



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOFÍSICA**

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**Processamento e Imageamento Utilizando o
Método de Superfície de Reflexão Comum
(CRS) na Bacia Sedimentar do Tacutu**

GABRIEL LEAL REZENDE

BELÉM-PARÁ

2016

GABRIEL LEAL REZENDE

**Processamento e Imageamento Utilizando o Método de
Superfície de Reflexão Comum (CRS) na Bacia
Sedimentar do Tacutu**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Bacharel em Geofísica.

Orientador: Estanislau Luczynski

Belém-Pará

2016

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

Rezende, Gabriel Leal, 1992-

Processamento e imageamento utilizando o método de Superfície
Superfície de Reflexão Comum (CRS) na bacia sedimentar
do Tacutu/ Gabriel Leal Rezende – 2016
94 f. : il. 30cm

Inclui bibliografias

Orientador: Estanislau Luczynski

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) –
Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências
Faculdade de Geofísica, Belém, 2016.

1. Método de reflexão sísmica. 2. Prospecção - Métodos
geofísicos. 3. Sistemas de imageamento em sismologia. I.
Título.

CDD 22º ed .622.1592

GABRIEL LEAL REZENDE

PROCESSAMENTO E IMAGEAMENTO UTILIZANDO O MÉTODO DE SUPERFÍCIE DE REFLEXÃO COMUM (CRS) NA BACIA SEDIMENTAR DO TACUTU

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, como requisito parcial à obtenção de grau de Bacharel em Geofísica.

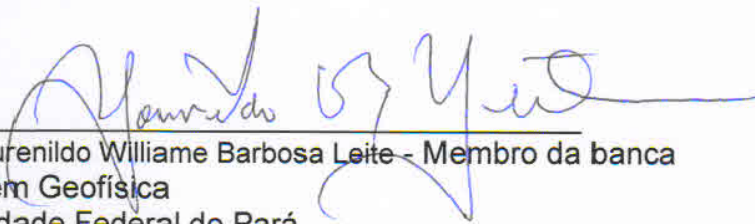
Data da defesa: 04 de março de 2016.

Conceito: B

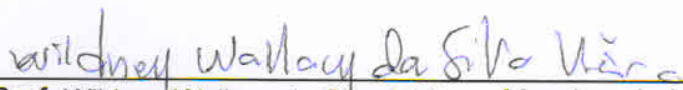
Banca Examinadora:



Prof. Estanislau Luczynski – Orientador
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Federal do Pará



Prof. Lourenildo Willame Barbosa Leite - Membro da banca
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Pará



Prof. Wildney Wallacy da Silva Vieira – Membro da banca
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Pará

A todos os meus familiares, especialmente a minha mãe.

AGRADECIMENTOS

À Deus, primeiramente, por ter me dado força e inspiração para concluir este trabalho.

Ao Prof. Dr. Estanislau Luczynski pela constante paciência e disponibilidade de tempo na orientação desta dissertação, além dos ensinamentos geológicos sobre Geologia do Petróleo e outras áreas afins, que ajudaram no entendimento e desenvolvimento deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Lourenildo W. B. Leite por aceitar participar da banca e ser meu co-orientador, além de ensinamentos sobre geofísica em toda a minha vida acadêmica e da sugestão da bacia estudada neste trabalho.

Ao Prof. Dr. Wildney W. S. Vieira pela fundamental ajuda neste trabalho, como em toda parte do processamento, além de outros fatores que seriam impossíveis serem resolvidos sem a sua devida ajuda.

Aos meus pais e avós, pelo incentivo e os grandes ensinamentos em todos os momentos de minha vida, além de terem tido toda paciência nos momentos de turbulência que tive neste trabalho.

A minha irmã Jessica Leal, pelo apoio e companheirismo desde o início da minha vida.

As minhas tias Andrea Rezende, Alcilene Leal e tio Jean Holanda pelas palavras incentivadoras e ensinamentos sobre a vida acadêmica e estudantil em toda a minha vida.

Ao meu padrinho Marco Antônio que me incetivou sempre a estudar e obter o sonho de ter um diploma de ensino superior, além de nunca negar financiamentos de cursos extras que me ajudaram a ter um melhor desenvolvimento na graduação.

Aos meus tios João Fernando e Joberval Wilson pelo apoio e inúmeros diálogos, como incentivando a continuar e nunca desistir do curso que escolhi para minha vida.

A Professora Lucia pela disponibilidade em ajudar a adequar este trabalho de acordo com as novas regras da ABNT, além de toda paciência na hora destas correções.

Ao meu colega de classe Pedro Paulo pela sua grande disponibilidade em ajudar no desenvolvimento da escrita deste trabalho com o editor LATEX, tirando dúvidas e ensinando como usar de forma prática e fácil.

À todos os familiares e amigos que colaboraram, de maneira direta ou indireta, à conclusão deste trabalho.

RESUMO

A Quarta Rodada de Licitações passou a ser considerada como uma área propícia a ocorrência de hidrocarbonetos. No presente trabalho, a Bacia do Tacutu (RR) foi selecionada como área de estudo com vista à construção de um modelo geológico sintético-hipotético do sistema petrolífero tanto para aplicação exploratória quanto para fins acadêmicos. Para isso foram utilizados dados geológicos e geofísicos da bacia a fim de se obter uma boa correlação de dados sísmicos que, posteriormente, passaram por processamento e interpretação. Ao mesmo tempo, avaliou-se a eficiência da metodologia interpretativa quando aplicada a geologia complexa da bacia. O tratamento de dados sísmicos se deu em três etapas: a) aquisição de dados em campo (pré-processamento); b) o processamento dos dados adquiridos (filtragens dos dados) e; c) interpretação dos dados devidamente processados (imageamento). No atual Trabalho de Conclusão de Curso a etapa de pré-processamento foi realizada com base em estudos anteriores feitos sobre a Bacia do Tacutu. Já para a etapa de processamento voltado à simulação de seções afastamento-nulo (ZO-zero offset) através de dados de multicobertura foi empregado o método chamado de Processamento por Superfície de Reflexão Comum (CRS), através do Sistema WIT/CRS. Este processamento foi aplicado aos dados sísmicos de reflexão do grupo 204 do conjunto de dados do Gráben do Tacutu. Por fim, com vistas a contornar possíveis incoerências em termos de análise de velocidade no mapa Semblance, pois a procedência dos dados é terrestre e há tendência ao ruído, aplicou-se o Processamento CRS para a construção de uma secção empilhada e migrada utilizada para a interpretação de um provável Sistema Petrolífero na Bacia do Tacutu.

Palavras-chave: Método de reflexão sísmica. Prospecção - Métodos geofísicos. Sistemas de imageamento em sismologia.

ABSTRACT

The Fourth Bidding of Blocks sponsored by Agencia Nacional of Petroleo has come to be seen as a new oil province. In this work, Tacutu Basin (RR) was selected as a study target aiming a geological model for a hypothetical petroleum system both for academic and also for exploration purposes. To achieve this were applied geological and geophysical data to obtain a good correlation of seismic data. Afterwards, data were processed and interpreted. At the same time, the efficiency of interpretation methodology was evaluated when it was applied to the basin complex geology. Seismic data treatment was performed in three phases: a) field data acquisition (pre-processing stage); b) data acquired processing (data filtering); c) interpretation of processing of data (imaging). In this monograph, pre-processing stage was based on previous studies about Tacutu Basin. For the next step, Common Reflection Surface (CRS) by WIT/CRS system was applied for processing a simulation of zero offset section by multi- layer covering data of 204 seismic group of Tacutu Graben. Finally, aiming to avoid inconsistencies of velocity analyzing for Semblance map, due the background noise, it was applied a CRS processing for a stack and migration section for interpreting the Tacutu Basin Petroleum System.

Keywords: Seismic reflection method. Prospection- Geophysics methods. Imaging system in seismology

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 2.1 – Mapa de localização da Bacia do Tacutu.	20
Figura 2.2 – Mapa de localização do Gráben do Tacutu.	21
Figura 2.3 – Mapa de localização do Gráben do Tacutu.	22
Figura 2.4 – Mapa geológico da Bacia do Tacutu.	25
Figura 2.5 – Seções geológicas esquemáticas na Bacia de Tacutu mostrando a sucessão estratigráfica e os altos internos regionais.	26
Figura 2.6 – Carta estratigráfica da Bacia do Tacutu.	28
Figura 3.1 – Exemplo do modelo geológico, na qual descreve o funcionamento de aquisição sísmica dos dados sísmicos terrestres com a localização de fontes e receptores.	30
Figura 3.2 – Tipos de ondas de corpo. As setas ligadas aos pontos preto em forma de círculo representam a direção e sentido da vibração das partículas das rochas. As retas tracejadas indicam à direção de propagação da onda	32
Figura 3.3 – Modelo composto por interfaces plano-horizontais.	34
Figura 3.4 – Foto de um receptor sísmico (geofone), além de um esquema básico do funcionamento da técnica de reflexão sísmica.	35
Figura 3.5 – Ilustração sobre teoria da Sísmica de Reflexão	36
Figura 3.6 – Modelo convolucional do traço sísmico a partir do coeficiente de reflexão de limites acústicos.	38
Figura 3.7 – Esquema da geometria das reflexões sísmicas mostrando o caminho raio a partir do ponto em que ocorre o tiro pela fonte até os receptores (geofones).	39
Figura 3.8 – Esquema mostrando a geração de uma imagem da subsuperfície, após a etapa de processamento sísmico.	40
Figura 3.9 – Exemplo de um tiro sísmico, onde pode-se visualizar ruídos(linhas verde) e Reflexões (linha azul).	41
Figura 3.10 – Mapa estrutural do graben do Tacutu mostrando a direção de algumas linhas sísmicas.	43
Figura 3.11 – Fluxograma das etapas de pré-processamento utilizadas neste trabalho.	45
Figura 3.12 – Imagem representando a geometria corrigida. Observamos pelo offset na figura que o arranjo é do tipo end-on.	47
Figura 3.13 – Edição de traços da linha 204-R1-239 da Bacia do Tacutu	48

Figura 3.14 – Desenho dos espectros de amplitude de quatro filtros básicos de corte na forma retângular: (a) Passa-baixa (PB). (b) Passa-alta (PA). (c) Banda-passante (BP). (d) Filtro de rejeição (FR).	49
Figura 3.15 – Espectro de frequência vs número de traços da linha 204-239 antes da aplicação de filtragens banda-passante, e antes de silenciamento. Observa-se a presença de sinal até na frequência de 125 Hz e visualmente o conteúdo importante de frequência em relação à componente determinística da seção, está faixa 5-40 Hz, sendo a faixa acima de 40Hz considerada como ruído. A amplitude fica expressa na escala em cores.	51
Figura 3.16 – Espectro de frequência vs número de traços da linha 204-239 antes da aplicação de filtragens banda-passante, e depois de silenciamento. Os traços zerados são vistos como linhas do início ao fim da figura. A amplitude é expressa na escala em cores.	51
Figura 3.17 – Frequência vs número do traço. Composição do espectro de frequência para todas os traços de uma seção FC da linha 204-239 (número 200) antes da aplicação de filtragens banda-passante, e depois de silenciamento correspondente a um detalhe da figura anterior, servindo como teste de filtros. A escala de amplitude em cores reflete o ganho para a apresentação.	52
Figura 3.18 – Frequência vs número do traço. Espectro de frequência para todas os traços de uma seção CSG da linha 204-239 (número 200) após a aplicação da filtragem F banda-passante, e depois de silenciamento. Esta figura corresponde a um detalhe da figura anterior, e serviu para o teste dos filtros. O filtro banda-passante trapezoidal tem os cantos 7-12-35-45 Hz. A escala de amplitude em cores reflete o ganho para a apresentação.	52
Figura 3.19 – Seção FC-200 tempo vs distância da linha 204-239 antes da aplicação do filtro F banda- passante. Para efeito de visualização estão apresentadas duas seções: (esquerda) Seção sem ganho; (direita) seção com ganho. O ganho aplicado (DGC) serve apenas para melhorar a visualização, enfatizando aspectos desejados, enquanto a seção sem ganho é a que é utilizada no processamento para evitar deformação espectral. Nestas duas apresentações fica distinta a presença de ondas de superfícies e na seção á direita fica mais visível a presença de eventos de reflexão com a forma hiperbólica.	53

Figura 3.20 – Seção FC-200 tempo vs distância da linha Tacutu 204-239 após a aplicação de dois filtros banda-passante F sem o ganho dinâmico: (esquerda) saída com o filtro F com a opção de bordas(cantos) 7-12-35-45 Hz e (direita) saída do filtro F com a opção de bordas(cantos) 8-20-40-45 Hz.	54
Figura 3.21 – Seção FC-200 tempo vs distância da linha Tacutu 204-239 após a aplicação de dois filtros banda-passante F seguidos de controle de ganho dinâmico (DGC): (esquerda) saída com o filtro F com a opção de bordas(cantos) 7-12-35-45 Hz e (direita) saída do filtro F com a opção de bordas(cantos) 8-20-40-45 Hz.	54
Figura 3.22 – Gráfico representativo da decomposição de um sinal sísmico após a aplicação da transformada f-k.	55
Figura 3.23 – Seção FC-200 tempo vs distância da linha Tacutu 204-239 após a aplicação de dois filtros banda-passante F com a opção de cantos 7-12-35-45 Hz seguidos de controle de ganho dinâmico (DGC) contaminado com o ground roll, que lembra o formato de um “cone”.	56
Figura 3.24 – Espectro de frequência vs número do traço para a seção FC-200 da linha 204-239, sendo (esquerda) antes da aplicação do filtro F-K banda-passante trapezoidal, e (direita) após a aplicação do filtro. Esta figura serviu para o teste de filtro, escolhido com as inclinações (-0,00035; -0,00005; +0,0005; +0,00035) e amplitude (0; 1; 1; 0). A escala é devido ao ganho para a apresentação. Observa-se que o resultado do filtro resulta na forma trapezoidal para o espectro. Não está sendo analisado o efeito de contaminação por amostragem (“aliasing”).	57
Figura 3.25 – Espectro de frequência vs número do traço correspondente à figura anterior, onde o ganho foi aplicado para observar a presença de ruído na parte mais alta do espectro (parte trapezoidal). A escala reflete o ganho utilizado para a apresentação. Observa-se que o filtro resulta numa forma trapezoidal para o espectro, e a presença de contaminação por amostragem (“aliasing”) pode ser vista	57
Figura 3.26 – Seção FC-200 tempo vs distância da linha Tacutu 204-239, antes (esquerda) e após (direita) a aplicação do filtro F-K nas figuras anteriores com os parâmetros de inclinação (-0,00035; -0,0005; -0,00005; 0,00035) e amplitude (0; 1; 1; 0). Ambas as seções não possuem ganho dinâmico para comparar com as próximas figuras. Observa-se a destruição parcial da forma Delta onde as refrações estão presentes.	58

Figura 3.27 – Seção FC-200 tempo vs distância da linha Tacutu 204-239, antes (esquerda) e após (direita) a aplicação do filtro F-K nas figuras anteriores com os parâmetros de inclinação (-0,00035; -0,0005; -0,00005; 0,00035) e amplitude (0; 1; 1; 0). Ambas as seções possuem ganho dinâmico para comparar com as figuras anteriores. Observa-se a destruição parcial da forma Delta onde as refrações estão presentes e a contaminação por amostragem nas bordas (“aliasing”). As ondas de superfície diminuíram sensivelmente e as trajetórias “hiperbólicas” de reflexão são visíveis.	58
Figura 3.28 – Seção FC-200 tempo vs distância da linha Tacutu 204-239, antes (esquerda) e após (direita) a aplicação do processo de deconvolução ao impulso Wiener-Hopf-Levinson. A seção utilizada passou pelos filtros F e F-K como visto nas figuras anteriores. Ambas as seções têm ganho dinâmico e servem para comparação com as figuras anteriores. Observa-se o ganho de conteúdo nas frequências mais altas, e a contaminação por amostragem nas bordas (“aliasing”). Como esperado, o aspecto da saída é indesejavelmente mais ruidoso, mesmo com a filtragem banda-passante aplicada previamente à deconvolução.	60
Figura 3.29 – Configuração de uma família de Tiro comum (a) e CMP (b) para um refletor horizontal.	61
Figura 3.30 – Fluxograma das etapas de processamento avançado utilizadas neste trabalho.	61
Figura 3.31 – Ilustração da aplicação da correção NMO.	63
Figura 3.32 – Ilustração do processo de empilhamento NMO, onde em (a) é a representação da Família de Ponto Médio Comum, (b) é corrigida de NMO e posteriormente em (c) é a seção empilhada que produz o traço simulado de afastamento nulo	64
Figura 4.1 – Representação dos atributos (β_0) que é o ângulo de emergência, R_N e R_{NIP} são os raios de curvaturas das ondas hipotéticas, onde em (a) acontece a propagação da onda NIP a partir do ponto R e em (b) a propagação da onda N partindo de uma fonte pontual definida no ponto R e X_0 é a coordenada espacial referente ao ponto de emergência do raio central. Estes parâmetros que definem a superfície de empilhamento, apresentam a superfície do operador de empilhamento, onde este operador é função das coordenadas espaciais independentes X_m e h	67

Figura 4.2 – Modelo composto por duas camadas homogêneas sobre um semi-espaço ilustrando a superfície do dado registrado e do operador CRS a serem ajustadas, onde a parte inferior encontra-se o raio de incidência normal representada pela linha vermelha ou raio de afastamento nulo. Na parte superior, representadas pelas linhas de cor azul, é a superfície de cobertura múltipla correspondentes às reflexões da segunda interface e representada pelas linhas de cor vermelha, a superfície CRS.	69
Figura 4.3 – Função Coerência Semblance	71
Figura 4.4 – Atributo β_0 para a secção sísmica.	73
Figura 4.5 – Atributo R_{NIP}	74
Figura 4.6 – Atributo R_N	76
Figura 4.7 – Secção sísmica do empilhamento CRS.	78
Figura 4.8 – Secção sísmica cortada e empilhada pelo processamento CRS	79
Figura 4.9 – Secção sísmica migrada.	82
Figura 4.10 – Secção sísmica migrada cortada.	83
Figura 5.1 – Representação do estudo interpretativo realizado na secção empilhada CRS.	86
Figura 6.1 – Mapa semblance dos CMP escolhidos(2500,12500,22500 e 30500)	89

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Etapas do processamento convencional sísmico	41
Tabela 3.2 – Parâmetros de Aquisição	44

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	16
1.1	Estrutura do Trabalho	18
2	DESCRIÇÃO GEOLÓGICA DA BACIA DO TACUTU	20
2.1	Localização	20
2.2	Evolução da Bacia	20
2.3	Caracterização Geológica da Área Estudada: O Graben	23
2.4	Arcabouço Estrutural	24
2.5	Arcabouço Estratigráfico	25
2.5.1	Formação Apotari	26
2.5.2	Formação Pirara	27
2.5.3	Formação Tacutu	27
2.5.4	Formação Boa Vista	27
3	SÍSMICA APLICADA À GEOLOGIA DO PETRÓLEO	29
3.1	Fundamentação Teórica do Método Sísmico	29
3.1.1	Descrição do Arranjo Fonte, Meio e Receptor.	30
3.1.2	Ondas Sísmicas	31
3.1.3	Sísmica de Reflexão	33
3.2	Processamento Sísmico Convencional	40
3.2.1	Descrição dos Dados da Bacia do Tacutu	43
3.3	Pré-Processamento	44
3.3.1	Leitura dos Dados	45
3.3.2	Geometria	46
3.3.3	Edição dos Dados	47
3.3.4	Filtragem	49
3.3.5	Filtragem F-K	54
3.3.6	Deconvolução	59
3.4	Processamento Avançado	60
3.4.1	Análise de Velocidade	62
3.4.2	Correção NMO	63
3.4.3	Empilhamento NMO	64
3.4.4	Migração	65
4	EMPILHAMENTO POR SUPERFÍCIE DE REFLEXÃO COMUM (CRS)	66

4.1	Superfície de Empilhamento CRS	68
4.2	Busca Automática dos Atributos CRS	69
4.2.1	Busca de V_{emp} em Famílias CMP	70
4.2.2	Busca de β_0 e R_{NIP} na Seção Empilhada	72
4.2.3	Busca de R_N na Seção Empilhada	75
4.2.4	Empilhamento Inicial	77
4.2.5	Busca Final por Otimização	77
4.3	Migração em Tempo Baseada nos Atributos CRS	80
5	INTERPRETAÇÃO DOS DADOS	84
5.1	Interpretação Geológica	84
6	CONCLUSÕES	88
	REFERÊNCIAS	91

1 INTRODUÇÃO

A Região Amazônica apresenta potencial para a exploração de recursos minerais. Neste cenário as técnicas geofísicas desempenham um papel importante no desenvolvimento das investigações (SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA- SBF, (2009)).

A descoberta de acumulação de óleo em 1953 em Nova Olinda revelou subcomercial em função da extensão limitada do reservatório devoniano do Grupo Curuá. A existência de reservas de hidrocarbonetos foi primeiramente comprovada em 1978 nas bacias sedimentares da região amazônica pela operação da Petrobras na descoberta de campo de gás do Juruá e posteriormente, na década de 80, importantes descobertas na área do rio Urucu (CAJUEIRO, 2009).

Com o objetivo de caracterizar reservatórios de hidrocarbonetos (óleo e gás), o método sísmico precisa percorrer um caminho bastante longo que começa com a exploração sísmológica, que faz uso de ondas sísmicas geradas artificialmente para produzir dados sísmicos como, por exemplo, os dados de reflexão, que irão passar por uma etapa de processamento que irá prepará-los para a obtenção de uma imagem representativa da geologia da subsuperfície para finalmente, ser interpretada por uma equipe cuja missão é identificar estruturas e artefatos geológicos e distribuições de diferentes tipos de rochas (GOMES, 2006).

A bacia do Tacutu é formada por sistema de grábens com direção NE-SW com 300000m de extensão e 30000m a 50000m de largura (EIRAS et al., 1994). Este sistema está situado no Brasil e na República da Guiana, onde é chamado North Savannas Rift Valley. Já no Brasil, a Bacia do Tacutu possui 4500km²; seu embasamento são rochas vulcânicas Surumu, granitos das Suítes Mucajaí e Pedra Pintada e charnockitos da Suíte Serra da Prata (DELGADO; PEDREIRA, 1995).

No Brasil, a Bacia do Tacutu possui 4500 km²; seu embasamento são rochas vulcânicas Surumu, granitos das Suítes Mucajaí e Pedra Pintada e charnockitos da Suíte Serra da Prata (DELGADO; PEDREIRA, 1995).

Com o objetivo de conhecer o potencial petrolífero do gráben, a Petrobras S/A iniciou uma série de levantamentos geológicos de superfície na região, aliados à aquisição de dezenas de linhas sísmicas e a perfuração de dois poços de exploração. Neste período, foram publicados vários trabalhos que abordavam a geologia da bacia conhecida até então, dentre os quais se destaca o trabalho de (EIRAS et al., 1994).

O arcabouço sedimentar do gráben do Tacutu compreende rochas sedimentares e vulcano-sedimentares, cujo potencial petrolífero foi avaliado e resultou na descoberta de óleo não-comercial em basaltos fraturados mesozóicos. Contudo, não foram encontrados

reservatórios arenosos convencionais propícios à acumulação comercial de hidrocarbonetos, o que influenciou certo desinteresse exploratório na região, principalmente pela Petrobras S/A, a qual encerrou as atividades na bacia e direcionou seus investimentos para áreas consideradas de maior potencial petrolífero (EIRAS; KINOSHITA, 1990).

O arcabouço sedimentar do gráben do Tacutu compreende rochas sedimentares e vulcano-sedimentares, cujo potencial petrolífero foi avaliado e resultou na descoberta de óleo não-comercial em basaltos fraturados mesozoicos. Contudo, não foram encontrados reservatórios arenosos convencionais propícios à acumulação comercial de hidrocarbonetos, o que influenciou certo desinteresse exploratório na região (EIRAS; KINOSHITA, 1990).

No entanto, a ausência dos reservatórios arenosos não condiz com a maior parte das bacias tipo rifte existentes no mundo e por isso, torna-se essencial a construção de seções sísmicas de melhor de qualidade, capazes de contribuir ao conhecimento geológico da região. Com o intuito de melhorar a qualidade das imagens sísmicas geradas, diversos trabalhos vêm sendo realizados, empregando metodologias de processamento mais sofisticadas ou não convencionais aos dados sísmicos da região, dentre os quais se destacam: (SILVA, 2004), (GARABITO CALLAPINO et al.,) e (GOMES, 2006); (SILVA.O., 2008).

Desde que a PETROBRÁS deixou de investigar a Bacia do Tacutu, não houve mais atividades exploratórias na bacia, além disso, a ausência de reservatórios arenosos convencionais não condiz com a maioria das bacias tipo rifte existentes no mundo, o que torna de fundamental importância a necessidade de realizar novos estudos para um melhor conhecimento da Bacia. Um dos meios para este propósito é o reprocessamento e interpretação das linhas sísmicas preexistentes, na tentativa de se obter seções sísmicas de melhor qualidade com metodologias de processamento modernas, mais sofisticadas ou não-convencionais, para fornecer informações que contribuam no melhor conhecimento da geologia da região. Foram realizados até a atualidade diversos trabalhos acadêmicos com intuito de melhorar a qualidade das imagens sísmicas nesta bacia (GARABITO CALLAPINO et al.,) ; (GOMES, 2006); (SILVA, 2004); (SILVEIRA, 2006).

Os resultados obtidos a partir da discussão servirão de contribuição as novas campanhas de prospecção que serão desenvolvidas em terrenos semelhantes.

O desenvolvimento deste trabalho é baseado no estudo e na análise de problemas geológicos, e a busca de solução baseada na aplicação do método sísmico em ambiente de geologia complexa. Este ambiente é usualmente caracterizado pela presença de tectonismo, de processos magmáticos e halogênicos. Conseqüentemente, se faz necessário entender as diferenças entre os processamentos convencionais e não-convencionais de dados sísmicos, para verificar quais dessas técnicas são mais adequadas para uma interpretação geologicamente plausível para a bacia.

As metodologias selecionadas para o estudo da bacia são baseadas no empilhamento

não-convencional (CRS-Common Reflection Surface). A metodologia do processamento convencional possui um fluxograma próprio de processamento, que inicia com a geometria, passa por filtragens, análise de velocidade, correções, empilhamento e migração, porém em uma destas etapas, mais precisamente, na análise de velocidade, ocorreu erros que impediram a continuação deste processamento, onde se verificou vários problemas e assim, seu uso ineficaz na Bacia do Tacutu em dados terrestre. Posteriormente, será explicado de forma mais detalhada os problemas que houveram e conseqüentemente, o não uso deste processamento convencional.

Para alcançar as metas estabelecidas, foi processada uma linha sísmica, a 204-RL-239, iniciando com o processamento convencional seguido do CRS. O objetivo é simular seções empilhadas de afastamento-nulo a partir dos dados de cobertura múltipla.

O processamento CRS foi aplicado para comparar com o convencional, verificando a eficiência desses processamentos, e o melhor a ser aplicado na interpretação com base nas informações geológicas publicadas, onde verificou-se que o processamento convencional (CMP-Common Middle Point) é ineficaz na Bacia do Tacutu, enquanto no processamento CRS, ocorre uma boa relação sinal/ruído, isto é, uma interpretação geológica e sísmica de forma eficiente, onde será detalhada posteriormente, no andamento deste trabalho.

Uma consequência do empilhamento é a simulação de seções migradas que são as próprias para uma interpretação, que neste caso é a Bacia do Tacutu.

1.1 Estrutura do Trabalho

O Método de empilhamento CRS para simular seções de afastamentos-nulo para o caso de uma superfície de observação plana, é descritos por vários autores como MÜLLER (1999), JÄGER (1999), MANN (2002), como uma alternativa de empilhamento convencional ou como uma técnica de imageamento, que faz parte do grupo de métodos alternativos de empilhamento de dados sísmicos que não dependem do conhecimento a priori do modelo de velocidades do meio. Este método simula uma seção de afastamento nulo (ZO - zero offset), utilizando dados de cobertura múltipla, através da soma dos eventos sísmicos ao longo das superfícies de empilhamento associadas a cada ponto de amostragem da seção zero offset.

O pré-processamento de dados foram realizados a partir de um software chamado SU (seismic unix).

O primeiro capítulo representa a parte introdutória do trabalho.

O segundo capítulo destaca a geologia da Amazônia, destacando sua tectônica como arcabouço estrutural, bem como a localização, evolução da Bacia do Tacutu e seus sistemas petrolíferos.

O terceiro capítulo destaca a área de aplicação da sísmica na geologia do petróleo, sendo uma pequena apresentação da parte introdutória do funcionamento da dinâmica da sísmica de reflexão.

O quarto capítulo destaca sobre a aplicação da sísmica na geologia da bacia do Tacutu, através do processamento CRS realizados através de dados obtidos internamente por estudos anteriores feitos pela Petrobras, destacando a qualidade a seção empilhada e migrada a partir do processamento CRS.

O quinto capítulo mostra a parte da interpretação geológica a partir da seção empilhada e migrada, indentificando com base no próprio exercício interpretativo e posteriormente, com base nas literaturas encontradas, o possível sistema petrolífero da Bacia e prováveis estruturas geológicas como falhas e discordâncias.

O sexto capítulo e último, será relatado os resultados obtidos no presente trabalho, como as dificuldades que ocorreram e possíveis conclusões do uso do método sísmico aliado a geologia na Bacia do Tacutu, para que sirva de embasamento teórico e prático para estudos futuros.

2 DESCRIÇÃO GEOLÓGICA DA BACIA DO TACUTU

2.1 Localização

A Bacia sedimentar do Tacutu, de idade Mesozóica, desenvolveu-se como um rifte intracontinental, com alongamento na direção nordeste e sudoeste de aproximadamente 300000m de comprimento e largura entre 30000m e 50000m (EIRAS; KINOSHITA, 1990).

Localizado na fronteira do estado brasileiro de Roraima com o distrito guianense de Rupununi, em uma região dominada pelo Cinturão da Guiana Central, a Bacia do Tacutu é um depósito sedimentar em forma de gráben como na figura 2.1. O gráben se desenvolveu como um rifte intracontinental na porção central da região cratônica correspondente ao Escudo das Guianas, figura 2.2 (EIRAS; KINOSHITA, 1990).

Figura 2.1 – Mapa de localização da Bacia do Tacutu.



Fonte: (WANDERLEY; TRAVASSOS; ALVES, 2006).

2.2 Evolução da Bacia

Apesar da existência de um grande volume de informações geofísicas sobre a Bacia do Tacutu, não se pode afirmar que essa área foi completamente avaliada. Acredita-se que, pela carência de informações diretas de subsuperfície, não foi possível localizar reservatórios convencionais nas seções conhecidas (EIRAS; KINOSHITA, 1990).

Figura 2.2 – Mapa de localização do Gráben do Tacutu.



Fonte: (SILVA, 2004).

Informações vindas da Guiana incentivaram a PETROBRAS a promover um reconhecimento geológico no lado brasileiro, no qual, possibilitou a Carneiro and Silva (1968) confirmar a suspeita da continuidade do gráben do Tacutu no Brasil e a partir daí confeccionar uma coluna estratigráfica com as seqüências deposicionais.

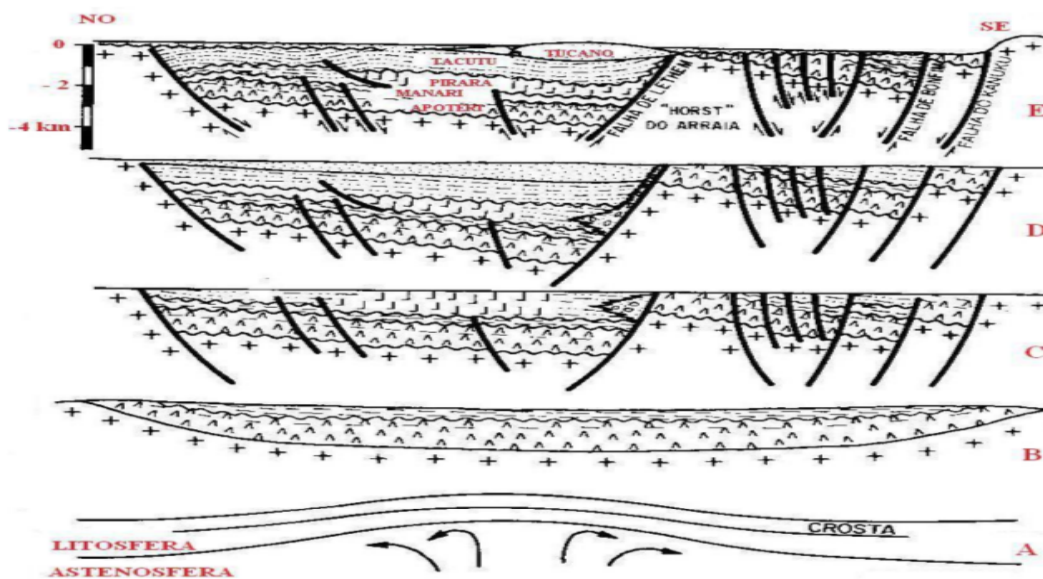
Durante a década de 1980, houve duas campanhas de aquisição de dados 050-RL (1981) e 204-RL (1987). Esses levantamentos sísmicos 2D, que resultou na aquisição de 1948000m de dados de sísmica de reflexão e 74600m de dados sísmicos de refração, incluindo a perfuração de dois poços exploratórios denominados Tacutu-1 (1-TU-1-RR) e Serra do Tucano-1 (1-ST-1-RR) totalizando 6407m de investigação (EIRAS; KINOSHITA, 1990). As informações provenientes das atividades exploratórias no Brasil e na Guiana forneceram um amplo conhecimento da bacia, permitindo interpretar com mais clareza a evolução geológica do gráben.

As informações provenientes das atividades exploratórias no Brasil e na Guiana forneceram um amplo conhecimento da bacia, permitindo interpretar com mais clareza a evolução geológica do gráben.

A evolução tectono-sedimentar da Bacia do Tacutu é dividida em três fases: pré-rifte, rifte e pós-rifte. A fase pré-rifte pode ser subdividida em efusiva e de resfriamento, figura 2.3.

A fase efusiva pré-rifte seria o evento magmático, pela qual afetou todo o Cráton brasileiro no Mesozóico quando da abertura do Oceano Atlântico. O processo ocorreu sob a forma de efusão de fissuras na bacia do Tacutu e além disso, gerou sucessivos derrames,

Figura 2.3 – Mapa de localização do Gráben do Tacutu.



Fonte: (SILVA, 2004).

sendo estes ocorrendo em condições ambientais (BERRANGÉ; DEARNLEY, 1975).

A fase de resfriamento pré-rifte que sucede a fase efusiva, compreende a fase de subsidência térmica que foi suficiente para formar um grande lago que acomoda quase 300m de clásticos finos da Formação Manari, cujos sedimentos são considerados os melhores geradores da bacia.

Nessa fase não houve estiramento mecânico segundo dados sísmicos. O mais provável é a ascensão astenosférica seguida de soerguimento, consumo da base da litosfera e efusão fissural. A espessura constante do pacote vulcânico reforça a idéia de que a bacia não foi compartimentada nessa fase. Os derrames basálticos sofreram um efeito flexural contínuo capaz de acomodá-los devido à sobrecarga vulcano-sedimentar (EIRAS; KINOSHITA, 1987).

A fase rifte começou ainda no Neojurássico e corresponde a um afinamento crustal causado por estiramento mecânico. Na fase rifte começou a atividade das grandes falhas normais das bordas da Bacia e as unidades da fase pré-rifte que cobriam uma área maior que o atual gráben, foram falhadas e ficaram preservadas no interior do rifte ou em degraus de falhas escalonadas (EIRAS; KINOSHITA, 1987).

Na fase pós-rifte, os deslocamentos transcorrentes ao longo das antigas falhas ocorreram devido à complexa interação convergente entre as placas oceânicas de Cocos, Nazca e do Caribe, e a placa continental da América do Sul. Esta fase pós-rifte que sucede a fase rifte é o momento no final do Albiano em que a área adquiriu relativa estabilidade, onde coincide com o final da abertura da parte meridional do Atlântico Norte. No Neogeno

ou Mioceno, a Bacia sofreu transcorrência afetando toda a seção vulcano-sedimentar e mesozóica, resultando na formação de dobras e na reativação de antigos falhamentos (EIRAS; KINOSHITA, 1987).

2.3 Caracterização Geológica da Área Estudada: O Graben

O graben do Tacutu, localizado no centro-nordeste do estado de Roraima, consiste em um segmento distensivo, correspondente a um rift intracontinental implantado no Mesozóico em uma zona de reativação do Cinturão Guiana Central, onde as principais estruturas estão orientadas preferencialmente a NE-SW. A profundidade da Bacia pode chegar até sete mil metros, preenchida por uma seqüência sedimentar que vai desde o Jurássico médio ao Quaternário, incluindo termos vulcânicos relacionados à fase pré-rift. O atual nível de conhecimento geológico sobre esta bacia deve-se ao interesse à exploração de óleo e gás (TAVARES et al., 2012).

O entendimento da evolução dos compartimentos geomorfológicos do interior e de áreas próximas ao graben do Tacutu passa por um conhecimento significativo de um referencial geológico, que engloba tanto os aspectos litoestratigráficos como tectono-estruturais. Desse modo, torna-se oportuno, mesmo que de forma sintética, apresentar as unidades litológicas aflorantes nas áreas de desenvolvimento desse estudo, cujas nomenclaturas foram definidas por (COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS-CPRM(1999)), Vaz, Wanderley and Bueno (2007).

O Escudo das Guianas caracteriza-se por uma variedade de litotipos ígneos e metamórficos, resultantes da evolução geotectônica desse segmento do Cráton Amazônico. A porção estudada do Cráton Amazônico compreende o domínio Guiana Central, englobando as províncias geotectônicas Amazônia Central, Maroni-Itacaiunas e Ventuari-Tapajós, as quais são subdivididas em unidades litoestruturais cronologicamente distintas. O Domínio Guiana Central consiste em um segmento de rochas granito-gnáissicas afetadas por deformações de grande expressão regional, mostrando forte estruturação preferencial NE-SW, bem marcada nos lineamentos estruturais, em grande parte, identificados por meio de interpretação geológica em imagens de sensores remotos e magnetométricas. Os litotipos ocorrentes nesse domínio compreendem rochas do Proterozóico, a exemplo das seqüências metavulcanossedimentares do Grupo Cauarane, ortognaisses da Suíte Metamórfica Rio Urubu, hiperstênios granitóides da Suíte Intrusiva Serra da Prata e granitos rapakivi da Suíte Intrusiva Mucajaí (TAVARES et al., 2012).

Segundo Reis et al. (), a importância deste conhecimento recai no fato destas litologias comporem o embasamento no qual a Bacia rifte do Tacutu se instalou em idades mesozóicas. Esse segmento, representado pela bacia do Tacutu, foi responsável pela reativação das estruturas rúpteis ao longo de linhas de fraqueza crustal presentes

no domínio Guiana Central, em que essas antigas linhas possuem um controle tectônico relacionado à geometria do próprio domínio, onde é comum a ocorrência de cavalgamentos e rampas oblíquas. Os litotipos mesozóicos aflorantes ao longo dessa bacia rifte consistem nos derrames basálticos relacionados à fase pré-rifte, inseridos na Formação Apoteri, juntamente com as sequências areníticas da fase rifte-ativo, representadas pela Formação Serra do Tucano. Além das sequências mesozóicas, ocorrem com grande expressão regional sedimentos argilo-arenosos, inseridos na Formação Boa Vista, e areias eólicas inconsolidadas da Formação Areias Brancas, representando a fase rifte-passivo em idades cenozóicas.

2.4 Arcabouço Estrutural

De acordo com CORDANI, U. G., NEVES, B. B. B., FUCK, R. A., PORTO, R., THOMAZ FILHO, A., CUNHA, A. F (1984), o rifte do Tacutu está sobre o prolongamento guianense da província estrutural e geocronológica Maroni-Itacaiúnas. Compreende rochas originalmente arqueanas (Ciclo Guriense-2550 Ma) retrabalhadas no ciclo Transamazônico, as quais sofreram metamorfismo de alto grau. Ainda segundo estes autores, na parte norte do gráben, o substrato corresponde às rochas efusivas intermediárias e ácidas da Formação Surumu, correlacionáveis com as vulcânicas do grupo Uatumã. Em condições semi-cratônicas, esse evento vulcânico ocorreu em uma fase distensiva, subsequente ao ciclo Transamazônico (CORDANI, U. G., NEVES, B. B. B., FUCK, R. A., PORTO, R., THOMAZ FILHO, A., CUNHA, A. F, 1984).

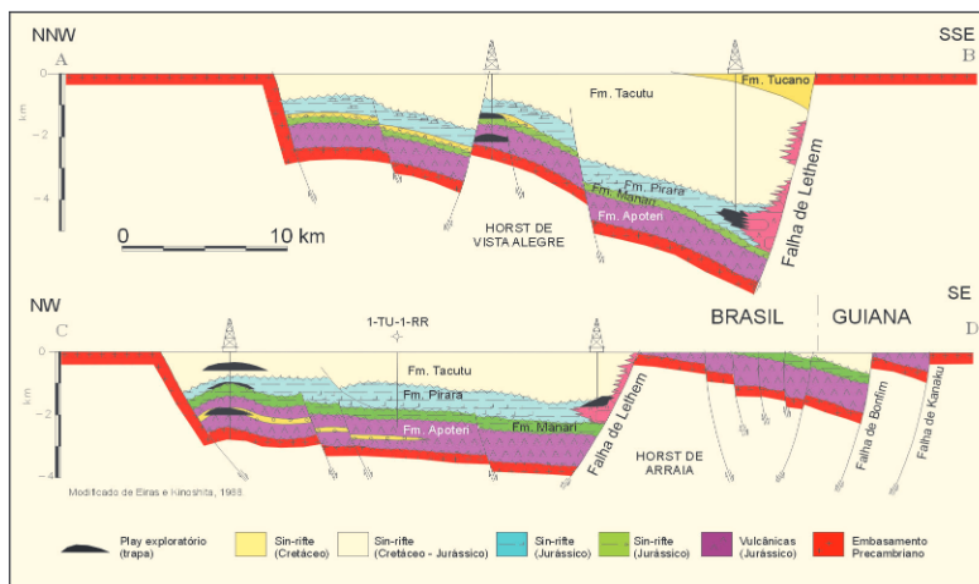
Segundo Eiras and Kinoshita (1987), o rifte do Tacutu é constituído por dois meio-grábens assimétricos de mergulhos opostos, limitados por falhas normais e rotacionais como na 2.4.

O primeiro compreende toda a porção brasileira da bacia e parte da guianense, estendendo-se desde o limite sudoeste(SO) na Serra de Nova Olinda – Brasil, até o arco Savanas do Norte – Guiana. Possui acentuado mergulho e é limitado pela falha de Surumu/Pirara, a noroeste(NE) e pela Falha de Lethem, a sudeste(SE). O segundo meio-gráben, por sua vez, compreende a parte restante da porção guianense da bacia, prolongando-se do arco Savanas do Norte até o limite nordeste(NE) da bacia, nas Colinas de Toucan. Essa porção, limita-se pela falha normal do Maú, a noroeste e pela falha normal do Kanuku, a sudeste, sendo ambas também do tipo rotacional.

rifte. Compreende os clásticos de ambiente aluvial e deltáltico das Formações Tacutu e Tucano, além de possíveis leques de borda. Na parte da Sequência K da Bacia de Tacutu, ocorre uma seção uniforme de camadas vermelhas, composta por siltito castanho-escuro, calcífero, argiloso, contendo pseudomorfs de gipsita também substituídos por anidrita ou calcita e ou estratificação clinoascendente (CARNEIRO; SILVA, 1968);

4. Sequência D ou N: fase pós-rifte, com a deposição de sedimentos clásticos após erosão do cráton no Plioceno (devido a evento transcorrente ocorrido) representada pela Formação Boa Vista e Savanas do Norte na Guiana. Na parte da sequência N, a porção guianense, está restrita aos limites do gráben, confinada pelas escarpas das Falhas do Kanuku e do Mau. Já na brasileira, a unidade extravasa os limites do gráben e recobrendo também, parte das rochas metamórficas do grupo Kanuku e das vulcânicas ácidas e intermediárias da Formação Surumu. A maior espessura ocorre nos blocos rebaixados das grandes falhas das bordas, onde pode alcançar cento e vinte metros.

Figura 2.5 – Seções geológicas esquemáticas na Bacia de Tacutu mostrando a sucessão estratigráfica e os altos internos regionais.



Fonte: Modificado por Eiras and Kinoshita (1987).

2.5.1 Formação Apoteri

A formação Apoteri apresenta basalto toleítico a olivina-toleítico (BERRANGÉ; DEARNLEY, 1975); (RBGF, 2006), às vezes, camadas de sedimentos intercalados (arenitos,

conglomerados arcóicos e folhelho). são encontradas entre os sucessivos derrames de basalto, a espessura dessa formação pode chegar aos 1500m.

2.5.2 Formação Pirara

Na formação Pirara não ocorre apresentação de afloramentos na bacia, diferentemente das formações Apoteri e Manari, chegando com espessura máxima a mil metros, essa unidade caracteriza-se por halita hialina acizentada e acastanhada, folhelho acizentado a acastanhado, margoso e piritoso, juntamente com pseudomorfos de gipsita, que na maioria das vezes é substituída por anidrita (RBGF, 2006).

2.5.3 Formação Tacutu

A formação Tacutu apresenta uma seção de camadas vermelhas, composta por siltito castanho-escuro, calcífero, argiloso, contendo pseudomorfos de gipsita substituídos por anidrita ou calcita. Dados sísmicos dessa unidade, está presente em todo o gráben, apresentando um espessamento em direção às grandes falhas do sudeste, sua espessura máxima pode chegar aos 2700m. A formação Tucano ocorre no conjunto de morros suaves no interior do gráben na parte superficial (Serra do Tucano). Essa unidade é constituída por arenito acastanhado com rasas intercalações de siltito arenoso (CARNEIRO; SILVA, 1968), esse pacote sedimentar pode chegar aos 2200m de espessura.

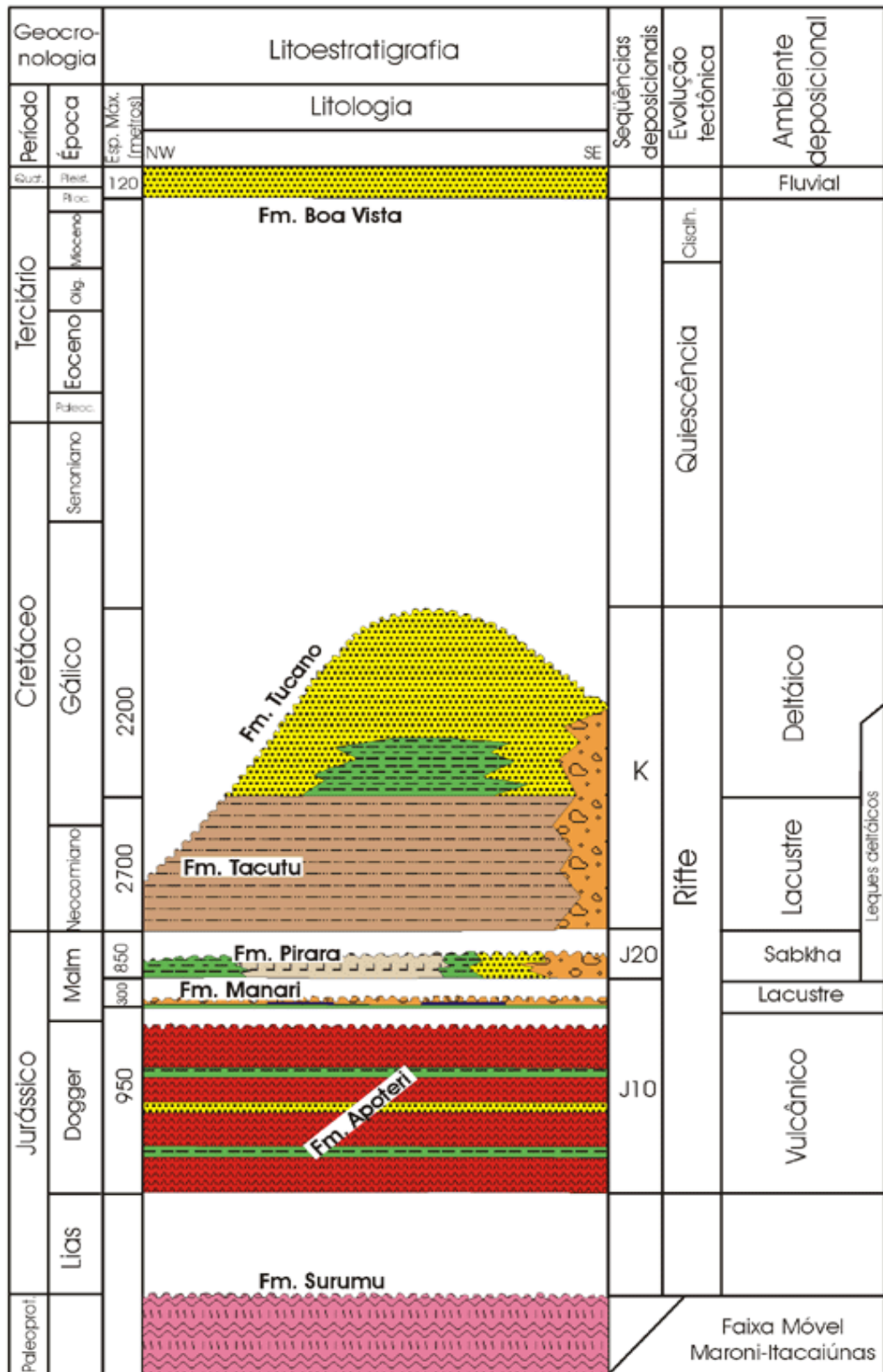
2.5.4 Formação Boa Vista

A formação Boa Vista pliopleistocênica foi denominada por Ramos (1990). Essa unidade cenozóica recobre as seções sedimentares e vulcano-sedimentares mesozóicas, chegando a extrapolar os limites do gráben do Tacutu em território brasileiro.

A partir de Dados sísmicos de reflexão e refração rasa a espessura máxima pode chegar aos 120m, especificamente nos blocos rebaixados das grandes falhas das bordas. Arenito, laterito, argilitos e conglomerados são existentes nestas unidades litológicas pelas amostras dos poços da PETROBRAS, que foram identificados argilito vermelho a creme, calcífero e siltito vermelho.

A seguir, ocorrerá a escrita detalhada das formações estratigráficas representadas pela figura 2.6.

Figura 2.6 – Carta estratigráfica da Bacia do Tacutu.



Modificado de Boletim de Geociências da Petrobras, no. 1, vol. 8, 1994.

Fonte: (PETROBRÁS., 1994).

3 SÍSMICA APLICADA À GEOLOGIA DO PETRÓLEO

3.1 Fundamentação Teórica do Método Sísmico

A fundamentação teórica é apresentada de maneira clara e objetiva a conceituação teórica das grandezas, fenômenos e princípios físicos que baseiam o método sísmico de reflexão assim como, a descrição do próprio método e sua utilização. As ciências geofísicas são compostas por três grandes grupos: a Geofísica Espacial onde seus estudos são referentes à atmosfera terrestre e sua interação com o meio ambiente; a Geofísica da Terra Sólida que é responsável pela investigação de estruturas e composição do interior do Planeta Terra; e a geofísica que será abordada neste trabalho, isto é, geofísica aplicada, relacionada aos estudos da estrutura e composição da superfície da crosta terrestre a menores profundidades.

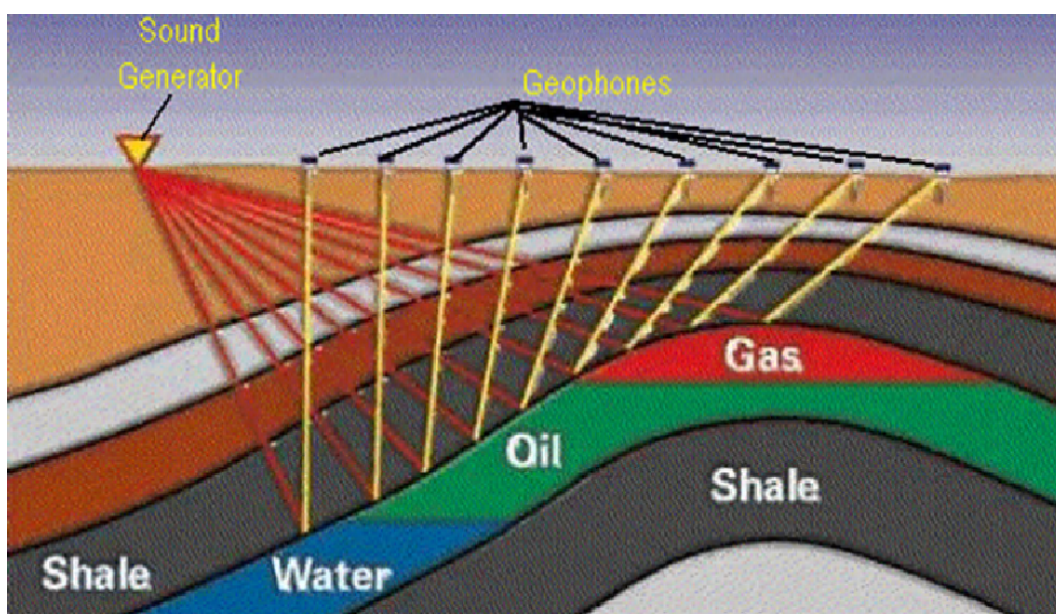
Especificamente, a geofísica aplicada usa a forma indireta de investigação da superfície terrestre, ou seja, um método que investiga as estruturas e a composição das rochas em subsuperfície por meio de medidas físicas geralmente executadas na superfície terrestre.

Os métodos sísmicos de prospecção são amplamente utilizados na prospecção de hidrocarbonetos, atualmente considerados ferramentas essenciais na descoberta, quantificação e qualificação de depósitos de petróleo e gás, além de serem também utilizadas para exploração de aquíferos, jazidas minerais, estudos de meio ambiente, dentre outros (GARRIDO, 2005; LUIZ, 2009).

O método mais utilizado na prospecção de hidrocarboneto é a sísmica de reflexão, onde através de dados de reflexões primárias de ondas mecânicas é possível construir imagens aproximadas da subsuperfície e a partir da interpretação dessas imagens os possíveis alvos de interesse para a indústria de petróleo são determinados.

A etapa em que os dados sísmicos são adquiridos é chamada de aquisição sísmica mostrada na figura 3.1. Nesta etapa ocorrem registros de outros eventos como ruídos (falso sinal sísmico recebido pelo receptor), além das reflexões sísmicas. Os dados registrados são tratados no processamento sísmico e reflexões primárias são acentuadas em contraste com os demais eventos que são atenuados (múltiplas).

Figura 3.1 – Exemplo do modelo geológico, na qual descreve o funcionamento de aquisição sísmica dos dados sísmicos terrestres com a localização de fontes e receptores.



Fonte: (DASCAPUTO; AMINZADEH, 2013).

3.1.1 Descrição do Arranjo Fonte, Meio e Receptor.

As fontes sísmicas gera no meio geológico uma grande complexidade de ondas que podem ser classificadas de forma simples como: ondas de superfície e ondas de volume. Nos estudos da sísmica de reflexão e no presente trabalho, praticamente visa o tratamento exclusivo das ondas de volume (ondas P e S), e em particular das ondas compressoriais (ondas P), desconhecendo a existência das ondas S (SH e SV).

Na propagação das ondas de volume, o interesse é no efeito da transmissividade e na refletividade através das interfaces em subsuperfície, onde as ondas refletidas e refratadas que emergem nos receptores são registradas em relação ao tempo decorrido entre a fonte pontual explosiva (fontes sísmicas) e o receptor, ou seja, o tempo total de trânsito (tempo-duplo). Cada onda que é registrada pelos receptores, chamados de traços sísmicos ou sismograma, pode ser descrito de uma forma prática e canônica compostas por uma equação de duas partes: uma determinísticas e não-determinísticas como pode-se verificar na equação (3.1)

$$s(t, x) = m(t, x) + r(t, x) = w(t, x) * R(t, x) + r(t, x) \quad (3.1)$$

A componente determinística é representada pela componente $m(t, x)$, que seria a mensagem (dado real vindo da camada refletora) , enquanto que a componente não-determinística é representado por $r(t, x)$, que seria o ruído (falso sinal), onde este deve

ser excluído, portanto, está componete é encontrada de diversas formas, tais como: ruídos produzidos pela fonte, geológicos ou até mesmo instrumental, onde a parte determinística é caracterizada como o resultado de uma convolução entre a função meio $R(t, x)$ (refletividade) e a função pulso-fonte $w(t, x)$ (wavelet) (ROBINSON; SILVIA, 1979).

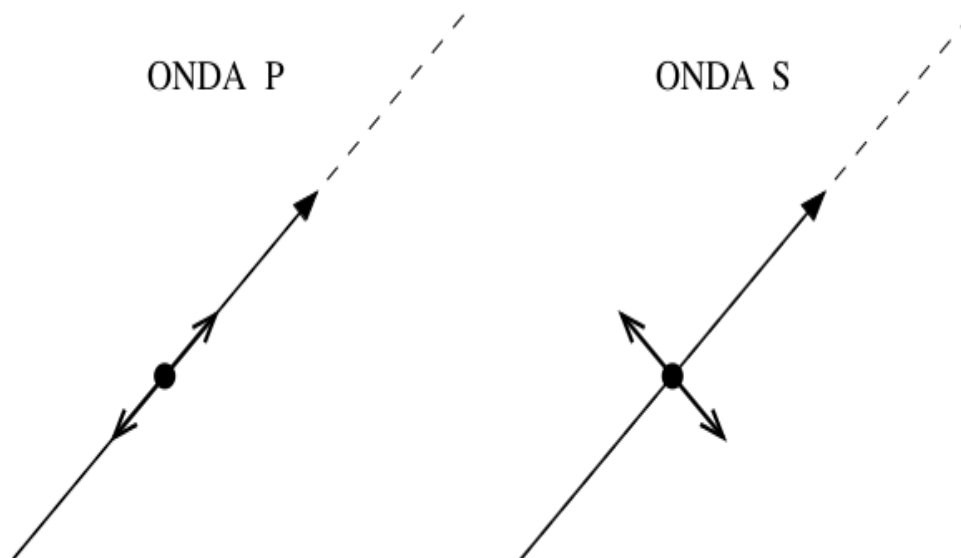
3.1.2 Ondas Sísmicas

Segundo (ROMANELLI, 2011) duas famílias de ondas interessam ao método sísmico: as ondas de superfície ou ondas de superfície que são ondas que viajam junto a superfície da terra; e as ondas de corpo (body waves), que são divididas em ondas cisalhantes e longitudinais onde essas viajam independente da posição, pelo corpo das rochas como mostra a figura 3.2

As ondas de superfície, predominantemente do tipo Rayleigh e love, são tratadas como ruído pelos geofísicos de exploração. Já as ondas de corpo apresentam interesse econômico, uma vez que são responsáveis pelo sinal útil presente nos dados sísmicos. As onda de corpo são divididas como:

1. Ondas P (Primárias, ou longitudinais, ou compresssionais): as partículas das rochas dessas ondas vibram na mesma direção em que se dá a propagação , figura 3.2, como por exemplo, das ondas sonoras viajando pelo ar.
2. Onda S (Secundária, ou transversais, ou cisalhantes): a vibração das ondas é perpendicular à direção de propagação, figura 3.2, onde essa onda pode ser classificada de acordo com aquisição em duas componentes: a) ondas SV - como nas ondas P, as partículas vibram no plano que inclui a fonte de energia, o ponto de reflexão e o geofone; (b) ondas SH - as partículas vibram na direção perpendicular ao plano descrito.

Figura 3.2 – Tipos de ondas de corpo. As setas ligadas aos pontos preto em forma de círculo representam a direção e sentido da vibração das partículas das rochas. As retas tracejadas indicam à direção de propagação da onda



Fonte: (ROMANELLI, 2011).

De acordo com (DASCAPUTO; AMINZADEH, 2013), na queima de dinamites ou início de uma fonte de energia, uma força de compressão faz com que um diminuição do volume inicial do meio sobre o qual a força atua. O caráter elástico da rocha, então, causou uma repercussão imediata ou expansão, seguido por uma força de dilatação.

Esta resposta constitui o meio de uma "onda compressional" primária ou P-wave, onde o movimento das partículas de uma onda P é na direção de propagação da onda e a sua velocidade é uma função da rigidez e densidade do meio. Em rocha densa, velocidade da onda pode variar entre $2500m/s$ e $7000m/s$, enquanto que na areia esponjosa varia de $300m/s$ e $500m/s$. Já a deformação por cisalhamento ocorre a partir de uma força lateral que é exercida sobre um suporte. A força cisalhante da onda pode ser gerada viajando perpendicularmente à direção da força aplicada. Definina-se assim, que o movimento das partículas de uma onda de cisalhamento é perpendicular ao direção de propagação. A velocidade de uma onda de cisalhamento é uma função da resistência tensão de cisalhamento do material, através do qual a onda se desloca e é aproximadamente metade da velocidade de compressão de onda para rochas secas. Em fluidos tais como a água, não existe qualquer onda de cisalhamento possível, pois a tensão e deformação cisalhante não ocorrem em líquidos.

Na prática, as ondas P são as mais importantes, pois representa a grande maioria dos dados sísmicos adquiridos, devido as seguintes razões: No caso da aquisição marinha

típica, não é possível gerar diretamente ondas S , que não se propagam em fluidos, as ondas P apresentam maior velocidade de propagação do que as ondas S , o que favorece a qualidade do registro correspondente e os equipamentos de geração de ondas P são mais simples do que os de ondas S (ROMANELLI, 2011).

3.1.3 Sísmica de Reflexão

Em sísmica de reflexão, uma onda de som controlado é gerado na superfície do solo ou sob a água no ambiente marinho e detectado na superfície usando instrumentos que respondem a terra em movimento. Como as ondas sísmicas se propagam através do subsolo essas ondas são continuamente afetadas pelas propriedades das rochas. A propagação de pulso fonte através da propagação de ondas e camadas de rochas planas ficam complexas quando ocorrer qualquer variação da velocidade e camadas com mergulho é encontradas. Como as ondas sísmicas a partir da fonte viajam através da Terra, porções dessa energia são refletidas de volta para a superfície, como as ondas de energia atravessaram através de diferentes camadas geológicas como mostra a figura 3.4.

As reflexões são coletadas na superfície, tanto em terra (levantamentos terrestres) quanto no mar (inquéritos marinhos). Dados de reflexão sísmicos são comumente mais utilizados na geofísica na área de exploração de petróleo e caracterização de reservatório.

As medidas básicas do método sísmico são os tempos de trânsito que geram atraso entre fonte para os refletores e a refletividade, que podem ser estimados a partir de amplitude das ondas gravadas. Existem vários modelos que podem representar o tempo de trânsito, como por exemplo, modelo com interfaces plano-horizontais. Este é o modelo considerado como o mais simples para representar a subsuperfície como mostra a figura 3.3. Este modelo representa interfaces de camadas isotrópicas e homogêneas posicionadas entre dois semi-espacos infinitos. A grande aplicabilidade das interfaces com camadas plano-paralelas está na correção Normal Moveout (NMO) e empilhamento convencional, onde inclui-se análise de velocidade através do mapa semblance (NEIDELL N. S.; TANER, 1971).

O tempo de trânsito da resposta ao impulso de uma onda emitida pela fonte na posição x_s e captada pelo receptor na posição x_g é dada pela seguinte expressão:

$$t^2(x) = t_0^2 + \frac{x^2}{V_{RMS}^2} \quad (3.2)$$

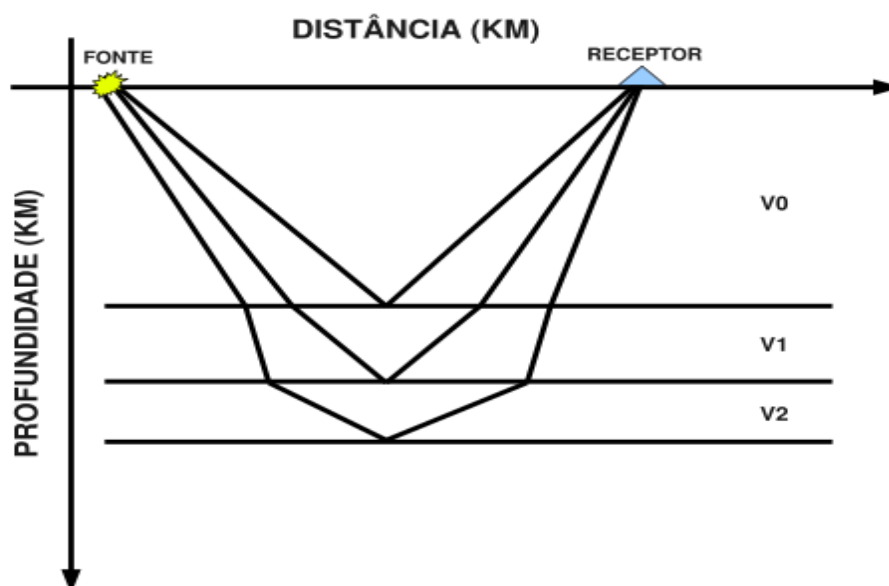
onde $x = x_s + x_g$ é a distância fonte-receptor e V_{RMS} é a velocidade média-quadrática

dada pela equação:

$$V_{RMS}^2 = \frac{v_1 R_0}{t_0} = \frac{1}{t_0} \sum_{j=1}^n v_j^2 \delta t_j \quad (3.3)$$

onde v_1 é a velocidade da primeira camada, t_0 é o tempo duplo de trânsito da configuração de afastamento nulo e δt_j é o tempo duplo vertical da camada j (HUBRAL; KREY, 1980).

Figura 3.3 – Modelo composto por interfaces plano-horizontais.



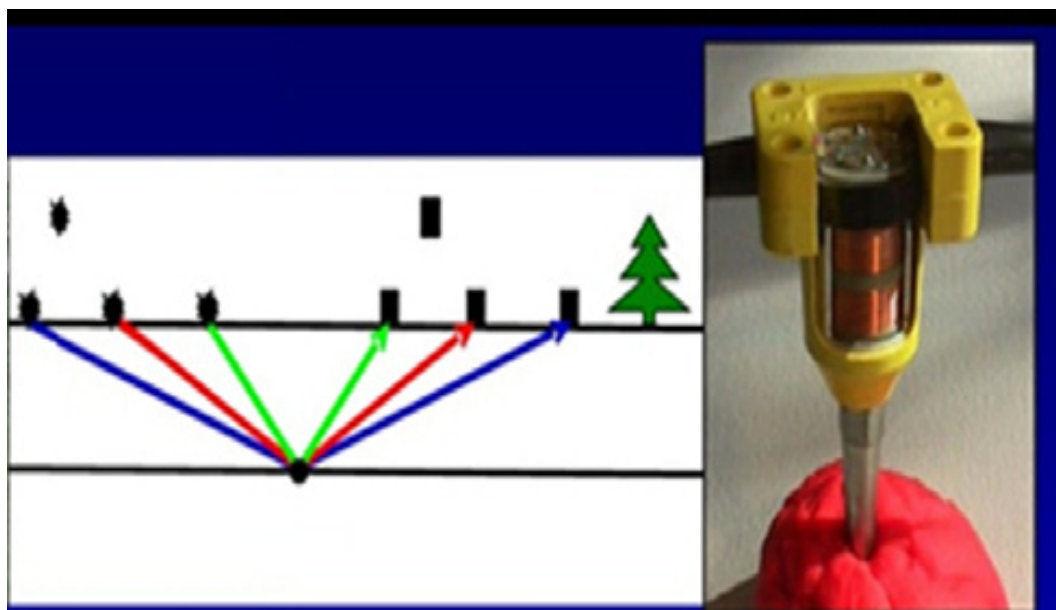
Fonte: (HAMILTON, 2010).

Existem outros modelos que representam as camadas da subsuperfície como: modelo de interfaces com camadas plano-inclinadas e modelo com interfaces curvas, onde cada um desses modelos apresentam uma complexidade diferente na representação da subsuperfície.

A reflexão é um resultado direto do contraste das propriedades petrofísicas dos sedimentos. As propriedades de ondas acústicas definem completamente a onda e propriedades das rochas necessárias para a determinação das propriedades da onda de uma camada de rocha particular. A fonte de informações sobre as propriedades da rocha vem de medições laboratoriais em amostras de rochas e várias medições em poços. Os ecos sísmicos ou reflexões são gerados a partir das interfaces entre a formação da rocha com diferentes propriedades físicas. Os dados fornecem informações valiosas sobre a profundidade e a disposição dessas informações, das quais alguns contêm depósitos de gás ou óleo. Os ecos a partir de explosivos sísmicos ou fonte vibratórias são utilizados para desenvolver modelos de subsuperfície para a interpretação geológica.

Os coeficientes de reflexão sísmica mostrado na equação (3.5b), estão relacionados na mudança das propriedades das rochas em frente de uma interface geológica. A impedância acústica, uma propriedade das camadas da rocha, é definida por ondas verticalmente incidentes, pelo produto do intervalo de velocidade v e densidade das camadas da rocha ρ como mostra a equação (3.4).

Figura 3.4 – Foto de um receptor sísmico (geofone), além de um esquema básico do funcionamento da técnica de reflexão sísmica.



Fonte: (DASCAPUTO; AMINZADEH, 2013).

O coeficiente de reflexão e impedância acústica são definidos pelas fórmulas abaixo, isto é:

$$Z = \rho v \quad (3.4)$$

$$R = \frac{Z_{inf} - Z_{sup}}{Z_{inf} + Z_{sup}} \quad (3.5a)$$

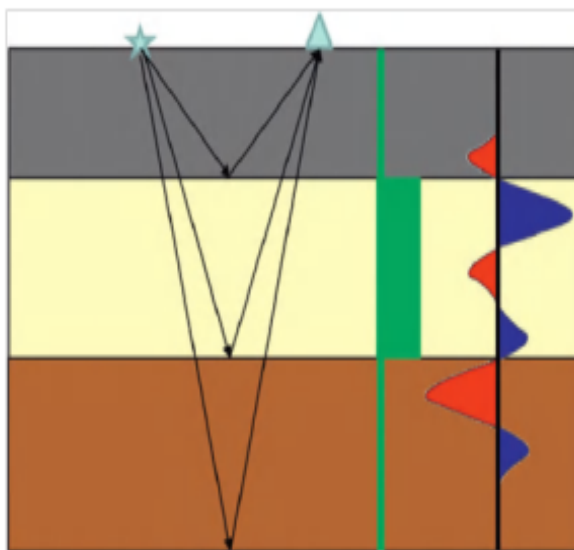
Sendo ($Z_{inf} = Z_1 = \rho_1 v_1$) e ($Z_{sup} = Z_2 = \rho_2 v_2$), com isso:

$$R = \frac{\rho v_1 - \rho_2 v_2}{\rho_1 v_1 + \rho_2 v_2} \quad (3.5b)$$

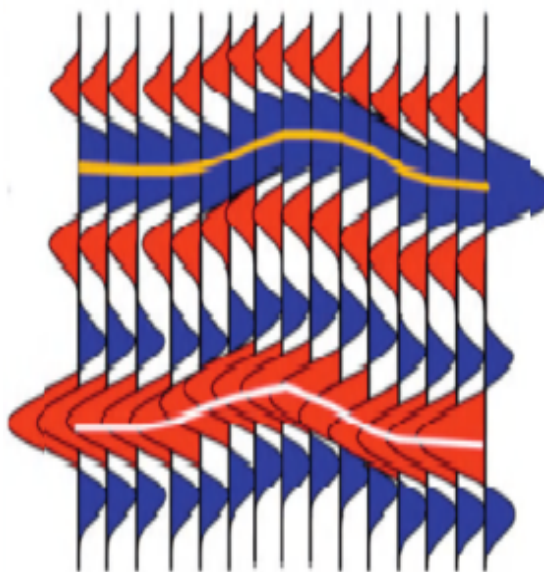
A figura 3.5a mostra a sensibilidade à seqüência de contraste de impedância, onde a coleção de traços sísmicos compreendendo os traços em azul e vermelho da figura 3.5a, cria uma secção sísmica como mostra a figura 3.5b.

Figura 3.5 – Ilustração sobre teoria da Sísmica de Reflexão

- (a) Exemplo de um modelo terrestre, esquematizando três camadas com velocidade e densidade diferentes. Os símbolos em azul claro, estrela e triângulo, representam respectivamente, a fonte e receptor. As linhas em preto é o caminho que o raio percorre, o traço em verde é a impedância e as machas vermelhas e azuis significa o traço sísmico.



- (b) Secção sísmica (traços sísmicos em grande quantidade) se as camadas tiverem variação lateral de velocidade e densidade.



Fonte: (DASCAPUTO; AMINZADEH, 2013).

Uma forma de representar o sinal sísmico registrado é considerar que seja composto de um pulso-fonte que é convolvido com uma série de coeficientes de reflexão que definem a interface de rocha, referida como a sequencia de refletividade. Numa experiência idealizado, este processo convolucional é equivalente à fonte sísmica transmitindo ondas na terra e a detecção do receptor sísmico refletido, retornando à superfície de cada interface. Quantidade refletida dos limites litológicos é definido pelo coeficiente de reflexão R em cada interface. A força de reflexão não é uma medida das propriedades físicas de uma camada, mas do contraste entre as propriedade camadas.

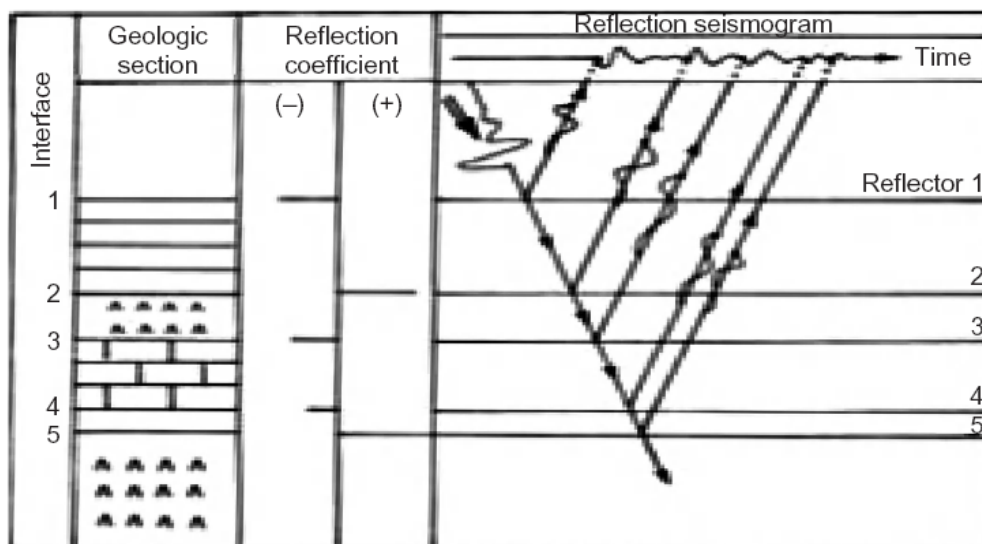
As amplitudes de dados sísmicos, por conseguinte, pode ser utilizado para a previsão de heterogeneidades em rochas reservatórios e contatos de fluidos. Mudanças laterais na amplitude de rastreamento para traçar o percurso dos mesmos eventos ou interface de rocha através de uma área pode ser um indicador de mudanças de ambiente de deposição, porosidade, tipo de rocha, ou a saturação do fluido. A amplitude de um primário reflexão é uma medida do coeficiente de reflexão (DASCAPUTO; AMINZADEH, 2013).

Segundo (DASCAPUTO; AMINZADEH, 2013), o traço sísmico Y_t como uma função do tempo é um resultado da série de sequêcia de coeficiente de reflexão $R_{\tau-t}$ (quinta coluna da esquerda) após a conversão da profundidade para tempo duplo de trânsito, convolvido com a "fonte" wavelet em peso w_τ , propagando através de camadas do subsolo. Simbolicamente, nós representamos a covolução sísmica segundo a equação (3.6):

$$Y_t = \sum w_\tau R_{\tau-t} \quad (3.6)$$

A convolução do traço sísmico mostrado na equação (3.6), é a base da tecnologia da reflexão sísmica. A figura 3.6 mostra como a onda sísmica viaja por meio das camadas da terra, gerando muitos deslocamentos pequenos das partículas, ondas e atos médios da aplicação linear do princípio da superposição (DASCAPUTO; AMINZADEH, 2013).

Figura 3.6 – Modelo convolucional do traço sísmico a partir do coeficiente de reflexão de limites acústicos.



Fonte: (DASCAPUTO; AMINZADEH, 2013).

Segundo (DASCAPUTO; AMINZADEH, 2013), cada onda refletida causa efeito próprio para cada receptor. A resposta total é a soma linear ou sobreposição de todas as ondas de todos os reflectores. A partir das variações na amplitude dos reflectores, as alterações nas impedâncias sísmicas pode ser calculadas. A impedância é usado para inferir mudanças nas propriedades das rochas para interface, tais como a densidade, porosidade e módulo de elasticidade.

A velocidade sísmica de uma camada de rocha pode ser expressa em termos da sua elástica constantes. A velocidade sísmica de compressão ou de ondas p, ou seja, V_p é dada por:

$$V_p = \sqrt{\frac{\frac{4}{3}\mu + \kappa}{\rho}} \quad (3.7)$$

Onde μ é o módulo de cisalhamento, κ é o módulo de bulking, e ρ é a densidade do meio. Usando as mesmas notações, a cisalhante ou velocidade da onda s, isto é, V_s é dado por:

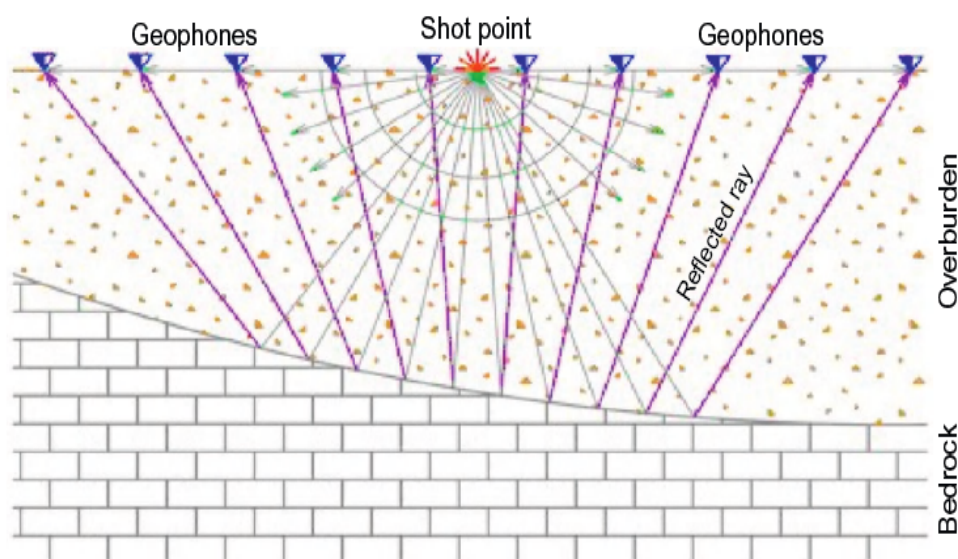
$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (3.8)$$

Segundo Dascaluto and Aminzadeh (2013), velocidade da onda p aumenta a partir do: ar > óleo > água. Enquanto da velocidade da onda V_s diminui a partir do: ar > óleo >

água.

As Técnicas da sismica de reflexão dependem da existência de mudanças distintas nas propriedades acústicas ou elásticas, da velocidade da onda sísmica e densidade de massa das interfaces, equivalente a subsuperfície das rochas. A energia que chega nas geofones (ou hidrofone, no caso de levantamentos marinhos) podem ser descrito como o caminho que raio percorreu perpendicularmente à frente de onda. A figura 3.7 é uma vista esquemática da representação da propagação das ondas sísmica a partir da localização do ponto de tiro da fonte para os refletores na terra e saltando para trás na superfície onde a energia reflectida é recebida nos sensores (geofone). A energia espalha-se como frente de onda hemisférica e é refletida para cada interface ou limites das camadas (DASCAPUTO; AMINZADEH, 2013).

Figura 3.7 – Esquema da geometria das reflexões sísmicas mostrando o caminho raio a partir do ponto em que ocorre o tiro pela fonte até os recepetores (geofones).



Fonte : (DASCAPUTO; AMINZADEH, 2013).

Assim (DASCAPUTO; AMINZADEH, 2013), uma fonte sísmica gera vibrações acústicas ou elásticos na superfície que se propagam na subsuperfície, passando por estratos com respostas sísmicas diferentes, que alteram a propagação das ondas, e retornam à superfície para serem registadas como dados sísmicos. Como vimos anteriormente, a impedância acústica é a densidade de bulk do meio (κ) multiplicado pela velocidade do som dentro desse meio.

As reflexões provenientes desses limites são detectados pela matriz de sensores. Os sinais são registadas como uma função do tempo de retardo do tempo zero o qual é a iniciação do sinal da fonte sísmica. Os sinais dos refletores mais fundos são o últimos a

chegar quando comparados aos refletores rasos.

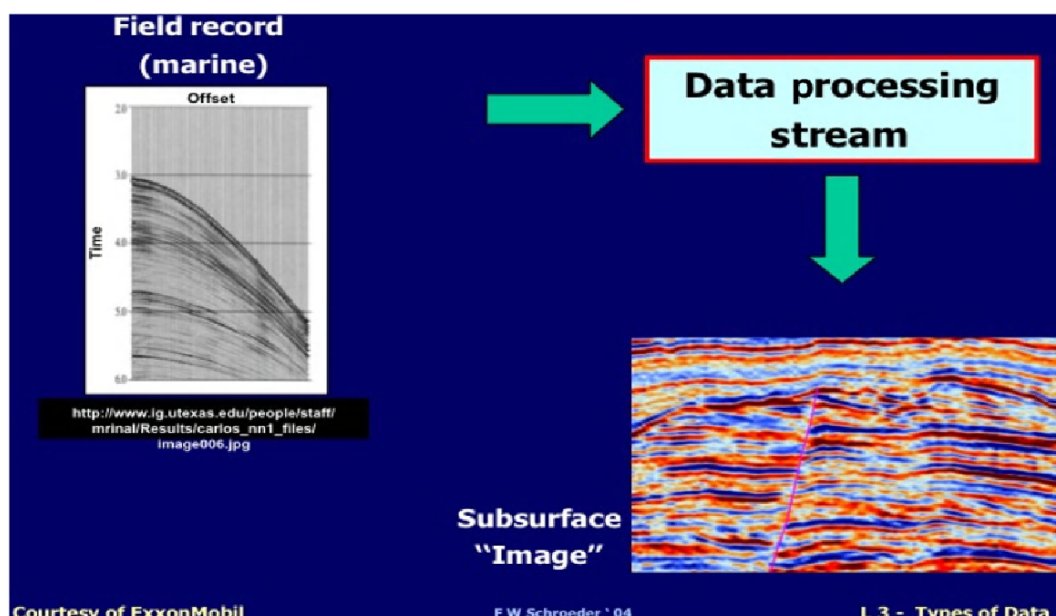
A partir da velocidade da onda sísmica na rocha, o tempo de percurso é utilizado para estimar a profundidade do refletor, sendo para uma simples onda que viaja verticalmente, o tempo de trânsito a partir da superfície e volta ao refletor é chamado de tempo duplo de trânsito (TWTT).

3.2 Processamento Sísmico Convencional

As técnicas de processamento de dados sísmicos são projetados para discriminar, separar, ou em outros casos de atenuar os ruídos e melhorar o sinal. A redução de um ruído é um tópico de pesquisa em projeção de instrumentos geofísicos, cálculo de análise e técnicas de processamento de dados.

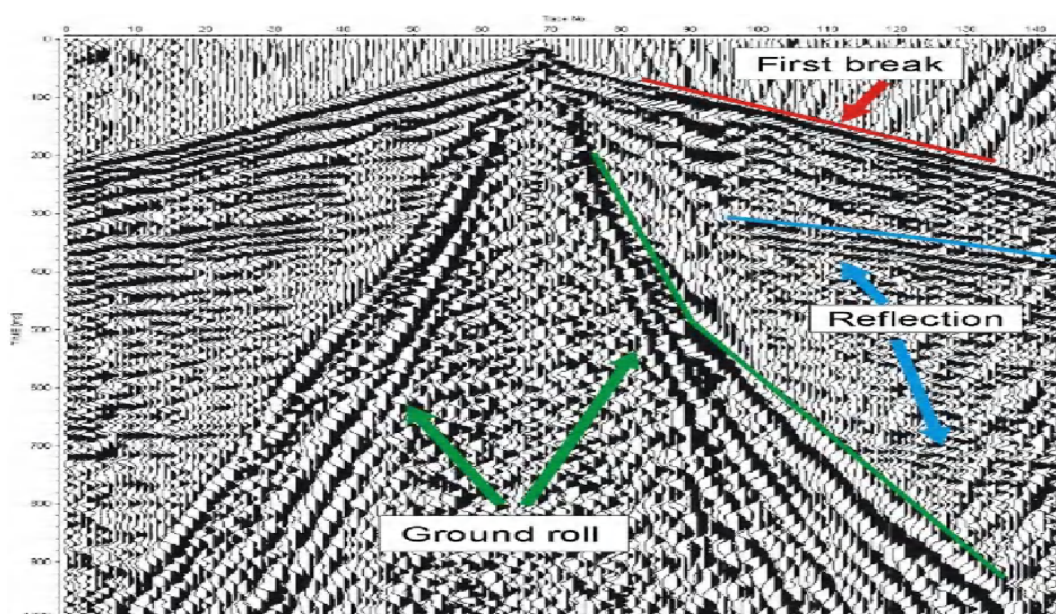
A representação da geologia é obtida através do processamento sísmicos, que converte o sinal sísmico adquirido em campo em uma imagem representativa da geologia do local de aquisição. O processo de conversão da matéria, segundo a figura 3.8 e o registro de campo para uma imagem do subsolo, equivalente a figura 3.9, é de uso para engenheiros e geocientistas.

Figura 3.8 – Esquema mostrando a geração de uma imagem da subsuperfície, após a etapa de processamento sísmico.



Fonte : (DASCAPUTO; AMINZADEH, 2013).

Figura 3.9 – Exemplo de um tiro sísmico, onde pode-se visualizar ruídos (linhas verde) e Reflexões (linha azul).



Fonte : (DASCAPUTO; AMINZADEH, 2013).

O processamento sísmico consta de várias partes como resumido na tabela 3.1. A primeira etapa a descrever é a relacionada ao levantamento de campo, onde os parâmetros reais são aplicados, e são relacionados à geometria das configurações das fontes e dos receptores, além das cargas atribuídas às explosões. Na sequência, são descritas as etapas do processamento laboratorial (geometria, edição dos traços, filtragens, deconvolução, análise de velocidade, correção NMO e finalmente Empilhamento)

Tabela 3.1 – Etapas do processamento convencional sísmico

Etapas do Processamento Convencional Sísmico
Leitura dos Dados
Geometria
Edição de Traços
Filtragens
Deconvolução
Análise de velocidade
Correção NMO
Empilhamento NMO

Fonte: Autor .

A "edição" de dados, elimina os ruídos tornando a imagem sísmica melhor interpre-

trável(mais próxima do real). Em levantamentos sísmicos marinhos, os ruído causado pelas ondulações e ruído do tráfego do barco, muitas vezes pode ser problemático e podem ser removidas com uma variedade de abordagens de filtragem que tiram vantagem de diferenças temporais e espaciais entre o ruído e a reflexão do sinal desejado. Em terra, o ruído cultural de estradas, linhas de energia, edifícios atividade humana, bem como o ruído originados pelo ambiente a partir de vento e outras causas naturais podem ser atenuada com filtragem e edição de dados de abordagens selecionadas. Após a edição de dados, dados sísmicos são normalmente corrigidas pelo sensor e efeitos de fontes seguido por uma série de processos projetados por eventos de reflexões primárias isoladas e conta para os efeitos de propagação entre a fonte, o receptor, e o ponto de interesse reflectora.

Podemos observar o ruído coerente (ground roll) na figura 3.8, onde estão próximas da superfície, como a Ground roll (ondas de superfície), chegadas não primárias como múltiplas, conversões de modo, e ondas de cabeça (DASCAPUTO; AMINZADEH, 2013).

Os ruídos coerentes podem ser particularmente difícil de corrigir em levantamentos terrestres, pois a camada complexa de intemperismo proximo a superfície pode ser um grande impemcilio para “camuflar” esses ruídos . Normalmente, o ruído coerente é muito menos problemático para pesquisas no mar, e, em geral, em levantamentos offshore têm maior qualidade de dados de levantamentos terrestres.

O uso da filtagrem é de extrema importância para eliminação de ruidos idesejáveis (coerente e não-coerentes) nos dados, podendo ser aplicados tanto no domínio da frequência quanto no domínio do tempo.

A deconvolução melhora a resolução vertical pelo colapso da wavelet sísmica e remove um determinado tipo de distorção. Este processo oferece melhores resultados quando os perfis sônicos estão disponíveis, ou quando feitos mais suposições do sinal de entrada (DASCAPUTO; AMINZADEH, 2013).

A análise de velocidade da seção sísmica empilhada e migrada, dependem do grau de precisão alcançado na determinação das velocidades das camadas em subsuperfície. È nesta etapa que o tratamento dos dados sísmicos tem por objetivo, encontrar as velocidades mais apropriadas para usar na correção de NMO (Normal moveout).

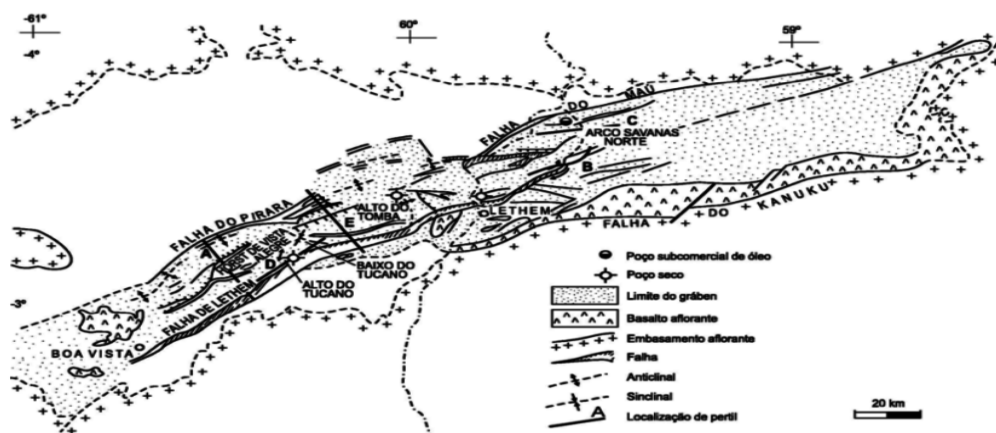
O empilhamento usa o local do levantamento de dados gravados e usa a velocidade para corrigir o atraso de viagens na distância para a geometria fonte-receptor, também conhecido como correção NMO e correção estática.

O empilhamento ou soma das amplitudes após a correlão offset, resulta no aumento da qualidade do sinal e reduz significativamente o ruído aleatório. E posteriormente ou mesmo antes do processamento, a migração sísmica é aplicada.

3.2.1 Descrição dos Dados da Bacia do Tacutu

A linha sísmica utilizada neste trabalho, são dados levantados pela PETROBRAS no ano de 1980. Esses dados são brutos, isto é, não foram pré-processados. A baixa qualidade dos dados de campo, podem ter sido causada pela contribuição da complexidade de campo das estruturas em subsuperfície, a topografia, bem como restrições ambientais e demográficas. O relatório de campo mostrada de maneira mais clara tais contribuições. O software utilizado para o processamento convencional foi o software livre Seismic Unix (SU) do Center of Wave Phenomena (CWP) desenvolvido pela “Colorado School of 21 Mines” (COHEN; STOCKWELL, 2005); para o processamento CRS utilizou-se o sistema WIT/CRS do Geophysikalisches Institut da Universidade de Karlsruhe, Alemanha. Resumimos nesse trabalho, resultados práticos dado ao processamento sísmico de algumas linhas terrestres do conjunto de dados da linha 204-RL-239 do graben do Tacutu (Brasil). A figura 3.10 ilustra o mapa do Graben do Tacutu mostrando a distribuição de algumas linhas sísmicas.

Figura 3.10 – Mapa estrutural do graben do Tacutu mostrando a direção de algumas linhas sísmicas.



Fonte: (EIRAS; KINOSHITA, 1990).

A tabela 3.2 mostra os parâmetros de aquisição da linha sísmica 204-RL-239 processada neste trabalho.

Tabela 3.2 – Parâmetros de Aquisição

Parâmetros de Aquisição	
Grupo de linha	204-RL-239
lanço	-3850 - -100 - 100 - 2450
configuração dos canais	0-40 x 48-48 x 76-20 x 76-0
extensão do arranjo	31,5 <i>km</i>
cobertura	1001%
Número de tiros registrados	631
intervalo entre tiros	50 <i>m</i>
Número de canais	76
Intervalo entre as estações	50 <i>m</i>
Tempo de registro	4 <i>s</i>
Profundidade de carga	2 <i>m</i>

Fonte: Autor .

Abaixo, serão descritos de forma mais detalhada as etapas do processamento convencional sísmico, onde foram subdivididos de duas etapas: o pré-processamento e o processamento avançado. A primeira fase engloba a preparação dos dados e a utilização de técnicas de tratamento do sinal sísmico. Já no processamento avançado, compreendeu a parte de análise preliminar de velocidade, passando pela correção NMO e finalizando com a correção estática residual até o processamento CMP. Todo o processamento de dados foram realizados a partir de um programa chamado SU (seismic unix) e GêBR que é um projeto de interface gráfica do SU facilitando o processamento.

3.3 Pré-Processamento

A fase do pré-processamento o objetivo principal é organizar os dados originados da aquisição e identificar os problemas que podem comprometer a qualidade dos resultados, como : traços ruidosos, anomalias de amplitude, ruídos coerentes (ground roll, multiplas) e outros. Através da visualização de todo o sismograma é feita está análise, procurando informações sobre as características e sua disposição, como por exemplo, a simetria do arranjo usado na aquisição como end-on e split spread.

Nessa primeira etapa do processamento é indispensável que o processador saiba e tenha treinamento correto sobre a ferramenta que irá utilizar, a fim de identificar os problemas presentes nos dados e usar métodos mais eficazes para resolver cada um deles.

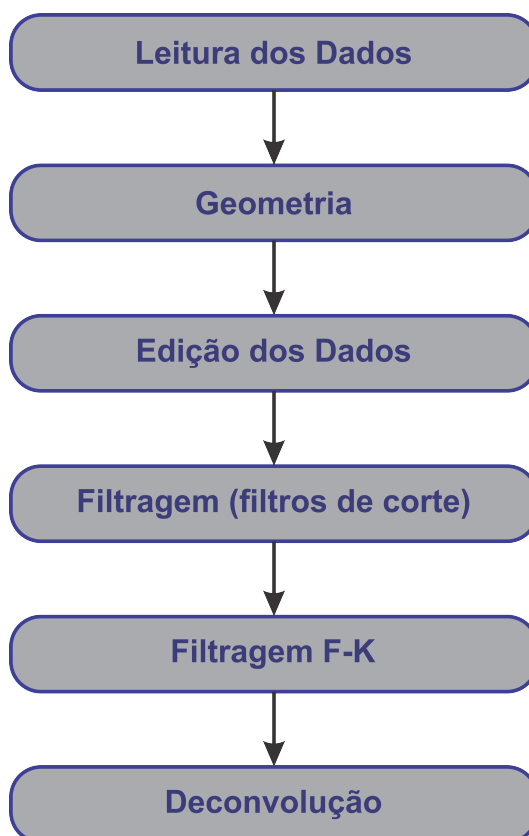
O início da etapa do pré-processamento e as etapas fundamentais do processamento é a organização de forma correta da geometria do levantamento baseada no relatório de

campo, servindo para estabelecer os parâmetros a serem incluídos nos cabeçalhos de cada traço, onde os dados são selecionados para montar as seções desejadas, como por exemplo, do tipo CMP.

Todas as etapas de pré-processamento foram realizadas com o sistema CWP/SU desenvolvido pela “Colorado School of Mines” (COHEN; STOCKWELL, 2005), e inicia com a transformação do formato do arquivo da linha Tacutu 204-RL-239 do formato SEG-Y para SU.

O fluxograma ilustrado na figura 3.11 mostra as seqüências utilizadas na fase do processamento, na qual consta dos seguintes processos: leitura dos dados, construção da geometria, edição, aplicação de filtros de corte, filtragem f-k para atenuação do ground roll e deconvolução.

Figura 3.11 – Fluxograma das etapas de pré-processamento utilizadas neste trabalho.



Fonte: Autor.

3.3.1 Leitura dos Dados

A leitura dos dados é a primeira etapa do pré-processamento. Frequentemente, esses dados sísmicos são brutos e fornecidos no formato SEG-Y, necessitando a sua conversão para outro formato. O formato SEG-Y é um dos padrões desenvolvidos pela SEG (Society

Exploration Geophysics) para o armazenamento e sua distribuição de dados sísmicos. É um padrão controlado e aberto pelo comitê de padrões técnicos da SEG, desenvolvido originalmente em 1973 para registro digital dos dados de reflexão.

Os dados sísmicos de reflexão da Bacia do Tacutu utilizados neste trabalho já haviam obtidos e gravados em SEG-Y. Para efetuar a leitura dos dados no CWP/SU, foi necessário, primeiramente, a conversão de formato do dado, originalmente em SEG-Y, para o formato interno do software. Após essa conversão, os dados podem ser devidamente tratados no CWP/SU. Ao final do processamento sísmico, é necessária a reconversão dos dados para o formato SEG-Y, para que eles possam ser acessados por qualquer outro aplicativo.

3.3.2 Geometria

A geometria é de fundamental importância no processamento sísmico. Deve-se ter atenção máxima de quem está processando, porque obtêm-se as informações das posições corretas de fontes e receptores, por meio de suas coordenadas geográficas, sendo essas informações usadas no restante do processamento. ocorrendo algum erro nesta etapa, todo o processamento será comprometido, pois a seção sísmica gerada não corresponderá coerentemente à subsuperfície do local de registro.

Registrar o “cabeçalho” de cada traço sísmico é objetivo desta etapa, bem como as posições relativas da fonte e as informações referentes à localização espacial de cada receptor.

Baseado nestas informações, define-se o afastamento entre fonte e receptor, as coordenadas do ponto médio comum (coordenadas CMP), além de outras informações relevantes, possibilitando a organização dos traços em famílias CDP ou CMP.

Neste trabalho, a construção da geometria com o CWP/SU é feito através de uma linguagem programacional interna deste programa. Tudo é feito na tela com o compilador com comandos específicos para cada etapa a ser processada. Analisamos a caderneta de campo e verificamos o arranjo que esses dados apresentam e partir dessa etapa, tentamos organizar a geometria pelos comando do programa. Abaixo, a figura 3.12 mostra corretamente o resultado final da geometria desse dado.

Figura 3.12 – Imagem representando a geometria corrigida. Observamos pelo offset na figura que o arranjo é do tipo end-on.

```
gabriel@gabriel-Inspiron-3543:~/Documentos/Gabriel/RESULT/SU_files$ surange < li
ne_239_geometry.su
54128 traces:
tracl 1 54128 (1 - 54128)
tracr 1 54128 (1 - 54128)
fldr 1 600 (1 - 600)
tracf 5 100 (53 - 80)
ep 9 631 (9 - 631)
cdp 450 31450 (450 - 31450)
cdpt 1 1241 (1 - 1241)
trid 1
offset -3850 2450 (100 - -100)
sx 400 31500 (400 - 31500)
gx 400 31500 (500 - 31400)
count 3
ns 1001
dt 4000
afilf 62
lcf 8
lcs 18
d1 0.004000
d2 25.000000
gabriel@gabriel-Inspiron-3543:~/Documentos/Gabriel/RESULT/SU_files$
```

Fonte: Autor .

3.3.3 Edição dos Dados

Normalmente após o carregamento da geometria a etapa de edição é realizada, pois esta é muito importante para os passos posteriores, pois nesta, há uma análise prévia nos dados com o objetivo de eliminar parcialmente ou totalmente traços que comprometem a qualidade do resultado desejado, ou seja, traços que distorcem os dados do sismograma como: traços com baixíssima razão sinal/ruído, resultante dos problemas no geofone (mau acoplamento dos geofones) ou propriamente desligamentos. existem ainda os traços com polaridade invertida; traços com ruídos aleatórios, etc.

Para melhorar os resultados, foram aplicadas sobre os dados da bacia do Tacutu duas técnicas distintas de supressão de ruídos, isto é: o silenciamento cirúrgico (surgical mute) e a eliminação de traços ruidosos (trace kill).

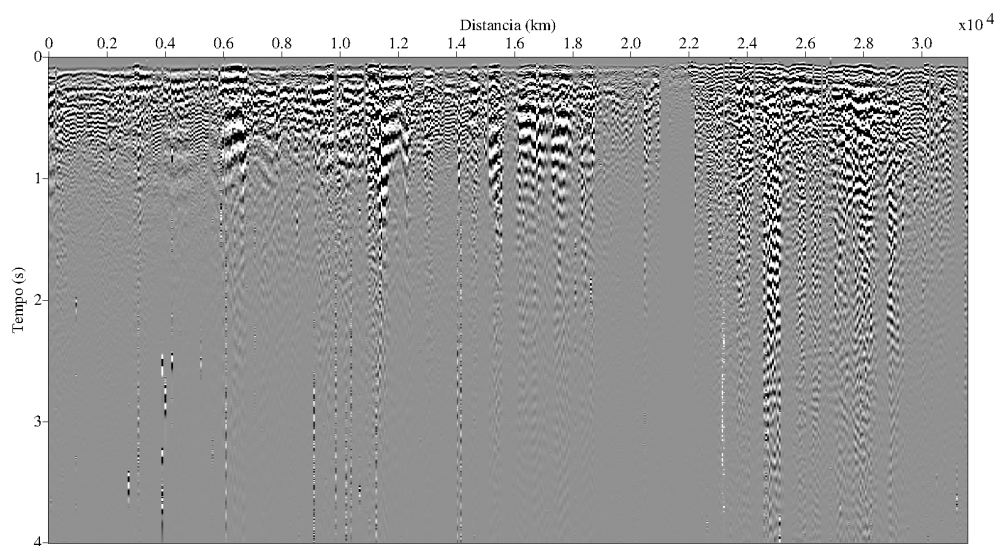
O ideal é eliminar somente as zonas delimitadas que contêm ruídos, logo isso é feito através da técnica manual de edição denominada “surgical mute”, proporcionando em uma zona alvo um silenciamento (mute) cirúrgico , delimitando amplitudes anômalas.

Existem casos, em que os dados exigem a aplicação de outras técnicas manuais de edição como o "trace kill". Esta técnica é bem utilizada nos dados cujo afastamento fonte-receptor ultrapassa a profundidade do refletor , eliminando totalmente todos traços sísmicos ruidosos ou danificados do sismograma. Logo após as eliminações descritas acima outra técnica de extrema importância , denominada “mute das primeiras quebras” é aplicada. Essa técnica não faz parte da edição de traços, porém o dado dessa bacia é terrestres,logo é muito importante o uso dessa técnica,pois as primeiras chegadas de energia são delimitadas manualmente, em que os pontos selecionados são guardados em

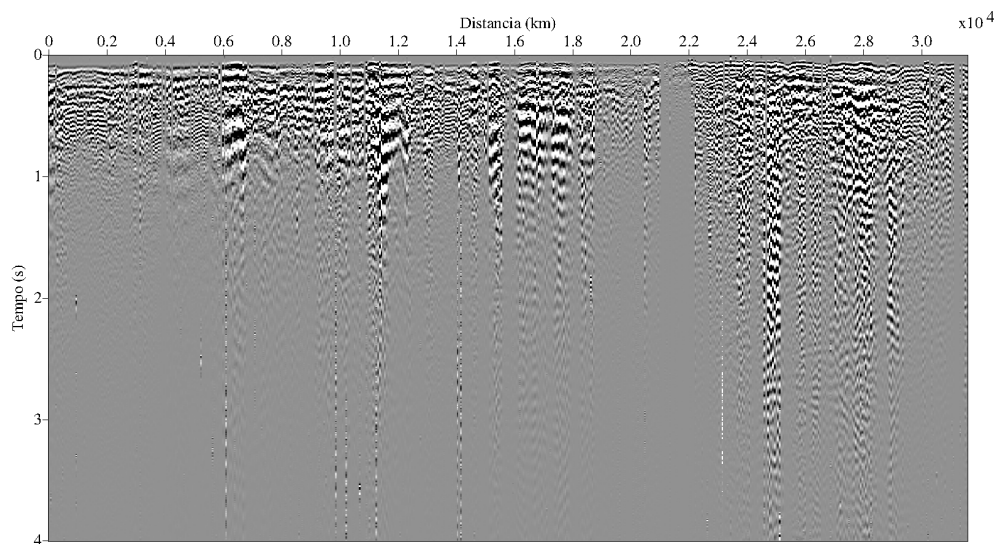
um arquivo temporário e posteriormente eliminados. As figuras 3.13a e 3.13b, mostram o antes e o depois da edição de traços com a geometria corrigida.

Figura 3.13 – Edição de traços da linha 204-RL-239 da Bacia do Tacutu

- (a) Registro da linha sísmica 204-RL-239 antes da aplicação do processo de edição de traços edição de traços ruidosos.



- (b) Registro da linha sísmica 204-RL-239 depois da aplicação do processo de edição de traços ruidosos.



Fonte: Autor .

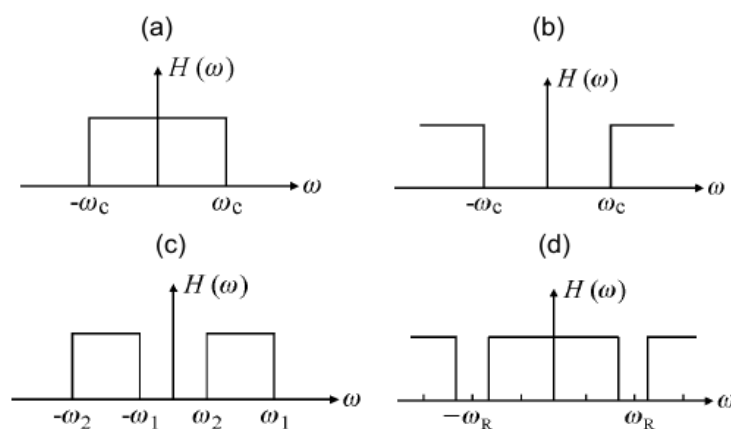
3.3.4 Filtragem

O uso de filtros são de extrema importância para eliminação de ruídos indesejáveis nos dados. Eles podem ser aplicados tanto no domínio da frequência quanto no domínio do tempo. Em processamento de sinais, comumente usamos mais os filtros de frequência devido a rapidez na melhora da razão sinal-ruído do dado. A Transformada de Fourier é a ferramenta matemática encarregada de transformar um conjunto de dados no domínio do tempo para o domínio da frequência. Como os Ruídos específicos da fonte, bem como outros ruídos, são geralmente encontrados nos diferentes intervalos de frequência, separando o ruído da informação de reflexão desejada.

O objetivo básico das filtragem é limitar uma banda de frequência, removendo dos traços as componentes de frequências muito baixas, onde são associadas aos eventos superficiais de alta energia, bem como os componentes de frequências muito altas originadas por fontes de interferência, como redes de alta tensão (FURTADO, 2009).

Existem 4 tipos básicos de filtros que são usados na filtragem, são eles: passa-baixa (PB), passa-alta (PA), banda-passante (BP) e filtro de rejeição (FR), e geralmente aplicados no domínio da frequência. Cada filtro tem uma função particular relacionada a cortes na frequência, por exemplo, usando o filtro passa-alta, as amplitudes para todas as frequências abaixo de certa frequência (frequência de corte) são levadas a zero. Ocorre similarmente para os filtros como passa-baixa e banda passante. A Figura 3.14, ilustra os quatro tipos de filtros de frequências de corte, isto é:

Figura 3.14 – Desenho dos espectros de amplitude de quatro filtros básicos de corte na forma retangular: (a) Passa-baixa (PB). (b) Passa-alta (PA). (c) Banda-passante (BP). (d) Filtro de rejeição (FR).



Fonte: (LEITE, 2015).

Para os dados, a partir da verificação das seções FC até as fases de migração, foram

aplicados sempre o ganho automático para se ter uma visualização melhor do conteúdo das seções. Algumas observações serão discutidas sobre na linha 204-239 na bacia do Tacutu, antes de mostrar o uso da filtragem no dado desta bacia, são elas:

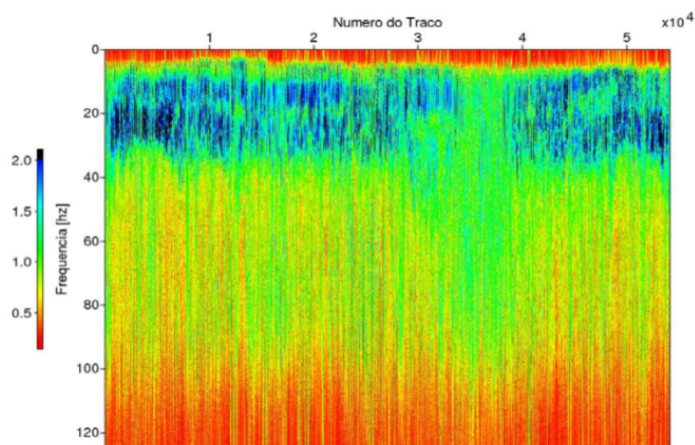
1. Observação 1: Devido a linha conter muitas seções ruidosas, os conjuntos FC e RC foram silenciados inicialmente, e com esse alto nível de ruído (impulsos e desvio térmico dos receptores), muitos traços foram zerados a partir da análise visual de todos os conjuntos de tiro-comum.
2. Observação 2 : Foi utilizado o filtro de corte banda-passante trapezoidal e foram decididos adotar filtros com bordas (cantos) 7-12-35-45 Hz, por gerar seções afastamento comum com a razão sinal-ruído maior.
3. Observação 3 : Não houve realização de correção estática de campo nesse dado, devido a suavidade na topografia do platô do Tacutu.

As figuras que serão mostradas mais a frente nesse tópico na seção pré-processamento estão na seqüência: espectro (temporal) total das linhas; espectro (temporal) da seção CMP; seção temporal CMP; filtragem F banda-passante trapezoidal. Nestas figuras, a amplitude fica caracterizada pela cor, e a escala da seção depende do ganho.

Nas figuras 3.15 a 3.18 têm por eixos Frequência vs Número-de-Traços. Elas representam espectros de frequência de todos os traços da linha 204-239 antes da aplicação de filtros banda-passante, e após o silenciamento.

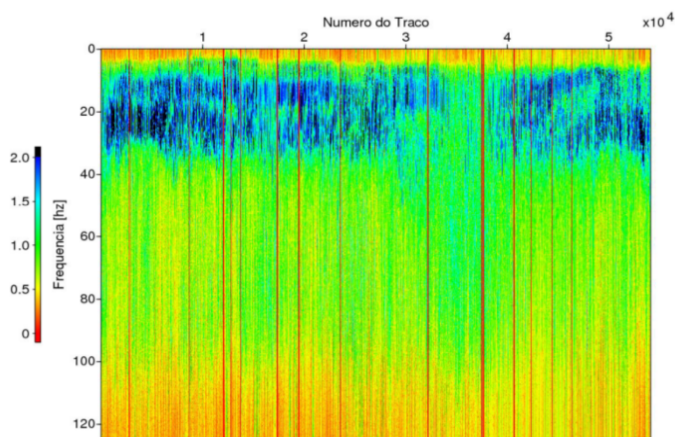
A figura 3.15 tem por objetivo, analisar o conteúdo espectral, para que se proceda à determinação do filtro banda-passante para separação de ruído. Visualmente, observa-se a presença de sinal até a frequência de 125 Hz, enquanto que, para a componente determinística da seção, o conteúdo importante de frequências a serem analisados, estão relacionadas à faixa 5-40 Hz, sendo como ruído a faixa acima de 40Hz considerada (componente não determinística). A escala em cores, determina como analisar a amplitude, e as maiores amplitudes estão na faixa do vermelho. O resultado da análise espectral fica resumido à definição do filtro banda-passante (BP) trapezoidal com cantos (07; 12; 35; 45).

Figura 3.15 – Espectro de frequência vs número de traços da linha 204-239 antes da aplicação de filtros banda-passante, e antes de silenciamento. Observa-se a presença de sinal até na frequência de 125 Hz e visualmente o conteúdo importante de frequência em relação à componente determinística da seção, está faixa 5-40 Hz, sendo a faixa acima de 40Hz considerada como ruído. A amplitude fica expressa na escala em cores.



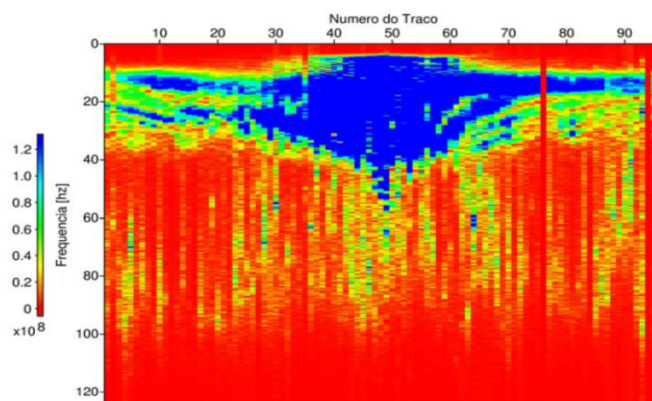
Fonte: Modificado pelo Autor .

Figura 3.16 – Espectro de frequência vs número de traços da linha 204-239 antes da aplicação de filtros banda-passante, e depois de silenciamento. Os traços zerados são vistos como linhas do início ao fim da figura. A amplitude é expressa na escala em cores.



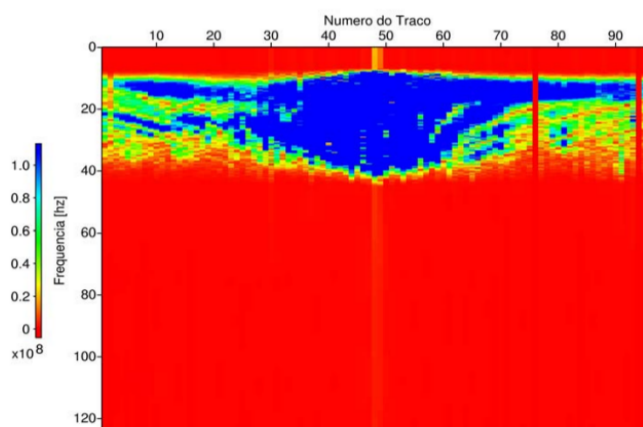
Fonte: Modificado pelo Autor .

Figura 3.17 – Frequência vs número do traço. Composição do espectro de frequência para todas os traços de uma seção FC da linha 204-239 (número 200) antes da aplicação de filtragens banda-passante, e depois de silenciamento correspondente a um detalhe da figura anterior, servindo como teste de filtros. A escala de amplitude em cores reflete o ganho para a apresentação.



Fonte: Modificado pelo Autor .

Figura 3.18 – Frequência vs número do traço. Espectro de frequência para todas os traços de uma seção CSG da linha 204-239 (número 200) após a aplicação da filtragem F banda-passante, e depois de silenciamento. Esta figura corresponde a um detalhe da figura anterior, e serviu para o teste dos filtros. O filtro banda-passante trapezoidal tem os cantos 7-12-35-45 Hz. A escala de amplitude em cores reflete o ganho para a apresentação.

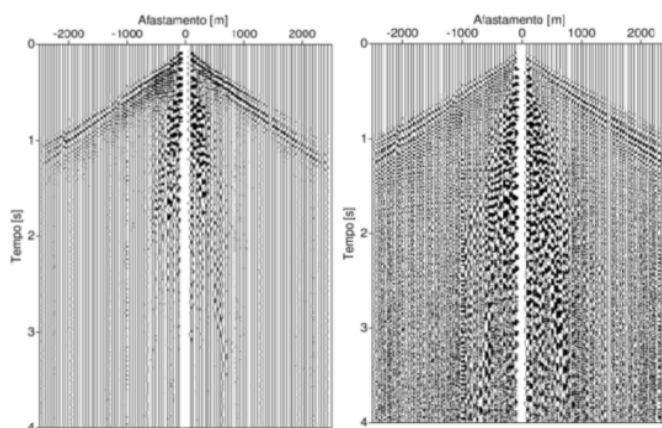


Fonte: Modificado pelo Autor .

Nas figuras 3.19 a 3.21 apresentadas abaixo, são seções tempo-distância do tipo Seção CMP (número 200 da linha 204-239) antes e depois das aplicações dos filtros f banda-passante (BP) trapezoidal . Para efeito de visualização estão apresentadas duas

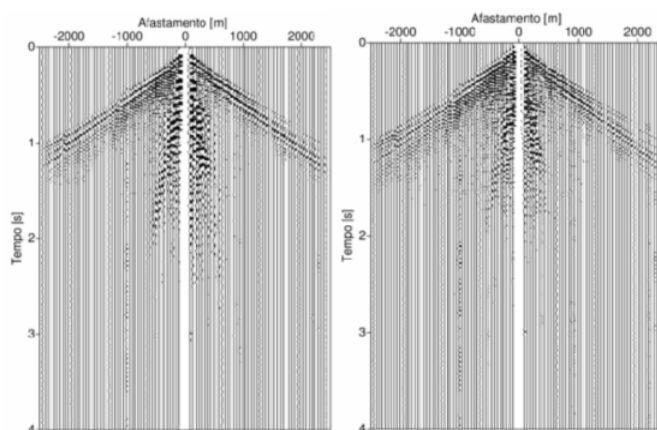
seções: uma seção sem ganho que é utilizada no processamento para evitar deformação espectral e outra com ganho (DGC) para melhorar a visualização, enfatizando aspectos desejados. Essas duas apresentações, mostraram de maneira mais evidentes a presença de eventos de reflexão com a forma hiperbólica e destiguir muito bem a presença das ondas de superfície.

Figura 3.19 – Seção FC-200 tempo vs distância da linha 204-239 antes da aplicação do filtro F banda- passante. Para efeito de visualização estão apresentadas duas seções: (esquerda) Seção sem ganho; (direita) seção com ganho. O ganho aplicado (DGC) serve apenas para melhorar a visualização, enfatizando aspectos desejados, enquanto a seção sem ganho é a que é utilizada no processamento para evitar deformação espectral. Nestas duas apresentações fica distinta a presença de ondas de superfícies e na seção á direita fica mais visível a presença de eventos de reflexão com a forma hiperbólica.



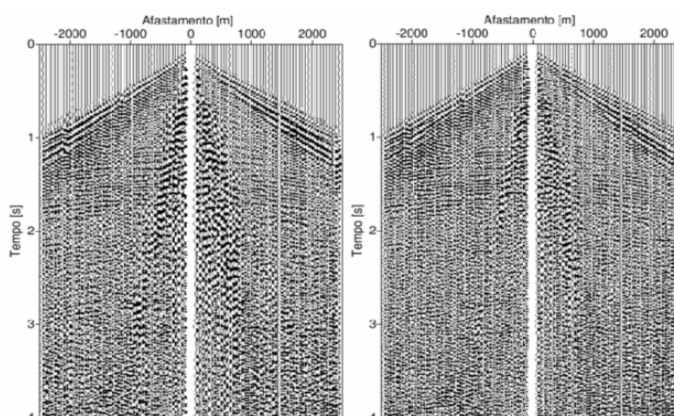
Fonte: Modificado pelo Autor .

Figura 3.20 – Seção FC-200 tempo vs distância da linha Tacutu 204-239 após a aplicação de dois filtros banda-passante F sem o ganho dinâmico: (esquerda) saída com o filtro F com a opção de bordas(cantos) 7-12-35-45 Hz e (direita) saída do filtro F com a opção de bordas(cantos) 8-20-40-45 Hz.



Fonte: Modificado pelo Autor .

Figura 3.21 – Seção FC-200 tempo vs distância da linha Tacutu 204-239 após a aplicação de dois filtros banda-passante F seguidos de controle de ganho dinâmico (DGC): (esquerda) saída com o filtro F com a opção de bordas(cantos) 7-12-35-45 Hz e (direita) saída do filtro F com a opção de bordas(cantos) 8-20-40-45 Hz.



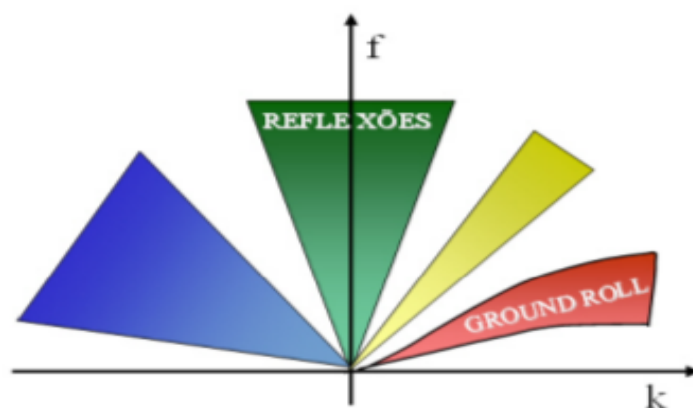
Fonte: Modificado pelo Autor .

3.3.5 Filtragem F-K

A transformada de Fourier bidimensional é um operador linear, produz um espectro no domínio frequência versus número de onda ou vice-versa. Essa transformada decompõe o campo de onda original em suas componentes com frequência e número de onda constante.

Quando aplicado no processamento, esta operação permite separar e filtrar eventos de diferentes frequências, números de onda e velocidades aparentes, figura 3.22.

Figura 3.22 – Gráfico representativo da decomposição de um sinal sísmico após a aplicação da transformada f-k.



Fonte: Modificado de Strobbia (2003).

analiticamente, destaca-se abaixo as Transformadas de Fourier Direta (TFD) e Inversa (TFI), respectivamente:

$$U(\omega, \kappa) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} u(x, t) e^{i(\omega t - \kappa x)} dt dx \quad (3.9)$$

$$u(x, t) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} U(\omega, \kappa) e^{i(\omega t - \kappa x)} d\omega d\kappa \quad (3.10)$$

onde (3.9) é a Transformada de Fourier bidimensional de (3.10), ω é a frequência e κ o número de onda. Esta aplicação da Transformada de Fourier na sísmica de reflexão é conhecida como transformada f-k.

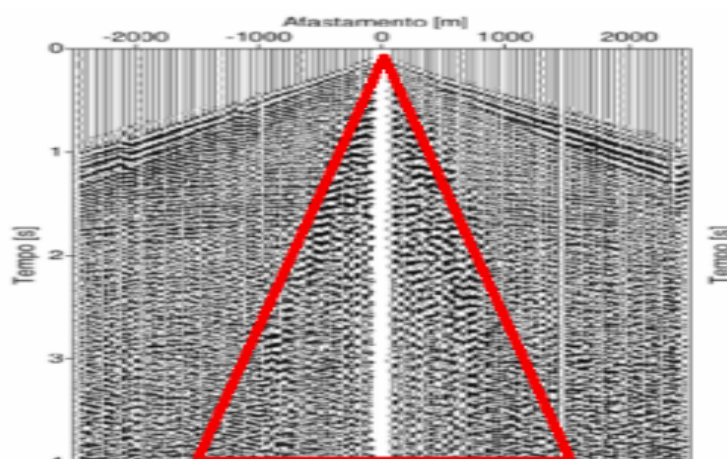
Esta aplicação da transformada de Fourier é conhecida como filtragem f-k, sendo uma ferramenta bastante eficiente na atenuação de ruídos coerentes de reflexão sísmica, sobretudo o ground roll, presente nos dados terrestres, cuja presença distorce os eventos primários (reflexões desejáveis) presentes nos sismogramas.

Este ruído está associado às ondas superficiais do tipo Rayleigh que ocorrem principalmente nas camadas de intemperismo. As suas principais características são: alta amplitude, baixa velocidade e concentração nas baixas frequências.

O ground roll possui caráter linear e costuma aparecer na seção sísmica na forma de um “cone”, figura 3.23, com ápice no traço mais próximo da fonte. No domínio f-k, a região do espectro contaminada com pelos ruídos pode ser eliminada utilizando “filtros em

leque” ou construindo um polígono de forma arbitrária, capaz de compreender e suprimir boa parte desta região.

Figura 3.23 – Seção FC-200 tempo vs distância da linha Tacutu 204-239 após a aplicação de dois filtros banda-passante F com a opção de cantos 7-12-35-45 Hz seguidos de controle de ganho dinâmico (DGC) contaminado com o ground roll, que lembra o formato de um “cone”.

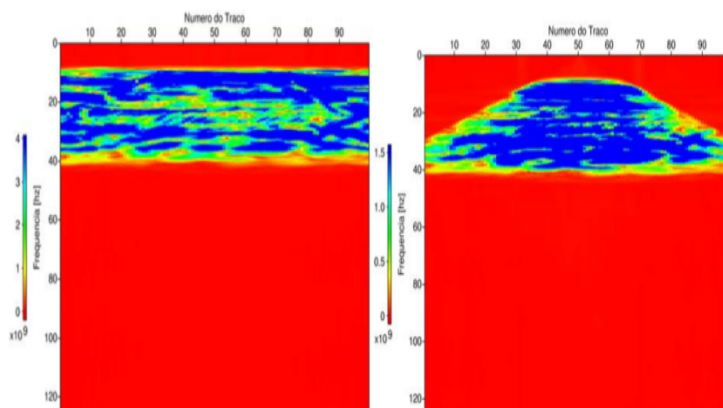


Fonte: Autor .

As Figuras 3.24 a 3.25 exibem espectros na forma Freqüência vs Número de traços para a seção CMP-200 da linha 204-239, antes e depois da aplicação do filtro F-K banda-passante trapezoidal. Esta figura serviu para o teste de filtro escolhido com as inclinações (-0,00035; -0,00005; +0,0005; +0,00035) e amplitude (0; 1; 1; 0). A escala é devido ao ganho para a apresentação, e observa-se que o resultado do filtro tem como saída uma trapezoidal para o espectro. Nestas figuras não está sendo analisado o efeito de contaminação por amostragem (“aliasing”).

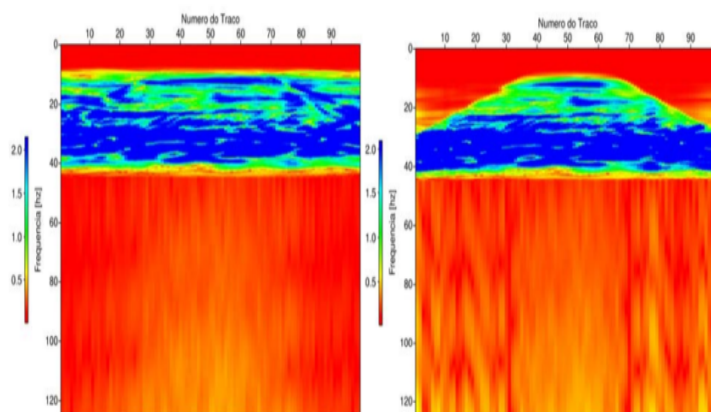
As Figuras 3.26 a 3.27 são seções tempo-distância do tipo PMC (número 200 da linha Tacutu 204-239) antes e depois da aplicação do filtro F-K mostrado nas figuras anteriores. A primeira seção apresenta ganho dinâmico, enquanto a segunda não apresenta este ganho. Como resultado, observa-se a destruição parcial da forma Delta onde as refrações estão presentes.

Figura 3.24 – Espectro de frequência vs número do traço para a seção FC-200 da linha 204-239, sendo (esquerda) antes da aplicação do filtro F-K banda-passante trapezoidal, e (direita) após a aplicação do filtro. Esta figura serviu para o teste de filtro, escolhido com as inclinações (-0,00035; -0,00005; +0,0005; +0,00035) e amplitude (0; 1; 1; 0). A escala é devido ao ganho para a apresentação. Observa-se que o resultado do filtro resulta na forma trapezoidal para o espectro. Não está sendo analisado o efeito de contaminação por amostragem (“aliasing”).



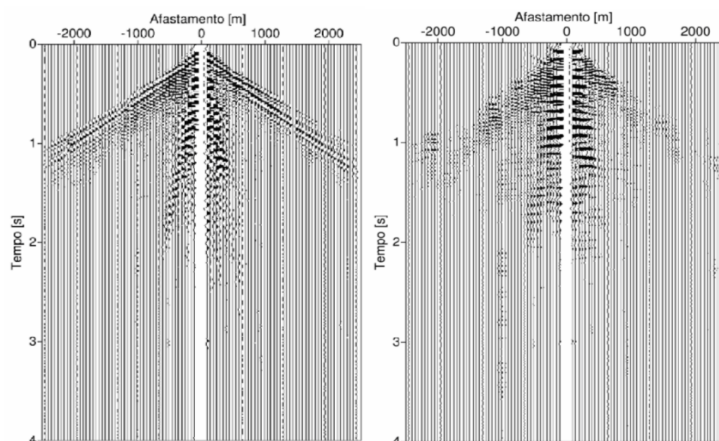
Fonte: Modificado pelo Autor .

Figura 3.25 – Espectro de frequência vs número do traço correspondente à figura anterior, onde o ganho foi aplicado para observar a presença de ruído na parte mais alta do espectro (parte trapezoidal). A escala reflete o ganho utilizado para a apresentação. Observa-se que o filtro resulta numa forma trapezoidal para o espectro, e a presença de contaminação por amostragem (“aliasing”) pode ser vista .



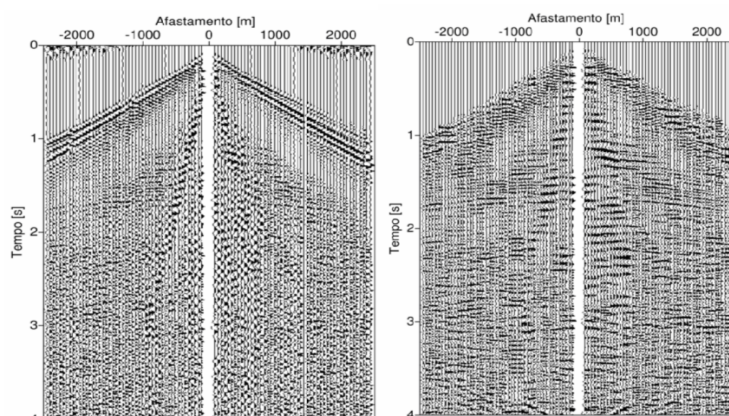
Fonte: Modificado pelo Autor .

Figura 3.26 – Seção FC-200 tempo vs distância da linha Tacutu 204-239, antes (esquerda) e após (direita) a aplicação do filtro F-K nas figuras anteriores com os parâmetros de inclinação (-0,00035; -0,0005; -0,00005; 0,00035) e amplitude (0; 1; 1; 0). Ambas as seções não possuem ganho dinâmico para comparar com as próximas figuras. Observa-se a destruição parcial da forma Delta onde as refrações estão presentes.



Fonte: Modificado pelo Autor .

Figura 3.27 – Seção FC-200 tempo vs distância da linha Tacutu 204-239, antes (esquerda) e após (direita) a aplicação do filtro F-K nas figuras anteriores com os parâmetros de inclinação (-0,00035; -0,0005; -0,00005; 0,00035) e amplitude (0; 1; 1; 0). Ambas as seções possuem ganho dinâmico para comparar com as figuras anteriores. Observa-se a destruição parcial da forma Delta onde as refrações estão presentes e a contaminação por amostragem nas bordas (“aliasing”). As ondas de superfície diminuíram sensivelmente e as trajetórias “hiperbólicas” de reflexão são visíveis.



Fonte: Modificado pelo Autor .

3.3.6 Deconvolução

A deconvolução é uma etapa no processamento sísmico convencional, pois serve para atenuação de reflexões múltiplas (ruído aleatório). O objetivo desta etapa é aumentar verticalmente ou temporalmente a resolução dos traços sísmicos, onde comprimem o pulso efetivo da fonte apresentado no traço sísmico a uma função delta (impulso) e com isso, ressaltando as reflexões proeminentes e distinguindo unidades estratigráficas delgadas.

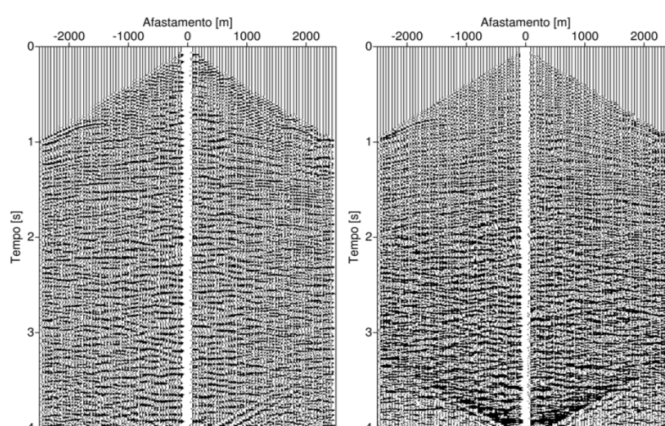
O processo de deconvolução impulsiva é comumente realizado antes do empilhamento e no domínio do tempo (YILMAZ, 1987) e quase sempre, é feito depois da filtragem F-K como neste trabalho. A deconvolução é extremamente eficaz para o resgate da resposta da Terra ao impulso, sendo assim, extremamente útil para elaboração do imageamento sísmico de qualidade. A estimativa do filtro inverso é intenção básica da deconvolução que convolvido com o pulso sísmico gere o impulso, ou seja, a deconvolução tenta registrar as séries de refletividades (resposta ao impulso) de um sismograma registrado.

Segundo Yilmaz (1987), o sinal sísmico, $S(t)$, é descrito pela convolução da pulso fonte ou wavelet (assinatura da fonte), $w(t)$, com a série de coeficientes de reflexão (resposta impulsiva da Terra), $e(t)$, adicionada à série de ruídos. Então, esse modelo analítico convolucional descrito de forma ideal pela equação (3.6), o sinal sísmico é descrito matematicamente de forma real segundo a equação (3.11):

$$S(t) = w(t) * e(t) + n(t) \quad (3.11)$$

A Figura 3.28 (seção tempo vs distância, tipo PMC-200 da linha Tacutu 204-239) antes e depois da aplicação do processo de deconvolução ao impulso Wiener-Hopf-Levinson. Os filtros F e F-K foram utilizados na seção, como visto nas figuras anteriores. Ambas as seções têm ganho dinâmico e servem para comparar com as figuras anteriores. observe-se com o resultado, o ganho de conteúdo nas frequências mais altas e por amostragem nas bordas (“aliasing”). Como esperado, o aspecto da saída é indesejavelmente mais ruidoso, mesmo considerando que a seção passou por uma filtragem banda-passante, isto é, a deconvolução ao impulso foi aplicada aos dados, porém, os resultados obtidos não tiveram uso devido a sua baixa qualidade.

Figura 3.28 – Seção FC-200 tempo vs distância da linha Tacutu 204-239, antes (esquerda) e após (direita) a aplicação do processo de deconvolução ao impulso Wiener-Hopf-Levinson. A seção utilizada passou pelos filtros F e F-K como visto nas figuras anteriores. Ambas as seções têm ganho dinâmico e servem para comparação com as figuras anteriores. Observa-se o ganho de conteúdo nas frequências mais altas, e a contaminação por amostragem nas bordas (“aliasing”). Como esperado, o aspecto da saída é indesejavelmente mais ruidoso, mesmo com a filtragem banda-passante aplicada previamente à deconvolução.



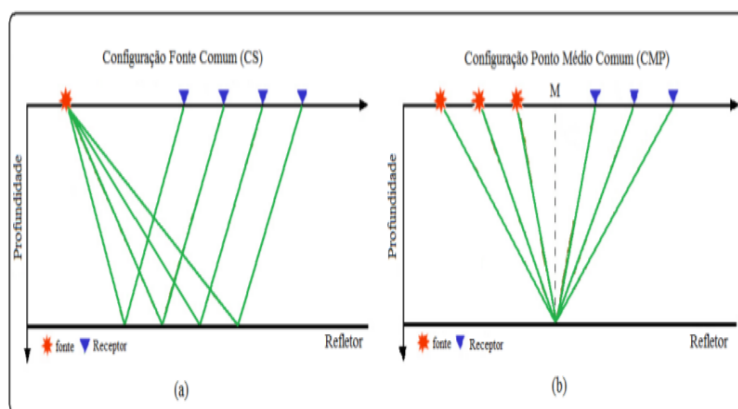
Fonte: Modificado pelo Autor .

3.4 Processamento Avançado

A abordagem descrita até agora nos capítulos anteriores, foram discutidos métodos para processar os dados sísmicos com o objetivo de melhorar o sinal de cada um dos traços separado, eliminando ruídos indesejáveis como ground roll. No entanto, neste capítulo serão discutidos os processos onde se trabalham diferentes traços sísmicos, denominada fase de processamento avançado.

Nesta fase, é necessário que os dados pré-processados organizados em famílias de tiro comum (CS), sejam reorganizados em famílias de ponto-médio-comum (CMP – “common midpoint”), figura 3.29. Esse método mostra, que cada ponto amostrado sobre o refletor em subsuperfície, localiza-se no ponto médio entre uma fonte e seu respectivo receptor,

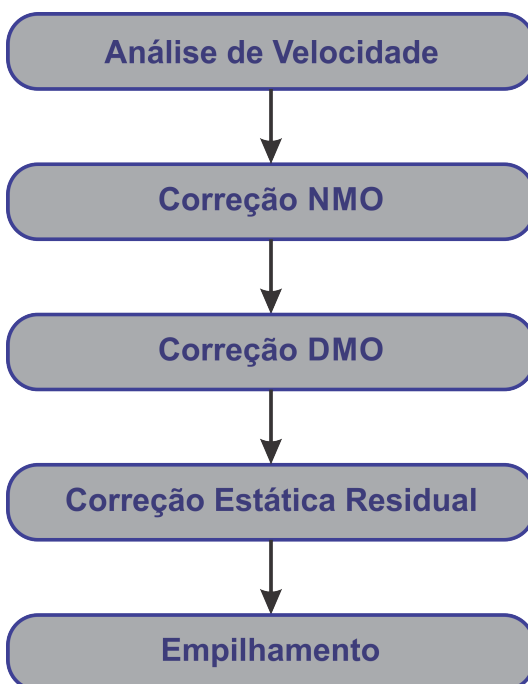
Figura 3.29 – Configuração de uma família de Tiro comum (a) e CMP (b) para um refletor horizontal.



Fonte: Adaptado de (YILMAZ, 1987).

A análise de velocidade é iniciada nessa fase de processamento sísmico avançado. Assim, as velocidades pré-calculadas irão para uma próxima etapa denominada correção NMO que será detalhada mais lá na frente. Posteriormente, é realizado o empilhamento com o objetivo de gerar uma seção de afastamento nulo (zero offset) e a migração com a finalidade de posicionar os refletores sísmicos corretamente e colapsar as difrações. O fluxograma abaixo ilustra as etapas desenvolvidas nesta fase, isto é:

Figura 3.30 – Fluxograma das etapas de processamento avançado utilizadas neste trabalho.



Fonte: Autor .

3.4.1 Análise de Velocidade

Esta é uma etapa de extrema importância para o processamento sísmico, pois a qualidade da seção sísmica empilhada e migrada, dependem do grau de precisão alcançado na determinação das velocidades das camadas em subsuperfície.

È nesta etapa que o tratamento dos dados sísmicos tem por objetivo, encontrar as velocidades mais apropriadas para usar na correção de NMO (Normal moveout).

Uma vez que as velocidades não contêm todas as informações necessárias para definir a função velocidade que varia arbitrariamente tanto com a profundidade quanto ao longo da direção horizontal, a estimativa da velocidade a partir dos dados é um problema de inversão mal-posto, ou seja, esta estimativa é tão melhor quanto maior for a qualidade dos dados, e com isso, melhor será a qualidade da seção empilhada resultante.

Em muitas situações práticas o conhecimento a priori (conhecimento da geologia do local de estudo) do comportamento da função velocidade como em dados de poço, complementam a informação contida nos dados sísmicos. Infelizmente neste trabalho, a estimativa da velocidade não foi suficiente para adequar ao problema de restrição.

A velocidade de horizontalização das hipérbolas (Velocidade de empilhamento V_{stack}) não pode ser representada pela velocidade RMS (velocidade real da camada acima do refletor), pois existe uma diferença entre a velocidade de empilhamento V_{stack} e V_{RMS} , isto é, para eventos de reflexão com offsets longos, as duas velocidades são diferentes e nesse caso, a V_{stack} é igual à velocidade que resulta na melhor horizontalização da reflexão. Enquanto que, para camadas horizontais e o offsets curtos a velocidade de empilhamento e a velocidade RMS são similares,

Em geral, a análise de velocidade é feita várias vezes a partir de um fluxograma de processamento, combinadas a outras etapas, com o objetivo de garantir um refinamento maior das informações.

Para estimar a velocidade NMO sobre as famílias CDP's, utiliza-se o espectro de velocidade para estimar a partir de uma mapa chamado Semblance, determinado por medidas de coerência , isto é, através da quantificação da coerência (YILMAZ, 1987).O semblance é a medida da razão entre a energia do sinal sísmico após o somatório dos traços sísmicos e a energia de todos os traços envolvidos neste somatório, isto é, segundo a equação (3.12) abaixo :

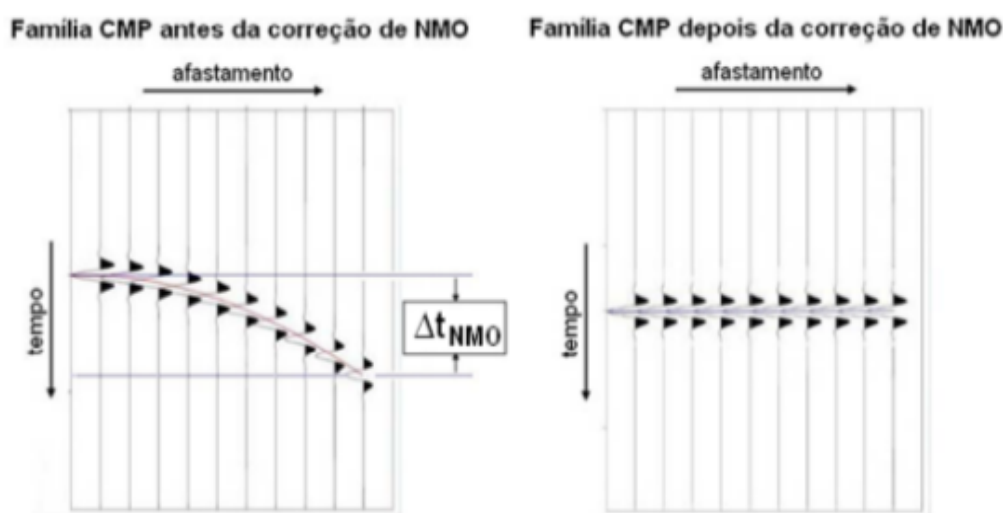
$$S = \frac{\sum_t (\sum_{i=1}^M U_{i,t(i)})^2}{M \sum_t \sum_{i=1}^M U_{i,t(i)}^2} \quad (3.12)$$

Onde, $U_{i,t(i)}$ é a amplitude do sinal sísmico indexado pelo número de traços sísmicos, $i = 1, \dots, M$ e a função é normalizada no intervalo $[0,1]$.

3.4.2 Correção NMO

Anteriormente foi mostrado que uma família do "ponto médio comum", guarda informações sobre reflexões advindas de um ponto em subsuperfície sobre um mesmo refletor. Porém, as reflexões com maiores afastamentos fonte-receptor sofrem um atraso significativo nos tempos de chegadas, logo, estes tempos devem ser corrigidos. Essa correção é chamada de correção NMO, onde sua realização tem o objetivo de que cada reflexão encontre uma coerência traço a traço, ou seja horizontalizem-se como mostra a figura 3.31.

Figura 3.31 – Ilustração da aplicação da correção NMO.



Fonte: (YILMAZ, 1987).

Admitindo um modelo composto por refletores planos e horizontais, a correção de NMO é calculada pela equação:

$$\Delta t = t(x) - t_0, \text{ onde } t(x) = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{(V_{stack})^2}} \quad (3.13a)$$

$$\Delta t_{NMO} = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{(V_{stack})^2}} - t_0 \quad (3.13b)$$

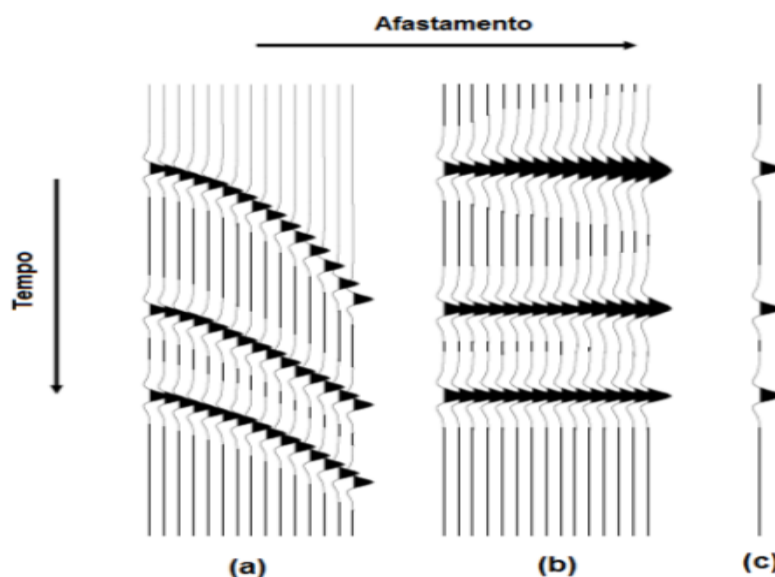
onde, x representa o afastamento fonte-receptor, $t(x)$ é o tempo de reflexão, t_0 corresponde ao tempo duplo de trânsito na posição $x = 0$ (ápice da hipérbole) e V_{stack} é a velocidade de empilhamento estimada durante a análise de velocidade.

3.4.3 Empilhamento NMO

Empilhamento NMO ou CMP é realização da soma dos traços, corrigidos pelo NMO, de uma família CMP, onde o resultado é uma aproximação de um secção zero-offset ou de afastamento nulo, em que as reflexões, associadas aos refletores horizontais, são equivalentes a um mesmo ponto em subsuperfície (YILMAZ, 1987).

A Figura 3.32 ilustra o processo de empilhamento, onde para cada família CMP, os traços corrigidos de NMO são somados, gerando um único traço sísmico.

Figura 3.32 – Ilustração do processo de empilhamento NMO, onde em (a) é a representação da Família de Ponto Médio Comum, (b) é corrigida de NMO e posteriormente em (c) é a seção empilhada que produz o traço simulado de afastamento nulo



Fonte:(DANILO, 2009).

Esta etapa é de extrema importância para obter uma interpretação de qualidade, devido um aumento significativo da relação sinal/ruído proporcionado pela interferência dos ruídos aleatórios e eventos coerentes como: reflexões primárias, reflexões múltiplas e difrações. Além disso, o empilhamento também pode minimizar a influência de chegadas contaminantes, tais como ondas diretas ou ondas superficiais, as quais não apresentam curvas de tempo previstas pela correção NMO, portanto sendo esses eventos não sendo somados coerentemente no processo de empilhamento, teremos um secção que possibilite uma interpretação de maior qualidade e coerência.

Todavia, deve-se deixar bem claro, que o empilhamento NMO apesar de mostrar-se bem sucedido para simular secções zero-offset na sísmica de reflexão com um mínimo esforço computacional, é de extrema importância obter um bom macro-modelo de velocidade e

uma excelente correção de NMO para dá origem a uma seção empilhada com qualidade.

3.4.4 Migração

O objetivo da migração de dados sísmicos é posicionar corretamente os refletores sísmicos em subsuperfície e além disso, a migração colapsa as difrações produzindo assim, uma imagem sísmica que possibilite uma melhor interpretação dos dados sísmicos, isto é, proporcionar uma relação entre a seção sísmica migrada e a seção geológica.

O tempo e a amplitude são os aspectos distintos que o método de migração sísmica opera, onde o tempo de trânsito carrega informações da estrutura geológica do meio e de suas velocidade (migração age de forma a reposicionar as reflexões tanto em suas coordenadas de superfície quanto nas coordenadas de tempo) e a amplitude traz informações sobre o fluido (hidrocarboneto) e a litologia da subsuperfície (o contraste das propriedades das camadas que definem a interface de reflexão).

Para o interprete, a migração é muito importante para assegurar a localização, mais exata possível, das estruturas geológicas referentes aos reservatórios de hidrocarbonetos, não importando a complexidade dos ambientes geológicos estudados e a capacidade da migração em corrigir imagens distorcidas.

Segundo YILMAZ (2000), condições devem ser seguidas para que todos os benefícios da migração sejam utilizados de maneira correta. A migração em tempo é aceitável para um modelo de velocidade que varie, lateralmente, de forma suave e é válida para variações verticais de velocidade.

A interpretação da seção migrada, indenpente do algoritmo de migração utilizado, ou seja, se é migração “Frequência-Número de onda” (F-K), migração por diferenças finitas ou migração Kirchhoff, pois o que importa de fato, é a relação de alguns fatores como razão sinal/ruído, qualidade da seção empilhada e modelo de velocidade utilizado na migração (YILMAZ, 1987).

4 EMPILHAMENTO POR SUPERFÍCIE DE REFLEXÃO COMUM (CRS)

Neste capítulo, apresentaremos o resultado de uma seção empilhada pela método de empilhamento por superfície de reflexão comum (CRS). Para simular seções de afastamentos-nulo para o caso de uma superfície de observação plana, são descritos por vários autores como MÜLLER (1999), JÄGER (1999), MANN (2002), como uma alternativa de empilhamento convencional, ou como uma técnica de imageamento que não dependem do conhecimento a priori do modelo de velocidades do meio.

Este método simula uma seção de afastamento nulo (ZO - zero offset) utilizando dados de cobertura múltipla, através da soma dos eventos sísmicos ao longo das superfícies de empilhamento associadas a cada ponto de amostragem da seção zero offset.

O CRS tem várias peculiaridades, como :

1. O processo é automatizado.
2. A informação a priori é a velocidade próxima a linha sísmica de aquisição v_0
3. O operador de empilhamento CRS depende de três parâmetros que definem a superfície de empilhamento e são determinados com base nos dados de multi-cobertura por processos de busca automática e análise de coerência.

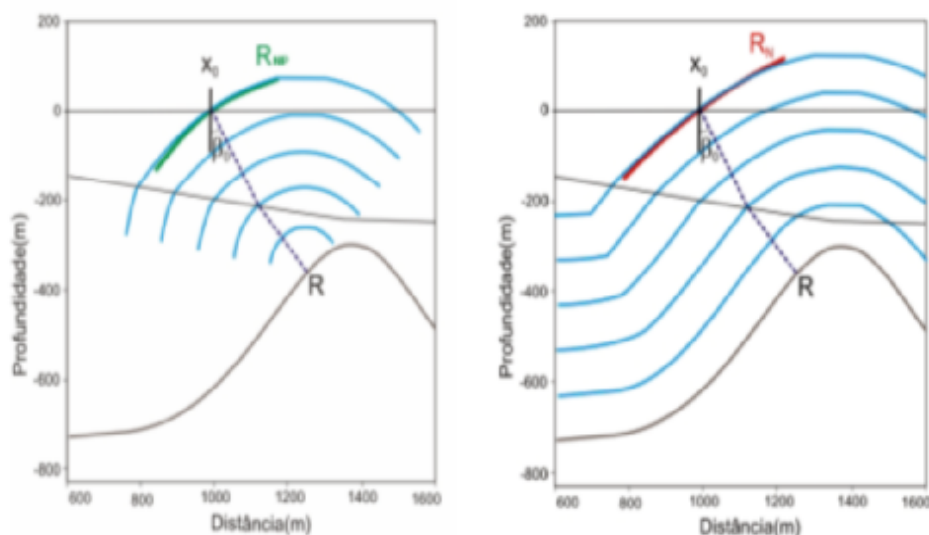
Ao contrário da técnica de empilhamento convencional (CMP), onde as reflexões correspondentes é considerada a um único ponto médio em profundidade, o método CRS admite reflexões associadas com um elemento refletor em subsuperfície que é caracterizado pela posição, inclinação e curvatura local do refletor definidos por três atributos cinemáticos inerentes.

Com isso, levando em consideração essa tal característica e as propriedades intrínsecas aos parâmetros cinemáticos, o empilhamento CRS aproxima a região refletora em subsuperfície a um arco (2D) ou a uma superfície (3D), de forma que a superfície de empilhamento mantenha preservada as características naturais da subsuperfície. Logo, o método CRS se destaca, por não considerar, do conhecimento de um macro-modelo de velocidade (HUBRAL, 1983).

Essas curvas de empilhamento formam a chamada “superfície de empilhamento CRS” determinadas através de procedimentos automatizados de busca, que abrange uma análise de coerência aplicada sobre os dados sísmicos (MANN, 2002; DANILO, 2009).

Esses três parâmetros que definem a superfície de empilhamento e determinam o empilhamento das reflexões sísmicas ao longo de curvas ou superfície, consistem do ângulo de emergência (β_o) e de dois raios de curvatura, R_N e R_{NIP} , onde são definidos das ondas hipotéticas da onda normal N e do ponto de incidência normal NIP como mostra a figura 4.1.

Figura 4.1 – Representação dos atributos (β_0) que é o ângulo de emergência, R_N e R_{NIP} são os raios de curvaturas das ondas hipotéticas, onde em (a) acontece a propagação da onda NIP a partir do ponto R e em (b) a propagação da onda N partindo de uma fonte pontual definida no ponto R e X_0 é a coordenada espacial referente ao ponto de emergência do raio central. Estes parâmetros que definem a superfície de empilhamento, apresentam a superfície do operador de empilhamento, onde este operador é função das coordenadas espaciais independentes X_m e h .



Fonte: (JÄGER et al., 2001).

Os três atributos (parâmetros) que definem a superfície de empilhamento são capazes de proporcionar características na interface refletora. Para meios homogêneos, o parâmetro β_0 (ângulo de emergência) define a orientação angular do elemento refletor, o raio de curvatura R_{NIP} fornece a distância do ponto R ao ponto X_0 sendo o outro raio de curvatura R_N , se obtém as informações sobre a curvatura do refletor. Enquanto que, para meios heterogêneos, esses atributos são associados de forma bem mais complexa, entretanto, se mantêm ainda a aproximação às características de orientação, distância e curvatura da interface.

4.1 Superfície de Empilhamento CRS

No empilhamento CRS é feito através de aproximações similares de um empilhamento convencional de dados sísmicos em configuração CMP, isto é, pela aproximação hiperbólica do tempo de trânsito. Porém, o que difere o método CMP para do CRS, é que o segundo, utiliza aproximações do tempo de trânsito tri-paramétricas de segunda ou mais ordem.

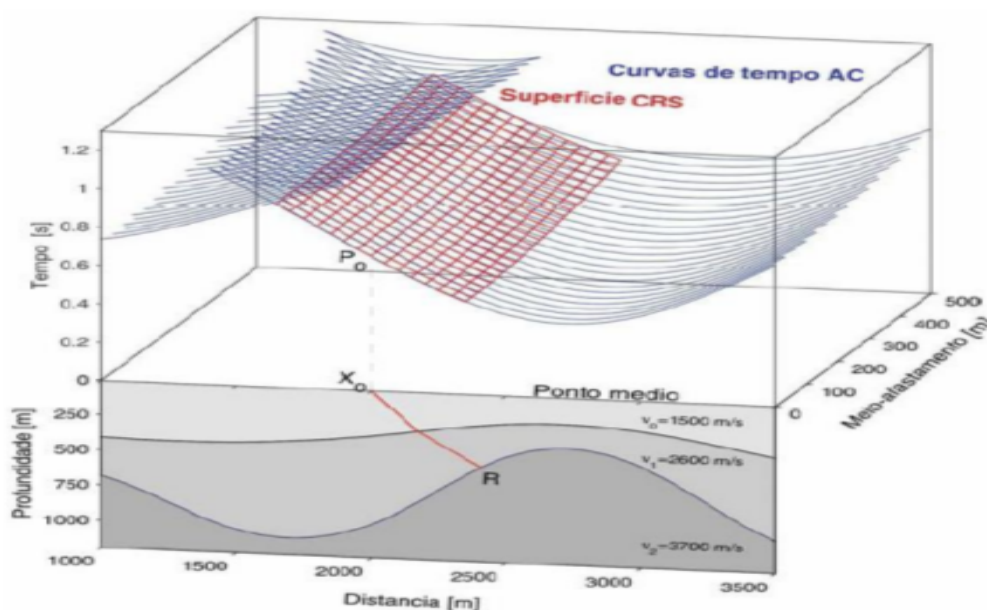
O algoritmo usado neste trabalho foi implementado por aproximação hiperbólica de segunda ordem através do trio de atributos cinemáticos (R_N , R_{NIP} e β_0) das ondas NIP e N. Assim, o tempo de trânsito para reflexões primárias relativas à vizinhança do raio central normal é dada pela equação (4.1) na forma:

$$t_{CRS}^2(x_m, h) = \left(t_0 + \frac{2\text{sen}\beta_0}{v_0}(x_m - x_0) \right)^2 + \frac{2t_0\text{cos}^2\beta_0}{v_0} \left(\frac{(x_m - x_0)^2}{R_N} + \frac{h^2}{R_{NIP}} \right). \quad (4.1)$$

O parâmetro v_0 é a velocidade da camada próxima ao ponto P_0 , t_0 é o tempo-duplo de um raio que simula um raio normal ou o tempo duplo do raio central de afastamento nulo. As coordenadas X_0 é o raio central, $X_m = (X_G + X_S)/2$ é o ponto-médio entre fonte e receptor com meio-afastamento $h = (X_G - X_S)/2$, onde X_G e X_S são as coordenadas horizontais do par fonte-receptor (MANN, 2002; MANN, 2001). Portanto na equação (4.1) é dito que o operador de empilhamento independente do macro-modelo de velocidade, pois os atributos (R_N , R_{NIP} e β_0) são os parâmetros que definem a superfície de empilhamento referente ao tempo-duplo (MÜLLER, 1999).

A superfície de empilhamento definida pela aproximação do tempo de trânsito CRS para o modelo composto por duas camadas homogêneas sobre um semi-espaço é ilustrada na figura 4.2, onde na parte superior, as superfícies de coberturas múltiplas correspondente às reflexões de segunda interface ou as curvas de tempo de trânsito das reflexões primárias referentes à segunda interface são representadas pelas linhas de cor azul, sob o domínio (X_m, h). Na parte inferior, encontra-se o raio de incidência normal representada pela linha vermelha ou raio de afastamento nulo representando o modelo composto (3D) por duas camadas sobre um semi-espaço. Além disso, ainda na parte superior, a superfície CRS é representada pelas linhas de cor vermelha definidas sobre o ponto de amostragem P_o , correspondente ao ponto de reflexão primária no ponto R sobre o segundo refletor, calculada através da aproximação hiperbólica, equação (4.1).

Figura 4.2 – Modelo composto por duas camadas homogêneas sobre um semi-espaço ilustrando a superfície do dado registrado e do operador CRS a serem ajustadas, onde a parte inferior encontra-se o raio de incidência normal representada pela linha vermelha ou raio de afastamento nulo. Na parte superior, representadas pelas linhas de cor azul, é a superfície de cobertura múltipla correspondentes às reflexões da segunda interface e representada pelas linhas de cor vermelha, a superfície CRS.



Fonte: (GARABITO CALLAPINO, 2001).

4.2 Busca Automática dos Atributos CRS

A solução para o problema de otimização tri-paramétrica não-linear é feito pela divisão em quatro buscas (MÜLLER, 1999), com o objetivo de estimar os atributos β_0 , R_{NIP} e R_N , são realizadas algumas etapas como:

1. Busca do V_{emp} em Famílias CMP
2. Busca de β_0 e R_{NIP} na seção empilhada
3. Busca de R_N seção empilhada;
4. Empilhamento inicial;
5. Busca final por otimização;

4.2.1 Busca de V_{emp} em Famílias CMP

Segundo (MÜLLER, 1999), esta etapa simula uma secção de afastamento-nulo com base em uma simplificação (caso particular) da equação (4.1), onde $X_m = X_0$, logo a equação (4.1) é reduzida para a seguinte forma:

$$t_{CMP,hip}^2(X_m = X_0, h) = t_0^2 + \frac{2t_0}{v_0}qh^2; \quad (4.2)$$

onde o parâmetro q é dado por:

$$q = \frac{\cos^2\beta_0}{R_{NIP}} \quad (4.3)$$

A redução da equação (4.3), faz com que a equação (4.1) passe a depender apenas do parâmetro q , que combina dois parâmetros CRS. Comparando a equação (4.2) com a equação do empilhamento convencional dada por:

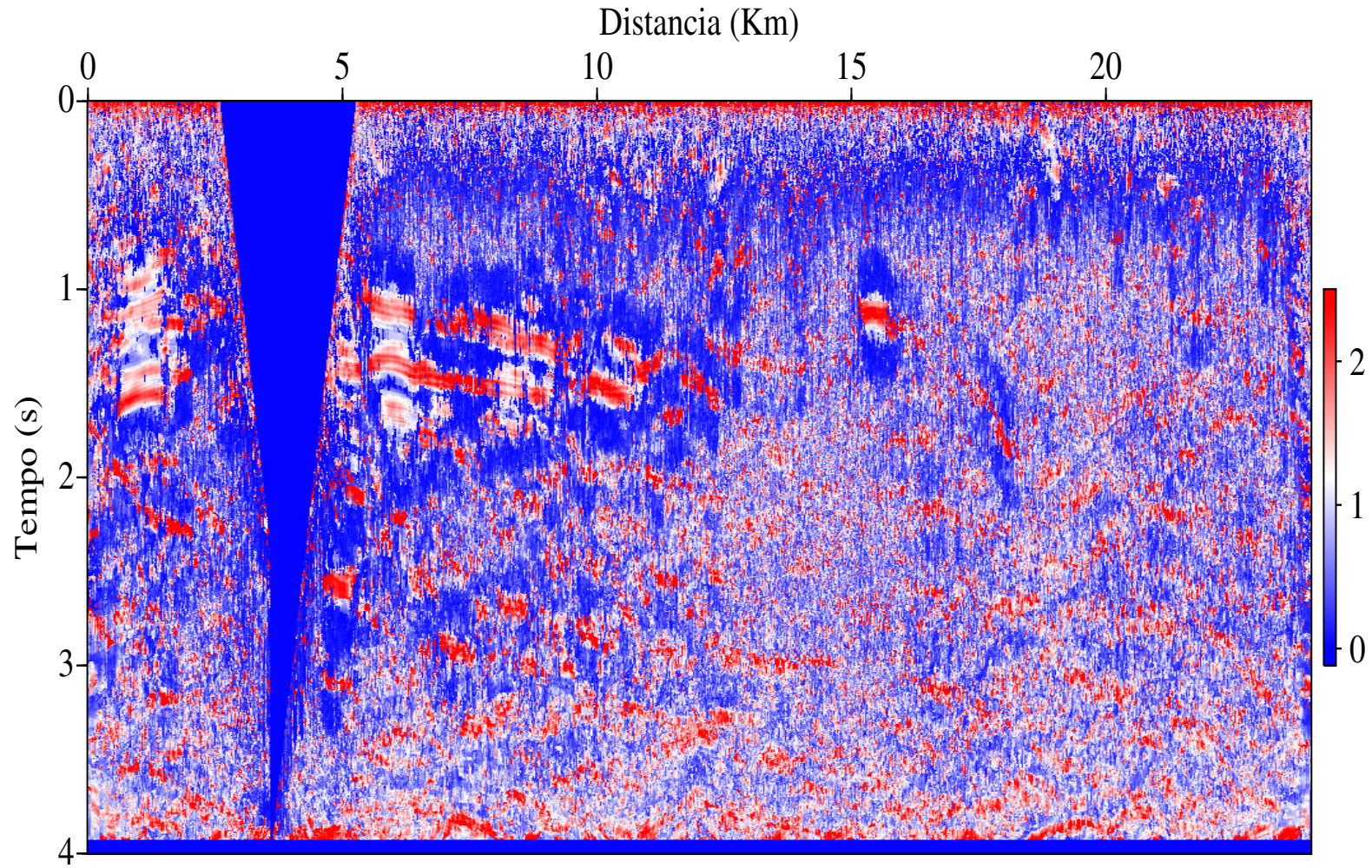
$$t^2(h) = t_0^2 + \frac{4}{v_{emp}^2}h^2; \quad (4.4)$$

A velocidade de empilhamento V_{emp} poderá ser expressa na forma:

$$V_{emp}^2 = \frac{2v_0}{t_0}q = \frac{2v_0R_{NIP}}{t_0\cos^2\beta_0} \quad (4.5)$$

Pela particularização acima, a primeira etapa de busca dos atributos CRS utiliza seções CMP, da mesma forma como é feita na análise de velocidade do empilhamento convencional, mas não interagindo com o usuário. Para cada seção CMP identificada por x_0 e cada t_0 , se determina em uma malha o valor de q que produz o maior valor de coerência segundo a figura 4.3, com base na equação (4.2), onde o valor da coerência Semblance está indicado através da escala ao lado, que indica que a cor vermelha é a de valor mais alto.

Figura 4.3 – Função Coerência Semblance



Fonte: Autor .

4.2.2 Busca de β_0 e R_{NIP} na Seção Empilhada

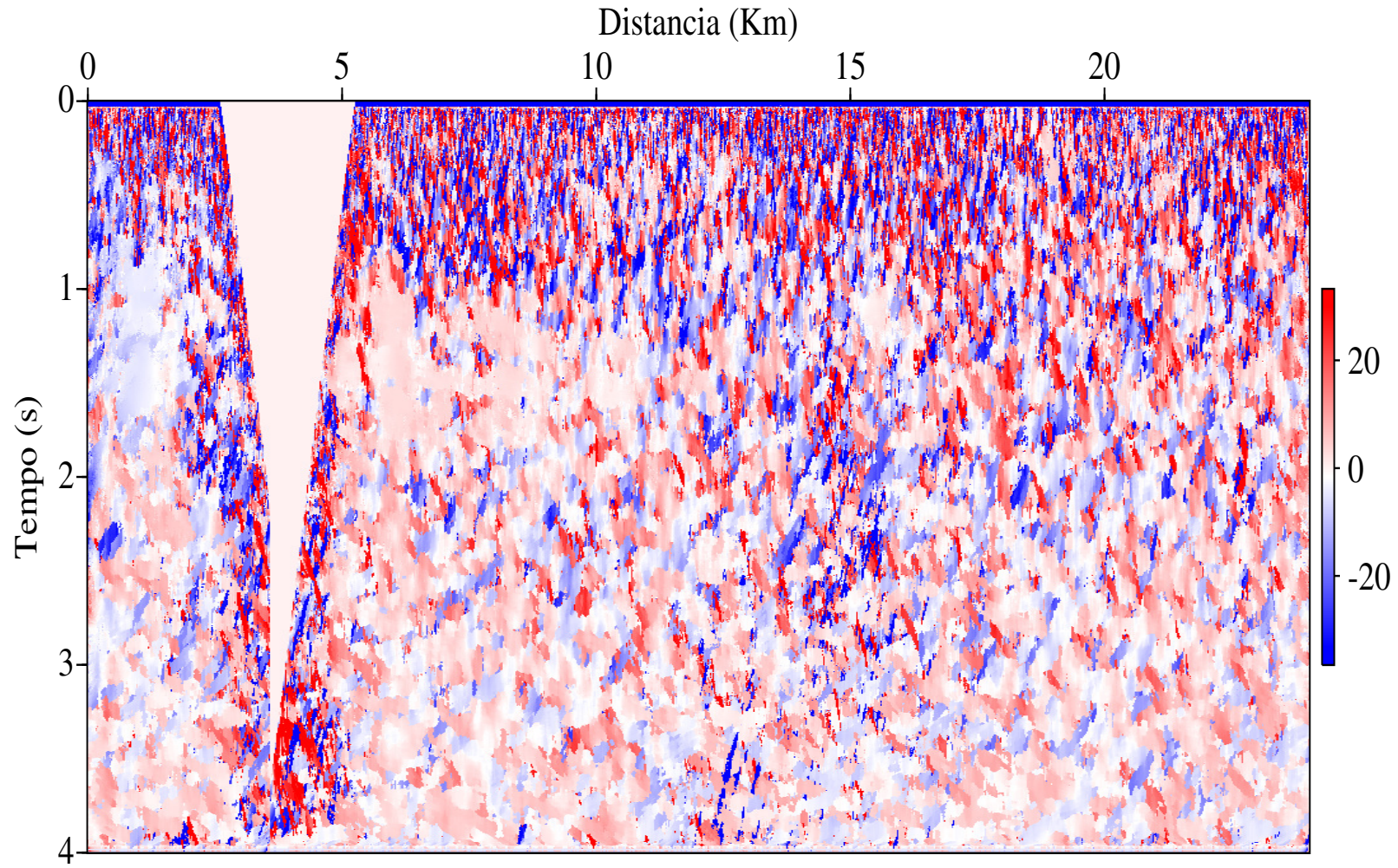
O resultado produzido na etapa anterior que produziu uma seção simulada de afastamento-nulo, possui uma boa relação sinal/ruído, justificando a busca linear pelo parâmetro β_0 , figura 4.4, onde o valor do atributo está indicado através da escala ao lado, que indica que a cor vermelha é a de valor mais alto.

Para pequenos deslocamentos ao longo da coordenada ponto-médio (X_m), e devido ao parâmetro R_N possuir em geral grandes valores, ou seja, ($|R_N| \gg 1$), pode-se desprezar a contribuição da parcela de segunda ordem na equação (4.1) obtendo a seguinte equação :

$$t_{ZO,linear}(x_m, h = 0) = t_0 + \frac{2\text{sen}^2\beta_0}{v_0}(x_m - x_0) \quad (4.6)$$

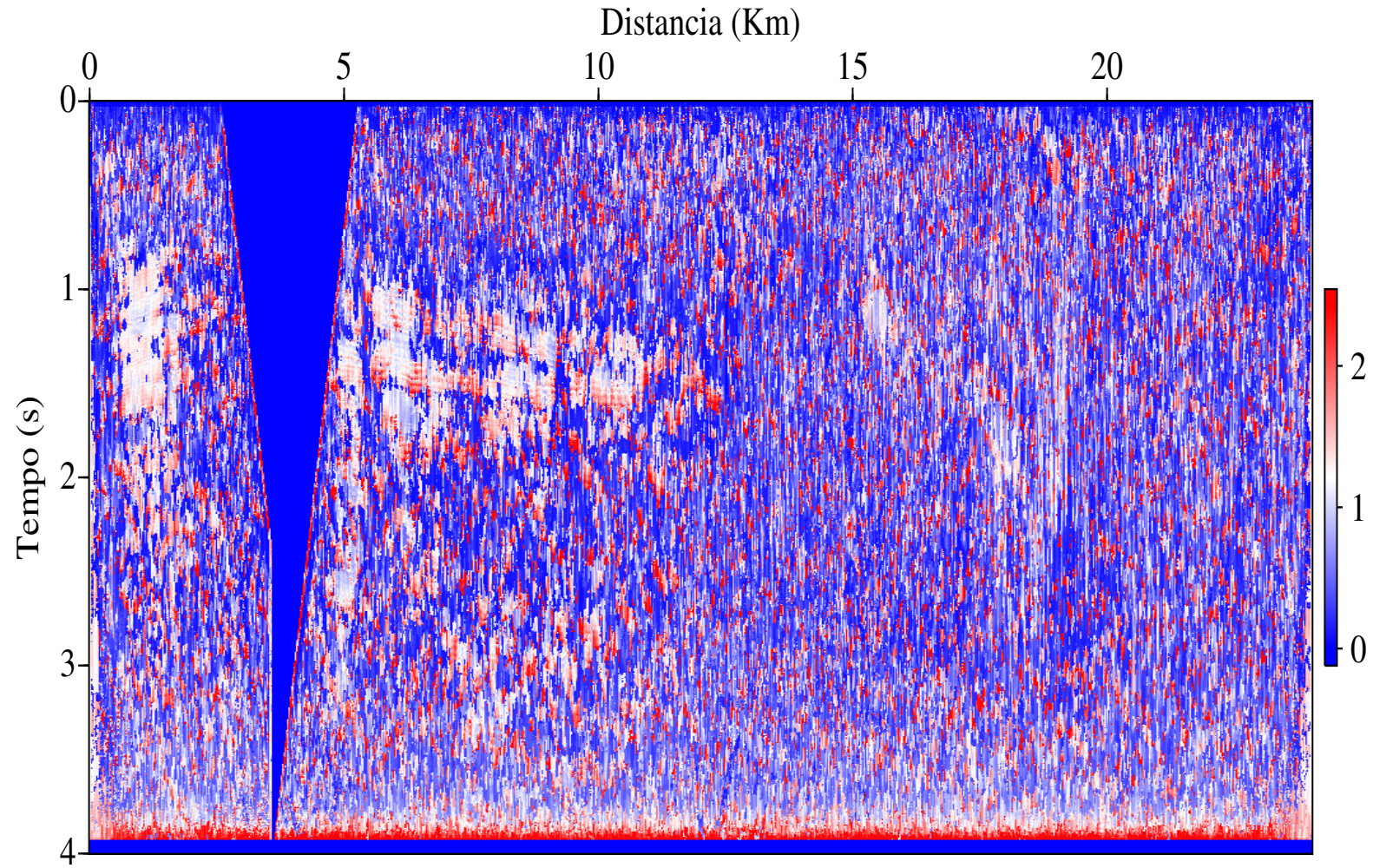
Desta forma, uma busca uni-paramétrica por β_0 é realizada em uma pequena vizinhança (abertura) de x_0 . Como β_0 e o parâmetro combinado q estão determinados, através da equação (4.3) é calculado o parâmetro raio de curvatura da onda NIP (R_{NIP}), figura 4.5, onde o valor do atributo está indicado através da escala ao lado, que indica que a cor vermelha é a de valor mais alto.

Figura 4.4 – Atributo β_0 para a seção sísmica.



Fonte: Autor .

Figura 4.5 – Atributo R_{NIP} .



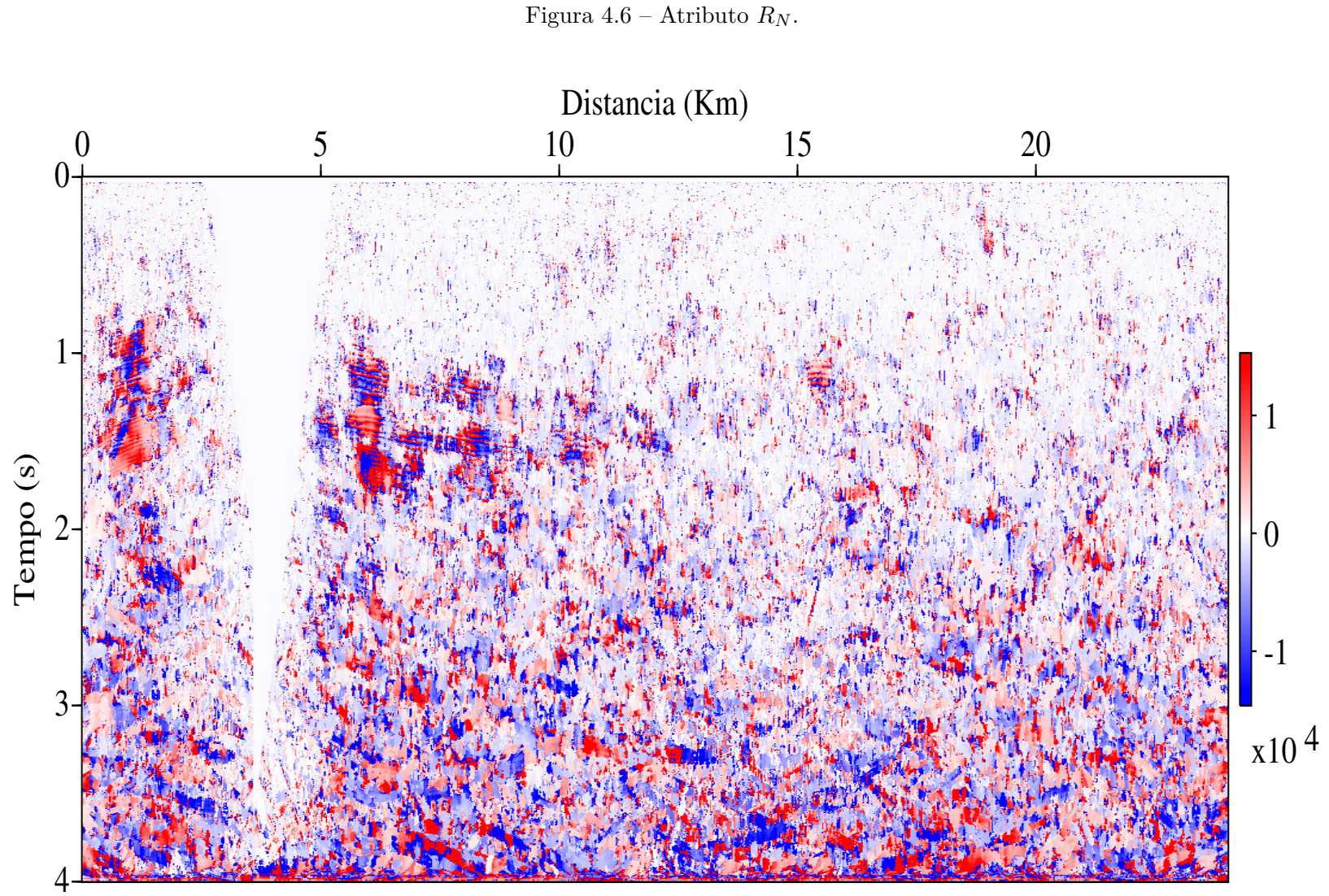
Fonte: Autor .

4.2.3 Busca de R_N na Seção Empilhada

Restando apenas determinar o parâmetro R_N a partir dos resultados das etapas anteriores, é feita uma simplificação através da configuração afastamento-nulo, $h=0$, logo a equação (4.1) se reduz a:

$$t_{ZO,hip}^2(x_m, h = 0) = \left(t_0 + \frac{2\text{sen}\beta_0}{v_0}(x_m - x_0) \right)^2 + \frac{2t_0\text{cos}^2\beta_0}{v_0 R_N}(x_m - x_0)^2 \quad (4.7)$$

como o parâmetro β_0 foi determinado na etapa anterior, é realizado uma busca novamente uni-paramétrica pelo parâmetro R_N , figura 4.6, segundo a equação (4.7).



Fonte: Autor .

4.2.4 Empilhamento Inicial

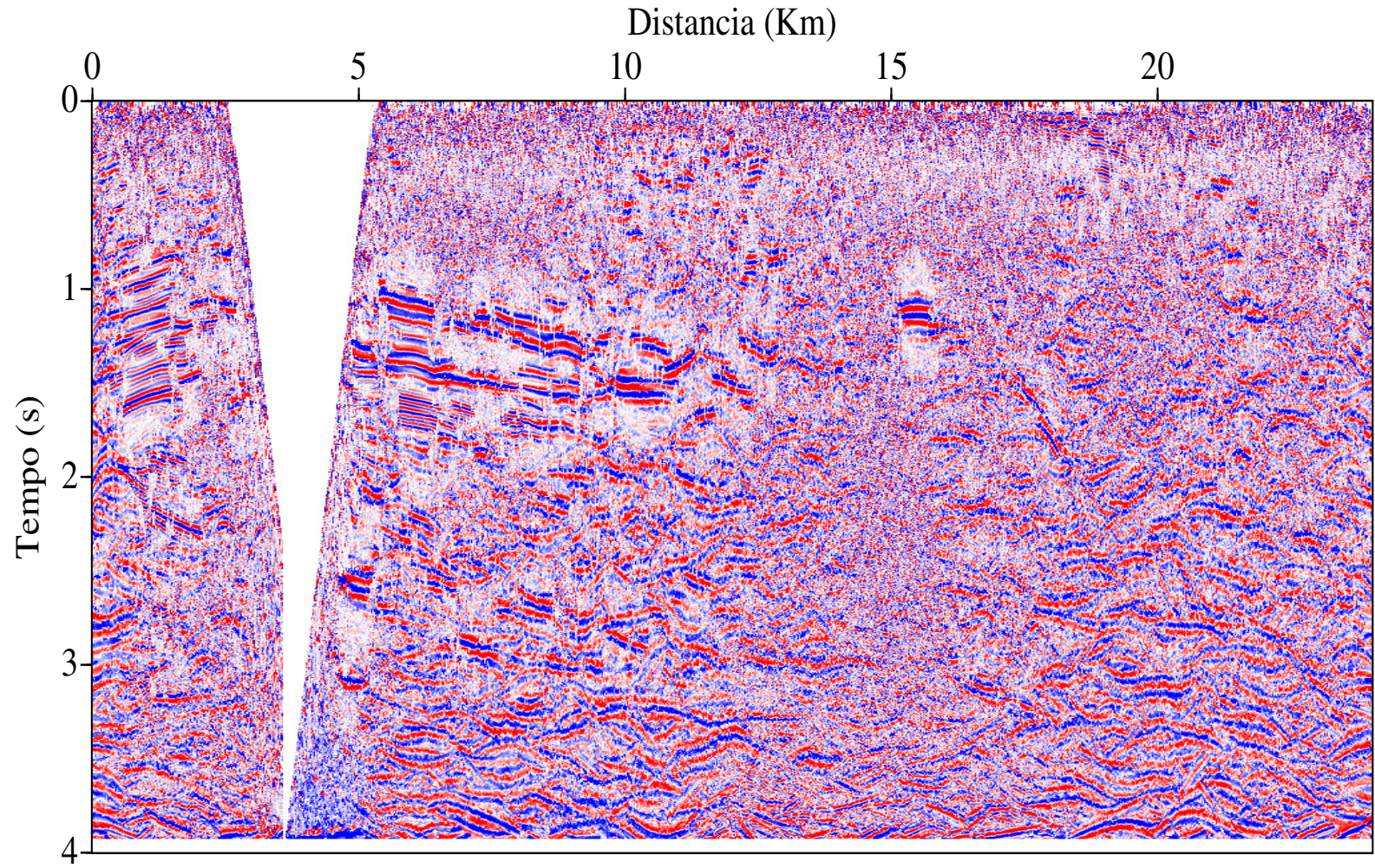
Com os valores iniciais dos parâmetros β_0^{ini} , R_N^{ini} e R_{NIP}^{ini} , ocorre a realização do empilhamento inicial segundo a equação (4.1). Se usa esta denominação para enfatizar que os parâmetros determinados através deste procedimento são apenas uma primeira estimativa.

4.2.5 Busca Final por Otimização

Nesta etapa é usado o operador de empilhamento CRS, equação(4.1), a função objeto de minimização dada pela medida de coerência Semblance, o algoritmo de otimização do tipo poliedro flexível, e os parâmetros CRS iniciais (β_0^{ini} , R_N^{ini} e R_{NIP}^{ini}) obtidos das etapas anteriores, são usados para se estimar a melhor terna de parâmetros CRS possível no sentido do Semblance (que é uma forma de quadrados-mínimos normalizados).

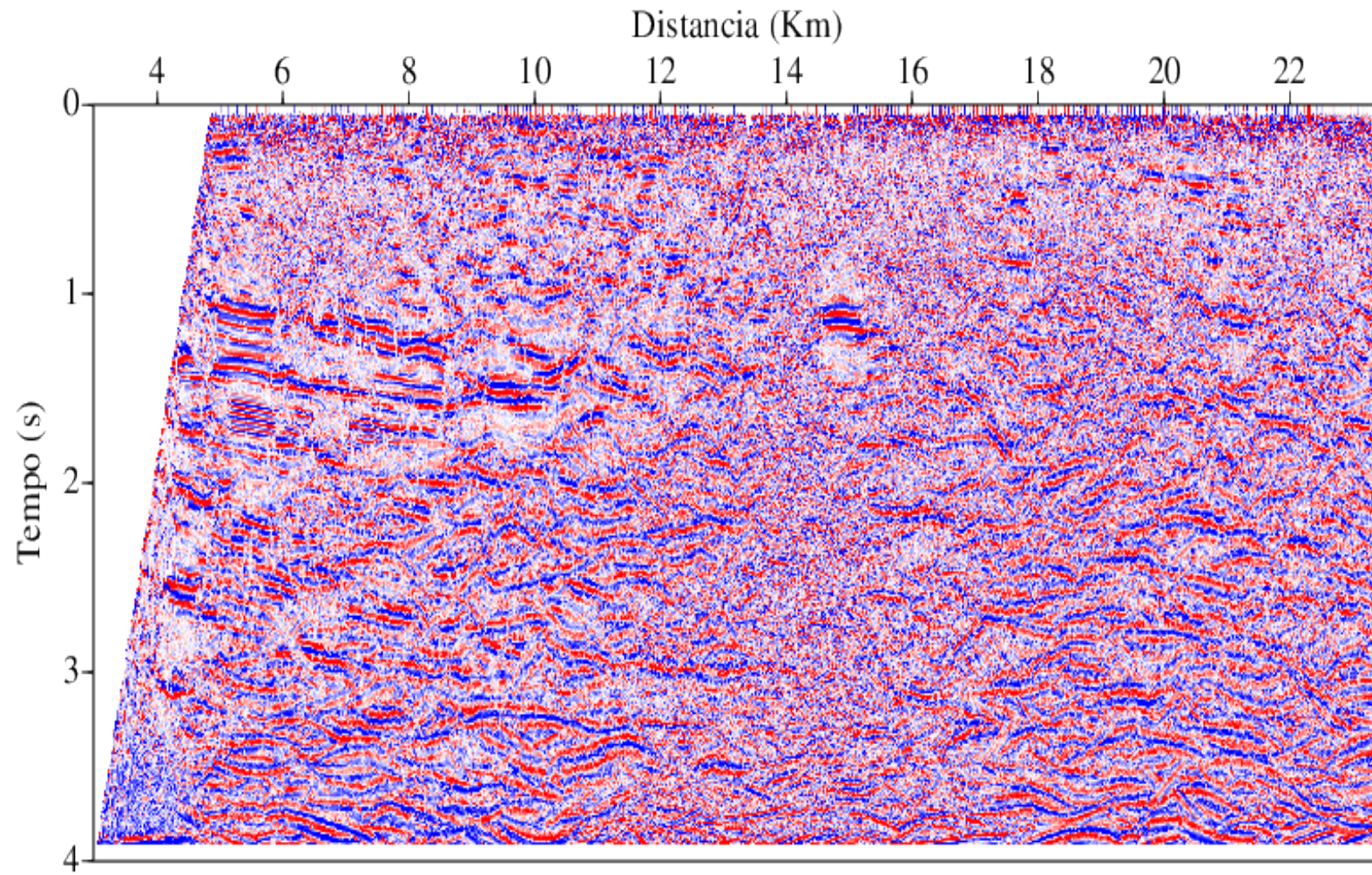
A etapa de otimização final tri-paramétrica gera uma secção sísmica processada em tempo-distância. Em algumas das etapas da otimização, houve algumas dificuldades encontradas devido o dado ser bastante ruidoso, com isso, verificou-se que existia uma faixa de tiros que não existia amplitudes, originando um grande vácuo na secção como mostrado na figura 4.7, ocorrendo assim, a retirada dos dados entre a faixa de tiro 59 até 259 de um total de 631 tiros como mostra a figura 4.8, pois nessa faixa nenhuma informação coerente foi mostrada na iluminação das amplitudes. Logo, essa secção sísmica processada foi retrabalhada para fazer a interpretação sem que ocorra problemas para o interpretação ou mesmo para comparação entre as figuras e tentar interpretar o que seria essa faixa em branco, se seria um ruído aleatório como um rio ou então alguma falha.

Figura 4.7 – Secção sísmica do empilhamento CRS.



Fonte: Autor .

Figura 4.8 – Secção sísmica cortada e empilhada pelo processamento CRS



Fonte: Autor .

4.3 Migração em Tempo Baseada nos Atributos CRS

Nesse trabalho foi utilizado a migração em tempo, baseado nos atributos CRS, pois não foi possível utilizar o processamento convencional para esta bacia devido ser extremamente ruidosa, portanto, prejudicando a análise de velocidade devido a baixa coerência ao analisar o mapa semblance.

Segundo (MANN, 2000), conceitualmente, se um refletor reduz a um ponto difrator, R_N (o raio de curvatura da onda normal) é reduzido ao R_{NIP} (raio de curvatura da onda NIP), isto é, R_N passa a ser R_{NIP} . conseqüentemente, o operador de migração Kirchhoff em tempo se constitui como um caso particular do operador de empilhamento CRS, equação (4.1). Com isso, o tempo de trânsito de reflexão transforma-se no tempo de trânsito da difração, ou seja:

$$t_D^2(x_m, h) = \left(t_0 + \frac{2\text{sen}\beta_0}{v_0}(x_m - x_0) \right)^2 + \frac{2t_0\text{cos}^2\beta_0}{v_0R_{NIP}} \left((x_m - x_0)^2 + h^2 \right). \quad (4.8)$$

Por mais que o operador de empilhamento CRS, equação (4.1), aproxime melhor os eventos de reflexão, a difração tem uma resposta aproximada, podendo ser usada como uma alternativa do operador de empilhamento para simular uma secção de afastamento-nulo como um operador tipo Kirchhoff. Uma aplicação apresentada por (MANN, 2000), onde o ápice da resposta apropriada da difração oferece também aproximadamente, a localização da imagem de uma migração. Devido à simetria dos eixos, este conceito é aplicado no plano afastamento-nulo, $h = 0$, onde $\frac{\partial t_D^2(x_m, h = 0)}{\partial x_m} = 0$ resultando na localização do ápice:

$$x_{\text{apice}}^2 = \frac{R_{NIP}t_0x_0\text{sen}\beta_0}{2R_{NIP}\text{sen}^2\beta_0 + t_0v_0\text{cos}^2\beta_0} \quad (4.9)$$

$$t_{\text{apice}}^2 = \frac{t_0^3v_0\text{cos}^2\beta_0}{2R_{NIP}\text{sen}^2\beta_0 + t_0v_0\text{cos}^2\beta_0} \quad (4.10)$$

A resposta ao afastamento-nulo aproximada à difração, parametrizada em termos da localização do ápice $(x_{\text{apice}}, t_{\text{apice}})$, em vez da localização no afastamento-nulo (x_0, t_0) , e com $h = 0$, é descrita da seguinte maneira:

$$t_D^2(x) = t_{\text{apice}}^2 + \frac{4(x - x_{\text{apice}})^2}{v_c^2} \quad (4.11)$$

$$v_c^2 = \frac{2v_0^2R_{NIP}}{2R_{NIP}\text{sen}^2\beta_0 + t_0v_0\text{cos}^2\beta_0} \quad (4.12)$$

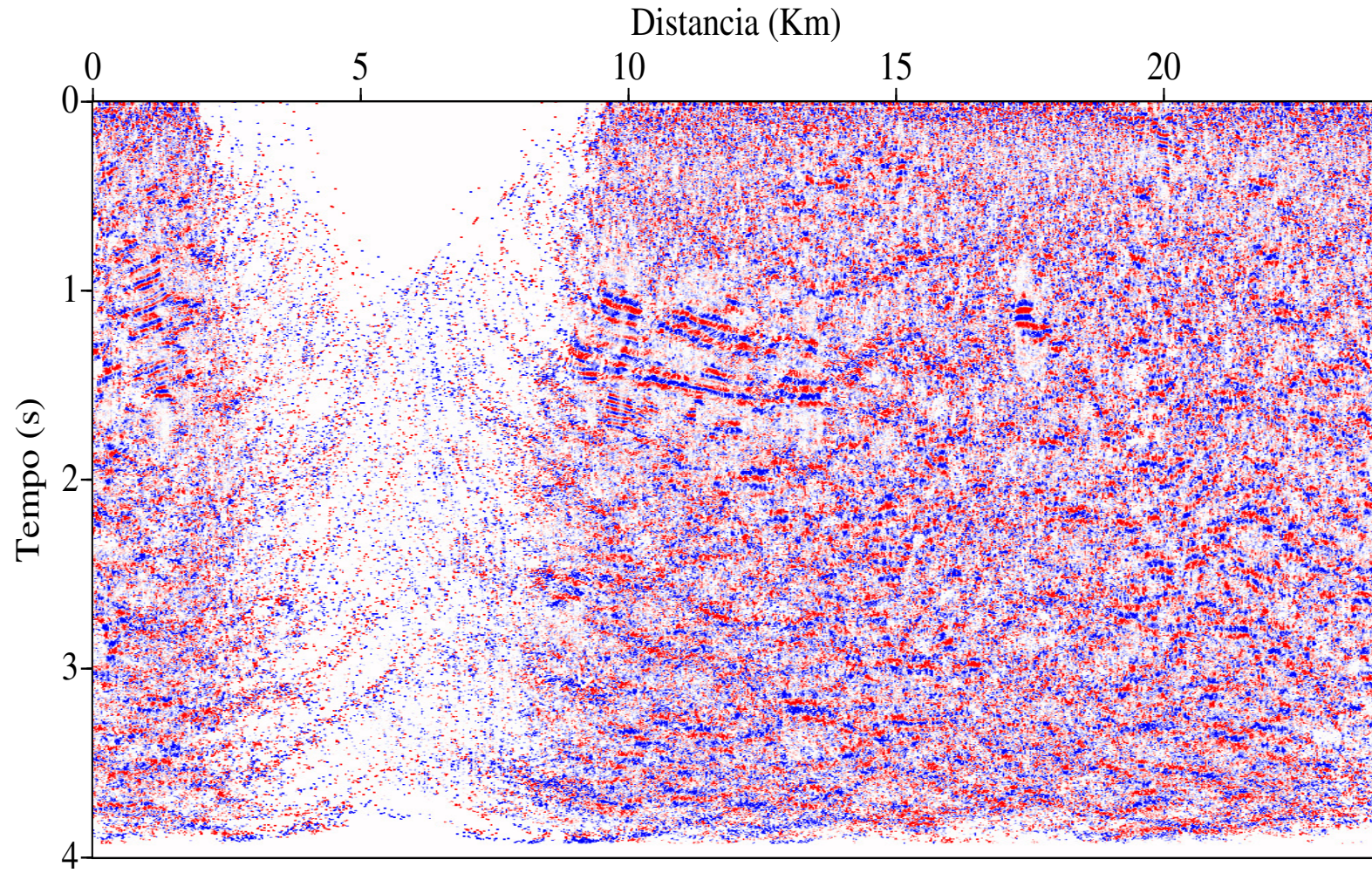
O somatório é feito ao longo da resposta aproximada da difração, com seu resultado colocado no ápice aproximando a migração no tempo do tipo Kirchhoff com a velocidade

constante v_c , onde todos os atributos contribuem. Nesta estratégia, o somatório é realizado ao longo do operador CRS, equação (4.1), em vez do operador de difração, equação (4.8), e se atribui o resultado ao ápice ($x_{ápice}$, $t_{ápice}$).

A velocidade v_c da migração está em função dos atributos CRS na posição afastamento-nulo (x_0 , t_0). Na migração convencional em tempo, a velocidade de migração é definida no ápice equações (4.9) e (4.10) do operador de migração.

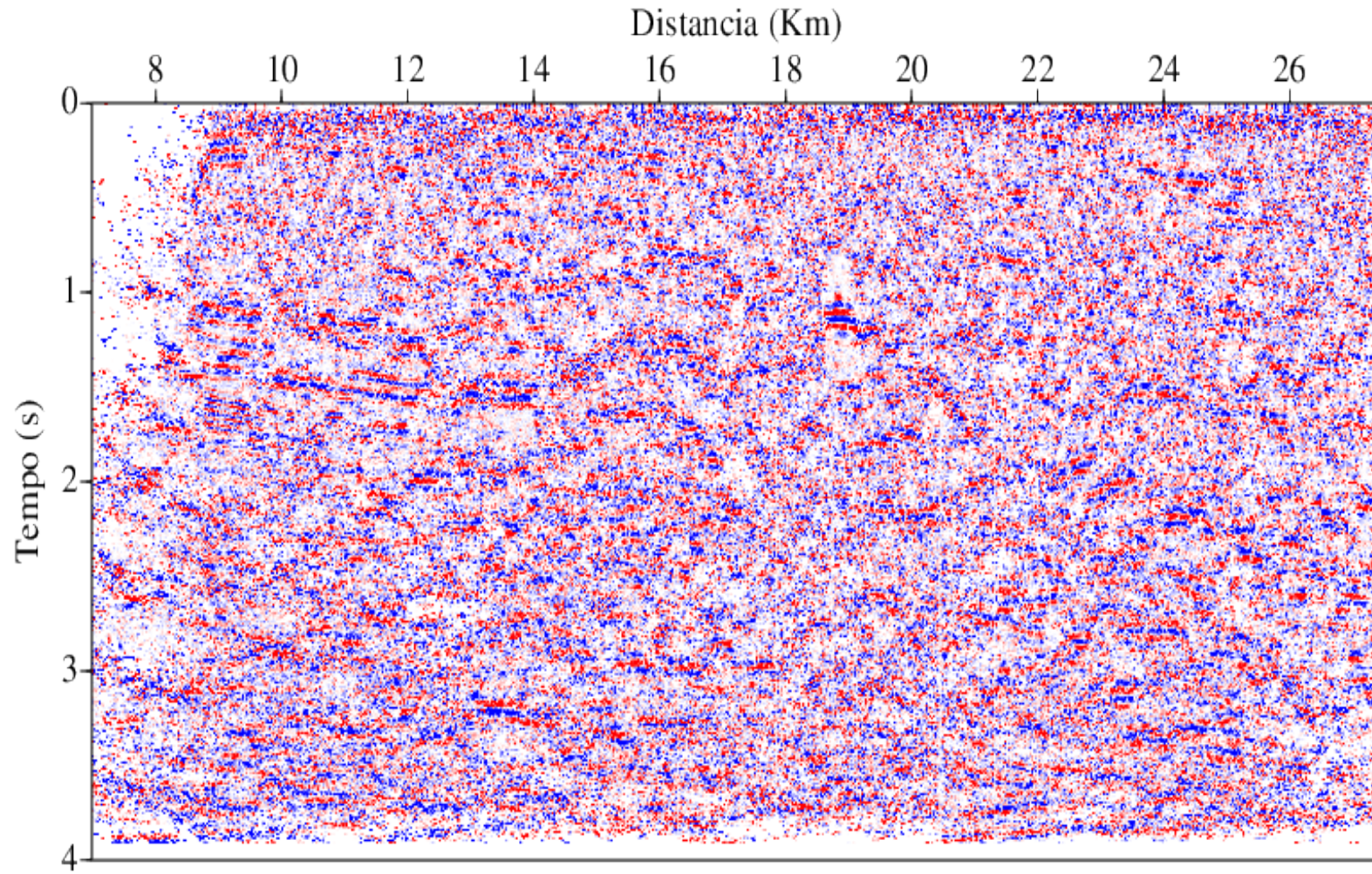
Como na seção empilhada, foi originado duas seções migradas, isto é, uma com o número de CMP totais, figura 4.9, e outra fracionada nos valores de CMP menor que 11025 segundo a figura 4.10, onde houve o corte devido o dado não guardar uma relação coerente ou devido carência de informação do mesmo na faixa entre os valores de número de tiros 59 até 259 ou utilização de dados apenas entre os valores de 11025 até 31450 CMP.

Figura 4.9 – Secção sísmica migrada.



Fonte: Autor.

Figura 4.10 – Secção sísmica migrada cortada.



Fonte: Autor.

5 INTERPRETAÇÃO DOS DADOS

A análise de dados sísmicos processados tem como objetivo produzir um modelo que represente a geologia da subsuperfície do local do levantamento.

A interpretação sísmica pode ser classificada em dois tipos: sísmo-estratigráfica e sísmo-estrutural. A primeira chamada também de **estratigrafia sísmica** é o método de interpretação de dados sísmicos da qual se compreende a evolução tectono sedimentar de uma bacia, ou seja, ela procura entender a formação das camadas (estratificações) ao longo do tempo, melhorando a resolução dos dados sísmicos, permitindo a visualização do detalhes das feições: tanto deposicionais, quanto estratigráficas. A sísmo-estrutural, identifica as sísmo-sequências, bem como superfícies erosivas, dobras e falhas geológicas (SIVERIANO, 2001).

A interpretação sísmica requer um grande conhecimento sísmico e geológico do local, pois envolve um conjunto de dados complexos. Esse conjunto de dados da interpretação sísmica, bem como, o número de poços necessários à correlação estratigráfica limitam a análise interpretativa para o estudo das sequências sísmicas. A identificação dos maiores pacotes de reflexões envolve a análise das sequências sísmicas, por meio de unidades litoestratigráficas que são delineados por discordâncias.

As discordâncias são superfícies não-deposicionais ou erosivas implicando na ausência física de um significativo intervalo crono-estratigráficos, o que pode constituir bons refletores (SIVERIANO, 2001).

Os eventos de reflexão sísmica não apresentam, obrigatoriamente, uma relação com os limites das unidades litoestratigráficas, pois essas unidades são definidas e classificadas com base nas variações litológicas, sendo que estas reflexões sísmicas dependem da impedância (SIVERIANO, 2001).

5.1 Interpretação Geológica

A interpretação geológica foi concentrado especificamente na evolução tectônica do tipo rift, onde encontrou-se as principais sequências sedimentares de interesse para a prospecção de hidrocarbonetos.

Embora não tenham sido obtidos dados suficientes para afirmar uma possível zona de interesse para petróleo, a análise se concentrou detalhadamente em três formações: Formação Apoteri, Formação Manari e Formação Pirara. A primeira formação diz respeito ao derramamento basáltico, que é o provável responsável pela (possível) maturação da

matéria orgânica por irradiação ou dissipação de calor. Quando se considera o conceito de sistema petrolífero, a Formação Manari foi classificada, como possível geradora, devido a uma sequência sedimentar de ambiente lacustre (grande quantidade de folhelhos). Já a terceira e última formação denominada de Pirara, é caracterizada por deposição em ambiente árido (desértico), estando aí localizados os possíveis reservatórios nesse sistema petrolífero, em conglomerados e arenitos.

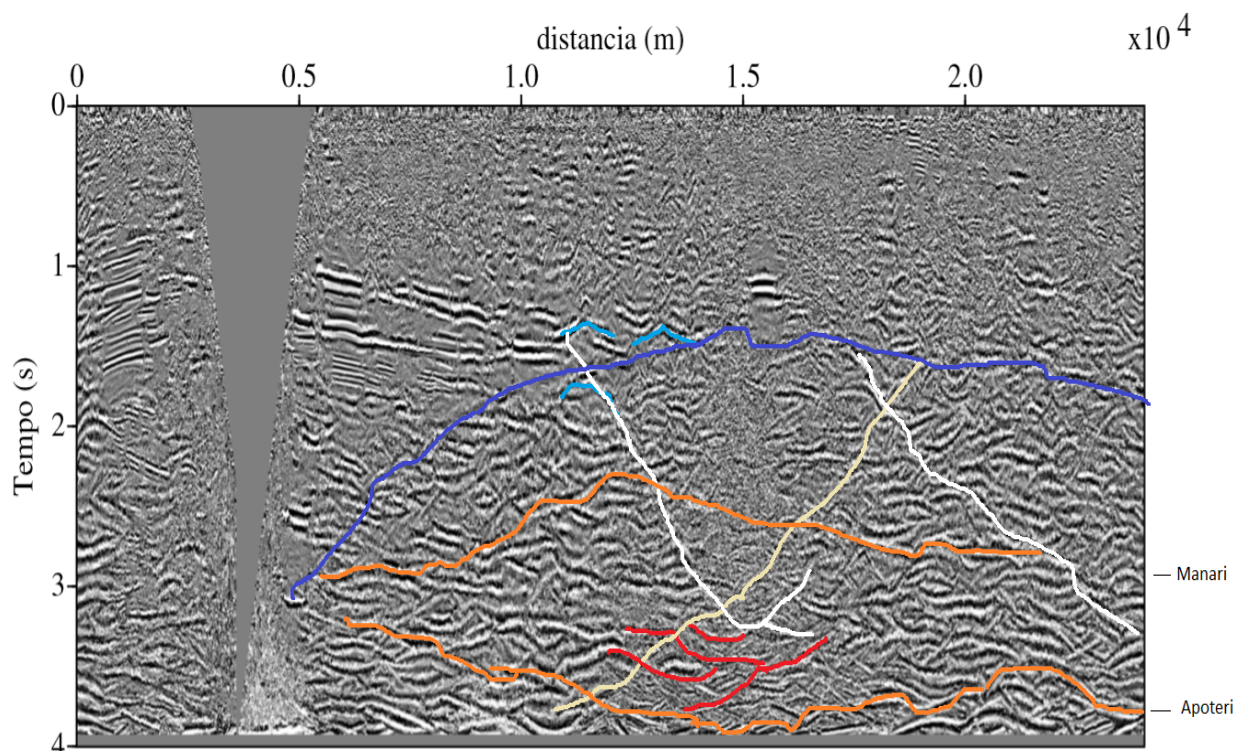
Ainda a respeito da Formação Pirara, os evaporitos dessa formação podem ser caracterizados como selantes, constituindo-se, portanto em uma armadilha clástica-evaporítica. As sequências salinas (halita, gipsita e anidrita) possuem comportamento selante devido a posição espacial, extensão e espessura em relação às rochas-reservatório.

A Formação Tacutu, representativa de ambiente transicional lacustre para deltáico, possui um grande pacote sedimentar rico em folhelho, podendo apresentar potencial para ser geradora. Quanto à Formação Tucano, caracterizada como de ambiente deltáico (pacote de folhelho envolto por extenso corpo arenoso) pode ser de interesse para potenciais reservatórios, devido a grande quantidade arenitos.

Essas duas últimas formações da sequência K (Tacutu e Tucano) em uma ocasião posterior será analisada de forma mais específica e detalhada. É possível que a Formação Tucano se comporte como reservatório, porém por não apresentar na sua parte superior as mesmas características geológicas da Formação Pirara, ou seja, nenhuma evidência de possíveis selantes e, conseqüentemente, armadilhas para hidrocarbonetos. Enquanto para a Formação Tacutu, verificou-se uma anomalia na sequência sedimentar em oposição à sequência anterior (Formação Pirara), sendo está anomalia caracterizada como uma possível discordância, provavelmente regional.

O estudo interpretativo realizado neste trabalho, teve como informação a priori, apenas os conhecimentos sobre associação dos refletores sísmicos com as estruturas geológicas, assim como, a carta estratigráfica da Bacia sedimentar do Tacutu. Com apenas essas informações, posteriormente, esta interpretação foi comparada com literaturas de outros intérpretes que apresentavam mais informações a priori sobre a Bacia do Tacutu como os pioneiros que estudaram esta Bacia, Eiras e Kinoshita. A figura 5.1, representa a figura interpretada da secção empilhada CRS, onde foi localizado 3 refletores que definiram os possíveis limites transicionais das formações de interesse, para a construção do provável sistema petrolífero, bem como, suas respectivas estruturas geológicas que indicaram características que causaram a possível origem das formações de interesse.

Figura 5.1 – Representação do estudo interpretativo realizado na secção empilhada CRS.



Fonte: Autor.

Primeiramente, Foi indicado que abaixo do primeiro refletor (cor alaranjada), seria a localização da Formação Apoteri contendo basaltos fraturados, o que dá um provável indício de resfriamento gradativo para uma boa maturação de matéria orgânica, sendo estes basaltos, originados pelo derramento da pluma mantélica na fase pré-rift da bacia.

Abaixo do segundo refletor indicado (cor alaranjada), foi indicado a Formação Manari, pois nesta região, apresenta estruturas como depressões originadas por flexuras durante a evolução da bacia, indicando uma possível acumulação de matéria orgânica, onde foi depositada após a formação do conjunto Horst e grabén, ou seja, após a erosão do Horst e deposição dos sedimentos no grabén e em seguida a flexura do mesmo na evolução da bacia na fase rift, originou uma falha de pequena extensão (linha de cor branca) , havendo acumulação gradativa de sedimentos e formação da matéria orgânica que foi devidamente maturada pelos basaltos fraturados , que como dito anteriormente, é um indício de diminuição gradativa de temperatura e boa maturação desta matéria (folhelhos). Essa maturação ocorreu pela dissipação ou irradiação de calor dos basaltos fraturados.

Após a maturação da matéria orgânica, formou-se o hidrocarboneto, que migrou em direção aos basaltos fraturados através da falha de pequeno porte recentemente formada, caracterizando deste modo, um possível reservatório. A falha de maior extensão vista na secção, foi originada durante a evolução do rift, provocando uma contra pressão ao cortar

a falha menor, logo o hidrocarboneto que estava sendo depositada nos basaltos fraturados, procuraram uma zona de maior alívio de pressão, encontrado na falha maior, ocorrendo assim, uma nova rota de migração, onde posteriormente, encontrou-se uma armadilha em forma de anticlinal impedindo que a migração continuasse, havendo uma provável acumulação de hidrocarboneto nesta região. Com isso, associou-se que entre o segundo e terceiro refletor (possível discordância de cor azulada), a terceira formação chamada de Formação Pirara, estaria localizada nesta região devido a sua característica de ser reservatório e selante, pois apresenta em sua litologia rochas selantes (evaporitos) e rochas reservatório (arenitos e conglomerados), indicando assim, mais um possível reservatório, com isso por essas características geológicas citadas anteriormente, esta formação seria um reservatório com maior valor econômico quando relacionado ao reservatório em basaltos fraturados.

Finalmente, na parte superior do terceiro refletor, estão localizados as outras formações (Tacutu e Tucano), onde não ocorreu de maneira específica e detalhada nos estudos interpretativos, devido estas formações não apresentarem possíveis relações pertinentes na construção do sistema petrolífero desta Bacia.

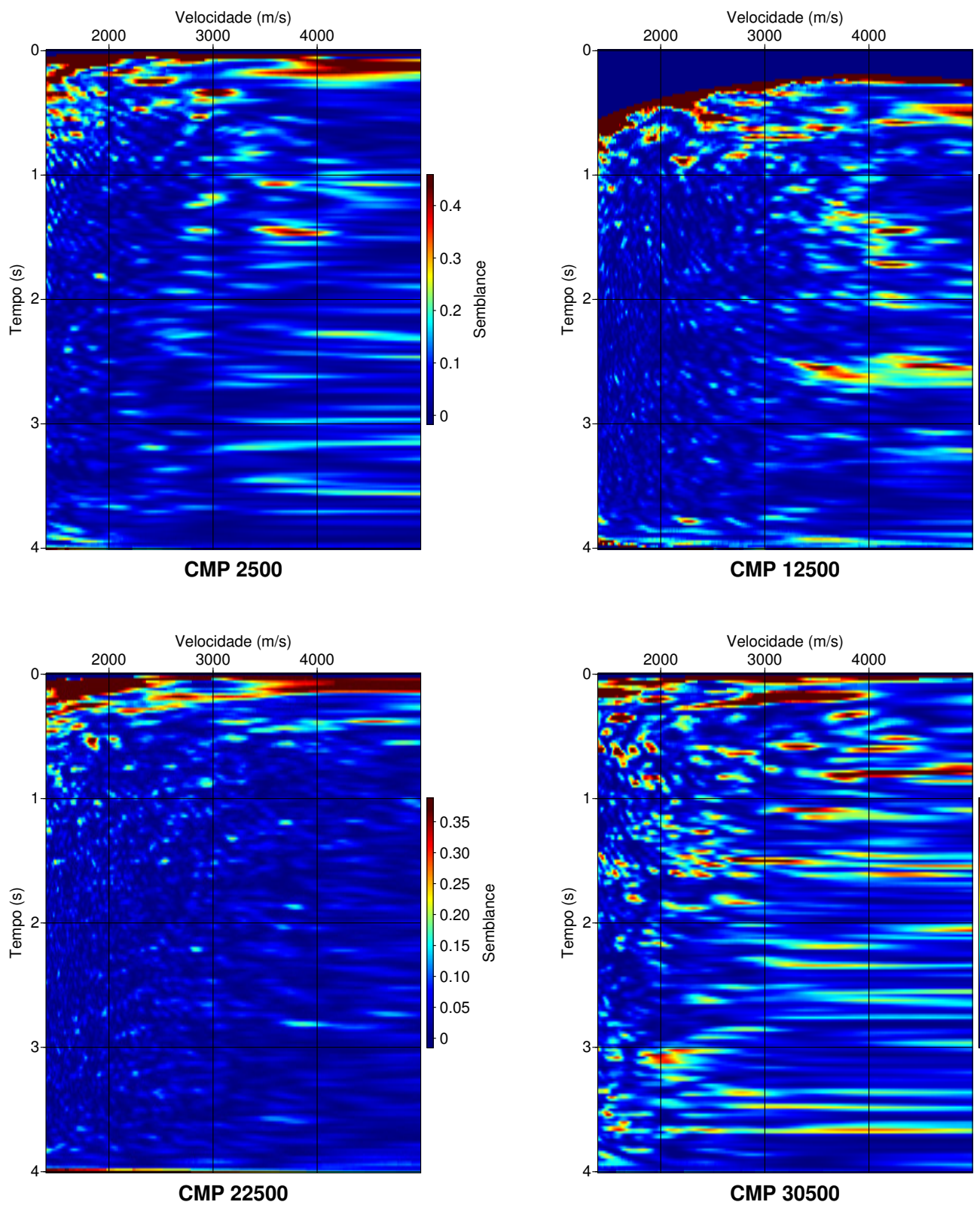
6 CONCLUSÕES

O presente trabalho teve como principal objetivo correlacionar a sísmica de reflexão pelas técnicas de processamento de dados sísmico adquiridos, com informações geológicas, possibilitando assim, a construção de um modelo geológico simplificado (sistema petrolífero) da Bacia sedimentar do Tacutu.

O trabalho realizado é uma aplicação prática e relevante para a indústria do petróleo, servindo de base para estudos posteriores mais detalhados das técnicas de processamento de seções sísmicas de multicobertura objetivando uma interpretação geológica com sucesso.

Neste trabalho foram utilizados dois tipos de processamento sísmico. O primeiro chamado de processamento convencional (CMP), que contém várias etapas. Neste, encontrou-se grandes dificuldades na análise de velocidade, devido a baixa coerência para a construção de um macro-modelo de velocidade como mostra a figura (6.1). O segundo foi o processamento CRS que não depende da análise de velocidade para empilhar os dados. Conclui-se então, que nesta bacia, o método mais eficiente a ser utilizado seria o processamento CRS, pois conseguiu minimizar o problema de análise de velocidade.

Figura 6.1 – Mapa semblance dos CMP escolhidos(2500,12500,22500 e 30500)



Fonte: Autor .

Foi gerada um seção empilhada e uma seção migrada pelo processamento CRS. Utilizou-se para a interpretação dos dados, a seção empilhada devido a uma melhor visualização das estruturas geológicas como falhas, discordâncias, etc., em relação a seção migrada. A migração apresentou-se bastante ruidosa, logo ineficiente na reposição dos refletores e/ou no colapso das difrações de maneira correta, portanto para interpretar de forma mais eficaz, a seção empilhada CRS foi mais utilizada na interpretação em relação a seção migrada CRS, devido ao fato que a primeira seção não depende da análise de velocidade, enquanto que na segunda seção ocorre essa dependência.

A associação do método geofísico através da sísmica de reflexão com a geologia local, conforme encontrado na literatura, foi de bastante útil para definir o possível sistema petrolífero na seção sísmica. Através do exercício interpretativo, propõe-se um provável sistema petrolífero e estruturas geológicas fundamentais para a classificação desse sistema. Portanto, propõe que Formação Manari é a possível geradora devido a litologia apresentada (folhelhos lacustres). Já os reservatórios provavelmente estão na Formação Pirara, devido suas rochas armazenadoras (conglomerados e arenitos) e selantes (Rochas que impedem a passagem de fluídos como evaporitos-halita).

Outro ponto importante à ser destacado, seria que Formação Apoteri poderia também ser um possível reservatório do sistema petrolífero, porém um reservatório secundário localizado em basaltos fraturados, pois devido as suas características geológicas como ser uma rocha ígnea, apresenta um menor capacidade ou volume de armazenamento de hidrocarboneto em relação a Formação Pirara que contém rochas reservatórios (arenitos e conglomerados) e rochas selantes (rochas evaporíticas), isto é, maior capacidade e volume armazenadora de hidrocarboneto.

REFERÊNCIAS

- BERRANGÉ, J. P.; DEARNLEY, R. The apoteri volcanic formation: tholeitic flows in the north savanas gráben of Guyana and Brazil. *Geologische Rundschau, Stuttgart*, v. 64, n. 1, p. 883–899, 1975.
- CAJUEIRO, M. Estudos geofísicos na amazônia: pesquisas sísmicas. *Boletim SBGF*, Sociedade Brasileira de Geofísica (SBGF), n. 5, p. 2–13, 2009. Disponível em: <http://sys2.sbgf.org.br/portal/images/stories/Boletim/boletim5_2009.pdf>. Acesso em: 7 fev. 2015.
- CARNEIRO, R. G.; SILVA, G. O. P. Reconhecimento heológico no território federal de Roraima: gráben do Tacutu. *Relatório SIEX*, Belém:Petrobras/RENOR, p. 130–3578, 1968.
- COHEN, J. K.; STOCKWELL, J. J. W. *CWP/SU: Seismic un*x release 39 – a free package for seismic research and processing*. Colorado: Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines, 2005.
- CORDANI, U. G., NEVES, B. B. B., FUCK, R. A., PORTO, R., THOMAZ FILHO, A., CUNHA, A. F. Estudo preliminar de integração do pré-cambriano com eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. PETROBRAS, Série Ciência Técnica Petróleo: Exploração de Petróleo, Rio de Janeiro, p. 15–70, 1984.
- DANILO, F. G. *Processamento sísmico convencional e CRS- 2D de dados reais da Bacia do Amazonas*. 101 f., Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geofísica) — Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geofísica, Belém, 2009.
- DASCAPUTO, S. N.; AMINZADEH, F. *Geophysics for petroleum engineers*. John Cubitt, 2013. 273 p. Disponível em: <<http://www.elsevier.com/locate/permissions>>. Acesso em: 7 nov. 2015.
- DELGADO, I. M.; PEDREIRA, A. J. Mapa tectono-geológico do Brasil. *Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM*, 1995.
- EIRAS, J. F. et al. Estratigrafia das bacias sedimentares do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 8, n. 1, p. 17–45, jan-mar 1994.
- EIRAS, J. F.; KINOSHITA, E. M. *Evidências de movimentos transcorrentes na bacia do Tacutu*. Rio de Janeiro: Petrobras/DEPLEX, 1987.
- EIRAS, J. F.; KINOSHITA, E. M. Geologia e perspectivas petrolíferas da bacia do Tacutu. In: GABAGLIA, G. P. R; MILANI, E. J. *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro: Petrobras, 1990. p. 197–220, 1990.
- FURTADO, R. S. *Processamento sísmico convencional e CRS-2D de dados reais da Bacia do Tacutu*. 2009. 96 f., Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geofísica) — Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geofísica, Belém, 2009.

- GARABITO CALLAPINO, G. *Empilhamento sísmico por superfície de reflexão comum: um novo algoritmo usando otimização global e local*. 66 f. Tese (Doutorado) — Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém, 2001.
- GARABITO CALLAPINO, G. et al. Aplicação dos métodos de empilhamento cmp e src na seção 50-rl-90 da bacia do Tacutu. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY & EXPOGEF, 9th., 2005, Salvador, Bahia. *Expanded abstracts*. Salvador, Bahia: SEG, 2005. p. 124–131.
- GARRIDO, I. A. A. *Geofísica: métodos sísmicos*. Salvador: Universidade Federal da Bahia, 2005. 19 p.
- GOMES, A. B. *Processamento de dados sísmicos reais da região amazônica*. 147 f. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências, Pós-Graduação em Geofísica, Salvador, 2006.
- HAMILTON, L. M. *Processamento e imageamento de dados sísmicos marinho*. 116 f. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Pós-Graduação em Geofísica, Belém, 2010.
- HUBRAL, P. *Computing true amplitude reflections in a laterally inhomogeneous earth*. *Geophysics*, Moscow, v. 48, n. 8, p. 1051–1062, 1983.
- HUBRAL, P.; KREY, T. *Interval velocities from seismic reflection time measurement*. Society of Exploration Geophysicists, 1980.
- JÄGER et al. *Common reflection surface stack: images and attributes*. *Geophysics*, v. 66, n. 1, p. 97–109, jan-fev 2001.
- JÄGER, R. *The common reflection surface stack: theory and application*. 109 f. Dissertação (Mestrado) — Universidade de Karlsruhe, Karlsruhe, Germany, jan-fev 1999.
- LEITE, L. B. W. *Conceito da análise espectral de sinais em geofísica*. Salvador: Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geofísica do Petróleo, 2015.
- LUIZ, C. E. *Interpretação sísmica 2D na área de espigão, bacia de Barreirinhas, Município de Santo Amaro-MA*. Universidade Federal da Bahia, Faculdade de Geologia, Salvador, 2009.
- MANN, J. Macro-model independent approximative prestack time migration. *62Mtg.EAGE Expanded abstracts*. 2000.
- MANN, J. *Common-reflection-surface stack: user's manual to version 4.2*. Germany: Universidade de Karlsruhe, Geophysical Institute, 2001. 23 p.
- MANN, J. *Extensions and applications of the common reflection surface stack method*. 165 f. Tese (Doutorado) — Universidade de Karlsruhe, Alemanha, 2002.
- MÜLLER, T. *The common reflection surface stack method-seismic imaging without explicit knowledge of the velocity mode*. Germany: Karlsruhe University, Der andere Verlag, Bad Iburg, 1999.
- NEIDELL N. S.; TANER, M. T. S. Semblance and other coherency measures for multichannel data. *Geophysics*, v. 36, n. 3, p. 482–492, 1971.

- PETROBRÁS. Carta estratigráfica da bacia do Tacutu. *Boletim da Petrobras*, v. 8, n. 1, 1994. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/gis/carta_tacutu.htm>. Acesso em: 8 jan. 2016.
- RAMOS, A. Reconhecimento geológico no território do Rio Branco. *Dir. Div. Geol. Min., DNPM*, Rio de Janeiro, p. 58–62, 1990. (Relatório Anual).
- RBGF. Aplicação de balanceamento espectral e dmo no processamento sísmico da bacia do Tacutu. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 24, n. 2, 2006.
- REIS, N. J. et al. A cobertura sedimentar Roraima na serra das Surucucus – enfoque a seus ambientes deposicionais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, v. 3, *Anais...* Belém: SBG - Núcleo Norte, 1991. p. 361–370.
- ROBINSON, E. A.; SILVIA, M. T. *Deconvolution of geophysical time series in the exploration for oil and natural gas*. Amsterdam, Netherlands: Elsevier Scientific Publishing Company, 1979.
- ROMANELLI, A. R. *Análise do sinal sísmico*. Rio de Janeiro: Petrobras, 2011. 616 p.
- SILVA, M. *Processamento de dados sísmicos da bacia do Tacutu*. 147 f. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências, Pós-Graduação em Geofísica, Salvador, 2004.
- SILVA, O., F. da. *Processamento de dados sísmicos da bacia do Tacutu utilizando as migrações Kirchhoff pós e pré-empilhamento em tempo*. 77 f., Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geofísica) — Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geofísica, Belém, 2008.
- SILVEIRA, R. L. *Análise tectono-estratigráfica do gráben do Tacutu em território brasileiro*. 139 f. Tese (Doutorado) — Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Rio de Janeiro, 2006.
- SIVERIANO, H. J. P. R. *Estratigrafia de seqüências: fundamentos e aplicações*. São Leopoldo, RS: UNISINOS, 2001. 428 p.
- STROBBIA, C. *Surface wave method. acquisition, processing and inversion*. Tese (Doutorado) — Instituto Politécnico de Turim, Turim, Itália, 2003.
- TAVARES, J. S. S. et al. *Morfoestruturas do graben do Tacutu (Centro-Nordeste de Roraima, Brasil)*. Universidade de Coimbra, 2012. Disponível em: <https://digitalis-dsp.uc.pt/jspui/bitstream/10316.2/31382/1/4-Para_conhecer_a_Terra_artigo.pdf?ln=pt-pt>. Acesso em: 19 set. 2015.
- VAZ, P. T.; WANDERLEY, J. R. F.; BUENO, G. V. Cartas estratigráficas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n. 2, p. 296–297, mai-nov 2007.
- WANDERLEY, J. R. F.; TRAVASSOS, W. A. S.; ALVES, D. B. O diabásio nas bacias paleozóicas amazônicas – herói ou vilão? *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 14, n. 1, p. 177–184, nov. 2005/mai. 2006.
- YILMAZ, O. *Seismic data processing*. Tulsa, Oklahoma, USA: Society of Exploration - SEG., 1987. 526 p.
- YILMAZ, O. *Seismic data analysis*. [S.l.]: Cooper, M. R. and Doherty, S. M., 2000.