



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
FACULDADE DE GEOFÍSICA

Caio Lucas Santana Peixoto

**Processamento de dados sísmicos: Bacia do Jequitinhonha**

BELÉM  
2010

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
FACULDADE DE GEOFÍSICA

Caio Lucas Santana Peixoto

**Processamento de Dados Sísmicos Marinhos: Bacia do  
Jequitinhonha**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado  
ao Curso de Graduação em Geofísica da Uni-  
versidade Federal do Pará para obtenção do  
título de Bacharel em Geofísica.

Área de Concentração: Métodos Sísmicos

Orientador: Prof. Dr. Lourenildo Williane  
Barbosa Leite

BELÉM  
2010

Caio Lucas Santana Peixoto

**Processamento de Dados Sísmicos Marinhos: Bacia do  
Jequitinhonha**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentada a faculdade de Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará-UFPA, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Bacharel em Geofísica.

**Data de Aprovação:** \_\_\_\_/\_\_\_\_/\_\_\_\_

**Banca Examinadora:**

---

Prof. Dr. Lourenildo Williame Barbosa Leite  
Doutor em Geofísica  
UFPA - Orientador

---

Prof. Dr. Cristiano Mendel Martins  
Doutor em Geofísica  
UFPA - Membro

---

Prof. Msc. Alberto Leandro de Melo  
Mestre em Geofísica  
UFPA - Orientador

BELÉM  
2010

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)  
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

---

P379p Peixoto, Caio Lucas Santana

Processamento de dados sísmicos: Bacia do Jequitinhonha / Caio Lucas Santana Peixoto; Orientador: Lourenildo Willame Barbosa Leite – 2010

81 f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geofísica) – Faculdade de Geofísica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Terceiro Período de 2010.

1. Imageamento acústico. 2. Processamento sísmico. 3. Empilhamento. 4. Migração. I. Universidade Federal do Pará. II. Leite, Lourenildo Willame Barbosa, *orient.* III. Título.

CDD 20º ed.: 620.28

---

Para meus pais Carlyle e Lena.

## AGRADECIMENTOS

Aos meus pais por tudo.

A minha *consigliere* Emile Maruoka.

Ao Prof. Lourenildo W. B. Leite pela constante paciência e disponibilidade durante este trabalho.

Aos amigos Karan Valente, Francisco Miranda, Rodrigo Pampolha e Eliezer Leitão.

Aos meus colegas de Curso Ciro Clímaco, Manoel Leão, Rodrigo Nazareno, Fabiano Ricini e Adriano Silva pelo companheirismo.

Ao meu colega Kauê Cardel Paraense pela ajuda e parceria durante o período deste trabalho.

Aos colegas Sr. Hamilton Lima e Sr. Wildney Vieira pelo apoio as duvidas.

Aos colegas do mestrado Rodrigo Santos e Fernando Sales pelos ensinamentos no SU.

À CNPQ pelo financiamento da bolsa de estudo.

Ao Curso de Graduação em Geofísica da UFPA pela parte acadêmica.

A todo corpo docente e funcionários do Curso de Graduação em Geofísica.

“O que não dá prazer não dá proveito. Em resumo, senhor, estude apenas o que lhe  
agradar”

William Shakespeare

## RESUMO

O objetivo principal deste trabalho foi o processamento do dado sísmico da linha 68, da Bacia do Jequitinhonha, adquirido pela PETROBRAS em 1985. As técnicas utilizadas seguem um fluxograma pré-estabelecido e realizado seguindo um arquivo *Makefile* que funciona como um organizador de etapas. O processamento utilizado é conhecido como processamento convencional e tem as seguintes etapas como principais: Ajuste de geometria; Silenciamento; Filtragem; Análise de velocidade; Empilhamento e Migração. Estas etapas foram realizadas no ambiente de trabalho Linux e no sistema denominado de *Seismic Unix* desenvolvido no *Center for Wave Phenomena-CWP* da *Colorado School of Mines*, instalado nas máquinas do Laboratório de Processamento Sísmico - PROSIS.

**Palavras Chave:** Imageamento Acústico. Processamento Sísmico. Empilhamento. Migração.

## ABSTRACT

The main purpose of this work was the processing and imaging of the line 68 from the seismic survey of the Jequitinhonha Basin, acquired by PETROBRAS in 1985. The applied techniques follow a flowchart established in a archive *Makefile* organized for the processing and imaging sequence. The processing used was the conventional that has the following main stages: Adjustment of geometry; Muting; Filtering; Velocity Analysis; Stacking and Migration. These stages had been carried through in the Linux enviroment and in the system called Seismic Unix developed by Center for Wave Phenomena (CWP) of Colorado School of Mines, USA, installed in the machines of Seismic Processing Laboratory - PROSIS.

**Keywords:** Acoustic Imaging. Makefile. Stacking. Migration. NMO. Muting. Conventional Processing. Seismic Method. Jequitinhonha.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 2.1	Localização da bacia do Jequitinhonha. ....	20
Figura 2.2	Arcabouço estrutural da bacia do Jequitinhonha (ANP, 2010) . ....	21
Figura 2.3	Carta estratigráfica da bacia do Jequitinhonha (ANP, 2010) . ....	22
Figura 2.4	Poços e ocorrências de hidrocarbonetos (ANP, 2010) . ....	24
Figura 3.1	Configuração fonte-comum (FC) utilizada na aquisição de dados, onde todos os raios partem do mesmo ponto. ....	26
Figura 3.2	Configuração afastamento-comum (AC) onde a distância fonte-receptor é constante. ....	27
Figura 3.3	Configuração afastamento-nulo (AN), onde a distância fonte-receptor é zero. Considerando o tempo-simples, esta seção é interpretada como o “refletor em explosão” de interface plano-horizontal, e que equivale à onda hipotética denominada de Onda Normal (onda N, normal ao refletor). ....	28
Figura 3.4	Configuração ponto-médio-comum (PMC), com o ponto-médio em profundidade (PCP) representado. ....	29
Figura 3.5	Ponto-médio-comum (PMC) para um refletor inclinado. As propriedades da configuração PCP não coincide com o da configuração PMC. ....	29
Figura 3.6	Cubo de dados de multicobertura onde estão ilustrados os arranjos afastamento-comum (AC), fonte-comum (FC) e ponto-médio-comum (PMC). Este cubo serve para ilustrar a direção dos arranjos. As relações matemáticas entre as coordenadas são: $h = (x_g - x_s)/2$ , $x_m = (x_G + x_S)/2$ . $x_g$ : Sendo; coordenada do geofone; $x_s$ : coordenada da fonte; $x_m$ : coordenada do ponto-médio-comum; $h$ : meio-afastamento. A representação matemática do conteúdo de dados é expressa por $t(x_m, h)$ . ....	30
Figura 3.7	Regiões com e sem energia a partir de um painel de dual-freqüência. Energia em $(k_s, k_r)$ é limitada pelas linhas $k_s, r = \pm f/V_{min}$ . ....	31
Figura 3.8	Resposta de amplitude espectral do geofone (transdutor eletromagnético) com os amortecimentos subcrítico, crítico e supercrítico. ....	32

Figura 3.9	Direções de amostragem. Cada ponto representa um traço em $(x_s, x_r)$ .	...	33
Figura 3.10	Definição geométrica da Zona de Fresnel no espaço. A fonte e o receptor estão localizados no mesmo ponto $S$ . $h_0$ é a distância vertical ao refletor. $R_n$ são os raios das ZF medidas a partir do ponto $P_0$ , $d_R$ é o incremento do raio.	.....	34
Figura 3.11	Principais fatores físicos que influenciam as amplitudes das ondas sísmicas entre a fonte e o receptor. (SHERIFF, 1975)	.....	35
Figura 3.12	Modelo de camadas plano-horizontais, homogêneas, isotrópicas, entre dois semi-espacos (meio 1D). Indicação da numeração das camadas e da geometria da divergência esférica. A simetria é radial	.....	39
Figura 3.13	Trajetos hiperbólicos e janelas envolvidas no cálculo da função semblance na correção NMO e no empilhamento NMO.	.....	39
Figura 3.14	Visualização da geometria e física dos parâmetros do operador de empilhamento CRS. O ângulo de emergência do raio central $\beta_0$ (esquerda). A curvatura da onda NIP contém informações da distância do ponto de incidência normal ao ponto de observação $x_0$ (direita). O raio de curvatura da onda N contém informações da curvatura do refletor.	.....	41
Figura 3.15	Modelo 2D de camadas com interfaces curvas mostrando o raio central de referência (incidência normal, NIP) e uma trajetória PMC com afastamento $2h$ . Fonte: (HUBRAL, 1977).	.....	42
Figura 4.1	Tabela dos Parâmetros utilizados	.....	43
Figura 4.2	Fluxograma do processamento.	.....	44
Figura 4.3	Edição do tiro-comum 450.	.....	45
Figura 4.4	Dado bruto com ganho agc.	.....	47
Figura 4.5	Dado bruto (escala de cores) com ganho agc.	.....	48
Figura 4.6	Seção afastamento-mínimo com os ruído do topo zerado e com ganho agc.	.....	49
Figura 4.7	Seção afastamento-mínimo com os ruído do topo zerado (escala de cores) e com ganho agc.	.....	50
Figura 4.8	Desenho das componentes presentes na definição dos filtros lienares ótimos.	.....	52
Figura 4.9	Autocorrelação da linha 68 antes da deconvolução preditiva.	.....	54
Figura 4.10	Autocorrelação da linha 68 após a deconvolução preditiva.	.....	55

Figura 4.11 (Esquerda) Painel semblance do espectro de velocidade. (Centro) Uma seção PMC sem correção NMO. (Direita) Painel de correção NMO com velocidade constante em 10 partes, onde os níveis que mais se destacam horizontalmente indicam as velocidades desejadas. ....	57
Figura 4.12 Mapa de velocidade baseado nas velocidades escolhidas na análise de velocidade. ....	58
Figura 4.13 A esquerda a seção PMC 450 da linha 68 corrigida de NMO com os refletores horizontalizados. Ao centro a seção PMC antes da correção NMO. A direita o painel de correção NMO com velocidade constante em 10 partes ....	59
Figura 4.14 (a) Família PMC para um modelo de 5 camadas com velocidades constantes. (b) Após a correção de NMO com indicações de $t_{NMO}$ e $t_0$ ilustrando, respectivamente, o sobretempo normal e o tempo de percurso em afastamento-nulo para a segunda interface. (c) e (d) ilustram a aplicação do silenciamento oblíquo para dois valores diferentes do valor de estiramento (YILMAZ, 1987). ....	60
Figura 4.15 Dado empilhado após a análise de velocidade e correção NMO. ....	61
Figura 4.16 Dado empilhado após a análise de velocidade e correção NMO (escala de cores). ....	62
Figura 4.17 Princípios da migração. (a) Segmento de reflexão na seção profundidade. (b) Segmento de reflexão C'D' na seção tempo-distância. A migração deve mostrar o segmento C'D' na posição CD em profundidade ou no tempo. (YILMAZ, 1987) ....	64
Figura 4.18 Seção migrada em Stolt com velocidade constante de 1500 m/s e ganho AGC. ....	65
Figura 4.19 Seção migrada em Stolt com velocidade constante de 1500 m/s (escala de cores) e ganho AGC. ....	66
Figura 4.20 Seção migrada da linha 68 utilizando migração Stolt com velocidade constante de 2000 m/s e ganho AGC. ....	67
Figura 4.21 Seção migrada em Stolt com velocidade constante de 2000 m/s (escala de cores) e ganho AGC. ....	68
Figura 4.22 Seção migrada da linha 68 utilizando migração Stolt com velocidade constante de 2500 m/s e ganho AGC. ....	69
Figura 4.23 Seção migrada em Stolt com velocidade constante de 2500 m/s (escala de cores) e ganho AGC. ....	70

Figura 4.24 Seção migrada da linha 68 utilizando migração Stolt com velocidade constante de 3000 m/s e ganho AGC. ....	71
Figura 4.25 Seção migrada em Stolt com velocidade constante de 3000 m/s (escala de cores) e ganho AGC. ....	72
Figura 4.26 Seção migrada da linha 68 utilizando migração Stolt com velocidade constante de 3500 m/s e ganho AGC. ....	73
Figura 4.27 Seção migrada em Stolt com velocidade constante de 3500 m/s (escala de cores) e ganho AGC. ....	74
Figura 4.28 Seção migrada em Stolt com velocidade constante de 5000 m/s e ganho AGC. ....	75
Figura 4.29 Seção migrada em Stolt com velocidade constante de 5000 m/s (escala de cores) e ganho AGC. ....	76
Figura 4.30 Seção migrada em Kirchoff com ganho AGC. ....	78

## LISTA DE ABREVIATURAS

SU	<i>Seismic Unix</i>
CWP	<i>Center for Wave Phenomena</i>
AN	Afastamento-nulo
PMC	Ponto-Médio-Comum
PCP	Ponto-Comum em Profundidade
AC	Afastamento-Comum
FC	Fonte-Comum
RC	Receptor-Comum
Onda N	Onda Normal
Onda NIP	Onda Ponto-de-Incidência-Normal
SKW	Teorema de Shannon-Koltenikov-Wittaker
ZF	Zona de Fresnel
Onda P	Ondas compressionais
AGC	Controle de Ganho Automático
NMO	<i>Normal Move-Out</i>
CRS	<i>Common-Reflection-Surface</i>

# SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>18</b>
<b>2</b>	<b>SISTEMA PETROLÍFERO JEQUITINHONHA</b>	<b>20</b>
<b>3</b>	<b>METODOLOGIA DO MÉTODO SÍSMICO</b>	<b>25</b>
3.1	GEOMETRIAS DO LEVANTAMENTO	25
3.2	RESOLUÇÃO TEMPO-ESPACIAL	30
3.3	REPRESENTAÇÃO MATEMÁTICA DO SISMOGRAMA	34
<b>3.3.1</b>	<b>Equação de onda</b>	<b>36</b>
<b>3.3.2</b>	<b>Camadas com Interfaces Plano-horizontais</b>	<b>37</b>
<b>3.3.3</b>	<b>Camadas com Interfaces Plano-inclinadas</b>	<b>39</b>
<b>3.3.4</b>	<b>Camadas com Interfaces Curvas</b>	<b>40</b>
<b>4</b>	<b>PROCESSAMENTO SÍSMICO DE REFLEXÃO</b>	<b>43</b>
4.1	FLUXOGRAMA	43
4.2	GEOMETRIA	44
4.3	EDIÇÃO E GANHO	45
4.4	FILTRAGEM	51
4.5	DECONVOLUÇÃO	51
4.6	ANÁLISE DE VELOCIDADE SEMBLANCE	56
4.7	CORREÇÃO NMO	59
4.8	EMPILHAMENTO CONVENCIONAL	60
4.9	MIGRAÇÃO	63
<b>4.9.1</b>	<b>Stolt</b>	<b>63</b>
<b>4.9.2</b>	<b>Kirchoff</b>	<b>77</b>

5	CONCLUSÕES . . . . .	79
	REFERÊNCIAS . . . . .	81

# 1 INTRODUÇÃO

Com o crescimento da demanda mundial por petróleo e a quebra do monopólio da extração petrolífera do Brasil, a bacia do Jequitinhonha passou a ser considerada como uma possível bacia exploratória. Esta bacia está localizada na porção centro-sul do estado da Bahia, e faz parte de uma sequência de bacias da margem passiva atlântica brasileira. Em fases exploratórias anteriores, esta bacia não teve um aproveitamento satisfatório, e atualmente carece de informação para que seja realizado um modelo mais adequado para o entendimento da dinâmica do petróleo nessa região. Recentemente diversos estudos e integração de dados geológicos e geofísicos vêm tentando revitalizar a bacia como uma bacia exploratória. Este Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) tem como objetivo o processamento e imageamento de dados sísmicos marinhos provenientes da bacia sedimentar do jequitinhonha. O processamento sísmico se divide em três partes:

- Pré-processamento
- Processamento
- Imageamento.

No processamento sísmico utilizamos o sistema CWP/SU e denominamos o processo completo como Processamento Convencional. As etapas de pré-processamento dividem-se basicamente em três partes:

- Organização da geometria;
- Cancelamento e edição dos traços ruidosos;
- Filtragem unidimensional;

As etapas de processamento se dividem, também, em três partes:

- Deconvolução Preditiva;
- Análise de velocidade;

- Correção NMO;

Existe basicamente uma etapa de imageamento, que é a migração. Durante o estudo de um dado é importante observar a sequência de como foi feito o levantamento, para se avaliar a necessidade de possíveis ajustes e até um reprocessamento. Este TCC está dividido em cinco capítulos:

- Introdução;
- Sistema Petrolífero Jequitinhonha;
- Fundamentos do Método Sísmico;
- Processamento Sísmico de Reflexão;
- Conclusões.

## 2 SISTEMA PETROLÍFERO JEQUITINHONHA

As rochas sedimentares passam constantemente por processos de mudanças, sendo as mesmas derivadas de processos de erosão de rochas anteriores, o sedimento erodido é transportado pela água, vento ou gelo. Posteriormente há um processo de sedimentação e compactação que dará origem a uma rocha sedimentar. O Brasil possui  $6.430.000 \text{ km}^2$  de bacias sedimentares, dos quais  $4.880.000 \text{ km}^2$  *onshore* e  $1.550.000 \text{ km}^2$  *offshore*. As bacias sedimentares são de vital importância para a indústria petrolífera, já que são nestas bacias que se encontram as estruturas que podem abrigar os depósitos de petróleo. Na figura 2.1 pode-se observar a divisão das bacias sedimentares brasileiras.



Figura 2.1: Localização da bacia do Jequitinhonha.

A bacia do Jequitinhonha está localizada na margem leste da costa brasileira. Ocupa uma área aproximada de  $10.000 \text{ km}^2$ , dos quais apenas  $500 \text{ km}^2$  estão emersos. Posiciona-se entre as bacias de Camamu-Almada e Cumuruxatiba. Compreende uma bacia rift que evoluiu para uma típica bacia de margem passiva. Diferente das bacias limítrofes, o rift

amostrado é de idade aptiana. Estudos anteriores sugerem a presença de um rift mais velho do que o já atravessado por poços ou descrito por afloramentos. Porém, como ele ainda não foi amostrado, sua idade é indeterminada (ANP, 2010) .

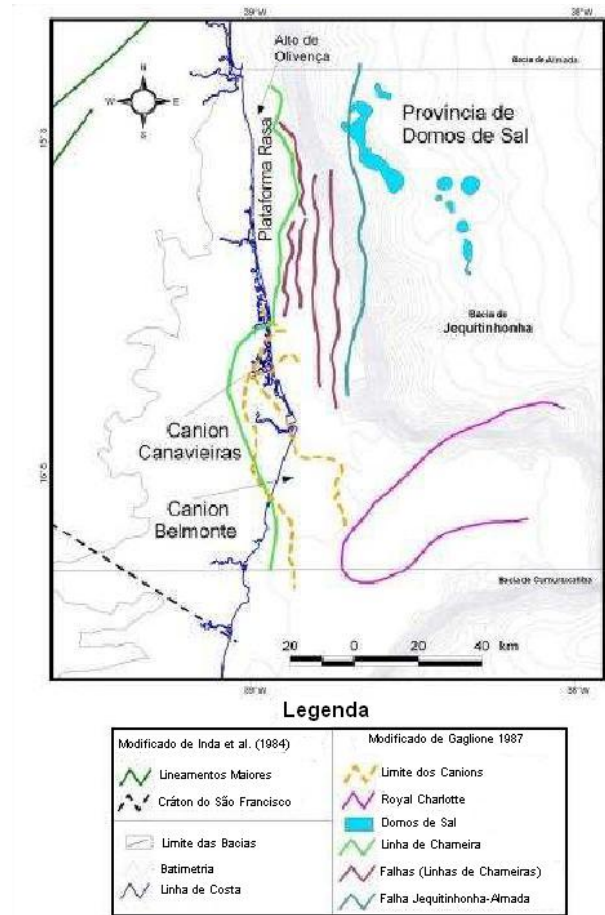


Figura 2.2: Arcabouço estrutural da bacia do Jequitinhonha (ANP, 2010) .

A arquitetura estratigráfica do rift Aptiano/Eoalbio mais novo e amplo assemelha-se à de uma bacia estirada. Esse padrão pode ser um reflexo de um aporte incomum de calor, que teve início durante o Barremiano, causado pela domação, cujas rochas vulcânicas só extrudiram, na parte sul da bacia, durante o Paleoceno e o Eoceno. O complexo de Royal Charlotte (figura 2.2) é o testemunho desse evento. Após soerguimento térmico delineou-se, durante o Aptiano e o Eoalbio, o aparecimento de falhas extensionais que, com o arrefecimento posterior, formaram um sistema de rifts encravados numa larga depressão (figura 2.2). A coluna estratigráfica (figura 2.3) é análoga às das outras bacias da costa leste brasileira, apresentando sedimentos lacustres da fase rift iniciada no Eoaptiano, recobertos por rochas evaporíticas de idade Neo-aptiana e, subsequentemente, por rochas de margem passiva do oceano aberto associados à subsidência térmica (COSTA, 2007).



inha (MSRM).

A definição de um sistema petrolífero em uma bacia sedimentar compreende a existência e a perfeita harmonia entre quatro elementos essenciais, as rochas geradoras, o caminho para a migração do óleo, o reservatório e a rocha selante que forma a trapa, assim como sobrecarga sedimentar (MAGOON L. B., 1994).

Na bacia em questão o sistema petrolífero Regência - Mariricu é o responsável por todas as ocorrências de hidrocarbonetos nesta bacia. A única ocorrência significativa, relacionada a este sistema petrolífero, foi descoberta pelo poço 1-BAS-37 (Figura 2.4). Poucos indícios de óleo foram localizados em poços da porção sul da bacia.

As rochas geradoras estão contidas na Formação Regência (Albiano-Cenomaniano) e incluem os folhelhos ricos em matéria orgânica depositados em ambiente marinho carbonático anóxico. Estas rochas apresentam teores de COT variando de 2% até 5%, e um potencial gerador satisfatório com, em média, 7 mgHC/g rocha. Ocorre a dominância do querogênio Tipo II, mostrado pelo índice de hidrogênio variando de 500 a 600 mgHC/gCOT. Também são encontradas rochas geradoras marinhas potenciais nas Formações Mariricu (Aptiano) e Urucutuca (Cenomaniano-Turoniano), apesar destas serem pobres em matéria orgânica na região. As ocorrências de hidrocarbonetos relacionados à Formação Regência são compostas por poucos indícios de óleo e uma acumulação subcomercial no poço 1-BAS-37 (grau API 39,6°, figura 2.4). As características geoquímicas revelam uma boa correlação com os extratos orgânicos dos folhelhos da Formação Regência. As informações sobre maturidade dos biomarcadores indicam um baixo nível de evolução termal para este óleo.

As rochas que servem de reservatórios para os óleos gerados pela Formação Regência são de idade Aptiana e compostas por depósitos fluviais siliclásticos do Membro Mucuri (Formação Mariricu). O selo é composto pelas rochas evaporíticas do Membro Itaúnas de mesma idade e formação. As trapas são essencialmente estruturais, localizados sobre um alto do embasamento onde os reservatórios estão selados pelos evaporitos (ASSOC., 2000).

A integração de dados de reflectância de vitrinite feita em diversos poços da Bacia do Jequitinhonha indicou que o topo da janela de óleo varia de 1000 até 1500 metros na parte terrestre ou proximal e encontra-se acima de 3000 metros na parte oceânica distal (GAGLIONE et al., 1987). A partir desta análise, os folhelhos da Formação Regência são imaturos em praticamente toda a área plataformal, ficando matura somente no talude e regiões oceânicas profundas. As possíveis rotas de migração seriam através das principais falhas e de contatos diretos com as rochas carreadoras da Formação Mariricu (ASSOC., 2000).

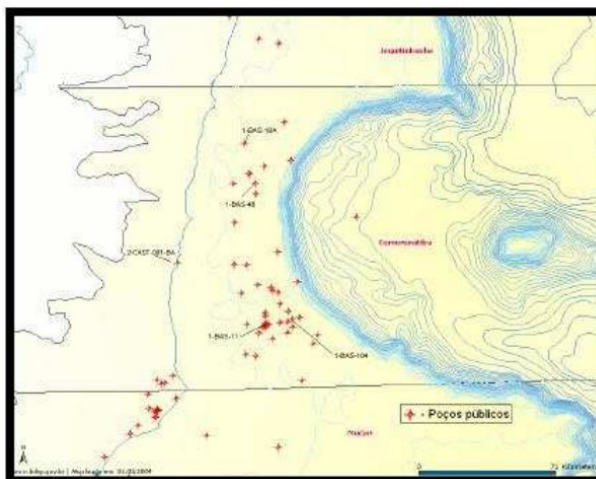


Figura 2.4: Poços e ocorrências de hidrocarbonetos (ANP, 2010) .

### 3 METODOLOGIA DO MÉTODO SÍSMICO

Neste capítulo são apresentados modelos sísmicos para modelagem e processamento, e que são baseados na descrição geológica de trechos de bacias sedimentares com o objetivo de estudar condições de risco exploratório de petróleo. O primeiro conceito a ser considerado nas descrições que seguem é quanto à fonte, o meio e a geometria do levantamento.

#### 3.1 GEOMETRIAS DO LEVANTAMENTO

A aquisição original de dados sísmicos é realizada na configuração fonte-comum (FC) (Figura 3.1) para compor o cubo de dados em multicobertura. Na configuração FC fica estabelecido a discretização original temporal-espacial, que normalmente são da ordem de 2ms e 25m, respectivamente. Diferentes arranjos podem ser organizados, a partir do cubo de dados, como por exemplo, o arranjo ponto-médio-comum (PMC) e o receptor-comum (RC). Nestas novas configurações as propriedades da discretização mudam com relação ao espaço. A mudança na escala temporal também acontece durante o processamento, como por exemplo, no empilhamento.

O levantamento 2D consiste de uma série de explosões em sequência situadas ao longo de uma linha, e na obtenção de um conjunto de registros através de estações de geofones quando o registro é terrestre; ou de hidrofones quando o registro é do tipo marinho.

A fonte sísmica gera no meio geológico uma complexidade infinita de ondas, que podemos classificar de forma prática em ondas de volume e ondas de superfície. Para as aplicações sísmicas, as ondas de superfície são automaticamente descartadas pelas janelas temporais.

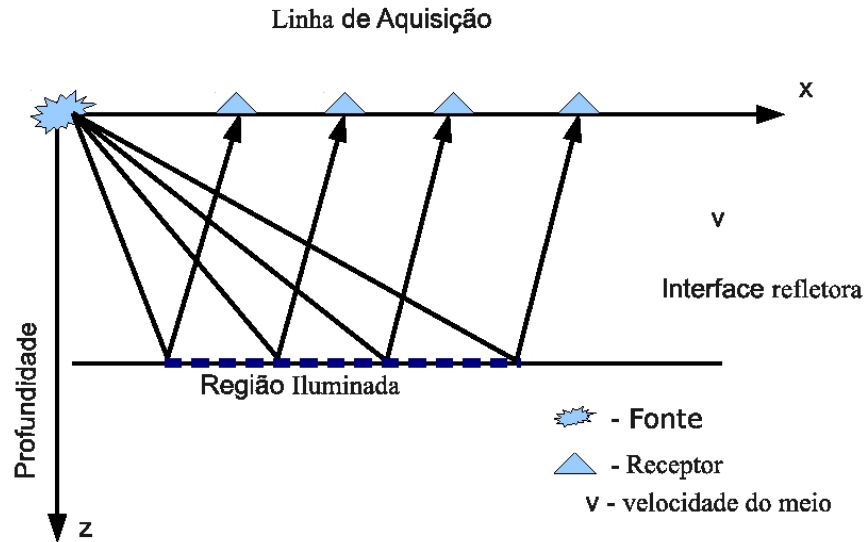


Figura 3.1: Configuração fonte-comum (FC) utilizada na aquisição de dados, onde todos os raios partem do mesmo ponto.

No fenômeno de propagação, o interesse é na transmissividade e na refletividade através das discontinuidades em subsuperfície. A onda que emerge nos receptores é registrada com relação ao tempo decorrido a partir da emissão da fonte (tempo de trânsito). No levantamento 2D, a configuração FC é continuamente deslocada ao longo de uma linha para se obter várias seções FC que contém reflexões dos mesmos pontos refletoras na subsuperfície iluminada. O conjunto de dados registrados forma o cubo de dados, que contém uma certa redundância na cobertura de pontos em profundidade. Vários outros arranjos podem ser feitos para que se formem outras seções que representam um passo na interpretação de dados registrados. A seção afastamento-comum (AC) contém todos os traços com um certo afastamento-fixo, sendo distribuídos pelas suas coordenadas ponto-médio (Figura 3.2)

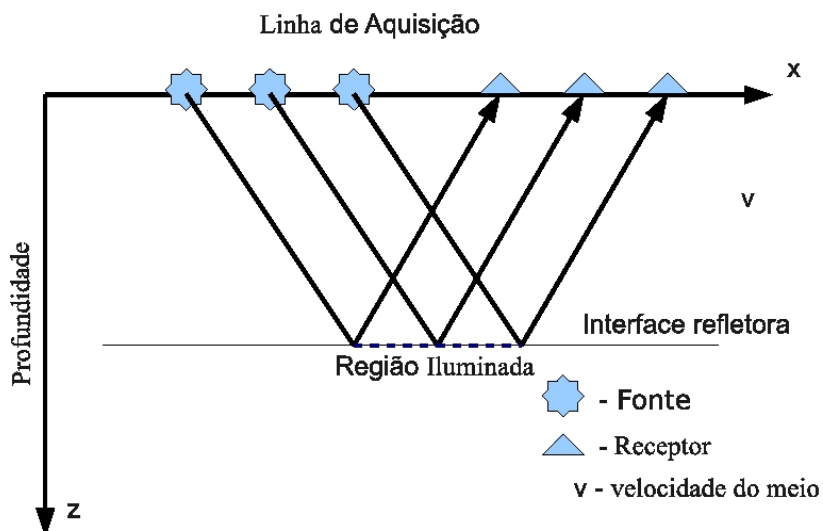


Figura 3.2: Configuração afastamento-comum (AC) onde a distância fonte-receptor é constante.

Uma seção especial e desejável de AC é a seção afastamento-nulo (AN), que significa que o meio-afastamento é zero; ou seja, a posição da fonte e do receptor é coincidente (Figura 3.3). Porém, a configuração AN não pode ser realizada durante a aquisição sísmica de reflexão, e esta seção é alvo de simulação por métodos de empilhamento.

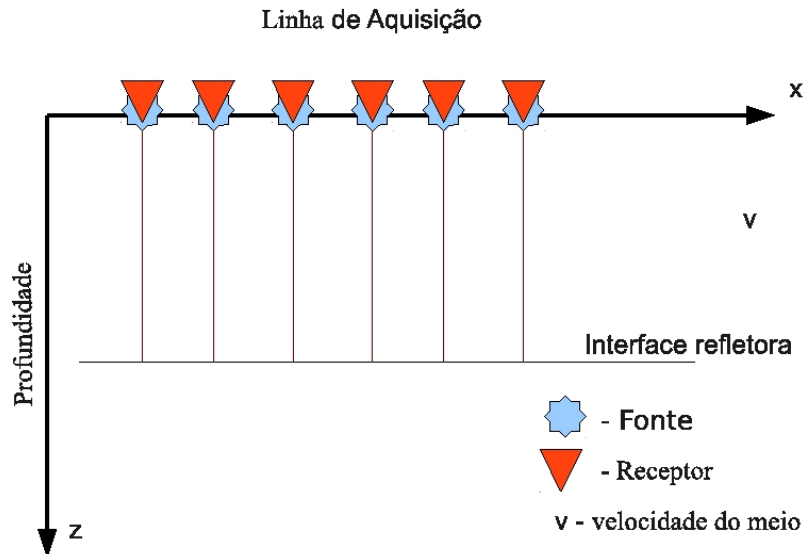


Figura 3.3: Configuração afastamento-nulo (AN), onde a distância fonte-receptor é zero. Considerando o tempo-simples, esta seção é interpretada como o “refletor em explosão” de interface plano-horizontal, e que equivale à onda hipotética denominada de Onda Normal (onda N, normal ao refletor).

Uma seção PMC é composta por todos os traços com o mesmo ponto médio entre a fonte e receptor (Figura 3.4). A seção PMC pode coincidir com a seção ponto-comum-em-profundidade (PCP) apenas para o caso de interfaces plano-horizontais, uma vez que a coordenada  $x$  do PMC e a do PCP são as mesmas.

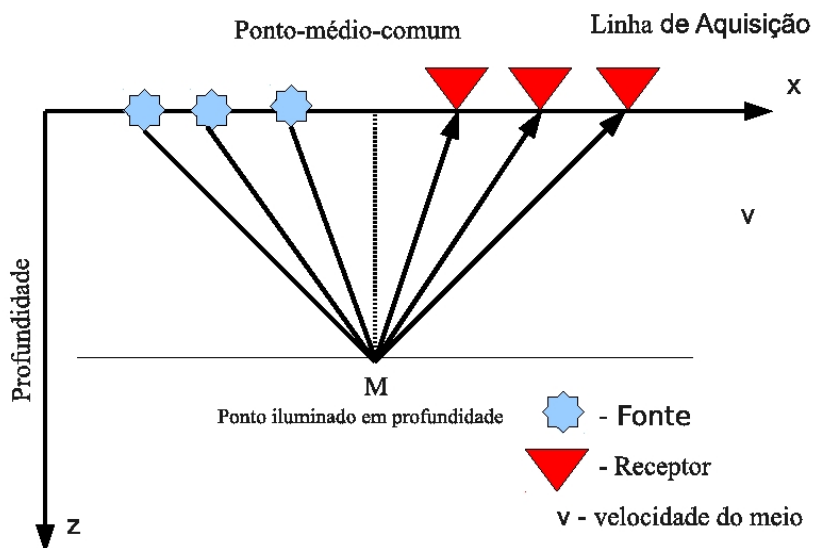


Figura 3.4: Configuração ponto-médio-comum (PMC), com o ponto-médio em profundidade (PCP) representado.

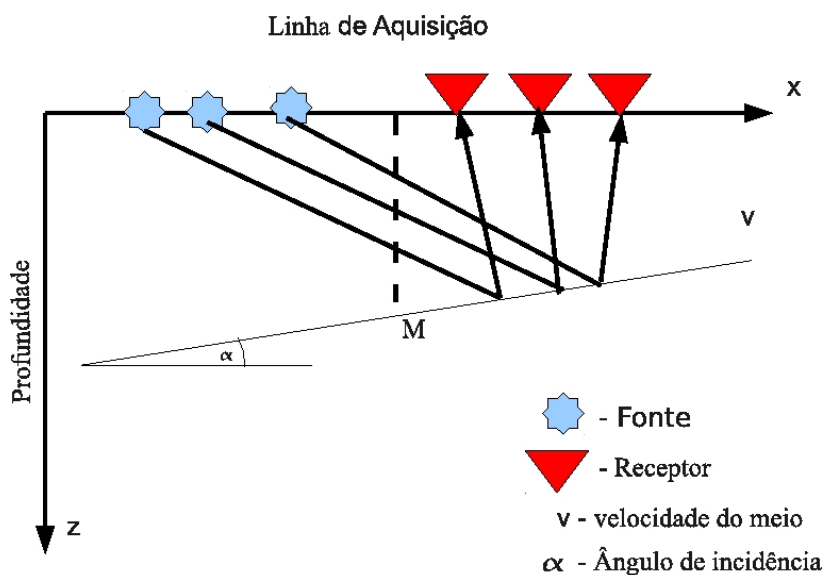


Figura 3.5: Ponto-médio-comum (PMC) para um refletor inclinado. As propriedades da configuração PCP não coincide com o da configuração PMC.

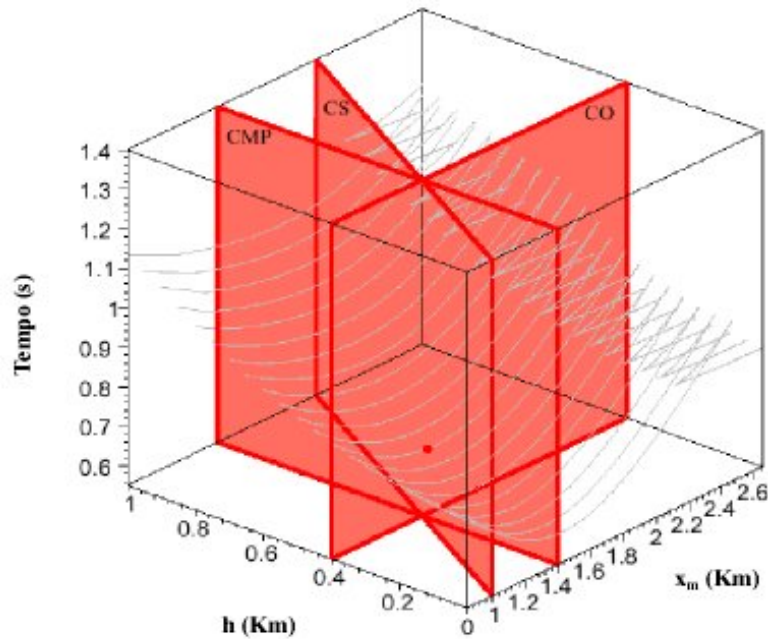


Figura 3.6: Cubo de dados de multicobertura onde estão ilustrados os arranjos afastamento-comum (AC), fonte-comum (FC) e ponto-médio-comum (PMC). Este cubo serve para ilustrar a direção dos arranjos. As relações matemáticas entre as coordenadas são:  $h = (x_g - x_s)/2$ ,  $x_m = (x_G + x_S)/2$ .  $x_g$  : Sendo; coordenada do geofone;  $x_s$  : coordenada da fonte;  $x_m$ : coordenada do ponto-médio-comum;  $h$ : meio-afastamento. A representação matemática do conteúdo de dados é expressa por  $t(x_m, h)$ .

A figura 3.6 mostra os planos pertencentes às seções FC, AC e PMC representadas por planos avermelhados. Na seção FC a relação aplicável é  $x_m - h = \text{constante}$ , sendo constituída por um painel que forma um ângulo de 45 graus no plano  $x_m - h$ . Na seção PMC a relação aplicável é  $x_m = \text{constante}$  e  $h = \text{variável}$ , sendo constituída por um painel paralelo ao eixo  $h$  no plano  $x_m - h$ . O caso especial da seção AN é o plano frontal à direita do cubo de dados onde  $h=0$ .

## 3.2 RESOLUÇÃO TEMPO-ESPACIAL

Esta seção trata de conceitos relativos ao problema de resolução tempo-espacial na sismica de reflexão, com o intuito de conceituar os efeitos da discretização do campo de onda causados pela amostragem temporal nos canais de registro eletrônico digital, pelo espaçamento fonte-receptor e pela seleção de outras configurações no cubo de dados. A amostragem monocanal

está relacionada ao teorema Shannon-Koltenikov-Wittaker (SKW) na forma unidimensional. Para uma função  $s(t)$  que não possui frequências superiores que  $f_N$ , então  $s(t)$  pode ser completamente determinada por seus valores em intervalos uniformes,  $\Delta t$ , menores que  $1/2f_N$ . A função  $s(t)$  é de espectro limitado se:

$$S(f) = 0, (|f| > f_N = 2\pi f_N) \quad (3.1)$$

E a relação entre  $\Delta t$  e  $f_N$  estabelece a frequência de Nyquist definida por:

$$f_N = 1/2\Delta t \quad (3.2)$$

A continuidade desta análise no domínio tempo-espaco é naturalmente conduzida no domínio da frequência (domínio da transformada de Fourier). Para isso temos a Figura 3.7 que representa o bi espectro relacionado às configurações anteriores. Se o espectro bi-dimensional for zero fora do quadrado, então a amostragem quadrada descrita para  $(x_s, x_r)$  na Figura 3.7 é eficiente. Porém, se o espectro bi-dimensional for zero fora do paralelogramo, então a amostragem oblíqua para  $(x_m, x_0)$  é eficiente. Considerando a segunda parte do teorema SKW, a reconstrução de qualquer ponto em  $(x_m, x_0)$  é possível usando a interpolação bidimensional.

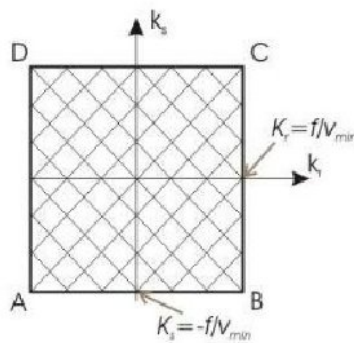


Figura 3.7: Regiões com e sem energia a partir de um painel de dual-freqüência. Energia em  $(k_s, k_r)$  é limitada pelas linhas  $k_s, r = \pm f/V_{min}$ .

Dois aspectos práticos são determinados na resolução temporal. No primeiro, o modelo convolucional é apropriado para descrever um sismograma, e a transformação do domínio do tempo para o domínio da frequência, numa posição qualquer, é expressa por:

$$S(\omega) = M(\omega)P(\omega)R(\omega) + N(\omega) \quad (3.3)$$

Este processo em sequência mostra a necessidade de ressonância entre as três partes envolvidas: a fonte  $[P(\omega)]$ , o meio  $[M(\omega)]$ , e o receptor  $[R(\omega)]$ , analisada através da resposta em frequência de cada componente, sendo adicionado uma componente ruído  $[N(\omega)]$ .

A amostragem temporal do traço no processamento é resultante de um sistema eletrônico que busca simular a amostragem matemática. Esta amostragem pode ser, por exemplo, da ordem de 4 ms sobre um traço de 4500 ms. O efeito da amostragem matemática uniforme é descrito pelo teorema SKW em uma dimensão que define a frequência máxima utilizável (frequência Nyquist) e expressa em uma dimensão por  $f_N = 1/2\Delta t$  [Hz], e o valor referencial é 125Hz para  $\Delta t = 4ms$ . Os sensores sísmicos normalmente possuem uma frequência natural de 10 Hz, e são amortecidos de maneira quase crítica. A figura 3.8 mostra curvas de resposta espectral com um forte corte nas frequências baixas e uma resposta de comportamento planar nas frequências altas. O sistema sismográfico é construído, também, com um filtro anti-alias (tipo passa-baixa) embutido.

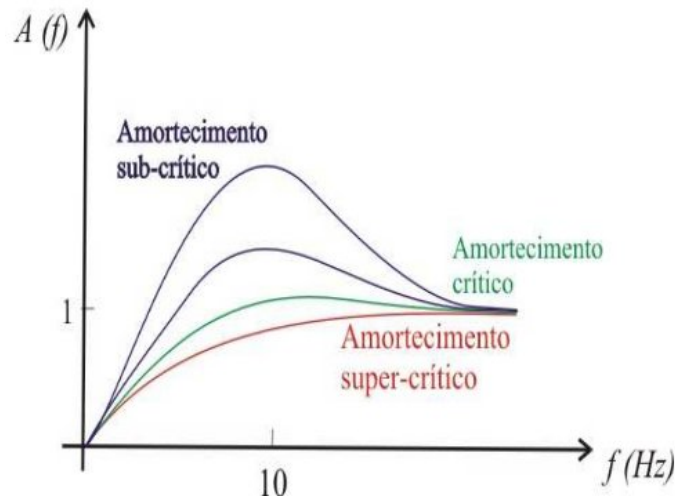


Figura 3.8: Resposta de amplitude espectral do geofone (transdutor eletromagnético) com os amortecimentos subcrítico, crítico e supercrítico.

A amostragem espacial baseada na distribuição dos sensores é da ordem de  $\Delta x = 13.333m$ . O efeito da amostragem matemática uniforme em uma dimensão define a frequência espacial máxima resolvível, a frequência de Nyquist,  $f_N = 1/2\Delta x$  Hz. De acordo com a descrição de geometria de tiro da Figura 3.9, é de vital importância a compreensão da relação que há entre a configuração de tiro com os dois sistemas de coordenadas  $(t, x_s, x_r)$

e  $(t, x_m, x_0)$ . A parte superior da Figura 3.9 exemplifica uma geometria de tiros unilaterais com espaçamento uniforme onde cada ponto representa um traço sísmico com tiro em  $x = x_s$ . Na parte central da figura, as posições do tiro e do receptor são indicadas ao longo da linha sísmica com coordenada  $x$ .

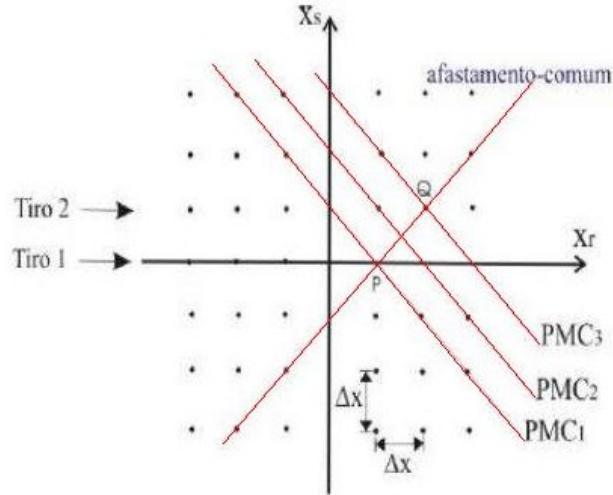


Figura 3.9: Direções de amostragem. Cada ponto representa um traço em  $(x_s, x_r)$ .

O termo resolução refere-se à separação mínima necessária entre dois eventos semelhantes que permite a visualização entre eles, ao invés da visualização de um evento único. Destacamos duas situações distintas em relação às ondas sísmicas: (i) resolução vertical (no espaço ou no tempo) entre duas interfaces que devem ser exibidas com refletores individuais, ou (ii) resolução horizontal para dois eventos envolvendo uma única interface, cuja distância entre eles tem que ser suficiente para mostrar eventos individuais. (SHERIFF; GELDART, 1995). Um modo simples de considerar é imaginar um pulso sísmico extremamente concentrado onde a resolução não seria problema, porém os pulsos sísmicos reais envolvem uma limitada faixa de frequência.

O conceito de resolução horizontal baseia-se no conceito da Zona de Fresnel (ZF) (SHERIFF; GELDART, 1995), como descrito na figura 3.10. Nesta figura a fonte e o receptor são coincidentes em  $S$ ,  $SP_0$  é perpendicular ao plano refletor, e os raios  $R_1, R_2, \dots, R_n$  são tal que as distâncias  $SP_0, SP_1, \dots, SP_n$  diferem entre si de  $\lambda/4$ , em que  $\lambda = vT$ , sendo  $v$  a velocidade e  $T$  o período temporal da onda,  $\lambda$  o comprimento de onda e  $n$  é o índice da ZF. Daí,  $h_{n+1} - h_n = \lambda/4$ . Para a condição  $h_n \gg R_n \gg \lambda$ , é demonstrado que:

$$R_n \approx \left(\frac{1}{2}n\lambda\right)^{\frac{1}{2}} \quad (3.4)$$

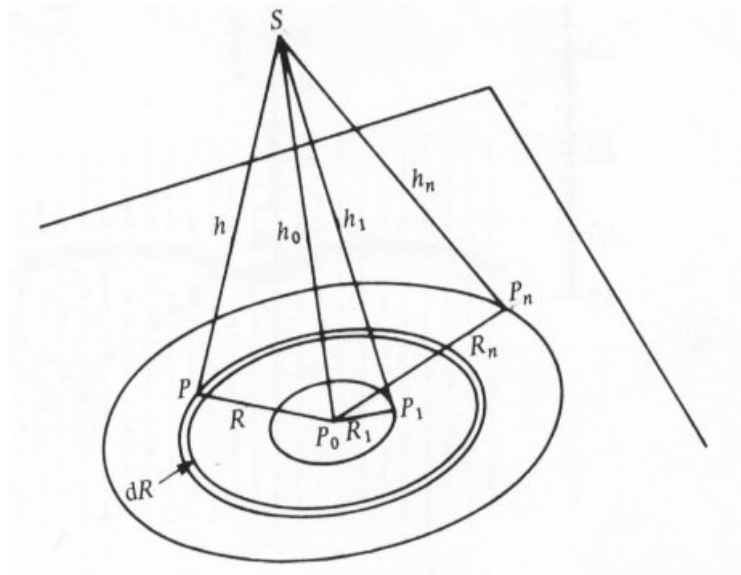


Figura 3.10: Definição geométrica da Zona de Fresnel no espaço. A fonte e o receptor estão localizados no mesmo ponto  $S$ .  $h_0$  é a distância vertical ao refletor.  $R_n$  são os raios das ZF medidas a partir do ponto  $P_0$ ,  $dR$  é o incremento do raio.

### 3.3 REPRESENTAÇÃO MATEMÁTICA DO SISMOGRAMA

O modelo convolucional é básico e fundamental para simulação de traços sísmicos, e baseia-se na solução geral da equação de onda, sendo entendido a utilização apenas do campo-distante e o deslocamento registrado no sensor sendo proporcional à velocidade da partícula na fonte.

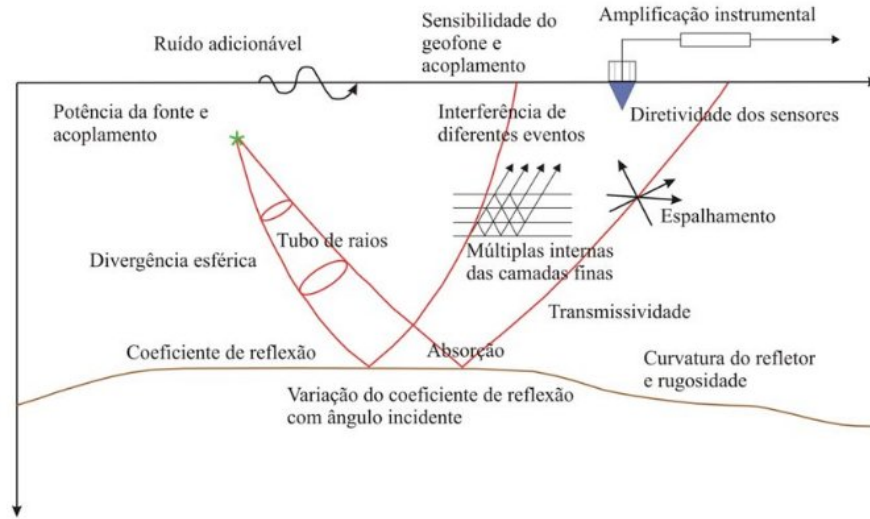


Figura 3.11: Principais fatores físicos que influenciam as amplitudes das ondas sísmicas entre a fonte e o receptor. (SHERIFF, 1975)

Para uma análise simples, o modelo conveniente para entender e descrever um traço sísmico é a integral da convolução dependente do tempo na forma:

$$g(t) = w(t) * \varepsilon(t) + r(t) = s(t) + n(t) \quad (3.5)$$

onde  $g(t)$  representa a composição do traço sísmico,  $w(t)$  representa o pulso-fonte-efetivo e  $\varepsilon(t)$  é a função refletividade. Um dos exemplos clássicos é considerar  $\varepsilon(t)$  como uma distribuição de coeficientes de reflexão e de transmissão, considerando uma propagação vertical de ondas planas, nas formas:

$$R_n = \frac{\rho_{n+1}v_{n+1} - \rho_n v_n}{\rho_{n+1}v_{n+1} + \rho_n v_n}; \quad (3.6)$$

$$T_n = \frac{2\rho_{n+1}v_{n+1}}{\rho_{n+1}v_{n+1} + \rho_n v_n}. \quad (3.7)$$

A componente  $s(t)$  é a mensagem, e  $n(t)$  é o ruído aditivo não contabilizado em  $\varepsilon(t)$  e em  $w(t)$ . A componente ruído é aleatório usualmente descrita como ruído branco.

### 3.3.1 Equação de onda

A bacia sedimentar marinha tem na sua formação a parte sólido-sólido e a parte sólido-líquido. A teoria clássica da elastodinâmica é constituída das leis naturais de propagação de ondas elásticas, e a equação do movimento da partícula em termos das componentes de deslocamento é escrita na forma:

$$\rho \ddot{u}_i = \mu \nabla^2 u_i + (\lambda + \mu) \nabla_i (\nabla \cdot \vec{u}) \quad (3.8)$$

em que:  $u = u(x, y, z, t)$ : Deslocamento vetorial do solo  $\nabla$ : Operador laplaciano  $\rho$ : Densidade do meio  $\mu$ : Resistência ao cisalhamento  $\lambda$ : Resistência a variação de volume A solução desta equação depende do modelo geométrico e das condições físicas impostas ao problema, como por exemplo, alta frequência, homogeneidade, isotropia e dimensão (fonte-meio-registro).

No meio acústico, a pressão  $P = P(x, y, z, t)$  em propagação obedece a equação:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = v^2 \nabla^2 \phi. \quad (3.9)$$

A teoria do raio aplicada à sísmica propõe a separação do efeito espacial do temporal, numa aproximação assintótica de alta frequência para a equação de onda na forma tensão-deslocamento. Sendo assim, a expressão para a solução é escrita na forma:

$$u_i(x, t) = U_i(x) e^{i\omega\tau(x)} \quad (3.10)$$

Nesta equação  $\omega$  representa a frequência angular,  $t$  é o tempo e  $x$  é a posição. Para  $\omega \rightarrow \infty$  se obtém a solução denominada de alta frequência.  $U_i(x)$  representa a componente da amplitude vetorial. A quantidade real  $\tau(x)$  é denominada de iconal, ou função fase.  $U_i(x)$  e  $\tau(x)$  dependem das coordenadas espaciais adotadas. A superfície onde  $\tau(x)$  constante representa a frente de onda para um tempo qualquer. O gradiente de  $\tau(x)$ ,  $\nabla_{\mathbf{x}}(\tau(\mathbf{x})) = \mathbf{p}$ , onde  $\mathbf{p}$  é o parâmetro do raio no espaço de coordenadas  $\mathbf{x}$ . Esta forma de solução leva à equação iconal (tempo) e a equação de transporte (amplitude).

Uma forma para a representação do campo observado, admite a expressão para  $U_i(x)$  na forma série de raios, cuja expressão é dada por:

$$u_i(x, t) = e^{-i\omega(t-\tau(x_i))} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{U_i^{(n)}(x)}{(-i\omega)^n}; \quad (3.11)$$

a partir da qual seleciona-se o termo de ordem zero ( $n = 0$ ) por ser mais conveniente, enquanto ordens superiores ( $n > 0$ ) servem para outras investigações. A solução geométrica geral em meios inhomogêneos para ondas compressoriais, em termos de coordenadas de raios para a componente longitudinal, com uma forma fisicamente conveniente, é dada por (ČERVENY, 2001):

$$u_i(x, t) = \frac{G_n(S)}{L(R, S)} w\left(t - \frac{l}{V}\right). \quad (3.12)$$

Nesta equação,  $G_n(S)$  representa a  $n$ -ésima componente da função de irradiação da fonte na posição  $S$ ;  $L(R, S)$  representa o espalhamento geométrico relativo à posição do receptor em  $R$ ;  $l$  é a distância ao longo da trajetória fonte-receptor  $S - R$ ;  $V$  é a velocidade ao longo da trajetória do raio, e  $w$  é o pulso-fonte-efetivo.

O tempo de percurso,  $\tau(\mathbf{x})$ , satisfaz a integral ao longo do raio:

$$\tau(\mathbf{x}) = \int_{\mathbf{x}=0}^x \frac{ds}{v(\mathbf{x})}. \quad (3.13)$$

Múltiplos eventos sísmicos se propagam na subsuperfície, e a identificação de eventos é realizada pelas propriedades cinemáticas, enquanto outros eventos são identificados pelas propriedades dinâmicas. Em consequência disto, os atributos da frente de onda devem incluir parâmetros cinemáticos.

### 3.3.2 Camadas com Interfaces Plano-horizontais

Neste clássico modelo (camadas plano-horizontais, homogêneas e isotrópicas, com uma fonte pontual esfericamente simétrica), o espalhamento de energia obedece a uma descrição para o tempo de trânsito,  $t(p)$ , e um afastamento arbitrário  $x(p)$ , ambos em função do parâmetro horizontal do raio ( $p$ ) de forma independente.

$$t(p) = 2 \sum_{i=1}^k \frac{\Delta_i t}{\sqrt{1 - p^2 v_i^2}}, \quad X(p) = 2 \sum_{i=1}^k \frac{v_i^2 p \Delta_i t}{\sqrt{1 - p^2 v_i^2}} \quad (3.14)$$

Nestas equações  $p = \text{sen}(\theta_0/v_1)$ , a vagarosidade ou o parâmetro horizontal do raio,  $\theta_0$ , o ângulo de partida,  $\theta \leq |\pi/2|$  e  $\Delta t_i$  o tempo de trânsito vertical na camada. Para estas equações  $x$  é a distância horizontal fonte-sensor,  $v_i$  é a velocidade e  $z_i$  a espessura relativa à camada  $i$ . ( Contudo esta não é a forma prática de escrever a equação temporal que deve

ser na forma  $t = t(x)$  apresentada a seguir). Uma forma de atenuação sísmica é devido ao espalhamento geométrico, e este atributo básico é relacionado ‘a frente de onda.

Com os dois modelos anteriores, e um pulso-fonte efetivo teórico, sismogramas simples podem ser construídos considerando o modelo da convolução simples para comparação com dados reais. Para a condição de afastamento-nulo, o tempo duplo de propagação,  $t(p)$ , é dado por:

$$t(p = 0) = 2 \sum_{i=1}^N \frac{z_i}{v_i} \quad (3.15)$$

O raio da frente de onda é dado por:

$$R_0(x = 0) = \frac{1}{v_0} \sum_{i=1}^{v_0} t_i v_i^2 \quad (3.16)$$

Este modelo, composto das trajetórias de refração e reflexão de multicamadas, tem importância crucial para o entendimento de uma seção sísmica voltada à exploração de hidrocarbonetos, realizado essencialmente em arranjo FC de cone estreito (ângulo  $< 20^\circ$ ). Para esta condição, considerando que a fonte explosiva produz essencialmente ondas compressoriais (ondas P), o fenômeno da reflexão sísmica não permite conversão excessiva P-SV. O modo mais prático de escrever a equação temporal é em função do afastamento, i.e.:  $t = T(x)$ . Neste caso, a correção ao afastamento-nulo utiliza a trajetória expressa pela lei hiperbólica que relaciona diretamente ao afastamento fonte-receptor (SHERIFF; GELDART, 1995), segundo a equação:

$$t^2(x) = t_0^2 + \frac{x^2}{v_{rms}^2} \quad (3.17)$$

na qual  $v_{rms}$  é a velocidade quadrática-média para camadas horizontais que pode ser dada em função do raio de curvatura  $R_0$ :

$$v_{rms} = \left[ \frac{v_1 R_0}{t_0} \right]^{1/2} \quad (3.18)$$

A Figura 3.12 ilustra o caso de camadas planas e os parâmetros envolvidos nas equações acima. E a título de complementação, se pode adicionar o conceito da Zona de Fresnel a este caso (HUBRAL, 1977).

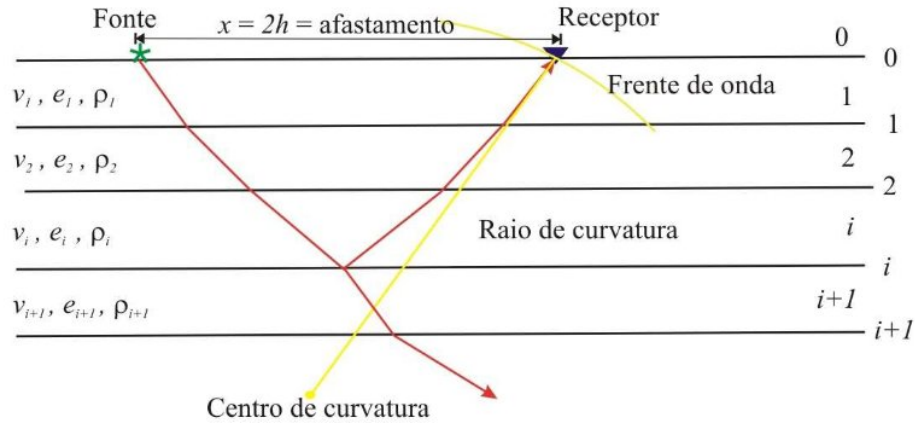


Figura 3.12: Modelo de camadas plano-horizontais, homogêneas, isotrópicas, entre dois semi-espacos (meio 1D). Indicação da numeração das camadas e da geometria da divergência esférica. A simetria é radial

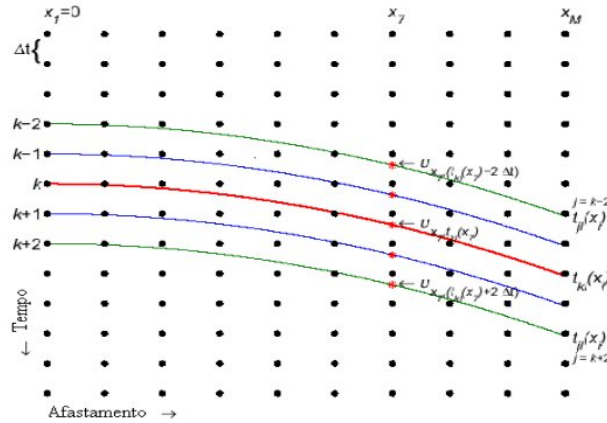


Figura 3.13: Trajetos hiperbólicos e janelas envolvidas no cálculo da função semblance na correção NMO e no empilhamento NMO.

A trajetória teórica de tempo de empilhamento é obtida baseada nos dados e através de análise de coerência, e a seção simulada refere-se a um ponto.

### 3.3.3 Camadas com Interfaces Plano-inclinadas

Analisando geologicamente, a descrição mais coerente para a subsuperfície é a de camadas homogêneas e isotrópicas com interfaces plano-inclinadas. Isto, sem admitir descon-tinuidades das interfaces, como uma falha ou uma intrusão. Se considerarmos uma fonte

pontual esfericamente simétrica, o espalhamento de energia segue uma descrição dependente do tempo-duplo de trânsito de propagação e, entre outros formalismos, com as equações, para distância fonte-receptor  $x$  (HUBRAL; KREY, 1980):

$$t^2(x) = \left\{ t(0) + \frac{\text{sen}(\beta_0)}{v_1} (x_0 - x_m) \right\}^2 + \frac{t(0) \cos^2(\beta_0)}{v_1 R_0} (x_0 - x_m)^2 \quad (3.19)$$

em que o raio da frente de onda  $R_0$  é dado por:

$$R_0 = \frac{2}{v_1} \sum_{j=1}^N v_j^2 \Delta t_j \prod_{k=1}^{j-1} \frac{\cos^2(\alpha_k)}{\cos^2(\beta_k)}, \prod_{k=1}^0 = 1 \quad (3.20)$$

A forma mais comum de se representar a equação do tempo de trânsito para o caso de uma camada com interface plano-inclinada (mergulho  $\theta$ ) sobre um semi-espço é dada por:

$$t(x) = \sqrt{T^2(0) + \frac{x^2}{v^2 / \cos^2 \theta}} \quad (3.21)$$

sendo que a velocidade de empilhamento, considerando o caso NMO, é dada por  $v_E = v / \cos \theta$ , e cunhas não participam da janela de experimentação no modelo.

### 3.3.4 Camadas com Interfaces Curvas

A teoria paraxial do raio descreve um modelo de interfaces curvas para obtenção de leis cinemáticas e dinâmicas para as reflexões, mas sem admitir descontinuidades verticais na forma de falhas. Para o modelo em questão, é descrito um operador função dos atributos cinemáticos de duas frentes de ondas hipotéticas: a onda Refletor-explosivo (onda N) e a onda Ponto-de-Incidência-Normal (onda NIP). A onda N é ascendente a partir do refletor, e interpretada como uma frente de onda inicial com curvatura igual à curvatura local do refletor, este operador é a base do empilhamento CRS. A onda NIP propaga-se de forma ascendente a partir de uma fonte (pontual em 3D, linha em 2D). Considerando a superfície de medidas plana, o operador de empilhamento é descrito por três atributos cinemáticos relacionados às ondas hipotéticas NIP e N e referentes ao raio normal emergente no ponto  $x_m = X_0$ . Eles são o ângulo de emergência ( $\beta$ ) da onda observada; a curvatura  $K_{NIP}$  (ou o raio de curvatura  $R_{NIP} = 1/K_{NIP}$ ) da onda NIP, e a curvatura  $K_N$  (ou raio de curvatura  $R_N = 1/K_N$ ) da onda N.

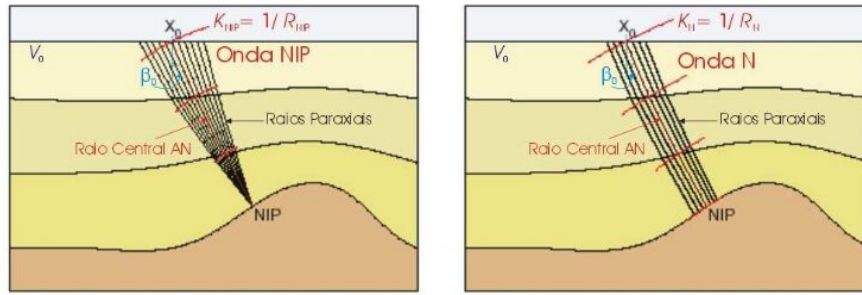


Figura 3.14: Visualização da geometria e física dos parâmetros do operador de empilhamento CRS. O ângulo de emergência do raio central  $\beta_0$  (esquerda). A curvatura da onda NIP contém informações da distância do ponto de incidência normal ao ponto de observação  $x_0$  (direita). O raio de curvatura da onda N contém informações da curvatura do refletor.

Em meios 2D, a aproximação do tempo-hiperbólico em função dos atributos cinemáticos das ondas hipotéticas NIP e N é abordado em Tygel et al. (1997) (Figura 3.14). A expressão da aproximação dos tempos de trânsito de reflexões primárias relativos à vizinhança de um raio central normal, para configuração arbitrária, é dada por:

$$t^2(x_m, h) = \left( t_0 + \frac{2\text{sen}\beta_0}{v_0}(x_m - x_0) \right)^2 + \frac{2t_0 \cos^2 \beta_0}{v_0} \left( \frac{(x_m - x_0)^2}{R_N} + \frac{h^2}{R_{NIP}} \right) \quad (3.22)$$

Na equação acima,  $t_0$  é o tempo-duplo de trânsito ao longo do raio central na configuração de AN, e  $v_0$  é a velocidade próxima a superfície ao redor de  $X_0$ . A relação entre as coordenadas do levantamento é dada por (Figura 3.15):

$$x_m = \frac{(x_G + x_S)}{2} \text{ e } h = \frac{(x_G - x_S)}{2} \quad (3.23)$$

Nestas equações  $x_m$  é o ponto-médio,  $h$  o meio afastamento, em que  $x_S$  e  $x_G$  são as coordenadas horizontais da fonte e do receptor, respectivamente. A coordenada  $X_0 = (x_0, t_0)$  é o ponto de emergência do raio central com fonte-receptor coincidente na coordenada espacial  $x_0$  e a coordenada temporal  $t_0$ . A expressão para o tempo de trânsito é dada em função de  $v_0$  conhecida a priori, e ela independe do modelo de macro-velocidades do meio e, portanto, aplicável a meios heterogêneos.

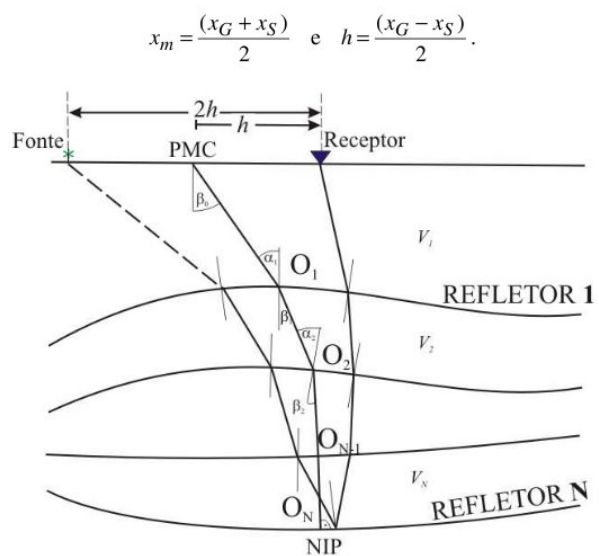


Figura 3.15: Modelo 2D de camadas com interfaces curvas mostrando o raio central de referência (incidência normal, NIP) e uma trajetória PMC com afastamento  $2h$ . Fonte: (HUBRAL, 1977).

## 4 PROCESSAMENTO SÍSMICO DE REFLEXÃO

O processamento sísmico de reflexão é um conjunto de processos aplicados a dados reais, contidos em um arquivo digital, que visa gerar uma imagem das estruturas geológicas da subsuperfície. O processamento utilizado neste trabalho é multicanal e segue um fluxograma, uma sequência de eventos que pode variar de acordo com as características do dado e objetivos do processamento. As principais etapas do processamento são: Geometria, Empilhamento, Deconvolução e Migração. As demais técnicas de processamento são secundárias e tem como principal objetivo aperfeiçoar os processos principais. Para realizar o processamento de dados reais, o programa utilizado foi o CWP/SU (COHEN; STOCKWELL, 2005), um sistema de uso livre. A rotina do processamento foi baseada num arquivo *makefile*, que é executado por partes, com base num programa previamente testado e experimentado (FOREL et al., 2005).

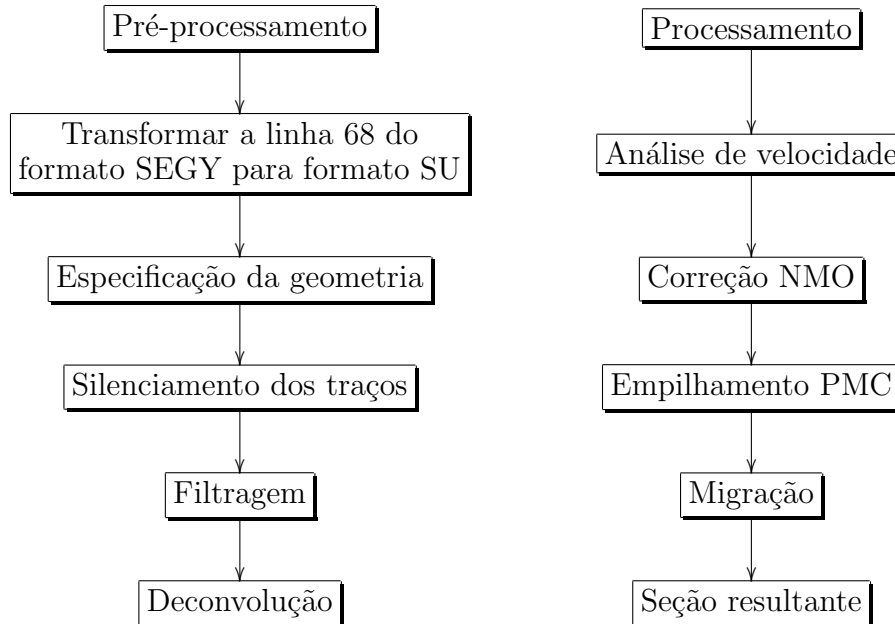
Figura 4.1: Tabela dos Parâmetros utilizados

Descrição dos parâmetros	Parâmetros utilizados
Data do levantamento	2/12/1985
Maxima cobertura CDP	120
Numero de tiros	1751
Linha sísmica	268
Numero de canais	120
Intervalo de amostragem	4 ms
Tamanho do levantamento	41,8 km
Numero de traços	201120
Distancia entre os receptores	25 m
Distancia entre as fontes	25 m

### 4.1 FLUXOGRAMA

O fluxograma de processamento é composto de duas etapas, a primeira é conhecida como Pré-processamento e a segunda é o próprio Processamento (4.2).

Figura 4.2: Fluxograma do processamento.



Os dados sísmicos originais utilizados nesse processamento têm o formato SEG-Y, que é o formato estabelecido pela “*Society of Exploration Geophysicists*”, porém os programas do CWP/SU são programas livre e utilizam uma formatação diferente. O primeiro passo para o processamento de dados sísmicos com o CWP/SU é mudar do formato padrão SEG-Y para o padrão SU.

## 4.2 GEOMETRIA

A organização da geometria do dado é uma importante etapa do início do processamento de dados sísmicos. A organização se dá com um desenho de uma linha baseado nos relatórios de campo, com o propósito de fornecer ao programa parâmetros de configuração, como posicionamento de fontes e receptores, número de tiros, número de registros, etc. As informações sobre a geometria são armazenadas no cabeçalho (*header*) de cada traço sísmico, e possibilita, com isso, a realização das etapas posteriores do processamento. A etapa da geometria caracteriza-se pela inserção dos parâmetros e, também, pela organização dos dados na forma de cubo de dados, de onde as configurações de trabalho podem ser disponibilizadas para o empilhamento.

### 4.3 EDIÇÃO E GANHO

Ganho é um processo efetuado para que sejam recuperadas amplitudes perdidas devido aos efeitos da dispersão geométrica que a onda sísmica sofre durante sua propagação no meio (divergência esférica e atenuações inelásticas), e durante o registro nas estações. Esta correção deve ser sempre aplicada no momento de visualizações das seções após as diferentes etapas de processamento. Ganhos realizados anteriormente às fases de filtragem podem criar condições de contaminação espectral. A Figura 4.3 expressa a aplicação desta função no dado sísmico:

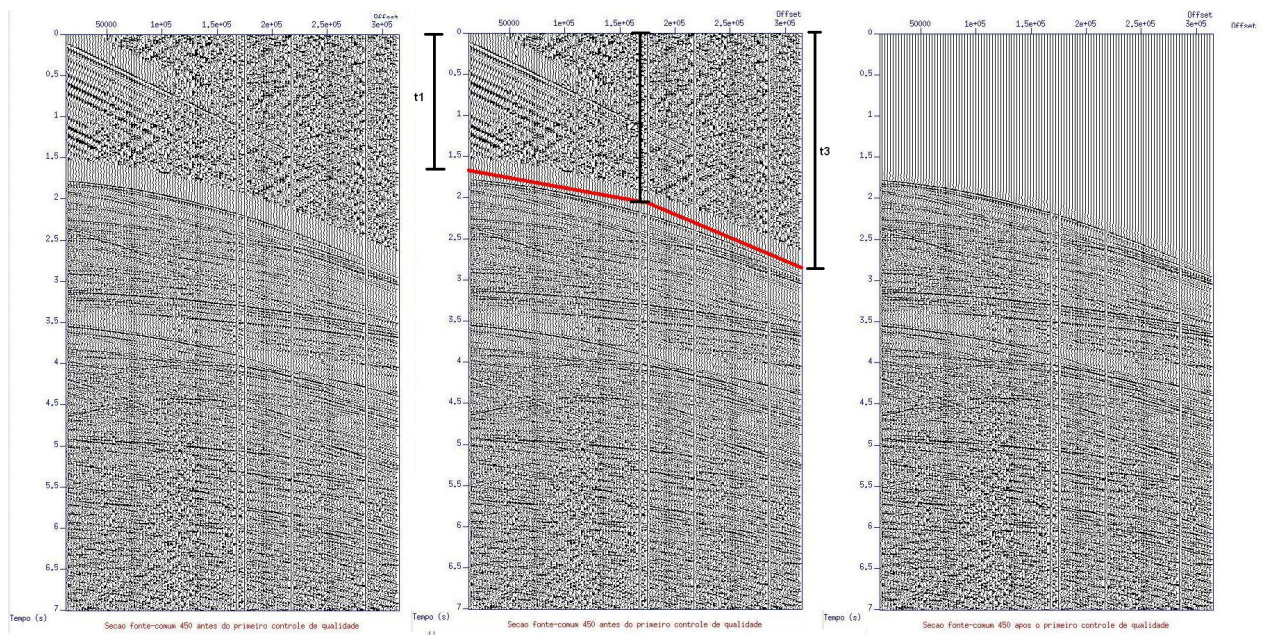


Figura 4.3: Edição do tiro-comum 450.

$$s_g(t) = s(t)g(t) \quad (4.1)$$

onde  $s_g(t)$  é o traço sísmico após o ganho,  $s(t)$  é o traço sísmico original e  $g(t)$  é a função ganho crescente com o tempo linear-exponencial. No domínio da frequência a equação tem a seguinte forma de convolução:

$$S_g(f) = S(f) * G(f) \quad (4.2)$$

Um conceito importante em relação ao processamento de dados sísmicos é a definição de ruídos. O ruído é qualquer tipo de sinal que não é interessante em relação ao objeto de estudo e podem ser de vários tipos, tais como: transientes, amplitudes, espúrias altas e

sinais de mono-frequência. Na etapa de edição de traços, realiza-se um controle de qualidade para evitar-se a propagação de erros. A edição pode ser realizada em qualquer etapa do processamento, mas quanto antes for realizada, melhor será o resultado. No processo de edição, traços e tiros ruidosos devem ser retirados do dado de forma que não diminuam a qualidade dos resultados. A eliminação dos traços é usualmente realizada nas configurações Fonte-Comum e Receptor-Comum. As Figuras 4.4 e 4.5 mostram o dado bruto antes do processo de silenciamento do topo e as Figuras 4.6 e 4.7 mostram o dado após o silenciamento do topo.

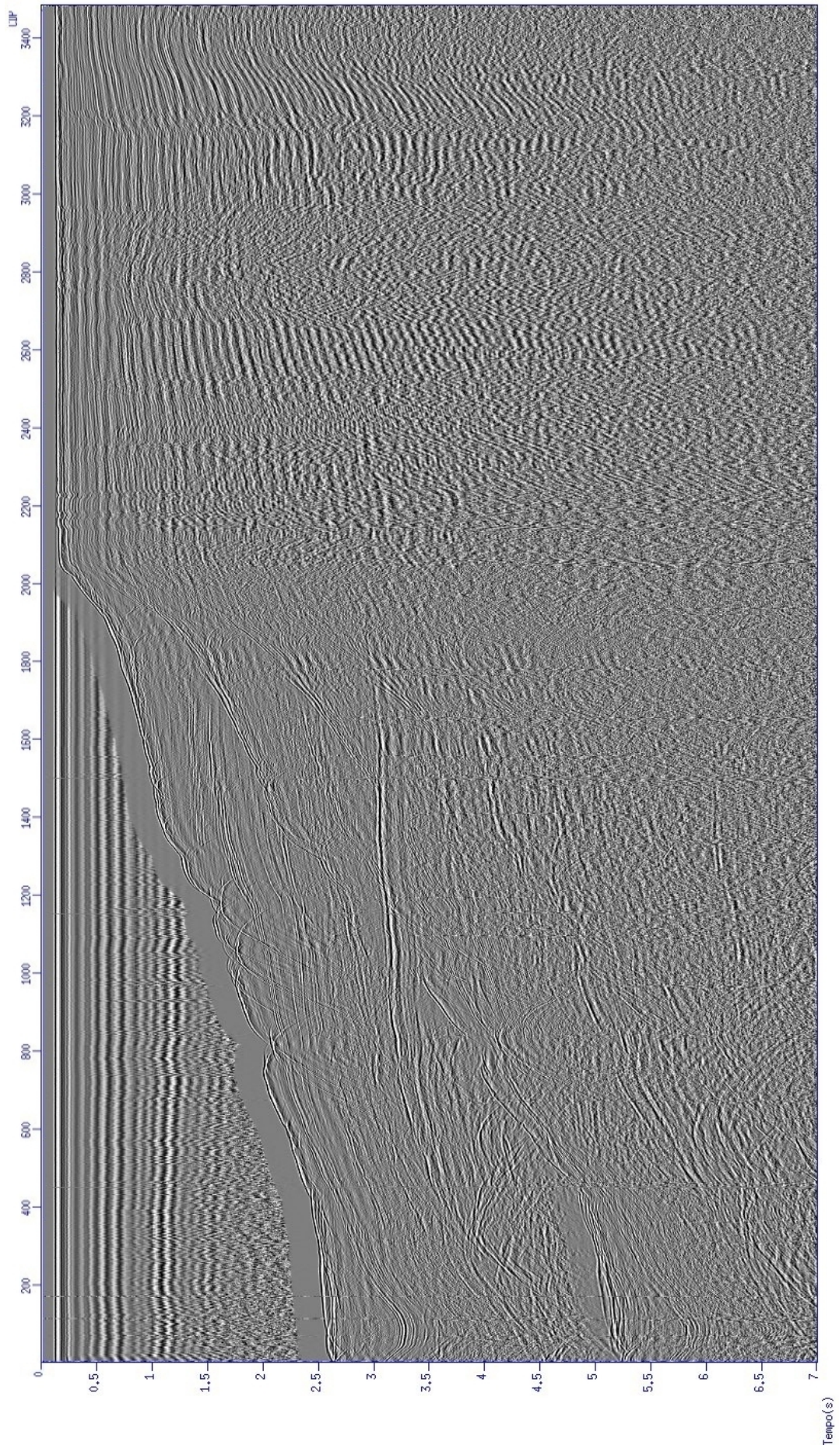


Figura 4.4: Dado bruto com ganho agc.

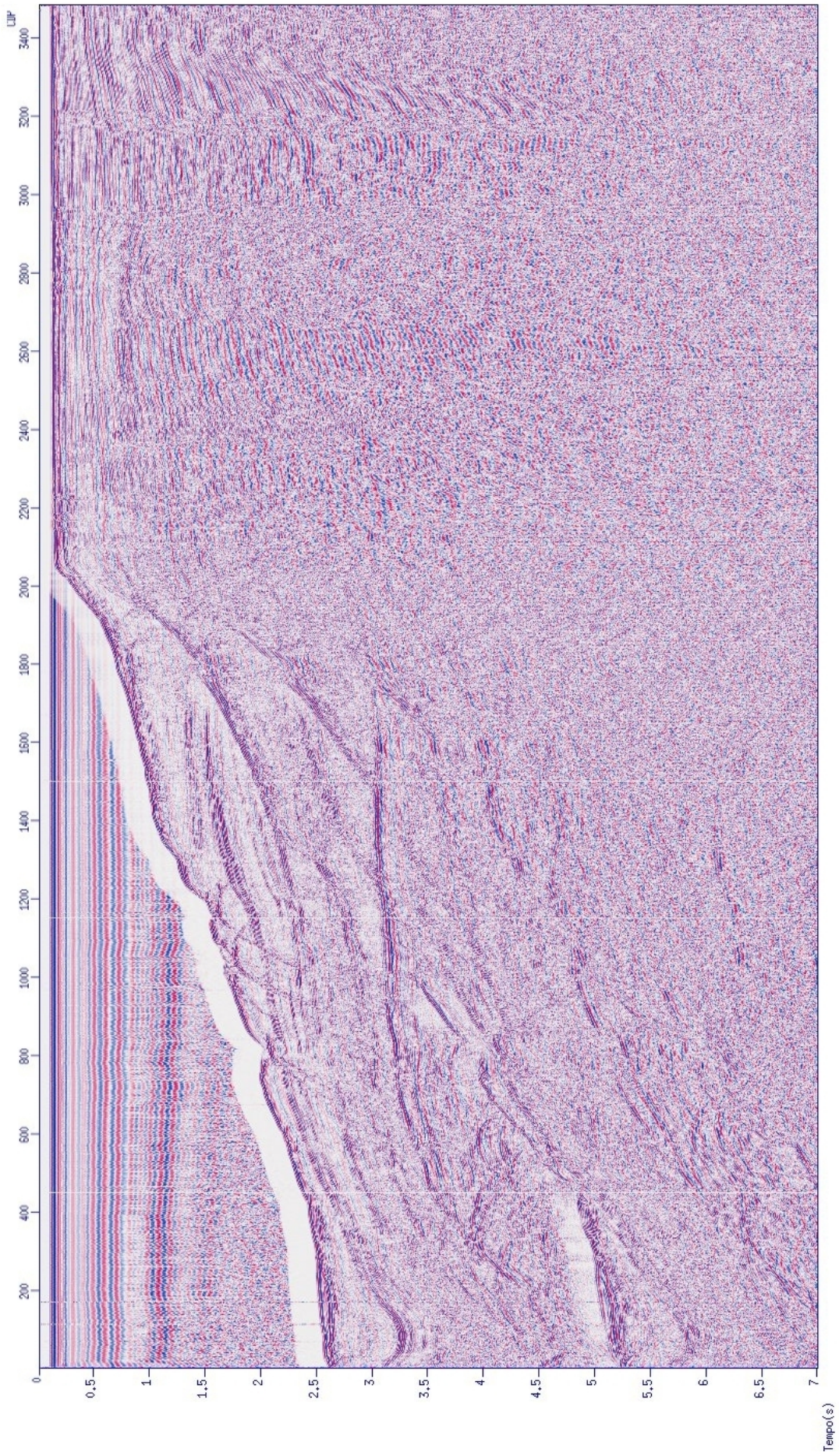


Figura 4.5: Dado bruto (escala de cores) com ganho agc.

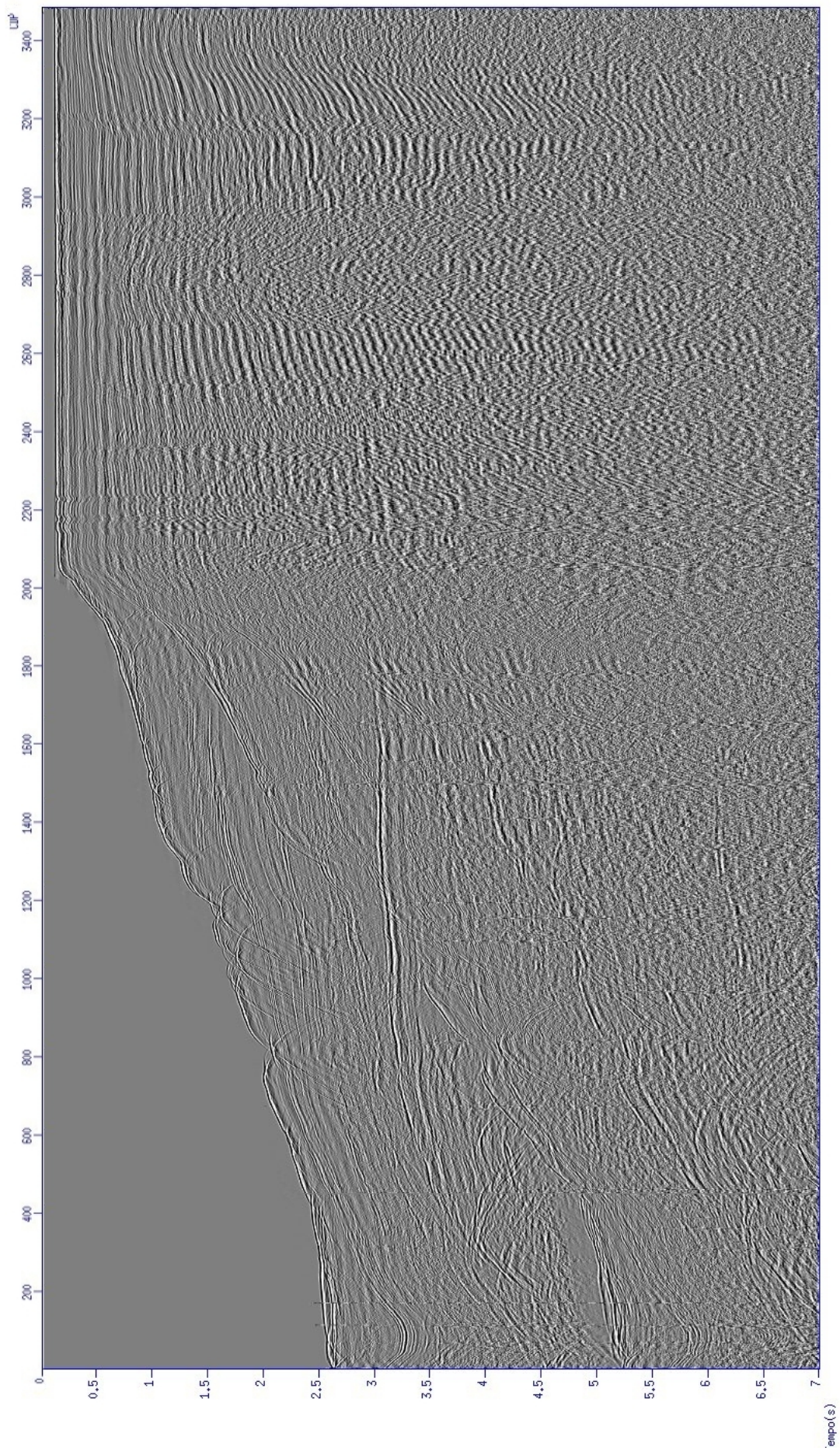


Figura 4.6: Seção afastamento-mínimo com os ruído do topo zerado e com ganho agc.

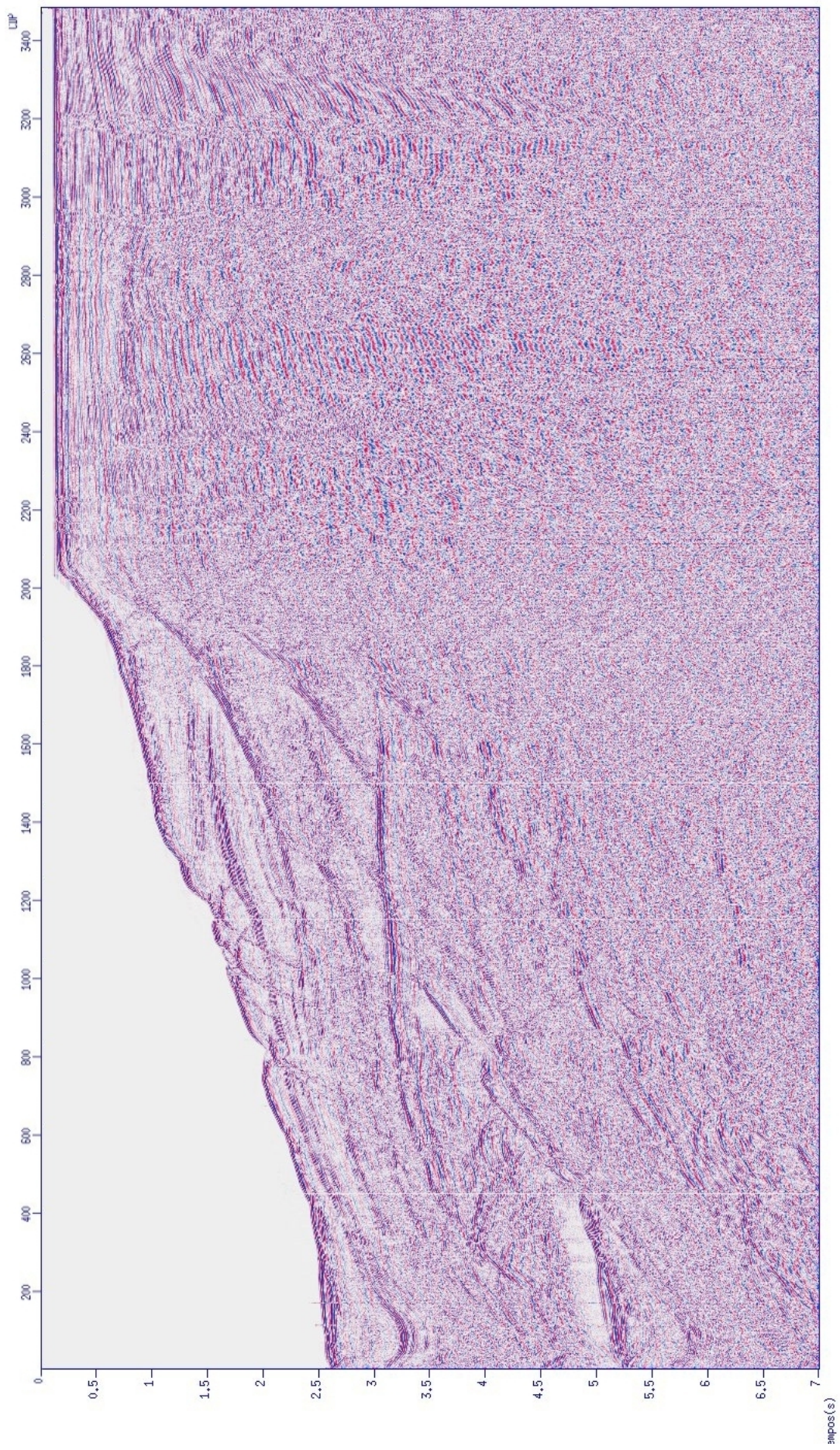


Figura 4.7: Seção afastamento-mínimo com os ruído do topo zerado (escala de cores) e com ganho agc.

## 4.4 FILTRAGEM

O dado sísmico apresenta diversos tipos de ruídos que acabam comprometendo o resultado final do processamento. Filtros são desenhados e modelados no domínio frequência/tempo como o objetivo de selecionar um espectro que melhore a razão sinal/ruído dos dados. A teoria utilizada para avaliar o espectro e o par de transformadas de Fourier, dado por:

$$g(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{\omega=-\infty}^{\infty} G(\omega) e^{+i\omega t} d\omega \quad (4.3)$$

$$G(\omega) = \int_{t=-\infty}^{\infty} g(t) e^{-i\omega t} dt \quad (4.4)$$

onde  $g(t)$  e a transformada no domínio do tempo e  $G(\omega)$  e a transformada no domínio da frequência;  $i = \sqrt{-1}$ . As formas discretizadas têm as seguintes expressões.

$$g_n = \Delta t \sum_{n=0}^{N-1} G_p e^{i\frac{2\pi}{N}pn}; \quad (4.5)$$

$$G_p = \Delta f \sum_{n=0}^{N-1} g_n e^{-i\frac{2\pi}{N}np}; \quad (4.6)$$

onde  $n$  e o índice do tempo,  $p$  e o índice da frequência e  $N$  e a quantidade de pontos no domínio  $t$  e serve como vínculo para as transformadas. O espectro da frequência utilizado é definido a partir do pulso-fonte efetivo e da resposta do receptor, considerando que o meio tem resposta plana. Então o tipo de evento que deve ser focado depende do sinal-fonte em propagação. A frequência das ondas sísmicas está entre 15 e 50Hz. Com a aplicação da filtragem se busca eliminar frequências mais baixas do que o intervalo proposto anteriormente, bem como frequências mais altas, todas são interpretadas como ruídos. Os filtros utilizados são da forma passa-banda trapezoidal, do tipo  $f - x$  e  $f - k$ . A definição da formatação deste filtro é de critério do processador e baseia-se nos objetivos do processamento e os limites do trapezóide são escolhidos de acordo com as frequências que o processador deseja que sejam mantidas ou retiradas. No caso deste processamento foram escolhidas as frequências 5, 15, 50 e 70 Hz, então foram preservadas as amplitudes entre 15 e 50, cortando as menores de 15 e maiores que 50 e suavizando de 5-15 e 50-75.

## 4.5 DECONVOLUÇÃO

A resposta sísmica é o resultado de uma convolução em cascata envolvendo os seguintes efeitos: pulso-fonte (*wavelet*); função meio ou refletividade; e a resposta do instrumento

ao impulso. O resultado é apresentado na forma de ondas primárias, conversões P e S, múltiplas internas e externas. No efeito total resultante são contabilizados também a absorção inelástica, a divergência esférica e a anisotropia. A deconvolução tem uma ação específica dependendo do operador, tem-se como exemplo a predição (aplicada à atenuação de múltiplas), e outra forma tem por objetivo a resolução temporal definida pela compressão efetiva do pulso-fonte-efetivo. As técnicas de deconvolução no processamento convencional são baseadas no filtro ótimo Wiener-Hopf-Levinson (YILMAZ, 1987), expresso como o ajuste no sentido dos mínimos-quadrados entre a saída desejada,  $z_k$ , e a saída propriamente dita,  $g_k$ , escrito na forma de expectância por se tratar de variável estocástica (Figura 4.8:

$$e(h_j) = E(z_k - g_k)^2, (j = 0, 1, \dots, P - 1); \quad (4.7)$$

onde a saída  $g_k$  é dada pela convolução linear

$$g_k = \sum_{i=0}^{P-1} h_i f_{j-i}; \quad (4.8)$$

o que resulta na equação linear WHL na forma,

$$\sum_{i=0}^{P-1} h_i \bar{\phi}_{ff}(j-i) = \bar{\phi}_{zf}(j), (j = 0, 1, 2, \dots, P-1); \quad (4.9)$$

onde  $\bar{\phi}_{zf}(i)$  é a parte unilateral positiva teórica entre o sinal de entrada e o sinal desejado. A partir dessa equação é possível calcular os coeficientes  $h_i$  do filtro.

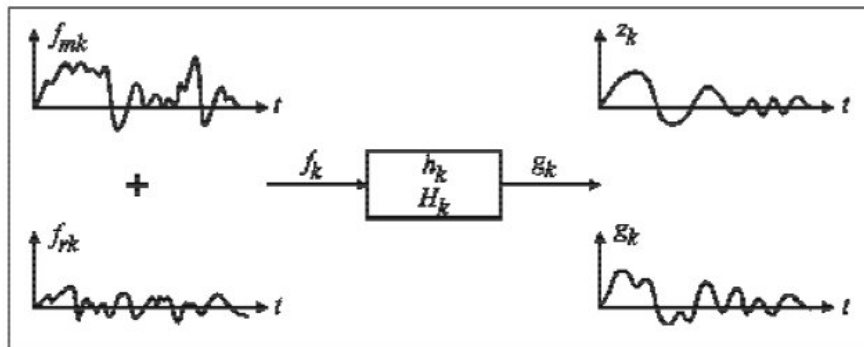


Figura 4.8: Desenho das componentes presentes na definição dos filtros lineares ótimos.

Na figura 4.9 é se nota que há um padrão de repetição no sinal, deste padrão se deduz a presença das múltiplas. O pulso oscila do valor máximo para o valor mínimo de modo repetido e contínuo, então através da deconvolução preditiva um filtro é projetado com valores que são escolhidos através da visualização das repetições, este filtro tem o objetivo de eliminar

essa repetições, atenuando as múltiplas e aumentando a razão sinal-ruído do dado. A figura 4.10 mostra que o pulso já não apresenta este padrão de repetição.

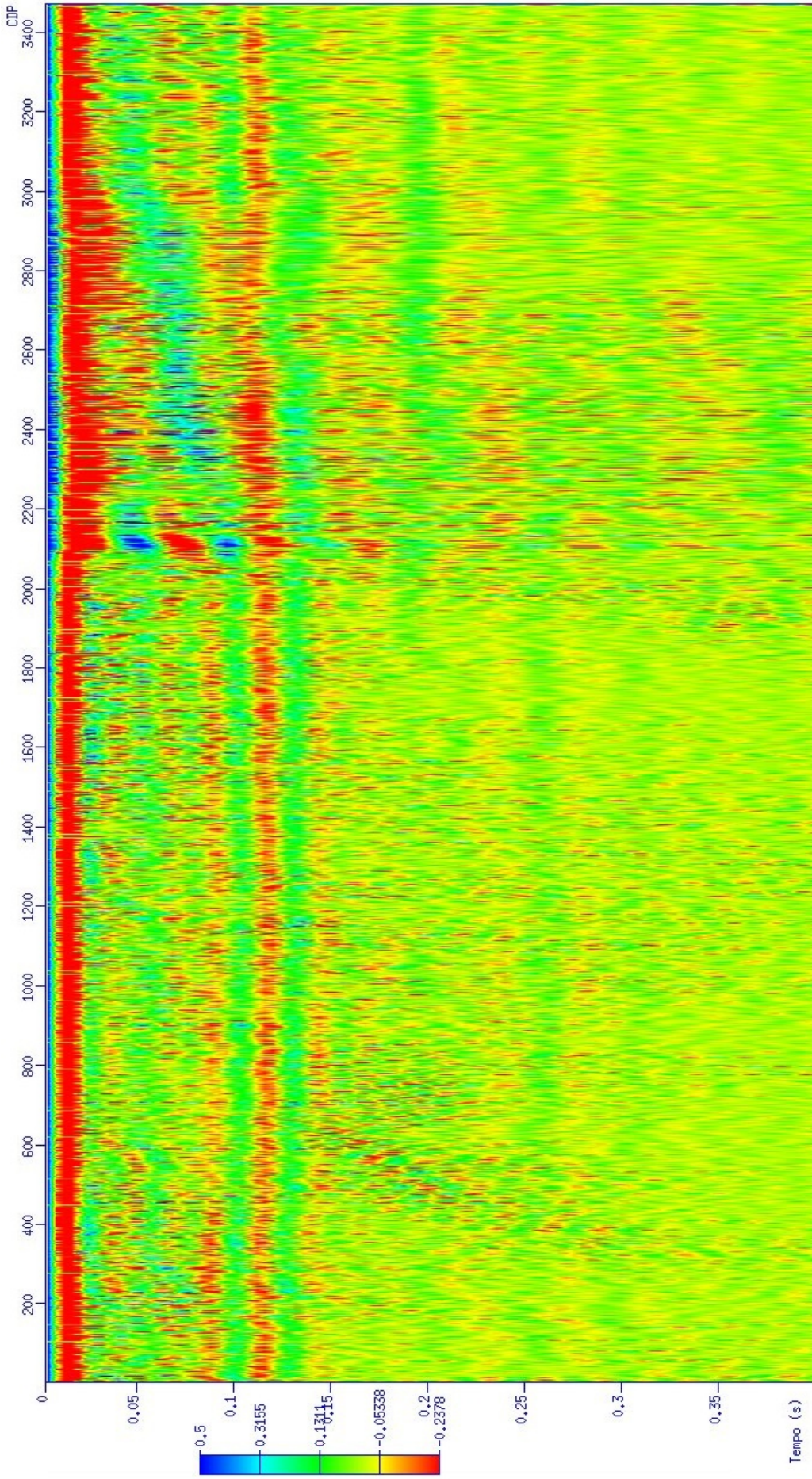


Figura 4.9: Autocorrelação da linha 68 antes da deconvolução preditiva.

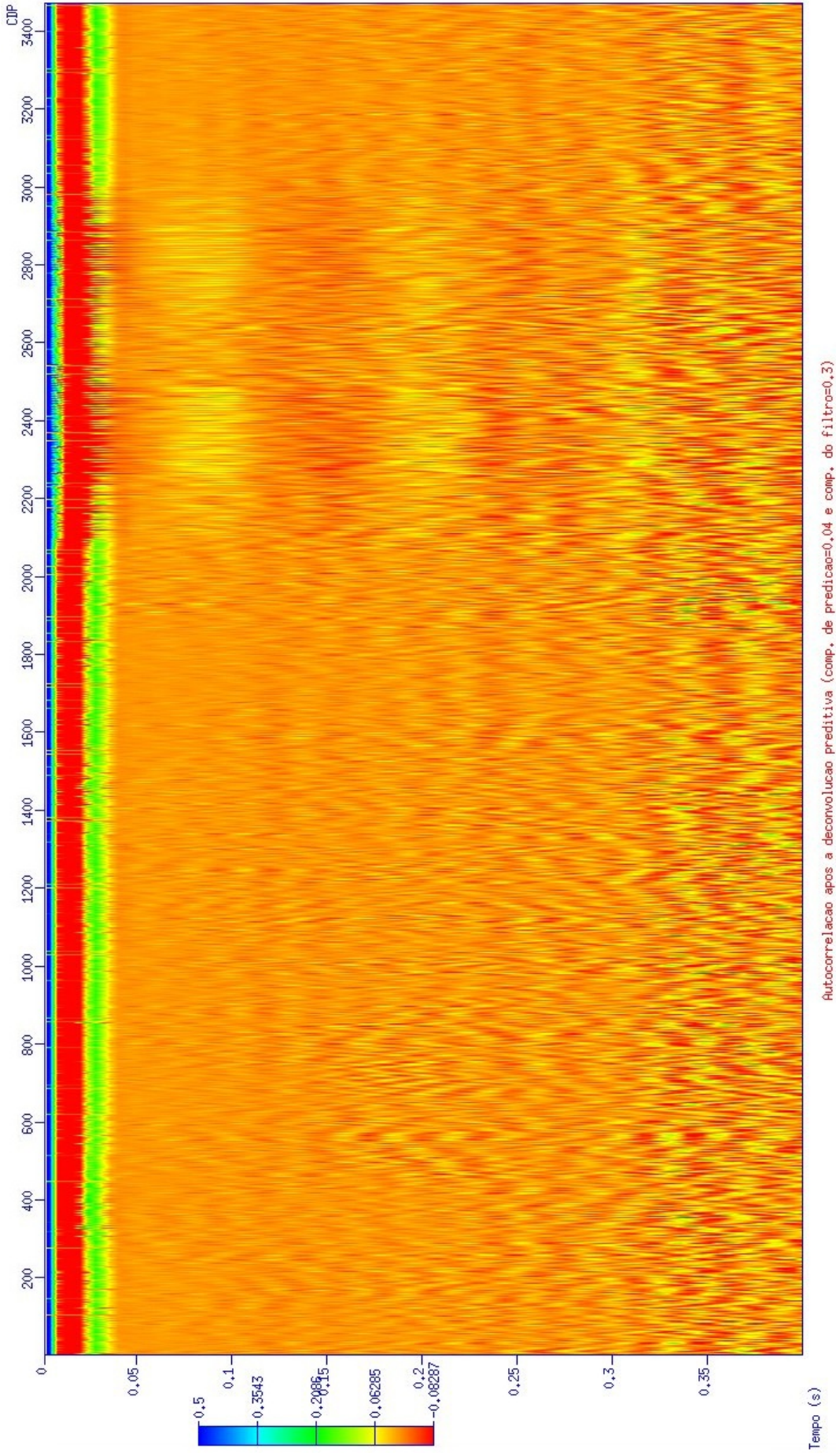


Figura 4.10: Autocorrelação da linha 68 após a deconvolução preditiva.

## 4.6 ANÁLISE DE VELOCIDADE SEMBLANCE

A análise de velocidade é importante para o empilhamento e a migração, e baseia-se na medida *Semblance* ao longo de trajetórias do modelo de correção de sobre-tempo normal que usualmente tem a forma hiperbólica. A análise de velocidade tem finalidade de estimar a função distribuição velocidade que melhor realiza a correção NMO hiperbólica. Esta análise realiza-se em alguns PCPs, nos restantes realiza-se uma uma interpolação. Na interpretação das seções semblance, as velocidades escolhidas devem ter como intuito eliminar eventos conflitantes, incluindo as múltiplas.

O *Semblance* é definido como uma medida de coerência multicanal (SHERIFF, 1975), e a partir da correção NMO dos tempos de chegada dos eventos na seção que é feita a verificação das velocidades escolhidas numa seção PMC. O painel de correção deve apresentar os eventos horizontalizados.

A figura 4.11 mostra os painéis exibidos pelo SU para que o processador visualize os pontos com maiores valores de coerência e possa escolher esses pontos para construir o seu campo de velocidade (figura 4.12).

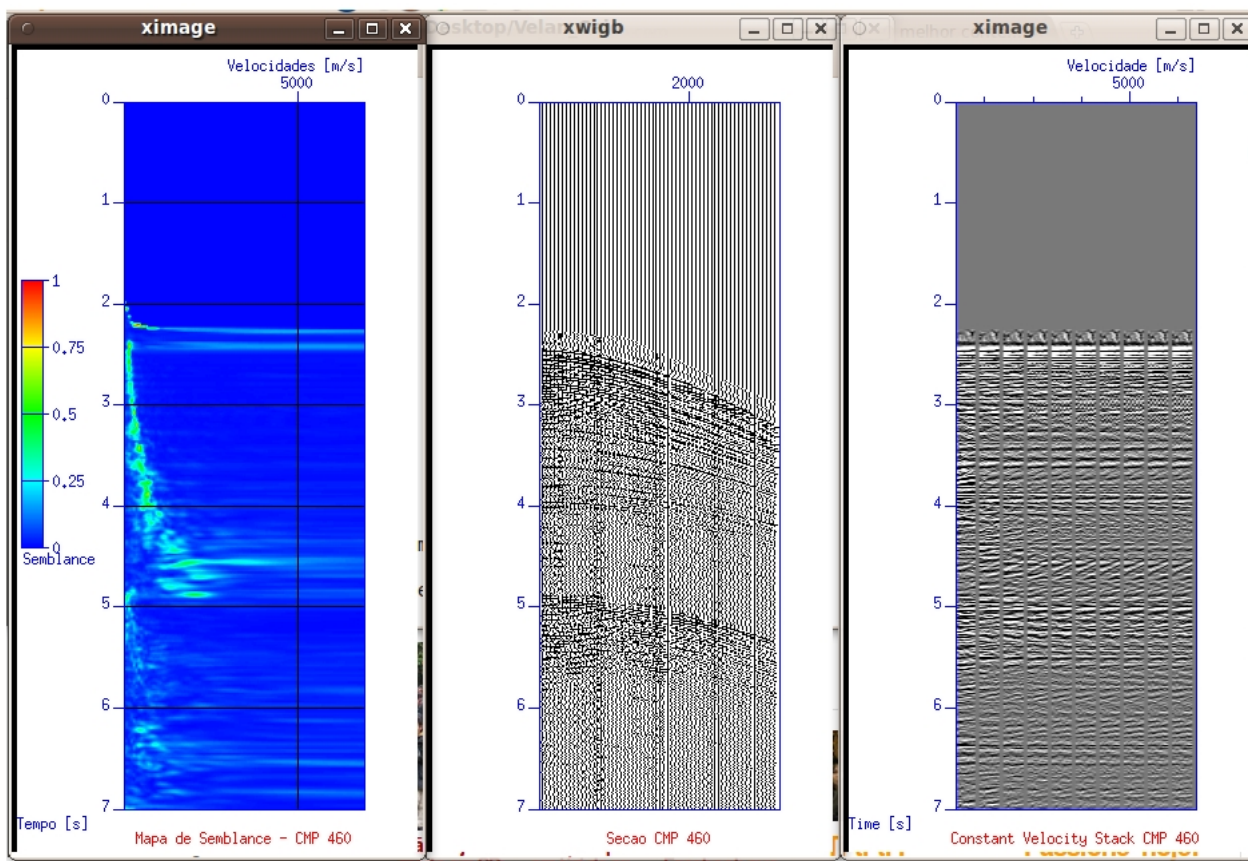


Figura 4.11: (Esquerda) Painel semblance do espectro de velocidade. (Centro) Uma seção PMC sem correção NMO. (Direita) Painel de correção NMO com velocidade constante em 10 partes, onde os níveis que mais se destacam horizontalmente indicam as velocidades desejadas.

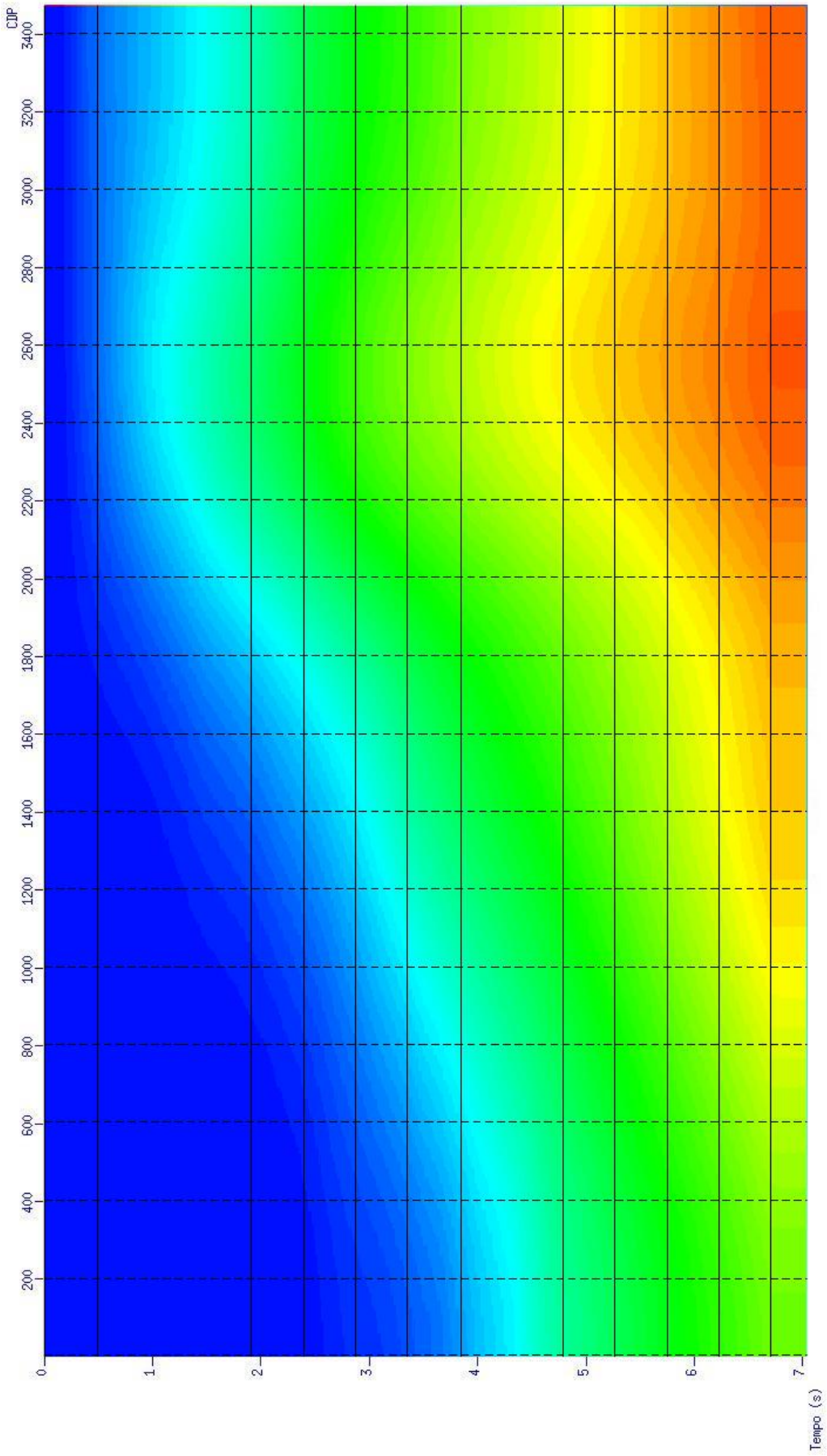


Figura 4.12: Mapa de velocidade baseado nas velocidades escolhidas na análise de velocidade.

## 4.7 CORREÇÃO NMO

Uma forma robusta de imageamento é a transformação de dados pré-empilhados à simulação de seções ao afastamento-nulo, resultado da análise de velocidade, da correção de sobre-tempo normal (*normal moveout - NMO*) seguida de empilhamento em seções PMC (ver Figura 4.13).

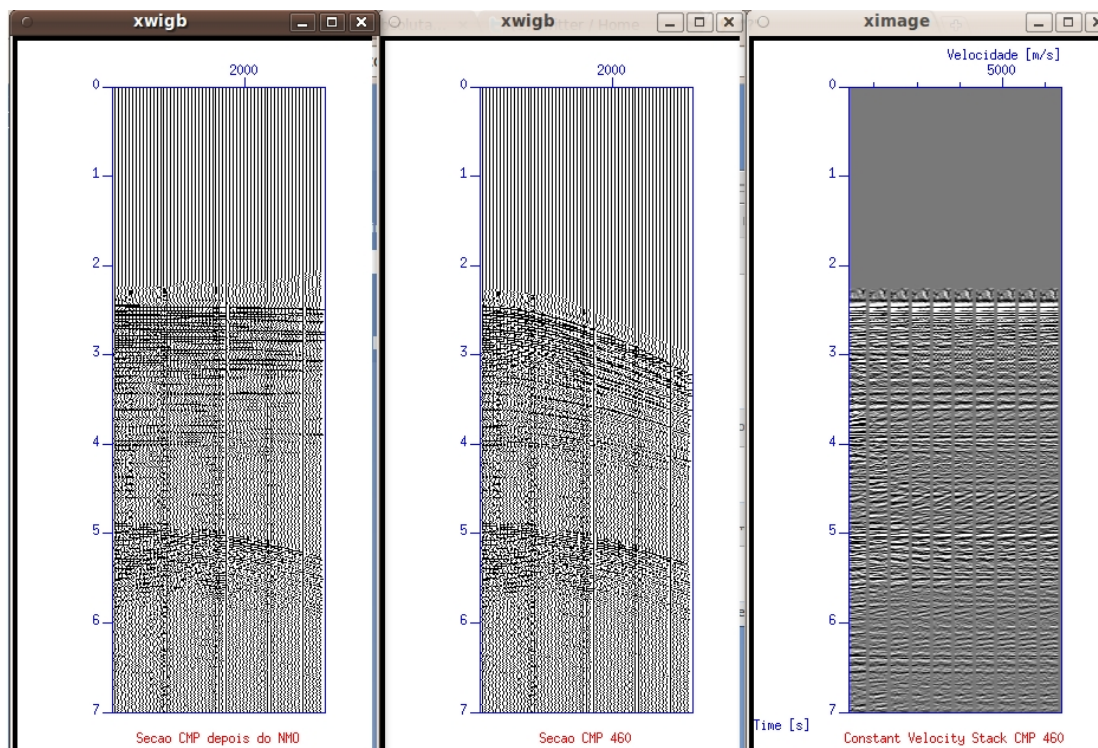


Figura 4.13: A esquerda a seção PMC 450 da linha 68 corrigida de NMO com os refletores horizontalizados. Ao centro a seção PMC antes da correção NMO. A direita o painel de correção NMO com velocidade constante em 10 partes

A correção NMO é baseada na configuração PMC, e parte da suposição de que a subsuperfície é composta de camadas plano-horizontais, homogêneas e isotrópicas, e regida pela equação hiperbólica do tempo de trânsito. Esta correção não é adequada na presença de refletores inclinados por não satisfazer a suposição do modelo plano-horizonta. A correção NMO consiste em corrigir horizontalizando os traços de uma família PCP, em seguida adicioná-los para produzir um traço único. Este processo amplifica a razão sinal-ruído. O PCP corrigido de NMO deve mostrar refletores contínuos. Se refletores apresentarem-se curvados para cima ou para baixo, isto pode indicar inversão de velocidade; respectivamente, velocidade mais alta ou mais baixa, ou seja, para um imageamento com resultados mais satisfatórios faz-se

necessário a utilização da velocidade adequada, e o campo de velocidade se torna fundamental na correção e posterior empilhamento NMO. A Figura 4.14 exemplifica correção NMO.

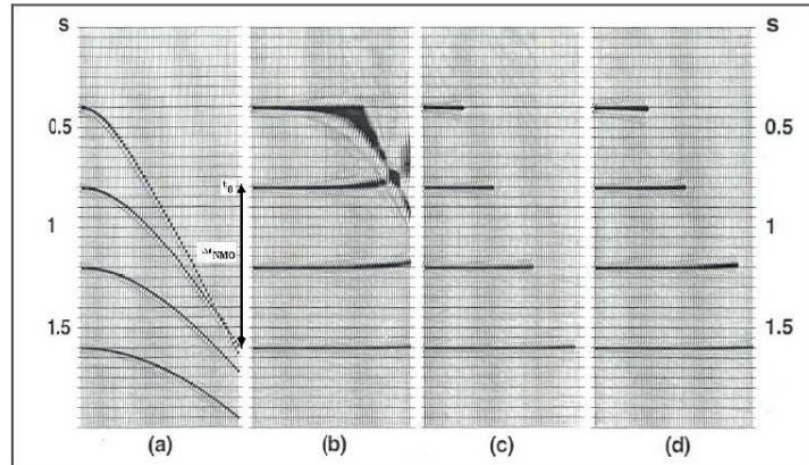


Figura 4.14: (a) Família PMC para um modelo de 5 camadas com velocidades constantes. (b) Após a correção de NMO com indicações de  $t_{NMO}$  e  $t_0$  ilustrando, respectivamente, o sobretempo normal e o tempo de percurso em afastamento-nulo para a segunda interface. (c) e (d) ilustram a aplicação do silenciamento oblíquo para dois valores diferentes do valor de estiramento (YILMAZ, 1987).

Após a correção NMO, novamente são zeradas as partes ruidosas nas seções sísmicas como, por exemplo, o topo das seções.

## 4.8 EMPILHAMENTO CONVENCIONAL

O empilhamento PMC baseia-se no fato de que um ponto refletor é aproximadamente amostrado por vários pares de fontes e receptores, correspondentes a diferentes trajetórias de reflexão comum, cujos tempos de trânsito variam de um traço a outro. As Figuras 4.15 e 4.16 mostram o dado empilhado.

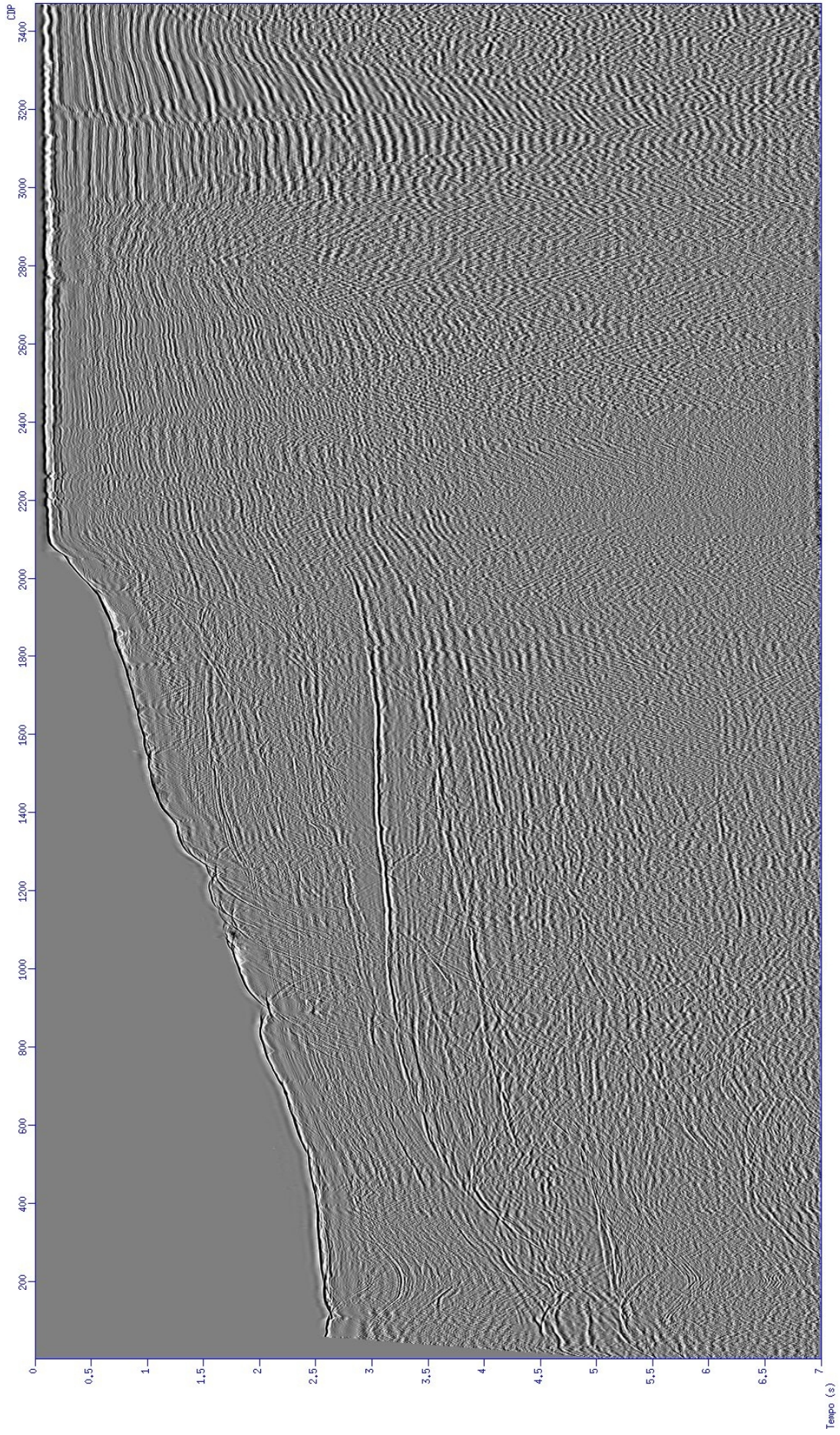


Figura 4.15: Dado empilhado após a análise de velocidade e correção NMO.

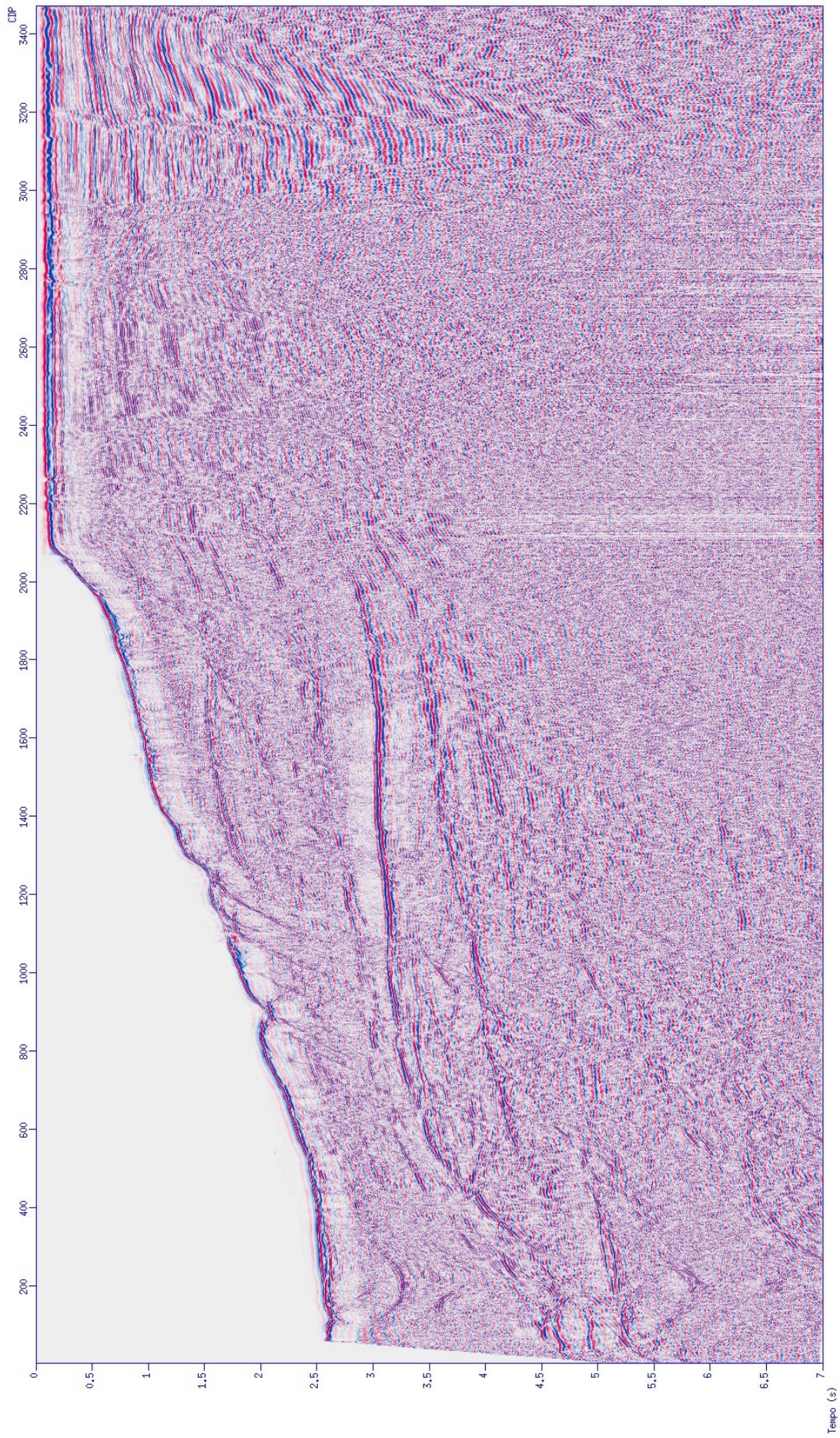


Figura 4.16: Dado empilhado após a análise de velocidade e correção NMO (escala de cores).

As correções (NMO e DMO) corrigem as diferenças nos tempos de trânsito dos eventos reflexivos com relação aos tempos de referência ou de afastamento fonte-receptor nulo. Após à aplicação dos silenciamento e edição dos traços corrigidos, somam-se os traços, resultando, então, em um único traço por cada seção PMC que é considerado como o equivalente a um traço com fonte-receptor coincidentes ou de afastamento nulo. Frequentemente chamamos este conjunto de processos que resulta em uma seção de afastamento nulo de empilhamento PMC. O empilhamento PMC realiza as reflexões primárias suprimindo os ruídos existentes no sinal sísmico e também atenua as múltiplas.

## 4.9 MIGRAÇÃO

### 4.9.1 Stolt

Na subsuperfície, a propagação da onda sísmica pode ser representada por uma série de pontos, nos quais a energia é refletida para os receptores posicionados na superfície. O objetivo da migração é, com um bom modelo de velocidades, estimar o posicionamento correto destes pontos e ajustá-los em seus devidos locais. Para isto, é necessário um bom modelo de velocidade para representar a subsuperfície e um algoritmo para transformar a seção sísmica em uma imagem de refletores. Quanto ao tipo, a migração pode ser de tempo ou na profundidade e pré ou pós-empilhamento. Quanto ao domínio, no tempo-espaco ou na frequência. A aplicação das técnicas de migração tem três etapas: (1) o campo registrado é retro-propagado na direção do ponto-refletor; (2) o campo da fonte é propagado na direção do ponto-refletor; (3) a medida da condição de imagem é empregada pra decidir em relação à posição do ponto-refletor. A equação da onda é utilizada na forma escalar. A migração por diferenças finitas utiliza métodos numéricos para resolver a equação da onda na forma acústica, e admite variações verticais e horizontais de velocidade. A migração de Stolt descreve a migração  $f - k$  que utiliza um único valor de velocidade, e a transformada de Fourier entre os domínios  $f - k$  e  $t - x$ . A migração Gazdag utiliza o deslocamento de fase fundamentado na retropropagação do campo até o ponto-imagem. Para exemplificar, Figura 4.17 representa um refletor inclinado  $CD$  simulando um modelo geológico, e uma seção tempo-distância AN obtida ao longo do eixo  $O_x$ . O conjunto fonte-receptor é representado por  $(s, g)$ . Um raio emitido do refletor  $CD$  é obtido na posição  $A$  e esta posição é indicada pelo ponto  $C'$  na seção tempo-distância AN na figura 4.17-b. Movendo o conjunto fonte-receptor ao longo do eixo  $O_x$ , a última reflexão do refletor  $CD$  é na posição  $B$  representada pelo ponto  $D'$  na seção tempo-distância AN na figura 4.17-b. A comparação da seção em profundidade na Figura 4.17-a em relação a seção em tempo na Figura 4.17-b mostra que a posição geológica

do refletor  $CD$  não é a mesma que  $C'D'$ . Consequentemente, a reflexão  $C'D'$  precisa ser migrada para sua posição real  $CD$  numa seção visual de tempo ou profundidade. No dado Jequitinhonha foi feita a migração Stolt, as velocidades (m/s) utilizadas foram 1500, 2000, 2500, 3000 e 3500 e estão representadas pelas figuras, respectivamente: 4.18, 4.19, 4.20, 4.21, 4.22, 4.23, 4.24, 4.25, 4.26, 4.27.

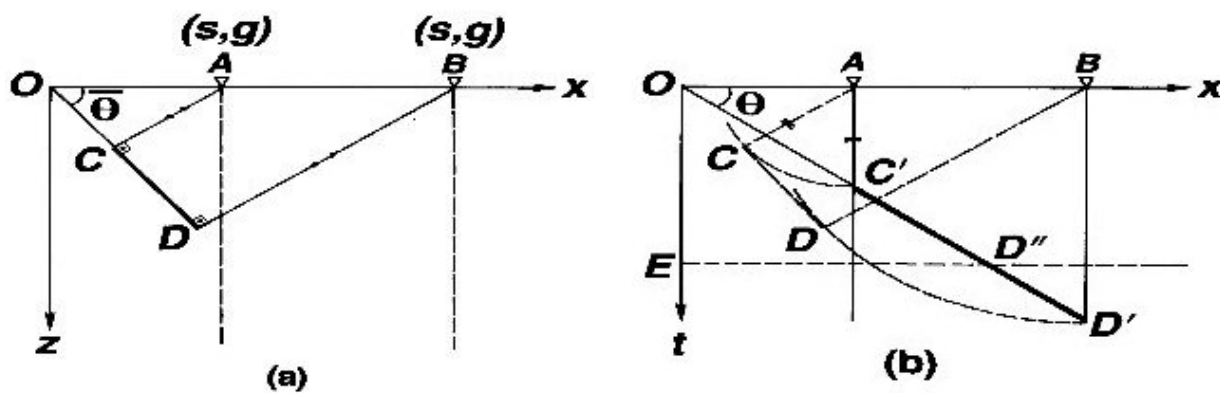


Figura 4.17: Princípios da migração. (a) Segmento de reflexão na seção profundidade. (b) Segmento de reflexão  $C'D'$  na seção tempo-distância. A migração deve mostrar o segmento  $C'D'$  na posição  $CD$  em profundidade ou no tempo. (YILMAZ, 1987)

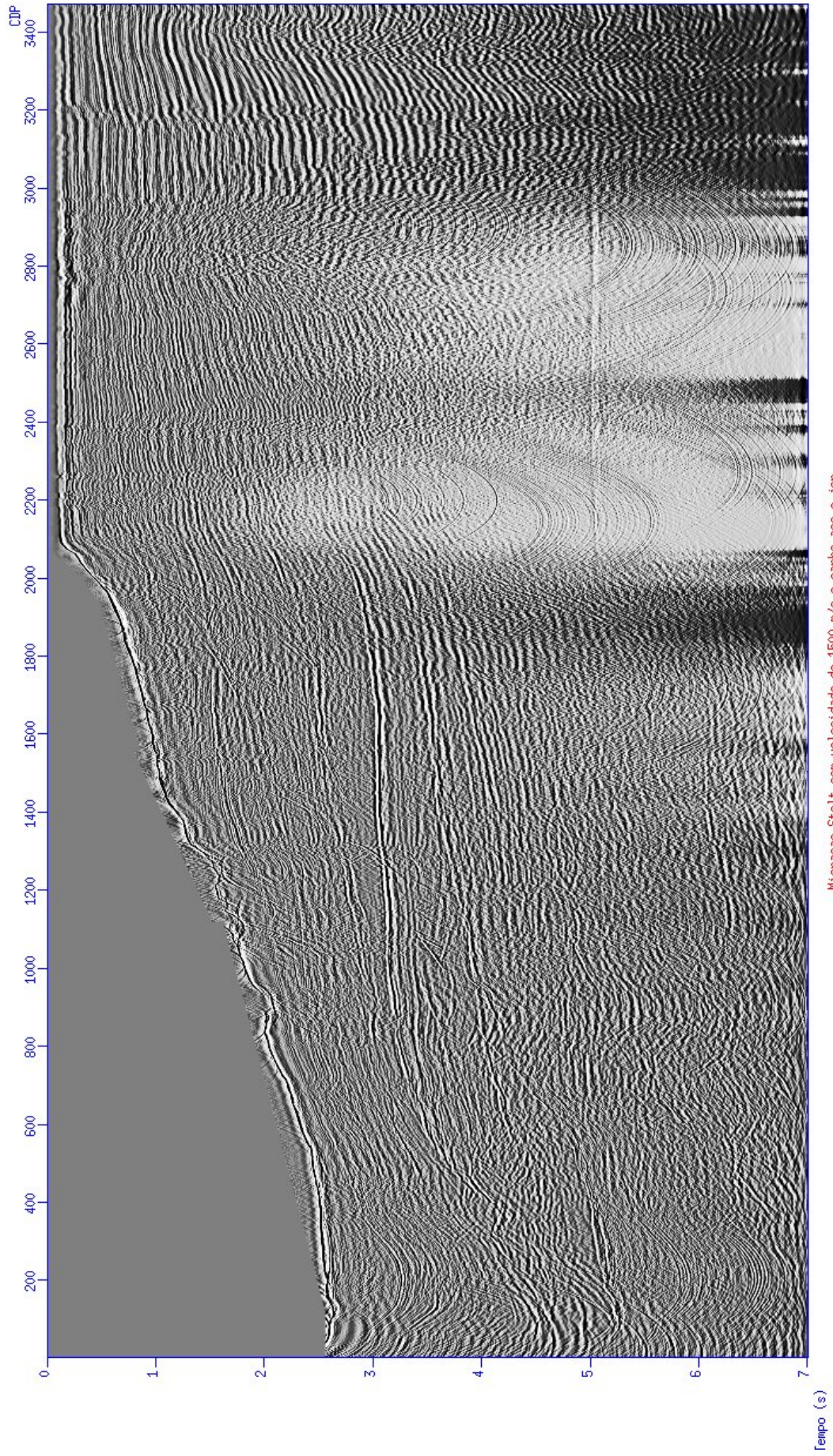


Figura 4.18: Seção migrada em Stolt com velocidade constante de 1500 m/s e ganho AGC.

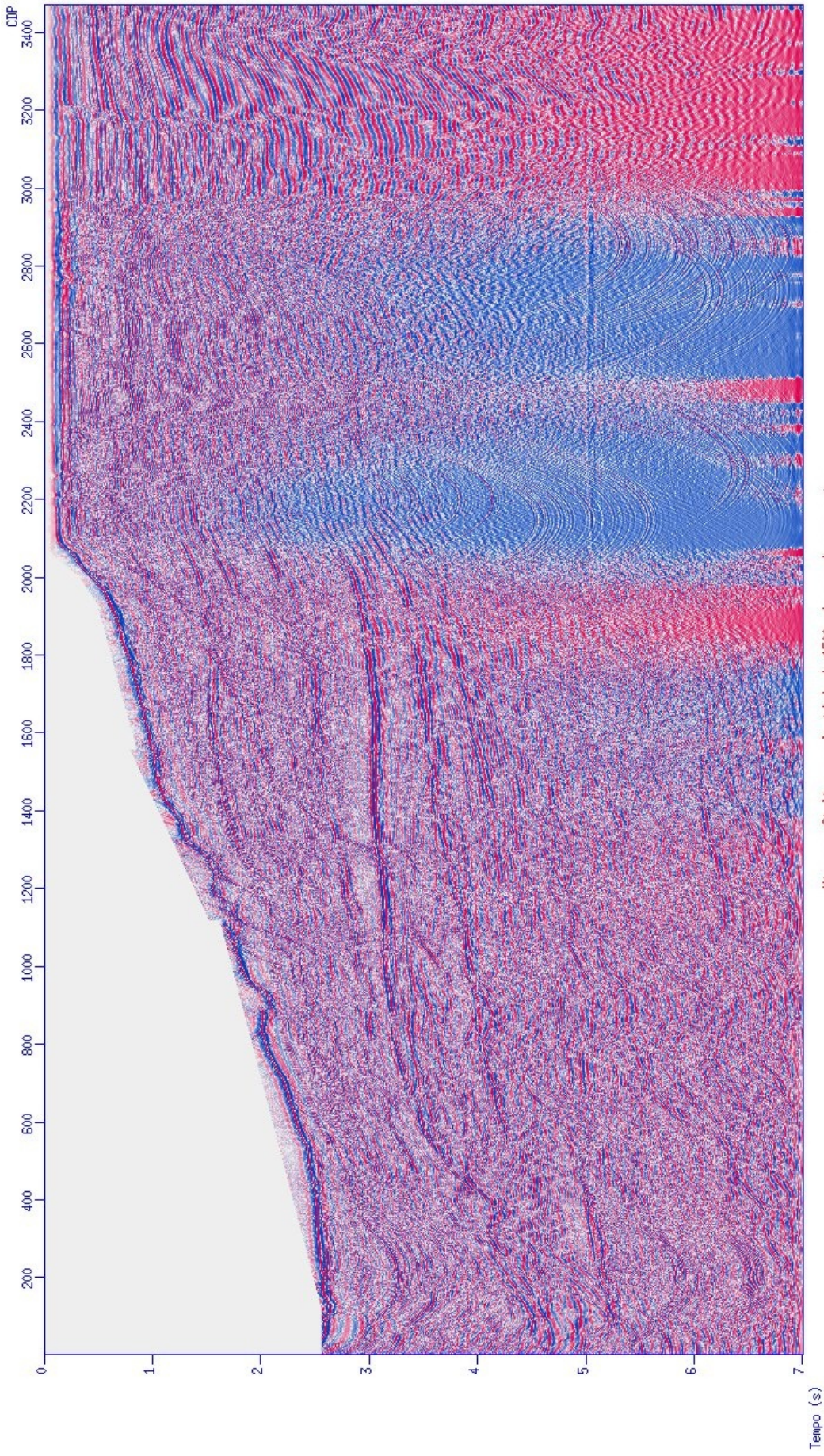


Figura 4.19: Seção migrada em Stolt com velocidade constante de 1500 m/s (escala de cores) e ganho AGC.

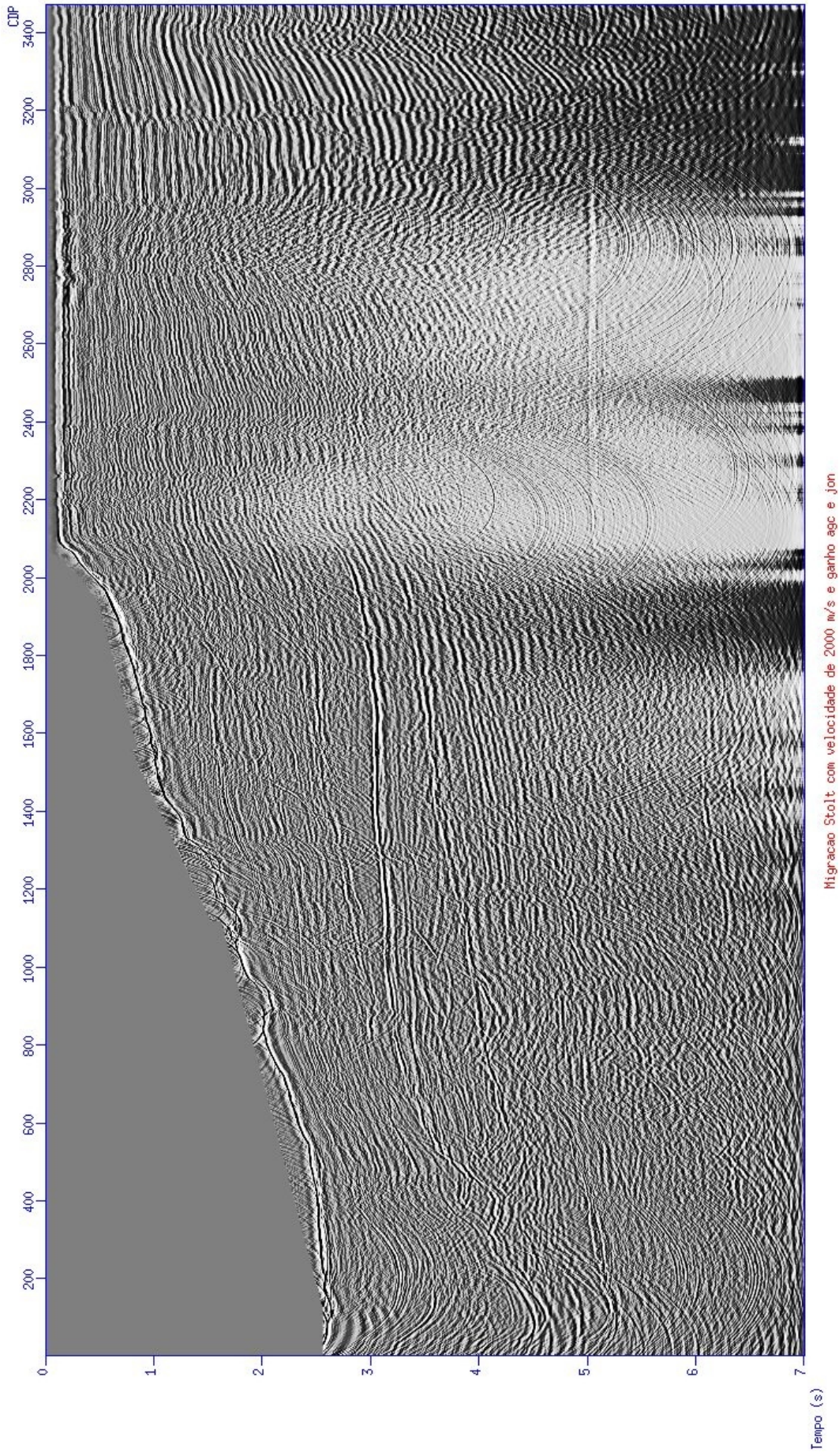


Figura 4.20: Seção migrada da linha 68 utilizando migração Stolt com velocidade constante de 2000 m/s e ganho AGC.

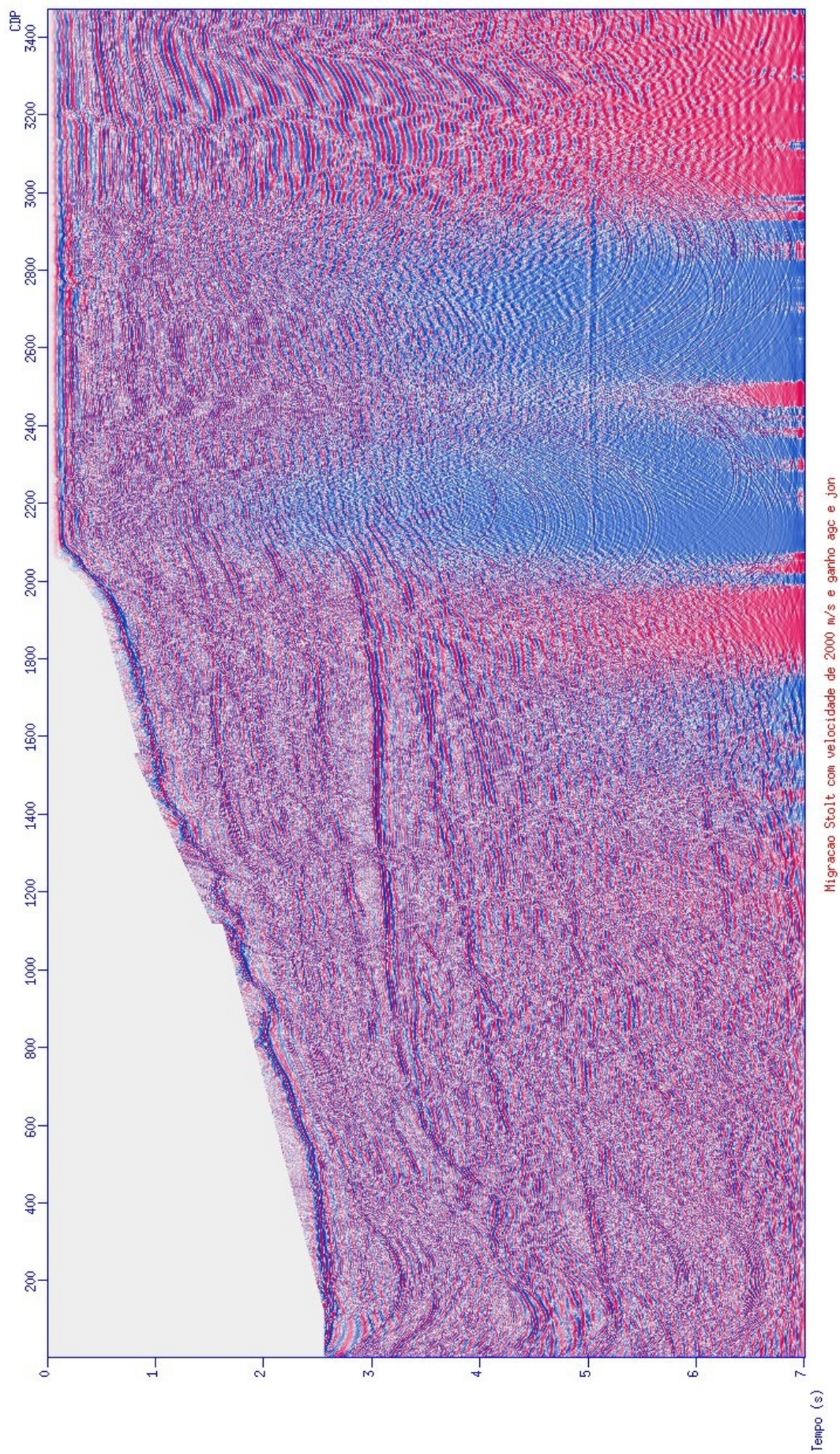


Figura 4.21: Seção migrada em Stolt com velocidade constante de 2000 m/s (escala de cores) e ganho AGC.

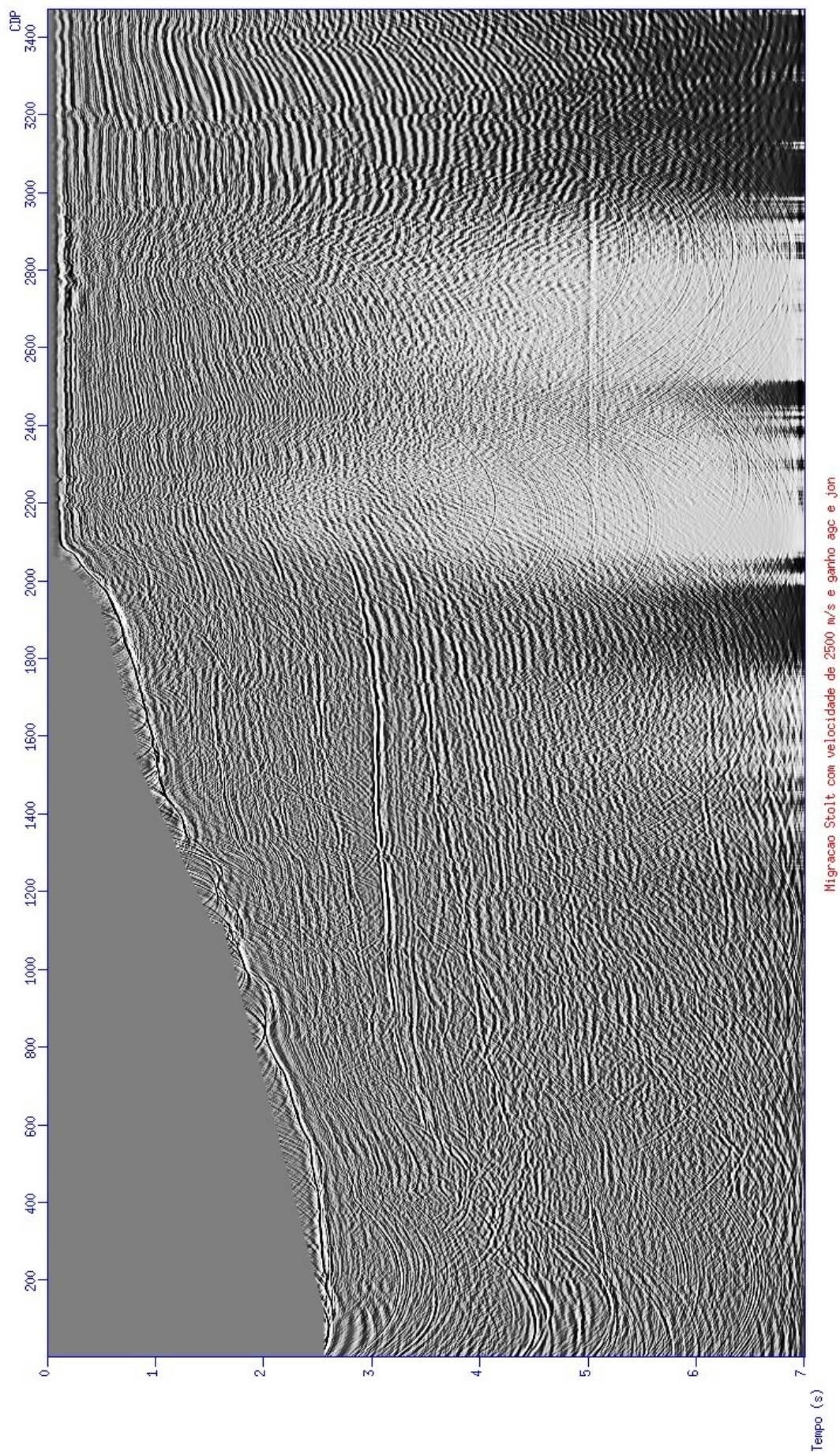


Figura 4.22: Seção migrada da linha 68 utilizando migração Stolt com velocidade constante de 2500 m/s e ganho AGC.

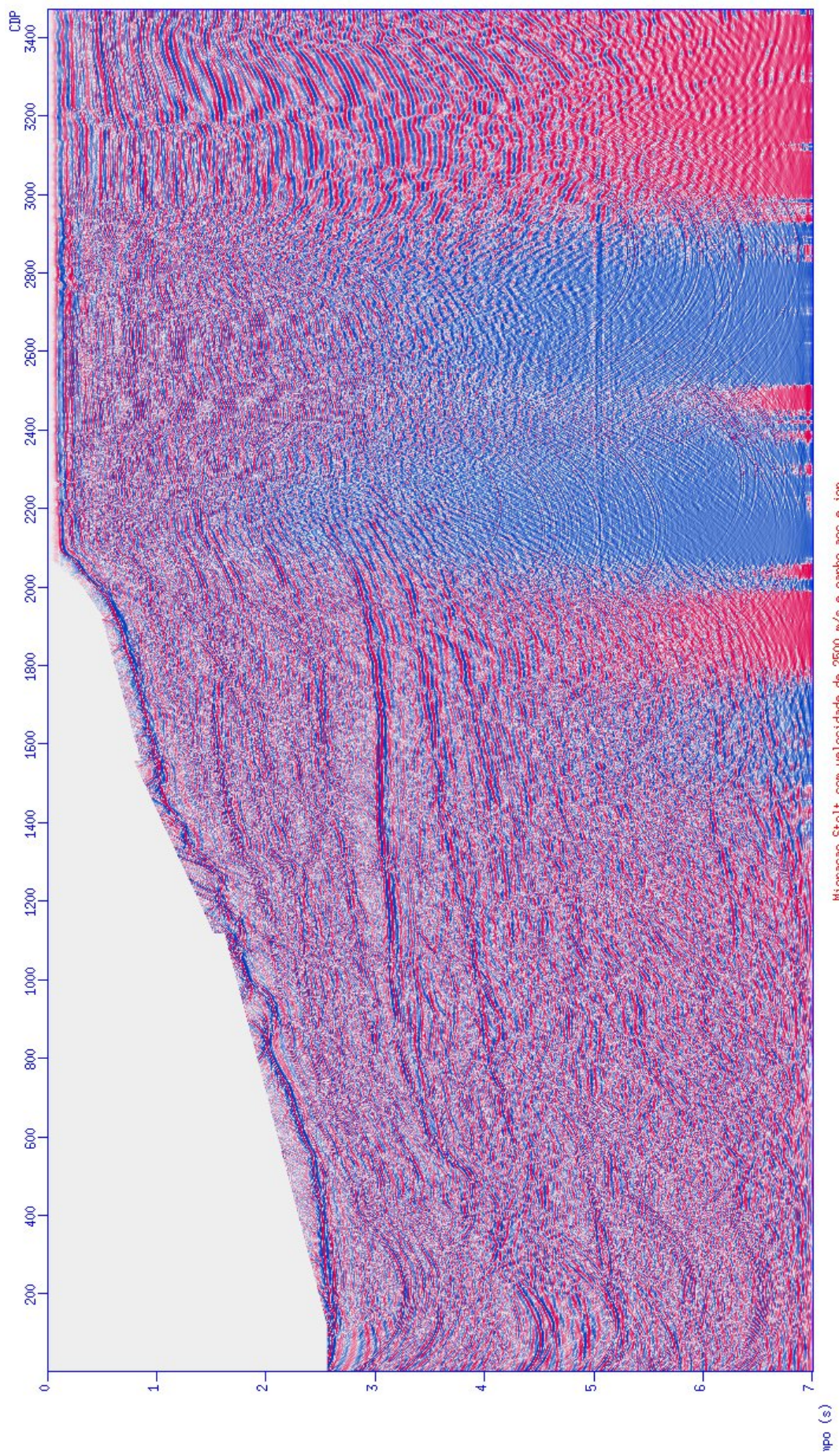


Figura 4.23: Seção migrada em Stolt com velocidade constante de 2500 m/s (escala de cores) e ganho AGC.

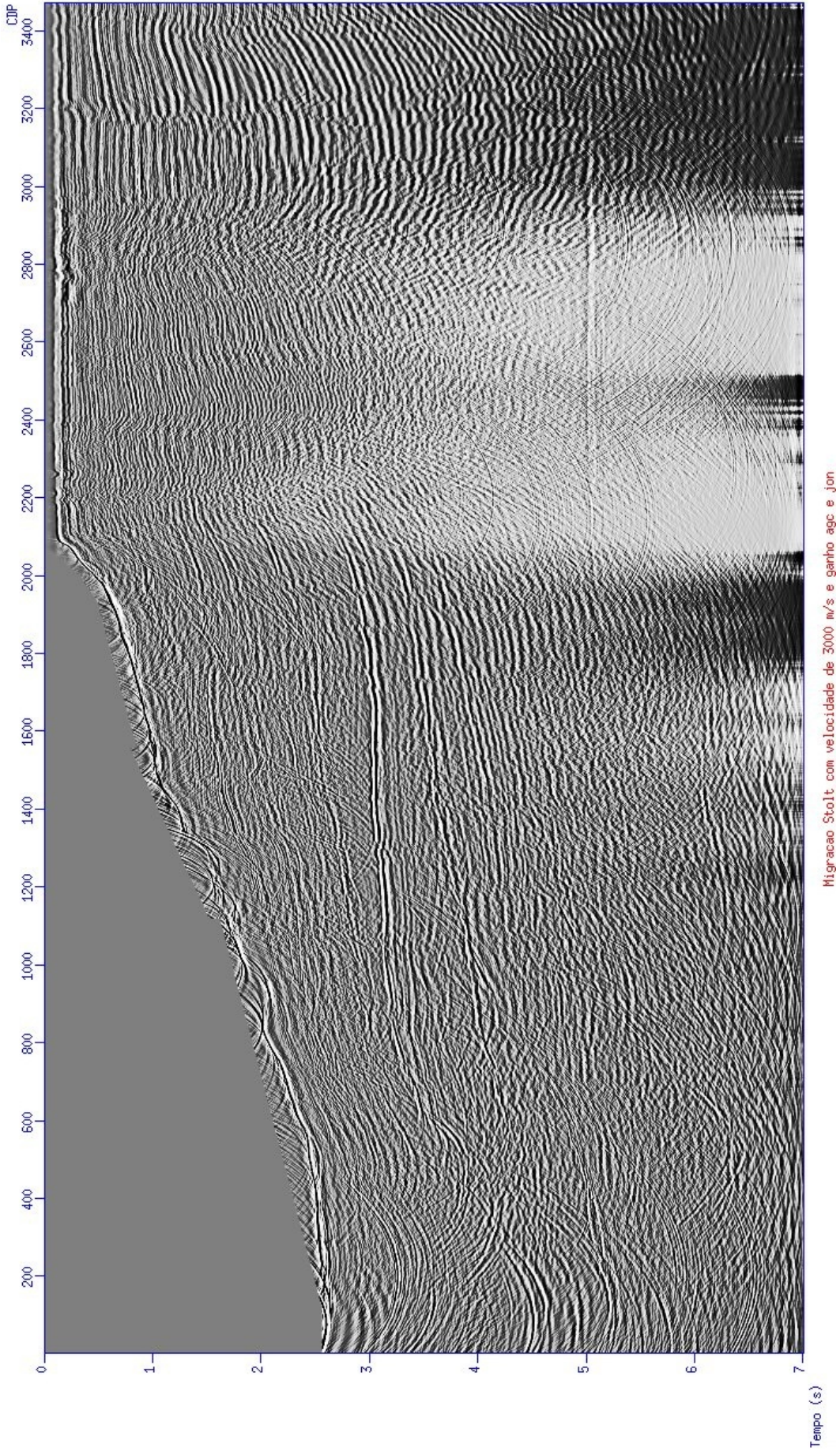


Figura 4.24: Seção migrada da linha 68 utilizando migração Stolt com velocidade constante de 3000 m/s e ganho AGC.

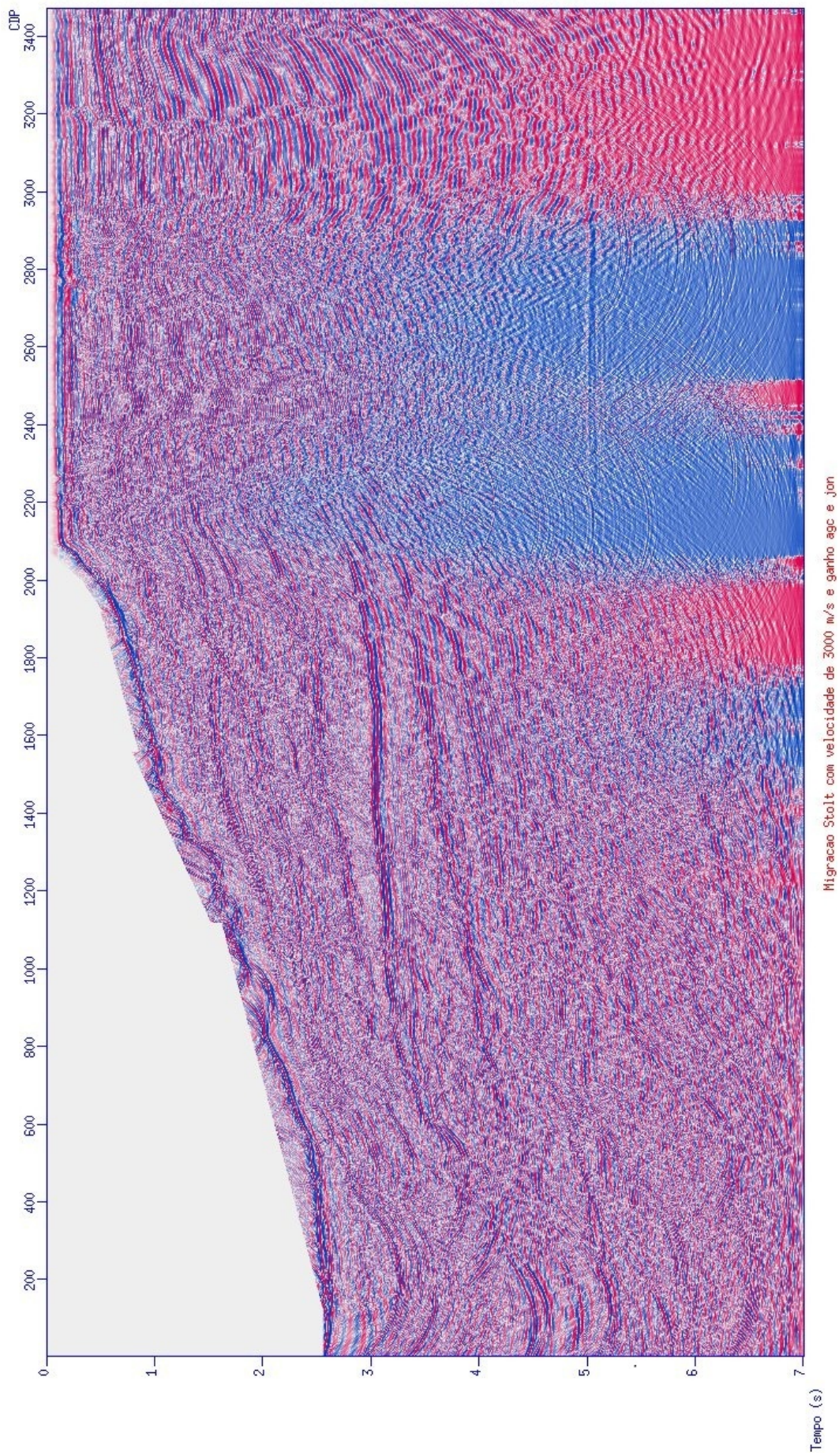


Figura 4.25: Seção migrada em Stolt com velocidade constante de 3000 m/s (escala de cores) e ganho AGC.

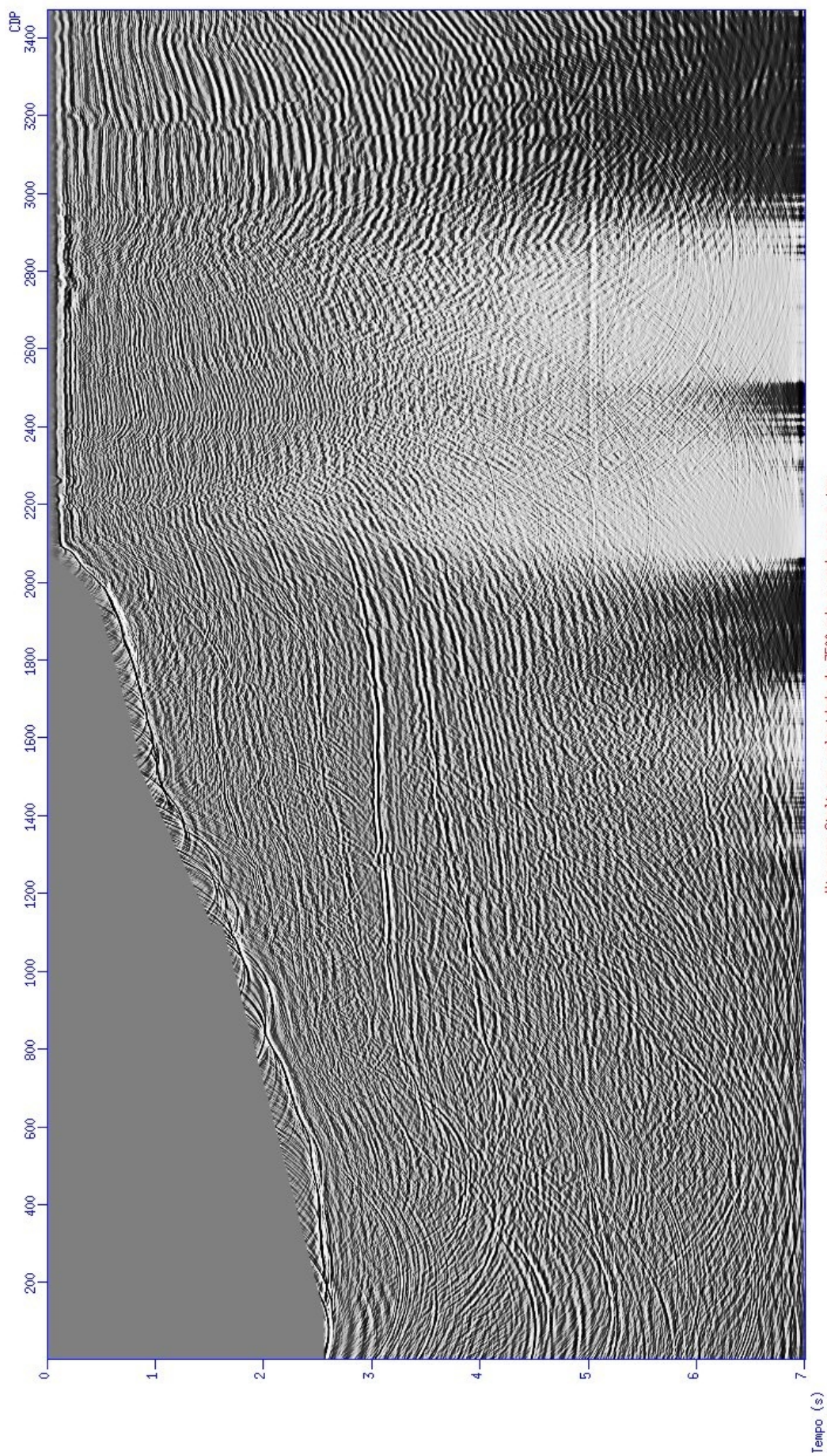


Figura 4.26: Seção migrada da linha 68 utilizando migração Stolt com velocidade constante de 3500 m/s e ganho AGC.

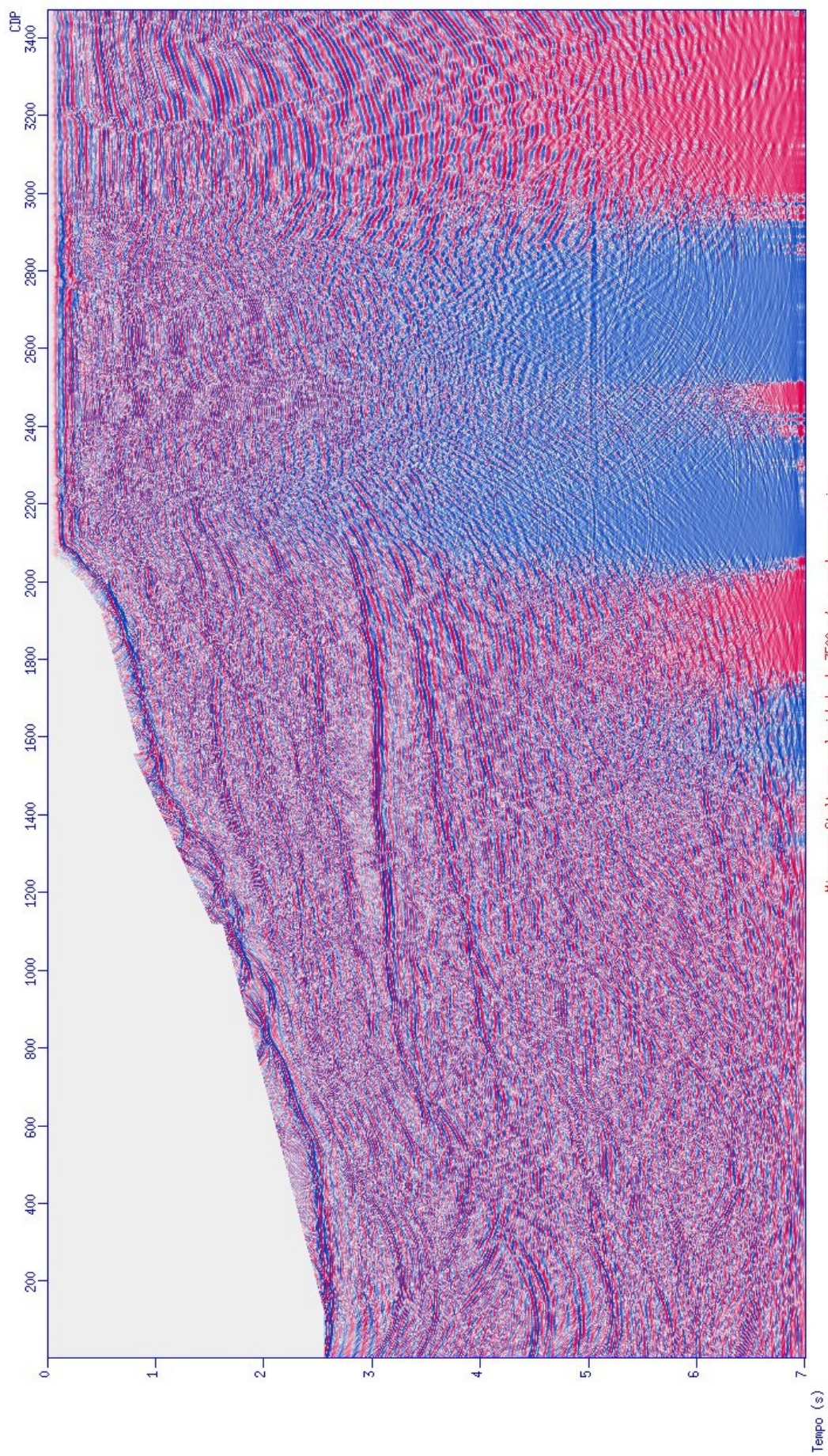


Figura 4.27: Seção migrada em Stolt com velocidade constante de 3500 m/s (escala de cores) e ganho AGC.

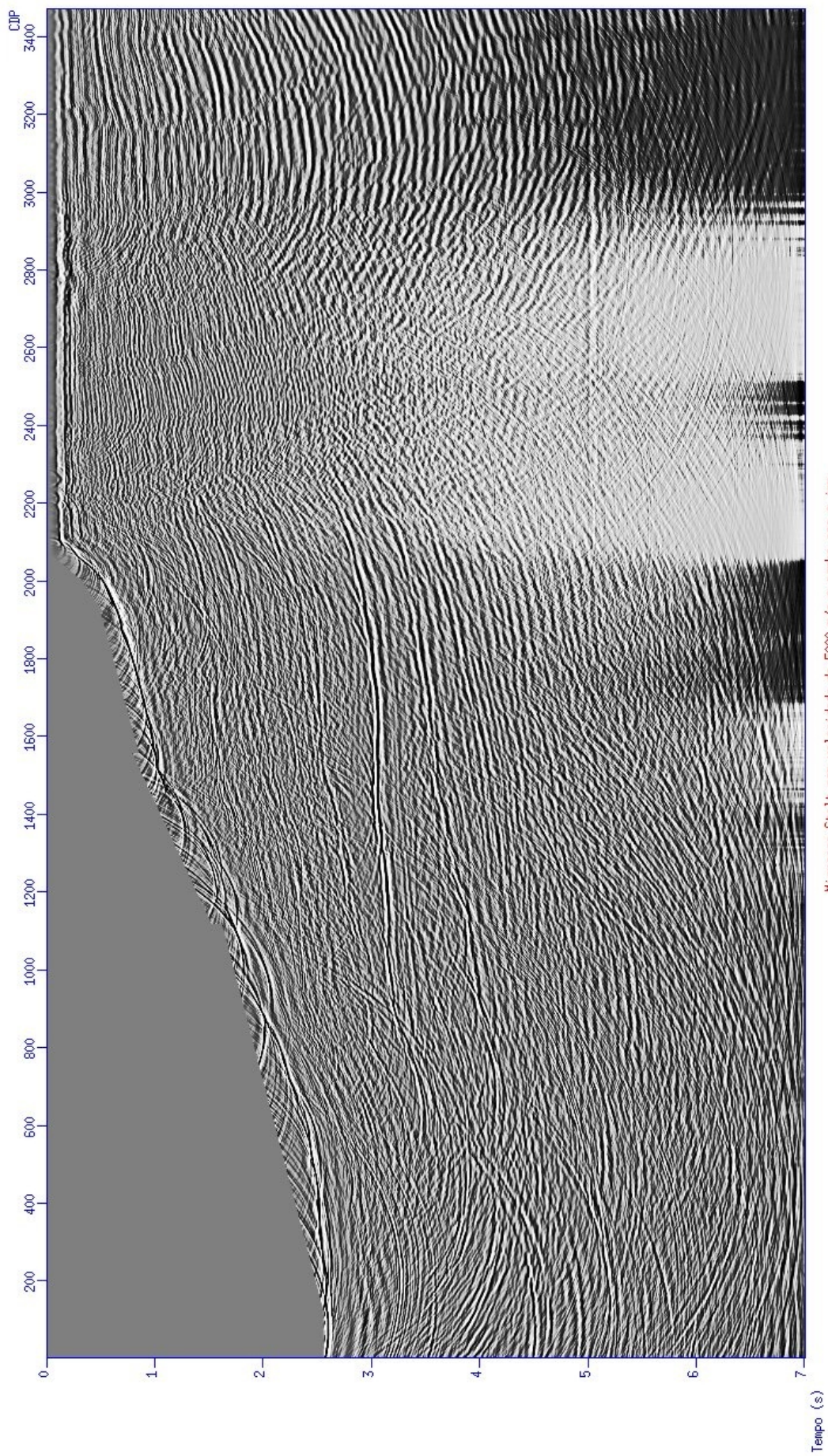


Figura 4.28: Seção migrada em Stolt com velocidade constante de 5000 m/s e ganho AGC.

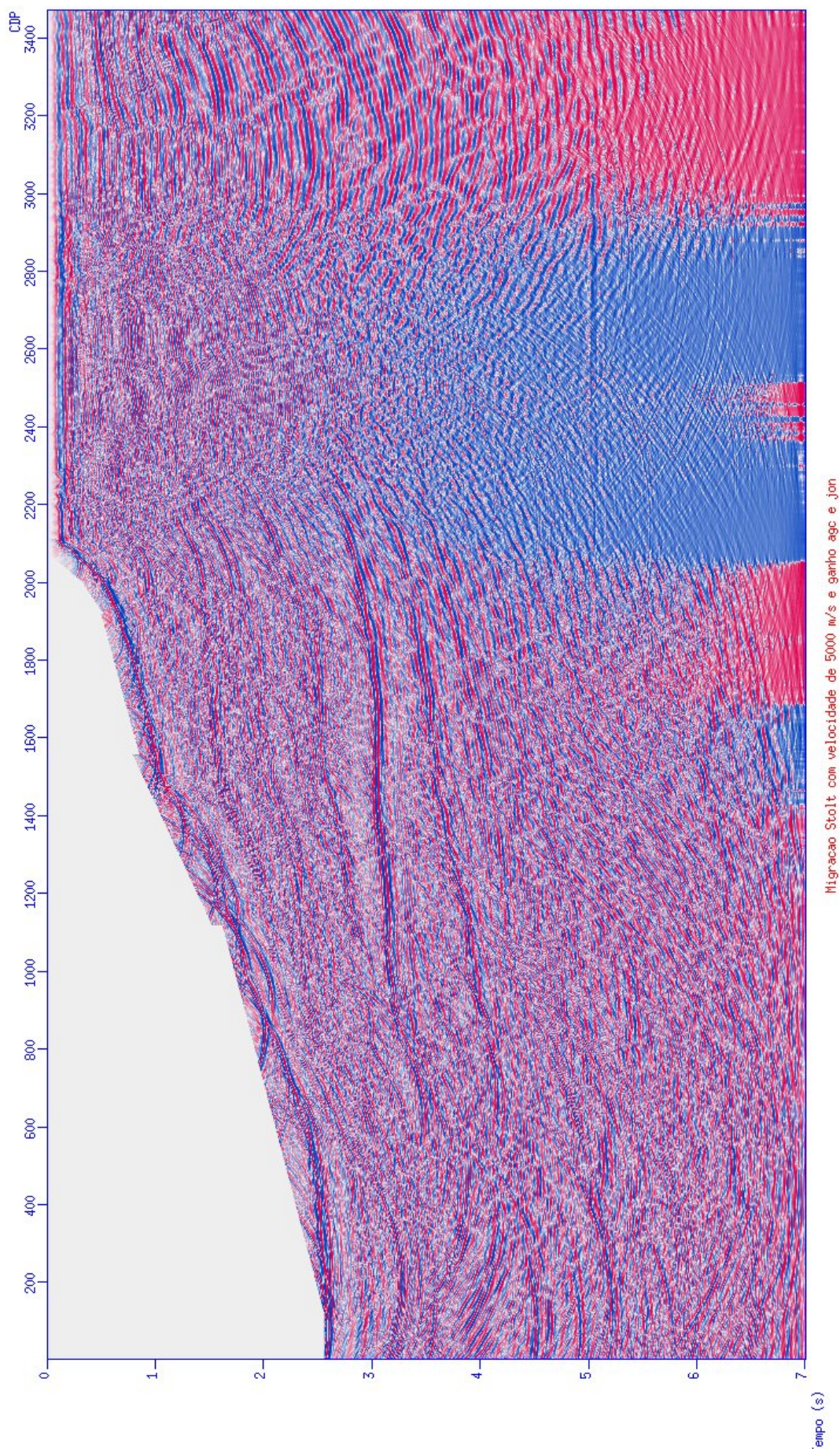


Figura 4.29: Seção migrada em Stolt com velocidade constante de 5000 m/s (escala de cores) e ganho AGC.

## 4.9.2 Kirchoff

A migração do tipo Kirchoff se baseia na equação do tempo de trânsito para um ponto difrator em dados de afastamento-comum, que pode ser obtida através da equação de dupla raiz quadrada. Ao invés de somar ao longo das hipérbolas de difração no afastamento-nulo, as amplitudes devem ser somadas ao longo das trajetórias de tempo de trânsito das difrações dos dados de afastamento-comum. Na teoria de Kirchoff as interfaces das camadas da sub-superfície são constituídas de pontos difratores que espalham a energia da onda incidente na interface refletora, originando uma nova frente de onda. O objetivo da migração é colapsar toda a energia espalhada e reposicionar a imagem do refletor inclinado para sua real posição espacial (YILMAZ, 1987).

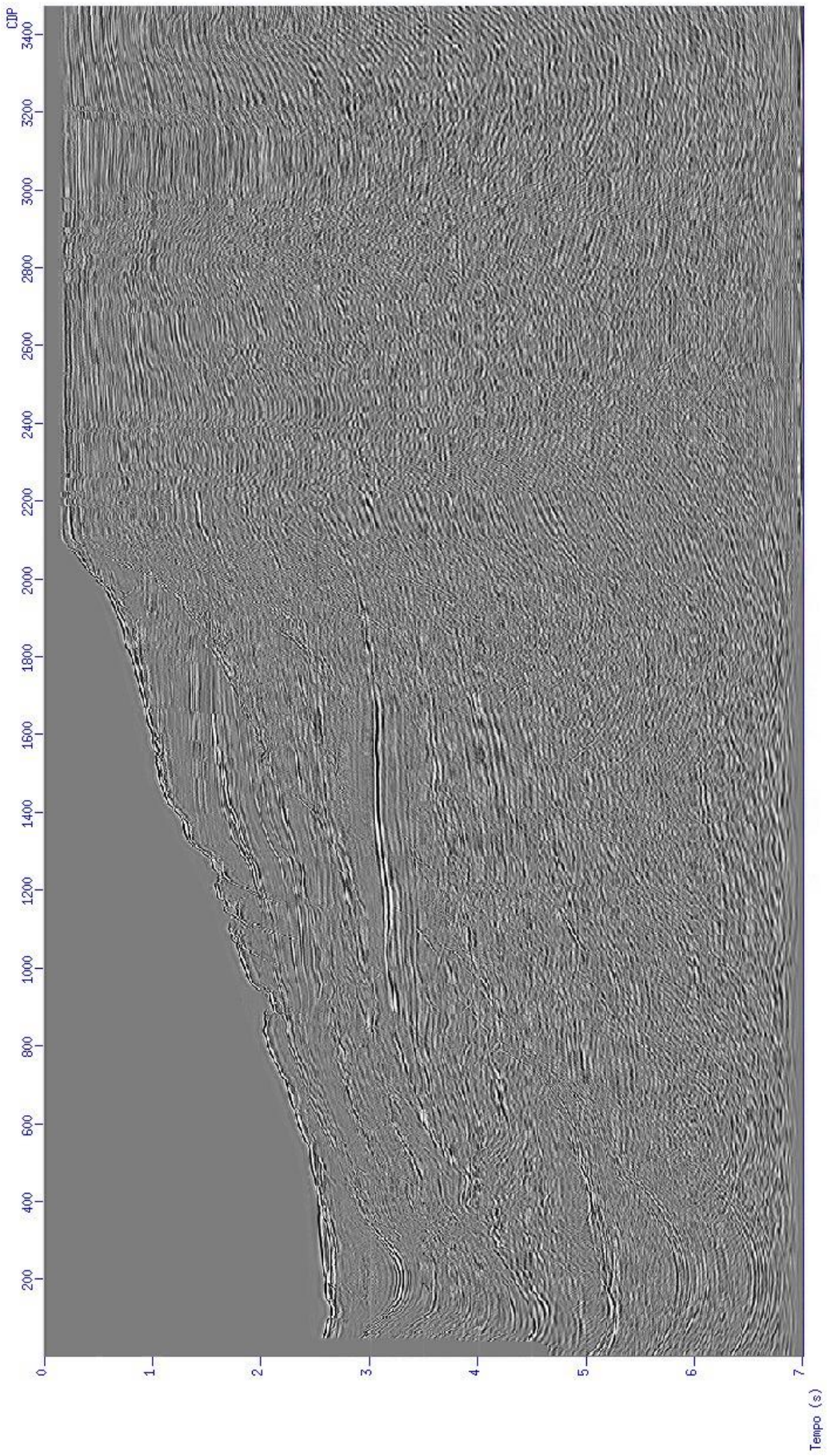


Figura 4.30: Seção migrada em Kirchoff com ganho AGC.

## 5 CONCLUSÕES

Este trabalho de TCC teve como objetivo principal o processamento e o imageamento da seção sísmica Jequitinhonha 68 localizada a leste do estado da Bahia, na margem Atlântica Brasileira. Estes dados foram coletados sobre a bacia sedimentar geológica do Jequitinhonha, que tem nas proximidades as bacias Camamu-Almada.

O trabalho procurou descrever as partes básicas e fundamentais do método sísmico necessários para o entendimento das técnicas utilizadas. O software principal utilizado foi o sistema CWP/SU da *Colorado School of Mines* instalado no Laboratório de Processamento Sísmico - PROSIS da UFPA/IG/CPGF.

O fluxograma de processamento e imageamento constou das seguintes técnicas:

- Ajuste de geometria;
- Silenciamento;
- Análise de velocidade semblance;
- Empilhamento; e
- Migração.

Uma técnica central aplicada para a obtenção da distribuição de velocidades foi a análise baseada no semblance, onde se faz a marcação da velocidade de correção NMO, para o empilhamento correspondente.

Foi aplicada ao dado a deconvolução preditiva baseada no filtro Wiener-Hopf e, após várias tentativas e erros, se optou por um resultado mais coerente para a deconvolução de múltiplas.

A seção empilhada da Figura 4.15 (e 4.16) foi obtida após a análise de velocidade semblance, onde podemos observar que houve uma grande atenuação da múltipla da superfície livre, e representa uma evolução considerável como os testes anteriores. Esta é a seção básica para a migração pós-empilhamento. Com base nesta seção se destacam as seguintes observações:

Em primeiro lugar os eventos sub-verticalizados que podem ser interpretados como estruturas laterais.

Em segundo lugar, entre a linha do fundo do mar e a múltipla de primeira ordem, se observa a resposta da bacia sedimentar com eventos estratificados sub-horizontais.

Em terceiro lugar, se destaca na parte continental da seção o conteúdo espectral que apresenta frequências muito mais baixas do que na parte talude-abissal.

As seções migradas, pós-empilhamento no tempo, obtidas estão no capítulo 4, e são apresentadas em escalas de cinza na ordem: 4.18, 4.20, 4.22, 4.24, 4.26. As seções migradas em cores estão na seguinte ordem: 4.19, 4.21, 4.23, 4.25, 4.27 e 4.29.

O imageamento constou das seções empilhadas e, mais propriamente, de seções migradas. Se observou que as estruturas das seções migradas se deslocaram relativamente muito pouco com relação às seções empilhadas. O método de migração utilizado foi o denominado de Stolt, onde o modelo de velocidade é constante, tendo sido realizadas migrações com as seguintes velocidades (m/s): 1500 a 5000 com incrementos de 500, e a última com 5000m/s. Foram feitos testes com incremento menor do que 500m/s, mas que não apresentaram soluções diferentes, e por esta razão foi optado pelo incremento de 500 m/s.

A migração Kirchoff foi o outro método utilizado e é mostrada na figura 4.30, esta migração foi baseada no campo de velocidade obtido na análise de velocidade Semblance e mostrou resultado satisfatório, pois delineou bem as estruturas da bacia e reposicionou de maneira consistente os refletores.

Todas as seções estão divididas em parte continental, talude e abissal.

Nas seções migradas em Stolt, artefatos de migração presentes na parte continental geraram efeitos indesejados nas figuras.

As sugestões para trabalhos futuros incluem uma nova análise de velocidade, com uma nova montagem de um campo de velocidades, um empilhamento, podendo até ser um empilhamento CRS e a implementação de diferentes tipos de migração em tempo e profundidade, estas novas etapas no processamento podem ser realizadas para melhorar a resolução das seções.

## REFERÊNCIAS

- ANP. *Agência Nacional do Petróleo*. [S.l.]: Acesso em 27 de fevereiro de 2010, 2010.
- ASSOC., D. . Relatorio anual: Petroleum systems of brazil. IOP Publishing, Rio de Janeiro, 2000.
- ČERVENY, V. *Seismic Ray Theory*. [S.l.]: Cambridge: Cambridge University Press, 2001.
- COHEN, J. K.; STOCKWELL, J. J. W. Cwp/su: Seismic un\*x release n. 39 a free package for seismic research e processing. 2005.
- COSTA, F. B. Processamento e interpretação de dados sísmicos 2d na bacia do jequitinhonha. *Universidade Federal da Bahia*, 2007.
- FOREL, D.; BENZ, T.; PENNINGTON, W. D. *Seismic Data Processing with Seismic Un\*x*. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 2005.
- GAGLIONE, P.; TRINDADE, L.; NASCIMENTO, M. Avaliação geoquímica das bacias marginais ao sul da bahia. *Congresso brasileiro de Geoquímica*, v. 2, n. 1., p. 467–491, 1987.
- HUBRAL, P. Some ray theoretical aspects. *Geophysics Prospecting*, v. 25, p. 738–745, 1977.
- HUBRAL, P.; KREY, T. *Interval Velocities from Seismic Reflection Time Measurements*. [S.l.]: Tulsa, OK: Society of Exploration Geophysicists, 1980.
- MAGOON L. B., D. W. G. *The petroleum system - from source to trap*. Tulsa: AAPG Memoir 60., 1994.
- SHERIFF, R.; GELDART, L. *Exploration seismology*. [S.l.]: Cambridge University Press, 1995.
- SHERIFF, R. E. *Factors affeting seismic amplitude*. [S.l.: s.n.], 1975.
- YILMAZ, O. *Seismic data processing*. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 1987.