

Cintia Queiroz Alves

**Comparação entre as condições de imagem por
tempo de excitação e correlação cruzada na
migração reversa no tempo**

Niterói

Julho/2019

Cintia Queiroz Alves

**Comparação entre as condições de imagem por tempo de
excitação e correlação cruzada na migração reversa no
tempo**

Trabalho submetido à Universidade Federal Fluminense como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Bacharel em Geofísica.

Universidade Federal Fluminense – UFF

Instituto de Geociências

Orientador: Prof. Dr. Marco Antonio Cetale Santos

Coorientador: Ms. Felipe Timóteo da Costa

Niterói

Julho/2019

Cintia Queiroz Alves

Comparação entre as condições de imagem por tempo de excitação e correlação cruzada na migração reversa no tempo

Trabalho submetido à Universidade Federal Fluminense como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Bacharel em Geofísica.

Trabalho aprovado em:

Prof. Dr. Marco Antonio Cetale Santos
Orientador
Universidade Federal Fluminense

Ms. Felipe Timóteo da Costa
Coorientador
Universidade Federal Fluminense

Prof. Dr. André Bulcão
Professor convidado
Petrobras

Prof. Dr. Leandro Di Bartolo
Professor convidado
Observatório Nacional

Niterói
Julho/2019

Agradecimentos

Agradeço, primeiramente, ao Professor e Orientador Marco Cetale, não só pela orientação acadêmica mas também por toda a confiança e oportunidades. Obrigada por sempre acreditar em mim!

Agradeço com todo o meu coração ao Felipe Timóteo por todos os aprendizados e lições! Te considero um grande amigo e um dos grandes presentes que a UFF me deu! Sem você este trabalho não seria o mesmo! Obrigada!

Meus agradecimentos ao Dr. André Bulcão e ao Professor Dr. Leandro Di Bartolo pela disponibilidade para ler e contribuir com este trabalho. Muito obrigada por todos os comentários!

Obrigada a todos os professores que contribuíram com a minha formação! Obrigada pela dedicação e empenho, guardarei todos vocês na minha memória!

Não poderia deixar de agradecer a todos do Grupo de Imageamento e Inversão Sísmica (GISIS) em especial, Ammir Karsou, Edmarley Ramos, Guilherme Lenz, Felipe Cruz, e Roberto Miyamoto! Obrigada pelas trocas de conhecimento e principalmente pelas risadas que aliviaram todas as pressões! Graças a vocês, aprendi que a troca é a melhor forma de se obter conhecimento!

À CGG do Brasil, especialmente aos meus companheiros do dia a dia Asdrubal Ovalles, Bernardo Cabral, Bernardo Quijano, Cauê de Araújo Ponte, Jack Ng, Jaime Espinoza, Jaqueline Krueger, Joan Manrique, Leonardo Gomez, Rafael Cristo e Victor Gorevoy! Obrigada pela oportunidade de ver como a geofísica funciona na prática, por todos os ensinamentos e por terem me acolhido com tanto carinho! Minha formação não seria completa sem vocês!

Não poderia deixar de mencionar os meus queridos Thábata Bragutti e Pedro Henrique Macedo! Vocês foram a minha base durante esses cinco anos! Obrigada por nunca me deixarem desistir e por sempre estarem ao meu lado, não importando as dificuldades! O apoio de vocês foi fundamental para eu chegar até aqui! Vocês estarão sempre no meu coração!

Ao Colégio Pedro II por todos os ensinamentos que me permitiram ingressar nessa longa jornada! Aos professores que tive o prazer de conhecer! Obrigada por todas as lições de vida! Vocês foram parte fundamental!

À minha irmã de coração Juliana Cadilho! Obrigada por esses oito anos de amizade e por todos os conselhos e risadas! Você esteve presente no momento mais difícil da minha vida e estou feliz de agora poder compartilhar esse momento de conquista! Sem você meu

mundo seria mais cinza! Obrigada!

À minha família, por ser sempre o meu porto seguro!

Aos meus irmãos Emerson, Eduardo e Cristian por sempre ouvirem minhas dúvidas e me mostrarem que não importa o caminho que eu deseje seguir, vocês irão junto comigo! Vocês são a minha luz!

E aos meus pais, por todo amor e apoio incondicional! Hoje, sou o que sou graças a vocês! Obrigada por todas as conversas e por me mostrarem o que realmente importa nessa vida! Obrigada por serem quem são!

Resumo

A migração é um processo realizado no fluxo de processamento sísmico, e apresenta uma enorme importância na decisão da locação de um poço exploratório a ser perfurado devido ao fato de auxiliar na identificação de reservatórios de hidrocarbonetos. O objetivo principal desta técnica é gerar uma imagem fidedigna com a subsuperfície estudada. Este processo ocorre através da realocação dos dados oriundos de reflexões sísmicas, adquiridos devido aos contrastes de impedância acústica, para as suas devidas posições. Dentre os diversos métodos de migração existentes, a migração reversa no tempo (RTM) é um dos mais utilizados. Esse método é baseado na extrapolação dos campos de onda completos. Dessa forma, pode-se gerar imagens de estruturas geológicas mais complexas. Neste trabalho implementou-se a RTM utilizando a condição de imagem por tempo de excitação e a condição por correlação cruzada. Além disso, como a RTM apresenta artefatos inerentes ao método, aplicou-se duas técnicas para a sua atenuação. Primeiramente, foi utilizado um filtro corta baixa, visando a atenuação dos ruídos de baixa frequência. O segundo método abordado foi a aplicação do filtro laplaciano, muito citado na literatura para atenuar os artefatos de baixa frequência ao mesmo tempo que ressalta as altas frequências. A atenuação dos artefatos foram realizados na seção migrada após o empilhamento.

Palavras-chave: Migração RTM; Condição de Imagem por Tempo Máximo de Excitação; Condição de Imagem por Correlação Cruzada; Filtros.

Abstract

The migration technique is a process carried out in the seismic processing flow, and it's of great importance in the decision to lease an exploratory well to be drilled with the purpose of identifying reservoirs of hydrocarbons. The main objective of this technique is to generate an image as close to reality as possible of the subsurface studied. This occurs through the reallocation of the geological horizons, acquired due to the acoustic impedance contrasts, to their proper positions. Among the several existing migration methods, reverse time migration (RTM) is one of the most used. This method is based on extrapolation of the complete wave fields. In this way, one can generate images of more complex geological structures. In this work the RTM was implemented using the excitation time image condition and the cross-correlation condition. In addition, RTM presents artefacts inherent in the method and therefore, two techniques have been applied for their attenuation. Firstly, a bandpass filter was used, aiming at the attenuation of the low frequency noises. The second method approached was the laplacian filter, much cited in the literature to attenuate low frequency artifacts while emphasizing high frequencies. All the processes performed were applied to pos-stack sections.

Keywords: RTM migration; Maximum Excitation Time Image Condition; Cross-Correlated Image Condition; Filters.

Lista de ilustrações

Figura 1 – Fonte sísmica utilizada em aquisições terrestres. Página da Cornell Sun . Acesso: Fev.2019	18
Figura 2 – Fonte sísmica utilizada em aquisições marinhas. Página da Geoexpro . Acesso: Fev.2019	19
Figura 3 – (a) Geofones (aquisições terrestres) Página do rfid journal . (b) Hidrofones (aquisições marinhas) Página Geoexpro . Acesso: Fev.2019	19
Figura 4 – Representação de uma aquisição sísmica: (a) Marinha; (b) Terrestre. Modificado de Barros (2013).	19
Figura 5 – Representação de uma onda 2D	20
Figura 6 – Representação de um raio sobre uma interface geológica.	21
Figura 7 – Movimento das partículas durante a propagação de ondas de corpo. (a) Ondas primárias. (b) Ondas secundárias (modificado de Kearey <i>et al</i> , 2009).	21
Figura 8 – Movimento das partículas durante a propagação das ondas superficiais. (a) Ondas Rayleigh. (b) Ondas Love. (modificado de Kearey <i>et al</i> , 2009).	22
Figura 9 – Exemplo do funcionamento da técnica de migração sísmica. (a) Seção não migrada. (b) Seção migrada. Modificada de Kearey (2002).	24
Figura 10 – Esquema mostrando o princípio da RTM onde há a propagação e retropropagação dos campos de onda.	27
Figura 11 – Tempo de chegada dos campos de ondas propagados. Modificado de Silva (2009).	29
Figura 12 – A suavização dos modelos é importante a fim de evitar artefatos que prejudiquem a seção sísmica final. a) Matriz de tempo de trânsito gerada com o modelo bruto b) Matriz de tempo de trânsito gerada com o modelo suavizado.	30
Figura 13 – Campos de onda incidente e refletidos utilizados na condição de imagem de correlação cruzada. Modificado de Silva (2009).	31
Figura 14 – Malhas usadas no método das diferenças finitas, onde a direção horizontal e a profundidade são representadas pelas letras x e z respectivamente. Δx e Δz representam os espaçamentos nas malhas. (a) Malha Simples. (b) Malha Intercalada. Modificada de Di Bartolo (2013).	34
Figura 15 – Aproximações utilizando o método das diferenças finitas em uma dimensão (DI BARTOLO, 2013).	34
Figura 16 – Função Amortecedora usada neste trabalho com um fator de amortecimento de $1.5e-03$	37

Figura 17 – (a) Sismograma sem a correção de efeitos de borda; (b) Sismograma com as devidas correções. Ambos referentes ao modelo Marmousi	37
Figura 18 – Pulso de Ricker utilizado para simular a fonte sísmica, com uma frequência de 30 Hz.	38
Figura 19 – Aquisição com geometria do tipo end on, comumente utilizada em aquisições marítimas. Fonte: Página da Sercel . Acesso: Jun.2019	39
Figura 20 – Modelo com camadas plano-paralelas utilizado no presente trabalho. As cores representam as velocidades de cada estrutura.	40
Figura 21 – Modelo Marmousi utilizado neste trabalho. As cores representam as velocidades de cada estrutura.	41
Figura 22 – Sismogramas sintéticos obtidos durante a modelagem sísmica utilizando o modelo Marmousi.	41
Figura 23 – Esquema mostrando as diferentes trajetórias das ondas durante a propagação (Prodocimi et al, 2016).	42
Figura 24 – Sismogramas com e sem onda direta.	42
Figura 25 – Suavização realizada para o modelo Marmousi. Esta é importante para a atenuação dos artefatos inseridos pela matriz de tempo de trânsito	43
Figura 26 – Seções migradas utilizando a condição de imagem por tempo de excitação. a)Seção migrada sem nenhum pós processamento. b) Seção migrada com os longos offsets silenciados.	44
Figura 27 – Seções migradas utilizando a condição de imagem por correlação cruzada. a)Seção migrada sem nenhum pós processamento. b) Seção migrada com os longos offsets silenciados.	44
Figura 28 – Seção sísmica final do modelo plano paralelo utilizando a condição de imagem por tempo de excitação.	46
Figura 29 – Seção sísmica final do modelo Marmousi utilizando a condição de imagem por tempo de excitação.	47
Figura 30 – Seção sísmica final do modelo plano paralelo utilizando a condição de imagem por correlação cruzada.	47
Figura 31 – Seção sísmica do modelo Marmousi utilizando a condição de imagem por correlação cruzada, respectivamente.	48
Figura 32 – Resultado do modelo plano paralelo sem pós processamento para a condição de imagem por tempo de excitação. a) Seção Sísmica sem pós processamento b) Espectro de frequência espacial da seção sísmica sem pós processamento.	49
Figura 33 – Resultado do modelo plano paralelo após a aplicação do corta baixa para a condição de imagem por tempo de excitação. a) Seção Sísmica após a aplicação do corta baixa b) Espectro de frequência espacial da seção sísmica após o corta baixa.	49

Figura 34 – Resultado do modelo plano paralelo após a aplicação do laplaciano para a condição de imagem por tempo de excitação. a) Seção Sísmica após a aplicação do laplaciano b) Espectro de frequência espacial da seção sísmica após o laplaciano.	50
Figura 35 – Resultado do modelo Marmousi sem pós processamento para a condição de imagem por tempo de excitação. a) Seção Sísmica sem pós processamento b) Espectro de frequência espacial da seção sísmica sem pós processamento.	50
Figura 36 – Resultado do modelo Marmousi após a aplicação do corta baixa para a condição de imagem por tempo de excitação. a) Seção Sísmica após a aplicação do corta baixa b) Espectro de frequência espacial da seção sísmica após o corta baixa.	50
Figura 37 – Resultado do modelo Marmousi após a aplicação do laplaciano para a condição de imagem por tempo de excitação. a) Seção Sísmica após a aplicação do laplaciano b) Espectro de frequência espacial da seção sísmica após o laplaciano.	51
Figura 38 – Resultado do modelo plano paralelo sem pós processamento para a condição de imagem por correlação cruzada. a) Seção Sísmica sem pós processamento b) Espectro de frequência espacial da seção sísmica sem pós processamento.	52
Figura 39 – Resultado do modelo plano paralelo após a aplicação do corta baixa para a condição de imagem por correlação cruzada. a) Seção Sísmica após a aplicação do corta baixa b) Espectro de frequência espacial da seção sísmica após o corta baixa.	52
Figura 40 – Resultado do modelo plano paralelo após a aplicação do laplaciano para a condição de imagem por correlação cruzada. a) Seção Sísmica após a aplicação do laplaciano b) Espectro de frequência espacial da seção sísmica após o laplaciano.	52
Figura 41 – Resultado do modelo Marmousi sem pós processamento para a condição de imagem por correlação cruzada. a) Seção Sísmica sem pós processamento b) Espectro de frequência espacial da seção sísmica sem pós processamento.	53
Figura 42 – Resultado do modelo Marmousi após a aplicação do corta baixa para a condição de imagem por correlação cruzada. a) Seção Sísmica após a aplicação do corta baixa b) Espectro de frequência espacial da seção sísmica após o corta baixa.	53

Figura 43 – Resultado do modelo Marmousi após a aplicação do laplaciano para a condição de imagem por correlação cruzada. a) Seção Sísmica após a aplicação do laplaciano b) Espectro de frequência espacial da seção sísmica após o laplaciano. 54

Sumário

1	INTRODUÇÃO	15
1.1	Relevância	16
1.2	Objetivos	16
1.3	Estrutura do Trabalho	17
2	TEORIA	18
2.1	Método Sísmico de Reflexão	18
2.2	Propagação de Ondas Sísmicas	20
2.2.1	Ondas de Corpo	21
2.2.2	Ondas Superficiais	22
2.3	Equação Acústica da Onda	22
2.4	Processamento Sísmico	23
2.5	Migração Sísmica	23
2.5.1	Migração em tempo e em profundidade	25
2.5.2	Migração Pré e Pós Empilhamento	26
2.6	Migração Reversa no Tempo	26
2.7	Condições de Imagem	28
2.7.1	Condição de Imagem por Tempo de Excitação	29
2.7.2	Condição de Correlação Cruzada	30
3	METODOLOGIA	33
3.1	Método Diferenças Finitas	33
3.1.1	Operadores de Diferenças Finitas	34
3.1.2	Critérios de Estabilidade e Dispersão Numérica	35
3.2	Condição de Borda	35
3.3	Fonte Sísmica	37
3.4	Geometria de aquisição	39
3.5	Modelos de Velocidade	40
3.6	Sismogramas	41
3.7	Remoção da onda direta	42
3.8	Suavização do modelo de velocidade	43
3.9	Condicionamento da Imagem	44
3.9.1	Aplicação de um silenciamento nas seções migradas	44
3.9.2	Filtros	45
4	RESULTADOS	46

4.1	Seção migrada por máximo tempo de excitação	46
4.2	Seção migrada por correlação cruzada	47
4.3	Aplicação dos filtros	48
4.3.1	Condição de imagem por tempo de excitação	48
4.3.2	Condição de imagem por correlação cruzada	51
5	DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	55
	Referências	57

1 Introdução

O método sísmico de reflexão baseia-se na emissão de pulsos sísmicos em direção a subsuperfície através de fontes sísmicas artificiais. Esses pulsos são refletidos à medida que encontram camadas geológicas com contrastes de impedância sísmica. As reflexões apresentam informações das camadas geológicas em subsuperfície que são registradas por receptores localizados, geralmente, na superfície. Os dados sísmicos registrados são processados de modo a gerar imagens representativas das estruturas geológicas em subsuperfície. Entretanto as imagens formadas nesse processo sofrem diversos efeitos de distorção, em geral, as difrações devido ao truncamento das camadas geológicas e o desvio lateral dos eventos provocados pelas camadas mergulhantes. A migração é o método que corrige essas distorções, movendo as posições aparentes dos refletores na imagem sísmica para as suas verdadeiras posições (YILMAZ, 2001; GRAY, 2001; CLAERBOUT, 2010).

A migração reversa no tempo (*reverse time migration* - RTM) apresenta alguns benefícios em relação aos demais métodos devido ao fato de utilizar os campos de onda completos. Dentre os quais pode-se citar a sua capacidade de lidar corretamente com as variações laterais de velocidades e meios geologicamente complexos (ZHANG, 2009).

Entretanto, além do alto custo computacional envolvido, a RTM apresenta artefatos inerentes a sua implementação, como por exemplo a introdução de baixas frequências e as anomalias presentes na matriz de tempo de trânsito que prejudicam a construção da imagem final. Esses artefatos ocorrem devido à presença das ondas *diving waves* e também das ondas de retrospalhamento que sofrem correlações cruzadas indesejadas na formação da imagem (GUITTON, 2006). Esses eventos são especialmente fortes quando tem-se um contraste alto de velocidade, que normalmente é o cenário geológico onde utiliza-se a RTM.

Neste trabalho implementou-se o algoritmo de RTM com duas condições de imagem diferentes e, com o objetivo de atenuar os artefatos da RTM, foram aplicadas duas abordagens distintas para o pós processamento das seções migradas. A primeira estratégia foi a aplicação de um filtro corta baixa, visto que a RTM produz artefatos de baixa frequência. Esse filtro tem como propósito selecionar as frequências que priorizem a construção de uma imagem mais coerente. A segunda estratégia utiliza o filtro laplaciano que é recomendado em processamentos de imagens segundo diversos autores (ZHANG, 2009).

1.1 Relevância

As primeiras descobertas de campos de petróleo estavam associadas à subsuperfícies com estruturas geológicas simples e jazidas próximas à superfície. O desenvolvimento dos métodos sísmicos permitiu a descoberta de novos campos petrolíferos cada vez mais complexos. Neste cenário, novas técnicas, mais robustas, fizeram-se necessárias.

Nesse aspecto, o processamento dos dados sísmicos possui um papel fundamental, uma vez que seu objetivo principal é a obtenção de imagens que representem a subsuperfície da forma mais fidedigna possível. A migração sísmica, uma das principais etapas do processamento, tem como objetivo principal a correção na localização dos refletores sísmicos em subsuperfície, já que estes podem sofrer algumas distorções, devido às aproximações realizadas durante a etapa de processamento (YILMAZ, 2001; BULCÃO, 2004). Diferentes tipos de algoritmos de migração foram desenvolvidos ao longo dos anos, o primeiro deles baseou-se na solução de uma aproximação da equação da onda por diferenças finitas (CLAERBOUT & DOHERTY, 1972). Em seguida, outros tipos de algoritmos de migrações foram desenvolvidos, como a migração Kirchhoff (SCHNEIDER, 1978; FRENCH, 1975) e a migração baseada em frequência e número de onda (GAZDAG, 1978; STOLT, 1978).

No entanto, esses métodos apresentam algumas limitações quando a área de estudo apresenta geologia complexa, como no Pré-Sal brasileiro, onde as estruturas possuem grandes variações laterais de velocidade e mergulhos acentuados. A fim de solucionar essa situação, a migração reversa no tempo foi desenvolvida. Essa técnica baseia-se na equação completa da onda o que favorece o imageamento de regiões de alta complexidade geológica, cada vez mais comuns na exploração de hidrocarbonetos (BAYSAL *et al.*, 1983; MCMECHAN, 1983; WHITMORE, 1983).

1.2 Objetivos

O principal objetivo deste trabalho é apresentar a migração reversa no tempo, assim como implementar os seus algoritmos que serão aplicados em modelos de velocidades sintéticos. Os algoritmos desenvolvidos apresentam duas condições de imagem diferentes, ambas muito citadas na literatura. Além disso, foram aplicados dois filtros diferentes na sessão final obtida através da RTM a fim de atenuar as baixas frequências inerentes ao método.

De modo geral, podem-se destacar os seguintes objetivos:

- (1) Desenvolver algoritmos de migração reversa no tempo aplicando diferentes condições de imagem;
- (2) Analisar e comparar os resultados obtidos em cada abordagem;

- (3) Verificar o desempenho do algoritmo desenvolvido e eficácia do método utilizado aplicando o mesmo em modelos de velocidade de interesse;
- (4) Analisar o comportamento do algoritmo em diferentes condições geológicas, em especial uma com complexidade considerável, onde utilizou-se o modelo Marmousi;
- (5) Melhorar a sessão sísmica final utilizando diferentes filtros.

1.3 Estrutura do Trabalho

A teoria necessária para o entendimento da técnica da RTM está presente no capítulo 2, onde os conceitos de método sísmico são introduzidos, assim como os diferentes métodos de migração e por fim o conceito da migração RTM é mostrado. O capítulo 3 apresenta a metodologia aplicada neste trabalho. O capítulo 4 foca nos resultados obtidos e o último capítulo apresenta as conclusões obtidas após a análise dos resultados.

2 Teoria

2.1 Método Sísmico de Reflexão

O método sísmico de reflexão é uma técnica geofísica que emprega os fundamentos da sismologia para estimar as propriedades das camadas geológicas em subsuperfície com base nas reflexões das ondas sísmicas. Ele é amplamente utilizado na exploração e manutenção de poços de hidrocarbonetos, na delimitação de superfícies geológicas em estudos de engenharia, nas investigações sobre a crosta terrestre, dentre diversas outras.

O método baseia-se na emissão de pulsos sísmicos para a subsuperfície através de fontes sísmicas artificiais. Estas diferenciam-se de acordo com o tipo de aquisição feita (marinha ou terrestre).

Em aquisições terrestres utiliza-se como fonte normalmente a dinamite ou o *vibroiseis* (Figura 1). O último vem sendo cada vez mais utilizado devido ao seu menor impacto ambiental. Ele consiste em um conjunto de vibradores mecânicos que geram um sinal de longa duração. As aquisições marinhas utilizam como fonte o canhão de ar (Figura 2). Ele libera um pulso sísmico que é gerado pela súbita liberação do ar comprimido (DUARTE, 2000).



Figura 1 – Fonte sísmica utilizada em aquisições terrestres. [Página da Cornell Sun](#). Acesso: Fev.2019

Esses pulsos serão refletidos pelas diversas camadas geológicas devido as suas diferentes propriedades físicas. As reflexões geradas serão registradas por equipamentos denominados receptores (Figura 3). Estes são responsáveis pelo registro dos tempos de trânsito que as ondas emitidas pelas fontes levam desde a suas emissões até o retorno à superfície, além das amplitudes associadas a cada camada geológica.

O método sísmico pode ser dividido em três etapas fundamentais: aquisição, processamento e interpretação. Cada uma dessas etapas possuem diferentes finalidades, que

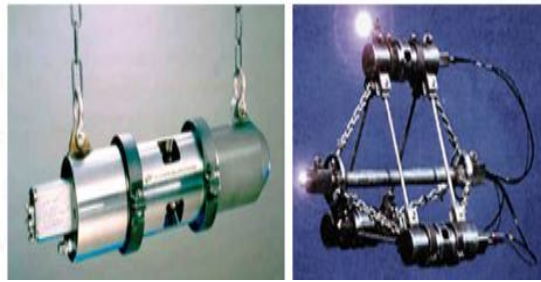


Figura 2 – Fonte sísmica utilizada em aquisições marinhas. [Página da Geoxpro](#). Acesso: Fev.2019

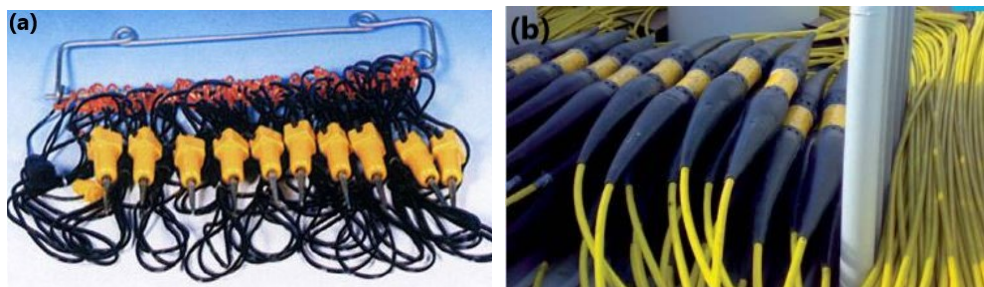


Figura 3 – (a) Geofones (aquisições terrestres) [Página do rfid journal](#). (b) Hidrofones (aquisições marinhas) [Página Geoxpro](#). Acesso: Fev.2019

se complementam para produzir uma imagem final que represente de forma satisfatória a subsuperfície. De forma geral, a aquisição sísmica é responsável pela coleta dos dados, o processamento pelo aprimoramento da imagem através de técnicas específicas e a interpretação pela análise das estruturas geológicas presentes a fim de identificar as possíveis áreas de interesse (YILMAZ, 2001).

A aquisição sísmica, também chamada de levantamento sísmico, pode ser realizada tanto em ambientes marinhos, quanto em terrestres (Figura 4). Essa diversidade é possível pois existem equipamentos específicos, como os apresentados nas Figuras 1, 2 e 3, que se adaptam ao ambiente em que a aquisição será realizada. Vale ressaltar que tanto a etapa de processamento quanto a etapa de interpretação devem considerar a diferença inerente que existe entre os dados adquiridos em ambientes marinhos e terrestres.

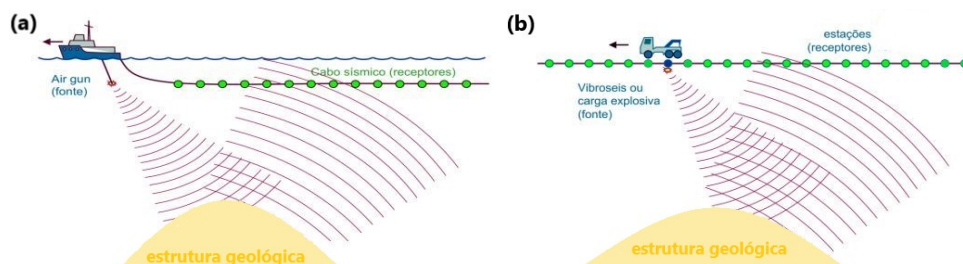


Figura 4 – Representação de uma aquisição sísmica: (a) Marinha; (b) Terrestre. Modificado de Barros (2013).

2.2 Propagação de Ondas Sísmicas

As ondas podem ser descritas como perturbações que se propagam pelo espaço sem o transporte de matéria, apenas de energia (Figura 5). O elemento responsável pelo início da propagação, ou seja, pela perturbação inicial do meio, é denominado de fonte. Exemplos de fenômenos ondulatórios são: as ondas do mar, ondas de rádio, o som, a luz, dentre outras. As ondas podem ser descritas matematicamente a partir de algumas de suas propriedades, que são: a amplitude (A), comprimento de onda (λ) e frequência (f).

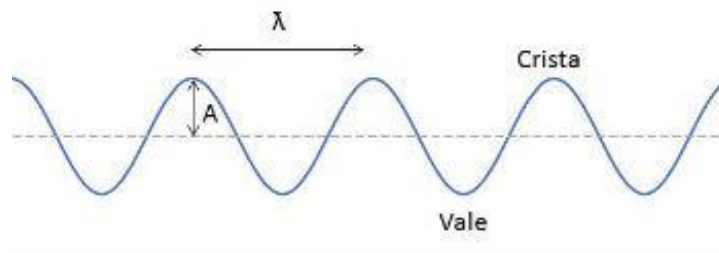


Figura 5 – Representação de uma onda 2D

Uma das formas mais utilizadas para a classificação das ondas é de acordo com o meio em que se propagam. As ondas mecânicas são aquelas que necessitam de um meio material para se propagarem, como é o caso das ondas sonoras e das ondas em uma corda. Entretanto, existem ondas que não dependem de um meio para que haja a propagação. Essas são classificadas como ondas eletromagnéticas porque se propagam devido a oscilação dos campos elétricos e magnéticos, a luz e as ondas de rádio são alguns exemplos desse tipo de onda. No caso do método sísmico, as ondas sísmicas são o foco de interesse. Essas são identificadas como ondas mecânicas e possuem suas próprias classificações.

Assim como a luz, a propagação das ondas sísmicas podem ser aproximadas por raios, dessa maneira, os fenômenos de reflexão e refração são cruciais para a compreensão da interação das ondas sísmicas com o meio geológico. Esse fenômeno, como mostrado na figura 6, ocorre quando há uma energia que incide sobre uma interface, que separa dois meios com propriedades físicas diferentes e parte dessa energia reflete, voltando assim para o meio original.

O método sísmico mais utilizado atualmente é o método sísmico de reflexão. Neste método, a energia propagada vem da fonte sísmica e ela incide nas interfaces geológicas que por conterem diferentes propriedades, como velocidade e densidade, refletem parte dessa energia de volta aos receptores enquanto a energia restante é transmitida para a subsuperfície. A figura 6 mostra como esse fenômeno físico ocorre no meio geológico, incluindo as transformações das ondas P, compressionais, em ondas S, cisalhantes.

As ondas sísmicas são ondas mecânicas que se propagam radialmente a partir de uma fonte sísmica. Essa fonte, responsável pela perturbação inicial do meio, pode ser de

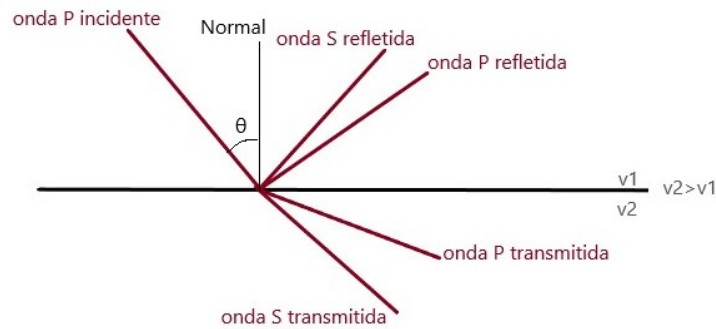


Figura 6 – Representação de um raio sobre uma interface geológica.

origem natural (terremotos) ou artificial (canhão de ar, dinamites ou *Vibroseis*). As ondas sísmicas podem ser classificadas em dois tipos: ondas de corpo ou ondas superficiais.

2.2.1 Ondas de Corpo

As ondas de corpo são aquelas que se propagam através de um sólido elástico e são classificadas de duas formas: ondas compressoriais e ondas cisalhantes. As primeiras, também conhecidas como ondas P, possuem como característica principal o fato de se propagarem por deformação uniaxial, ou seja, por compressão e expansão, na direção de propagação da onda. Como mostrado na figura 7a, o movimento das partículas, no momento em que essas ondas se propagam, envolve oscilação em torno de um ponto fixo.

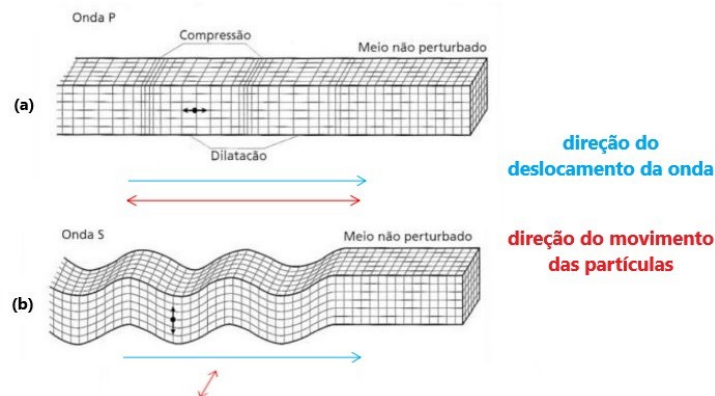


Figura 7 – Movimento das partículas durante a propagação de ondas de corpo. (a) Ondas primárias. (b) Ondas secundárias (modificado de Kearey *et al*, 2009).

As ondas cisalhantes, ou ondas S, são propagadas através do cisalhamento do meio, onde as partículas oscilam em torno de um ponto fixo perpendicularmente a direção de propagação da onda. (Figura 7b). É importante ressaltar que as ondas compressoriais possuem maior velocidade de propagação que as ondas cisalhantes para um mesmo meio, além disso, as ondas cisalhantes apenas se propagam em meios sólidos.

O processamento sísmico, normalmente, utiliza somente as informações obtidas através da propagação das ondas compressoriais, já que estas simplificam o levantamento

e o processamento sísmico. Além disso, a maior velocidade das ondas compressoriais garantem que elas serão as primeiras a serem registradas nos receptores. No entanto, novas técnicas de processamento e aquisições multicomponentes vem sendo cada vez mais utilizadas, visto que as ondas cisalhantes também possuem informações importantes da subsuperfície.

2.2.2 Ondas Superficiais

As ondas superficiais são ondas que se propagam ao longo das superfícies que delimitam o volume de um sólido elástico. Elas se classificam em ondas Rayleigh e Love. As primeiras (Figura 8a) se propagam ao longo de uma superfície livre ou ao longo de interfaces que separam dois sólidos distintos. Durante a propagação das ondas Rayleigh as partículas se movimentam de forma elíptica em um plano perpendicular à superfície.

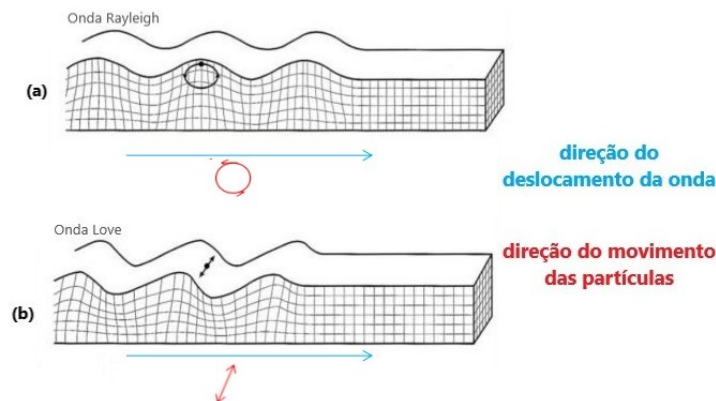


Figura 8 – Movimento das partículas durante a propagação das ondas superficiais. (a) Ondas Rayleigh. (b) Ondas Love. (modificado de Kearey *et al*, 2009).

As ondas Love (8b), por sua vez, são geradas quando há uma estratificação na superfície e a velocidade das ondas de cisalhamento na camada superficial for menor que a das camadas subjacentes. Essas ondas são polarizadas, ou seja, o movimento das partículas ocorre paralelamente à superfície livre e perpendicularmente à direção de propagação da onda.

No método sísmico as ondas superficiais são consideradas ruídos coerentes, pois não apresentam informações sobre a subsuperfície. Desse modo, no processamento sísmico convencional remove-se os efeitos dessas ondas a fim de manter apenas as informações de interesse.

2.3 Equação Acústica da Onda

A simulação da propagação de ondas pode ser feita utilizando a equação da onda acústica. Nessa formulação apenas as ondas compressoriais (ondas P) se propagam no meio

físico. Apesar dessa simplificação, as ondas acústicas representam com bastante precisão os fenômenos sísmicos em meios geológicos podendo ser adotada em diversos estudos (DI BARTOLO, 2010). A equação da onda acústica possui a seguinte expressão:

$$\frac{1}{c^2(\mathbf{x})} \frac{\partial^2}{\partial t^2} p(\mathbf{x}, t) - \nabla^2 p(\mathbf{x}, t) = f(\mathbf{x}_s, t), \quad (2.1)$$

onde \mathbf{x} representa as coordenadas espaciais, t a variável temporal e $c(\mathbf{x})$ o modelo velocidade que contém as informações das estruturas geológicas. $p(\mathbf{x}, t)$ é o campo de pressão que se propaga no meio e $f(\mathbf{x}_s, t)$ é a assinatura da fonte que gera o pulso sísmico.

Em um meio elástico, a propagação das ondas secundárias é levada em consideração e portanto utiliza-se uma outra equação denominada equação elástica da onda. Essa simulação apresenta mais informações sobre o meio uma vez que se aproxima um pouco mais da realidade.

Apesar de ser uma aproximação, a equação acústica consegue resultados satisfatórios, onde a seção sísmica obtida através da técnica de migração se aproxima bem da seção de refletividade em subsuperfície.

2.4 Processamento Sísmico

O processamento sísmico é uma etapa fundamental dentro dos métodos sísmicos (YILMAZ, 2001). Ele consiste na aplicação de um conjunto de diferentes técnicas nos dados adquiridos durante a aquisição sísmica (ALVES, 2009). O objetivo dessa etapa é obter uma imagem representativa da subsuperfície estudada.

O processamento sísmico visa aumentar a relação sinal ruído, obter uma melhor resolução sísmica, isolar os sinais desejados (reflexões primárias) e obter informações a respeito da subsuperfície, como por exemplo as velocidades e as refletividades das camadas geológicas. Dentre as principais etapas em um processamento sísmico está a migração sísmica. Essa técnica é uma das últimas etapas do processamento, podendo vir antes ou depois da etapa de empilhamento sísmico (migração pré e pós empilhamento).

É importante ressaltar que as estratégias usadas durante o processamento sísmico assim como os seus resultados são diretamente afetados pelos parâmetros utilizados durante a aquisição sísmica. Além disso, a absorção natural das altas frequências emitidas pela fonte sísmica tem um grande impacto no sinal registrado.

2.5 Migração Sísmica

A migração sísmica é uma técnica realizada no final do processamento sísmico e é de grande importância para se obter uma imagem condizente com a subsuperfície. No método

sísmico, o posicionamento correto das camadas geológicas na imagem da subsuperfície é fundamental para a construção do modelo geológico da área de interesse. Os dados registrados na superfície através dos geofones (aquisição terrestre) ou hidrofones (aquisição marítima) são, de forma simplificada, uma manifestação dos efeitos das propagações da onda em subsuperfície (CABRAL, 2011). Entretanto, os dados vindos da aquisição precisam passar pelo processamento sísmico antes de entrarem no algoritmo de migração. Isso ocorre devido à diversos fatores como ruídos (coerentes ou incoerentes), presença da assinatura da fonte (bolhas), presença do efeito de ghost, etc.

O objetivo da migração sísmica é reconstruir as seções sísmicas de modo que os eventos de reflexão sejam reposicionados para as sua devidas posições na subsuperfície, corrigir os tempos de reflexão verticais além de colapsar as difrações, aumentando assim a resolução espacial (ALVES, 2009). A migração pode ser vista como um problema inverso da modelagem sísmica devido ao fato de que o receptor torna-se a fonte e percorre o caminho inverso da onda propagada. Todos os refletores da subsuperfície podem ser considerados como uma infinidade de novas fontes sísmicas. Cada nova fonte sísmica dá origem a uma hipérbole de difração (ABDELKHALEK, 2013). O processo de migração permite que cada uma dessas hipérbolas possa ser refocalizada no seu ápice, garantindo assim que cada ponto esteja na localização exata.

A Figura 9 mostra uma seção antes e após a aplicação da migração sísmica. Após a técnica de migração os refletores não mais se cruzam, pois eles agora estão em suas corretas localizações, e conseqüentemente a resolução e qualidade da imagem aumentam. A exatidão dessa técnica depende, principalmente, da qualidade dos dados de entrada, da fidelidade do modelo de velocidade empregado e também da capacidade computacional disponível e da técnica de migração escolhida.

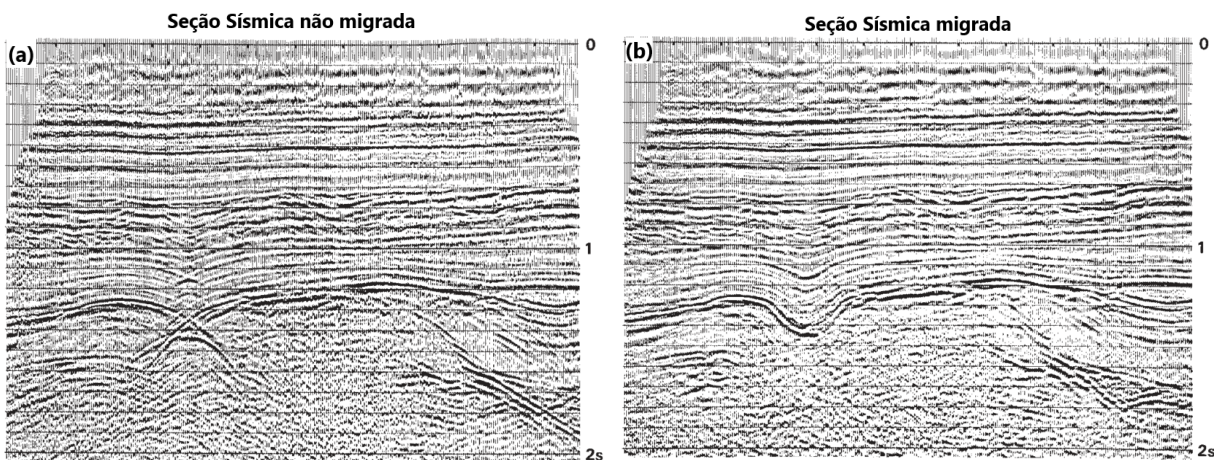


Figura 9 – Exemplo do funcionamento da técnica de migração sísmica. (a) Seção não migrada. (b) Seção migrada. Modificada de Kearey (2002).

As técnicas de migração existentes se baseiam, mesmo que de forma indireta, na solução da equação da onda que rege a propagação de ondas no meio estudado (Cabral,

2011). Dessa forma, de acordo com o método utilizado para realizar a propagação de ondas pode-se separar a migração em duas grandes famílias: Os métodos que utilizam o traçado de raios e os métodos baseados na extrapolação do campo de ondas (ABDELKHALEK, 2013).

Os métodos baseados no traçado de raios, onde a migração Kirchhoff é a mais conhecida e utilizada, têm como principal inconveniência a complexidade limitada do modelo de velocidade escolhido, devido ao fato de que a qualidade do modelo é proporcional à quantidade de raios utilizada e ao tempo de execução do algoritmo. Os métodos baseados na equação da onda tiveram suas primeiras implementações baseadas em ondas unidirecionais. Eles apresentam a vantagem da possibilidade de se levar em conta as trajetórias das ondas em ambientes complexos (ABDELKHALEK, 2013).

Existem diversas técnicas de migração que podem ser utilizadas para reposicionar os refletores corretamente, cada uma tendo critérios de execução e qualidade de imageamento diferentes. Dentre os métodos existentes podemos citar a migração reversa no tempo (RTM), a migração Kirchhoff, a migração por rotação de fase e a migração split- step (SILVA, 2009). Além disso, a migração pode ser empregada antes ou depois da realização do empilhamento, sendo denominadas de migração pré-stack e migração pós-stack respectivamente (ALVES, 2009).

2.5.1 Migração em tempo e em profundidade

A técnica de migração sísmica pode ser classificada em migração em tempo e migração em profundidade (YILMAZ, 2001). Essa classificação não possui uma relação direta com os eixos verticais da imagem produzida. As imagens produzidas por ambos os processos podem ser analisadas tanto em tempo quanto em profundidade. O que diferencia uma migração em tempo de uma em profundidade são as premissas físicas que o algoritmo de migração utiliza (VALENTE, 2013). Para a Geofísica, isso se resume no grau de acurácia do modelo de velocidade, como a velocidade é computada, construído utilizando como base o ambiente geológico estudado.

A migração em tempo é eficiente e apresenta um algoritmo robusto. Essa técnica é um processo frequentemente utilizado na indústria justamente por sua capacidade de produzir imagens com níveis altos de focalização dos refletores tendo um baixo custo computacional. Contudo, essas imagens com boas resoluções são possíveis apenas em estruturas geológicas simples, ou seja, com pequenas variações laterais de velocidade, pois de outro modo a aproximação hiperbólica do tempo de trânsito não é feita de modo satisfatório (VALENTE, 2013), gerando assim diversos artefatos na seção migrada.

Em regiões onde a velocidade varia mais abruptamente, a migração em profundidade é a mais indicada. Nos algoritmos desse tipo de migração não há aproximações de tempo de

trânsito e o modelo de velocidade não apresenta nenhuma condição especial. Devido a isso, a migração em profundidade consegue gerar imagens consistentes de áreas geologicamente complexas (VALENTE, 2013).

Um problema a ser enfrentado na migração em profundidade é o seu custo computacional elevado e a necessidade de um modelo de velocidades preciso (VALENTE, 2013). Deve-se sempre lembrar que a migração em profundidade assume um modelo de velocidades das estruturas geológicas conhecido. Se o modelo estiver incorreto então a migração também estará (ALVES, 2009). Após a execução da migração em profundidade tem-se uma seção migrada em profundidade e assim, uma imagem mais detalhada da geologia em subsuperfície.

2.5.2 Migração Pré e Pós Empilhamento

No processamento sísmico a etapa de migração pode ser realizada antes do empilhamento ou após o empilhamento, sendo denominadas migração pré-empilhamento e migração pós-empilhamento, respectivamente (YILMAZ, 2001).

A diferença entre essas duas abordagens é, de forma geral, a quantidade de migrações realizadas. Na migração pré empilhamento, o processo de migração é realizado para cada sismograma adquirido na aquisição sísmica. A migração pós empilhamento por sua vez utiliza como dado de entrada apenas a seção sísmica empilhada e o modelo de velocidade. Assim, tem-se que em uma migração pré empilhamento, o processo é realizado para a mesma quantidade de tiros registrados na aquisição, enquanto que na migração pós empilhamento o processo ocorre apenas uma vez (BULCÃO, 2004).

Devido a quantidade de migrações realizadas, a abordagem pré empilhamento é mais custosa computacionalmente e necessita de uma grande quantidade de memória, visto que é necessário armazenar todas as seções migradas para depois realizar o empilhamento. Apesar desse maior custo computacional, os resultados apresentados pela migração pré empilhamento apresentam uma maior qualidade quando comparados com os produzidos pela migração realizada em uma seção já empilhada (KEAREY *et al*, 2009).

2.6 Migração Reversa no Tempo

O conceito geométrico da migração pode ser utilizado somente em estruturas geológicas simples (BULCÃO, 2004). Dessa forma, em meios geológicos complexos utiliza-se métodos baseados na equação da onda. Existem diversas técnicas de migração, a que será abordada neste trabalho é a chamada migração reversa no tempo (RTM). Essa técnica é baseada na equação da onda e assim, é utilizada em meios com fortes variações laterais de velocidade.

Na migração reversa no tempo, o sismograma obtido na aquisição sísmica funciona como uma fonte que vai sendo propagado reversamente no tempo, ou seja, a propagação ocorre do tempo final (t_f) até o tempo inicial (t_0). A imagem final migrada é obtida através da utilização de uma condição de imagem. Assim como as técnicas de migração, existem diversas condições de imagem.

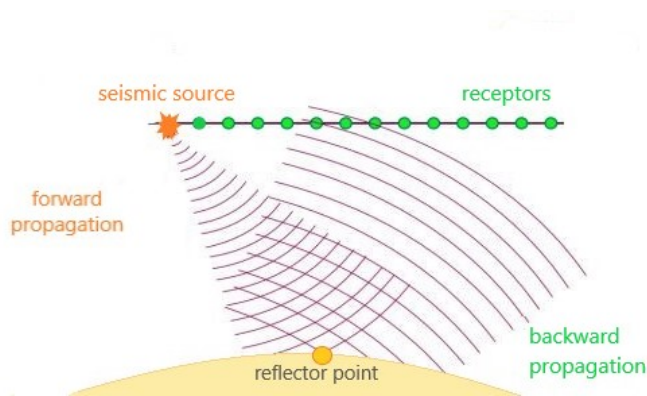


Figura 10 – Esquema mostrando o princípio da RTM onde há a propagação e retropropagação dos campos de onda.

Na Figura 10 mostra-se o princípio do imageamento onde a localização dos refletores em subsuperfície é dada quando a primeira chegada das ondas descendentes coincide em tempo e espaço com a primeira chegada de uma onda ascendente (CLAERBOUT, 1971).

Na aquisição sísmica, a fonte gera uma perturbação que começa a se propagar em direção à subsuperfície. As reflexões que ocorrem devido às diferentes impedâncias são registradas pelos receptores na superfície, dando origem ao sismograma. No caso da Figura 10, a fonte registra o ponto de reflexão (*reflector point*) e a migração reversa no tempo, utiliza o ponto de reflexão como uma nova fonte sísmica e ocorre a depropagação. Em seguida, compara-se os campos armazenados e onde há uma correlação ocorre o imageamento.

A criação de uma imagem satisfatória da subsuperfície depende de diversos fatores. Dentre eles, o que mais afeta a qualidade do imageamento é o modelo de velocidade utilizado para realizar a depropagação do campo de ondas registrado e, principalmente, a aplicação de uma condição de imagem adequada.

A RTM necessita de uma condição de imagem para realizar o imageamento da subsuperfície. Existem diversas condições de imagem que podem ser implementadas e que fornecem imagens com uma qualidade razoável. Dentre as mais utilizadas tem-se a condição de imagem com tempo de excitação e a condição de imagem por correlação cruzada. A primeira é baseada na formação da imagem comparando o tempo de depropagação com o tempo de trânsito, quando ambos estiverem na mesma posição espacial em subsuperfície uma imagem é criada. A condição por correlação cruzada faz uma comparação entre os

campos incidentes e refletidos para todos os tempos e onde eles coincidem espacialmente há a formação da imagem (SILVA, 2009).

Essas duas condições de imagem foram implementadas no algoritmo da RTM utilizando modelos sintéticos. Por esse motivo, além da etapa de migração, realizou-se a técnica de modelagem sísmica. Essa é responsável pela simulação da propagação de ondas e tem como resultado final um sismograma sintético. De forma geral, pode-se dizer que a modelagem realiza a função da aquisição sísmica em testes sintéticos.

A Equação 2.1 rege tanto a propagação do campo de onda, etapa de modelagem, quanto a depropagação do mesmo, etapa de migração. Assim sendo, as precauções dos critérios de estabilidade e dispersão, assim como a condição de borda, usados na etapa de modelagem, devem ser mantidas na realização da migração reversa no tempo.

A migração RTM possui algumas vantagens em relação a outros métodos de migração, em especial os que utilizam a metodologia do traçado de raios. Entre essas vantagens, pode-se citar a sua capacidade de lidar corretamente com as variações laterais de velocidades e meios geologicamente complexos (ZHANG, 2009). Apesar dessas vantagens evidentes, a RTM apresenta alguns artefatos inerentes ao seu algoritmo, como por exemplo a inserção de baixas frequências e as anomalias vindas da matriz de tempo de trânsito cuja a presença prejudica a construção da imagem final.

É importante ressaltar que a migração RTM não necessita utilizar modelos de velocidades com um alto detalhamento das estruturas geológicas. De forma geral, ela necessita de boas estimativas das velocidades presentes nos modelos (Bulcão, 2004). Essa característica da migração reversa no tempo a coloca entre as migrações mais utilizadas na indústria visto que é extremamente complexa a construção de um modelo de velocidades que contenham informações altamente detalhadas das estruturas geológicas existentes em subsuperfície.

2.7 Condições de Imagem

Após a aquisição sísmica, os dados adquiridos são processados e utilizados como entrada no algoritmo de migração (SILVA, 2009). Neste trabalho, a fim de evitar as inúmeras etapas de processamento dos dados, os mesmos foram gerados sinteticamente.

Na etapa de migração, os refletores da subsuperfície são realocados para localizações geologicamente mais coerentes. Para tal, nas técnicas de migrações usando a equação da onda utiliza-se equações conhecidas como condições de imagem. Essas condições têm como finalidade a geração de uma imagem da subsuperfície. Ao final da aplicação das condições de imagem, somam-se as imagens para vários tiros gerando a seção final migrada (SILVA, 2009).

A ideia fundamental da condição de imagem é geração de uma imagem através da extrapolação dos campos de pressão. Esses campos são definidos como campos ascendente e descendente. O primeiro é originado pela fonte sísmica e o segundo gerado pelos refletores em subsuperfície. A condição de imagem é responsável por relacionar estes dois campos gerados durante a propagação de ondas a fim de obter uma imagem migrada (BULCÃO, 2004).

Existem diversas abordagens para a criação e utilização de uma condição de imagem. Dentre as mais utilizadas tem-se a condição de imagem por tempo de excitação, que utiliza o tempo de chegada das frentes de onda em cada ponto da malha, e a condição de imagem com correlação cruzada (SILVA, 2009).

A condição de imagem é uma parte importante dos algoritmos de migração reversa no tempo. Ela é fundamental para a qualidade da imagem migrada da subsuperfície, assim como a quantidade de artefatos gerados na imagem final migrada.

2.7.1 Condição de Imagem por Tempo de Excitação

Segundo Silva (2009), a condição de imagem utilizando o tempo de excitação é baseada no tempo que o campo de ondas necessita para atingir cada ponto da malha a partir da fonte sísmica (Figura 11). Esse tempo é registrado em uma matriz conhecida como matriz de tempo de trânsito que é utilizada na retropropagação dos dados armazenados no sismograma.

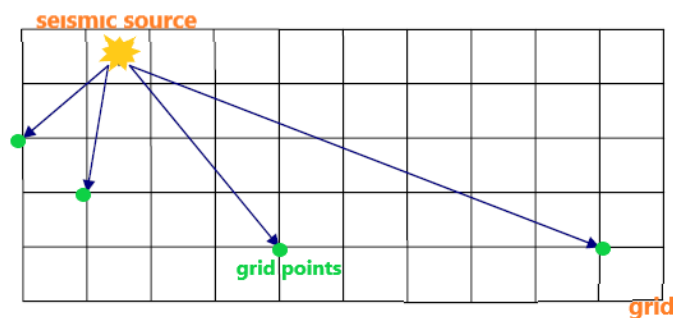


Figura 11 – Tempo de chegada dos campos de ondas propagados. Modificado de Silva (2009).

Existem diversos métodos para se registrar o tempo de chegada dos campos de ondas, como o método do traçado de raios e o critério de amplitude máxima. Neste último, o tempo de chegada é registrado quando o campo de ondas atinge sua maior amplitude em cada ponto da malha. Esses tempos serão registrados na matriz de tempo de trânsito e utilizados na etapa da migração sísmica, através de uma comparação entre os tempos da matriz com os tempo de depropagação do sismograma.

Na condição de imagem por tempo de excitação há a propagação do campo de ondas onde os tempos de chegada são registrados na matriz de tempo de trânsito. A

segunda etapa consiste em depropagar os campos de onda contidos no sismograma e realizar uma comparação entre o tempo registrado na matriz de tempo de trânsito e o tempo do campo de ondas depropagado, quando eles forem iguais registra-se o campo depropagado.

A existência de um refletor ocorre quando os campos de ondas propagados da fonte e os depropagados dos receptores se encontram em tempo e espaço (Claerbout, 1971). A Equação 2.2 representa matematicamente a formação das imagens em subsuperfície para modelos acústicos (BULCÃO, 2004).

$$I(\Omega) = \sum_{t=0}^{t=t_f} u(\Omega, t) \cdot \beta[t - T(\Omega)], \quad (2.2)$$

onde, Ω representa, no caso bidimensional, as variáveis espaciais X e Z; t é o tempo durante a depropagação do campo de onda; t_f é o tempo de registro do sismograma; $I(\Omega)$ é a imagem em profundidade; $u(\Omega, t)$, no caso acústico, representa a pressão acústica; $T(\Omega)$ representa a matriz com os tempos de trânsito e β é uma função definida como 1 se $t = T(\Omega)$ ou como 0 se $t \neq T(\Omega)$

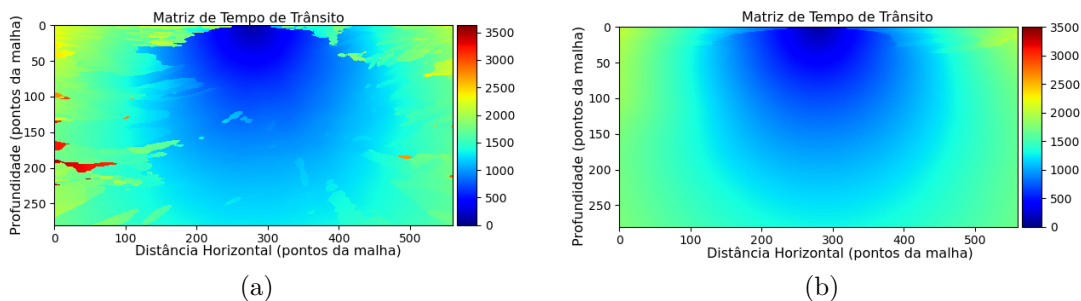


Figura 12 – A suavização dos modelos é importante a fim de evitar artefatos que prejudiquem a seção sísmica final. a) Matriz de tempo de trânsito gerada com o modelo bruto b) Matriz de tempo de trânsito gerada com o modelo suavizado.

Ao empregar a condição por tempo de excitação, os modelos de velocidade devem ser suavizados durante a etapa de propagação, para não gerar muitos artefatos no registro da matriz de tempo de trânsito (Figura 12), e na etapa de migração sísmica. A suavização é necessária para se evitar fortes reflexões nas interfaces do modelo já que essas podem somar-se a outros valores de amplitude provocando distorções nos valores de amplitude máxima, prejudicando assim as informações contidas na matriz de tempo de trânsito.

2.7.2 Condição de Correlação Cruzada

Na condição de imagem por correlação cruzada, assim como na condição de imagem anterior, os campos descendentes são obtidos através da propagação a partir da fonte

sísmica e os campos ascendentes são obtidos a partir da depropagação do sismograma. Ambos os campos são calculados através dos operadores de diferenças finitas.

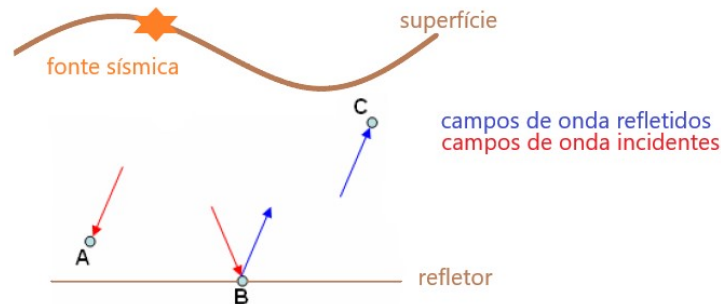


Figura 13 – Campos de onda incidente e refletidos utilizados na condição de imagem de correlação cruzada. Modificado de Silva (2009).

A Figura 13 mostra o conceito de correlação cruzada, nela os pontos A e C se encontram acima do refletor enquanto que o B está sobre o mesmo. O campo de ondas atinge primeiro o ponto A, em seguida o B e, por último o C. O campo de ondas que atinge o ponto A é o campo incidente (setas vermelhas), pois ainda não ocorreu nenhuma reflexão. No ponto B, presente sobre o refletor, temos tanto o campo de ondas incidente quanto o refletido (seta azul). Já no ponto C há apenas o campo de ondas refletido. Considerando os campos mencionados, onde o campo incidente será representado por P_{inc} e o refletido por P_{ref} , e fazendo o produto entre eles, temos:

No ponto A:

$$P_{inc} \times P_{ref} = 0. \quad (2.3)$$

isso ocorre devido ao fato de que $P_{ref} = 0$.

No ponto B:

$$P_{inc} \times P_{ref} \neq 0. \quad (2.4)$$

isso ocorre devido ao fato de que $P_{inc} \neq 0$ e $P_{ref} \neq 0$.

Por fim, no ponto C:

$$P_{inc} \times P_{ref} = 0. \quad (2.5)$$

isso ocorre devido ao fato de que $P_{inc} = 0$.

Dessa forma, o produto entre os campos incidentes e refletidos é diferente apenas no ponto sobre o refletor. A condição de imagem com correlação cruzada se baseia nesta

ideia. Ou seja, os campos de ondas incidentes e refletidos se encontram em tempo e espaço apenas sobre o refletor, o que torna o seu produto diferente de zero neste ponto.

Assim, a imagem é formada com o somatório da multiplicação entre os campos de ondas incidentes e refletidos em todos os tempos:

$$I(i, j) = \sum_{t=0}^{t=Nt} P_{inc}(i, j, t) \cdot P_{ref}(i, j, t), \quad (2.6)$$

onde, $I(i, j)$ é a imagem gerada; Nt é o número total de passos de tempo; P_{inc} é o campo de ondas incidente; P_{ref} é o campo de ondas refletido.

Na teoria, o somatório será diferente de zero apenas nos pontos sobre o refletor e nos demais pontos ele terá valor nulo. Em simulações computacionais, o produto entre os campos incidente e refletido terá valores maiores próximos aos refletores e, nos demais pontos assumirá valores menores ou nulos.

3 Metodologia

Este capítulo mostra os principais métodos empregados no decorrer deste trabalho. As técnicas e procedimentos aqui retratados referem-se tanto ao processo de modelagem sísmica quanto ao de migração RTM. Primeiramente, abordou-se os métodos e condições necessários para o desenvolvimento dos algoritmos de modelagem e migração. Posteriormente, analisou-se o pós processamento das seções obtidas a fim de melhorar o imageamento dos modelos utilizados.

3.1 Método Diferenças Finitas

A simulação matemática e computacional de fenômenos físicos requer diversas aproximações e condições no seu desenvolvimento. A equação da onda acústica mostrada na teoria está explicitada em sua forma matemática (Equação 2.1). Entretanto, esse tipo de notação não pode ser utilizada em algoritmos. Isso acontece porque computadores utilizam uma linguagem própria, e portanto ao realizar simulações computacionais essa diferença deve-se sempre ser levada em consideração. Assim, para resolver computacionalmente a equação da onda, deve-se discretizá-la. Para tal, emprega-se, entre outros, o Método das Diferenças Finitas (MDF).

O MDF consiste na aproximação da equação diferencial de interesse utilizando os Operadores de Diferenças Finitas. Existem dois tipos principais de malhas utilizadas para a discretização das equações diferenciais, a malha simples (Figura 14a) e a malha intercalada (Figura 14B).

Nas malhas intercaladas utilizam-se os pontos da malha original (pontos pretos na Figura 14b) para aproximar as derivadas nos pontos da malha intermediária (pontos brancos na Figura 14b) e vice versa (DI BARTOLO, 2010).

Na malha simples tem-se que cada ponto possui todas as informações sobre as propriedades do meio, e é a partir dela que o domínio é discretizado. Neste trabalho, a malha simples foi utilizada, espaçada igualmente em todos os graus de liberdade do problema em questão (Figura 14).

As derivadas da equação diferencial, responsável pela discretização, podem ser aproximadas de três formas diferentes: através de diferenças regressivas, de diferenças centrais ou de diferenças progressivas (DI BARTOLO, 2013). Destas, a mais utilizada é a diferença central, pois esta possui uma maior similaridade com o resultado analítico, como pode-se observar na Figura 15.

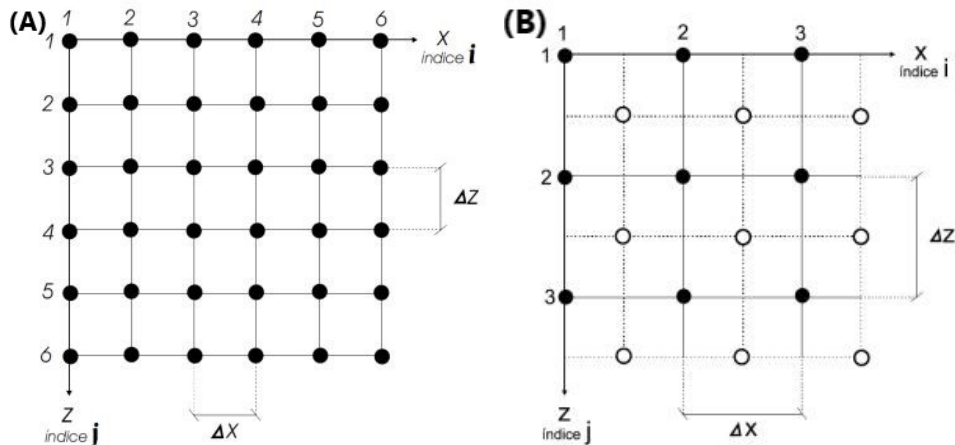


Figura 14 – Malhas usadas no método das diferenças finitas, onde a direção horizontal e a profundidade são representadas pelas letras x e z respectivamente. Δx e Δz representam os espaçamentos nas malhas. (a) Malha Simples. (b) Malha Intercalada. Modificada de Di Bartolo (2013).

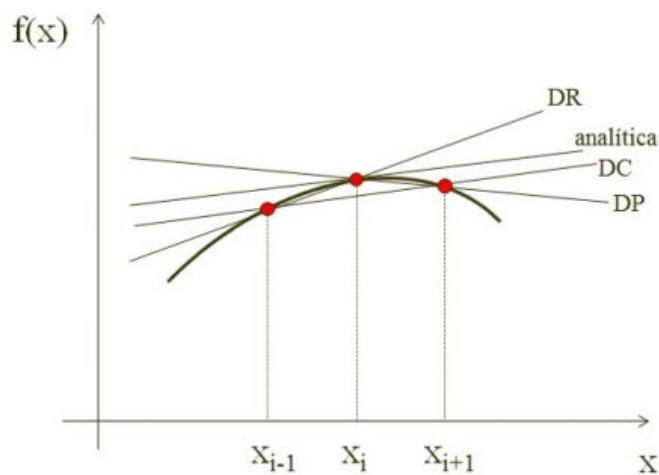


Figura 15 – Aproximações utilizando o método das diferenças finitas em uma dimensão (DI BARTOLO, 2013).

3.1.1 Operadores de Diferenças Finitas

O método das diferenças finitas necessita de operadores para que a discretização das equações de interesse seja realizada. Assim, cada termo de derivadas parciais da Equação 3.1 foi substituído por operadores de diferenças finitas a fim de tornar possível a resolução computacional, neste trabalho, da equação da onda. Esses operadores são classificados de acordo com a sua ordem e esta é proporcional ao número de pontos utilizados na malha de discretização. Operadores de quarta ordem apresentam uma maior precisão quando comparados com os operadores de segunda ordem, e por isso foram utilizados na modelagem sísmica na realização deste trabalho para realizar a discretização espacial.

Ao utilizar os operadores de quarta ordem para a discretização da equação da onda

temos a seguinte equação de segunda ordem no tempo e quarta ordem no espaço:

$$P_{i,j}^{t+1} = \frac{\Delta t^2}{12h^2} c_{i,j}^2 (- (P_{i+2,j}^t - P_{i-2,j}^t - P_{i,j+2}^t - P_{i,j-2}^t) + 16(P_{i+1,j}^t + P_{i-1,j}^t + P_{i,j+1}^t + P_{i,j-1}^t) - 60(P_{i,j}^t)) + 2P_{i,j}^t - P_{i,j}^{t-\Delta t}, \quad (3.1)$$

onde Δt representa a marcha de tempo e $\Delta x = \Delta z = h$ (considerando uma malha quadrada), representa o espaçamento da malha simples em metros.

3.1.2 Critérios de Estabilidade e Dispersão Numérica

Como todos os métodos numéricos, o MDF apresenta erros de aproximação inerentes. No caso da equação da onda temos que os erros são caracterizados tanto pela instabilidade quanto pela dispersão numérica (DI BARTOLO, 2010).

A fim de que o erro produzido pelo Método das Diferenças Finitas seja pequeno e não aumente conforme ocorra as interações, isto é, para que ele seja estável, precisa-se calcular o maior intervalo Δt que é responsável por manter a estabilidade durante a simulação:

$$\Delta t \leq \frac{h}{\beta c_{max}}, \quad (3.2)$$

onde, Δt é o incremento de tempo; h é o espaçamento da malha de discretização; β é o parâmetro de estabilidade e c é o modelo de velocidade.

Com relação a dispersão numérica, devemos levar em consideração o espaçamento do grid também chamado de malha de diferenças finitas (MUFTI, 1996). E portanto, deve-se satisfazer a equação:

$$h \leq \frac{c_{min}}{\alpha f_{corte}}, \quad (3.3)$$

onde, h é o espaçamento da malha de discretização; c é o modelo de velocidade; α é o parâmetro de dispersão; f_{corte} é a frequência de corte.

Neste trabalho, utilizou-se o valor três para o critério de dispersão (α) e quatro para o parâmetro de estabilidade (β).

3.2 Condição de Borda

Após obter a equação da onda discretizada através do MDF, deve-se analisar o problema intrínseco à modelagem sísmica referente às bordas do modelo sintético criado.

Em uma aquisição real, as ondas propagam-se em um meio considerado semi-infinito, não havendo assim bordas.

O problema das bordas no modelo sintético ocorre quando as ondas sísmicas artificiais, ao se propagarem, acabam refletindo nas bordas e estas se sobrepõem às reflexões das estruturas geológicas do modelo. Deste modo, sismogramas sintéticos sem a retirada dos efeitos de borda, como o mostrado na Figura 17a, não fornecem informações somente do modelo de velocidade utilizado e sim apresentam informações das reflexões da subsuperfície sobrepostas com as criadas pelas bordas do modelo. Dessa forma, a migração sísmica se torna impraticável (CERJAN, 1985).

Os efeitos de borda podem ser solucionados, de forma ideal, considerando-se um modelo infinito onde as reflexões provocadas pelas bordas não sejam gravadas no sismograma. Essa solução, no entanto, é inviável computacionalmente. Assim, utiliza-se a condição de Cerjan para atenuar as reflexões vindas das bordas do modelo.

A condição de Cerjan (1985) consiste na redução da amplitude das ondas sísmicas propagadas de forma gradual. Nesse método, cria-se uma camada amortecedora na malha de modelagem que atenua a amplitude do campo de pressão gradativamente, onde aplica-se uma função amortecedora (Figura 16). Esta é responsável pela diminuição da amplitude e através dessa redução as reflexões devido às bordas do modelo são atenuadas. A função amortecedora é dada por:

$$w(k) = \exp[(-fat(n_{amort} - k))^2], \quad (3.4)$$

onde, w é o fator de decaimento; fat representa o fator de amortecimento; k indica o índice para referenciar a distância dos pontos em relação à borda do modelo e n_{amort} representa o número de pontos do grid que farão parte da camada de amortecimento.

Após a implementação da condição de Cerjan, obteve-se sismogramas que contêm informações sobre as estruturas geológicas do modelo Marmousi. Esses sismogramas são de extrema importância pois é a partir deles que obtêm-se as imagens de subsuperfície na migração. Pode-se notar as visíveis diferenças entre os sismogramas sem e com a aplicação de um esquema para atenuar os efeitos de borda, respectivamente, na Figura 17.

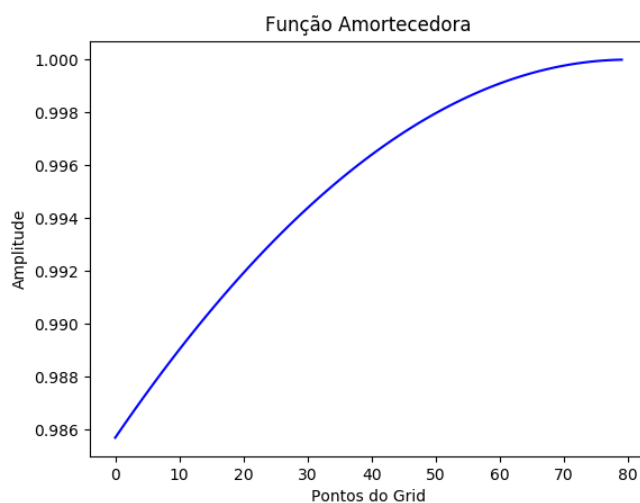


Figura 16 – Função Amortecedora usada neste trabalho com um fator de amortecimento de $1.5e-03$

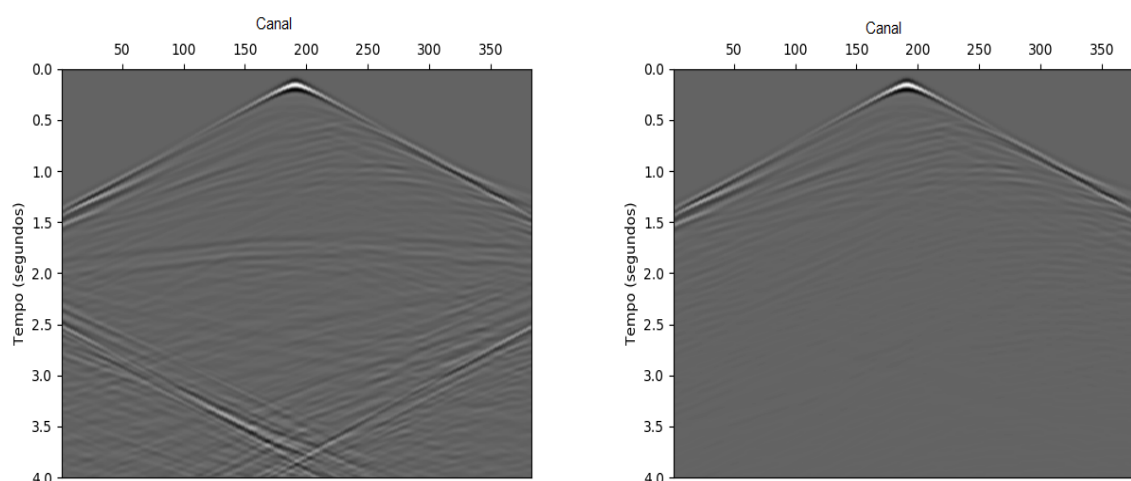


Figura 17 – (a) Sismograma sem a correção de efeitos de borda; (b) Sismograma com as devidas correções. Ambos referentes ao modelo Marmousi

3.3 Fonte Sísmica

A propagação das ondas sísmicas em um meio ocorre após a perturbação do mesmo. Uma fonte sísmica pode ser definida como qualquer mecanismo que tenha por objetivo a geração de ondas sísmicas que se propagarão através do meio estudado. Em aquisições terrestres, utiliza-se comumente como fontes dinamites, queda de pesos na superfície da Terra e o *Vibroseis*, caminhões responsáveis pela aquisição sísmica terrestre (SHERIFF, 1995). Já em levantamentos marinhos utilizam-se, majoritariamente, canhões de ar como fonte sísmica.

Neste trabalho foram feitos testes sintéticos para a simulação da propagação da onda e para a realização da migração reversa no tempo. Isso foi feito utilizando a equação

da onda na qual tem-se o termo $f(t)$ representando a fonte sísmica.

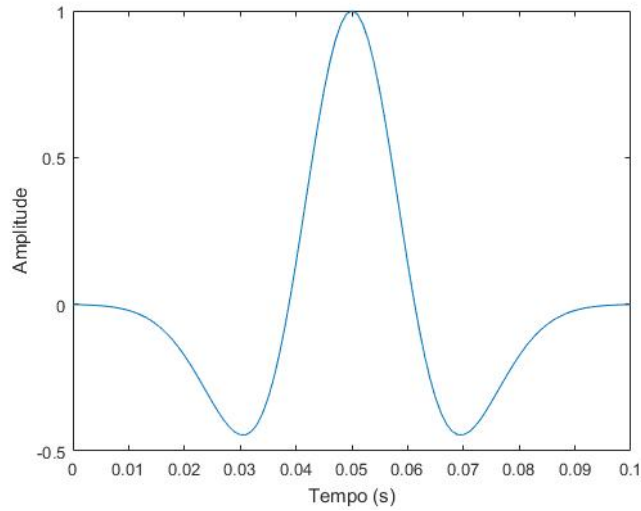


Figura 18 – Pulso de Ricker utilizado para simular a fonte sísmica, com uma frequência de 30 Hz.

Para a simulação da fonte sísmica utilizou-se a função de Ricker com uma frequência de 30Hz cujo gráfico está representado na Figura 18. Essa função foi escolhida por ser limitada em frequência, de fase nula e não possuir descontinuidades.

$$f(t) = \left[1 - 2\pi(\pi f_c t_d)^2\right] e^{-\pi(\pi f_c t_d)^2}, \quad (3.5)$$

onde t_d é o tempo defasado, responsável pelo deslocamento da fonte e é definido por:

$$t_d = t - \frac{2\sqrt{\pi}}{f_c}, \quad (3.6)$$

e f_c é um parâmetro relacionado com a frequência de corte (f_{corte}) determinado por:

$$f_c = \frac{f_{corte}}{3\sqrt{\pi}}. \quad (3.7)$$

A Figura 18 mostra a forma da fonte sísmica que é utilizada como fonte sintética. Pode-se notar que ela é bem similar a uma wavelet encontrada em dados sísmicos reais após o pré-processamento, o que garante uma maior fidelidade às nossas simulações durante o processo de modelagem sísmica.

3.4 Geometria de aquisição

Durante a aquisição sísmica, um parâmetro de grande importância é a geometria onde ocorre a aquisição é realizada. Essa etapa apresenta informações vitais para o prosseguimento dos métodos sísmicos.

A geometria pode ser definida como a etapa do processamento onde todas as informações de cada traço registrado durante a aquisição são inseridas. Algumas informações importantes da aquisição são a posição da fonte e dos receptores, o afastamento entre a fonte e o receptor (offset), o ponto médio comum (CMP), entre outras. Todos esses valores serão inseridos no header dos traços sísmicos, permitindo assim que o processamento sísmico ocorra (SOARES, 2011). A geometria é uma etapa muito relevante para o processamento uma vez que qualquer informação errada presente na geometria comprometerá o processamento sísmico.

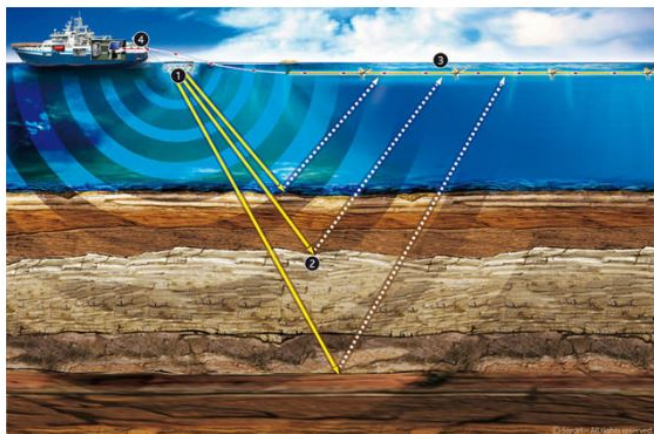


Figura 19 – Aquisição com geometria do tipo end on, comumente utilizada em aquisições marítimas. Fonte: [Página da Sercel](#). Acesso: Jun.2019

A Figura 19 mostra uma aquisição do tipo end on, comumente utilizada nas aquisições marinhas. Nesse tipo de aquisição, utiliza-se comumente a geometria end on. Essa é caracterizada por apresentar a fonte sísmica na frente dos hidrofones, como mostrado na Figura 19.

Neste trabalho, para a modelagem dos sismogramas com as informações do modelo de velocidade simulou-se uma aquisição spread fixo com o objetivo de facilitar o algoritmo. Foram realizados 64 tiros distribuídos na superfície do modelo de velocidade onde receptores foram posicionados. A fonte utilizada foi uma *wavelet* Ricker com frequência de corte de 30 Hz.

É importante ressaltar que os dados gerados sinteticamente na modelagem simulam os dados obtidos em uma aquisição sísmica. Esse procedimento é tipicamente utilizado para a validação de algoritmos de imageamento, além disso, evita-se o pré-processamento dos dados para atenuação de ruídos.

3.5 Modelos de Velocidade

O imageamento sísmico é realizado, geralmente, em três etapas: pré-processamento dos dados, construção do modelo de velocidade e a utilização de uma técnica de migração (ABDELKHALEK, 2013). Para que a modelagem e a migração possam ser empregadas de forma correta, é necessária a criação de modelos sintéticos que representem a subsuperfície. Esses modelos são compostos por diversas velocidades, cada uma relacionada a alguma rocha específica.

Existem diversas técnicas para construir o modelo de velocidade de migração que servirá de suporte para a modelagem e migração. Essas técnicas são baseadas na utilização da velocidade dos eventos sísmicos registrados. Em meios geológicos simples a abordagem baseada na análise de velocidade e na correção de NMO fornecem uma primeira ideia das estruturas da subsuperfície. Já para meios mais complexos utiliza-se a tomografia, a estereotomografia ou a análise de velocidade de migração que permitem que o modelo de velocidade de migração seja construído (ABDELKHALEK, 2013). Em modelos sintéticos não há a necessidade de utilizar-se essas técnicas visto que tem-se de antemão o conhecimento das estruturas que os compõem.

Neste trabalho foram utilizados dois modelos de velocidade sintéticos onde as ondas são propagadas. O primeiro apresenta três camadas plano paralelas, mostrado na Figura 20, 383x141 e espaçamento da malha de 10 (pontos do grid) onde as velocidades aumentam conforme a profundidade.

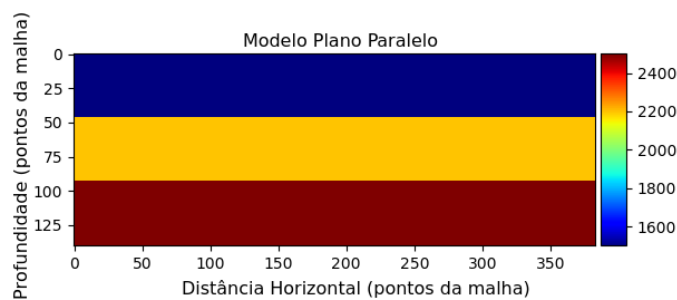


Figura 20 – Modelo com camadas plano-paralelas utilizado no presente trabalho. As cores representam as velocidade de cada estrutura.

O segundo modelo sintético é o modelo Marmousi, mostrado na Figura 21, criado em 1988 pelo Instituto Francês de Petróleo (IFP) com a finalidade de testar algoritmos para melhorar as imagens em estruturas geológicas complexas. Ele foi baseado na Bacia Cuanza, situada na Angola e apresenta em si estruturas geológicas complexas, como falhas e dobras. Neste trabalho o modelo Marmousi foi redimensionado para 560x281, e espaçamento da malha de 10 (pontos do grid), com o intuito de adequar aos recursos computacionais disponíveis.

Esses modelos são de grande importância pois são neles que as ondas serão propa-

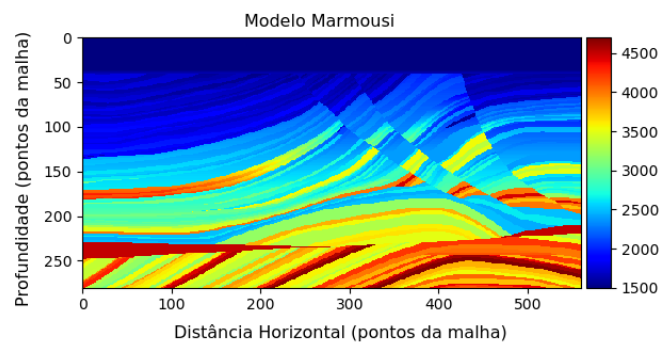


Figura 21 – Modelo Marmousi utilizado neste trabalho. As cores representam as velocidades de cada estrutura.

gadas. Na migração pretende-se recuperar esses modelos gerando-se uma imagem o mais fiel possível com as figuras apresentadas nesta seção

3.6 Sismogramas

Os sismogramas possuem as informações da subsuperfície coletadas durante a aquisição sísmica. Eles são utilizados como dados de entrada no algoritmo de migração RTM após serem condicionados (ruídos atenuados e onda direta removida).

Neste trabalho, para evitar as diversas etapas de pré processamento dos dados, os dados utilizados na aplicação da migração foram gerados sinteticamente através da etapa de modelagem sísmica (Figura 22).

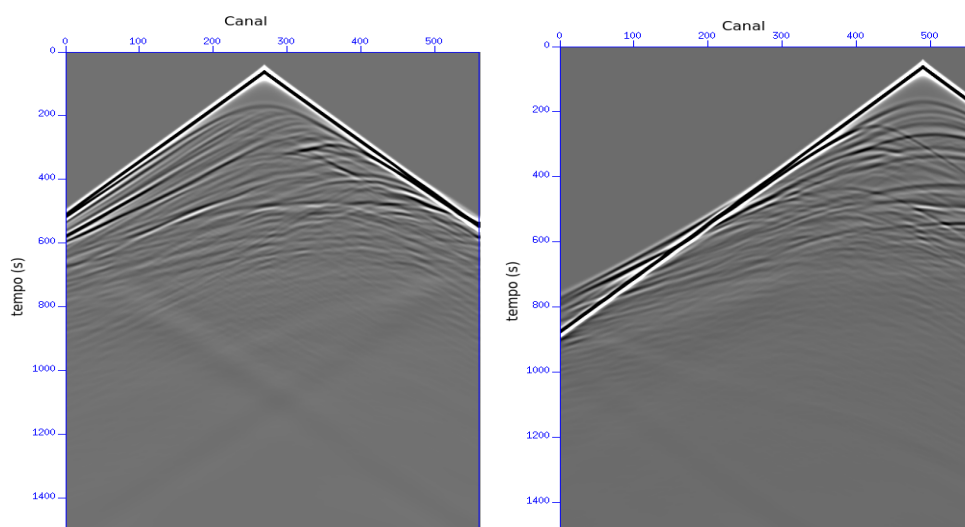


Figura 22 – Sismogramas sintéticos obtidos durante a modelagem sísmica utilizando o modelo Marmousi.

3.7 Remoção da onda direta

Os sismogramas obtidos tanto na modelagem do modelo real quanto na modelagem para a obtenção da matriz da tempo de trânsito possuem um evento sísmico denominado onda direta. As ondas diretas são os primeiros eventos que aparecem em um registro sísmico nos afastamentos mais curtos, já que para os longos afastamentos as ondas transmitidas são as primeiras a serem registradas (DUARTE, 2000). Durante a propagação as ondas viajam em diversas trajetórias (Figura 23). A onda direta é aquela que viaja paralelamente a superfície e por isso ela é a primeira a ser registrada pelos receptores nos afastamentos mais curtos, sendo então o primeiro evento em um registro sísmico.

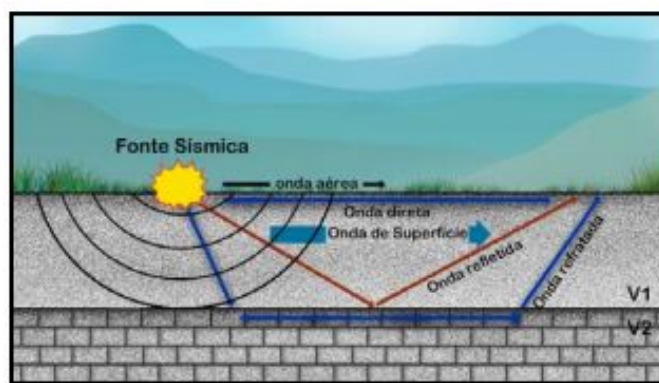


Figura 23 – Esquema mostrando as diferentes trajetórias das ondas durante a propagação (Prodocimi et al, 2016).

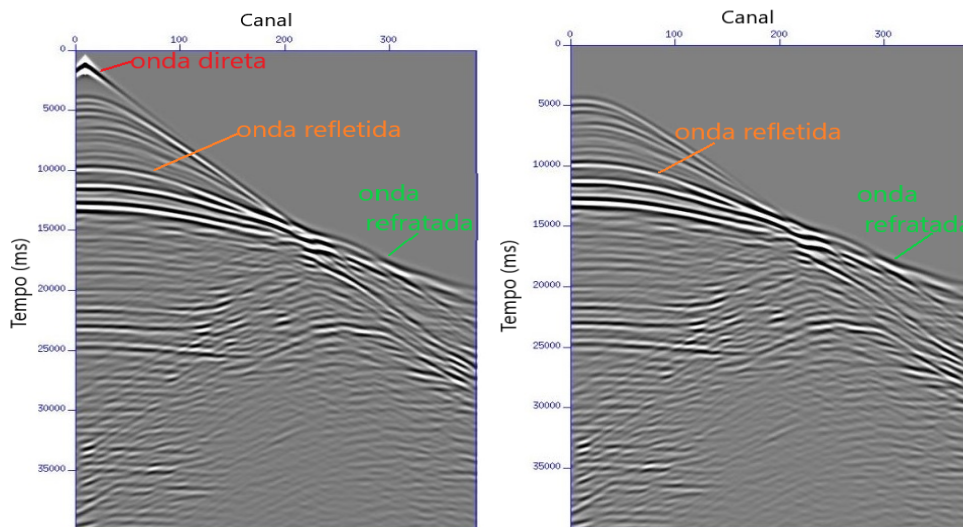


Figura 24 – Sismogramas com e sem onda direta.

As ondas diretas não trazem informações da subsuperfície e apresentam uma alta amplitude quando comparada com os eventos sísmicos. Devido a isso, ela deve ser removida para não fazer parte da construção do campo ascendente e não provocar artefatos na seção migrada final (Figura 24). Vale ressaltar que as ondas refratadas permaneceram nos sismogramas visto que não foram atenuadas.

A remoção da onda direta foi feita ao se realizar a propagação de ondas em um modelo contendo apenas a velocidade da água. O resultado desta simulação é um sismograma contendo apenas a onda direta. Após a obtenção desse, realizou-se uma subtração do sismograma vindo da modelagem sísmica dos modelos estudados com o sismograma obtido com o modelo com a velocidade da água. O resultado obtido foi um sismograma contendo informações apenas dos modelos de velocidade, sem a onda direta.

3.8 Suavização do modelo de velocidade

A utilização de modelos suaves contribui para a obtenção de bons resultados ao implementar o algoritmo de migração RTM. À medida que as ondas se propagam no meio geológico em longos afastamentos algumas descontinuidades na matriz de tempo de trânsito são gerados.

As descontinuidades presentes na matriz de tempo de trânsito (Figura 12) são reproduzidos nas imagens obtidas para cada tiro realizado. Esses efeitos indesejados sofrem interferências construtivas ao realizar-se o empilhamento e a imagem final apresenta essas descontinuidades.

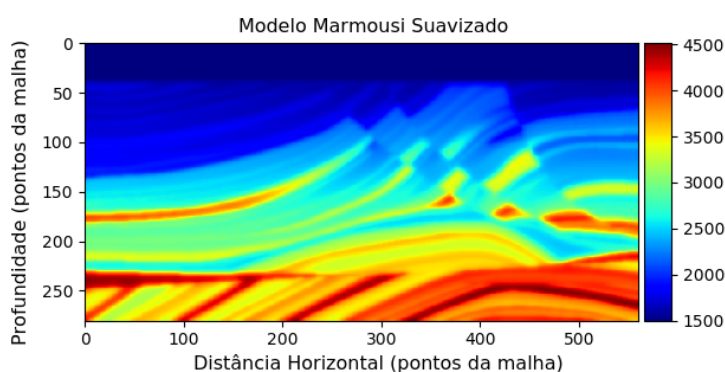


Figura 25 – Suavização realizada para o modelo Marmousi. Esta é importante para a atenuação dos artefatos inseridos pela matriz de tempo de trânsito

A fim de evitar esses artefatos e, conseqüentemente, obter uma melhor imagem da região de interesse, os modelos de velocidade foram suavizados (Figura 25). Essa foi feita utilizando a vagarosidade (inverso da velocidade) com um fator de suavização 50. Estes foram os dados de entrada para o algoritmo de RTM.

3.9 Condicionamento da Imagem

3.9.1 Aplicação de um silenciamento nas seções migradas

Um aspecto importante sobre a migração RTM é o empilhamento realizado utilizando as imagens geradas por cada tiro. Basicamente, soma-se as contribuições que cada posição da fonte apresenta para gerar a seção final.

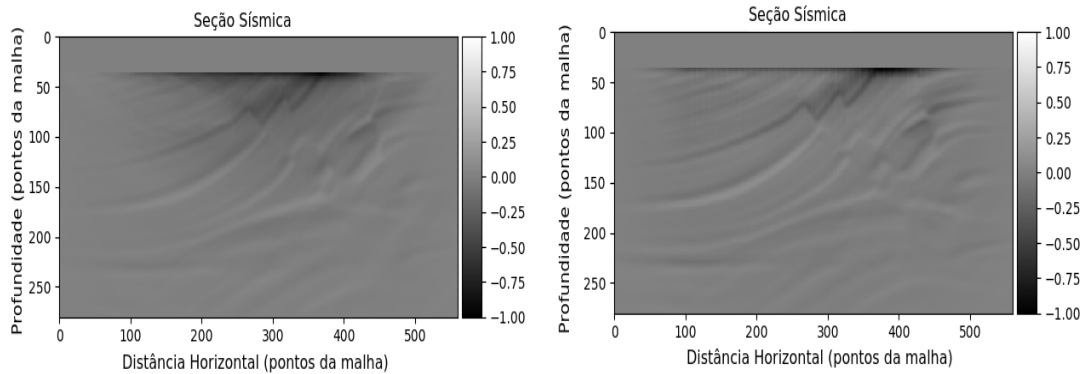


Figura 26 – Seções migradas utilizando a condição de imagem por tempo de excitação. a) Seção migrada sem nenhum pós processamento. b) Seção migrada com os longos offsets silenciados.

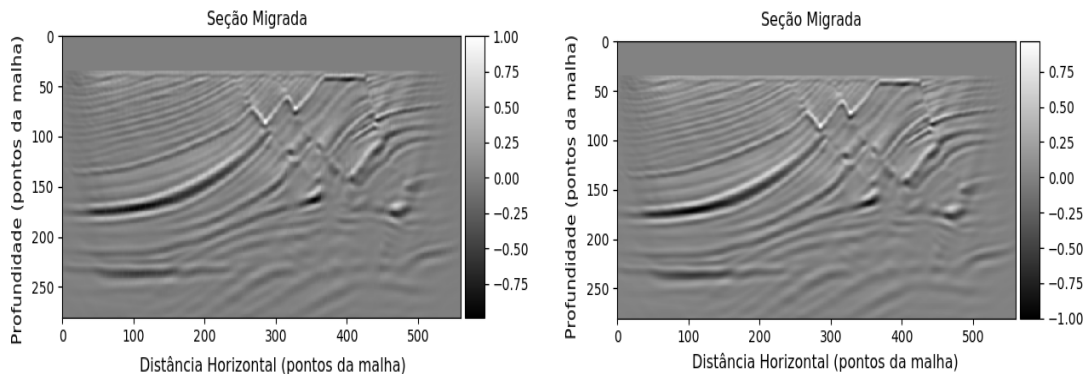


Figura 27 – Seções migradas utilizando a condição de imagem por correlação cruzada. a) Seção migrada sem nenhum pós processamento. b) Seção migrada com os longos offsets silenciados.

Entretanto, para cada tiro, à medida que a onda se propaga para os longos afastamentos gera-se artefatos que podem comprometer a integridade da seção final empilhada. A fim de evitar esse problema, aplicou-se um silenciamento dos longos afastamentos para todas as seções antes de empilhá-las. Dessa forma, evita-se a perpetuação dos artefatos gerados por cada tiro.

A Figura 26 mostra a seção final do modelo Marmousi empregando a condição por tempo de excitação antes e após a aplicação do silenciamento dos longos afastamentos. Visualmente, não há uma grande diferença mas é possível observar um pouco mais de definição das estruturas após a aplicação do silenciamento dos longos afastamentos.

O mesmo ocorre para a seção onde empregou-se a condição por correlação cruzada (Figura 27). As imagens são similares mas após a aplicação do silenciamento dos longos afastamentos tem-se uma melhor definição das camadas e não há a presença de possíveis artefatos.

Além dos longos afastamentos, a camada de água também foi silenciada visto que, por estar perto da fonte sísmica, esta camada apresenta uma quantidade alta de energia o que dificulta a visualização das camadas do modelo em si, além de não fornecer informações relevantes para o imageamento.

3.9.2 Filtros

Os artefatos inerentes ao algoritmo da RTM são caracterizados por uma baixa frequência fazendo com que a aplicação de filtros seja uma opção de atenuação. Portanto, neste trabalho foram aplicadas duas abordagens distintas com o objetivo de minimizar os artefatos presentes na seção sísmica resultante do algoritmo da RTM.

A primeira estratégia foi a aplicação de um filtro corta baixa, visto que a RTM produz artefatos de baixa frequência. Esse filtro tem como propósito selecionar as frequências que priorizem a construção de uma imagem mais coerente. A segunda estratégia utiliza o filtro laplaciano que é recomendado em processamentos de imagens segundo diversos autores (ZHANG, 2009).

Os artefatos provocados pelas baixas frequências podem ser atenuados por um filtro corta baixa, que seleciona o conteúdo de frequência do dado sísmico de acordo com o parâmetro de corte selecionado. A faixa de frequência é delimitada por uma frequência de corte (f_{cut}) onde valores de frequências maiores no sinal sísmico são preservados, enquanto os valores de frequência menores tem suas amplitudes atenuadas.

Outro método para a atenuação dos artefatos muito citado na literatura é aplicar o filtro laplaciano na imagem migrada. A vantagem de se utilizar o laplaciano é devido a sua habilidade de remover os artefatos inerentes da RTM, incluindo os de baixa frequência, enquanto preserva os mergulhos íngremes, importantes nas estruturas complexas (ZHANG, 2009). O filtro laplaciano é definido como a aplicação da derivada espacial a imagem migrada, a equação a seguir apresenta o caso 2D:

$$I(x, y) = \nabla^2 I(x, y) = \frac{\partial^2 I}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 I}{\partial z^2}. \quad (3.8)$$

4 Resultados

Este capítulo mostra os resultados obtidos durante a realização deste trabalho. Primeiramente será apresentado os resultados das duas condições de imagem empregadas sem nenhum pós processamento aplicado, ou seja, a saída direta da migração RTM. Em seguida tem-se uma breve explicação do pós processamento aplicado nas seções empilhadas migradas e os resultados finais obtidos para a condição de imagem por tempo de excitação e por correlação cruzada.

4.1 Seção migrada por máximo tempo de excitação

Cada condição possui diferentes formas de implementação e os resultados da migração variam de acordo com a condição de imagem utilizada. A condição por tempo de excitação apresenta uma abordagem mais simples quando comparada à condição por correlação cruzada.

A seção sísmica do modelo plano paralelo (Figura 28), após 64 tiros e com uma geometria fixa, apresenta um bom imageamento, onde as principais estruturas do modelo foram representadas, entretanto pode-se observar alguns artefatos gerados pela matriz de tempo de trânsito, que mesmo após a suavização do modelo ainda apresentou alguns artefatos. Vale ressaltar que esse modelo, por apresentar estruturas geológicas simples, é uma forma de validar o algoritmo desenvolvido.

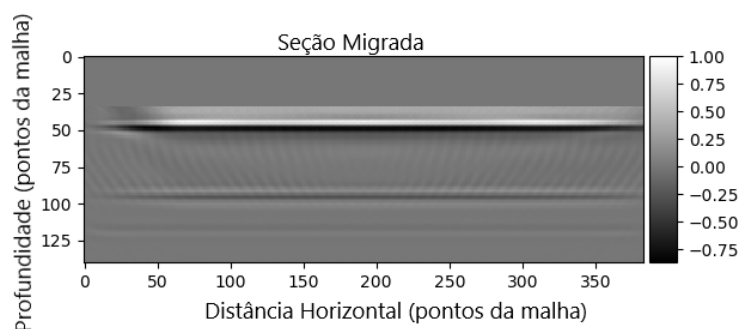


Figura 28 – Seção sísmica final do modelo plano paralelo utilizando a condição de imagem por tempo de excitação.

A Figura 29 mostra o resultado obtido usando a condição por máximo tempo de excitação no modelo Marmousi, utilizando a mesma quantidade de tiros e aquisição do modelo anterior. O número de tiros usado é suficiente para imagear os principais refletores do modelo, mostrando suas estruturas de forma satisfatória.

A condição de imagem por tempo de excitação apresentou uma seção migrada com

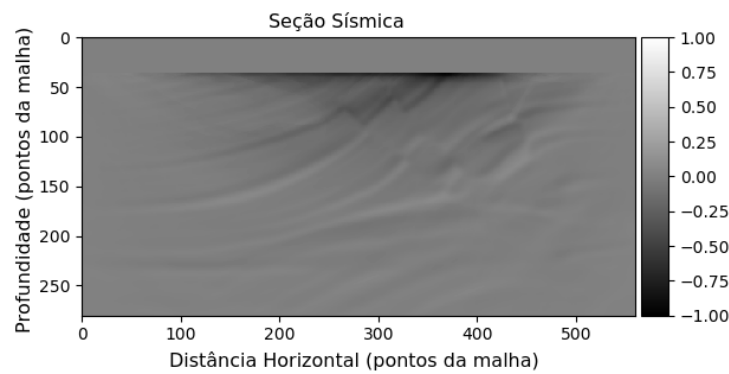


Figura 29 – Seção sísmica final do modelo Marmousi utilizando a condição de imagem por tempo de excitação.

as feições geológicas mais marcantes do modelo Marmousi e do modelo plano paralelo. Porém, devido às baixas frequências na imagem, inerentes ao processo da migração RTM e amplificadas pela condição por tempo de excitação, não é possível identificar todas as estruturas presentes no modelo real. Essa limitação fica visível principalmente no modelo Marmousi, justamente por este ser mais complexo geologicamente. Portanto, para essas seções sísmicas deve-se aplicar um pós processamento, como o filtro laplaciano, o filtro corta baixa e o silenciamento dos longos afastamentos.

4.2 Seção migrada por correlação cruzada

A condição por correlação cruzada utiliza os campos de onda em seu algoritmo. Devido à isso apresenta resultados mais robustos que aqueles onde o traçado de raios é empregado, como é o caso da condição por tempo de excitação.

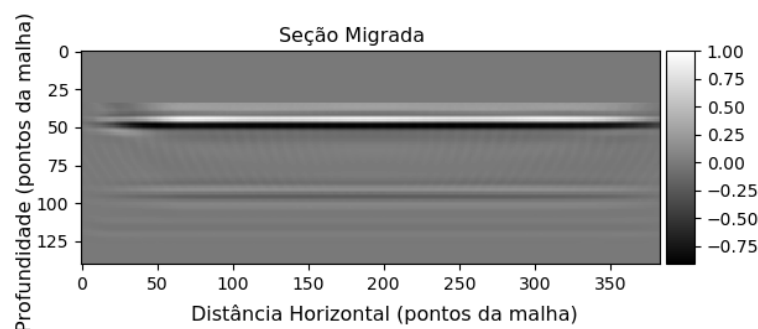


Figura 30 – Seção sísmica final do modelo plano paralelo utilizando a condição de imagem por correlação cruzada.

A Figura 30 mostra o resultado, usando-se a mesma geometria de aquisição, para o modelo plano paralelo. Esta apresenta um bom imageamento, onde as principais estruturas do modelo foram representadas. Os artefatos presentes neste modelo na seção por tempo de excitação não estão mais presentes.

A seção sísmica obtida para o modelo Marmousi (Figura 31) mostra o resultado obtido usando a condição por correlação cruzada. A imagem apresenta os artefatos de baixa frequência característicos da RTM. No entanto, a imagem se aproxima bem do modelo original e, diferente da seção por tempo de excitação, apresenta mais informações visíveis dos refletores mesmo antes da aplicação de um pós processamento.

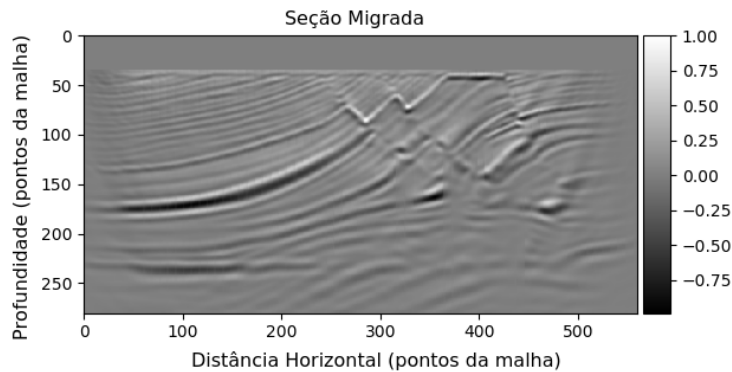


Figura 31 – Seção sísmica do modelo Marmousi utilizando a condição de imagem por correlação cruzada, respectivamente.

4.3 Aplicação dos filtros

As seções migradas adquiridas empregando tanto a condição de imagem por tempo de excitação quanto por correlação cruzada apresentaram as principais feições geológicas dos modelos utilizados. Apesar disso, as imagens ainda apresentam uma baixa frequência que limita a identificação de algumas estruturas geológicas. No modelo plano paralelo, por ser um modelo mais simples, todas as estruturas foram imageadas porém o modelo Marmousi pode ser melhorado. Assim, aplicou-se um pós processamento, para os dois modelos, a fim de atenuar essa baixa frequência presente nas seções (Figuras 30 e 31).

4.3.1 Condição de imagem por tempo de excitação

Após a aplicação dos filtros como um pós processamento das imagens nota-se que as baixas frequências das seções sísmicas, resultantes da migração RTM, foram atenuadas e, por consequência, as estruturas geológicas ficaram mais visíveis.

A seção sísmica do modelo plano paralelo por tempo de excitação não apresenta uma grande diferença após o pós processamento, como fica evidenciado pelas Figuras 32a, 33a e 34a. Entretanto, através dos espectros de frequência espacial (Figuras 32b, 33b e 34b) nota-se que as baixas frequências, características dos artefatos, foram atenuadas.

O filtro corta baixa, como esperado, atenuou as baixas frequências de forma que as estruturas do modelo ficaram mais bem definidas (Figura 33a). Isso é visível principalmente

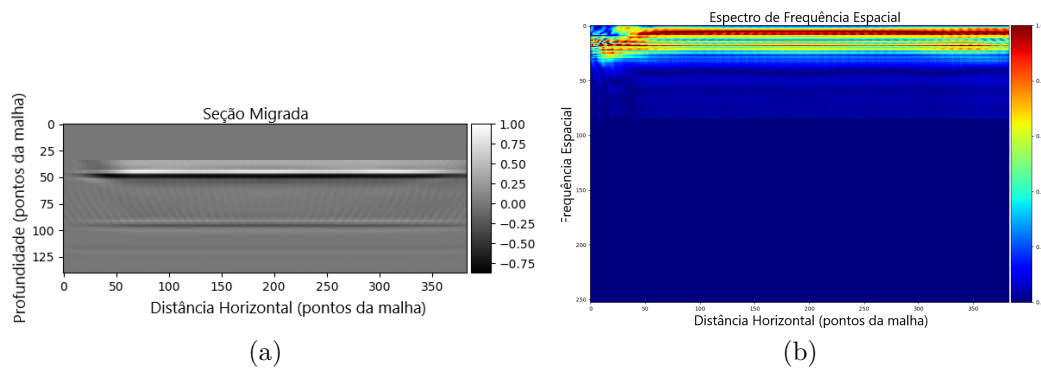


Figura 32 – Resultado do modelo plano paralelo sem pós processamento para a condição de imagem por tempo de excitação. a) Seção Sísmica sem pós processamento b) Espectro de frequência espacial da seção sísmica sem pós processamento.

na camada superior do modelo. O espectro espacial (Figura 33b) mostra que as baixas frequências do dado foram bem atenuadas.

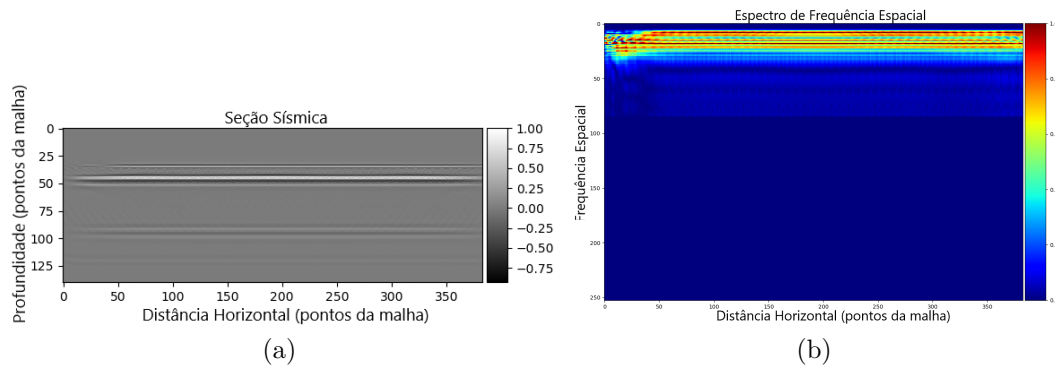


Figura 33 – Resultado do modelo plano paralelo após a aplicação do corta baixa para a condição de imagem por tempo de excitação. a) Seção Sísmica após a aplicação do corta baixa b) Espectro de frequência espacial da seção sísmica após o corta baixa.

O laplaciano (Figura 34a) apresenta uma atenuação das baixas eficientemente e o resultado da seção sísmica após sua aplicação é similar ao apresentado após a aplicação do corta baixa (Figura 33a). Entretanto, o espectro dessa seção (Figura 34b) mostra que o laplaciano não só atenuou as baixas frequências como também ressaltou as altas frequências, o que garante uma melhor visualização das estruturas de interesse.

Os resultados obtidos com o pós processamento (aplicação dos filtros) para a condição por tempo de excitação, para o modelo Marmousi, mostra uma melhoria significativa na seção sísmica original (Figura 35).

A seção após a aplicação do filtro corta baixa (Figura 36a) atenua bem as baixas frequências da seção original e devido à isso as camadas geológicas do modelo são ressaltadas. O espectro (Figura 36b) mostra a atenuação das baixas frequências, como esperado.

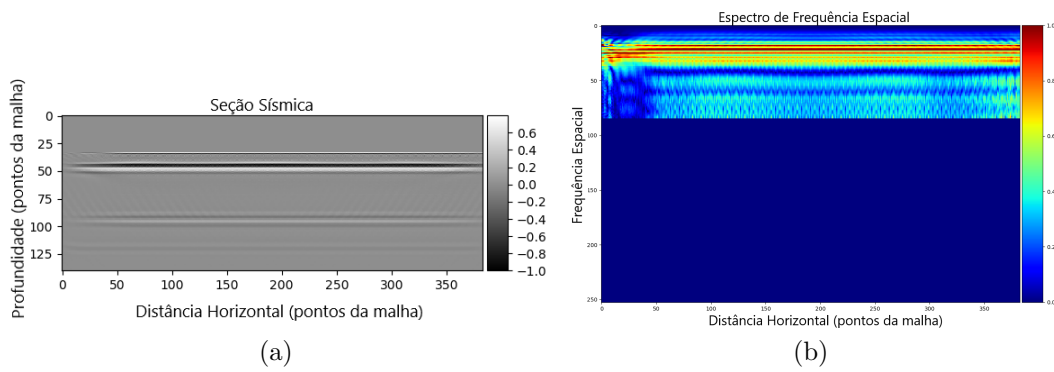


Figura 34 – Resultado do modelo plano paralelo após a aplicação do laplaciano para a condição de imagem por tempo de excitação. a) Seção Sísmica após a aplicação do laplaciano b) Espectro de frequência espacial da seção sísmica após o laplaciano.

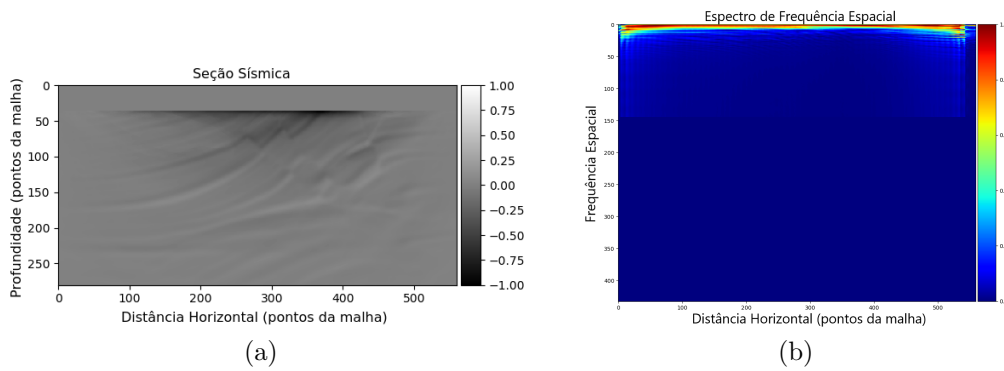


Figura 35 – Resultado do modelo Marmousi sem pós processamento para a condição de imagem por tempo de excitação. a) Seção Sísmica sem pós processamento b) Espectro de frequência espacial da seção sísmica sem pós processamento.

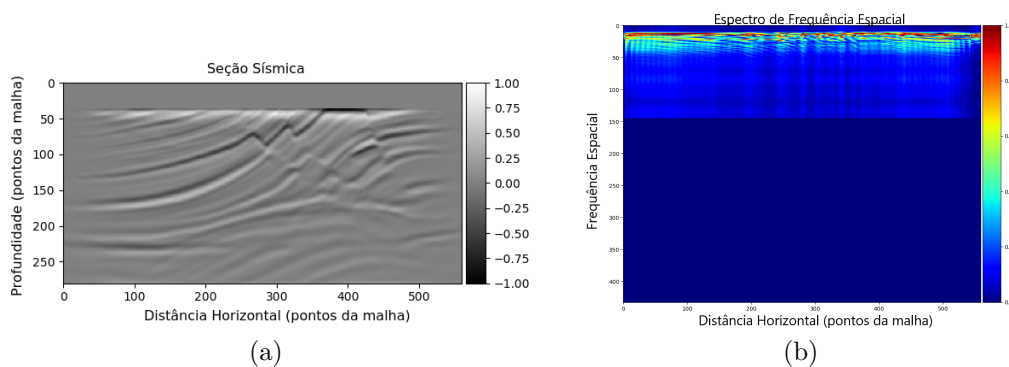


Figura 36 – Resultado do modelo Marmousi após a aplicação do corta baixa para a condição de imagem por tempo de excitação. a) Seção Sísmica após a aplicação do corta baixa b) Espectro de frequência espacial da seção sísmica após o corta baixa.

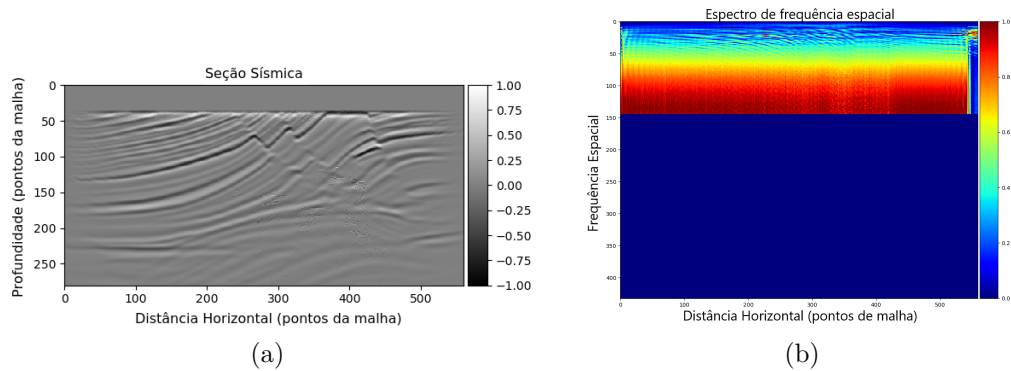


Figura 37 – Resultado do modelo Marmousi após a aplicação do laplaciano para a condição de imagem por tempo de excitação. a) Seção Sísmica após a aplicação do laplaciano b) Espectro de frequência espacial da seção sísmica após o laplaciano.

A aplicação do filtro laplaciano gerou uma seção similar à obtida através do filtro corta baixa (Figuras 36a e 37a) onde as estruturas do modelo Marmousi foram acentuadas. Como ocorrido com o modelo plano paralelo, os espectros do modelo Marmousi (Figuras 36b e 37b) mostram que o filtro laplaciano além de atenuar as baixas frequências ressalta as altas, o que configura em uma imagem com maior resolução.

4.3.2 Condição de imagem por correlação cruzada

O pós processamento feito para as seções obtidas com a correlação cruzada seguiu a mesma abordagem que para as seções por tempo de excitação. Aplicou-se dois filtros, separadamente, na saída da migração RTM a fim de atenuar as baixas frequências presentes no dado.

As Figuras 39a e 40a mostram os resultados obtidos após as aplicações dos filtros corta baixa e laplaciano, respectivamente, para o modelo plano paralelo. Da mesma forma que para a condição por tempo de excitação, as melhorias não são tão significativas para esse modelo por se tratar de estruturas bem simples.

O filtro corta baixa apresentou uma seção sísmica satisfatória (Figura 39a) quando comparada com a seção sem nenhum pós processamento (Figura 38a). O espectro mostrado na Figura 39b mostra a atenuação das baixas frequências.

A seção após a aplicação do laplaciano (Figura 40a) a camada superior é colapsada mostrando a atenuação das baixas frequências. O espectro (Figura 40b) confirma a atenuação das baixas frequências e a acentuação das altas.

O modelo Marmousi obteve melhorias significativas após o pós processamento, como mostrado nas Figuras 42a e 43a. Ambos os filtros aperfeiçoam a imagem original, com informações adicionais de camadas geológicas mais finas do modelo original o que

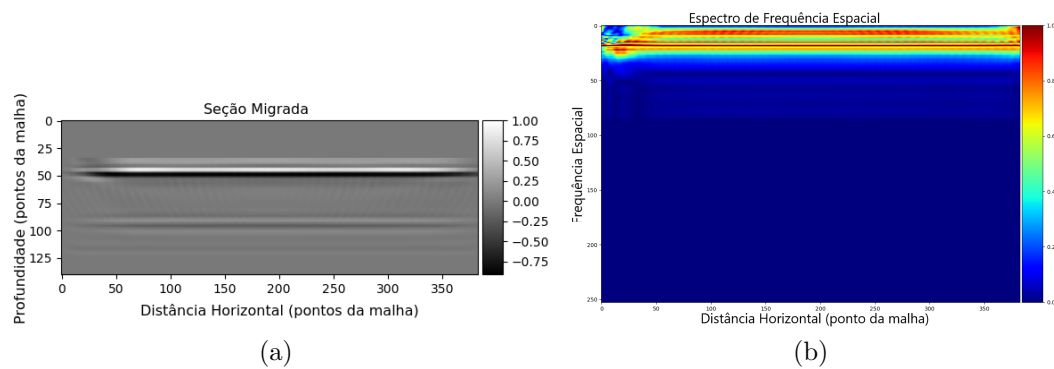


Figura 38 – Resultado do modelo plano paralelo sem pós processamento para a condição de imagem por correlação cruzada. a) Seção Sísmica sem pós processamento b) Espectro de frequência espacial da seção sísmica sem pós processamento.

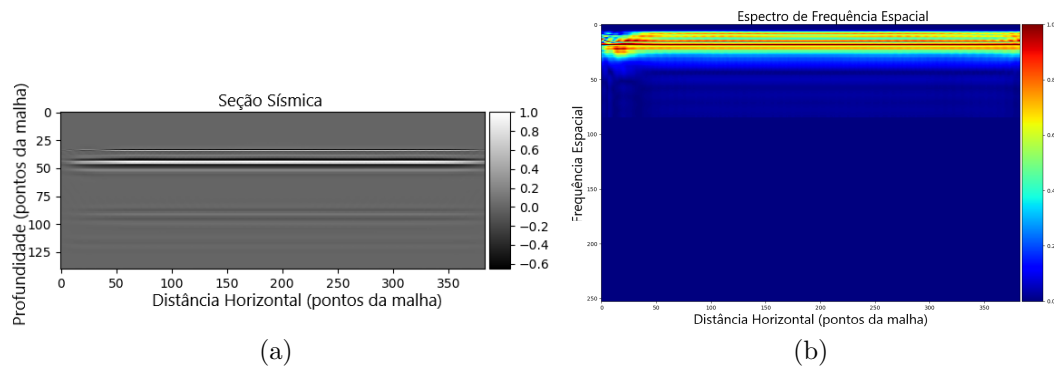


Figura 39 – Resultado do modelo plano paralelo após a aplicação do corta baixa para a condição de imagem por correlação cruzada. a) Seção Sísmica após a aplicação do corta baixa b) Espectro de frequência espacial da seção sísmica após o corta baixa.

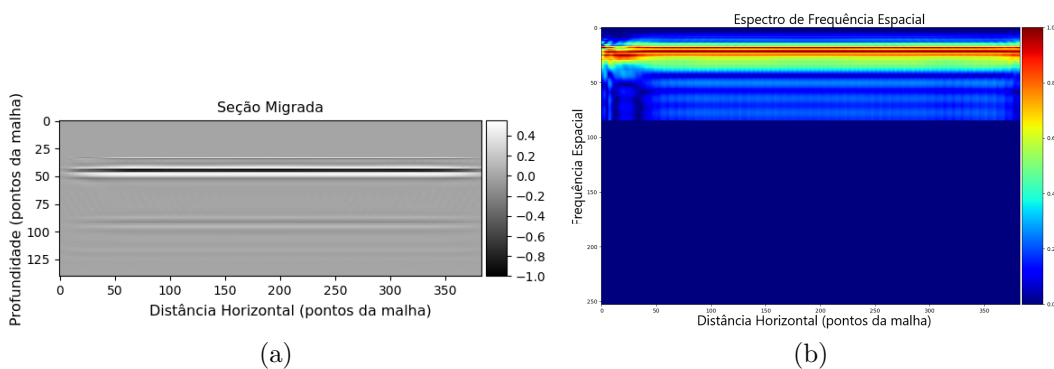


Figura 40 – Resultado do modelo plano paralelo após a aplicação do laplaciano para a condição de imagem por correlação cruzada. a) Seção Sísmica após a aplicação do laplaciano b) Espectro de frequência espacial da seção sísmica após o laplaciano.

indica um maior conteúdo de altas frequências.

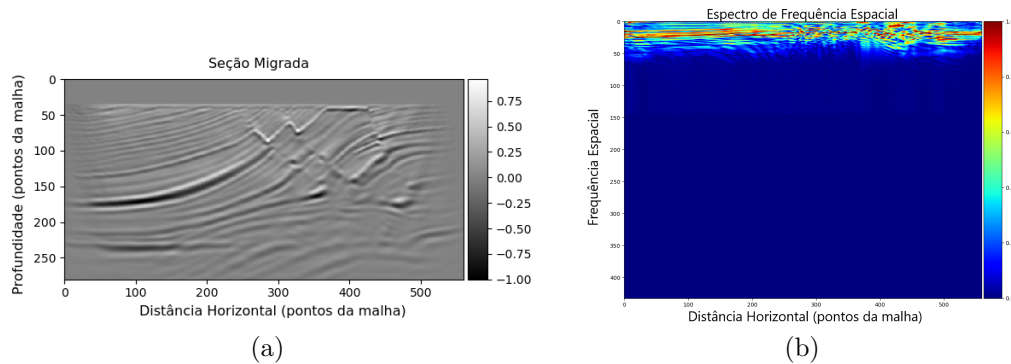


Figura 41 – Resultado do modelo Marmousi sem pós processamento para a condição de imagem por correlação cruzada. a) Seção Sísmica sem pós processamento b) Espectro de frequência espacial da seção sísmica sem pós processamento.

A seção sísmica sem pós processamento do modelo Marmousi (Figura 41a) mostra alguns artefatos de baixa frequência que são atenuados após a aplicação do filtro corta baixa (Figura 42a). O espectro da Figura 42b evidencia a atenuação das baixas frequências. Mostrando assim, uma seção migrada condicionada satisfatória.

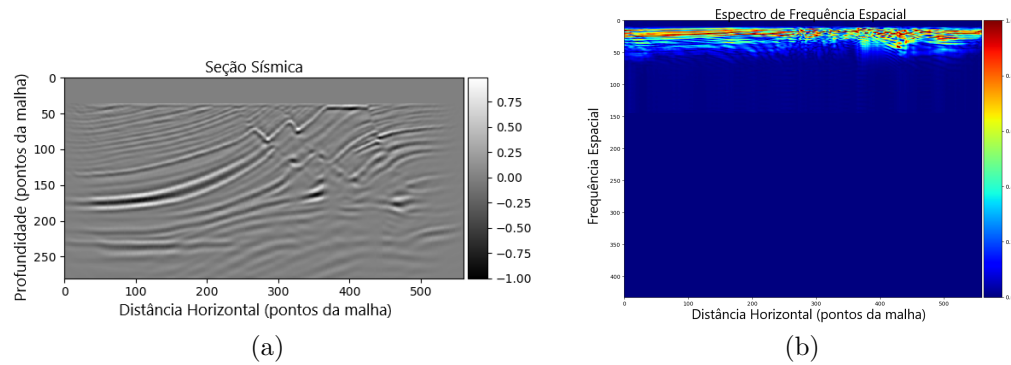


Figura 42 – Resultado do modelo Marmousi após a aplicação do corta baixa para a condição de imagem por correlação cruzada. a) Seção Sísmica após a aplicação do corta baixa b) Espectro de frequência espacial da seção sísmica após o corta baixa.

Por fim, o filtro laplaciano evidenciou as altas frequências e atenuou as baixas (Figura 43b) porém a seção final não apresentou um resultado satisfatório como o esperado. A seção sísmica apresenta altas frequências mas essas parecem sintéticas e não vindas do próprio dado.

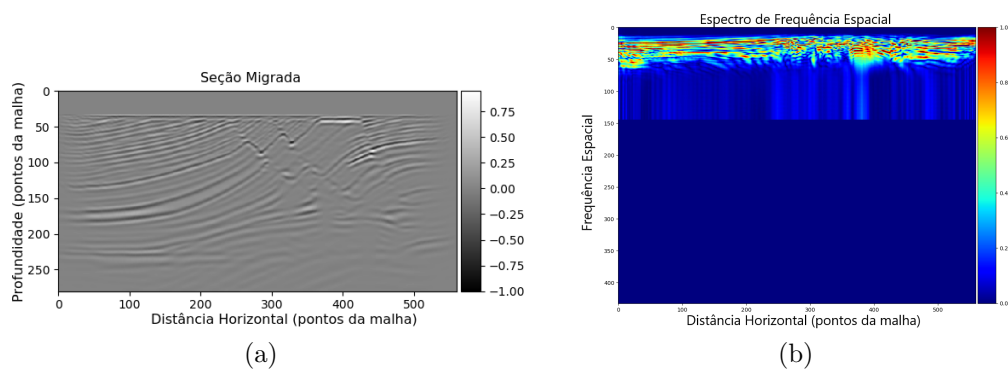


Figura 43 – Resultado do modelo Marmousi após a aplicação do laplaciano para a condição de imagem por correlação cruzada. a) Seção Sísmica após a aplicação do laplaciano b) Espectro de frequência espacial da seção sísmica após o laplaciano.

5 Discussões e Conclusões

A migração RTM apresentou bons resultados no imageamento tanto de modelos simples, como o plano paralelo, quanto de modelos mais complexos, como o Marmousi. A escolha da condição de imagem a ser utilizada no algoritmo, mostrou-se ser de extrema importância visto que para modelos complexos elas apresentam diferenças significativas na imagem obtida. A migração RTM possui artefatos de baixa frequência inerentes ao seu algoritmo e devido à isso, a aplicação de uma outra condição de imagem ou de um filtro torna-se necessária. Neste trabalho dois filtros foram aplicados, ambos apresentando resultados satisfatórios tanto para o modelo plano paralelo quanto para o Marmousi.

As Figuras 32a e 38a mostram as imagens obtidas para o modelo plano paralelo utilizando as duas condições de imagem sem pós processamento. É possível notar que ambas as condições de imagem trabalham bem para modelos simples uma vez que esses não apresentam grandes variações laterais de velocidade, o que torna o seu imageamento mais elementar. O modelo Marmousi apresentou diferenças significativas entre as condições empregadas (Figuras 35a e 41a). A condição por tempo de excitação teve como saída uma imagem com uma alta quantidade de baixas frequências o que impossibilitava a identificação de diversas estruturas do modelo, sendo essencial a aplicação de filtros como pós processamento da imagem. A condição por correlação cruzada, por sua vez, apresentou um resultado bem mais parecido com a imagem de refletividade. A presença das baixas frequências, nesse caso, não impede a interpretação das estruturas geológicas presentes, em todo o caso, a aplicação de um pós processamento possibilita a visualização das camadas mais finas presentes no modelo.

Dentre os filtros aplicados, o laplaciano apresentou os melhores resultados por ressaltar as altas frequências do dado. Dessa forma, as Figuras 34a e 40a mostram resultados satisfatórios para as duas condições de imagem no modelo plano paralelo. O modelo Marmousi apresentou melhores resultados ao aplicar-se o laplaciano na condição por tempo de excitação (Figura 37). No entanto, para a condição por correlação cruzada, o laplaciano, apesar de mostrar o comportamento esperado no espectro de frequência espacial esperado (Figura 43b), apresenta uma seção sísmica onde as estruturas do modelo não aparentam um conteúdo de alta frequência correta. Dessa forma, para a condição de imagem por correlação cruzada o pós processamento mais eficaz mostrou-se ser o filtro corta baixa (Figura 42). A seção gerada após esse filtro apresenta uma melhor resolução do dado devido à atenuação das baixas frequências, comprovado pelo espectro de frequência espacial gerado (Figura 42).

Modelos com estruturas geológicas mais simples, onde não há uma grande variação

de velocidades laterais, apresentam resultados muito similares. As seções sem pós processamento (Figuras 32a e 38a) e as seções condicionadas, com o filtro corta baixa (Figuras 33a, 39a) e com o filtro laplaciano (Figuras 34a e 40a), independentemente da condição de imagem utilizada apresentam as mesmas estruturas. Entretanto, para o modelo plano paralelo, os artefatos presentes na seção por tempo de excitação, após a aplicação do filtro laplaciano, ficam mais evidentes. Isso evidencia que, apesar de ambas as condições terem resultados satisfatórios e similares, a condição por correlação cruzada reduz os artefatos possíveis na seção sísmica empilhada.

O modelo Marmousi apresenta maiores diferenças entre as seções obtidas, justamente por apresentar geologias mais complexas em sua composição. A seção resultante da condição por tempo de excitação (Figura 35a) apresenta fortes artefatos de baixa frequência, o que impede a visualização da mesma. A seção onde utiliza-se a condição por correlação cruzada, por sua vez, apresenta uma melhor visualização dos refletores do modelo Marmousi, apesar de também apresentar os artefatos de baixa frequência.

Após os resultados obtidos conclui-se que a condição de imagem por correlação cruzada é a mais indicada para modelos geológicos complexos pois apresenta uma seção mais fiel a refletividade da subsuperfície. Para modelos geologicamente simples ambas as condições apresentam resultados muito similares. Além disso, independente da condição de imagem utilizada a atenuação das baixas frequências faz-se necessária devido à presença dos artefatos de baixa frequência inerentes ao método da RTM. Outra forma de lidar com esse desafio das baixas frequências é utilizar modificações adicionais na condição de imagem. Dentre os filtros aplicados neste trabalho, conclui-se que ambos apresentam bons resultados no que se refere a atenuação da baixa frequência. No entanto, o laplaciano é o mais eficiente, de forma geral, visto que além de remover os ruídos de baixa frequência, ressalta as altas frequências o que contribui para uma melhor resolução das seções sísmicas.

Referências

- ABDELKHALEK, R. “Accélération matérielle pour l’imagerie sismique : modélisation, migration et interprétation.”, 147 f. Tese de Doutorado - Universidade de Bordeaux, Bordeaux, 2013.
- ALFORD, R.; KELLY, K.; BOORE, D. “Accuracy of Finite-Difference Modeling of the Acoustic Wave Equation.”, in *Geophysics*, 39(6): 834-842, 1974.
- ALVES, D. “Processamento de dados sísmicos de modo a acentuar as reflexões na camada de água.”, 77 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Geofísicas) - Universidade de Lisboa, Lisboa, 2009.
- BARROS, M. “Detecção de falhas geológicas em dados sísmicos usando covariograma e aprendizado de máquina”, 51 f. Dissertação (Bacharelado em Ciência da Computação) – Universidade Federal do Maranhão, Maranhão, 2012.
- BULCÃO, A. “ Modelagem e Migração Reversa no Tempo Empregando Operadores Elásticos e Acústicos ”, 332 f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2004.
- CABRAL, T. “ Aplicação de migração RTM pré-empilhamento orientada ao alvo por síntese de frentes de onda ”, 90 f. Dissertação (Bacharelado em Geofísica) – Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia, Bahia, 2011.
- CERJAN, C.; KOSLOFF, D. KOSLOFF, R.; RESHEF, M. “ A Nonreflecting Boundary Condition for Discrete Acoustic and Elastic Wave Equation ”, in *Geophysics*, 50 (4), pp. 705-708, 1985.
- CHANG, H.K.; ASSINE, M. L. CORRÊA, F. S; TINEN, J. T.; VIDAL, A. C.; KOIKE, L. “ Sistemas Petrolíferos e Modelos de Acumulação de Hidrocarbonetos na Bacia de Santos ”, in *Revista Brasileira de Geociências*, 38 (suplemento), pp. 29-46, 2008.
- CLAYTON, R.; BJORN, E. “Absorbing boundary conditions for acoustic and elastic wave equations.”, in *Seismological Society of America.*, 67 (6), pp. 1529-1540, 1977.
- DI BARTOLO, L. “Modelagem Sísmica Anisotrópica Através do Método das Diferenças Finitas Utilizando Sistemas de Equações em Segunda Ordem”. 241 f. Tese (Doutorado) — Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010.

DI BARTOLO, L. “Modelagem Sísmica Anisotrópica Através do Método das Diferenças Finitas Utilizando Sistemas de Equações em Segunda Ordem”. 241 f. Tese (Doutorado) — Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010.

DI BARTOLO, L. “Introdução à Modelagem Sísmica utilizando o MDF”. IV Semana de Inverno de Geofísica. Universidade Estadual de Campinas, 2013.

BAYSAL, E., KOSLOFF, D. D., SHERWOOD, J. W. C. “Reverse time migration”, *Geophysics*, v. 48, n. 11, pp. 1514-1524, 1983.

CLAERBOUT, J. F. “Basic Earth Imaging”. Book, 2010.

CLAERBOUT, J., DOHERTY, S. “Downward continuation of moveoutcorrected seismograms”, *Geophysics*, v. 37, n. 5, pp. 741-768, 1972.

FRENCH, W. “Computer migration of oblique seismic reflection profiles”, *Geophysics*, v. 40, pp. 961-980, 1975.

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

GRAY, S. H. “Seismic Imaging”. *Geophysics*, v. 14, pp.15–17, 2001.

GUITTON, A. “Least-square Attenuation of Reverse Time Migration Artifacts”, New Orleans 2006 Annual Meeting SEG., pp.2348–2352, 2006.

MCMECHAN, G. “Migration by Extrapolation of Time-Dependent Boundary Values”, *Geophysical Prospecting*, v. 31, n. 3, pp. 413-420, 1983.

PETERSON, P. “F2PY: a tool for connecting Fortran and Python programs”, in *Int. J. Computational Science and Engineering*, Vol. 4, (4), pp.296–305, 2009.

PROSDOCIMI, G; SÁ, G; MIRANDA, F; MAIA, J. “Uso de Fonte Sísmica Alternativa em Aquisição de Sísmica de Refração Rasa Aplicada à Geotecnia de Subsuperfície: Um Estudo de Caso”, in XVIII Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia Geotécnica, pp. 19-22, 2016.

MUFTI, I; PITA, J; HUNTLEY, R. “Finite-Difference Depth Migration of Exploration-Scale 3D Seismic Data” in *Geophysics*, 61:776-794, 1996.

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

SHERIFF, R. E; GELDART, L. P. “Exploration Seismology”. Cambridge University Press, 1995.

SILVA, M. “Migração Reversa no Tempo com diferentes condições de imagem ”. 104 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2009.

SOARES, A. “Modelamento e processamento de dados sísmicos usando o software livre Seismic Unix”. 111 f. Dissertação (Bacharelado em Geofísica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Rio Grande do Norte, 2011.

STOLT, R. “Migration by Fourier transform, *Geophysics*”, v. 43, n. 1, pp. 23-48, 1978.

VALENTE, L. “Avaliação de algoritmos para conversão de modelos de velocidade de tempo para profundidade”. 47 f. Dissertação (Bacharelado em Geofísica) - Universidade Federal do Pará, Belém, 2013.

WHITMORE, N. D. “Iterative depth migration by backward time propagation”, 53rd Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, Session: S, v. 10, 1983.

YILMAZ, O. “Seismic Data Analysis. Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data”, v. I. 2 ed. Tulsa, Society of Exploration Geophysicists, 2001.

ZHANG, Y. SUN, J. “Practical issues of reverse time migration: true amplitude gathers, noise removal and harmonic- source encoding”, 2009.