



**SERVIÇO PÚBLICO FEDERAL
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOFÍSICA
TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO**

ROBERTA DIAS AZEVEDO

**PROCESSAMENTO CRS-2D DE DADOS SÍSMICOS REAIS DA BACIA
DO TACUTU**

**BELÉM-PA
2009**

ROBERTA DIAS AZEVEDO

PROCESSAMENTO CRS-2D DE DADOS SÍSMICOS REAIS DA BACIA 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 a obtenção de grau de bacharel em Geofísica.

Orientador: Prof. Dr. German Garabito Callapino.

**BELEM-PA
2009**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)
Biblioteca Geól. Rdº Montenegro G. de Montalvão

Azevedo, Roberta Dias

A994p Processamento CRS-2D de dados sísmicos reais da Bacia do
Tacutu. / Roberta Dias Azevedo – 2009
89 f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geofísica) –
Faculdade de Geofísica, Instituto de Geociências, Universidade
Federal do Pará, Belém, Segundo Semestre de 2008.

Orientador, German Garabito Callapino

1. Processamento sísmico. 2. Empilhamento CRS. 3. Bacia do
Tacutu I. Universidade Federal do Pará. II. Garabito Callapino,
German, Orient. III. Título.

CDD 20º ed.: 622.180285

ROBERTA DIAS AZEVEDO

PROCESSAMENTO CRS-2D DE DADOS SÍSMICOS REAIS DA BACIA 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 de grau de bacharel em Geofísica.

Defendido e aprovado em: ____/____/____

Conceito: _____

Banca examinadora:

Prof. German Garabito Callapino
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Pará

Prof. João Carlos Ribeiro Cruz
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Pará

Prof. Pedro Chira Oliva
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Pará

*Às minhas eternamente amadas Regina, Renata
e vovó Edna*

AGRADECIMENTOS

Primeiramente ao meu Deus, por nunca faltar-me com Sua presença e por tantos objetivos alcançados.

À minha amada mãe, que me deixa como herança grandes ensinamentos e a oportunidade de seguir em frente com meus próprios pés.

À minha falecida avó Edna por todo ambiente de amor em que fui criada.

Ao Prof. Dr. German Garabito pelas orientações, disposição, oportunidade de estágio e pelos momentos de descontração – que o tempo passe e que sejamos dignos da “boa sorte” e da “revolução humana”!

À Profa. Dra. Lúcia Maria da Costa e Silva, pelas palavras de incentivo e apoio.

Ao inesquecível amigo e geólogo Cleber Barata, pela cumplicidade, pelos diversos diálogos, e por ter sido o primeiro grande incentivador de todo esse trabalho no ramo de exploração sísmica.

Ao geofísico Elyston Carlos Moura, pela amizade e pelo empenho ao apresentar-me o curso de graduação em geofísica da UFPA.

Às queridas e lindas amigas que tive a oportunidade de conhecer e conviver durante esses quatro longos anos de curso: Ana Carolina Araújo; Larissa Beatriz Oliveira; Kívia Palhares e Karla Patrícia.

Aos amigos Manuel Costa, Fabiano Ricini, Williams Lima e Iran Gadelha pelo incentivo e agradável ambiente de trabalho.

À Universidade Federal do Pará, pelo espaço e equipamentos concedidos durante minha formação acadêmica.

À Sociedade Brasileira de Geofísica, pela concessão de bolsa de apoio financeiro ao longo do último ano de graduação.

À empresa Halliburton Ltda, em especial ao profissional Leo Nascimento, pela experiência conseguida com a oportunidade de estágio.

Por último, e não menos importante, à todos aqueles que de alguma forma positiva fizeram parte dessa longa caminhada.

“Qualquer felicidade, excessivamente, buscada fora de nós é passageira.”

DaVince

“O que pensais – passais a ser”

Mahatma Ghandi

“Não é o que entra pela boca do homem que o torna impuro, mas o que sai da boca é o que contamina; porque o que sai do homem vem do pensamento”

Jesus de Nazaré

RESUMO

O processamento de dados sísmicos adquiridos na década de 80 tem como principais problemáticas a baixa cobertura e a baixa razão sinal-ruído. Esse tipo de dificuldade interfere diretamente na qualidade dos resultados finais das seções sísmicas, prejudicando a avaliação do potencial exploratório de algumas bacias. Dezenas de linhas sísmicas da Bacia do Tacutu, fazem parte desse contexto de insucesso no processo exploratório, onde as técnicas de processamento sísmico aplicadas até então mostraram-se incapazes de promover um imageamento sísmico de alta qualidade que caracterizasse as acumulações não-convencionais de hidrocarbonetos em basaltos fraturados presentes na bacia. Neste trabalho são comparados os resultados da aplicação do método de empilhamento sísmico CMP e do método de empilhamento não convencional CRS sobre as linhas 204-RL-239 e 204-RL-247 da Bacia do Tacutu. O objetivo principal é mostrar a eficácia do empilhamento CRS na geração de imagens sísmicas de melhor qualidade e mais representativas da geologia local, a partir de dados de baixa cobertura. O ganho expressivo na qualidade dos resultados finais processados com o método CRS foi suficiente para a conclusão do trabalho com sucesso.

Palavras chave: Processamento sísmico. Empilhamento CRS. Bacia do Tacutu.

ABSTRACT

The processing of seismic data acquired in the 80's has as main problem the reduced fold coverage and a low signal-to-noise ratio. This kind of difficult directly interferes in the final quality of the seismic sections, impacting in the evaluation of the exploration potential of some sedimentary basins. Dozens of seismic lines acquired over the Tacutu Basin belong to this context of failure of the exploratory process, in which the seismic processing techniques applied at the time were unable to provide high-quality seismic images to characterize non-conventional oil accumulations, for example, in fractured basalt. This work compares the results of the conventional CMP stacking technique and the non-conventional CRS stacking technique applied on the lines 204-RL-239 and 204-RL-247, acquired over the Tacutu Basin. The main objective is to show the effectiveness of the CRS stacking technique in generating seismic images displaying a more representative local geology using low coverage data. The significant gain in quality of the final sections processed using the CRS method was sufficient to complete this work successfully.

Key words: Seismic data processing. CRS stack. Takutu Basin.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 2.1: Mapa de localização da Bacia do Tacutu no Brasil
- Figura 2.2: Localização do Gráben do Tacutu no Escudo das Guianas
- Figura 2.3: Mapa geológico da Bacia do Tacutu
- Figura 2.4: Seções geológicas esquemáticas mostrando a evolução cinemática da Bacia do Tacutu. A-B: Fase Pré-Rifte; C-D: Fase Rifte; E: Fase Pós-Rifte
- Figura 2.5: Carta Estratigráfica da Bacia do Tacutu
- Figura 2.6: Mapa de localização das linhas sísmicas 204-RL-239 e 204-RL- 247
- Figura 2.7: Desenho esquemático do arranjo da linha sísmica 204-RL-239. A: Arranjo conhecido como “*end-on*” com apenas 48 canais ligados à direita da fonte. B: Arranjo simétrico com 48 canais ligados em ambos os lados da fonte. C: Arranjo assimétrico com 20 canais à direita da fonte e 76 canais à esquerda da fonte. D: Arranjo do tipo “*end-on*” com 76 canais ligados à esquerda da fonte
- Figura 2.8: Desenho esquemático do arranjo da linha 204-RL-247. A: Arranjo conhecido como “*end-on*” com 76 canais ligados à direita da fonte. B: Arranjo com 20 canais ligados à esquerda da fonte e 76 à direita. C: Arranjo do tipo “*end-on*” com 20 canais ligados à esquerda
- Figura 3.1: Fluxograma das etapas de pré-processamento aplicadas
- Figura 3.2: Painel principal para montagem da geometria de dados terrestres
- Figura 3.3: Tabela dos três primeiros padrões de tiro da linha 204-RL-247
- Figura 3.4: Registro 64 da linha sísmica 204-RL-247 antes (a) e depois (b) do *mute* e da edição dos traços ruidosos e/ou com anomalias de amplitude
- Figura 3.5: Análise espectral de um dos registros da linha 204-RL-247 para escolha da banda de frequência correspondente aos eventos de reflexão
- Figura 3.6: Gráfico da decomposição do sinal após a transformada $f-k$
- Figura 3.7: Polígono que define os limites de corte do filtro $f-k$
- Figura 3.8: Registro apenas com geometria
- Figura 3.9: Registro anterior depois de aplicados as edições, o tratamento de amplitude, o balanceamento espectral, o filtro $f-k$ e a deconvolução

- Figura 3.10: Esquema das configurações Tiro Comum (a) e CMP (b) com M identificando o ponto médio entre a fonte e seu respectivo receptor
- Figura 3.11: Fluxograma das etapas de processamento avançado aplicadas
- Figura 3.12: Efeito da correção de NMO. A) Família CMP antes da correção; B) Mesma família CMP após a correção
- Figura 3.13: Análise de velocidade sobre o CDP 450 da linha 204-RL-247
- Figura 3.14: Modelo de velocidade RMS; linha sísmica 204-RL-239
- Figura 3.15: Modelo de velocidade RMS; linha sísmica 204-RL-247
- Figura 3.16: Modelo de velocidade RMS suavizado; linha sísmica 204-RL-239
- Figura 3.17: Modelo de velocidade RMS suavizado; linha sísmica 204-RL-247
- Figura 3.18: Empilhamento CMP. Produção de um único traço de afastamento nulo (B), a partir de uma família CMP corrigida de NMO (A)
- Figura 3.19: Seção empilhada pelo método convencional; linha 204-RL-239
- Figura 3.20: Seção migrada pós-empilhamento convencional em tempo; linha 204-RL-239
- Figura 3.21: Seção empilhada pelo método convencional; linha 204-RL-247
- Figura 3.22: Seção migrada pós-empilhamento convencional em tempo; linha 204-RL-247
- Figura 4.1: Dois experimentos hipotéticos sobre um modelo 2D. (a) propagação da onda NIP a partir do ponto R; (b) propagação da onda N partindo de R, conforme o modelo do refletor explosivo
- Figura 4.2: Modelo composto por três camadas homogêneas. Na porção inferior, encontram-se o raio de incidência normal (linha vermelha), ou raio de afastamento nulo. Na porção superior, as linhas de cor azul correspondem à superfície de cobertura múltipla, e as linhas de cor vermelha definem a superfície CRS, ambas associadas às reflexões da segunda interface
- Figura 4.3: Fluxograma do empilhamento sísmico CRS pelo método de busca global-local
- Figura 4.4 : Seção ZO final simulada pelo método CRS; linha 204-RL-239
- Figura 4.5: Seção ZO final simulada pelo método CRS; linha 204-RL-247
- Figura 5.1: Seção migrada em tempo após empilhamento CMP; 204-RL-239

- Figura 5.2: Seção migrada em tempo após empilhamento CRS; 204-RL-239
- Figura 5.3: Seção migrada em tempo após empilhamento CMP; 204-RL-247
- Figura 5.4: Seção migrada em tempo após empilhamento CRS; 204-RL-247
- Figura 5.5: Seção migrada após empilhamento CRS com análise interpretativa preliminar das unidades litoestratigráficas; 204-RL-239
- Figura 5.6: Seção migrada após empilhamento CRS com análise interpretativa preliminar das unidades litoestratigráficas; 204-RL-247
- Tabela 2.1: Parâmetros de aquisição da linha sísmica 204-RL-239
- Tabela 2.2: Parâmetros de aquisição da linha sísmica 204-RL-247.

LISTA DE SÍMBOLOS

β_0	Ângulo de emergência
R_{NIP}	Raio de curvatura da auto-onda Ponto de Incidência Normal
R_N	Raio de curvatura da auto-onda Normal
v_0	Velocidade próxima a linha de aquisição
V_{stack}	Velocidade de empilhamento
h	Coordenada meio afastamento
x_m	Coordenada ponto médio entre fonte e receptor
P_0	Ponto de amostragem na seção afastamento nulo
t_0	Tempo de trânsito de afastamento nulo
ρ	Densidade de energia
A	Amplitude da onda sísmica
f	Pulso sísmico
ϵ	Resposta da Terra ao impulso
η	Ruído
ω	Frequência angular
k	Número de onda
Σ	Somatório

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	16
1.1	ESTRUTURA DO TCC.....	18
2.	CONTEXTO GEOLÓGICO E DADOS GEOFÍSICOS DA BACIA DO TACUTU	19
2.1	LOCALIZAÇÃO.....	19
2.2	ARCABOUÇO ESTRUTURAL	21
2.3	ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO	25
2.3.1	Formação Apoteri	29
2.3.2	Formação Manari	29
2.3.3	Formação Pirara	30
2.3.4	Formação Tacutu	30
2.3.5	Formação Tucano	31
2.3.6	Formação Boa Vista	31
2.4	DESCRIÇÃO DOS DADOS SÍSMICOS	32
3	ETAPAS DO PROCESSAMENTO SÍSMICO	35
3.1	PRÉ-PROCESSAMENTO	35
3.1.1	Leitura dos Dados	37
3.1.2	Geometria	38
3.1.3	Edição dos traços	41
3.1.4	Tratamento de amplitude	44
3.1.5	Pré-filtragem e Filtragem $f-k$	45
3.1.6	Deconvolução	48
3.1.7	Dados Pré-empilhamento	50
3.2	PROCESSAMENTO AVANÇADO	52
3.2.1	Análise de velocidade e Correção NMO	53
3.2.2	Silenciamento	60
3.2.3	Empilhamento convencional	60
3.2.4	Migração	62
3.2.5	Resultados	63

4	MÉTODO DE EMPILHAMENTO POR SUPERFÍCIE DE REFLEXÃO COMUM (CRS)	67
4.1	OPERADOR DE EMPILHAMENTO CRS	69
4.2	ALGORITMO CRS: ESTRATÉGIA DE BUSCA GLOBAL-LOCAL.....	71
4.2.1	Otimização global pré-empilhamento: busca bidimensional	72
4.2.2	Otimização global pós-empilhamento: busca unidimensional	72
4.2.3	Otimização local pré-empilhamento: busca tridimensional	73
4.3	APLICAÇÃO DO MÉTODO CRS.....	74
5	ANÁLISE DOS RESULTADOS	77
5.1	ANÁLISE DO PROCESSAMENTO	77
5.2	ANÁLISE INTERPRETATIVA.....	80
6	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	83
	REFERÊNCIAS	85

1. INTRODUÇÃO

A Bacia Mesozóica do Tacutu é um segmento crustal distensivo, que deu origem a uma bacia do tipo rifte intracontinental. Localizada na parte norte da placa Sul-Americana, o rifte do Tacutu situa-se na região central do Escudo das Guianas, na fronteira entre o Estado brasileiro de Roraima e o distrito de Rupununi na Guiana.

O interesse geológico pela bacia surgiu, primeiramente, na porção pertencente a Guiana. Ruellan (1957) e Guerra (1957) levantaram as primeiras suspeitas quanto à existência de um *rift valley* no Escudo das Guianas, após verificarem a presença de rochas vulcânicas e sedimentares encaixadas entre elevadas montanhas do embasamento. Assim, em 1963, as Nações Unidas realizaram levantamentos aeromagnéticos e gravimétricos na porção guianense do gráben, reconhecendo realmente a existência de um rift limitado por escarpas (paredes abruptas).

No Brasil, incentivada por informações vindas da Guiana, a PETROBRAS promoveu, em 1968, estudos geológicos no Estado de Roraima, que conseguiram confirmar a suspeita sobre a continuidade do gráben do Tacutu no país. Na década de 80, a PETROBRAS teve como iniciativa promover uma grande campanha exploratória de hidrocarbonetos na porção brasileira da bacia, que resultou na aquisição de 1.948 km de linhas sísmicas de reflexão e 74.6 km de linhas de refração, além da perfuração de dois poços pioneiros com um total de 6.407 m de investigação.

As atividades de exploração na Bacia do Tacutu promoveram avanços significativos no entendimento estrutural e tectônico do gráben. Trabalhos desenvolvidos na época divulgaram um arcabouço sedimentar composto por rochas sedimentares e vulcano-sedimentares (EIRAS; KINOSHITA, 1990), impulsionando a descoberta, no início da década de 90, de óleo não-comercial em rochas basálticas fraturadas datadas do Mesozóico.

A carência de informações de subsuperfície, devido às técnicas pouco eficazes de processamento sísmico, não possibilitou a localização de reservatórios convencionais (EIRAS;

KINOSHITA, op. cit.). Logo, em dezembro de 1987, as atividades exploratórias na porção brasileira da bacia foram suspensas. Contudo, o histórico das bacias tipo rifte quanto ao potencial armazenador de reservatórios arenosos, torna necessário um retorno ao estudo geológico da região por meio do desenvolvimento de seções sísmicas de melhor qualidade.

Alguns trabalhos vêm sendo realizados com o objetivo de promover uma melhora na resolução das imagens sísmicas da Bacia do Tacutu, a partir do emprego de técnicas de processamento não convencionais ou mais sofisticadas. Gomes da Silva (2004) trabalhou a linha 50-RL-90 investigando a superior eficácia da técnica de balanceamento espectral sobre o método tradicional FK, na atenuação do *ground roll*. Tanto Garabito Callapino et al. (2005) como Leite et al. (2007) obtiveram melhores resultados quanto à resolução e continuidade dos refletores ao utilizar o método não convencional CRS (*common-reflection-surface*), e compará-lo ao método tradicional de empilhamento CMP (*common-midpoint*).

A pesar do grande volume de informações geofísicas levantadas na década de 80, acredita-se que os resultados do processamento sísmico da época não foram suficientes para a elaboração de uma interpretação mais acurada. Assim, a opção pelo processamento envolvendo o método não convencional de empilhamento CRS, deu-se devido ao histórico de melhorias na qualidade de imagens provenientes de dados sísmicos como os referentes à bacia em questão.

Em comum acordo com o atual interesse da indústria petrolífera, o presente trabalho tem como objetivo aplicar o método de empilhamento CRS com o propósito de produzir imagens sísmicas de melhor resolução, que favoreçam uma análise interpretativa dos dados quanto à detecção de estruturas geológicas da porção brasileira da bacia. Para tal finalidade acadêmica, serão comparados os resultados dos processamentos envolvendo o empilhamento CMP e o empilhamento CRS sobre duas linhas sísmicas de reflexão, as quais fazem parte de um conjunto de dados sísmicos disponibilizados pelo CPGG-UFBA para o Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG-UFGPA).

As linhas 204-RL-239 e 204-RL-247 foram selecionadas como alvo para o objetivo do estudo. O processamento desses dados foi dividido em três fases de execução: o pré-processamento, envolvendo as etapas de preparação dos dados e utilização de técnicas simples

de tratamento do sinal; o processamento avançado, onde é realizado a análise de velocidades, o empilhamento convencional CMP e a migração pós-empilhamento em tempo; e o processamento especial, que compreende o empilhamento CRS e a migração pós-empilhamento em tempo.

Para a elaboração das fases de pré-processamento, análise de velocidades e empilhamento convencional CMP, foi utilizado o aplicativo comercial ProMAX®, produzido pela Landmark Graphics Corporation, da empresa Halliburton Ltda. Para a aplicação do método CRS utilizou-se o algoritmo desenvolvido em Garabito Callapino et al. (2001) e Garabito Callapino (2001). E para a migração pós-empilhamento em tempo foi utilizado o pacote Seismic Unix desenvolvido e atualizado pelo Central Wave Processing (CWP) da Escola de Minas de Colorado, USA (COHEN; STOCKWELL, 2000).

1.1 ESTRUTURA DO TCC

Este texto está organizado em cinco capítulos. O Capítulo 1 enfatiza os aspectos geológicos da bacia sedimentar alvo, bem como as principais características das linhas sísmicas selecionadas. O Capítulo 2 discute sobre a importância de um rigoroso tratamento nos dados e descreve detalhadamente todas as etapas do processamento aplicado, distinguindo bem a existência de dois grupos importantes: o pré-processamento e o processamento avançado. O terceiro capítulo examina os aspectos teóricos do empilhamento CRS. O Capítulo 4 nos mostra os resultados do processamento convencional e especial e analisa, comparativamente, as respectivas seções empilhadas e migradas. Assim, o último capítulo contém uma sucinta conclusão sobre os resultados e recomendações para aqueles que se interessarem em investigar a Bacia do Tacutu.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO E DADOS SÍSMICOS DA BACIA DO TACUTU

Sabendo que o domínio das informações geológicas sobre a área analisada proporciona maior credibilidade ao estudo geofísico, é indispensável ter um conhecimento detalhado sobre o desenvolvimento tectônico da bacia e seus arcaouços estrutural e estratigráfico.

Este primeiro capítulo tem como objetivo trazer informações sobre o aspecto geológico da Bacia do Tacutu e sobre os dados geofísicos manipulados ao longo de todo o trabalho.

Quanto aos dados geofísicos, procurou-se, basicamente, descrever sobre o tipo de levantamento e do arranjo utilizados no momento das aquisições das linhas sísmicas 204-RL-239 e 204-RL-247.

2.1 LOCALIZAÇÃO

A Bacia Sedimentar do Tacutu é um segmento distensivo implantado no Mesozóico e localizado na fronteira entre o Estado brasileiro de Roraima e a Guiana, distrito de Rupununi. Segundo Eiras e Kinoshita (1987), a bacia desenvolveu-se como um rifte intracontinental na porção central do Escudo das Guianas (Figura 2.1), apresentando um alongamento de aproximadamente 300 km na direção NE-SW e largura entre 30 e 50 km. A porção brasileira da bacia abrange uma área total de 5.280 km² e cerca de 3.700 km² de área prospectável para petróleo. Já a porção guianense atinge 7.190 km² de área total e 5.300 km² de área prospectável.



Figura 2.1 – Mapa de localização da Bacia do Tacutu no Brasil.
Fonte: Modificado de Wanderley Filho, et al. (2001).

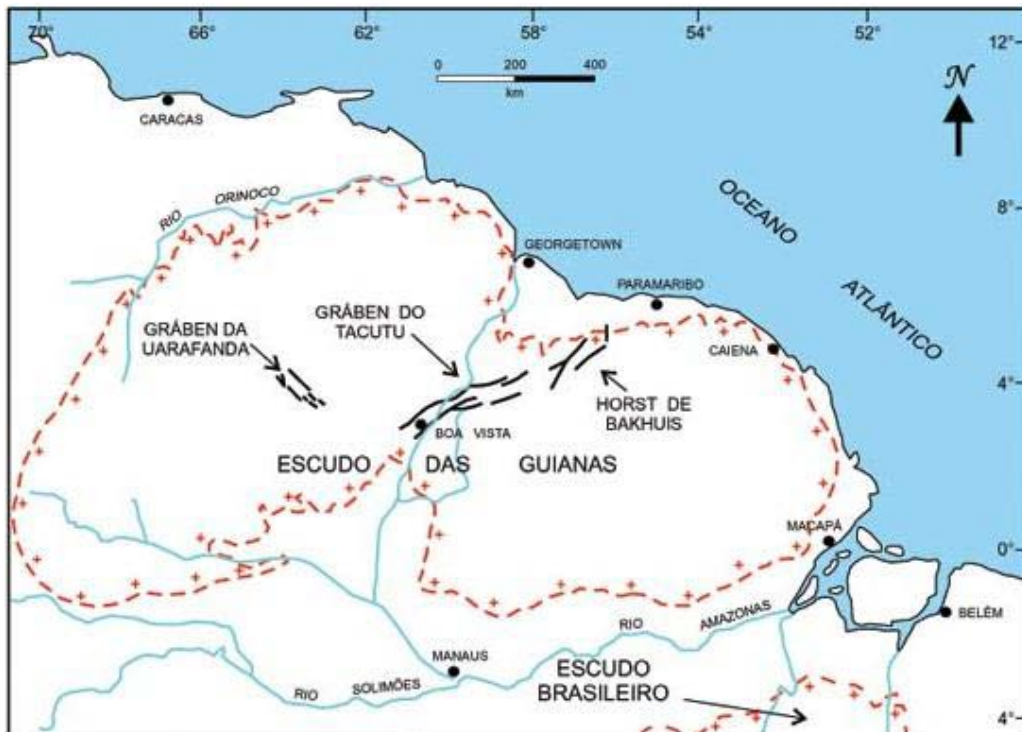


Figura 2.2 – Localização do Gráben do Tacutu no Escudo das Guianas.
Fonte: Gomes da Silva (2004).

Geomorfologicamente, a área é caracterizada por uma planície com altitude média em torno de 100m acima do nível do mar, que apresenta, predominantemente, vegetação do tipo cerrado ou savana e abundantes florestas equatoriais em seu extremo guianense. No entanto, em meio ao caráter plano da bacia, encontramos a Serra do Tucano, originada devido à erosão diferencial dos arenitos da Formação Tucano (EIRAS; KINOSHITA, 1990).

2.2 ARCABOUÇO ESTRUTURAL

O rifte Savanas do Norte, como é denominado na Guiana, decorre da quebra do supercontinente Pangea e ajusta-se à tendência geral das estruturas vinculadas à evolução do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central. A bacia é constituída por dois meio-grabens assimétricos com mergulhos opostos e limitados por falhas do tipo normal e rotacional.

O meio-gráben, que compreende toda a porção brasileira da bacia e corresponde à área foco do presente estudo, estende-se desde o limite sudoeste (SO) da bacia, coincidindo com o rio Mucajaí, até o arco Savanas do Norte, na Guiana. Essa porção é limitada pelas falhas de Surumu / Pirara e de Lethem, a noroeste (NO) e sudeste (SE), respectivamente.

O segundo meio-gráben prolonga-se do arco Savanas do Norte até o limite nordeste (NE) da bacia, nas proximidades do rio Essequibo, na Guiana. Tal estrutura é limitada por falhas escalonadas, cujas extremidades são as falhas do Mau, a noroeste, e do Kanuku, a sudeste.

Os limites das duas porções formadoras da Bacia do Tacutu são facilmente identificados no mapa da Figura 2.3.

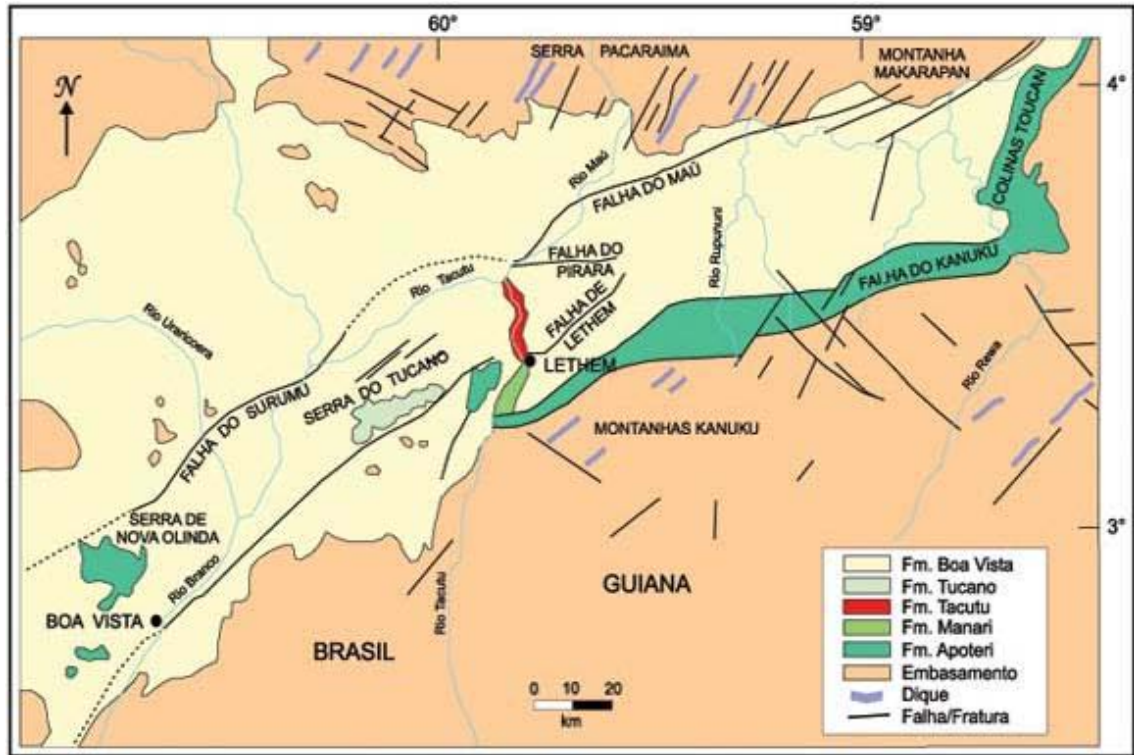


Figura 2.3 – Mapa geológico da Bacia do Tacutu.

Fonte: Gomes da Silva (2004).

As estruturas que definem a arquitetura geral da Bacia do Tacutu são representadas por feixes de falhas normais NE-SO e por várias falhas transcorrentes NO-SE. Contudo, outros elementos como dobras e estruturas em flor positiva estão presentes no contexto da bacia.

Segundo Eiras e Kinoshita (1990) e Costa et al. (1991), o desenvolvimento de tais estruturas deveu-se a ocorrência de dois episódios principais de movimentação cinemática. A primeira fase cinemática compreende a implantação das falhas normais mestras, seguida pelo desenvolvimento do *roll-over* e das falhas normais antitéticas, conforme um regime eminentemente distensivo. Já a segunda fase é caracterizada pela movimentação transcorrente sinistral com o surgimento de dobras *en echelem* NW-SE e estruturas em flor positiva, que evidenciam o momento de inversão sofrido pela bacia.

A evolução tectono-sedimentar da bacia considerada neste trabalho segue o modelo proposto por Eiras e Kinoshita (1987), os quais adotam três fases ou superseqüências: **pré-rifte**, **rifte** e **pós-rift**. A primeira delas pode ser subdividida em efusiva e de resfriamento.

- Fase Pré-Rifte Efusiva: compreende o momento Mesozóico em que o evento magmático afetou todo o Cráton brasileiro por conta da abertura do Oceano Atlântico. No gráben do tacutu, o processo ocorreu sob a forma de efusão por fissuras, gerando sucessivos derrames que ocorreram em sua maioria em condições continentais (BERRANGÉ e DEARNLEY, 1975). A espessura constante encontrada no pacote vulcânico reforça a idéia de que, nesta fase, não houve estiramento mecânico e sim ascensão astenosférica seguida de soerguimento, consumo da base litosférica e efusão fissural. A sobrecarga vulcão-sedimentar causou um efeito flexural contínuo capaz de acomodar sucessivos derrames basálticos e intercalados depósitos de sedimentos clásticos continentais.

- Fase Pré-Rifte de resfriamento: compreende a fase de subsidência térmica que foi suficiente para formar um grande lago capaz de acomodar quase 300m de sedimentos finos da Formação Manari. Tais sedimentos são considerados os melhores geradores da bacia.

- Fase Rifte: iniciada ainda no Neojurássico, esta fase compreende o afinamento crustal motivado por afinamento mecânico. As grandes falhas de borda pertencem a essa fase.

- Fase Pós-Rifte: a relativa estabilidade da bacia foi alcançada a partir do final do Albiano, coincidentemente com o final da abertura da parte meridional do Atlântico Norte. Mais tarde, no Neogeno (Mioceno), a bacia sofreu um evento modificador transcorrente que afetou toda a seção vulcano-sedimentar e sedimentar mesozóica, além de formar dobras e reativar antigas falhas. Tais deslocamentos transcorrentes apresentam-se relacionados ao complexo evento compressional ocasionado pela convergência entre as placas de Cocos, Nazca, Caribe e Placa Sul-Africana.

A ilustração seguinte (Figura 2.4) retrata, esquematicamente, as fases da evolução geológica da bacia.

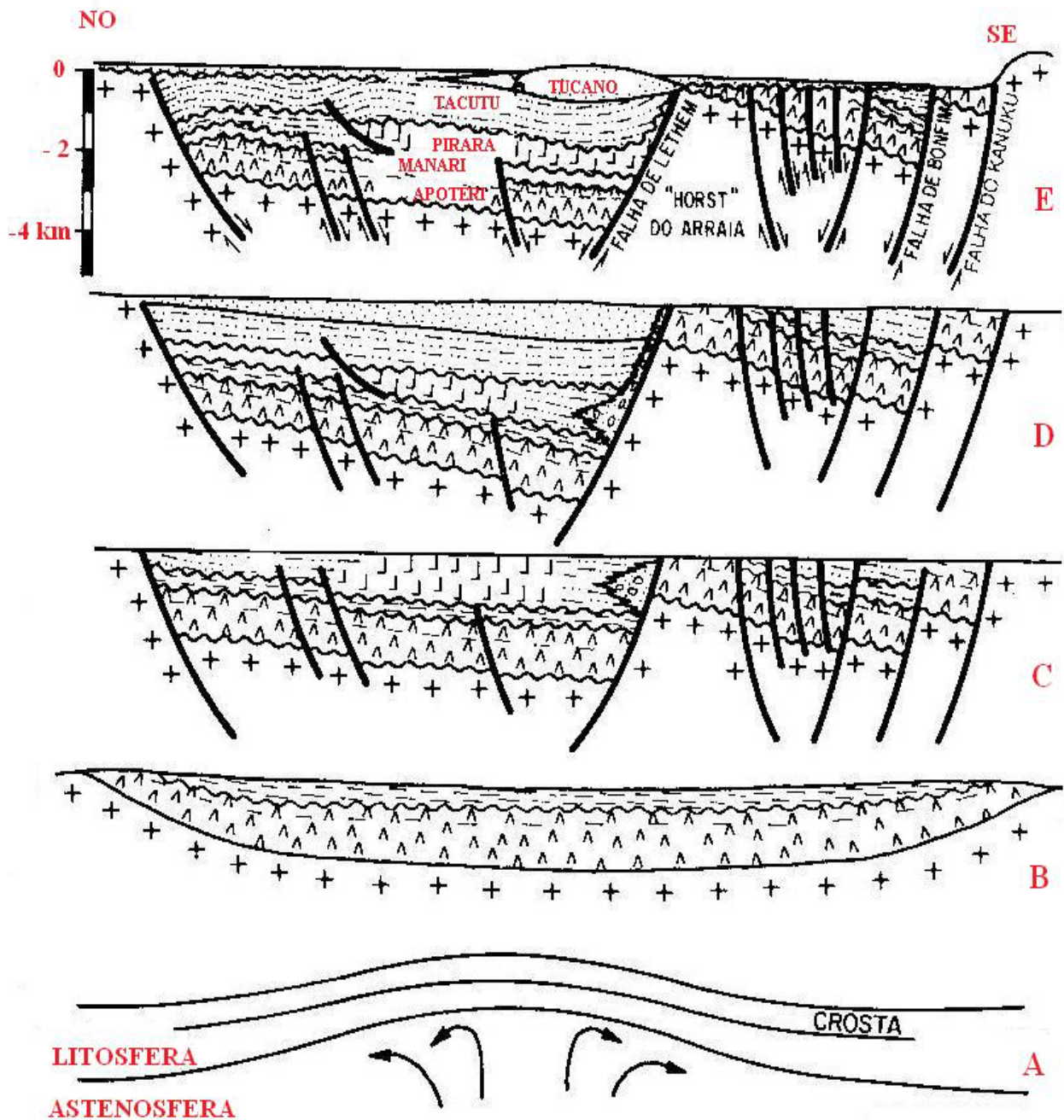


Figura 2.4 – Seções geológicas esquemáticas mostrando a evolução cinemática da Bacia do Tacutu. A-B: Fase Pré-Rifte; C-D: Fase Rifte; E: Fase Pós-Rifte.

Fonte: Modificada de Gabaglia e Milani (1990), Origem e evolução de bacias sedimentares (EIRAS e KINOSHITA, 1987).

2.3 ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO

A dinâmica vista anteriormente é de fundamental importância para se ter o conhecimento sobre as distribuições dos sedimentos e, assim, a composição do arcabouço estratigráfico da bacia, que apresenta mais de 7.000 m de rochas sedimentares e vulcano-sedimentares (EIRAS et al. 1994).

A coluna estratigráfica da Bacia do Tacutu, correspondente a Figura 2.5, mostra a relação espacial e temporal dos sedimentos do rifte. Nela seis seqüências foram estabelecidas para os depósitos vulcânicos e sedimentares da bacia: duas (J10 e J20) referentes à fase pré-rifte, três (J30, K10-K30 e K40-K60) pertencentes à fase rifte e uma (N50-N60) correspondendo à fase de sinéclise recente (VAZ et al, 2007).

- Seqüência J10 - compõe a fase pré-rifte da bacia e apresenta como componente os basaltos da Formação Apoteri.

- Seqüência J20 – também compõe a fase pré-rifte, sendo representada pelos clásticos finos da Formação Manari, que se assentam de forma discordante sobre os basaltos Apoteri e caracterizam um ambiente sedimentar lacustre.

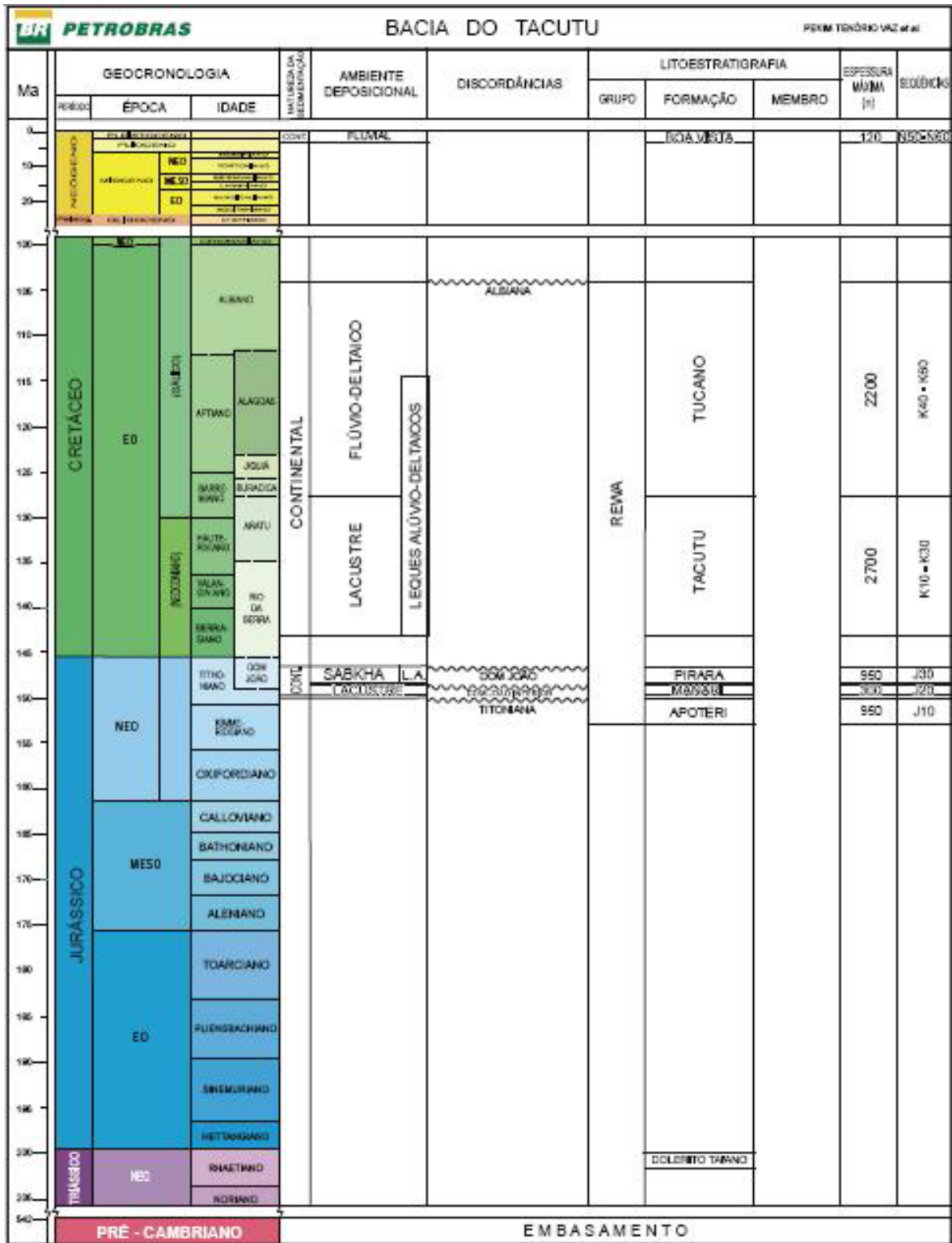
- Seqüência J30 - representa a fase rifte “ativo”, caracterizada pela presença da Formação Pirara que foi depositada, contemporaneamente, ao clímax da tectônica distensiva que se iniciava. Tal Formação se deu sob condições de clima árido, em ambiente de circulação restrita, semelhante às planícies de sabkhas ou mesmo marinho (EIRAS et al., op. cit.).

- Seqüência K10-K30 - corresponde à fase contemporânea ao gradativo decréscimo do tectonismo distensivo. Comporta os sedimentos clásticos de ambiente lacustre raso da Formação Tacutu.

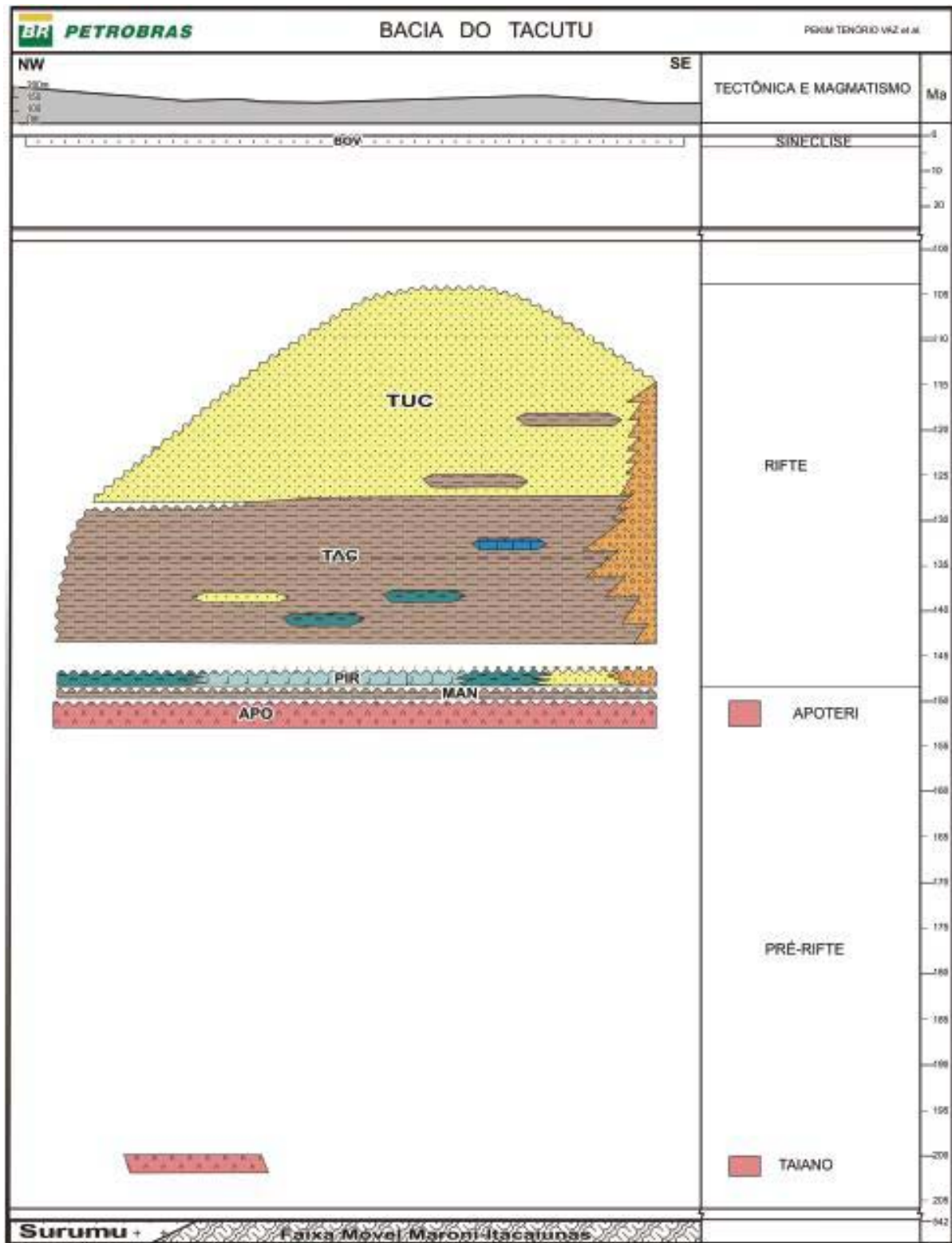
- Seqüência K40-K60 - corresponde ao abrandamento da tectônica com redução da taxa de subsidência que comportou os arenitos da Formação Tucano. Essa sedimentação

marca o encerramento da fase rifte e culmina com o assoreamento da bacia (EIRAS e KINOSHITA, 1988).

- Seqüência N50-N60 – esta unidade (Pleistoceno a Holoceno), definida por Ramos (1956), compreende a fase de significativa calmaria dos processos tectônicos da bacia ou, simplesmente, a fase pós-rifte. Nela encontramos as Formações Boa Vista e Savana do Norte (Guiana) referentes aos sedimentos clásticos oriundos da erosão do cráton no plioceno.ha



(a)



2.3.1 Formação Apoteri

Esta unidade ocorre no Brasil, em superfície, na serra de Nova Olinda (ao norte de Boa Vista) e nos leitos dos rios Arraia e Tacutu (próximo a Bonfim). Na Guiana, ocorre ao longo da falha de Kanuku, nos leitos dos rios Rupununi e Rewa, nas colinas Toucan e no rio Essequibo, nas proximidades de Apoteri. Esta unidade é composta por basalto toleítico, de idade mesojurássica a neojurássica.

A Formação Apoteri manifesta-se por derrames basálticos sucessivos, muitas vezes, intercalados com arenitos e conglomerados arcóicos (BERRANGÉ e DEARNLEY, 1975). O material vulcânico é descrito como cinza-escuro a esverdeado, muito fino a afanítico, com fraturas conchoidais e textura amigdaloidal preenchida por calcita e clorita. Berragé e Dearley (op. cit.) observaram ainda a presença de algumas feições almofadadas e concluíram que alguns derramamentos basálticos ocorreram em ambiente subaçuoso.

Em subsuperfície, a espessura da Formação Apoteri é relativamente constante, podendo apresentar espessura máxima de 1.500m (McCONNELL, 1969).

2.3.2 Formação Manari

A Formação Manari é encontrada discordantemente sobre os derrames de basalto da Formação Apoteri, de forma que só aparece na superfície em afloramentos ao longo do Rio Tacutu. Apresentando idade Neojurássica, essa formação corresponde a ambiente continental lacustre com um caráter de distribuição homogêneo, podendo atingir 300m de espessura.

A unidade Manari foi denominada por Crawford et al. (1984) para designar siltito castanho-escuro a avermelhado, calcífero e anidrítrico, estratificado e bem compacto; folhelhos cinza-claro e escuro, esverdeado e preto, calcífero e piritoso.

Conforme estudos geoquímicos, a Formação Manari é considerada o principal gerador da Bacia do Tacutu (EIRAS e KINOSHITA, 1990).

2.3.3 Formação Pirara

A Formação Pirara é de idade Neojurássica e encontra-se depositada sobre a Formação Manari de forma discordante e constante ao longo de toda a bacia, não apresentando afloramentos. Sua espessura máxima pode chegar aos 1000m.

Conforme investigações de Costa e Lima (1981) e Eiras e Kinoshita (op. cit.), a unidade é constituída por rochas clástico-evaporíticas, que apresentam forte variação lateral. A fácies evaporítica é caracterizada por halita hialina acinzentada e acastanhada, grossa argilosa, intercalada com folhelho margoso, piritoso, com pseudomorfos de gipsita muitas vezes substituídos por anidrita. A fácies argilo-carbonática consiste em folhelho anidritico acinzentado a acastanhado, siltito argiloso, também anidritico; e calcissiltito cinza-escuro dolomitizado.

2.3.4 Formação Tacutu

No Brasil, a Formação Tacutu ocorre em afloramentos nos leitos dos rios Tacutu e Arraia e nos iguarapés do Mel e Garrafa. Nas Guianas, ocorre nos leitos dos rios Rupununi, Rewa e Essequibo. Essa unidade está presente ao longo de todo o gráben apresentando um espessamento em direção às grandes falhas do sudeste, onde sua espessura máxima pode atingir 2700m.

O contato desta formação Neojurássica-Eocretácea com a Formação Pirara é discordante e se interdigita lateralmente com os leques conglomeráticos da borda sudeste. É caracterizada pela presença de uma seção de camadas vermelhas com estratificação clinoascendente de siltito calcífero argiloso (localmente anidrítrico), arenito calcífero argiloso fino a muito fino e calcarenitos (COSTA e LIMA, 1981).

2.3.5 Formação Tucano

A Formação Tucana, de idade Cretácea, manifesta-se em superfície através do conjunto de morros suaves de até 200m de altura que compõem a Serra do Tucano, contrariando a fisiografia plana da área.

Litologicamente, trata-se de um pacote sedimentar composto, essencialmente, por arenitos, que pode chegar a 2200 m de espessura em subsuperfície. Carneiro (1968) descreveu o material como arenito médio a grosseiro, seixoso, silicificado e parcialmente limonitizado, gradando para acima como arenito caulínítico e friável, ambos com estratificação cruzada e raras intercalações de siltito arenoso, micáceo.

2.3.6 Formação Boa Vista

As seções sedimentares e vulcanossedimentares mesozóicas do Gráben do Tacutu são recobertas, com uma acentuada discordância, por vasta cobertura cenozóica, que caracteriza o relevo plano dentro do gráben. Na Guiana esta formação se restringe aos limites do gráben, confinada pelas encostas da Montanha Kanuku e da Serra Pacaraima. No Brasil, extravasa os limites do gráben e recobre também parte das rochas metamórficas do Grupo Kanuku e das vulcânicas ácidas e intermediárias da Formação Surumu.

Dados sísmicos de reflexão e refração rasa indicam espessuras de até 120m nas regiões próximas aos blocos baixos das falhas (EIRAS e KINOSHITA, 1990). As litologias, presentes na Formação Boa Vista, são arenitos finos a conglomeráticos, argilitos e concreções lateríticas.

2.4 DESCRIÇÃO DOS DADOS SÍSMICOS

Algumas das linhas sísmicas de reflexão, oriundas da campanha exploratória promovida pela Petrobrás, foram adquiridas pelo Centro de Pesquisa em Geologia e Geofísica da Universidade Federal da Bahia (CPGG-UFBA), junto à Agência Nacional do Petróleo (ANP). As linhas 204-RL-239 (*dip*) e 204-RL-247 (*strike*) ilustradas na Figura 2.6, analisadas no presente trabalho, fazem parte desse conjunto de dados cedidos ao Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG-UFPa) para fins de desenvolvimento acadêmico.

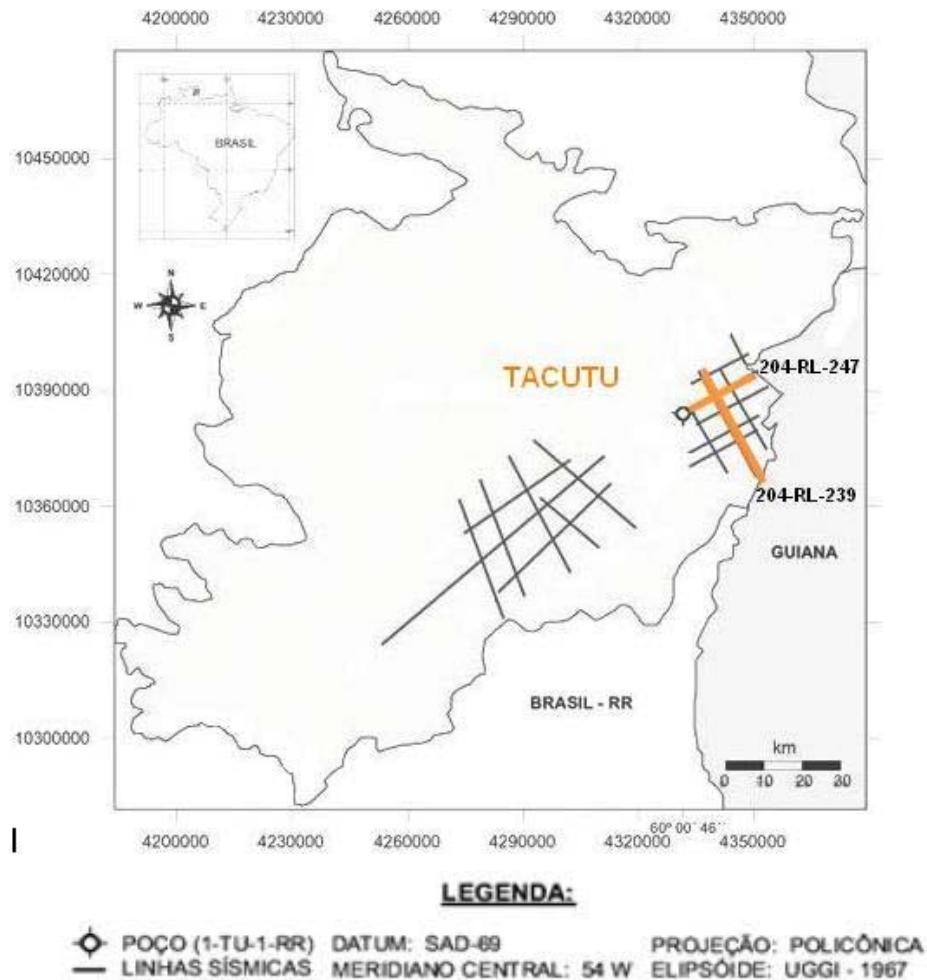


Figura 2.6 – Mapa de localização das linhas sísmicas 204-239 e 204-247 destacadas em laranja.

Fonte: Modificado de Gomes da Silva (2004).

A linha 204-RL-239 refere-se a uma aquisição datada de 1986, com 31,5 km de extensão e um total de 631 tiros e 96 canais (estações receptoras). O dado dispõe de arranjo “*split-spread*” assimétrico e simétrico. A linha 204-RL-247 também foi adquirida no ano de 1986 e apresenta uma extensão de 28,5 km, com um total de 571 tiros e 96 canais. Diferentemente do dado anterior, tal linha apresenta um arranjo “*split-spread*” somente do tipo assimétrico.

O esquema abaixo ilustra os lanços que compõem os arranjos das duas linhas sísmicas descritas, de modo que são identificados, para cada lado da fonte, apenas os primeiros e os últimos canais ligados durante o registro.

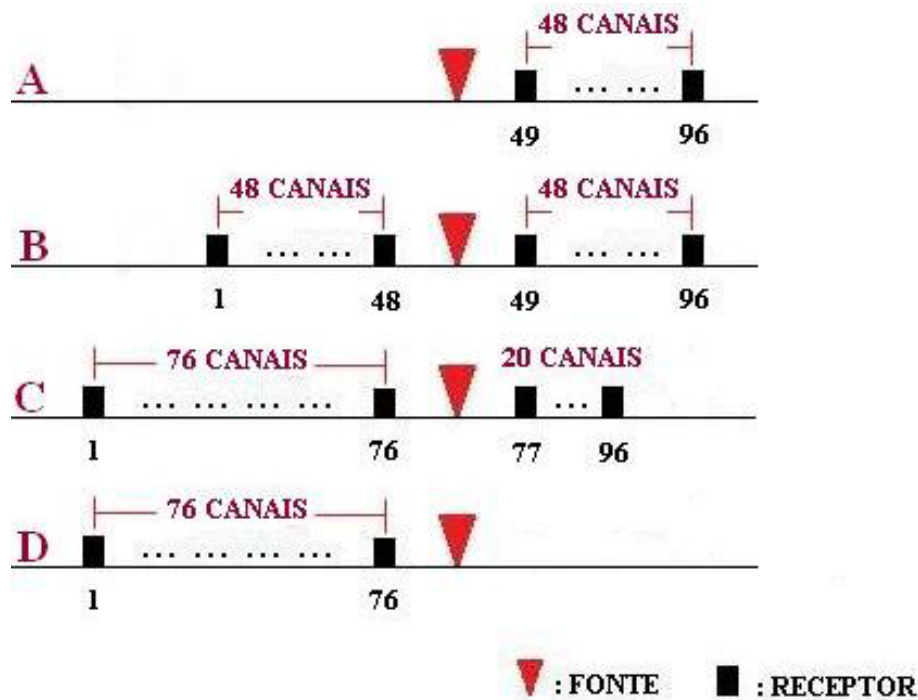


Figura 2.7 – Desenho esquemático do arranjo da linha 204-RL-239. A: Arranjo assimétrico conhecido como “end-on” com apenas 48 canais ligados à direita da fonte. B: Arranjo simétrico com 48 canais ligados em ambos os lados da fonte. C: Arranjo assimétrico com 20 canais à direita da fonte e 76 canais à esquerda da fonte. D: Arranjo do tipo “end-on” com 76 canais ligados à esquerda da fonte.

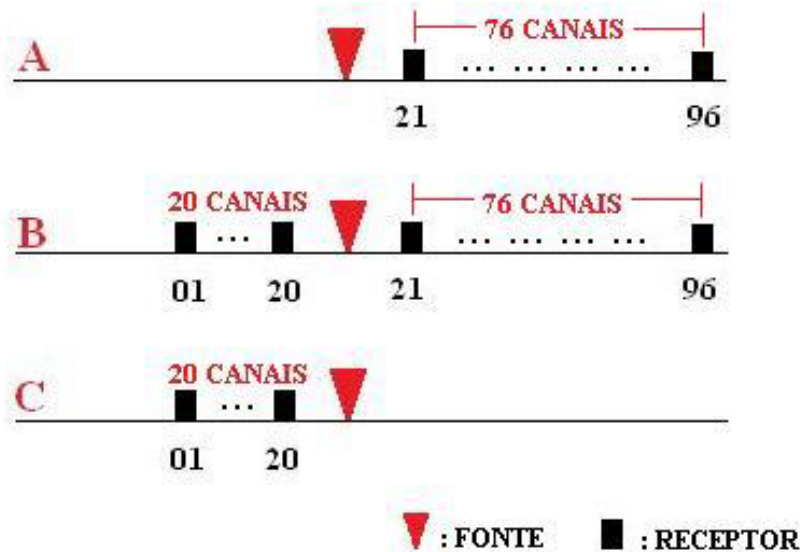


Figura 2.8 – Desenho esquemático do arranjo da linha 204-RL-247. A: Arranjo conhecido como “end-on” com apenas 76 canais ligados à direita da fonte. B: Arranjo com 20 canais ligados à esquerda da fonte e 76 à direita. C: Arranjo do tipo “end-on” com 20 canais ligados à esquerda.

3. ETAPAS DO PROCESSAMENTO SÍSMICO

O presente capítulo destaca o conjunto de tratamentos promovidos sobre os dados sísmicos após a aquisição. O texto foi organizado de forma que favorecesse o entendimento sistemático a respeito dos dois importantes grupos do processamento sísmico convencional: o **pré-processamento** e o **processamento avançado**. O termo “convencional” empregado define uma organização de etapas rotineiramente utilizadas na indústria, onde o primeiro grupo refere-se às etapas obrigatórias de preparação do dado e aplicação de técnicas mais simples para o tratamento do sinal, e o segundo agrupa as técnicas mais sofisticadas como a análise de velocidade, empilhamento CMP e migração pós-empilhamento em tempo.

A prática de um fluxograma padrão de processamento não existe, o importante para um bom processamento é desenvolver as etapas sempre de forma coerente com as particularidades da área investigada. Sendo assim, faz-se importante expor que não foi aplicada a correção estática durante o pré-processamento, uma vez que o terreno onde as linhas sísmicas estão localizadas é plano. Também não foi utilizada a correção DMO (*Dip Moveout*) no processamento avançado, sob a justificativa de que os refletores apresentam caráter sub-horizontais ou pouca presença de inclinações íngremes.

A seguir, inicia-se a apresentação resumida de todas as etapas aplicadas às linhas sísmicas da Bacia do Tacutu, tanto na parte teórica como na execução do processo no *software* utilizado.

3.1 PRÉ-PROCESSAMENTO

O pré-processamento tem como objetivo organizar os dados vindos da aquisição e identificar os problemas capazes de comprometer a qualidade dos resultados. Nesta fase, o processador faz, primeiramente, a visualização de todo o sismograma, reconhecendo os

padrões de arranjo do dado e verificando a existência de comportamentos indesejados como: traços ruidosos, traços com polaridade invertida, anomalias de amplitude etc. É indispensável, também, que disponha de treinamento adequado sobre a ferramenta utilizada, a fim de tratar os problemas da forma mais eficiente possível.

Nessa primeira etapa do processamento, alguns fatores acarretaram um extenso trabalho sobre os dados da Bacia do Tacutu. O padrão assimétrico dos arranjos dos receptores favoreceu longos ajustes durante a montagem da geometria, enquanto que a existência de traços muito ruidosos e/ou contendo amplitudes anômalas exigiu um minucioso procedimento de edição para a minimização da energia indesejável na fase de processamento avançado.

Todos os processos desenvolvidos neste item foram realizados utilizando-se o *software* PROMAX© desenvolvido pela Landmark Graphics Corporation. Este pacote dispõe de ferramentas que organizam fluxogramas contendo todos os processos desejados para cada etapa do processamento.

Na seqüência de pré-processamento utilizada durante o trabalho (Figura 3.1) encontram-se os seguintes processos: leitura dos dados, edição, construção da geometria, correção da amplitude em virtude da divergência esférica, aplicação do filtro f-k para mitigação do *ground roll* e deconvolução.

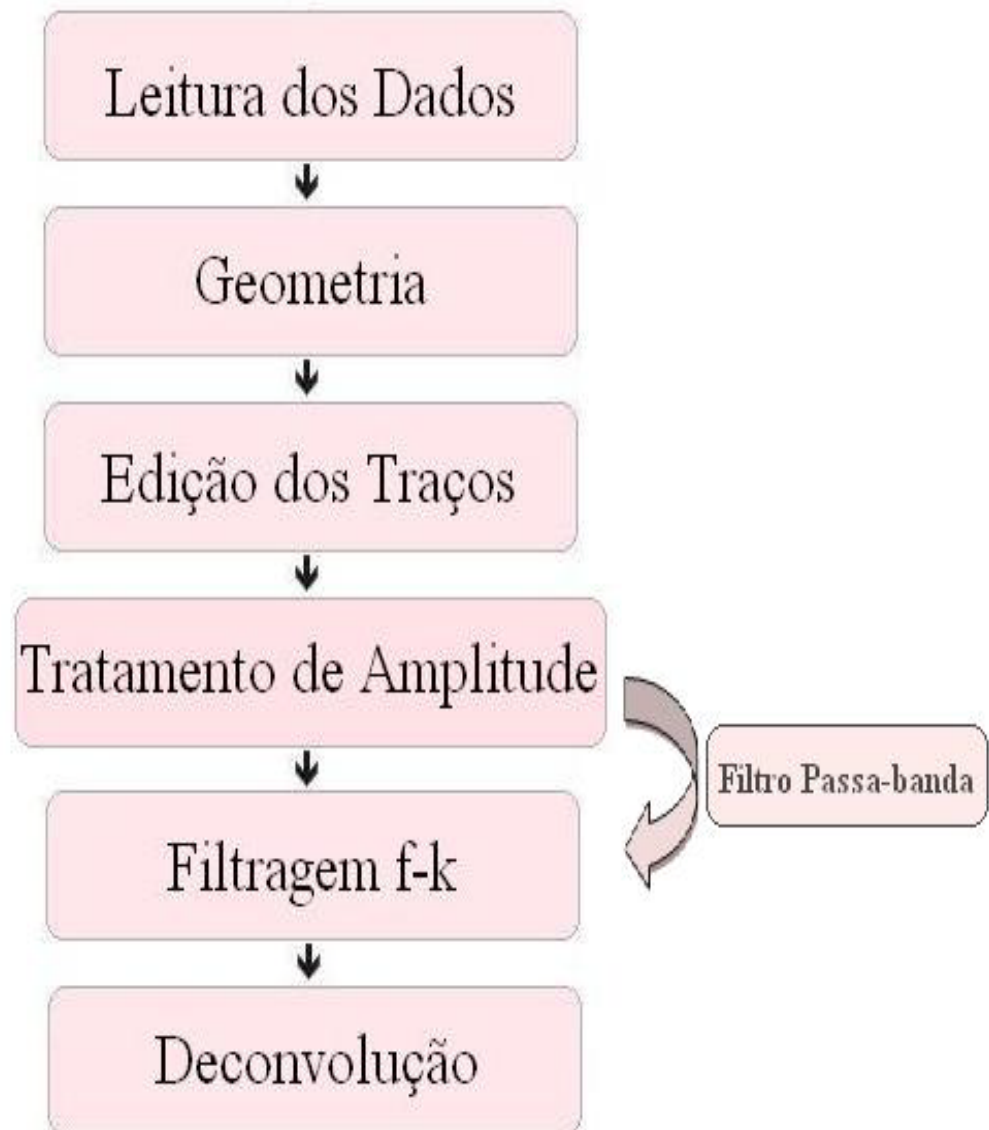


Figura 3.1 – Fluxograma das etapas de pré-processamento desenvolvidas durante o trabalho.

3.1.1 Leitura dos Dados

Antigamente, os dados eram gravados em forma multiplexada (cada traço constituído por amostras de todos os receptores) e deviam ser demultiplexados (cada traço sísmico composto pelas amostras de um único receptor) antes de dar início ao processamento.

Atualmente, os dados já são gravados em formato demultilexado, necessitando apenas de leitura.

Durante o processo de gravação dos dados sísmicos, deve-se seguir os padrões estabelecidos pela SEG (*Society Exploration Geophysics*) e promover a criação de fitas ou CD-ROM nos formatos SEG-Y ou SEG-D, hoje em dia, os mais empregados na indústria do petróleo.

Os dados sísmicos de reflexão da Bacia do Tacutu utilizados no presente trabalho já haviam sido, devidamente, demultiplexados e gravados em SEG-Y. O formato SEG-Y foi revisto pela última vez em 2001 e, desde então, seu formato padrão é constituído por 3 “headers” (cabecinhos do traço sísmico): *header* EBCDIC com 3200 bytes; *header* binário de 400 bytes; *header* de cada traço com 240 bytes.

A fim de iniciar a primeira etapa do pré-processamento, o cartão de leitura do aplicativo ProMAX© parte com a conversão do formato do dado em SEG-Y para o formato interno do *software*, viabilizando os subsequentes processos de tratamento dos dados.

3.1.2 Geometria

A etapa da geometria é simplesmente a organização do padrão definido durante a aquisição para o posicionamento das fontes e dos receptores em suas devidas coordenadas geográficas. Trata-se de um dos processos mais importantes, pois qualquer erro durante a organização das coordenadas pode implicar em perdas nas demais etapas do processamento, inviabilizando uma correspondência coerente entre a seção produzida e o padrão das estruturas em subsuperfície.

O processador recebe, junto aos dados, um relatório de campo e um arquivo com as coordenadas, onde estão presentes todas as informações importantes para a montagem da geometria. Tais informações devem ser trabalhadas de forma que ao carregar a geometria,

cada traço sísmico tenha um “*header*” contendo o posicionamento XYZ de seu receptor, da fonte utilizada para o registro sísmico, do ponto médio comum e o seu offset correspondente.

Durante a construção da geometria com o aplicativo ProMAX© foi utilizado o módulo para linhas bidimensionais terrestres, “2D Land Geometry Assignment”. Dessa opção, surge o painel principal exposto na Figura 3.2 com cinco itens que devem ter suas tabelas ou lacunas preenchidas: Setup; Receivers; Sources; Patterns; Bin. O preenchimento deve seguir as informações provenientes do relatório de campo ou relatório do observador.

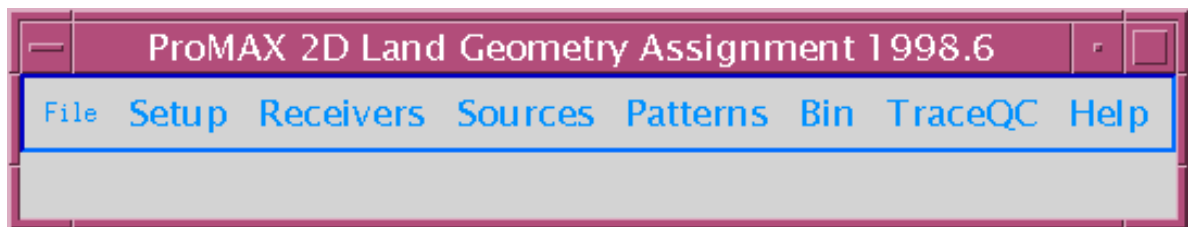


Figura 3.2 – Painel principal para a montagem da geometria de dados terrestres.

As tabelas 3.1 e 3.2, a seguir, trazem os principais parâmetros de aquisição de cada linha analisada neste trabalho, os quais são indispensáveis para a montagem do painel da geometria citado acima.

PARÂMETROS DE AQUISIÇÃO	
Linha	204-RL-239
Extensão	31,5 km
Lanço Geral	2450-100 x 100-2450 3850-100 x 100-1050
Arranjo dos Canais	0-▲-49-96 1-48-▲-49-96 1-76-▲-77-96 1-76-▲-0
Número de Canais	96
Cobertura	4800 %
Tempo de Registro	4 segundos
Profundidade de Carga	2 m
Intervalo entre Estações	50 m
Intervalo entre Pontos de Tiro	50 m

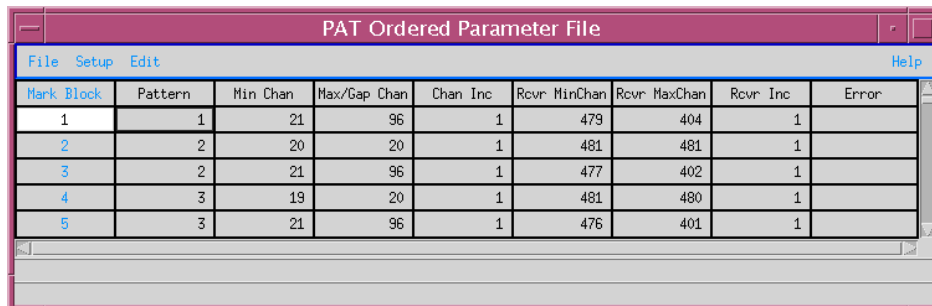
Tabela 3.1 – Parâmetros de aquisição da linha sísmica 204-RL-239.

PARÂMETROS DE AQUISIÇÃO	
Linha	204-RL-247
Extensão	28,5 km
Lanço Geral	1050-100 x 100-3850
Arranjo dos Canais	0-▲-21-96 1-20-▲-21-96 1-20-▲-0
Número de Canais	96
Cobertura	4800 %
Tempo de Registro	4 segundos
Profundidade de Carga	2 m
Intervalo entre Estações	50 m
Intervalo entre Pontos de Tiro	50 m

Tabela 3.2 – Parâmetros de aquisição da linha sísmica 204-RL-247.

Dentre todo esse processo, uma janela ganha destaque. A planilha do “*pattern*”, mostrado na Figura 3.3, deve ser preenchida seguindo, rigorosamente, as variações do lançamento contidas no relatório do observador, uma vez que, durante a aquisição, a relação entre os receptores e os canais de registro pode variar significativamente.

Conforme foi visto na descrição dos dados (Figuras 2.7 e 2.8), o arranjo sofre modificações nos dois extremos da linha. Essa característica deve ser informada durante a montagem da geometria, admitindo um *pattern* para a organização dos canais “vivos” (ligados) do lado esquerdo da fonte, e outro *pattern* para o lado direito (sempre nessa ordem), daí a repetição de números identificada na segunda coluna da planilha abaixo. Juntamente com a organização do arranjo, devem-se associar as estações receptoras correspondentes ao primeiro e ao último canais “vivos”, é o que propõem a sexta e sétima coluna, respectivamente.



Mark	Block	Pattern	Min Chan	Max/Gap Chan	Chan Inc	Rcvr MinChan	Rcvr MaxChan	Rcvr Inc	Error
1		1	21	96	1	479	404	1	
2		2	20	20	1	481	481	1	
3		2	21	96	1	477	402	1	
4		3	19	20	1	481	480	1	
5		3	21	96	1	476	401	1	

Figura 3.3 – Tabela dos três primeiros padrões de tiro da linha 204-RL-247.

3.1.3 Edição dos traços

Os traços ruidosos comprometem diretamente a qualidade da seção processada, logo devem ser o quanto antes eliminados. A etapa de edição de traços é, normalmente, realizada

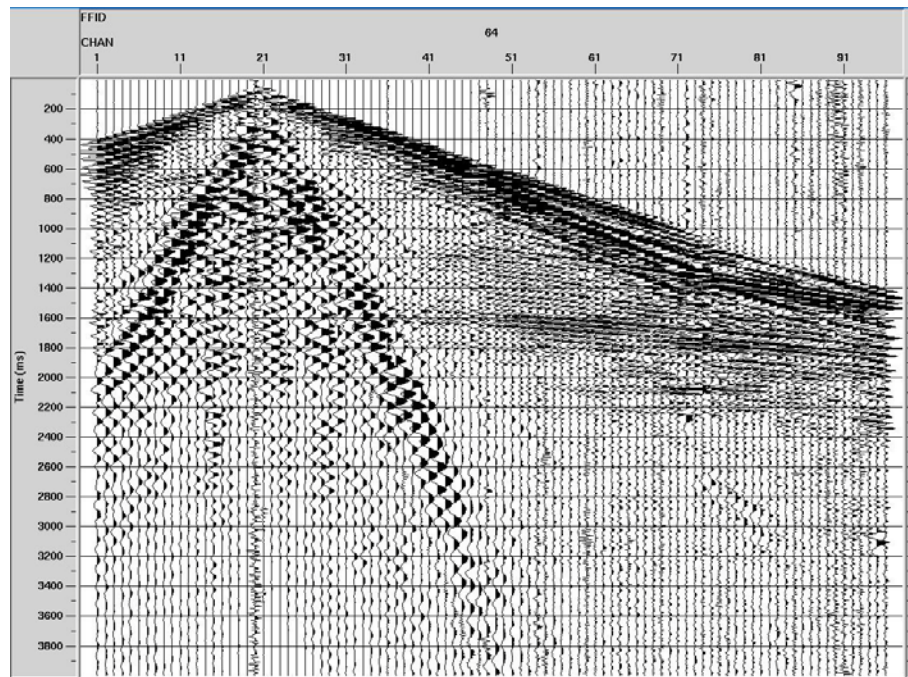
logo após o carregamento da geometria e tem como finalidade principal a análise e eliminação dos traços ruidosos e/ou anômalos.

Os principais alvos editados num sismograma são: traços de amplitude zero (“mortos”), que ocorrem com o desligamento do geofone; traços com ruídos aleatórios diretamente relacionados ao mau acoplamento dos geofones; traços contaminados por ruído transiente, ou seja, aquele causado por movimentações de veículos, animais ou pessoas próximas ao cabo do arranjo; traços com polaridade invertida etc.

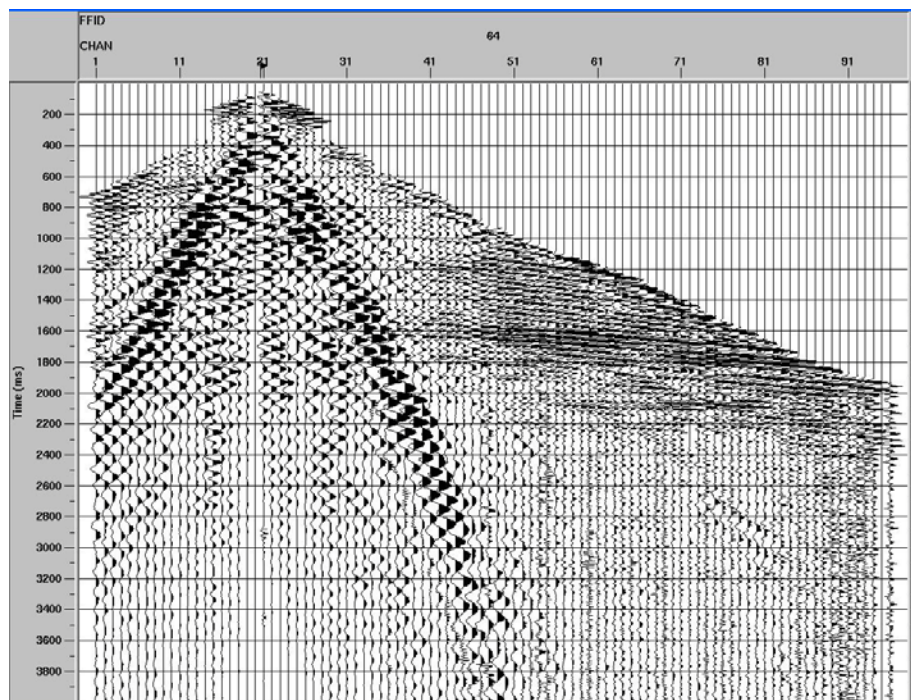
Para um eficiente resultado, foram aplicadas sobre os dados da bacia duas técnicas manuais de edição: “*trace kill*” e “*surgical mute*”. A primeira corresponde à eliminação brusca e total de um traço sísmico muito ruidoso ou danificado. Já a outra, como a própria denominação faz menção, proporciona um silenciamento (*mute*) cirúrgico de zonas alvo, suprimindo porções bem delimitadas que contêm amplitudes anômalas.

Outra técnica de *mute* que não faz parte da edição, mas é aplicada para todo dado terrestre, foi realizada logo após as eliminações descritas acima. O “*mute* das primeiras quebras” corresponde à delimitação e exclusão das primeiras chegadas de energia nos diferentes geofones. Para um geofone próximo à fonte, a primeira energia de onda que chega viaja aproximadamente ao longo da linha reta que parti da fonte; para um geofone mais distante, a primeira que chegada é uma “*head wave*” refratada na base da camada de baixa velocidade (SHERIFF; GELDART, 1995). Esses eventos são normalmente tão fortes que têm de ser excluídos do empilhamento para evitar a degradação da qualidade das reflexões rasas.

As técnicas de edição e de *mute* das primeiras quebras não são processos instantâneos, sendo assim, é gerado e armazenado um arquivo com todas as áreas a serem eliminadas. Ao final da seleção, aplicam-se as correções aos dados, sendo possível iniciar com maior segurança as próximas etapas. A Figura 3.4 ilustra de forma significativa os efeitos das técnicas desenvolvidas nessa etapa em uma família de tiro comum.



(a) Registro anterior aos processos de edição e *mute* das primeiras quebras.



(b) Registro posterior aos processos de edição e *mute* das primeiras quebras.

Figura 3.4 – Registro 64 da linha sísmica 204-RL-247 antes (a) e depois (b) do *mute* e da edição dos traços ruidosos e/ou com anomalias de amplitude.

Deve-se levar em conta que ao eliminar traços a cobertura acaba por ser diminuída. Portanto, o processador deve ter o máximo de cuidado para que não haja perda demasiada de informação em virtude de uma eliminação equivocada.

3.1.4 Tratamento de Amplitude

A correção de amplitude dos traços sísmicos é um procedimento utilizado contra os fatores que contribuem para a perda de energia e atenuação do sinal: divergência esférica ou espalhamento geométrico e perdas por absorção.

O espalhamento geométrico refere-se à atenuação da amplitude do sinal pela expansão da frente de onda sísmica conforme sua propagação em subsuperfície. Tal afirmação pode ser justificada pelo fato da amplitude (A) da onda sísmica ser proporcional à raiz quadrada da densidade ou intensidade de energia (ρ) e esta última, conforme a lei da conservação da energia, ser inversamente proporcional ao quadrado do raio da frente de onda (r).

$$A \propto \sqrt{\frac{1}{r^2}} \quad (3.1)$$

$$\rho \propto \frac{1}{r^2} \quad (3.2)$$

Quando se compara um modelo estratificado de camadas com velocidades constantes e um meio homogêneo, nota-se que a frente de onda propagante no primeiro meio sofre um aumento maior que no segundo, ocasionando, também, um aumento superior da área de espalhamento da energia. Logo, as perdas de amplitude do sinal sísmico para um modelo como o da subsuperfície da Terra são maiores que aquelas observadas em um meio com uma única velocidade constante.

As perdas por absorção também promovem a atenuação da densidade de energia da onda sísmica e está relacionado à transformação de energia ondulatória em calor. O efeito é similar ao da divergência esférica, a principal diferença é que nas perdas por absorção ocorre

também uma perda gradual das frequências mais altas e, conseqüentemente, uma diminuição da resolução.

3.1.5 Pré-filtragem e filtragem f-k

A filtragem no domínio da frequência é um método bastante requisitado, visto sua simplicidade e rapidez quanto à melhora na razão sinal-ruído do dado. Isso é possível graças ao uso de uma ferramenta matemática conhecida como *Transformada de Fourier*, capaz de transformar um conjunto de dados no domínio do tempo para o domínio da frequência.

A **pré-filtragem** tem como objetivo básico limitar uma banda de frequência com o intuito de remover dos traços as frequências muito baixas associadas aos eventos superficiais de alta energia, bem como as frequências muito altas originadas por fontes de interferência, como redes de alta tensão. Para tanto, analisa-se a porção do sismograma com maior probabilidade de aparecimento dos refletores e estima-se a banda de frequência correspondente a esses eventos. Posteriormente, as frequências fora do intervalo de interesse são excluídas por um filtro passa-banda.

A seguinte ilustração identifica bem o momento de seleção da banda de frequência dos refletores que continuará a ser trabalhada. O retângulo azul sobre o registro identifica a região conhecida pelo processador como aquela de maior probabilidade para o aparecimento dos eventos de reflexão. A aplicação da Transformada de Fourier Direta gera os espectros de amplitude (vermelho) e de fase (azul), de modo que é uma observação detalhada sobre o espectro em vermelho que nos possibilita determinar a banda de frequência que deve ser preservada. Assim, as frequências representativas para o sinal mostraram-se no intervalo entre 12 e 55 Hz.

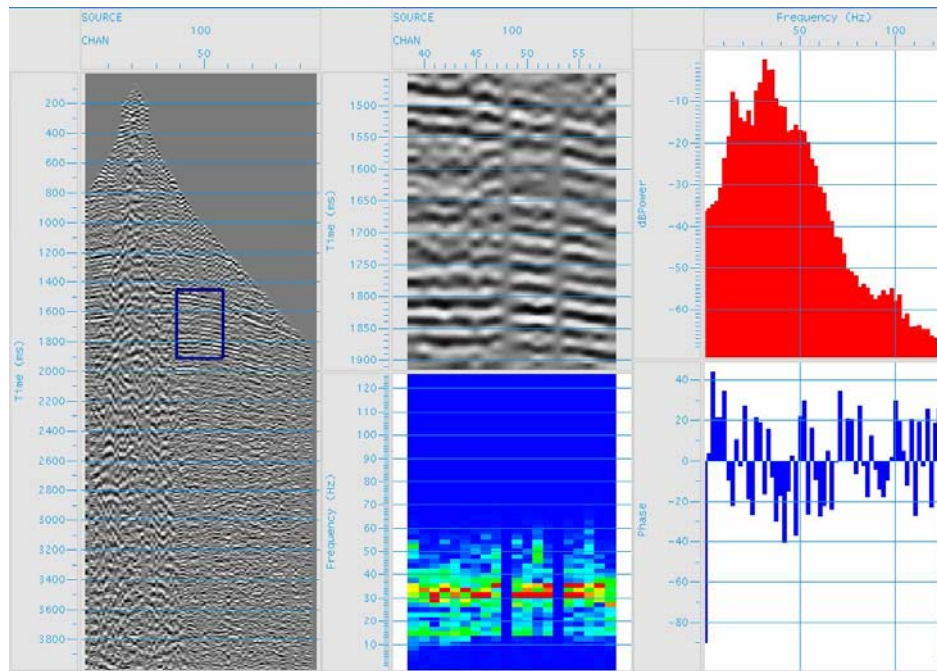


Figura 3.5 – Análise espectral de um dos registros da linha 204-RL-247 para a escolha da banda de frequência correspondente aos eventos de reflexão. O retângulo azul sobre o registro identifica a região padrão para a seleção da banda de frequência que deve ser preservada. O espectro em vermelho mostra que o sinal apresenta frequências, aproximadamente, entre 12 e 60 Hz.

A **filtragem f-k** também é um mecanismo utilizado para remover frequências indesejáveis, só que de eventos coerentes com uma determinada velocidade. Durante esse processo a Transformada de Fourier aplicada sobre os dados no domínio do tempo gera um painel com as diferentes densidades de energia a partir da decomposição do campo de onda nas componentes frequência e número de onda. A eficácia dessa filtragem está diretamente relacionada à capacidade que ela tem de distinguir entre as frequências do sinal e do ruído.

A seguir são destacadas as Transformadas de Fourier Direta (TFD) e Inversa (TFI) que possibilitam o processo de identificação das frequências referentes ao ruído, as quais devem ser excluídas dos dados.

$$U(\omega, k) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} u(x, t) e^{i(\omega t - kx)} dt dx \quad (\text{TFD})$$

$$u(x, t) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} U(\omega, k) e^{-i(\omega t - kx)} d\omega dk, \quad (\text{TFI})$$

onde $U(\omega, k)$ é a Transformada de Fourier 2D de $u(x, t)$. Na sismica de reflexão esta é conhecida como transformada f-k.

A Figura 3.6 ilustra de forma simples como é feita a distinção entre as freqüências do sinal (verde) e do ruído (vermelho) nas coordenadas freqüência e número de onda após a utilização da TFD sobre os dados sísmicos no domínio do tempo.

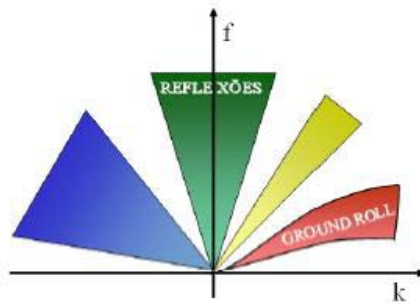


Figura 3.6 - Gráfico da decomposição do sinal após a transformada f-k
Fonte: Modificado de Strobbia (2003)

O filtro f-k é muito utilizado para atenuar ruídos coerentes de reflexão sísmica, particularmente, o *ground roll*, que ocorre nos dados sísmicos terrestres e está relacionado às ondas superficiais do tipo Rayleigh que ocorrem principalmente nas camadas de intemperismo. Tal ruído, também chamado ruído de rolamento e identificado na Figura 3.6, tem como principais características a alta amplitude, as baixas freqüências e a baixa velocidade de propagação. Sua eliminação é imprescindível, visto que mascara as reflexões de interesse, prejudicando seriamente a razão sinal/ruído dos sismogramas e, assim, a interpretação das linhas sísmicas.

A análise de f-k no ProMAX© é realizada através da escolha dos limites de corte do ruído sobre o espectro. Nessa circunstância, dois filtros podem ser utilizados para a eliminação da porção contaminada do espectro: “filtros em leque” ou polígonos elaborados de forma arbitrária. Durante a elaboração desta etapa o *ground roll* foi submetido à filtragem pelo último método citado, de onde provém o gráfico abaixo com a definição do polígono delimitador do ruído. A figura representa o momento da análise das diferentes densidades de

energia (janela colorida) contidas no dado sísmico, de modo que a geometria do polígono é definida a partir de um mecanismo do próprio *software* capaz de identificar, claramente, as porções do painel com as frequências pertencentes ao ruído.

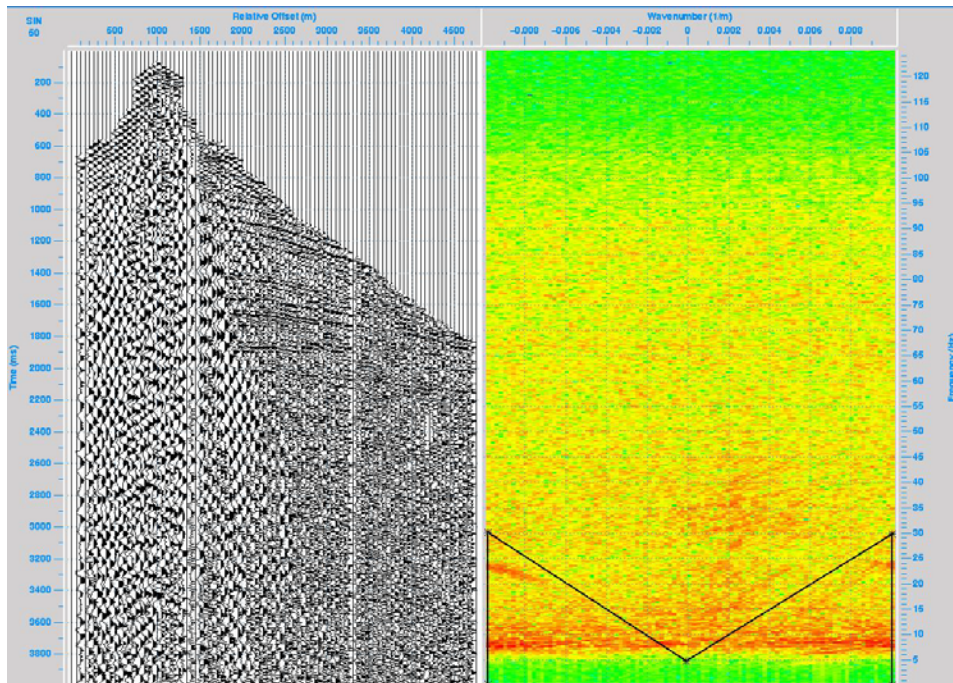


Figura 3.7: Polígono que define os limites de corte do filtro f-k.

3.1.6 Deconvolução

A deconvolução é uma das principais etapas do processamento sísmico convencional, tendo como objetivo o aumento da resolução temporal ou vertical dos traços sísmicos através da compressão do pulso que acaba por ressaltar as reflexões proeminentes e distinguir unidades estratigráficas delgadas. Logo, esse processo é de extrema importância para a atenuação das reflexões múltiplas e a remoção de parte das reverberações.

A deconvolução surge como uma ferramenta muito eficiente para o resgate da resposta da Terra ao impulso ou função refletividade, componente de máximo interesse na elaboração

de um imageamento sísmico de qualidade. A idéia básica desse processo é a estimativa do filtro inverso, o qual é convolvido com o pulso sísmico básico originando um impulso. Dessa forma, o filtro deve ser capaz de fornecer a resposta impulsional da terra quando aplicado ao traço sísmico.

O traço sísmico é considerado como o resultado de uma seqüência de efeitos introduzidos por um processo natural de convolução. Ele é comumente representado pela equação do modelo convolucional mostrada abaixo, onde o traço sísmico é nada mais que o resultado da convolução entre o pulso gerado pela fonte em superfície e a resposta impulsional da Terra mais a componente ruído.

$$x(t) = f(t) * \epsilon(t) + \eta(t) \quad (3.3)$$

onde, $x(t)$ = traço sísmico ou registro, $f(t)$ = pulso sísmico, $\epsilon(t)$ = resposta impulsional da Terra ou função refletividade, $\eta(t)$ = ruídos e $*$ = sinal representativo de convolução.

O modelo convolucional para o sismograma registrado é proposto sob algumas hipóteses (YILMAZ, 1978), tais como:

- A Terra é composta por camadas horizontais de velocidade constante;
- A fonte gera uma onda plana longitudinal (P) que atinge as camadas em subsuperfície com incidência normal.
- A forma da onda da fonte não muda durante sua propagação em subsuperfície, não se considerando o decaimento da amplitude pelos efeitos de atenuação; a onda é dita estacionária;
- A forma da onda da fonte é conhecida;
- A componente ruído é considerada desprezível;
- A refletividade é um processo aleatório.

Conforme Yilmaz (1987), quando a deconvolução é realizada conhecendo-se a assinatura da fonte ($f(t)$), o procedimento é dito determinístico. Já para o caso em que o pulso da fonte é desconhecido, o filtro é estimado de modo estatístico.

Neste trabalho, o método empregado foi o estatístico. Para o cálculo do operador ou filtro elaboraram-se duas janelas temporais, uma para cada linha estudada, capazes de englobar as porções dos sismogramas de maior interesse, ou seja, aquelas de maior probabilidade no aparecimento dos eventos de reflexão. Após a determinação do intervalo de tempo compreendido pelas janelas, foi possível escolher o tamanho do operador mais adequado para a aplicação do processo de deconvolução.

3.1.7 Dados Pré-Empilhamento

Ao final de todas as metodologias aplicadas durante o pré-processamento, é possível visualizar com maior nitidez os eventos de reflexão nos registros, bem como a diminuição significativa da área de abrangência do ruído coerente. Nas figuras abaixo podemos verificar a eficácia dos processos desenvolvidos até então.

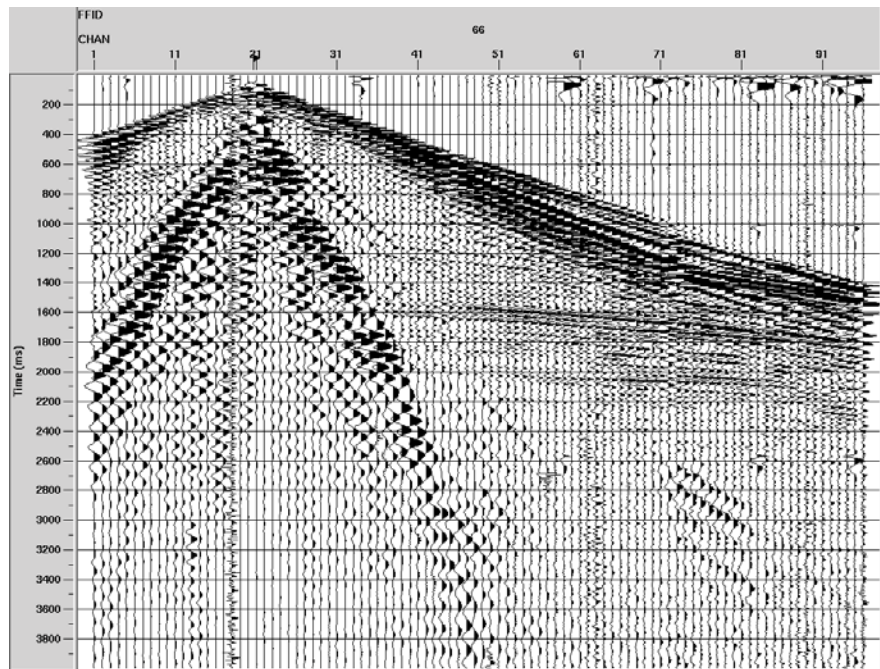


Figura 3.8 – Registro apenas com geometria.

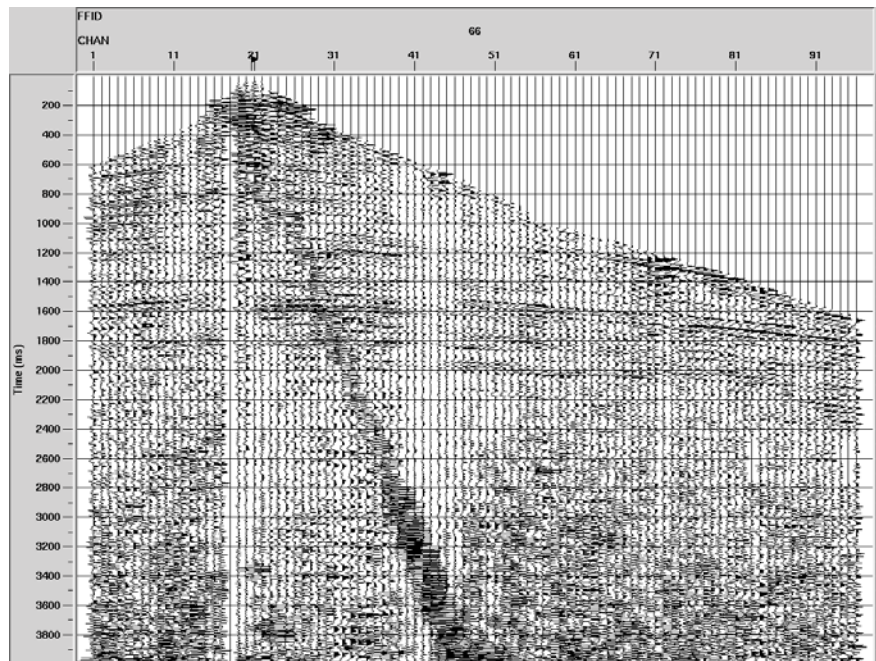


Figura 3.9 – Registro anterior depois de aplicados as edições, o tratamento de amplitude, o balanceamento espectral, o filtro f-k e a deconvolução.

3.2 PROCESSAMENTO AVANÇADO

A fase de processamento sísmico avançado é caracterizada por técnicas mais sofisticadas como a análise de velocidade, que estima as velocidades das camadas em subsuperfície, e a migração, que tenta corrigir o posicionamento dos refletores nas seções sísmicas.

Para o início dessa etapa é necessário que os dados pré-processados organizados em famílias de tiro comum (CS) (Figura 3.10 - a) sejam reorganizados em famílias de ponto médio comum (CMP – “*commom midpoint*”) (Figura 3.10 - b). O CMP consiste no método em que cada ponto amostrado sobre o refletor localiza-se na mediana entre uma fonte e seu respectivo receptor, razão pela qual recebe essa denominação. Isso é possível graças à técnica de aquisição CDP (“*commom depth point*”) onde a fonte sofre um deslocamento constante tal que a maioria dos pontos do refletor pode ser iluminada mais de uma vez, o que é conhecido como **cobertura múltipla**.

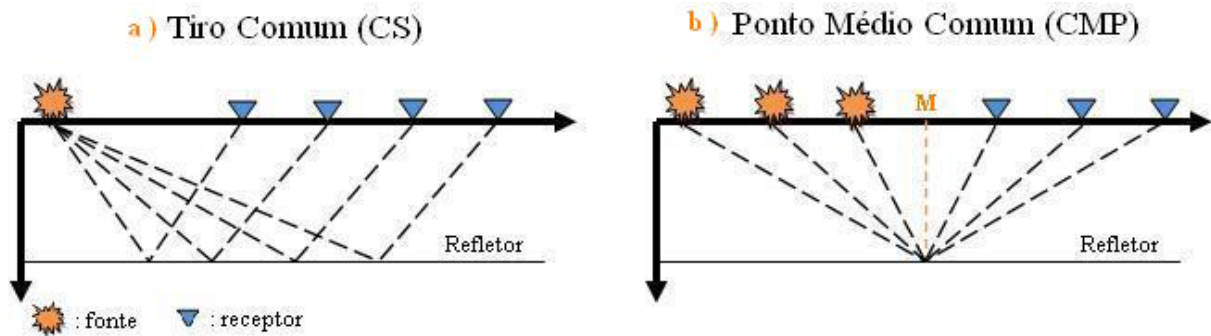


Figura 3.10 – Esquema das configurações Tiro Comum (a) e CMP (b) com M identificando o ponto médio entre a fonte e seu respectivo receptor. Um CMP corresponde a um CDP em casos de camadas planas horizontais.

A fim de promover uma verificação preliminar da eficiência dos filtros e das correções até agora aplicados, o processamento avançado pode ser iniciado com a elaboração de uma seção empilhada bruta (*brute stack*). Para tanto, foi elaborado uma análise de velocidade

preliminar (pouco detalhada) para a correção de NMO e posterior empilhamento. A seqüência das etapas desenvolvidas nessa fase é representada pelo fluxograma abaixo.



Figura 3.11 – Fluxograma das etapas de processamento avançado desenvolvidas durante o trabalho.

3.2.1 Análise de Velocidade e Correção NMO

A análise de velocidade é um tratamento aplicado aos dados sísmicos para se obter as velocidades mais apropriadas para a correção de NMO (*normal moveout*). Essa etapa encontra-se, intimamente, vinculada ao sucesso do processamento, uma vez que a qualidade da seção sísmica empilhada depende, diretamente, do grau de precisão das velocidades de empilhamento (V_{stack}) determinadas. O processo consiste basicamente na determinação da velocidade que melhor horizontaliza cada uma das reflexões presentes numa família CDP.

Uma família CDP, conforme visto anteriormente, comporta informações sobre reflexões advindas de um ponto sobre um mesmo refletor. Contudo, os tempos de chegada das reflexões com maiores afastamentos fonte-receptor sofrem um atraso significativo que precisa ser corrigido, afim de que cada reflexão encontre coerência traço a traço, ou seja, horizontalizem-se (Figura 3.12). E isso só é possível quando a função velocidade inerente ao grupo de traços CDP é conhecida.

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

$$\Delta t = t_r - t_0 \quad (3.4)$$

$$\Delta t = \sqrt{t^2 + \frac{x^2}{(V_{stack})^2}} - t_0 \quad (3.5)$$

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

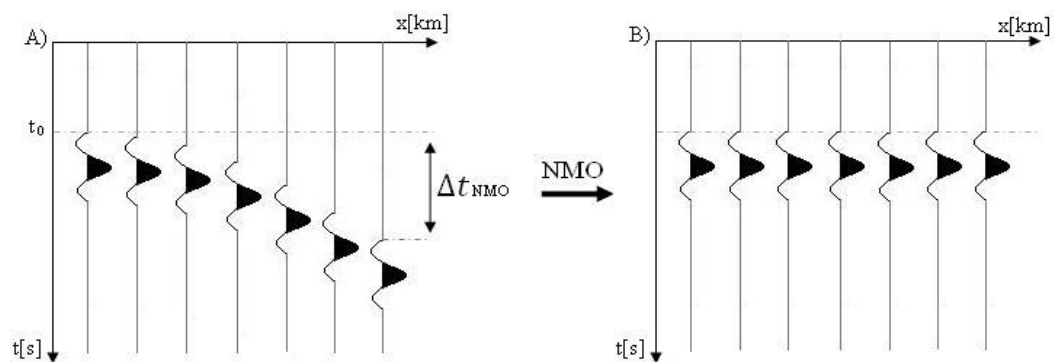


Figura 3.12 – Efeito da correção de NMO. A) Família CMP antes da correção; B) Mesma família CMP após a correção.

Fonte: Adaptado de Yilmaz (1987).

Normalmente, a análise de velocidade é desenvolvida quantas vezes forem preciso para que se obtenha um refinamento no modelo de velocidade. No presente trabalho não foi diferente, tendo essa etapa sido desenvolvida duas vezes: uma análise de velocidade

preliminar para a confecção da seção *brute*; uma segunda análise de velocidade mais detalhada e, posteriormente, suavizada para a construção da seção empilhada final.

A forma para estimativa da velocidade de NMO sobre as famílias CDP's utiliza o espectro de velocidade determinado por medidas de coerência (*semblance*) (YILMAZ, 1987). O *semblance*, ou *similaridade*, é a medida de coerência mais usada para dados sísmicos, representando uma medida da razão entre a energia do sinal sísmico após a somatória dos traços sísmicos e a energia de todos os traços envolvidos na somatória:

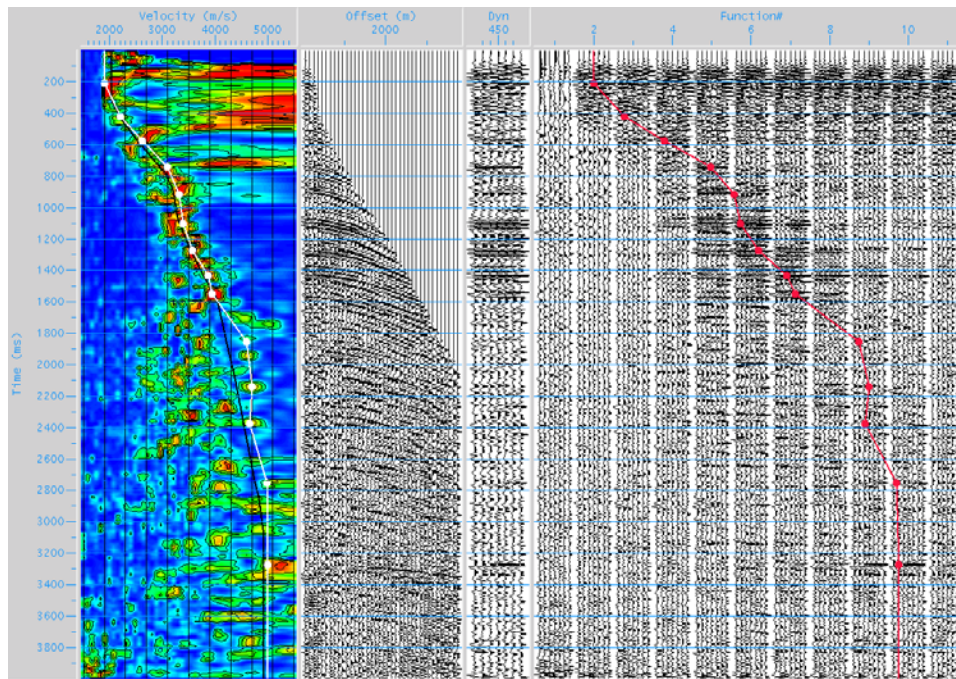
$$S = \frac{\sum_t (\sum_{i=1}^M U_{i,t(i)})^2}{M \sum_t \sum_{i=1}^M U_{i,t(i)}^2}, \quad (3.6)$$

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

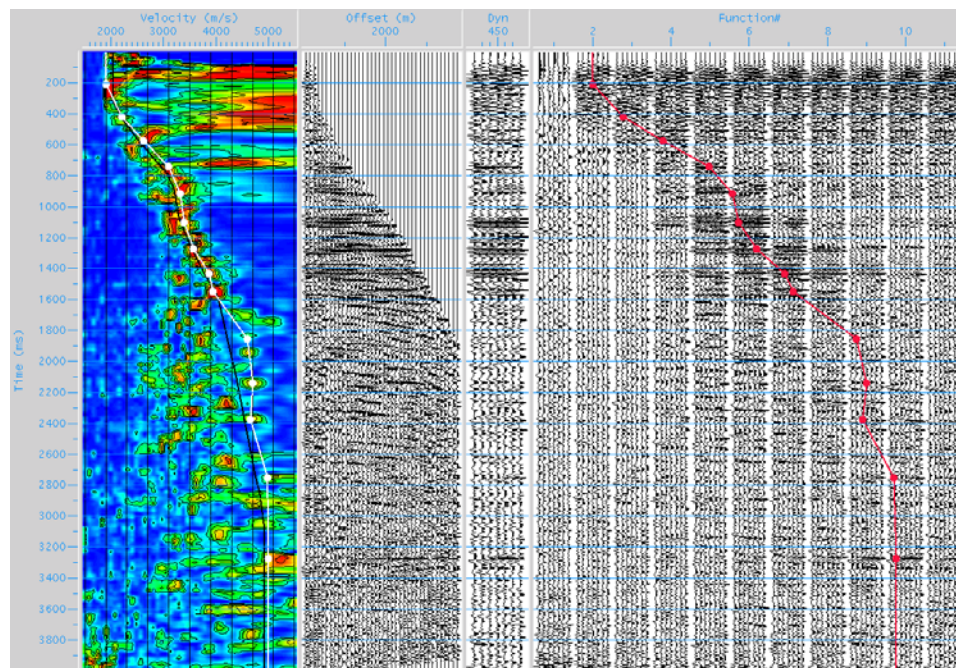
O ProMAX© apresenta um ambiente de trabalho interativo e uma interface amigável, de modo que se consegue gerar, facilmente, um painel de tempo com o espectro de velocidade identificando as porções de maior coerência do sinal (porções em vermelho). No mesmo painel, é mostrada ainda a família CDP correspondente a esse espectro, com as trajetórias hiperbólicas dos eventos de reflexão.

As escolhas pelas velocidades de empilhamento seguem o padrão de máxima coerência e podem ser realizadas, simultaneamente, com a visualização do efeito da correção de NMO sobre os refletores. Essa ferramenta possibilita que o processador diminua suas chances de erro durante os *peaks* (pontos de seleção) de velocidade.

A Figura 3.13 mostra o espectro de velocidade de uma família CDP. Em (a), os eventos ainda encontram-se na forma hiperbólica, enquanto que em (b) a correção de NMO horizontaliza os mesmos eventos.



(a) Exemplo de análise de velocidade.



(b) Exemplo de análise de velocidade com o efeito da correção de NMO sobre os refletores.
 Figura 3.13 – Análise de velocidade sobre o CDP 450 da linha 204-RL-247.

Os *peaks* de velocidades selecionados para cada família CDP geram a função velocidade, e a interpolação das funções de velocidade dos CDP's gera um perfil conhecido como macro-modelo de velocidade. Desse modo, foram construídos os modelos de velocidade tanto para a seção *brute* como para a seção empilhada final. Visto que a primeira objetivava apenas um controle de qualidade das etapas de pré-processamento, a precisão de sua análise de velocidade foi bastante inferior a seção final. A análise final para as duas linhas trabalhadas foi realizada utilizando o intervalo de cinquenta em cinquenta CDP's, enquanto que a análise preliminar contou com o intervalo de cem em cem CDP's.

Os macro-modelos finais de velocidades das linhas sísmicas 204-RL-239 e 204-RL-247 são ilustrados nas Figuras 3.14 e 3.15, respectivamente. Estes modelos foram refinados e, posteriormente, suavizados para serem utilizados nas etapas de empilhamento e migração. Os modelos suavizados correspondentes aos respectivos modelos das linhas citadas acima estão representados nas Figuras 3.16 e 3.17.

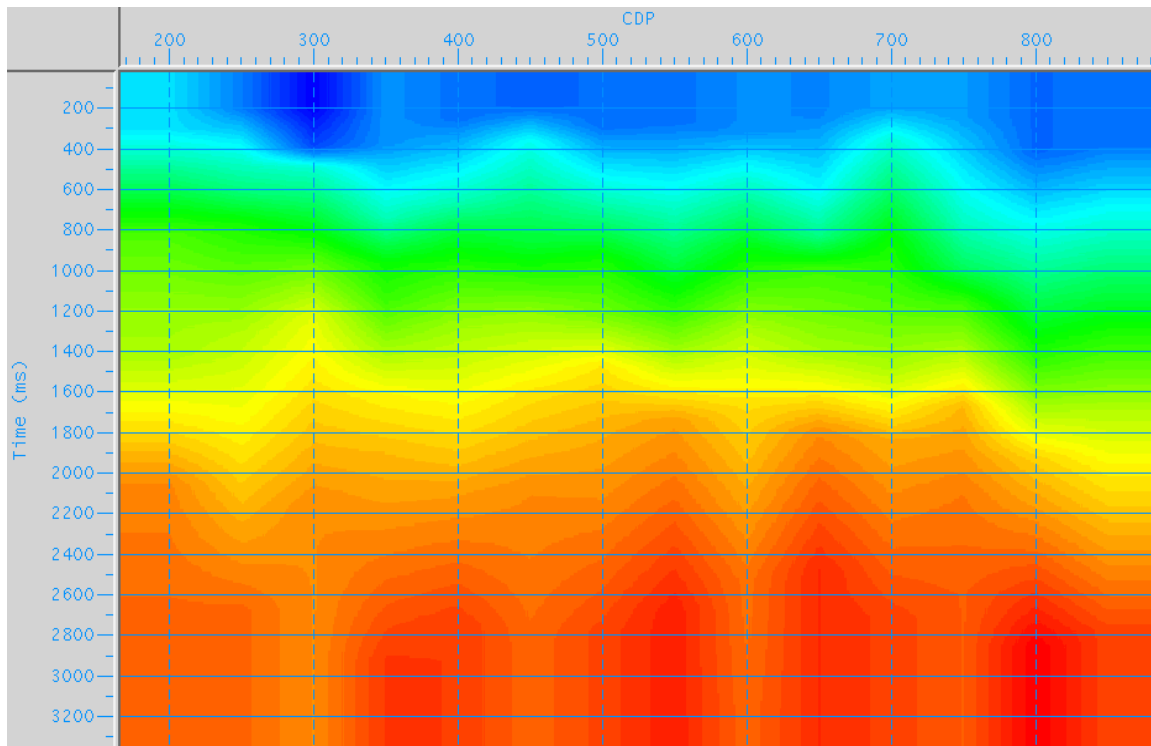


Figura 3.14 – Modelo de velocidade RMS; linha sísmica 204-RL-239.

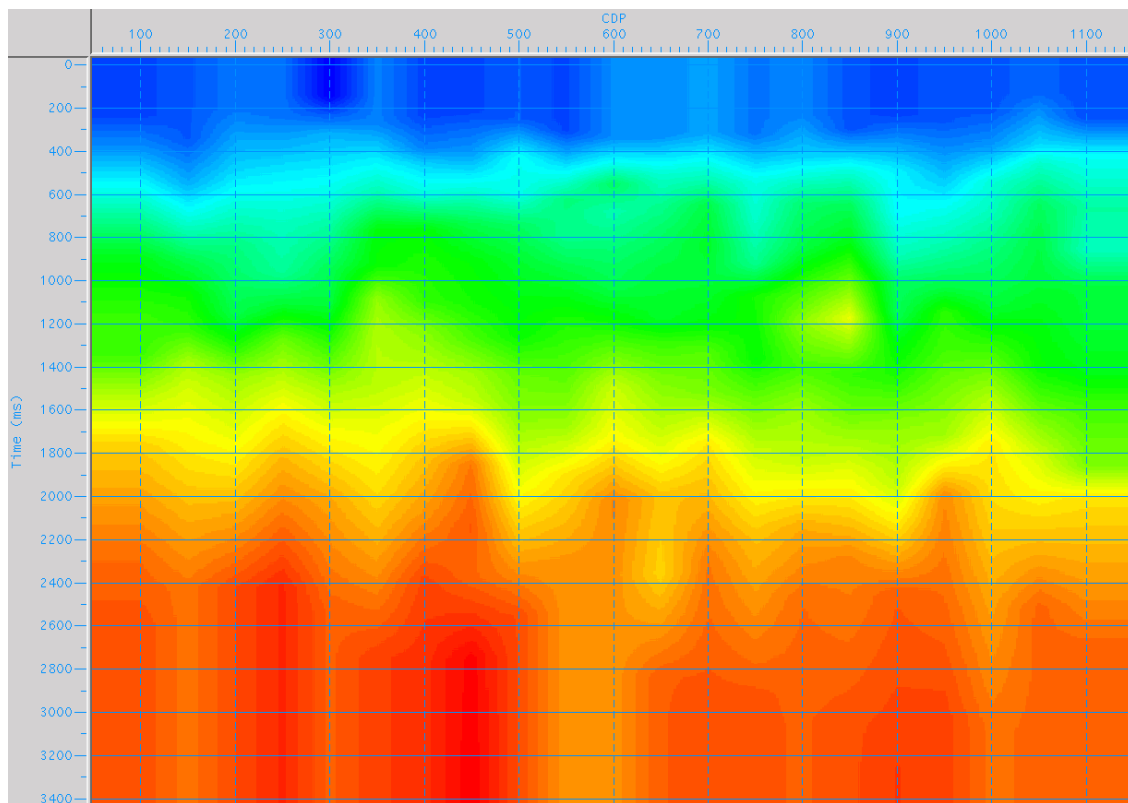


Figura 3.15 – Modelo de velocidade RMS; linha sísmica 204-RL-247.

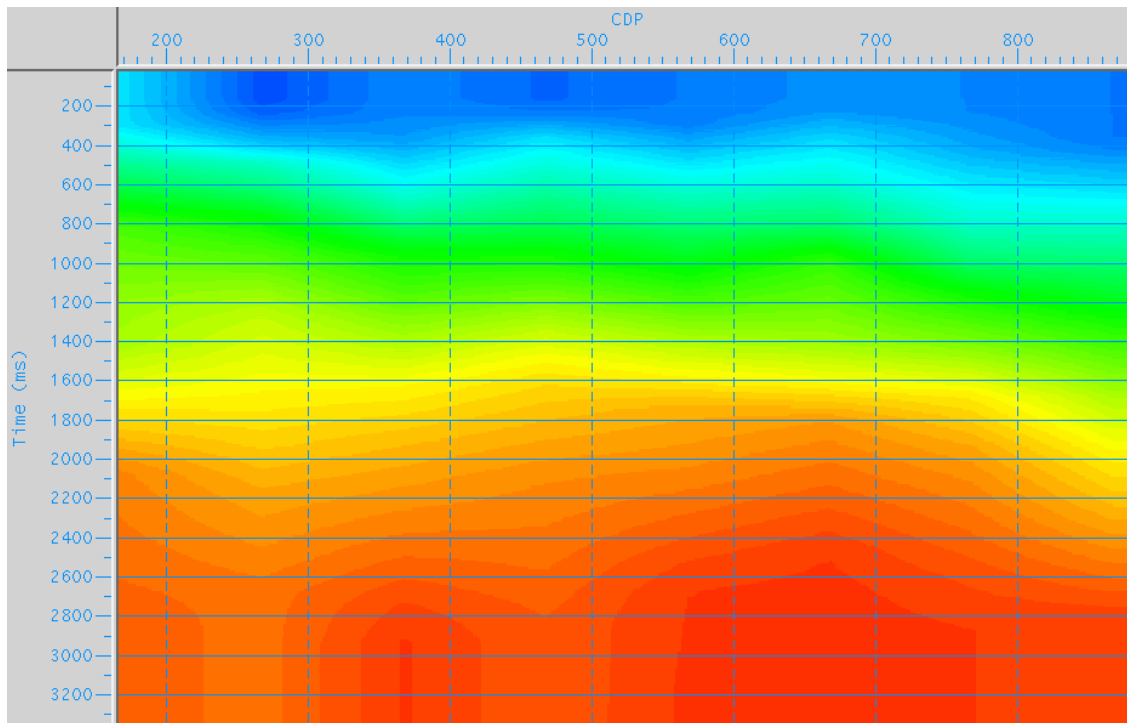


Figura 3.16 – Modelo de velocidade RMS suavizado; linha sísmica 204-RL-239.

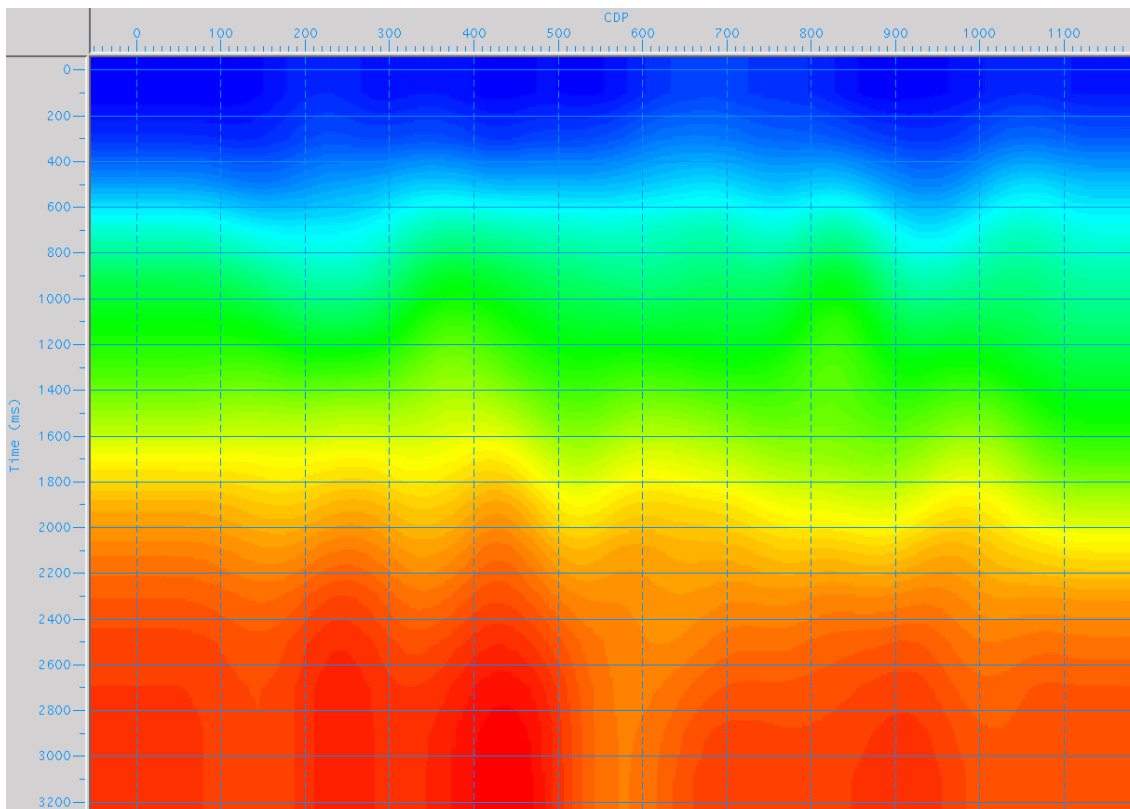


Figura 3.17 – Modelo de velocidade RMS suavizado; linha sísmica 204-RL-247.

3.2.2 Silenciamento

Após todo o processo de determinação do macro modelo de velocidade e a etapa de correção NMO, ainda foi possível obter melhorias no produto final aplicando o “*mute stretch*” ou silenciamento nas famílias CMP’s, Esta técnica é empregada devido ao inconveniente efeito de estiramento do pulso sísmico promovido pela correção NMO que prejudica a qualidade da seção final, afetando, principalmente, as reflexões mais rasas de offsets mais longos.

Neste trabalho, a eliminação do estiramento dos traços promovidos pela correção NMO foi realizado de forma manual, a partir de *peaks* efetuados diretamente no sismograma que determinam o limite entre a região do traço onde os valores das amplitudes serão preservados e a região de *muting* onde as amplitudes serão anuladas.

Visto a grande extensão das linhas sísmicas, a prática do silenciamento manual não é promovida para todos os tiros, e sim para intervalos de tiros, de modo que deve-se ter muito cuidado para que porções importantes não sejam excluídas dos dados.

3.2.3 Empilhamento CMP

O empilhamento convencional ou empilhamento CDP, tem o intuito de sobrepor as amplitudes dos traços de cada família CDP após executadas as correções de NMO, de modo que o resultado final determine um único traço. O traço resultante simula uma aquisição de afastamento nulo ou *zero-offset*, onde fonte e receptor estão posicionados sobre o ponto médio comum (CMP) da seção.

A Figura 3.18 ilustra o empilhamento, onde é gerado um único traço sísmico para cada CMP empregado.

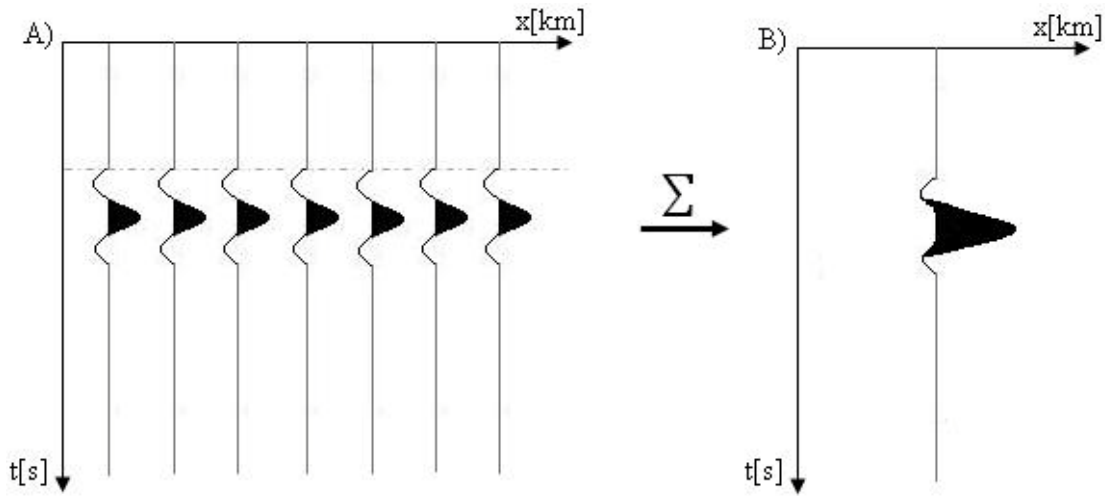


Figura 3.18 – Empilhamento CMP. Produção de um único traço de afastamento nulo (B), a partir de uma família CMP corrigida de NMO (A).

O empilhamento CMP age de forma vantajosa sobre o tratamento do sinal, uma vez que atenua os ruídos incoerentes por interferência destrutiva, reforça as amplitudes dos eventos que possuem coerência nos traços laterais e mitiga boa parte das múltiplas. Logo, a melhoria da razão sinal-ruído é evidente.

Contudo, vale lembrar que a qualidade da seção empilhada está intimamente ligada ao modelo de velocidades de empilhamento (V_{stack}) conseguido na etapa anterior. A utilização de um campo de velocidade distante do campo real destrói uma parcela significativa das amplitudes das reflexões, além de não permitir que os eventos de reflexão fiquem totalmente horizontalizados, distorcendo, assim, o resultado final ou seção empilhada.

3.2.4 Migração

A construção de uma seção transversal de refletividade do interior da Terra a partir de uma seção sísmica é chamada de “migração” (CLAERBOUT, 1985). O termo “migração” provém da associação com movimentos, uma vez que esse processo tem por objetivo provocar deslocamentos nas posições dos eventos de reflexão e colapsar difrações, proporcionando maior similaridade entre a seção migrada e a seção geológica.

Independente do algoritmo de migração pós-empilhamento utilizado, a interpretabilidade da seção migrada está relacionada a fatores como razão sinal/ruído, qualidade da seção empilhada e modelo de velocidade utilizado na migração (YILMAZ, 1987).

Entre as várias vantagens desse processo está a melhoria da resolução horizontal, visto o reposicionamento dos refletores e a focalização da energia espalhada. A correção de amplitude também é uma importante vantagem conseguida pelos operadores de migração. Contudo, para que se disponha de todos os benefícios propostos pela migração, algumas condições devem ser seguidas. Segundo Yilmaz (op. cit.), a migração em tempo é válida para variações verticais de velocidade e aceitável para um modelo de velocidade que varie, lateralmente, de forma suave.

Visto a complexidade geológica dos ambientes estudados e a capacidade da migração em corrigir imagens distorcidas, essa última etapa do processamento é uma ferramenta de grande importância para que o intérprete assegure a localização, mais exata possível, das estruturas geológicas referentes a reservatórios de hidrocarbonetos. Assim, esse procedimento já atraiu muita atenção e concentrou muitos esforços quanto ao desenvolvimento de algoritmos para o reposicionamento de refletores, inclusive antes da era dos computadores, como foi o caso do método da *superposição do semi-círculo*. A técnica do *somatório da difração* veio logo após, na década de 60, sendo baseada na soma das amplitudes sísmicas ao longo da hipérbole de difração, que tem curvatura governada pela velocidade média.

O aperfeiçoamento das técnicas de migração acompanhou os avanços computacionais e sofreu significativos avanços. Claerbout (1972) implementou um algoritmo baseado na equação escalar da onda, chamando-o de “Diferenças Finitas” e, sucessivamente, surgiram outras técnicas utilizando a equação da onda e a condição de imagem conhecida como modelo do “refletor explosivo” (LOEWENTHAL et al. 1976). Dentre os métodos desenvolvidos estão: migração *Kirchhoff* (SCHNEIDER, 1978); migração *Phase-Shift* (GAZDAG, 1978); migração “Frequência-Número de onda” (STOLT, 1978); migração *Split-step* (STOFFA et al., 1990).

A economia e a complexidade geológica da área sob investigação controlam o nível com o qual o dado é processado. Conseqüentemente, os dois tipos de migração existentes, pré-empilhamento e pós-empilhamento, são manipulados conforme um jogo de interesses. O processo de empilhamento foi desenvolvido para refletores de camadas horizontais e acaba por perder resolução em áreas de extrema complexidade estrutural, favorecendo, assim, o uso da migração pré-empilhamento em tempo e profundidade como saída para amenizar tais perdas.

O método escolhido para integrar esse trabalho foi a Migração Stolt Pós-Empilhamento em Tempo, que, baseada na equação escalar da onda, utiliza um modelo de velocidade RMS sem variações laterais. O algoritmo aplicado para o reposicionamento dos refletores mostrou-se eficiente, visto sua rapidez de processamento.

3.2.5 Resultados

Os resultados do processamento convencional sobre as linhas sísmicas 204-RL-239 e 204-RL-247 podem ser visualizados nas figuras abaixo. As imagens foram organizadas de modo que fosse possível observar as modificações sofridas pelos refletores após o processo de migração da seção empilhada final. Logo, as Figuras 3.19 e 3.20 representam as seções empilhada e migrada da linha 204-RL-239, respectivamente. Bem como, as Figuras 3.21 e 3.22 comportam os resultados do empilhamento e da migração da linha 204-RL-247.

O formato de exibição de todas as seções sísmicas apresentadas no presente trabalho foi escolhido conforme as vantagens visuais obtidas ao se trabalhar com as amplitudes dos eventos variando dentro de uma escala de cores. Esse advento computacional vem sendo cada vez mais utilizado, visto que proporciona maior facilidade ao intérprete durante a identificação da continuidade dos refletores e a determinação de informações estruturais.

Com o intuito de analisar, mais claramente, as porções das seções que contêm as feições geológicas de maior interesse, foram efetuadas reduções no eixo de amostragem referente aos CDP's, e todos os resultados foram limitados até três segundos.

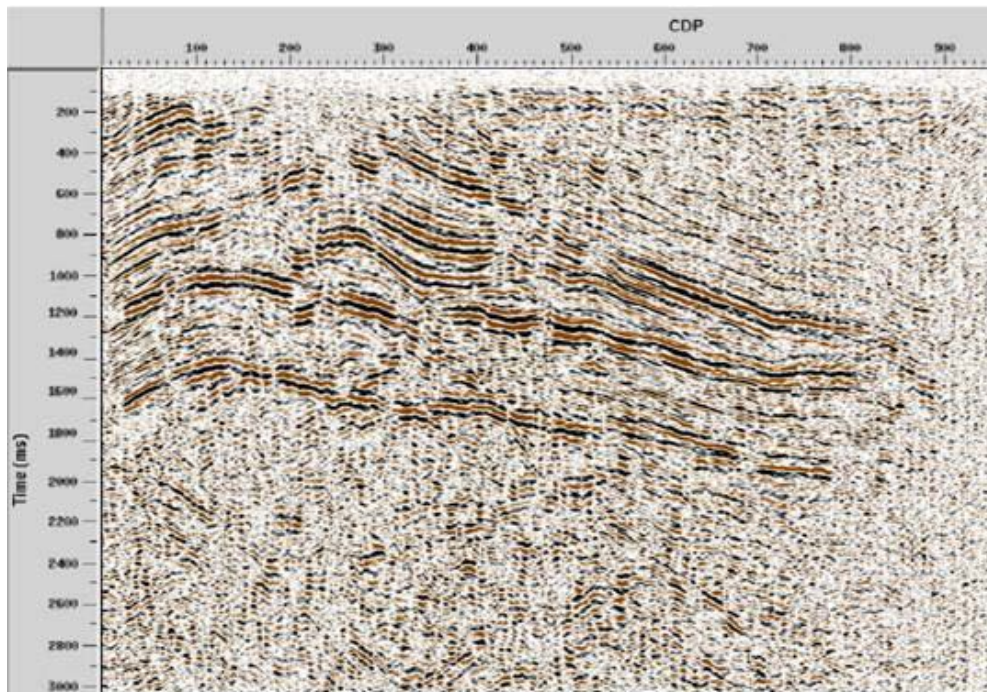


Figura 3.19 – Seção empilhada pelo método convencional; linha 204-RL-239.

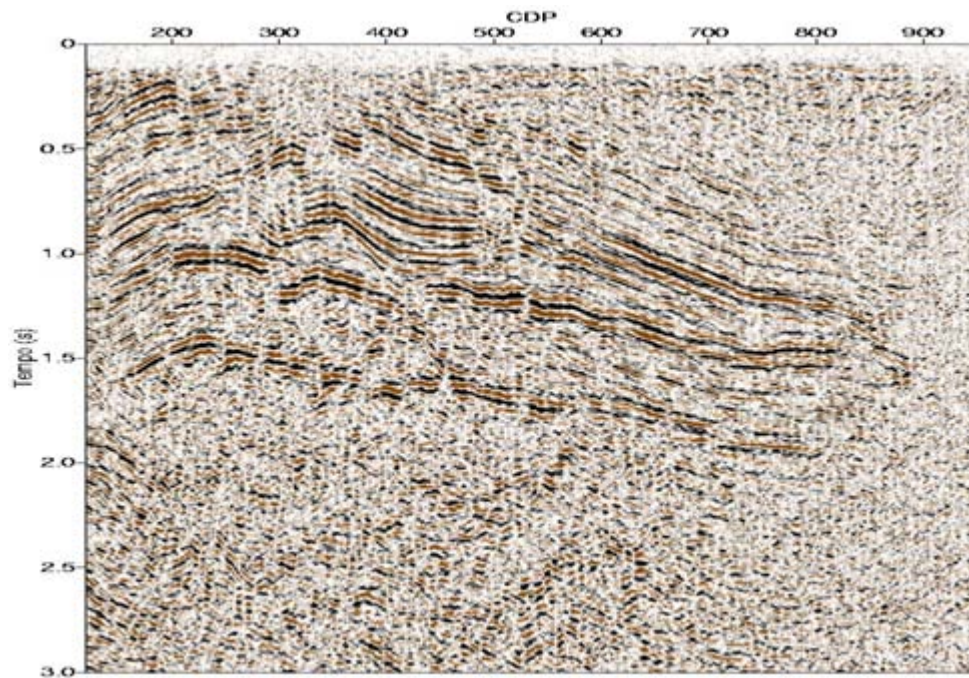


Figura 3.20 – Seção migrada pós-empilhamento convencional em tempo; linha 204-RL-239.

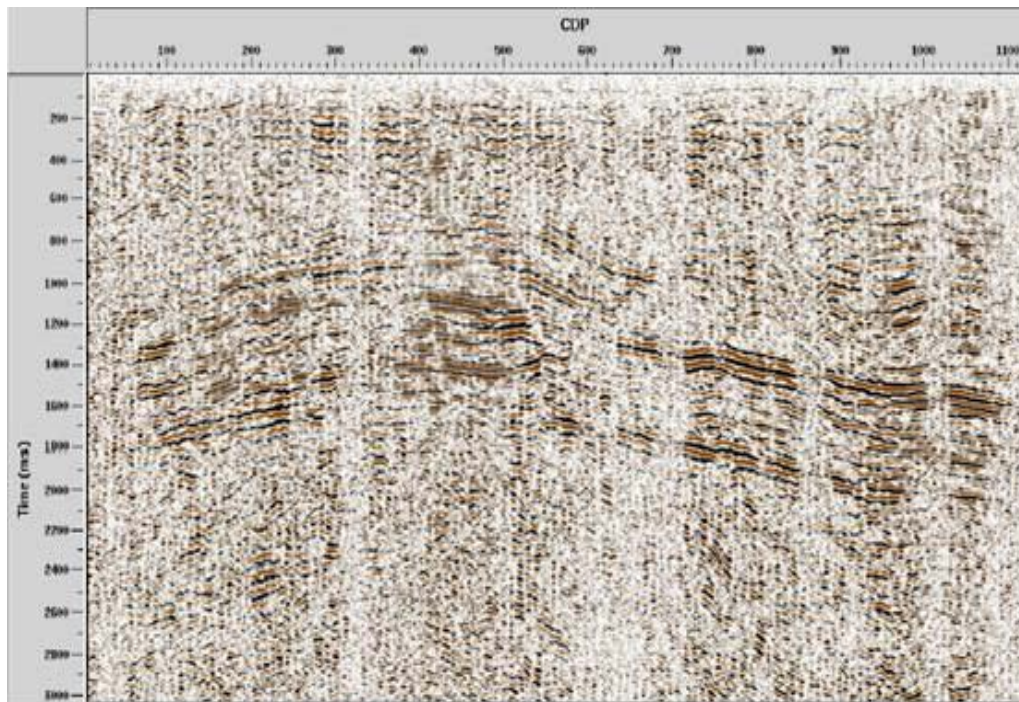


Figura 3.21 – Seção empilhada pelo método convencional; linha 204-RL-247.

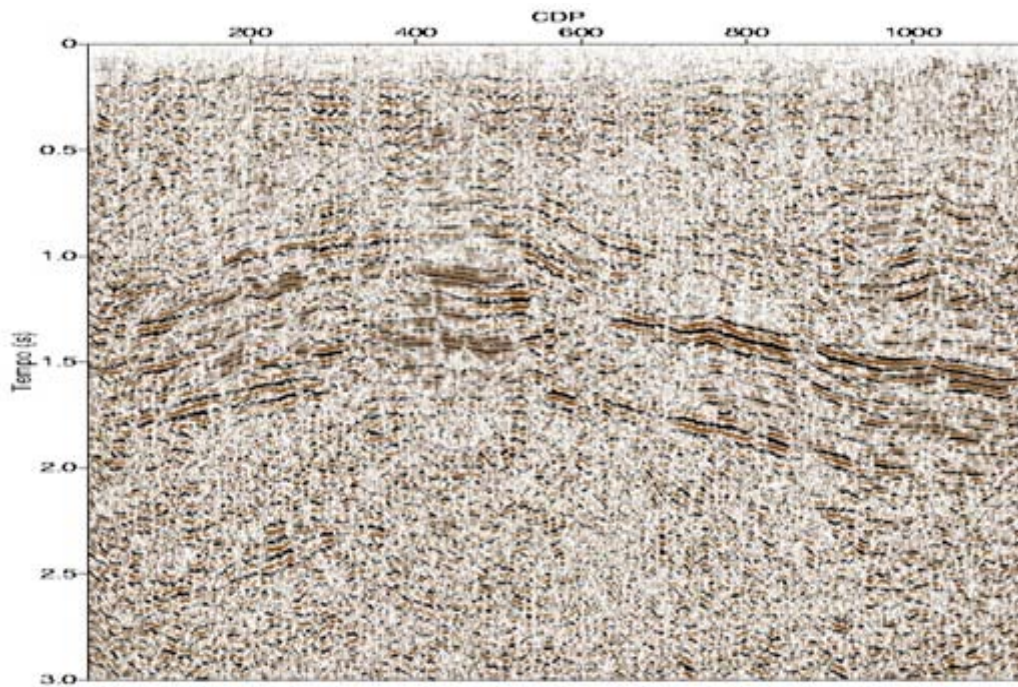


Figura 3.22 – Seção migrada pós-empilhamento convencional em tempo; linha 204-RL-247.

4. MÉTODO DE EMPILHAMENTO POR SUPERFÍCIE DE REFLEXÃO COMUM (CRS)

O empilhamento por superfície de reflexão comum (CRS – *common reflection surface*) (MÜLLER, 1998; JÄGER et al, 2001; GARABITO CALLAPINO et al., 2001; MANN, 2002) é um método recente de imageamento, que compõe o grupo de técnicas alternativas de empilhamento de dados sísmicos, como Multifoco (CHIRA OLIVA, 2000) e Polystack (de BAZELAIRE, 1988). Tal método tem como objetivo simular uma seção de afastamento nulo (ZO – *zero offset*), através da utilização de dados de cobertura múltipla, somando os eventos sísmicos ao longo das superfícies de empilhamento associadas a cada ponto de amostragem da seção ZO.

O CRS destaca-se por ser independente do conhecimento de um macro modelo de velocidade, uma vez que os tempos de reflexão das curvas de empilhamento são descritos por uma aproximação hiperbólica que depende de três atributos cinemáticos inerentes às frentes de onda hipotéticas, introduzidas por Hubral (1983). A essas curvas de empilhamento é designada a denominação “superfície de empilhamento CRS” e para determiná-las são utilizados procedimentos de busca, totalmente automáticos, que envolvem uma análise de coerência aplicada sobre os dados sísmicos.

O trio de parâmetros, que definem o empilhamento das reflexões sísmicas ao longo de curvas ou superfícies, consiste de um ângulo de emergência (β_0) e dos raios de curvatura (R_{NIP} e R_N) das ondas hipotéticas *Ponto de Incidência Normal* e *Normal*, respectivamente. Estes três parâmetros estão associados a um raio central com afastamento fonte-receptor nulo.

A ilustração abaixo retrata a propagação (2D) das ondas *NIP* e *N* em um meio composto por duas camadas homogêneas. A onda *NIP* (Figura 4.1 - a) parte de uma fonte pontual localizada no ponto *R* sobre a interface até o ponto de emergência x_0 na superfície. A segunda onda hipotética, *N* (Figura 4.1 - b), também se propaga de *R* até x_0 , todavia, consideramos a distribuição de várias fontes pontuais ao longo da vizinhança do ponto *R*, as quais ao serem ativadas simultaneamente (refletor explosivo) geram uma onda que se propaga com curvatura inicial semelhante a curvatura do refletor.

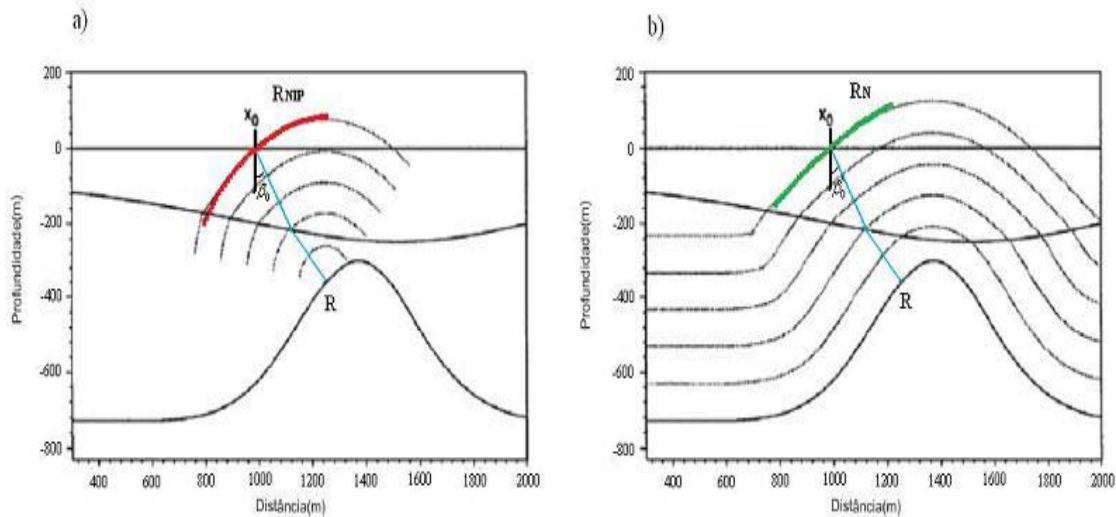


Figura 4.1 – Dois experimentos hipotéticos sobre um modelo 2D (a) propagação da onda NIP a partir do ponto R (b) propagação da onda N partindo de R, conforme o modelo do refletor explosivo. β_0 é o ângulo de emergência do raio central em x_0 , onde estão fonte e receptor coincidentes. R_{NIP} e R_N são os raios de curvatura das ondas NIP e N.

Fonte: Modificado de Jäger et al., 2001.

Um fator interessante ao trabalhar com esse tipo de empilhamento é referente às características da interface refletora que o trio de atributos é capaz de proporcionar. Se observados em meio homogêneo, o ângulo de emergência β_0 define a orientação angular do elemento refletor, o raio de curvatura R_{NIP} fornece a distância do ponto R ao ponto x_0 e o raio de curvatura R_N promove informações sobre a curvatura do refletor. Já para meios heterogêneos, a associação desses atributos com o meio é mais complexa, contudo, ainda mantêm-se interligados às características de orientação, distância e curvatura da interface.

Diferentemente do empilhamento CMP, que ilumina um único ponto refletor em profundidade, a técnica de empilhamento CRS é capaz de iluminar um arco ou uma superfície. Logo, admitindo tal característica e as propriedades intrínsecas aos parâmetros cinemáticos, o empilhamento por superfície de reflexão comum incorpora a idéia de aproximar a região refletora em subsuperfície a um arco (2D) ou à uma superfície (3D), de forma que a superfície de empilhamento mantenha preservada as características naturais da subsuperfície (PASCHOAL Jr., 2005).

Neste trabalho, para a adequada determinação dos parâmetros de empilhamento, foi seguida a estratégia de busca conhecida como *global-local* desenvolvida por Garabito Callapino (2001) na Universidade Federal do Pará. Outra estratégia, muito conhecida no cenário de exploração sísmica, é a denominada *pragmática-extendida* proposta por Mann (2002), na Universidade de Karlsruhe, e baseada na estratégia de busca CRS pragmática desenvolvida por Müller (1999), podendo ser muito bem compreendida em Paschoal Jr. (2005).

As duas estratégias citadas contam com três etapas de busca, no entanto apresentam diferenças tanto na resolução da seção empilhada final como em seus tempos de processamento, afetando, conseqüentemente, seus custos computacionais. Os fatores determinantes dessas diferenças, segundo Paschoal Jr. (op. cit.), estão relacionados aos distintos tipos de configuração dos dados de entrada para cada estratégia, bem como ao número de parâmetros de empilhamento determinados em cada etapa e aos processos de busca automática utilizados.

4.1 OPERADOR DE EMPILHAMENTO CRS

A etapa de empilhamento convencional de dados sísmicos configurados em CMP's é trabalhada com aproximações hiperbólicas do tempo de trânsito. Para dados sísmicos de cobertura múltipla completos, tal procedimento não é diferente, de modo que o empilhamento por superfície de reflexão comum utiliza aproximações do tempo de trânsito tri-paramétricas de segunda ou mais alta ordem.

Neste trabalho, o empilhamento CRS utilizou a aproximação hiperbólica de segunda ordem expressa em termos de três atributos cinemáticos das ondas *NIP* e *N* (β_0 , R_N e R_{NIP}), também denominados *parâmetros de empilhamento CRS*, ou somente, *parâmetros CRS* (TYGEL et al., 1997):

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

A equação (4.1) define uma superfície ou uma curva de empilhamento CRS, conhecida por *operador de empilhamento CRS*, que é independente do macro modelo de velocidades, sendo v_0 a velocidade próxima à linha de aquisição. Logo, podemos observar que a superfície CRS é bem definida quando relacionada às coordenadas x_m (ponto médio entre fonte e receptor) e h (meio afastamento fonte-receptor), bem como ao trio de parâmetros CRS ótimos determinados para um ponto de amostragem $P_0 = (x_0, t_0)$ sobre a seção ZO simulada.

A superfície de empilhamento definida pelo operador CRS (4.1) é ilustrada para o modelo da Figura 4.2 composto por três camadas homogêneas. No semi-espaço superior, a superfície CRS é representada pelas linhas de cor vermelha definidas sobre o ponto de amostragem P_0 , o qual é associado à reflexão primária no ponto R sobre o segundo refletor. Também na parte superior, sob o domínio (x_m, h) , estão representadas em azul as curvas de tempo de trânsito das reflexões primárias referentes à segunda interface.

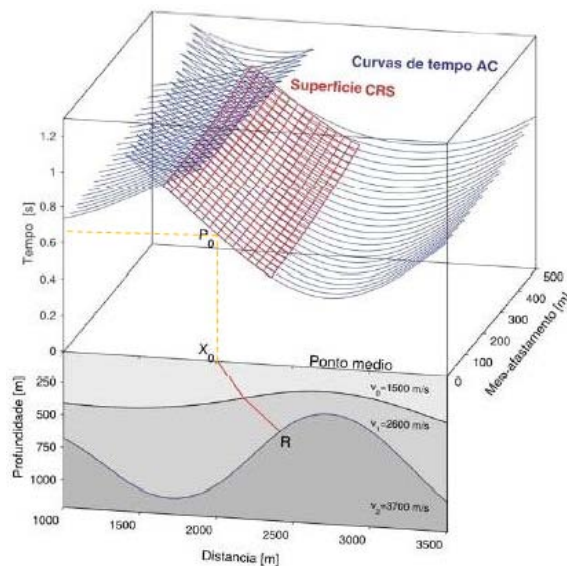


Figura 4.2 – Modelo composto por três camadas homogêneas. Na porção inferior, encontra-se o raio de incidência normal (linha vermelha), ou raio de afastamento nulo. Na porção superior, as linhas de cor azul correspondem à superfície de cobertura múltipla, e as linhas de cor vermelha definem a superfície CRS, ambas associadas às reflexões da segunda interface.

Fonte: Modificado de Garabito Callapino (2001).

4.2 ALGORITMO CRS: ESTRATÉGIA DE BUSCA GLOBAL-LOCAL

A simulação da seção ZO pelo método de empilhamento CRS, a partir de dados de multicobertura, depende, essencialmente, da determinação dos parâmetros de frente de onda (β_0 , R_{NIP} e R_N). Trata-se de um problema típico de otimização, onde são utilizados algoritmos de busca automática fundamentados na medida de coerência do sinal sísmico (“*semblance*”-equação 3.6) verificada ao longo de várias superfícies CRS testadas.

A determinação dos parâmetros CRS é formulada dentro de uma análise sobre a maximização da medida de coerência. Sendo o ponto (x_0, t_0) pertencente a um evento de reflexão e os parâmetros citados associados corretamente a esse evento, então a superfície de empilhamento CRS é tangente ao referido evento. Isso implica numa relação de máxima coerência entre as amostras definidas pela equação (4.1) e, conseqüentemente, na interferência construtiva para a formação da imagem.

Portanto, é importante entender que os parâmetros ótimos são aqueles que contam com a maximização da função coerência avaliada para pontos dentro de um espaço de busca tridimensional definido pelos intervalos: $-\pi/2 < \beta_0 < +\pi/2$, $-\infty < R_{NIP}$ e $R_N < +\infty$.

Entre as diferentes estratégias utilizadas para a determinação dos parâmetros CRS, o processo de busca automático escolhido para o progresso deste trabalho foi o proposto por Garabito Callapino (2001), denominado de busca *global-local*. Na tentativa de reduzir os custos computacionais, tal estratégia é composta por três etapas de otimização: as duas primeiras determinam os parâmetros CRS iniciais por meio de otimização global, sendo que a etapa 1 (seção 4.2.1) é aplicada sobre os dados de cobertura múltipla e a etapa 2 (seção 4.2.2) sobre a seção ZO resultante da etapa anterior; a terceira (seção 4.2.3) utiliza os parâmetros iniciais para realizar uma otimização local simultânea, que os refina e, assim, obtém os parâmetros finais ótimos.

A seguir, encontram-se descritas as etapas do algoritmo de busca *global-local* para o empilhamento CRS utilizado e, logo após, o fluxograma.

4.2.1 Otimização global pré-empilhamento: busca bidimensional

Nesta etapa, são determinados os parâmetros β_0 e R_{NIP} para cada ponto imagem P_0 da seção ZO a ser simulada, mediante uma otimização global bidimensional aplicada sobre os dados de cobertura múltipla adotando o algoritmo “*Simulated annealing*” (KIRKPATRICK et al., 1983; CORONA et al., 1987).

A função-objeto *semblance* utiliza um caso particular da aproximação do tempo de trânsito (3.1) para calcular as superfícies de empilhamento testadas. Tal aproximação, ou simplificação, é proposta pela chamada *condição de difração*, onde a curvatura do segmento refletor colapsa em um ponto difrator de modo que o raio de curvatura da onda N torna-se igual ao raio de curvatura da onda NIP. Assim, a identidade $R_N = R_{NIP}$ é introduzida no operador, favorecendo a utilização da equação mostrada abaixo pela função-objeto.

$$t^2(x_m, h) = \left(t_0 + \frac{2\text{sen } \beta_0}{v_0} (x_m - x_0) \right)^2 + \frac{2t_0 \cos^2 \beta_0}{v_0} \left(\frac{(x_m - x_0)^2 + h^2}{R_{NIP}} \right) \quad (4.2)$$

Os resultados provenientes desta etapa inicial são duas seções de coerência, duas seções do parâmetro β_0 , duas seções referentes ao parâmetro R_{NIP} e uma seção ZO simulada.

4.2.2 Otimização global pós-empilhamento: busca unidimensional

Ainda com a utilização do algoritmo “*Simulated annealing*”, esta etapa realiza uma busca global unidimensional visando determinar o parâmetro CRS referente ao raio de curvatura da onda N, ou R_N . A otimização é realizada sobre a seção ZO inicial resultante da primeira etapa e adota o valor do ângulo de emergência β_0 proposto, também, na seção anterior.

Nesta etapa a função-objeto utiliza uma aproximação do tempo de trânsito CRS (4.1) que resulta da interseção da superfície CRS com o plano da seção ZO, ou seja, considera-se $h = 0$ (PASCHOAL Jr., 2005). Desta forma, o *semblance* utilizado para calcular as curvas de empilhamento depende dos parâmetros β_0 e R_N , conforme o operador abaixo:

$$t^2(x_m) = \left(t_0 + \frac{2\text{sen}\beta_0}{v_0} (x_m - x_0) \right)^2 + \frac{2t_0\cos^2\beta_0}{v_0R_N} (x_m - x_0)^2 \quad (4.3)$$

Os resultados aqui obtidos pelo processo de otimização são duas seções intermediárias de coerência e duas seções do parâmetro R_N .

4.2.3 Otimização local pré-empilhamento: busca tridimensional

A partir da determinação do trio de atributos iniciais, proposto pelas etapas anteriores, a otimização local utiliza o algoritmo “*Quase-Newton*” (GIL et al., 1981) sobre os dados de cobertura múltipla para encontrar os parâmetros finais ótimos e, conseqüentemente, a melhor superfície de empilhamento CRS.

O modelo para a função-objeto, nesta etapa, é a equação de tempo de trânsito CRS delimitada nas coordenadas x_m e h (4.1), que calcula as superfícies de empilhamento CRS testadas. Os trios de parâmetros ótimos determinados, então, são utilizados na produção da seção *zero-offset* simulada final.

O algoritmo de otimização *global-local*, além da seção ZO simulada, a partir de dados de cobertura múltipla, apresenta como resultado final duas seções de coerência e duas seções otimizadas para cada atributo de frente de onda (β_0 , R_{NIP} e R_N), as quais podem ser empregadas em etapas posteriores de processamento (PASCHOAL Jr., 2005).

O fluxograma da Figura 4.3 resume cada uma das etapas de aplicação do algoritmo de empilhamento CRS denominado *global-local*.

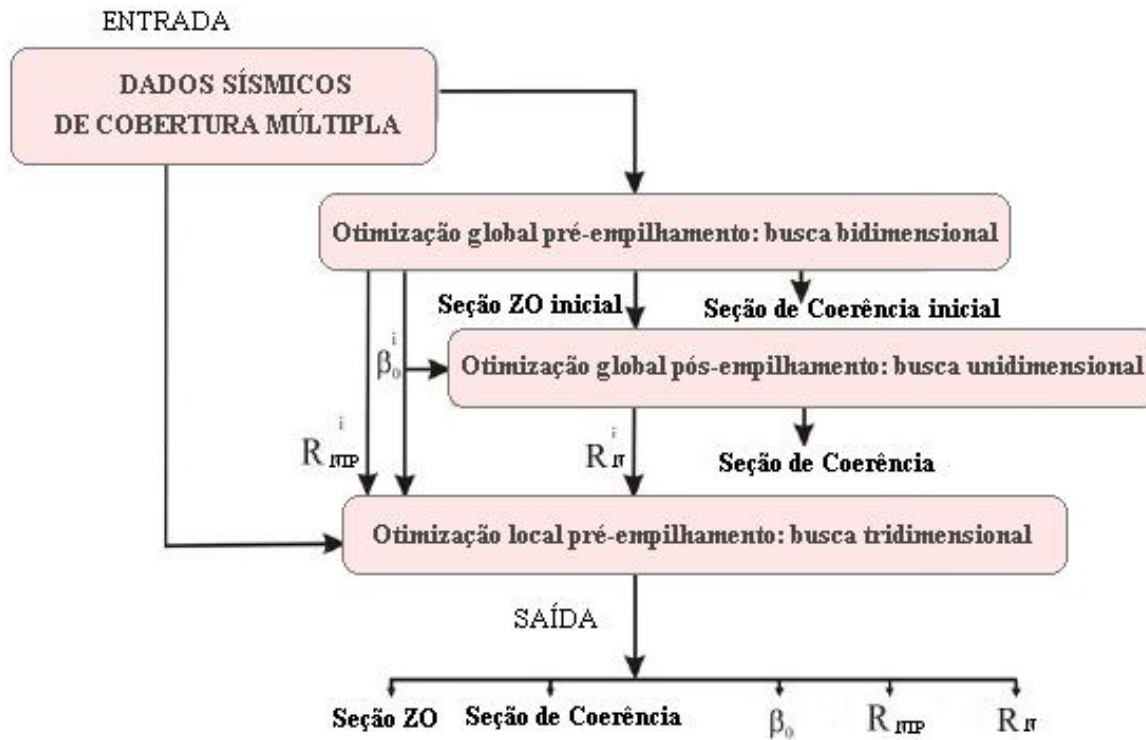


Figura 4.3 – Fluxograma do empilhamento sísmico CRS pelo método de busca *global-local*.
Fonte: Modificado de Garabito Callapino (2001).

4.3 APLICAÇÃO DO MÉTODO CRS

O empilhamento sísmico não-convencional CRS foi aplicado sobre os dados reais da Bacia do Tacutu, conforme a estratégia de busca *global-local* descrita na subseção 4.2. O pré-processamento dessas duas linhas sísmicas submetidas ao processamento CRS é idêntico ao que foi realizado para o processamento CMP (capítulo 3, subseção 3.1).

Os parâmetros de abertura do operador foram selecionados de forma empírica, após a realização de alguns testes para determinar aqueles capazes de promover uma melhor continuidade lateral dos eventos. Também é válido ressaltar que os parâmetros utilizados no empilhamento CRS foram exatamente os mesmos para ambas as linhas.

Uma vez definido os parâmetros de processamento, o empilhamento pelo método CRS é realizado de forma automática. Vale mencionar que cada etapa do processamento produz resultados que são utilizados nas etapas posteriores, isto é, os resultados da primeira etapa são utilizados na segunda etapa e os resultados das dessas duas etapas são usados na terceira etapa, que produz os resultados finais. Neste trabalho, serão mostradas somente as seções ZO empilhadas finais.

Por tanto, como resultados da aplicação do método, foram obtidas duas seções de afastamento nulo (ZO) representadas pelas Figuras 4.4 e 4.5, referentes, respectivamente, às linhas 204-RL-239 e 204-RL-247.

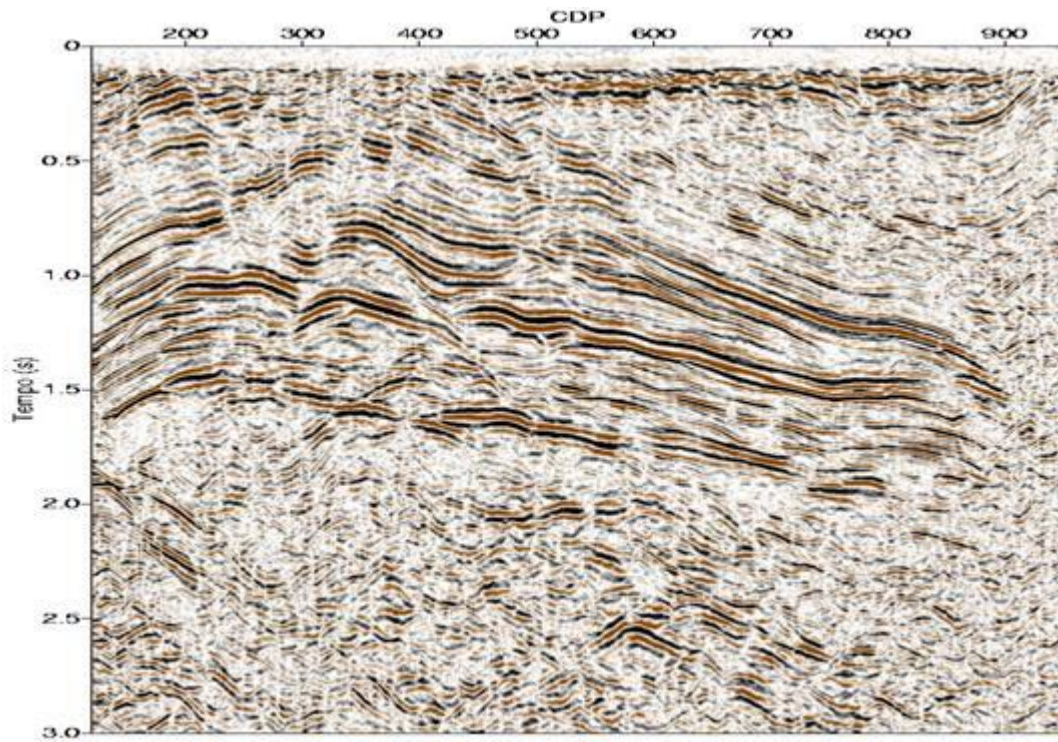


Figura 4.4 – Seção ZO final simulada pelo método CRS; linha 204-RL-239.

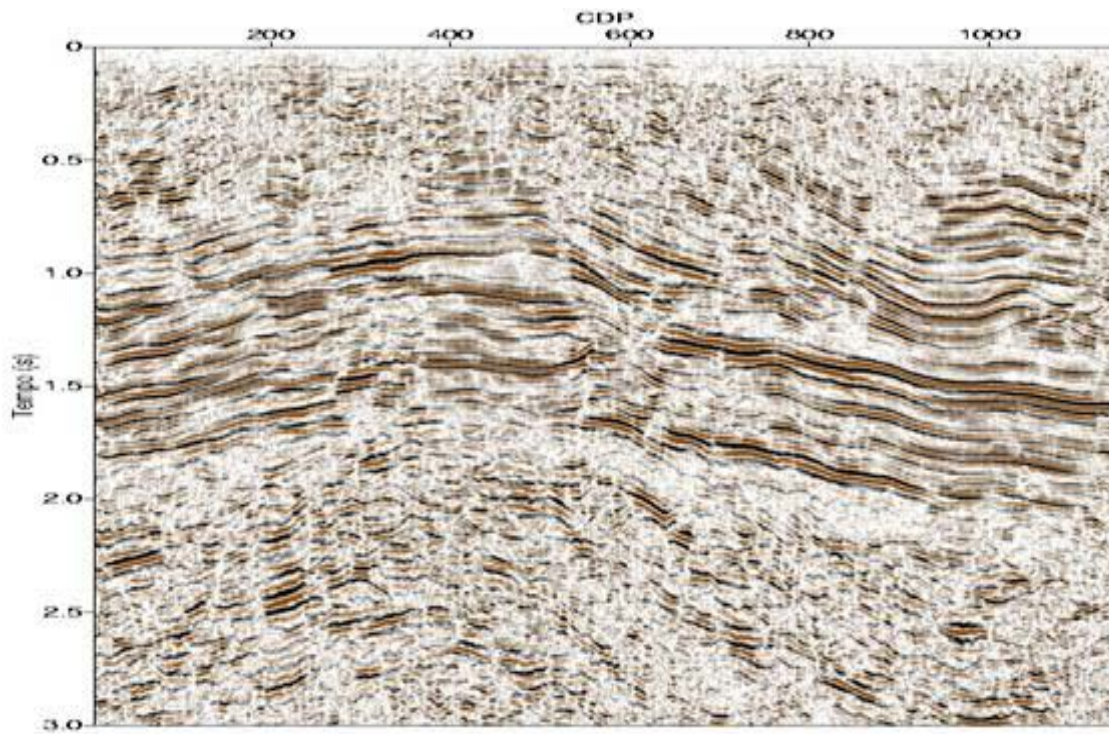


Figura 4.5 – Seção ZO final simulada pelo método CRS; linha 204-RL-247.

5. ANÁLISE DOS RESULTADOS

5.1 ANÁLISE DO PROCESSAMENTO

Neste capítulo estão expostas as seções migradas para os diferentes métodos de empilhamento empregados. Os resultados serão analisados a partir de uma comparação entre as informações geológicas conhecidas sobre a bacia estudada (capítulo 2) e as informações geofísicas alcançadas após todos os processos de tratamento de dados aplicados. Faz-se importante ressaltar que essa análise interpretativa é do tipo preliminar, pois estudos mais detalhados necessitam de ferramentas computacionais mais sofisticadas, maiores quantidades de seções processadas e informações estratigráficas provenientes de poços.

As seções foram organizadas visando uma melhor comparação entre os resultados dos dois processos de empilhamento, de modo que as Figuras 5.1 e 5.2 representam as seções migradas em tempo da linha 204-RL-239, após os empilhamentos CMP e CRS, respectivamente, e as Figuras 5.3 e 5.4 são referentes às seções migradas em tempo da linha 204-RL-247, também para os processos de empilhamento CMP e CRS.

Ambas as seções correspondentes à linha 204-RL-239 apresentaram boa resolução e continuidade lateral, principalmente no intervalo de 0.5 s a 1.4 s. Contudo, observou-se que a seção empilhada pelo método CRS obteve melhor definição dos eventos de reflexão nas partes mais rasas, bem como uma maior continuidade lateral dos refletores mais profundos.

A baixa qualidade dos dados sísmicos da linha 204-RL-247, devido à baixa razão sinal-ruído dos traços e à baixa cobertura, comprometeu em muito a seção empilhada pelo método CMP (Figura 5.3), onde podemos observar descontinuidades laterais dos eventos de reflexão em várias porções da seção, e péssima resolução dos refletores acima de 1 s. Apesar da problemática sobre a baixa cobertura que compromete os processos automáticos de coerência, na Figura 5.4, o método CRS conseguiu realçar tanto os refletores rasos como os mais profundos, obtendo uma significativa melhora na definição e continuidade dos refletores sísmicos.

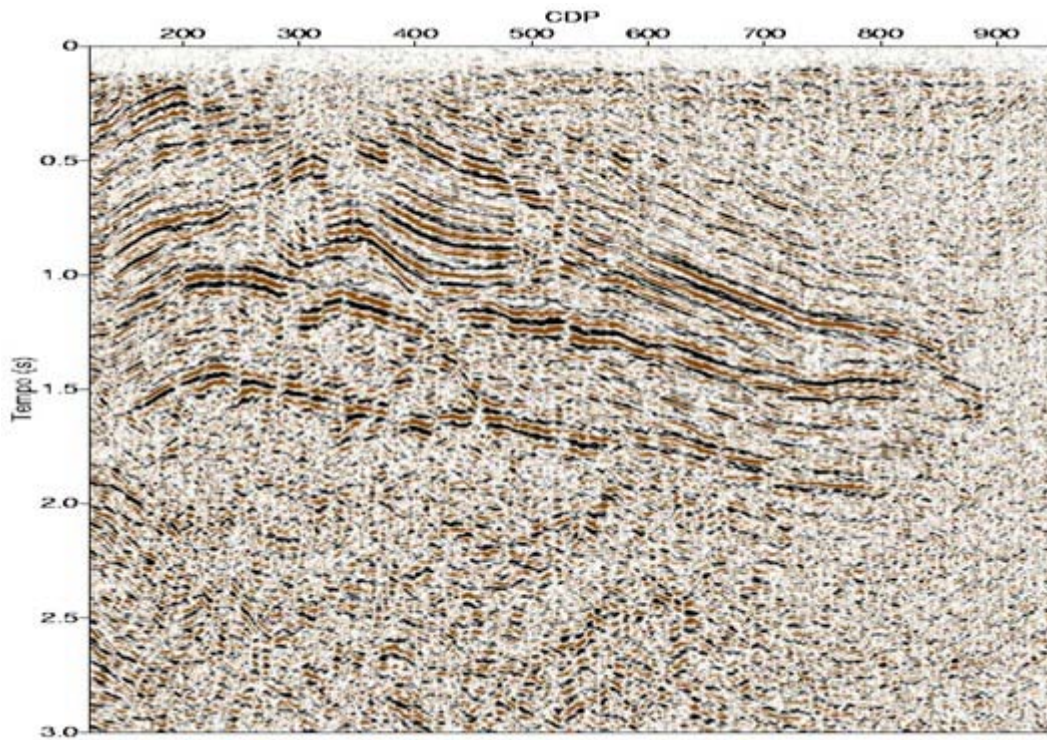


Figura 5.1 – Seção migrada em tempo após empilhamento CMP; linha 204-RL-239.

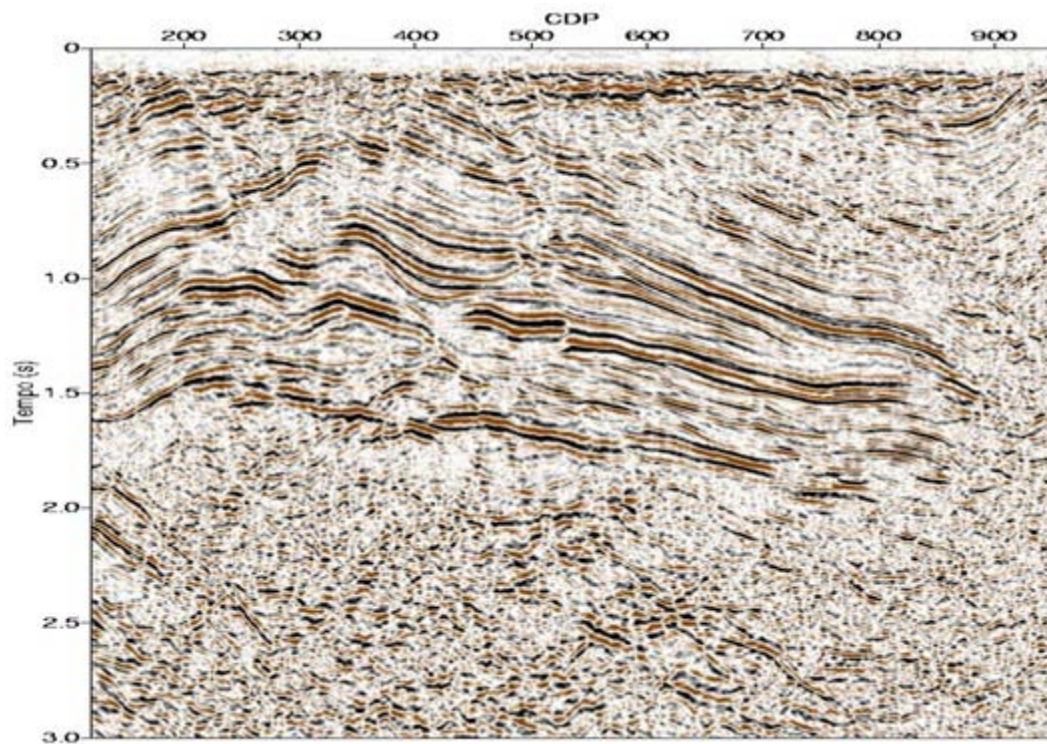


Figura 5.2 – Seção migrada em tempo após empilhamento CRS; linha 204-RL-239.

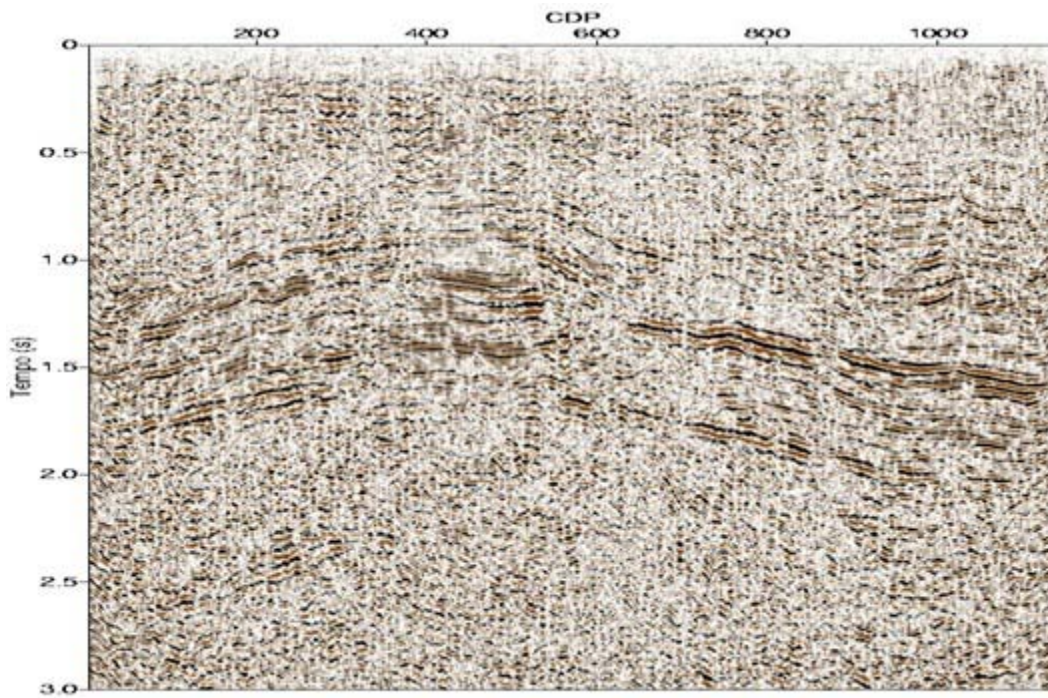


Figura 5.3 – Seção migrada em tempo após empilhamento CMP; linha 204-RL-247.

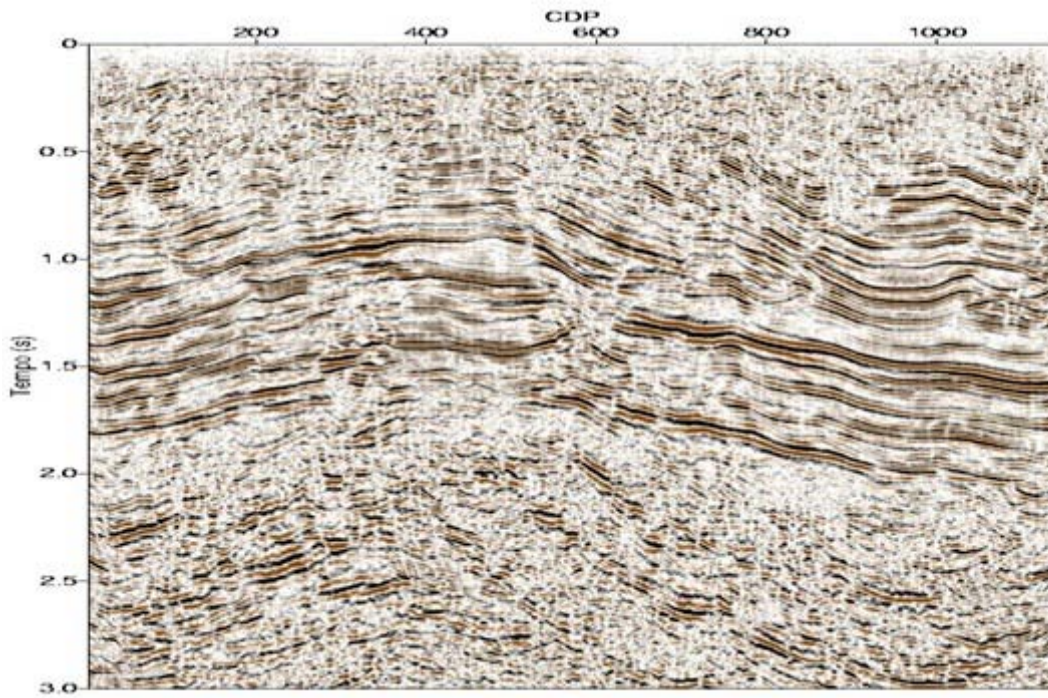


Figura 5.4 – Seção migrada em tempo após empilhamento CRS; linha 204-RL-247.

5.2 ANÁLISE INTERPRETATIVA

A Exploração Sísmica é dividida em Aquisição, Processamento e Interpretação. Sendo a interpretação sísmica uma etapa bem definida dentro desse processo exploratório, apresenta procedimentos particulares e complexos, bem como ferramentas próprias. Logo, nossa análise interpretativa estará limitada apenas a identificação de sismo-seqüências e feições sismo-estrututais, como dobras e falhas geológicas.

O conceito de seqüências sísmicas envolve a identificação dos maiores pacotes de reflexões, referentes a unidades litoestratigráficas, delineados por discordâncias. As discordâncias são superfícies de erosão ou não-deposição, que implicam na ausência física de um significativo intervalo crono-estratigráfico e, geralmente, constituem bons refletores (SEVERIANO RIBEIRO, 2001). Esse tipo de análise provem da sismo-estratigrafia, importante ferramenta utilizada pela interpretação para a análise temporal das deposições de camadas sedimentares.

Segundo Severiano Ribeiro (op. cit.), contrariamente ao sendo comum, as reflexões sísmicas não correspondem necessariamente aos contatos litológicos, visto que a impedância não é um fiel indicador de litologias. Dessa forma, uma vez que as unidades litoestratigráficas, como Formações, são definidas com base em variações litológicas, as reflexões sísmicas não apresentam, obrigatoriamente, correspondência com os limites dessas unidades. Não raro, tais limites são definidos arbitrariamente, como no presente trabalho, onde as discordâncias delimitadoras das seqüências presentes na Carta Estratigráfica da bacia (Figura 2.5) seguiram apenas os refletores mais sobressalentes.

As Figuras 5.5 e 5.6 ilustram alguns dos refletores selecionados como os limites de discordância entre as formações. Os nomes das seqüências (subseção 2.3) referentes às suas respectivas formações também estão destacados na parte de fora da seção.

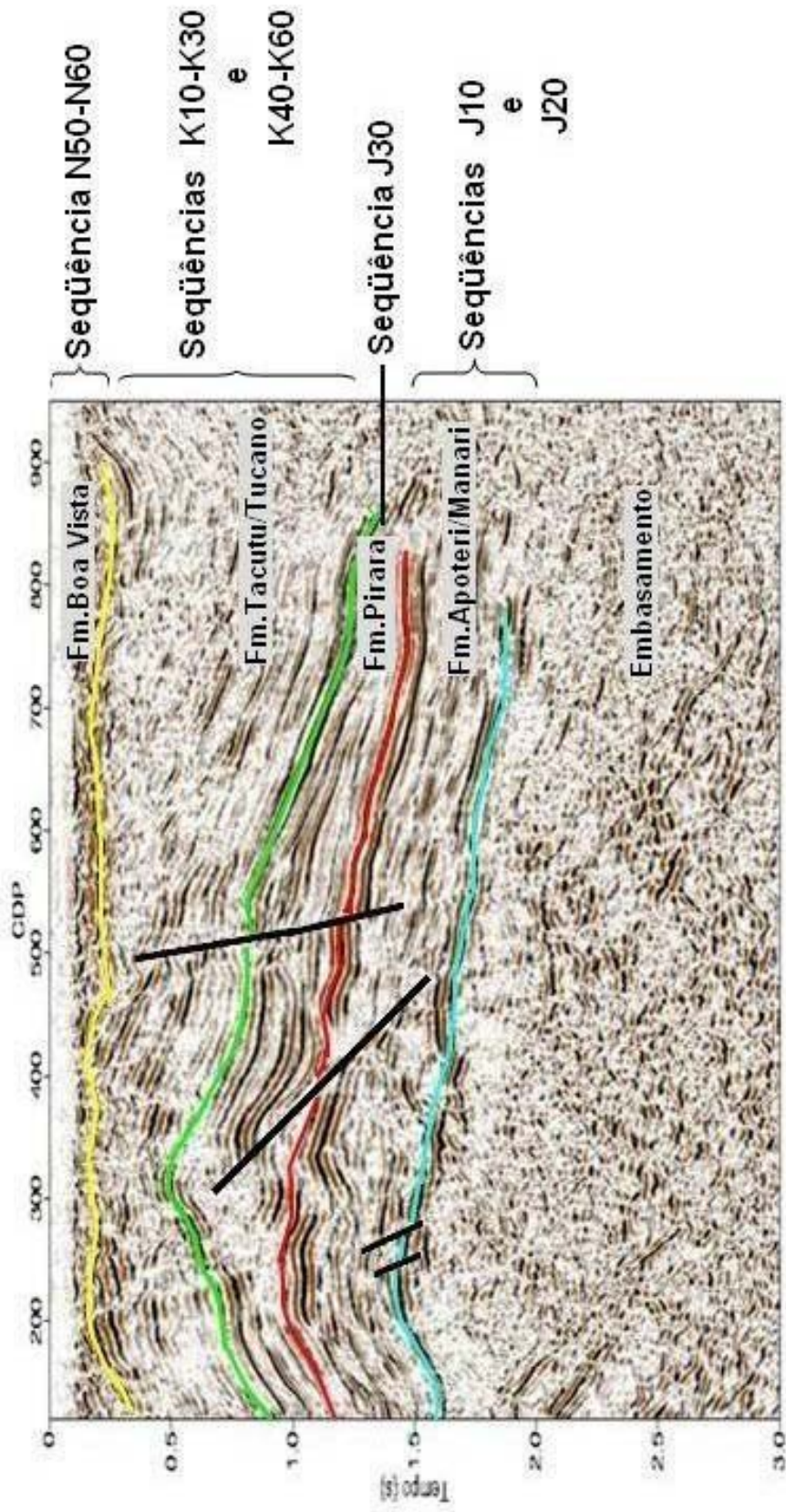


Figura 5 - Seção migrada após empilhamento CRS com análise interpretativa das unidades litoestratigráficas; 204-RL-239.

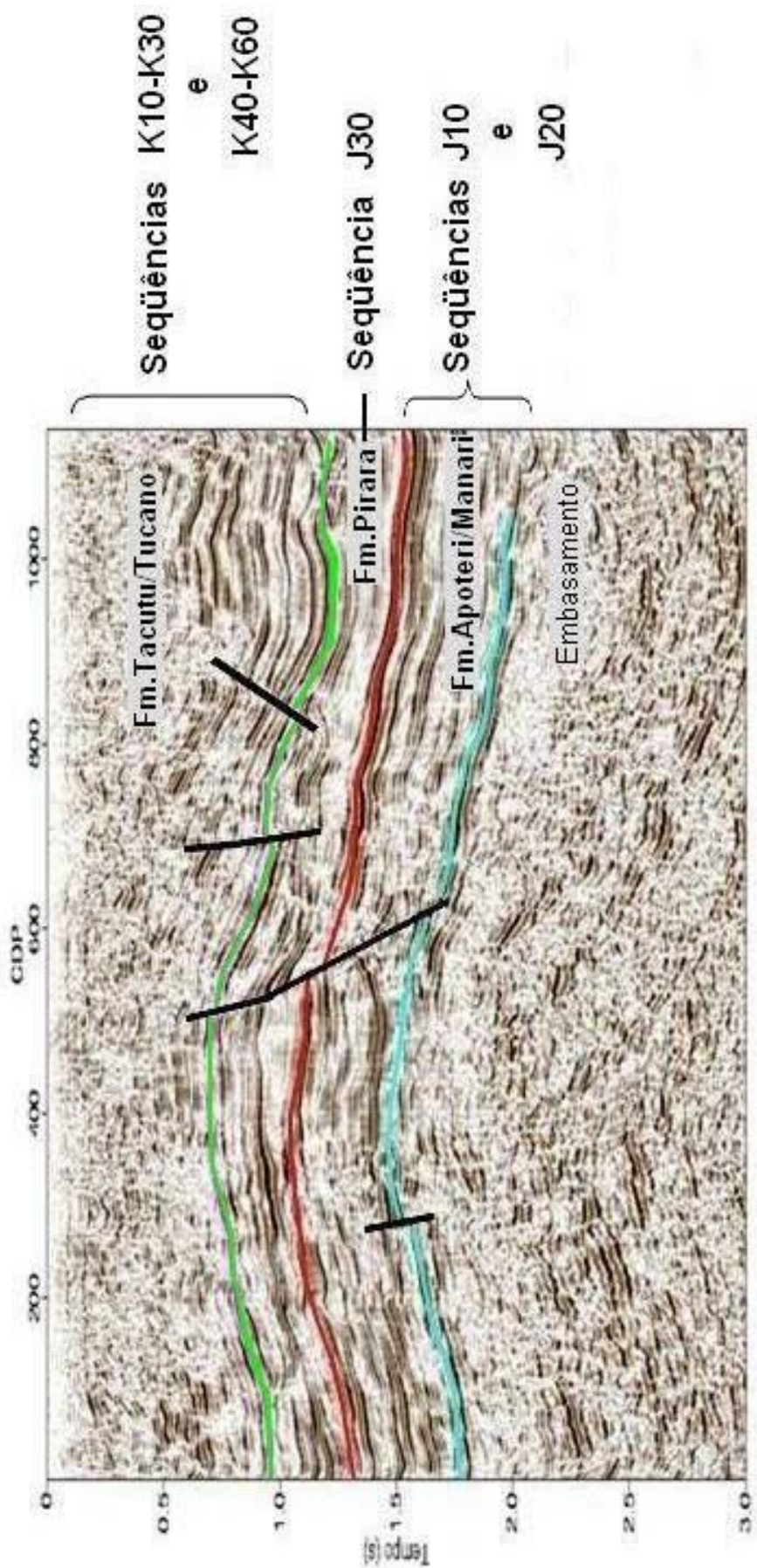


Figura 5.6- Seção migrada após empilhamento CRS com análise interpretativa das unidades litoestratigráficas; 204-RL-247.

As linhas coloridas foram utilizadas para a identificação dos diferentes níveis de discordâncias e as pretas para a delimitação de falhas. Os refletores destacados em azul fazem referência ao topo do embasamento e marcam o início da seqüência J10 e J20 composta, respectivamente, pelas formações Apoteri e Manari.

Os refletores em vermelho destacam o topo da Formação Manari e a porção inferior dos evaporitos da Formação Pirara, correspondente à seqüência J30. O topo da Formação Pirara é representada pelo refletor em verde, base para as Formações Tacutu e Tucano, ou para as seqüências K10-K30 e K40-K60. As Formações Tacutu e Tucano são observadas somente na seção da linha 204-RL-239, cujo início é marcado pelo refletor em amarelo.

Infelizmente, algumas superfícies de discordância não puderam ser identificadas. A superfície de contato entre as Formações Apoteri e Manari é um exemplo, cuja justificativa pode ser atribuída à pequena espessura da unidade Manari (aproximadamente 300m) e à baixa resolução vertical presente na seção. Outro exemplo, para ambas as seções, é a discordância representativa do topo da Formação Tacutu e início da Formação Tucano, que não pode ser destacada, visto a significativa falta de continuidade lateral dos eventos de reflexão.

6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Mesmo com a baixa qualidade dos dados sísmicos e falta de informações sobre a aquisição como coordenadas e elevações, o pré-processamento (geometria, edição, filtragens e deconvolução) foi satisfatório, fato que pode ser comprovado pelos bons resultados obtidos com o processamento convencional e o método CRS.

Apesar da baixa qualidade e da baixa cobertura dos dados sísmicos trabalhados, os resultados obtidos pelo método de empilhamento CRS mostraram-se satisfatórios, pois exibiram uma razão sinal-ruído superior e uma melhor continuidade lateral dos refletores em relação aos resultados do processamento pelo método CMP. Tais melhoras ocorrem devido ao

empilhamento CRS ser aplicado em todo o dado e utilizar um número maior de parâmetros de empilhamento. A prova mais expressiva disso é observada no resultado final da seção referente à linha 204-RL-247, que apresentou significativa melhora na qualidade do imageamento, quando comparada à respectiva seção migrada pós-empilhamento CMP.

Sobre o ponto de vista da interpretação preliminar dos dados empilhados pelo método CRS, é possível afirmar que o aumento da resolução e a melhora na continuidade lateral dos refletores contribuíram em muito para o delineamento das unidades litoestratigráficas e a identificação dos truncamentos dos refletores associados às feições estruturais, tais como falhas.

Devido ao ganho expressivo na qualidade dos resultados obtidos com a aplicação do método CRS mostrado nas duas linhas da bacia do Tacutu, recomenda-se a aplicação deste método em estudos posteriores de reprocessamento e interpretação dos dados da referida bacia.

REFERÊNCIAS

BAZELAIRE, E. de. Normal moveout revisited – inhomogeneous media and curved interfaces, **Geophysics**, 1988. v.53, n.2, p. 143-157.

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.

CARNEIRO, R. G; SILVA, G. O. P. **Reconhecimento geológico no Território Federal de Roraima; Gráben do Tacutu**. Belém: Petrobras/RENOR. Relatório SIEX, p. 130-3578. 1968.

CHIRA OLIVA, P. **Imageamento Multifoco de refletores sísmicos**. 2000. 91f. Tese (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 2000.

CLAERBOUT, J. F. **Basic Earth Imaging**. Stanford: Stanford Exploration Project. 1995. p. 59.

COHEN, J. K.; STOCKWELL Jr., J. W. 2000. CWP/SU: **Seismic Unix Release 34:a free package for seismic research and processing**. Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines.

CORONA, A.; MARCHESE, M.; MARTINI, C. e RIDELA, S. Minimizing multimodal functions of continuous variables with “simulated annealing” algorithm, **ACM Transactions on Mathematical Software**, 1987. v. 13, n. 3, p. 262-280.

COSTA, M. G. F.; LIMA, M. P. Análise estratigráfica do 1-TU-1-RR, PETROBRAS/DEPEX, Relatório DEPEX-65.024/81, Rio de Janeiro. 1981.

COSTA, J. B. S.; PINHEIRO, R. V. L.; REIS, N. J.; PESSOA, M. R.; PINHEIRO, J. da S. O Hemigraben do Tacutu: uma estrutura controlada pela geometria do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central, **Geociências**, São Paulo, v. 10, p. 119-130. 1991.

CRAWFORD, F. D.; SZELEWSKI, C. E.; ALVEY, G. D. Geology and exploration in the Takutu Gráben of Guyana. **Journal Petroleum Geology**, Beaconsfield, v. 8, n. 1, p. 5-36. 1984.

DUARTE, O. O. **Dicionário enciclopédico inglês-português de geofísica e geologia**. 2. ed. Rio de Janeiro: PETROBRAS. 1997.

EIRAS, J. F.; KINOSHITA, E. M. Evidências de movimentos transcorrentes na Bacia do Tacutu. In: SEMINÁRIO SOBRE RIFTES INTRACONTINENTAIS, 1., 1987, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro: Petrobras/DEPLEX. 1987.

EIRAS, J. F.; KINOSHITA, E. M. Evidências de movimentos transcorrentes na Bacia do Tacutu. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 2, n. 2-4, p. 193-208, abr-dez, Rio de Janeiro. 1988.

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. 416p. p. 197-220.

EIRAS, J. F. et al. Estratigrafia das bacias sedimentares do Brasil. 1987. 111p. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, n. 1, p. 17-45, jan-mar. 1994.

GARABITO CALLAPINO, G.; CRUZ, J. C.; HUBRAL, P.; COSTA, J. Common reflection surface stack: A new parameter search strategy by global optimization. In: SEG MEETING, 71., San Antonio, **Expanded Abstracts**. p. 2009-2012. 2001.

GARABITO CALLAPINO, G. C. **Empilhamento sísmico por superfície de reflexão comum**: um novo algoritmo usando otimização global e local. 2001. 65f. Tese (Doutorado), Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém. 2001.

GARABITO CALLAPINO, G.; EIRAS, J.; SILVA, M. G.; PORSANI, M. Aplicação dos métodos de empilhamento CMP e SRC na Seção 50-RL-90 da Bacia do Tacutu. 2005. In: IX Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica – SBGf, Salvador. **Resumo Expandido**. 2005.

GAZDAG, J. Wave equation migration with the phase-shift method. **Geophysics**, v. 43, n. 7, p. 1342-1351. 1978.

GILL, P. E.; MURRAY, W.; WRIGHT, M. H. **Practical optimization**. New York, USA: Academic Press, Inc., 401p. 1981.

GOMES DA SILVA, M. **Processamento de dados sísmicos da Bacia do Tacutu**. 2004. 147f. Tese (Mestrado em Geofísica), Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador. 2004.

HUBRAL, P. Computing true amplitude reflections in a laterally inhomogeneous earth. **Geophysics**, v. 48, p. 1051-1062. 1983.

JÄGER, R. **The common reflection surface stack: Theory and application**. 1999. Tese (Mestrado), Universidade de Karlsruhe, Alemanha. 1999.

JÄGER, R.; MANN, J.; HÖCHT, G.; HUBRAL, P. Common reflection surface stack: images and attributes. **Geophysics**, v. 66, n. 1, p. 97-109, jan.-fev. 2001.

KIRKPATRICK, S.; GELATT, C.; VECCHIN, M. Optimization by simulated annealing. **Science**, v. 220, n. 4598, p. 671-680, may. 1983.

LEITE, L. W. B.; HEILMANN, B. Z.; GOMES, A. B. **CRS Seismic Data Imaging System: a case study for basin reevaluation**. Revista Brasileira de Geofísica, v. 25, n.3, p. 321-336, julho/setembro. 2007.

LOEWENTHAL, D.; LU, L.; ROBERTSON, R.; SHERWOOD, J. The wave equation applied to migration. **Geophysical Prospecting**, v. 24, p. 380-399. 1976.

MANN, J. **Extensions and applications of the common reflection surface stack method**. 2002. 165f. Tese (Doutorado em Geofísica), Universidade de Karlsruhe, Alemanha. 2002.

McCONNELL, R. B. Fundamental fault zones in the Guiana and West African Shields in relation to presumed axes of Atlantic spreading. **Geological Society of America Bulletin**, Boulder, v. 80, p. 1775-1782, sep. 1969.

MÜLLER, T. Common reflection surface stack versus NMO/Stack and NMO/DMO/Stack. In: ANNUAL INTERNAT.MTG., EUR. ASSN. GEOSCI. ENG., 60., 1998, Leipzig (Sachsen, Germany). **Extended abstracts**. EAEG, 1998. p. 11-20.

MÜLLER, T. **The common reflection surface stack method**: Seismic imaging without explicit knowledge of velocity model. 1999. Ph.D.Thesis, Karlsruhe University, Germany. 1999.

PASCHOAL Jr., G. J. W. **Estudo do método de empilhamento SRC e aplicação em dados sintéticos e reais**. 2004. 103f. Tese (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 2005.

RAMOS, J. R. A. Reconhecimento geológico no Território do Rio Branco. **Relatório Anual da Diretoria de Divisão Geológica Mineral**. Rio de Janeiro: Departamento Nacional de Produção Mineral, p. 58-62. 1956.

SEVERIANO RIBEIRO, H. J. P. **Estratigrafia de seqüências: fundamentos e aplicações**. São Leopoldo: Editora Unisinos. 2001. 428p.

SCHNEIDER, W. A. Integral formulation for migration in two and three dimensions. **Geophysics**, v. 43, n. 1, p. 49-76. 1978.

SHERIFF, R. E.; GELDART, L. P. **Exploration Seismology**, 2ed. Cambridge: Cambridge University Press. 1995. 592p.

STOFFA, P. L; FOKKEMA, J. T; FREIRE, R. M de L. Split-step Fourier migration. **Geophysics**, v. 55, n. 3, p. 410-421, abr. 1990.

STOLT, R. H. Migration by Fourier transforms. **Geophysics**, v. 43, n.1, p. 23-48. 1978.

STROBBIA, C. **Surface Wave Method. Acquisition, processing and inversion**. 2003. 317p. Thesis (Ph.D in Geophysics). Politecnico di Torino, Scuola di Dottorato, Torino. 2003.

TYGEL, M.; MÜLLER, T.; HUBRAL, P.; SCHLEICHER, J. Eigenwave based multiparameter traveltime expansion. In: SEG MEETING, 67, Dallas, **Expanded Abstracts**, p. 1770-1773.

VAZ, P. T.; WANDERLEY FILHO, J. R.; BUENO, G. V. Cartas estratigráficas, **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p296-297. mai-nov. 2007.

WANDERLEY FILHO, J. R.; 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-maio/2006.

YILMAZ, O. **Seismic data processing**. Society of Exploration - SEG, Tulsa, Oklahoma, USA. 1987. 526p.