferença (de 10% para 3%) não pareça ser significativa, ela pode representar um ganho substancial na hora de aplicar um branqueamento espectral (veja-se Seção A.2).

Com a apresentação dos dois exemplos, Figuras 4.9 e 4.11, comprovou-se a importância de ter a melhor seção CMP empilhada possível nos processos de busca *ZO linear* e *ZO hiperbólico*. Este ganho obtido pela aplicação do método CRS, em qualquer uma das suas modalidades, representou numa melhora significativa da relação S/R . Uma quantidade baixa de ruído aleatório em seções empilhadas CRS é muito adequada para recuperar sinais de alta frequência com pouco realce do ruído aleatório que se encontra nestas frequências.

4.3 Resolução Sísmica nas Seções CRS

A resolução sísmica é definida como sendo a capacidade de separar dois sinais adjacentes e depende fundamentalmente da relação do tamanho das heterogeneidades do meio em relação ao comprimento de onda emitida pela fonte. Este comprimento de onda está diretamente relacionado ao conteúdo de frequências do sinal sísmico. Quanto maior é o conteúdo de frequências, $\lambda \propto 1/f$,

menor é o comprimento de onda, com conseqüente melhora na separação de sinais adjacentes.

Em decorrência da propagação da onda nas diferentes camadas da subsuperfície, o sinal vai perdendo seu conteúdo de frequências (a terra trabalha como um filtro passa baixas). Entretanto, o ruído aleatório encontra-se presente em todas as frequências já que ele não se propaga, simplesmente é adicionado ao sinal registrado. Desta forma é necessário, dentro do processamento sísmico, aplicar técnicas que recuperem o sinal que está nas altas frequências, após a eliminação (ou atenuação) do ruído aleatório.

Através da rápida discussão sobre a Figura 4.11, verificou-se que o método CRS melhora a relação S/R . Esta importante característica do método CRS será melhor discutida nas duas subseções seguintes. Com uma quantidade menor de ruído, processos como o branqueamento espectral, podem ser aplicados para levar o conteúdo de frequência até, idealmente, à frequência de *Nyquist*.

4.3.1 Resolução vertical

A resolução vertical indica o quão espessa deve ser uma camada para que o topo e a base da camada possam ser distinguidos. Teoricamente, a camada pode ser distinguida quando tem uma espessura de pelo menos $1/4$ do comprimento da onda emitida pela fonte.

Como dito acima, o branqueamento espectral é aplicado para aumentar o conteúdo de frequências nos dados sísmicos. Portanto, o primeiro trabalho é comprovar a eficácia de esta ferramenta. Na Figura 4.12 pode-se ver três traços, divididos em janelas de um segundo cada, nos quais foram aplicados os seguintes processos:

1. Criou-se um traço sintético com uma função refletividade aleatória, convolvendo-se com uma ondícula (*wavelet*) do tipo *Klauder*². Ver Figura 4.12, traço de cor azul;

²A ondícula *Klauder* apresenta o mesmo espectro que um perfil *Vibroscis* num dado comprimento e faixa de

2. A seguir, aplicou-se uma atenuação do conteúdo de frequências variando no tempo. Na Figura 4.12, pode-se ver como o traço, de cor preta, no qual foi aplicada a atenuação. As frequências nos dois últimos segundos (Figuras 4.12(c) e 4.12(d)) estão muito mais baixas;
3. A aplicação do branqueamento espectral aplicado no traço atenuado conseguiu recuperar as altas frequências em grande parte (ver traço vermelho na Figura 4.12).

O traço de cor vermelha na Figura 4.12 mostra como a recuperação das frequências consegue acompanhar o traço original (traço azul). Somente nos últimos décimos do último segundo (Figura 4.12(b)) pode-se observar uma diferença considerável entre os dois traços. Este experimento comprova que a ferramenta para a recuperação de frequências trabalha bem.

Para se conhecer o efeito do método CRS no ganho na relação S/R , e no conteúdo de frequências após o branqueamento espectral, foram realizados dois testes. Nestes testes foi utilizado o mesmo traço atenuado da Figura 4.12, criado para mostrar a eficácia do branqueamento espectral, reproduzido várias vezes, com uma adição de ruído aleatório com relação S/R igual a 0.2. Para a adição do ruído utilizou-se o aplicativo do pacote ProMAX *Additive Noise and Spikes*.

Nos dados com ruído aplicou-se o método CRS com várias aberturas. Em cada uma das seções resultantes (1) comparou-se o traço obtido com o traço original (Figura 4.13) e (2) avaliou-se a relação S/R (Figura 4.14)³. No primeiro teste, a comparação foi feita calculando o *Erro Quadrático Médio Normalizado* entre o traço original recuperado (Figura 4.12, traço vermelho) e o resultado da aplicação do CRS antes e depois da aplicação do branqueamento espectral (curvas azul e vermelha, respectivamente, na Figura 4.13). Já no segundo teste, calculou-se a relação S/R baseado no trabalho de Dash e Obaidullah (1970).

Na Figura 4.13 pode-se observar que, com o aumento da abertura ou a quantidade de traços utilizados no empilhamento pelo método CRS, o traço vai ficando com menos erros, isto é, vai recuperando frequências.

³Nesta figura se acrescentou uma curva proporcional a \sqrt{N} , onde N representa o número de traços empilhados, para lembrar que a relação S/R aumenta nessa relação.

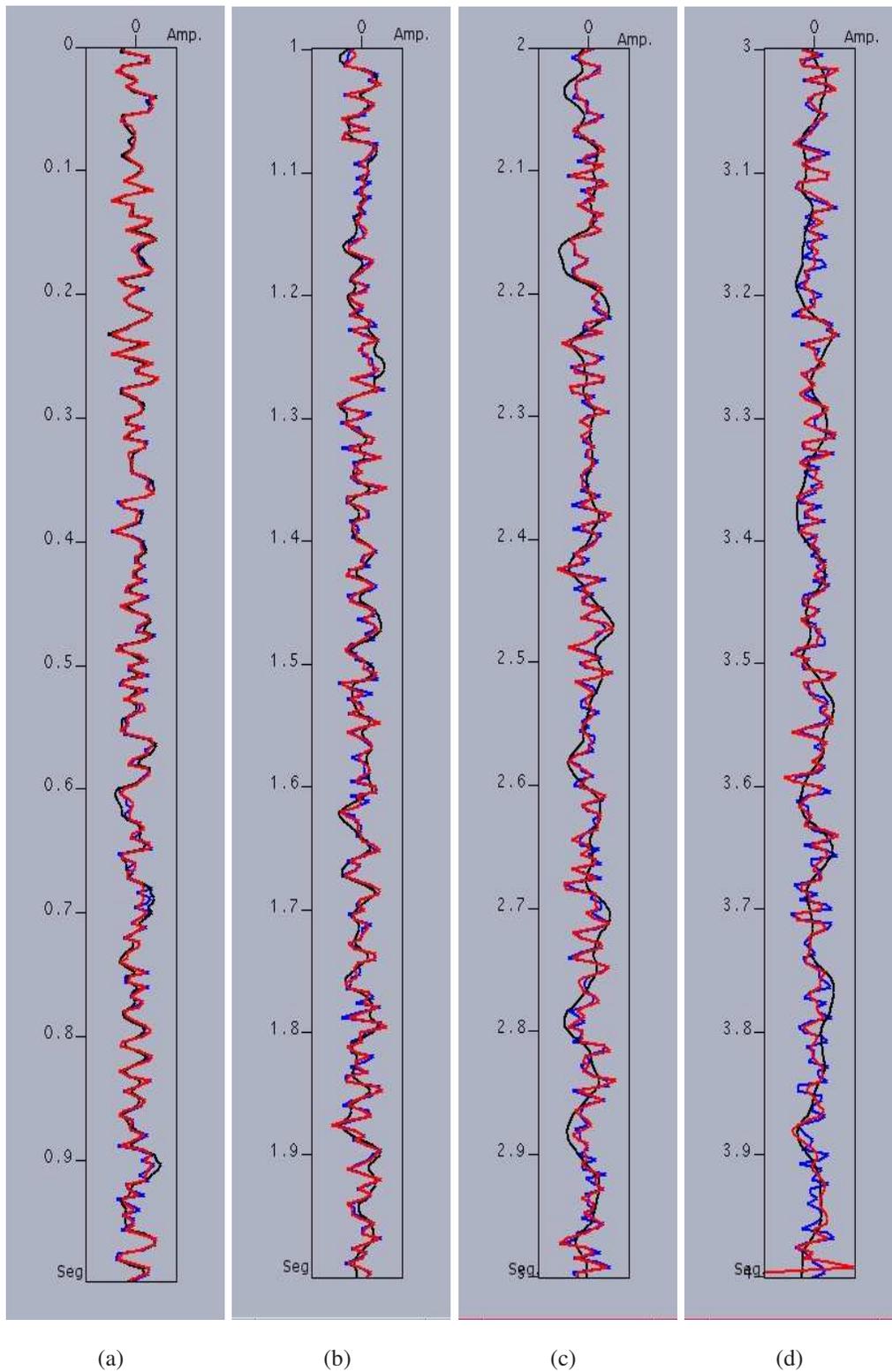


Figura 4.12: Capacidade de recuperação de freqüências do *Branqueamento Espectral*: Em azul o traço original, o preto representa o traço atenuado e em vermelho a recuperação das freqüências.

Erro Quadrático Médio Normalizado

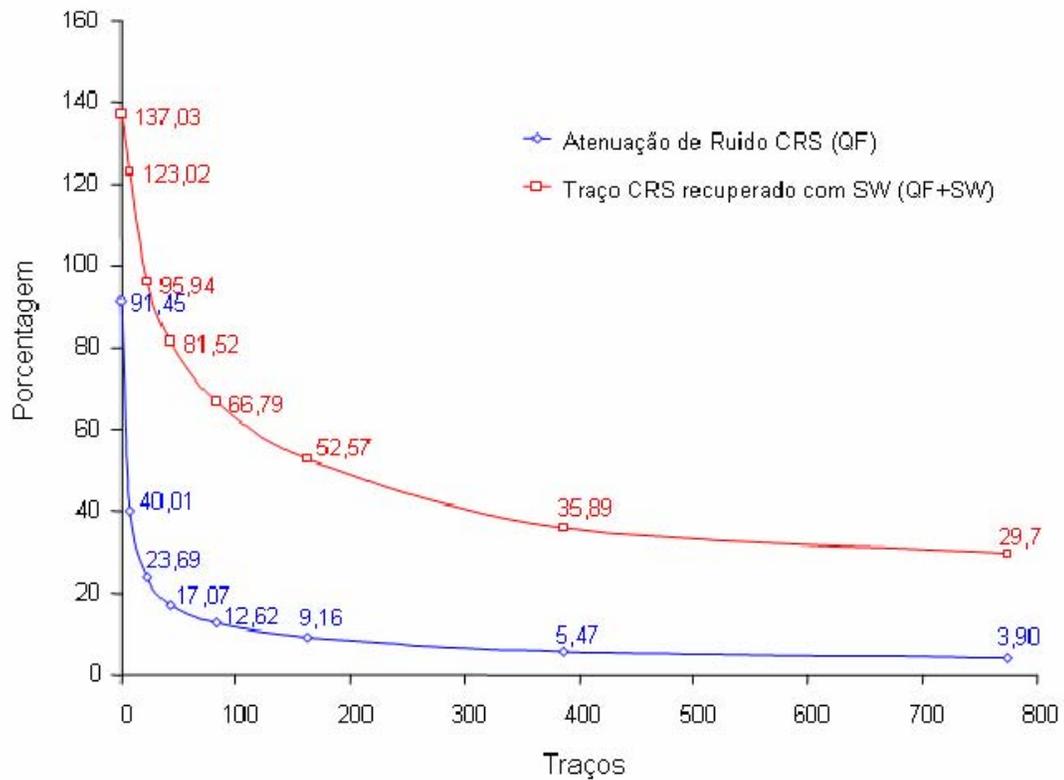


Figura 4.13: Erro na recuperação de frequências: antes (azul) e depois (vermelho) da recuperação de frequências. Observe-se que as curvas apresentam comportamento assintótico no eixo x.

ficando cada vez mais parecido com o original. Portanto, pode-se garantir que o método CRS está praticamente eliminando somente o ruído aleatório. Outra conclusão pode ser tirada desta imagem, é que o principal ganho na atenuação do ruído aleatório encontra-se no início da curva (abertura pequena). Por exemplo, quando se usa os primeiros 7 traços o erro cai de 91,45% para 40,01% (ganho de 51,44%), enquanto que ao passar de 387 para 775 traços (duas vezes a abertura) a atenuação do ruído cai de 5,47% para 3,90% (ganho de 1,57%). Portanto, a recomendação é não usar grandes aberturas, embora sempre vá-se conseguir uma melhor atenuação do ruído aleatório com um maior número de traços. A abertura a ser usada no método CRS vai depender do interesse e necessidades do usuário.

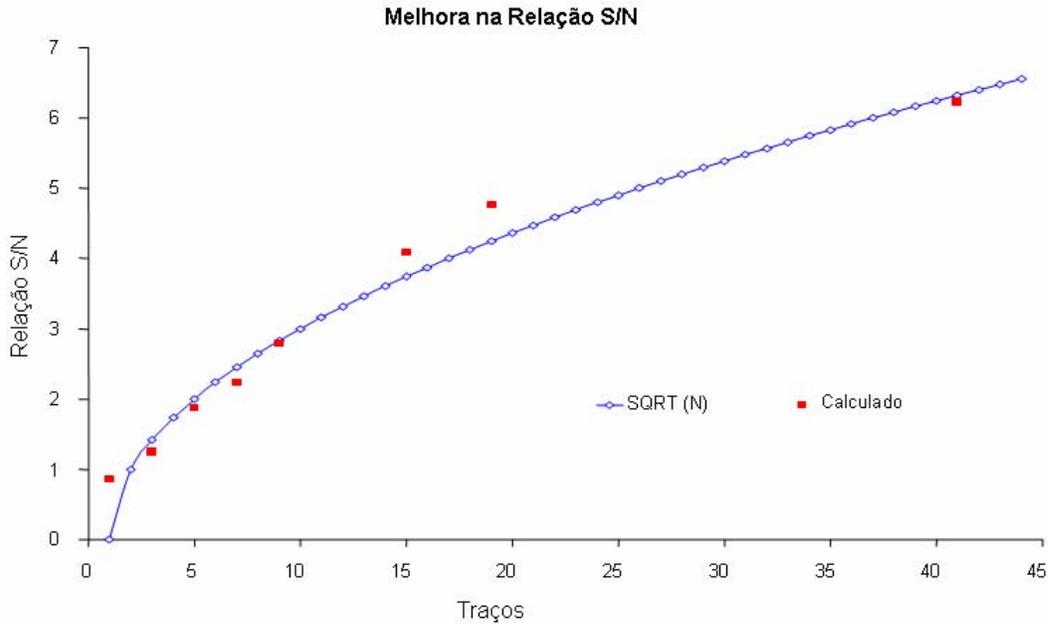


Figura 4.14: Melhora na relação S/R : Note que os valores calculados de S/R se encontram dentro da bem conhecida curva de tipo \sqrt{N} , onde N representa o número de traços empilhados.

O aumento do erro no traço com o branqueamento espectral era esperado. Este incremento tem dois componentes: a primeira, causadora da menor parte do erro, está relacionada com a forma como foram recuperadas as amplitudes; e a segunda é devida a alta frequência. É mais fácil encontrar diferença entre duas séries temporais que contêm altas frequências, do que em séries onde predominam as baixas frequências. A amplitude foi recuperada usando a função *Controle Automático de Ganho (AGC)* do pacote ProMAX. Neste processo, o ganho do sistema varia na razão inversa da amplitude média dos dados de entrada. Desta forma, o traço original e o traço obtido após a aplicação do CRS (nas diferentes aberturas) tem diferenças significativas: o nível de ruído aleatório é diferente, isto é, a amplitude média do sinal de entrada é diferente, por isso a recuperação das amplitudes é diferente para cada um dos casos.

Da Figura 4.14 pode-se concluir, como anteriormente, que a escolha da abertura (ou quantidade de traços) tem um impacto forte na relação S/R . Porém, ainda com base na figura anterior, pode-se ver que, uma vez mais, o principal efeito da quantidade de traços usados para empilhar

encontra-se principalmente no início da curva. Embora a relação S/R aumente com o número de traços somados (comportamento assintótico) a recomendação é ficar com poucos traços ou aberturas menores.

A recomendação de ficar com aberturas pequenas será discutida na subseção correspondente à resolução lateral, Subseção 4.3.2.

Na Figura 4.15, compara-se o traço obtido pela aplicação do método CRS (azul) com uma abertura de 775 traços, com o traço original atenuado (vermelho), ambos após a recuperação das altas frequências. Observe-se a boa recuperação do traço até quase os 4 segundos, o que mostra a boa atenuação do ruído aleatório por parte do método CRS. A semelhança entre os dois traços pode ser avaliada quantitativamente a partir da Figura 4.13.

Um exemplo com dados reais, terrestres, da atenuação de ruído aleatório pela aplicação do método CRS, é apresentado na Figura 4.16. Pode-se observar, tanto o resultado do processamento convencional (Figura 4.16(a)), quanto o resultado do método CRS (Figura 4.16(b)). Note que nas duas seções foi aplicado o filtro pós-empilhamento *FXDecon* (veja-se Seção A.3). As duas seções estão acompanhadas de seus correspondentes espectros de frequência do sinal (vermelho) e do ruído aleatório (preto).

Após a atenuação do ruído aleatório, o trabalho a ser feito é a recuperação dos sinais de alta frequência. Usando a ferramenta *Branqueamento Espectral* (até 70hz), observou-se que na seção processada pelo método CMP (Figura 4.17(a)), recuperou-se muito do ruído que estava entre 55hz e 65hz, chegando a atingir quase 38% do sinal. Não obstante, na seção processada pelo método CRS (Figura 4.17(b)), a recuperação do ruído aleatório, na mesma faixa de frequências, chegou no máximo a 7%.

Para observar bem o efeito da atenuação do ruído aleatório e posterior recuperação do sinal de alta frequência, ampliou-se uma parte das seções ZO do exemplo anterior. O efeito da atenuação

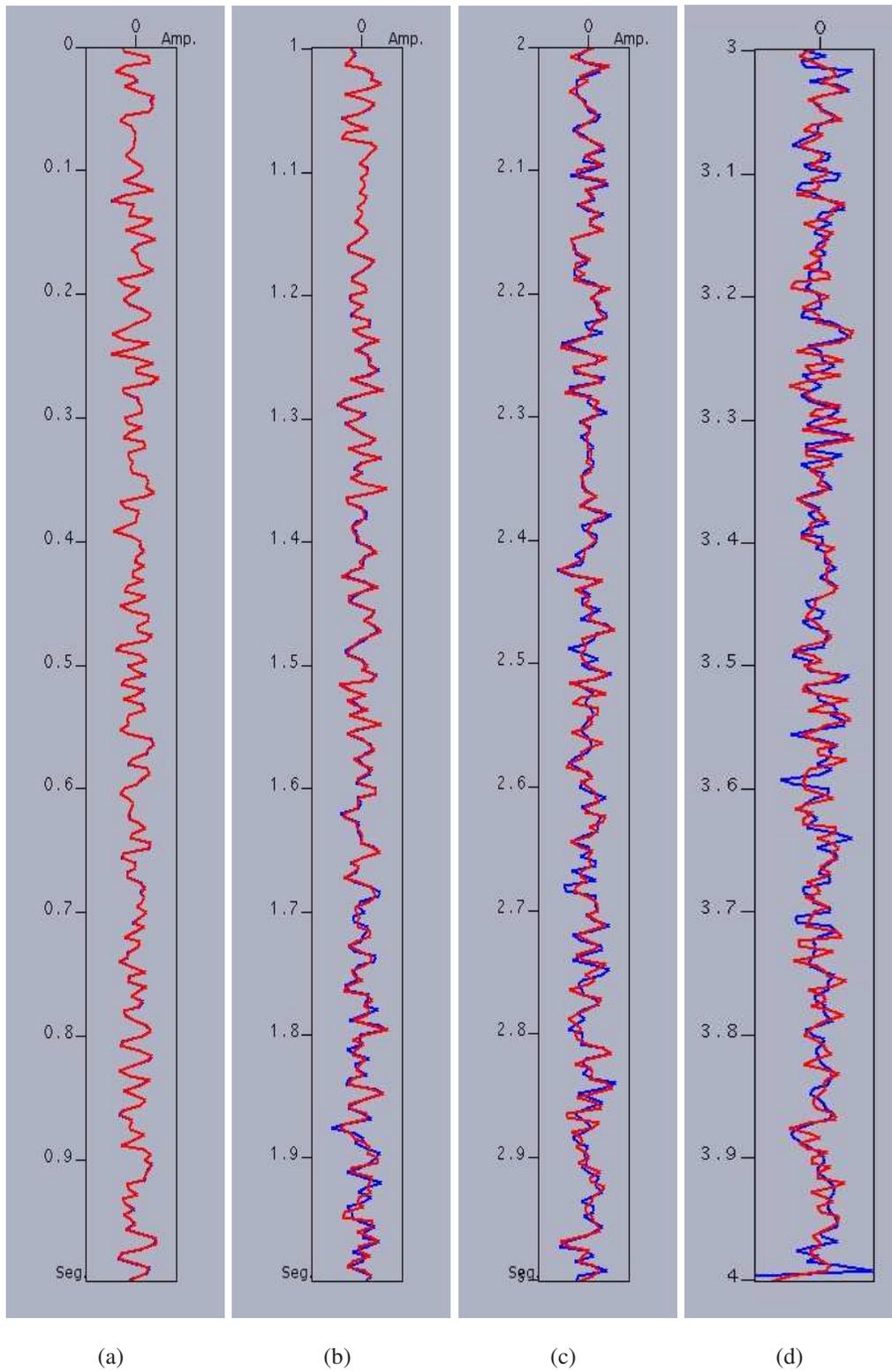
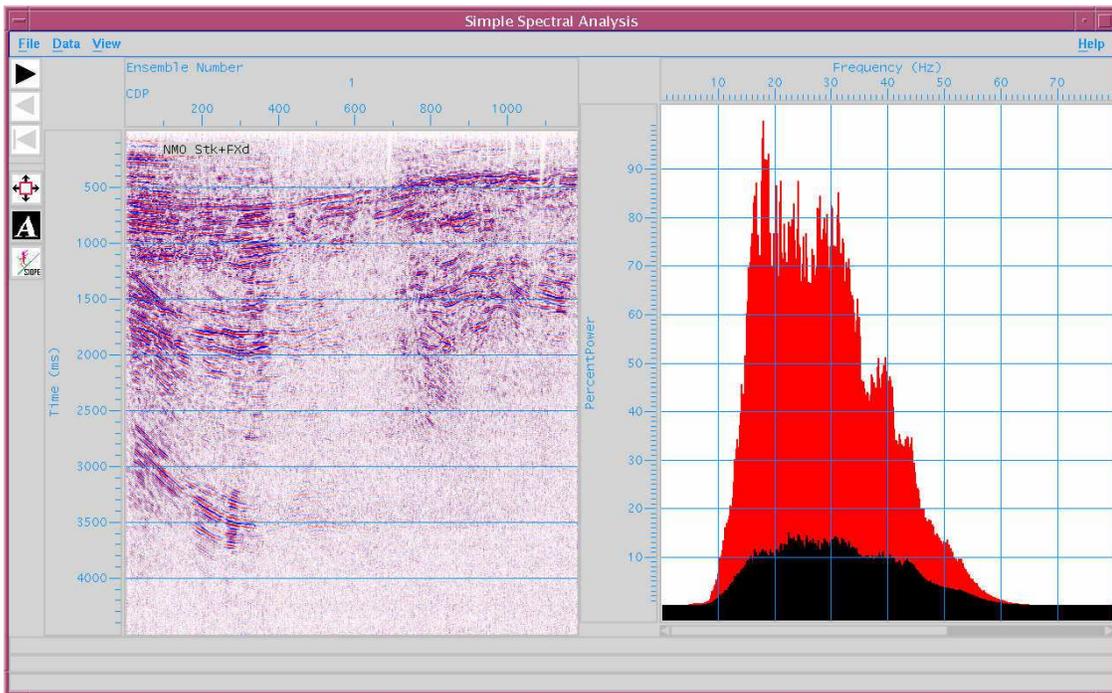
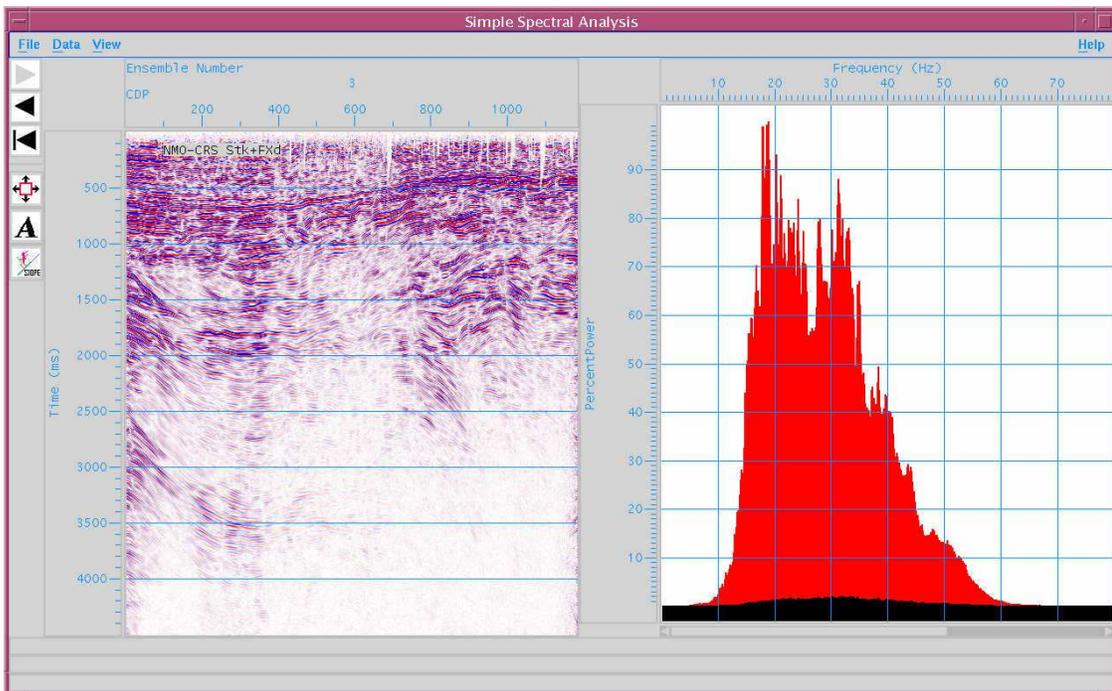


Figura 4.15: Capacidade de atenuação do ruído aleatório do método CRS: Em vermelho, o traço original e em azul, o recuperado.

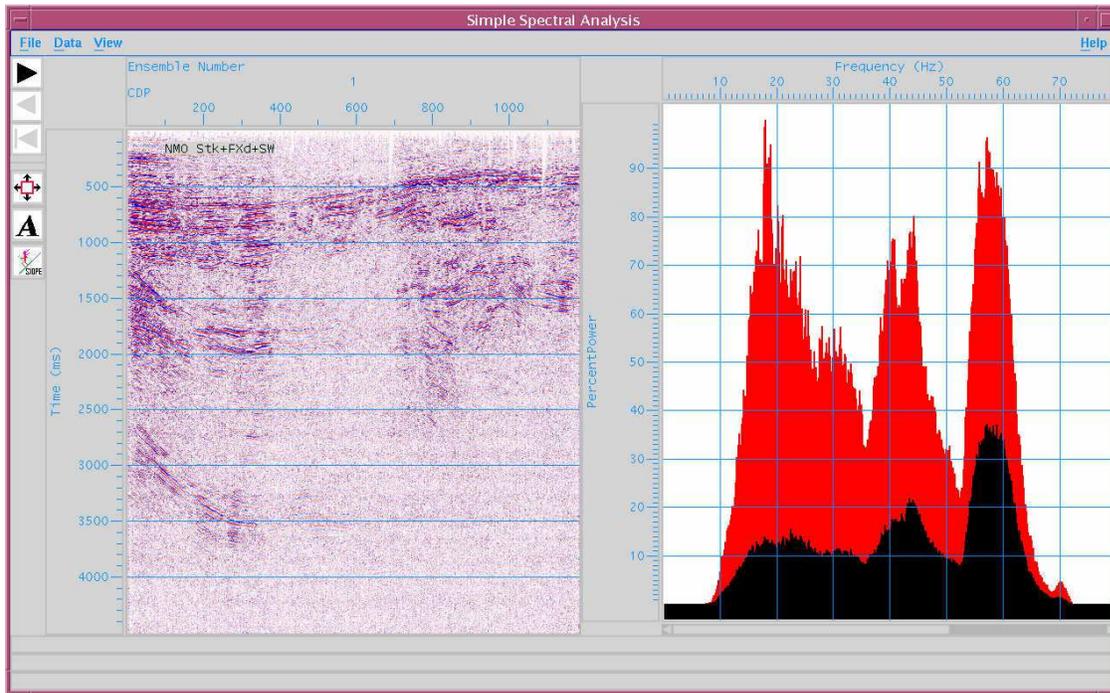


(a) Método CMP

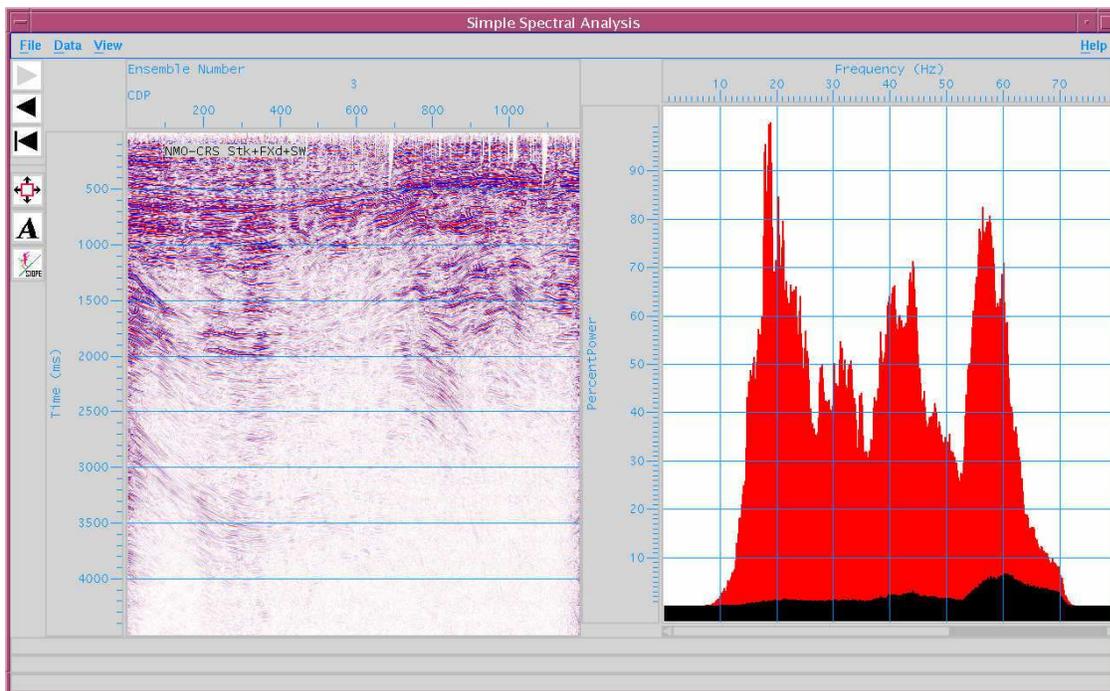


(b) Método CRS

Figura 4.16: Atenuação de ruído aleatório pela aplicação do método CRS. Observe, em cor preta, como o nível de ruído fica menor na seção CRS.



(a) Método CMP



(b) Método CRS

Figura 4.17: Comparação do nível de ruído aleatório recuperado pelo branqueamento espectral. Observe que na seção obtida pelo método CMP, mostrada em (a), o aumento do ruído, principalmente na alta frequência, foi muito maior.

do ruído pode ser observado na Figura 4.18, enquanto que o efeito da recuperação das altas frequências é mostrado na Figura 4.19.

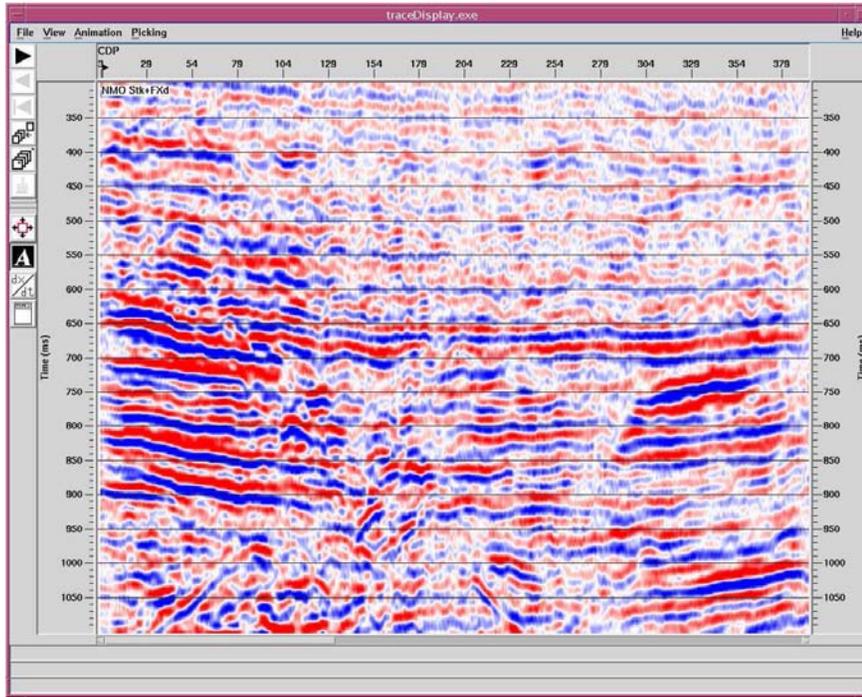
Observe que, na seção CRS (Figura 4.18(b)) o nível de ruído aleatório é bem menor. Porém, nesta seção os eventos são mais facilmente evidenciados, principalmente os eventos mais rasos. Após a recuperação do sinal de alta frequência, a seção CRS (Figura 4.19(b)) mostra que se conseguiu uma melhor discriminação das camadas, isto é, uma melhor resolução vertical, sem perda de continuidade e recuperação do ruído aleatório.

Dos resultados acima, fica comprovada a eficácia do método CRS na atenuação do ruído aleatório, ou melhoria na relação S/R . Além disso, ficou também estabelecida a relação desta atenuação com as aberturas (ou quantidades de traços somados). Também se comprovou que a recuperação do sinal de alta frequência é diretamente afetada pelo nível de ruído nos dados, sendo que a utilização do método CRS juntamente com o processo de *branqueamento espectral*, produz bons resultados quanto a melhoria da resolução vertical.

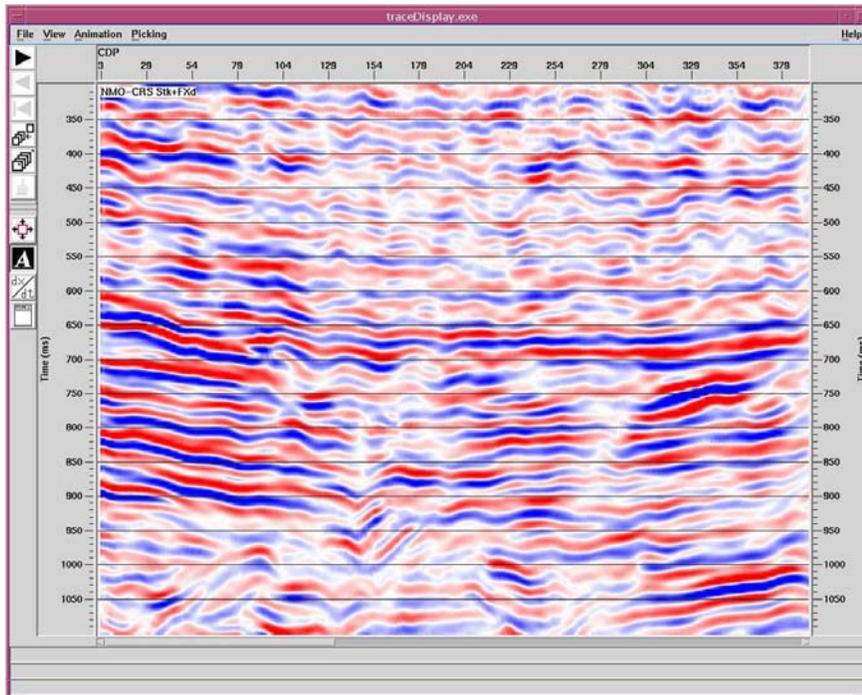
4.3.2 Resolução Lateral

A resolução lateral refere-se ao quão perto dois pontos difratores podem estar situados horizontalmente, para poderem ser reconhecidos como dois pontos separados. A energia que retorna ao receptor com tempo de trânsito até meio período da frequência dominante do sinal da fonte, a partir da chegada inicial, é somada construtivamente para formar a sinal do refletor. A parte da interface da qual esta energia está retornando é conhecida como a *Zona de Fresnel* (Yilmaz (2000)). A largura da Zona de Fresnel representa o limite absoluto da resolução horizontal de um levantamento de reflexão, já que as reflexões que estejam separadas por uma distância menor que esta largura não podem ser individualmente distinguidas. A largura, F , da Zona de Fresnel está, portanto, relacionada com o comprimento da onda, λ , e o conteúdo de frequências do sinal emitido.

Como foi mostrado na subseção anterior, a utilização do método CRS, junto com o processo

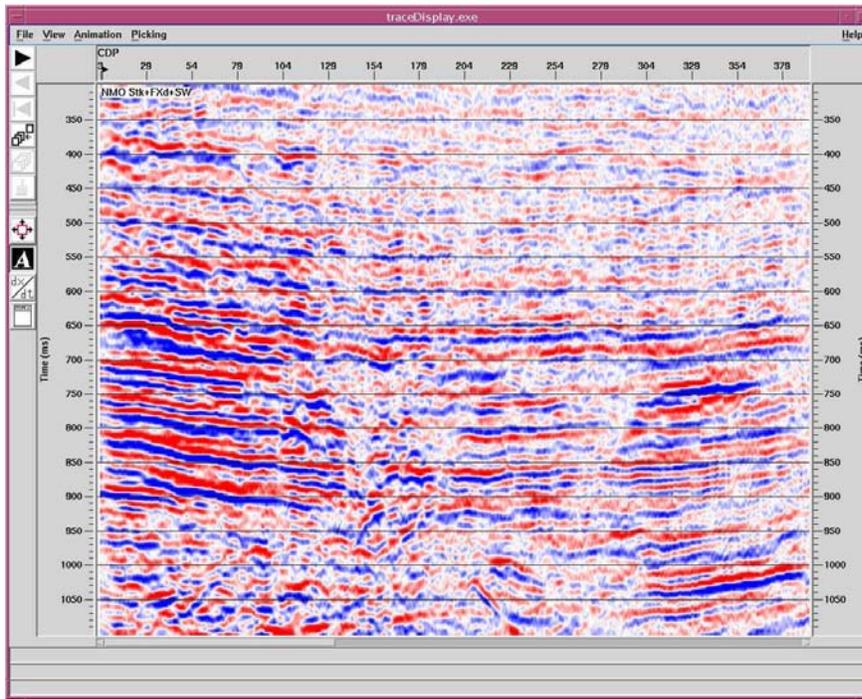


(a) Método CMP

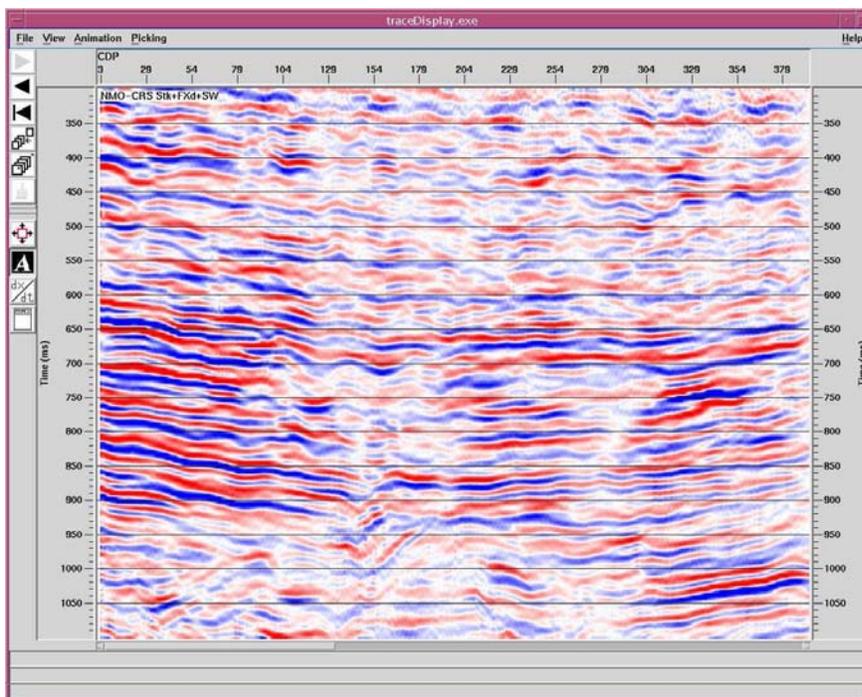


(b) Método CRS

Figura 4.18: Destaque da seção mostrada na Figura 4.16. Observe como a seção CRS contém menos ruído e os eventos são mais facilmente distinguidos.



(a) Método CMP



(b) Método CRS

Figura 4.19: Destaque da seção mostrada na Figura 4.17. Observe que, mesmo após a recuperação das frequências altas, a seção CRS ainda apresenta boa definição dos eventos.

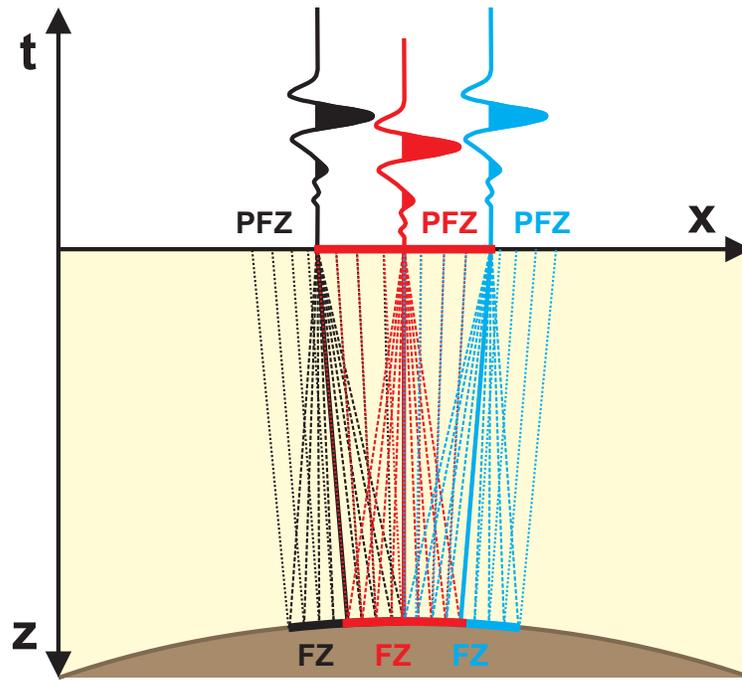
de branqueamento espectral, permite a recuperação eficaz das altas frequências em função da abertura utilizada no método.

Uma primeira impressão da relação “abertura \rightarrow alta frequência \rightarrow melhoria na resolução” é a utilização de grandes aberturas para obter a melhor resolução. Esta afirmação é válida no caso de resolução vertical, porém para a resolução horizontal a utilização da abertura na direção x deteriora os resultados.

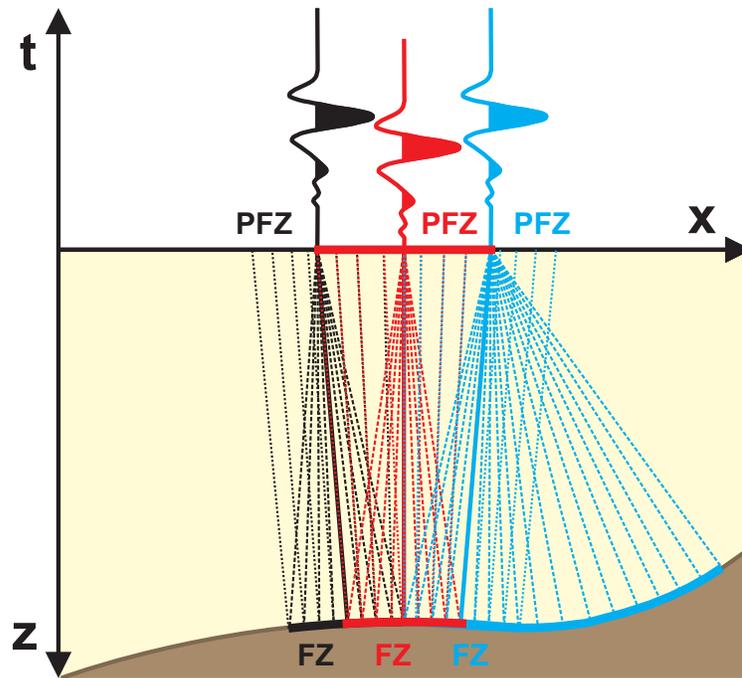
Como dito, no início desta subseção, a Zona de Fresnel representa o limite absoluto da resolução horizontal e a energia proveniente desta área constitui o sinal registrado nos receptores. Diante disso, no caso de dados reais, a soma de traços na direção x soma também o efeito da Zona de Fresnel registrada em cada um deles (Figura 4.20).

Na Figura 4.20, são apresentados dois exemplos, esquematizados, do problema da soma lateral (na direção x) dos traços. No primeiro (Figura 4.20(a)), está o caso típico de três traços, cada um formado pela zona de Fresnel correspondente, os quais ao serem somados também somariam a informação correspondentes de suas zonas de Fresnel, criando uma nova zona de Fresnel equivalente, bastante maior do que a correspondente a um traço sozinho. O segundo exemplo (Figura 4.20(b)), ilustra um caso exagerado do primeiro, onde se supõe que um dos traços tem uma zona de Fresnel muito grande; neste caso a soma lateral da informação sísmica registrada vai causar uma maior perda da resolução horizontal.

Outro problema da soma lateral é dado pela extensão dos eventos, podendo causar o fechamento de algumas falhas. Para visualizar este efeito, foi criado o exemplo sintético representado na Figura 4.21. O exemplo mostra uma seção ZO modelada por traçamento de raios sem as correspondentes difrações para poder ver melhor o efeito do estiramento dos eventos que causam o fechamento das “falhas” menores. A Figura 4.21(a) representa a seção CMP, isto é, nesta seção ainda não aparece o efeito da soma lateral e, desta forma, ela representa o limite máximo da resolução horizontal. Já na Figura 4.21(b), pode ser observado que alguns dos “buracos” presentes



(a)



(b)

Figura 4.20: Influência da Zona de Fresnel no método CRS: (a) Exemplo simples, encontrado sempre na sísmica e (b) Caso hipotético onde o refletor tem curvatura constante com centro na mesma posição do receptor.



(a) Seção CMP



(b) Seção CRS

Figura 4.21: Exemplo para mostrar um dos efeitos da soma lateral. Observe-se como alguns dos “buracos” na seção CMP estão fechados na correspondente seção CRS.

na seção CMP foram fechados. A abertura trabalhada para o empilhamento CRS foi de 15 traços, ou seja, usando o traço central e 7 traços de cada lado e o traço central.

A evolução do fechamento dos buracos em função de uma série de aberturas pode ser vista na Figura 4.22. A figura representa uma ampliação das seções da figura 4.21 com duas seções intermediárias com aberturas de 3 e 9 traços. Observe que, nas três aberturas, os eventos representam a mesma estrutura, isto é, a diferença está só no fechamento dos eventos.

O problema de como lidar com a perda de resolução lateral no CRS, o qual está intimamente à escolha de aberturas, é um problema ainda aberto, sendo objeto de ativa pesquisa. Para a solução deste problema, alguns critérios devem ser utilizados para a melhor determinação de onde se pode, ou não, ser usada a soma lateral. Estes critérios devem estar baseados nos níveis, e variações destes níveis, de coerência encontrados no sinal e no ruído. Embora resultados conclusivos ainda não existam, o entendimento do problema está avançando e devem fornecer resultados em futuro próximo.

Dois exemplos, em dados reais, desta perda de resolução lateral são apresentados nas Figuras 4.23 e 4.24. Na primeira figura, retirada da tese de mestrado de Farid Majana (Majana (2003)) observa-se, na seção CMP (Figura 4.23(a)), uma série difrações que definem muito bem os planos de falha (note-se especialmente o quadro vermelho). Estas difrações praticamente desaparecem na seção CRS (Figura 4.23(b)). Embora existam outros motivos para o desaparecimento destas difrações, o fato dos eventos nos dois lados da falha se transformarem em um só evento, pode levar à conclusão de que o principal causador deste efeito indesejável seja a soma lateral da informação. O segundo exemplo faz parte da tese de Thilo Müller (Müller (1999)). Neste caso, temos duas seções PostSDM (Migração em profundidade pós-empilhamento), as quais permitem ver melhor o feito da soma lateral nas falhas. Observa-se na seção CMP (com NMO/DMO) (Figura 4.24(a)), no quadro de número dois, duas falhas com rejeitos diferentes. Ao comparar esta seção com sua correspondente CRS, ainda observando o quadro dois, pode-se ver que a falha com o menor rejeito desapareceu. Sem dúvida, as seções CRS apresentam melhor continuidade de eventos e seções

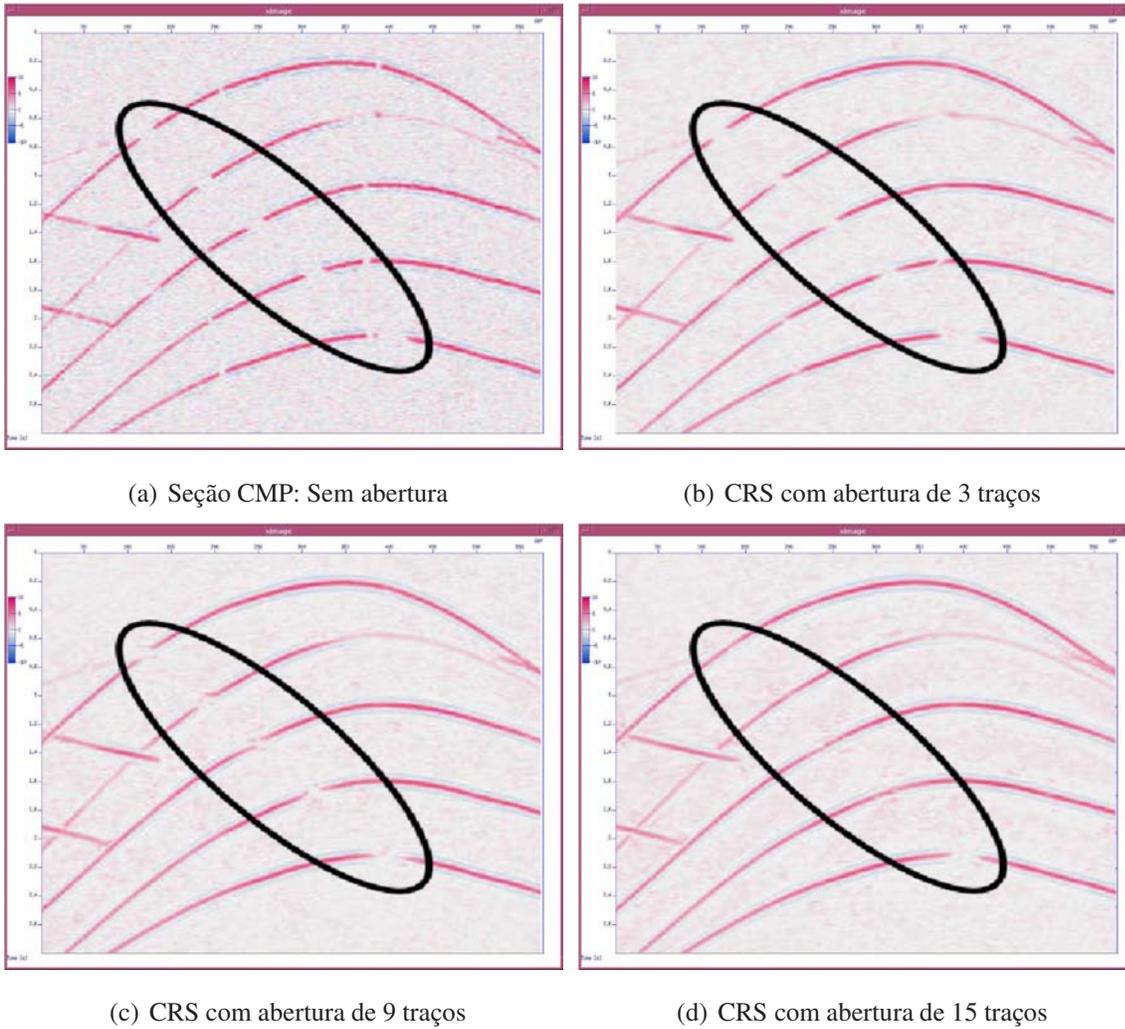


Figura 4.22: Um dos efeitos da soma lateral é o fechamento dos “buracos” na seção CMP. Observe como o fechamento vai aumentando com o correspondente aumento da abertura.

mais limpas de ruído aleatório, houve perda de resolução nas falhas.

O fato de que o CRS, em casos como o das falhas, pode atrapalhar a resolução horizontal representa, talvez, o principal motivo de o método CRS não ser muito aceito na indústria. Isto corrobora a conclusão de que talvez a melhor opção seja a utilização conjunta do processamento convencional e CRS. Finalmente, observamos que o problema de perda de resolução parece ser muito menos grave em 3D do que em 2D. Isto porque os bons resultados do CRS estão mais rela-

cionados ao número de traços considerados do que na abertura. Em dados sísmicos 3D, pode-se conseguir um bom número de traços, mesmo com pequenas aberturas laterais, garantindo boa redundância (que uma das principais vantagens do CRS) com pequena abertura lateral (garantindo a resolução lateral).

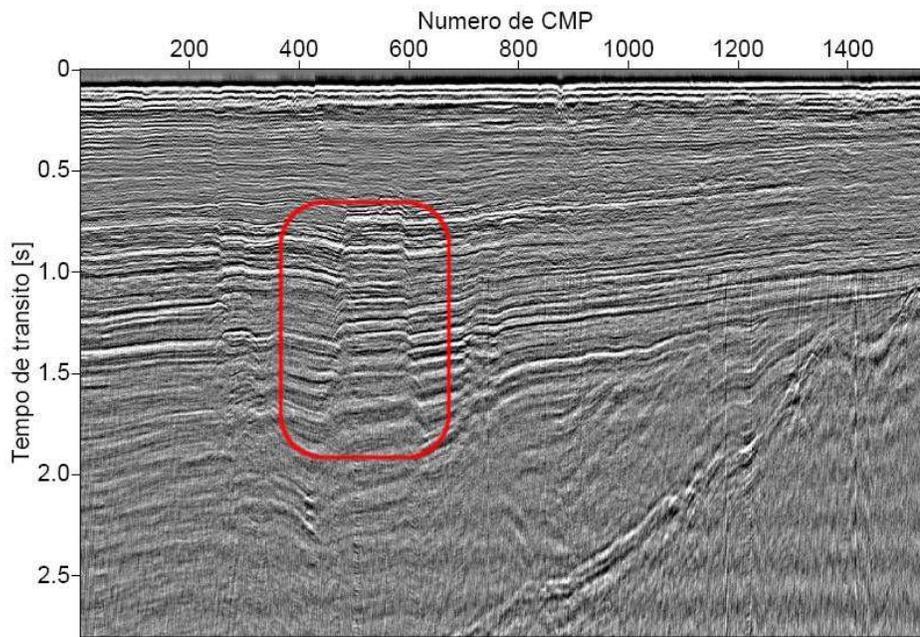
Em sua tese de doutorado, Mann (2002) recomenda a utilização da *Zona de Fresnel Projetada* como abertura lateral ótima. Esta recomendação é totalmente válida no âmbito da teoria de raio, onde cada raio carrega somente a informação correspondente a um único ponto de reflexão. Não obstante, para o caso de dados reais, a zona de Fresnel projetada pode representar a soma de uma grande quantidade de traços (cada uma envolvendo sua correspondente zona de Fresnel), diminuindo notoriamente, a resolução horizontal resultante.

A recomendação dada nesta tese, dado que o limite da resolução lateral está dado pela zona de Fresnel (isto é, não pela soma lateral de várias zonas de Fresnel), é a utilização de aberturas pequenas, como discutido na subseção anterior. Além disso, deve ser levada em conta a necessidade do usuário para reduzir a quantidade de ruído aleatório ou de ganho de alta frequência, com correspondente diminuição (“trade off”) de perda de resolução lateral.

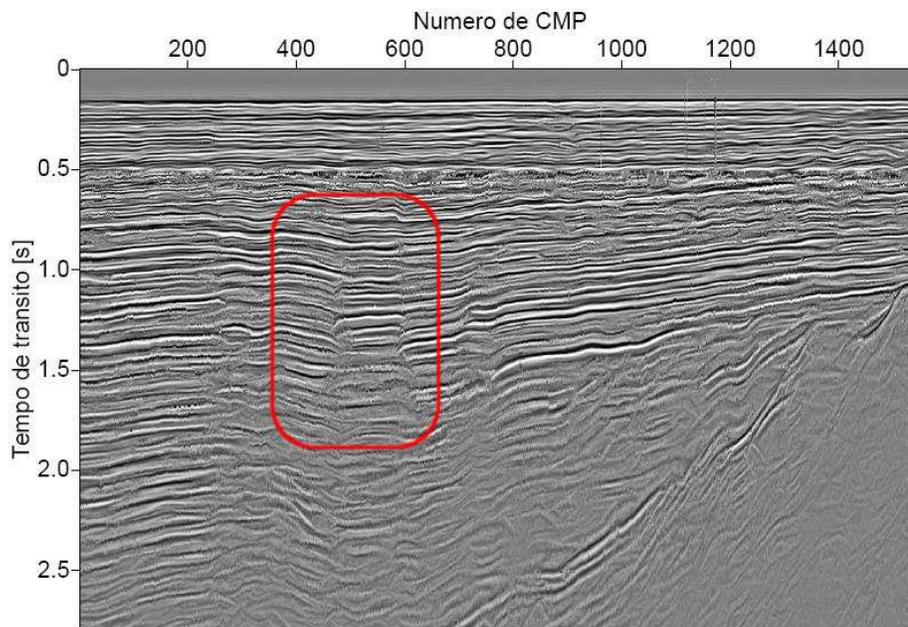
Com uma boa seção ZO obtida pelo processo *Empilhamento CMP Automático* (primeira etapa do método CRS) o problema da resolução lateral fica um pouco menos crítico, já que esta primeira seção ZO possui a máxima resolução horizontal, enquanto que a seção CRS final teria a máxima resolução vertical possível.

4.4 Alinhamento do Ruído Aleatório

Considerando o processo de busca dos parâmetros A (associado ao ângulo β) e B (associado ao raio de curvatura R_N) na seção empilhada, ambas essas buscas baseadas na análise de coerência (semblance) diretamente aplicadas aos dados empilhados. Este processo pode causar o alinhamento do ruído aleatório como resultado da soma na direção de maior coerência encontrada.

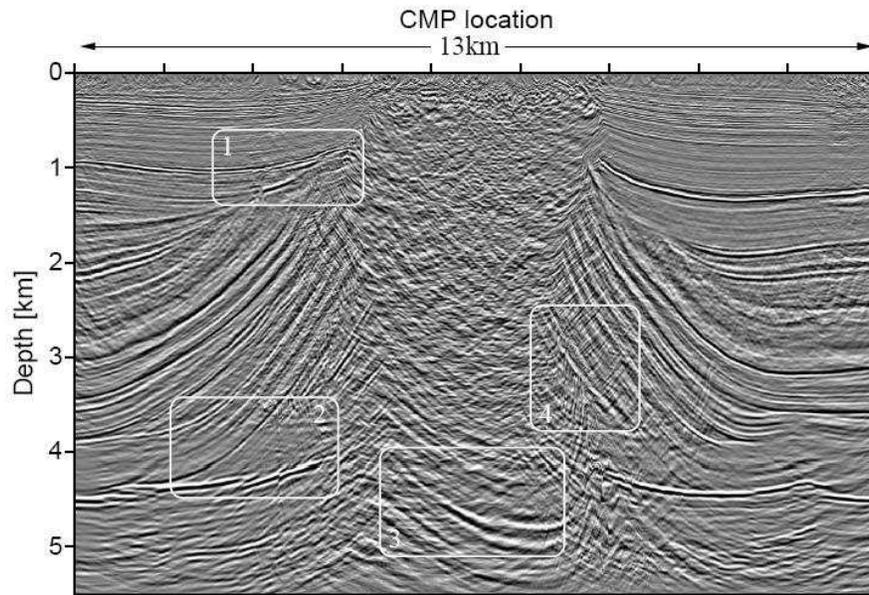


(a) Seção CMP



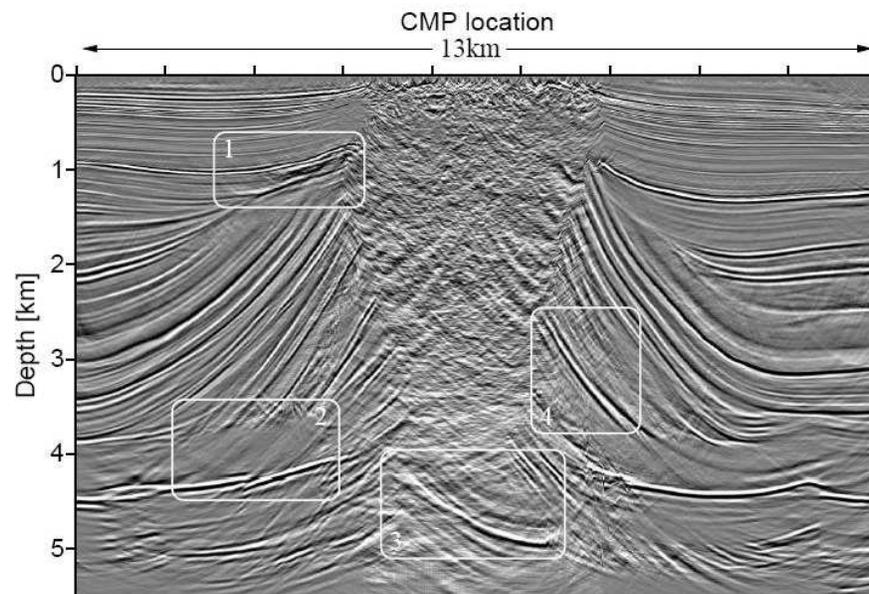
(b) Seção CRS

Figura 4.23: Seções empilhadas pelos (a) métodos CMP e (b) método CRS. Observa-se as perdas nos planos de falha e das difrações pela soma lateral na seção CRS.



PostSDM of NMO/DMO/Stack.

(a)



PostSDM of CRS Stack.

(b)

Figura 4.24: Seções PostSDM obtidas a pós aplicar (a) o empilhamento CMP (com NMO/DMO) e (b) empilhamento CRS. Observa-se que no quadro de número dois uma das falhas, a de menor rejeito, após a aplicação do CRS desapareceu.

Tal efeito é mostrado na Figura 4.25, a qual representa a seção obtida no processo *empilhamento ZO hiperbólico*. Note que, para duas amostras vizinhas, o volume de dados avaliados é praticamente o mesmo, com a exceção de uma amostra (o CMP vizinho). Mais especificamente, sai uma amostra da esquerda e entra uma nova na direita. Uma vez que o conjunto de dados a ser avaliado é praticamente o mesmo, é relativamente lógico que não haja variação na direção de máxima coerência encontrada para as duas amostras vizinhas.

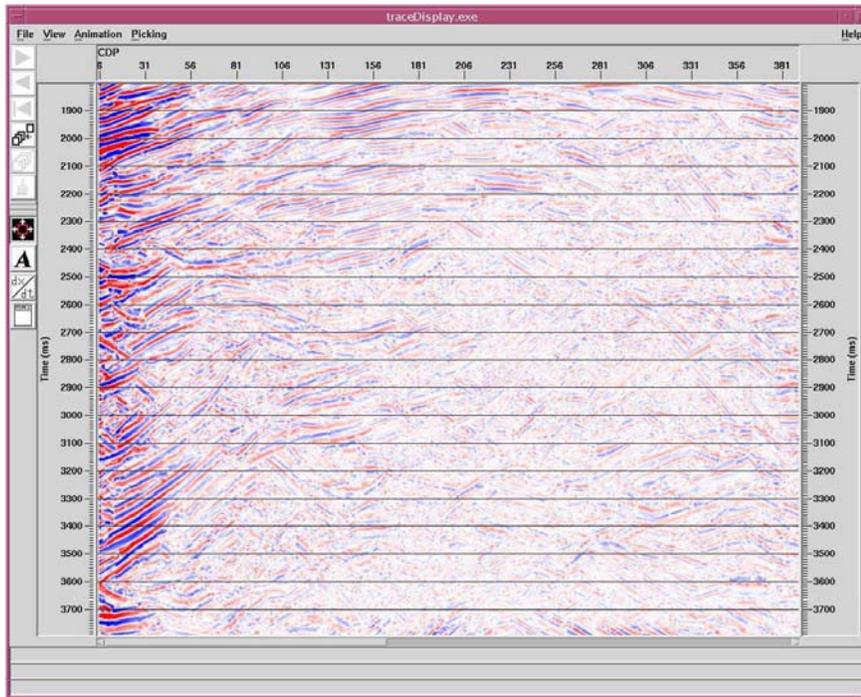


Figura 4.25: Exemplo de ruído aleatório alinhado pelo efeito da soma lateral do método CRS. Neste exemplo o efeito do alinhamento foi mais forte do que o normal.

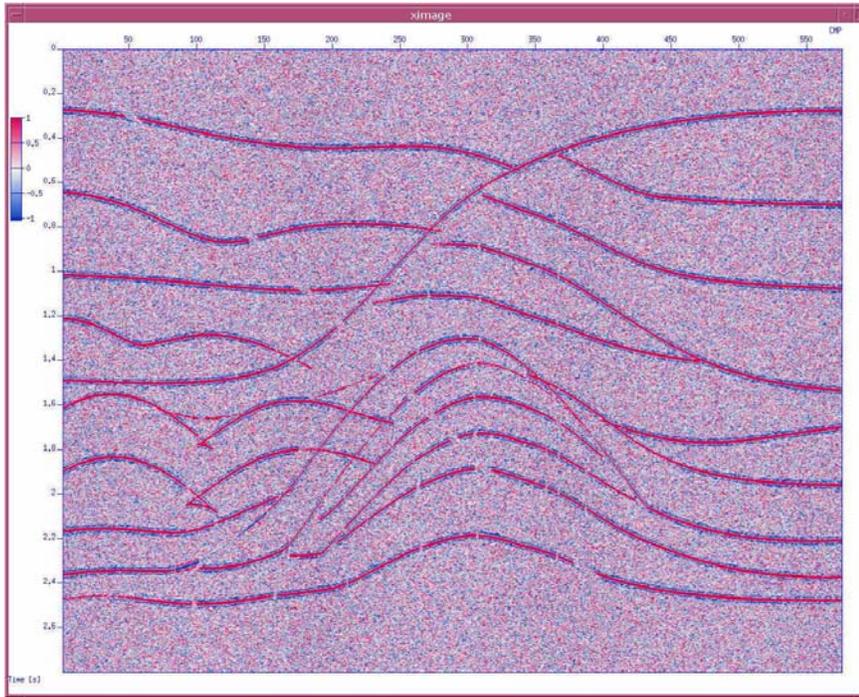
Embora após o empilhamento final, utilizando simultaneamente todos os parâmetros CRS, o nível de ruído aleatório reduz-se consideravelmente (como mostrado em todas as seções anteriores), em alguns dos casos ficam alguns eventos de pouco comprimento e com orientação caótica, causados pelo ruído aleatório que foi alinhado. O alinhamento do ruído aleatório reduz sobremaneira a credibilidade das seções obtidas pelo método CRS. Isto deve causar suspeitas, principalmente sobre as reflexões que “aparecem no CRS e não são visíveis no CMP”. Trata-se, porém, de

situações raras. Geralmente, pode-se ver que um evento de reflexão que aparece no CRS, de fato está presente no CMP, porém bem mais fraco.

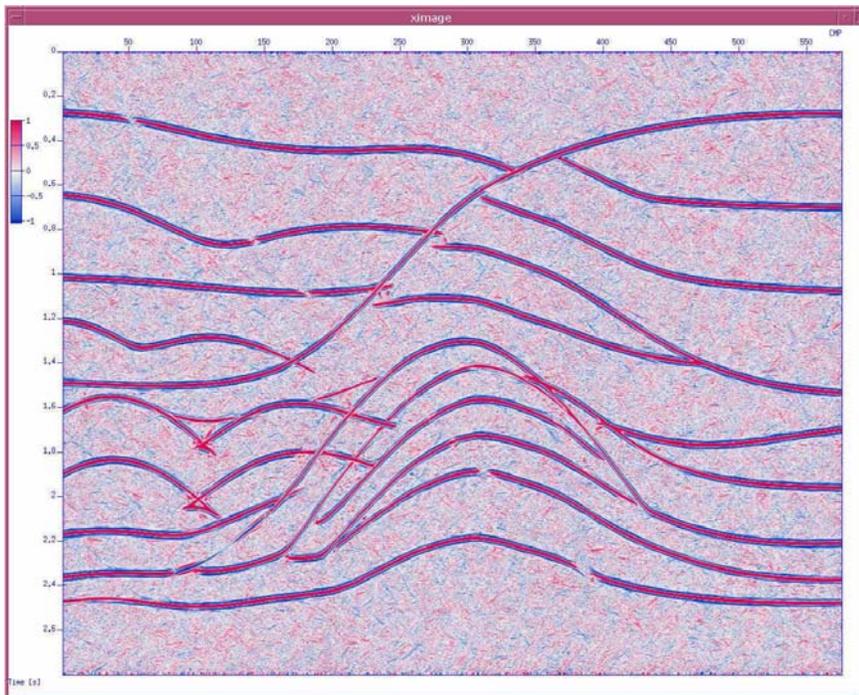
Para melhor entendimento do alinhamento do ruído aleatório mostrado na Figura 4.25, eliminando quaisquer possibilidades de serem eventos recuperados pela aplicação do método CRS, utilizou-se o exemplo sintético anterior com uma adição maior de ruído aleatório. A Figura 4.26 mostra este exemplo. A referida figura mostra a seção CMP (Figura 4.26(a)) e o resultado obtido após da busca de onda plana na seção CMP (Figura 4.26(b)). Observe que em toda a área correspondente ao ruído aleatório, na seção de onda plana, aparece o chamado *alinhamento*. Uma ampliação destas seções encontra-se nas Figuras 4.28(a) e 4.28(b)

Após a busca do parâmetro A , onde são escolhidas as direções preferenciais do sinal, é realizada a busca hiperbólica. Lembrando que, por ser a busca do parâmetro A uma aproximação linear de um evento com caracter hiperbólico, ela é realizada próximo ao ponto central x_0 , isto é, com uma abertura bem menor do que a utilizada para a busca na aproximação hiperbólica. A título de exemplo a Figura 4.27 mostra o resultado de duas buscas de onda plana, usando como entrada o mesmo conjunto de dados (sintéticos), sendo o processamento realizado com duas aberturas diferentes. Nesta figura pode-se ver como o alinhamento se apresenta independente da abertura e como a direção do alinhamento varia com a mesma. A busca hiperbólica permite a utilização de maior quantidade de amostras para determinar a região de maior coerência, o que incluiria, em princípio, também trajetórias lineares. Entretanto, a busca hiperbólica é realizada já com a direção linear definida na busca de onda plana (através do parâmetro A).

Na Figura 4.28(c), pode-se observar que o nível de orientação, ou alinhamento, do ruído aleatório é menor. Esta redução é dada pela inclusão de novas direções de busca e a utilização de um número maior de amostras para determinar os níveis de coerência que indicam as regiões de soma. Este maior número de amostras e trajetórias incluídas na busca hiperbólica, para a avaliação da coerência, permite, a possibilidade, de “fugir” mais facilmente do alinhamento. Apesar de serem permitidas novas direções de busca, elas estão limitadas pelo parâmetro A , encontrado na

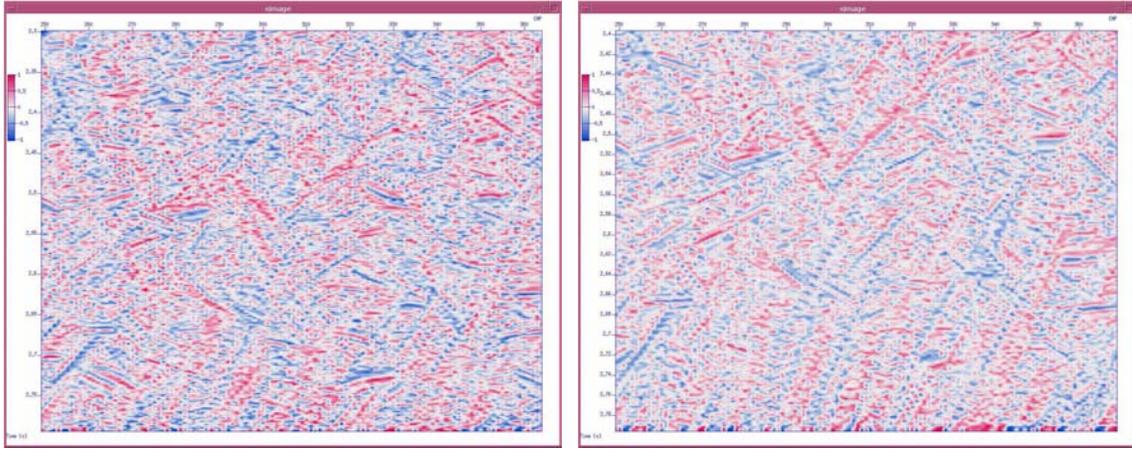


(a) Seção CMP



(b) Seção onda plana

Figura 4.26: Exemplo sintético para mostrar o efeito da soma lateral na busca de onda plana. Observe como o ruído aleatório da seção CMP foi fortemente alinhado na seção onda plana.



(a) Seção CMP

(b) Seção onda plana

Figura 4.27: Resultado de duas buscas de onda plana, do mesmo dado de entrada, usando diferentes abertura. Note como o alinhamento e a direção de ele variam nas duas seções.

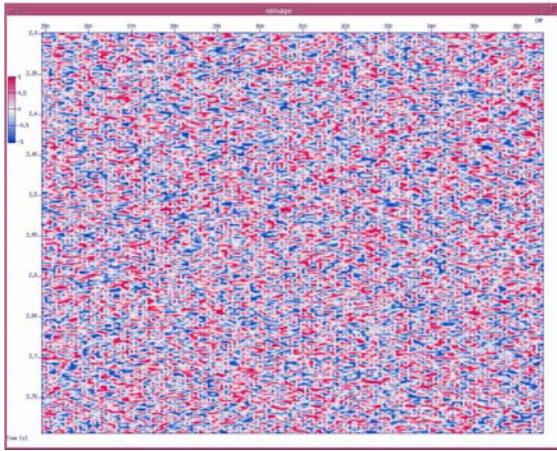
busca anterior, o que mantém ainda um pouco de alinhamento. Lembrando da equação de busca hiperbólica no seção ZO,

$$t_{ZO}^2(x_m) = [t_0 + A(x_m - x_0)]^2 + B(x_m - x_0)^2; \quad (4.5)$$

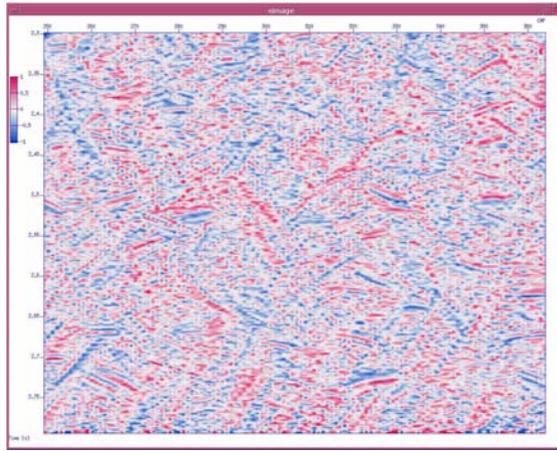
é fácil observar a influência deste parâmetro na nova busca.

Dos resultados acima, observamos que, na seção obtida pela busca hiperbólica existe o efeito do alinhamento, uma vez que (1) o alinhamento persiste pelo pré-condicionamento do parâmetro A e (2) que, por economia computacional, é feita inicialmente a busca linear (ou do parâmetro A) e depois a busca hiperbólica (ou do parâmetro B), o que dá muito mais peso a busca linear e não à hiperbólica (que é realmente a importante). Tais observações permitem redefinir a estratégia original com um baixo aumento no custo computacional, como explicado abaixo.

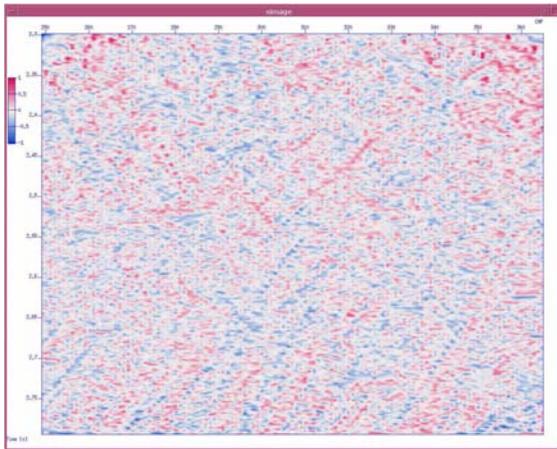
A proposta original se baseia numa “varredura” de todos os possíveis valores de A , e assim



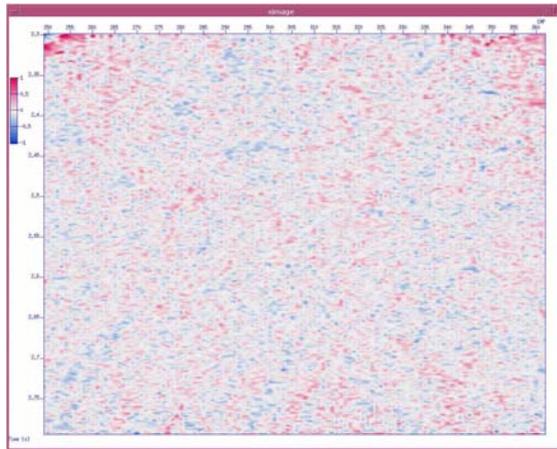
(a) Seção CMP



(b) Seção Onda-Plana



(c) Seção Hiperbólica



(d) Seção Pseudo-Biparamétrica

Figura 4.28: Efeito das três buscas feitas pelo método CRS no ruído aleatório. A busca hiperbólica reduz o efeito da do alinhamento provocado pela busca de onda plana, porém ainda muito ruído está alinhado. A nova busca proposta (d) Biparamétrica apresenta melhor resultado na atenuação do alinhamento.

ficar com aquele que garante maior coerência para ser usado como parâmetro conhecido na busca do parâmetro B . Na nova proposta, não apenas o valor com maior coerência vai ser guardado, mas os n primeiros valores com maior coerência, sendo n um número a ser indicado pelo usuário. Para cada um destes valores de A , será feita a busca de seu correspondente parâmetro B . No final, o valor aceito, ou valores no caso de mergulhos conflitantes, é aquele para qual o par A e B garanta

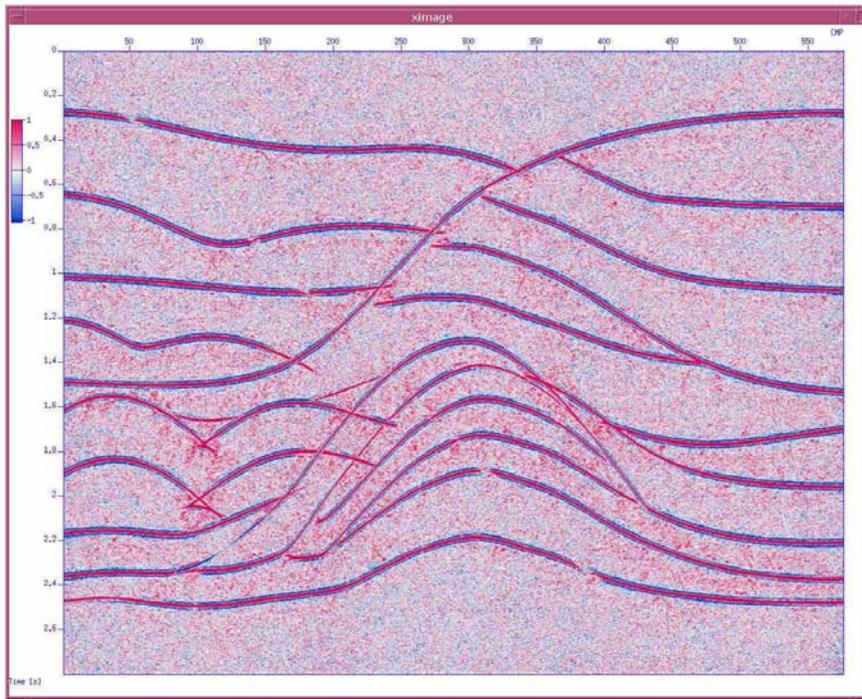
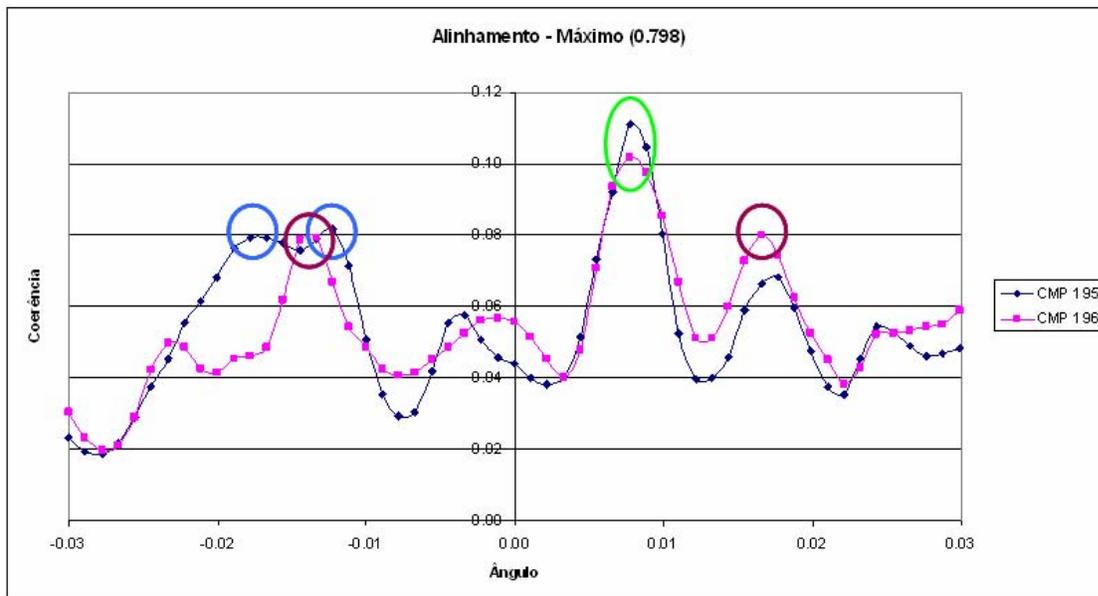
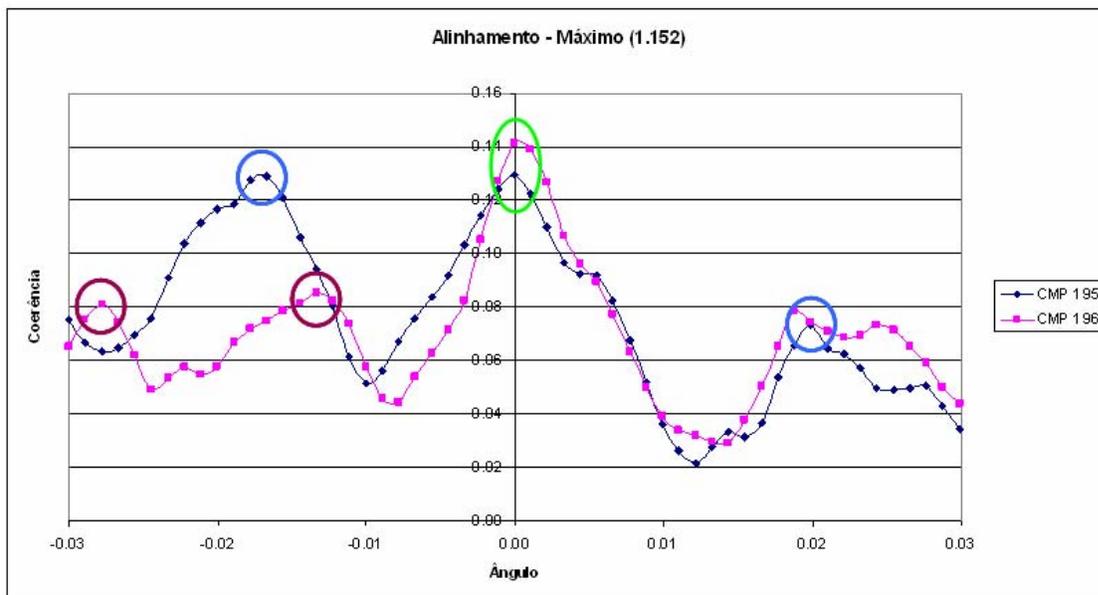


Figura 4.29: Observe como a busca *pseudo-biparamétrica* além de atenuar o alinhamento do ruído aleatório conserva o sinal. Compare o resultado deste busca com sua correspondente seção CMP na Figura 4.26(a).

a maior coerência. Este processo simula uma busca biparamétrica, restrita a poucos pares A e B , e por isso é chamada de *pseudo-biparamétrica*. O resultado da busca *pseudo-biparamétrica*, na eliminação do alinhamento, pode ser visto na Figura 4.28(d). O resultado total pode ser visto na Figura 4.29. Ao comparar esta figura com aquela da correspondente seção CMP, Figura 4.26(a), pode-se ver que o sinal é conservado, observando-se, entretanto, pequenas falhas nos refletores, as quais criam as “borboletas”. A grande vantagem desta nova busca, no caso do ruído aleatório, é que os n valores de A encontrados, de uma amostra para sua vizinha, não teriam relação. Os n valores “aleatórios” de A , onde são feitas a buscas do parâmetro B , garantem uma maior possibilidade de fuga da condição de alinhamento. Um exemplo de falta de relação entre os valores de A nesta busca se pode ver na Figura 4.30. No caso, temos duas amostras (diferentes) em posição de um só ruído aleatório.



(a) Seção CMP



(b) Seção onda plana

Figura 4.30: Exemplo do conjunto de valores a serem trabalhados pela busca *pseudo-biparamétrica*. Note que os CMPs vizinhos apresentam conjuntos de valores bem diferentes, o que ajudaria na eliminação, ou atenuação, do alinhamento do ruído aleatório.

Na Figura 4.30 pode-se ver dois exemplos do conjunto de valores a serem trabalhados pela busca *pseudo-biparamétrica*. Note que nos dois casos, quando é utilizado apenas o máximo global, os dois CMPs vizinhos apresentam a mesma solução (solução marcada na cor verde). Isto acontece porque, para os dois CMPs vizinhos, o conjunto de valores avaliados é praticamente o mesmo, variando só uma amostra no início e outra no final do conjunto de CMPs avaliados para determinar o melhor parâmetro A , enquanto que os máximos globais (soluções nas cores azul claro e vermelho escuro) apresentam uma maior variedade, isto é, os CMPs vizinhos não guardam relação com os valores avaliados. Como dito antes, nestes exemplos em particular, se avaliam três valores do parâmetro A e para cada um deles é avaliado o parâmetro B , tomando como solução o par (A,B) que dê o melhor nível de coerência. Isto fornece uma maior oportunidade de sair do alinhamento do ruído aleatório.

Com a busca pseudo-biparamétrica o esforço computacional aumenta em n vezes, no caso de mergulhos não conflitantes, mas ainda assim, a quantidade de operações é muito menor do que fazer uma varredora total nos dois parâmetros A e B . Os resultados obtidos pela busca pseudo-biparamétrica são muitos bons, eliminando (ou atenuando) o alinhamento do ruído aleatório.

4.5 Outras Melhorias

Em virtude das melhorias propostas, e visto que muitas delas precisam de uma maior interatividade com o usuário, iniciou-se um trabalho conjunto com uma empresa dedicada à produção de software para a indústria do petróleo. A motivação deste trabalho conjunto é que se considerou que a criação de ferramentas mais interativas, bem como a implementação de correspondentes utilidades gráficas, transcende o ambiente acadêmico onde se insere esta tese.

Dentre as várias ferramentas gráficas implementadas, destacam-se a possibilidade de definir aberturas, em h e x_m , variando ao longo da linha sísmica e a facilidade de usar a mesma função semblance para definir limites de busca para o parâmetro C variando ao longo da linha sísmica e também no tempo. Cabe notar que para o cálculo do semblance, tanto para definir os limites da

busca como para a própria busca do parâmetro, já está implementada a utilização de super-famílias
CMP.

Capítulo 5

OBSERVAÇÕES E CONCLUSÕES

Embora desde sua aparição na década de 60 a técnica CMP (Mayne (1962)), inicialmente conhecida como CDP, tenha sido objeto de diversas pesquisas e trabalhos para expandir sua utilização a áreas complexas (por exemplo, o DMO e a migração pré-empilhamento). Esta técnica ou método mantém seu caráter simples, eficiente e robusto. Isto responde pela sua intensa aplicação ainda nos dias de hoje. Como objetivo principal, este método busca a redução de ruído aleatório pelo processo de empilhamento de traços correspondente a uma mesma família CMP.

A contínua necessidade de obter a maior quantidade possível de informação do meio, ou dos dados registrados, junto com a melhor utilização de todo o volume sísmico de registro, abriu caminho para outras metodologias, dentre elas, o método CRS.

O método CRS utiliza um tempo de trânsito (hiperbólico) que é uma extensão natural da equação de tempo de trânsito NMO (utilizada no método CMP). O sobretempo hiperbólico CRS é válido para configurações arbitrárias de pares fonte-receptor em uma proximidade do ponto central, x_0 , ao contrário do sobretempo NMO, que é válido apenas para a configuração CMP. Assim, o método CRS empilha uma quantidade significativamente maior de traços para, através do empilhamento, simular cada traço da seção de afastamento nulo. Na situação 2D, objeto da presente tese, a equação de tempo de trânsito CRS depende de três atributos, a saber, β , R_N e R_{NIP} . A equação de tempo de trânsito do CRS pode ajustar-se às diferentes configurações, em cada uma

dessas configurações, o número de parâmetros (ou coeficientes) diminui. No caso da configuração CMP, o sobretempo CRS coincide com o sobretempo NMO.

Uma diferença importante entre o método CMP e o método CRS, é que o CRS estima automaticamente seus parâmetros para cada ponto da seção ZO a ser simulada, ao contrário do método CMP, no qual se escolhem algumas reflexões chaves, sendo seus correspondentes atributos (únicos, a saber, as velocidades NMO), interpolados para os demais pontos. O método CRS com seus três parâmetros fornece uma maior quantidade de informações adicionais sobre o modelo geológico em subsuperfície.

Neste trabalho, foram propostas e discutidas algumas contribuições a respeito do método CRS em si e sua utilização. Dentre as principais contribuições estão mudanças no código, novos parâmetros de busca, melhoria na escolha das aberturas, aplicação conjunta com o método CMP, bem como uma nova forma de interpretar o método CRS e seus resultados.

As mudanças no código estão diretamente relacionadas com a proposta de uma nova equação de tempo de trânsito do método CRS (Equação 4.1). Esta nova equação também propõe a utilização dos novos parâmetros CRS A , B e C . Os novos parâmetros implementados são diretamente relacionados aos dados registrados¹. Mais especificamente, o parâmetro C está relacionado com a velocidade de propagação das ondas sísmicas e os parâmetros A e B estão relacionados com a inclinação e curvatura dos eventos de reflexão nas seções empilhadas (em tempo), respectivamente. A relação direta dos novos parâmetros CRS com os dados registrados permite um melhor controle nos limites de busca, dado que, por uma inspeção visual dos dados (ou seções empilhadas), pode-se estabelecer o valor máximo e mínimo de busca dos parâmetros com mais precisão. Além disso, podem estabelecer limites que permitam excluir alguns ruídos coerentes facilmente.

Como mostrado nesta tese, o método CRS é uma ferramenta muito útil no processamento de dados sísmicos. O método consegue obter seções mas “limpas”, ou com menos ruído aleatório,

¹Lembre que os parâmetros originais do método CRS estão relacionados com o modelo geológico.

melhora a continuidade² dos eventos sísmicos, recupera refletores profundos (onde a relação S/R é baixa), entre outras boas qualidades. Como justificado nesta tese, concluímos que o potencial do CRS, através da inclusão e implementação de aspectos práticos já bem conhecidos para o método CMP, pode ser ainda maior.

Ficou comprovado que o CRS aumenta a relação S/R . Este ganho permite a recuperação de sinal de alta frequência que fica comprometido pelo nível de ruído aleatório. Este aumento é dado pelo maior número de traços somados no empilhamento. Diferentemente do método CMP, o método CRS, no empilhamento, também soma traços dos CMPs vizinhos. A soma lateral de informação é o principal causador da “continuidade” dos eventos, bem como, entretanto, do principal problema do método CRS: A perda de resolução lateral. Esta perda de resolução é tanto maior quanto maior seja a abertura na direção x_m , ou número de CMPs, incluídos no empilhamento. Vale notar que o ganho na relação S/R não acompanha a abertura, isto é, não existe uma relação direta entre a quantidade de CMPs incluídos na soma e a relação S/R . A relação que existe entre estes valores é de \sqrt{N} , onde N representa a quantidade de traços somados. Embora a resolução lateral seja comprometida pelo empilhamento na direção x_m , o CRS compensa, em parte, esta perda dado que, no primeiro processo de busca, ele fornece uma seção CMP empilhada equivalente àquela fornecida pelo método CMP.

O método CRS trabalha muito bem em eventos contínuos. No caso de presença de falhas e/ou difrações, é necessário encontrar controles melhores para os processos de buscas dos parâmetros e empilhamento, que permitam manter a qualidade do seções CRS sem a perda destes eventos e/ou a resolução lateral. Os trabalhos atuais (não incluídos nesta tese) estão direcionados na busca destes controles ou critérios, que possibilitem manter a qualidade das seções, como também conseguir uma melhor diferenciação entre o que é sinal e ruído.

Visto que as novas seções CRS obtidas com a implementação das propostas apresentadas

²Esta melhora na continuidade pode ser, em alguns casos, indicativo de problemas na resolução lateral, como discutido no capítulo anterior. Aqui se faz referência ao caso onde realmente o evento deve ter continuidade.

nesta tese são, no geral, de melhor qualidade, propõe-se, como trabalhos futuros, a aplicação de processos pós-empilhamento, tais como *Coherence Cube*, “amarração de poços”, e outras técnicas de caracterização de reservatórios. Também se considera, para trabalhos futuros, a aplicação do método CRS em dados migrados (pós- o pré-empilhamento) onde, por exemplo, não existem eventos conflitantes e as difrações já foram colapsadas. Tendo em vista que, nestes dados, não existem mais as difrações, um dos principais problemas da perda de resolução horizontal, pode-se concentrar os esforços no estudo da soma lateral na presença de falhamentos.

Referências

- Al-Chalabi, M., 1973, Series approximation in velocity and travelttime computations: *Geophys. Prosp.*, **21**, no. 04, 783–795.
- Bergler, S., Chira, P., Mann, J., Vieth, K., and Hubral, P., 2002, Stacking Velocity Analysis with CRS Stack Attributes:, page B003.
- Bergler, S., Hoecht, G., Perroud, H., and de Bazelaire, E., 2003, 3D Macro-Velocity Inversion by Means of Kinematic Wavefield Attributes:, page D31.
- Biloti, R., 2001, Tempos de trânsito multiparamétricos: Estimacão e inversão: Ph.D. thesis, Universidade Estadual de Campinas.
- Birgin, E., Biloti, R., Tygel, M., and Santos, L. T., 1999, Restricted optimization: A clue to a fast and accurate implementation of the Common Reflection Surface Stack method: *Journal of Applied Geophycis*, **42**, 143–155.
- Black, J. L., McMahon, I. T., and Meinardus, H. A., 1985, Applications of prestack migration and dip moveout: 55th Annual Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, Session:S8.3.
- Bleistein, N., and Gray, S. H., 2001, From the Hagedoorn imaging technique to Kirchhoff migration and inversion: *Geophys. Prosp.*, **49**, no. 06, 629–643.
- Bloor, R., and Jones, N., 1995, The suppression of isolated back-scattered noise:, page Session:A054.

- Bortfeld, R., 1989, Geometrical ray theory: Rays and traveltimes in seismic systems (second-order approximations of the traveltimes): *Geophysics*, **54**, no. 03, 342–349.
- Červený, V., 2001, *Seismic ray method*: Cambridge University Press.
- Chase, M. K., 1992, Random noise reduction by FxY prediction filtering, **23**, no. 1/2, 51–55.
- Claerbout, J. F., and Doherty, S. M., 1972, Downward continuation of moveout-corrected seismograms: *Geophysics*, **37**, no. 05, 741–768.
- Claerbout, J. F., 1976, *Fundamentals of geophysical data processing*: McGraw-Hill.
- Clayton, R., 1978, Common midpoint migration: Stanford Exploration Project Report, , no. 14.
- Dash, B. L., and Obaidullah, K. A., 1970, Determination of signal and noise statistics using correlation theory: *Geophysics*, **35**, no. 01, 24–32.
- Duarte, O., 2003, *Dicionário enciclopédico Inglês-Português*: Sociedade Brasileira de Geofísica.
- Duncan, G., and Beresford, G., 1993, Coherent noise attenuation methods for low-fold seismic data, **24**, no. 3/4, 479–486.
- Duveneck, E., 2004a, 3D tomographic velocity model estimation with kinematic wavefield attributes: *Geophys. Prosp.*, **52**, no. 6, 535–545.
- 2004b, Velocity model estimation with data-derived wavefront attributes: *Geophysics*, **69**, no. 1, 265–274.
- Ewig, E., 2003, Theory and application of residual static correction by means of CRS attributes: Ph.D. thesis, Karlsruhe University.
- Ferber, R.-G., and Koitka, H., 1991, Sequential Wiener deconvolution to improve seismic resolution: *Geophys. Prosp.*, **39**, no. 02, 183–192.
- Gamboa, F., 2003, Caracterização e eliminação de múltiplas pelo método da superfície comum de reflexão (CRS): Master's 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: Um novo algoritmo usando otimização global e local: Ph.D. thesis, Universidade Federal Do Pará.
- Gazdag, J., 1978, Wave equation migration with the phase-shift method: *Geophysics*, **43**, 1342–1351.
- Grosfeld, V., Biloti, R., Santos, L., and Tygel, M., 2002, Topographic Correction Using CRS Parameters:, page P165.
- Gulunay, N., 1996, F-X deconvolution and complex Wiener prediction filter *in* Robinson, E. A., and Osman, O. M., Eds., *Deconvolution 2*:: Soc. of Expl. Geophys., 552–554.
- Hagedoorn, J. G., 1954, A process of seismic reflection interpretation: *Geophys. Prosp.*, **02**, no. 02, 85–127.
- Höcht, G., 1998, Common Reflection Surface Stack: Master's thesis, Karlsruhe University.
- Hilterman, F. J., 1982, Interpretative lessons from three-dimensional modeling: *Geophysics*, **47**, no. 05, 784–808.
- Hubral, P., Schleicher, J., Tygel, M., and Hanitzsch, C., 1993, Determination of Fresnel zones from traveltimes measurements: *Geophysics*, **58**, no. 05, 703–712.
- Hubral, P., Hocht, G., and Jager, R., 1998, An Introduction to the Common Reflection Surface Stack:, pages Session:01–19.
- Hubral, P., and Krey, T., 1980, Interval Velocities from Seismic Reflection Time Measurements: Soc. of Expl. Geophys.
- Hubral, P., 1977, Time migration - Some ray theoretical aspects: *Geophys. Prosp.*, **25**, no. 04, 738–745.

- 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.
- Kelly, I., and Lines, L., 1994, Noise suppression for deconvolution: *J. Can. Soc. Expl. Geophys.*, **30**, no. 02, 120–126.
- Kjartansson, E., and Rocca, F., 1979, *The exploding reflector model and laterally variable media*: Stanford Exploration Project Report, , no. 16.
- Koglin, I., and Ewig, E., 2003, *Residual static correction by means of CRS attributes*., pages 1889–1892.
- Koglin, I., 2001, *Picking and smoothing of seismic events and CRS attributes, application for inversion*: Ph.D. thesis, Universidade de Karlsruhe.
- Kravtsov, Y. A., and Orlov, Y. I., 1990, *Macro model independent approximative prestack time migration*..
- Landa, E., Keydar, S., and Reshef, M., 1998, How far is the seismic image correct?: *The Leading Edge*, **17**, no. 07, 919–922.
- Leinbach, J., 1995, *Wiener spiking deconvolution and minimum-phase wavelets: A tutorial*: *The Leading Edge*, **14**, no. 03, 189–192.
- Levin, F. K., 1971, Apparent velocity from dipping interface reflections: *Geophysics*, **36**, no. 03, 510–516.
- Lindsey, J. P., 1989, The Fresnel zone and its interpretative significance: *The Leading Edge*, **08**, no. 10, 33–39.
- Lines, L. R., 1974, A note on the application of Wiener multichannel deconvolution: *J. Can. Soc. Expl. Geophys.*, **10**, no. 01, 65–70.

- Loewenthal, D., Lu, L., Roberson, R., and Sherwood, J., 1976, The wave equation applied to migration: *Geophys. Prosp.*, **24**, no. 02, 380–399.
- Majana, F., Mascarenhas, W., Tygel, M., and Santos, L. T., 2003, Refinement step for parameter estimation in the CRS method: *Revista Brasileira de Geofísica*, **21**, no. 03, 275–287.
- Majana, F., 2003, O método de empilhamento CRS: Refinamento dos parâmetros e aplicações: Master's thesis, Universidade Estadual de Campinas.
- Majer, P., 2000, Inversion of seismic parameters: Determination of the 2D iso-velocity layer model: Ph.D. thesis, Universidade de Karlsruhe.
- Mann, J., Hubral, P., Traub, B., Gerst, A., and Meyer, H., 2000, Macro model independent approximate prestack time migration:, page Session:B0052.
- Mann, J., 2001a, Common-Reflection-Surface Stack and Conflicting Dips:, page Session: P077.
- 2001b, Common-reflection-surface stack and conflicting dips:, pages 1886–1889.
- Mann, J., 2002, Extensions and Applications of the Common-Reflection-Surface Stack Method: Ph.D. thesis, Karlsruhe university.
- Martinez, R. D., Cowan, P., and Allen, T., 1993, Pre-stack and post-stack noise attenuation using the diversity tau-p transform, **24**, no. 3/4, 689–696.
- Mayne, W. H., 1962, Common reflection point horizontal data stacking techniques: *Geophysics*, **27**, no. 06, 927–938.
- Miao, X., and Cheadle, S. P., 1998, Noise attenuation with wavelet transforms:, pages 1072–1075.
- Müller, T., Jaeger, R., and Hocht, G., 1998, Common Reflection Surface Stacking Method - Imaging with an unknown velocity model: 68th Annual Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 1764–1767.
- Müller, T., 1998, Common Reflection Surface Stack Versus NmO/Stack and NmO/DmO/Stack:, pages Session:01–20.

- Müller, T., 1999, The common reflection surface stack method: Seismic imaging without knowledge of the velocity model: Ph.D. thesis, Karlsruhe University.
- Neidell, N. S., and Taner, M. T., 1971, Semblance and other coherency measures for multichannel data: *Geophysics*, **36**, no. 03, 482–497.
- Nunes, R., 2005, Obtenção do modelo de velocidades pelo método CRS: Master's thesis, Universidade Estadual de Campinas.
- Perroud, H., and Tygel, M., 2003, Velocity estimation by the CRS method: A GPR real data example: 8th. International Congress of Brazilian Geophysical Society.
- Perroud, H., and Tygel, M., 2005, Velocity estimation by common-reflection-surface (CRS) method: Using ground-penetrating radar data: *Geophysics*, **70**, no. 6, B43–B52.
- Pruessmann, J., Coman, R., Endres, H., and Trappe, H., 2004, Improved imaging and AvO analysis of a shallow gas reservoir by CRS: *The Leading Edge*, **23**, no. 09, 915–918.
- Robinson, E. A., 1967, Predictive decomposition of time series with application to seismic exploration: *Geophysics*, **32**, no. 03, 418–484.
- Santos, L. T., Yano, F., Salvatierra, M., Martinez, J. M., Andreani, R., and Tygel, M., 2005, A global optimization algorithm applied to the Common Reflection Surface (CRS) problem: *Journal of Seismic Exploration*, **14**, 217–233.
- Schleicher, J., Tygel, M., and Hubral, P., 1993, Parabolic and hyperbolic paraxial two-point travel-times in 3D media: *Geophys. Prosp.*, **41**, no. 04, 495–514.
- Schneider, W. A., 1978, Integral formulation for migration in two-dimensions and three-dimensions: *Geophysics*, **43**, no. 01, 49–76.
- SEG, 2002, SEG Y rev 1 Data Exchange Format: Soc. Expl. Geophys.
- Sengbush, R. L., 1983, Seismic exploration methods: Internat. Human Res. Dev. Corp.

- Silva, M. T., and Robinson, E. A., 1979, Deconvolution of geophysical time series in the exploration for oil and natural gas: Elsevier Scientific, , no. 04, 113–168.
- Spinner, M., and Mann, J., 2005, True-amplitud CRS-based kirchhoff time migration for avo analysis: 75th Annual Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 1681–1684.
- Stolt, R. H., 1978, Migration by Fourier transform: *Geophysics*, **43**, no. 01, 23–48.
- Taner, M. T., and Koehler, F., 1969, Velocity spectra - Digital computer derivation and applications of velocity functions: *Geophysics*, **34**, no. 06, 859–881.
- Trappe, H., Gierse, G., and Foell, M., 2000, Seismic reservoir characterization using CRS-stacking techniques:, pages 1934–1937.
- Tygel, M., Schleicher, J., and Hubral, P., 1992, Geometrical spreading corrections of offset reflections in a laterally inhomogeneous earth: *Geophysics*, **57**, no. 08, 1054–1063.
- Tygel, M., Müller, T., Hubral, P., and Schleicher, J., 1997, Eigenwave based multiparameter travelttime 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., and Arntsen, B., 1985, Computation of zero-offset vertical-seismic-profiles including geometrical spreading and absorption: *Geophys. Prosp.*, **33**, no. 01, 72–96.
- Ursin, B., 1982, Quadratic wavefront and travelttime approximations in inhomogeneous layered media with curved interfaces: *Geophysics*, **47**, no. 07, 1012–1021.
- Walden, A. T., 1988, Robust deconvolution by modified Wiener filtering: *Geophysics*, **53**, no. 02, 186–191.
- Yilmaz, O., 2000, Seismic data analysis, in cooper, m. r. and doherty, s. m., ed., seismic data analysis vol. 1, 01: Soc. of expl. geophys., 1000: Society of Exploration Geophysicists.

- Zaske, J., 2000, Identification and Attenuation of Multiple Reflections Using Wavefront Characteristics: Ph.D. thesis, Karlsruhe University.
- Zhang, Y., and Hubral, P., 2002, 2D Zo CrS stack and redatuming for a complex top surface topography:, pages 2051–2053.
- Zhang, Y., and Wu, R.-S., 2004, CRs stack and redatuming for rugged surface topography: A synthetic data example:, pages 2040–2043.

Apêndice A

Ferramentas Usada do Pacote ProMax[®]

A informação contida neste apêndice foi tirada do manual de referencia do mesmo pacote ProMax[®]

A.1 Interactive Spectral Analysis

A ferramenta *Análise Interativa de Espectros* computa e exhibe uma estimativa do espectro para um conjunto de traços, seleccionados interativamente. Esta ferramenta usa a transformada de Fourier para computar o espectro de amplitude médio e o espectro de fase média do conjunto de traços seleccionados.

A.1.1 Energia

O espectro da energia média é calculado executando-se uma *FFT* nos traços de entrada. A soma dos espectros de amplitude das amostras é igual à soma média quadrática dos valores dos dados de entrada, normalizando desse modo o espectro. O espectro de amplitude é então elevado ao quadrado para se obter o espectro da energia para finalidades de apresentação (*display*).

A.1.2 Sinal

O espectro do sinal, para um conjunto de dados de entrada, é calculado usando cada traço do espectro de amplitudes calculado acima e efetuando-se a correlação cruzada (*cross-correlação*) com traços vizinhos. Estes espectros de sinal são somados e a seguir normalizados pelo número de traços (ou espectros) de entrada. Finalmente, a raiz quadrada do resultado é calculada.

O algoritmo para o cálculo dos espectros do sinal supõe refletores planos horizontais. Por exemplo, na posição zero, a correlação cruzada do espectro de amplitude representa o espectro do sinal.

A.1.3 Ruído

O ruído é o resultado da subtração entre o espectro do sinal e o espectro da amplitude.

A.1.4 Fase

Várias opções para deslocar o tempo zero da amostra transformada estão disponíveis. O deslocamento em tempo dos dados de entrada é equivalente a um deslocamento de fase linear do espectro. Esta é a forma pela qual o programa aplica o deslocamento em tempo. Também pode-se especificar a inclinação do deslocamento linear da fase.

A.1.5 References

Press, W.H., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T., and Flannery, B.P., 1992, Numerical Recipes in C: Cambridge University Press.

A.2 Time-Variant Spectral Whitening

Esta ferramenta fornece um branqueamento espectral variável no tempo aplicando diferentes ganhos a faixas individuais de frequência. O branqueamento espectral selecionado é aplicado a cada um dos traços de entrada. A quantidade de branqueamento pode variar em função do tempo.

O branqueamento espectral é uma das ferramentas mais usadas para a recuperação de sinal de alta frequência. A ferramenta tenta reverter o efeito da absorção de frequências (altas) pela propagação das ondas em subsuperfície.

O algoritmo de branqueamento espectral opera no domínio da frequência, através da especificação de uma ou mais faixas do filtro. O filtro é definido pela indicação de pelo menos quatro frequências nas suas bordas: $F1=0\%$, $F2=100\%$, $F3=100\%$, $F4=0\%$ em Hz. Uma porcentagem do comprimento dos traços de entrada pode ser preenchida com zeros para evitar o falseamento (*aliasing*) dado pelo efeito circular da transformada de Fourier. Há uma diminuição linear do efeito do branqueamento nas duas rampas do filtro, corta-baixas e corta-altas, enquanto que no restante do filtro 100% das frequências são trabalhadas.

Cada traço é transformado ao domínio da frequência e multiplicado pela faixa do espectro. A transformada inversa retorna o traço ao tempo e um ganho, AGC, é aplicado a cada traço filtrado. O traço filtrado e aquele filtrado com o ganho são somados para produzir o traço branqueado de saída e o traço com o ganho médio. O traço final de saída é calculado pela divisão do traço filtrado pelo traço com o ganho médio para restaurar a amplitude verdadeira.

A.3 F-X Deconvolution

Esta ferramenta aplica uma transformada de Fourier a cada traço do conjunto de dados ou à seção empilhada como entrada. A ferramenta aplica um filtro Wiener, de predição unitária na variável espacial, para cada frequência em uma escala especificada. A seguir, uma transformada inversa de Fourier para cada frequência resultante é aplicada para voltar ao domínio de tempo. Este processo produz uma saída com menos ruído aleatório do que o ruído encontrado nos dados de entrada.

Quando os dados são transformados em tempo e espaço para a frequência (f) e a coordenada espacial (x), um intervalo de tempo se converte em um intervalo de frequência. Cada amostra

do dado transformado tem parte real e imaginária. Eventos com mergulhos similares aparecem como um sinal senoidal complexo ao longo de um intervalo de frequência. Mais especificamente, um sinal senoidal complexo pode ser descrito na forma: $\cos wt + i \sin wt$. Portanto, este sinal é previsível. No processo de deconvolução no domínio F-X, um filtro de predição complexo é usado para prever o sinal em um traço à frente, através do intervalo de frequências. Qualquer diferença entre o campo de onda predito e o real pode ser classificado como ruído e eliminado.

Na prática, o filtro de predição é aplicado num sentido através dos traços e, a seguir, aplicado outra vez no sentido oposto. É calculada a média das predições resultantes, a fim reduzir erros na predição.

A seção em tempo é dividida em segmentos pequenos, ou em janelas, para melhorar a aproximação da suposição do mergulho linear constante. Usando uma extensão da janela, ou sobreposição, igual ao comprimento do filtro de predição, os erros são reduzidos pelo efeito de borda. Isto acontece porque se assegura que o primeiro e último traço, na janela, têm o comprimento total do filtro de predição nas duas direções, salvo no início e final do conjunto de traços.

A.3.1 Referências

Treitel, S., 1974, The complex Wiener filter: *Geophysics*, **39**, no. 02, 169–173.

Canales, L. L., 1984, Random noise reduction: Random noise reduction:, *Soc. of Expl. Geophys.*, 54th Ann. Internat. Mtg, Session:S10.1.

Gulunay, N., 1996, F-X deconvolution and complex Wiener prediction filter *in* Robinson, E. A., and Osman, O. M., Eds., *Deconvolution 2*: *Soc. of Expl. Geophys.*, 552–554.

Apêndice B

Hardware e Software Usados

Os algoritmos para a aplicação do método CRS foram implementado em C++. Está implementação baseio-se no código original da Universidade de Karlsruhe (Alemanha) versão 4.6.

Os dados sísmicos sintéticos foram produzidos pelo programa de traçado de raios **NORSAR-2D Ray Modelling** (Versão 5.1.4). Da empresa NORSAR.

O processamento NMO/DMO dos modelos sintéticos foi realizado com pacote ProMAX[®] 2D (Versão 2003.12.1), através de acordo de utilização Landmark Graphics Corporation - Strategic University Alliance Grant no. 2002-COM-014331.

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 BIB_TE_X. As figuras foram construídas principalmente com Xfig 3.2.5.