

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE BACHARELADO EM GEOFÍSICA

YAGO SALERNO DAYUB CAMPOS

PROCESSAMENTO DE DADOS SÍSMICOS TERRESTRES NA BACIA DE
VOLTA REDONDA

Niterói

2019

YAGO SALERNO DAYUB CAMPOS

**PROCESSAMENTO DE DADOS SÍSMICOS TERRESTRES NA BACIA DE
VOLTA REDONDA**

Trabalho de conclusão de curso apresentado ao curso de Bacharelado em Geofísica, como requisito parcial para conclusão do curso.

Orientador:

Dr. Marco Antonio Cetale Santos

Niterói

2019

YAGO SALERNO DAYUB CAMPOS

**PROCESSAMENTO DE DADOS SÍSMICOS TERRESTRES NA BACIA DE
VOLTA REDONDA**

Trabalho de conclusão de curso apresentado ao curso de Bacharelado em Geofísica, como requisito parcial para conclusão do curso.

Aprovada em 22 de julho de 2019.

BANCA EXAMINADORA

Dr. Marco Antonio Cetale Santos (Orientador) - UFF

Me. Felipe Timóteo da Costa- UFF

Vinícius Sousa Nilo Bahia Diniz - UFF

Niterói

2019

AGRADECIMENTOS

Agradeço em primeiro a minha mãe, Claudia Salerno que sempre esteve ao meu lado, me dando carinho e apoio. Agradeço também ao meu pai, Italo Cardoso Campos, sem ele jamais teria tomado conhecimento do curso de geofísica e por circunstâncias da vida não pode estar presente no momento da minha conclusão, mas tenho certeza que aonde quer que o senhor esteja está bastante orgulhoso da minha trajetória.

Ao meu orientador, Marco Antonio Cetale Santos que me deu a oportunidade de trabalhar com processamento sísmico terrestre no meu projeto final.

E a todos os meus amigos que me ajudaram na conclusão da faculdade, seja pelas incontáveis cervejas ou pelas palavras de apoio.

“O drama terminou. Por que, pois, se adianta ainda alguém? Porque um sobreviveu ao naufrágio.”

(Herman Melville)

RESUMO

O intuito de se fazer um processamento sísmico é poder analisar as estruturas geológicas do local onde foi feita a aquisição. No trabalho a ser apresentado foi realizada uma aquisição sísmica em um trecho do Gráben Casa de Pedra, Volta Redonda-RJ. Antes da apresentação do processamento sísmico desse dado, foi apresentado de forma esquematizada todas as etapas do processamento que foram feitas no dado adquirido com o uso do programa Vista, de forma que a funcionalidade de cada etapa pudesse ser esclarecida antes da apresentação dos resultados. Durante o processamento sísmico do dado foram encontradas algumas dificuldades provenientes de como foi feita a aquisição, entretanto com o uso de algumas técnicas menos convencionais, esses problemas foram contornados. Em aspectos gerais o resultado da seção sísmica final foi bastante satisfatório, pois o contato com o embasamento com a camada sedimentar ficou bastante nítido e coerente, podendo também se observar as diversas falhas presentes na região.

Palavras-Chaves: Processamento Sísmico, sísmica rasa, Volta Redonda.

ABSTRACT

The purpose of seismic processing is to be able to analyze the geological structures of the site where the acquisition was made. In the work to be presented, a seismic acquisition was carried out in a section of Gráben Casa de Pedra, Volta Redonda-RJ. Before the seismic processing of this data was presented, it was presented in a schematic way all the processing steps that were done in the data acquired using the Vista program, so that the functionality of each step could be clarified before the results presentation. During the seismic processing of the data were found some difficulties arising from how the acquisition was made, however with the use of some less conventional techniques, these problems were circumvented. In general aspects, the result of the final seismic section was quite satisfactory, since the contact with the basement with the sedimentary layer was very clear and coherent, as well as the several faults present in the region.

Keywords: Seismic processing, shallow seismic, Volta Redonda.

SUMÁRIO

Resumo	2
Abstract	3
Lista de figuras	6
1. Introdução	12
1.1. Geologia e Localização	12
2. Processamento Sísmico	15
2.1. Aquisição Sísmica	15
2.2. Geometria de Aquisição	17
2.3. Edição	18
2.4. Estática	18
2.4.1. Correção Estática	19
2.5. Correção da Amplitude.....	20
2.5.1. Espalhamento geométrico (ou divergência esférica)	21
2.5.2. Absorção	21
2.5.3. Correção Do Espalhamento Geométrico e Absorção	22
2.6. Ground Roll.....	23
2.7. Filtros	25
2.7.1. Filtro Passa-Alta	25
2.7.2. Filtro F-K	26
2.8. Mute ou Silenciamento.....	28
2.9. Deconvolução	28
2.10. Análise de velocidade	30
2.10.1. Equação do tempo de percurso.....	30
2.10.2. Tipos das Velocidades	31
2.10.3. Determinação das Velocidades	32
2.11. Correção NMO	33
2.11.1. Estiramento do Pulso	34

2.12.	Estática Residual	35
2.13.	Empilhamento	35
2.14.	Migração	36
3.	Processamento Utilizando o Software Vista	37
3.1.	Equipamento de Aquisição.....	37
3.2.	Etapas Do Processamento Sísmico	37
3.2.1.	Geometria.....	38
3.2.2.	Edição	38
3.2.3.	Atenuador de Amplitudes Anômalas.....	40
3.2.4.	Filtro F-K	41
3.2.5.	Mute	42
3.2.6.	Filtragem	43
3.2.7.	Correção Estática	44
3.2.8.	Correção do Espalhamento Geométrico	47
3.2.9.	Análises de Velocidade	48
3.2.1.	Empilhamento	50
3.2.2.	Deconvolução.....	51
3.2.3.	Correção da Estática Residual	53
3.2.4.	Migração	54
4.	Conclusão	57
5.	Bibliografia.....	58

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - Geologia do trecho adquirido pela aquisição sísmica.	13
Figura 1.2 - Mapa do Trecho onde o dado foi obtido.	14
Figura 2.1: Exemplo de uma aquisição sísmica.	16
Figura 2.2: Diferentes tipos de arranjo onde podemos organizar o dado apos a geometria ser feita.	18
Figura 2.3 - Efeitos da topografia e da ZBV em um refletor horizontal	19
Figura 2.4 - Representação da perda de amplitude em relação ao tempo em função do aumento de frequências. Frequências maiores sofrem uma atenuação maior em relação ao tempo, ausência de refletores de maiores frequências com o passar do tempo.	21
Figura 2.5 - Movimento da onda Rayleigh.	23
Figura 2.6 - Ground-roll	24
Figura 2.7 - Espectro de amplitude que mostra o funcionamento de um filtro passa-alta.	26
Figura 2.8: Gráfico F-K que mostra aonde se encontra o ruído e o sinal obtido, k sendo o número de ondas e f a frequência.....	27
Figura 2.9 - : Representação da filtragem F-K. (a) representação do ground roll e das velocidades no dominio t-x. (b) representação do ground roll e das velocidades no domínio f-k. (c) zona a ser retirada do dado. (d) dado após a filtragem F-K.	28
Figura 2.10 - Ilustração da estrutura geológica com o processo deconvolutivo.	29
Figura 2.11 - Representação do percurso da onda (S) em relação a fonte(A) e o receptor(B).	31
Figura 2.12 Representação das velocidades de horizontalização. (a) Refletor sem a correção de velocidade. (b) Refletor totalmente horizontalizado, referente a velocidade ideal. (c) Sobrecorreção, velocidade mais baixa em relação a velocidade ideal de correção. (d) Subcorreção, velocidade mais alta que a velocidade ideal. ...	34
Figura 2.13 - Representa o estiramento do pulso após ser feita a correção NMO convencional.....	34
Figura 2.14 - Representação dos traços sísmicos arranjados em CMP, após a correção NMO e o empilhamento.....	36

Figura 2.15 - Processo de migração geométrica. Efeito da migração em um refletor inclinado em uma seção em tempo e em uma seção em profundidade.	37
Figura 2.16 - Difrações	37
Figura 2.17 - Secção sísmica não migrada.....	37
Figura 3.1: Fluxo de Processamento.	37
Figura 3.2: Grade de geometria aplicada ao dado. Pontos vermelhos representam os CMPs criados a partir da grade.	38
Figura 3.3: Eliminação dos traços ruidosos.	39
Figura 3.4: Eliminação dos traços em tempos distintos dos demais traços. ...	40
Figura 3.5 : Dado sem o <i>despike</i> (esquerda), dado com o <i>despike</i> aplicado (direita).....	41
Figura 3.6: Janela F-K onde foi criado o polígono de filtragem.	41
Figura 3.7: Dado antes da aplicação do polígono de filtragem F-K.....	42
Figura 3.8: Dado após a filtragem F-K.	42
Figura 3.9: Dado sem o mute (esquerda), dado com o mute do ground-roll aplicado (direita).	43
Figura 3.10: Espectro de Frequência.....	44
Figura 3.11: Dado sem a aplicação do filtro (esquerda) e o dado com o filtro aplicado (direita).	44
Figura 3.12: Primeiras Quebras marcadas.	45
Figura 3.13: Geometria no dado, os círculos criados indicam os pontos de tiro onde serão feitas as velocidades relacionadas as primeiras quebras.	46
Figura 3.14: Pontos a serem escolhidos para efetuar o cálculo da estática. ..	46
Figura 3.15: Visualização do gráfico da Correção Estática dos receptores (azul) e tiros (vermelho).	47
Figura 3.16: Dado sem a correção estática (esquerda), dado com a correção estática aplicada (direita).	47
Figura 3.17: Dado sem a correção de amplitude (esquerda) e o dado com a correção de amplitude (direita).....	48
Figura 3.18: Semblance onde as marcações de velocidades são feitas, ao lado dos traços em CMP e as filipetas CVS onde os CMPS foram empilhados.	49
Figura 3.19: Modelo de velocidade da ultima Análise de Velocidade.....	50
Figura 3.20: A imagem a esquerda ilustra os traços em CMP sem a aplicação da velocidade enquanto a imagem da direita a velocidade foi inserida ao dado.....	51

Figura 3.21: Dado empilhado.....	51
Figura 3.22: Auto correlação, dado centralizado em 500 Hz, demonstrando que a partir da centralização as reflexões mais presentes estão em torno de 300 Hz, onde este será utilizado como um dos parâmetros para a Deconvolução.	52
Figura 3.23: Imagem a esquerda é o dado sem a deconvolução; imagem a direita com o dado deconvolvido.	52
Figura 3.24: Dado empilhado após a etapa de deconvolução.....	53
Figura 3.25: Dado empilhado com a aplicação da correção estática residual. As linhas brancas no topo da imagem indicam aonde o solo esta localizado.	54

1. INTRODUÇÃO

O objetivo de se realizar um processamento sísmico é obter uma seção sísmica que consiga representar a geologia em subsuperfície da área onde foi feita a aquisição. Ao ser executada uma aquisição sísmica muita informação não desejada é obtida (ruídos) e informações de interesses são mascaradas por motivos diversos, o processamento sísmico consiste em suprimir os ruídos e acentuar as informações no dado necessárias para a interpretação.

Esse trabalho tem como objetivo apresentar todas as etapas do processamento sísmico aplicadas aos dados adquiridos no trecho da Bacia de Volta Redonda. O levantamento sísmico foi realizado com a finalidade de mapear um trecho do Gráben Casa de Pedra. Os dados processados serão disponibilizados para interpretações futuras.

1.1. Geologia e Localização

Segundo Negrão et al. (2015) a bacia de Volta Redonda faz parte do contexto geológico do Rift Continental do Sudeste Brasileiro (RCSB), no seu segmento Central, com a sua área mais importante nomeada como Gráben Casa de Pedra, sendo o depocentro mais importante da bacia, contendo o registro aluvial mais completo da bacia e possuindo em seu preenchimento as únicas manifestações vulcânicas eocênicas no segmento central da RCSB. O levantamento sísmico foi realizado em uma região da Bacia de Volta Redonda onde existe a presença da Formação Resende, o Basanito Casa de Pedra e a Formação Pinheiral. A figura 1.1 apresenta as diferentes formações da Bacia de Volta Redonda.

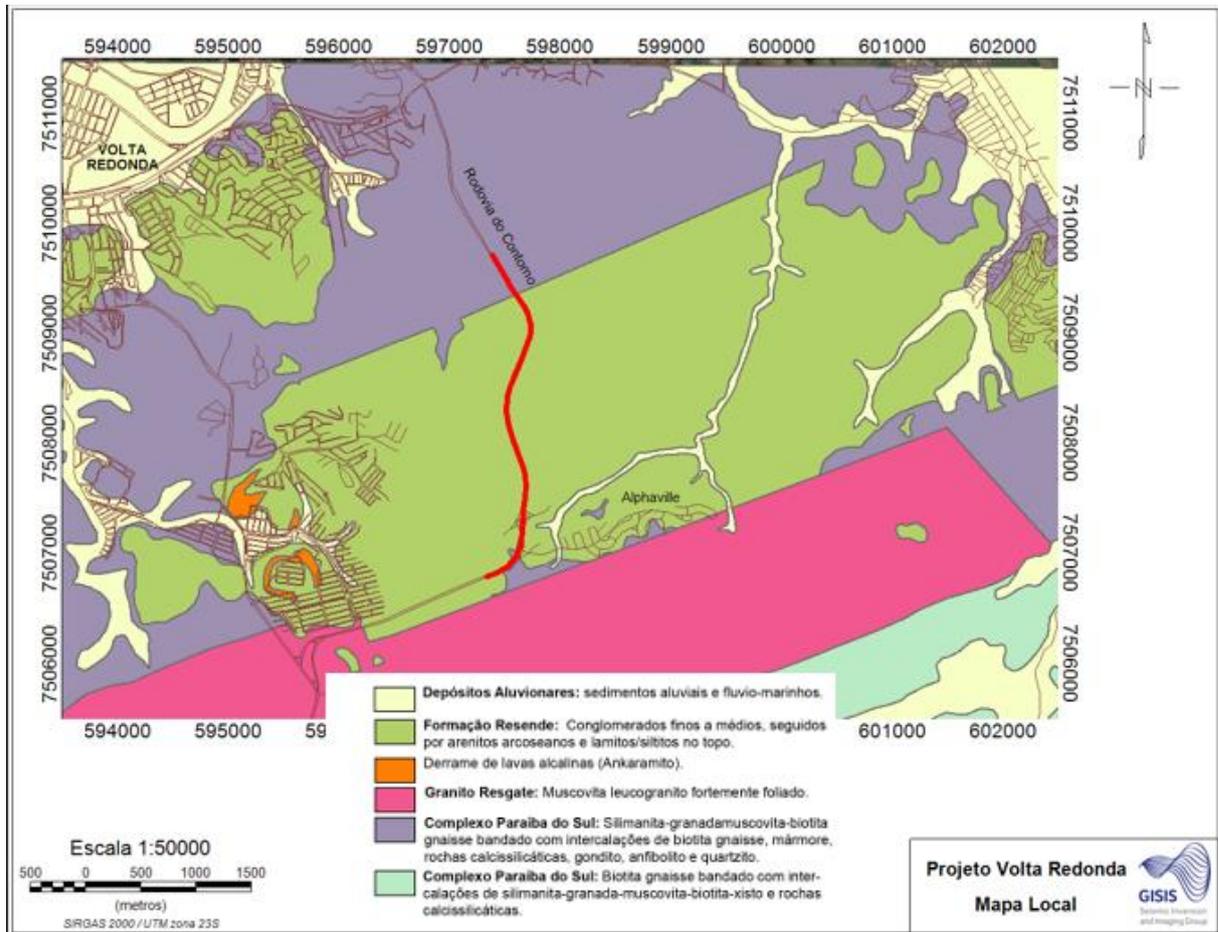
Formação Resende: Esta relacionado com a fase principal em que a Bacia de Volta Redonda estava sendo sedimentada. Os depósitos dessa formação encontram-se em inconformidade com o embasamento cristalino pré-cambriano. E sua principal característica é a intercalação de arenitos feldspáticos estratificados e conglomerados finos, ocorrendo também lamitos esverdeados e brechas. Estes depósitos são associados a leques aluviais e a sistemas fluviais entrelaçados. (Negrão, 2015);

Basanito Casa de Pedra: São os derrames vulcânicos de rochas ultramáficas alcalinas presente na Bacia De Volta Redonda, a rocha possui textura afanítica e contem micro fenocristais, vesículas e amígdalas e feições que indicam pelo me-

nos dois derrames sobrepostos, calcula-se que esse derrame se localiza no Eoceno inicial.

Formação Pinheiral: é constituída de conglomerados e arenitos estratificados, relacionados a canais entrelaçados, e possuem também espessos intervalos pelíticos relacionados a períodos de afogamento do sistema fluvial.

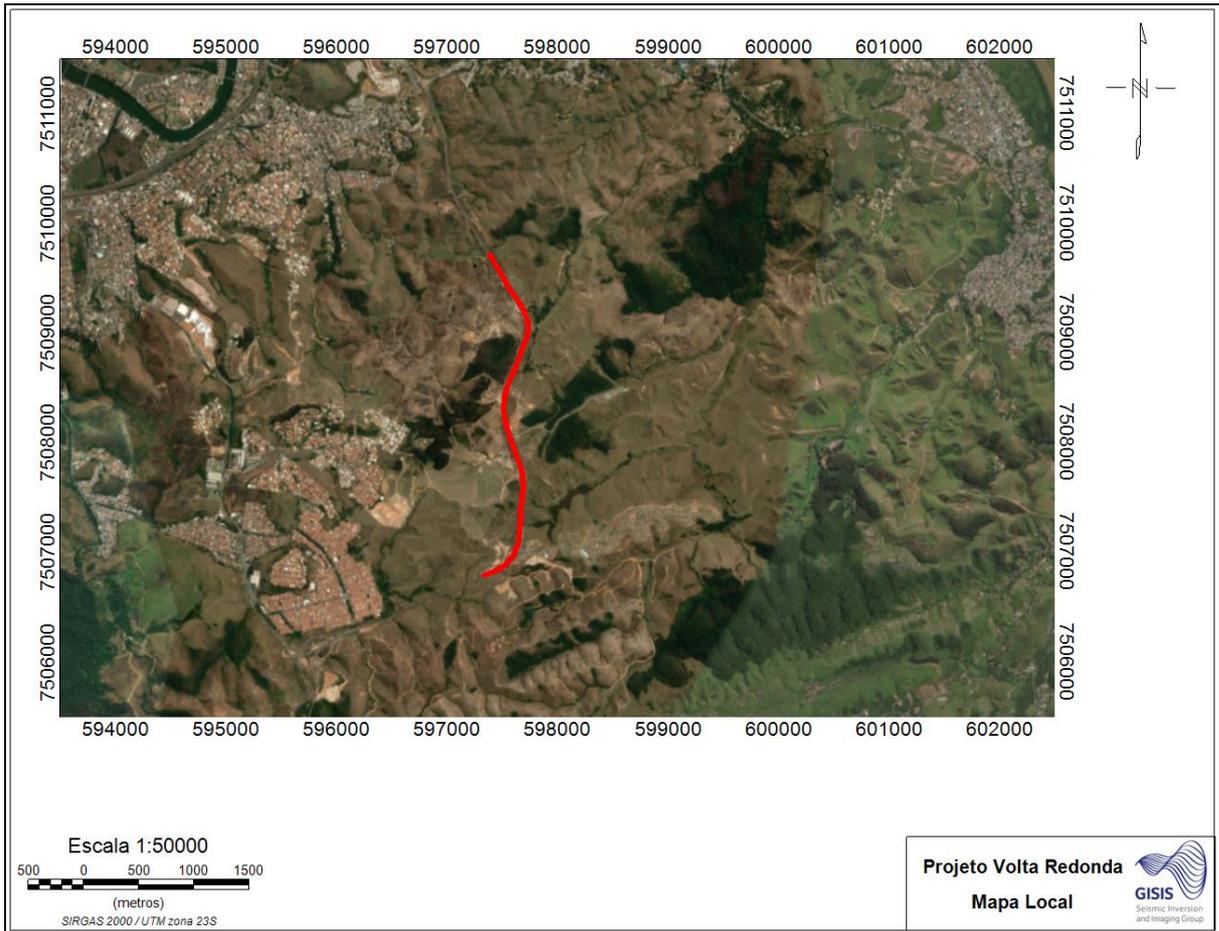
Figura 1.1 - Geologia do trecho adquirido pela aquisição sísmica.



Fonte: Elaborada pelo autor (2019).

A localização da área onde foi executada a aquisição sísmica foi na Rodovia do Contorno, no município de Volta Redonda do estado do Rio de Janeiro. A Figura 1.2 indica a exata posição do trecho onde a aquisição sísmica foi feita através de suas coordenadas.

Figura 1.2 - Mapa do Trecho onde o dado foi obtido.



Fonte: Elaborada pelo autor (2019).

2. PROCESSAMENTO SÍSMICO

2.1. Aquisição Sísmica

O método sísmico tem como objetivo adquirir informações da geologia em subsuperfície. Utiliza-se uma fonte para gerar a energia que irá criar as ondas sísmicas capazes de percorrer a subsuperfície, entretanto uma pequena parcela dessa energia volta e é captada pelos receptores, os quais tem a função de gerar os traços sísmicos, cada receptor gera um traço sísmico.

A energia percorre as rochas, essas por sua vez sofrem deformações e depois voltam para seus estados naturais (deformação elástica), através das constantes elásticas de cada rocha conseguimos encontrar valores para as velocidades das ondas sísmicas.

O método sísmico precisa levar em consideração dois tipos de ondas as de corpo e superfície. As ondas de corpo são: ondas compressoriais (P) que tem a movimentação da partícula no sentido da propagação; ondas cisalhantes (S) que tem a movimentação das partículas no sentido perpendicular a propagação. Enquanto as ondas de superfície são: ondas Rayleigh que tem a movimentação da partícula de forma elíptica e perpendicular a superfície com a direção de propagação da onda; ondas Love que tem a movimentação da partícula paralela a superfície e perpendicular a propagação da onda.

A onda de interesse ao fazer uma aquisição sísmica costuma ser a onda P, por causa das aproximações, entretanto alguns processamentos mais sofisticados utilizam também a onda S, e para isso posiciona os receptores de uma forma capaz de adquirir tal onda, entretanto qualquer energia que não esteja associada a onda P é considerado ruído, como ondas superficiais (Rayleigh), ruídos causados pelo mal funcionamento dos aparelhos e ruídos ambientais (chuva, ventos, animais silvestres).

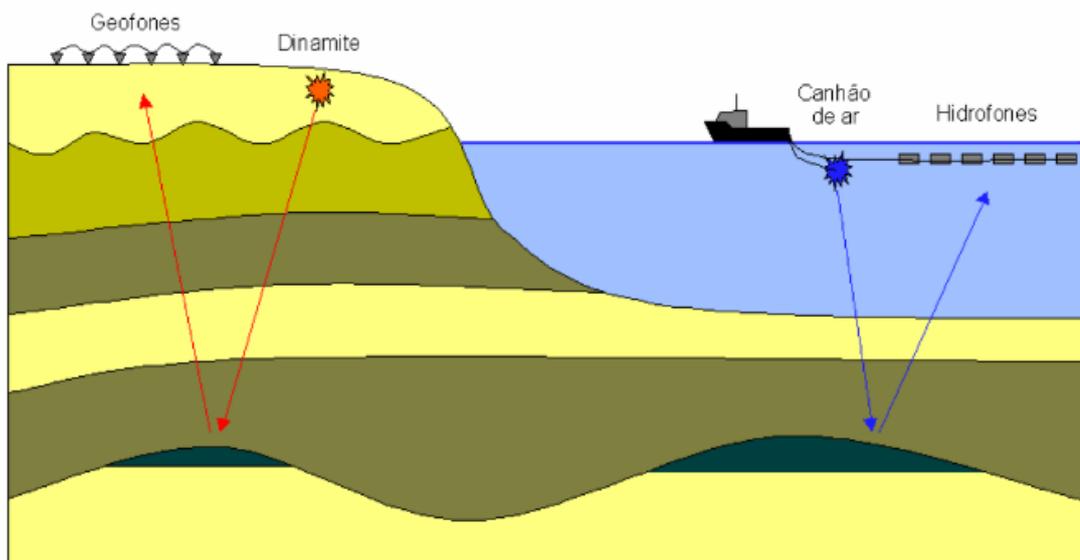
Ao fazermos uma aquisição sísmica busca-se ao máximo evitar ruídos, entretanto isso não é possível, pois as ondas possuem perdas de amplitude naturais com o passar do tempo, outro fator importante na causa de perdas de energia no método sísmico é a geologia local, pois a Terra funciona como um filtro de alta frequência, fazendo com que as ondas refletidas em camadas mais profundas percam resolu-

ção, corpos geológicos como falhas, fraturas, dobras entre outros fazem com que as ondas difratem, espalhando a energia de forma difusa.

Apesar da energia emitida pela fonte ser atenuada por diversos fatores e mesmo com a presença de ruídos nos traços sísmicos ainda é possível registrar na superfície a energia refletida e refratada pelas camadas geológicas em subsuperfície, através dos contrastes entre as camadas que ocorrem as reflexões que são utilizadas para o estudo da área. A reflexão da onda ocorre por causa da diferença entre as impedâncias acústicas das camadas. Impedância acústica é definida como a densidade do meio multiplicada pela velocidade que a onda passa por esse mesmo meio.

A onda refletida é registrada nos receptores e assim é gerado o traço sísmico, entretanto parte da onda que não é refletida continua se propagando em subsuperfície, ocorrendo assim o evento de refração que nos permite mapear os demais limites entre as camadas. (LOUREIRO, 2013). A Figura 2.1 ilustra como é feita a aquisição sísmica terrestre e marinha.

Figura 2.1: Exemplo de uma aquisição sísmica.



Fonte: GERHARDT (1998).

2.2. Geometria de Aquisição

Antes de começar o processamento sísmico é necessário fazer a identificação de cada traço sísmico obtido na aquisição. Para isso utilizamos um arquivo com todas as informações necessárias para fazer a amarração com o dado, essa etapa é chamada de Geometria de Aquisição.

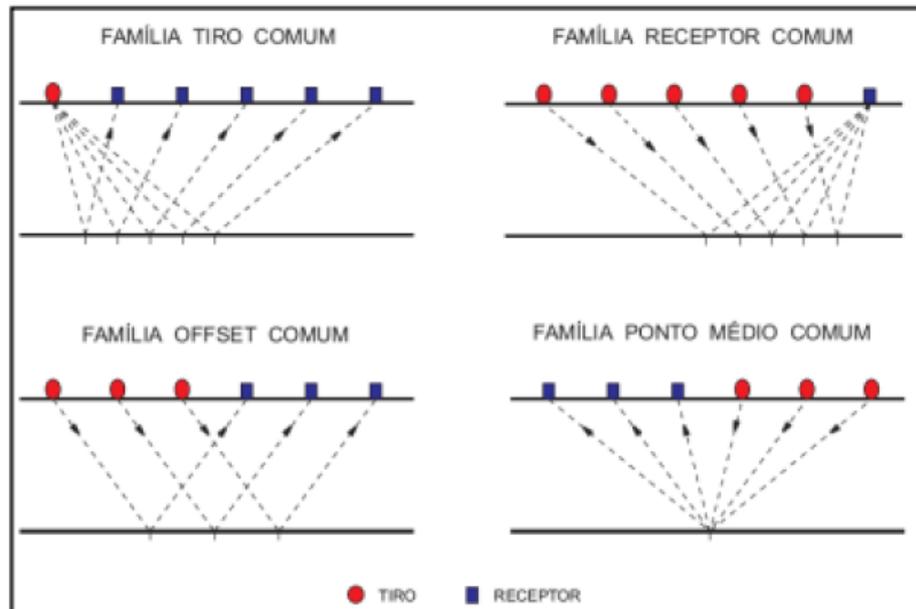
Essas informações são: as coordenadas de cada fonte e receptores; a numeração de cada fonte e receptor; as elevações das fontes e receptores; a quantidade de tiros executados na aquisição; o espaçamento entre os tiros; o espaçamento entre os receptores; as coordenadas e elevações de cada tiro e a numeração dos tiros dados.

A etapa da Geometria nos permite organizar o dado em diferentes domínios (Figura 2.2), como o do receptor comum, tiro comum, offset, CMP (*common midpoint*), possibilitando uma melhor forma de processar o dado.

O domínio do CMP é um dos mais importantes domínios que podemos organizar o dado, pois nessa organização dos dados são realizadas diversas etapas do processamento, como por exemplo, a análise de velocidade e a correção NMO.

No domínio CMP cada traço é o ponto médio entre a posição da fonte e o receptor, onde os traços com o mesmo posicionamento são agrupados formando a família CMP. Esse agrupamento de traços só é possível por causa da forma com que a aquisição CMP é feita, onde a fonte sofre um descolamento constante, fazendo com que os pontos dos receptores sejam iluminados mais de uma vez, recebendo o nome de cobertura múltipla (SOUZA, 2014).

Figura 2.2: Diferentes tipos de arranjo onde podemos organizar o dado apos a geometria ser feita.



Fonte: SOUZA (2014).

2.3. Edição

Ao ser feita a aquisição sísmica, muitos traços presentes no sismograma podem comprometer o resultado do processamento sísmico, como traços com amplitude nula causados por ruídos externos ou mal funcionamento dos equipamentos, ou razão sinal/ruído muito baixa. A etapa de editar traços consiste em retirar esses traços ruidosos, entretanto não é aconselhado retirar traços que possuam amplitudes relacionadas a reflexões, fazendo-se uso do bom senso na etapa de remoção de traços ruidosos. Em um levantamento sísmico, qualquer informação que não serve para utilizá-la no processamento sísmico é tratada como ruído, logo retirando traços que não nos proporcionam qualquer tipo de informação relevante em um processamento sísmico, melhora-se a razão sinal/ruído.

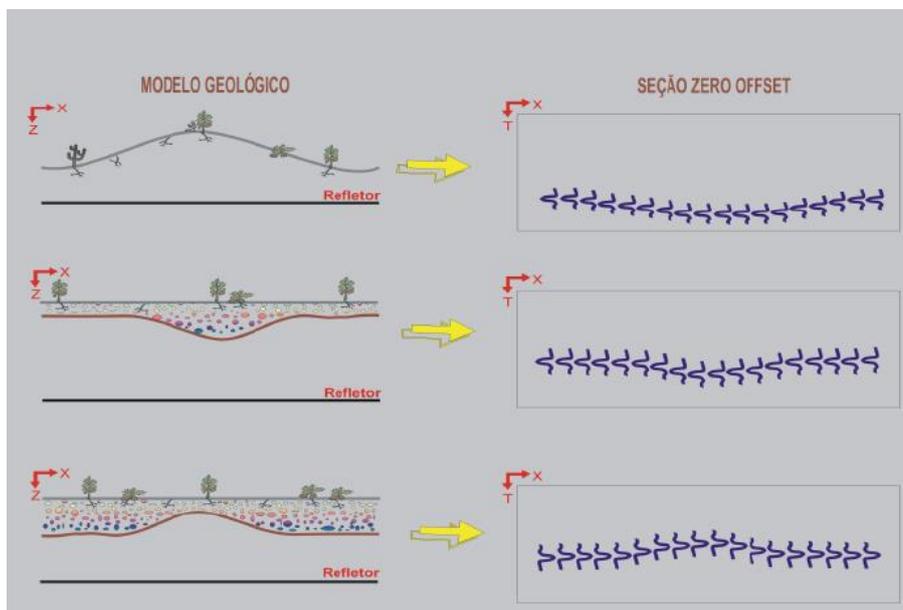
2.4. Estática

Segundo Gama (2016), normalmente a parte superior da superfície terrestre possui um pacote rochoso aflorante de material variável e com uma espessura lateral bastante heterogênea, fazendo com que as velocidades das ondas sísmicas sejam muito baixas, essa área é chamada de zona de baixa velocidade (ZBV). As rochas presentes nessa região possuem propriedades elásticas muito distintas, pois se tratam de uma zona onde há uma forte presença de intemperismo, gerando as-

sim a decomposição do material presente nessas rochas. Junto com a ZBV temos também a variação da topografia do terreno que faz com que as velocidades das ondas sísmicas tenham tempos de chegada diferentes, gerando um deterioramento na qualidade do dado obtido.

Para corrigir os problemas provocados pela variação da topografia e pela ZBV é aplicada a correção estática. Nessa correção são compensados os atrasos dos tempos de chegada causados pela variação da topografia e pela ZBV, a Figura 2.3 mostra as diferenças nos traços sísmicos relacionados à presença de topografia e ZBV.

Figura 2.3 - Efeitos da topografia e da ZBV em um refletor horizontal



Fonte: GAMA (2007).

2.4.1. Correção Estática

Ao analisar um sismograma de tiro e observar que as ondas refratadas e ondas diretas estão distorcidas, ou não apresentam um formato linear, significa que os tempos dessas ondas foram distorcidos pelos efeitos da ZBV e da topografia, fazendo uso necessário da aplicação de correção estática.

Cada traço sísmico possui um erro estático tanto relacionado à fonte quanto ao receptor, por isso são necessárias informações como a velocidade das ZBV, tamanho de sua extensão, velocidade da rocha subjacente a ZBV, a elevação de cada ponto de tiro e a elevação dos receptores. Com todas essas informações é possível encontrar um valor coerente para a estática do dado.

Dentre os métodos geofísicos utilizados na indústria para a correção estática os mais usados são o levantamento de poço-acima (*up-hole*), os métodos de refração rasa e análise das primeiras quebras da onda refratada no sismograma. O método utilizado nesse trabalho foi o de análise de primeiras quebras.

A energia refratada associada à camada intemperizada costuma ser a primeira a chegar nos receptores, essas primeiras chegadas são chamadas de primeiras quebras. Através do tempo de chegadas das primeiras quebras, obtém-se as velocidades, dessa forma é possível estimar o modelo com os parâmetros associados à ZBV e a elevação do relevo, dessa forma pode-se fazer a correção dos tempos de chegadas diferentes relacionados a estática. Para se efetuar essa correção são marcadas no sismograma as primeiras quebras, essa etapa pode ser feita de forma manual ou automática. A qualidade das primeiras quebras está relacionada ao tipo de energia utilizada como fonte, por exemplo, fontes explosivas geram primeiras quebras mais definidas, enquanto vibroseis tem primeiras quebras não tão bem definidas.

$$z_w = \frac{v_b v_w t_i}{2\sqrt{(v_b^2 - v_w^2)}}, \quad (2.4.1)$$

A equação (2.4.1) tem por definição encontrar a profundidade da camada intemperizada (z_w) através da velocidade da zona intemperizada (v_w), a velocidade da camada rochosa (v_b) e o tempo de chegada da onda no zero offset (t_i).

$$\Delta\tau_D = -\frac{2z_w}{v_w} + \frac{2(E_D - E_S + z_w)}{v_b}, \quad (2.4.2)$$

Depois de se obter o valor de profundidade da camada intemperizada (z_w) utiliza-se a equação (2.4.2) para encontrar o valor total da correção estática ($\Delta\tau_D$). Onde, E_D é o datum de elevação e E_S é a elevação da superfície.

2.5. Correção da Amplitude

Durante a propagação da onda sísmica em subsuperfície, sua amplitude é atenuada, os principais tipos de atenuação da amplitude são o espalhamento geométrico e a absorção.

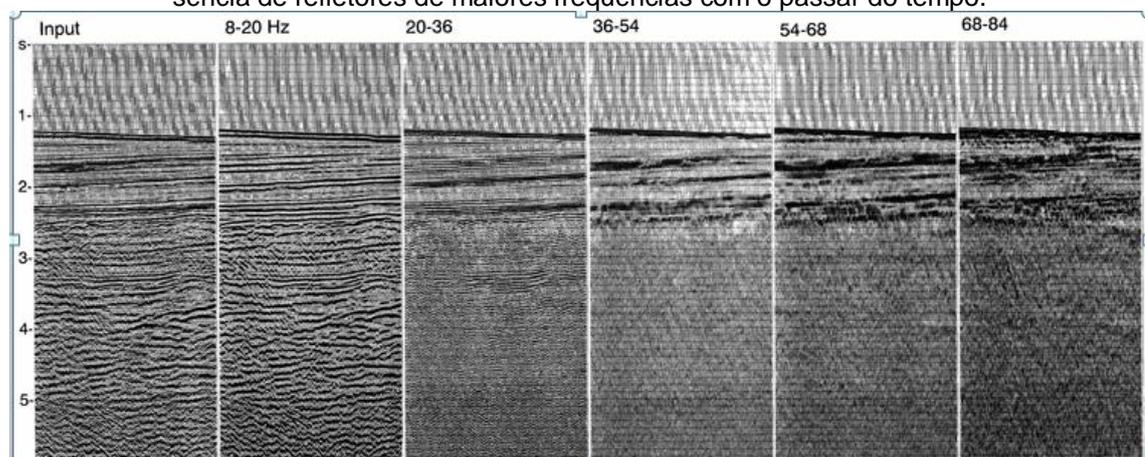
2.5.1. Espalhamento geométrico (ou divergência esférica)

Segundo Yilmaz (2001), pode-se considerar que uma fonte pontual é capaz de gerar um campo de ondas esféricas, em um meio homogêneo. A densidade de energia de uma onda está proporcionalmente relacionada ao inverso do quadrado da distancia ($1/r^2$), onde r é o raio da frente de onda. A amplitude da onda é proporcional à raiz quadrada da densidade de energia, dessa forma a amplitude decai na proporção de $1/\sqrt{r}$, entretanto isso só vale para um meio homogêneo. Normalmente a velocidade tende a aumentar com a profundidade, causando uma maior divergência na frente de onda e um decaimento mais rápido da amplitude em relação a distancia.

2.5.2. Absorção

É a perda de amplitude associada ao meio pelo qual a onda percorre. Segundo Yilmaz (2001), a atenuação da amplitude pode estar relacionada aos poros das rochas. Quando a frente de onda passa por uma rocha, os fluidos presentes são perturbados. Esse distúrbio é maior em rochas parcialmente saturadas do que nas totalmente saturadas. Os fluidos relacionados as rochas fazem com que a onda sofra um decaimento de energia, e esse decaimento dependente da frequência. Em particular, maiores frequências são mais atenuadas por causa do caráter intrínseco das rochas. A Figura 2.4 ilustra a perda de amplitude relacionada ao tempo e a frequência.

Figura 2.4 - Representação da perda de amplitude em relação ao tempo em função do aumento de frequências. Frequências maiores sofrem uma atenuação maior em relação ao tempo, ausência de refletores de maiores frequências com o passar do tempo.



Fonte: Yilmaz (2001).

2.5.3. Correção Do Espalhamento Geométrico e Absorção

Por causa dessa perda de amplitude há uma necessidade de revertê-la para que possa analisar. Uma das formas mais comuns de se reverter essa perda é o uso de ganhos no dado sísmico, entretanto esse ganho precisa ser feito com cautela, pois além de aumentar as amplitudes relacionadas as reflexões ele pode aumentar as amplitudes relacionadas aos ruídos.

Para remover o efeito do espalhamento geométrico uma função baseada na proporção da perda de amplitude ($1/V^2t$) pode ser utilizada:

$$G(t) = \frac{V^2 t}{V_0^2 t_0}, \quad (2.5.1)$$

Onde V_0 é a velocidade usada como referência para um determinado t_0 , com V sendo velocidade e t sendo tempo.

Entretanto ao utilizar esse ganho tem-se a dependência das velocidades, o que pode ocasionar no realçamento de ruídos, para evitar isso usa-se uma função de ganho que não se relaciona com a velocidade dada por:

$$G(t) = t^\alpha, \quad (2.5.2)$$

Onde t é o tempo e α costuma ser usado como 2.

O AGC (automatic gain control) é um outro tipo de ganho bastante utilizado, onde este distribui as amplitudes com relação a janela de tempo escolhida. Uma média das amplitudes é computada baseada no intervalo de tempo escolhido, depois faz se uma relação com a raiz quadrada da amplitude desejada com a média das amplitudes, e essa relação é aplicada como ganho. Após a aplicação do ganho de amplitude na janela desejada, move-se uma amostra abaixo. Em relação às janelas de tempo escolhidas no AGC, janelas de tempo muito pequenas causam uma perda de sinal no dado pois realçam amplitudes baixas, entretanto janelas muito largas fazem com que o efeito do AGC seja menos efetivo. As janelas escolhidas na aplicação do AGC costumam variar entre 200-500ms. Esse ganho é tipicamente utilizado para visualização dos dados.

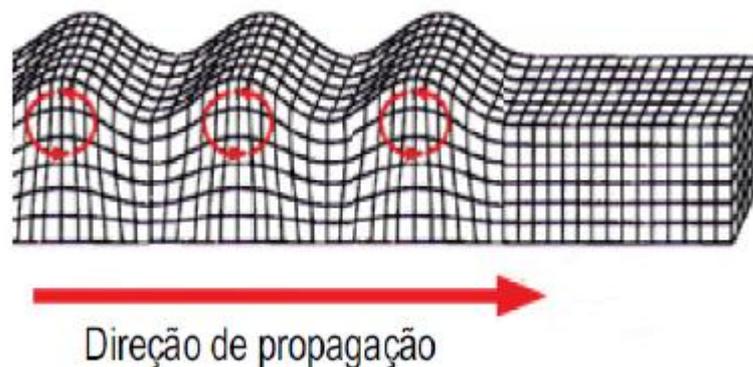
2.6. Ground Roll

Lord Rayleigh ao analisar sismogramas de terremotos percebeu a possível existência de ondas em meios semi-infinitos, homogêneos e isotrópicos, onde estes eram limitados por uma interface livre de stress, superfície livre (SANTOS, 2014).

Essas ondas são chamadas de ondas Rayleigh, são ondas dispersivas ao longo da superfície livre e na natureza são ondas em que se propagam em meios estruturados por camadas. Essas ondas também diminuem na medida em que percorrem o meio, numa proporção de $1/r$, em grandes distâncias as ondas Rayleigh se tornam dominantes, a propagação destas ondas estão diretamente ligadas as propriedades do meio em que essas ondas passam, como por exemplo, as características das camadas da subsuperfície terrestre. Caso esta onda esteja se propagando em um meio heterogêneo, por exemplo, ela terá um comportamento dispersivo, ou seja, diferentes frequências possuem diferentes velocidades de propagação da onda.

As ondas Rayleigh são ondas superficiais, elas surgem da interferência relacionada das ondas P com as ondas S, seu movimento de propagação é elíptico e retrogradado, A Figura 2.5 demonstra a forma com que as ondas Rayleigh se movimentam no solo.

Figura 2.5 - Movimento da onda Rayleigh.

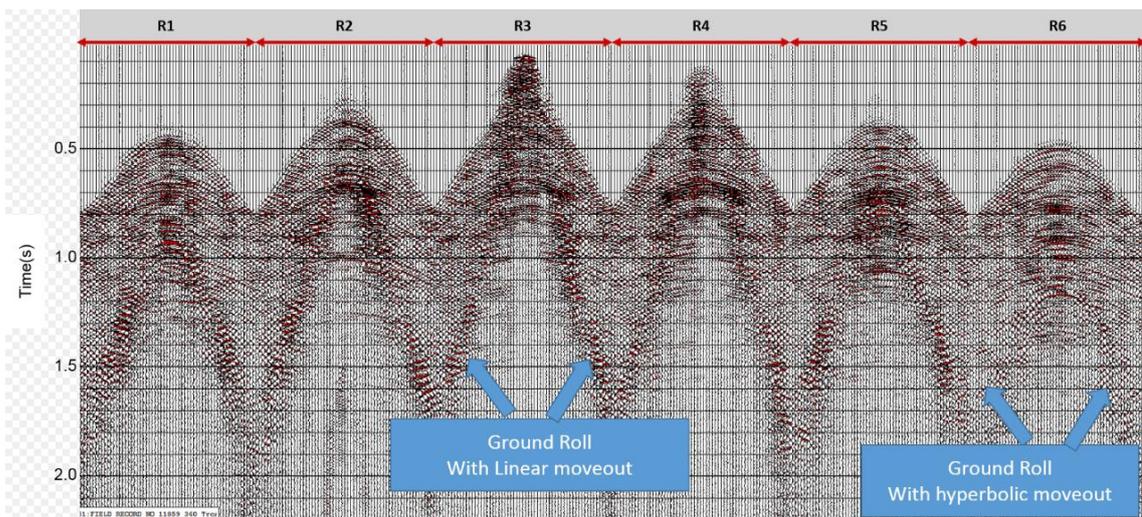


Fonte: SANTOS (2014).

O ground-roll é um tipo de onda Rayleigh que aparece nos dados sísmicos terrestres (YILMAZ, 2001), é altamente dispersivo e apresenta um caráter muito bem definido traço a traço, onde sua velocidade de fase é limitada por uma velocidade mínima e uma máxima, fazendo com que o ground-roll possua um formato caracte-

rístico de cone, como ilustra a Figura 2.6. Por causa dessas propriedades do ground-roll consegue-se identificá-lo com facilidade no traço, pois se trata de um ruído coerente. O ground-roll possui uma onda de energia que se propaga com baixa velocidade, baixa frequência e alta amplitude. Geralmente as velocidades das ondas Rayleigh se encontram na faixa de 100m/s a 1000m/s e a frequência do ground-roll é inferior aos eventos de interesse relacionados à refração e reflexão, que fica por volta de 10Hz, o ruído coerente (ground-roll) está sempre presente nas ondas sísmicas terrestres.

Figura 2.6 - Ground-roll



Fonte: SEG Wiki.

Em geral quando está se fazendo uma aquisição sísmica se tenta ao máximo reduzir o ruído proveniente do ground-roll, fazendo uma organização para que os receptores sejam capazes de suprimir um pouco esse tipo de ruído, apesar de que essa técnica não é suficiente para retirar totalmente o ground-roll do dado, sendo assim necessário o uso do processamento sísmico.

Atenuando o ground-roll consegue-se visualizar melhor a informação presente no dado adquirido, pois o ground-roll possui altas amplitudes o que faz com que a informação presente no dado seja mascarada. Uma das principais formas de remover o ground-roll é com a aplicação de filtros.

Uma das principais diferenças do dado sísmico marinho para o terrestre está na presença do ground-roll. A onda S não se propaga em meios fluidos, logo ao ser feito uma aquisição sísmica marinha, não ocorre a presença do ground-roll pois para isso necessita ocorrer a interferência entre as ondas P e S.

2.7. Filtros

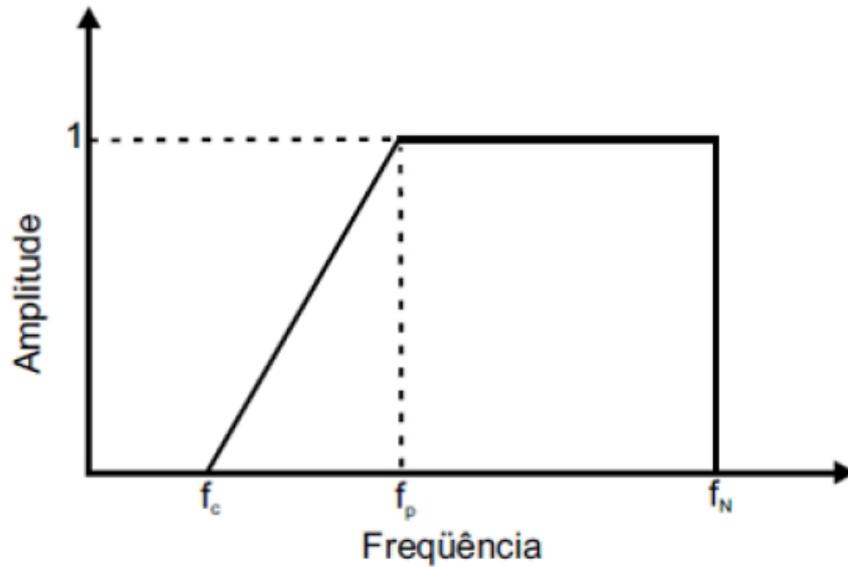
Uma aquisição sísmica registra diversos eventos nos receptores, entretanto na geofísica apenas as reflexões primárias são tratadas como eventos de interesse, dessa forma qualquer registro que não seja relacionado as reflexões primárias considera-se como ruído. Os ruídos são classificados como ruídos coerentes (ruídos associados à própria fonte como, por exemplo, o ground-roll) ou ruídos aleatórios (animais selvagens, barulhos de tráfego durante a aquisição, etc). A etapa de filtragem busca atenuar esses ruídos, aumentando a razão sinal/ruído de um dado sísmico. Filtros de frequência (passa-alta, FK) são largamente utilizados durante o processamento sísmico, onde esses tem por característica o uso da Transformada de Fourier para a sua aplicação, onde filtros como o passa-alta tem o caráter unidimensional enquanto filtros como o FK possuem um caráter bidimensional. Entretanto filtros de frequência não são os únicos tipos de filtros utilizados, existem também os filtros inversos, sendo a deconvolução um dos tipos de filtros inversos existentes.

2.7.1. Filtro Passa-Alta

O filtro passa-alta é um filtro de frequência que utiliza a transformada de Fourier unidimensional para mudar o domínio do traço que esta em tempo e espaço (T-X) para o domínio de frequência e espaço (F-X).

Após a mudança de domínio do traço, cria-se uma caixa que possui a função de atenuar os ruídos presentes na área onde ela foi aplicada. A Figura 2.7 ilustra a caixa criada, onde o ponto f_c indica que todos os valores abaixo dessa frequência serão eliminados do dado, os valores de frequências entre os pontos f_c e f_p , serão atenuados, enquanto os valores entre f_p e f_n não sofreram modificação alguma. Após o filtro ser aplicado no domínio da frequência (F-X) utiliza-se a Transforma de Fourier unidimensional inversa para mudar o domínio de frequência e espaço (F-X) para tempo e espaço (T-X), assim o dado volta ao seu domínio inicial com o filtro passa-alta aplicado. Utiliza-se o filtro passa-alta quando o intuito da filtragem visa eliminar baixas frequências, restando somente as altas frequências no dado, alguns ruídos possuem a característica de estarem presentes somente em baixas frequências.

Figura 2.7 - Espectro de amplitude que mostra o funcionamento de um filtro passa-alta.



Fonte: Elaborada pelo autor.

2.7.2. Filtro F-K

O filtro FK é um filtro de frequência que utiliza a Transformada de Fourier bi-dimensional, pois para utilizá-lo é necessário transformar o domínio do sismograma que está em tempo e espaço (T-X) para frequência e número de onda (F-K).

$$f = \frac{v}{\lambda}, \quad k = \frac{2\pi}{\lambda} \quad (2.7.1)$$

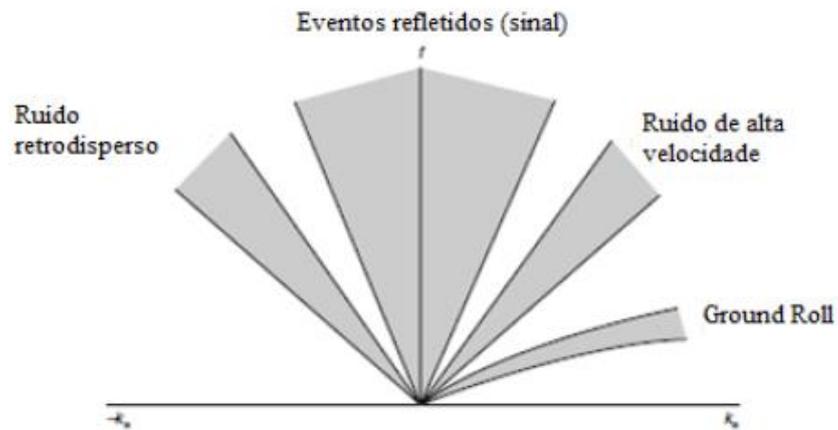
Onde f é a frequência, v a velocidade, λ o comprimento da onda, k o número de onda; reorganizando as equações (2.7.3) consegue-se observar que a razão entre a frequência e o número de onda está relacionada com a velocidade como demonstra a equação:

$$\frac{f}{k} = \frac{v}{2\pi} = \alpha \quad (2.7.2)$$

Os ângulos de mergulho dos eventos sísmicos estão associados às suas velocidades de propagação através do lançamento de receptores (KEAREY *et al.*, 2002). Logo ao analisar um sismograma no domínio F-K consegue-se visualizar os diferentes eventos sísmicos (reflexões primárias, ground-roll, ruídos de alta velocidade,

dentre outros tipos de ruídos) separados por diferentes ângulos de mergulho por causa da razão frequência/número de onda (Figura 2.8).

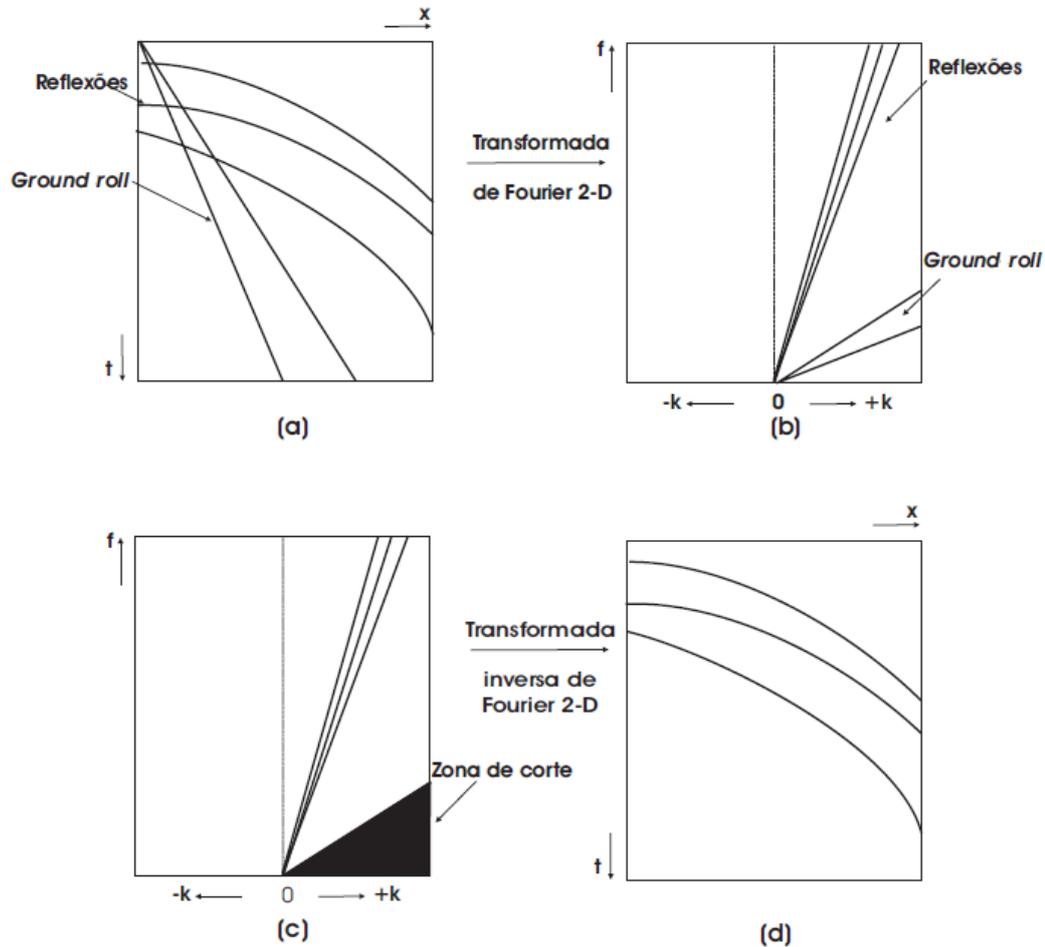
Figura 2.8: Gráfico F-K que mostra aonde se encontra o ruído e o sinal obtido, k sendo o número de ondas e f a frequência.



Fonte: KEAREY et al. (2002).

Após a passagem do sismograma para o domínio F-K aplica-se o filtro na área que deseja atenuar no dado e em seguida utiliza-se a Transformada de Fourier bidimensional inversa para voltar o domínio do sismograma que esta em frequência e número de onda (F-K) para tempo e espaço (T-X), o domínio inicial. A Figura 2.9 ilustra como o feito a aplicação no Filtro FK no dado.

Figura 2.9 - : Representação da filtragem F-K. (a) representação do ground roll e das velocidades no domínio t-x. (b) representação do ground roll e das velocidades no domínio f-k. (c) zona a ser retirada do dado. (d) dado após a filtragem F-K.



Fonte: SANTOS (2014).

2.8. Mute ou Silenciamento

Em alguns casos o ruído presente no dado pode ser tão alto em que o silenciamento total da área onde o ruído se encontra é mais conveniente do que uma aplicação de um filtro, entretanto por ser uma medida brusca precisa ser feita com cuidado, pois ao apagar uma parte do dado, futuramente pode ocorrer de prejudicar a seção final deste. Esse método consiste em escolher uma área no dado e zera-la completamente.

2.9. Deconvolução

O modelo convolucional pode ser utilizado para representar de forma aproximada o traço sísmico. Nesse modelo o traço sísmico é o resultado de uma convolução do pulso sísmico gerado por uma fonte (utilizada na aquisição para gerar as on-

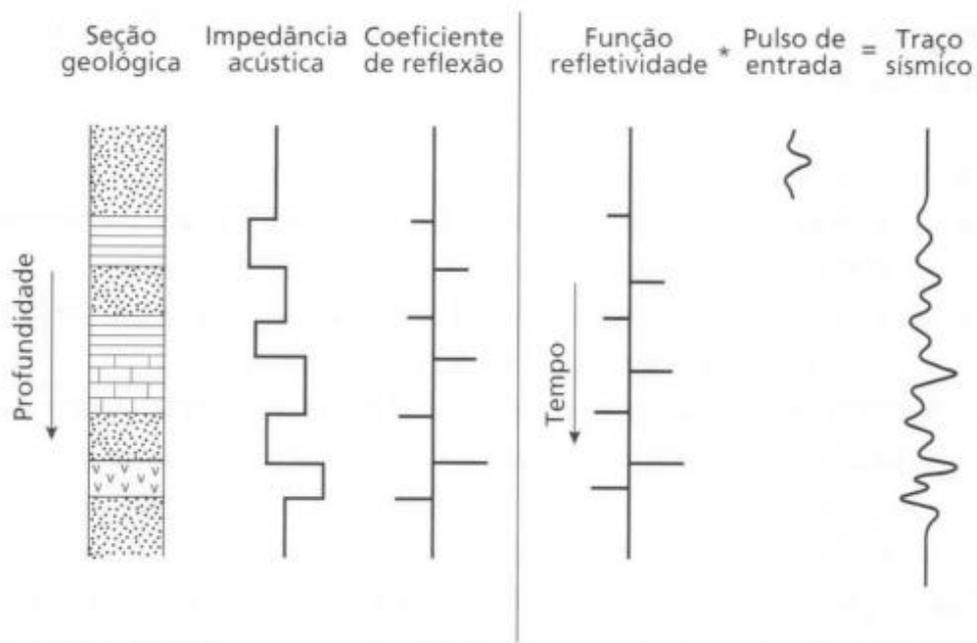
das sísmicas) com a resposta impulsional da terra com os acréscimos de ruídos (ABREU, 2005). Assim o modelo convolucional que representa o traço sísmico (Figura 2.10) tem como representação matemática a seguinte equação:

$$S(t) = p(t) * r(t) + n(t) \quad (2.9.1)$$

Onde $S(t)$ é o traço sísmico; $p(t)$ o pulso sísmico gerado por uma fonte; $r(t)$ a função refletividade e $n(t)$ representa o ruído aleatório e ruído coerente.

Esse modelo é uma simplificação de como o sinal sísmico é registrado, pois se deixa alguns parâmetros de lado como a resposta dos receptores e os arranjos entre a fonte e os receptores.

Figura 2.10 - Ilustração da estrutura geológica com o processo deconvolutivo.



Fonte: ALVES (2013).

Quando uma aquisição sísmica é feita o pulso sísmico característico da fonte utilizada, dificulta a interpretação do dado. Utilizando o método de deconvolver o traço sísmico, podemos retirar essa assinatura da fonte sísmica e melhorar a resolução temporal, pois ela visa recuperar a função refletividade fazendo com que seja mais fácil reconhecer a geologia da área, com isso há uma melhor definição do topo e da base de pacotes mais delgados (ÁVILA, 2010).

Esse processo consiste em tentar buscar um filtro inverso, no qual este é convolvido com o pulso sísmico básico gerando assim um impulso. Assim o filtro será capaz de fornecer informações sobre a resposta impulsional terrestre quando aplicado ao traço sísmico.

2.10. Análise de velocidade

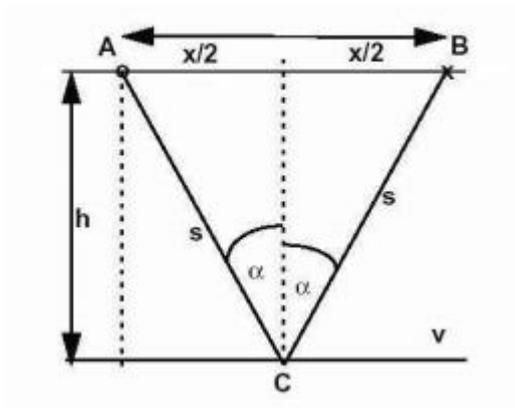
A qualidade da seção sísmica final está diretamente relacionada com a etapa da análise de velocidade, sendo uma etapa de extrema importância para o processamento. Normalmente a análise de velocidade é feita diversas vezes, de forma a adensar cada vez mais um valor para a velocidade, a repetição dessa etapa aumenta a qualidade da velocidade, e assim melhora a qualidade do dado.

Em linhas gerais a análise de velocidade busca horizontalizar os refletores no dado que se encontram em formato de hipérbole no domínio CMP, dessa forma ao empilharmos os refletores horizontalizados aumentamos a razão sinal/ruído no dado. A análise de velocidade é feita para diferentes CMPs, onde se cria um perfil de velocidade para cada CMP escolhido e depois o conjunto de perfis de velocidade construídos são interpolados gerando um modelo de velocidade que será utilizado posteriormente na correção NMO.

2.10.1. Equação do tempo de percurso

A equação de tempo de percurso (2.10.1) tem como fundamento representar a trajetória da onda sísmica que é gerada pela fonte, percorrendo a superfície terrestre até sofrer reflexão e finalmente chegar ao receptor, representado na Figura 2.11 onde o ponto A representa a fonte e o ponto B o receptor. Os parâmetros que representam tal equação são: a distância entre a fonte e o receptor; a profundidade da primeira camada; os tempos relacionados com a chegada das reflexões e a velocidade de propagação da onda.

Figura 2.11 - Representação do percurso da onda (S) em relação a fonte(A) e o receptor(B).



Fonte: Elaborada pelo autor.

$$t_x^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v^2}$$

(2.10.1)

Onde t_0 é o tempo de transito para o afastamento nulo ($x=0$), x é a distancia entre a fonte e o receptor, v é a velocidade do meio acima da interface do receptor e t_x o tempo de transito da onda. A equação (2.10.1) descreve uma hipérbole no plano (t,x) .

2.10.2. Tipos das Velocidades

A partir da equação do tempo de percurso consegue-se gerar vários tipos de funções relacionadas à velocidade de um processamento sísmico, para exemplificar algumas delas, são citadas três tipos de velocidades e suas características.

- **Velocidade intervalar** é a velocidade entre um determinado intervalo, correspondendo à velocidade de cada camada da subsuperfície terrestre.
- **Velocidade RMS** é a média quadrática da soma de todas as velocidades intervalares.
- **Velocidade NMO** é a velocidade que corrige o efeito do aumento do tempo de reflexão entre a fonte e o receptor, é a velocidade que melhor horizontaliza as hipérboles.

Em um aspecto geral a velocidade RMS é igual à velocidade NMO para superfícies homogêneas com camadas horizontais e quando determinada a partir de tempos observados em afastamentos curtos. Mas nem sempre esses fatores acon-

tecem para que exista tal igualdade, para isso cria-se uma estimativa com o intuito de igualar a velocidade RMS e a NMO.

2.10.3. Determinação das Velocidades

Há várias formas de se determinar a velocidade, todas as formas apresentadas abaixo utilizam como base a equação de tempo hiperbólico.

Análise ($t^2 - x^2$): Como a curva de $t-x$ se aproxima de uma hipérbole utilizando $t^2 - x^2$ a equação passa a ter um caráter linear. Dessa forma os coeficientes, angular e linear são respectivamente $1/V_s^2$ e $T^2(0)$. Assim pode-se utilizar essa equação linear para achar a velocidade V_s a partir da melhor curva de inclinação da equação t^2-x^2 . Esse método não é muito interessante para a sísmica, pois necessita da leitura de cada tempo $T(x)$ para cada offset, o que acarretaria em um longo período de tempo para fazer isso e caso optasse por fazer esse método de forma automática, ele se tornaria bastante impreciso.

Painel CVP (*constant velocity painel*): Aplica-se a correção NMO nas famílias CMP com uma velocidade constante, após isso constrói um painel em relação as velocidades diferentes para a correção de NMO e verifica as velocidades que melhor horizontalizam as hipérbolas.

Painel CVS (*constant velocity stack*): essa técnica é similar a CVP, uma porção do dado é corrigida com NMO, igual a CVP, só que dessa vez empilha-se esse dado. Os registros empilhados são mostrados lado a lado para cada valor de velocidade usado na correção, após isso escolhe a velocidade que produziu o empilhamento com a melhor continuidade lateral. Dessa forma conseguimos construir a função velocidade que melhor se adequa ao dado através da análise das velocidades empilhadas.

Espectro de Velocidade (*Semblance*): essa técnica é a mais utilizada na sísmica moderna, consiste em analisar o conjunto de empilhamentos para as curvas de tempos de percurso calculadas a partir da diferença da velocidade normal e a velocidade RMS. Cria-se um painel com esse dado onde um eixo é destinado a velocidade e o outro ao tempo normal. Vale também dizer que a marcação das melhores velocidades que definem o semblance pode ser feita pelo interprete ou gerada de forma automática (TOLDI, 1989).

2.11. Correção NMO

No momento em que a aquisição sísmica é feita, existem receptores mais distantes da fonte em relação a outros receptores, assim o tempo de travessia da onda em cada receptor será distinto. Quanto mais afastado o receptor maior será esse tempo de travessia (offsets maiores possuem um tempo de travessia maior).

A correção NMO busca alterar esses diferentes tempos, como se a distância entre a fonte e todos os receptores fossem zero (afastamento nulo ou zero offset). Sendo assim os traços presentes no dado passam a ter o mesmo tempo de percurso, podendo executar um empilhamento nos traços.

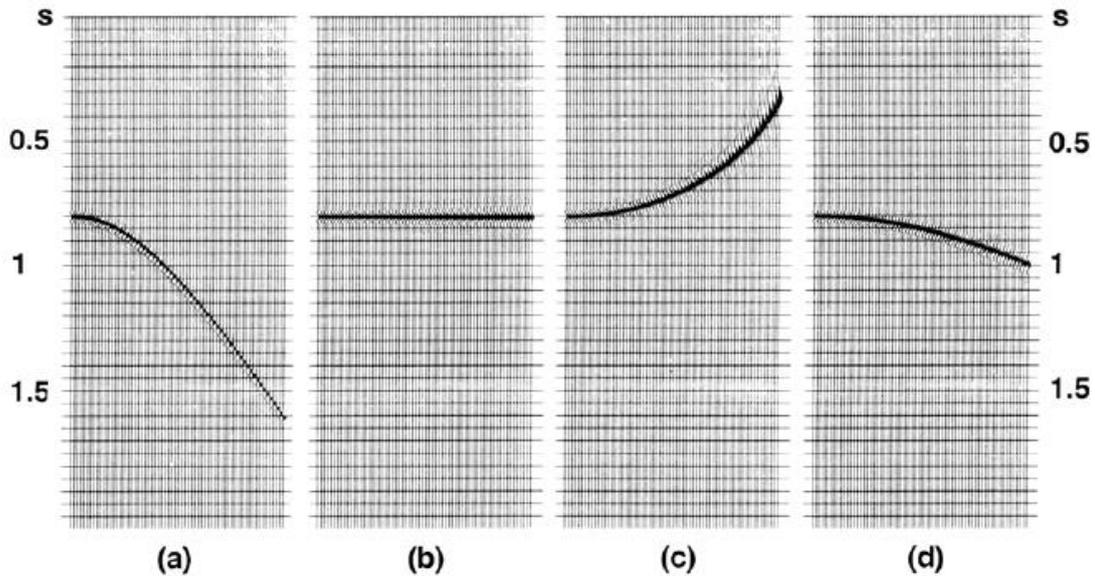
A correção NMO em linhas gerais busca alinhar os eventos refletidos observados no sismograma em domínio CMP, gerar um dado empilhado que seja uma boa aproximação do afastamento nulo e uma estimativa das velocidades de subsuperfície.

A correção utiliza como base a equação do tempo hiperbólico. Para obter uma horizontalização das hipérbolas, é necessário achar um valor de velocidade que consiga modificar a forma hiperbólica das reflexões em uma forma mais linear. Por isso ao utilizar uma velocidade muito baixa, a reflexão fica sobrecorrigida com uma curva para cima e caso a velocidade seja muito alta, a reflexão fica subcorrigida e curva-se para baixo, como ilustra a Figura 2.12.

Como a correção NMO utiliza como base a equação do tempo hiperbólico, ela possui resultados válidos somente para pequenos afastamentos, menores do que a profundidade do refletor. Para afastamentos maiores, a velocidade NMO gera valores maiores em comparação a velocidades RMS.

A correção NMO depende do afastamento fonte-receptor, da velocidade NMO e RMS e do próprio valor do tempo lido no sismograma, por essas dependências ela é chamada de correção dinâmica, pois a quantidade de correção de um mesmo pulso varia com o tempo dentro da duração do pulso.

Figura 2.12 Representação das velocidades de horizontalização. (a) Refletor sem a correção de velocidade. (b) Refletor totalmente horizontalizado, referente a velocidade ideal. (c) Sobrecorreção, velocidade mais baixa em relação a velocidade ideal de correção. (d) Subcorreção, velocidade mais alta que a velocidade ideal.

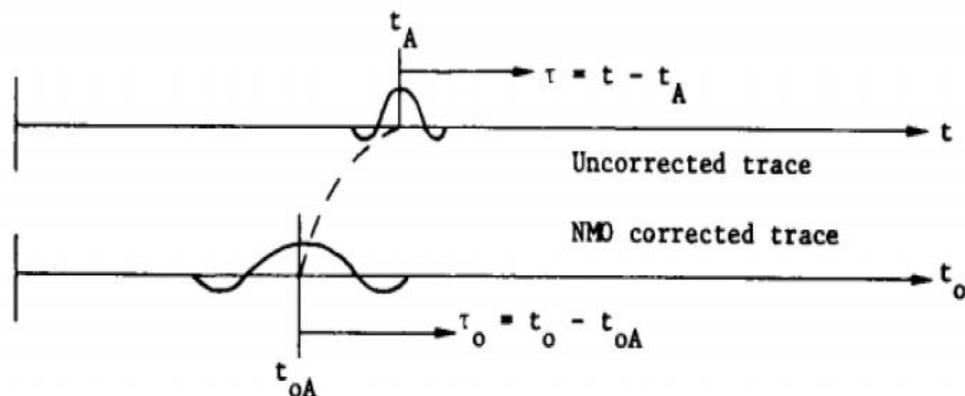


Fonte: YILMAZ (2001).

2.11.1. Estiramento do Pulso

Um problema da aplicação da correção dinâmica de NMO é o estiramento do pulso sísmico. A aplicação convencional de NMO gera um estiramento que aumenta com o afastamento e diminui com o tempo (Buchholtz, 1972). A Figura 2.13 ilustra como o estiramento de pulso funciona na aplicação do NMO.

Figura 2.13 - Representa o estiramento do pulso após ser feita a correção NMO convencional.



Fonte: DURKIN e LEVIN (1973).

Quando o estiramento do pulso acontece de forma significativa a ponto de prejudicar o dado, deve ser efetuado um mute (silenciamento), pois caso não trate o

estiramento do pulso em etapas posteriores como o empilhamento serão prejudicadas, pois iremos degradar as amplitudes ou mesmo o aparecimento de informações que não são condizentes com a realidade da estrutura geológica. Em geral o silenciamento é usado quando o estiramento do pulso sísmico aumenta mais que 50% do tamanho original.

O efeito do estiramento é maior para refletores mais rasos, pois esses possuem velocidades mais baixas. O estiramento está diretamente relacionado à velocidade dos refletores, quanto mais baixa for a velocidade maior será o estiramento do pulso sísmico. O estiramento também está relacionado ao afastamento, quanto maior for o afastamento maior será o estiramento.

A sísmica rasa enfrenta diretamente os fatores que fazem com que o estiramento do pulso seja maior, fazendo com que haja uma necessidade de eliminar um maior número de traços, ocasionando em uma redução da multiplicidade do empilhamento.

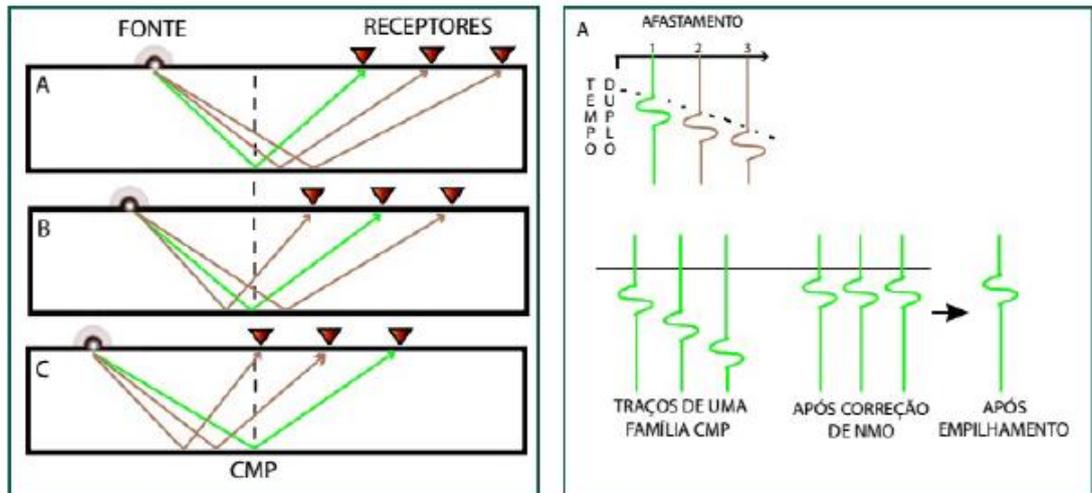
2.12. Estática Residual

A correção da estática residual tem a função de corrigir os deslocamentos estáticos que ainda estão presentes no dado após ser feita a correção estática, para isso utiliza-se as velocidades encontradas na análise de velocidade para auxiliar a correção residual, costuma-se se fazer duas correções estáticas, onde a primeira geralmente se faz com a primeira velocidade encontrada e a segunda com uma velocidade encontrada posteriormente. Dessa forma é possível diminuir os erros relativos à estática presente no dado, aprimorando o dado para que seja mais coerente com a geologia.

2.13. Empilhamento

Após a correção NMO ser executada, todos os traços que antes tinham tempos de chegada diferentes agora possuem o mesmo tempo de chegada, dessa forma pode-se efetuar uma soma com esses traços com o intuito de aumentar as amplitudes no dado e atenuar os ruídos aleatórios, como demonstra a Figura 2.14.

Figura 2.14 - Representação dos traços sísmicos arranjados em CMP, após a correção NMO e o empilhamento.



Fonte: ÁVILA (2010).

2.14. Migração

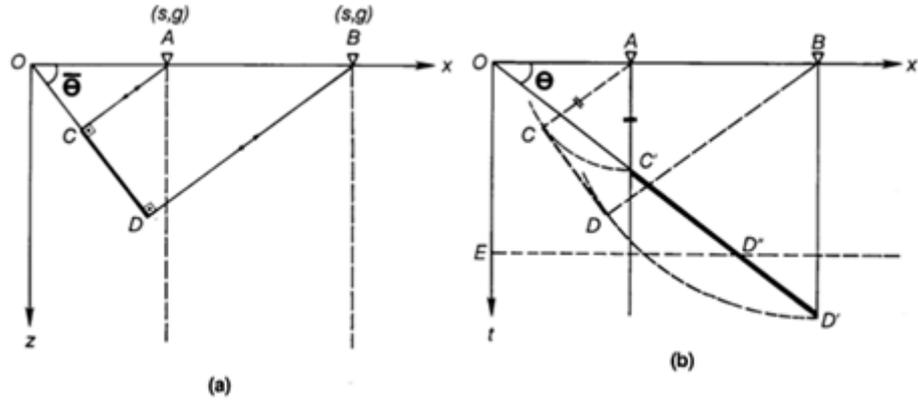
A migração visa recuperar as relações geométricas nos eventos de reflexão, movendo os refletores para as suas verdadeiras posições (Figura 2.15) e colapsando as difrações (Figura 2.16 e 2.17), aumentando a resolução espacial e melhorando a imagem final da seção sísmica (YILMAZ, 2001).

A imagem obtida após a migração do dado sísmico torna mais preciso a interpretação do dado, como demonstrado nas Figuras 2.18 e 2.19, isso faz com que o processo de migração do dado sísmico seja de extrema importância para o entendimento da área onde foi feita a aquisição.

A seção migrada pode ser apresentada em tempo e profundidade. Os algoritmos de migração em tempo podem utilizar modelos de velocidades pouco acurados. Em contrapartida, os algoritmos de migração em profundidade necessitam de modelos de velocidades mais acurados, fazendo com que a migração em tempo seja mais utilizada. Muitas das vezes os interpretes preferem comparar à seção sísmica migrada com a seção sem a migração, podendo extrair mais informação acerca dos dados processados, o que faz com que seja preferível ter duas seções sísmicas em relação ao tempo (YILMAZ, 2001). A migração pode ser feita antes ou após o empilhamento (migração pré-stack e migração pós-stack), entretanto a migração antes de empilhar o dado necessita de maior potência da máquina utilizada, pois se trata de um processo com mais cálculos efetuados, dessa forma a migração

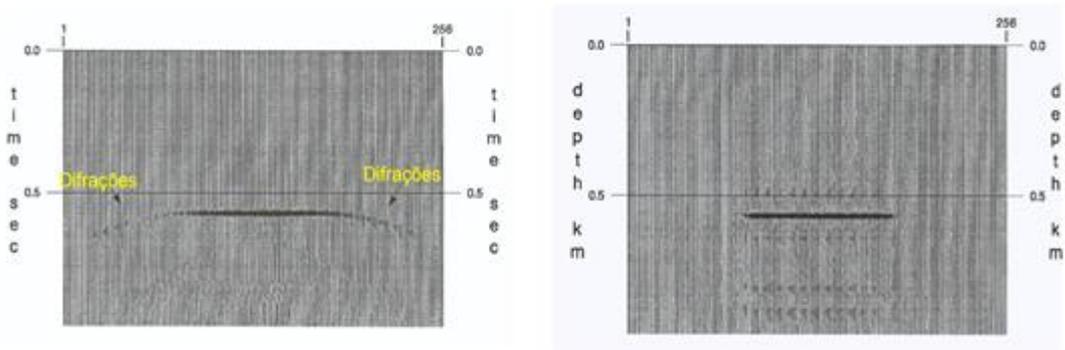
pré-stack tem uma acurácia maior entretanto um maior tempo de resolução, por isso que muitos processamentos optam pela migração pós-stack.

Figura 2.15 - Processo de migração geométrica. Efeito da migração em um refletor inclinado em uma seção em tempo e em uma seção em profundidade.



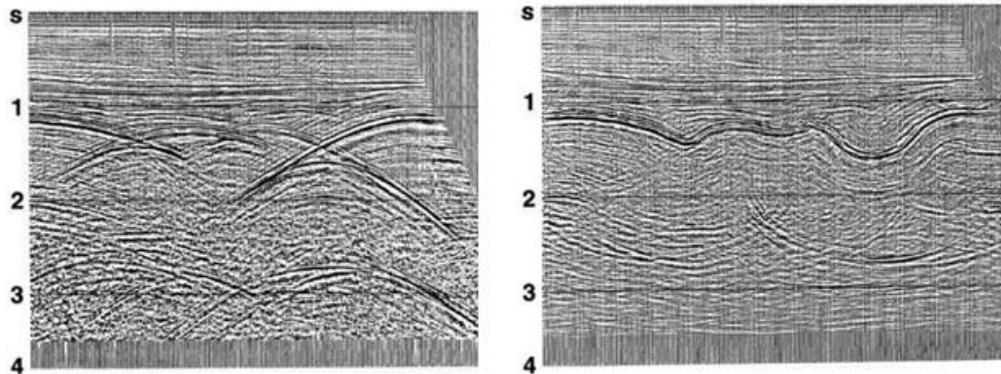
Fonte: Modificada de YILMAZ (2001).

Figura 2.16 - Difrações



Fonte: YILMAZ (2001).

Figura 2.17 - Secção sísmica não migrada.



Fonte: YILMAZ (2001).

3. PROCESSAMENTO UTILIZANDO O SOFTWARE VISTA

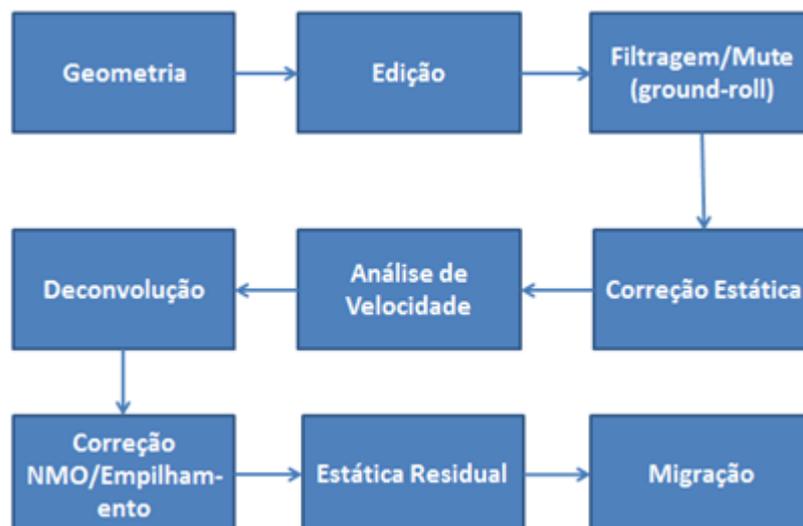
3.1. Equipamento de Aquisição

O equipamento utilizado como fonte foi um PEG-40 kg e para os geofones um RTC - 4.5 Hz- 395, ambos da R. T. Clark. A PEG-40 kg funciona como um aríete de peso leve, as ondas sísmicas são geradas a partir do impacto da PEG -40 KG em uma chapa de metal colocada no solo costuma-se utilizar a PEG-40 kg com o auxílio de automóveis para que o deslocamento da fonte seja feito de forma prática. Os receptores RTC – 4.5 Hz – 395 registram ondas a partir de 4.5 Hz.

3.2. Etapas Do Processamento Sísmico

Antes de se efetuar o processamento do dado adquirido em Volta Redonda foi feita considerações sobre a geologia da área do levantamento. A principal é a presença do embasamento, onde no início do trecho da aquisição sísmica está aflorante e começa a imergir suavemente, ocorrendo assim à presença de uma camada de sedimentos. Dessa forma foi considerada a área estudada com dois tipos de litologias, a camada sedimentar e o embasamento, logo a sísmica seria possível visualizar apenas uma reflexão (embasamento/sedimentos). Outra consideração da aquisição sísmica feita em Volta Redonda é ser uma sísmica rasa, o que torna o dado em questão algo bastante diferente dos dados mais convencionais ligados à indústria do petróleo, onde esses podem ir a quilômetros de profundidade. A Figura 3.1 ilustra o fluxo de processamento utilizado.

Figura 3.1: Fluxo de Processamento.

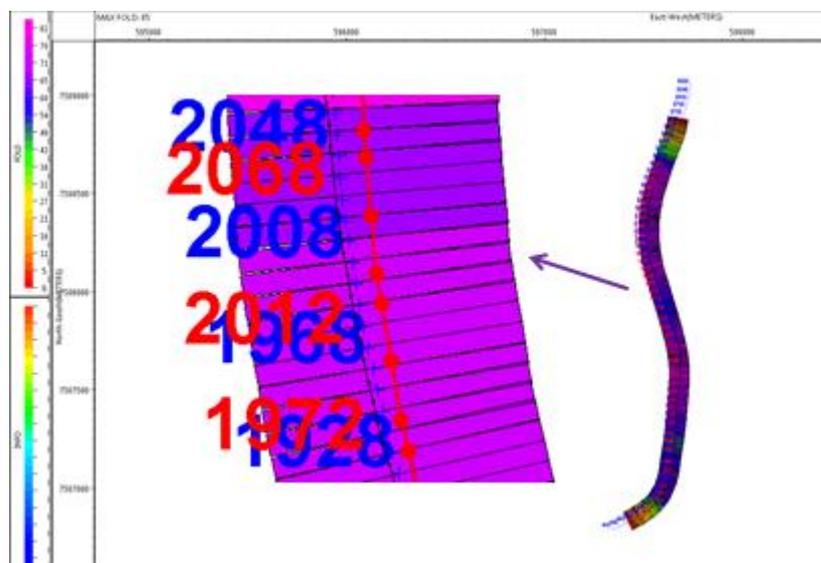


Fonte: Elaborado pelo Autor.

3.2.1. Geometria

O primeiro passo de um processamento sísmico é carregar os dados da geometria. Carrega-se os arquivos SPS (*shell processing support*), onde esses encontram toda a informação relacionada a geometria (coordenadas de cada fonte e receptores; a numeração de cada fonte e receptor; as elevações das fontes e receptores; a quantidade de tiros executados na aquisição; o espaçamento entre os tiros; o espaçamento entre os receptores; as coordenadas e elevações de cada tiro e a numeração dos tiros dados). Após os SPS serem carregados cria-se a grade de geometria, que irá gerar os pontos CMPs do dado (Figura 3.2). Para a criação da grade é necessário inserir o distanciamento dos pontos médios entre a fonte e os receptores, nesse dado o ponto médio era de 4 metros.

Figura 3.2: Grade de geometria aplicada ao dado. Pontos vermelhos representam os CMPs criados a partir da grade.



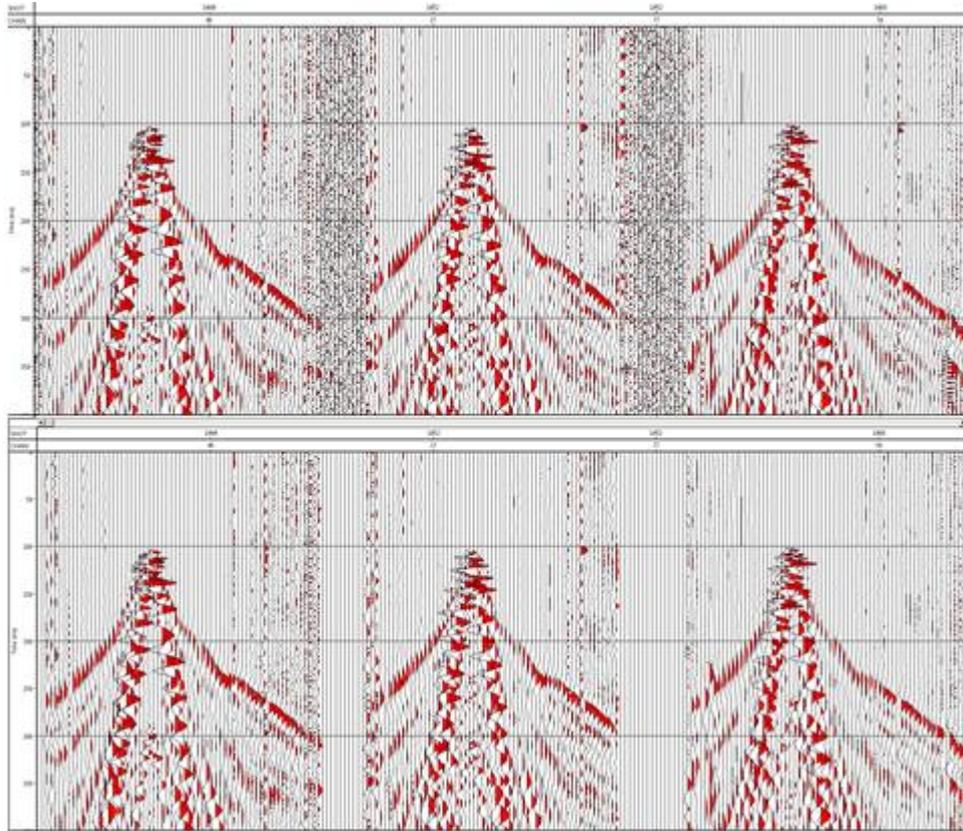
Fonte: Elaborado pelo Autor.

3.2.2. Edição

Após a geometria ser aplicada, buscamos no dado traços ruidosos e os eliminamos de forma manual com o intuito de melhorar a razão sinal/ruído, Figura 3.3. Outro problema encontrado no dado foram traços onde os tempos de chegadas estavam diferentes em relação à maioria dos traços, como mostra a Figura 3.4, para solucionar esse problema, foram retirados todos os traços que apresentavam esse

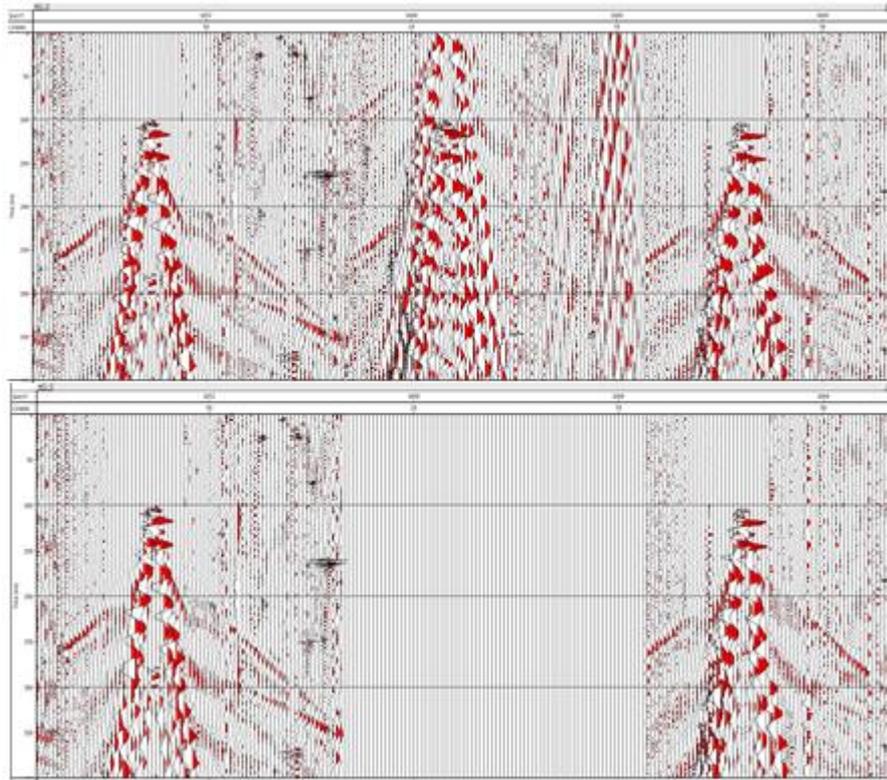
deslocamento temporal, pois na etapa de empilhar ocorreria uma subtração de informação referente à reflexão do contato geológico.

Figura 3.3: Eliminação dos traços ruidosos.



Fonte: Elaborada pelo Autor.

Figura 3.4: Eliminação dos traços em tempos distintos dos demais traços.

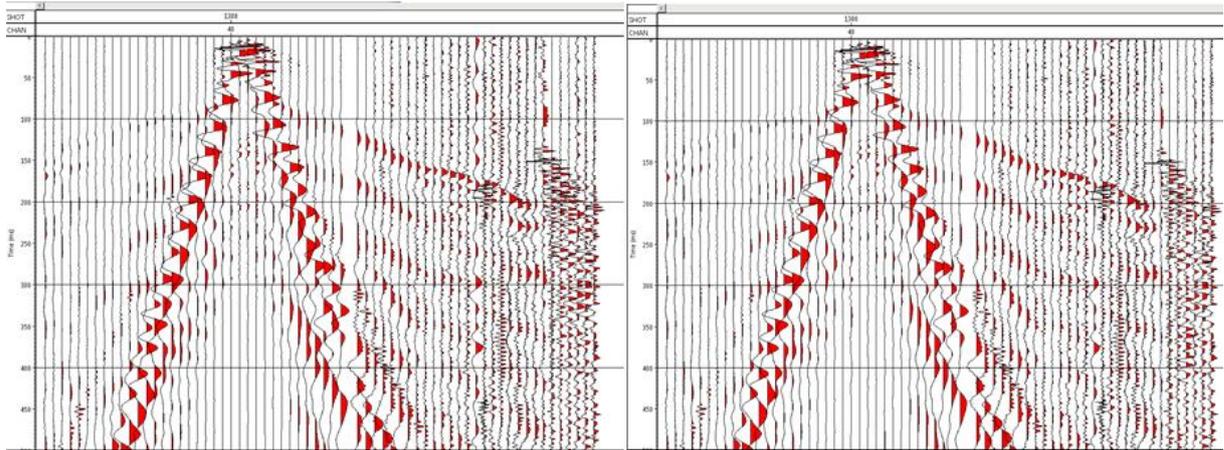


Fonte: Elaborada pelo Autor.

3.2.3. Atenuador de Amplitudes Anômalas

O atenuador de amplitudes anômalas (*despike*) é um tipo de filtro em que consiste em atenuar amplitudes, para isso utilizamos parâmetros para criar uma janela onde será feita uma média com as amplitudes, escolhemos os intervalos entre os traços, e o intervalo de tempo, calcula-se a amplitude média em relação à janela criada, e qualquer amplitude que destoa dessa média será atenuada. Para esta etapa utilizou-se parâmetros capazes de atenuar apenas as amplitudes anômalas, preservando o sinal. Foi aplicado um *despike* em diferentes domínios de dados como shot, channel, offset e CMP (Figura 3.5).

Figura 3.5 : Dado sem o *despike* (esquerda), dado com o *despike* aplicado (direita).

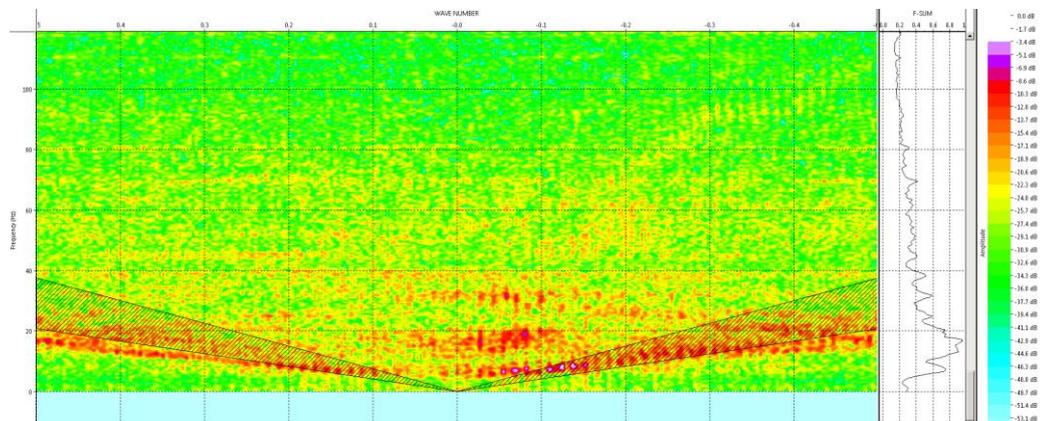


Fonte: Elaborada pelo Autor.

3.2.4. Filtro F-K

Para a aplicação do filtro F-K o Vista disponibiliza uma janela iterativa onde se marca as áreas em que se deseja aplicar o filtro podendo visualizar como ficaria o dado caso o filtro escolhido fosse aplicado. Nessa etapa marcamos dois polígonos com a intenção de eliminar pequenos ruídos que estavam presentes no dado, a Figura 3.6 ilustra os polígonos criados para a aplicação do filtro, os polígonos utilizados para a filtragem eliminou alguns ruídos de alta amplitude, entretanto a filtragem F-K não conseguiu atenuar o ruído coerente relacionado ao ground-roll. A Figura 3.7 e 3.8 ilustra o dado antes e após a aplicação do filtro.

Figura 3.6: Janela F-K onde foi criado o polígono de filtragem.



Fonte: Elaborada pelo Autor.

Figura 3.7: Dado antes da aplicação do polígono de filtragem F-K.

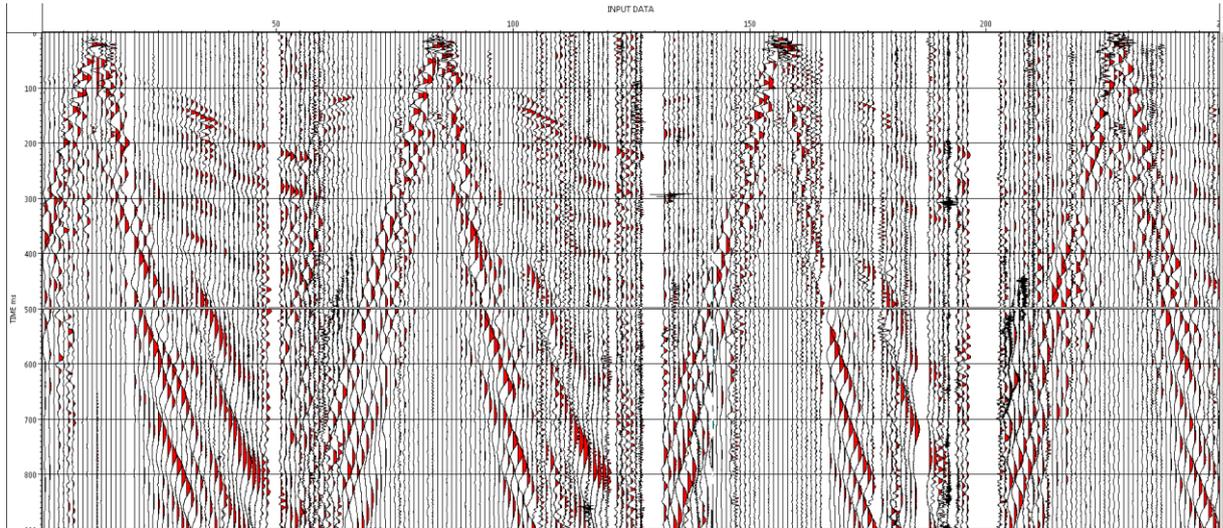
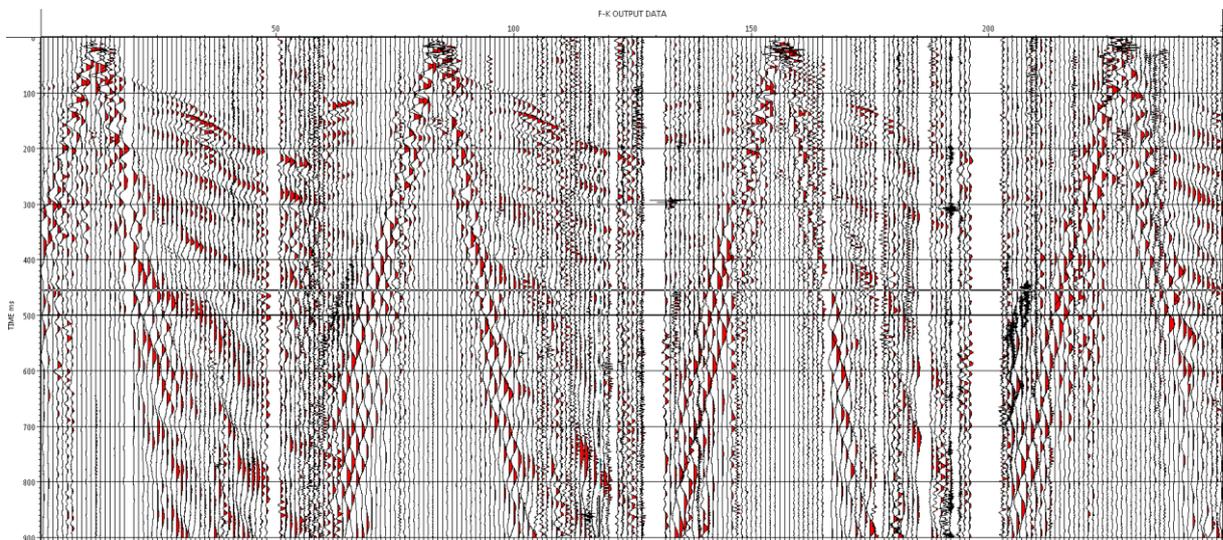


Figura 3.8: Dado após a filtragem F-K.



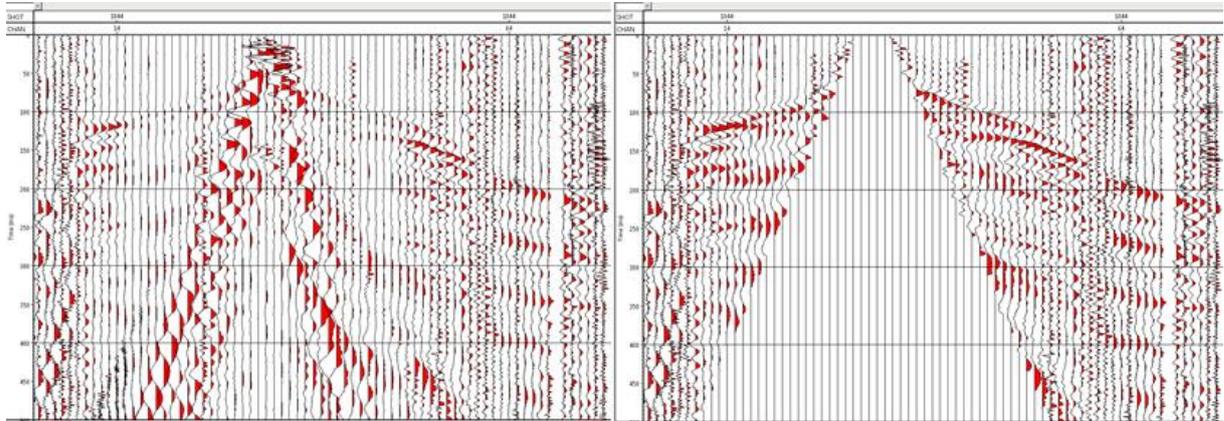
Fonte: As Figuras x e x foram elaboradas pelo Autor.

3.2.5. Mute

O modelo geológico proposto para o processamento dos dados sísmicos da Bacia de Volta Redonda consiste em apenas duas camadas, a zona intemperizada e o embasamento. Por causa desse tipo de geologia iremos apenas possuir uma reflexão, o que irá gerar uma série de problemas em relação a ruídos coerentes, como por exemplo, o ground-roll. Esses problemas se devem pelo número reduzido de camadas presentes no dado e a grande janela de frequências obtidas pelos geofones, fazendo com que as frequências e amplitudes dos eventos reflexivos se mesquem com os ruídos do ground-roll de forma a dificultar a atenuação destes no dado. Dessa forma filtros convencionais para a atenuação deste tipo de ruído, como o filtro

F-K, não apresentaram resultados concretos, optando-se pela aplicação de um mute na área onde o ground-roll tinha maior presença. (Figuras 3.9)

Figura 3.9: Dado sem o mute (esquerda), dado com o mute do ground-roll aplicado (direita).

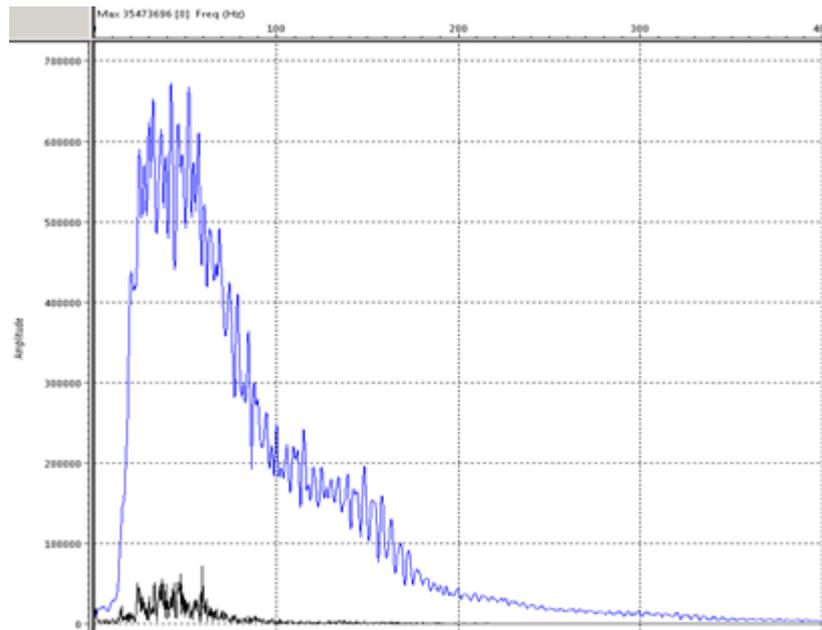


Fonte: Elaborada pelo Autor.

3.2.6. Filtragem

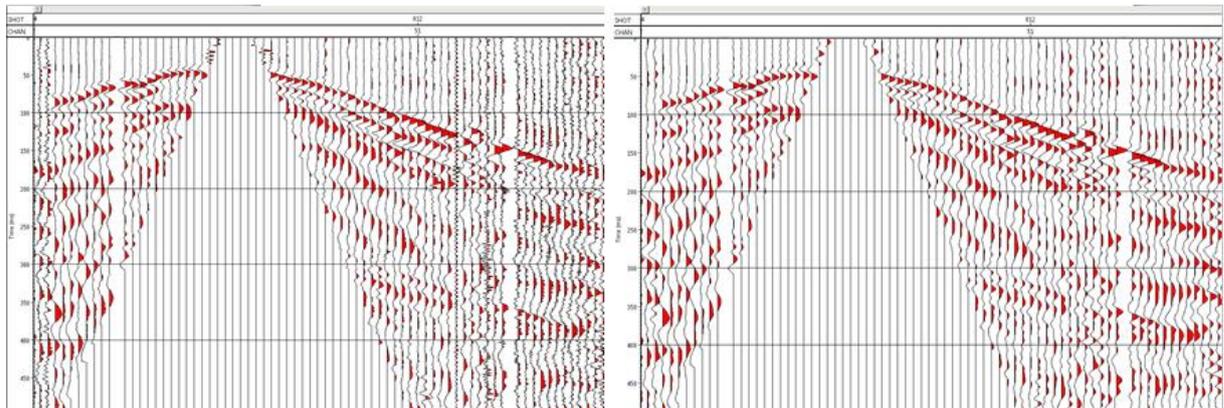
Após a aplicação do mute foi feita uma análise do espectro de frequência no dado para obter as janelas de frequências. Observando as diversas janelas foi possível notar que acima de 100 Hz existia apenas a presença de ruídos. Assim sendo optou-se pela aplicação de um filtro que atenuasse as frequências sem informações coerentes, aplicando um filtro que cortasse frequências acima de 100 Hz. A Figura 3.10 mostra o espectro de frequência no dado, onde as principais reflexões acontecem até 100 Hz, indicando que acima disso poderia ser removido do dado, a Figura 3.11 ilustra a aplicação do filtro.

Figura 3.10: Espectro de Frequência



Fonte: Elaborada pelo Autor.

Figura 3.11: Dado sem a aplicação do filtro (esquerda) e o dado com o filtro aplicado (direita).



Fonte: Elaborado pelo Autor.

3.2.7. Correção Estática

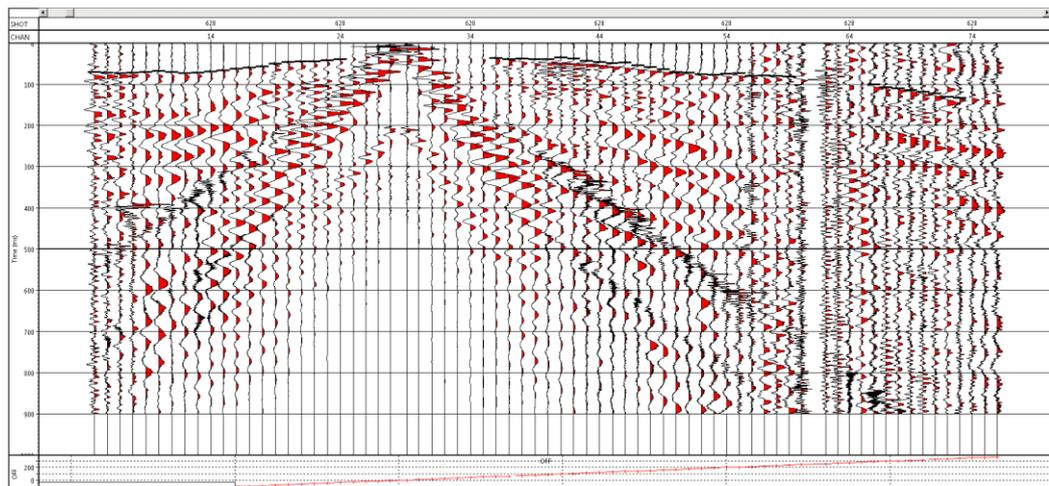
O primeiro passo para a criação do modelo que será utilizado para corrigir a estática no dado é marcar as primeiras quebras no dado, indicado na Figura 3.12. Após a marcação de todas as primeiras quebras no dado, abre-se a janela destinada à correção estática no Vista, nesta janela escolhe-se um determinado número de tiros (gerados pela fonte) (Figura 3.13), onde poderemos visualizar todas as primeiras quebras referentes à quantidade de tiros escolhidos (Figura 3.14). Cria-se um polígono retangular a partir de uma reta, onde essa reta será a velocidade referente à correção estática relacionada às primeiras quebras escolhidas. Repete-se essa

etapa até que todas as primeiras quebras no dado possuam uma reta referente à velocidade do modelo estático.

Após a criação de todas as velocidades, executa-se o cálculo para a correção estática, nessa parte precisam-se escolher parâmetros referentes ao tipo de correção estática utilizada no modelo: o datum de referencia, o tipo de correção utilizada (primeira quebra), a quantidade de camadas intemperizadas, a velocidade medida da zona de intemperismo. Depois do cálculo da correção estática ser executado, um arquivo relacionado a essa correção será criado, onde este será utilizado para corrigir os efeitos referentes à estática no dado.

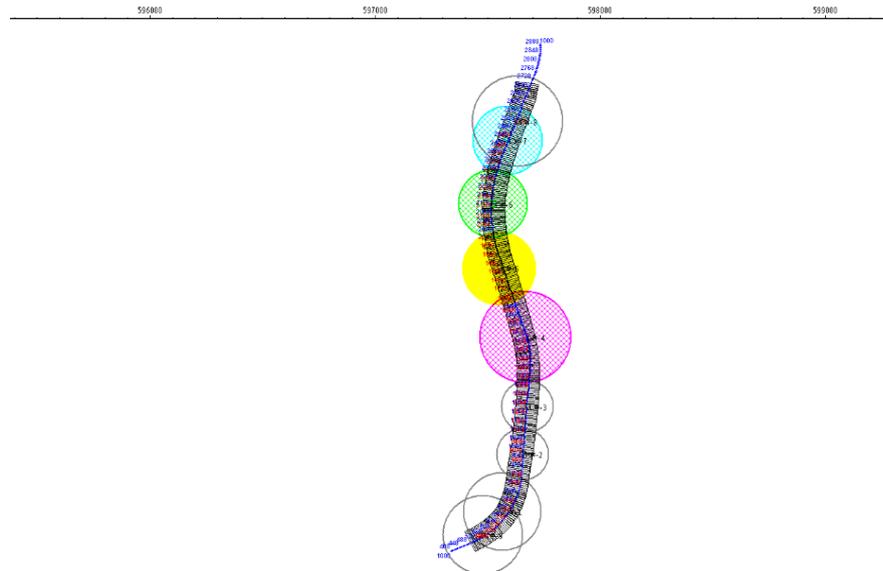
O Vista disponibiliza um gráfico que permite realizar o controle de qualidade da aplicação da correção estática. A Figura 3.15 mostra que tanto a correção estática dos receptores quanto dos tiros feitos pela fonte tem valores iguais, indicando que a correção estática foi feita de forma coerente, a Figuras 3.16 ilustra a correção estática aplicada.

Figura 3.12: Primeiras Quebras marcadas.



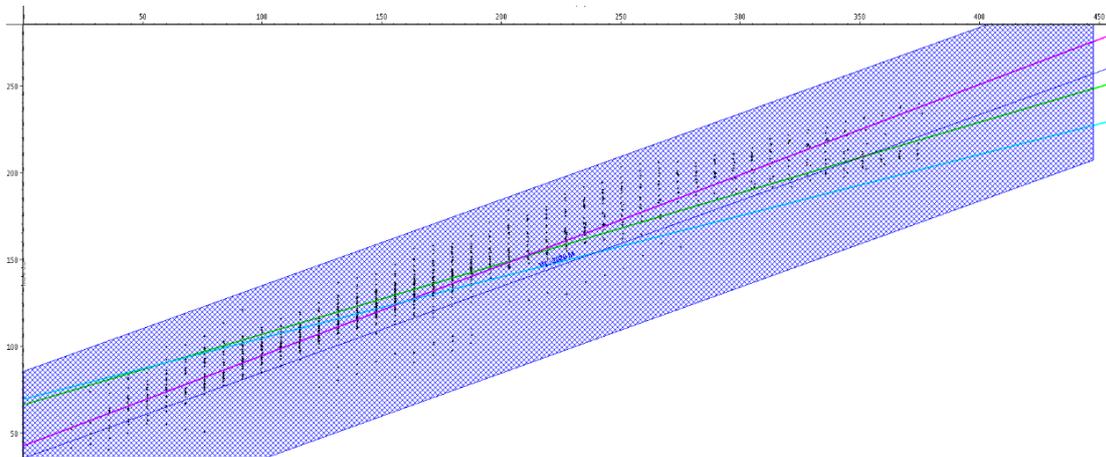
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 3.13: Geometria no dado, os círculos criados indicam os pontos de tiro onde serão feitas as velocidades relacionadas as primeiras quebras.



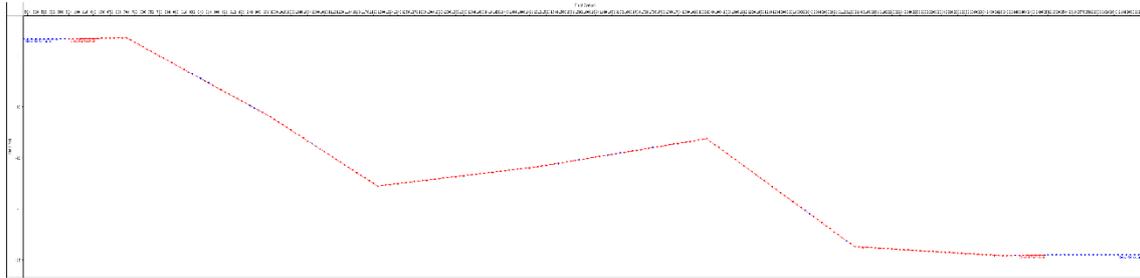
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 3.14: Pontos a serem escolhidos para efetuar o cálculo da estática.



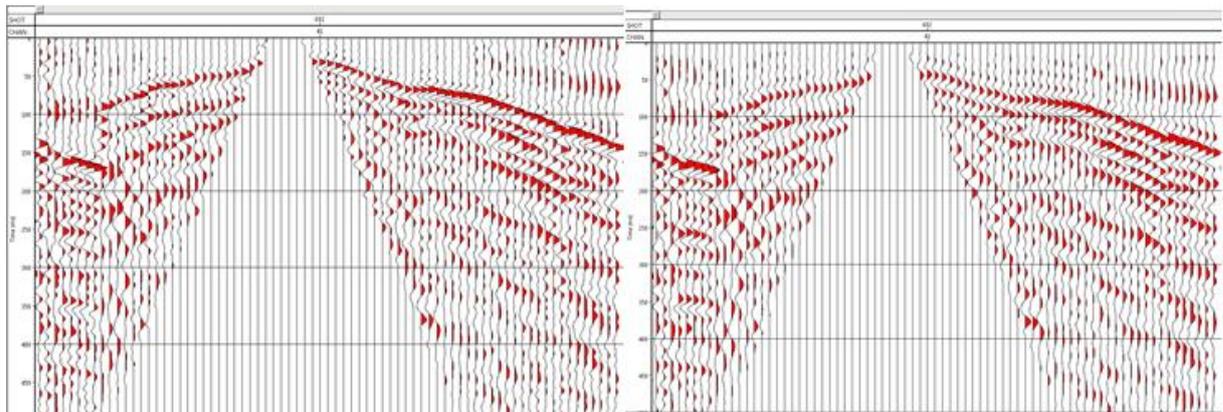
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 3.15: Visualização do gráfico da Correção Estática dos receptores (azul) e tiros (vermelho).



Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 3.16: Dado sem a correção estática (esquerda), dado com a correção estática aplicada (direita).

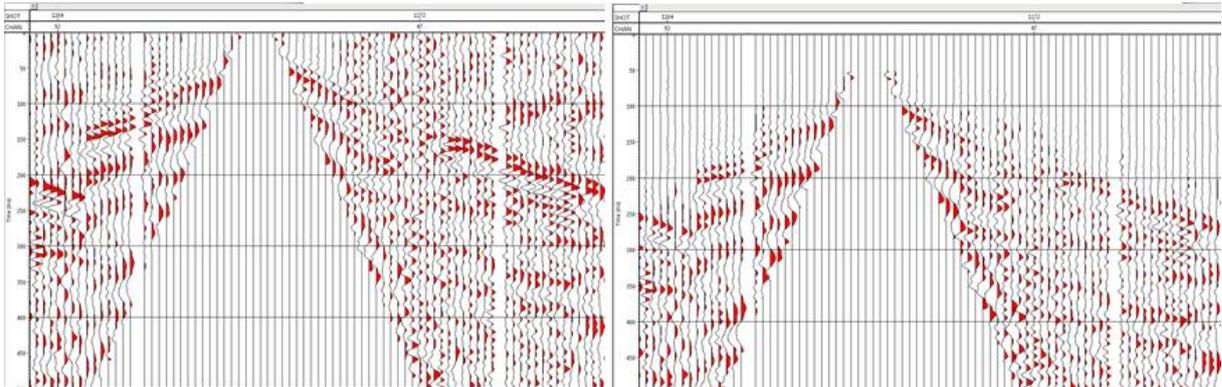


Fonte: Elaborada pelo Autor.

3.2.8. Correção do Espalhamento Geométrico

A correção do espalhamento geométrico foi utilizada com o intuito de recuperar as amplitudes relacionadas à distribuição da energia da fonte ao longo de toda a frente de onda, entretanto a etapa de espalhamento geométrico não ocorreu da forma desejada porque o dado era de sísmica rasa, fazendo com que a perda de amplitude relacionada ao tempo de travessia fosse muito pequena, optando pela não utilização dessa etapa no dado. A Figura 3.17 ilustra como a aplicação da correção de amplitude prejudicaria o dado.

Figura 3.17: Dado sem a correção de amplitude (esquerda) e o dado com a correção de amplitude (direita).



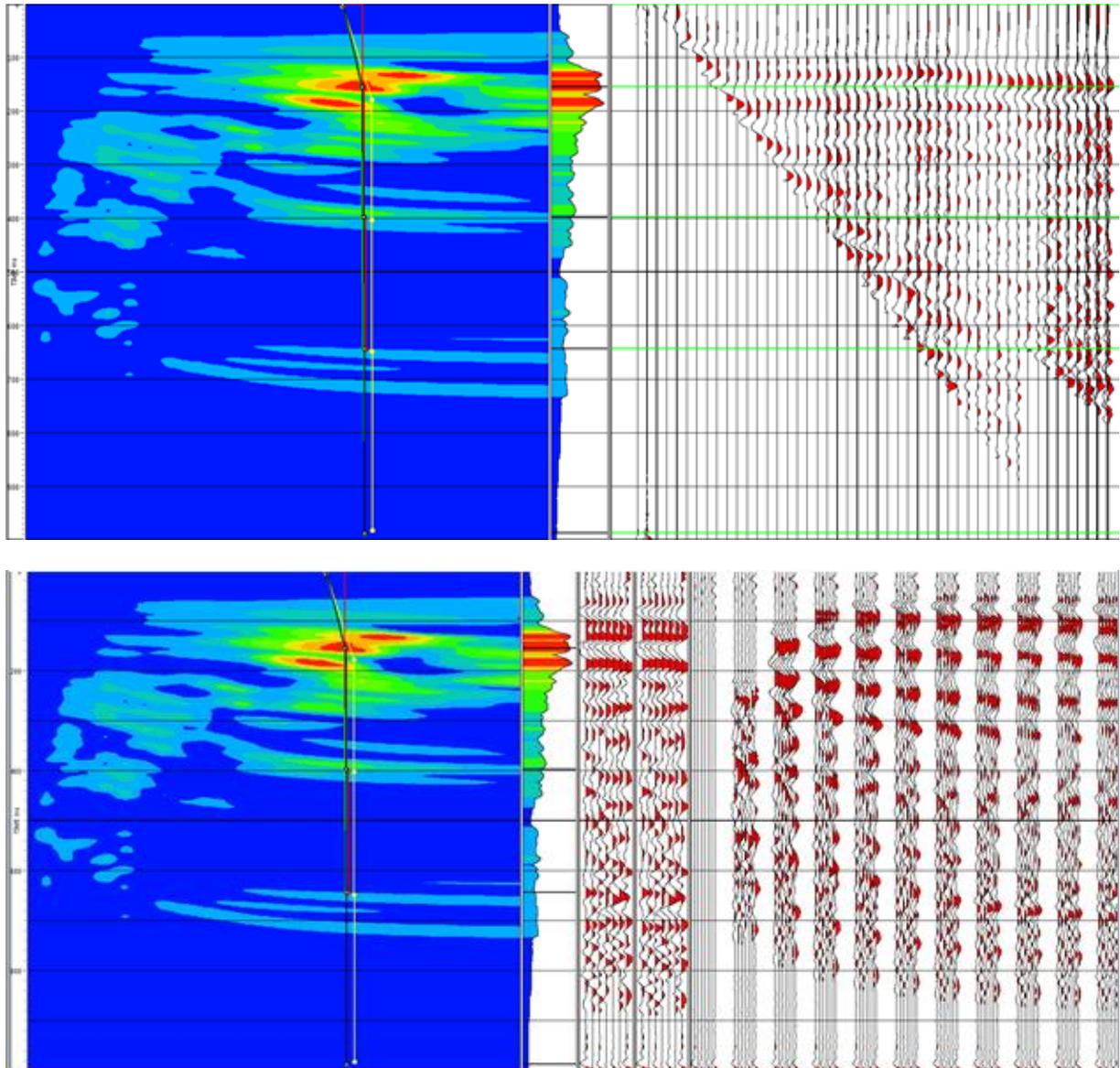
Fonte: Elaborada pelo Autor.

3.2.9. Análises de Velocidade

Um aspecto importante sobre essa etapa é ressaltar que existia uma suposição de como a geologia na área onde foi feita aquisição se comportaria, assim poderíamos unir as várias análises de velocidades feitas no dado com o nosso conhecimento geológico da região, podendo assim ter um maior controle assertivo do que realmente estava sendo feito.

Ao efetuar uma análise de velocidade podemos escolher o CMP inicial e o final, e a janela de CMPs que queremos trabalhar. As primeiras velocidades foram escolhidas com janelas (quantidade de CMPs usados na análise de velocidade) bastante pequenas, as vezes apenas 5 CMPS, entretanto as análises finais foram feitas com janelas maiores por volta de 20 CMPS, a fim de adensar mais a velocidade encontrada anteriormente, a Figura 3.18 ilustra como é feita a análise de velocidades no Vista.

Figura 3.18: Semblance onde as marcações de velocidades são feitas, ao lado dos traços em CMP e as filipetas CVS onde os CMPS foram empilhados.

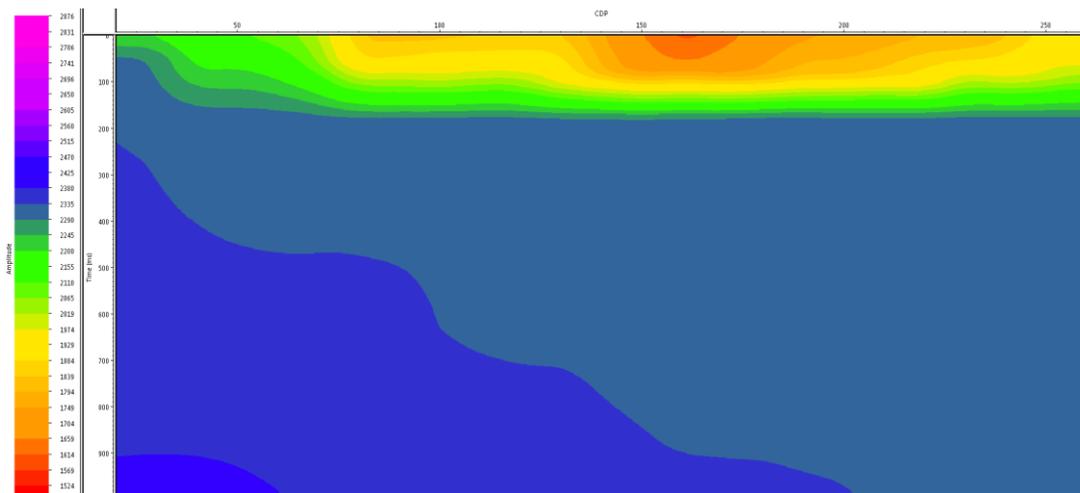


Fonte: Elaborada pelo Autor.

A Figura 3.19 é o modelo de velocidade final. O embasamento se encontra na área verde do modelo onde as velocidades são mais altas, assim como a região onde foi feita a aquisição a parte mais a esquerda do modelo indica um afloramento do embasamento, indicando uma coerência em relação ao modelo de velocidade final com a região geológica. A camada sedimentar (zona intemperizadas) encontra-se acima do embasamento, ilustrada pelas cores amareladas, observa-se uma área com uma anomalia de velocidade (área laranja, localizada no centro da figura), essa anomalia está localizada na área onde o embasamento é mais profundo, fazendo com que a camada sedimentar seja maior, dessa forma a velocidade das ondas

nessa região é baixa. Outra característica do modelo final é a forma com que o embasamento se encontra na parte mais a direita do modelo, indicando uma gradual subida, na região onde o dado foi adquirido pode observar um afloramento na parte mais a direita do trecho, entretanto não foi feito levantamento sísmico até a área onde esse afloramento se encontra, porem esse afloramento mais a direita é mais um indicador sobre a coerência do modelo de velocidade proposto nesse processamento.

Figura 3.19: Modelo de velocidade da ultima Análise de Velocidade.

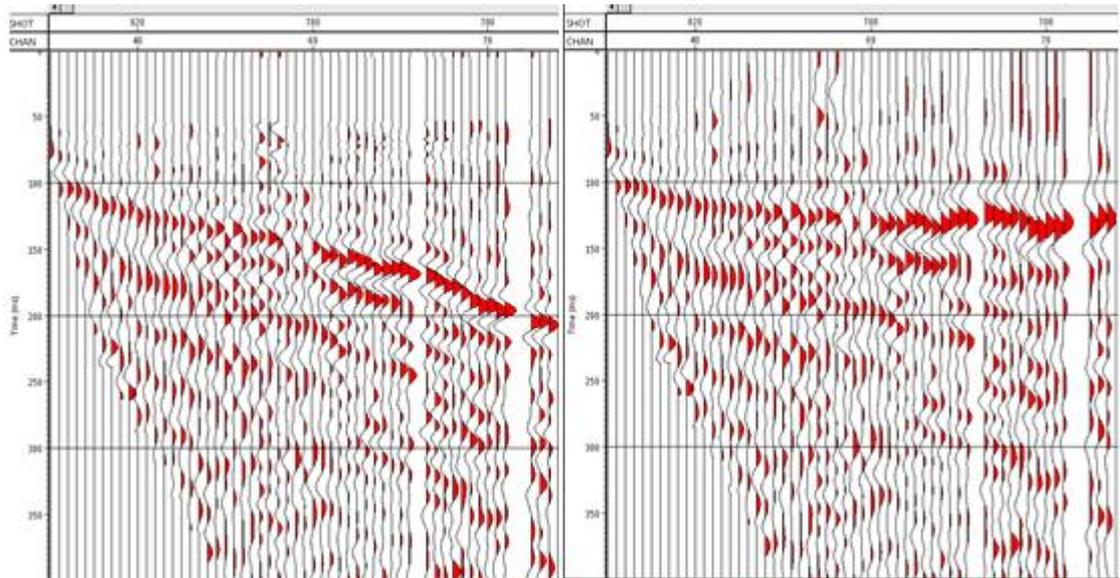


Fonte: Elaborada pelo Autor.

3.2.1. Empilhamento

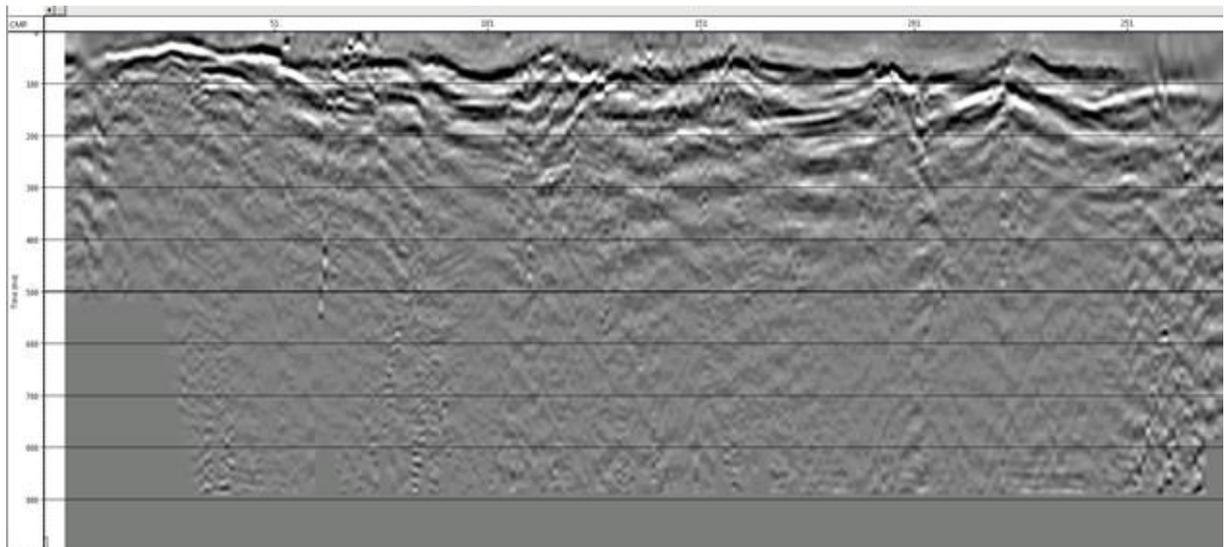
O empilhamento é a parte onde somamos todos os traços, possibilitando a visualização da seção final. Antes de ser efetuado o empilhamento necessita-se de fazer a correção NMO primeiro, pois assim todos os traços teriam tempos iguais (relativos ao afastamento nulo). Para ser feita a correção NMO passasse os traços que antes estavam em domínio de tiro para CMP e aplica a velocidade encontrada nas análises de velocidade, a Figura X ilustra a correção NMO relativa ao ultimo modelo de velocidade. Após a correção NMO (Figura 3.20) foi feito o empilhamento dos traços, o dado utilizado para esse empilhamento tinha passado por todas as etapas ditas anteriormente: geometria, edição correção estática, filtragens, deconvolução, o mute do ground-roll (Figura 3.21).

Figura 3.20: A imagem a esquerda ilustra os traços em CMP sem a aplicação da velocidade enquanto a imagem da direita a velocidade foi inserida ao dado.



Fonte: Elaborado pelo Autor.

Figura 3.21: Dado empilhado.



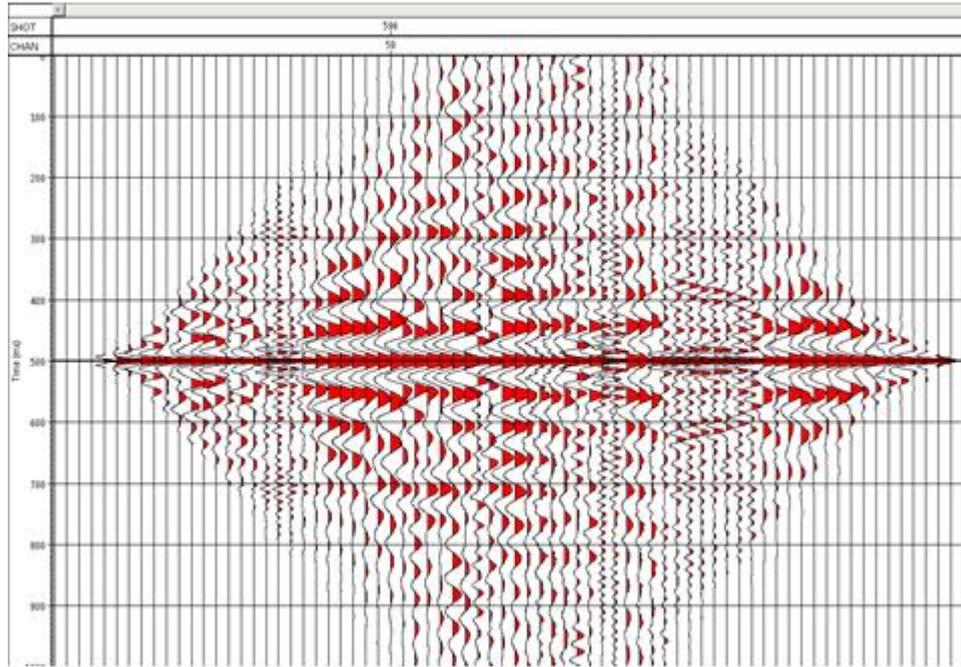
Fonte: Elaborada pelo Autor.

3.2.2. Deconvolução

Essa etapa é fundamental para a visualização da geologia, pois conseguimos retirar a característica da onda gerada pela fonte. Aplicando a deconvolução conseguimos analisar as reflexões com maior exatidão, pois dessa forma as reflexões perdem a assinatura imposta pela fonte e consegue manter mais a sua relação com a geológica local. O uso do processo deconvolutivo no dado visa melhorar as estruturas geológicas.

Antes de usar a função que irá deconvolver o dado precisa-se fazer uma etapa chamada de auto correlação (Figura 3.22), utiliza-se o dado onde o processo deconvolutivo será aplicado e aplica a função de auto correlação, que visa determinar os parâmetros que serão utilizados na etapa de deconvolução.

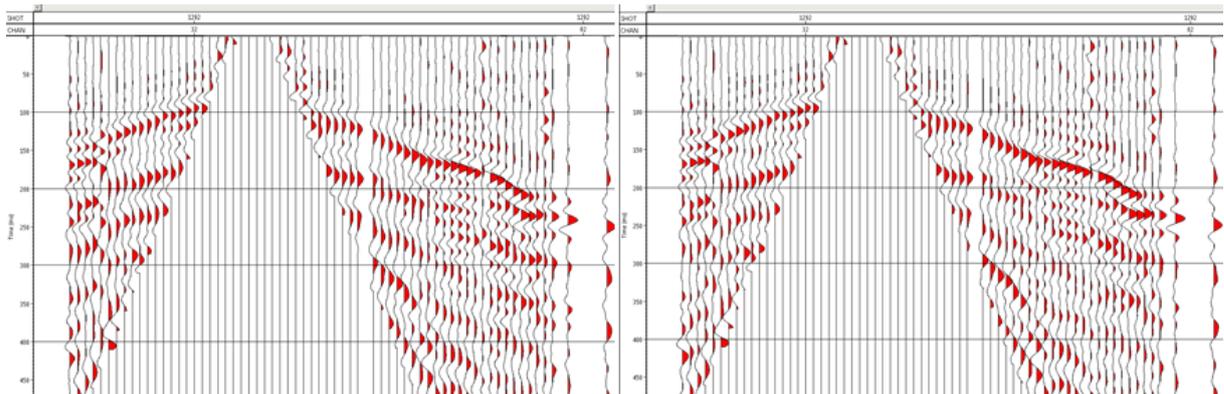
Figura 3.22: Auto correlação, dado centralizado em 500 Hz, demonstrando que a partir da centralização as reflexões mais presentes estão em torno de 300 Hz, onde este será utilizado como um dos parâmetros para a Deconvolução.



Fonte: Elaborada pelo Autor.

Após a utilização da função de auto correlação, aplicamos uma deconvolução com o dado não empilhado, visando retirar o efeito da fonte de cada traço presente no dado sísmico, demonstrado na Figura 3.23.

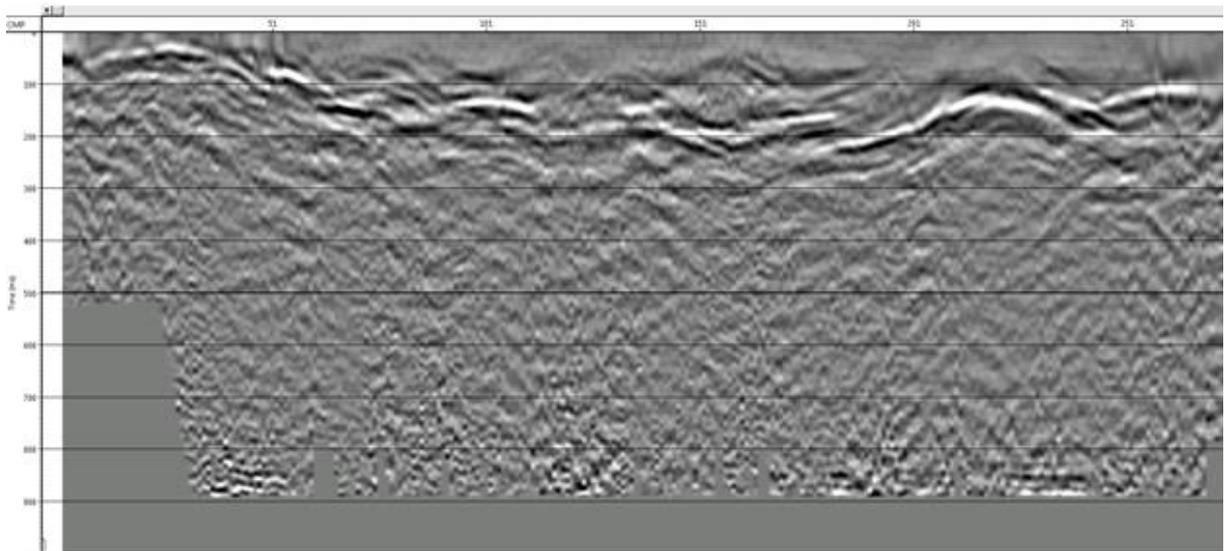
Figura 3.23: Imagem a esquerda é o dado sem a deconvolução; imagem a direita com o dado deconvolvido.



Fonte: Elaborada pelo Autor.

Após o uso da deconvolução, o dado foi empilhado novamente para ser utilizado como uma comparação direta com a Figura 3.21 onde o empilhamento foi feito sem o processo deconvolutivo, analisando a Figura 3.24 é perceptível que a etapa de deconvolução resgatou a estrutura geológica do dado.

Figura 3.24: Dado empilhado após a etapa de deconvolução.

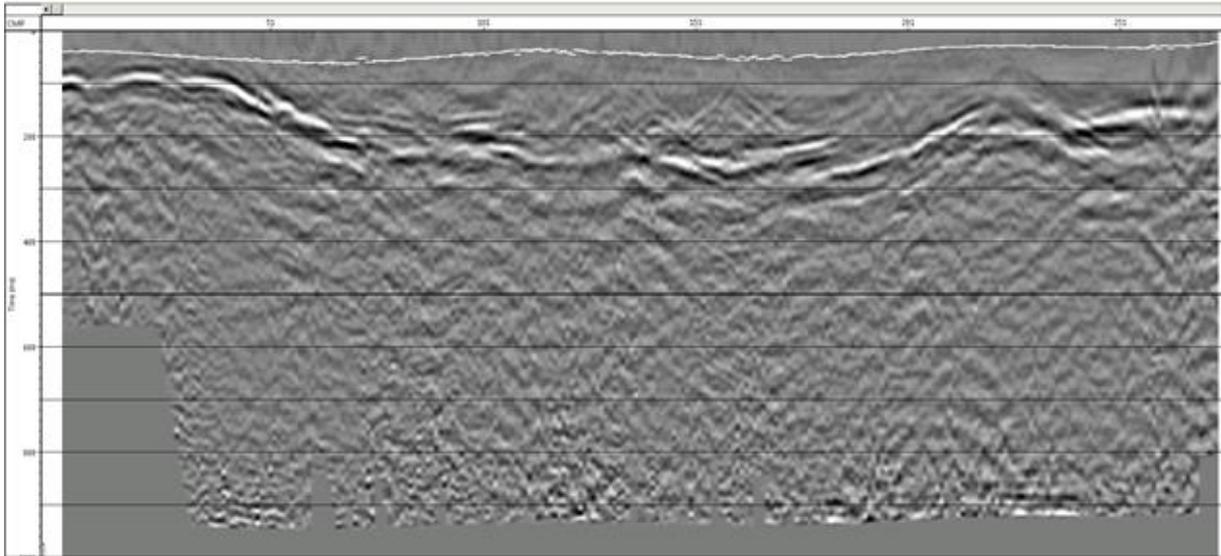


Fonte: Elaborada pelo Autor.

3.2.3. Correção da Estática Residual

Mesmo após a aplicação da correção estática no dado, ainda existem resíduos de estática nos traços, para isso é comum a aplicação de um processo chamado correção da estática residual, onde visa melhorar ainda mais a etapa de correção estática. Costuma ser uma das etapas finais do processamento e geralmente é aplicada após algumas análises de velocidades. Nesse dado foi feito o uso de uma função de correção estática residual duas vezes (Figura 3.25), para atenuar mais ainda os erros relacionados na estática. Em dados terrestres diversas correções estáticas são realizadas para compensar os problemas provocados pela topografia.

Figura 3.25: Dado empilhado com a aplicação da correção estática residual. As linhas brancas no topo da imagem indicam aonde o solo esta localizado.

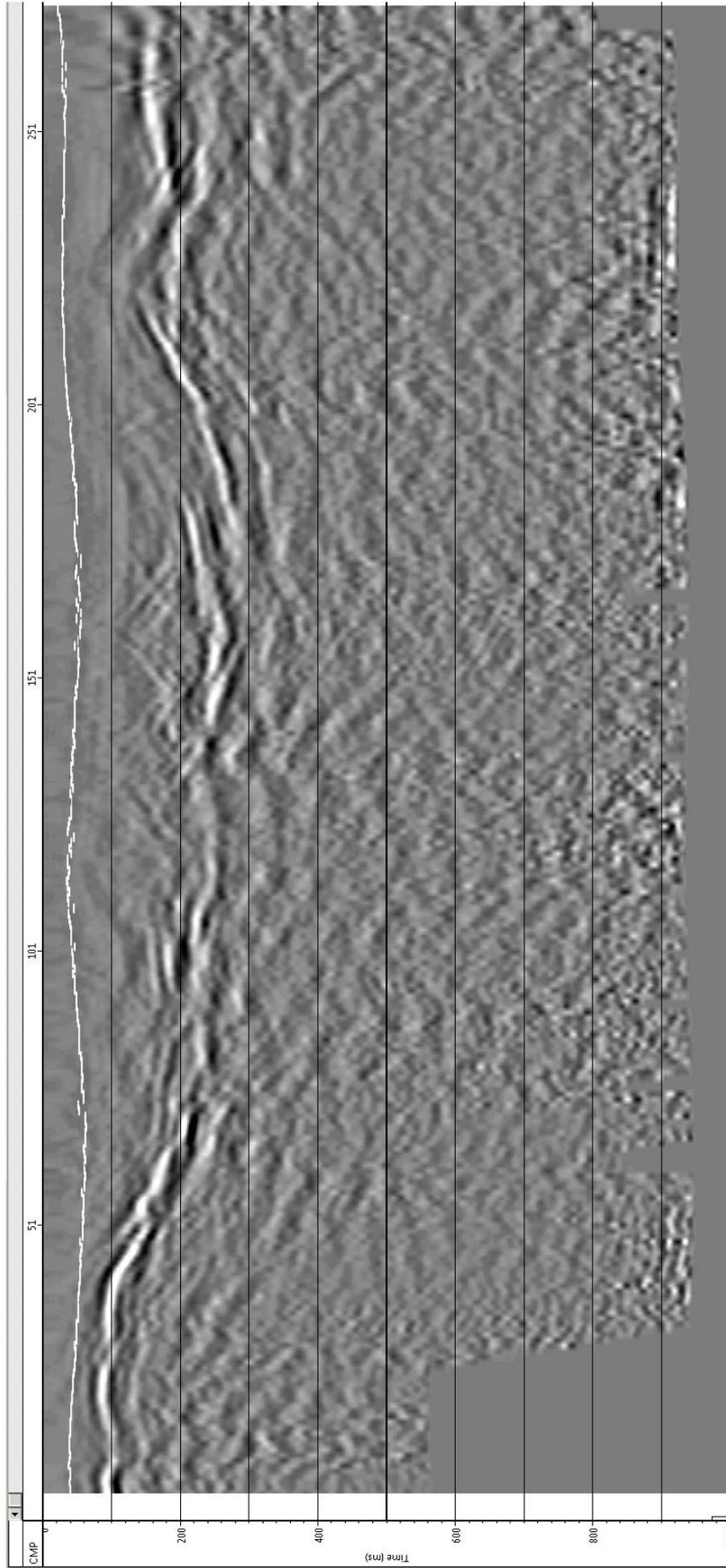


Fonte: Elaborada pelo Autor.

3.2.4. Migração

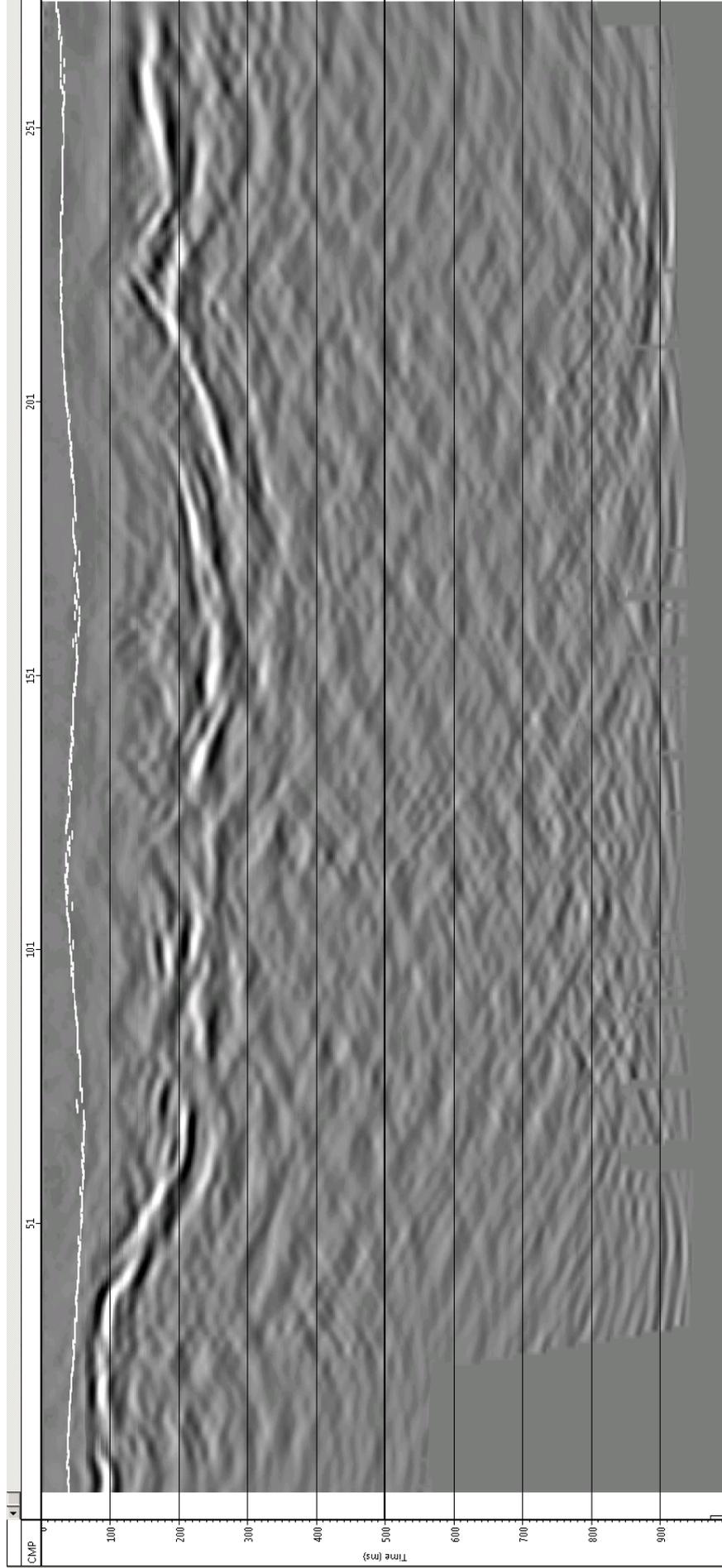
A etapa de migração no processamento sísmico visa mudar a posição dos eventos reflexivos para suas reais posições, entretanto esse efeito está associado a grandes profundidades de levantamento e feições geológicas com mergulhos bruscos, entretanto o dado em questão adquirido em Volta Redonda não possui nenhuma dessas características, o que faz com que a etapa da migração não seja de extrema necessidade. Porém para a apresentação de um trabalho mais coerente e completo foi optado pelo uso da etapa de migração, pois dessa forma criaríamos uma nova seção sísmica para utilizar como comparação para a interpretação das seções sísmicas finais, a seção migrada e a não migrada. As Figura 3.26 e 3.27 ilustra a comparação com a seção sísmica final não migrada com a migrada.

Figura 3.26: Seção sísmica final sem a aplicação da migração. Linhas brancas no topo da imagem indicam a posição do solo.



Fonte: Elaborada pelo Autor.

Figura 3.27: Seção sísmica final com a aplicação da migração. Linhas brancas no topo da imagem indicam a posição do solo.



Fonte: Elaborada pelo Autor.

4. CONCLUSÃO

Um perfil construído pela UFRJ em Volta Redonda localizado nas coordenadas UTM zone 235, 5974433, 7507029 aproximadamente a 150 metros de distancia do trecho do levantamento sísmico processado neste trabalho, estimou que a distância do embasamento para o solo é de 50 metros. A seção sísmica final deste trabalho na área próxima da onde foi feito a perfilagem possui uma estimativa de 47 metros na distância entre o embasamento e o solo.

Os receptores utilizados na aquisição captavam frequências muito baixas e em conjunto com a estrada, onde foi feito o levantamento, que funcionava como um filtro, gerou muitos ruídos que foram difíceis de serem atenuados no dado, como por exemplo o ground-roll. Conclui-se que a aquisição sísmica feita nesse trecho tem a necessidade do uso de receptores de alta frequência, possibilitando uma melhor resolução do dado e atenuando o ruído referente ao ground-roll.

O processamento do dado adquirido foi feito de forma satisfatória, com a criação de uma seção sísmica final bastante coerente, podendo ser observado a geologia estrutural da área com clareza, como por exemplo, as diversas falhas encontras no embasamento, entretanto não foi possível observar a estratigrafia da região na seção sísmica final.

A seção sísmica final encontrada nesse trabalho poderá ser utilizada para interpretações geológicas da área e abre a possibilidade de trabalhos futuros, como o incremento de técnicas para atenuar o ground-roll, utilização de tomografia para melhorar a correção estática, entre outras formas de melhorar a seção sísmica em um reprocessamento.

5. BIBLIOGRAFIA

ABREU, Anderson Santos. **Processamento de Dados Sísmicos do Golfo do México usando o SEISMIC UNIX**. 2005. 67 f. TCC (Graduação) - Curso de Geofísica, Ufba, Salvador, 2005.

AL-HUSSEINI, Moujahed I.; GLOVER, Jon B.; BARLEY, Brian J.. Dispersion patterns of the ground roll in eastern Saudi Arabia. **Geophysics**, [s.l.], v. 46, n. 2, p.121-137, fev. 1981. Society of Exploration Geophysicists.

ALVES, Felipe de Mota. **Atenuação do ground-roll utilizando filtragem adaptativa com filtros tipo Wiener–Levinson antisseísmicos e decomposições em modos empíricos**. 2013. 52 f. TCC (Graduação) - Curso de Geofísica, Ufba, Salvador, 2013.

ÁVILA, Ronan Magalhães. **Reprocessamento de Dado Sísmico 2D da Bacia do Parnaíba**. 2010. 66 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Engenharia Civil, Coppe/ufRJ, Rio de Janeiro, 2010.

BRUNETTA, Rodrigo. **O processamento da sísmica de reflexão rasa: desafios encontrados no estudo de modelos análogos a re**. 2005. 85 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, Ufpr, Curitiba, 2005.

BUCHHOLTZ, H.. **A NOTE ON SIGNAL DISTORTION DUE TO DYNAMIC (NMO) CORRECTIONS***. *Geophysical Prospecting*, [s.l.], v. 20, n. 2, p.395-402, jun. 1972. Wiley.

DOBRIN, Milton Burnett; SAVIT, Carl H. **Introduction to geophysical prospecting**. 4. ed. New York: Mcgraw-hill, 1960.

DUNKIN, J. W.; LEVIN, F. K.. EFFECT OF NORMAL MOVEOUT ON A SEISMIC PULSE. **Geophysics**, [s.l.], v. 38, n. 4, p.635-642, ago. 1973. Society of Exploration Geophysicists.

GAMA, Clériston Silva. **Influência das Variações da Topografia e da Espessura da ZBV na Obtenção da Imagem Sísmica - Exemplos em Dados Sintéticos e Reais da Bacia do Recôncavo**. 2016. 114 f. TCC (Graduação) - Curso de Geofísica, Ufba, Salvador, 2016.

KEAREY, Philip; BROOKS, Michael; HILL, Ian. **An introduction to geophysical exploration**. 3. ed. Oxford: Blackwell Science, 2002.

LOUREIRO, Fabrício Ornellas. **Análise da geometria e correção estática no processamento sísmico 3D**. 2013. 58 f. TCC (Graduação) - Curso de Geofísica, Uff, Niterói, 2013.

NEGRÃO, André Pires et al. Mapa geológico do cenozoico da região da bacia de Volta Redonda (RJ, segmento central do Rifte Continental do Sudeste do Brasil): identificação de novos grabens e ocorrências descontínuas, e caracterização de estágios tectonosedimentares. **Brazilian Journal Of Geology**, [s.l.], v. 45, n. 2, p.273-291, jun. 2015. FapUNIFESP (SciELO).

SANTOS, Cleiton Montino dos. **Atenuação do ground-roll utilizando filtros 1d e 2d de frequência e de derivada**. 2014. 47 f. TCC (Graduação) - Curso de Geofísica, Ufba, Salvador, 2014.

SOUZA*, Wilker Eduardo et al. Processamento CMP de Dados Sísmicos Levantados no Norte da Bacia do São Francisco. **14th International Congress Of The Brazilian Geophysical Society & Expogef, Rio de Janeiro, Brazil, 3-6 August 2015**, [s.l.], p.1325-1330, 6 ago. 2015. Brazilian Geophysical Society.

TOLDI, John L.. Velocity analysis without picking. **Geophysics**, [s.l.], v. 54, n. 2, p.191-199, fev. 1989. Society of Exploration Geophysicists.

YILMAZ, Öz. **Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data**. Tulsa: Society Of Exploration Geophysicists, 2001.

APÊNDICE

Tabela 1 - Fonte

General Especifications	Peg – 40 Kg
Hammer Mass Weight	36 Kg
Hammer Drop Height	36 – 43 cm
Cycle Time	3 – 5 Seconds
Motor Engine Size	12 V Eletric
Power Suply Requirements	12 V Battery
Impact Frequency Band	10 – 250 Hz
Impact Plate	46 x 46 x 2.5cm
Hammer Assembly Weight	46 Kg
Motor Assembly Height	43 Kg
Weight Assembled with Shields	100 Kg

Tabela 2 - Receptor

Parameters/ Mode	RTC – 4.5-395 Hz
Frequency	
Natural Frequency (fn)	4.5 Hz
Tolerance	±0.5 Hz
Max Tilt Angle for Specified fn	0
Typical Spurious Frequency	>160 Hz
Distortion	
Distortion with 0.7 p.p coil to casa velocity	<0.3 %
Distortion Measurement Frequency	12 Hz
Max Tilt Angle for Distortion Specified	0
Damping	
Typical circuit Damping	0.7
Tolerance	±10 %
Coil Resistance	

Standard	395 ohm
Tolerance	±5 %
Sensitivity	
Sensitivity	23.4 V/m/s
Tolerance	±10 %
Physical	
Moving Mass	11 g
Maximum Coil Excursion p.p	1.5 mm
Diameter	25.4 mm
Height	33.3 mm
Weight	89 g
Operation Temperature Range	-40 °C - + 100 °C
Warranty Period	1 year
