



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

ATENUAÇÃO DO *GROUND-ROLL*  
UTILIZANDO A DECONVOLUÇÃO NO  
DOMÍNIO DA FREQUÊNCIA

André Luis Emanuel Góes Dantas

SALVADOR – BAHIA  
DEZEMBRO – 2014

Atenuação do *ground-roll* utilizando a deconvolução no domínio da frequência

por

ANDRÉ LUIS EMANUEL GÓES DANTAS

Orientador: Prof. Dr. Milton José Porsani

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

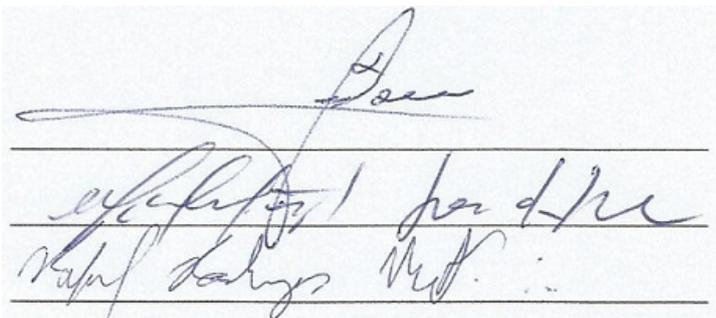
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA APLICADA

DO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DA

UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

The image shows a document with three horizontal lines. Above the top line is a large, stylized signature. Between the middle and bottom lines are two smaller signatures. The text is handwritten in black ink on a light-colored background.

Comissão Examinadora

Dr. Milton José Porsani (Orientador)

MC. Michelângelo Gomes Silva

Bc. Rafael Rodrigues Manenti

Data da aprovação: 22/12/2014

Dedico aos meus pais e irmãos,  
que com muito carinho e apoio,  
nunca mediram esforços  
para que eu chegasse até esta etapa  
da minha vida.

# RESUMO

No processamento de dados terrestres, a presença do ruído *ground-roll* representa um problema muito comum. Este evento é causado devido à presença de ondas superficiais do tipo Rayleigh, que são uma combinação das ondas P e S. Sua ocorrência no sismograma se dá como um ruído em formato de cone, tendo altas amplitudes e baixas frequências. Como consequência desse evento, as reflexões que possam ser de interesse no levantamento sísmico são mascaradas, prejudicando a qualidade e a confiabilidade das seções empilhadas.

O principal objetivo durante a investigação geofísica é sempre melhorar a qualidade do dado adquirido. Diante disso, este trabalho tem a finalidade de realizar uma nova abordagem para a atenuação do ruído *ground-roll*, cuja mesma destina-se suprimir os ruídos coerentes do dado terrestre ainda durante a fase de pré-empilhamento, alcançando níveis maiores de razão sinal/ruído. O método utiliza-se da deconvolução adaptativa de Wiener-Levinson aplicado no domínio da frequência e espaço. Os testes de eficácia foram realizados em uma linha sísmica da bacia do Tacutu, localizada no estado de Roraima, na qual a presença do *ground-roll* é marcante.

Primeiramente o dado é passado do domínio  $tx$  para o  $fx$ , utilizando-se a teoria da transformada rápida de Fourier 1D. A coordenada de tempo, ou número de amostras, passa então a ser dada pela frequência, enquanto que a espacial se mantém. Os eventos do sismograma, conseqüentemente, têm suas formas afetadas, o *ground-roll* passa a ser apresentado nos valores de baixas frequências, enquanto que as reflexões de interesse são mantidas. A deconvolução é aplicada no domínio  $fx$ , com o objetivo de atenuar o espectro do *ground-roll* ao longo dos afastamentos. Os dados são passados de volta para o domínio  $tx$ , utilizando a transformada rápida inversa. Os resultados obtidos são bastante satisfatórios, demonstrando que a nova abordagem é robusta e eficaz com relação à melhoria do resultado final.

# ABSTRACT

In terrestrial seismic data processing, the presence of ground-roll noise represents a very common problem. This event is caused by the presence of surface waves, known as Rayleigh, which is a combination of P and S waves. Its occurrence in seismograms happens as a cone-shaped event, having high amplitudes and low frequencies. As a result of this event, the reflections that could be of interest in the seismic survey are masked, damaging the quality and entrustedity of stacked sections.

The main goal during all stages of geophysical survey is to always improve the quality of the acquired data. Aware of these characteristics, it is proposed in this work a new way to achieve this goal. This method focuses on suppressing coherent terrestrial noises during the pre-stacking phase, achieving higher levels of signal/noise ratio. The method used is the adaptive Wiener-Levinson deconvolution applied in the frequency-space domain. The efficacy trials were performed in a seismic line of the Tacutu basin, located in the state of Roraima, Brasil, wherein the presence of the ground-roll contamination is clearly visible.

Firstly the data is passed from the  $tx$  to  $fx$  domain, using fast 1D Fourier transform theory. The time coordinate, or number of samples, can now be described by frequency, while keeping the space domain. Consequently, the shapes of the events in the seismogram are affected, the ground-roll is now displayed randomly in low frequency values, while the reflections of interest are maintained. After this new treatment of the data, they are passed back to the  $tx$  domain using the inverse Fourier transform. The results obtained are satisfactory and show that the new approach is robust and effective when it comes to improving the quality of the final result.

# ÍNDICE

RESUMO . . . . .	iii
ABSTRACT . . . . .	iv
ÍNDICE . . . . .	v
ÍNDICE DE FIGURAS . . . . .	vii
INTRODUÇÃO . . . . .	1
<b>CAPÍTULO 1 O Processamento sísmico . . . . .</b>	<b>3</b>
1.1 Pré-processamento . . . . .	4
1.1.1 Geometria . . . . .	4
1.1.2 Correção de amplitudes . . . . .	5
1.1.3 Análise de qualidade dos dados . . . . .	5
1.1.4 Edição e <i>mute</i> . . . . .	6
1.2 Processamento avançado . . . . .	6
1.2.1 Filtragem . . . . .	6
1.2.2 Deconvolução . . . . .	7
1.2.3 Análise de velocidades . . . . .	7
1.2.4 Correção de normal moveout (NMO) . . . . .	9
1.2.5 Empilhamento . . . . .	11
1.3 A plataforma GêBR . . . . .	11
<b>CAPÍTULO 2 Metodologia . . . . .</b>	<b>13</b>
2.1 A Bacia do Tacutu . . . . .	13
2.1.1 Parâmetros de aquisição . . . . .	14
2.1.2 O ruído <i>ground-roll</i> . . . . .	14
2.2 Etapas do programa utilizado . . . . .	15
2.2.1 A transformada de Fourier . . . . .	17
2.2.2 O domínio $fx$ . . . . .	20
2.2.3 Procedimento para a obtenção do vetor real e par $y(t)$ . . . . .	21
2.2.4 O método de deconvolução aplicado como filtragem no domínio $fx$ . . . . .	24

<b>CAPÍTULO 3</b>	<b>Resultados</b>	27
3.1	Fluxograma adotado	27
3.2	Comparação dos dados	29
3.3	Espectro de amplitudes	32
3.4	Influência nas <i>semblances</i> de análise de velocidades	33
3.5	Seções empilhadas	36
<b>CAPÍTULO 4</b>	<b>Conclusões</b>	43
<b>Agradecimentos</b>		45
<b>ANEXO I</b>	<b>Programa de Computador: <i>Deconvolução mono/multicanal no domínio <math>f_x</math></i></b>	46
<b>Referências Bibliográficas</b>		56

# ÍNDICE DE FIGURAS

1.1	Parâmetros da geometria. Os triângulos representam os receptores (ou geofones) e a estrela representa a fonte sísmica. . . . .	4
1.2	Espectro de velocidades ilustrativa feita em um tiro da linha sísmica da Bacia do Tacutu através de uma <i>shell script</i> utilizando o <i>Seismic Unix</i> . . . . .	8
1.3	Geometria para uma onda refletida numa única camada. O ponto M corresponde ao ponto médio entre a fonte S e o receptor R. . . . .	9
1.4	Figura meramente ilustrativa retirada do livro <i>Seismic Data Processing</i> . Mostra o efeito da correção NMO em um dado agrupado em família CDP. Observar os eventos horizontalizados à direita. . . . .	11
2.1	Tiro 64 da linha 204-RL-247 da Bacia do Tacutu após as etapas do Pré-processamento. As linhas vermelhas destacam a contaminação do dado pelo ruído <i>ground-roll</i> . . . . .	14
2.2	Esquema de movimento de propagação da onda Rayleigh. . . . .	15
2.3	Tiro de número 64 representado no domínio $fx$ . A dimensão vertical representa as frequências enquanto que a dimensão horizontal representa o número de traços do tiro. . . . .	21
2.4	(a) traço original no domínio do tempo; (b) traço passado pro domínio da frequência, note o espelhamento na frequência equivalente a 125 Hz; (c) traço no domínio da frequência após o processo de deconvolução; (d) traço ainda espelhado no domínio do tempo; (e) traço passado de volta pro domínio do tempo e deconvolvido. . . . .	23
3.1	Fluxograma de processamento adotado. . . . .	28
3.2	(a) Tiro de número 64 antes da aplicação do método de deconvolução, note a presença do <i>ground-roll</i> contaminando as reflexões; (b) Tiro de número 64 após a aplicação do método de deconvolução monocanal. Note que o <i>ground-roll</i> foi bastante suprimido em comparação ao dado bruto . . . . .	30
3.3	(c) Tiro de número 64 após a aplicação do método de deconvolução multicanal; (d) Tiro de número 64 após a aplicação do método de deconvolução multicanal com restrição de frequências até 20 Hz. . . . .	31
3.4	Espectros de amplitudes. . . . .	32
3.5	Correlação entre a <i>semblance</i> da análise de velocidades e o CMP 200 da linha original. . . . .	34

3.6	Correlação entre a <i>semblance</i> da análise de velocidades e o CMP 200 da linha deconvolvida com apenas 1 canal. . . . .	34
3.7	Correlação entre a <i>semblance</i> da análise de velocidades e o CMP 200 da linha deconvolvida com 5 canais. . . . .	35
3.8	Correlação entre a <i>semblance</i> da análise de velocidades e o CMP 200 da linha deconvolvida com 5 canais na faixa dos 20 Hz. . . . .	35
3.9	Linha sísmica original empilhada. . . . .	37
3.10	Linha sísmica empilhada após a aplicação do método de Deconvolução mono-canal no domínio $fx$ . . . . .	38
3.11	Linha sísmica empilhada após a aplicação do método de Deconvolução Multicanal no domínio $fx$ . . . . .	39
3.12	Linha sísmica empilhada após a aplicação do método de Deconvolução Multicanal até 20 Hz no domínio $fx$ . . . . .	40
3.13	Linha sísmica original empilhada e com uma faixa ampliando os tempos menores que 2 s localizados numa faixa até o CDP de número 600. Note a contaminação presente no dado causa por ruídos de diversos tipos. . . . .	41
3.14	Linha sísmica empilhada após a aplicação do método de deconvolução multicanal no domínio $fx$ e com <i>zoom</i> mostrando os tempos menores que 2 s localizados numa faixa até o CDP de número 600. Note que quando comparado com a Figura 3.13 a presença dos ruídos contaminando os dados é significativamente menor. . . . .	42

# INTRODUÇÃO

A sísmica de reflexão é o método mais comum quando se trata de exploração de óleo e gás. Essa técnica geofísica consiste basicamente em se imagear as camadas sedimentares que se encontram em grandes profundidades nas bacias geológicas, através de uma aquisição feita na superfície. Os dados sísmicos são obtidos por meio da transmissão de uma onda acústica no solo e medição da energia refletida resultante das impedâncias das discontinuidades (Yilmaz, 2001).

A etapa do processamento sísmico do dado obtido durante a aquisição é de grande importância no processo de investigação geofísica (Santos, 2014). Os cuidados básicos para que haja a menor geração possível de ruídos geralmente são tomados, mas estes sempre acabam presentes devido à própria física envolvida no processo de aquisição. Para que estes erros envolvidos sejam minimizados e não gerem falsas conclusões acerca do meio geológico, o geofísico responsável pela etapa de processamento, deve sempre tentar otimizar o dado coletado, aplicando filtragens e correções sempre que necessário, com o objetivo de facilitar a visualização das estruturas geológicas que possam ser de interesse econômico (Ferreira, 2009).

O processamento pode ser um trabalho muito longo, dependendo do dado inicial fornecido ao geofísico, pois envolve diversas fases, sendo a edição normalmente a mais longa delas (Silva, 2014). Traços e tiros ruidosos podem comprometer a confiabilidade de todo o dado, devendo ser eliminados cuidadosamente durante esta etapa, pois também se corre o risco de perda de informações valiosas durante esse processo.

O foco deste trabalho concentra-se na deconvolução do dado. Os objetivos principais desse processo matemático podem ser dois:

1. Melhorar a resolução temporal através da compressão efetiva da *wavelet* da fonte contida no traço sísmico (Yilmaz, 2001), tendo uma aproximação mais precisa da função refletividade do meio e, dessa forma, os refletores mais próximos um do outro podem ser distinguidos entre si.
2. Suprimir ruídos periódicos ou lineares indesejados, como no caso das múltiplas, muito presentes em dados marinhos, melhorando a qualidade do dado e a razão sinal/ruído de forma bastante significativa (Robinson e Treitel, 1980). Diversos trabalhos anteriores foram feitos com esse intuito.

A nova abordagem trazida nesse trabalho tem por finalidade testar a aplicabilidade desse segundo tipo de deconvolução adaptativa em dados terrestres na supressão do ruído *ground-roll*. Para isso, o dado primeiramente é levado para o domínio  $fx$  através da transformada 1D de Fourier, fazendo com que o ruído passe a ter um comportamento periódico e concentrado nessas baixas frequências.

O filtro preditivo de Wiener-Levinson utilizado consiste no operador de coeficientes escalares utilizado na deconvolução preditiva monocanal. O filtro é construído a partir dos coeficientes da função de autocorrelação do traço sísmico (Clearbout, 1976). Ao substituir os elementos da matriz por matrizes formadas pela autocorrelação de vários traços, obtém-se as equações para obtenção do filtro multicanal. Em ambas as situações, a recursão de Levinson é utilizada para solução do sistema de equações. A filtragem multicanal é mais eficaz que a monocanal na atenuação de eventos periódicos, já que serão utilizados mais de um canal para estimar amostras em amostras avançadas de um determinado traço (Soares, 2013).

A filtragem foi aplicada em uma linha sísmica da Bacia do Tacutu, localizada no estado de Roraima (Elras e Kinoshita, 1990). A metodologia do trabalho consistiu na comparação entre os métodos de deconvolução monocanal e multicanal aplicado a todo espectro de frequências, e o multicanal com banda restrita de frequências relativas ao ruído *ground-roll*. Trabalhos anteriores como os de Ferreira (2010) e Silva (2014), utilizaram dados desta mesma linha sísmica para desenvolver diferentes métodos de filtragem.

O presente trabalho está subdividido em quatro capítulos: no primeiro, aborda-se sobre os aspectos teóricos do processamento sísmico, desde a fase de geometria até a fase de empilhamento; no segundo é apresentada a metodologia utilizada para que o trabalho fosse realizado, com detalhamento do programa feito em linguagem Fortran e também uma breve descrição da bacia terrestre utilizada; o capítulo seguinte apresenta os resultados obtidos durante o trabalho, comprovando a eficácia do método através de imagens em relação ao dado empilhado bruto; o quarto e último capítulo trata-se das conclusões.

# CAPÍTULO 1

## O Processamento sísmico

O processamento de dados sísmicos é dado como o conjunto de etapas que irão converter os sismogramas obtidos em campo em imagens que representem a subsuperfície e possam então ser interpretadas (Silva, 2014). Ele consiste basicamente: na limpeza dos ruídos presentes, na utilização de algoritmos matemáticos para melhorar a qualidade do dado e também no mapeamento das verdadeiras posições das estruturas geológicas abaixo do solo (migração). Pode ser esquematizado segundo a Tabela 1.1:

<b>Pré-processamento</b>	<b>Processamento avançado</b>
Leitura dos dados	Filtragem
Geometria	Deconvolução
Correção de amplitudes	Análise de velocidades
<i>Mute</i>	Correção de NMO
Edição	Empilhamento

Tabela 1.1: Tabela esquematizando o fluxograma básico do processamento

Como podemos ver, os dados primeiramente precisam passar por uma etapa conhecida como o pré-processamento antes que possam ser aplicados quaisquer outros métodos para se melhorar a qualidade da visualização. A principal diferença entre estas duas etapas é que na primeira, o dado primeiramente é preparado, através da reorganização de acordo com o arranjo de aquisição utilizado em campo e os ruídos mais grosseiros são retirados, como por exemplo no caso de geofones defeituosos. Na segunda parte são utilizados artifícios matemáticos e algoritmos mais complexos com o intuito de se melhorar a razão sinal/ruído do dado (Silva, 2014). As etapas mencionadas acima serão detalhadas a seguir.

## 1.1 Pré-processamento

Como mencionado anteriormente, essa etapa irá fazer uma preparação do sismograma como um todo, retirando os ruídos mais ligados às falhas na aquisição tais como, geofones defeituosos, falhamento dos tiros, correção das amplitudes devido a perda de energia, etc.

### 1.1.1 Geometria

É uma etapa crucial no processamento, em que o geofísico responsável insere no cabeçalho dos sismogramas informações importantes quanto ao tipo de aquisição que foi feita, por exemplo: posição de cada geofone em relação à fonte sísmica, valores de afastamentos (*offsets*), intervalo de tiros e de geofones, entre outros parâmetros de fundamental importância. Essas informações são obtidas através de um relatório de aquisição e, quando inseridas corretamente, permitem o agrupamento dos traços em famílias CMP. É importante lembrar que a organização em famílias CMP (*Common Mid Point*) é igual a organização em famílias CDP (*Common Depth Point*) apenas se as camadas da subsuperfície forem planas e horizontais, ainda assim, essa aproximação normalmente é tomada como verdadeira na maioria dos casos. Qualquer erro cometido durante a etapa de geometria irá ocasionar a perda parcial ou total das atividades executadas nas demais etapas do processamento. Pode-se esquematizar as principais informações fornecidas durante a geometria com a Figura 1.1:

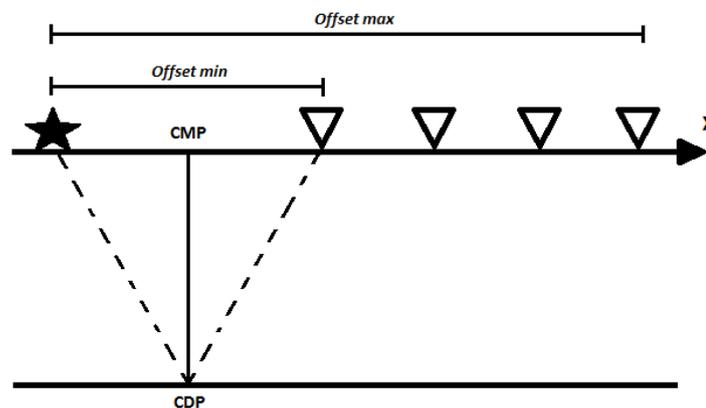


Figura 1.1: Parâmetros da geometria. Os triângulos representam os receptores (ou geofones) e a estrela representa a fonte sísmica.

Após terminada essa etapa, é esperado encontrar as seguintes chaves do *header* com os seus respectivos valores (Silva, 2014):

- *trac1*: informa uma sequência numérica dos traços.
- *tracr*: informa uma sequência numérica dos traços.
- *fldr*: informa o número de tiros do dado.

- *cdp*: informa a coordenada de cada CDP ou o número do CDP.
- *offset*: informa os afastamentos do par fonte/receptor.
- *sx/sy*: informa as coordenadas da x e y da fonte sísmica.
- *gx/gy*: informa as coordenadas x e y dos receptores.
- *ns*: número de amostras por traço.
- *dt*: intervalo de amostragem do dado.

### 1.1.2 Correção de amplitudes

Alguns sismogramas são mais difíceis de serem visualizados devido a perda de energia que a onda sofre ao se propagar no meio geológico devido a diversas razões. Por isso, para que se possa ter um resultado mais efetivo e eliminar ruídos com maior precisão, uma correção de amplitude se faz necessária na maioria dos casos.

Os mecanismos físicos envolvidos na perda de energia são variados, como: divergência esférica, absorção, perdas por transmissão, reflexão de múltiplas (no caso de dados marinhos) e curvatura da superfície do refletor, sendo os três primeiros os que mais afetam o sinal sísmico.

O objetivo do processamento é então tentar fazer com que a amplitude chegue o mais perto possível da amplitude da onda no momento em que ela sai da fonte, através da aplicação de um ganho matemático. Com isso, o sismograma fica muito mais visível e o geofísico pode partir para a próxima etapa de edição e *mute* de traços ruidosos (Miranda, 2011).

### 1.1.3 Análise de qualidade dos dados

O problema fundamental dos ruídos do ponto de vista espacial e temporal é a grande diferença de amplitude e fase, em relação a amostra vizinha. Uma forma de tratar esses ruídos é através da inspeção visual, seguida da remoção total ou parcial do traço sísmico contaminado. A remoção dos traços é feita inicialmente de forma automática, e os traços anômalos remanescentes desse processo, são removidos manualmente através de dois processos conhecidos como “Edição e *mute*”.

Nesta etapa, além da remoção dos traços ruidosos, as ondas guiadas (ondas diretas e refrações) são também eliminadas por não trazerem informações pertinentes ao método utilizado (Cruz, 2004).

### 1.1.4 Edição e *mute*

Nesta etapa, há a visualização dos sismogramas no domínio do tiro e no domínio do canal. Consiste basicamente em se fazer a eliminação total ou parcial dos traços ruidosos que possam vir a comprometer a qualidade dos resultados mais pra frente. Como esta etapa consiste basicamente na exclusão de traços, o geofísico responsável deve ter bastante cuidado para que não haja perda de informação útil em virtude de uma eliminação equivocada.

Os principais traços editados em um sismograma são: traços com baixa razão sinal/ruído; traços com amplitude zero (mortos); com sinal em monofrequência; traços com ruído aleatório devido ao mal acoplamento dos geofones e a ondas na superfície seja da água ou do próprio solo que provoquem vibrações no cabo (Silva, 2014).

O processo de *mute* envolve a definição de uma função acima do tempo que se admite registro de sinal para eliminação desta região. Esses registros são normalmente atribuídos a fatores ambientais ou mal funcionamento dos receptores.

## 1.2 Processamento avançado

No processamento avançado é iniciada a etapa de imageamento, onde através de algoritmos matemáticos mais complexos tenta-se melhorar a qualidade do conteúdo do sismograma para uma melhor representação das estruturas geológicas de subsuperfície.

### 1.2.1 Filtragem

Durante a aquisição sísmica são registrados diversos eventos nos receptores, porém somente as reflexões de interfaces geológicas são de interesse, a etapa de filtragem então tenta atenuar esses ruídos indesejados para se aumentar a razão sinal/ruído. Os dois principais tipos de filtragem utilizados na indústria atualmente são: a filtragem passa-banda, onde envolve-se definir uma zona da faixa do sinal que irá ser preservada, uma zona que irá ser atenuada e uma zona que será eliminada (Yilmaz, 2001); a filtragem  $fk$  a qual leva o dado para o domínio  $fk$  utilizando a transformada dupla de Fourier, para que se possa destacar melhor o ruído *ground-roll* das reflexões e seja possível fazer um corte cirúrgico deste, atenuando-o no dado original.

Como o foco desse trabalho é se fazer a filtragem do *ground-roll* através do uso da deconvolução, essa etapa de filtragem foi deixada de lado, trabalhando-se apenas com o dado na sua forma bruta, para que se note apenas os efeitos do novo método apresentado.

### 1.2.2 Deconvolução

O processo de deconvolução é uma das principais etapas dentro do processamento sísmico, pois é através dela que se procura chegar numa maior resolução temporal possível, através da compressão do pulso sísmico, convertendo-o em um impulso. A deconvolução também pode ser usada como um método de filtragem, sendo aplicada na maioria das vezes na atenuação de múltiplas em dados marinhos. Neste trabalho é apresentado um novo modo de se utilizar o processo de deconvolução como um atenuador do *ground-roll* em dados terrestres, por esse também ser considerado um ruído coerente. A teoria do processo deconvolucional para compressão do pulso apresentada a seguir foi baseada em Yilmaz (2001).

Pode-se definir a equação do traço sísmico,  $x(t)$ , como:

$$x(t) = e(t) * w(t), \quad (1.1)$$

Onde  $e(t)$  é a função refletividade das camadas terrestres e  $w(t)$  é a *wavelet* da fonte sísmica. Ao considerarmos um filtro  $f(t)$  como o componente matemático que convolvido com o sismograma irá resultar no sinal de refletividade das camadas terrestres, teremos:

$$e(t) = f(t) * x(t) * w(t), \quad (1.2)$$

Ao eliminar-se  $x(t)$ , temos:

$$\delta(t) = f(t) * w(t), \quad (1.3)$$

Onde  $\delta(t)$  é a função delta de Kronecker (Yilmaz, 2001). Resolvendo para  $f(t)$ , temos:

$$f(t) = \delta(t) * w(t)^{-1}, \quad (1.4)$$

Com base nas deduções acima, fica evidente que o filtro ideal é aquele que é o inverso da *wavelet*. Para o caso em que  $w(t)$  é conhecida, temos um processo de deconvolução determinística, caso contrário usa-se a deconvolução de Wiener-levinson para o cálculo do filtro inverso (Yilmaz, 2001).

### 1.2.3 Análise de velocidades

O objetivo da etapa de análise de velocidades é definir as funções velocidades que melhor compensem as diferenças de sobretempo normal (NMO) das reflexões, ou seja, as velocidades que melhor horizontalizem os refletores em cada CMP. O campo de velocidade

resultante deste processo será usado no empilhamento preliminar. Antes do empilhamento deve-se fazer a correção NMO, que é definida como o deslocamento aplicado ao dado sísmico registrado, de modo a anular o efeito da distância fonte-receptor.

A espectro de velocidades gerado para que sejam feitos os *picks* da função velocidade do sismograma, leva em conta a coerência dos eventos na seção e a presença de ruídos, que podem proporcionar a existência de falsos positivos e, conseqüentemente, mascarar a coerência dos *picks* das reflexões, por isso é importante voltar a citar sobre o sucesso das etapas de Edição e *Mute*.

É comum se encontrar dados terrestres de aquisições antigas, onde a cobertura da área é muito baixa, o que pode tornar bastante difícil na hora de se definir a função velocidade nessa etapa. Nesses casos, uma técnica conhecida como *supergather* é utilizada, a qual tenta reagrupar e juntar informações de outros tiros correspondentes a CMPs próximos, gerando uma sismograma que representa uma média de vários CMPs, correspondente a uma área e não mais a um único ponto. Isto faz com que o valor da cobertura seja dobrado virtualmente, facilitando bastante o processo de *picks* de velocidade.

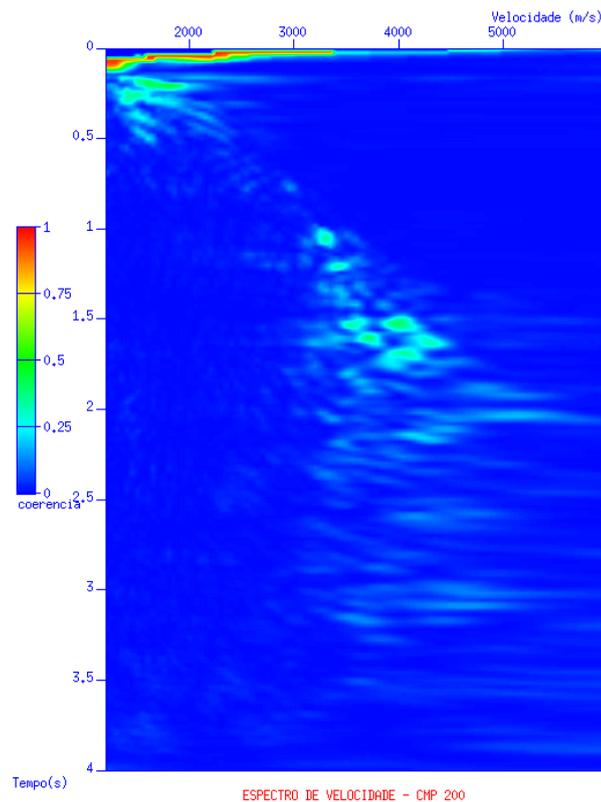


Figura 1.2: Espectro de velocidades ilustrativa feita em um tiro da linha sísmica da Bacia do Tacutu através de uma *shell script* utilizando o *Seismic Unix*.

### 1.2.4 Correção de normal moveout (NMO)

Em aquisições de dados sísmicos 2D, fontes e receptores são movidos ao longo de uma linha reta. A distância entre a fonte (S) e cada receptor (R) é chamado de afastamento ou *offset* (X). A posição do CMP (M) é definida como sendo o ponto médio entre uma fonte e um receptor. Pares de fonte receptor com a mesma posição de CMP são reunidos formando uma família de CMPs. Para um meio horizontalmente estratificado com velocidade constante (V), uma geometria CMP compreende todos os raios que incidem no mesmo ponto refletor. Portanto, uma família CMP contém informação redundante da subsuperfície. Esta é a base para o empilhamento CMP. A Figura 1.3 mostra uma aquisição com um par tiro-receptor de uma geologia composta por apenas uma camada horizontal.

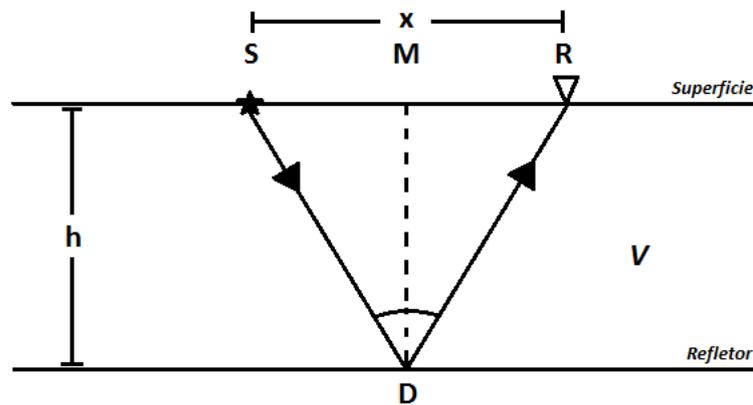


Figura 1.3: Geometria para uma onda refletida numa única camada. O ponto M corresponde ao ponto médio entre a fonte S e o receptor R.

Para o modelo ilustrado na Figura 1.3, é necessário determinar o tempo  $t$  ao longo do caminho  $\overline{SDR}$ . Utilizando o teorema de Pitágoras, encontra-se o tempo em função do afastamento, assim:

$$t = 2\sqrt{\frac{\frac{x^2}{4} + h^2}{V^2}}, \quad (1.5)$$

Elevando-se ambos os lados ao quadrado, temos:

$$t^2 = \frac{x^2}{V^2} + \frac{4h^2}{V^2}, \quad (1.6)$$

Fazendo  $t_0 = \frac{4h^2}{V^2}$ , temos:

$$t^2 = \frac{x^2}{V^2} + t_0^2, \quad (1.7)$$

Onde  $V$  é a velocidade do meio acima do refletor, e  $t_0$  é o tempo de percurso para afastamento nulo, ou seja, o tempo de percurso medido para fonte e receptor na mesma posição ( $x = 0$ ). Observe que a projeção vertical do ponto D na superfície, ao longo da normal ao refletor, coincide com o ponto meio M. Isto ocorre só quando o refletor é plano e horizontal, como citado anteriormente.

A equação (1.7) representa uma hipérbole. A diferença de tempo  $\Delta t_{NMO}$  entre o tempo de percurso para um afastamento específico e o tempo de percurso para o afastamento nulo  $t_0$  é chamada de *normal moveout* (NMO). Este efeito hiperbólico pode ser removido através da correção *normal moveout* que implica em trazer eventos de tempo de percurso  $t$  para tempos de percurso de afastamento zero ( $t_0$ ). A correção NMO é dada pela diferença entre  $t$  e  $t_0$ :

$$\Delta t_{NMO} = t - t_0, \quad (1.8)$$

Substituindo na equação 1.8, temos:

$$\Delta t_{NMO} = t_0 \left[ \sqrt{1 + \left( \frac{x}{Vt_0} \right)^2} - 1 \right], \quad (1.9)$$

Após a aplicação da correção NMO nas famílias CMP, os eventos hiperbólicos associados às reflexões em subsuperfície estarão horizontalizados como ilustrado na Figura 1.4. A velocidade utilizada na correção NMO, recebe a denominação de velocidade de NMO ( $V_{NMO}$ ). Quando os traços de uma família CMP já estão corrigidos de *normal moveout*, eles são somados e teremos apenas um traço, conhecido como traço de afastamento nulo ou *zero-offset*. Caso a velocidade NMO usada na equação (1.9), seja maior que a velocidade do meio, ocorrerá uma subcorreção, por outro lado, se a velocidade utilizada for inferior a velocidade do meio, teremos uma sobrecorreção, e assim o evento não estará totalmente horizontalizado.

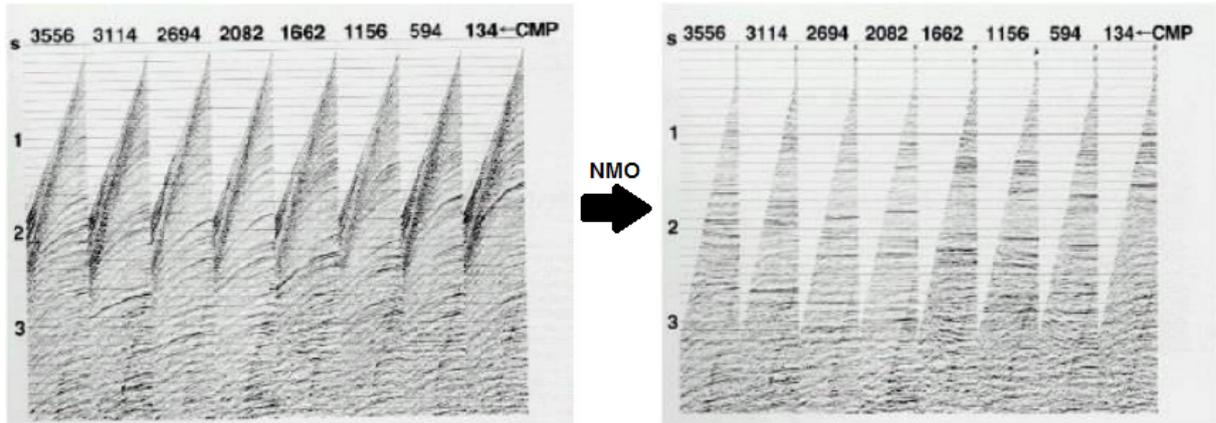


Figura 1.4: Figura meramente ilustrativa retirada do livro *Seismic Data Processing*. Mostra o efeito da correção NMO em um dado agrupado em família CDP. Observar os eventos horizontalizados à direita.

### 1.2.5 Empilhamento

Esta etapa consiste em realizar a soma de todas as amplitudes dos traços das famílias CMP depois de horizontalizados, com o objetivo de reforçar os traços dos sinais coerentes e atenuar os ruídos (Yilmaz, 2001). Simula uma situação de registro *zero-offset* e aumenta a relação sinal/ruído. A equação para o empilhamento normalizado é dada por:

$$A(t) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N a_i(t), \quad (1.10)$$

onde  $A(t)$  é a amplitude do traço empilhado no tempo  $t$ ,  $N$  o número de traços ou cobertura da família CMP,  $i$  o índice indicador do traço,  $a_i(t)$  o valor da amplitude do traço  $i$  no tempo  $t$ . O empilhamento produz um traço para cada família CMP, normalizado pela média aritmética, preservando as relações de amplitude. O sucesso desta etapa está diretamente ligado às velocidades ótimas encontradas durante a etapa de análise de velocidades.

## 1.3 A plataforma GêBR

A GêBR é uma plataforma que fornece um ambiente para o processamento de dados sísmicos 2D, foi feita para montar e gerar fluxogramas de processamento. Ela possui uma interface amigável que se assemelha ao apresentado pelo sistema operacional *Windows*, sendo controlada principalmente através do próprio *mouse*. Isto traz uma enorme vantagem em relação ao uso do *Seismic Unix* diretamente no terminal do Linux para quem tá iniciando, pois o aprendizado fica muito mais didático. Uma característica da GêBR é que ela é baseada em tecnologia livre, com execução transparente de fluxos tanto localmente quanto

remotamente, simplificando o manuseio (Ferreira, 2009).

A GêBR possui também um dispositivo de monitoramento de fluxogramas, que é acionado após a confirmação de execução do mesmo, no qual se faz uma checagem de possíveis erros durante a execução dos módulos. Quando um erro é encontrado, um relatório especificando o módulo associado é gerado.

Os recursos de visualização que a GêBR emprega até então são baseados nas linhas de comando do SU. Na GêBR o usuário tem uma forma de organizar os dados sísmicos a serem processados, adquiridos em diferentes locais, através da criação de projetos e linhas, sendo que um projeto pode conter mais de uma linha, além de gerar e organizar os fluxogramas referentes a cada etapa do processamento sísmico sem o usuário necessitar conhecimento de linguagem Shell, como acontece no *Seismic Unix* (Ferreira, 2009).

Todas as etapas do pré-processamento e do processamento avançado podem ser feitas através da própria GêBR, contanto que o comando que se queira utilizar esteja presente também no *Seismic Unix*. As etapas de pré-processamento utilizadas neste trabalho foram feitas utilizando-se esta plataforma (Ferreira, 2009).

## CAPÍTULO 2

# Metodologia

Nesse capítulo será discutida a união do método de Deconvolução com o Domínio  $fx$  e sua eficácia para atenuação do *ground-roll* em dados terrestres. Será detalhado também como o mesmo funciona na teoria e apresentar todas as etapas do programa utilizado. Para que as comparações sejam justas, o mesmo dado será utilizado em todas as técnicas, assim como o mesmo campo de velocidades para as correções NMO.

### 2.1 A Bacia do Tacutu

A Bacia do Tacutu está localizada na fronteira entre o Estado de Roraima, no Brasil, e o Distrito de Rupununi, na Guiana. Esta bacia sedimentar de idade Mesozóica se desenvolveu como um rifte intracontinental na parte central da região cratônica correspondente ao Escudo das Guianas (Kinoshita, 1990). O arcabouço sedimentar dessa bacia compreende rochas sedimentares e vulcano-sedimentares.

Apesar da existência de um grande volume de informações geofísicas sobre a Bacia do Tacutu, não se pode afirmar que essa área tenha sido completamente avaliada. Acredita-se que, pela carência de informações diretas de subsuperfície, não foi possível localizar reservatórios convencionais nas seções conhecidas. Na parte brasileira da Bacia, a Petrobrás realizou levantamentos de aproximadamente 1948 quilômetros de linhas sísmicas de reflexão entre os anos de 1980 e 1986. Entretanto, em 1987, as atividades exploratórias foram suspensas nessa região.

As interpretações posteriores forneceram informações a respeito do *gráben* do Tacutu e de sua evolução tectônica, porém acredita-se que estas informações não foram suficientes para se fazer uma interpretação mais precisa. Os dados obtidos dessa bacia foram posteriormente fornecidos a instituições de ensino, como a Universidade Federal da Bahia, para fins de estudo de levantamentos sísmicos reais e desenvolvimento de técnicas novas e mais eficientes para o aprimoramento do processamento sísmico.

### 2.1.1 Parâmetros de aquisição

O dado utilizado para o trabalho foi a Linha 204-RL-247 da Bacia de Tacutu, localizado no norte do Brasil. A linha contém 576 tiros, registrados em 1001 amostras, com 4 milissegundos de intervalo. Cada tiro foi registrado em 96 canais, organizado em uma geometria *split-spread* assimétrica com o seguinte lanço: 3850 – 100 – 0 – 100 – 1050, com um espaçamento de 50 m entre os geofones e entre os intervalos de tiro. Como podemos ver na figura 2.1, o dado está altamente contaminado pelo ruído coerente *ground-roll*.

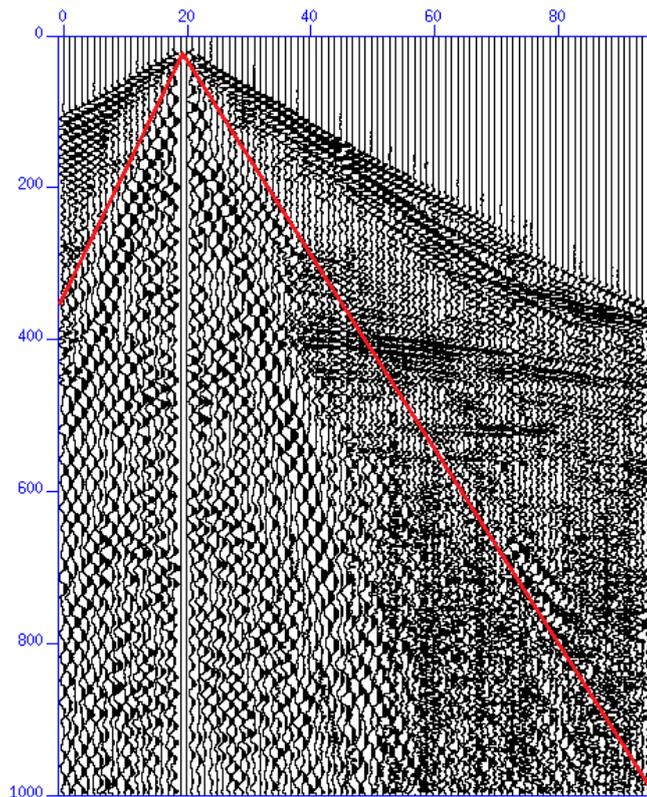


Figura 2.1: Tiro 64 da linha 204-RL-247 da Bacia do Tacutu após as etapas do Pré-processamento. As linhas vermelhas destacam a contaminação do dado pelo ruído *ground-roll*.

### 2.1.2 O ruído *ground-roll*

O *ground-roll* é o nome dado para um conjunto de eventos que contaminam os dados sísmicos formando um cone de alto megulho (baixa velocidade), alta amplitude e baixa frequência. O *ground-roll* é diferente das ondas dirigidas, embora seja dispersivo. É um tipo de onda de superfície, conhecida como *Rayleigh* (Yilmaz, 2001). Essas ondas superficiais, que são resultados de abalos sísmicos, sejam eles naturais (terremotos) ou artificiais (explosões), são uma combinação das ondas P e S e estão sempre presentes em aquisições sísmicas

terrestres. São considerados como ruídos por não trazerem nenhum tipo de informação útil quanto a geologia da subsuperfície local devido a falta de penetração, apenas mascaram as amplitudes das reflexões que desejamos obter. Sua velocidade de fase é limitada por  $V_{min}$  e  $V_{max}$  e gera um ruído em forma de cone no sismograma (Santos, 2014). A figura 2.2 mostra como esse tipo de onda se propaga na superfície.

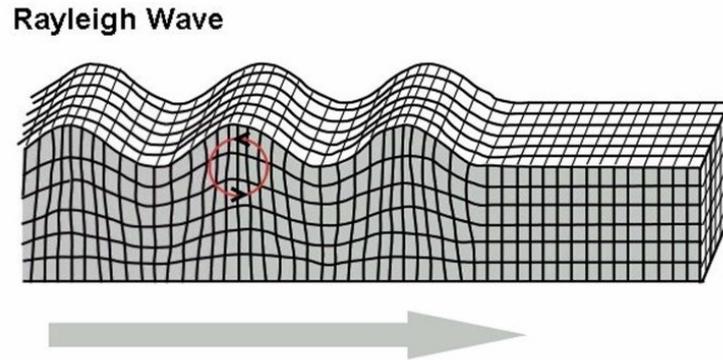


Figura 2.2: Esquema de movimento de propagação da onda Rayleigh.

Em geral, a velocidade de propagação das ondas *Rayleigh* está na faixa de 100 a 1000 m/s e a frequência do ruído coerente é inferior a dos eventos de refração e reflexão, por volta de 10 Hz (Telford e Sheriff, 1990). O ruído correlacionado com o *ground-roll* deve ser suprimido durante a aquisição sísmica para que não gere falsas interpretações na seção empilhada. Filtragens de frequência, balanceamento e deconvoluções mono e multicanais são amplamente utilizados para suprimir esse tipo de ruído coerente e indesejado (Silva, 2014).

## 2.2 Etapas do programa utilizado

O programa tem por objetivo principal fazer a atenuação do ruído *ground-roll*, para isso, ele consiste em realizar a deconvolução no domínio  $fx$ , aplicando a transformada 1D de Fourier no dado já passado para acesso direto. Algumas subrotinas já desenvolvidas anteriormente são utilizadas para facilitar o desenvolvimento desse processo. O fluxograma a seguir contém os passos do programa para se realizar a deconvolução mono/multicanal no domínio  $fx$ :

1. Primeiramente o programa lê o dado já em acesso direto como uma matriz de ordem  $ns$  por  $nx$  e salva as informações em  $xt$ ;
2. Em seguida, é feita a transposta de  $xt$ , para que dessa forma, a leitura das informações da matriz seja feita em cada linha ao invés de cada coluna, como normalmente acontece nos programas existentes;

3. A subrotina principal *dec-fx* é chamada;
  - (a) Dentro dessa subrotina, outra subrotina *pot2* é chamada para se calcular a potência de dois maior e mais próxima de *ns*. O valor encontrado é salvo como a constante *nft*, que posteriormente será utilizada para se fazer a transformada rápida de Fourier;
  - (b) Após o cálculo de *nft*, a subrotina *tx2fx* é então chamada para passar as componentes da matriz pro domínio da frequência através da transformada rápida de Fourier. Nesta etapa também é gerada uma janela esquematizando o comportamento do dado localizado no domínio *fx*, que pode ser visto na Figura 2.3 localizada na seção 2.2.2;
    - i. Salva linha por linha de *xt* na variável complexa *xaux*, que possui a parte imaginária nula;
    - ii. Cria um espelhamento vertical em *xaux* até a ordem de duas vezes o valor de *nft*, completando com zeros os espaços vazios, para que a técnica de FFT possa ser utilizada;
    - iii. Chama uma nova subrotina *fft-por*, que faz a transformada rápida de Fourier dos coeficientes da matriz de *xaux*;
    - iv. Escreve em *xf* os novos valores de *xaux*, coluna por coluna, somente até o número da variável *nft*;
  - (c) Faz a transposta da matriz *xf* e escreve em uma nova variável *xaux2*;
  - (d) Chama uma nova subrotina *dec-sec-adap-tw1*, no caso monocal, ou *mc-dec-panel*, para o caso multicanal tendo-se de definir a distância de predição e o número de canais que irá ser utilizado nesse caso, para fazer a deconvolução adaptativa de Wiener-Levinson, salva o resultado em *xaux3*;
  - (e) Faz a transposta de volta de *xaux3* e escreve em *xf2*;
  - (f) Chama uma nova subrotina *fx2tx* para fazer a FFT inversa utilizando os mesmos passos da FFT direta;
4. Escreve a nova matriz deconvolvida em *xdec.ad*, que já deverá estar de volta ao domínio do tempo.

No caso em que a banda de frequências entregue ao programa que faz a deconvolução é restrito, seja ela mono ou multicanal, os dados da matriz antes de ser deconvolvida são salvos por cima da matriz já deconvolvida. Ou seja, as informações fora desse espectro pré-determinado são preservadas no intuito de ser manter as reflexões intactas. Após todo esse processo, a matriz já deconvolvida, totalmente ou parcialmente, que está salva em *xdec.ad*, deverá ter seu *header* colado novamente, através do comando *supaste* para que o mesmo volte a ser um arquivo *.su* e possa então ser passado para as próximas etapas do processamento.

### 2.2.1 A transformada de Fourier

A teoria dessa seção é baseada parte em Yilmaz (2001) e parte em Porsani (1998). A transformada de Fourier, criada por Joseph Fourier, é uma transformação matemática que expressa uma função de tempo como uma função de frequência. Dada uma função contínua  $x(t)$  de uma única variável  $t$ , sua transformada de Fourier é definida pela seguinte integral:

$$X(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t)\exp(-i\omega t)dt, \quad (2.1)$$

onde  $\omega$  é a frequência angular. A frequência temporal  $f$  está relacionada com a frequência angular através da seguinte relação  $\omega = 2\pi f$ . A transformada de Fourier é reversível; isto é, dado  $X(\omega)$ , a sua função tempo correspondente é dada por:

$$x(t) = \int_{-\infty}^{\infty} X(\omega)\exp(i\omega t)d\omega, \quad (2.2)$$

A seguinte convenção de sinais será utilizada neste trabalho, para a transformada direta, o sinal do argumento no expoente é negativo se a variável for o tempo e positiva se a variável for o espaço. É claro que, as respectivas transformadas inversas terão sinais opostos do utilizado na transformada direta.  $X(\omega)$  é geralmente uma função complexa. Utilizando-se as propriedades das funções complexas,  $X(\omega)$  pode ser expressa por duas outras funções de frequência:

$$X(\omega) = A(\omega)\exp[i\phi(\omega)] \quad (2.3)$$

onde  $A(\omega)$  e  $\phi(\omega)$  são os espectros de amplitude e de fase, respectivamente. Estes podem ser calculados através das seguintes equações:

$$A(\omega) = [X_r^2(\omega) + X_i^2(\omega)]^{\frac{1}{2}} \quad (2.4)$$

$$\phi(\omega) = \arctan [X_i(\omega)/X_r(\omega)], \quad (2.5)$$

onde  $X_r(\omega)$  e  $X_i(\omega)$  são as partes real e imaginária da transformada de Fourier  $X(\omega)$ , respectivamente. Quando  $X(\omega)$  é expresso em termos de suas componentes real e imaginária, ela pode ser escrita como:

$$X(\omega) = X_r(\omega) + iX_i(\omega), \quad (2.6)$$

e comparando com a equação 2.3, note que:

$$X_r(\omega) = A(\omega) \cos \phi(\omega), \quad (2.7)$$

e

$$X_i(\omega) = A(\omega) \sin \phi(\omega), \quad (2.8)$$

Nós agora vamos considerar as funções  $x(t)$  e  $y(t)$ . As regras dadas a seguir contem alguns teoremas básicos que são úteis em várias aplicações da transformada de Fourier:

1 - Adição:

$$x(t) + y(t) \quad \leftrightarrow \quad X(\omega) + Y(\omega)$$

2 - Multiplicação:

$$x(t)y(t) \quad \leftrightarrow \quad X(\omega) * Y(\omega)$$

3 - Convolução:

$$x(t) * y(t) \quad \leftrightarrow \quad X(\omega)Y(\omega)$$

4 - Auto-correlação:

$$x(t) * x(-t) \quad \leftrightarrow \quad |X(\omega)|^2$$

5 - Derivada:

$$\frac{dx(t)}{dt} \quad \leftrightarrow \quad i\omega X(\omega)$$

Existe também o caso da transformada dupla de Fourier, ou transformada 2D, em que por exemplo passa-se uma função do domínio  $tx$  para o domínio  $fk$  através da utilização de uma integral dupla. No entanto, esse trabalho utiliza apenas a teoria da transformada em uma dimensão, já que o domínio do espaço é mantido,  $tx$  para  $fx$ .

Contextualizando a teoria acima para o caso de um sinal sísmico (representado por uma matriz), deixemos a sequência  $a_m = (a_0, a_1, \dots, a_{N-1})$  representar os  $N$  valores de um sinal  $a(t)$ , amostrados nos pontos  $m\Delta t, a_m = a(m\Delta t), \quad m = 0, 1, \dots, N-1$ . Podemos definir então nesse caso, que a transformada de Fourier, agora chamada de TDF (Transformada Discreta de Fourier), dos elementos dessa matriz pode ser calculada como:

$$a_n = \sum_{m=0}^{N-1} \tilde{a}_m w^{mn}, \quad (2.9)$$

$$\tilde{a}_n = \frac{1}{N} \sum_{m=0}^{N-1} a_m w^{-mn}, \quad (2.10)$$

onde  $w$  representa os elementos da matriz de funções harmônicas complexas, podendo ser calculados por:

$$w^{mn} = \exp\left(i\frac{2\pi}{N}nm\right), \quad (2.11)$$

sendo  $n$  o índice correspondente às colunas da matriz  $W$  e  $m$  o índice correspondente às linhas. As equações (2.10) e (2.9) fornecem os coeficientes da TDF direta e inversa, respectivamente.

A obtenção da TDF inversa e direta através das equações (2.9) e (2.10), respectivamente, requerem um total de  $N^2$  operações computacionais. Um algoritmo rápido que requer apenas  $N \log N$  operações pode ser desenvolvido quando o número de pontos  $N$  é potência de 2, exemplo, 16, 32, 64, 2048. Este método é conhecido como a transformada rápida de Fourier (FFT), e ele explora o relacionamento existente entre os coeficientes de Fourier quando se trabalha com a potência de 2.

Numa transformada inversa para  $N=4$ , por exemplo, podemos escrever:

$$\mathcal{F}^{-1}\{\tilde{a}_n\} = \{a_0, a_1, a_2, a_3\},$$

Apenas 4 números distintos, dispostos sobre o círculo de raio unitário, preenchem a matriz  $W_4$ ,

$$\{w^{nm}\} = \left\{\exp\left(i\frac{2\pi}{4}nm\right)\right\} = \{1, i, -1, -i\},$$

O sistema de equações correspondente,  $W_4\tilde{a}_4 = a_4$ :

$$\begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 & 1 \\ 1 & i & -1 & -i \\ 1 & -1 & 1 & -1 \\ 1 & -i & -1 & i \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \tilde{a}_0 \\ \tilde{a}_1 \\ \tilde{a}_2 \\ \tilde{a}_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \\ a_3 \end{bmatrix}$$

que também pode ser reescrito na forma:

$$\begin{bmatrix} W_2 \begin{bmatrix} \tilde{a}_0 \\ \tilde{a}_1 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & i \end{bmatrix} W_2 \begin{bmatrix} \tilde{a}_1 \\ \tilde{a}_3 \end{bmatrix} \\ W_2 \begin{bmatrix} \tilde{a}_0 \\ \tilde{a}_1 \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & i \end{bmatrix} W_2 \begin{bmatrix} \tilde{a}_1 \\ \tilde{a}_3 \end{bmatrix} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \\ a_3 \end{bmatrix}$$

ou ainda,

$$\begin{bmatrix} I_2 & \Sigma_2 \\ I_2 & -\Sigma_2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \hat{a}_2^0 \\ \hat{a}_2^1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} a_4 \end{bmatrix}$$

onde,

$$\Sigma_2 = \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & i \end{bmatrix}$$

$$\hat{a}_2^0 = W_2 \begin{bmatrix} \tilde{a}_0 \\ \tilde{a}_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 1 \\ 1 & -1 \end{bmatrix} W_2 \begin{bmatrix} \tilde{a}_0 \\ \tilde{a}_2 \end{bmatrix}$$

$$\hat{a}_2^1 = W_2 \begin{bmatrix} \tilde{a}_1 \\ \tilde{a}_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 1 \\ 1 & -1 \end{bmatrix} W_2 \begin{bmatrix} \tilde{a}_1 \\ \tilde{a}_3 \end{bmatrix}$$

Reduzindo assim o número de operações matemáticas envolvidas e, conseqüentemente, o custo computacional necessário para rodar o programa.

### 2.2.2 O domínio $fx$

A deconvolução realizada neste domínio permite a atenuação de ruídos aleatórios na direção espacial da seção, através da utilização da versão complexa do filtro adaptativo de Wiener-Levinson. Assim, quando os dados são transformados do domínio tempo e distância para o domínio frequência e distância, através da transformada 1D de Fourier, uma fatia de tempo é então agora convertida para uma fatia de frequência, e cada amostra dos dados transformados tem tanto a componente real como a imaginária. Eventos com mergulho similar aparecem como um sinal senoidal complexo ao longo de uma dada fatia de frequência. Isto é, eles terão sua forma alterada no sismograma e passam a poder ser descritos na forma:  $\cos(\omega t) + i \sin(\omega t)$ .

Note o espelhamento feito da Figura 2.3 com simetria sendo indicada pela linha de cor amarela (NFT=1024), a qual representa também a frequência de *Nyquist*. As linhas de cor vermelha provavelmente indicam os limites das maiores incidências do ruído *ground-roll*, sendo localizadas aproximadamente na dimensão vertical no valor de amostragem de 165, equivalente a 20 Hz. Essa conta é feita assumindo o valor de NFT de 1024 como a frequência de Nyquist, calculada por:

$$F_{Nyq} = \frac{1}{2\Delta t},$$

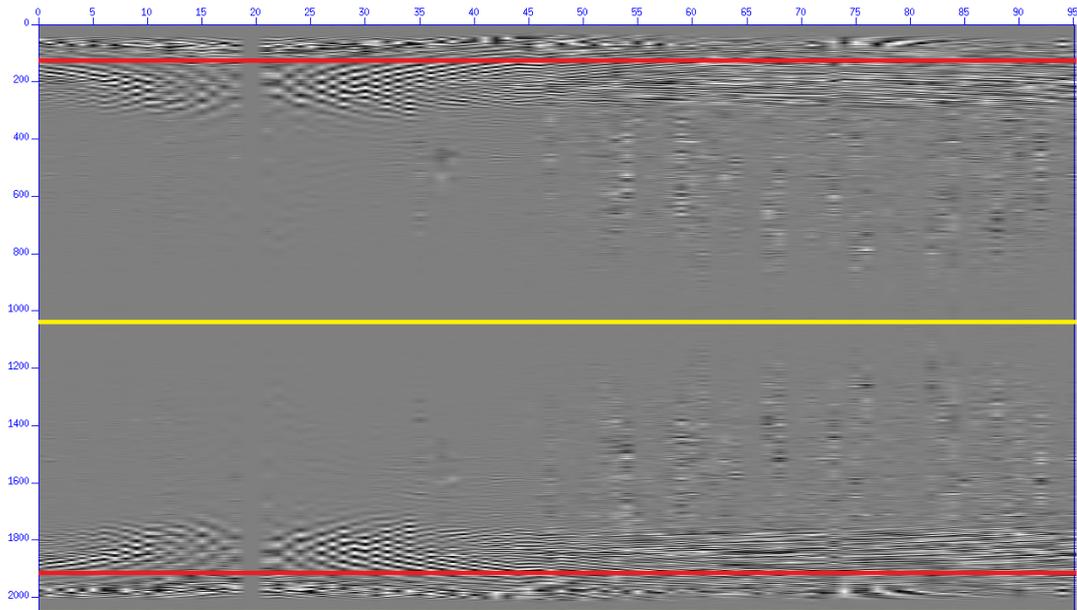


Figura 2.3: Tiro de número 64 representado no domínio  $fx$ . A dimensão vertical representa as frequências enquanto que a dimensão horizontal representa o número de traços do tiro.

tendo-se o valor de  $F_{Nyq}$ , pode-se achar a equivalência em número de amostras através de uma regra de três simples. Sabendo-se da localização dessa região, pode-se concentrar o efeito da deconvolução nela para que então as reflexões possam ser preservadas. Os resultados serão comparados mais adiante.

### 2.2.3 Procedimento para a obtenção do vetor real e par $y(t)$

Essa seção será baseada na tese de mestrado de Luiz Eduardo Soares. Considerando que o algoritmo implementado para o método de deconvolução atua de modo fácil e rápido com dados reais, para testar o método no domínio da frequência, lançamos mão de uma propriedade da Transformada de Fourier (TF), na qual a TF de um sinal real e par é também real e par.

Cada traço  $x(t)$  do dado com  $ns$  amostras deve ser representado por um vetor real e par  $y(t)$ . O dado de entrada para o método de deconvolução no domínio da frequência  $y(\omega)$  é obtido através da TF do vetor  $y(t)$ , isto é,  $y(\omega) = \mathcal{F}\{y(t)\}$ , que também é um sinal real e par. Após a aplicação do método, encontra-se o dado filtrado no domínio da frequência  $z(\omega)$  e, finalmente, o dado filtrado no domínio do tempo  $z(t) = \mathcal{F}^{-1}\{z(\omega)\}$  (Figura 2.4).

#### 1. Procedimento:

- (a) A subrotina utilizada para realizar a TF pressupõe que o número de elementos

do sinal  $y(t)$  seja:

$$nft = 2^n > 2 * ns \quad (n = 0, 1, 2, 3, \dots) \quad (2.12)$$

(b) Seja o traço  $x(t) = x_1, x_2, x_3, \dots, x_{ns-1}, x_{ns}$ , obtemos o vetor:

$$y(t) = x_1, x_2, x_3, \dots, x_{ns-1}, x_{ns}, 0, 0, \dots, 0, \dots, 0, 0, x_{ns}, x_{ns-1}, \dots, x_3, x_2 \quad (2.13)$$

É importante salientar que:

- $y(t)$  é obtido espelhando-se o traço  $x(t)$  em relação ao ponto  $nft$ ;
- para que a periodicidade seja assegurada, a última amostra do vetor  $y(t)$  deve ser  $y(nft) = x(2)$ ;
- as amostras intermediárias  $y(ns + 1), y(ns + 2), \dots, y(nft - ns + 1)$  devem ser zeradas e o número dessas amostras zeradas é sempre ímpar.

2. Obtenção do dado no domínio da frequência  $y(\omega)$ : O dado de entrada no domínio da frequência  $y(\omega)$  para aplicação do método de deconvolução é obtido aplicando-se a Transformada Direta de Fourier (TDF) no vetor  $y(t)$ :

$$y(\omega) = \mathcal{F}\{y(t)\}, \quad (2.14)$$

3. Aplicação da deconvolução no dado  $y(\omega)$ : Aplica-se o método de deconvolução (descrito no item 2.2.4) para cada frequência até a frequência de *Nyquist*, chegando por fim no dado deconvolvido  $z(\omega)$

4. Aplicação da Transformada Inversa de Fourier no dado.

$$z(t) = \mathcal{F}^{-1}\{z(\omega)\} \quad (2.15)$$

é o dado filtrado no domínio do tempo.

A Figura 2.4 mostra um esquema apenas ilustrativo dos passos citados nessa seção em cada traço real.

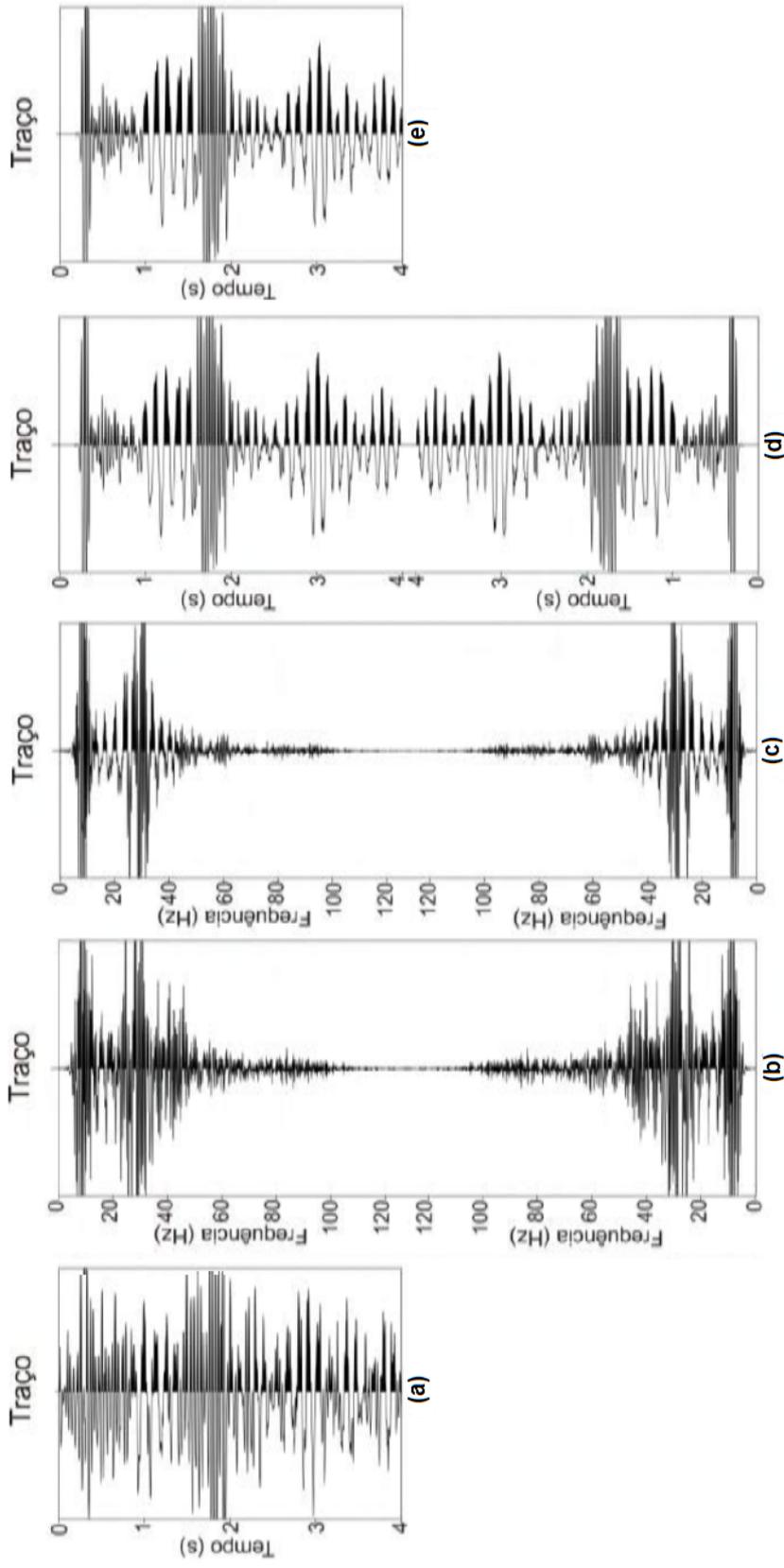


Figura 2.4: (a) traço original no domínio do tempo; (b) traço passado pro domínio da frequência, note o espelhamento na frequência equivalente a 125 Hz; (c) traço no domínio da frequência após o processo de deconvolução; (d) traço ainda espelhado no domínio do tempo; (e) traço passado de volta pro domínio do tempo e deconvolvido.

### 2.2.4 O método de deconvolução aplicado como filtragem no domínio $fx$

O método de deconvolução, seja ele monocanal ou multicanal, aplicado como filtragem para realizar a atenuação de eventos coerentes (*ground-roll*), utiliza a teoria da deconvolução preditiva de Wiener-Levinson. Para isso, o dado deverá estar no domínio da frequência (após a aplicação da transformada de Fourier).

Enquanto que a deconvolução monocanal utiliza apenas um canal para se fazer a predição do valor do próximo traço, baseado no cálculo do erro, a multicanal é mais precisa, pois utiliza mais de um canal para calcular o mesmo erro, dessa forma, podemos afirmar que quanto mais canais são utilizados, maior será o tamanho da janela móvel de filtragem e, conseqüentemente, a sua eficiência. O valor da distância de predição utilizada também desempenha um papel importante, quanto menor for, a filtragem será mais robusta, pois quando esta vale 1, o erro é calculado entre traços vizinhos, sem haver a necessidade de um método de interpolação. A teoria que se segue nesta seção foi retirada do livro *Seismic Data Processing*, Yilmaz, 2001.

Considerando  $z_t$  como o sinal desejado e  $x_t$  e  $y_t$  como traços de entrada, o dado que será estimado,  $\tilde{z}_t$ , pode ser representado pela seguinte expressão:

$$\tilde{z}_t = \tilde{h}_t * x_t + \tilde{f}_t * y_t, \quad (2.16)$$

reescrevendo a expressão acima para um filtro de três coeficientes, temos:

$$\tilde{z}_t = \sum_{k=1}^3 x_{t-k+1} \tilde{h}_k + \sum_{k=1}^3 y_{t-k+1} \tilde{f}_k, \quad (2.17)$$

a expressão do erro pode ser escrita como:

$$e_t = z_t - \tilde{z}_t = z_t - \tilde{h}(t) * x(t) - \tilde{f}(t) * y(t), \quad (2.18)$$

ou na forma matricial,

$$\begin{bmatrix} e_0 \\ e_1 \\ e_2 \\ \vdots \\ e_m \\ e_{m+1} \\ e_{m+2} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} z_0 & x_0 & y_0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ z_1 & x_1 & y_1 & x_0 & y_0 & 0 & 0 \\ z_2 & x_2 & y_2 & x_1 & y_1 & x_0 & y_0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ z_m & x_m & y_m & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ z_{m+1} & 0 & 0 & x_m & y_m & \vdots & \vdots \\ z_{m+2} & 0 & 0 & 0 & 0 & x_m & y_m \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 \\ -\tilde{h}_1 \\ -\tilde{f}_1 \\ -\tilde{h}_2 \\ -\tilde{f}_2 \\ -\tilde{h}_3 \\ -\tilde{f}_3 \end{bmatrix} \quad (2.19)$$

utilizando a notação vetorial pode-se escrever,

$$e = z - W_0 \tilde{c}_{31} - W_1 \tilde{c}_{32} - W_2 \tilde{c}_{33}, \quad (2.20)$$

onde,

$$\tilde{c}_{3j}^T = (\tilde{h}_j, \tilde{f}_j) \quad ; \quad \text{para } j = 1, 2, 3 \quad (2.21)$$

$$z^T = [z_0, \dots, z_m, z_{m+1}, z_{m+2}], \quad (2.22)$$

$$W_0 = \begin{bmatrix} x_0 & y_0 \\ \vdots & \vdots \\ x_m & y_m \\ 0 & 0 \\ 0 & 0 \end{bmatrix} \quad (2.23)$$

$$W_1 = \begin{bmatrix} 0 & 0 \\ x_0 & y_0 \\ \vdots & \vdots \\ x_m & y_m \\ 0 & 0 \end{bmatrix} \quad (2.24)$$

$$W_2 = \begin{bmatrix} 0 & 0 \\ 0 & 0 \\ x_0 & y_0 \\ \vdots & \vdots \\ x_m & y_m \end{bmatrix} \quad (2.25)$$

minimizando a forma quadrática,

$$I = \sum_t e_t^2 = e^T e, \quad (2.26)$$

com relação aos parâmetros  $\tilde{h}_j$  e  $\tilde{f}_j$  ;  $j=1,2,3$  obtém-se as ENs,

$$\begin{bmatrix} R_0 & R_{-1} & R_{-2} \\ R_1 & R_0 & R_{-1} \\ R_2 & R_1 & R_0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\tilde{c}_{31} \\ -\tilde{c}_{32} \\ -\tilde{c}_{33} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} W_0^T z \\ W_1^T z \\ W_2^T z \end{bmatrix} \quad (2.27)$$

onde,

$$\begin{aligned}
 R_0 &= W_j^T W_j \quad ; \quad j = 0, 1, 2 \\
 R_0 &= W_j^T W_j + 1 \quad ; \quad j = 0, 1 \\
 R_0 &= W_j^T W_j + 2 \quad ; \quad j = 0 \\
 R_0 &= R_{-j}^T \quad ; \quad j = 0, 1, 2
 \end{aligned}
 \tag{2.28}$$

A matriz dos valores formados pela autocorrelação dos dados de entrada é do tipo Toeplitz, portanto pode ser solucionada pela recursão de Levinson multicanal (Robinson, 1967, Porsani, 1997).

## CAPÍTULO 3

# Resultados

Os resultados apresentados serão mostrados sempre comparando as características da seção sísmica bruta, com as características dessa mesma seção após a aplicação dos diferentes métodos de Deconvolução feitos do domínio  $fx$ . É importante notar a diferença não só no dado já empilhado, mas também no próprio dado após as utilizações dos métodos, assim como na plotagem dos espectros de amplitude e nos efeitos causados nas *semblances* de análise de velocidades.

### 3.1 Fluxograma adotado

As etapas de processamento podem ser bastante diversificadas, e isso depende quase que inteiramente do dado que irá ser utilizado. Cabe ao geofísico responsável decidir quais etapas serão necessárias para se alcançar objetivo final. Os fatores que mais influenciam nessa decisão são: O tempo e os recursos disponíveis, softwares utilizados e o nível de resolução que se deseja alcançar. A Figura 3.1 mostra o fluxograma adotado para o presente trabalho.

Note que, como já dito anteriormente, este trabalho visou testar a validade do método de Deconvolução no domínio  $fx$  na atenuação do *ground-roll* utilizando diferentes parâmetros, omitindo portanto, fases que normalmente são consideradas como cruciais no processamento quando se deseja atingir uma alta resolução temporal e espacial, tais como: filtragem, migração e correção estática.

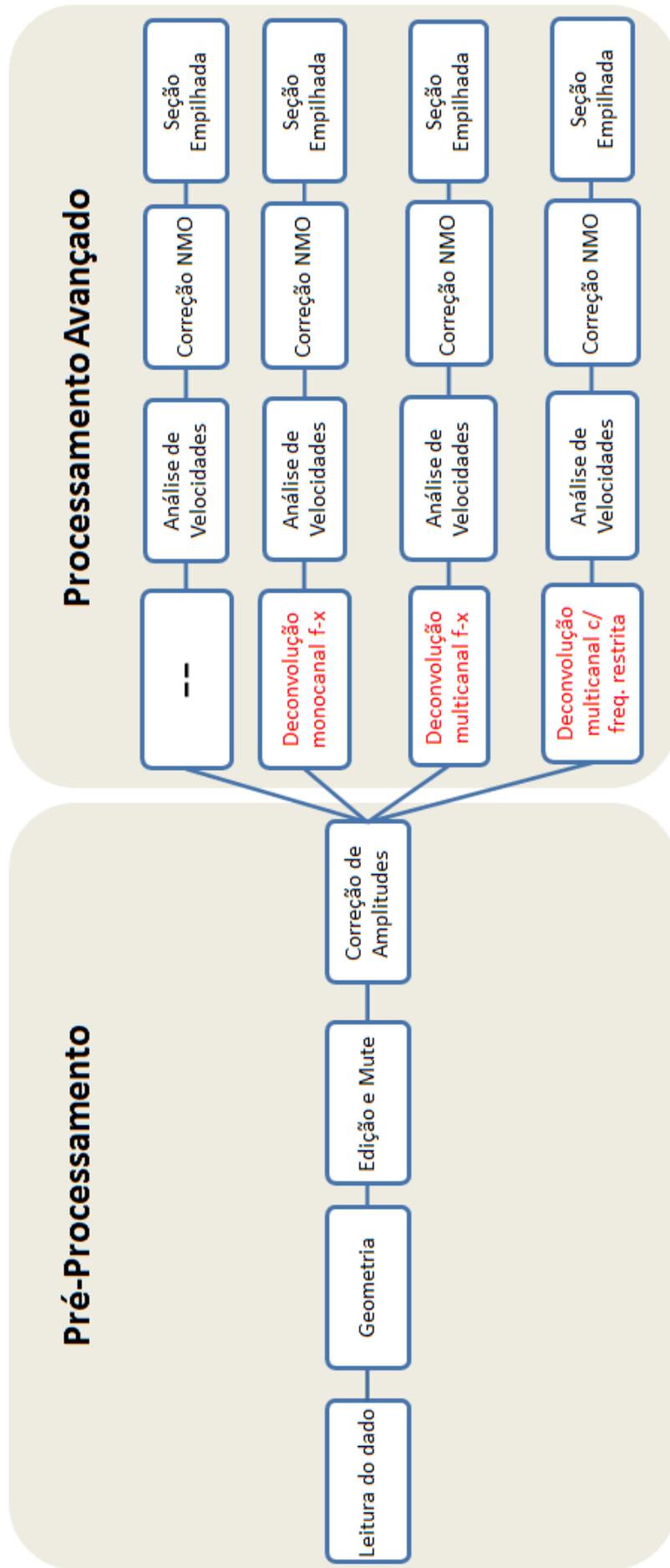


Figura 3.1: Fluxograma de processamento adotado.

## 3.2 Comparação dos dados

Com o objetivo de testar a validade do método, o tiro 64 foi destacado da linha 204-RL-247 da Bacia do Tacutu devido a esse apresentar um ruído *ground-roll* mais bem definido e conseqüentemente de mais fácil visualização. As Figuras 3.2 e 3.3 comparam o mesmo tiro destacado antes e após a aplicação dos métodos de deconvolução com difentes parâmetros. Podemos notar que o ruído *ground-roll* foi altamente atenuado após a aplicação de quaisquer tipos de deconvolução.

As Figuras (b), (c) e (d) apresentam alguns “artefatos” que não estavam presentes antes da aplicação do método, podemos nota-los mais claramente nos primeiros segundos e também algumas anomalias nas amplitudes dos traços que antes eram nulos. Isto ocorre como consequência de erros matemáticos causados pelo próprio programa na hora de se mudar o domínio do dado de tempo para frequência e trazê-lo de volta. Como essa geração aleatória de erros foi pequena comparado com o benefício da atenuação do *ground-roll*, deve-se desconsiderar esse efeito.

Analisando cada figura separadamente, notamos que tanto o método Monocanal quanto os Multicanais cumpriram seu papel no suprimento do *ground-roll*. Devemos então analisar o efeito dessas deconvoluções nas reflexões de interesse. Como os resultados estão aparentemente muito parecidos quando comparados visualmente, foram gerados também espectros de amplitudes na seção 3.3 para poder se chegar a uma conclusão mais precisa. Após feito esses testes, o programa utilizado foi estendido para toda a linha sísmica, tendo sido aplicado no domínio de tiros.

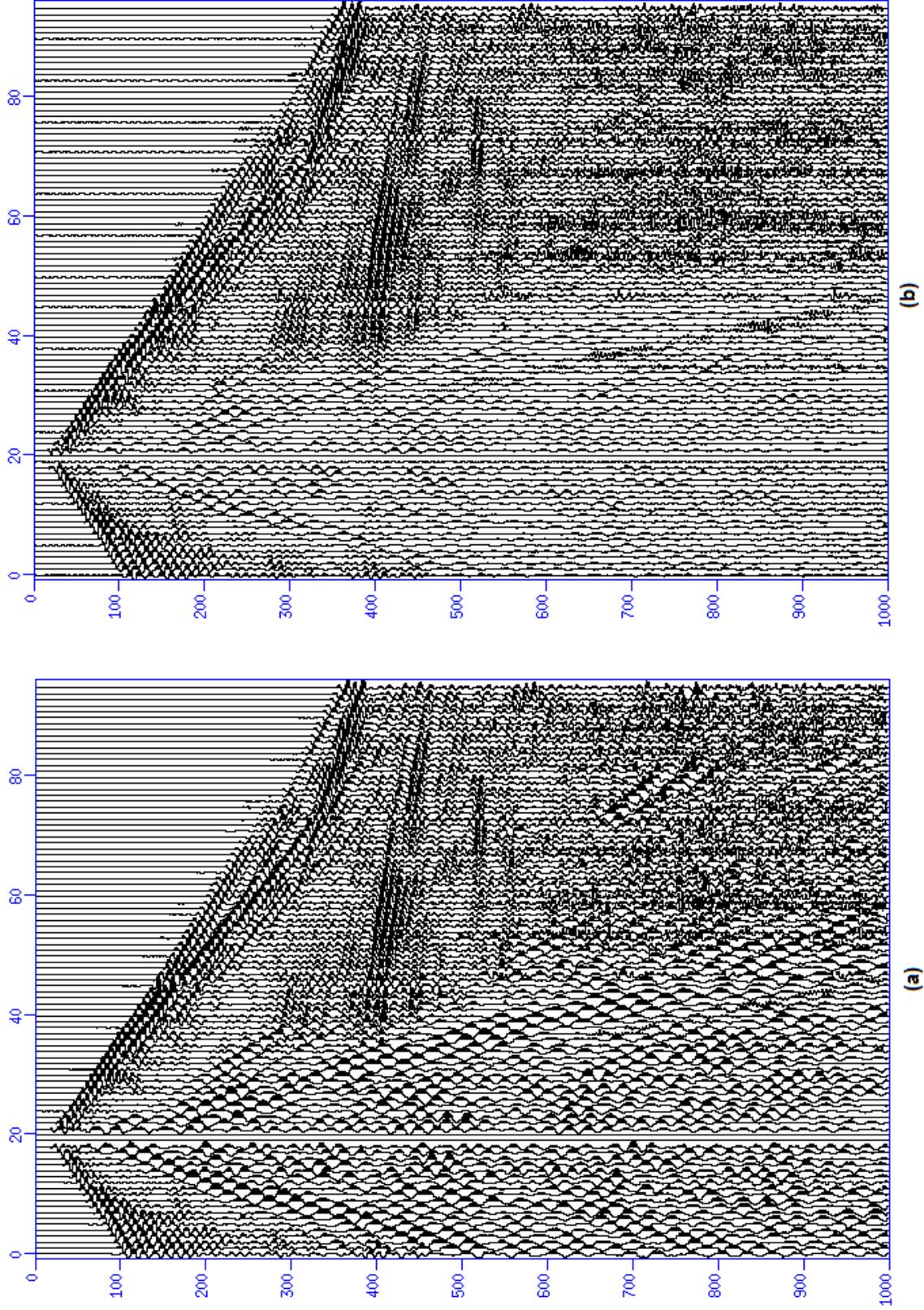


Figura 3.2: (a) Tiro de número 64 antes da aplicação do método de deconvolução, note a presença do *ground-roll* contaminando as reflexões; (b) Tiro de número 64 após a aplicação do método de deconvolução monocanal. Note que o *ground-roll* foi bastante suprimido em comparação ao dado bruto

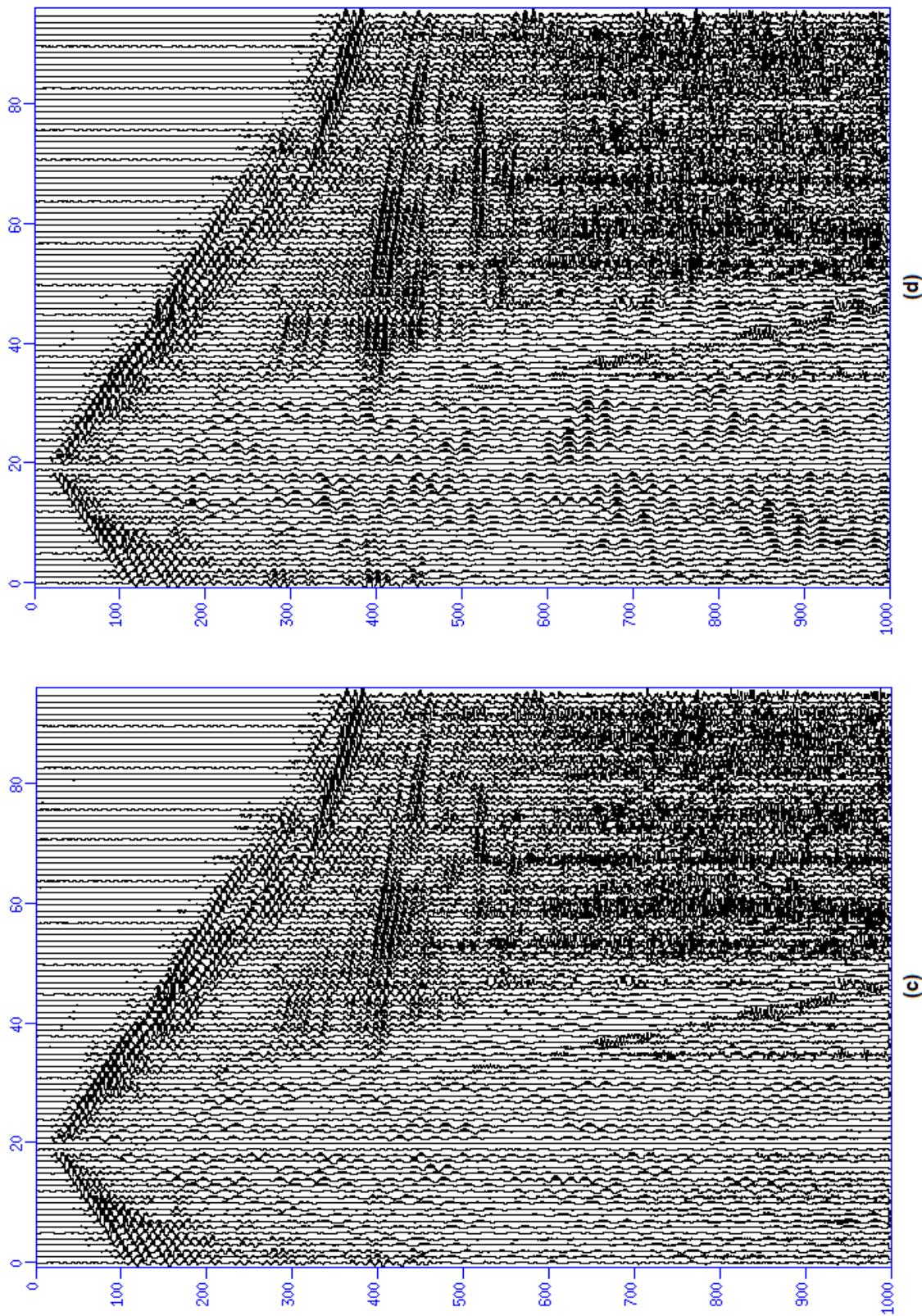


Figura 3.3: (c) Tiro de número 64 após a aplicação do método de deconvolução multicanal; (d) Tiro de número 64 após a aplicação do método de deconvolução multicanal com restrição de frequências até 20 Hz.

### 3.3 Espectro de amplitudes

Um outro resultado interessante para se analisar é o espectro de amplitudes do dado antes e após o processo de deconvolução. O ruído *ground-roll* tem um *range* conhecido de frequências entre 5 Hz e 15 Hz (Yilmaz, 2001). Tendo isso em mente, podemos notar através da Figura 3.4 uma outra comprovação de que esse ruído foi altamente suprimido, resultando em uma diminuição significativa nas amplitudes do dado localizados nesse *range* de frequências.

Alguns tipos de filtragem realizam um corte cirúrgico nessa banda de baixas frequências, este processo normalmente deve ser evitado pois muitas informações valiosas das reflexões também são perdidas junto com a eliminação do *ground-roll*, podendo resultar em alguns casos até a diminuição da razão sinal/ruído. Por isso deve-se ter em mente que uma atenuação é sempre mais ideal de ser feita em relação ao corte completo de uma banda de frequências.

Através de um análise mais detalhada, podemos notar também que houve um realce significativo nas informações contidas na banda de frequências a partir dos 20 Hz em relação ao dado original. Isto ocorreu como consequência da atenuação feita das amplitudes das frequências mais baixas. Como lado negativo, notamos também que o pico de amplitudes localizado em 50 Hz, provavelmente causado por algum ruído externo ao levantamento sísmico, também foi amplificado.

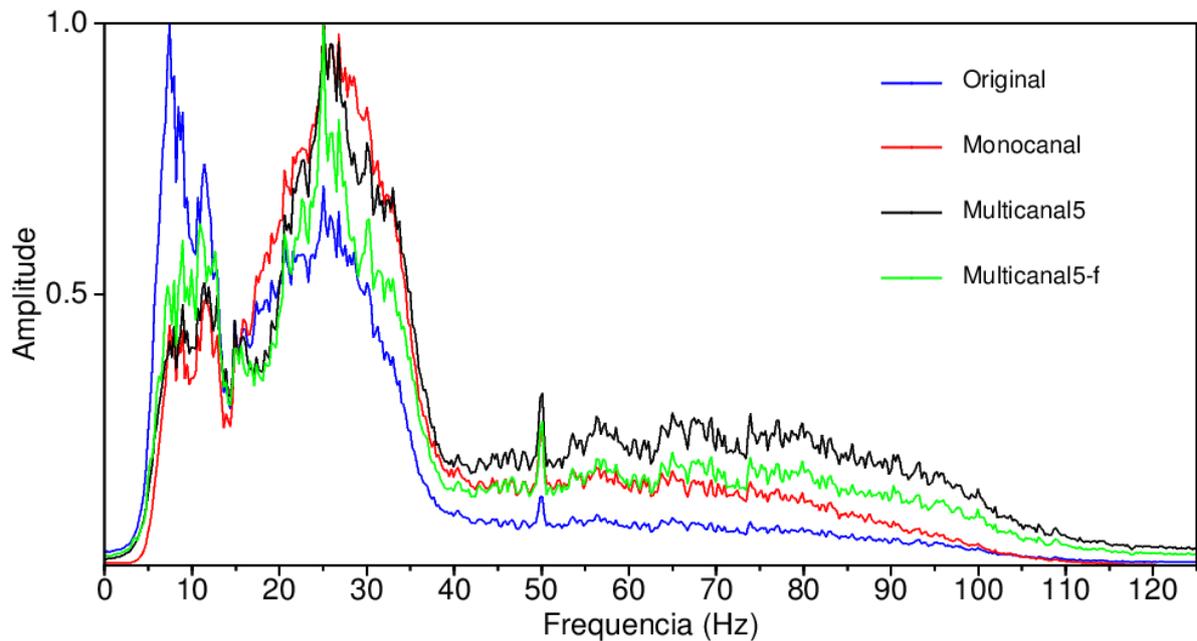


Figura 3.4: Espectros de amplitudes.

### 3.4 Influência nas *semblances* de análise de velocidades

Foram gerados também painéis de *semblance* com o objetivo de se verificar a influência que o método teria no processo de *picks* de velocidade. É importante voltar a dizer que esta etapa no processamento é uma das mais importantes, pois quando se tem um campo de velocidades gerado mais preciso, significa também uma migração mais bem feita e, conseqüentemente, uma seção empilhada com eventos mais bem definidos. Como a linha terrestre 204-RL-207 da Bacia do Tacutu possuía cobertura baixa de refletores, foram gerados *super-gathers* com o auxílio de *shell scripts*.

A Figura 3.5 mostra o CMP de número 200 de forma bruta, sem nenhum tipo de filtragem, bem como sua respectiva *semblance* de velocidades ao lado. As outras Figuras 3.6, 3.7 e 3.8 mostram o mesmo CMP após o processo de deconvolução Monocanal, Multicanal e Multicanal com frequência restrita a 20 Hz. É fácil perceber que houve uma melhora significativa dos dados após a deconvolução em relação ao dado original, principalmente quando olhamos os tempos abaixo de 2 segundos. O *pick* das velocidades pode ser feito muito mais precisamente nessa região. Além disso, podemos notar também que houve um pouco de aumento em algumas áreas de boa coerência, cor representada em verde na *semblance*.

A comparação entre as Figuras deconvolidas é um pouco difícil de ser feita à primeira vista, pois as três tiveram resultados muito parecidos nessa etapa, no entanto, após uma análise mais cuidadosa nas reflexões mais profundas, poderíamos dizer que a deconvolução multicanal focada nos 20 Hz teve um resultado ligeiramente melhor comparada as outras duas.

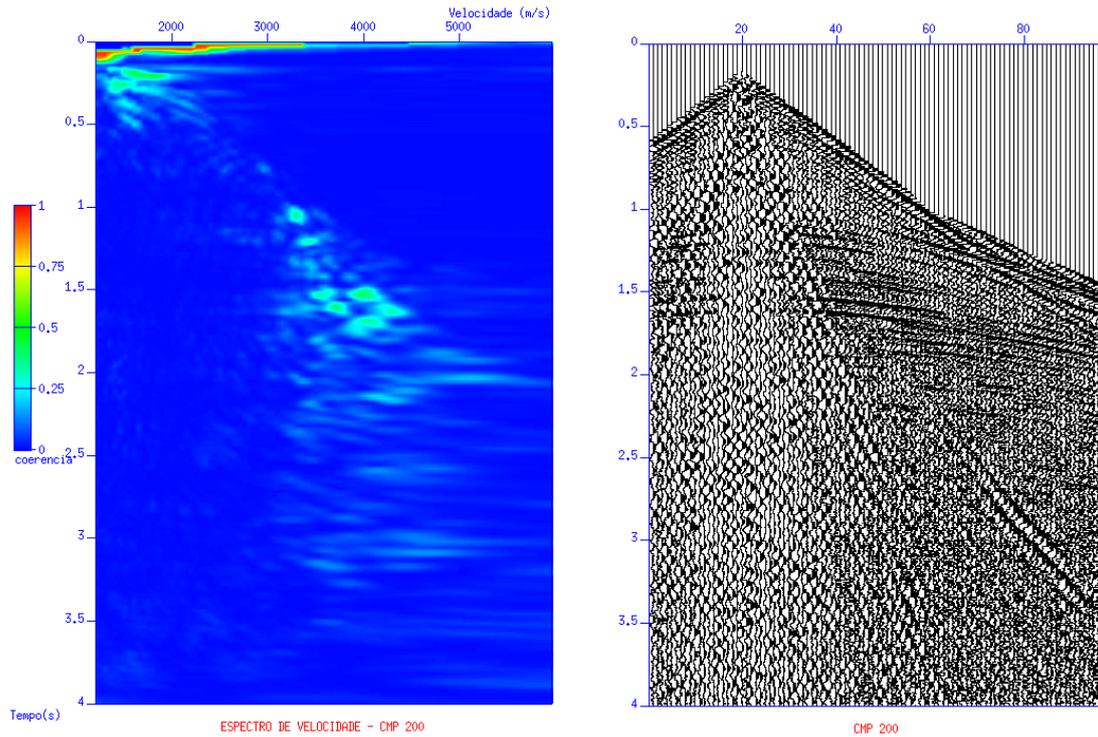


Figura 3.5: Correlação entre a *semblance* da análise de velocidades e o CMP 200 da linha original.

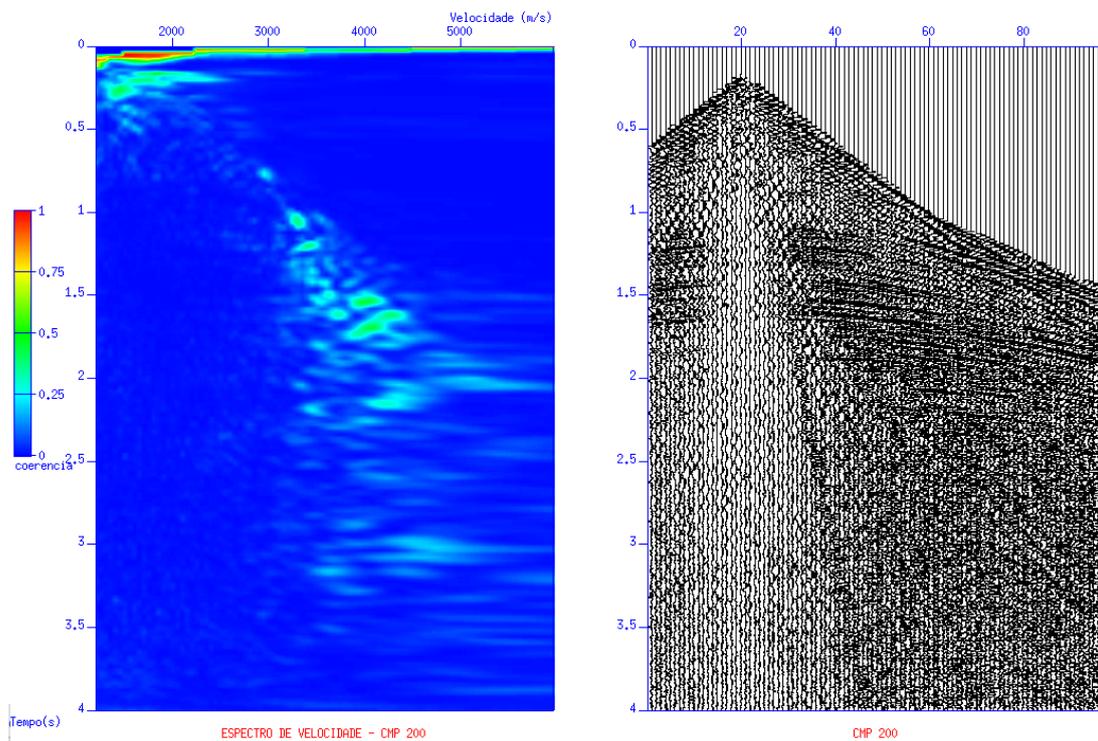


Figura 3.6: Correlação entre a *semblance* da análise de velocidades e o CMP 200 da linha deconvolvida com apenas 1 canal.

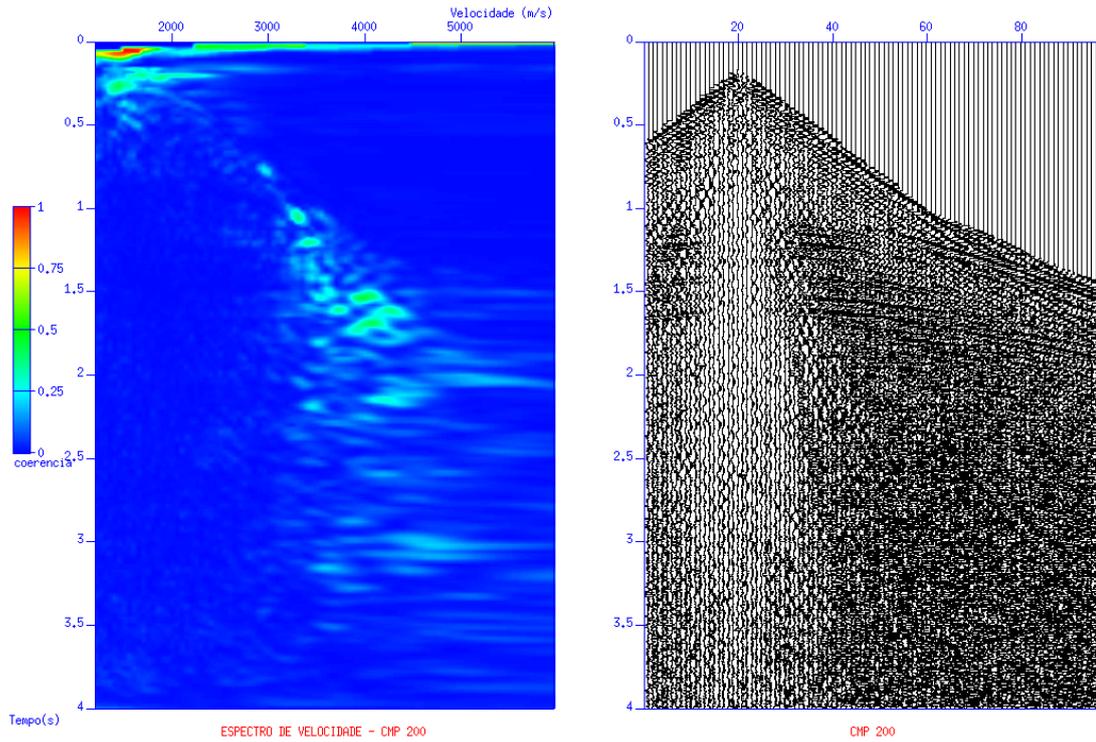


Figura 3.7: Correlação entre a *semblance* da análise de velocidades e o CMP 200 da linha deconvolvida com 5 canais.

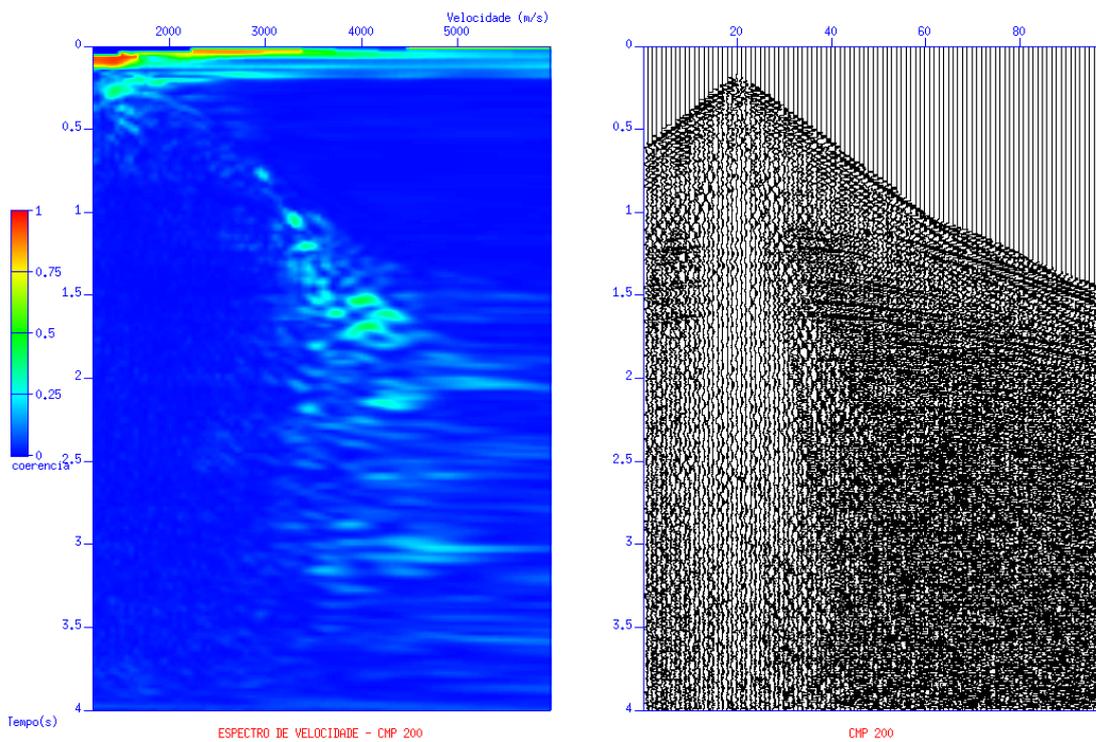


Figura 3.8: Correlação entre a *semblance* da análise de velocidades e o CMP 200 da linha deconvolvida com 5 canais na faixa dos 20 Hz.

### 3.5 Seções empilhadas

Chegando enfim ao resultado final do processamento, que são as seções sísmicas empilhadas, pode-se comparar o resultado final de toda a teoria mencionada ao longo desse trabalho. O ruído coerente *ground-roll* se manifesta na seção sísmica empilhada na forma de eventos lineares com inclinações para ambos os lados (Silva, 2004), isso acaba prejudicando o mapeamento dos refletores sísmicos.

A Figura 3.9 mostra a seção original empilhada, sem a aplicação de qualquer tipo de filtragem. Pode-se notar uma seção com muito baixa razão sinal/ruído, o que acaba se tornando um desafio para o intérprete delinear os refletores e mapear as possíveis estruturas geológicas que possam ser favoráveis para acumulação de hidrocarbonetos.

Após a aplicação dos método de Deconvolução, note que houve uma melhora considerável no dado empilhado, como pode se verificar nas Figuras 3.10, 3.11 e 3.12 tendo sido atenuado o ruído *ground-roll* e outros ruídos aleatórios que contaminavam a seção. Os refletores passaram a ter sua continuidade mais bem definida, facilitando assim o trabalho do intérprete. Os refletores na parte mais rasa do dado, acima de 1 s também podem ser melhor visualizados se comparados com a seção empilhada bruta (Figura 3.9). O dado poderia ser melhorado ainda mais se houvesse tido a etapa de migração e também a correção estática, que ficaram de fora por não terem sido o foco do trabalho.

Novamente, ao compararmos os três diferentes resultados após os processos de deconvolução, notamos que os resultados finais foram bastante satisfatórios, mostrando que o método é bastante robusto. A principal diferença entre eles pode ser verificada na quantidade de energia presente em alguns eventos, especialmente os profundidades maiores. Enquanto que a deconvolução monocanal houve bastante perda de energia útil, sendo mostrada pela Figura 3.10, nas deconvoluções multicanais esse tipo de energia foi mais preservada, principalmente no caso onde a restrição foi feita até o *range* de 20 Hz.

Nas Figuras 3.13 e 3.14 pode-se comparar os dados empilhados original e o monocanal, respectivamente, através de uma ampliação feita nos tempos inferiores a 2 s e de extensão até 600 m. Note que no dado empilhado bruto, há a presença de ruídos de diversos tipos, formando triângulos e mascarando os refletores nessa área. Na Figura 3.14, apesar desses ruídos ainda estarem presentes, houve uma melhora significativa na resolução.

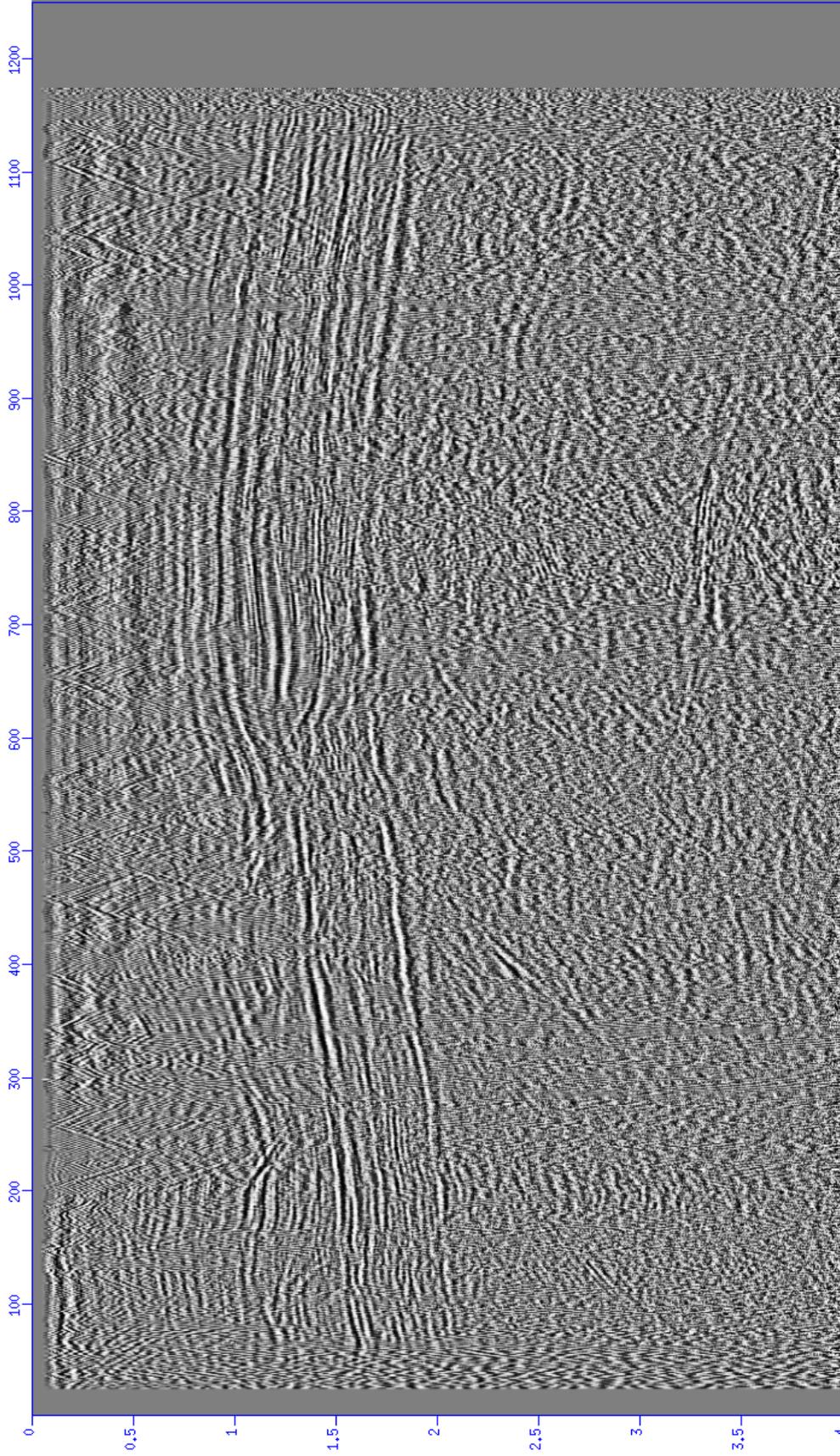


Figura 3.9: Linha sísmica original empilhada.

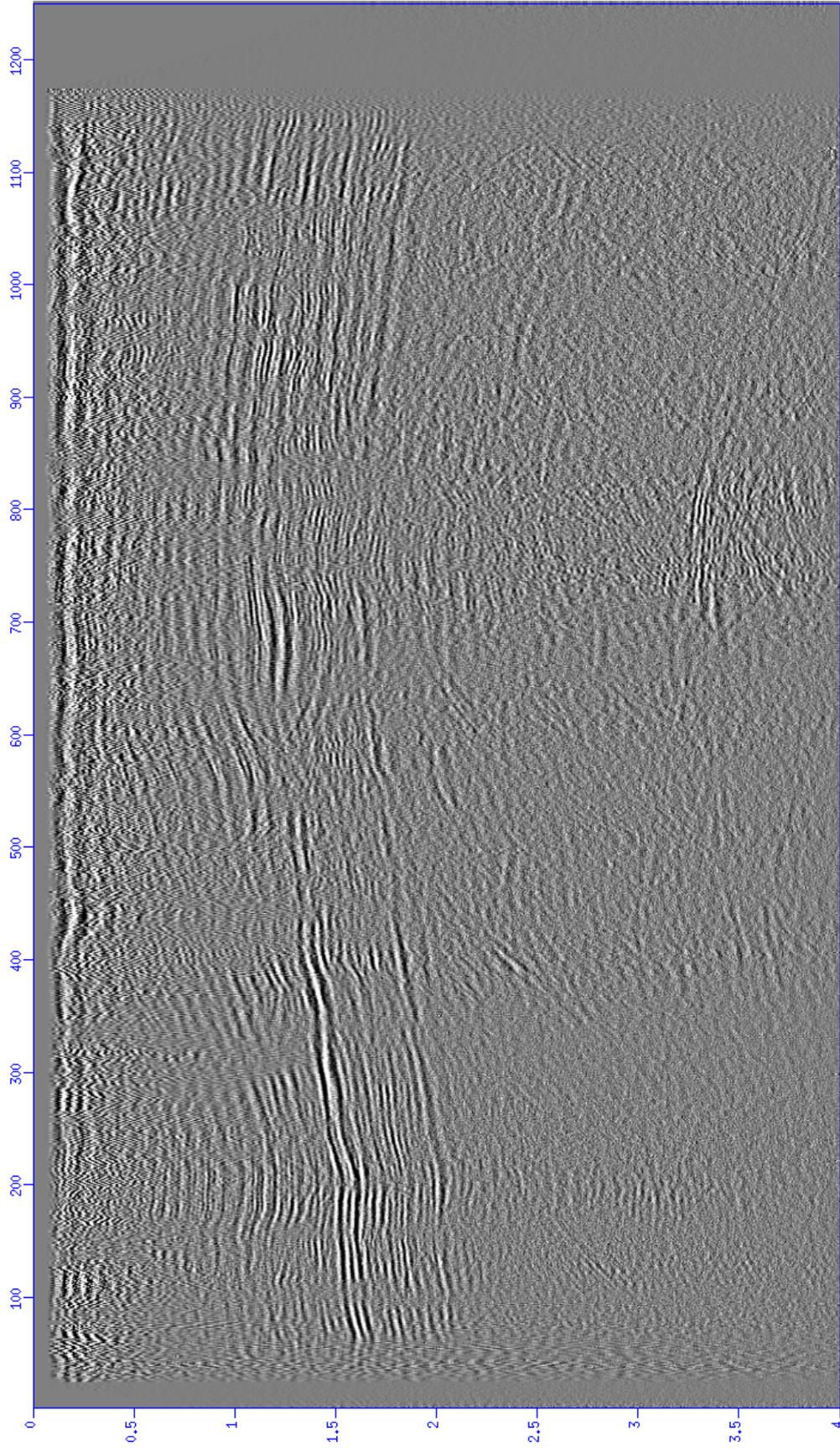


Figura 3.10: Linha sísmica empilhada após a aplicação do método de Deconvolução monocanal no domínio  $fx$ .

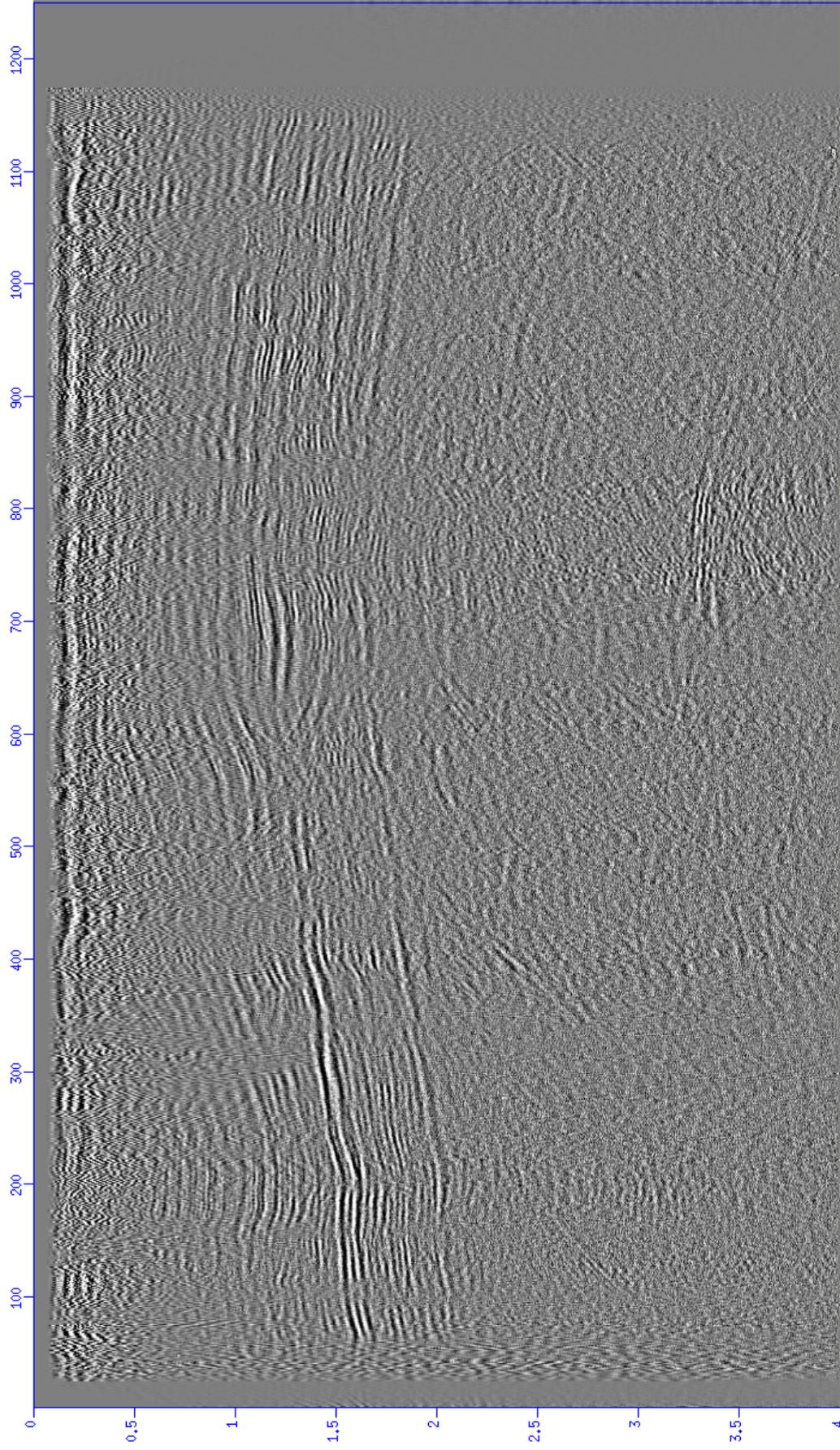


Figura 3.11: Linha sísmica empilhada após a aplicação do método de Deconvolução Multicanal no domínio  $fx$ .

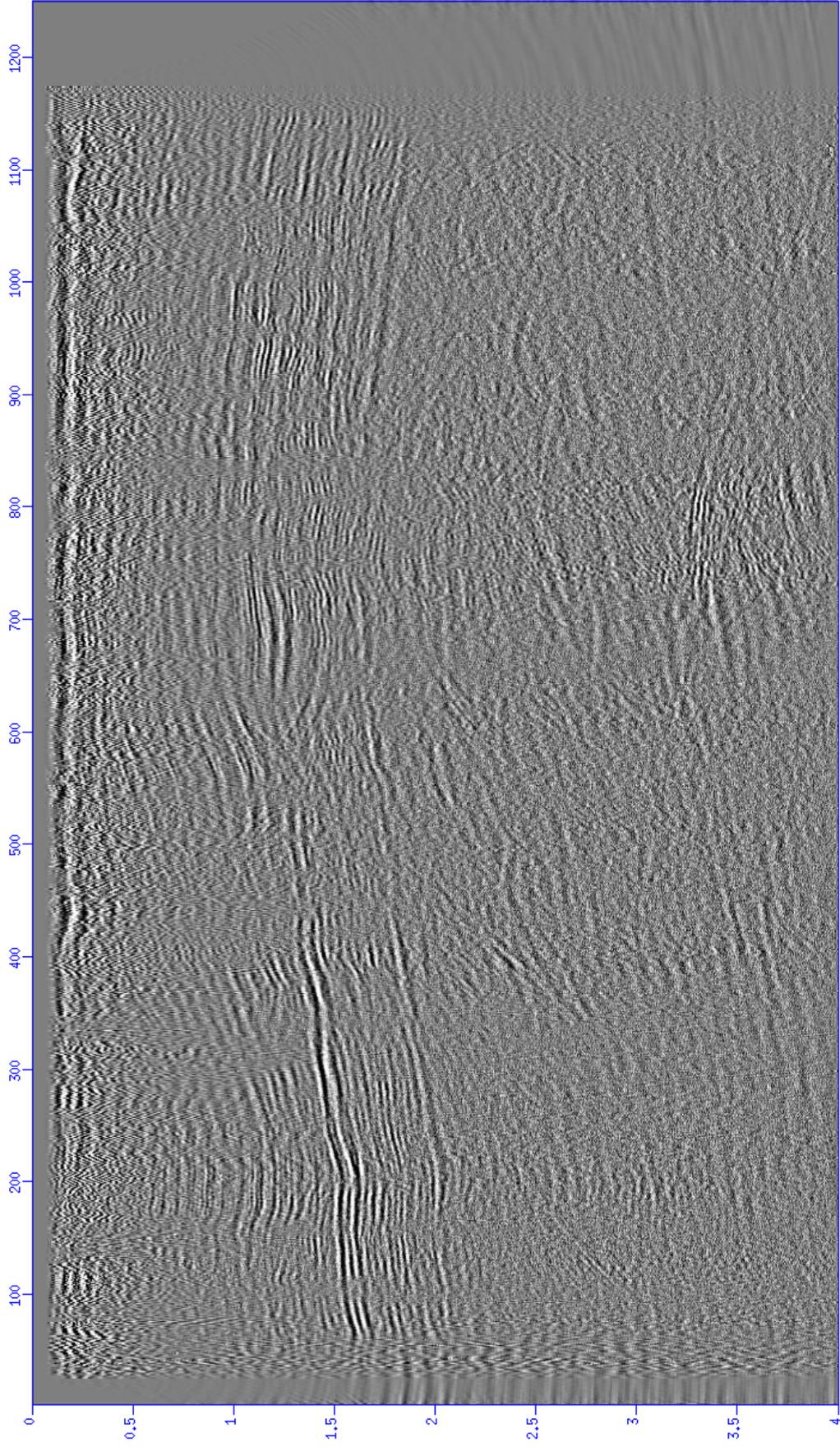


Figura 3.12: Linha sísmica empilhada após a aplicação do método de Deconvolução Multicanal até 20 Hz no domínio  $fx$ .

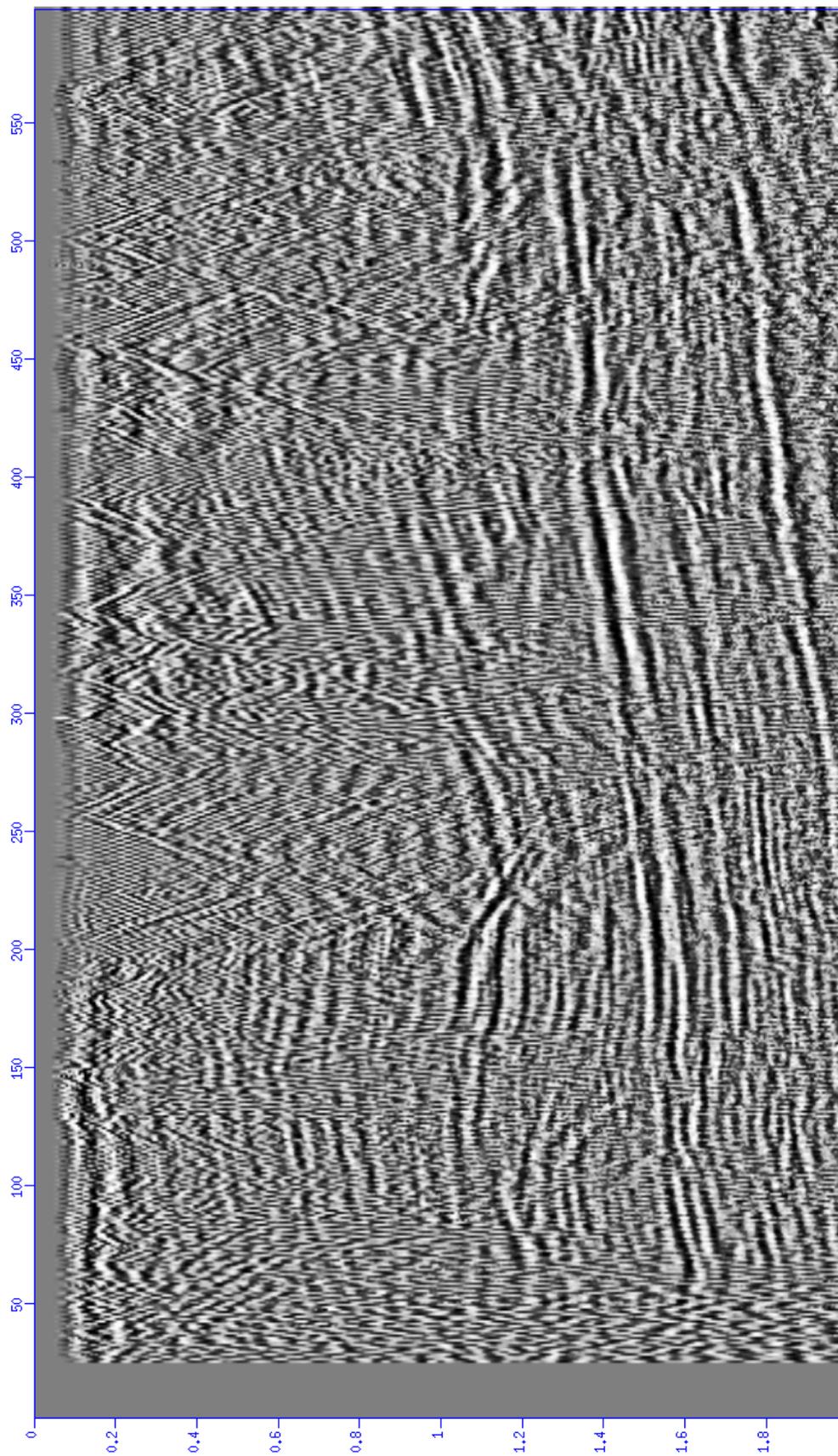


Figura 3.13: Linha sísmica original empilhada e com uma faixa ampliando os tempos menores que 2 s localizados numa faixa até o CDP de número 600. Note a contaminação presente no dado causa por ruídos de diversos tipos.

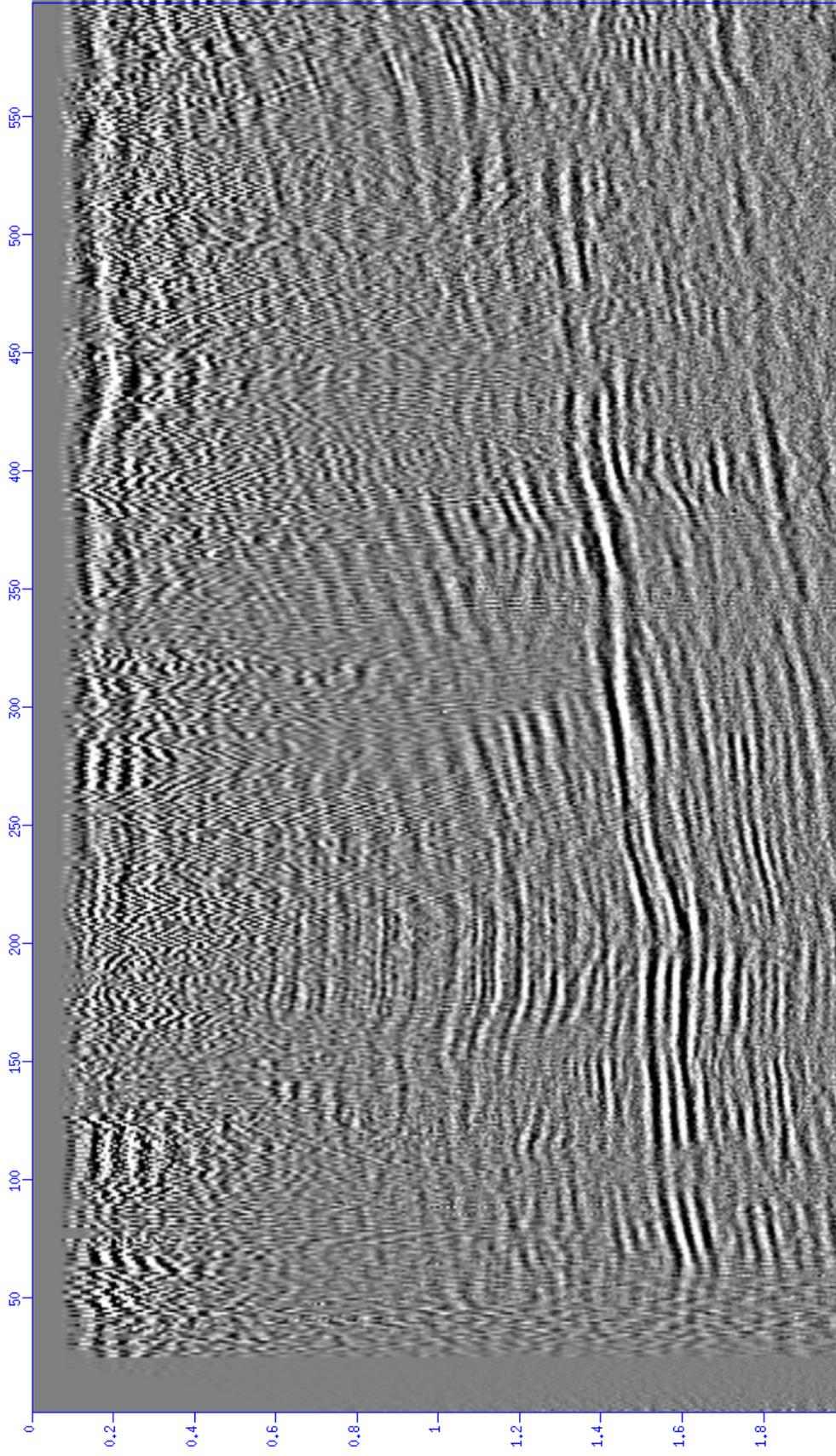


Figura 3.14: Linha sísmica empilhada após a aplicação do método de deconvolução multicanal no domínio  $fx$  e com *zoom* mostrando os tempos menores que 2 s localizados numa faixa de número 600. Note que quando comparado com a Figura 3.13 a presença dos ruídos contaminando os dados é significativamente menor.

## CAPÍTULO 4

### Conclusões

Os dados sísmicos terrestres normalmente apresentam baixa razão sinal/ruído devido, entre outros fatores, à presença do *ground-roll*. Um ruído caracterizado por eventos coerentes e lineares, com altas amplitudes, baixas frequências e velocidades. Pode ser classificado como um ruído dispersivo, o qual se sobrepõe às reflexões, prejudicando a interpretação dos dados. Diversos métodos de filtragem são desenvolvidos durante o processamento de dados terrestres, no intuito de suprimir este tipo de ruído, os quais tomam por base as características físicas que o *ground-roll* apresenta.

Os métodos mais utilizados na indústria atualmente são os que se utilizam o domínio da frequência, conhecidos como filtro passa-banda e filtro de frequências  $fk$ . Ambos empregam a metodologia de corte, e por isso, os resultados apresentados nem sempre são muito bons, devido à perda por consequência de informações também presentes nas baixas frequências. A deconvolução multicanal normalmente apresenta um resultado superior em relação à monocanal, por ser mais complexa e eficiente, além de se adequar melhor aos dados. Os métodos apresentados neste trabalho utilizaram a deconvolução com função de filtragem, porém aplicada em um domínio de frequências.

Os bons resultados, em relação ao propósito inicial de atenuar o evento *ground-roll*, aumentaram significativamente a razão sinal/ruído. Tal conclusão é nítida a partir da análise das imagens em forma de seções sísmicas empilhadas. Isto se traduz na melhoria da continuidade dos refletores (coerência espacial) e sua melhor identificação e rastreamento, valorizando os aspectos estratigráficos da linha sísmica utilizada neste trabalho.

Os efeitos dos métodos de deconvolução aplicados também foram notáveis durante a fase de análise de velocidades, como mostrado na comparação das figuras entre as *semblances* dos dados originais em relação aos dados deconvolvidos, Seção 3.4. Um campo de velocidades com maior precisão e maior coerência pôde ser gerado. Deve-se considerar que a análise de velocidades é uma das etapas mais importantes durante todo o processamento, pois é esse mesmo campo de velocidades que é utilizado para se fazer a correção de NMO e, posteriormente, a migração.

Em relação ao melhor resultado dentre os três diferentes tipos de deconvolução realizados no dado (deconvolução monocanal, deconvolução multicanal e a deconvolução multicanal

com banda restrita de 20 Hz), constata-se que este último apresentou uma melhor qualidade, sendo justificada não só pelas seções empilhadas obtidas, como também durante todas as outras etapas. Embora a Figura 3.4, a qual mostra o espectro das amplitudes, a faixa do *ground-roll* de até 20 Hz não ter sido tão bem suprimida quanto nos outros dois anteriores, o resultado final obtido confirma que há também a presença de reflexões de interesse em todo espectro.

Os resultados então apresentados neste trabalho mostram que o método de deconvolução, quando aplicada no domínio  $fx$ , é eficaz e pode revelar feições e estruturas geológicas que estavam mascaradas pela presença de ruído aditivo aos dados. Pelo fato de promover a melhoria na qualidade final da seção sísmica, essa técnica pode ajudar o intérprete na análise estrutural e, sobretudo, estratigráfica durante o trabalho interpretativo na busca e identificação de possíveis armadilhas de hidrocarbonetos, tornando-os potenciais alvos promissores do ponto de vista econômico.

# Agradecimentos

Queria agradecer primeiramente a Deus, por ter me dado saúde e força para superar as dificuldades.

Aos meus pais, pelo amor, incentivo e apoio incondicional.

Ao meu orientador, Prof. Milton José Porsani, pelo suporte no pouco tempo que lhe coube, por suas correções, ideias e, principalmente, paciência.

A Anderson Silva, pelas dicas e por grande parte do material disponibilizado; e Michelângelo, pela ajuda nas horas que encontrei dificuldade.

Meus agradecimentos também aos amigos Breno, Caio, Marcelo, Naira, Pedro, Victor e Vinicius, companheiros de estudo e de risadas, além de bons conselheiros, que fizeram parte da minha formação e que irão continuar presentes em minha vida.

E àqueles que, direta ou indiretamente, fizeram parte dessa trajetória, o meu muito obrigado!

## ANEXO I

# Programa de Computador: *Deconvolução mono/multicanal no domínio $fx$*

```
*****
!Programa que faz a deconvolucao multicanal no dominio f-x
!ns=numero de amostras ; nx=numero de tracos ; xt=matriz de entrada ; xdectp=dado de saida de
!ncf=numero de coeficientes do filtro; nc=numero de canais; L=distancia de predicao
allocatable xt(:,:),xdec(:,:),xtp(:,:),xdectp(:,:)
ns=1001 ; nx=13680 ; ncf=1 ; lw=101
allocate(xt(ns,nx),xdec(ns,nx),xtp(nx,ns),xdectp(nx,ns))

call system('rm teste.ad residuo_teste.ad')

open(unit=10,file='parte_4.ad',access='direct',recl=4*ns,form='unformatted',status='unknown')
open(unit=20,file='Multidec_4.ad',access='direct',recl=4*ns,form='unformatted',status='unknown')
open(unit=70,file='Multiresiduo_4.ad',access='direct',recl=4*ns,form='unformatted',status='unknown')

do j=1,nx
  read(10,rec=j)(xt(i,j),i=1,ns)
enddo

xtp=transpose(xt)

call dec_fx(lw,nx,ns,xtp,ncf,xdectp)

xdec=transpose(xdectp)

do j=1,nx
  write(20,rec=j)(xdec(i,j),i=1,ns)
  write(70,rec=j)(xt(i,j)-xdec(i,j),i=1,ns)
enddo

close(10)
close(20)
close(70)

deallocate(xt,xdec,xtp,xdectp)
stop
end

!*****
!Subrotina dec_fx(lw,ns,nx,xt,ncf,xdec)
!*****
!-----
!Subrotina principal utilizada no programa
!-----

dimension xt(ns,nx),xdec(ns,nx)
allocatable xf(:,:), xaux(:,:),xaux_dec(:,:)
```

```

call pot2(6*ns,n,nft)
allocate(xf(nft,nx),xaux(nx,nft),xaux_dec(nx,nft))

call tx2fx(ns,nx,xt,n,nft,xf)

xaux=transpose(xf) !domino x-f

!call dec_sec_adap_twl(nx,nft,ncf,lw,xaux) !realiza a deconvolucao monocanal

L=1
nc=5

nwin=165 !utilizar esse parametro apenas na banda de freq. restrita
nwinf=nft-nwin

call mc_dec_panel(nx,nft,nc,ncf,L,xaux,xaux_dec) !realiza a deconvolucao multicanal

do j=1,nx
  xaux_dec(j,1:nwinf)=xaux(j,1:nwinf)
enddo

xf=transpose(xaux_dec) ! dominio f-x
call fx2tx(n,nft,xf,ns,nx,xdec)

deallocate(xf,xaux,xaux_dec)
return
end

!*****
! SUBROUTINE POT2(LX,N,NFT)
!*****
! PROPOSITO: DEVOLVE EM M A POTENCIA DE 2 MAIS PROXIMA DO
! NUMERO NA
! autor: Reynam Pestana/pppg/1987
!*****
NFT=1
N=0
DO WHILE(NFT.LT.LX)
  N=N+1
  NFT=NFT*2
ENDDO
RETURN
END

!*****
! subroutine tx2fx(ns,nx,xt,n,nft,xf)
!*****
!-----
! gera sinal par para cada traço da matrix X(ns,nx)
! e efetua a TDF de forma que o espectro seja real
! (TDF(real e par)=real e par.
! Devolve o resultado no vetor y(nft,nx) real
! MJP 16/03/2010
!modificada 20/09/2014 - memorial to Tad, Vancouver
!-----
complex xaux
dimension xt(ns,nx),xf(nft,nx)
allocatable xaux(:) ;nft2=2*nft
allocate(xaux(nft2))
call system('rm deletar1.ad')

!open (unit=30,file='deletar1.ad',access='direct',recl=4*nft2,form='unformatted',status='unkn

```

```

do j=1,nx
  xaux=cmplx(0.0,0.0)
  xaux(1:ns)=cmplx(xt(1:ns,j),0.0)
  do i=2,ns
    xaux(nft2-i+2)=xaux(i)
  enddo
  call fft_por(n+1,xaux,-1.0)
  xf(1:nft,j)=real(xaux(1:nft))
!   write(30,rec=j)(real(xaux(i)),i=1,nft2)
enddo

!call system('ximage style=normal n1=2048 title=Antes_Fx <deletar1.ad & ')
!close(30)

  deallocate(xaux)
  return
end

!*****
subroutine dec_sec_adap_twl(ns,nx,ncf,lw,x)
!*****
dimension x(ns,nx)
allocatable xaux(:)
allocate(xaux(ns))
do j=1,nx
  call dec_adap_twl1(ns,x(:,j),ncf,lw,xaux)
  x(:,j)=xaux(:)
enddo
deallocate(xaux)
return
end

!*****
subroutine fx2tx(n,nft,xf,ns,nx,xt)
!*****
!-----
!   gera sinal par para cada traço da matrix X(ns,nt)
!   e efetua a TDF de forma que o espectro seja real
!   (TDF(real e par)=real e par.
!   Devolve o resultado no vetor y(nft,nt) real
!   MJP 16/03/2010
!-----
  complex xaux
  dimension xt(ns,nx),xf(nft,nx)
  allocatable xaux(:) ;nft2=2*nft
  allocate(xaux(nft2))
call system('rm deletar2.ad')
!open (unit=30,file='deletar2.ad',access='direct',recl=4*nft2,form='unformatted',status='unkn
do j=1,nx
  xaux=cmplx(0.0,0.0)
  xaux(1:nft)=cmplx(xf(1:nft,j),0.0)
  do i=2,nft
    xaux(nft2-i+2)=xaux(i)
  enddo
!   write(30,rec=j)(real(xaux(i)),i=1,nft2)

  call fft_por(n+1,xaux,1.0)
  xt(1:ns,j)=real(xaux(1:ns))
enddo
!call system('ximage style=normal title=Depois_fx n1=2048 <deletar2.ad & ')
!close(30)

```

```

deallocate(xaux)
return
end

!*****
      subroutine fft_por(n,a,sinal)
!*****
!-----
!   FFT, cerca de 2X mais rapida que NLOGN.F.
!   n=expoente de 2 p/ fft (nft=2**n)
!   sign= 1. >>> Transformada de Fourier inversa
!   sign=-1. >>> Transformada de Fourier direta
!   Usa a definicao a_n=1/sqrt(nft)*SUM ... de modo que
!   a matriz W da TDF fica ortonormal, implicando na
!   eliminacao do fator 1/N na TDF inversa.
!   Milton J. Porsani 23/junho/1998 (Festa de Sao Joao)
!   e-mail: porsani@pppg.ufba.br
!-----
      complex a(2**n),aux,c,ca,c1
      allocatable aux(:)
      n2=2**(n-1)
      allocate(aux(n2))
!-----
      do j=1,n
        v = sinal*2.*acos(-1.)/float(2**(j))
        c1 = cmplx(cos(v),sin(v))
        c = cmplx(1.,0.)
        ni = 2**(n-j)
        do nk=0,n2-1,ni
          nkni = nk + ni
          do i=nk+1,nkni
            ink=i+nk
            ca = c*a(i+nkni)
            aux(i)= a(ink) - ca
            a(i) = a(ink) + ca
          enddo
          c=c1*c
        enddo
        a(n2+1:n2+n2)=aux(1:n2)
      enddo
      if(sinal.eq.-1.)a(1:2*n2)=a(1:2*n2)/float(2*n2)
      deallocate(aux)
      return
      end

!*****
      subroutine dec_adap_twl1(lx,x,ncf,lw,xdec)
!*****
!-----
!-----
!   Deconvoluçao adaptativa monocanal tipo WL (TWL)
!   considera zeros fora da janela de LW amostras
!   Milton J. Porsani 26 de abril de 2012
!-----
!-----
      dimension x(lx),xdec(lx)
      allocatable xaux(:),zaux(:),z(:),c(:)
      allocate(xaux(lw),zaux(lw+ncf),z(lx),c(lx))

xdec=0.0

```

```

z=0.0 ; c=0.
do i=1,lx-lw+1
  xaux(1:lw)=x(i:lw+i-1)
  e0=dot_product(xaux,xaux)
  if(e0.ne.0.0)then
    call PEOTRACE1(lw,Xaux,NCF,zaux)
    z(i:lw+i-1)=z(i:lw+i-1)+zaux(1:lw)
    c(i:lw+i-1)=c(i:lw+i-1)+1
  endif
enddo

do i=1,lx
  if(c(i).ne.0.)xdec(i)=z(i)/c(i)
enddo

deallocate(xaux,zaux,z,c)
return
end

!*****
!      SUBROUTINE PEOTRACE1(LX,X,NCF,xdec)
!*****
!
!*****
! PROPOSITO:  OBTEN OS COEF. DE REFLEXAO G(I), I=1, ... , N
! E OS ERROS DE PREDICAO DIRETA F(I), E REVERSA B(I)
! DESCRICAO DOS PARAMETROS:
!   ENTRADA:
!           LX - COMPRIMENTO DO VETOR DE DADOS X
!           X  - VETOR DE DADOS P/ O QUAL SE DESEJA OBTEN
!                O OPERADOR PREDITIVO G
!           NCF - Nº DE COEFICIENTES DO OPERADOR DE PREDICAO
!   SAIDA:
!           G  - COEF. DE REFLEXAO
!           F(I), I=1, LX+N+1      ERRO DE PREDICAO DIRETA
!           B(I), I=1, LX+N+1      ERRO DE PREDICAO REVERSA
!
!   METODO: RECURSAO LEVINSOM DIRETAMENTE SOBRE O VETOR DE DADOS X
!
!   SUBROTINAS REQUERIDAS: NENHUMA
!
!   MILTON J. PORSANI      PPPG-UFBA      28/06/86
!
!*****

DIMENSION X(lx),xdec(lx)
allocatable g(:),b(:),f(:)
allocate(g(ncf),b(lx+ncf+1),f(lx+ncf+1))
!-----
f=0.0 ; b=0.0
E = 0.0
DO I=1,LX
  E = E + X(I)*X(I)
  F(I)= X(I)
  B(I)= X(I)
enddo
DO J=1,NCF
  SN = 0.0
  DO I=1,LX+J-2
    SN = SN + F(I+1)*B(I)
  enddo
  G(J) = -SN/E

```

```

E = E*(1.0-G(J)*G(J))
BS=0.0
DO K=1,LX+J+1
  FF = F(K)
  BB = BS
  BS = B(K)
  F(K) = FF + G(J)*BB
  B(K) = BB + G(J)*FF
enddo
enddo

do i=1,lx
  xdec(i)=(f(i)-b(ncf+i))*0.5
enddo

deallocate(g,b,f)
RETURN
END

```

```

!-----!
! Copyright (c) 2007 by the Society of Exploration Geophysicists. !
! For more information, go to http://software.seg.org/2007/0002 . !
! You must read and accept usage terms at: !
! http://software.seg.org/disclaimer.txt before use. !
!-----!

```

```

!
!       subroutine mc_dec_panel(nt,ns,nc,n,L,x,xdec)
!
!-----!

```

```

!       A panel of nt traces is deconvolved using the
!       Direct Multichannel Predictive Deconvolution Algorithm
!

```

```

!       input parameters:

```

```

!       nt - number of traces of the input panel
!       ns - number of samples per trace
!       n  - number of filter coefficients
!       L  - prediction distance in number of samples
!       nc = number of traces (channels) used to deconvolve one
!       x(1), ... , x(ns) - 1st trace of the input panel
!       x(ns+1), ..., x(2*ns) - 2nd trace of the input panel
!

```

```

!       output parameters:

```

```

!       xdec(1), ..., xdec(ns)    >> 1st deconvolved channel
!       xdec(ns+1), .., xdec(2*ns) >> 2nd deconvolved channel ...
!

```

```

!       The panel x with nt traces is deconvolved using nc adjacents
!       channels, as illustrated below for nc=3
!

```

```

!       1 2 3 ... j ... nt-2 nt-1 nt
!       ^---- >trace 1 is being deconvolved
!       --^-- >trace 2 is being deconvolved
!       ---^-- >trace 3 is being deconvolved
!
!       ...
!
!       --^-- >trace j is being deconvolved
!
!       ...
!
!       --^-- > trace nt-2 is being deconvolved
!       ---^-- > trace nt-1 is being deconvolved
!       -----^ > trace nt is being deconvolved
!

```

```

! Author: Milton J. Porsani porsani@cpgg.ufba.br /10/2006 Salvador, Brazil

```

```

!-----
!
dimension x(ns*nt),xdec(ns*nt)
allocatable jtarget(:)
allocate (jtarget(nt))
!-----

xdec=0.
n2=nc/2
idif=nc - 2*n2
if(idif.eq.0)then
  do i=1,nc/2
    jtarget(i)=i
  enddo
  do i=nc/2+1,nt-nc/2
    jtarget(i)=nc/2
  enddo
  do i=nt-nc/2+1,nt
    jtarget(i)=nc-(nt-i)
  enddo
else
  do i=1,nc/2
    jtarget(i)=i
  enddo
  do i=nc/2+1,nt-nc/2
    jtarget(i)=nc/2 +1
  enddo
  do i=nt-nc/2+1,nt
    jtarget(i)=nc-(nt-i)
  enddo
endif

do j=1,nc/2
  j1=(j-1)*ns+1
  write(*,*)'deconvolving',j,jtarget(j)
  call mc_dec(n,L,nc,ns,jtarget(j),x,xdec(j1))

enddo

do j=nc/2+1,nt-nc/2
  j1=(j-nc/2-1)*ns+1
  j2=j1+(jtarget(j)-1)*ns
  if(idif.eq.0)j2=j2+ns
  i1=int(float(j1)/ns)+1
  write(*,*)'deconvolving',j,jtarget(j)
  call mc_dec(n,L,nc,ns,jtarget(j),x(j1),xdec(j2))

enddo

j1=(nt-nc/2-1)*ns+1
if(idif.eq.0)j1=j1+ns
if(idif.eq.0)i1=i1+1
k1=(i1-1)*ns+1
do j=nt-nc/2+1,nt
  j2=j1+(jtarget(j)-nc/2-1)*ns
  write(*,*)'deconvolving',j, jtarget(j)
  call mc_dec(n,L,nc,ns,jtarget(j),x(k1),xdec(j2))

enddo

deallocate (jtarget)

return

```

end

```

-----
      subroutine mc_dec(ncf,L,nc,ns,jtarget,x,xdec)
-----
! Copyright (c) 2007 by the Society of Exploration Geophysicists. !
! For more information, go to http://software.seg.org/2007/0003 . !
! You must read and accept usage terms at: !
! http://software.seg.org/disclaimer.txt before use. !
-----
! A group of nc traces (or nc channels) into the matrix x
! is used to deconvolve one trace (trace jtarget)
!
! Method: direct multichannel predictive deconvolution
!
! input parameters:
!   ns - number of samples per trace
!   ncf - number of filter coefficients
!   L - prediction distance in number of samples
!   nc - number of channels (traces) being used to deconvolve one trace
!   x(1), ... , x(ns) - 1st channel
!   x(ns+1), ..., x(2*ns) - 2nd channel, ...
!   jtarget - number of the selected trace to be deconvolved 1<= jtrace <= nc
!
! output
!   xdec(1), ..., xdec(ns) trace deconvolved at position jtrace
!
! Author: Milton J. Porsani, porsani@cpogg.ufba.br Salvador, Brazil /10/2006
-----
      dimension xdec(ns),x(nc*ns)
      allocatable ey(:), e(:), eb(:), ea(:), Qa(:), Qb(:), eh(:)
      idim=(ns+2*ncf+1)*nc
      allocate( ey(idim), e(idim), eb(idim), ea(idim) )
      allocate( Qa(idim), Qb(idim), eh(ns+2*ncf) )
-----
      m=ns+ncf+1
      do j=1,nc ! initialization
         j1=(j-1)*m
         j2=(j-1)*ns
         do i=1,ns
            ea(j1+i)=x(j2+i) ! EA=X
            eb(j1+i)=x(j2+i) ! EB=X
         enddo
      enddo
      jtgt=(jtarget-1)*ns
      eh(1:ns-L)=x(L+1+jtgt:ns+jtgt) ! EH=XL
      eh(ns-L+1:m)=0.0
      call QN(nc,m,Eb,Qb) ! QR factorization of EB matrix
      call error_dec(nc,m,Qb,eh,eh) ! L-step prediction error update

      do k=1,ncf-1 ! main loop for direct pred. error update
         mk=m+k
         do i=1,nc
            i1=(i-1)*mk
            i2=(i-1)*(mk-1)
            do j=2,mk
               e(i1+j) = eb(i2+j-1)
               ey(i1+j-1) = ea(i2+j-1)
            enddo
            e(i1+1) = 0.0
            ey(i1+mk) = 0.0
         enddo
      enddo

```

```

call QN(nc,mk,E,Qa)      ! QR factorization of EA and EB
call QN(nc,mk,Ey,Qb)
do i=1,nc
  i1=(i-1)*mk + 1
  call error_dec(nc,mk,Qa,ey(i1),ea(i1)) ! one-step forward pred. error update
  call error_dec(nc,mk,Qb,e(i1),eb(i1)) ! one-step backward pred. error update
enddo
call QN(nc,mk,Eb,Qb)      ! QR factorization of EB matrix
call error_dec(nc,mk,Qb,eh,eh) ! L-step prediction error update
enddo

xdec(1:L) = x(jtgt+1:jtgt+L) ! colecting the deconvolved channel
xdec(L+1:ns) = eh(1:ns-L)   !

deallocate(ey, e, eb, ea, Qa, Qb, eh)
return
end

```

```

!-----
subroutine error_dec(n,m,Q,y,e)
!-----!
! Copyright (c) 2007 by the Society of Exploration Geophysicists. !
! For more information, go to http://software.seg.org/2007/0003 . !
! You must read and accept usage terms at: !
! http://software.seg.org/disclaimer.txt before use. !
!-----!
! Evaluate the prediction error  $e=y-Xh=y-QQ^T y$ 
! using the orthogonality of the matrix Q ( $X=QR$ )
! MJP- porsani@cpogg.ufba.br Trondheim (Munken Hotel), 09/09/2003
!-----!
dimension y(m),Q(M,n),e(m)
allocatable qty(:)
allocate (qty(n))
!-----!

do j=1,n
  qty(j)=-dot_product(q(1:m,j),y(1:m))
enddo

e(1:m)=y(1:m)

do j=1,n
  e(1:m)=e(1:m)+q(1:m,j)*qty(j)
enddo

deallocate(qty)
return
end

```

```

!-----
subroutine QN(n,m,X,Q)
!-----!
! Copyright (c) 2007 by the Society of Exploration Geophysicists. !
! For more information, go to http://software.seg.org/2007/0003 . !
! You must read and accept usage terms at: !
! http://software.seg.org/disclaimer.txt before use. !
!-----!
! Generates the QR decomposition of the matrix X ( $X=QR$ )
! Q is a orthonormal matrix such  $Q^T Q=I$  (identity matrix)
! Only the matrix Q is returned
! MJP porsani@cpogg.ufba.br Trondheim (Munken Hotel) 04/09/2003
!-----!

```

```
dimension X(m,n),Q(m,n)
allocatable qq(:)

allocate(qq(n))

do j=1,n
  q(1:m,j)=x(1:m,j)
  do i=1,j-1
    gamma=dot_product(q(1:m,i),X(1:m,j))/qq(i)
    q(1:m,j)=q(1:m,j)-gamma*q(1:m,i)
  enddo
  qq(j)=dot_product(q(1:m,j),Q(1:m,j))
enddo

do j=1,n
  q(1:m,j)=q(1:m,j)/sqrt(qq(j))
enddo

deallocate(qq)

return
end subroutine QN
```

## Referências Bibliográficas

- Alves, M. F. (2013) Atenuação do ground-roll utilizando filtragem adaptativa com filtros tipo Wiener-Levinson antissimétricos e decomposição em modos empíricos. Trabalho de graduação, Universidade Federal da Bahia.
- Clearbout, J. F. (1976) Fundamentals of Geophysical data processing: Blackwell.
- Cruz, S. D. (2014) Atenuação do ground-roll através da filtragem adaptativa SVD no domínio da frequência. Dissertação de mestrado, Universidade Federal da Bahia.
- Cruz, S. D. e Porsani, M. J. (2014) Atenuação do ground-roll utilizando a filtragem SVD no domínio  $f_k$ . Sociedade Brasileira de Geofísica.
- Ferreira, S. E. L. (2009) Processamento sísmico utilizando a plataforma GêBR.
- Ferreira, S. E. L. (2012) Aplicação do método de decomposição em modos empíricos na atenuação do ruído de rolamento em dados sísmicos. Dissertação de mestrado, Universidade Federal da Bahia.
- Elras, J. e Kinoshita, E. (1990) Geologia e perspectivas petrolíferas da Bacia do Tacutu. In: De Raja Gabaglia, G. P. e Milani, E. J. (Coords.). 1990. Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Rio de Janeiro: Petrobrás, p. 197-220, 1990.
- Lima, R. R. e Porsani, M. J. (2013) Atenuação do ground-roll utilizando filtragem adaptativa svd no domínio da frequência, 13th international congress of brazilian geophysical society.
- Manenti, R. R. (2013) O uso da transformada radial e filtros svd e derivada temporal 2D para atenuação do ground-roll. Trabalho de graduação, Universidade Federal da Bahia.
- Miranda, G. R. (2011) Atenuação de reflexões múltiplas na região do talude continental utilizando deconvolução preditiva adaptativa. Trabalho de graduação, Universidade Federal da Bahia.
- Porsani, M. J. (2006) Deconvolucao do pulso sísmico. Universidade Federal da Bahia.
- Robinson, E. A. e Treitel, S. (1980) Geophysical Signal Analysis. Englewood Cliffs, Prentice-hall, N. J., p. 466
- Sá, S. H. (2013) Atenuação de reflexões múltiplas da bacia do jequitinhonha utilizando a deconvolução preditiva multicanal. Trabalho de graduação, Universidade Federal da Bahia.
- Santos, M. C. (2014) Atenuação do ground-roll utilizando filtros 1D e 2D de frequência e derivada. Dissertação de mestrado, Universidade Federal da Bahia.

- Silva, M. G. (2004) Processamento de dados sísmicos da Bacia do Tacutu. Universidade Federal da Bahia.
- Silva, M. G. e Porsani, M. J. (2006) Aplicação de balanceamento espectral e DMO no processamento sísmico da Bacia do Tacutu. Brazilian Journal of Geophysics, Vol. 24.
- Yilmaz, O. (2001) Seismic Data Analysis: Processing, Inversion and Interpretation of Seismic Data. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma.