



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

LIGIA NAIA DE MATOS

**PROCESSAMENTO DE DADOS SÍSMICOS DA BACIA DO  
CAMAMU**

BELÉM  
2009

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

LIGIA NAIA DE MATOS

**PROCESSAMENTO DE DADOS SÍSMICOS DA BACIA DO  
CAMAMU**

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

Área de concentração: Métodos Sísmicos

Orientadora: Ellen Gomes

BELÉM  
2009

---

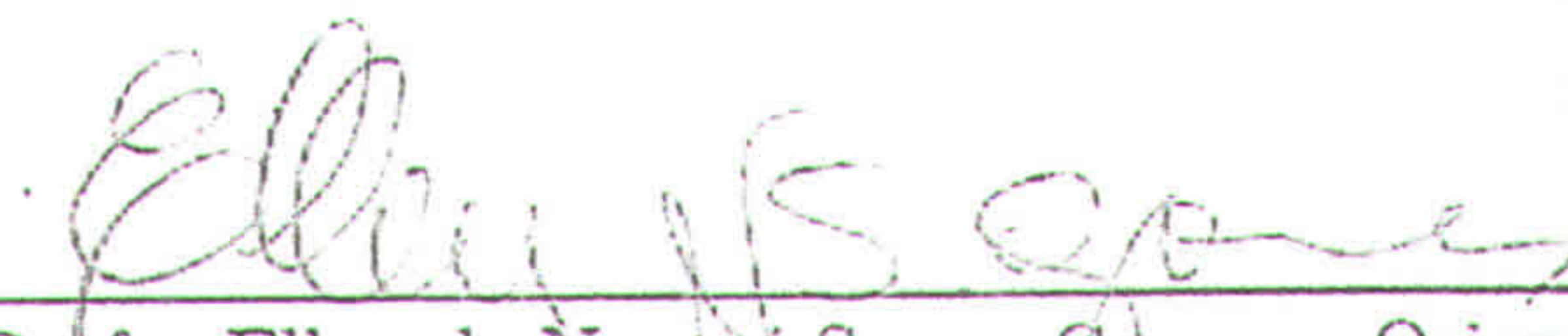
LIGIA NAIA DE MATOS

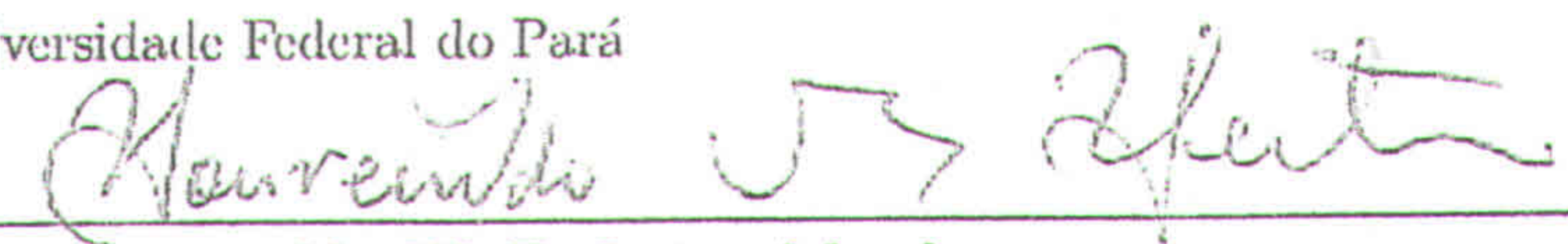
PROCESSAMENTO DE DADOS SÍSMICOS DA BACIA DO  
CAMAMU

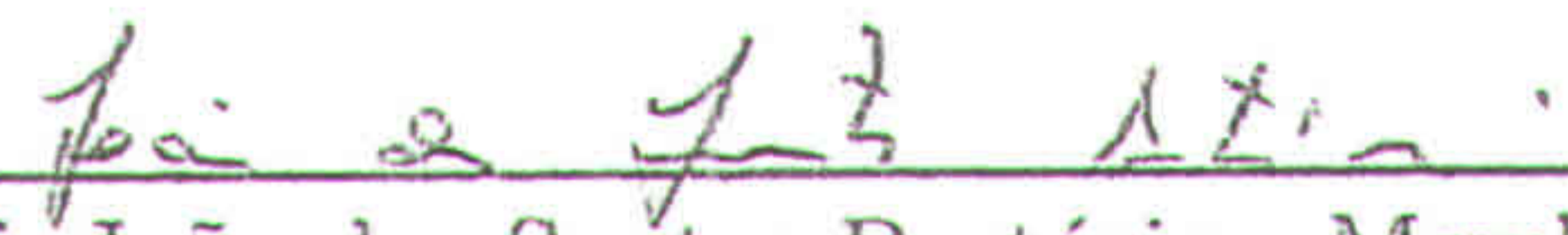
Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará - UFPA, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de mestre em Ciências na Área de Geofísica.

Data de Aprovação:    /    /

Banca Examinadora:

  
\_\_\_\_\_  
Profa. Ellen de Nazaré Souza Gomes - Orientadora  
Doutora em Geofísica  
Universidade Federal do Pará

  
\_\_\_\_\_  
Prof. Lourenildo W. B. Leite- Membro  
Doutor em Geofísica  
Universidade Federal do Pará

  
\_\_\_\_\_  
Prof. João dos Santos Protázio - Membro  
Doutor em Geofísica  
Escola Superior Madre Celeste

BELEM  
2009

## AGRADECIMENTOS

O conhecimento é base do crescimento da pessoa como ser humano. Este crescimento tem suas etapas e neste momento eu como pessoa consegui concluir uma delas. Porém este feito teve a contribuição de algumas pessoas, que neste momento gostaria de dizer meu muitíssimo obrigado.

Minha orientora Professora Ellen N. S. Gomes por me ensinar o caminho das pedras. Ao Professor Jessé C. Costa pelas conversas e dicas no decorrer do trabalho. E aos Professores Lourenildo W. B. Leite e João S. Protázio por participarem da banca examinadora.

Aos meus pais Jaide e Atanagildo que sempre foram o meu porto seguro.

Rodrigo Gester pelo seu apoio incondicional. Taynã Zanderly (*vulgo índia Jacumã*), Giselle (*vulgo xixelhi*), Symonne e Aldilene Saraiva que sempre me deram incentivo mesmo nos momentos em que tudo parecia perdido.

A todos os amigos adquiridos no CPGF e UFPA durante este curto período de aprendizagem, em especial aos colegas de laboratório: Anderson B. Gomes, Francisco Neto (*vulgo chicão*) e Luíz André pela constante ajuda para o desenvolvimento deste trabalho.

E claro, aos amigos Saulo (*vulgo saulhinhu ou Sr. Emo*), Hamilton (*valeu pela ajuda no tex*), Diego (*melhor amigo do pluto*), Edelson (*vulgo fulia*) e Carla Patrícia (*vulgo Sra. Emo ou Kamacuiá*) por adicionar açúcar nos momentos azedos.

As entidades de fomento CAPES e FINEP pelo suporte financeiro e técnico. Peço sinceras desculpas pela memória gasta àqueles cujos nomes não foram citados.

*Tudo tem seu tempo determinado, e há tempo para todo o propósito debaixo do céu: Há tempo de nascer e tempo de morrer, tempo de plantar, e tempo de colher o que se plantou.*

*Eclesiastes, 3.1-2*

## RESUMO

O imageamento sísmico é uma maneira de visualizar meios em subsuperfície. Para se chegar a uma imagem sísmica confiável, um longo caminho deve ser percorrido. A primeira etapa consiste na aquisição dos dados sísmicos. Uma aquisição mal planejada ou com problemas na sua realização compromete todas as etapas de tratamento dos dados até o imageamento. Em seguida os dados sísmicos foram processados. O processamento sísmico é a alteração dos dados sísmicos para a supressão de ruídos, realçando o sinal e migrando os eventos sísmicos para as suas posições corretas. As etapas do processamento tipicamente incluem a análise de velocidade e frequências, correção estática, deconvolução, correção de sobretempo, empilhamento e migração, esta pode ser realizada antes ou depois do empilhamento. Neste trabalho, nosso objetivo é a obtenção de uma seção migrada em tempo de dados 2D da bacia do Camamu. Estes dados obtidos na região de quebra do talude apresenta complexidades na sua interpretação devido a presença de eventos de múltiplas de superfície livre, múltiplas de curto período além de forte variação de velocidade. Para o imageamento, nós utilizamos a técnica do ponto médio comum e migração em tempo pós-empilhamento utilizando o software de processamento sísmico Promax (Landmark Inc). Para a atenuação das múltiplas utilizamos as técnicas de deconvolução preditiva, filtro radom e filtro f-k. Os resultados foram satisfatórios quando comparados com os resultados obtidos sem a aplicação dessas técnicas.

**Palavras Chaves:** Processamento Sísmico Convencional, Atenuação de Múltiplas, Migração Pós-Empilhamento

## ABSTRACT

Seismic Imaging is one of the manners to visualize on subsurface. To get at a reliable seismic imaging, a long way must be covered. The first stage is the seismic acquisition, its the planned evil its carries serious troubles. After the seismic acquisition we need to processes the data. Seismic data processing is alteration of seismic data to suppress noise, enhance signal and migrate seismic events to the appropriate location in space. Processing steps typically include analysis of velocities and frequencies, static corrections, deconvolution, normal moveout, dip moveout, stacking, and migration, which can be performed before or after stacking. In this work, our objective is a seismic migration from a Camamu basin 2D acquisition line. In this line we have many the di?culties arise from the factors free surface multiples e peg-lags. We are going to use as seismic processing methodology the common median point stack and the pos-stack migration by ProMax (Landmark Inc) software. To attenuate multiples we have used predictive deconvolution, radon filter and f - k filter techniques . The results are satisfactory when we compare to results without theses techniques.

**keywords:** Conventional Seismic Processing , Mutiple Atenuation, Pos-Stack Migration

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 2.1	Reconstituição paleogeográfica do Gondwana durante o período Cretáceo	17
Figura 2.2	Figura que apresenta a classificação das bacias sedimentares brasileiras em relação as placas tectônicas.	19
Figura 2.3	Localização geográfica da bacia do Camamu	20
Figura 2.4	Representação da seção geologia esquemática da bacia do Camamu	20
Figura 2.5	Localização geográfica do levantamento da linha marinha estudada na Bacia do Camamu. Fonte: <a href="http://www.bdep.gov.br">www.bdep.gov.br</a>	21
Figura 2.6	Seção afastamento comum. São mostrados todos traços com afastamento mínimo da fonte ( $h = 300$ m). A quebra do talude, entre os CMPs 580 e 726. Parte da seção mais rasa do CMP 653 em diante tem frequências mais altas que a parte da seção mais rasa do CMP 1 ao 652.	22
Figura 2.7	Seção afastamento comum. Mesma Figura anterior, onde alguns eventos encontrados foram marcados. Eventos de múltiplas de superfície estão marcados em vermelho e com a letra A. Eventos de difração estão marcados em verde e com a letra B. Após as múltiplas de curto período (letra D), não se consegue perceber nenhum tipo de evento na região marcada com a letra E. Além disso, observa-se uma série de eventos logo após o fundo do mar (letra C).	23
Figura 3.1	Diagrama da geometria de aquisição de dados marinhos com arraste de cabos. Fonte: <a href="http://petroleumseismology.com">http://petroleumseismology.com</a>	25
Figura 3.2	Diagrama esquemático para a geometria de aquisição de dados marinhos com streamers onde o arranjo tem 18 de canhões de ar. Fonte: <a href="http://petroleumseismology.com">http://petroleumseismology.com</a>	25
Figura 3.3	Esquema do levantamento realizado na linha 2047-5519 do Camamu.	26
Figura 3.4	Modelo esquemático de levantamento marinho com uso de três navios. Fonte: <a href="http://petroleumseismology.com">http://petroleumseismology.com</a>	26
Figura 3.5	Diagramas que mostram eventos sísmicos de onda direta, primárias (ambas representados pela linha sólida preta), múltiplas internas (representadas pela linha pontilhada	

preta), múltiplas de superfície livre (representada pela linha sólida vermelha), receptores e fontes fantasmas (combinação de diretas, primárias, múltiplas). O modelo usado consiste de uma lâmina de água e um meio sólido homogêneo. É mostrado ainda que um mesmo diagrama pode representar mais que que um evento. Esses diagramas são conhecidos como diagramas de Feynman. Fonte: <a href="http://petroleumseismology.com">http://petroleumseismology.com</a> .....	27
Figura 4.1 Fluxograma com as principais etapas do processamento sísmico aplicado aos dados do Camamu. ....	30
Figura 4.2 Representação gráfica de gravação de N amostras em M receptores .....	31
Figura 4.3 Família tiro-comum da linha marinha da Bacia do Camamu contaminada por ruído de arraste de cabos, entre as setas vermelhas .....	32
Figura 4.4 Gráfico com os traços sísmicos versus a energia média do traço (TRC_AMP). Esta energia é medida em decibéis. ....	34
Figura 4.5 Gráfico com os traços sísmicos versus máximo valor absoluto do traço por sua energia média, (T_SPIKES). ....	35
Figura 4.6 Gráfico com os traços sísmicos versus decaimento de energia dos traços por sua energia média, (T_SPIKES). Corte dos traços estatísticos referentes ao decaimento da energia dos traços. ....	36
Figura 4.7 A energia, E, gerada em um ponto decai a medida que o sinal se propaga. ....	37
Figura 4.8 Fluxo de pré-processamento aplicado aos dados do Camamu. ....	38
Figura 4.9 Fluxograma usado para a deconvolução impulsiva aplicada aos dados do Camamu. ....	44
Figura 4.10 Representação esquemática para arranjo de traços sísmicos cuja aquisição é realizada com arraste de cabos. A Figura acima é conhecida como a <i>carta de empilhamento</i> e é útil para verificação ajustar a geometria de uma linha no pré-processamento. No caso um tiro ou receptor inoperante, as famílias CMP afetadas são facilmente identificadas, por exemplo. ....	44
Figura 4.11 Configuração afastamento-comum. Cada par fonte-receptor tem mesmo afastamento. ....	45
Figura 4.12 Configuração tiro-comum. Todos os traços começam no mesmo ponto ....	45
Figura 4.13 Configuração receptor-comum. Todos os traços terminam no mesmo ponto. ....	46

Figura 4.14 Configuração ponto-méio-comum (CMP). Todos os pares fonte-receptor têm o mesmo ponto médio comum e estão a mesma profundidade. Nesta Figura tem-se um exemplo que CDP e equivalente a CMP. ....	46
Figura 4.15 Configuração zero offset. Cada par fonte-receptore possui afastamento nulo. Ainda que este tipo de configuração não seja realizado nas medidas de campo, ela é muito utilizada durante processamento sísmico. ....	46
Figura 4.16 Configuração ponto comum em profundidade (CDP). Caso de um refletor com mergulho, a coordenada do CDP não é mais a mesma coordenada do CMP. ....	47
Figura 4.17 (a) Geometria NMO para um refletor plano horizontal. O tempo de trânsito é descrito pela equação 4.10. (b) Família CMP associada com a geometria da (a). A curva de tempo de trânsito para o refletor plano é uma hipérbole com seu ápice no traço de afastamento nulo. ....	48
Figura 4.18 Família CMP com aplicação da correção NMO. ....	49
Figura 4.19 (a) Família CMP contendo um único evento. (b) Mesma família já aplicada a correção NMO, usando a velocidade NMO ótima. (c) Sobrecorreção devido a utilização da velocidade NMO menor que a velocidade do meio acima do refletor. (d) Subcorreção devido a utilização da velocidade NMO maior que a velocidade do meio acima do refletor ...	50
Figura 4.20 Propagação das ondas refletidas em n camadas ....	51
Figura 4.21 Um sinal com período T (a) é estirado para um sinal (b) de período $T_0 > T$ após a correção NMO. ....	52
Figura 4.22 (a) Sismograma sintético, com os traços organizados em família CMP. (b) após a correção NMO usando a velocidade RMS (c) e (d) são resultados após a aplicação do silenciamento usando percentual de estiramento de 50% e 100% respectivamente. ....	52
Figura 4.23 A equação da velocidade NMO é determinada considerando a hipérbole para pequenas aberturas (equação (4.16)). Por outro á, a velocidade de empilhamento é derivada da hipérbole de melhor ajuste sobre o comprimento do lanço (equação (4.17)). (a) é o atual tempo de trânsito. (b) a hipérbole de melhor ajuste sobre o afastamento de tamanho OA. (c) é a hipérbole para pequenas aberturas (adaptado de (HUBRAL; KREY, 1980)). ....	54
Figura 4.24 Família CMP mostrado quatro eventos, Figura a esquerda. Análise de velocidade $t^2 - v^2$ aplicada aos quatro eventos, Figura a direita ....	57

Figura 4.25 A velocidade intervalar entre duas reflexões é igual a raiz quadrada do produto das inclinações mostradas acima. ....	58
Figura 4.26 Transformação de uma família CMP contendo três eventos de reflexão do domínio do afastamento para o domínio da velocidade. Cada traço na família de velocidade-empilhada (b) é o resultado do empilhamento de traços de uma família CMP (a) usando a correção NMO com velocidade constante. ....	60
Figura 4.27 (a) Família CMP. Formas de visualização do espectro de velocidade calculadas para essa família: (b) Plote tipo mosaico e (c) plote das curvas de nível ....	62
Figura 4.28 Modelo de velocidades RMS escolhido após as análises de CVP, CVS e espectro de velocidade. Velocidades variam de 1500 m/s a 3800 m/s ....	65
Figura 4.29 Famílias de tiro comum para um dado terrestre. É importante verificar as chegadas de tempo de trânsito para as famílias mais a direita. ....	69
Figura 4.30 Representação esquemática da eficácia do empilhamento CMP em função da velocidade (HAMID, 1982) ....	71
Figura 4.31 Fluxo do processamento aplicado aos dados do Camamu, depois da deconvolução até o empilhamento. Neste fluxo o único tratamento aplicado para a atenuação de múltiplas é o empilhamento CMP. ....	72
Figura 4.32 Fluxo do processamento aplicado aos dados do Camamu, depois da deconvolução até o empilhamento. Para a atenuação de múltiplas é aplicado o filtro radon, deconvolução preditiva e filtro f - k. Além disso é feita a correção estática residual. ....	73
Figura 4.33 Seção empilhada de acordo com o fluxo apresentado em 4.31. A penas o empilhamento CMO é aplicado para a atenuação das múltiplas. ....	74
Figura 4.34 Seção empilhada de acordo com o fluxo 4.32. Para a atenuação das múltiplas é aplicado o filtro Radon, deconvolução preditiva e filtro f - k. ....	75
Figura 5.1 Geometria de registro de afastamento nulo (a) e uma simulação hipotética do experimento de afastamento nulo usando refletores explosivos (b) (Claerbout, 1985). .	79
Figura 5.2 Esquema das trajetórias de empilhamento sobre a Pirâmide de Quéops. ..	82
Figura 5.3 Seção migrada a partir do fluxo apresentado na Figura 4.31. As Múltiplas de superfície livre existente nos dados não foram atenuadas. ....	84
Figura 5.4 Seção migrada a partir do fluxo apresentado na Figura 4.32. As Múltiplas de superfície livre foram atenuadas nos dados, após a aplicação de filtro radon e deconvolução	

preditiva. .... 85

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>15</b>
<b>2</b>	<b>BACIAS COSTEIRAS</b>	<b>17</b>
<b>3</b>	<b>GEOMETRIA DE AQUISIÇÃO DE DADOS SÍSMICOS</b>	<b>24</b>
3.1	LEVANTAMENTO DE ARRASTE DE CABO MARINHO-MARINE TOWED STREAMER	24
3.1.1	Configuração da geometria da linha marinha da Bacia do Camamu	27
<b>4</b>	<b>FUNDAMENTOS DO PROCESSAMENTO DA DADOS SÍMICOS</b>	<b>29</b>
4.1	PRÉ-PROCESSAMENTO	30
4.1.1	Aplicação de filtros	32
4.1.2	Edição de traços	33
4.1.3	Correção de amplitude	36
4.2	DECONVOLUÇÃO	39
4.3	ORGANIZAÇÃO EM FAMÍLIA CMP	44
4.4	CORREÇÃO SOBRE-TEMPO NORMAL - NMO	47
4.4.1	Análise de velocidade	55
4.5	ATENUAÇÃO DE MÚLTIPLAS	66
4.6	CORREÇÃO ESTÁTICA	68
4.7	EMPILHAMENTO	70
<b>5</b>	<b>MIGRAÇÃO</b>	<b>77</b>
5.1	MIGRAÇÃO PÓS-EMPILHAMENTO	78
5.2	MIGRAÇÃO PRÉ-EMPILHAMENTO NO TEMPO	79
5.3	INTEGRAL DE KIRCHHOFF	80

5.4	MIGRAÇÃO KIRCHHOFF . . . . .	81
6	CONCLUSÕES . . . . .	86
	REFERÊNCIAS . . . . .	87

# 1 INTRODUÇÃO

A maioria dos reservatórios de hidrocarbonetos explorados no mundo provém de rochas sedimentares. Existem dois tipos geográficos de bacias sedimentares petrolíferas: terrestre e marinhas. As terrestres encontram-se em terra e são originadas de antigas bacias sedimentares marinhas. As bacias marinhas estão situadas na plataforma continental ou ao longo da margem continental. A maioria das bacias petrolíferas brasileiras são marinhas e situam-se ao longo da margem continental, também chamadas de bacias costeiras. A exploração em bacias terrestres é reduzida no Brasil devido ao seu baixo potencial.

As bacias costeiras são responsáveis por mais de 70% da produção de petróleo do Brasil (EGLER CLAUDIO A G. PIRES DO RIO, ). Dentre estas bacias destacam-se as bacias de rifte <sup>1</sup>, onde um exemplo é a Bacia do Camamu, é uma das bacias costeiras brasileiras menos conhecida, e é objeto de estudo desse trabalho.

Ela está situada na costa central do Estado da Bahia, faz parte do conjunto de bacias da margem leste associadas com a quebra do Gondwana e subsequente abertura do Oceano Atlântico. Durante o Cretáceo, por toda a margem leste desenvolveu-se um sistema de riftes continentais devido ao esforço de ruptura, gerando nestas bacias um pacote sedimentar fundamental para a formação dos sistemas petrolíferos da margem brasileira (J. HOLZ M, 2004). A Bacia do Camamu apresenta em sua estrutura, falhas, domos de sal, etc., que dificulta o imageamento destas regiões através de dados de reflexão sísmica. Neste trabalho é apresentado o processamento sísmico da linha 0247-5519 na Bacia do Camamu. Esta é uma linha de mergulho <sup>4</sup>, e caracteriza-se principalmente pela presença de eventos de múltiplas que dificultam o imageamento do meio em subsuperfície. Serão apresentados fluxos de processamento para a atenuação e supressão dessas múltiplas e serão analisados os resultados para os diferentes fluxos.

O trabalho está dividido na seguinte forma: No segundo capítulo é apresentado uma pequena introdução sobre bacia de rifte, com destaque para a Bacia do Camamu. No terceiro capítulo, serão apresentados os tipos de aquisição sísmica de dados marinhos mais utilizados

---

<sup>1</sup>São bacias que se desenvolvem na crosta acontinental durante movimento extensional incipiente, que caso continue indefinidamente acabará por gerar uma bacia oceânica flanqueada por margens continentais passivas. Consistem de um graben <sup>2</sup> ou meio-graben separados de horsts <sup>3</sup> por falhas normais, podendo ser preenchidas por sedimentos marinhos e continentais

<sup>4</sup>paralelo a quebra do talude

na indústria de petróleo, com destaque para a geometria de aquisição realizada na linha 0247-5519. No quarto capítulo serão apresentados os fundamentos teóricos dos métodos de processamento sísmico empregado neste trabalho. No quinto capítulo serão apresentados os resultados do processamento para os dados do Camamu. No sexto capítulo será apresentado uma análise dos resultados encontrados.

## 2 BACIAS COSTEIRAS

As bacias costeiras brasileiras tiveram sua formação a partir da separação do Gondwana (ver Figura 2.1) a cerca de 100 milhões de anos. Em (H.K. KOWSMANM R.O., 1990) a evolução de uma bacia sedimentar é definida como o resultado de um processo que se inicia com uma situação de desequilíbrio da distribuição de massa na litosfera, passando pela compensação desta situação e que, finalmente, resulta na elevação ou subsidência da superfície da litosfera. Na formação de uma bacia sedimentar, embora possa haver mudanças, de ambiente tectônico durante sua evolução, a maioria das bacias sedimentares podem ser classificadas como originalmente formadas sob um regime extensional ou compressional. (Karner, 1984 citado em Chang et al. 1991). A bacia do Camamu, além de ser uma bacia costeira do tipo rifte, é também sedimentar marinha e por ser uma bacia marinha apresenta na sua morfologia externa três províncias bem individualizadas: plataforma continental, talude continental e sopé continental (TEIXEIRA, 2000).

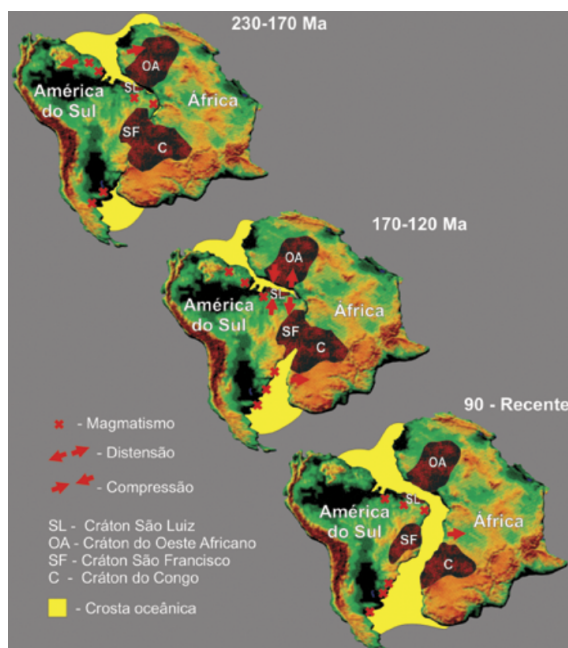


Figura 2.1: Reconstituição paleogeográfica do Gondwana durante o período Cretáceo

As bacias costeiras possuem cinco fases em sua formação: sinéclise, pré-rifte, rifte, transicional e deriva (margem passiva) (SOUZA-LIMA W. E JNUIOR, 2003) e (KLUCHE J., 2005). O estágio de sinéclise é proveniente da subsidência da crosta terrestre, o que resulta no preenchimento de grandes depressões intracontinentais. Este comportamento pode ocorrer devido a ciclos de desequilíbrio térmico crustal (SOUZA-LIMA, 2003). Na bacia do Camamu são encontradas as rochas mais antigas, que em seguida teve a formação de mares epicontinentais. Este estágio de sinéclise foi separado do estágio seguinte (pré-rifte) por um hiato de mais ou menos 100Ma.

No segundo estágio, pré-rifte, caracterizou-se por uma subsidência gradual no segmento norte e de ascensão astenosférica no sul, vinculada à Pluma Tristão da Cunha. Esta produziu o magmatismo da Província Paraná, cuja atividade entre 138 e 127 Ma coincide com o aquecimento climático registrado nos riftes brasileiros e com o período do primeiro efeito estufa no Cretáceo (Bueno, 2004). O período em que ocorreu esta fase variou de um lugar para o outro, mas podemos dizer que a fase pré-rifte se deu durante o final do Jurássico e início do Cretáceo. Na formação Sergi foi verificado sedimentos de origem fluvio-lacustre com retalhamento eólico esses depósitos também são percebidos nas bacias vizinhas.

O estágio rifte (terceira fase) se dá com a ruptura da crosta terrestre, ou seja a separação das placas sul-americana e africana, devido à esforços tencionais, nesta fase deu-se a gênese das formações Morro do Barro, Rio das Contas e Taipus-Mirim. Após o rifteamento houve a entrada de água entre as placas sul-americana e africana o que marcou o início da fase transicional. Na fase seguinte, transicional, as falhas crustais diminuem e ocorre subsidência térmica. Esta é marcada pela interrupção do estiramento e rifteamento da crosta continental e a atividade no embasamento desaparece(CAINELLI; MOHRIAK, 1999).

Os estágios transicional e deriva foram marcados por processos distensivos que gerou um extenso e estreito golfo ocupado pelo oceano. Na quinta fase do processo de rifteamento (margem passiva) ocorrem eventos erosivos e não há tectonismo importante. As bacias sedimentares têm sua constituição neste período o qual começou no Apatiano e ocorre até os dias de hoje.

Toda bacia sedimentar sofre processo de subsidência de uma placa tectônica, onde se acumula sedimentos até o termino da deposição (SOUZA-LIMA W. E JNUIOR, 2003). Devido a essa complexidade sua constituição e variedade de recursos naturais as bacias sedimentares podem ser classificadas quanto a sua idade (temporal), quanto ao seu estilo tectônico e quanto a classificação de Klemme.

A bacia do Camamu pertence a era mesozóica e seu estilo tectônico é o distensional-

rifte evoluindo para bacia *pull apart* (ver figura 2.2), assim como as bacias de Almada, Jequitinhonha, Campos entre outras.

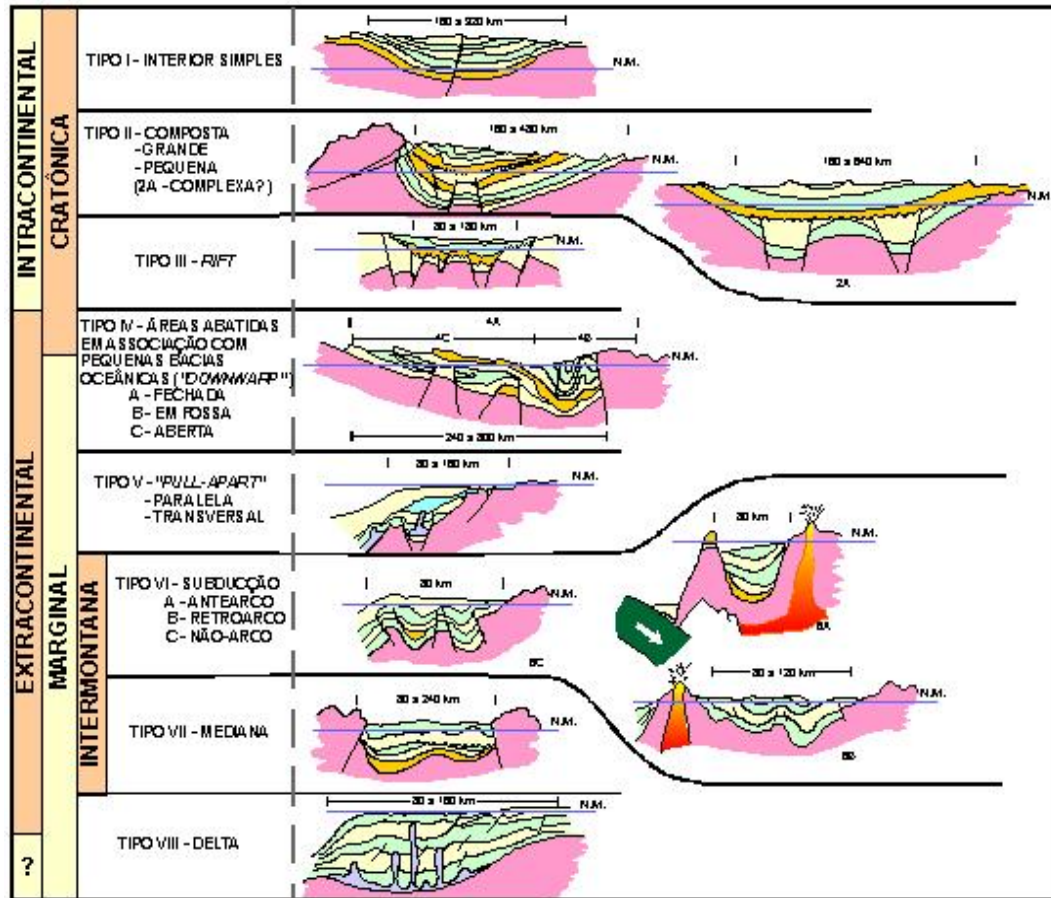


Figura 2.2: Figura que apresenta a classificação das bacias sedimentares brasileiras em relação às placas tectônicas.

Situada na porção sul do litoral do Estado da Bahia e abrangendo parte da planície costeira, a bacia de Camamu, limita-se ao norte com as Bacias de Jacuípe e Recôncavo, através das zonas de transferências de Itapoã e Barra respectivamente. O seu limite sul com a Bacia de Almada ocorre próximo ao alto de Itacaré. A Bacia do Camamu totaliza uma área de 16.500 km<sup>2</sup> (Figura 2.3). Até o momento foram descobertas 4 acumulações de óleo e gás na Bacia de Camamu. Esta bacia tem grande potencial exploratório e esse potencial se deve a acumulação de hidrocarbonetos durante a fase rifte, o maior gerador está na Formação Morro do Barro, estão associados a leques aluviais e ambientes lacustres. Um outro gerador desta bacia é a Formação Sergi através de seus reservatórios Neo-jurássicos. (ver figura 2.4)

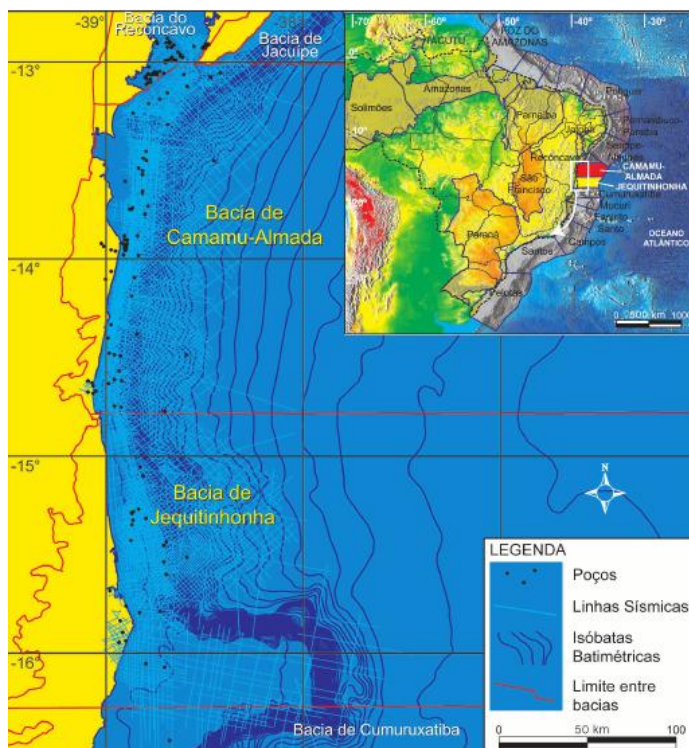


Figura 2.3: Localização geográfica da bacia do Camamu

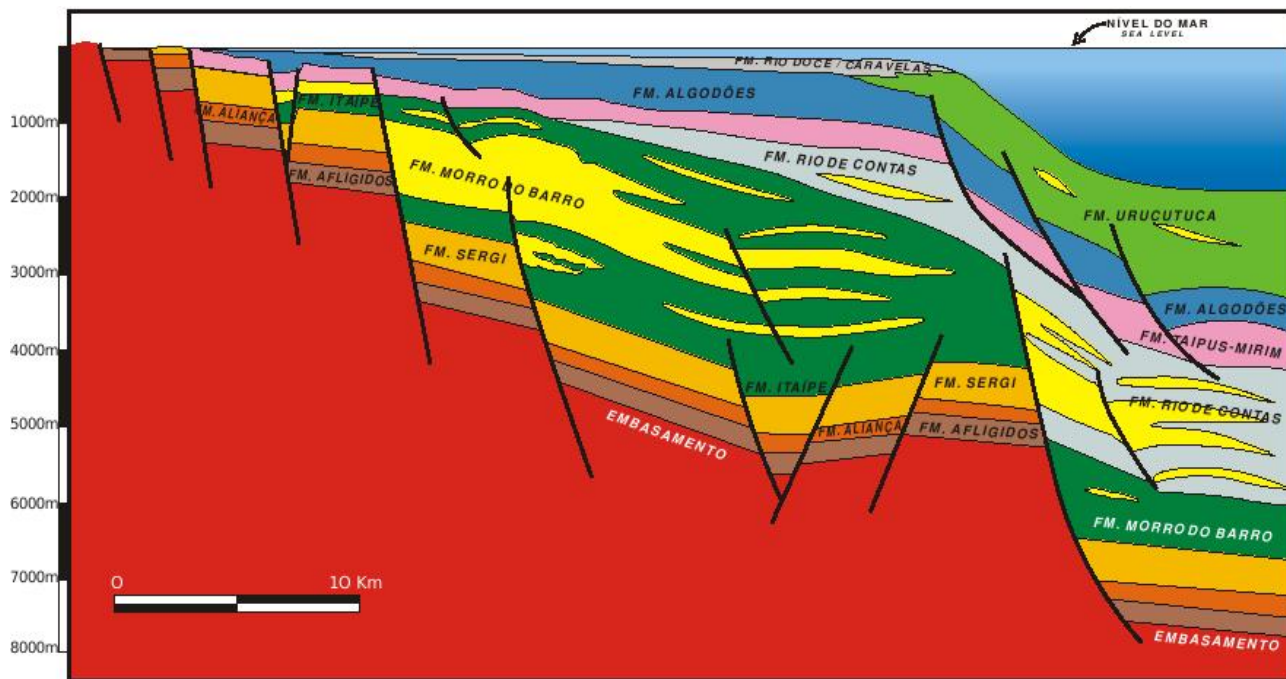


Figura 2.4: Representação da seção geológica esquemática da bacia do Camamu

Neste trabalho é apresentado o processamento sísmico de uma linha marinha 2D da Bacia do Camamu. A localização da linha marinha está apresentada na Figura (2.5).

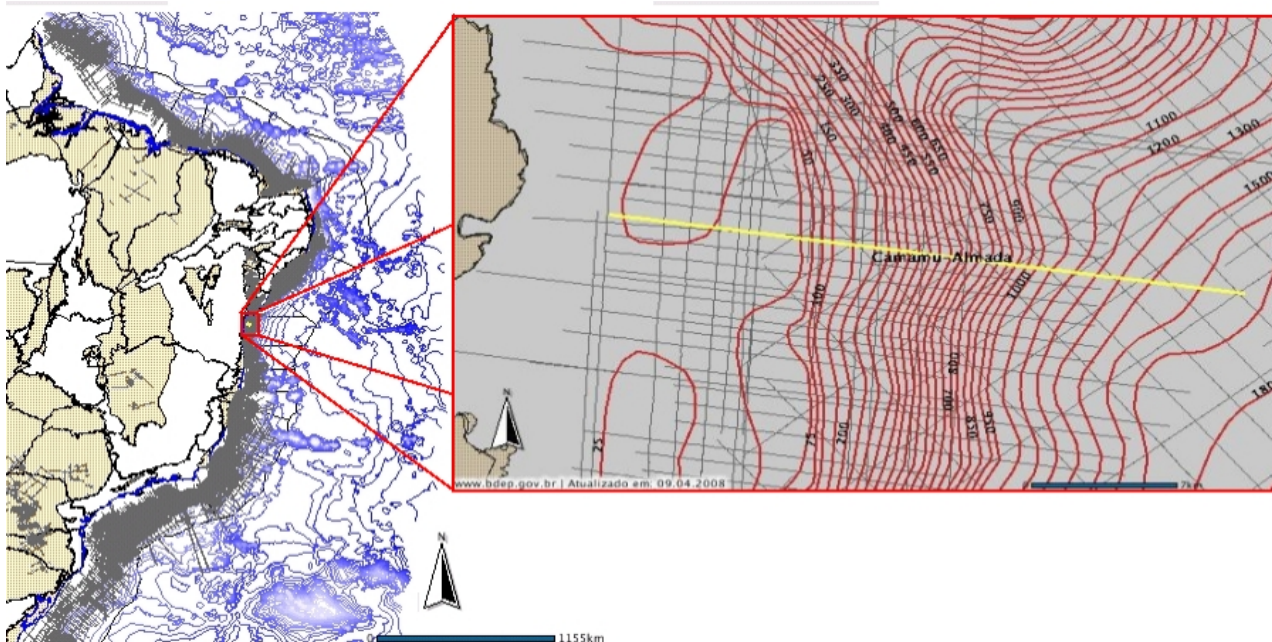


Figura 2.5: Localização geográfica do levantamento da linha marinha estudada na Bacia do Camamu. Fonte: [www.bdep.gov.br](http://www.bdep.gov.br)

Na Figura (2.6) é mostrado uma seção sísmica com afastamento comum mínimo. Nesta etapa, o dado ainda não sofreu nenhum tipo de tratamento. De acordo com esta Figura verifica-se a quebra do talude, entre os CMPs 580 e 726. São observados vários eventos como de múltiplas de superfície livre e de curto período e eventos de difração. A Figura (2.7) é a mesma que a Figura 2.6, onde alguns desses eventos são acentuados por linhas e letras. Os eventos de múltipla de superfície estão marcados em vermelho (letra A), eventos de difração estão marcados em verde (letra B). Na parte mais rasa, para tempos maiores que 500 ms, após as múltiplas de curto período (letra D), não se consegue perceber nenhum tipo de eventos (região marcada com a letra E). Além disso, observa-se uma série de eventos logo após o fundo do mar (letra C). Este trabalho tem por objetivo, a atenuação de múltiplas de superfície livre e de múltiplas de curto período além de acentuar e colapsar as difração.

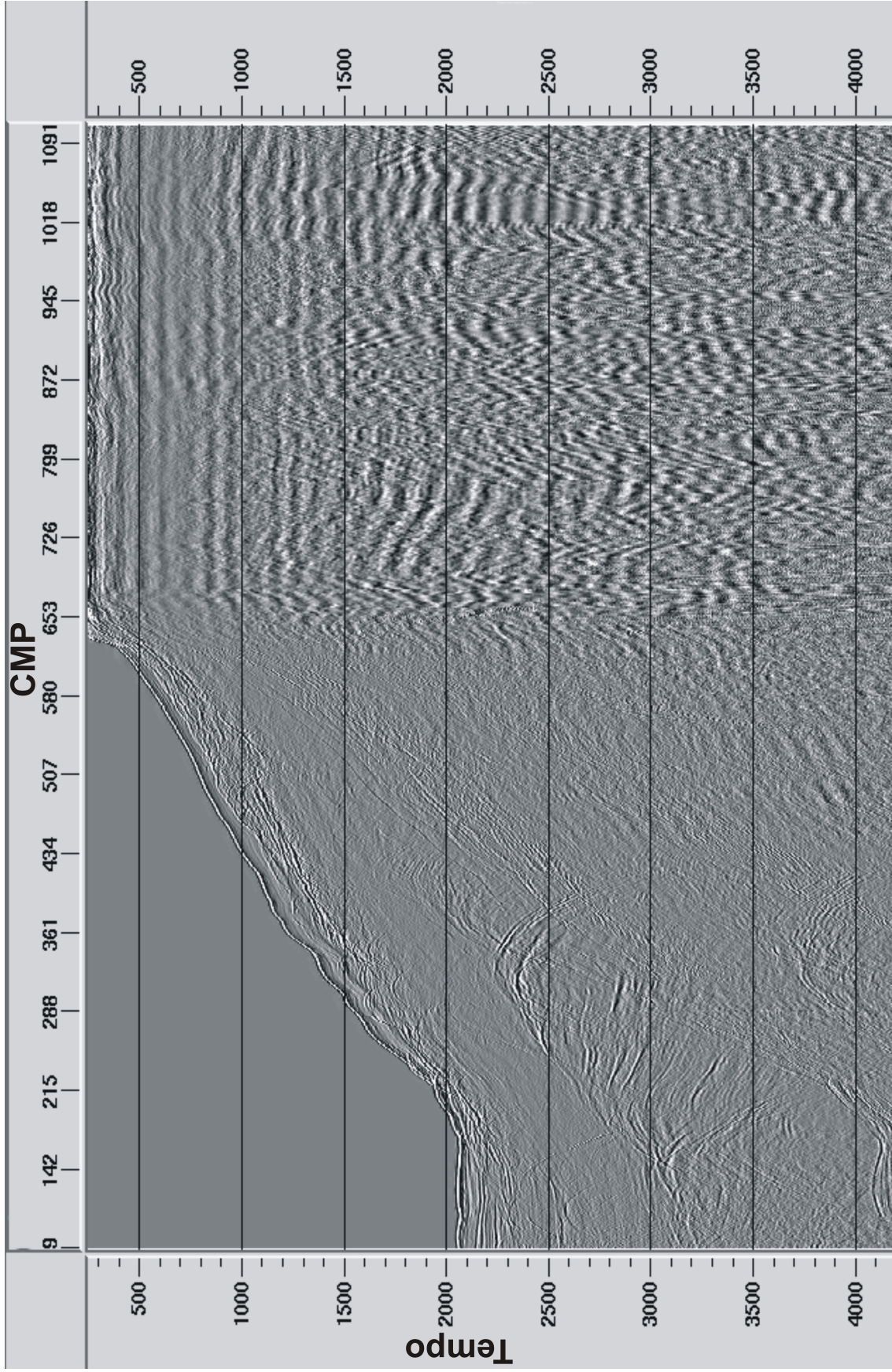


Figura 2.6: Seção afastamento comum. São mostrados todos traços com afastamento mínimo da fonte ( $h = 300$  m). A quebra do talude, entre os CMPs 580 e 726. Parte da seção mais rasa do CMP 653 em diante tem frequências mais altas que a parte da seção mais rasa do CMP 1 ao 652.

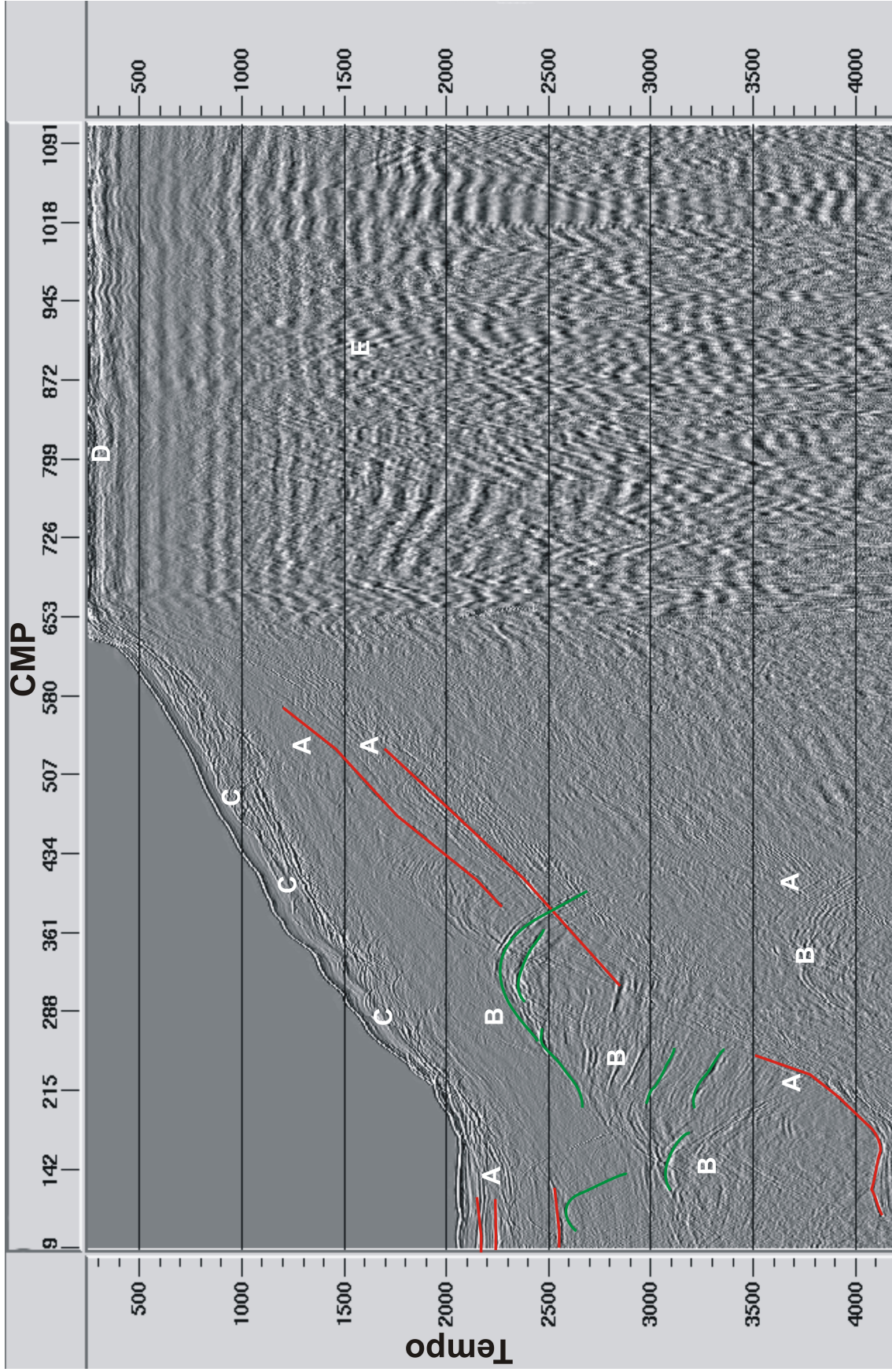


Figura 2.7: Seção afastamento comum. Mesma Figura anterior, onde alguns eventos encontrados foram marcados. Eventos de múltiplas de superfície estão marcados em vermelho e com a letra A. Eventos de difração estão marcados em verde e com a letra B. Após as múltiplas de curto período (letra D), não se consegue perceber nenhum tipo de evento na região marcada com a letra E. Além disso, observa-se uma série de eventos logo após o fundo do mar (letra C).

### 3 GEOMETRIA DE AQUISIÇÃO DE DADOS SÍSMICOS

Neste capítulo faremos uma breve revisão das principais aquisições sísmicas marinhas aplicadas na indústria de petróleo e nos deteremos na aquisição aplicada à linha marinha da Bacia do Camamu, objeto de estudo deste trabalho.

A aquisição de dados sísmicos é a etapa realizada com objetivo de obter maior informação possível sobre o meio em subsuperfície. A percepção da subsuperfície através de dados sísmicos é obtida por um sistema de fontes que são utilizadas para iluminação de um meio e por receptores utilizados para captar os movimentos neste meio. Parâmetros como o número de fontes, receptores e seus espaçamentos são definidos na geometria de aquisição. As regiões onde se pode colocar os arranjos de fonte e receptores limitam-se na superfície (ou próximo a superfície), dentro da água, no fundo do mar ou em poços. A fase da aquisição sísmica é de fundamental importância para o processamento sísmico. Uma aquisição mal feita, ou mal planejada, pode comprometer todo o tratamento a ser aplicado aos dados. De acordo com o lugar onde a aquisição é feita ela se divide em zona de transição, terrestre e marinha. Dentre os tipos de aquisição sísmica marinha, os mais utilizados são: levantamento de perfil sísmico vertical (VSP), levantamento de cabo vertical (VC), levantamento sísmico de fundo oceânico (OBS) e levantamento de arraste de cabo marinho (marine towed streamer) (IKELLE; AMUNDSEN, 2005). Neste trabalho, nos deteremos na configuração da geometria arraste de cabos marinho, por ter sido este o tipo de aquisição dos dados da Bacia do Camamu.

#### 3.1 LEVANTAMENTO DE ARRASTE DE CABO MARINHO-MARINE TOWED STREAMER

Na aquisição de dados sísmicos, através de arraste de cabos, as fontes e os cabos que contém os receptores ficam imersos na água. Logo, o meio onde será feita as medidas é considerado como acústico e homogêneo (IKELLE; AMUNDSEN, 2005).

Esta aquisição consiste em cabos que são rebocados a uma profundidade de 5 m a 10 m abaixo da superfície do mar, com comprimento variando entre 5000 m a 10000 m. Os receptores estão distribuídos em grupos ao longo do cabo. O número de receptores varia 12 até 24 por grupo, que estão espaçados em geral de 12.5 m (ver Figura 3.1).

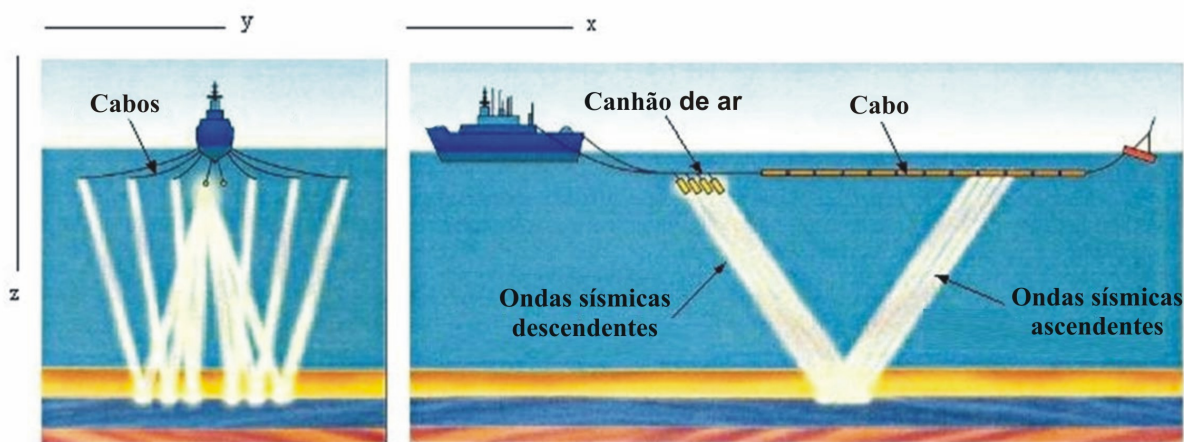


Figura 3.1: Diagrama da geometria de aquisição de dados marinhos com arraste de cabos. Fonte: <http://petroleumseismology.com>

Em geral, o navio reboca cerca de 12 a 16 cabos cujo espaçados de 50 m a 100 m. No processamento de dados sísmicos necessitamos que os dados estejam amostrados uniformemente, então a distância entre os cabos flutuantes deve ser mantida constante (SCHOENBERGER; F., 1974), o que é difícil devido a correntes marítimas, ventos e maré.

A fonte sísmica mais utilizada é o canhão de ar. Estes são organizadas em arranjos compostas por subarranjos, que contém seis canhões de ar com espaçamento de 3 m de distância. Tais arranjos quando usados para aquisição de dados em águas rasas são rebocados a uma profundidade de 5 m a 10 m (ver Figura 4.10)

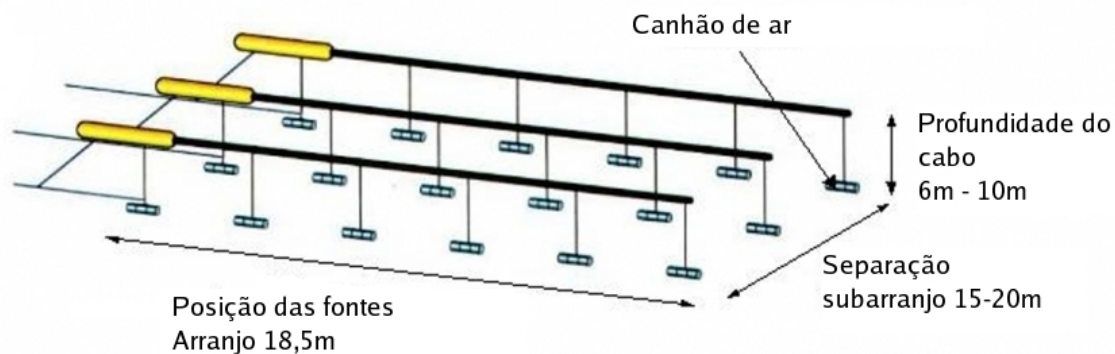


Figura 3.2: Diagrama esquemático para a geometria de aquisição de dados marinhos com streamers onde o arranjo tem 18 de canhões de ar. Fonte: <http://petroleumseismology.com>

Os dados medidos no Camamu, apresentados neste trabalho, foram medidos em um único

navio onde estão os arrajos das fontes e cabos dos receptores (ver Figura 3.3). Atualmente este tipo de levantamento utiliza até três navios. Na Figura 3.4 tem-se um diagrama esquemático de levantamento com cabos flutuantes onde são usados três navios. Um navio para gravar os dados, um segundo para disparar os tiros, e um terceiro para recolher os receptores da água, fazendo com que a aquisição seja mais rápida. O uso do terceiro navio é opcional.

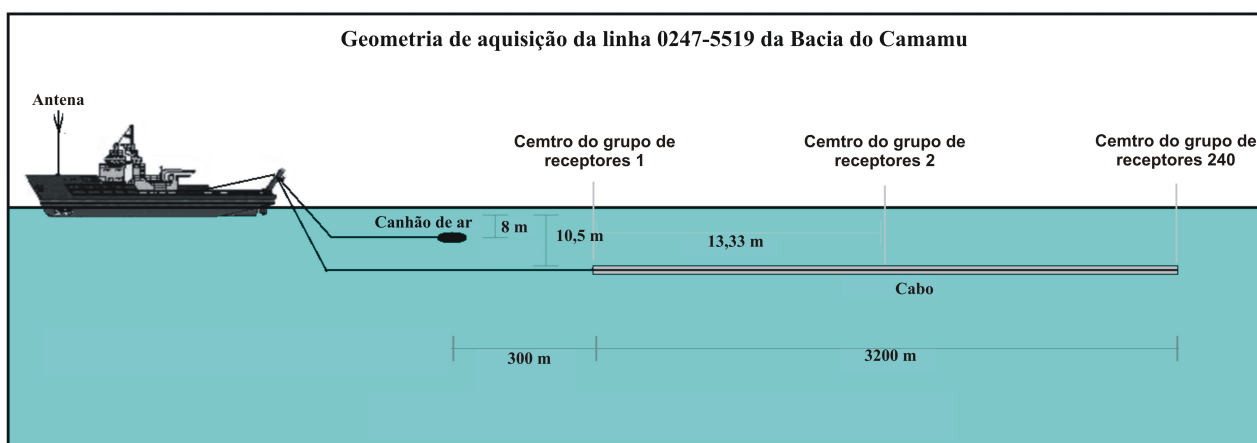


Figura 3.3: Esquema do levantamento realizado na linha 2047-5519 do Camamu.

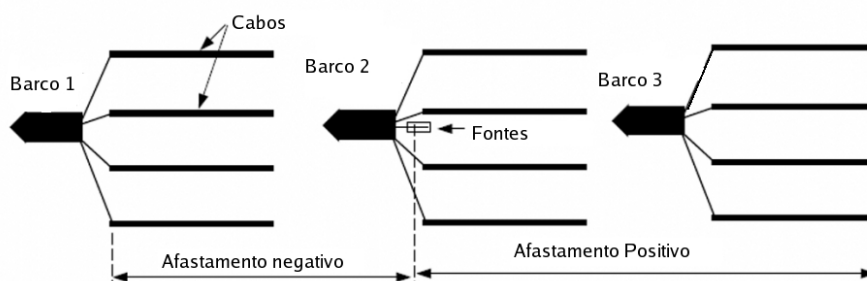


Figura 3.4: Modelo esquemático de levantamento marinho com uso de três navios. Fonte: <http://petroleumseismology.com>

Neste tipo de levantamento são observados os seguintes eventos:

**Onda Direta** - Evento gerado pela a onda que se move diretamente da fonte para o receptor sem interceptar nenhum obstáculo (ponto difrator).

**Primária** - Evento gerado por uma única reflexão ou difração da onda antes de chegar ao receptor.

**Fonte Fantasma** - Evento gerado quando a onda é refletida na superfície livre ao "sair" da fonte.

**Receptor Fantasma** - Evento gerado quando a onda é refletida na superfície livre antes de chegar ao receptor.

**Múltipla** - Evento gerado quando a onda é refletida várias vezes na superfície livre antes de chegar ao receptor, sendo que ao sair da fonte a onda é refletida na interface água-terra. A ordem da múltipla de superfície livre é determinada de acordo com o número de vezes que ela é espalhada na superfície livre. As múltiplas podem ser vistas na Figura (3.5).

**Múltipla Interna** - Eventos gerados quando a onda é refletida várias vezes no interior de uma camada antes de chegar ao receptor. em geral as múltiplas internas tem menor energia que as múltiplas de superfície livre.

Um desenho esquemático desses eventos é mostrado na Figura 3.5.

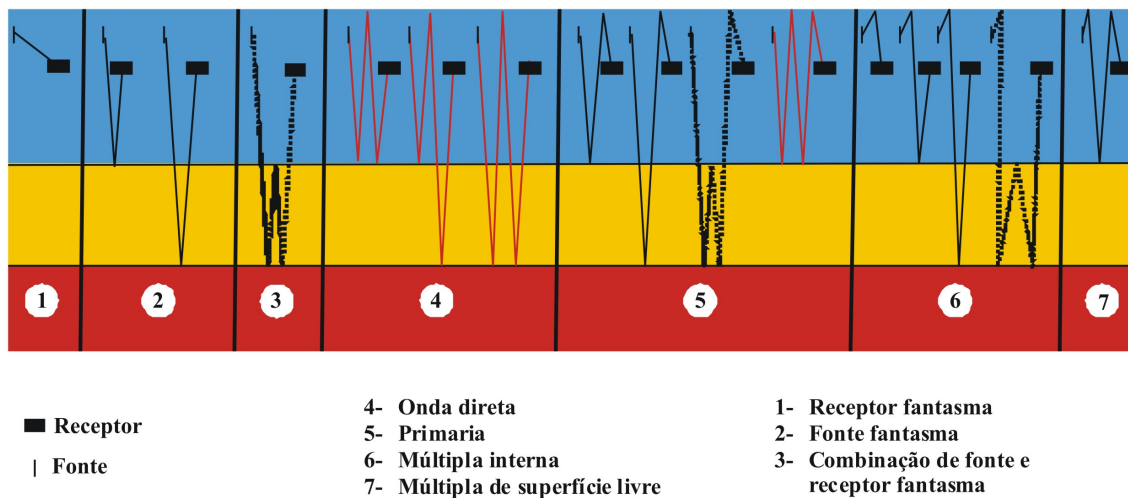


Figura 3.5: Diagramas que mostram eventos sísmicos de onda direta, primárias (ambas representados pela linha sólida preta), múltiplas internas (representadas pela linha pontilhada preta), múltiplas de superfície livre (representada pela linha sólida vermelha), receptores e fontes fantasmas (combinação de diretas, primárias, múltiplas). O modelo usado consiste de uma lâmina de água e um meio sólido homogêneo. É mostrado ainda que um mesmo diagrama pode representar mais que um evento. Esses diagramas são conhecidos como diagramas de Feynman. Fonte: <http://petroleumseismology.com>

### 3.1.1 Configuração da geometria da linha marinha da Bacia do Camamu

A linha estudada neste trabalho possui 38,83 km de extensão medida na direção de quebra do talude. Nos dados medidos são observados além dos eventos de reflexão outros eventos sísmicos: ondas diretas, receptores fantasmas, múltiplas de superfície livre e

Bacia	Camamu
Comprimento do cabo	3200m
Número de receptores	240
Intervalo entre receptores	13,33m
Profundidade do cabo	10m-11m
Número de tiros	1098
Intervalo entre tiros	26,67m
Profundidade da fonte	8m
Tempo de gravação	4,4 ms

Tabela 3.1: Configuração do levantamento feito da Bacia do Camamu

múltiplas internas. As informações sobre a configuração do levantamento feito no Camamu é apresentado na Tabela (3.1.1)

Os dados medidos no campo são gravados em diferentes tipos de formato, que devem ser compatíveis com o software utilizado para no processamento desses dados. A partir de 1990, o subcomitê da SEG de Águas Subterrâneas e Engenharias Geofísicas, propuseram um modelo padrão para todos os dados adquiridos com sísmica e radar, propuseram também que os dados de sísmica superficial fossem gravados em formato SEG-2 e os dados de sísmica profunda fossem gravados em SEG-Y. Como todo o processamento de dados apresentados neste trabalho foi feito através do software ProMax, os dados marinhos aqui estudados foram transformados do formato SEG-Y para o formato *Landmark inc.*

## 4 FUNDAMENTOS DO PROCESSAMENTO DA DADOS SÍMICOS

Neste capítulo são apresentados alguns fundamentos do processamento sísmico que foram aplicados aos dados do camamu. O processamento consiste na aplicação de uma sequência de técnicas para a tratamento dos dados sísmicos que tem por objetivos principais a obtenção de uma imagem representativa da subsuperfície e melhorar a relação sinal-ruído. O processamento sísmico básico está dividido nas seguintes etapas:

- Pré-processamento - Etapa onde é configurado a geometria e aplicamento os filtros iniciais para atenuação de ruído e edição de traços.
- Deconvolução - Etapa que é executada ao longo do eixo dos tempos e tem por objetivo remover o efeito do pulso sísmico <sup>1</sup> comprimindo assim este e aumentando a resolução temporal dos dados sísmicos.
- Empilhamento - Etapa em que os traços sísmicos organizados em famílias de ponto médio comum <sup>2</sup>, após a correção NMO, são somados e tem por principal objetivo de melhorar a relação sinal-ruído.
- Migração - Etapa que pode ser aplicada tanto na seção sísmica empilhada quanto na seção antes do empilhamento. Na migração é feita uma imagem da subsuperfície que pode estar tanto no tempo quanto em profundidade. Os principais objetivos da migração são colapsar difração e colocar os refletores em suas posições corretas.

Existem outras etapas do processamento, consideradas secundárias, que são aplicadas de acordo com o tipo de dado sísmico e objetivos desejados. Nos dados do Camamu, de acordo com a Figura 2.7 no capítulo 2, apresentam consideráveis múltiplas de superfície livre, que podem influenciar na imagem de subsuperfície, obtida após o processamento, levando a interpretações erradas. Assim, para a atenuação destas múltiplas foram adicionado ao fluxo de processamento os filtros radon e f-x. Na Figura 4.1, são apresentadas as etapas básicas do processamento aplicado aos dados do camamu.

---

<sup>1</sup>função de tempo que representa a fonte modificada por vários efeitos da terra e do sistema de gravação) do traço sísmico registrado

<sup>2</sup>A organização dos traços sísmicos é apresentada a seguir



Figura 4.1: Fluxograma com as principais etapas do processamento sísmico aplicado aos dados do Camamu.

Na Figura acima, são apresentadas as etapas principais aplicadas aos dados do Camamu. Algumas dessas etapas foram repetidas nestes casos. Fluxos intermediários foram aplicados e serão apresentados futuramente. A seguir, são apresentados os principais fundamentos das etapas aplicadas. Todo processamento aplicado nesse trabalho foi feito no pacote de processamento sísmico do Promax (Landmark inc.)

## 4.1 PRÉ-PROCESSAMENTO

Os dados de campo são gravados no modo multiplexado usando geralmente formato SEG-D. Primeiramente os dados são demultiplexados, ver Figura 4.2. Matematicamente, a demultiplexação é a transposição da matriz de dados. De tal modo que as colunas da matriz resultante possam ser lidas como os tracos 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 software utilizado. Atualmente, o processo de demultiplexação é realizado por empresas de aquisição

sísmica. Os dados são entregues em um formato padrão internacional conhecido como SEG Y (SEG..., 2002).

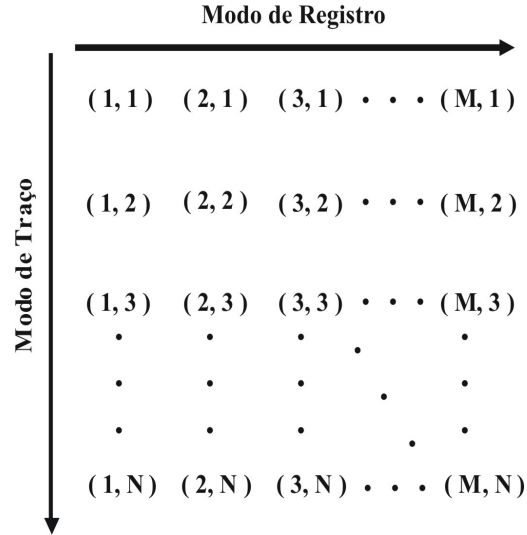


Figura 4.2: Representação gráfica de gravação de  $N$  amostras em  $M$  receptores

Ainda no pré-processamento, é feita a edição de traços. São editados traços ruidosos, com pulsos aleatórios, com polaridade invertida e os sinais com monofrequência. 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 a expansão das frentes de onda ao longo de uma direção de propagação em subsuperfície. O fator de espalhamento geométrico depende do tempo de trânsito e do modelo de velocidades, sendo associado as 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 mesma <sup>3</sup>

Com base nas informações da configuração do levantamento, informações com as coordenadas dos tiros e posições dos receptores são armazenadas nos cabecalhos (headers) de cada traço. Mudanças das posições do tiro e dos receptores são corrigidas de acordo com as informações disponíveis nos relatórios feitos diariamente durante o levantamento sísmico. Muitos problemas 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

<sup>3</sup>Esta operação tem por objetivo tornar o espectro de amplitude dos dados aproximadamente plano.

campo incorreta.

### 4.1.1 Aplicação de filtros

O objetivo dos filtros é atenuar o ruído e ressaltar os eventos de reflexão. Filtros que atuam na frequência são os mais importantes em processamento de sinais. Os intervalos de frequência onde são comumente encontrados ruídos diferem em geral dos intervalos de frequência das reflexões sísmicas.

Fatores ambientais como chuvas, ventos e marés são causadores de ruídos na aquisição de dados por arraste de cabos. O nível desses tipos de ruídos são fator determinante na aceitabilidade do dado marinho. Um tipo de ruído comum nesse tipo de levantamentos é o swell noise<sup>4</sup>, que é gerado quando o mar está em constante agitação. A Figura 4.3, mostra uma família de tiro-comum dos dados do camamu, onde podemos observar o swell noise.

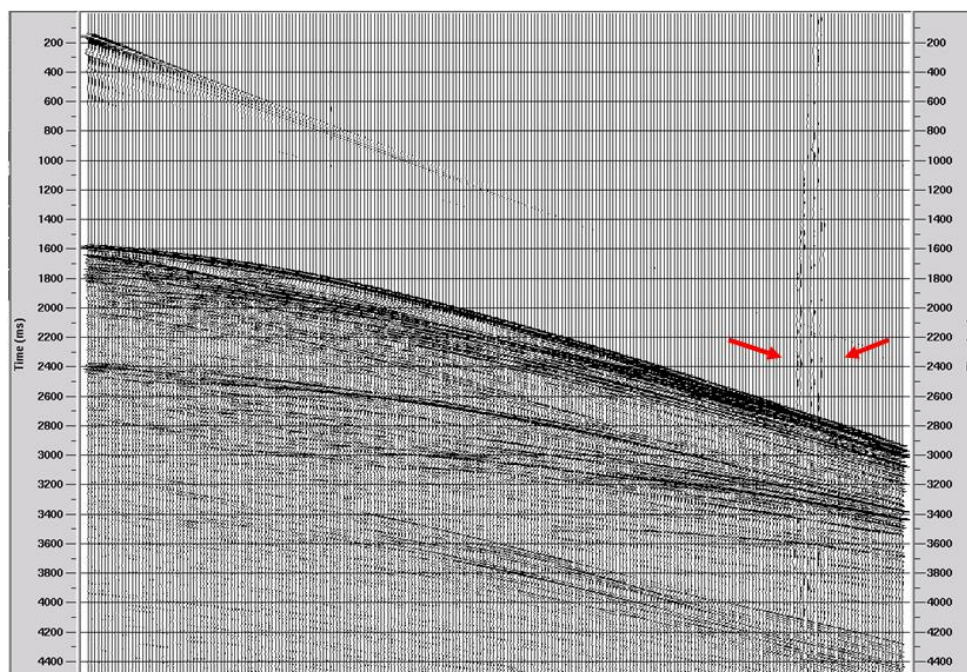


Figura 4.3: Família tiro-comum da linha marinha da Bacia do Camamu contaminada por ruído de arraste de cabos, entre as setas vermelhas

<sup>4</sup>Ruído causado devido as ondas no mar.

A frequência em que esse tipo de ruído é encontrado é predominantemente menor que 20Hz. Para atenuar este tipo de ruído o procedimento mais comum é o uso de filtros banda-passante.

Em seguida, pode-se aplicar o branqueamento espectral<sup>5</sup> variável no tempo em cada um dos traços de entrada. O branqueamento espectral é aplicado com diferentes ganhos a faixas individuais de frequências e a quantidade de branqueamento pode variar em função do tempo. É muito utilizado para recuperação de sinal de alta frequência e tenta reverter o efeito da absorção de altas frequências causado 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) gerado 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.

Aos dados do Camamu, inicialmente foi aplicado um filtro banda-passante para a retirada do swell noise. Em seguida, foi aplicado o branqueamento espectral. As frequências de corte a serem usadas no branqueamento nos dados do Camamu foram determinadas a partir da análise espectral dos dados organizados em família tiro comum. A partir desta análise determinou-se o trápézio F1=18, F2=20, F3=80 e F4=100, com as frequências dos dados. As frequências usadas no branqueamento espectral devem ser menores que a frequência de Nyquist,  $f_N$  (SHERIFF; L.P, 1995) dada por:

$$f_N = \frac{1}{2\Delta t}, \quad (4.1)$$

em que  $\Delta_t$  é o intervalo de amostragem no tempo. Nos dados do Camamu, o intervalo de amostragem é de 4 ms, logo, as frequências escolhidas para o branqueamento espectral não devem ser maiores que 128Hz (sua frequência de Nyquist).

### 4.1.2 Edição de traços

Nesta etapa, traços ruidosos, traços com pulsos aleatórios e sinais monofrequência são silenciados e traços com polaridade invertida são corrigidos. Esses traços podem ser avaliados

---

<sup>5</sup>Através do branqueamento espectral, o espectro de amplitude dos dados torna-se aproximadamente plano recuperando assim frequências no sinal. O objetivo é melhorar a resolução deste.

através da inspeção direta das famílias tiro-comum, mas também através da estatística de traços. Na estatística dos traços, são avaliados os atributos:

- Energia média do traço (TRC\_AMP) - É calculada a energia média do traço para uma dada janela de tempo.
- Spikiness (T\_SPIKES) - É calculada pela razão entre o máximo valor absoluto do traço e a energia média do traço.
- Estimativa da razão de decaimento da energia (ADECAY) - É calculada da energia média para duas janelas de tempo próximas ao final do traço.

Aos dados do camamu, foram feitas a inspeção direta e a análise estatística dos traços. Os atributos TRC\_AMPL, T\_SPIKES e AMPDECAY são apresentados nas Figuras 4.4, 4.5 e 4.6, respectivamente. Os dados sísmicos medidos tem um total 263520 traços. O levantamento na região mais rasa corresponde aos traços de 1 ao 132000. O levantamento na parte mais profunda vai do traço 132001 ao traço 263520. Através da análise dessas figuras, foram silenciados os traços cujo comportamento estatístico é muito maior ou muito menor que a média dos traços, este comportamento pode representar traços ruidosos.

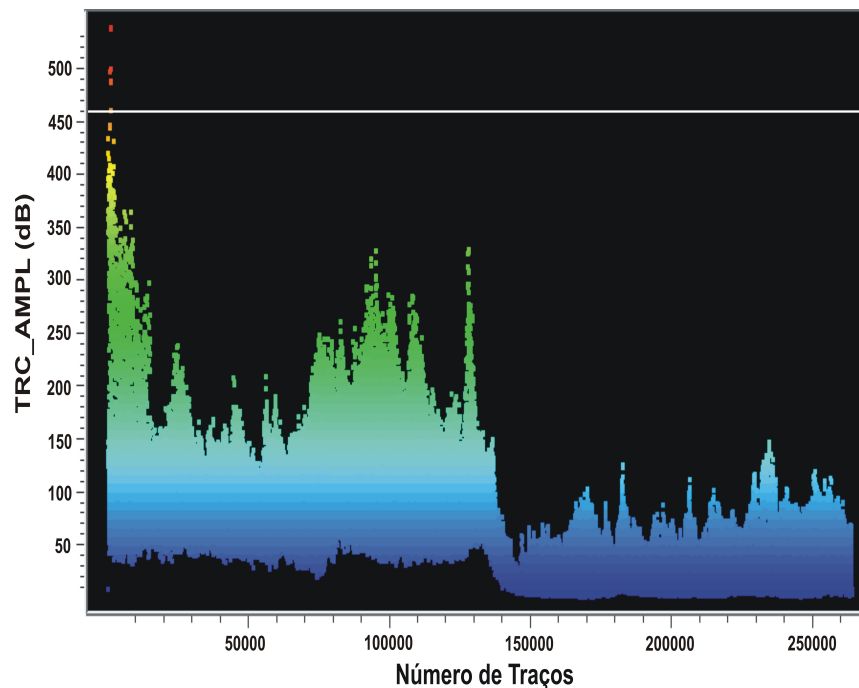


Figura 4.4: Gráfico com os traços sísmicos versus a energia média do traço (TRC\_AMP). Esta energia é medida em decibéis.

Na Figura 4.4, os dados medidos na região mais profunda apresentam maior energia (de 50 a 350 UE <sup>6</sup>), quando comparados com os dados medidos na parte mais rasa (20 a 150 UE). Foi aplicado o fator de corte em torno de 460 UE, mostrado pela linha branca pontilhada. Os traços com energia igual ou maior a esse valor foram silenciados.

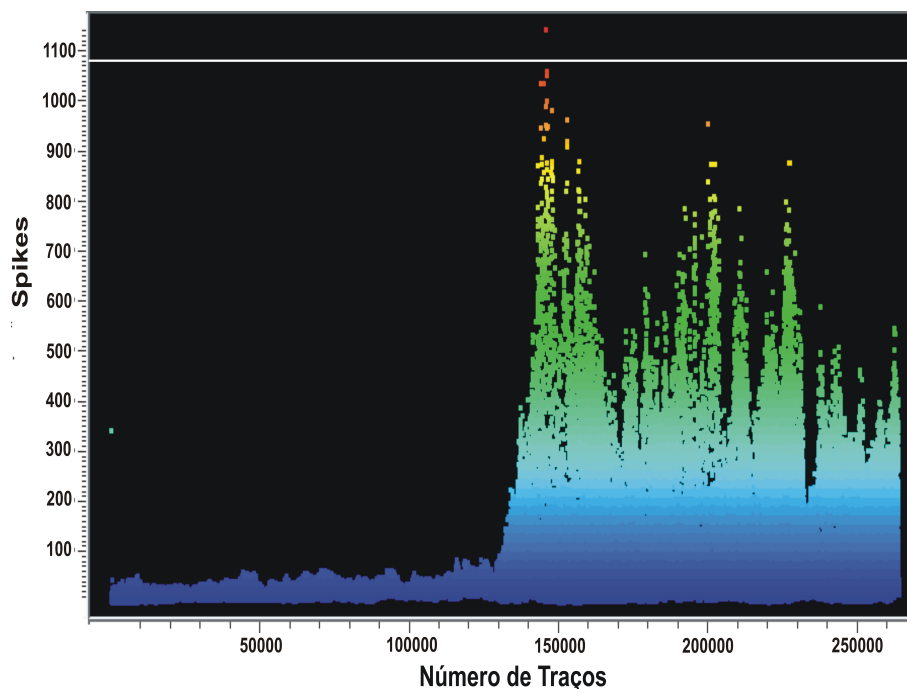


Figura 4.5: Gráfico com os traços sísmicos versus máximo valor absoluto do traço por sua energia média, (T\_SPIKES).

Na 4.5 é mostrado quão próximo do pulso estão os traços <sup>7</sup>. De acordo com esta Figura, verifica-se que traços medidos na região mais profunda apresentam spikes muito menores (inferiores a 100) que quando comparado com os traços medidos na região mais rasa (com valores de até 1100). Foi usado um fator de corte máximo e os traços cuja amplitude era igual ou superior a 1080, foram silenciados.

Na Figura 4.6 é mostrado o decaimento de energia dos traços. Foram aplicado dois fatores de corte para silenciamento: um superior para traços com decaimento de energia igual ou superior a 27 dB/seg e um inferior para traços com decaimento de energia igual ou inferior a -60 dB/seg.

<sup>6</sup>UE - unidade de energia, a unidade depende a unidade utilizada nos dados medidos

<sup>7</sup>Quanto mais próximo está o traço de um pulso mais frequências desse traço são recuperadas.

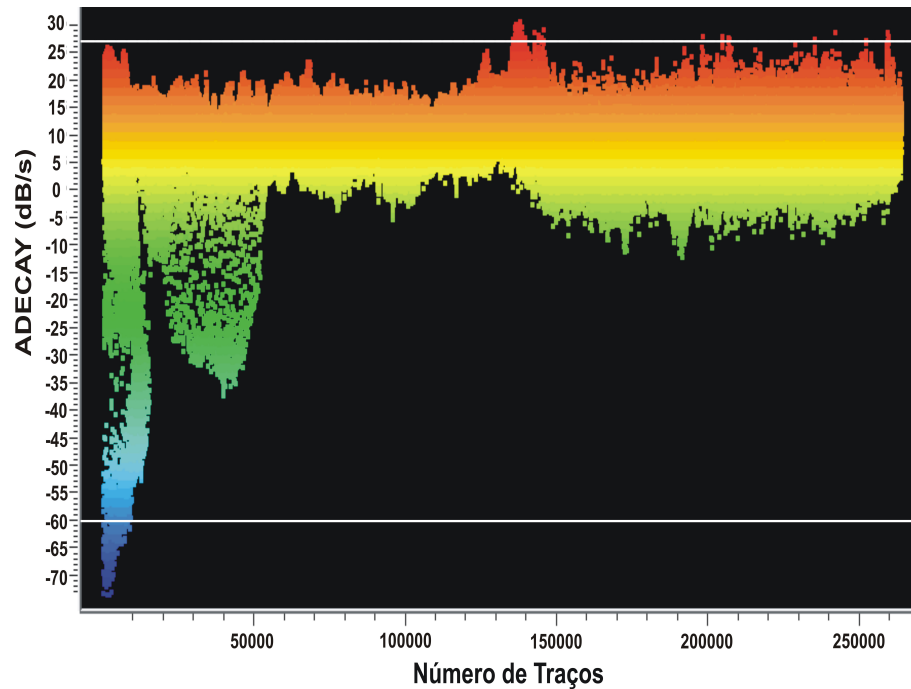


Figura 4.6: Gráfico com os traços sísmicos versus decaimento de energia dos traços por sua energia média, (T\_SPIKES). Corte dos traços estatísticos referentes ao decaimento da energia dos traços.

### 4.1.3 Correção de amplitude

A amplitude do sinal sísmico decai com o incremento do tempo de trânsito, e para se obter uma imagem mais realista, este decaimento deve ser compensado. Em geral, é difícil descrever analiticamente o decaimento da amplitude e uma aproximação é usualmente usada. Os dois principais motivos para o decaimento das amplitudes do sinal sísmico são:

Divergência esférica ou espalhamento geométrico - É resultado do decaimento do sinal sísmico relacionado a expansão da frente de onda. A energia contida em um raio decai de  $r^{-2}$ . A amplitude da onda que é proporcional a raiz quadrada da energia decai com  $r^{-1}$ , Figura 4.7.

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

São métodos de recuperação das amplitudes:

- **Equalização (Balanceamento) dos traços sísmico:** Este método consiste na nor-

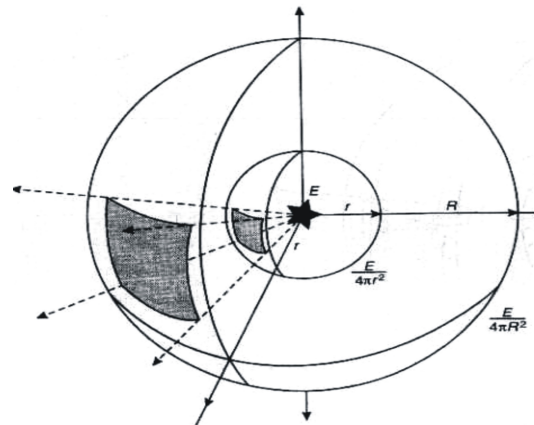


Figura 4.7: A energia,  $E$ , gerada em um ponto decai a medida que o sinal se propaga.

malização dos diferentes traços. 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 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 for feita, uma velocidade melhor pode ser usada para determinar uma correção mais precisa. 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 médio absoluto das amplitudes do traço é calculado dentro de uma janela específica em tempo. A seguir, a razão do nível RMS<sup>8</sup> desejado ao valor médio é determinado como o valor da função ganho. Esta função ganho é então aplicada a cada amostra dentro da janela de tempo. O próximo passo é movimentar a janela de uma amostra e calcular o valor da função ganho 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

<sup>8</sup>Abreviação de Root-Mean-Square, raiz quadrada média

pequenas amplitudes. Já em janela muito grandes, a efetividade do processo AGC é reduzida<sup>9</sup>. A desvantagem do processo AGC é que, uma vez aplicado, as amplitudes do sinal original são perdidas. Desta forma, o AGC é aplicado apenas para visualização de resultados.

Aos dados do Camamu o método aplicado para a correção de amplitude foi a correção de divergência esférica.

Na Figura 4.8 é mostrado o fluxo de pré-processamento aplicado aos dados do Camamu. Para a recuperação das amplitudes foi aplicada a correção por divergência esférica, para isso, foi feita uma análise de velocidade RMS<sup>10</sup> preliminar. Não foi necessário fazer a desmultiplexação dos dados. No pré-processamento é escolhida a janela de tempo a ser aplicada na deconvolução impulsiva.

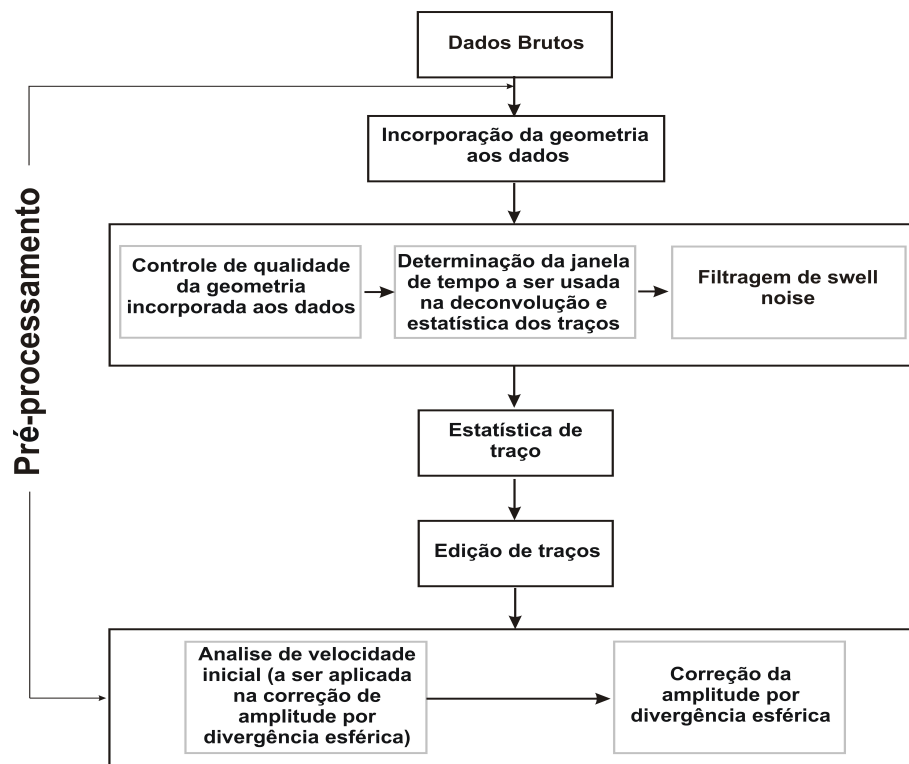


Figura 4.8: Fluxo de pré-processamento aplicado aos dados do Camamu.

<sup>9</sup>Os tamanhos normalmente escolhidos para uma janela, segundo recomendações em Yilmaz (2000), estão entre 256ms e 1024ms.

<sup>10</sup>a ser discutida na seção 4.4.1

## 4.2 DECONVOLUÇÃO

Após o pré-processamento, a próxima etapa é a deconvolução. Aplicada aos dados pré-empilhados, a deconvolução impulsiva comprime o pulso efetivo da fonte contido no traço sísmico a um pulso de Dirac ou função delta <sup>11</sup>.

Há também a convolução aplicada aos dados empilhados, geralmente para atenuar as reflexões múltiplas, chamada de deconvolução predictiva. A suposição da deconvolução predictiva é que a função refletividade das reflexões primárias é aleatória. O processo descarta então os eventos não-aleatórios.

Após a deconvolução, os traços contêm mais energia de alta frequência. Uma vez que, o ruído de alta frequência e o sinal são aumentados pela deconvolução, os dados necessitam frequentemente ser submetidos a um filtro passa-banda, além da aplicação de um branqueamento espectral.

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.

O sismograma registrado pode ser modeá como uma convolução <sup>12</sup> da resposta impulsiva da terra com o pulso sísmico (ROBINSON; TREITEL, 1980) e (SILVA; ROBINSON, 1979). Este pulso tem muitas componentes: 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 exatamente um impulso. A resposta impulsiva compreende reflexões primárias e todos as possíveis múltiplas. Idealmente, a deconvolução deve comprimir as componentes do pulso e eliminar múltiplas, deixando somente a reflectividade da terra no traço sísmico.

A compressão do pulso pode ser feita usando um filtro inverso com um operador deconvolução. Um filtro inverso quando deconvolvido com o pulso sísmico o converte a um impulso. Quando aplicado ao sismograma, o filtro inverso irá gerar a resposta impulsiva da terra. A acurácia do filtro modeá é buscada através do método dos mínimos quadrados. O pressu-

---

<sup>11</sup>Conhecido na literatura sísmica como um spike

<sup>12</sup>Operação matemática que define as variações na aparência da frente de onda ao passar por um filtro, no caso da sísmica o filtro é a terra.

posto fundamental do processo de deconvolução, no caso do pulso da fonte ser desconhecido, é que o pulso emitido pela fonte seja fase mínima.

O filtro ótimo de Wiener tem ampla aplicação, converte o pulso sísmico para qualquer forma desejada. Um exemplo é que, da mesma forma que o filtro inverso, o filtro de Wiener pode ser utilizado para converter o pulso sísmico em um impulso. Entretanto, o filtro de Wiener difere do filtro inverso, pois o mesmo é obtido por um processo de otimização no sentido dos quadrados mínimos.

A resolução (spikiness) da saída pode ser controlada pelo modelamento de filtro Wiener de predição de erro (que é a base da deconvolução preditiva). Converter o pulso sísmico em um impulso é equivalente a exigir uma resolução perfeita.

Na prática, devido ao ruído presente no sismograma, o pressuposto feito sobre o pulso sísmico (fase mínima) e o sismograma registrado a deconvolução impulsiva não é sempre aplicada. Finalmente o filtro de predição de erro pode ser usado para remover componentes periódicas <sup>13</sup>.

Na elaboração do modelo convolucional do traço sísmico são admitidas as seguintes hipóteses (YILMAZ, 1987):

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

Esta suposição é violada nos casos de áreas com estruturas complexas e em áreas com grandes variações laterais de velocidade.

**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.**

De acordo com esta suposição os dados usados devem estar em afastamento nulo. No entanto, o afastamento nulo nunca é registrado, entretanto, se a camada apresenta mergulho em relação ao cabo com os receptores, é assumido que o ângulo de incidência para uma dada fronteira é pequeno e é ignorada a dependência que o coeficiente de reflexão tem do ângulo de incidência.

**2. O pulso emitido pela fonte não muda de forma ao se propagar na subsuperfície (pulso estacionário).**

Na realidade, a medida em que o pulso emitido pela fonte se propaga em subsuperfície, verifica-se que as amplitudes decaem devido a divergência da forma da onda, além disso,

---

<sup>13</sup>múltiplas dos sismogramas

suas frequências são atenuadas por efeito da absorção das rochas. A variação progressiva do pulso da fonte no tempo e em profundidade é chamado de não estacionaridade. A divergência da forma da onda é removida aplicando a função de espalhamento esférico. A atenuação é a medida por uma quantidade chamada fator de qualidade  $Q$ . O efeito da atenuação das frequências podem então ser compensadas se for conhecida a forma analítica para o fator  $Q$ . Um modelo aceitável de  $Q$  constante é apresentado em KJARTANNSON,1979.

As suposições 1a, 1b, e 2 representam a base para o modelo convolucional do sismograma registrado. Este modelo é representado Matematicamente por:

$$x(t) = w(t) * e(t) + \eta(t), \quad (4.2)$$

em que  $x(t)$  é o sismograma registrado,  $w(t)$ , é a assinatura da fonte,  $e(t)$  é a resposta impulsiva da terra,  $\eta(t)$  é o ruído ambiental aleatório e o símbolo  $*$  representa a convolução. A deconvolução tenta recuperar a resposta impulsiva da terra a partir do sismograma registrado. Da equação (4.2), tem-se que a assinatura da fonte  $w(t)$  é normalmente desconhecida. Em certos casos, no entanto,  $w(t)$  é parcialmente conhecido, como por exemplo, a assinatura de arranjos de canhões de ar (usados nos levantamentos marítimos), entretanto, o registro medido se refere ao início da propagação da onda, diferindo, em princípio, do pulso que é registrado nos receptores. Além disso, não há informação a priori sobre o ruído ambiente. Tem-se portanto, uma equação (4.2) e três variáveis desconhecidas. Para a solução outras hipóteses precisam ser feitas

### **3. A quantidade de ruído aleatório é zero.**

### **4. O pulso emitido pela fonte é conhecido.**

Considerado as hipóteses acima, tem-se a seguinte equação sobre o modelo convolucional:

$$x(t) = w(t) * e(t), \quad (4.3)$$

em que apenas a série de refletividade (resposta impulsiva da terra).

Se a assinatura da fonte for conhecida (tal como a assinatura da fonte registrada), então a solução do problema da deconvolução é determinístico. Se a assinatura da fonte for conhecida (caso usual) a solução do problema da deconvolução é estatístico.

### **5. A função refletividade é considerada aleatória.**

Essa hipótese é a chave da deconvolução preditiva.

De acordo com o 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, dada por:

$$u(t) = s(t) * G(t) = \int_0^{t_s} s(\tau)G(t - \tau)d\tau, \quad (4.4)$$

em que  $u(t)$  é o sismograma registrado (traço),  $s(t)$  é 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 a 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. Entretanto, não é sempre fácil saber qual é a melhor forma para executar a deconvolução.

No domínio da frequência o problema se torna menos difícil, pois neste domínio, a convolução tem a forma de um produto, dada por:

$$u(w) = s(w)G(w), \quad (4.5)$$

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

$$G(w) = \frac{u(w)}{s(w)}. \quad (4.6)$$

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 e que (4.6) 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 (4.6) 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 sismica 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 a ser alcançado, existem dois tipos de deconvolução (Yilmaz, 1987):

**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 a 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 (múltiplas) do sismograma, a parte não predizível restante, (ou seja, o erro da série), representa, essencialmente, as reflexões primárias.

Para os dados do Camamu, foram aplicados a deconvolução impulsiva e o branqueamento espectral após análise espectral, Figura 4.9.

A próxima etapa é a organização dos dados do Camamu em famílias CMP.

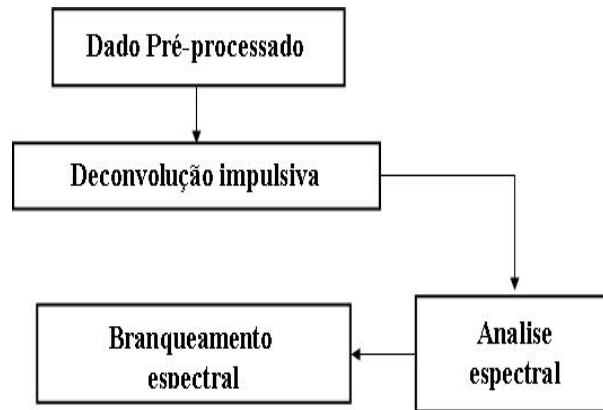


Figura 4.9: Fluxograma usado para a deconvolução impulsiva aplicada aos dados do Camamu.

### 4.3 ORGANIZAÇÃO EM FAMÍLIA CMP

A aquisição dos dados sísmicos em múltipla cobertura é feita em famílias de tiro comum. No processamento sísmico, há, no entanto, várias maneiras de se organizar os traços sísmicos de acordo com o objetivo (SHERIFF; L.P, 1995). Na Figura 4.10 é mostrado um levantamento com múltipla cobertura para aquisição é com arraste de cabo além e diferentes formas de organizar os traços.

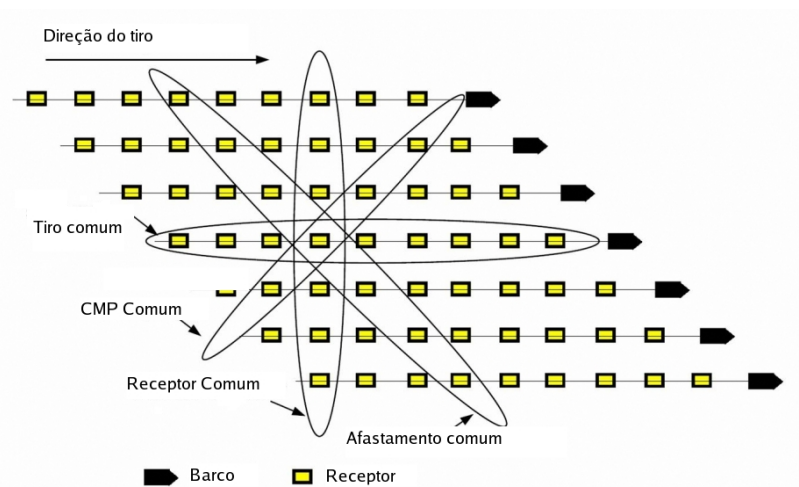


Figura 4.10: Representação esquemática para arranjo de traços sísmicos cuja aquisição é realizada com arraste de cabos. A Figura acima é conhecida como a *carta de empilhamento* e é útil para verificação ajustar a geometria de uma linha no pré-processamento. No caso um tiro ou receptor inoperante, as famílias CMP afetadas são facilmente identificadas, por exemplo.

Na Figura (4.10), verifica-se as seguintes configurações:

- Afastamento-comum (AC)- Conjunto de traços de reflexão sísmica que apresentam o mesmo afastamento fonte-receptor Figura 4.11.
- Tiro-comum (TC) - Conjunto de traços de reflexão sísmica provenientes de uma mesma fonte Figura 4.12.
- Receptor-comum (RC) - Conjunto de traços de reflexão sísmica provenientes de um mesmo receptor Figura 4.13.
- Ponto médio comum (CMP) - Conjunto de traços de reflexão sísmica com o mesmo ponto médio entre fonte e receptor Figura 4.14.

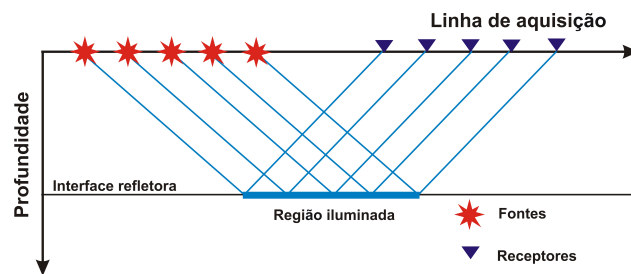


Figura 4.11: Configuração afastamento-comum. Cada par fonte-receptor tem mesmo afastamento.

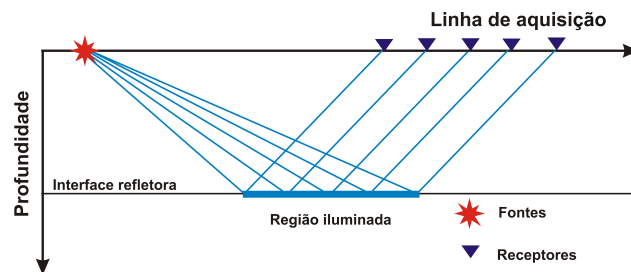


Figura 4.12: Configuração tiro-comum. Todos os traços começam no mesmo ponto

Outra configuração muito utilizada no processamento sísmico é a seção afastamento nulo, na qual o par fonte e receptor estão situados no mesmo ponto Figura 4.15. Ainda que não realizado em medidas de campo, as seções de afastamento nulo são utilizadas na técnica CMP.

O processamento de dados sísmicos convencional é feita utilizando os traços sísmicos organizados em famílias de ponto comum em profundidade (CDP). Esta técnica de levantamento de reflexão sísmica foi idealizada por (MAYNE, 1962), na qual os pontos em subsuperfície são

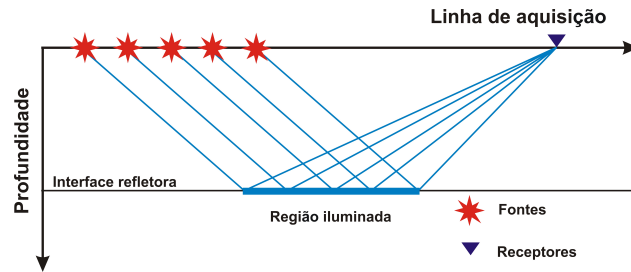


Figura 4.13: Configuração receptor-comum. Todos os traços terminam no mesmo ponto.

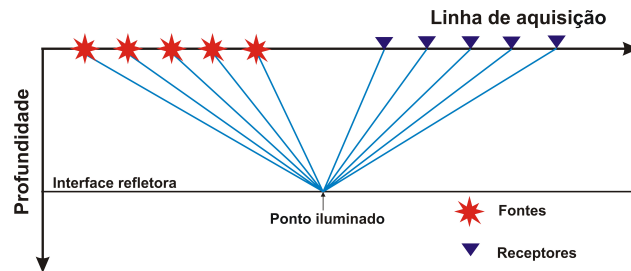


Figura 4.14: Configuração ponto-médio-comum (CMP). Todos os pares fonte-receptor têm o mesmo ponto médio comum e estão a mesma profundidade. Nesta Figura tem-se um exemplo que CDP e equivalente a CMP.

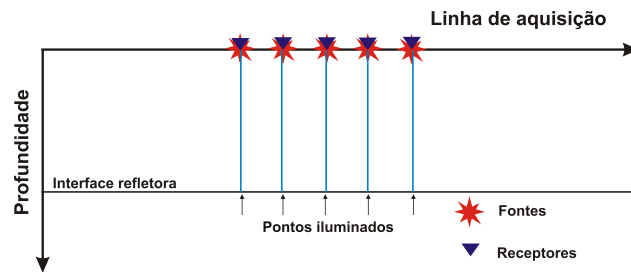


Figura 4.15: Configuração zero offset. Cada par fonte-receptore possui afastamento nulo. Ainda que este tipo de configuração não seja realizado nas medidas de campo, ela é muito utilizada durante processamento sísmico.

registrados redundantemente, com diferentes distâncias fonte-receptor. Não obstante o fato da técnica CDP ter se tornado o padrão para levantamentos de reflexão sísmica, o nome CDP não foi uma boa escolha. Se as camadas geológicas não forem horizontais ou se a velocidade do meio variar lateralmente, o pressuposto de ponto comum em profundidade deixa de existir. Por esta razão, o método foi rebatizado para ponto médio comum (CMP). Na Figura (4.14), tem-se um exemplo de traços organizados em uma família CDP que é equivalente a família CMP, enquanto que na Figura 4.16 tem-se um exemplo com refletor inclinado em que estas duas famílias CDP e CMP não são equivalentes.

A aquisição de dados sísmicos com múltipla cobertura é feita nas coordenadas fonte-

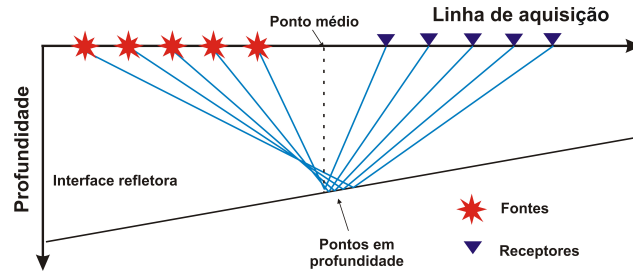


Figura 4.16: Configuração ponto comum em profundidade (CDP). Caso de um refletor com mergulho, a coordenada do CDP não é mais a mesma coordenada do CMP.

receptor  $(x_s, x_g)$ , enquanto que, o processamento de dados sísmicos é convencionalmente feito em coordenadas ponto médio comum afastamento  $(x_m, h)$ , obedece a seguinte relações:

$$x_m = \frac{x_s + x_r}{2}, \quad (4.7)$$

$$h = \frac{x_r - x_s}{2}, \quad (4.8)$$

A técnica de organização em famílias CMP busca melhorar a relação sinal-ruído, e promover redundância das fontes  $n_s$ , com espaçamentos de  $\Delta_s$ , espaçamento entre fonte. Cada fonte é registrada por vários receptores  $n_r$ , cada qual com afastamento crescente e intervalos  $\Delta_r$ , espaçamento entre receptores. Desta forma, cada ponto em subsuperfície é iluminado várias vezes, também chamado de cobertura. O número total de vezes  $n$ , que um ponto é iluminado, é dado pela equação:

$$n = \frac{n_r * \Delta_r}{2\Delta_s} \quad (4.9)$$

#### 4.4 CORREÇÃO SOBRE-TEMPO NORMAL - NMO

Para uma única camada horizontal de velocidade constante, Figura 4.17(a), a curva de tempo de trânsito em função do afastamento fonte-receptor é uma hipérbole dada por Yilmaz, 1987:

$$t(x)^2 = t(0)^2 + \left(\frac{x}{v}\right)^2, \quad (4.10)$$

em que  $x$  é o afastamento,  $t(0)$ , é dobro do tempo para o afastamento nulo (tempo de trânsito ao longo da vertical MD) e  $v$ , é a velocidade do meio acima do refletor. Conhecidos o afastamento,  $x$  é o dobro dos tempos de trânsito  $t$  e  $t_0$ , a velocidade  $v$  pode ser calculada.

É importante notar que a projeção vertical do ponto em profundidade D ao longo da normal ao refletor coincide com o ponto médio M, isto acontece somente porque, o refletor é horizontal. Para esse refletor, os traços sísmicos organizados em CMP são equivalentes aos traços organizados em CDP. Na Figura 4.17(b), são mostrados os traços sísmicos para uma família CMP (CDP). As trajetórias associadas com cada par fonte-receptor são refletidas no mesmo ponto em subsuperfície de profundidade D.

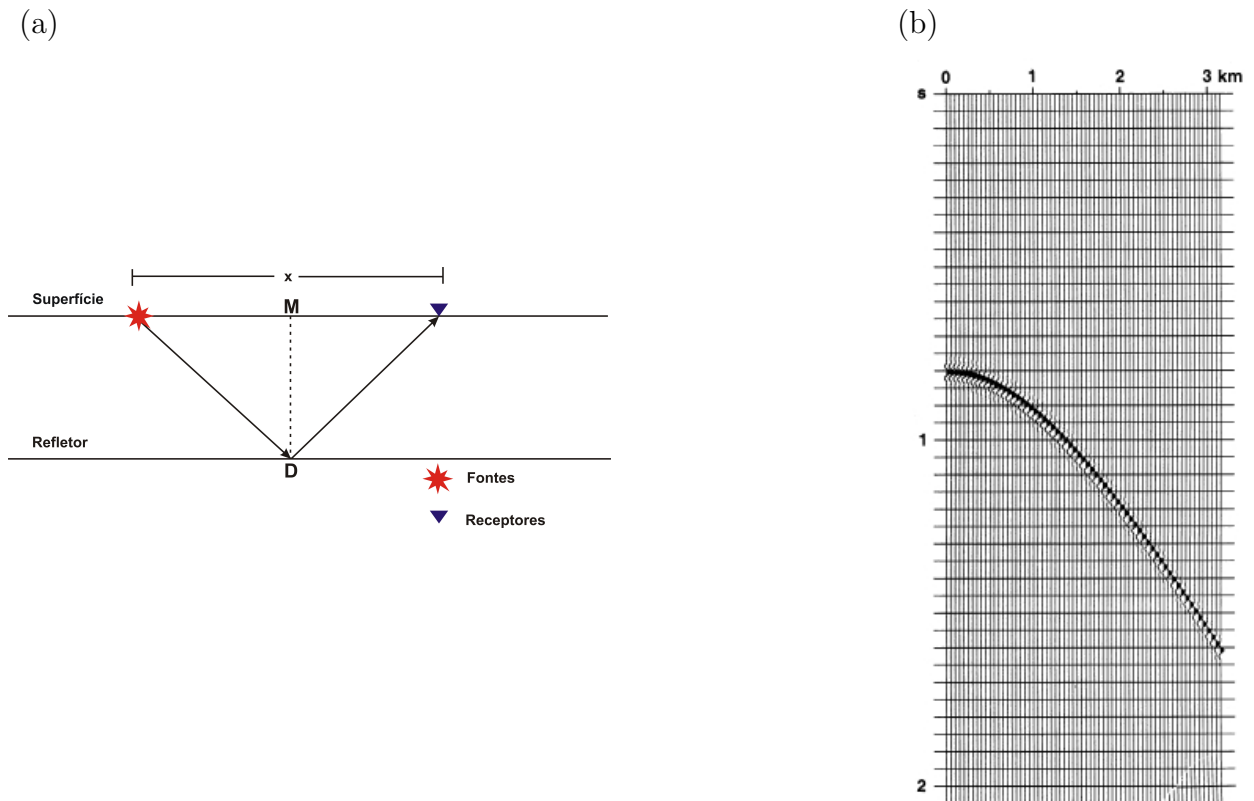


Figura 4.17: (a) Geometria NMO para um refletor plano horizontal. O tempo de trânsito é descrito pela equação 4.10. (b) Família CMP associada com a geometria da (a). A curva de trânsito para o refletor plano é uma hipérbole com seu ápice no traço de afastamento nulo.

A diferença entre o tempo de trânsito em um dado afastamento e aquele no afastamento nulo é chamada de Sobretempo Normal (NMO). A velocidade requerida para corrigir o sobretempo normal é denominada velocidade NMO ( $v_{NMO}$ ). Estimada a velocidade NMO, o

tempo de trânsito pode ser corrigido removendo o efeito do afastamento <sup>14</sup>, Figura 4.18.

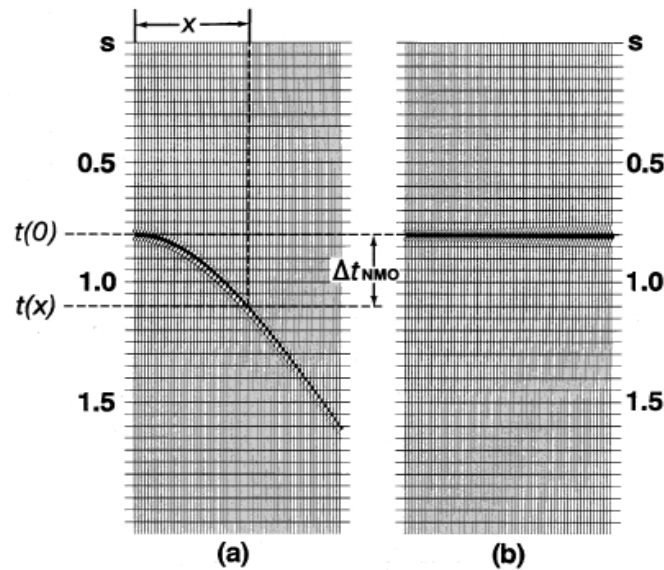


Figura 4.18: Família CMP com aplicação da correção NMO.

Os traços de um CMP já corrigidos do efeito NMO são somados (empilhados) para a obtenção de um único traço localizado neste CMP. A correção é dada por  $\Delta t_{NMO} = t - t_0$ , ou ainda:

$$\Delta t_{NMO} = t_0 \left[ \sqrt{1 + \left( \frac{x}{v_{NMO}} \right)^2} - 1 \right] \quad (4.11)$$

Para um refletor plano cujo meio acima é homogêneo, a hipérbole de reflexão pode ser corrigida do efeito do afastamento, se a velocidade do meio for usada na equação (4.11).

Se a velocidade utilizada em (4.11) é menor que a velocidade do meio, a hipérbole não é horizontalizada completamente é gerada a sobrecorreção (Figura 4.19(c)). Se no entanto, a velocidade utilizada em (4.11) é maior que a velocidade do meio, então a hipérbole não é horizontalizada completamente e é gerada *subcorreção*, Figura 4.19(d). Na Figura 4.19(b), é mostrada a velocidade ótima aplicada em (4.11) e a hipérbole é horizontalizada completamente.

<sup>14</sup>efeito NMO

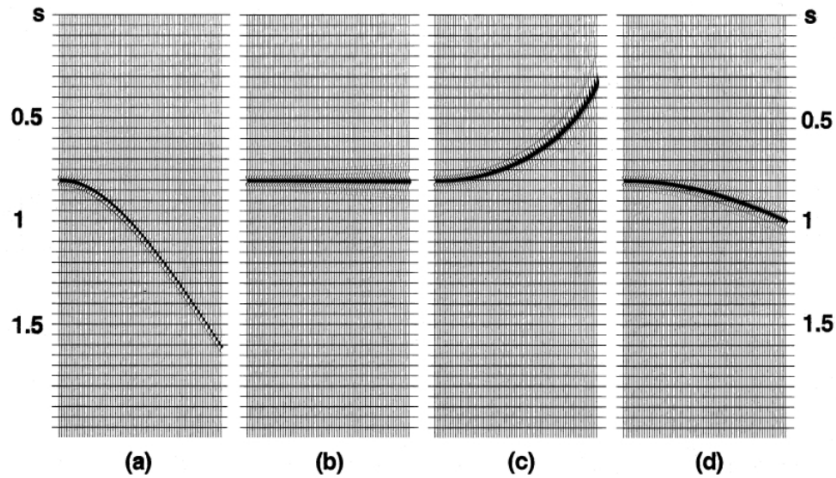


Figura 4.19: (a) Família CMP contendo um único evento. (b) Mesma família já aplicada a correção NMO, usando a velocidade NMO ótima. (c) Sobrecorreção devido a utilização da velocidade NMO menor que a velocidade do meio acima do refletor. (d) Subcorreção devido a utilização da velocidade NMO maior que a velocidade do meio acima do refletor

Considerando um meio formado por camadas planas horizontais (Figura 4.20). Cada camada tem uma espessura que pode ser definida em termos do dobro do tempo de afastamento nulo. As camadas tem velocidades intervalares  $(v_1, v_2, \dots, v_n)$ , em que  $n$  é o número de camadas. A trajetória partindo da fonte F até a profundidade D e seguindo até o receptor R, tem tempo de trânsito dados por (TANER M. T.; ALHILALI, 1974):

$$t^2 = C_0 + C_1x^2 + C_2x^4 + C_3x^6 + \dots, \quad (4.12)$$

em que  $C_0 = t_0^2$ ,  $C_1 = 1/v_{rms}^2$  e  $C_2, C_3, \dots$  são funções complexas que dependem da espessura e velocidade intervalar das camadas.

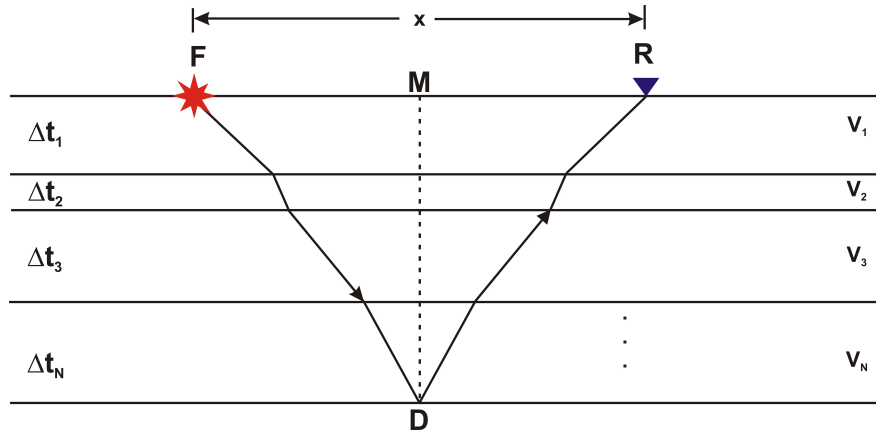


Figura 4.20: Propagação das ondas refletidas em n camadas

A velocidade RMS no ponto de profundidade D é definida por:

$$v_{rms}^2 = \frac{1}{t_0} \sum_{i=1}^n v_i^2 \Delta t_i, \quad (4.13)$$

em que  $\Delta t_i$  é o tempo de trânsito na  $i$ -ésima camada e  $t_0 = 1 / \sum_{i=1}^n \Delta t_i$ . Considerando pequenos afastamentos comparados com a profundidade a função (4.12) pode ser escrita na forma aproximada:

$$t = \sqrt{\frac{x^2}{v_{rms}^2} + t^2}. \quad (4.14)$$

Quando as equações (4.13) e (4.14) são comparadas verifica-se que a velocidade necessária para a correção NMO para um meio estratificado é a velocidade RMS. A Figura (4.4(a)) mostra um sismograma sintético com eventos de reflexão, para traços organizados em CMP. A Figura (4.4(b)) mostra as famílias CMP após a correção NMO.

Como um resultado da correção NMO, ocorre uma distorção da frequência, particularmente para eventos rasos e grandes afastamentos. Este fenômeno é chamado de *estiramento NMO*, (ver Figura 4.21). A forma de onda com um período dominante  $T$  é estirado tal que seu período  $T_0$ , após a correção NMO, tal que  $T_0 > T$ . O estiramento é uma distorção na frequência no qual os eventos são deslocados para baixas frequências.

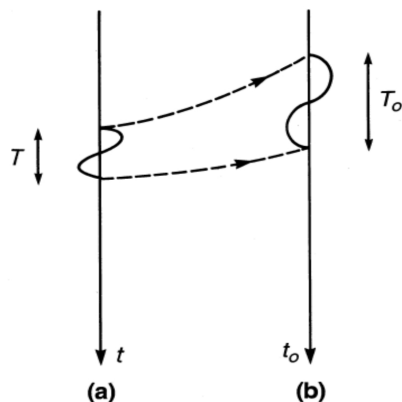


Figura 4.21: Um sinal com período  $T$  (a) é estirado para um sinal (b) de período  $T_0 > T$  após a correção NMO.

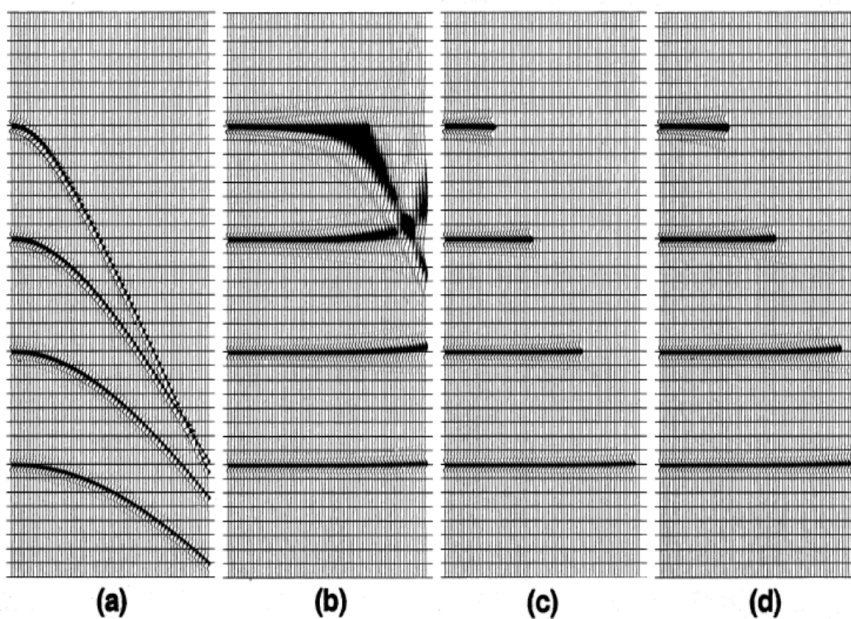


Figura 4.22: (a) Sismograma sintético, com os traços organizados em família CMP. (b) após a correção NMO usando a velocidade RMS (c) e (d) são resultados após a aplicação do silenciamento usando percentual de estiramento de 50% e 100% respectivamente.

O estiramento é quantificado por (Yilmaz, 1987):

$$\frac{\Delta f}{f} = \frac{\Delta t_{NMO}}{t_{(0)}} \quad (4.15)$$

em que:  $f$  é a frequência dominante,  $\Delta f$  é a mudança da frequência e  $\Delta t_{NMO}$  é o tempo NMO. Este problema pode ser resolvido através do silenciamento da área estirada. Um silenciamento automático pode ser realizado usando a definição de estiramento dada pela Equação (4.15).

Na Figura 4.4 são mostradas dois exemplos de silenciamento aplicado a família CMP, Figura 4.4 (b). No primeiro exemplo, Figura 4.4 (c), foi aplicado o silenciamento com a porcentagem de estiramento de 50%, não se verifica distorções significantes na frequência. No segundo exemplo, Figura 4.4 (d), o limite da porcentagem de estiramento foi de 100%, já se verifica algumas distorções. É utilizado uma porcentagem de estiramento maior, quando se quer incluir o máximo possível de traços da família CMP no empilhamento sem que haja degradação.

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

Na Tabela 4.1 abaixo, são mostrados alguns exemplos de velocidade NMO de acordo com o refletor.

Tabela 4.1: Velocidade NMO para vários tipos de refletores.

Modelo	Velocidade NMO
Um camada horizontal	Velocidade acima da interface refletora
Várias camadas planas horizontais	Velocidade RMS considerando afastamentos menores que a profundade das camadas
Uma camada com mergulho	Velocidade do meio acima da superfíce refletora dividida pelo cosseno do ângulo de mergulho
Várias camadas com mergulhos arbitrários	Velocidade RMS considerando afastamentos menores que a profundade das camadas e pequenos ângulos de mergulho

A Tabela 4.1 resume a velocidade NMO necessária para vários modelos de refletores. Pré-supondo pequenas aberturas e pequenos ângulos o sobretempo é hiperbólico para todos os casos e dado por:

$$t^2(x) = t^2(0) + \frac{x^2}{v_{NMO}^2}. \quad (4.16)$$

A velocidade NMO é diferente da velocidade de empilhamento. Esta é dada pelo valor ótimo que permite o empilhamento dos traços em uma família CMP. A forma hiperbólica é usada para definir a melhor trajetória de empilhamento  $T_{stk}$  como

$$t_{stk}^2(x) = t_{stk}^2(0) + \frac{x^2}{v_{stk}^2}, \quad (4.17)$$

em que  $v_{stk}$  é a velocidade que permite o melhor ajuste da trajetória do tempo de trânsito de uma família CMP e uma hipérbole dentro do comprimento do lanço. Na hipérbole de empilhamento ótima descrita pela equação 4.17 não é necessário pequena abertura como na hipérbole dada na equação 4.16.

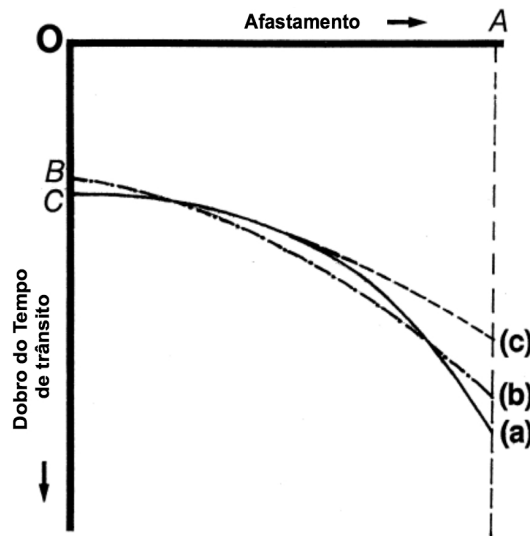


Figura 4.23: A equação da velocidade NMO é determinada considerando a hipérbole para pequenas aberturas (equação (4.16)). Por outro á, a velocidade de empilhamento é derivada da hipérbole de melhor ajuste sobre o comprimento do lanço (equação (4.17)). (a) é o atual tempo de trânsito. (b) a hipérbole de melhor ajuste sobre o afastamento de tamanho OA. (c) é a hipérbole para pequenas aberturas (adaptado de (HUBRAL; KREY, 1980)).

Analisando o tempo de trânsito ilustrado na Figura 4.4 nota-se que:

(a) O dobro do tempo e trânsito para afastamento nulo  $OC = t(0)$  na equação 4.16 pode ser diferente do dobro do tempo e trânsito para afastamento nulo  $OB = t_{stk}(0)$  associado com a hipérbole de melhor ajuste (equação 4.17). Isto ocorre por exemplo, se alguma heterogeneidade existe na camada acima do refletor considerado.

(b) A diferença entre a velocidade de empilhamento,  $v_{stk}$  e a velocidade NMO,  $v_{nmo}$  é chamada constante de heterogeneidade <sup>15</sup>(AL-CHALABI, 1973); (HUBRAL; KREY, 1980).

Das equações (4.16) e (4.17), quanto menor comprimento do lançamento, mais próximo a hipérbole de empilhamento ótima e a hipérbole para pequena abertura e menor é a diferença entre as velocidades  $v_{nmo}$  e  $v_{stk}$ . Na prática a velocidade de empilhamento e tempo de afastamento nulo associamos a hipérbole de empilhamento ótima descrita na equação (4.17) é em geral associada a velocidade NMO e ao tempo de afastamento nulo associados a hipérbole para pequenas aberturas dada pela equação (4.16).

#### 4.4.1 Análise de velocidade

Um registro sísmico representa uma medida direta da velocidade em função da profundidade, com que as ondas sísmicas viajam na terra. Os dados sísmicos, por outro lado, fornecem uma medida indireta dessas velocidades. Baseado nesses dois tipos de informações tem-se diferentes tipos de velocidade: intervalar, aparente, RMS, instânea, fase, grupo, NMO <sup>16</sup>, empilhamento e velocidade de migração. Entretanto, a velocidade que pode ser obtida dos dados sísmicos é a velocidade que gera o melhor empilhamento <sup>17</sup>.

Assumindo o meio formado por camadas, a velocidade de empilhamento está relacionada com a velocidade NMO. Esta por sua vez está relacionada com a velocidade RMS, a partir da qual as velocidades intervalares e média são determinadas. A velocidade intervalar é a média das velocidades entre dois refletores.

Diversos fatores influenciam a velocidade intervalar no interior de camada que possui uma certa composição litológica:

1. Forma do poro.
2. Pressão de poro.
3. Saturação de fluido no poro.

---

<sup>15</sup>spread-length bias

<sup>16</sup>normal moveout

<sup>17</sup>etapa do processamento sísmico convencional que tem por objetivo aumentar a relação sinal-ruído, Ver seção mais adiante

4. Pressão de confinamento.

5. Temperatura.

O sobretempo normal é a base para a determinação das velocidades a partir dos dados sísmicos. As velocidades calculadas 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 (4.17), pode-se desenvolver uma maneira prática de determinar a velocidade de empilhamento de um família CMP dada por:

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

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

### **Análise ( $t^2 - h^2$ )**

A equação (4.17) descreve uma reta no plano  $t^2 - x^2$ . A inclinação da reta é  $1/v_{NMO}^2$  e o valor para  $x = 0$  é  $t_0$ . Na Figura (4.4.1) são mostrados os tempos de trânsito escolhidos de quatro eventos para um número de afastamentos plotados no plano  $t^2 - v^2$ . Para encontrar a velocidade de empilhamento para um dado evento, os pontos correspondentes a este evento devem ser conectados por uma linha reta. O inverso da inclinação da reta é a velocidade de empilhamento (na prática, os mínimos quadrados pode ser usado para ajustar para definir a reta). A análise de velocidade através do  $t^2 - v^2$  é uma forma confiável para estimar a velocidade de empilhamento. A acurácia do método depende da razão sinal/ruído.

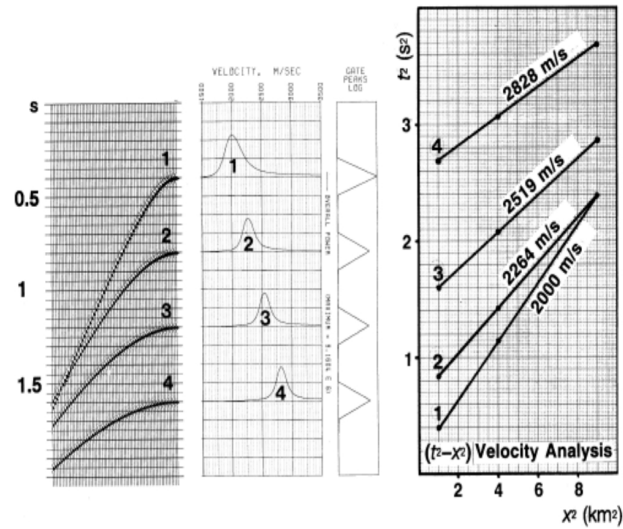


Figura 4.24: Família CMP mostrando quatro eventos, Figura a esquerda. Análise de velocidade  $t^2 - v^2$  aplicada aos quatro eventos, Figura a direita

Há uma outra forma de determinar as velocidades intervalares manualmente das famílias CMP. A idéia básica é ilustrada na Figura 4.25 (CLAERBOUT, 1978). Primeiro é medida da inclinação ao longo de uma trajetória plana que é tangencial ao topo e a base das reflexões em um intervalo de interesse (inclinação 1). Então conecta-se duas tangentes e mede-se a inclinação desta reta (inclinação 2). A velocidade intervalar é igual a raiz quadrada do produto das duas inclinações. A acurácia deste método depende da razão sinal/ruído.

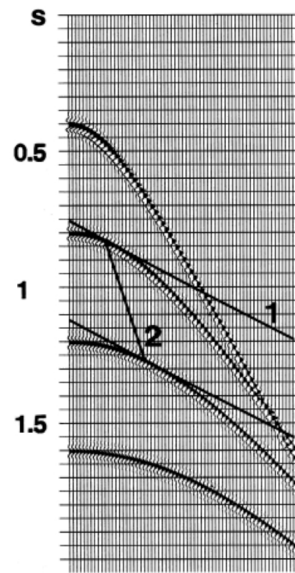


Figura 4.25: A velocidade intervalar entre duas reflexões é igual a raiz quadrada do produto das inclinações mostradas acima.

### **Painéis de velocidade constante (CVP)**

O método de varredura de velocidade constante nas famílias CMP é uma técnica alternativa para a análise de velocidade. Segundo esta técnica, uma família CMP é repetidamente corrigida do efeito NMO usando uma série de valores de velocidades  $V_{stk}$ . Por inspeção é escolhida a velocidade que melhor horizontaliza cada evento na família considerada. A acurácia deste método depende do comprimento do cabo, do dobro do tempo para afastamento nulo e da própria velocidade. Altas velocidades, refletores com grandes mergulhos e pequenos comprimentos de cabo pejudicam a estimativa da velocidade. A resolução da velocidade que é escolhida a partir dos painéis depende também do comprimento de banda do sinal, isto é, quanto mais compacta a wavelet está ao longo da trajetória de tempo de trânsito do evento de reflexão em uma família CMP, mais acurácia terá a escolha da velocidade. A deconvolução prediiva (sessão 4.2) a wavelet é comprimida o que ajuda previamente a melhorar a resolução da velocidade.

### **Empilhamentos de velocidade constante (CVS)**

A mais importante razão para a obtenção de uma função velocidade confiável é para se obter uma melhor qualidade do sinal empilhado. Desta forma, velocidades de empilhamento frequentemente são estimadas a partir dos dados empilhados com uma série de velocidades constantes. O resultado dos empilhamentos com as velocidades constantes são então visu-

alizados em painéis. A velocidade de empilhamento é escolhida diretamente dos painéis de empilhamento por velocidade constante (CVS).

As velocidades constantes usadas no método CVS deve ser escolhidas cuidadosamente.

Existem dois pontos a ser considerados de acordo com a variação de velocidades em subsuperfície:

(a) A escolha do número de velocidades necessárias para o empilhamento dos dados. Na escolha do número de velocidades considerações devem ser feitas devido ao fato de que eventos com mergulho e reflexões fora do plano podem ter velocidades de empilhamento anômalas.

(b) O espaçamento (discretização) entre as velocidades escolhidas para o empilhamento. Na determinação do espaçamento entre as velocidades (discretização), deve-se ter em mente que é o sobretempo e não a velocidade que é a base para a estimativa da velocidade. Assim é melhor varrer em incrementos iguais de  $\Delta t_{NMO}$  ao invés de  $V_{NMO}$ . Isto previne sobreamostragem em eventos de alta velocidade e subamostragem em eventos de baixa velocidade. Uma boa forma de se determinar o  $\Delta(\Delta t_{NMO})$  é escolhe-lo tal que, a diferença do sobretempo entre duas velocidades adjacentes para o máximo afastamento a ser empilhado é aproximadamente de 1/3 do período dominante do dado ((DOHERTY; CLAERBOUT, 1974), personal communication). Dados rasos tem máximo afastamento curto devido ao silenciamento, enquanto que, dados profundos tem grande período dominante. Assim, o número adequado de velocidades necessárias para o empilhamento dos dados pode ser reduzido consideravelmente.

O método de CVS é especialmente útil em áreas de estrutura complexa, onde através deste método, o intérprete pode escolher diretamente do empilhamento, as velocidades que fornecem a melhor continuidade dos eventos de interesse.

O método do espectro de velocidade é descrito na próxima seção. Diferente do método CVS, ele é baseado na correlação cruzada dos traços em uma família CMP e na não continuidade lateral dos eventos epilhados. Devido a isto, quando comparado com o método do CVS, ele é mais apropriado para dados fortemente contaminados com reflexões múltiplas e não tão apropriado para dados associados a estruturas complexas.

### **Análise do espectro da velocidade**

O espectro de velocidade é obtido a partir dos dados empilhados para uma intervalo de velocidades. Esses dados são dispostos em paineis (um para cada uma das velocidades de empilhamento). Assim os dados que estavam plotados em função do afastamento versus o dobro do tempo de trânsito são transformado para a velocidade de empilhamento versus o

dobro tempo de trânsito para afastamento nulo (ver Figura 4.26).

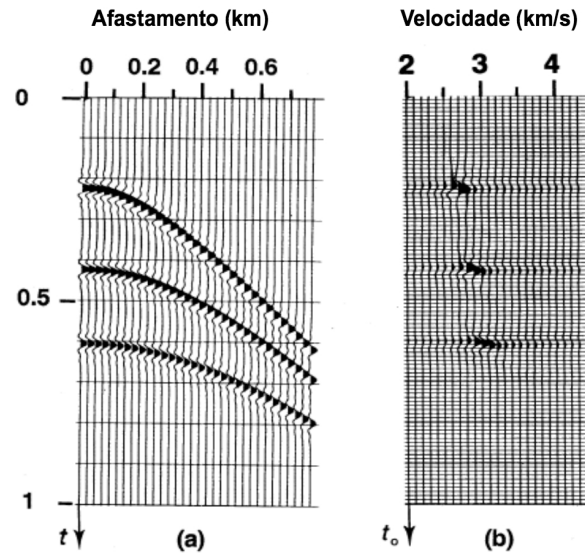


Figura 4.26: Transformação de uma família CMP contendo três eventos de reflexão do domínio do afastamento para o domínio da velocidade. Cada traço na família de velocidade-empilhada (b) é o resultado do empilhamento de traços de uma família CMP (a) usando a correção NMO com velocidade constante.

Na Figura 4.26(a) o meio acima do refletor tem velocidade de 3000 m/s. Estes dados foram corrigidos do efeito NMO e empilhados para velocidades que variaram de 2000 ms a 4300 m/s. O resultado do empilhamento para cada velocidade é mostrado na Figura 4.26(b). De acordo com esta Figura o traço empilhado com a maior amplitude ocorre pra velocidade de 3000m/s. Esta é a velocidade que deve ser usada para o empilhamento dos eventos do CMP.

Quando a razão sinal/ruído do dado é pobre prejudica a amplitude do sinal empilhado. O objetivo da análise de velocidade é obter valores que correspondam a melhor coerência do sinal ao longo da trajetória hiperbólica da família CMP. Há vários tipos de medida de coerência que podem ser usadas como atributos no cálculo do espectro de velocidade (NEIDELL; TANER, 1971). São elas:

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

Neste trabalho a análise do espectro de velocidade é feita usando o atributo do semblance. O semblance mede a razão da energia total dos  $N$  traços empilhados em uma janela de tempo

de comprimento  $\Delta t$  por  $N$  vezes a soma da energia de todos os traços de uma família CMP na mesma janela de tempo, dado por (NEIDELL; TANER, 1971).

$$S_t = \frac{\sum_t^{\Delta t+t} \left[ \sum_{i=1}^N f_{i,t} \right]^2}{N \sum_t^{\Delta t+t} \sum_{i=1}^N f_{i,t}^2}, \quad (4.18)$$

em que:  $f_{i,t}(i)$  é a amplitude do  $i$ -ésimo traço para o tempo  $t$ ;  $\sum_{i=1}^N f_{i,t}$  é a amplitude dos  $N$  traços de uma família CMP e  $\left[ \sum_{i=1}^N f_{i,t} \right]^2$  é a energia dos traços empilhados.

O espectro de velocidade normalmente não é visualizado como mostrado na Figura 4.26(a), ao invés disso, os dois tipos mais populares de visualização são usados no pick de velocidade que são o plote tipo mosaico <sup>18</sup> e o plote de curvas de níveis <sup>19</sup> como mostrado na Figura 4.27

---

<sup>18</sup>Gráfico no qual os dados são representados como uma matriz quadriculada, sendo a magnitude em cada quadriculada representada pelo nível cinza em uma escala que vai de desde o branco (valor mínimo) até o preto (valor máximo).

<sup>19</sup>Mapa no qual as medidas de um determinado atributo são indicadas por curvas de igual intencidade.

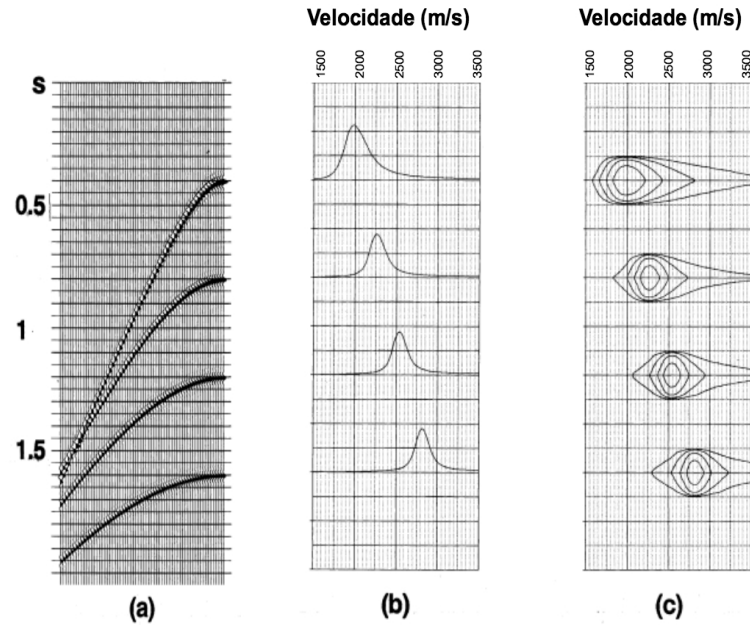


Figura 4.27: (a) Família CMP. Formas de visualização do espectro de velocidade calculás para essa família: (b) Plote tipo mosaico e (c) plote das curvas de nível

### Fatores que afetam a estimativa da velocidade

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

- Comprimento do lanço (dispositivo de registro).
- Grau de redundância dos dados (Número de traços nas famílias CMP).
- Silenciamento (Muting).
- Taxa de amostragem.
- Relação Sinal/Ruído (S/R).
- Tipo de coerência medida.
- Comportamento hiperbólico do sobretempo.
- Largura do espectro de frequência dos dados.

- Profundidade dos refletores.
- Correção das estáticas.
- Mergulho dos refletores.

A noção de grandes ou pequenos afastamentos está vinculada a profundidade do evento em consideração. Assim, um mesmo afastamento pode ser considerado curto para eventos profundos ou longo para eventos rasos. Ainda 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, calculá somente com base na região dos grandes afastamentos, sofre dos efeitos do silenciamento nos tempos rasos. A resolução adequada ao espectro da velocidade somente pode ser obtida com um lança que contenha pequenos e grandes afastamentos.

A multiplicidade do empilhamento é parte importante no grau de definição conseguido no espectro de velocidades. Atualmente nas aquisições de dados sísmicos, costuma-se registrar os dados com 240 ou mais canais. Para economizar esforço computacional, dados com alta multiplicidade são, as 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.

Uma consequência da correção de sobretempo normal é o estiramento do pulso ao longo da hipérbole da reflexão. 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 á 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 as reflexões primárias presentes na família CMP. Além disso, o incremento da velocidade não deve ser

demasiado grosseiro, uma vez que pode degradar a definição em 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 as vezes o processo de cálculo, quando a família de entrada tem uma relação S/R pobre. Outro método para 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.

Ha duas maneiras classicas para analisar estas super-familias. 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.

Para os dados do Camamu a velocidade RMS foi escolhida através das análises de CVP, CVS e espectro de velocidade. A Figura 4.28 mostra o modelo de velocidades RMS escolhido. No mapa de cores mostram os valores das velocidades RMS que variam desde 1500 m/s a 3800 m/s.

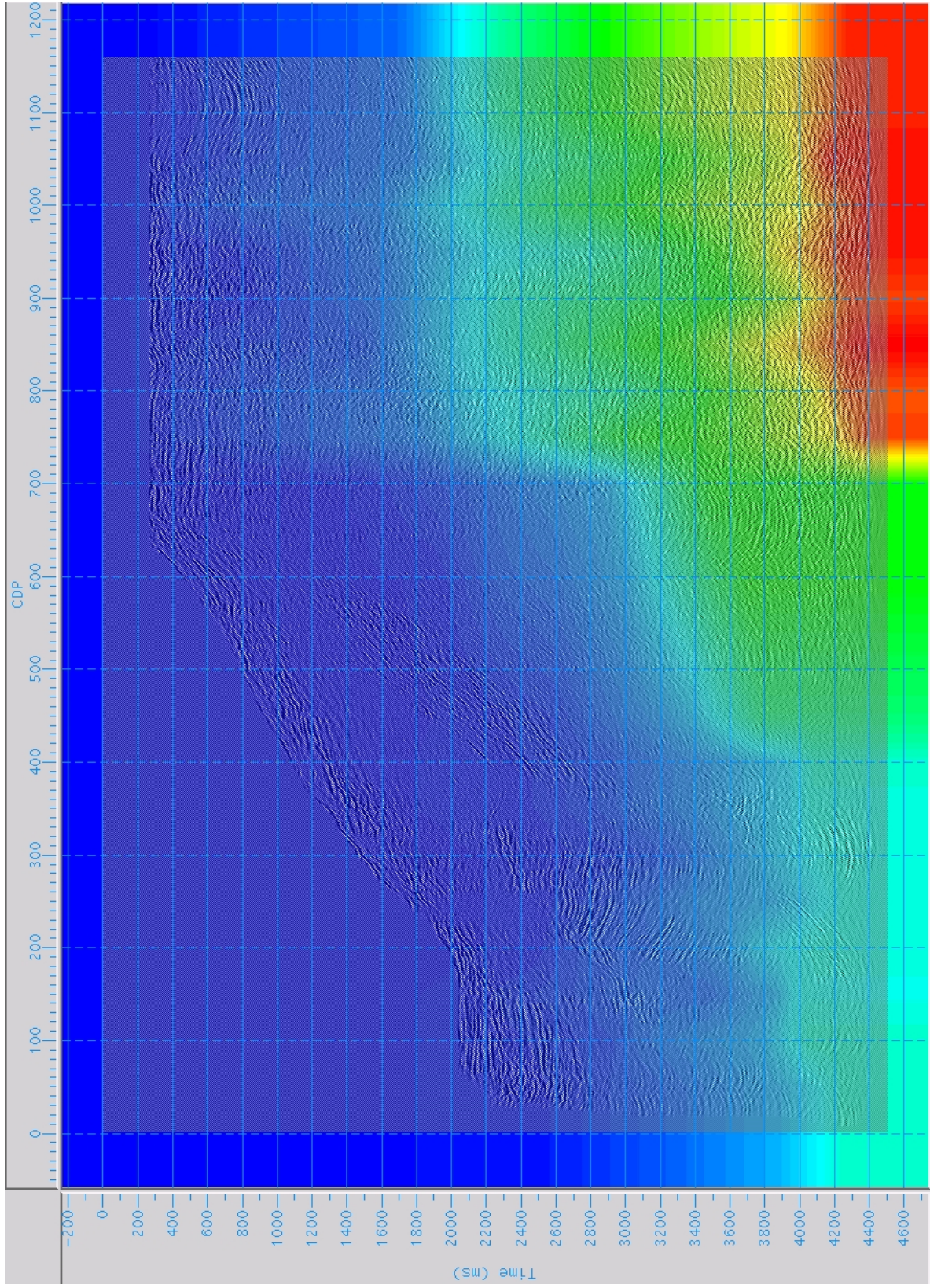


Figura 4.28: Modelo de velocidades RMS escolhido após as análises de CVP, CVS e espectro de velocidade. Velocidades variam de 1500 m/s a 3800 m/s

## 4.5 ATENUAÇÃO DE MÚLTIPLAS

Um dos grandes problemas no processamento de dados marinhos são fontes e receptores fantasmas além das múltiplas de superfície livre que prejudicam a interpretação dos dados. A seguir são listadas algumas das técnicas de processamento sísmico para a eliminação de múltiplas. Maiores informações podem ser encontradas em Yilmaz,1987.

### **Deconvolução Preditiva**

Trabalha com a periodicidade da múltipla. O resultado depende da escolha certa da distância de predição e do tamanho do operador da deconvolução. A deconvolução preditiva é aplicada na seção empilhada. Seu desempenho pode não ser satisfatório, uma vez que, frequentemente as relações de amplitude entre múltiplas são totalmente alteradas pelo processo de empilhamento, principalmente por causa da diferença da velocidade entre primárias e múltiplas. Também, a compensação do espalhamento geométrico usando a função de velocidade das primárias tem efeito adverso nas amplitudes das múltiplas nos afastamentos nulos.

### **Empilhamento CMP**

(MAYNE, 1962) idealizou a técnica CMP de levantamentos de reflexo, a qual, como subproduto da correção de NMO com base na velocidade das reflexões primárias e empilhamento dos traços. Este empilhamento atenua reflexões múltiplas devido a correção de NMO inadequada das reflexões múltiplas, enquanto as primárias se somam em fase. O resultado depende da experiência do intérprete distinguir entre as primárias (geralmente com velocidade aparente maior) das múltiplas (geralmente com velocidade aparente menor).

### **Filtragem f - k**

A idéia do método é corrigir os dados com uma velocidade NMO intermediária entre as velocidades das reflexões primárias e das múltiplas. Assim, as múltiplas são sub-corrigidas enquanto as primárias são sobre-corrigidas. Numa próxima etapa, os dados são levados ao domínio f - k (Frequência-Número de onda), onde a energia das primárias e múltiplas pode ser separada nos diferentes quadrantes do plano f - k. A exceção a esta separação é a energia (das múltiplas e primárias) dos afastamentos curtos, traços mais próximos da fonte, que fica situada quase que inteiramente ao longo do eixo da frequência. As múltiplas podem ser suprimidas zerando o quadrante que corresponde a energia da múltipla no domínio f - k. A correção inversa de NMO, utilizando a mesma função de velocidade intermediária (entre primárias e múltiplas), restaura as reflexões primárias.

### **Filtragem t - x**

Uma outra proposta para a supressão das múltiplas opera-se no domínio do t - x. A correção NMO é aplicada, desta vez, usando a função de velocidades dadas pelas múltiplas seguido do empilhamento dos dados. Os traços resultantes são chamados de traços modelo para múltiplas, a saber os traços empilhados contêm quase que inteiramente a energia das múltiplas. Esses traços são subtraídos dos correspondentes traços que contêm as primárias e múltiplas, da família corrigida do efeito NMO. Desta forma, os traços resultantes, essencialmente, devem conter somente a energia das primárias. O problema principal desta técnica está em construir um traço modelo que contenha somente a energia das múltiplas. Por causa das mudanças da frente de onda e das ligeiras variações de moveout entre primárias e múltiplas com o afastamento, o traço modelo para múltiplas pode não representar bem as múltiplas de modo igual para cada um dos afastamentos. Finalmente, porque há relativamente menos diferença entre os moveout das primárias e das múltiplas nos afastamentos mais próximos, um silenciamento (mute) interno (ou algum tipo de empilhamento com pesos) pode ajudar a suprimir as múltiplas.

### **Filtro Radon**

Esta técnica utiliza a transformada de radon e modela as múltiplas e as subtraem dos dados sísmicos iniciais. Os dados que estão no espaço tempo versus sobretempo <sup>20</sup> tal que, a energia de eventos primários possa ser eliminada através de um silenciamento apropriado. Todo o restante é energia de eventos de múltiplas, estes são então subtraídos dos dados sísmicos iniciais.

A distinção entre os eventos primários e múltiplas é baseado no residual sobretempo de pequenos e grandes afastamentos.

A forma parabólica da transformada de radon é usada para múltiplas que tem sobretempo aproximadamente parabólicos após a correção NMO. Uma hiperbólica também pode ser usada. Esta aproximação hiperbólica tem maior acurácia para tempos entorno de afastamentos iguais a profundidade, mais não a acurácia, para eventos rasos que o método parabólico.

Esta técnica é aplicada aos dados na configuração CMP e com correção NMO usando a velocidade das reflexões primárias. O benefício desta técnica é que não requer nenhum conhecimento do mecanismo que gerou a múltipla ao contrário dos processos de eliminação de múltiplas f - k, atenua múltiplas igualmente em todos os afastamentos. Um mínimo sobretempo é requerido, ao longo de todos os traços da família CMP, para que esta técnica

---

<sup>20</sup>tempo adicional que uma reflexão sísmica gerada com receptor afastado da fonte apresenta, comparado com o tempo que esta mesma reflexão teria se a fonte e o receptor estivessem no mesmo ponto.

seja efetiva. Para maiores detalhes sobre a atenuação de reflexões múltiplas usando a transformada de Radon podem ser encontradas em Foster e Mosher (1992). A aplicação do filtro Radon depende das velocidades RMS escolhidas, uma vez que o mesmo baseia-se no pressuposto que eventos horizontalizados após a correção NMO são múltiplas.

Aos dados do camamu foram aplicados além do empilhamento CMP, os filtros de radon, f - k e a deconvolução preditiva. Os resultados são apresentados após o empilhamento.

Com uma seção empilhada já com a aplicação do filtro para atenuação de múltiplas o passo seguinte será a correção estática residual que será descrita na próxima seção.

## 4.6 CORREÇÃO ESTÁTICA

Reflexões são frequentemente afetadas por irregularidades próximas a superfície. Um bom exemplo é mostrado na Figura 4.29, enquanto as famílias de tiro comum da esquerda contêm reflexões que exibem sobretempo aproximadamente hiperbólico, as reflexões da direita apresentam significantes diferenças do sobretempo hiperbólico. Estas variações podem ser causadas pela topografia (quando fonte e receptores estão em diferentes níveis em relação a horizontal) ou pelas camadas sedimentares rasas, denominadas zona de baixa velocidade (ZBV) ou de intemperismo <sup>21</sup>.

A resultante instabilidade nos pulsos do refletor, como observado na Figura 4.29, podem dificultar a aplicação do empilhamento e migração dificultando a interpretação dos resultados. Portanto, é desejável que estes deslocamentos de tempo sejam corrigidos. Isto é feito através da aplicação de correções correspondentes em tempo aos dados, denominadas de correções estáticas ou simplesmente estáticas.

As estáticas podem ser calculadas seguindo o tempo de chegada de um 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. Este problema pode ser tratado desde que os deslocamentos em tempo sejam razoavelmente pequenos. As correções estáticas podem ser dos seguintes tipos:

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

---

<sup>21</sup>Camada imediatamente abaixo da superfície onde as rochas se apresentam alteradas pela ação dos agentes atmosféricos ((DUARTE, 2003))

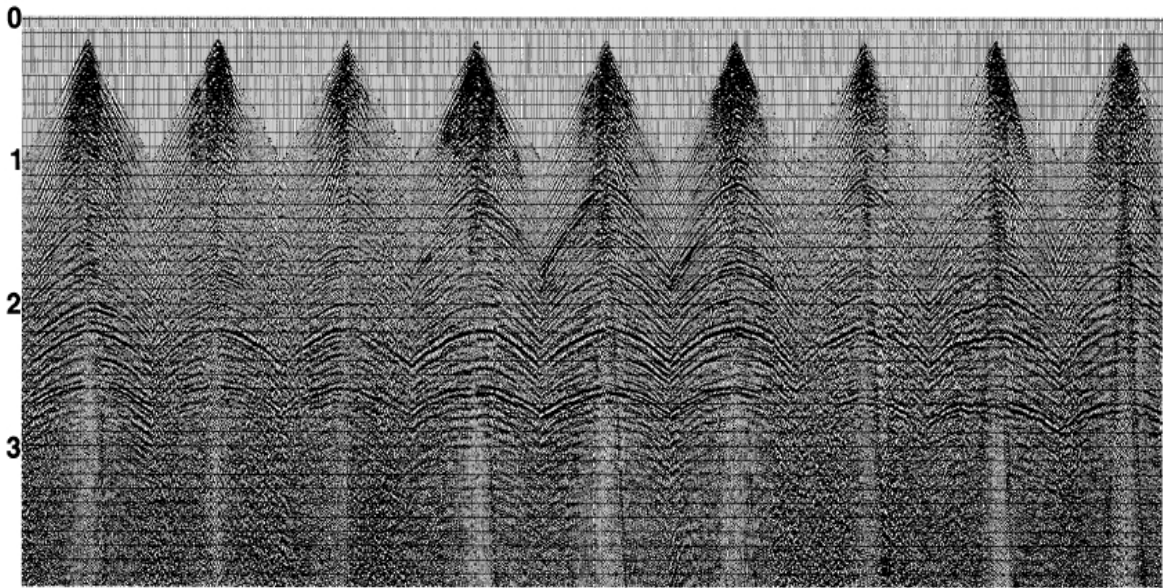


Figura 4.29: Famílias de tiro comum para um dado terrestre. É importante verificar as chegadas de tempo de trânsito para as famílias mais a direita.

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 a 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 quebras <sup>22</sup> de alguns tiros, um modelo de velocidade e profundidade da camada de intemperismo pode ser construído.

Na maioria dos dados terrestres e em alguns dados marítimos em água rasa, mesmo após a correção das estáticas descritas acima, o sobre-tempo numa família CMP nem sempre corresponde a uma trajetória hiperbólica a ser empilhada. Isto ocorre por causa das irregularidades da velocidade perto da superfície, o que resulta em distorções residuais. Uma etapa adicional, denominada de correção estática residual pode ser realizada antes do empilhamento.

As correções das estáticas residuais são geralmente realizadas nos processamento de dados terrestres. Entretanto, em determinados casos, as estáticas residuais podem produzir uma melhoria 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

<sup>22</sup>Primeiros eventos registrados.

típicas nas quais as correções das estáticas residuais produzem bons resultados. Para melhorar a qualidade do empilhamento, as correções de estática residual são executadas nas famílias CMP com o sobre-tempo 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 sub-superfície.

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, consequentemente, 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.

O processo das estáticas residuais consiste em deslocar os traços, separadamente, de tal maneira que hipérbolas 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 (começo 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 estejam relacionados com a superfície. Consequentemente, este processo é chamado de correção de estática residual consistente na superfície.

## 4.7 EMPILHAMENTO

Nesta etapa os traços corrigidos do efeito NMO em cada família CMP são somados, gerando assim um único traço por CMP com afastamento nulo <sup>23</sup>. Esta etapa é chamada de empilhamento. O empilhamento tem por objetivos a atenuação do ruído aleatório existente

---

<sup>23</sup>Hipoteticamente fonte e receptor estão na mesma coordenada

nos dados, além de ser a forma mais efetiva para suprimir múltiplas (FOSTER; MOSCCHER, 1992), pois enfatiza reflexões primárias e atenua reflexões múltiplas. A Figura (4.30) mostra a representação esquemática de eficácia do empilhamento CMP.

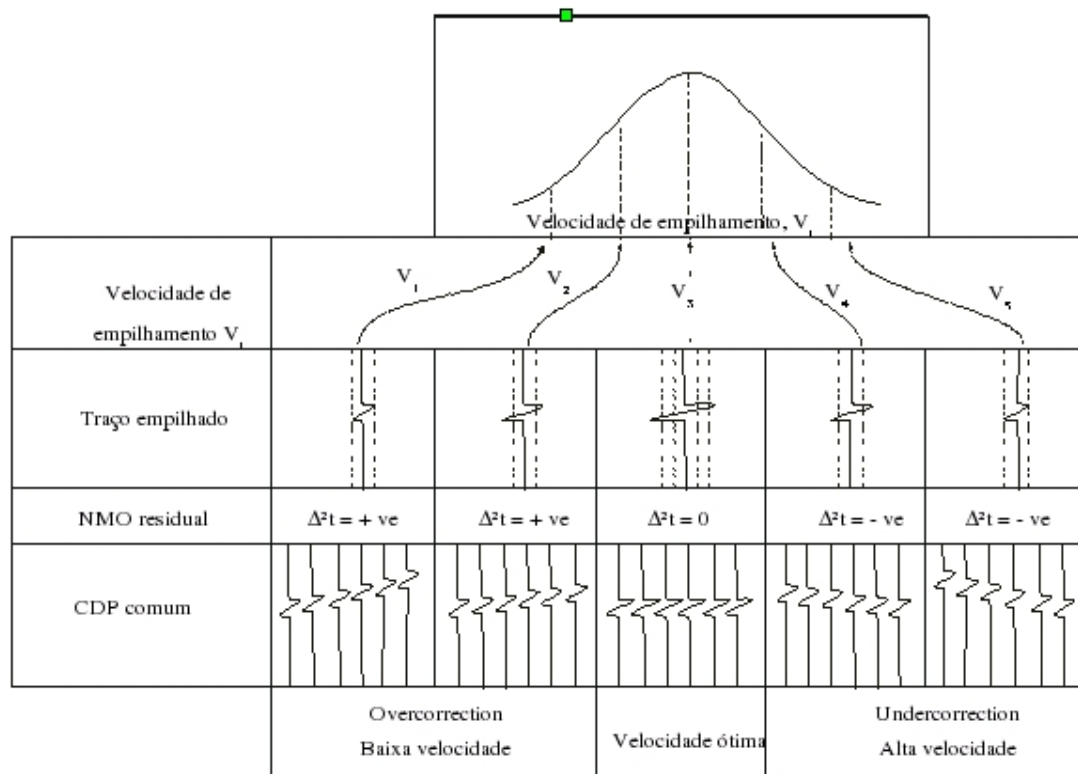


Figura 4.30: Representação esquemática da eficácia do empilhamento CMP em função da velocidade (HAMID, 1982)

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  $pN$ . 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 previstas 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 velocidade para computar os tempos de correção NMO.

Após a aplicação da deconvolução, os dados do Camamu foram aplicados a dois diferentes fluxos de processamento (Figuras 4.31 e 4.32). O objetivo é verificar a efetividade dos filtros

de atenuação das múltiplas nesses dados.



Figura 4.31: Fluxo do processamento aplicado aos dados do Camamu, depois da deconvolução até o empilhamento. Neste fluxo o único tratamento aplicado para a atenuação de múltiplas é o empilhamento CMP.

No primeiro fluxo, para a atenuação de múltiplas é aplicado o empilhamento CMP, enquanto que, no segundo fluxo é aplicado o filtro radon, deconvolução preditiva e filtro  $f-k$ . Além disso é feita a correção estática residual. Para a aplicação do filtro radon, uma análise de velocidade é necessária. Em seguida a seção após a aplicação do filtro radon é empilhada e é aplicada a deconvolução preditiva, que tem também por objetivo eliminação de múltipla. Na seção empilhada os eventos de reflexão são marcados e serão utilizados na correção de estática residual. Em seguida, é aplicada a correção NMO inversa aos dados que está com afastamento nulo, com objetivo de transforma-los novamente em famílias CMP. Assim uma nova análise de velocidade é feita nos dados que deverão estar com as múltiplas atenuadas. Por fim a correção NMO é aplicada e esse novo modelo de velocidade e os dados são empilhados.

As seções empilhadas segundo os dois fluxos acima são apresentadas nas Figuras 4.33 e 4.34.



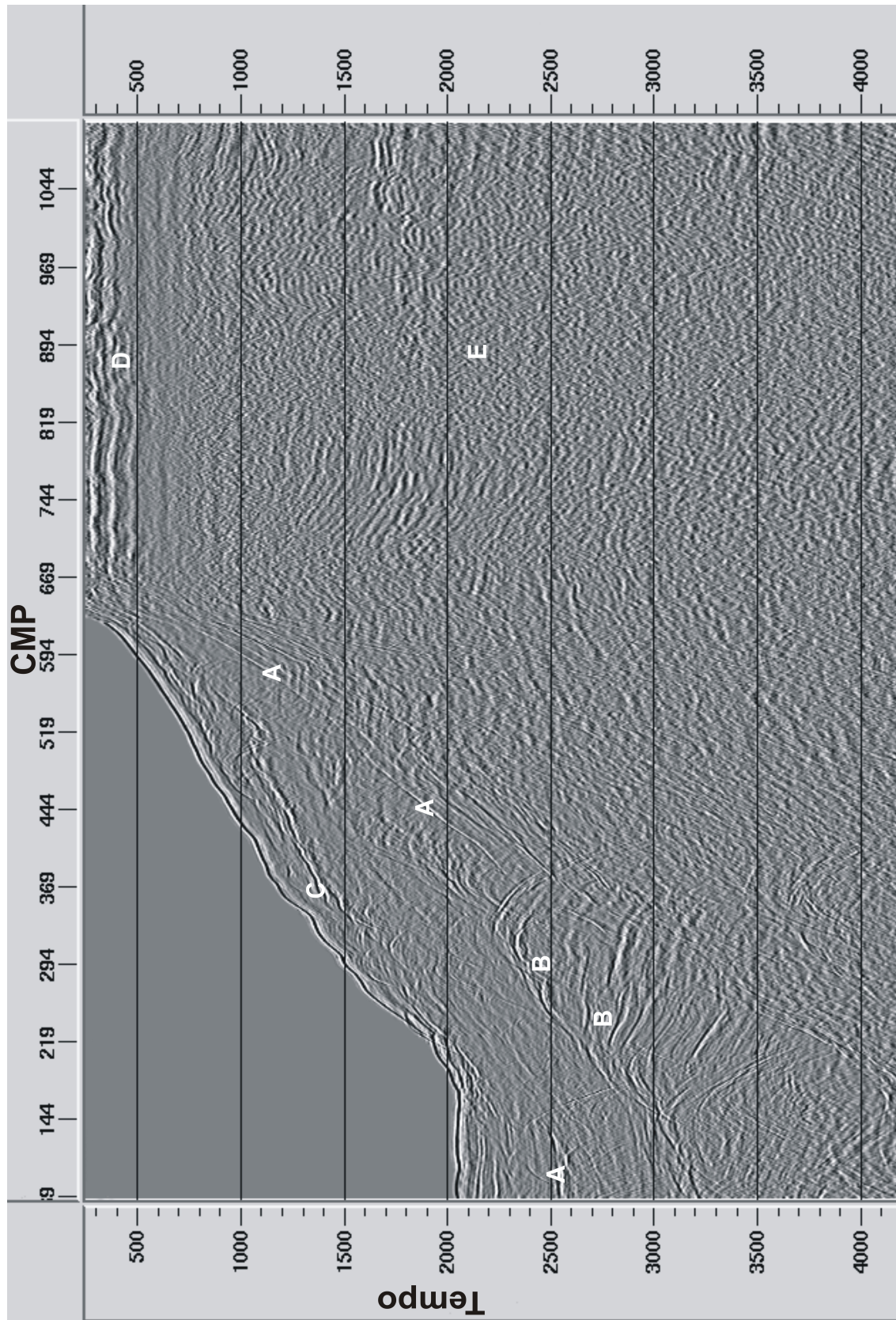


Figura 4.33: Seção empilhada de acordo com o fluxo apresentado em 4.31. A penas o empilhamento CMO é aplicado para a atenuação das múltiplas.

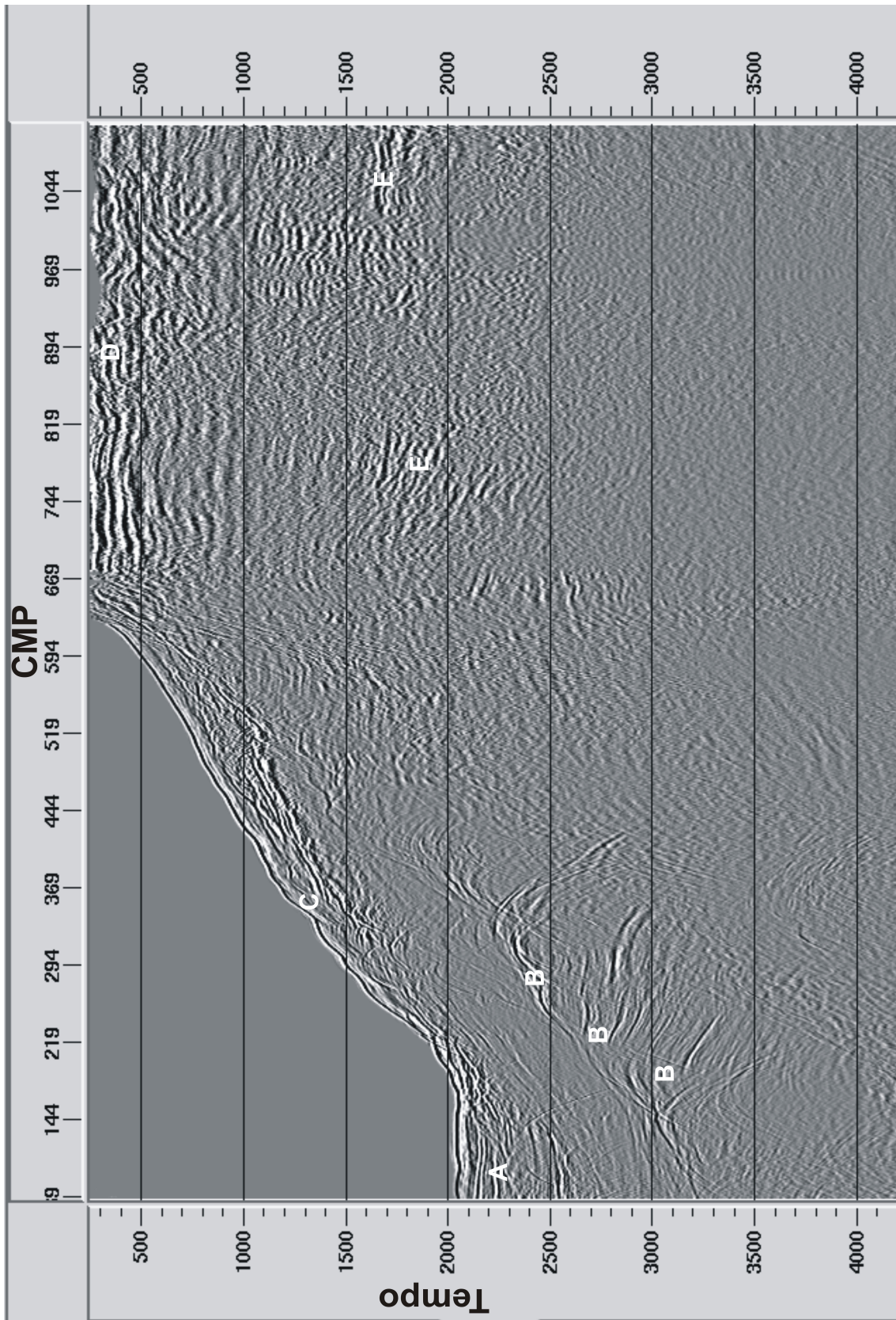


Figura 4.34: Seção empilhada de acordo com o fluxo 4.32. Para a atenuação das múltiplas é aplicado o filtro Radon, deconvolução preditiva e filtro  $f - k$ .

Na seção onde não foi aplicado nenhuma técnica para a atenuação de múltiplas, verifica-se que da mesma forma que na Figura 2.6, os eventos de múltipla continuam nos dados empilhados, eventos marcados com a letra A. As múltiplas de curto período ainda são bem visíveis ( letra D) e após estas nenhuma informação pode ser obtida dos dados da parte rasa, letra E. Na seção onde foram aplicados o radon e a deconvolução preditiva, verifica-se que os eventos de múltipla de superfície livre estão bem atenuadas. Além disso, ainda que as múltiplas de curto período não tenham sido totalmente atenuadas é possível identificar alguns eventos após as mesmas, marcado com a letra E. Assim, conclui-se que a aplicação do fluxo apresentado em 4.32 foi eficaz na atenuação das múltiplas.

## 5 MIGRAÇÃO

Neste capítulo é feito um breve resumo sobre direntes tipos de migrações. Dando uma ênfase especial a migração pós-empilhamento em tempo, que foi a migração utilizada no dados do Camamu. Em seguida são apresentados os resultados dos dados Camamu migrados.

Na migração os refletores são movidos para a suas verdadeiras posições em subsuperfície além de colapsar difrações, aumentando assim a resoluções espacial e gerando uma imagem sísmica da subsuperfície. Esta pode ser aplicada aos dados pré ou pós-empilhamento. A migração pós-empilhamento tem por objetivo corrigir nos dados já empilhados, efeitos gerados por estruturas geológicas complexas como refletores mergulhados, falhas, etc. A migração pré-empilhamento tem os mesmos objetivos da migração anterior, mais é aplicada aos dados antes do empilhamento. Existem diferentes tipos de migração quanto ao tipo e metodologia aplicada e que são aplicadas de acordo com o modelo em subsuperfície.

Quanto ao tipo tem-se:

1. Migração 2D e 3D.
2. Migração em tempo e em profundidade.
3. Migração pré-empilhamento e pós-empilhamento.

Quanto á metodologia tem-se:

1. Migração baseada na solução integral da equação de onda escalar. Um exemplo é a migração de Kirchhoff, que é robusta para diversos modelos de velocidade.
2. Migração baseada na solução de diferenças finitas. São exemplos a migração por diferenças finitas (muito utilizada para modelos onde o refletor tem mergulhos suaves) e a migração reversa no tempo.
3. Migração baseada na frequência - número de onda. São exemplos a migração de Stolt, migração 1D baseada em um modelo de velocidade constante, e a migração phase-shift, migração por deslocamento de fase, método indicado para modelos com variação vertical de velocidade.

Apesar de conceitualmente mais simples, a migração em profundidade é mais difícil de executar, quando comparada com a migração em tempo. O objetivo da migração em profundidade é tornar os dados sísmicos registrados em tempo o mais similar possível a uma seção geológica em profundidade.

As seções migradas entretanto, são comumente mostradas em tempo. Uma das razões para isto é que a estimativa de velocidade baseada no dado sísmico está limitado pela acurácia. Na migração em profundidade é necessário, em geral, um macro-modelo de velocidades da subsuperfície que seja bastante preciso. Além disso, o processo de migração em profundidade demanda grande esforço computacional. Por fim, outra razão é que intérpretes preferem avaliar a validade da seção migrada comparando-a com os dados não migrados. Assim para compração é preferível ter ambas as seções amostradas em tempo.

## 5.1 MIGRAÇÃO PÓS-EMPILHAMENTO

A migração pós-empilhamento precisa dos dados organizados em afastamento nulo (traços empilhados). Para desenvolvimento do conceito desse tipo de migração em afastamento nulo é examinado dois tipos de registros. Uma seção de afastamento nulo é registrada pelo movimento da uma única fonte e um único receptor ao longo de uma linha sem separação entre eles (Figura 5.1). A energia registrada segue uma trajetória com incidência normal a superfície refletora. Essa geometria de levantamento naturalmente não pode ser realizada na prática. Considerando então uma geometria de levantamento alternativa que irá gerar a mesma seção sísmica. Considere fontes explosivas localizadas ao longo da interface refletora ((LOEWENTHAL D.; SHERWOOD, 1976)). Considerando também um receptor localizado na superfície para cada CMP ao longo da superfície. As fontes explosivas são acionadas conjuntamente e as ondas são propagadas para cima até a superfície. As ondas são registradas pelos receptores na superfície. O modelo da terra descrito neste experimento é chamado de *modelo dos refletores explosivos*.

A seção sísmica resultante deste modelo de refletor explosivo é equivalente a seção de afastamento comum com uma importante observação. Na seção de afastamento nulo é registrado o tempo de trânsito duplo (que vai da fonte ao ponto de reflexão e em seguida ao receptor), enquanto que, no modelo de refletor explosivo é registrado o tempo de trânsito simples (do ponto de reflexão onde a fonte está localizada ao receptor). Para tornar as seções compatíveis, pode-se imaginar que a velocidade de propagação é metade do valor da velocidade real do meio para o modelo de refletor explosivo. A equivalência entre a seção de afastamento nulo com a do modelo de refletor explosivo não é exata, particularmente em

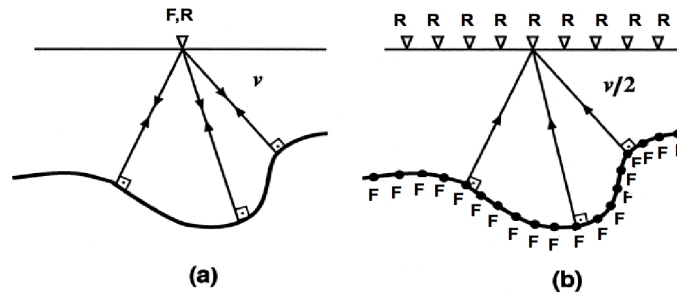


Figura 5.1: Geometria de registro de afastamento nulo (a) e uma simulação hipotética do experimento de afastamento nulo usando refletores explosivos (b) (Claerbout, 1985).

presença de fortes variações laterais ((KJARTANSSON; ROCCA, 1979)).

Na migração em tempo é utilizada a velocidade RMS, enquanto que, na migração em profundidade, a velocidade migrada é a velocidade intervalar. Essas duas velocidades estão relacionadas pela fórmula de Dix (IKELLE; AMUNDSEN, 2005).

## 5.2 MIGRAÇÃO PRÉ-EMPILHAMENTO NO 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 a seção de afastamento nulo. Dessa forma, a migração pós-empilhamento não é válida para mergulhos conflitantes, com velocidades de empilhamento diferentes. Esta é uma das situações em que a migração pré-empilhamento é usada. Enquanto a migração pós-empilhamento migra todos os traços CMP empilhados, a migração pré-empilhamento migra todos os traços de todas as famílias de tiro. Uma vez que, há muito mais traços antes do empilhamento que a quantidade de traços empilhados a migração pré-empilhamento requerer muito mais tempo de computação. 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) (CLAYTON, 1978). Em vez de somar ao longo das hipérbolas de difração no afastamento nulo, as amplitudes são somadas ao longo das trajetórias do tempo de trânsito das difrações nos dados com afastamento não nulo (Yilmaz, 1987). Como no caso de afastamento nulo, o campo de velocidades indica a curvatura destes trajetos de soma. Nesta metodologia 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 possam ser resolvido pela migração pré-empilhamento, existem problemas são associados com este processo, já citados no começo deste capítulo.

Neste trabalho foi utilizada a migração do tipo kirchhoff aplicada aos dados pré e pós-empilhamento em tempo. A seguir é feita uma breve descrição desse tipo de migração, começando pela integral de Kirchhoff.

### 5.3 INTEGRAL DE KIRCHHOFF

Na migração de kirchhoff, considera-se que o refletor é formado por um conjunto de pontos difratores. Cada ponto excitado por uma onda incidente, produz uma onda secundária<sup>1</sup>, registrada na superfície e definindo uma curva de tempos de trânsito de difração ou curva de Huygens. Cada ponto no ponto  $M = (x, z)$  no refletor  $\chi$  produz uma curva de tempo de difração dada por:

$$\tau_d(\epsilon, M) = \tau(F, M) + \tau(M, R), \quad (5.1)$$

em que  $\tau(F, M)$  e  $\tau(M, R)$  correspondem aos tempos de trânsito calculados ao longo das trajetórias dos raios que ligam a fonte ao ponto difrator e ponto difrator ao receptor, respectivamente. O envelope de todas essas curvas de difrações forma a curva de reflexão. Assim, cada ponto no refletor contribui com o campo registrado no receptor. É de se esperar que a maior contribuição seja dos pontos refletores logo abaixo do receptor. Matematicamente a formulação geral da migração de Kirchhoff pode ser expressa por (TYGUEL M., 1993):

$$V(M) = \int_{\omega} W(\epsilon, M) D[U(\epsilon, t = \tau_d(\epsilon, M))] d\epsilon, \quad (5.2)$$

em que,  $V(M)$  é a amplitude migrada para para um ponto  $M$  da seção de saída,  $\omega$  representa o domínio de integração da superfície,  $W(\epsilon, M)$  é o fator de ponderação e  $D$  é o operador

---

<sup>1</sup>Princípio d Huygens, Yilmaz, 1987

correção de mudança de fase decorrente do processo de migração. Os traços da seção de entrada  $U(\epsilon, t)$ , equivalentes ao dado de registrado no receptor são descritos pelo parâmetro  $\epsilon$ .

De acordo com a equação (5.6) cada ponto  $M$  da seção de saída é avaliada a amplitude da seção de entrada ao longo da trajetória de empilhamento dos eventos de difração  $\tau_d(\epsilon, M)$  dentro da abertura de migração (região de integração), ponderada pela função peso  $W(\epsilon, M)$ , usada compensar nas amplitudes resultantes o efeito da espalhamento geométrico. Esta operação é feita para todos os pontos da seção desaiada. O resultado é a seção migrada.

## 5.4 MIGRAÇÃO KIRCHHOFF

A migração de Kirchhoff pode ser implementada como uma migração em tempo ou profundidade e aplicada tanto em dados pré como em dados pós-empilhamento. 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 a velocidade RMS do ponto a ser migrado. Embora esta seja uma aproximação, o método fornece, em geral bons resultados e é bastante eficiente computacionalmente. Na migração Kirchhoff em profundidade, os tempos de trânsito de difração são calculados a partir de um modelo da velocidade, usando o traçado ou solucionando a equação Eikonal ((CERVENY, 2001)). A migração em profundidade é bem mais sensível ao modelo de velocidades e necessita também maior esforço computacional.

### MIGRAÇÃO KIRCHHOFF PÓS-EMPILHAMENTO

Este tipo de migração é aplicada nas seções empilhadas, onde fonte e receptores estão na mesma posição. Assim:

$$\epsilon = x_f = x_r, \quad (5.3)$$

em que  $x_F$  e  $x_R$  corresponde as posições da fonte e receptor respectivamente. Assim a fórmula geral da integral de kirchhoff (5.6) é dada por: Migração de kirchhoff pré-empilhamento

$$V(M) = \int_{\omega} W(x_r, M) D^{1/2}[U(x_r, t = \tau_d(x_r, M))] dx_r. \quad (5.4)$$

A função peso  $W(x_r, M)$  é aplicada nas amplitudes que serão somadas ao longo do operador (curva de difração  $\tau_d$ ). Para maiores detalhes ver YILMAZ, (1987).

### Migração de kirchhoff pré-empilhamento

Este tipo de migração é aplicada nas seções organizadas em afastamento comum ( $h$ ), em que cada traço é determinado pelo valor de  $h$  e do ponto médio  $x_m$ :

$$h = \frac{(x_r - x_s)}{2} \quad x_m = \frac{(x_r + x_s)}{2}, \quad (5.5)$$

Para dados de afastamento comum, tem-se que  $\epsilon = x_m$ ,  $S(\epsilon) = x_m - h$  e  $R(\epsilon) = x_m + h$ . A integral de Kirchhoff é dada por:

$$V(M) = \int W(x_m, M) D^{1/2} [U(x_m, t = \tau_d(x_m, M))] dx_m. \quad (5.6)$$

Em um meio homogêneo e com velocidade constante, os tempos de difração da equação (5.1) para calcular a trajetória é; dado por:

$$\tau_d(x_m, M) = \frac{1}{v} \left[ \sqrt{(x_0 - x_m + h)^2 + z^2} + \sqrt{(x_0 - x_m - h)^2 + z^2} \right], \quad (5.7)$$

em que  $x_0$  é a projeção horizontal das coordenadas do ponto imagem M.

Pode-se imaginar as trajetórias de empilhamento como sendo as curvas sobre a *Pirâmide de Quéops* mostrada na Figura 5.2.

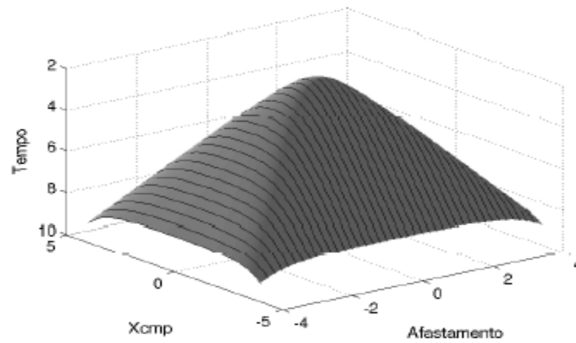


Figura 5.2: Esquema das trajetórias de empilhamento sobre a Pirâmide de Quéops.

A seguir são apresentados os resultados da migração pós-empilhamento no tempo aos dados do camamu considerando os dois fluxos apresentados nas Figuras 5.3 e 4.32. Na Figura 5.3, são apresentados os resultados para a migração pós-empilhamento em tempo nos dados sem a aplicação dos filtros para a eliminação de múltiplas. Pode-se ver na figura que na região de quebra do talude as múltiplas de superfície livre são bem visíveis e se estendem até 4000 ms. Algumas estruturas abaixo das múltiplas de curto período podem ser percebidas (assinaladas com a letra E). Na região de maior profundidade pode-se perceber com mais clareza reflexos situados entre 2500 ms a 3000 ms.

Na Figura 5.4 são apresentados os resultados para a migração pós-empilhamento em tempo nos dados com a aplicação dos filtros para a eliminação de múltiplas. De acordo com esta Figura verifica-se que na região de quebra do talude as múltiplas de superfície livre são atenuadas consideravelmente e na região mais rasa, podem ser visualizados eventos mais profundos.

De acordo com os resultados acima, temos que a aplicação da transformada de radon, deconvolução preditiva e filtro f - k de acordo com o fluxo apresentado da Figura 4.32.

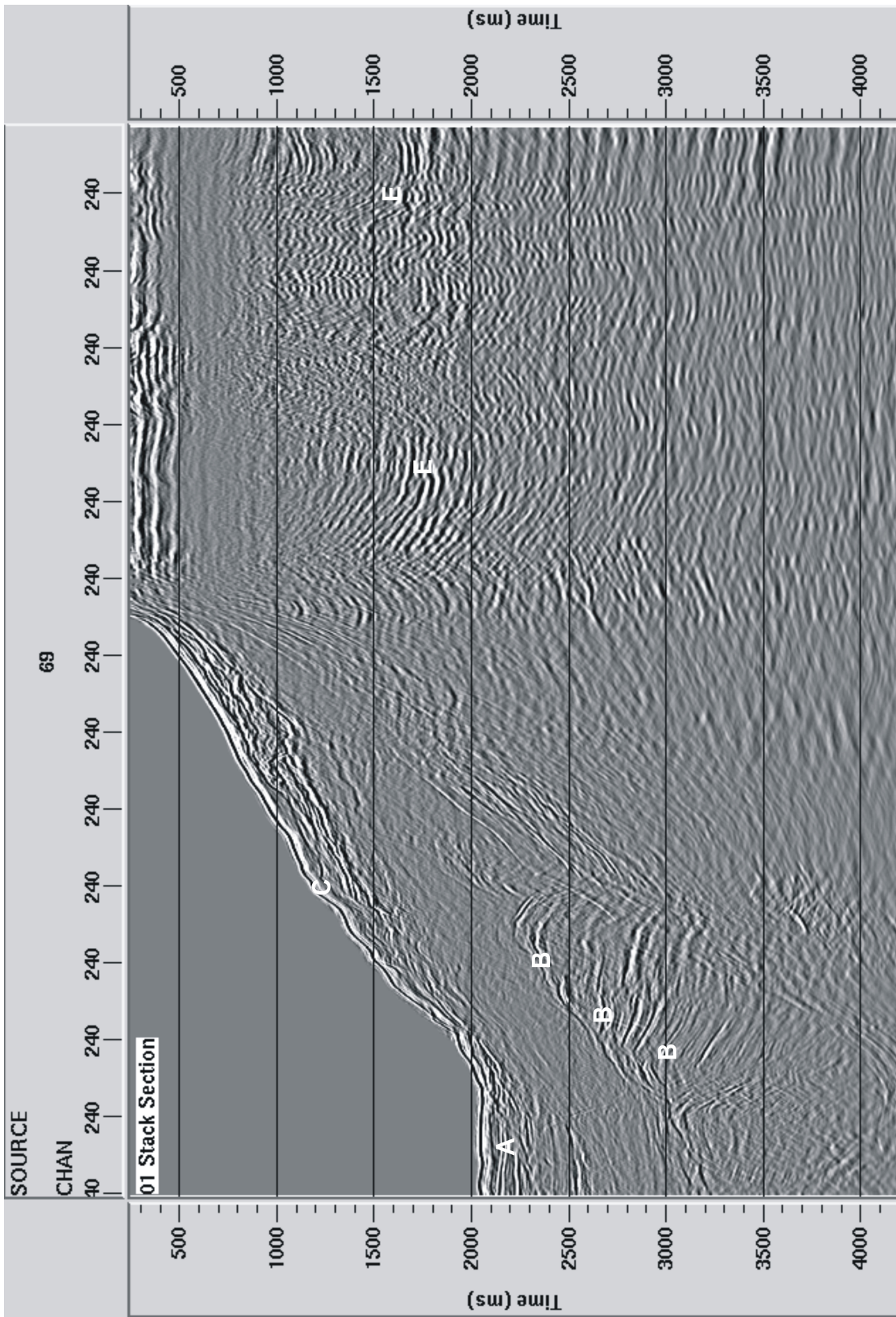


Figura 5.3: Seção migrada a partir do fluxo apresentado na Figura 4.31. As Múltiplas de superfície livre existente nos dados não foram atenuadas.

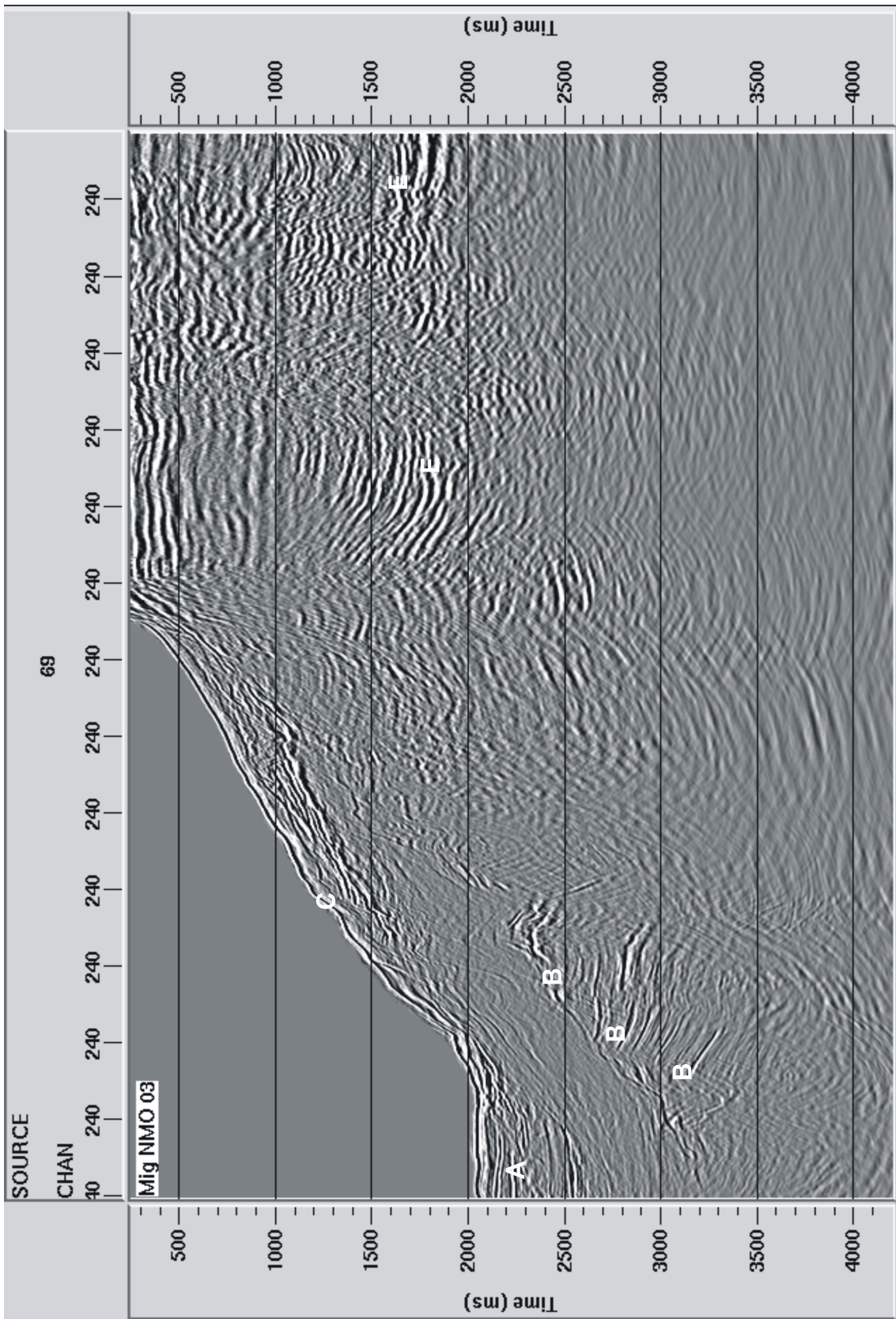


Figura 5.4: Seção migrada a partir do fluxo apresentado na Figura 4.32. As Múltiplas de superfície livre foram atenuadas nos dados, após a aplicação de filtro radon e deconvolução preditiva.

## 6 CONCLUSÕES

Neste trabalho é apresentado um breve resumo das metodologias aplicadas no processamento sísmico convencional. É apresentado o processamento de uma linha marinha da Bacia do Camamu. Esta apresenta vários eventos indesejáveis para o imageamento sísmico, como as múltiplas de superfície livre e as múltiplas de curto período. Além disso, a uma certa dificuldade no imageamento devido a região apresentar grande variação lateral de velocidade na região da quebra do talude. Para a atenuação principalmente das múltiplas foram aplicados vários filtros, que apresentaram resultados significativos quando comparados com o resultado sem a aplicação destes filtros. De acordo com os resultados encontrados verifica-se que:

1. Devido a variação de frequência no dado, que foi adquirido tanto em regiões rasas como em regiões profundas, a aplicação de filtros de frequências tornam-se mais complicada.
2. A deconvolução preditiva e o filtro Radon atenuam ruídos e múltipla de superfície livre.
3. Durante o processamento dos dados do Camamu, a deconvolução preditiva foi aplicada aos dados de duas formas: em uma a deconvolução é aplicada apenas aos dados pré-empilhamento e na outra a deconvolução é aplicada aos dados pré e pós-empilhamento. Quando esses dois resultados são comparados percebemos que realação sinal/ruído é melhor na seção migrada na qual deconvolução foi aplicada antes e após o empilhamento.

## REFERÊNCIAS

- AL-CHALABI, M. Series approximations in velocity and travelttime computations. *Geophys. Prosp.*, v. 21, p. 783–795, 1973.
- CAINELLI, C.; MOHRIAK, W. U. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the eastern brazilian continental margin. *Episodes*, v. 22, n. 3, September 1999.
- CERVENY, V. *Seismic Ray Theory*. [S.l.: s.n.], 2001.
- CLAERBOUT, J. F. How to derive interval velocities using a pencil and straight edge. *Stanford Expl. Proj.*, v. 14, 1978.
- CLAYTON, R. Common midpoint migration. *Stanford Exploration Project Report. Stanford University*, v. 14, 1978.
- DOHERTY, S.; CLAERBOUT, J. Velocity analysis based on the wave equation. *Stanford Exploration Project Report. Stanford University*, v. 1, 1974.
- DUARTE, O. O. *Dicionário Enciclopádico de Geologia e Geofísica*. [S.l.]: Sociedade Brasileira de Geofísica, 2003.
- EGLER CLAUDIO A G. PIRES DO RIO, G. A. Territórios do petróleo no brasil: Redes globais e governança local. *Trabalho encontrado em <http://www.laget.igeo.ufrj.br/egler>*.
- FOSTER, D. J.; MOSCCHER, C. C. Supretion od multiple reflectio using radon tranform. *Geophysics*, n. 57, p. 386–395, 1992.
- HAMID, N. A.-S. *Seismic Exploration: Technique and Processing*. [S.l.]: Birkhausfr, Stuttgart, 1982.
- H.K. KOWSMANM R.O., F. A. C. *Origem e Evolução de bacias sedimentares*. [S.l.: s.n.], 1990. 269-289 p.
- HUBRAL, P.; KREY, T. Interval velocities from seismic reflection time measurements. *Soc.Expl. Geophys.*, 1980.
- IKELLE, L. T.; AMUNDSEN, L. *Introduction to Petroleum Seismology*. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 2005.
- J. HOLZ M, F. d. B. A. B. K. Análise estratigráfica de bacias rift – uma abordagem genética na bacia de camamu-almada, brasil. *0 Congresso Brasileiro de Petróleo e Gás - IBP*, 2004.
- KJARTANSSON, E.; ROCCA, F. The exploding reflector model and laterally variable media. *Stanford Exploration Project Report. Stanford University*, v. 16, 1979.

- KLUCHE J., e. a. Análise estratigráfica ed bacias rifte: aplicação de conceitos genéticos nas bacias camamu-almada e jequitinhonha. *Boletim de Geocências Petrobras*, v. 13, n. 2, p. 227–244, maio/nov. 2005.
- LOEWENTHAL D., L. L. R. R.; SHERWOOD, J. The wave equation applied to migration. *Geophys. Prosp.*, v. 24, p. 380–399, 1976.
- MAYNE, W. H. Common reflection point horizontal data stacking techniques: Geophysics. *Elsevier Scientific*, v. 27, n. 06, p. 927–938, 1962.
- NEIDELL, N. S.; TANER, M. T. Semblance and other coherency measures for multichannel data. *Geophysics*, v. 34, p. 482–497, 1971.
- ROBINSON, E. A.; TREITEL, S. *Geophysical signal analysis*. [S.l.: s.n.], 1980.
- SCHOENBERGER, M.; F., M. J. Hydrophone streamer noise. *Geophysics*, v. 39, n. 6, p. 781–793, December 1974.
- SEG Y rev 1 Data Exchnage Format. *Soc. Expl. Geophys*, 2002.
- SHERIFF, R. E.; L.P, G. *Exploration Seismology*. [S.l.]: Cambridge: Cambridge University Press, 1995.
- SILVA, M. T.; ROBINSON, E. A. Deconvolution of geophysical time series in the exploration for oil and natural gas. *Elsevier Scientific*, v. 04, p. 113–168, 1979.
- SOUZA-LIMA, W. e. a. Bacia de camamu - bacias sedimentares brasileiras. *Fundação Paleontológica Phoenix*, n. 54, Junho 2003.
- SOUZA-LIMA W. E JNUIOR, G. P. H. Origem evolução e classificação das bacias sedimentares. *Fundação Paleontológica Phoenix*, n. 49, Janeiro 2003.
- TANER M. T., K. F.; ALHILALI, A. Estimation and correction of ner-ausrface time anomalies. *Geophysics*, n. 39, p. 441–446, 1974.
- TEIXEIRA, W. e. a. *Decifrando a Terra*. [S.l.]: Oficina de textos, 2000.
- TYGUEL M., S. J. H. P. H. C. Multiple weights in diffraction stack migration. *Geophysics*, v. 58, n. 12, p. 1820–1830, 1993.
- YILMAZ, O. *Seismic Data Processing*. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicistts, 1987.