

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA



RICARDO TEIXEIRA NICÁCIO LEITE

TÉCNICAS PARA ATENUAÇÃO DO GROUNDROLL EM UMA LINHA SÍSMICA TERRESTRE 2D NA BACIA DO SOLIMÕES

Niterói – RJ
2013

UFF – UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE

Ricardo Teixeira Nicácio Leite

**TÉCNICAS PARA ATENUAÇÃO DO GROUNDROLL EM
UMA LINHA SÍSMICA TERRESTRE 2D NA BACIA DO
SOLIMÕES**

Trabalho de conclusão de curso submetido ao
Programa de Graduação em Geofísica da
Universidade Federal Fluminense como
requisito parcial para obtenção do título de
Graduado

Orientador: Prof. Dr. Rogério de Araújo Santos

Coorientador: Mitchel Wagner Xavier Silva

**Niterói – RJ
2013**

L536

Leite, Ricardo Teixeira Nicácio

Técnicas para atenuação do groundroll em uma linha sísmica terrestre 2D na Bacia do Solimões / Ricardo Teixeira Nicácio Leite. – Niterói : [s.n.], 2013.
74 f.

Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geofísica) – Universidade Federal Fluminense, 2013.

1.Processamento sísmico. 2.Groundroll. 3.Bacia do Solimões (AM). I.Título.

CDD 622.1592098113

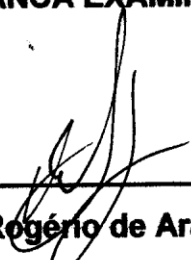
Ricardo Teixeira Nicácio Leite

**Técnicas para Atenuação do Groundroll em um Linha Sísmica Terrestre 2D da
Bacia do Solimões**

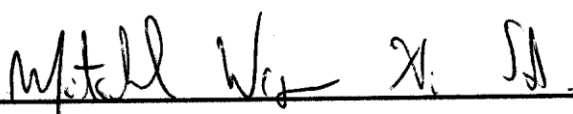
Monografia apresentada
à disciplina Projeto Final
II do curso de
Graduação em
Geofísica– Universidade

Aprovada por:

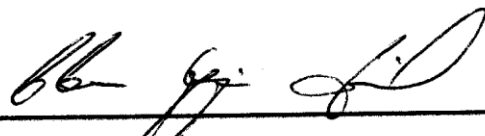
BANCA EXAMINADORA:



Dr. Rogério de Araújo Santos
LAGEMAR - UFF



M.Sc. Mitchel Wagner Xavier Silva – Co-orientador
HALLIBURTON



Dr. Cleverson Guizan Silva
LAGEMAR - UFF

Niterói - RJ

2013

Agradecimento

Agradeço primeiramente aos meus pais Marica Carmelita Teixeira Nicácio Leite & Marco Antônio Nicácio Leite pelo amor, dedicação e todo cuidado para que eu tivesse paz e serenidade para realizar meus estudos.

Aos meus irmãos Luciana Teixeira Nicácio Leite Alex Teixeira Nicácio Leite com quem cresci e pelo sempre exemplo de dedicação e incentivo aos estudos.

Aos meus avós Sebastião Leite & Irene Leite (*in memoriam*) e Eliezer dos Santos Teixeira & Vó Sinha (*in memoriam*). A minha tia em especial Marcia Eugênia Nicácio Leite pelo exemplo de dedicação aos estudos e incentivo ao longo de toda graduação em geofísica. A toda minha família.

Agradeço ao meu orientador Rogério de Araújo Santos, ao meu co-orientador Mitchel Wagner Xavier Silva e a Cleverson Guizan Silva pelo apoio a realização desse trabalho e por fazerem parte da minha banca.

Agradeço ao Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP) por disponibilizar os dados referentes à linha sísmica 2D 0050-0070 da Bacia do Solimões, possibilitando a realização da minha monografia.

Agradeço a Halliburton por permitir o uso do *software ProMAX/SeisSpace®* e disponibilizar máquinas e ambiente para a realização do processamento do dado sísmico durante meu período de estágio.

Aos todos meus amigos da graduação e em especial a João Bruno Cunha, Julia Correa, Lucas Rangel, Marcela Meirelles, Taynah Borsoi, Kenji Motoki, Yan Borges.

Agradeço em especial ao Dimas Guillermo Luna Cisneros por ser meu amigo e professor de processamento sísmico ao qual serei grato por toda minha vida.

Agradeço a todos que de alguma forma colaboraram para realização deste trabalho e que não foram citadas aqui.

Resumo

O processamento de dados sísmicos tem se mostrado uma etapa muito importante na busca de hidrocarbonetos, pois o objetivo é fornecer a melhor imagem de subsuperfície, a partir da sísmica, para que os intérpretes possam apontar as estruturas geológicas de interesse da indústria de petróleo. O profissional da área, utilizando *softwares* de processamento sísmico, tem por objetivo realçar as reflexões oriundas das camadas em subsuperfície. Reflexões que por muitas vezes se encontram mascaradas por ruídos, podem estes ser classificados de duas formas: aleatório e/ou coerente, como é o caso do *groundroll* que é gerado pela onda *Rayleigh*. O *groundroll* pode ser atenuado na fase de aquisição sísmica, através de determinados tipos de arranjos de geofones apropriados, no entanto, caso essas técnicas de campo não sejam bem planejadas e realizadas no momento da aquisição, apenas o processamento poderá tratar esse ruído. O presente trabalho tem por objetivo processar uma linha sísmica terrestre 2D adquirida na Bacia do Solimões, focando na atenuação do *groundroll*. A linha 0050-0070 apresenta baixa cobertura, o que acaba por dificultar o processamento sísmico. Os dados sísmicos adquiridos por volta da década de 80 são problemáticos devido à baixa cobertura e à baixa razão sinal-ruído, o que acaba por dificultar o processamento sísmico.

As técnicas utilizadas para a atenuação do *groundroll* foram analisadas e comparadas, considerando os procedimentos LIFT, F-K e Mistura de Traços. Elas apresentaram diferenças sutis nos resultados finais.

Palavras-chave: Bacia do Solimões, *GroundRoll*, Processamento Sísmico, LIFT, Transformada F-K, Mistura de Traços.

Abstract

Seismic data processing has proven to be a very important step in the search for hydrocarbons, since the goal is to provide the best subsurface image from seismic, so the interpreters can point out the geological structures of interest in the oil industry. A professional in the area by using seismic processing softwares, aims to highlight reflections derived from the subsurface layers. These reflections are often masked by noise, and they can be classified in two different ways: random and / or coherent like for the groundroll that is generated by Rayleigh wave. Some authors have published studies showing that the groundroll can be attenuated during seismic acquisition, by the use of certain types of arrangements geophone arrays. If these field techniques are not well planned and carried out at the time of acquisition, only the processing step will be able to treat this noise. This work aims to process a 2D land seismic line acquired in the Solimões Basin, focusing in the groundroll attenuation. The 0050-0070 line used here has low fold, which ultimately hampers seismic processing. According to Azevedo (2009) seismic data acquired around the 80s are problematic due to the low fold and low signal to noise ratio, making the seismic processing even more difficult. Due to these issues the final results of the seismic sections can be quite affected.

The techniques used to mitigate the groundroll were analyzed and compared, considering the procedures LIFT, F-K and Trace Mixing. They showed subtle differences in their results.

Keywords: Solimões Basin, Groundroll, Seismic Processing, LIFT, Transform FK, Trace Mixing.

Índice de Figuras

Figura 1.1 A Bacia do Solimões se localiza na região norte no Brasil. (fonte: ANP).	15
Figura 1.2 Localização da linha sísmica 0050-0070 na Bacia do Solimões.....	16
Figura 2.1 Modelo das ondas de corpo do tipo P e S (fonte: Vitorino, 2010).	17
Figura 2.2 Modelo de propagação das partículas provocada pela passagem da Onda Love.....	18
Figura 2.3 Modelo de propagação das partículas em um terreno. (A) Onda Rayleigh se propagando em uma camada. (fig. extraída de Bolt, 1982). (B) Movimento orbital de uma partícula da Onda Rayleigh. (fonte: modif. Evans, 1997).....	19
Figura 2.4 Evento Groundroll apontado pelas setas vermelhas mascarando as reflexões mostradas em um sismograma de registro de 4000 MS de um levantamento 2D terrestre (Yilmaz, 1987).	20
Figura 2.5 Onda sísmica se propagando e mostrando a formação do groundroll pela onda direta. (Fonte: Oliveira, 2009).	21
Figura 2.6 (A) Demonstração da relação entre tensão-deformação 1D para um corpo elástico; (B) Equação da Lei de Hooke: (H) Altura do Cilindro, (F) Força de estiramento, (ΔH) Fração estirada, (A) Área, (E) módulo de Young; (C) Módulo de Young (σ) tensão aplicada, (ϵ) deformação elástica longitudinal.....	22
Figura 2.7 A figura demonstram o Módulo de <i>Poisson</i> . (A) Estado inicial; (B) Estado final após o esforço F ser aplicada na lateral da altura H e gerar um estiramento na altura H e assim uma compressão no comprimento L.....	24
Figura 2.8 Uma esfera sofrendo uma deformação por ação da incidência de um esforço que faz mudar seu volume e tensão	25
Figura 2.9 Demonstra um corpo retangular sofrendo uma força de cisalhamento.....	26
Figura 3.1 Gráfico da decomposição do sinal sísmico após a transformada F-K (fonte: Azevedo, 2009).....	27
Figura 3.2 Esquema exemplificando o fluxo da técnica LIFT. (Fonte: Choo et al., 2003).....	30
Figura 4.1 Geometria Split Spread de aquisição sísmica.....	32
Figura 4.2 Geometria da linha 0050-0070.....	33
Figura 4.3 Fluxo de Processamento para linha 0050-0070.....	33

Figura 4.4 Tabela de Sources contendo informações de cada ponto de tiro (shot).	35
Figura 4.5 Tabela de Receiver contendo informações de cada estação.	35
Figura 4.6 Tabela de Pattern contendo informação a cerca da geometria de levantamento (lanço).	36
Figura 4.7 Um esquema de uma família de traços (gather) com ponto médio comum onde S é o ponto de tiro e D o detector (geofone). (A) Refletor Horizontal, (B) Refletor com inclinação. (Fonte: http://ecollection.library.ethz.ch/eserv/eth:25462/eth-25462-13.pdf , 2013)	37
Figura 4.8 Gráfico com a cobertura (fold) máxima de 24 da linha 0050-0070.	38
Figura 4.9 Tabela de parâmetros de aquisição da linha 0050-0070.	38
Figura 4.10 Recorte do Relatório do Observador da linha 0050-0070 com registro do tiro 97 ao 99.	39
Figura 4.11 Recorte do Relatório do Observador da linha 0050-0070 com registro do tiro 99 ao 102.	39
Figura 4.12 Recorte do Relatório do Observador da linha 0050-0070 com registro das observações.	40
Figura 4.13 Controle de Qualidade do FFID. (A) Desvios do FFID 99 para o 101; (B) Desvio do FFID 113 para o 130.	40
Figura 4.14 Controle de Qualidade do afastamento mínimo e máximo fonte/receptor.	41
Figura 4.15 Controle de qualidade do CDP.	42
Figura 4.16 Edição de traços. (A) Tiro 133 contendo muito ruídos na parte superior do dado; (B) Aplicado o silenciamento no tiro 133; (C) Tiro 52 com traços ruidosos selecionados; (D) Traços ruidosos selecionados e zerados.	43
Figura 4.17 Diversos elementos que afetam o sinal sísmico. (Fonte: Salles, 2011).	44
Figura 5.1 Uma das janelas de análise de velocidade da linha 0050-0070. A primeira janela em cor é a Semblance, seguindo para o lado direito temos o dado com geometria split-spread com o NMO ativado, em seguida temos as famílias CDPs com o traço em vermelho mostran do os pontos de determinação dos pontos de velocidade (“picagem”).	50
Figura 5.2 (A) Família CMP antes da correção NMO; (B) Família CMP com correção NMO (Fonte: Yilmaz, 1987).	51
Figura 5.3 Sismogramas sobre efeito de velocidades distintas e correção NMO. (A) Reflexão sísmica; (B) Correção NMO aplicado corretamente; (C) Sobrecorreção	

devido à utilização de estimativa de baixas velocidades; (D) Subcorreção devido à utilização de estimativas de altas velocidades. (fonte: Watanabe, 2010).	51
Figura 5.4 Passos para o processo de empilhamento do dado (Fonte: Ayres, 2011).....	52
Figura 6.1 Campo de velocidades da primeira análise de velocidade.	55
Figura 6.2 Seção de empilhamento Bruto.	56
Figura 6.3 Marcação da primeira quebra (domínio do tiro) para executar a correção estática.	56
Figura 6.4 Correção de amplitude. (A) 2.5 Decibel e obtido o melhor resultado; (B) 6.0 Decibel; (C) 9.0 Decibel; (D) Dado Original.	57
Figura 6.5 Tiro 2 sem o processo de deconvolução.....	58
Figura 6.6 Tiro 2 após o processo de Deconvolução.	58
Figura 6.7 Seção empilhada após a deconvolução. Nos círculos em vermelho é possível ver as melhorias em relação ao empilhamento bruto.	59
Figura 6.8 Análise espectral. (A) Espectro do empilhamento Bruto; (B) Espectro do empilhamento Pós-Deconvolução indicado pelas setas o ganho de frequência onde existe sinal no dado.	59
Figura 6.9 Campo de velocidade II apos a deconvolução.....	60
Figura 6.10 Campo de velocidade II suavizado com os parâmetros de suavização.	60
Figura 6.11 Análise espectral no domínio do tiro para mapear o groundroll.	61
Figura 6.12 Velocidade do <i>groundroll</i> de 654 m/s no tiro 9.....	61
Figura 6.13 Visualização no domínio F-K com a construção do polígono em forma de “gravata”.	63
Figura 6.14 (A) Groundroll; (B) Dado sísmico sem groundroll.	63
Figura 6.15 Primeira etapa da técnica de Mistura de Traços.....	64
Figura 6.16 Segunda etapa da técnica mistura de traços.	65
Figura 6.17 Tiro 102. (A) Antes da aplicação; (B) Depois da aplicação da técnica de Mistura de Traços, com uma perda de dados em vermelho.	65
Figura 6.18 Separação do tiro 102 com deconvolução. (A) Groundroll; (B) Dado sem o groundroll.	66
Figura 6.19 Tiro 102. (A) Groundroll tratado; (B) Dado sem o groundroll tratado....	66
Figura 6.20 Tiro 102 após a técnica LIFT.	67
Figura 6.21 Aplicação da correção estática residual.....	67

Figura 6.22 Sísmica processada de referência da Bacia do Solimões, indicando os principais refletores (fonte: Bacoccoli, <i>et al</i> 2004).	68
Figura 6.23 Migração pós-stack com AGC de 2000 ms (Dado Bruto). As setas apontam para o ruído <i>groundroll</i> no dado empilhado.	68
Figura 6.24 Migração pós-stack com AGC de 2000 ms. As setas indicam melhoras nos refletores (F-K).....	69
Figura 6.25 Migração pós-stack com AGC de 2000 ms. Em vermelho a melhoria na continuidade horizontal dos refletores (Mistura de Traços).	69
Figura 6.26 Migração pós-stack com AGC de 2000 ms. As setas em vermelho indicam a eliminação do <i>groundroll</i> se comparadas com as outras técnicas e a seta em azul indica um ganho de continuidade do horizonte que não foi conseguida com as demais técnicas (LIFT).....	69

Sumário

Resumo	6
Abstract.....	7
Índice de Figuras	8
Sumário	12
CAPÍTULO 1 Introdução	13
1.1 Objetivo	14
1.2 Localização do Dado Sísmico	15
CAPÍTULO 2 Teoria.....	17
2.1 Ondas Sísmicas	17
2.1.1 Ondas de corpo.....	17
2.1.2 Ondas Superficiais	18
2.1.3 Ondas Love	18
2.1.4 Ondas Rayleigh e <i>GroundRoll</i>	19
2.2 Velocidades das Ondas P e S e Módulos Elásticos	21
2.2.1 Módulo de Poisson (Poisson's Modulus, (σ)).....	23
2.2.2 Módulo de Incompressibilidade (<i>Bulk Modulus</i> , (K))	24
2.2.3 Módulo de Rigidez (Shear Modulus, (μ)).....	25
CAPÍTULO 3 Revisão Teórica das Técnicas de Atenuação do <i>Groundroll</i>	27
3.1 Transformada FK.....	27
3.2 LIFT	29
3.3 Mistura de Traços.....	30
CAPÍTULO 4 Etapas Iniciais do Processamento Sísmico	32
4.1 Aquisição dos Dados Sísmicos	32
4.2 Metodologia do Processamento do Dado Sísmico	33
4.3 Leitura do Dado	34
4.4 Geometria.....	34
4.4.1 Controle de Qualidade da Geometria.....	39
4.5 Edição de Traços e Silenciamento	42
4.6 Correção Estática	43
4.7 Correções de Amplitude	44
CAPÍTULO 5 Etapas Finais do Processamento Sísmico.....	48

5.1 Análises de Velocidade e Correção <i>Normal Moveout</i> (NMO).....	48
5.2 Empilhamento.....	52
5.3 Migração <i>Kirchhoff</i>	53
5.4 Pós-Processo	54
5.4 Ganho Automático (<i>Automatic Gain Control</i> (AGC))	54
CAPÍTULO 6 Resultados	55
CAPÍTULO 7 Conclusão	70
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	72

CAPÍTULO 1 Introdução

A Geofísica é uma ciência que é utilizada para compreender a composição, estrutura e dinâmica do planeta Terra através dos princípios da física. Por meio de métodos indiretos utilizando equipamentos geofísicos são realizadas medidas em superfície ou próximo a ela, com o objetivo de investigar o interior da Terra. Esses levantamentos podem ser realizados em diversas escalas, dependendo do objetivo ou do momento em que o projeto se encontra.

Dentre todos os métodos geofísicos, a sísmica de reflexão ganha destaque por ser a técnica geofísica mais conhecida e utilizada nos dias hoje. Essa técnica se encontra em um estado de muita sofisticação e uma boa parte disso se deu pelo grande investimento da indústria de hidrocarbonetos (KEAREY *et al.*, 2002).

Segundo Yilmaz (1987) o método sísmico pode ser dividido nas etapas de aquisição, processamento e interpretação. Nesse trabalho será analisada uma parte importante do processamento de sísmica terrestre, relacionada à atenuação do *ruído groundroll*.

Diversos tipos de ruídos podem ser gerados na etapa de aquisição sísmica, e podem prejudicar uma futura interpretação dos dados sísmicos. Por isso, os dados sísmicos devem passar por uma etapa de atenuação de ruídos no processamento. Esses ruídos podem muitas vezes mascarar reflexões de interesses da indústria de petróleo e gás, ou seja, sua atenuação pode ser decisiva na busca de hidrocarbonetos. O foco do presente trabalho será a etapa de processamento sísmico com o intuito de analisar e comparar diferentes técnicas de atenuação do *groundroll*. Esse ruído coerente é gerado pela onda Rayleigh que é formado pelo somatório das ondas compressoriais (P) com as cisalhantes (S), e apresenta alta amplitude, baixa frequência (menor que 30Hz) e baixa velocidade no sismograma. O *groundroll* por ser gerado pela fonte sísmica e ser um ruído de superfície, o seu registro ocorre nos geofones mais próximos à fonte e depois pelos mais distantes, sendo assim podendo coincidir ou não com as reflexões sísmicas. As técnicas

utilizadas para sua atenuação são: Mistura de Traços, LIFT e Transformada F-K (F de frequência e K de número de ondas).

1.1 Objetivo

Nesse trabalho foi processada uma linha sísmica terrestre 2D (0050-0070) adquirida no ano de 1983 na então chamada Bacia do Alto Amazonas, mas no ano de 1984 passou a ser chamada de Bacia do Solimões por Caputo (1984).

A atenuação do *groundroll* na sísmica terrestre é de extrema importância, pois tal ruído mascara parte das reflexões sísmicas. O objetivo desse trabalho é processar a linha sísmica 2D terrestre (0050-0070) da Bacia do Solimões com foco na atenuação do *groundroll*. Portanto foi aplicando separadamente na etapa de tratamento do dado, três técnicas de atenuação do *groundroll*, ou seja, tendo como resultado três imagens sísmicas diferentes apenas na etapa da atenuação. Tais técnicas podem ser comparadas no domínio do tiro (*shot gather*) e também com os dados empilhados. As técnicas utilizadas são:

- Mistura de Traços, que consiste em selecionar um número ímpar de traços sísmicos de um tiro (*shot*) e atribuir pesos a eles. Com essa técnica é possível realizar fluxos de processamento para atenuar ruídos, visando aumentar a correlação entre os traços mais próximos.
- LIFT: técnica que propõe um fluxo de processamento onde o objetivo é atenuar ruídos. O primeiro passo consiste em separar o sinal e o ruído em dois envelopes, onde o envelope do ruído é tratado, para retirar o máximo de sinal remanescente que restou nele, e só então ele será somado ao envelope do sinal, formando apenas um único envelope. Esse método utiliza diversas técnicas já existentes no mercado.
- Transformada F-K transforma o dado do domínio tempo-distância para frequência-número de ondas para melhor visualizar o *groundroll* e em seguida eliminá-lo.

1.2 Localização do Dado Sísmico

A Bacia do Solimões é uma bacia paleozóica com cerca de 480.000 km² de extensão, encoberta por depósitos cretáceos e terciários que atingem uma área total de 950.000 km². Está situada na região norte do Brasil, no Estado do Amazonas (fig. 1.1), onde já foram perfurados 166 poços exploratórios (1 poço para cada 2.890 km²) até junho/2010 e foram descobertas três importantes províncias de hidrocarbonetos: Juruá (gás), São Mateus (gás/condensado) e Rio Urucu (petróleo). As reservas totais, em dezembro de 2009, eram de 705 x 10⁶boe, enquanto a produção diária alcançava 38.900 bbl de óleo + condensado e 11,2 x 10⁶ m³ de gás natural, em junho de 2010 (Fonte: ANP).

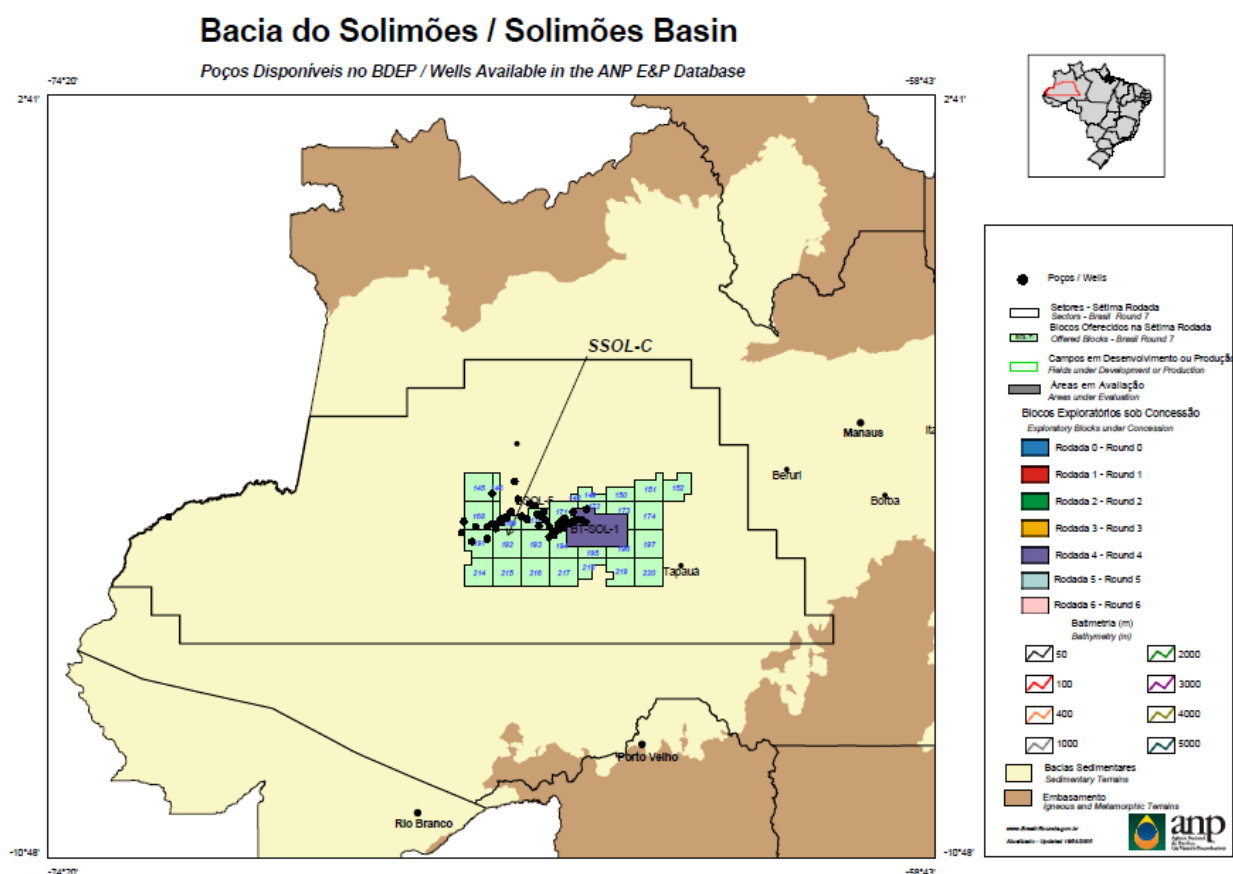


Figura 1.1 A Bacia do Solimões se localiza na região norte no Brasil. (fonte: ANP).

A linha sísmica processada nesse trabalho foi adquirida na Bacia do Solimões e está localizada(fig.1.2) entre os campos de Juruá a oeste e o campo de Araracanga a leste.

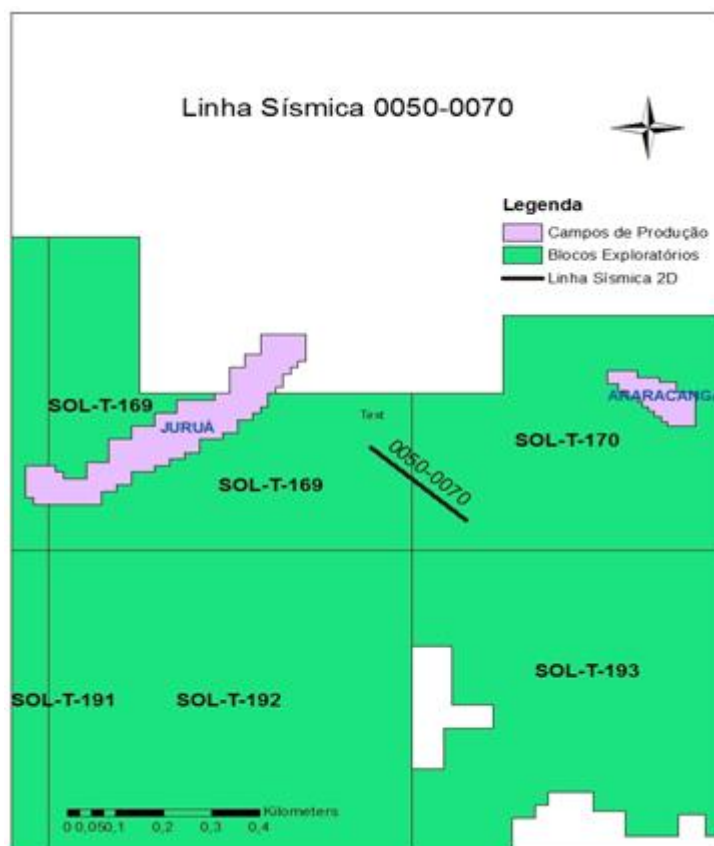


Figura 1.2 Localização da linha sísmica 0050-0070 na Bacia do Solimões.

CAPÍTULO 2 Teoria

2.1 Ondas Sísmicas

Segundo Philip Kearey *et al* (2002) as ondas sísmicas são pacotes de energia de deformação elástica que se propagam radialmente a partir de uma perturbação do meio, que pode ser gerado por terremoto ou uma explosão. Essas ondas podem ser captadas através de sismógrafos, hidrofones, geofones ou acelerômetros para serem estudadas. Elas podem ser classificadas de duas formas: as ondas de corpo e as ondas de superfície.

2.1.1 Ondas de corpo

As ondas compressoriais (P) e cisalhantes (S) (fig. 2.1) são classificadas como ondas de corpo, pois são ondas internas que se propagam pelo interior da Terra e cada uma tem sua característica específica de propagação. Elas se propagam no meio causando perturbações de um ponto a outro em subsuperfície com certa velocidade. A onda P se caracteriza por ser uma onda longitudinal, dilatacional, compressional e primária. A onda do tipo cisalhante, transversal, rotacional ou secundária é a do tipo S.

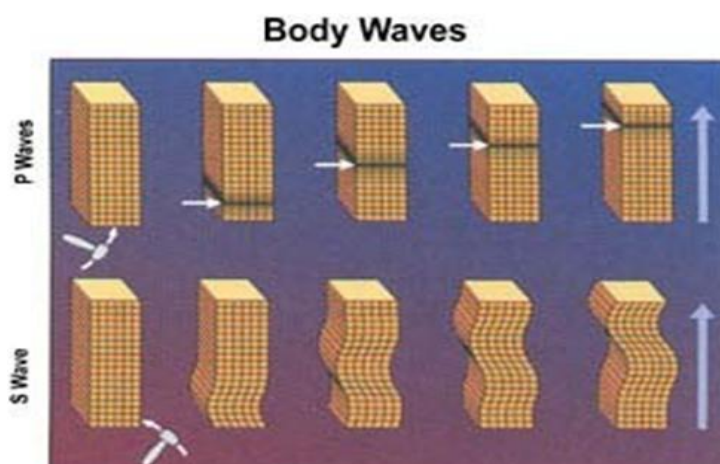


Figura 2.1 Modelo das ondas de corpo do tipo P e S (fonte: Vitorino, 2010).

2.1.2 Ondas Superficiais

A partir de uma perturbação exercida na superfície da Terra por um terremoto ou uma fonte sísmica são geradas as ondas superficiais. Elas estão confinadas na superfície e podem ser classificadas como: as ondas Love ou Rayleigh.

2.1.3 Ondas Love

A onda Love foi descoberta pelo matemático britânico *Augustus Edward Hough* Love que desenvolveu um modelo matemático em seu livro *Some Problems of Geodynamics* que lhe rendeu o Prêmio *Adams* pela faculdade de Matemática da Universidade de Cambridge em 1911. Essa onda é concentrada nas camadas mais externas do planeta Terra, correspondendo à superposição de ondas S com vibrações horizontais (SH). A sua propagação ocorre em um plano horizontal que é perpendicular à direção de propagação, como é ilustrado na figura 2.2.

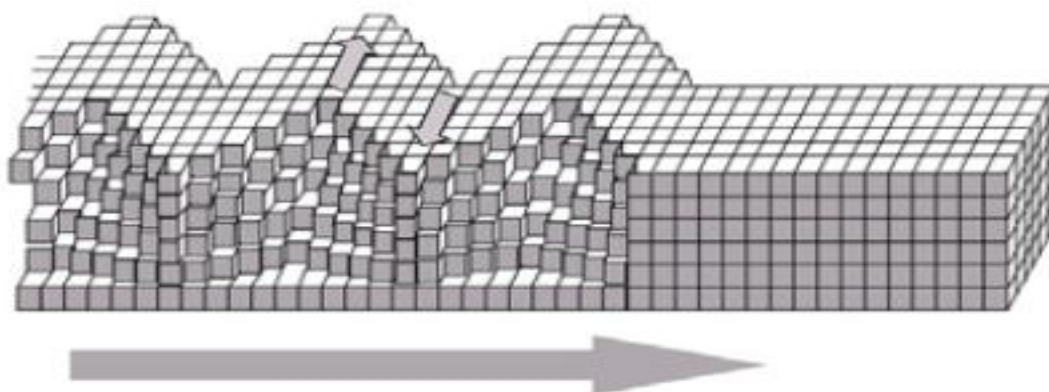


Figura 2.2 Modelo de propagação das partículas provocada pela passagem da Onda Love. (fonte: Brunetta 2005).

Para a indústria de petróleo essa onda não possui muita importância, como descreveu Santos (2011) que “para exploração sísmica, essas ondas não possuem maior importância e muitos geofones já são desenhados para responder apenas aos movimentos verticais das partículas de superfície, não detectando a onda Love”, por esse motivo a onda Love não será tratada nesse trabalho.

2.1.4 Ondas Rayleigh e GroundRoll

A onda *Rayleigh* (fig. 2.3) que também é conhecida como ondas-R é também denominada como onda de superfície e resulta da combinação das ondas P e S. Foram John William Strutt e Lord Rayleigh (1885) que descobriram a existência da onda *Rayleigh*.

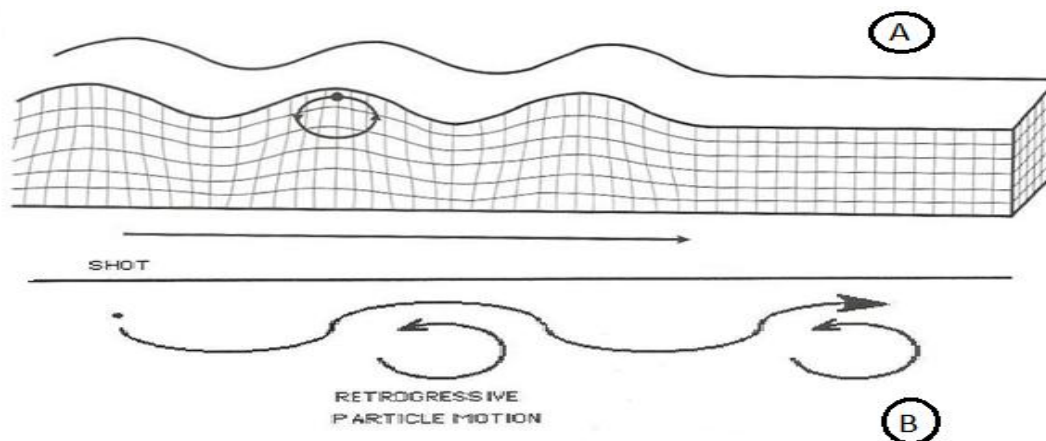


Figura 2.3 Modelo de propagação das partículas em um terreno. (A) Onda Rayleigh se propagando em uma camada. (fig. extraída de Bolt, 1982). (B) Movimento orbital de uma partícula da Onda Rayleigh. (fonte: modif. Evans, 1997).

Segundo Kearey et al. (2002, p.59), as ondas *Rayleigh* se propagam (fig. 2.3) de uma forma bastante particular e registrou que:

Ao longo de uma superfície livre ou ao longo da interface entre dois meios sólidos não similares, sendo que as partículas afetadas têm movimentos elípticos num plano perpendicular à superfície e contém a direção de propagação. O movimento orbital da partícula se dá no sentido oposto ao do movimento circular associado a uma onda oscilatória na água, e é, portanto, algumas vezes descrito como retrógrado.

Kearey et al. (2002) completam dizendo que a diferença que se tem entre as ondas oscilatórias na água e a onda *Rayleigh*, é o fato do sólido reagir com deformações cisalhantes, o que não ocorre em um líquido. A sua velocidade é dependente da constante elástica das camadas superficiais e sempre apresenta uma velocidade menor do que as ondas de corpo do tipo S. É observado que durante a sua propagação ela vai se tornando dispersiva devido à variação da velocidade com

a profundidade e a sua forma apresenta progressivas mudanças devido às diferentes componentes de frequência.

O *groundroll* (ruído de rolamento) (fig. 2.4) é gerado pelas ondas *Rayleigh* e apresenta grandes amplitudes, baixas velocidades e frequências (≈ 30 Hz).

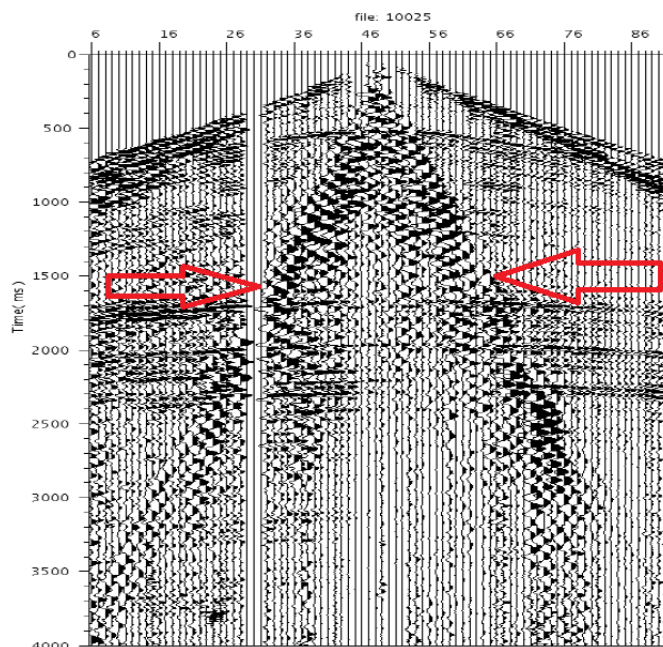


Figura 2.4 Evento Groundroll apontado pelas setas vermelhas mascarando as reflexões mostradas em um sismograma de registro de 4000 MS de um levantamento 2D terrestre (Yilmaz, 1987).

Na figura 2.5 pode ser observado um esquema apresentando a propagação de uma onda sísmica que mostra os problemas causados pela onda direta. Segundo Yilmaz (1987) o *groundroll* é um tipo de onda *Rayleigh* que é captada pelos geofones devido ao acoplamento de ondas compressoriais e das componentes verticais das ondas cisalhantes que se propagam ao longo da superfície livre.

Ele é considerado como um ruído coerente, ou seja, ruídos que apresentam uma lei de formação, um alinhamento ou uma correlação através de vários traços do registro sísmico. Ele é comumente observado nos dados sísmicos adquiridos em terra. Alguns autores propuseram métodos para atenuá-lo no registro sísmico, tais como Transformada *Wavelet* (KHENE, 2005), através da Decomposição em Modos Empíricos (Amorim, 2009), transformada *curvelet* (Oliveira, 2009) entre outros.

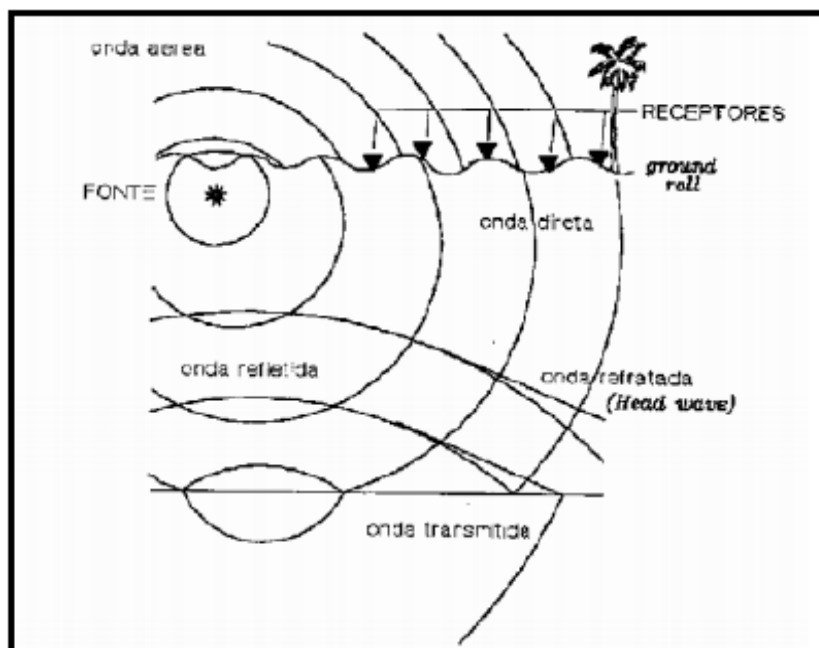


Figura 2.5 Onda sísmica se propagando e mostrando a formação do groundroll pela onda direta.

(Fonte: Oliveira, 2009).

2.2 Velocidades das Ondas P e S e Módulos Elásticos

A velocidade das ondas P e S estão relacionadas com a densidade e com “módulo elástico apropriado do material” segundo Philip Kearey (2002), ou seja, depende da relação entre o esforço gerado pela onda e a consequente deformação. ROSA (2010) afirmou que:

“Na teoria da elasticidade, deformação corresponde a uma variação relativa de volume ou comprimento, ou seja, trata-se de uma grandeza adimensional. Já o esforço tem dimensões de força por unidade de área e é equivalente, no caso de um fluido, à pressão.”

No contexto de propagação de ondas o entendimento da Lei de Hooke (equação 2.1) é de fundamental importância. Ela expressa a relação entre os esforços e deformações que pode ser aplicada a um corpo. As deformações podem ser de compressão, distensão, flexionais, torções entre outras e elas podem ser dos tipos elásticos ou plásticos. Na figura 2.6 abaixo foi exemplificada uma situação da aplicação da Lei de Hooke. Um corpo com comprimento H sofre uma força de estiramento que estira o em ΔH que é diretamente proporcional à força aplicada. O módulo de *Young* (equação 2.2), que compõe a equação 1 segundo Santos (2011)

“descreve a elasticidade, ou a tendência de um objeto se deformar ao longo de um eixo, quando forças opostas são aplicadas.”.

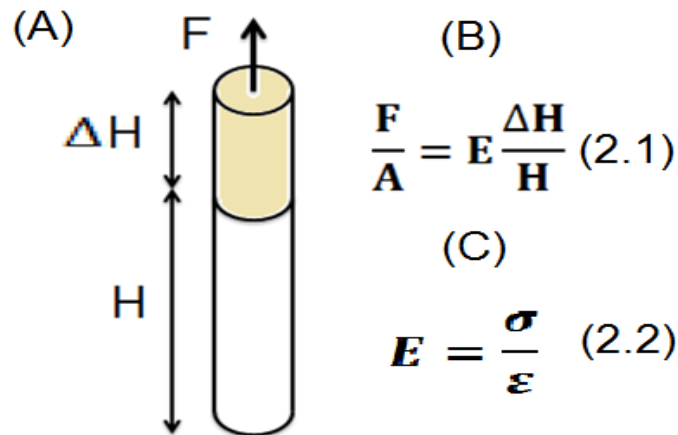


Figura 2.6 **(A)** Demonstração da relação entre tensão-deformação 1D para um corpo elástico; **(B)** Equação da Lei de Hooke: (H) Altura do Cilindro, (F) Força de estiramento, (ΔH) Fração estirada, (A) Área, (E) módulo de Young; **(C)** Módulo de Young (σ) tensão aplicada, (ϵ) deformação elástica longitudinal.

Relacionando os módulos elásticos com a densidade do material temos a velocidade das ondas P e S. A onda S é uma onda que só se propaga em meios sólidos por isso só depende do módulo de rigidez e a da densidade, no que difere das ondas P que se propagam nos meios sólidos, líquidos e gasosos, por isso depende dos módulos de rigidez, incompressibilidade e da densidade. Abaixo se observa as equações (2.3 e 2.4) das ondas P e S:

$$V_p^2 = \frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho} \quad (2.3)$$

$$V_s^2 = \frac{\mu}{\rho} \quad (2.4)$$

Onde:

V_p => Velocidade da onda P;

V_s => Velocidade da onda S;

K => Módulo de incompressibilidade;

$\mu \Rightarrow$ Módulo de rigidez;

$\rho \Rightarrow$ Densidade.

2.2.1 Módulo de Poisson (Poisson's Modulus, (σ))

O módulo de Poisson representa a relação entre as deformações longitudinais e as laterais como demonstrado na figura 2.7 e matematicamente na equação 2.5. Ele “não pode ser menor do que -1 e nem maior do que 0,5” (Santos, 2011) com valor adimensional, sendo quanto maior o valor do módulo menor será a deformação e quanto menor o valor maior será a deformação. O módulo de Poisson é bastante influenciado por gás, pois ele é altamente compressível, ou seja, ele permite mudança no volume, já os líquidos agem de forma contrária, pois eles são matérias incompressíveis, o volume “esticado” é igual ao volume inicial. Então rochas com gás têm seu módulo de Poisson mais próximo de zero, enquanto que rochas saturadas em líquidos (água, óleo) têm seu módulo mais próximo de 0,5 que é o valor máximo.

$$\sigma = \frac{\Delta H/H}{-\Delta L/L} \quad (2.5)$$

Onde:

$\sigma \Rightarrow$ Módulo de *Poisson*;

$\Delta H \Rightarrow$ Variação da Deformação da altura;

$H \Rightarrow$ Altura;

$\Delta L \Rightarrow$ Variação da Deformação do comprimento;

$L \Rightarrow$ Comprimento.

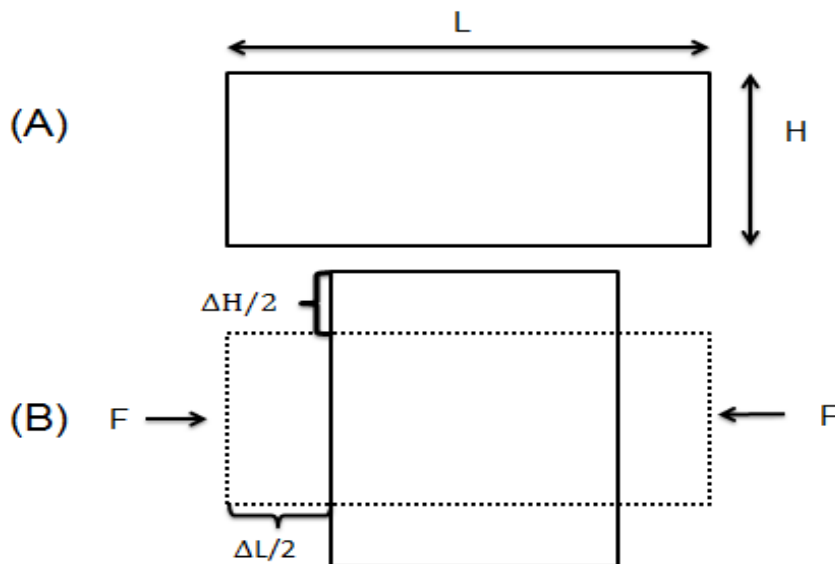


Figura 2.7A figura demonstram o Módulo de *Poisson*. **(A)** Estado inicial; **(B)** Estado final após oesforço F ser aplicada na lateral da altura H e gerar um estiramento na altura H e assim uma compressão no comprimento L.

O Módulo de *Poisson* também pode ser empiricamente representado em função de V_p e V_s (equação 2.6):

$$\sigma = \frac{\frac{1}{2} - \left(\frac{V_s}{V_p}\right)^2}{1 - \left(\frac{V_s}{V_p}\right)^2} (2.6)$$

2.2.2Módulo de Incompressibilidade (*Bulk Modulus, (K)*)

O módulo de incompressibilidade conhecido também como *Bulk Modulus* admite que quanto maior o seu valor maior será a resistência de um corpo à compressão. Hilterman (2001) descreveu bem o módulo de incompressibilidade, segundo ele se quisermos encontrar o valor de K de uma bola de borracha sólida, basta medirmos o valor inicial do diâmetro da bola de borracha e depois compararmos com o diâmetro da bola de borracha mergulhada a uma profundidade de uns 150 m que estará a uma pressão por volta de 1590 kPa. Assim conhecendo a mudança no esforço eno volume, o módulo pode ser calculado. A figura 2.8 ilustra a situação exposta por Hilterman, abaixo:

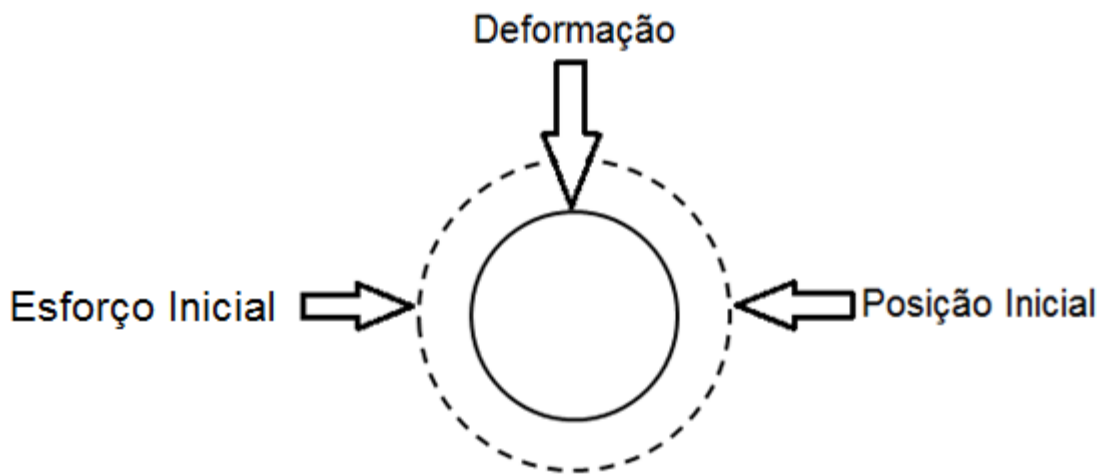


Figura 2.8 Uma esfera sofrendo uma deformação por ação da incidência de um esforço que faz mudar seu volume e tensão.

A equação do *Bulk Modulus* (equação 2.7) se encontra abaixo:

$$K = \frac{\Delta P}{\Delta V/V} \quad (2.7)$$

Onde:

$\Delta P \Rightarrow$ Delta da Pressão;

$\Delta V \Rightarrow$ Delta do Volume;

$V \Rightarrow$ Volume.

2.2.3 Módulo de Rigidez (Shear Modulus, (μ))

O módulo de rigidez é uma medida de resistência de um material à tensão ao cisalhamento e pela equação 2.8 vemos que é a razão entre a tensão de cisalhamento e a deformação cisalhante. Na figura 2.9 vemos um exemplo demonstrando um corpo sofrendo uma força cisalhante e como resultado uma deformação cisalhante.

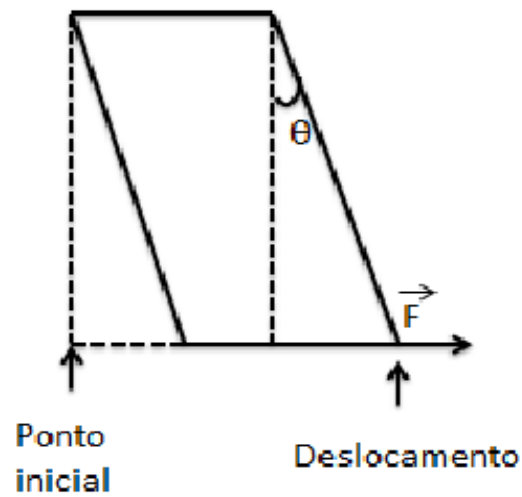


Figura 2.9 Demonstra um corpo retangular sofrendo uma força de cisalhamento.

$$\mu = \frac{\Delta F/A}{\Delta L/L} \quad (2.8)$$

Onde:

$\Delta F \Rightarrow$ Esforço de Cisalhamento (tangencial);

$A \Rightarrow$ Área da secção transversal;

$L \Rightarrow$ Distância entre os planos de cisalhamento;

$\Delta L \Rightarrow$ Deslocamento da ruptura.

Esforço $\Rightarrow \frac{\text{Força}}{\text{Área}}$

CAPÍTULO 3 Revisão Teórica das Técnicas de Atenuação do *Groundroll*

3.1 Transformada FK

O sinal sísmico é adquirido em função do tempo e por coordenadas espaciais. Em algumas circunstâncias é muito útil representar esse sinal sísmico no domínio da frequência, como exemplo pode-se pensar nas aplicações na geofísica e, particularmente na equação da onda que são muito mais facilmente compreendidas no domínio frequência-número de ondas do que no domínio tempo-distância. Percebe-se que muitos algoritmos de processamento sísmico são analisados no domínio da frequência (ROSA, 2010).

A técnica F-K é um dos métodos mais conhecidos e usuais de filtrar o *groundroll*. Através dela é realizada uma operação matemática que transforma o dado para o domínio da frequência x número de onda (k) (Embree et al., 1963; Wiggins, 1966) sendo assim fica mais fácil mapear o *groundroll* (fig.3.1) e atenuá-lo. Observa-se que também é possível realizar o processo inverso que é a transformada de *Fourier* inversa que permite a mudança para o domínio original do dado, que seria passar do domínio frequência-número de ondas para o domínio tempo-distância.

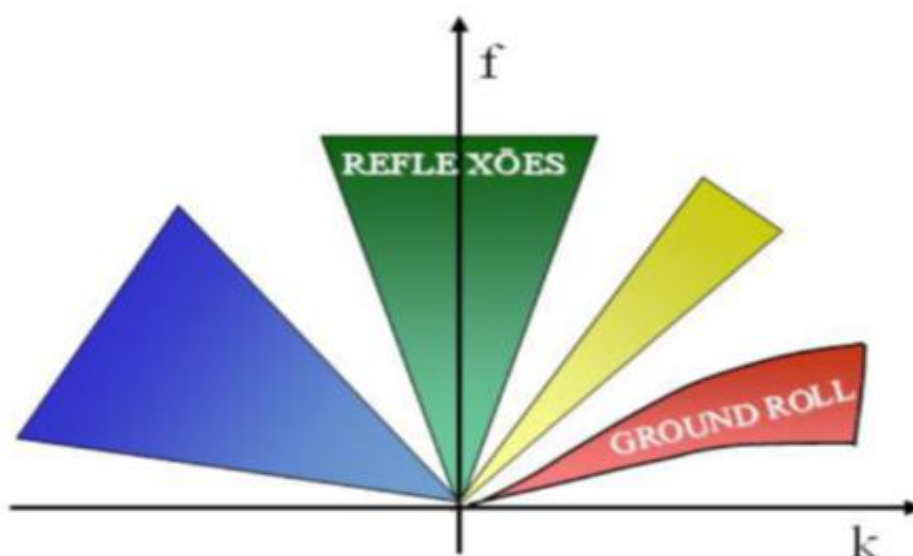


Figura 3.1 Gráfico da decomposição do sinal sísmico após a transformada F-K (fonte: Azevedo, 2009).

A transformada de *Fourier* pode ocorrer de três formas: funções discretas periódicas ou não periódicas, funções periódicas com um período T que se repete e as funções contínuas não periódicas que não se repetem (Alves, 2009). Através das equações abaixo, são realizados os cálculos:

Para o caso de uma função periódica de período T e tempo t, adotamos que x(t) é uma função e $k = 2\pi f$ que é a frequência angular (Hatton, et al, 1985).

$$x(t) = a_0 + 2 \left(\sum_{k=1}^{\infty} a_k \cos \left(\frac{2\pi kt}{T} \right) + b_k \sin \left(\frac{2\pi kt}{T} \right) \right) \quad (3.1)$$

Onde temos a_k e b_k ;

$$a_k = \frac{1}{T} \int_0^T x(t) \cos \left(\frac{2\pi kt}{T} \right) dt \quad k \geq 0 \quad (3.2)$$

$$b_k = \frac{1}{T} \int_0^T x(t) \sin \left(\frac{2\pi kt}{T} \right) dt \quad k \geq 1 \quad (3.3)$$

Aplicando ao caso de funções contínuas e não periódicas temos que:

$$x(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} X(k) \exp(i2\pi kt) dk \quad (3.4)$$

Sendo,

$$X(k) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) \exp(-i2\pi kt) dt \quad (3.5)$$

Define-se então que x(t) é a transformada de *Fourier* inversa e X(k) a transformada de *Fourier*.

Estendendo o caso para funções discretas, periódicas ou não periódicas temos:

$$X_k = a_k - i b_k \quad (3.6)$$

Com a substituição de a_k e b_k , chegamos em:

$$\mathbf{X}_k = \frac{1}{T} \int_0^T x(t) \exp \left(-i \left(\frac{2\pi kt}{T} \right) \right) dt \quad (3.7)$$

Admitindo que a série $x(t)$ é apenas conhecida para um conjunto de valores discretos de t , equidistantes, tomando a forma de $(X_0, X_1, X_2, X_3, \dots, X_{n-1})$. Então os valores de t para a função que será amostrada são: $t=rd$ onde r é um número inteiro entre 0 e $N-1$ e d é o intervalo de amostragem. Assim forma-se a equação da transformada de *Fourier* (equação 3.8).

$$\mathbf{X}_k = \frac{1}{N} \sum_{r=0}^{N-1} x_r \exp \left(-i \left(\frac{2\pi kr}{N} \right) \right) \quad (3.8)$$

E a transformada de *Fourier* inversa (equação 3.9).

$$\mathbf{X}_r = \sum_{k=0}^{N-1} x_k \exp \left(i \left(\frac{2\pi kr}{N} \right) \right) \quad (3.9)$$

As equações 3.8 e 3.9 são as utilizadas na sismologia, pois são funções discretas que se adequam ao sinal sísmico que também é adquirido de forma discreta com um determinado intervalo de amostragem regular.

3.2 LIFT

LIFT (Choo, 2003) é uma técnica de fluxo de processamento restritamente conhecida na indústria de petróleo. Desenvolvida no *Core Lab* com o objetivo de atenuar ruídos e melhor preservar a integridade das amplitudes de reflexões primárias do dado sísmico. A técnica foi desenvolvida para ser empregada na atenuação de diversos tipos de ruídos como: Múltiplas, ruídos aleatórios e *groundroll*. Segundo Choo (2003) a técnica pode ser usar uma variedade de métodos já conhecidos, e a escolha vai depender da natureza do ruído que se quer atenuar. As técnicas que se podem usar são: FX Decon, transformada F-K, inversão AVO, transformada Radon.

Na figura 3.2 podemos observar o fluxo da técnica LIFT. O primeiro passo é separar o dado em duas partes, uma com sinal e a outra com o ruído do dado. Sabe-se que dentro desse envelope de ruídos temos sinal que está mascarado, então a idéia é tratar esse ruído para realçar o máximo possível o sinal

remanescente. Com o ruído tratado é possível retirar o sinal remanescente e somá-lo ao sinal inicial, ou seja, aumentando a razão sinal/ruído.

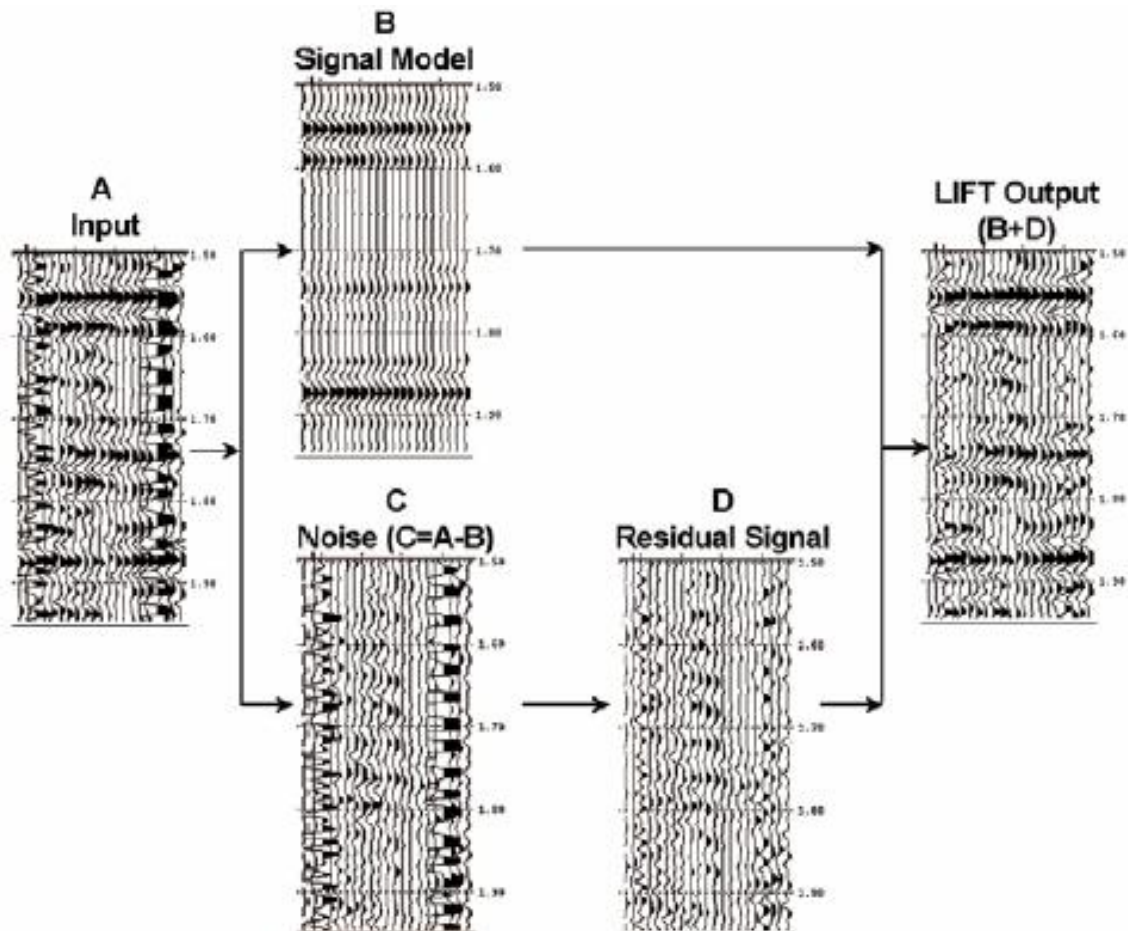


Figura 3.2 Esquema exemplificando o fluxo da técnica LIFT. (Fonte: Chooet al., 2003).

3.3 Mistura de Traços

A técnica consiste em executar uma mistura de traços sísmicos com uma atribuição de pesos para cada traço escolhido, ou seja, traços que receberam pesos maiores terão maior influência no resultado final do que traços com pesos menores. Através da mistura de traços é possível utilizar o algoritmo de média ou mediana. No presente trabalho foi escolhido o cálculo através do algoritmo de média para os traços sísmicos. Pode-se observar a equação de média abaixo:

$$\text{Média} = \frac{W_1 \times T_{1i} + W_2 \times T_{2L} + W_3 \times T_{3L} + W_4 \times T_{4L} + W_5 \times T_{5l} + W_n \times T_{nL} \dots}{W_1 + W_2 + W_3 + W_4 + W_5 + W_n \dots} \quad (3.10)$$

Onde:

$W_n \Rightarrow$ É o valor do peso que é atribuído para cada traço;

$T_{nL} \Rightarrow$ É o numero do traço n que ganhará o peso n.

Primeiramente é escolhido um número de traços n, (um número ímpar pode ser escolhido, pois é necessário ter um traço central no cálculo). Depois é atribuído um peso para cada traço, que dependendo do seu valor o traço terá maior ou menor influência nos traços gerados após o cálculo. No método de média, cada traço misto de saída é composto pela quantidade de traços que contribuíram para cada tempo de amostragem.

CAPÍTULO 4 Etapas Iniciais do Processamento Sísmico

4.1 Aquisição dos Dados Sísmicos

Em 1983 a equipe da Petrobras 0050 fez o levantamento da linha 0050-0070 na Bacia do Solimões, com extensão de 19.700 metros. Foi utilizado o arranjo *Split-spread* com um gap, ou seja, é uma geometria simétrica, mas com uma distância diferenciada entre o ponto de tiro e a primeira estação (fig.4.1).

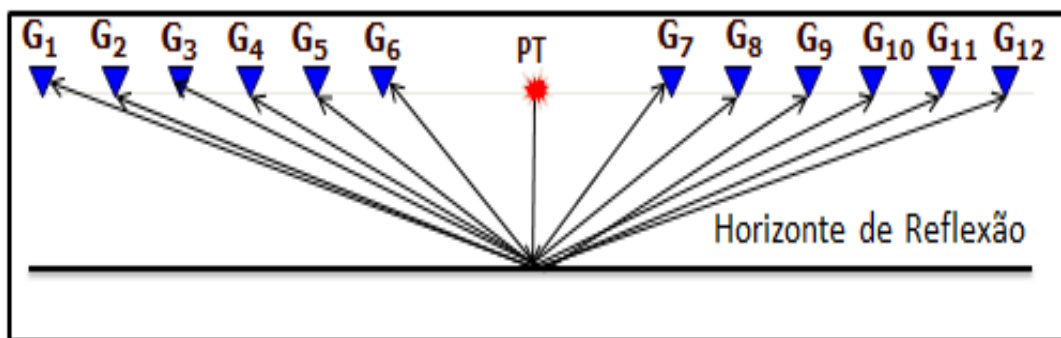


Figura 4.1 Geometria Split-Spread de aquisição sísmica.

Segundo o relatório do observador foram dados 197 tiros espaçados de 100 em 100 m, com fonte de dinamite com carga de 2.7 kg, 492 estações espaçadas de 50 em 50 m, cada estação tinha 24 geofones espaçados de 2 em 2 m com geometria em linha, foram utilizados 96 canais e o tempo de registro foi de aproximadamente 3.0 s (fig. 4.2). A amostragem foi de 4 ms, o que permite dizer que a máxima frequência que se pode registrar corretamente é igual ou inferior a 125 Hz segundo o cálculo da frequência de *Nyquist* (equação 4.1).

$$f_N = \frac{1}{2\Delta t} \Rightarrow f_N = \frac{1}{2 \times 0,004} = 125 \text{ Hz (4.1)}$$

O lanço do levantamento é demonstrado na figura 4.2, onde é observada a disposição dos canais que começa do 1º até o 48º, seguido do ponto de tiro com *offset* mínimo de 150 metros e o máximo de 2500 metros e finalizando com 49º até o 96º canal.

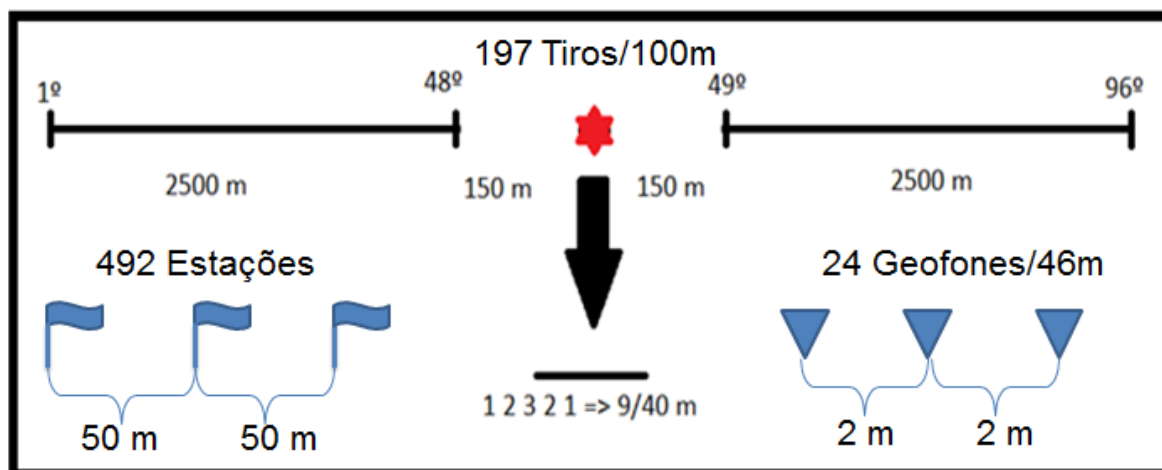


Figura 4.2 Geometria da linha 0050-0070.

4.2 Metodologia do Processamento do Dado Sísmico

O objetivo desse processamento é gerar um fluxo (fig. 4.3) que garanta a igualdade em toda metodologia, exceto no momento de atenuar o *groundroll* que serão empregadas três técnicas de atenuação (LIFT, F-K e Mistura de Traços) logo após a análise de velocidade II. Com esse fluxo será possível comparar de forma qualitativa as três técnicas no domínio do tiro e pós-empilhamento.

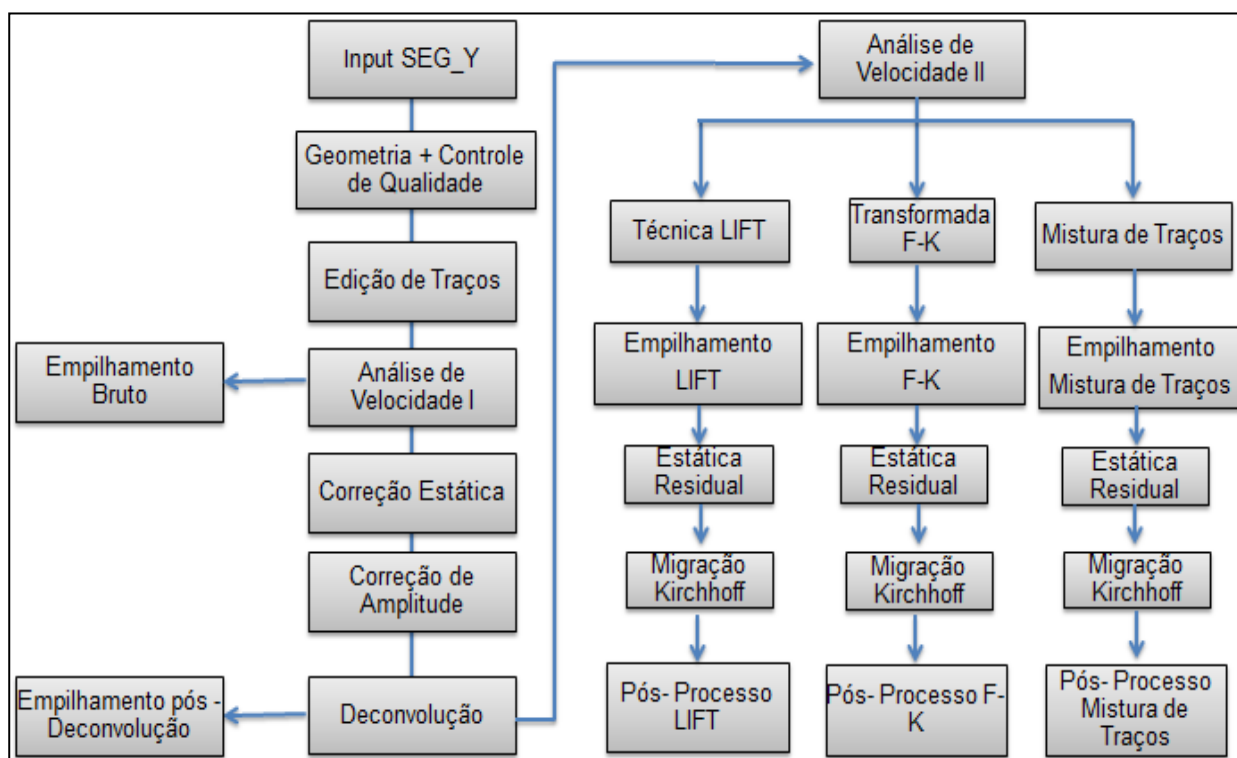


Figura 4.3 Fluxo de Processamento para linha 0050-0070.

4.3 Leitura do Dado

Em levantamentos sísmicos mais antigos os dados eram gravados de forma multiplexada (os traços sísmicos eram constituídos por amostras de todos os receptores) e antes de dar início ao processamento eles deveriam ser demultiplexados (cada traço sísmico era composto pelas amostras de um único receptor). Nos dias de hoje os dados já são adquiridos e gravados em formato demultiplexado, ou seja, necessitando apenas uma leitura.

Os padrões estabelecidos pela SEG (*Society Exploration Geophysics*) devem ser seguidos durante o processo de gravação dos dados sísmicos em fitas ou CD-ROM/DVD-ROM nos formatos SEG-Y ou SEG-D que são os formatos mais utilizados nos dias atuais pela indústria do petróleo.

No presente trabalho a linha 0050-0070 foi cedida pelo BDEP já no formato SEG-Y. Para dar início ao processamento, primeiramente o SEG-Y foi convertido para o formato interno do software de processamento utilizado (*ProMAX/SeisSpace*).

4.4 Geometria

A geometria é uma etapa muito importante no processamento, pois é a partir dela que pode ser definido o posicionamento e a relação entre fontes e receptores com suas determinadas coordenadas. Qualquer erro nessa etapa pode implicar em perdas ou erros nas etapas posteriores do processamento, por isso é muito importante ter um bom controle de qualidade para dar mais segurança à geometria.

Para fazer a geometria desse dado foi necessário nesse caso realizar consultas no relatório do observador e nos arquivos UKOOA e TOC-file, onde terão informações acerca do levantamento, como as coordenadas de fontes e receptores e um identificador do arquivo de campo (*field file identification* – FFID) respectivamente. Mas nem todos esses arquivos estavam disponíveis e quando disponíveis nem todos os arquivos de texto continham todas as informações necessárias, isso devido o dado ser antigo. É importante ressaltar que em certos casos a geometria já é encontrada no *header* (cabeçalho) do traço sísmico.

Foram preenchidas 3 tabelas para a etapa de geometria:

- *Source*(fonte);
- *Receiver*(receptor);
- *Patterns*(padrão).

Na tabela de *Source*(fig.4.4), foram preenchidos os valores das coordenadas X e Y, estação onde cada ponto de tiro se relacionou e o FFID relativo a cada tiro.

Mark Block	Source	Station	X	Y	Z	FFID	Offset	Skid	Uphole	Hole Depth	Pattern	Mun Chn	Shot Fold*	1st Live Sta	1st Live Chn
1		2	104	161098,7	9464632,0	4,0	2		0,0	0,0	1	96	96	54	1
2		3	106	161172,7	9464566,0	8,0	3		0,0	0,0	1	96	96	56	1
3		4	108	161246,7	9464500,0	1,0	4		0,0	0,0	1	96	96	58	1
4		5	110	161321,0	9464433,0	4,0	5		0,0	0,0	1	96	96	60	1
5		6	112	161395,0	9464367,0	7,0	6		0,0	0,0	1	96	96	62	1
6		7	114	161469,0	9464301,0	5,5	7		0,0	0,0	1	96	96	64	1
7		8	116	161543,3	9464235,0	4,0	8		0,0	0,0	1	96	96	66	1
8		9	118	161617,4	9464169,0	7,0	9		0,0	0,0	1	96	96	68	1
9		10	120	161691,7	9464103,0	5,0	10		0,0	0,0	1	96	96	70	1
10		11	122	161765,7	9464037,0	3,0	11		0,0	0,0	1	96	96	72	1
11		12	124	161839,7	9463971,0	7,0	12		0,0	0,0	1	96	96	74	1
12		13	126	161914,0	9463905,0	5,0	13		0,0	0,0	1	96	96	76	1
13		14	128	161988,0	9463839,0	3,0	14		0,0	0,0	1	96	96	78	1
14		15	130	162062,4	9463773,0	6,0	15		0,0	0,0	1	96	96	80	1
15		16	132	162136,4	9463707,0	4,5	16		0,0	0,0	1	96	96	82	1

Figura 4.4Tabela de *Sources* contendo informações de cada ponto de tiro (*shot*).

Na tabela do *Receiver*(fig. 4.5) foram preenchidos os valores de coordenada de X e Y dos receptores, elevação e número relativo à estação.

Mark Block	Station	X	Y	Elev	Static
1	52	159174,7	9466348,0	1,0	0,0
2	53	159211,7	9466315,0	1,0	0,0
3	54	159248,7	9466282,0	1,0	0,0
4	55	159285,7	9466249,0	1,0	0,0
5	56	159322,7	9466216,0	1,0	0,0
6	57	159359,7	9466183,0	1,0	0,0
7	58	159396,7	9466150,0	1,0	0,0
8	59	159433,7	9466117,0	1,0	0,0
9	60	159470,7	9466084,0	1,0	0,0
10	61	159507,7	9466051,0	1,0	0,0
11	62	159544,7	9466018,0	1,0	0,0
12	63	159581,7	9465985,0	1,0	0,0
13	64	159618,7	9465952,0	1,0	0,0
14	65	159655,7	9465919,0	1,0	0,0
15	66	159692,7	9465886,0	1,0	0,0
16	67	159729,7	9465853,0	1,0	0,0
17	68	159766,7	9465820,0	1,0	0,0
18	69	159803,7	9465787,0	1,0	0,0
19	70	159840,7	9465754,0	1,0	0,0
20	71	159877,7	9465721,0	1,0	0,0

Figura 4.5Tabela de *Receiver* contendo informações de cada estação.

Na tabela *Pattern*(fig.4.6) é definido o posicionamento entre fontes e receptores no momento da aquisição.

Mark Block	Rcvr Inc	Max/Gap Chan	Rcvr MaxChan	Chan Inc	Min Chan	Rcvr MinChan	Pattern	Error
1	1	48	99	1	1	52	1	
2	1	96	152	1	49	105	1	
3								
4								
5								

Figura 4.6Tabela de *Pattern* contendo informação a cerca da geometria de levantamento (lanço).

Após preencher todas as tabelas corretamente a próxima etapa será de calcular as coordenadas de CMP (*common midpoint*) que será realizada pelo próprio *software*.

Segundo Rosa (2010) a técnica CDP foi idealizada por Harry Mayne no início dos anos 1950, entretanto Cecil Green já na década de 1930 tinha aplicado um conceito similar, mas a técnica só foi aplicada em escala de produção a partir dos anos de 1960.Em um levantamento sísmico os métodos de *Common Midpoint* (CMP) ou *Common Depth Point*(CDP) são ideais para obtenção de imagens de camadas em subsuperfície do planeta Terra. Logo que um tiro sísmico é disparado, a frente de onda se propaga nas camadas internas da Terra (fig.4.7) e ao coincidir em uma interface geológica podendo ser refletida em um ponto específico. Esse ponto médio de reflexão (Santos, 2011) está na metade do caminho entre a posição do tiro e a do receptor (geofone).

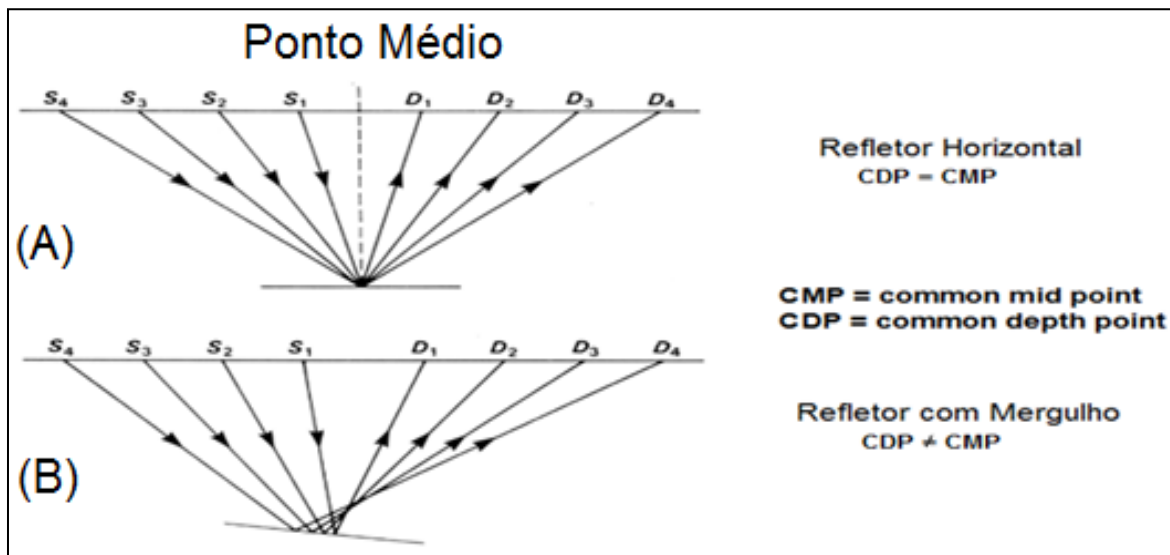


Figura 4.7 Um esquema de uma família de traços (gather) com ponto médio comum onde S é o ponto de tiro e D o detector (geofone). (A) Refletor Horizontal, (B) Refletor com inclinação. (Fonte: <http://ecollection.library.ethz.ch/eserv/eth:25462/eth-25462-13.pdf>, 2013)

A técnica CMP consiste em amostrar diversas vezes o mesmo ponto em subsuperfície a partir de distintos tiros, aumentando a razão sinal/ruído. A partir dessas diversas amostragens em um ponto único pode ser aplicado o *Normal Move Out* (que consiste na eliminação do efeito hiperbólico causado pelo afastamento fonte receptor) e aplicar a soma dos mesmos, o que gera um aumento de amplitude do sinal coerente e atenuando alguns ruídos. A cobertura (*fold*) é o nome dado para o número de amostragens do mesmo ponto em subsuperfície, e o seu cálculo é muito simples como pode ser observado na equação 4.2.

$$\text{Cobertura} = \frac{1}{2} \left(\text{numero de canais} \times \frac{\text{intervalo de estações}}{\text{intervalo de pontos de tiro}} \right) (4.2)$$

No presente trabalho a cobertura foi de 24, uma vez que o número de canais é 96, o intervalo de estação é 50 m e o intervalo de pontos de tiro é 100 m.

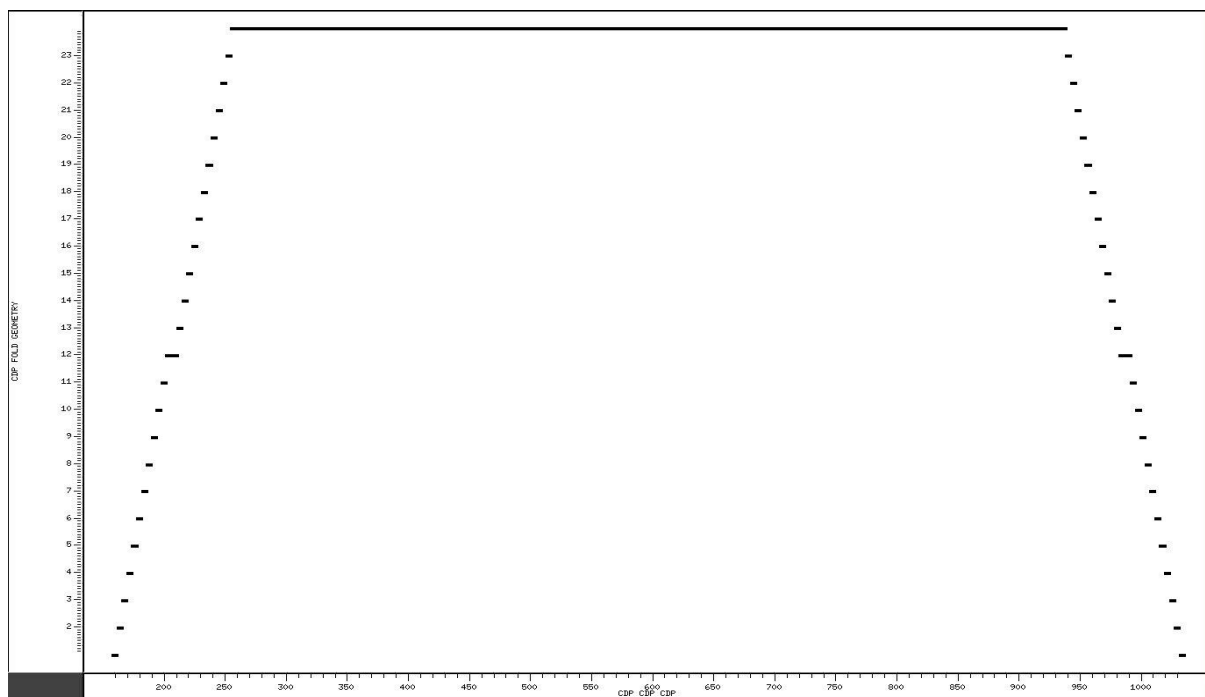


Figura 4.8 Gráfico com a cobertura (fold) máxima de 24 da linha 0050-0070.

A tabela abaixo resume as informações da linha sísmica e alguns cálculos.

Linha Sísmica 2D	0050-0070	Afastamento Máximo (m)	2500
Tamanho da Linha (m)	19.700	Tempo de registro (s)	3.0
Número de Tiros	197	Intervalo de Amostra (ms)	4
Número de Canais	96	Fonte	Dinamite
Espaçamento de Tiros (m)	100	Geometria de aquisição	Split-Spread
Espaçamento de canais (m)	50	Cobertura (Fold)	24
Afastamento Mínimo (m)	150	Numero de CDPS	883

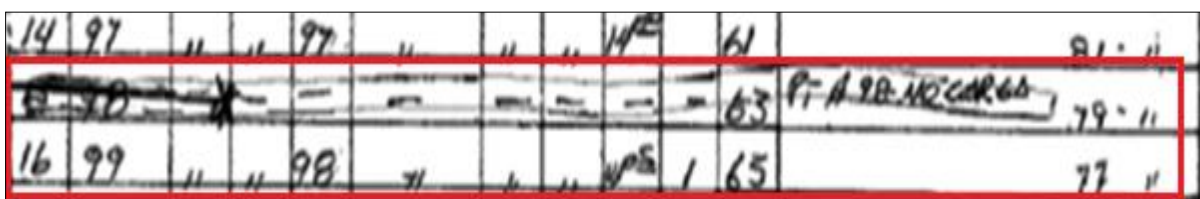
Figura 4.9 Tabela de parâmetros de aquisição da linha 0050-0070.

4.4.1 Controle de Qualidade da Geometria

Com o objetivo de evitar a propagação de erros, foi realizado o controle de qualidade (QC) da geometria, pois é ela que contém todas as informações que serão necessárias para os cálculos nas próximas etapas do processamento.

O FFID que é o identificador de arquivo do campo deve ser um número sequencial que se refere a cada tiro dado, ou seja, ele deve ser linear no domínio de FFID por ponto de tiro (shot). Quando essa linearidade não ocorre, existe um indício de erro na geometria que deve ser verificado no relatório do observador (RO) para ver se condiz com o levantamento. Diversos problemas que ocorrem em um levantamento sísmico podem acarretar em um salto no sequencial do FFID. Percebe-se que na figura 4.13 o FFID tem três desvios que são explicados no RO:

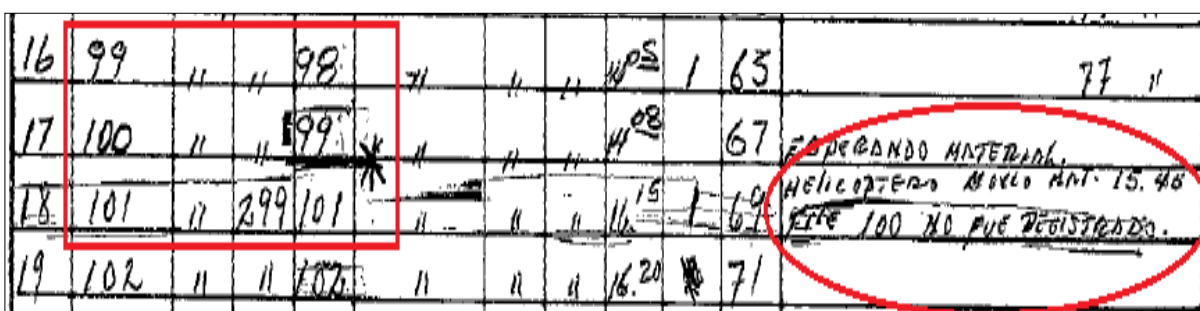
- O FFID 98 está relacionado ao tiro 99 devido à falta de carga (dinamite) no tiro 98 (fig. 4.10) que foi descartado;



14	97	"	"	97	"	"	"	14.2	61	81. "
15	98	"	"	98	"	"	"	14.2	63	79. "
16	99	"	"	98	"	"	"	14.2	65	77. "

Figura 4.10 Recorte do Relatório do Observador da linha 0050-0070 com registro do tiro 97 ao 99.

- O Tiro 100 não foi registrado então o FFID 99 foi eliminado e o tiro 101 recomeçou com o FFID 101 (fig. 4.11)



16	99	"	"	98	"	"	"	14.2	63	77. "
17	100	"	"	99	"	"	"	14.2	67	FALTA DE MATERIAL.
18	101	"	"	299/101	"	"	"	14.2	69	HELICOPTERO ABOLDO ANT. 15.45.
19	102	"	"	102	"	"	"	16.20	71	TIRE 100 NO PUE REGISTRADO.

Figura 4.11 Recorte do Relatório do Observador da linha 0050-0070 com registro do tiro 99 ao 102.

- Ocorreu um salto do FFID 113 para o 130 devido a um de erro gravação (fig. 4.12).

OBSERVAÇÕES
LEAKAGE DE 400 K Ω A 50 K Ω .
File 114/129 TEST DIARLO. GRA- BADO EQUIVOCADAMENTE.
PTS. SIN GEOFONES: 97 B-98-98B-100 140 B. MOTIVO ACUA.
ESPERANDO HELICOPTERO.

Figura 4.12 Recorte do Relatório do Observador da linha 0050-0070 com registro das observações.

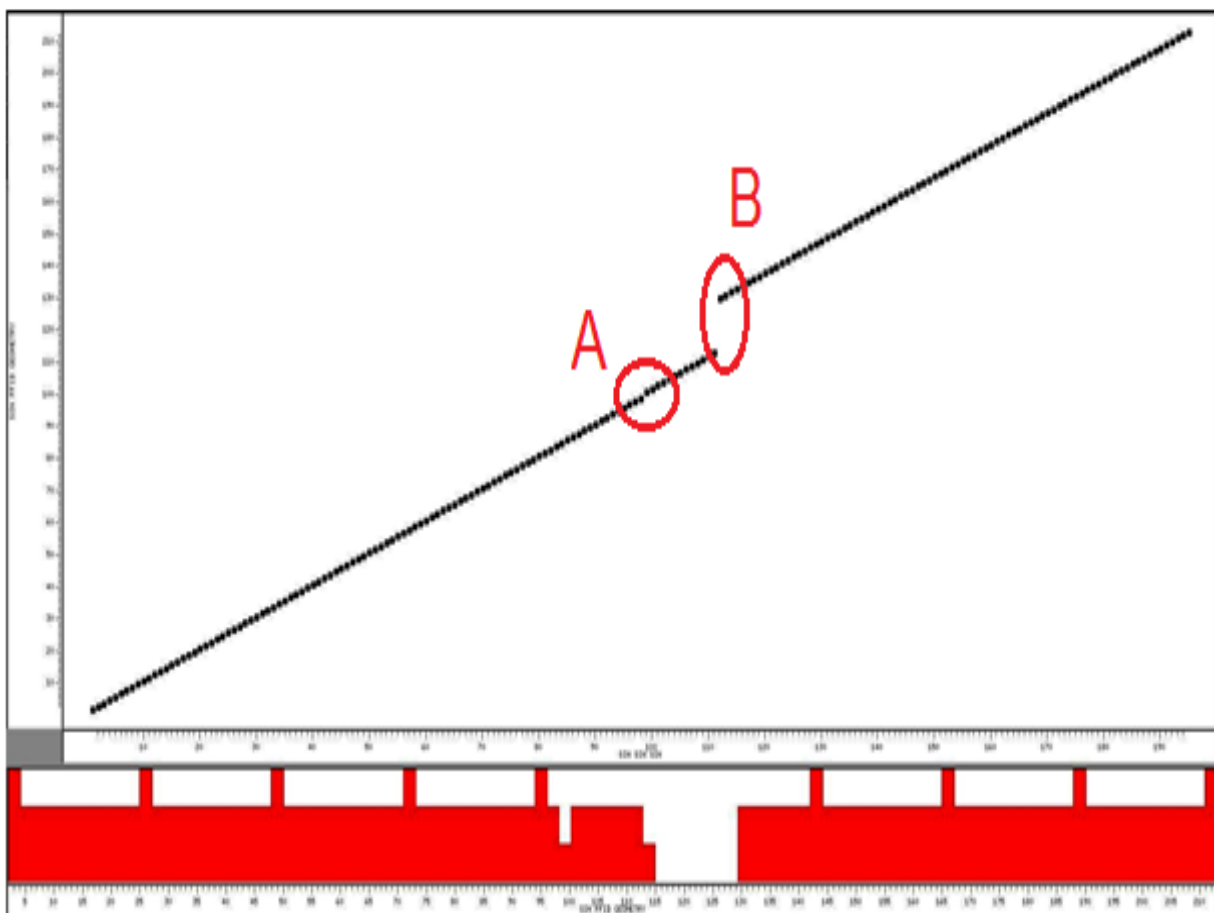


Figura 4.13 Controle de Qualidade do FFID. (A) Desvios do FFID 99 para o 101; (B) Desvio do FFID 113 para o 130.

Na figura 4.14 temos o controle de qualidade do *offset* com a distância da linha, ou seja, o ponto de tiro é dado na origem do eixo das ordenadas, o *offset* mínimo é de 150 metros e o máximo é de 2500 metros.

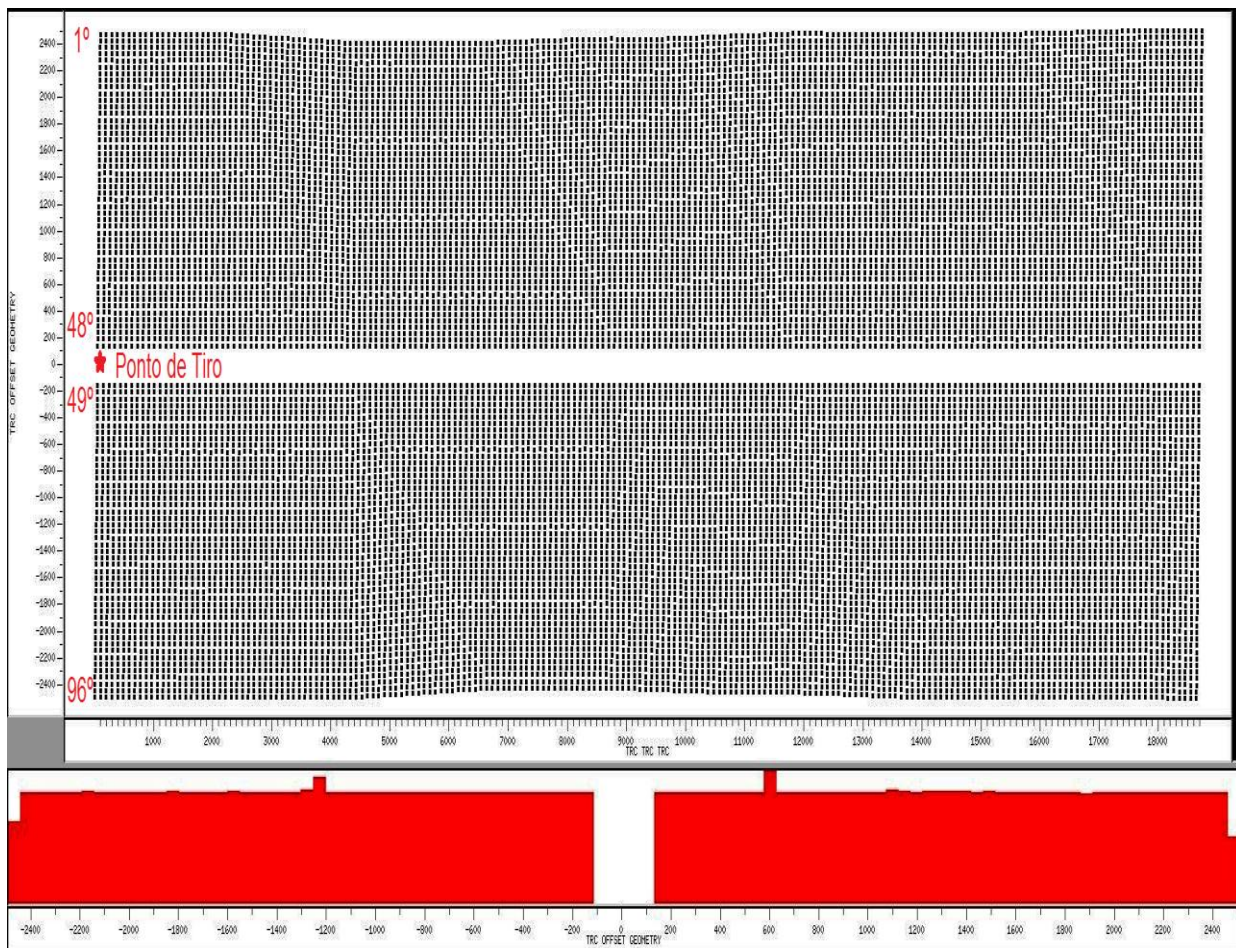


Figura 4.14 Controle de Qualidade do afastamento mínimo e máximo fonte/receptor.

Na figura 4.15 está a distribuição do CDP ao longo da linha. O primeiro CDP recebeu a numeração 156 automaticamente pelo *software* (equação 4.3), a primeira estação é a 52ª e o primeiro tiro está no 104º.

Primeiro CDP = Número da estação + número do tiro(4.3)

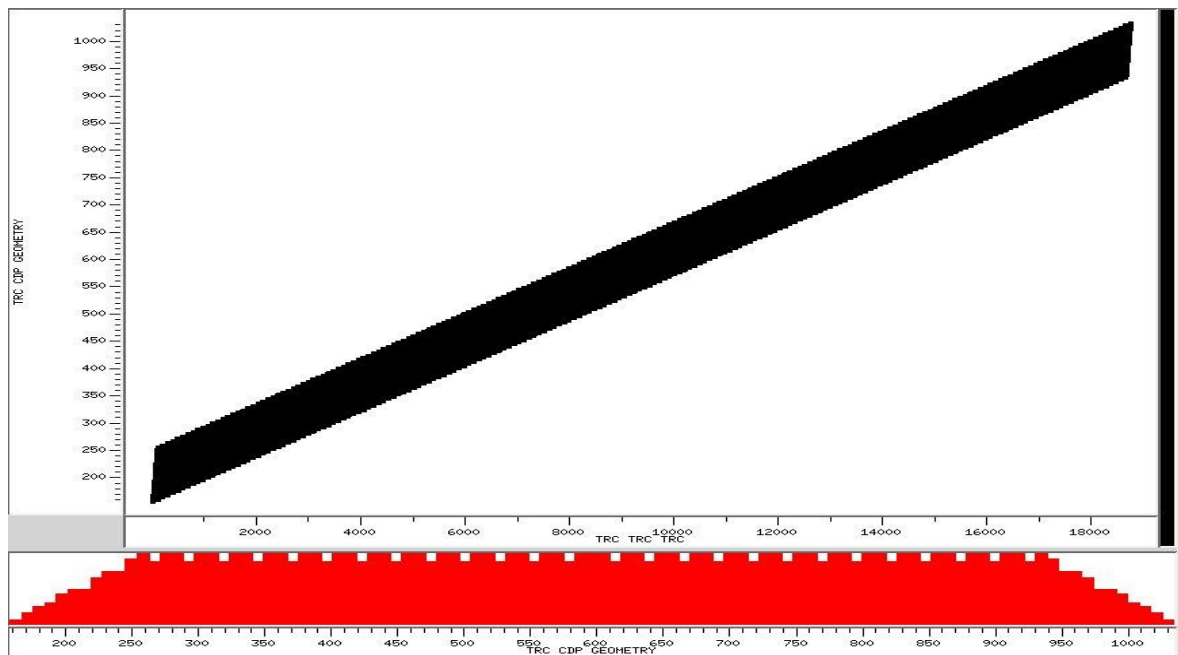


Figura 4.15 Controle de qualidade do CDP.

4.5 Edição de Traços e Silenciamento

Diversos problemas podem ocorrer durante um levantamento sísmico que comprometem a qualidade dos traços sísmicos. No levantamento terrestre, diversos tipos de ruídos são captados pelos geofones. Eles podem ser gerados pelas vibrações naturais do ambiente, pelas chuvas, por automóveis, por animais entre outros aleatórios. Também deve-se ficar atento por ruídos gerados pelos próprios aparelhos, devido a erros de fabricação ou na montagem dos canais (inversão do cabo que gera mudança na polaridade), baixa intensidade nas fontes (fontes com defeito ou mau uso). Após identificar os traços ruidosos, sem amplitudes significativas, fora dos padrões dos demais, são zerados, com polaridade invertida entre outros eles devem passar pelo processo de edição de traços (silenciar, zerar, eliminar, mudar a polaridade).

O silenciamento (*mutting*) é uma técnica utilizada para silenciar traços sísmicos. No presente trabalho foi aplicado um silenciamento na parte superior do dado, onde aparecem ruídos gerados pelas ondas diretas ou quaisquer ruídos superficiais que se localizam logo antes da chegada da primeira reflexão do dado.

O processo de edição de traços é manual onde se verifica tiro por tiro em busca desses traços anômalos e também com o auxílio do relatório do observador

também é possível encontrar anotações de campo sobre canais que sofreram algum tipo de defeito ou mau uso no momento de um tiro específico.

Na linha 0050-0070 foram encontrados e eliminados traços ruidosos com amplitudes anômalas, traços com polaridades invertidas foram revertidas, como também foi realizado o silenciamento(fig. 4.16).

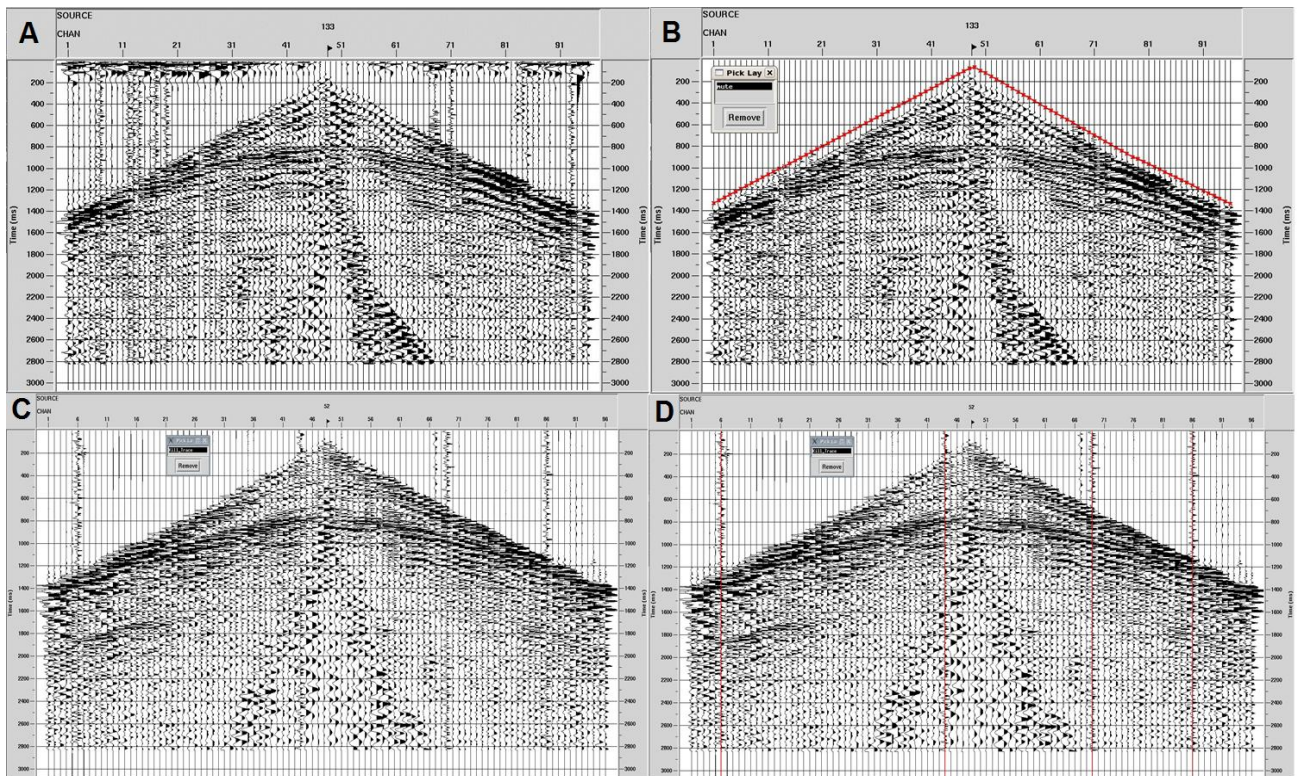


Figura 4.16 Edição de traços. **(A)** Tiro 133 contendo muitos ruídos na parte superior do dado; **(B)** Aplicado o silenciamento no tiro 133; **(C)** Tiro 52 com traços ruidosos selecionados; **(D)** Traços ruidosos selecionados e zerados.

4.6 Correção Estática

Quando rochas estão expostas na superfície da Terra elas sofrem ações de processos naturais de resfriamento, aquecimento, químicos, físicos, biológicos que desintegram e/ou decompõem a rocha e constroem a camada de intemperismo. Essas camadas superficiais acabam por distorcer o dado sísmico em um levantamento sísmico terrestre. A topografia também interfere na aquisição dos dados sísmicos, principalmente quando a área do levantamento apresenta grandes variações de elevação. Então uma importante etapa é a Correção Estática, que justamente irá corrigir essa influência da camada de baixa velocidade e também

corrigir os efeitos da topografia, realizando deslocamentos verticais dos traços sísmicos (*Shifts*) do dado, para que os pontos de reflexão possam se encontrar na posição correta.

Segundo Rosa (2010) normalmente a correção estática pode ser resolvida a partir de técnicas de refração rasa, em um levantamento específico ou pelo registro da primeira quebra nos dados sísmicos convencionais. Para realizar a estática é preciso escolher um *datum* que normalmente (não é obrigatório) posicionado logo abaixo das camadas superficiais, mas isso depende da topografia do local. Esse *datum* simula que a aquisição foi realizada em uma elevação constante para dados que apresentam pouca variação na elevação dos pontos de registro ou ela é variável (flutuante) para dados que apresentam grandes diferenças nas elevações dos pontos adquiridos.

4.7 Correções de Amplitude

Uma onda sísmica, ao se propagar no interior da Terra, sofre efeitos de decaimento de amplitude e cabe ao processamento sísmico tentar recuperá-la de forma que se aproxime ao máximo possível da amplitude da fonte sísmica. Dentre esses efeitos se destacam as perdas por transmissão entre as interfaces, reflexões múltiplas, curvatura da superfície do refletor, dispersão e a divergência esférica (fig. 4.17).

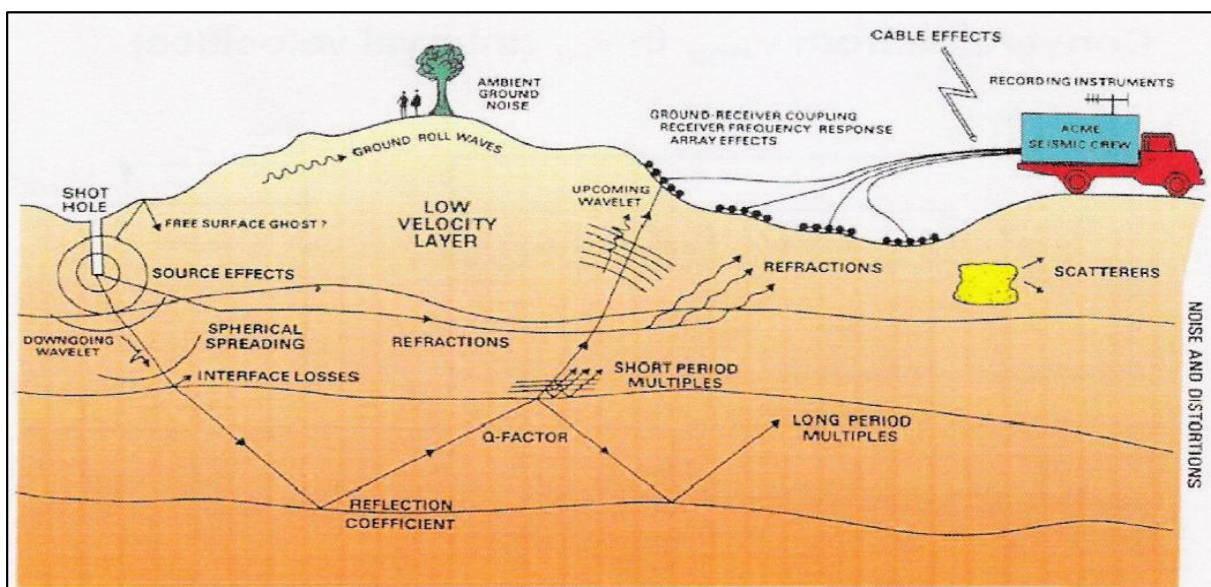


Figura 4.17 Diversos elementos que afetam o sinal sísmico. (Fonte: Salles, 2011).

O fenômeno que acarreta na perda de amplitude causada pelo espalhamento geométrico é chamado de divergência esférica quando se assume que um meio onde uma onda percorre é homogêneo e isotrópico. Para explicar esse fenômeno pode-se imaginar uma fonte pontual que a partir dela gera um campo de ondas que se expande em forma esférica que vai se propagando. Sabe-se que quanto mais distante a frente de onda se encontra da fonte, maior será a perda de amplitude. Essa perda está associada à lei de conservação (equação 4.3) de energia que define que a intensidade de energia (I) é inversamente proporcional ao quadrado do raio da frente de onda (r), assim:

$$I \propto \frac{1}{r^2} (4.3)$$

Onde;

$I \Rightarrow$ Intensidade de energia;

$R \Rightarrow$ raio de frente de onda.

Conforme a amplitude (A) é proporcional à raiz quadrada da densidade de energia (equação 4.4), temos que:

$$A \propto \left(\frac{1}{r^2}\right)^{\frac{1}{2}} = \frac{1}{r} = \frac{1}{vt_p} (4.4)$$

Onde;

$V \Rightarrow$ velocidade do meio;

$t_p \Rightarrow$ Tempo de percurso.

Na equação 4.4, percebe-se que quanto maior o tempo de percurso da onda menor será a amplitude.

4.8 Deconvolução

O processo de deconvolução ou filtragem inversa tem como objetivo extrair a assinatura da onda sísmica (fonte), melhorar a resolução temporal e vertical dos traços sísmicos e atenuar ruídos. Conhecendo a forma da onda da fonte é possível

tratar o dado para que apenas fique evidente a resposta referente ao meio geológico. Entretanto não é muito fácil extrair a assinatura da fonte sísmica do dado, devido a fatores como a presença de ruídos aleatórios e coerentes, a falta de repetibilidade da fonte sísmica.

Segundo Kearey et al (2009) a deconvolução é um processo inverso, ou seja, ele desfaz uma convolução (equação 4.5):

$$\mathbf{y(t) = g(t) * f(t)} \quad (4.5)$$

Onde:

$y(t) \Rightarrow$ Sinal filtrado;

$g(t) \Rightarrow$ Sinal de entrada;

$f(t) \Rightarrow$ Filtro.

O $g(t)$ seria o sinal da fonte que passaria pelas camadas geológicas da Terra $f(t)$ e após essa onda ser refletida os receptores receberiam o sinal de saída que seria $y(t)$. Conhecendo $f(t)$ (filtro) e $y(t)$ (sinal de saída) é possível realizar o cálculo da deconvolução para encontrar o $g(t)$. Supondo que $f'(t)$ seja o filtro capaz de convolver com o sinal $y(t)$ para conseguir obter o valor de $g(t)$:

$$\mathbf{g(t) = y(t) * f'(t)} \quad (4.6)$$

Onde:

$F'(t) \Rightarrow$ Operador de deconvolução

Para descobrir o operador de deconvolução basta substituir $y(t)$ por $g(t)$ convolvido com $f(t)$ resultando na equação 4.7:

$$\mathbf{g(t) = g(t) * f(t) * f'(t)} \quad (4.7)$$

A equação 4.8 resulta em $g(t)$ mesmo, pois a função $g(t)$ convolvida com a função $Dirac^1 \delta(t)$ resulta nela mesma, ou seja, ela permanece inalterada.

$$g(t) = g(t) * \delta(t) \quad (4.8)$$

Como $f(t)$ e $f'(t)$ são funções contrárias após a convolução temos o $\delta(t)$ (função *Dirac*). Para encontrar o operador de deconvolução teremos que calcular a equação 4.9.

$$\delta(t) = f(t) * f'(t) \quad (4.9)$$

Após encontrar o valor do operador de convolução $f'(t)$ é possível finalmente encontrar o sinal de entrada $g(t)$ na equação 4.6.

* $^1\delta \Rightarrow$ função de Dirac tem a forma de onda transiente mais curta possível que apresenta o espectro de frequência contínuo de amplitude constante de zero a infinito. Ele contém todas as frequências de zero até o infinito de mesma amplitude.

CAPÍTULO 5 Etapas Finais do Processamento Sísmico

5.1 Análises de Velocidade e Correção *Normal Moveout* (NMO)

A análise de velocidade do processamento sísmico tem o objetivo de determinar as velocidades sísmicas das camadas que formam o meio geológico em subsuperfície. O resultado dessa etapa é utilizado em diversas fases do processamento como: correção NMO, empilhamento e migração. Quanto mais exata for a estimativa das velocidades, mais os refletores sísmicos irão se aproximar da sua posição correta, por isso essa etapa é bastante crítica, pois um bom campo de velocidade pode ser decisivo em uma futura interpretação sísmica. Existem diversos conceitos de velocidades no método sísmico, como:

- Velocidade Intervalar (V_i): É a velocidade média que corresponde a um intervalo determinado por uma distância em profundidade ou entre dois tempos de reflexão normal;
- Velocidade RMS (V_{RMS}): É uma velocidade definida matematicamente pela equação 5.1.

$$V_{RMS} = \sqrt{\frac{\sum V_i^2 \Delta t_i}{\sum \Delta t_i}} \quad (5.1)$$

- Velocidade NMO (V_{NMO}): É a velocidade usada no cálculo do NMO que corrige o tempo de chegada da onda sísmica, devido ao afastamento fonte-receptor.
- Velocidade de Empilhamento (V_{stack}): É a velocidade utilizada para gerar o empilhamento sísmico.

Para se realizar uma boa análise de velocidade são necessários alguns fatores:

- Grau de cobertura (*fold*);
- Silenciamento;

- Saber analisar o espectro de velocidades (*Semblance*);
- Conhecimento geológico da área;
- Faixa de frequência dos dados;
- Comprimento do lança (offset máximo e mínimo).

O espectro de velocidade (*Semblance*) é uma janela que realiza cálculos de coerência ou similaridade dos traços sísmicos, que se torna uma espécie de guia no momento da determinação da velocidade (picagem). O cálculo do *Semblance* está na equação 5.2.

$$Semblance = \frac{1}{K} \times \frac{\sum_{i=1}^L \left[\sum_{j=1}^K a_{ij} \right]}{\sum_{i=1}^L \sum_{j=1}^K a_{ij}^2} \quad (5.2)$$

Onde:

Semblance => $\{X \in R \mid 0 \leq X \leq 1\}$;

K => número de traços sísmicos do CMP corrigido pelo NMO;

L=> Número de amostras dentro da janela;

a_{ij} => valor da amplitude no i-ésimo traço no tempo t(j).

No processamento da linha foram realizados duas análises de velocidade (velocidade I e II na figura 5.1). A primeira velocidade foi determinada para gerar o empilhamento bruto e a segunda mais refinada foi realizada para gerar os demais empilhamentos. Os parâmetros das análises foram: 883 CDP (total de CDP) com CDP mínimo de 156 e o máximo de 1038, cobertura de 24 CDP e com combinação de 9 CDP para reunir. Na velocidade I foi usado um incremento de 40 CDP, o que equivale a uma análise 1000 em 1000 m, pois o espaçamento do CDP (25 m) é a metade do espaçamento da estação (50 m), ou seja, 25 m multiplicados por 40 CDP resultam em 1000 m. Já a velocidade II com uma análise mais refinada foi de 500 em 500 m, pois foi utilizado um incremento de 20 CDP, ou seja, 25 m multiplicados por 20 CDP resultam em 500 m.

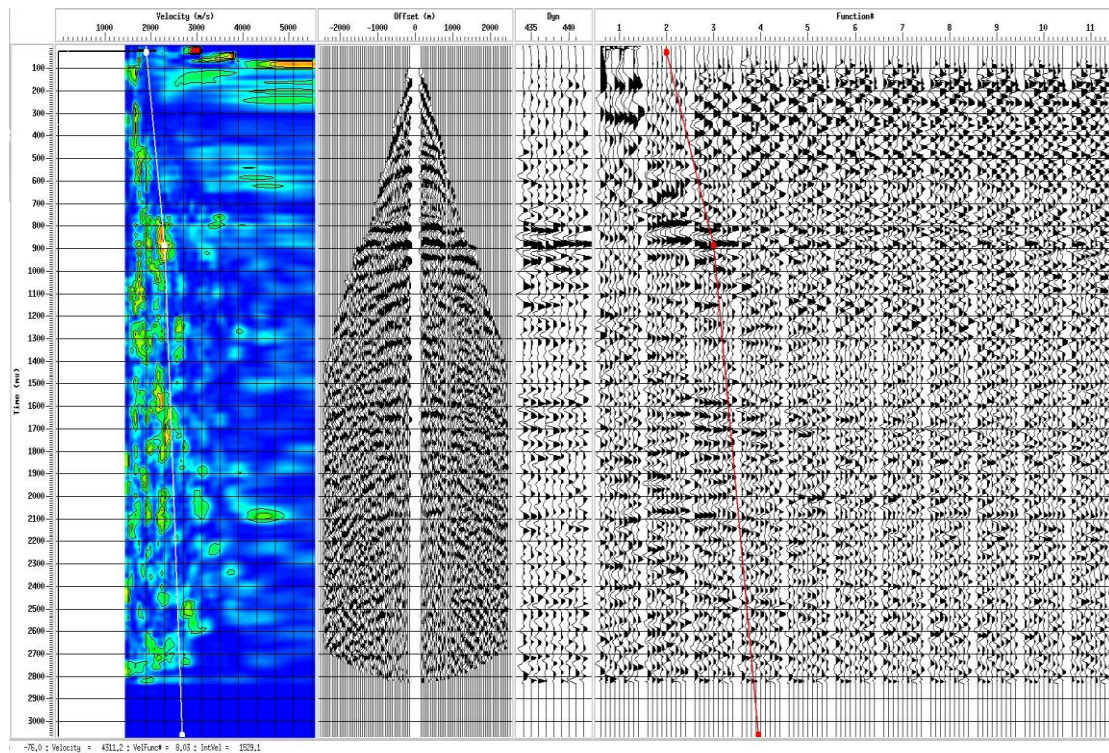


Figura 5.1 Uma das janelas de análise de velocidade da linha 0050-0070. A primeira janela em cor é a *Semblance*, seguindo para o lado direito temos o dado com geometria *split-spread* com o NMO ativado, em seguida temos as famílias CDPs com o traço em vermelho mostrando os pontos de determinação dos pontos de velocidade (“picagem”).

O processo consiste na determinação da melhor velocidade estimada que horizontalize as reflexões presentes no dado sísmico. Os tempos de chegada das reflexões sísmicas de uma mesma família CMP não são os mesmos, isso ocorre devido ao afastamento fonte-receptor. Contudo isso pode ser corrigido traço a traço utilizando a técnica de correção NMO pela equação 5.3.

$$\Delta t_{NMO} = t_r - t_0 \quad (5.3)$$

$$t_r = \sqrt{t^2 + \frac{x^2}{v^2}} - t_0 \quad (5.4)$$

Onde:

t_r => tempo de reflexão.

t_0 => tempo duplo de afastamento.

V_{NMO} => velocidade estimada.

Após o cálculo da equação NMO é possível aplicar o Δt_{NMO} nos traços para que eles se horizontalizem como explícito na figura (5.2)

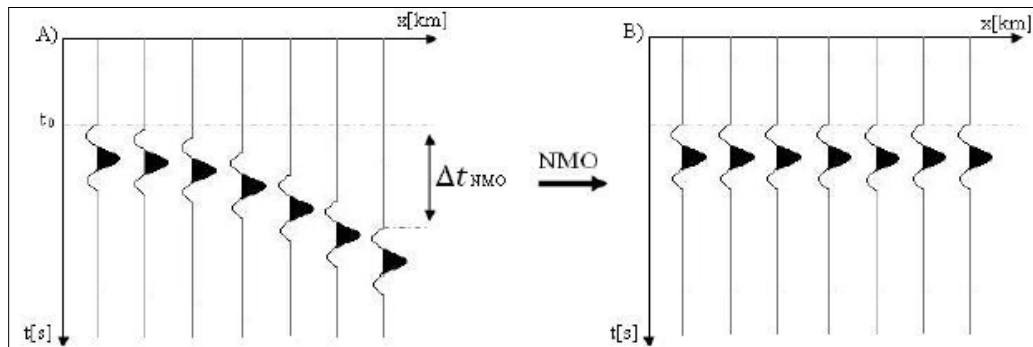


Figura 5.2 **(A)** Família CMP antes da correção NMO; **(B)** Família CMP com correção NMO (Fonte: Yilmaz, 1987).

A aplicação da correção NMO deve ser bastante criteriosa, pois uma análise de velocidade mal estimada pode gerar eventos subcorrigidos ou sobrecorrigidos (fig.5.3).

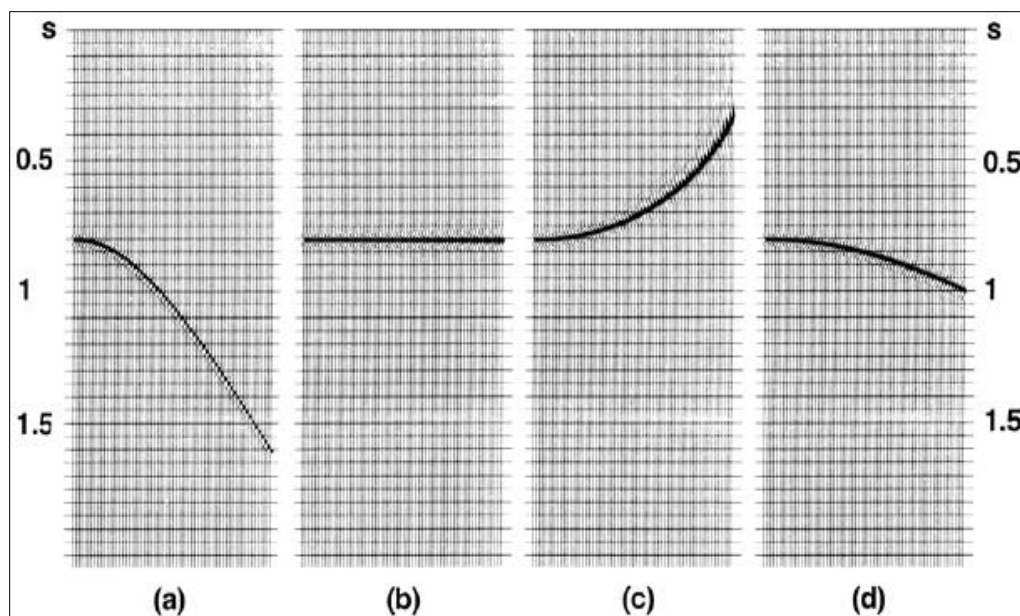


Figura 5.3 Sismogramas sobre efeito de velocidades distintas e correção NMO. **(A)** Reflexão sísmica; **(B)** Correção NMO aplicado corretamente; **(C)** Sobrecorreção devido à utilização de estimativa de baixas velocidades; **(D)** Subcorreção devido à utilização de estimativas de altas velocidades. (fonte: Watanabe, 2010).

Percebe-se que mesmo quando é usada a velocidade correta para aplicação do NMO existe uma pequena distorção nos offsets mais distantes que é chamada de

estiramento (*stretch*) do traço, por isso é necessário aplicar um silenciamento especialmente para minimizar esse tipo de distorção. Segundo Watanabe (2010) Buchhltz (1972) foi o primeiro a sugerir que a aplicação convencional do NMO nas reflexões de família CMP, gera um estiramento que aumenta com o afastamento e diminui com o tempo normal.

5.2 Empilhamento

O empilhamento (*stack*) sísmico consiste na soma ou sobreposição das amplitudes dos traços sísmicos de cada família CMP posteriormente à realização das correções de NMO (fig. 5.4). Segundo Yilmaz (2008) o empilhamento tem como objetivo somar os traços sísmicos de cada família CMP através de uma média aritmética das amplitudes dos traços após a normalização, gerando um dado sísmico empilhado com aumento significativo da razão SNR (sinal/ruído), pois ele suprime o nível de ruídos.

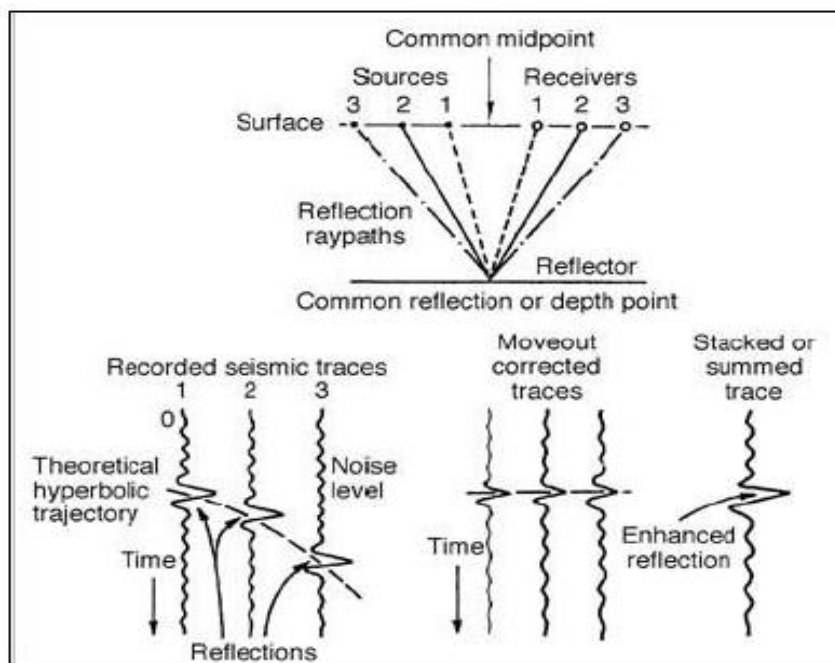


Figura 5.4 Passos para o processo de empilhamento do dado (Fonte: Ayres, 2011).

Depois de ser empilhado todo o conjunto de famílias CMP reduzindo para um único dado comum, eles podem ser mostrados em sua ordem direta. Essa seção empilhada possui as seguintes características:

- Aumento na SNR;
- Mergulhos de refletores não se encontram em posição correta (para camadas com mergulho);
- Presença de ondas difratadas.

Através da equação 5.5 é gerado o empilhamento do dado:

$$A(t) = \frac{1}{N} \times \sum_{i=0}^N a_i(t) \quad (5.5)$$

Onde:

$A(t)$ => Amplitude do traço sísmico empilhado em um tempo t ;

N => Número de traços sísmicos que serão empilhados;

$a_i(t)$ => Valor da amplitude dos traços sísmicos (i) no tempo (t).

No presente trabalho foram geradas quatro seções sísmicas empilhadas: Empilhamento do dado sísmico bruto (*Brute Stack*), empilhamento utilizando a técnica F-K, LIFT e mistura de traços. Para empilhar um dado é necessário utilizar um modelo de velocidade.

5.3 Migração Kirchhoff

O processo de migração tem por objetivo localizar os pontos exatos responsáveis pela geração das reflexões para posicionar os eventos inclinados na localização correta e Rosa (2010) completa que a migração também objetiva “estimar os valores de amplitude correspondentes aos mesmos pontos, supondo-se que cada um deles “explodiu” no mesmo instante $t = 0$ ”.

Segundo Yilmaz(1987) a qualidade de uma seção sísmica migrada independente do algoritmo de migração utilizado, é intrinsecamente dependente da qualidade do modelo de velocidade e da seção de empilhamento.

Segundo Silva (2008) a migração Kirchhoff é uma das técnicas de migração mais utilizadas por empresas na indústria de petróleo e seu algoritmo está baseado na solução da integral da onda. No presente trabalho foi utilizada a Migração

Kirchhoff, pois segundo Rosa (2010) o método apresenta uma grande gama de aplicações e tem grande versatilidade podendo ser aplicado em diversos tipos de abordagens de problemas geofísicos, com exceção de que *Kirchhoff* não tem um algoritmo poderoso para dados que apresentam grandes variações de velocidade horizontalmente. Para migrar um dado sísmico com o algoritmo *Kirchhoff* os principais parâmetros são: modelo de velocidade suavizado; definição de abertura de migração (que está relacionado com a distância máxima ao qual a energia pode se expandir); ângulo máximo mergulho, frequência máxima e mínima.

5.4 Pós-Processo

Nessa etapa final o objetivo foi apenas melhorar a visualização do dado, sem a intenção de exageros que possam maquiar as imperfeições do dado. Foi aplicado um ganho automático (AGC) de 2000 ms no dado final para realçar bem discretamente os horizontes que apareceram no dado migrado final.

5.4 Ganho Automático (*Automatic Gain Control* (AGC))

O AGC é um ganho dado em ms no dado, onde é aplicado um tipo de média móvel quadrática em torno do ponto que se deseja corrigir. Esse ganho é realizado devido à perda inerente do decaimento natural pelo planeta Terra e também pelas diversas etapas do processamento sísmico que acaba ocasionando a perda de sinal.

CAPÍTULO 6 Resultados

Neste capítulo serão apresentados os resultados de cada etapa do fluxo de processamento (fig. 4.3) que foi exposto no capítulo 4. O processamento da linha 0050-0070 se iniciou na etapa da geometria para organizar todos os parâmetros de campo no *software*, depois seguido do controle de qualidade da própria geometria para garantir que essa fase crucial esteja correta. Logo depois foi realizada a edição de traços que consistiu em eliminar traços ruidosos, inverter a polaridade de traços que não apresentava o mesmo padrão dos demais e aplicar um silenciamento na parte superior do dado com o objetivo de retirar todo ruído superior que poderia atrapalhar os passos seguintes.

A análise de velocidade I (explicado no capítulo 5) foi gerada logo após a edição de traços com a finalidade de ter um modelo de velocidade (fig. 6.1) para ser aplicado ao empilhamento bruto (*brute stack*) como pode ser observado na figura 6.2. Nessa seção não foi efetuada nenhuma etapa para atenuar o ruído que não seja o próprio empilhamento.

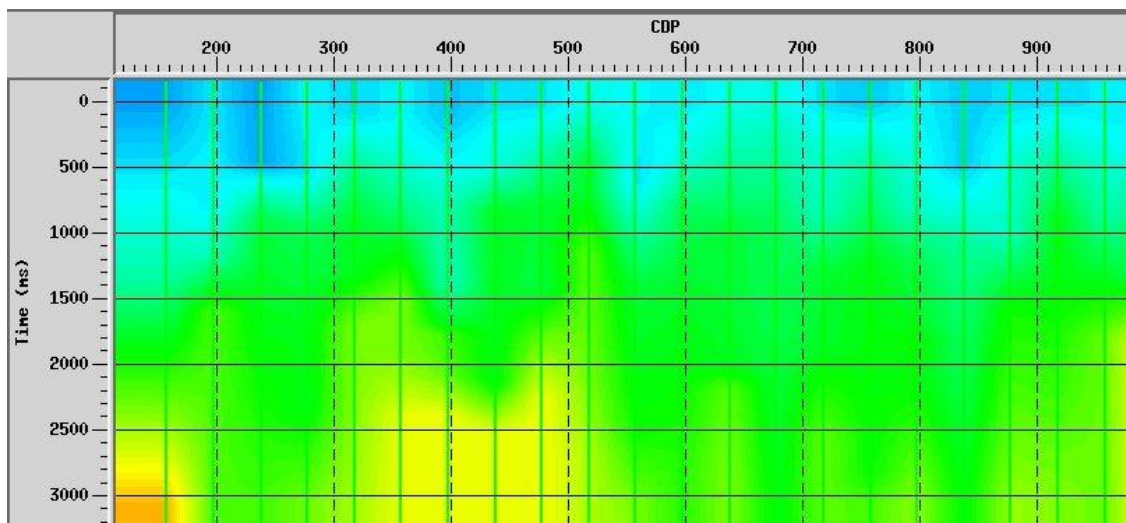


Figura 6.1 Campo de velocidades da primeira análise de velocidade.

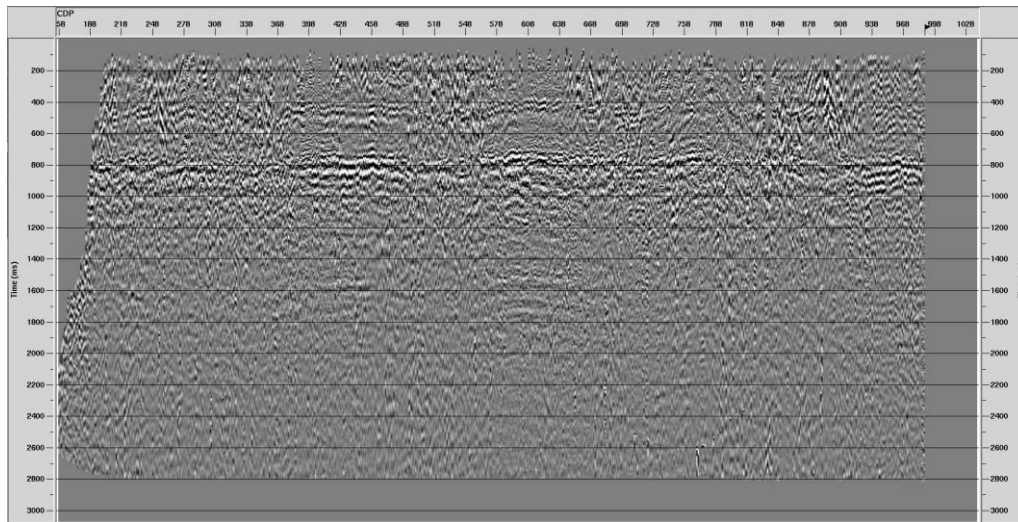


Figura 6.2 Seção de empilhamento Bruto.

Em seguida foi realizada a etapa de correção estática com o intuito de corrigir o dado do efeito causado pela camada de intemperismo que acarreta em uma baixa velocidade das ondas sísmicas. O primeiro passo consiste em marcar o tempo de chegada da primeira quebra de todos os traços sísmicos (fig. 6.3), esse passo é bastante demorado e exige muita atenção e revisão.

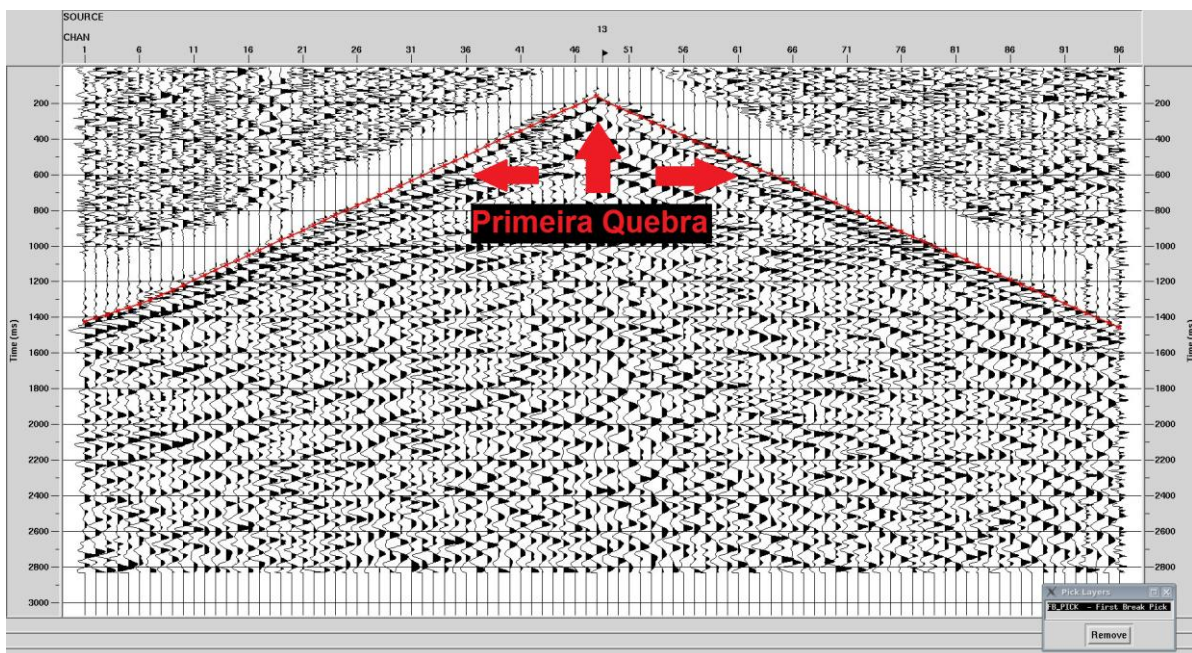


Figura 6.3 Marcação da primeira quebra (domínio do tiro) para executar a correção estática.

A estática de refração gera deslocamentos verticais (*shifts*) nos traços sísmicos para compensar essa baixa velocidade. Para gerar a correção estática é necessário atribuir um valor de velocidade para a camada de intemperismo, que normalmente

vem do campo ou pode ser calculada pela velocidade da primeira quebra. Essa velocidade nos *softwares* de processamento é chamada de *replacementvelocity*. No presente trabalho não foi encontrado qualquer registro nos documentos anexos a essa velocidade, portanto foi utilizada a velocidade de primeira quebra de aproximadamente 2000 m/s.

A etapa seguinte foi a de correção da amplitude que tem a finalidade de corrigir a perda de sinal da fonte sísmica pelo próprio planeta Terra. A correção aplicada foi de dB/sec (Decibel por segundos) que está explícita na equação 6.1.

$$g(t) = 10^{t \times C / 20} \text{ (para o tempo igual a zero)} \quad (6.1)$$

Onde:

$g(t) \Rightarrow$ Ganho;

$t \Rightarrow$ Tempo;

$C \Rightarrow$ Constante de correção em dB/sec.

Na figura 6.4 é possível observar que foram realizados alguns testes para se chegar ao parâmetro ideal para gerar a melhor correção de amplitude.

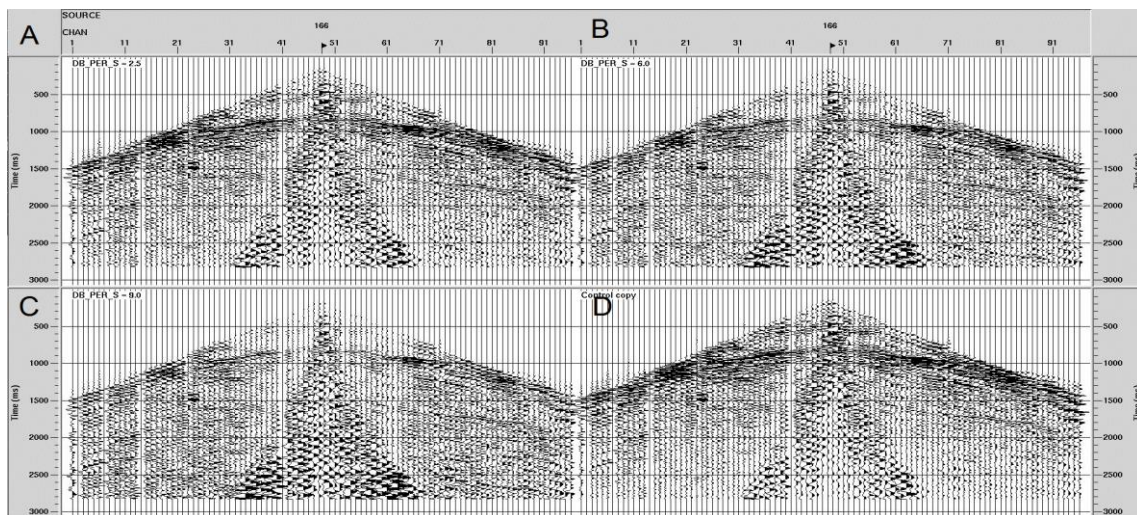


Figura 6.4 Correção de amplitude. **(A)** 2.5 Decibel e obtido o melhor resultado; **(B)** 6.0 Decibel; **(C)** 9.0 Decibel; **(D)** Dado Original.

Os testes de 6.0 dB/s e 9.0 dB/s apresentaram um forte ganho na parte inferior do dado, mas na parte superior eles deixaram a desejar causando um certo

desequilíbrio de amplitudes, já usando 2.5 dB/s foi possível manter as amplitudes bem realçadas e equilibradas em todo o dado e sem forçar em nenhuma parte o ganho de amplitude.

Seguindo o processamento, foi desenvolvida a etapa de deconvolução, para melhorar a resolução temporal e vertical dos traços sísmicos e atenuar alguns ruídos como pode ser observado nas figuras 6.5 antes do processo e 6.6 após a deconvolução.

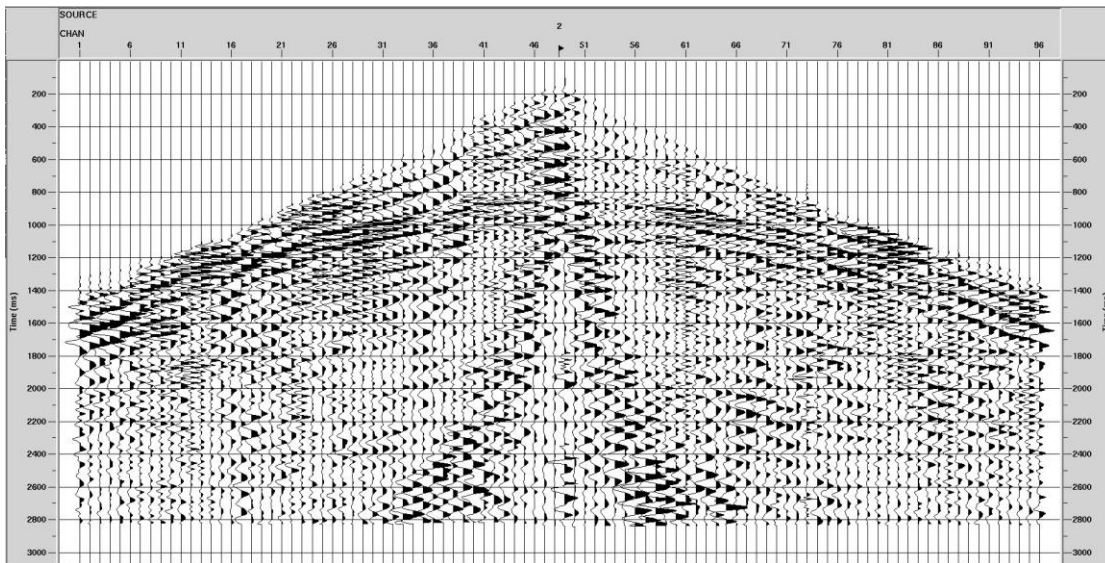


Figura 6.5 Tiro 2 sem o processo de deconvolução.

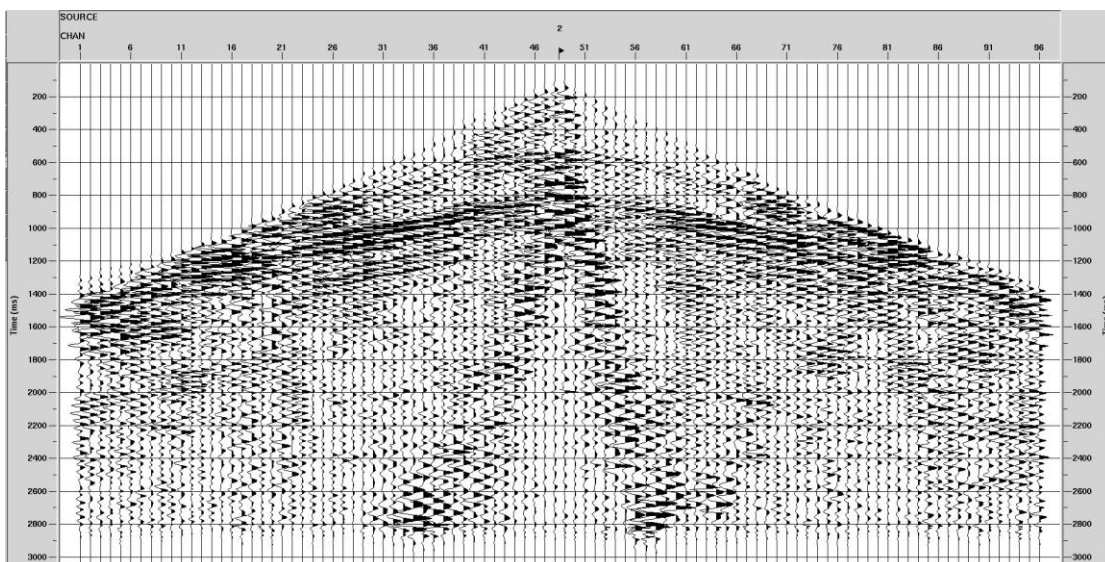


Figura 6.6 Tiro 2 após o processo de Deconvolução.

Junto ao processo de deconvolução foi gerado um novo empilhamento com a velocidade 1(fig. 6.7)para analisar a melhora em comparação à seção de empilhamento bruto. O empilhamento após a deconvolução fez com que horizontes aparecessem melhor e alguns ruídos superficiais foram atenuados.

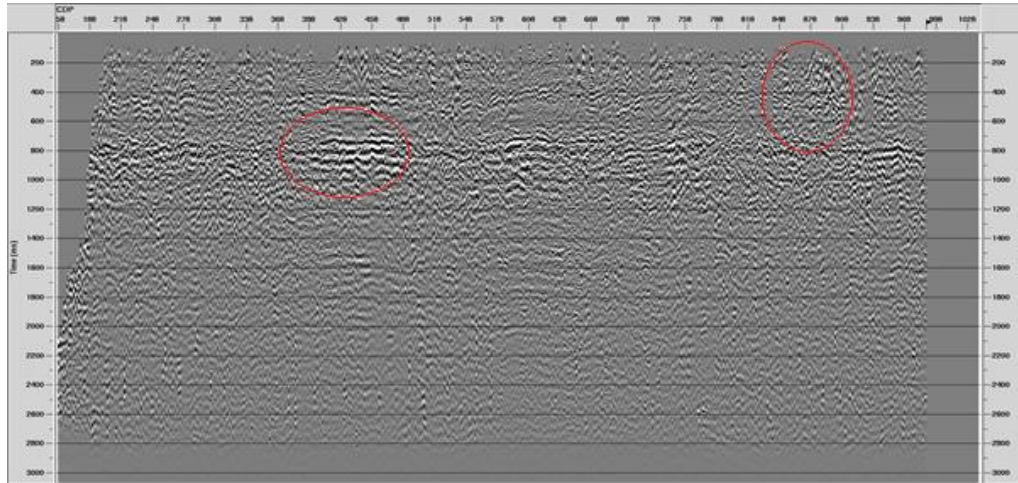


Figura 6.7 Seção empilhada após a deconvolução. Nos círculos em vermelho é possível ver as melhorias em relação ao empilhamento bruto.

Além de analisar e comparar as seções empilhadas é de grande importância a análise espectral do dado(fig. 6.8), pois diversos processos no decorrer de um processamento sísmico perdem conteúdo de frequência. Porém a deconvolução age de forma contrária aumentando o conteúdo de frequência do dado e por isso ocorre um aumento na razão sinal/ruído e a melhora a definição dos refletores.

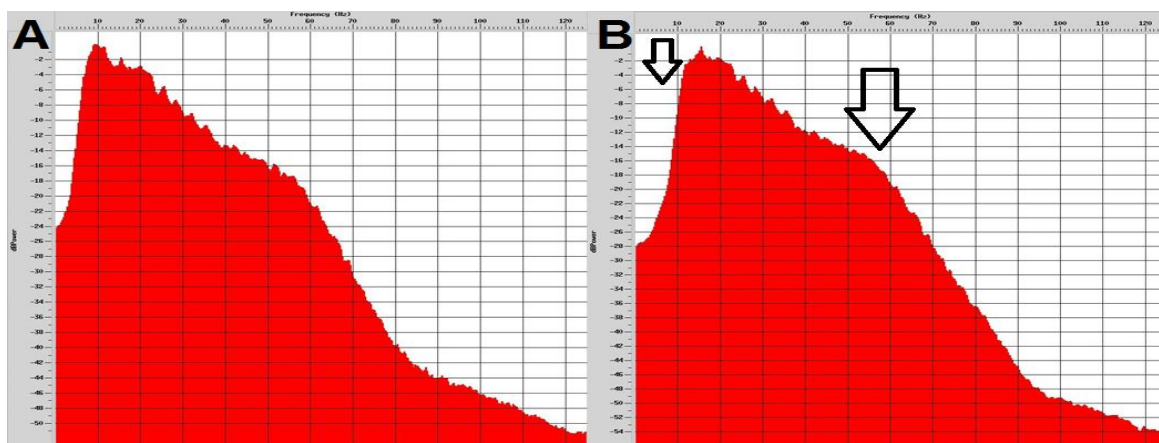


Figura 6.8 Análise espectral. **(A)** Espectro do empilhamento Bruto; **(B)** Espectro do empilhamento Pós-Deconvolução indicado pelas setas o ganho de frequência onde existe sinal no dado.

A próxima etapa é da análise de velocidade II com espaçamento (explicado no capítulo 5) menor do que na primeira análise de velocidade, podendo assim gerar um modelo (fig. 6.9) mais refinado. Esse modelo irá servir para todas as demais etapas de empilhamento de dados.

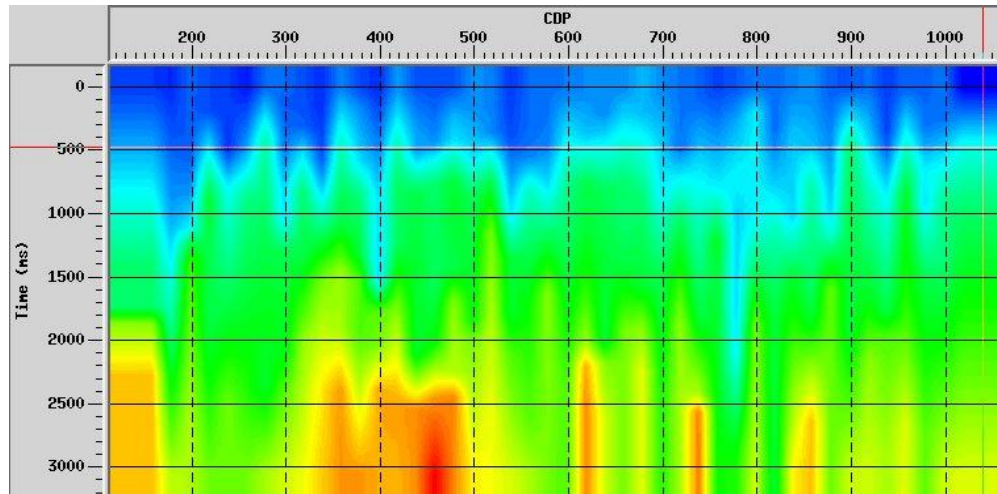


Figura 6.9 Campo de velocidade II após a deconvolução.

Para efetuar a migração *Kirchhoff* é necessário entrar com um campo de velocidade, mas como o algoritmo é sensível a grandes variações de velocidades foi necessário efetuar a suavização do modelo de velocidade II. Esse modelo suavizado (fig. 6.10) possui uma mudança menos abrupta na mudança de velocidade, favorecendo o método.

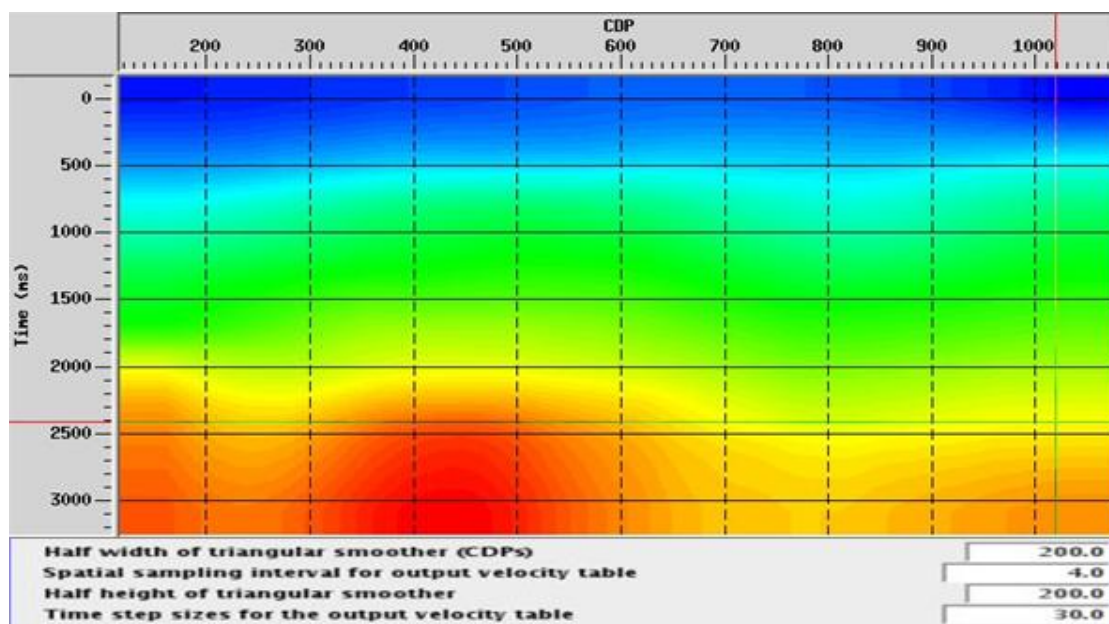


Figura 6.10 Campo de velocidade II suavizado com os parâmetros de suavização.

As próximas etapas são referentes às três técnicas de atenuação do *groundroll* paralelas e independentes, utilizando sempre como entrada dado deconvolvido. Sabe-se que o *groundroll* possui baixa frequência e baixa velocidade, mas cada dado apresenta sua peculiaridade, por isso para definir exatamente em que banda de frequência foi necessário realizar uma análise espectral (fig. 6.11) e para encontrar a velocidade foi traçado uma reta no próprio *groundroll* e utilizada uma ferramenta para derivar ($V = \frac{dx}{dt}$) encontrando assim a velocidade (fig. 6.12). Com isso o *groundroll* foi encontrado por volta da frequência 0 a 20 Hz e uma velocidade de 664 m/s nesse tiro.

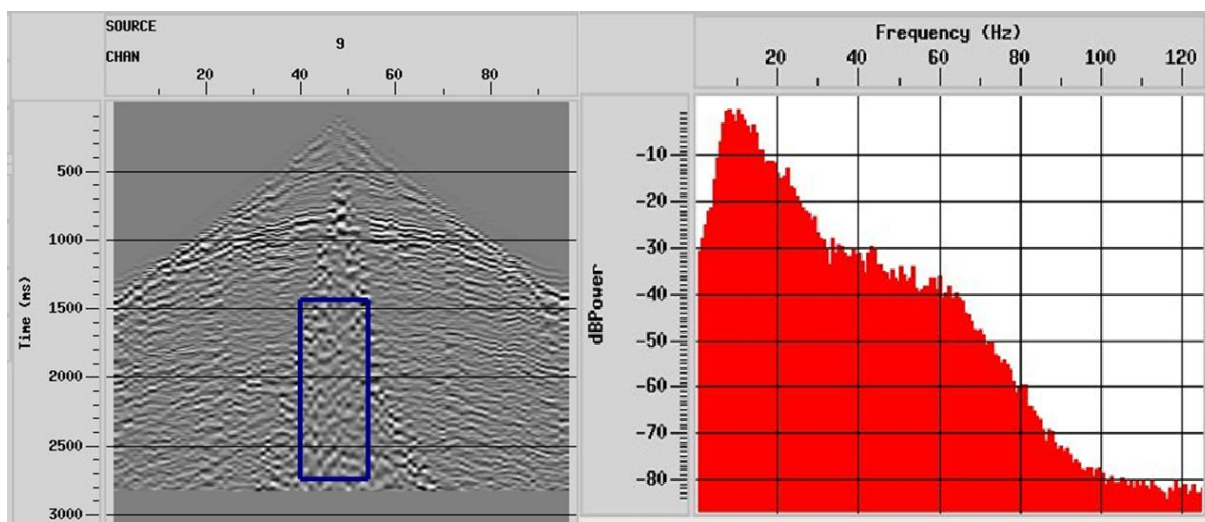


Figura 6.11 Análise espectral no domínio do tiro para mapear o *groundroll*.

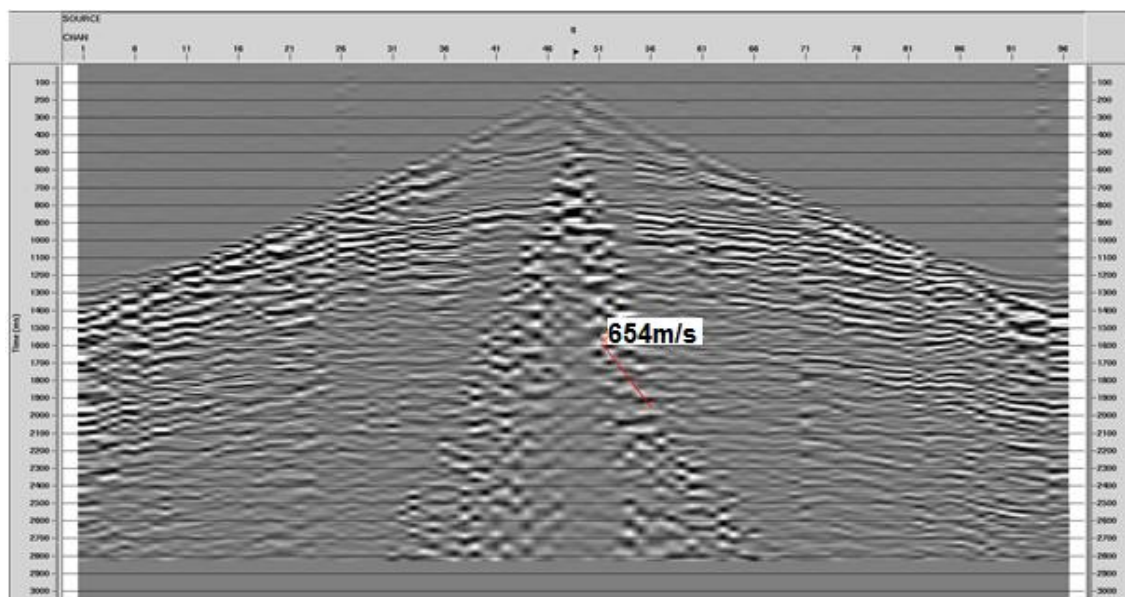


Figura 6.12 Velocidade do *groundroll* de 654 m/s no tiro 9.

Conhecendo a faixa de frequência do ruído foi possível começar a atenuação do mesmo. A transformada F-K foi usada para transformar o dado do domínio tempo-espaco para o de frequência-número de ondas com a finalidade de separar as ondas (fig. 3.1) de baixa frequência do sinal de reflexão e assim poder eliminá-lo. O processo consistiu em visualizar o dado no domínio F-K e construir um polígono em forma de “gravata”(fig. 6.13) apenas na parte do dado que é indeseja, pois essa parte do polígono será rejeitada após a passagem do filtro F-K. O polígono foi construído com essa geometria para apenas eliminar as ondas de baixa frequência e não afetar as reflexões. A partir desse processo duas imagens sísmicas foram geradas, uma contendo o sinal e outro o ruído (fig.6.14).

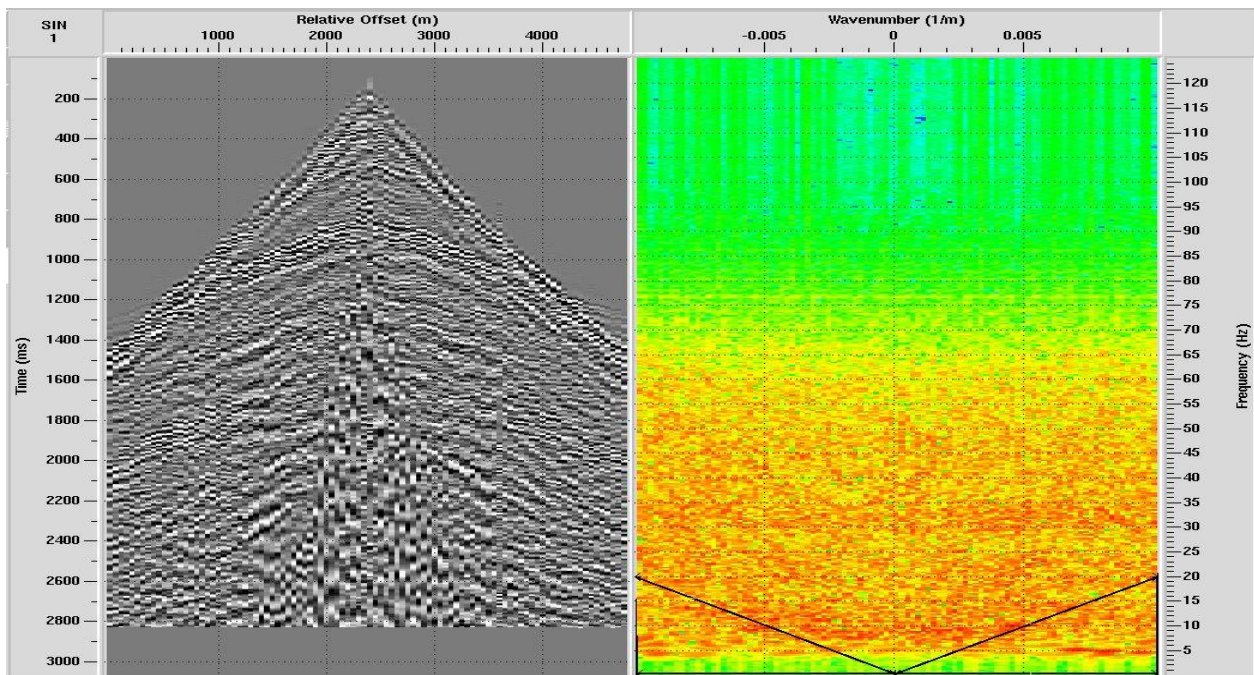


Figura 6.13 Visualização no domínio F-K com a construção do polígono em forma de “gravata”.

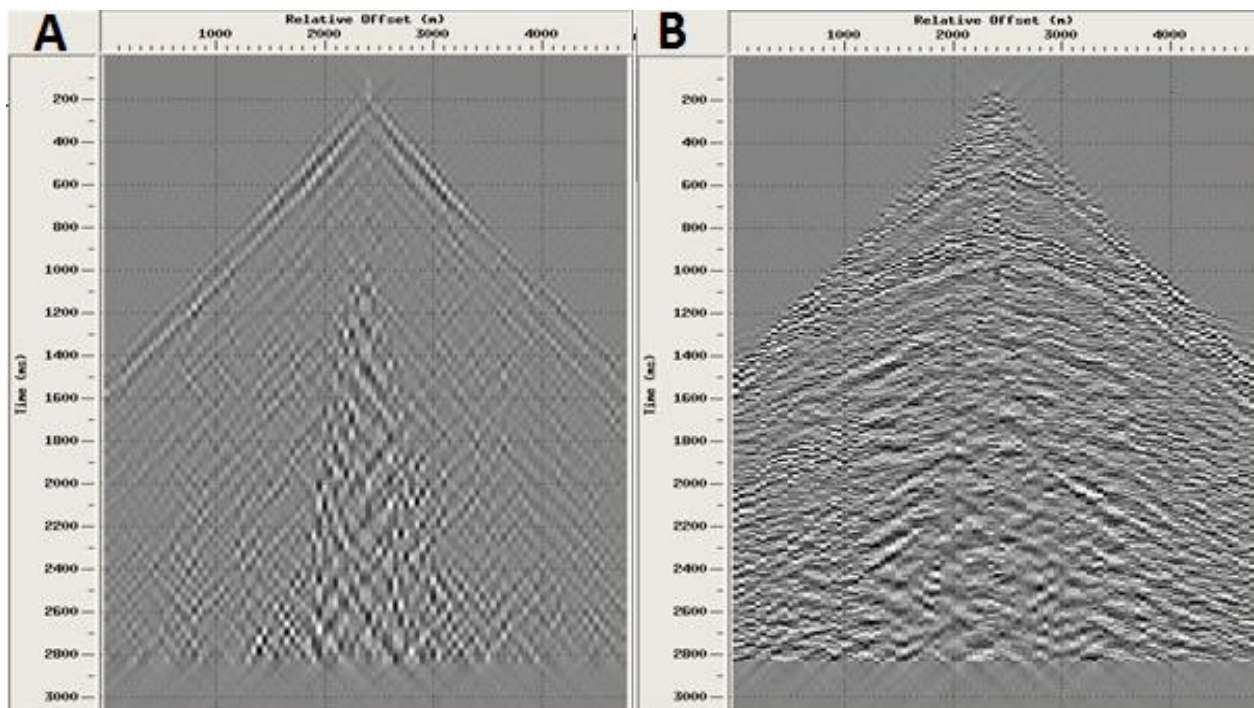


Figura 6.14 **(A)** Groundroll; **(B)** Dado sísmico sem groundroll.

Para aplicar a técnica de mistura de traços foi necessário dividir o processo em duas etapas. Na primeira (fig. 6.15) o dado de entrada foi separado em cinco e foi aplicado o seguinte fluxo:

1. Dado de entrada pós deconvolução;
2. Aplicação do NMO para alinhar o dado preparando para segunda etapa de soma;
3. Aplicação do filtro-passa banda com diferentes parâmetros de frequência para cada um dos cinco dados;
4. Aplicação da mistura de traços com pesos diferentes aplicados para cada dado com o intuito de remover ruídos e dar maior coerência horizontal para o dado;
5. Anulação do balanceamento para não ocorrer fortes ganhos de amplitude na parte inferior do dado;
6. Saída dos cinco dados.

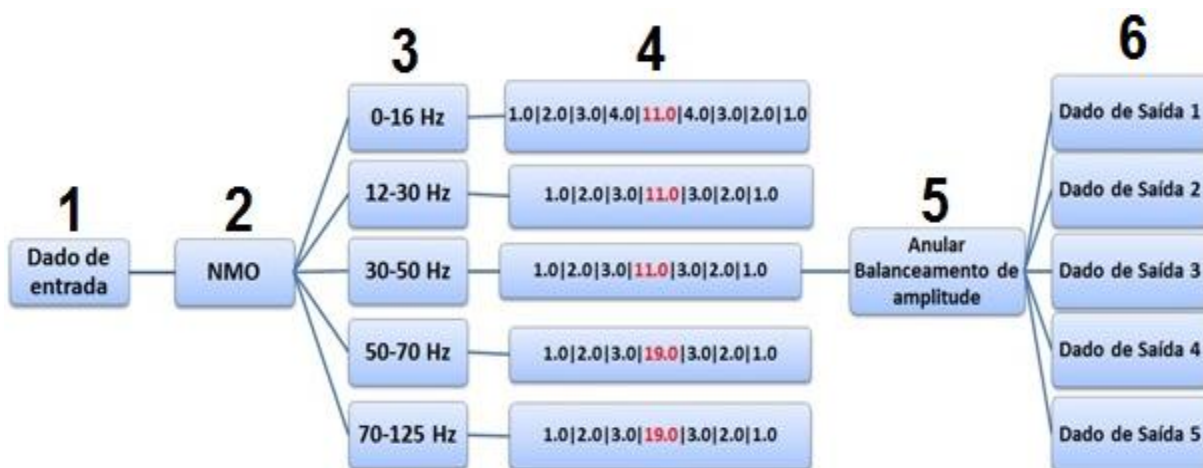


Figura 6.15 Primeira etapa da técnica de Mistura de Traços

Na segunda (fig.6.16) os cinco dados com conteúdos de frequências diferentes foram somados traço a traço, formando apenas um dado, com o fluxo:

1. Cinco dados de entrada com conteúdos diferentes de frequência;
2. Empilhamento traço a traço no domínio do tiro;
3. Aplicação do balanceamento para corrigir a perda de sinal;
4. Remoção do NMO para voltar com os traços para sua posição original;

5. Dado de saída no domínio do tiro.

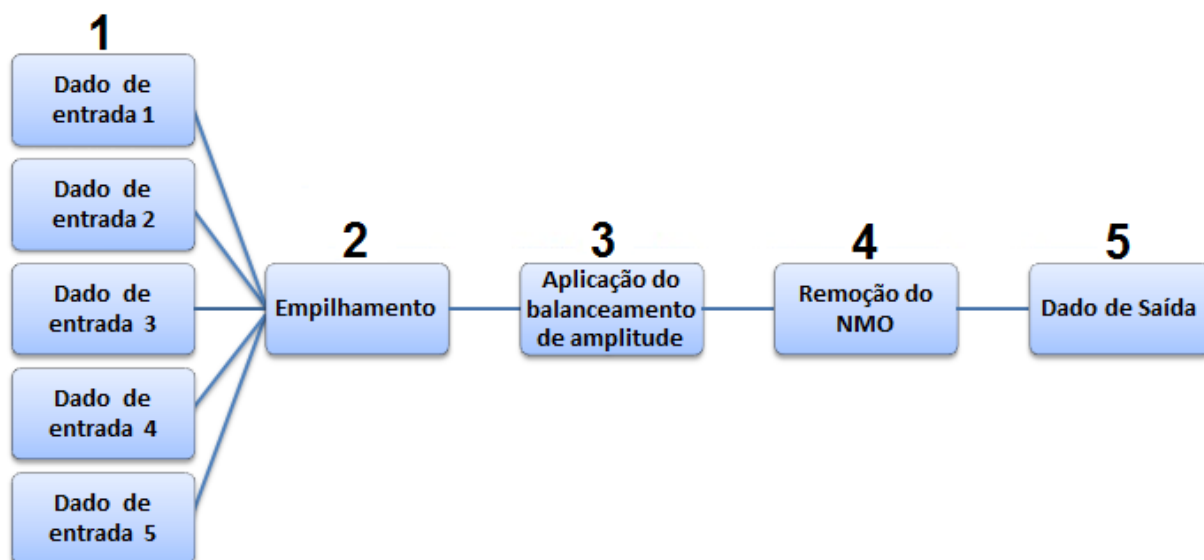


Figura 6.16 Segunda etapa da técnica mistura de traços.

Na figura 6.17 observa-se a atenuação do *groundroll* no tiro 102 depois da aplicação da técnica de mistura de traços, além de uma melhor continuidade horizontal. Apesar da melhora na continuidade horizontal e a atenuação do *groundroll*, essa técnica gerou uma perda de dados na parte mais distal do dado.

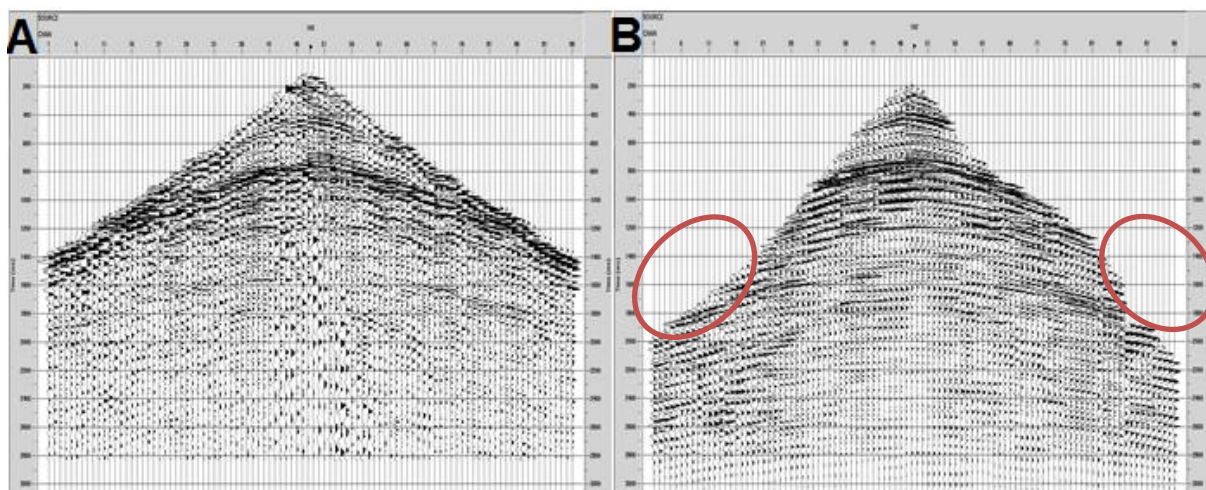


Figura 6.17 Tiro 102. (A) Antes da aplicação; (B) Depois da aplicação da técnica de Mistura de Traços, com uma perda de dados em vermelho.

Paralelamente às outras duas técnicas de atenuação do *groundroll*, foi aplicada a técnica LIFT. Primeiramente foi utilizado um silenciamento no dado com deconvolução para separar o *groundroll* do resto do dado, com isso foram gerados dois dados (fig. 6.18).

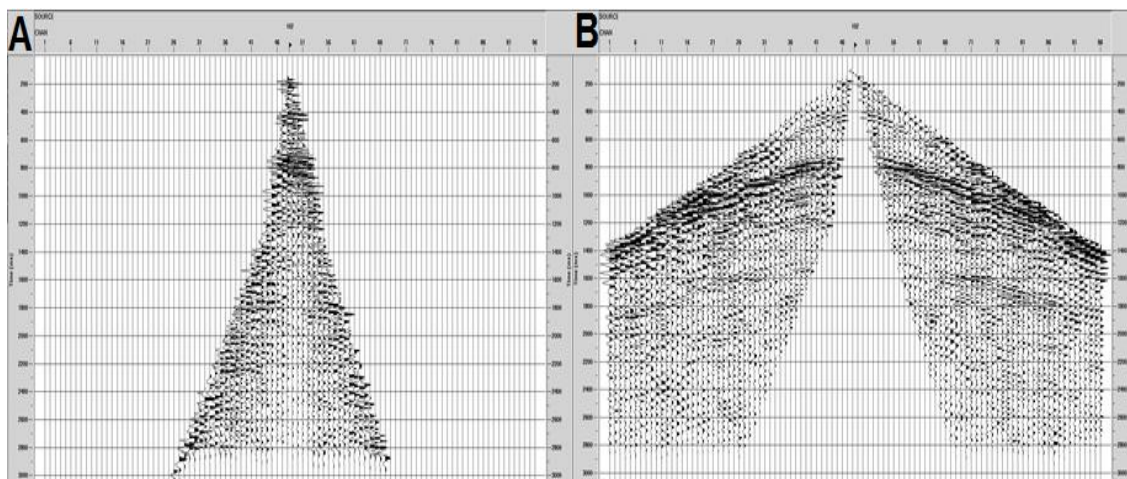


Figura 6.18 Separação do tiro 102 com deconvolução. **(A)** Groundroll; **(B)** Dado sem o groundroll.

Após a separação os dois dados cada um foi tratado, visando atenuar os possíveis ruídos e realçando as reflexões (fig. 6.19). A separação foi necessária, pois o tratamento de cada parte foi diferenciado. A parte com o *groundroll* foi tratada com mistura de traços e com filtro passa-banda com diferentes parâmetros, onde entre 0 a 1000 ms deixou-se passar de 14 a 42 Hz, entre 1001 a 1800 ms deixou-se passar 12 a 38 Hz e de 1801 a 3000 ms deixou-se passar de 10 a 35 Hz. Esses diferentes parâmetros de frequência foram utilizados com base em uma análise espectral do dado. Já na parte sem o groundroll foi apenas utilizada uma mistura de traços com os mesmos parâmetros da anterior, para não causar descontinuidades nos horizontes pós-empilhamento.

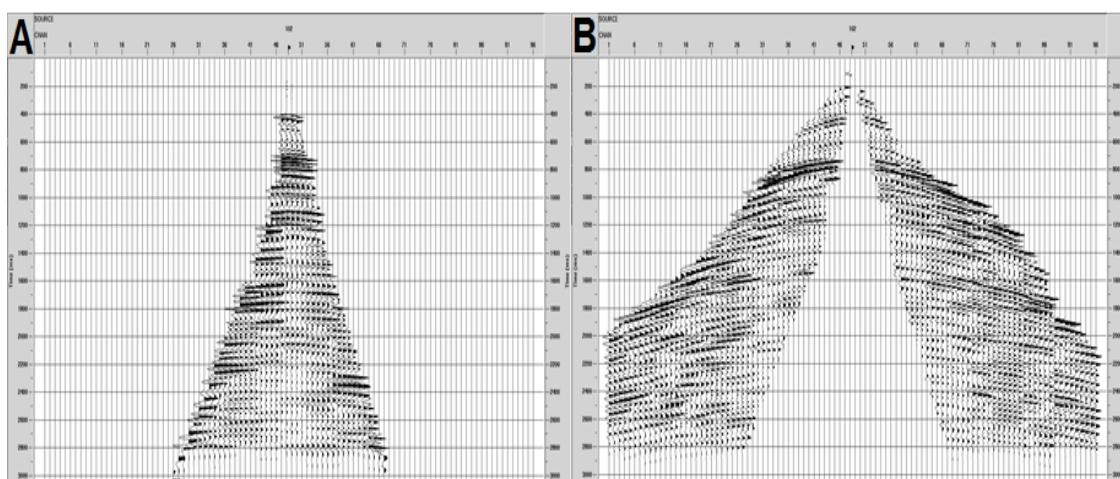


Figura 6.19 Tiro 102. **(A)** Groundroll tratado; **(B)** Dado sem o groundroll tratado.

Em seguida os dois dados foram somados gerando uma maior razão sinal/ruído (fig. 6.20).

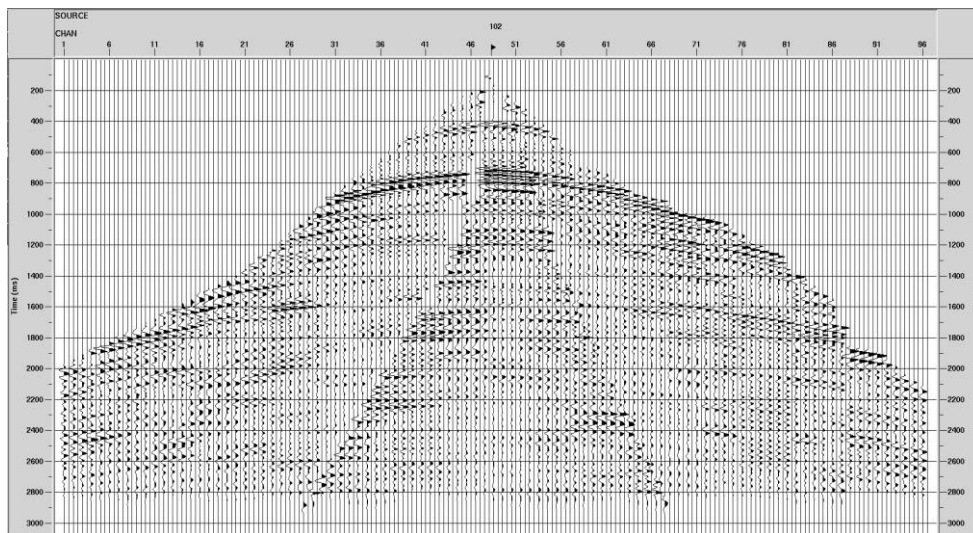


Figura 6.20 Tiro 102 após a técnica LIFT.

Segundo Bruneta (2005) a correção NMO muitas vezes não corrige o alinhamento dos refletores, e isso acontece devido às correções estáticas apenas corrigirem as variações onde o comprimento de onda é maior ou igual ao tamanho do arranjo dos geofones. Então para corrigir esse problema, é utilizada a correção estática residual sobre um dado corrigido com NMO, para realizar pequenos ajustes em tempo, objetivando uma melhora na coerência dos refletores (fig. 6.21).

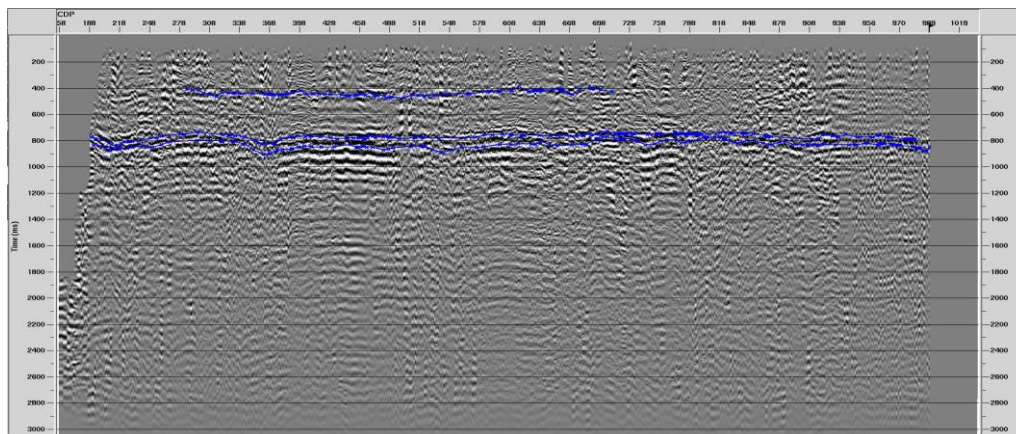


Figura 6.21 Aplicação da correção estática residual.

Utilizando o algoritmo de Migração *Kirchhoff* pós-empilhamento (*post-stack*) com o campo de velocidade suavizado (fig. 6.10) e com um pequeno ganho de AGC de 2000 ms foi possível obter melhores dados empilhados. Os dados foram: Dado Bruto migrado com pós-processo (fig. 6.23); dado com a técnica de F-K migrado e com pós-processo (fig. 6.24); dado com a técnica de Mistura de Traços migrada e com pós-processo (fig. 6.25); dado com a técnica LIFT migrado e com

pós-processo (fig. 6.26). Através de formas geométricas é possível perceber as principais diferenças entre cada dado empilhando com suas respectivas técnicas aplicadas. Com esses dados finais foi possível a visualização de dois principais refletores (*Late K Tertiary* e *Pre-Cretaceous*) que podem ser comparados com a figura 6.22 de referência da bibliografia.

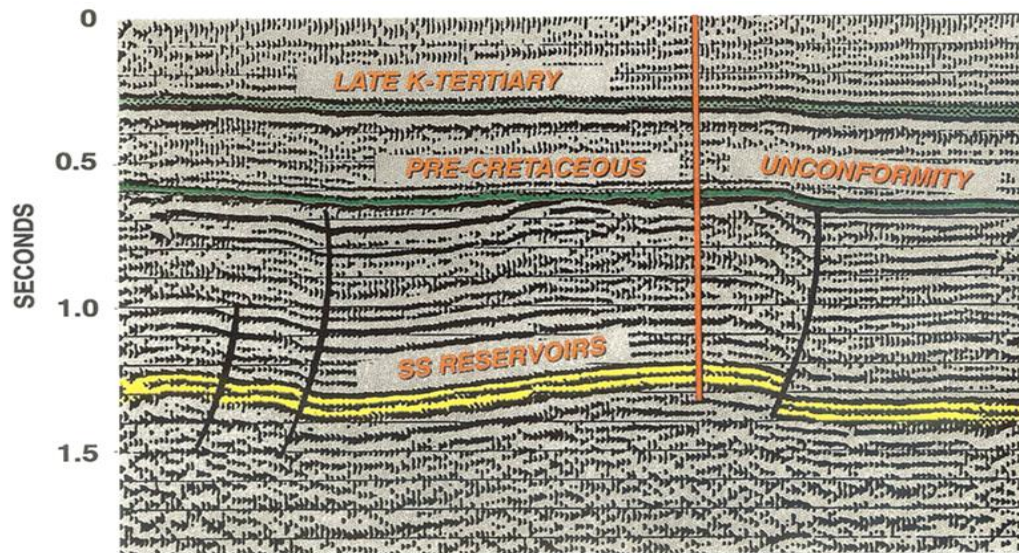


Figura 6.22 Sísmica processada de referência da Bacia do Solimões, indicando os principais refletores (fonte: Bacoccoli, *et al* 2004).

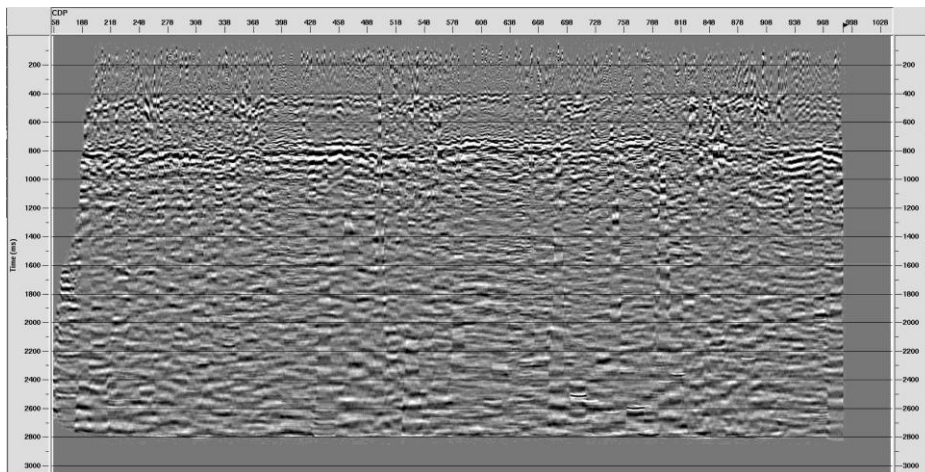


Figura 6.23 Migração pós-stack com AGC de 2000 ms (Dado Bruto). As setas apontam para o ruído *groundroll* no dado empilhado.

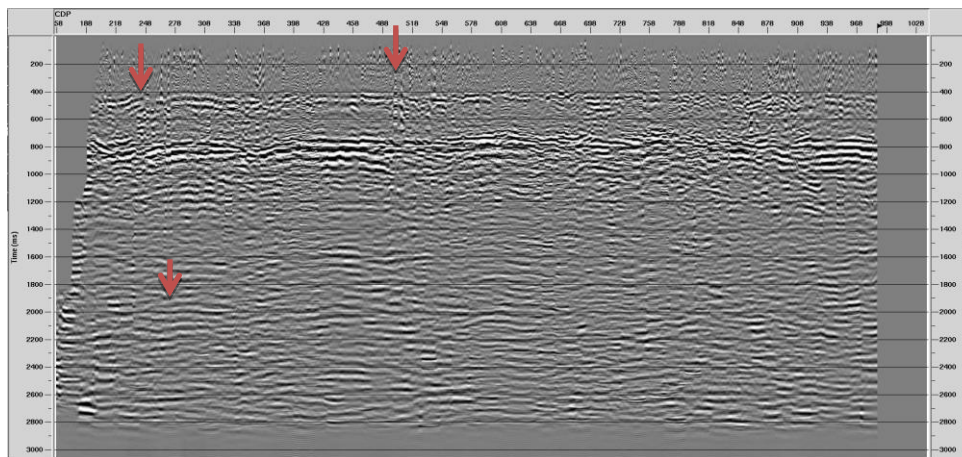


Figura 6.24 Migração pós-stack com AGC de 2000 ms. As setas indicam melhoras nos refletores (F-K).

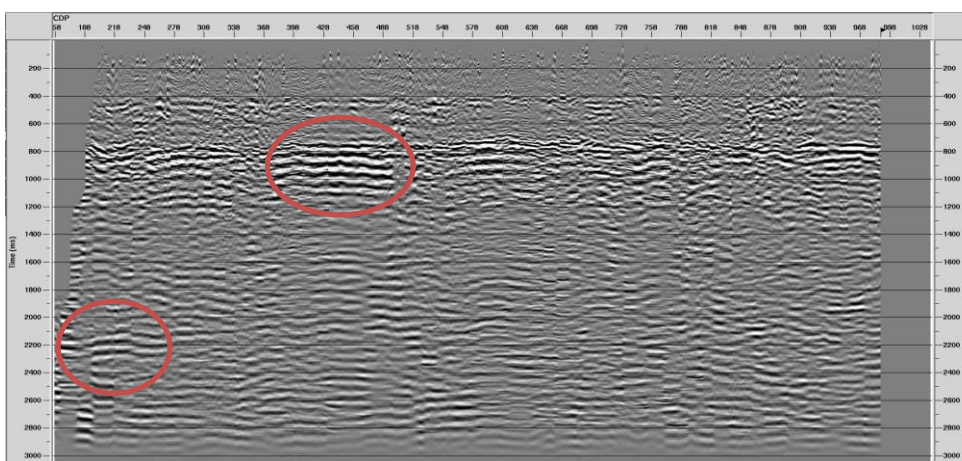


Figura 6.25 Migração pós-stack com AGC de 2000 ms. Em vermelho a melhoria na continuidade horizontal dos refletores (Mistura de Traços).

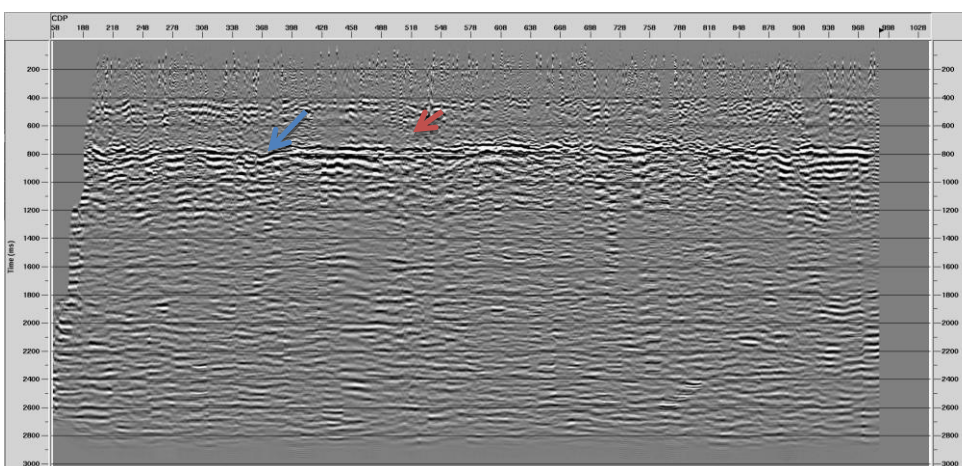


Figura 6.26 Migração pós-stack com AGC de 2000 ms. As setas em vermelho indicam a eliminação do *groundroll* se comparadas com as outras técnicas e a seta em azul indica um ganho de continuidade do horizonte que não foi conseguida com as demais técnicas (LIFT).

CAPÍTULO 7 Conclusão

O objetivo principal desse trabalho foi comparar as técnicas de atenuação do *groundroll* no domínio do tiro (*shot*) e pós-empilhamento migrado, por isso algumas etapas de filtragem que são utilizadas em um fluxo de processamento básico não foram aplicadas nesse trabalho.

O dado analisado nesse trabalho é antigo e foi adquirido na década de 80 e por isso apresenta uma baixa qualidade como: baixa cobertura (*fold*), pontos de coordenadas sem uma boa acurácia resultando em erros no posicionamento das estações, falta de informações sobre elevação, coordenadas e entre outros. Apesar dessa baixa qualidade hoje em dia o processamento sísmico possui sofisticados algoritmos e técnicas para que possam ser extraídos o máximo número de respostas geológicas mesmo com dado de baixa qualidade de aquisição.

A técnica F-K permitiu uma boa atenuação do *groundroll* de uma forma que pode ser bem observado tanto no domínio do tiro como após a migração pós-empilhamento. Com isso o refletor que se encontra a mais ou menos 500 ms pode ser melhor realçado se comparado com as outras duas técnicas. Entretanto a técnica F-K causa a eliminação de parte do dado sísmico.

A mistura de traços foi a que melhor apresentou continuidade horizontal dos refletores, pois os refletores que já eram observados no dado bruto ficaram ainda mais realçados. Entretanto o *groundroll* não foi tão bem eliminado como nas outras técnicas, isso é observado tanto no domínio do tiro como no dado pós-empilhado e migrado. No domínio do tiro também foi observado uma perda de sinal na parte lateral do dado, por deve ser bastante atenção na sua realização para não perder informações de reflexão.

A aplicação da técnica LIFT foi a que melhor atenuou o *groundroll* como pode ser observado tanto nos domínios do tiro e CDP. Entretanto de forma geral obteve o pior desempenho na continuidade horizontal dos refletores, exceto no refletor que se localiza a mais ou menos 800 ms, que nas outras duas técnicas se perderam.

Percebe-se que cada uma das técnicas realiza melhoras no dado eliminando o *groundroll*, mas de formas diferentes. Possivelmente a combinação das três

técnicas seja uma boa estratégia para atenuar o *groundroll* de uma sísmica terrestre, para aumentar a razão sinal/ruído do dado sísmico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVES, D.P.V., 2009, Processamento de dados sísmicos de modo a acentuar as reflexões na camada de água. Mestrado e Ciências. Geofísica Especialização em Geofísica Interna. Universidade de Lisboa. 69-70 p.

AMORIM, F.Z., 2009. Atenuação de ruídos coerentes utilizando Decomposição em Modos Empíricos. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Brasil. 80 p.

ANSTEY, N., 1986. Whatever happened to *groundroll*? The Leading Edge, 5, 40-46.

AYRES, A. 2011. Aula 6 de Métodos Acústicos. Universidade Federal Fluminense.

AZEVEDO, R.D. Processamento CRS-2D de Dados Sísmicos Reais da Bacia do Tacutu. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará Belém, Pará, Brasil. 47 p.

BACOCOLI, G. & GUIMARÃES, P.B., 2004. O Desafio da Exploração das Bacias Interiores Brasileiras. GP/PB.46 p

BOLT, B.A., 1982. *Inside the Earth*. Freeman, San Francisco.

BRUNETTA, R., 2005. O Processamento da Sísmica de Reflexão Rasa: Desafios Encontrados no Estudo de Modelos Análogos a Reservatórios Fraturados. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Paraná. Curitiba, Paraná, Brasil.

CHOO, J., DOWNTON, J., DEWAR, J., 2003. *A New and Practical Approach to Noise and Multiple Attenuation*. Paradigm. Calgary.

CHOO, J., SUDHAKAR, V., 2003, LIFT: A New Seismic Processing Technique to LIFT Noise and Multiples, Expanded Abstracts 2003 CSEG/CSPG Joint National Convention, Calgary, June 2003.

EMBREE, P., BURG, J. P. e BACKUS, M. M., 1963, Wide-band velocity filtering - the pie-slice process: *Geophysics*, 28, 948-974.

F. Hilterman. Seismic Amplitude Interpretation: Society of Exploration Geophysicists, 2001 Distinguished Instructor Short Course, No. 4.

FILHO, J.R.W. & EIRAS, J.F. & VAZ, P.T., Bacia do Solimões. *In: Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 217. -225, maio/nov. 2007.

HARLAN, W. S., CLAERBOUT, J. F. and ROCCA, F., 1984, Signal/noise separation and velocity estimation: *Geophysics*, 49, 1869-1880.

Hatton, L, Worthington, M H e Makin, J., 1985. *Seismic Data Processing - Theory and Practice*. s.l. : Blackwell Scientific Publications, 1985.

KEAREY, Philip; BROOKS, Michael; HILL, Ian., 2009. *Geofísica de exploração*. São Paulo: Oficina de Textos.

KHENE, M. F. Ground-Roll Filtering in the 2-D Wavelet Transform Domain. *Land Seismic Forum*, SEG 2005, Bahrain 18-21 September 2005.

OLIVEIRA, N.R., 2009, Supressão do Ruído de Rolamento superficial utilizando a Transformada *Curvelet*. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Brasil. 46, 67 p.

PORSANI, M. J. & ARTOLA, F. A. V. & SILVA, M. G. & MELO, P. E. M., 2010 "*Filtragem SVD aplicada à melhoria do rastreamento de horizontes sísmicos*".

PRITCHETT, W. C., 1991, System design for better seismic data: *The Leading Edge*, 11, 30-35.

ROSA, A.L.R. *Análise do Sinal Sísmico*. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, 2010. 12 p. 97-98p.

SANTOS, R.A., 2011. Apostila da disciplina de Aquisição Sísmica. Universidade Federal Fluminense.

SALLES, S.S., 2011. Atenuação de Múltiplas em Dados Sísmicos Marinhos da Bacia de Pelotas. Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal Fluminense. Niterói, Brasil.

SILVA, M.W.X., 2008. Estudo da Variação de Parâmetros de Aquisição de Dados Sísmicos Associado ao Imageamento de Falhas utilizando Migração Reversa no Tempo. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal Fluminense. Rio de Janeiro, Brasil.

VITORINO, G.M.S.H., 2010. Modelação das Ondas de Rayleigh. Dissertação de Mestrado em Engenharia Civil. Instituto Superior Técnico Universidade Técnica de Lisboa.