

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA



HUGO EDUARDO DE ARAÚJO

**COMPARAÇÃO DOS MÉTODOS DE MIGRAÇÃO KIRCHHOFF E
MIGRAÇÃO REVERSA NO TEMPO UTILIZANDO DADOS SINTÉTICOS
DO PRÉ-SAL**

MONOGRAFIA

CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

**Niterói
Fevereiro/2022**

HUGO EDUARDO DE ARAÚJO

**COMPARAÇÃO DOS MÉTODOS DE MIGRAÇÃO KIRCHHOFF E
MIGRAÇÃO REVERSA NO TEMPO UTILIZANDO DADOS SINTÉTICOS
DO PRÉ-SAL**

Monografia apresentada à Universidade Federal Fluminense como requisito parcial do Curso de Graduação em Geofísica para a obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

Orientador

Prof. Dr. Marco Antonio Cetale Santos

Coorientadora

Dra. Marília da Silva Ramos Carneiro

**Niterói
Fevereiro/2022**

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG
Gerada com informações fornecidas pelo autor

A658c Araújo, Hugo Eduardo de
Comparação dos Métodos de Migração Kirchhoff e
Migração Reversa no Tempo utilizando dados sintéticos do
Pré-Sal / Hugo Eduardo de Araújo ; Marco Antonio Cetale
Santos, orientador ; Marília da Silva Ramos Carneiro,
coorientadora. Niterói, 2022.
84 f.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geofísica)-
Universidade Federal Fluminense, Instituto de Geociências,
Niterói, 2022.

1. Imageamento Sísmico. 2. Técnicas de Migração
Sísmica. 3. Processamento Sísmico. 4. Modelagem Sísmica. 5.
Produção intelectual. I. Cetale Santos, Marco Antonio,
orientador. II. Silva Ramos Carneiro, Marília da,
coorientadora. III. Universidade Federal Fluminense. Instituto
de Geociências. IV. Título.

CDD -

HUGO EDUARDO DE ARAÚJO

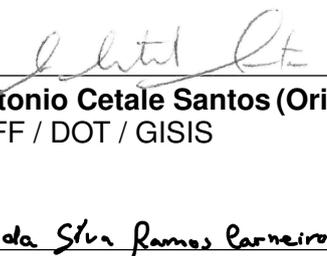
**COMPARAÇÃO DOS MÉTODOS DE MIGRAÇÃO KIRCHHOFF E MIGRAÇÃO
REVERSA NO TEMPO UTILIZANDO DADOS SINTÉTICOS DO PRÉ-SAL**

Monografia apresentada à Universidade Federal Fluminense como requisito parcial do Curso de Graduação em Geofísica para a obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

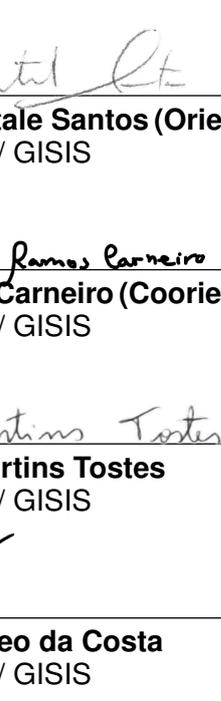
Aprovada em 11/Fevereiro/2022 pela banca examinadora abaixo:



Prof. Dr. Marco Antonio Cetale Santos (Orientador)
UFF / DOT / GISIS



Dra. Marília da Silva Ramos Carneiro (Coorientadora)
UFF / DOT / GISIS



Dra. Danielle Martins Tostes
UFF / DOT / GISIS



Dr. Felipe Timóteo da Costa
UFF / DOT / GISIS

Niterói
Fevereiro/2022

Dedico este trabalho em especial aos meus pais que um dia imaginaram seus filhos crescendo com a visão clara de um futuro melhor, e a todos estudantes que fazem de suas escolhas o reflexo de seus sonhos e esperanças, onde sempre haja espaço para que o conhecimento seja inspiração em harmonia para o mundo.

Agradecimentos

Inicialmente, eu gostaria de prestar meus agradecimentos em especial a minha família. Agradeço minha mãe Rosângela Aparecida Candida, e meu pai Cláudio Sebastião A. de Araújo, pelas tantas sabedorias transmitidas e referências de vida, a minha irmã Maíra Araújo, e meus irmãos Arthur Araújo e Marcus Cândido, pelas valiosas vivências de fraternidade compartilhadas. Meus agradecimentos aos meus avós Sr. José Francisco Cândido e Sra. Maria Carmem Cândido, pelos respeitáveis valores tão importantes repassados por gerações em minha família.

Pelos constantes alinhamentos e direcionamentos atenciosos em minhas pesquisas, agradeço especialmente meu orientador Marco Antonio Cetale Santos e minha co-orientadora Marília da Silva Ramos Carneiro. Agradeço a eles pela contínua disposição e disponibilidade, com os ouvidos atentos às minhas dúvidas, orientando-me a buscar a compreensão e entendimento de forma eficiente nos mais diversos tópicos em meus estudos.

Meu agradecimento especial ao Grupo de Imageamento e Inversão Sísmica (GISIS), a todos que puderam contribuir de forma direta ou indiretamente para meu desenvolvimento acadêmico nos momentos de trabalho e também com as boas conversas. Danielle Tostes, Pedro Sousa, Ursula Belem, Anderson Moraes, e Taís Zanato, muito obrigado pelas reuniões matinais, podendo acompanhar o desenvolvimento de cada um em seus projetos, e compartilhando não apenas conhecimento, mas companheirismo. Adriano de Souza, Ammir Karsou, Felipe Timóteo, Felipe Capucci, Paulo Crampes, Rodrigo Stern, Guilherme Lenz, muito obrigado por todo suporte teórico e toda atenção que prestaram com minhas dúvidas e demandas técnicas.

Aos meus amigos da graduação com os quais pude compartilhar muito conhecimento, mas principalmente companheirismo durante o curso, Carlos Saraiva, Bruna Maia, Luiza Ribeiro, Paulo Bastos, Nathalia Campos e Luanne Erbe.

Aos meus amigos que tenho grande carinho e cativo pela longa história compartilhada antes da graduação, e que independente do tempo se mantém alimentada, Hugo Savoi, Matheus Dias, Lorena Scafutto, Brunna Cortez, Fúlvia Santana, Carol Lisboa e Ana Luiza. A minha amiga Honara Vicente que me recebeu na cidade de Niterói com toda sua alegria de viver, um coração puro, um sorriso verdadeiro, e uma risada leve.

Agradeço a Fundação Euclides da Cunha e a Petrobras pelo apoio e fomento à pesquisa em parceria com a Universidade Federal Fluminense (UFF) no projeto de Búzios do GISIS. Meus agradecimentos cordiais a todos os professores e funcionários do Departamento de Geologia e Geofísica (GGO) da UFF. Meus agradecimentos finais a Ana Paula Serrano, Secretária do curso de Geofísica por toda atenção e disponibilidade.

"Imagination is more important than knowledge. For knowledge is limited to all we now know and understand, while imagination embraces the entire world, and all there ever will be to know and understand."

Albert Einstein

Resumo

DE ARAÚJO, Hugo Eduardo. **Comparação dos Métodos de Migração Kirchhoff e Migração Reversa no Tempo utilizando dados sintéticos do Pré-Sal**. Monografia, Universidade Federal Fluminense. Niterói, p. 84. 2022.

O processamento de dados sísmicos é uma etapa crucial durante o desenvolvimento dos campos de óleo e gás, como uma ferramenta analítica durante a etapa de prospecção, destacando indicadores para concentração de hidrocarbonetos e a localização de reservatórios. Neste contexto, o fomento às novas tecnologias que aprimoram os resultados durante a prospecção sísmica se mostra promissor, com reflexo em importantes pesquisas dentro de instituições acadêmicas nas mais diversas áreas da Geociências. Dentre as tecnologias mais utilizadas durante o processamento, destacam-se a simulação de dados sísmicos e as técnicas de imageamento sísmico. Atualmente, duas técnicas de migração são utilizadas de modo abrangente na indústria de exploração de petróleo, a Migração Kirchhoff e a Migração Reversa no Tempo (RTM). Deste modo, o objetivo deste trabalho é realizar uma comparação qualitativa de ambas as técnicas através de seções geradas em um ambiente computacionalmente controlado. Para alcançar esse objetivo foi utilizado um algoritmo de modelagem sísmica elástica, desenvolvido no nosso grupo de pesquisa, para a geração dos dados sintéticos que serviram de entrada para o software de migração Kirchhoff e RTM. Dois modelos foram utilizados sendo o primeiro com 5 camadas plano paralelas e um segundo modelo mais complexo contendo estruturas típicas do Pré-Sal brasileiro baseados no campo de Búzios. As migrações realizadas com o primeiro modelo contribuíram para validação e adequação dos parâmetros para o modelo mais complexo. Os resultados da comparação das migrações, como esperado, demonstraram que a técnica RTM gera um posicionamento mais preciso dos refletores mais inclinados, porém a técnica também exige um maior custo computacional.

Palavras-chaves: imageamento sísmico; técnicas de migração sísmica; processamento sísmico; modelagem sísmica.

Abstract

DE ARAÚJO, Hugo Eduardo. **Comparison of Kirchhoff Migration and Reverse Time Migration Methods using Pre-Salt synthetic data**. Monography, Fluminense Federal University. Niterói, p. 84. 2022.

Seismic data processing is a crucial step during the development of oil and gas fields, as an analytical tool for the prospecting stage highlighting indicators for hydrocarbon concentration and reservoir locations. In this context, the promotion of new technologies that effectively improve the results during seismic prospecting shows to be promising, with reflections in important research within academic institutions in the most diverse areas of Geosciences. Among the most used technologies during processing, seismic data simulation and seismic imaging techniques stand out. Currently, two migration techniques are widely used in the oil exploration industry, Kirchhoff Migration and Reverse Time Migration (RTM). Thus, the objective of this work is to perform a qualitative comparison of both techniques through sections generated in a computationally controlled environment. To achieve this objective, an elastic seismic modeling algorithm, developed in our research group, was used to generate the synthetic data that served as input for the Kirchhoff and RTM migration software. Two models were used, the first with 5 parallel plane layers and a second more complex model containing typical Brazilian Pre-Salt structures based on the Búzios field. The migrations performed with the first model contributed to the validation and adequacy of the parameters for the more complex model. The results of the comparison of migrations, as expected, showed that the RTM technique generates a more accurate positioning of the more inclined reflectors, but this technique also requires a higher computational cost.

Keywords: seismic imaging; seismic migration techniques; seismic processing; seismic modeling.

Lista de ilustrações

Figura 1 – Movimentos de uma partícula em ondas P, ondas S, ondas Love e ondas de Rayleigh.	18
Figura 2 – Representação dos Módulos Elásticos em um cubo elementar.	19
Figura 3 – Reflexão a partir de uma interface.	20
Figura 4 – Ilustração esquemática dos caminhos de raios da reflexão, onda direta e refratada (parte inferior), e respectivos sismogramas sintéticos (topo).	22
Figura 5 – Caminhos de raio de seis tiros sucessivos sobre um único refletor horizontal (parte inferior), exibição esquemática de cada tiro gravado em seis receptores (meio) e <i>shot gathers</i> reais contendo diversas reflexões em forma hiperbólica (topo).	23
Figura 6 – Hipérbolas de reflexão teóricas em um refletor horizontal e um refletor inclinado.	24
Figura 7 – Ilustração de um reposicionamento correto para um evento sísmico.	28
Figura 8 – Comparação entre o modelo de subsuperfície e a seção sísmica de afastamento nulo.	29
Figura 9 – Percursos de raios <i>zero-offset</i> e reposicionamento após migração de refletores inclinados e refletores ondulados.	31
Figura 10 – Comparação entre seções sísmicas migradas no domínio do tempo e no domínio da profundidade.	32
Figura 11 – Representação esquemática de uma hipérbole de difração colapsada pela migração de Kirchhoff.	35
Figura 12 – Campos de onda da fonte e do receptor reconstruídos diretamente e inversamente no domínio do tempo durante a RTM.	37
Figura 13 – Exemplo de comparações entre a migração Kirchhoff e RTM em modelo Marmousi.	39
Figura 14 – Exemplo de comparações entre a migração Kirchhoff e RTM em estruturas salinas.	40
Figura 15 – Fluxograma da metodologia.	41
Figura 16 – Representação esquemática da simulação da aquisição.	43
Figura 17 – Modelo de velocidades V_p 5 camadas com indicação do número relativo de cada camada.	45
Figura 18 – Modelo de velocidades V_p Búzios (GISIS) com indicação do número relativo de cada camada.	46
Figura 19 – Gráfico da fonte sísmica (pulso Ricker) adotada.	47

Figura 20 – Comparação da aplicação de Condição de Borda Aborsiva (ABC) adotada para o Modelo de 5 Camadas.	48
Figura 21 – Comparação da aplicação de Condição de Borda Aborsiva (ABC) adotada para o Modelo de Búzios.	49
Figura 22 – Gráfico da função de Condição de Cerjan adotada.	49
Figura 23 – Estrutura sequencial de bytes de um arquivo SEG-Y.	50
Figura 24 – Georreferenciamento dos componentes tiros/receptores.	51
Figura 25 – Visualização dos 5 primeiros tiros no Modelo de 5 Camadas.	51
Figura 26 – Visualização dos 5 primeiros tiros no Modelo de Búzios.	52
Figura 27 – Visualização do dado ordenado em <i>offset</i> por <i>CDP</i> , no <i>offset</i> mínimo do Modelo de 5 Camadas.	53
Figura 28 – Visualização do dado ordenado em <i>offset</i> por <i>CDP</i> , no <i>offset</i> mínimo do Modelo de Búzios.	53
Figura 29 – Modelo de 5 Camadas interpolado e suavizado V_p	54
Figura 30 – Modelo de Búzios interpolado e suavizado V_p	54
Figura 31 – Migração método Kirchhoff com dados do Modelo de 5 Camadas.	59
Figura 32 – Sobreposição do resultado da migração Kirchhoff sobre o Modelo de velocidades V_p suavizado e interpolado de 5 Camadas.	59
Figura 33 – Comparação de dois <i>offsets</i> máximos utilizados para o método Kirchhoff com diferentes resoluções para o dado imageado.	60
Figura 34 – Migração método Kirchhoff com dados do Modelo de Búzios.	61
Figura 35 – Sobreposição do resultado da migração Kirchhoff sobre o Modelo de velocidades V_p suavizado e interpolado de Búzios.	61
Figura 36 – Comparação de duas aberturas de migração Kirchhoff distintas.	62
Figura 37 – Migração método RTM com dados do Modelo de 5 Camadas.	63
Figura 38 – Sobreposição do resultado da migração RTM sobre o Modelo de velocidades V_p suavizado e interpolado de 5 Camadas.	63
Figura 39 – Comparação de 3 CIGs migrados RTM na região central o modelo de 5 Camadas para aplicação do filtro Laplaciano.	64
Figura 40 – Migração método RTM com dados do Modelo de Búzios.	65
Figura 41 – Sobreposição do resultado da migração RTM sobre o Modelo de velocidades V_p suavizado e interpolado de Búzios.	65
Figura 42 – Comparação para dois comprimentos x_{max} diferentes no subvolume do tiro imageado com a RTM.	66
Figura 43 – Comparação qualitativa dos dados migrados com ambas as técnicas utilizadas no trabalho.	67
Figura 44 – Discretização do meio em uma malha intercalada.	77
Figura 45 – Desenho esquemático de um canhão de ar comprimido.	80
Figura 46 – Ilustração de uma Zona de Amortecimento.	84

Lista de abreviaturas e siglas

ABC	<i>Absorbing Boundary Conditions</i>
AVO	<i>Amplitude Variation with Offset</i>
CDP	<i>Common Depth Point</i>
CMP	<i>Common Mid Point</i>
GGO	Departamentode Geologia e Geofísica
GISIS	Grupo de Imageamento e Inversão Sísmica
MDF	Método das Diferenças Finitas
MEF	Método dos Elementos Finitos
MVF	Método dos Volumes Finitos
NMO	<i>Normal Moveout</i>
RMS	<i>Root Mean Square</i>
RTM	<i>Reverse Time Migration</i>
SEG	<i>Society of Exploration Geophysicists</i>
UFF	Universidade Federal Fluminense
VMB	<i>Velocity Model Building</i>

Lista de símbolos

θ	Ângulo de incidência do raio sísmico
ϕ	Ângulo de inclinação de uma interface de reflexão
ρ	Densidade material do meio físico
Z	Impedância acústica
V	Velocidade de propagação da onda sísmica
V_P	Velocidade de propagação compressional da onda sísmica
V_S	Velocidade de propagação cisalhante da onda sísmica
K	Módulo de <i>bulk</i>
λ	Coeficiente de Lamé (1º)
μ	Módulo de cisalhamento ou coeficiente de Lamé (2º)
k_R	Coeficiente de Reflexão
k_T	Coeficiente de Transmissão
A_0	Amplitude da onda incidente
A_R	Amplitude da onda refletida
A_T	Amplitude da onda transmitida
τ	Tensor de tensão
ϵ	Tensor de deformação
δ	Delta de Kronecker
η	Número de amostra por comprimento de onda

Sumário

1	INTRODUÇÃO	14
2	BASE TEÓRICA	17
2.1	Fundamentos de Sísmica Marinha	17
2.1.1	Propagação de Ondas Sísmicas	17
2.1.2	Reflexão a partir de uma interface	20
2.1.3	Geometria de aquisição e agrupamento de tiros	22
2.1.4	Hipérboles de reflexão	24
2.2	Equação Elástica da Onda em Meios Isotrópicos	25
2.3	Migração Sísmica	28
2.3.1	Migração em Tempo vs Migração em Profundidade	30
2.3.2	Migração Pré-empilhamento vs Pós-empilhamento	32
2.4	Migração Kirchhoff	34
2.5	Migração Reversa no Tempo	36
2.6	Exemplos comparativos das migrações Kirchhoff e RTM	38
3	METODOLOGIA	41
3.1	Modelagem: Aplicações Numéricas e Dados Sintéticos	42
3.1.1	Modelos de Propriedades Elásticas: Modelo de 5 Camadas	44
3.1.2	Modelos de Propriedades Elásticas: Búzios	45
3.1.3	Controle de Qualidade da Simulação dos Dados Sísmicos	47
3.1.4	Conversão dos Dados: Binário para SEG-Y	49
3.2	Imageamento: Migração dos Dados Sintéticos e Empilhamento	52
3.2.1	Parâmetros utilizados na Migração Kirchhoff	55
3.2.2	Parâmetros utilizados na Migração RTM	56
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	58
4.1	Seções Sísmicas Migradas: Kirchhoff	58
4.2	Seções Sísmicas Migradas: RTM	62
4.3	Comparação das Seções Sísmicas Migradas: Kirchhoff vs RTM	66
5	CONCLUSÃO	69
	REFERÊNCIAS	71
	APÊNDICES	75
	APÊNDICE A – MODELAGEM NUMÉRICA	76
A.1	Fonte Sísmica	80
A.2	Critérios de Dispersão Numérica e Estabilidade	82
A.3	Efeitos de Borda	83

1 INTRODUÇÃO

O processamento dos dados sísmicos é uma etapa crucial para o desenvolvimento de reservatórios de hidrocarbonetos, não apenas como uma ferramenta durante a fase de exploração, mas também para a fase de monitoramento dos reservatórios. Neste contexto, o desenvolvimento de tecnologias, buscando aprimorar efetivamente os resultados durante a prospecção, se faz cada vez mais necessários na indústria petrolífera. Dentre as tecnologias mais utilizadas durante o processamento sísmico, destaca-se a modelagem de dados sísmicos e as técnicas de imageamento sísmico. Além disso, o desenvolvimento contínuo da sísmica de exploração e o avanço exponencial de supercomputadores, que realizam processamentos de maneira rápida e eficiente, vem possibilitando, cada vez mais, a descoberta de campos de hidrocarbonetos em formações geológicas complexas. Podemos citar como exemplo, a descoberta do pré-sal nas bacias brasileiras *offshore*, a partir do aprofundamento de técnicas com dados pré-empilhados. Dentro deste cenário, se percebe a motivação e relevância do atual trabalho: acompanhar as pesquisas voltadas a utilização das técnicas sísmicas e possibilitar o desenvolvimento otimizado na geração de imagens mais confiáveis para a interpretação geofísica. Desse modo, a identificação de formações favoráveis ao acúmulo de hidrocarbonetos pode se tornar mais evidente com o correto posicionamento de refletores imageados a partir de métodos de migração, como a Migração Kirchhoff (SCHNEIDER, 1978) e a Migração Reversa no Tempo, ou simplesmente RTM (do inglês, *Reverse Time Migration*) (BAYSAL; KOSLOFF; SHERWOOD, 1983; MCMECHAN, 1983; WHITMORE, 1983), bem amarrados às litologias caracterizadas.

A modelagem sísmica e a migração sísmica podem ser consideradas como processos inversos um do outro (SANTOS et al., 2000). Enquanto a modelagem gera um dado sísmico, descrevendo o processo direto de propagação de ondas a partir de uma fonte que alcança interfaces refletoras e é registrada em receptores, a migração tenta desfazer os efeitos da propagação da onda para produzir uma imagem da terra (GRAY, 2001). A utilização da modelagem sísmica permite a compreensão da resposta física para um impulso mecânico que se propaga em um ambiente geológico. Desse modo, os dados sinteticamente gerados na modelagem contribuem na avaliação dos

processamentos em um ambiente controlado para validação de diversas técnicas, como as técnicas de migração (BERKHOUT, 1984). A teoria por trás da migração sísmica é apresentada em diversos trabalhos como Gardner (1985), Yilmaz e Doherty (1987) e Whitmore, Gray e Gersztenkorn (1988), especificamente para a migração pós-empilhamento. Dentre as técnicas mais aplicadas atualmente, o trabalho busca descrever principalmente os problemas práticos enfrentados pelos métodos da Migração Kirchhoff e da RTM, especialmente em suas implementações com dados pré-empilhados. Também é enfatizado o desenvolvimento dos métodos em profundidade. Trata-se de uma tarefa relativamente difícil, identificar qual técnica possui melhor performance e resultados em casos reais da exploração sísmica, pois o conhecimento sobre as informações em subsuperfície nunca é exato (ZHU; LINES, 1996).

Existem diferentes abordagens teóricas relacionadas à mecânica adotada no processo de modelagem, podem se citar a teoria acústica, a teoria elástica e a teoria viscoelástica. O presente trabalho tem foco apenas na teoria elástica para a modelagem e acústica para a migração. Cada uma com suas especificações e aproximações descrevem o comportamento de uma onda sísmica e sua propagação no meio físico considerado. Para isso, simplificações matemáticas são elaboradas em cada um dos casos separadamente. Quanto maior o refinamento desejado para a teoria, espera-se observar um maior detalhamento do real fenômeno físico. Em contrapartida, as equações utilizadas serão mais complexas para se descrever o fenômeno, tornando o processo mais oneroso computacionalmente (BARTOLO, 2013).

Por fim, o objetivo principal do trabalho é realizar uma comparação qualitativa das migrações Kirchhoff e RTM, observando seções geradas em dois meios geológicos distintos. O trabalho conta com informações de um modelo simples de 5 camadas plano paralelas, bem como informações de um modelo de velocidades da região do pré-sal desenvolvido e cedido pelo Grupo de Imageamento e Inversão Sísmica da UFF (GISIS).

A seguir é apresentada a organização dos capítulos seguintes e os temas que serão discutidos em cada um deles:

Capítulo 2: Neste capítulo são trazidos alguns conceitos fundamentais relacionados ao método sísmico, como a propagação das ondas sísmicas em um

ambiente marinho, e fundamentos da migração sísmica com os principais parâmetros associados aos algoritmos da Migração Kirchhoff e da Migração Reversa no Tempo.

Capítulo 3: Neste capítulo, define-se um fluxo para realização da modelagem em dois cenários, o primeiro considerando-se um modelo simples com 5 camadas plano paralelas, e o segundo cenário apresentando maior complexidade, a fim de representar o campo de Búzios na bacia de Santos. O modelo simples adotado possui características de calibração para o modelo mais complexo com características de ambiente offshore, contendo domos salinos e falhas estruturais. A metodologia também expõe as especificações adotadas na abordagem numérica.

Capítulo 4: Esse capítulo apresenta os resultados das migrações com as respectivas seções obtidas para implementação da Migração Kirchhoff e para a Migração Reversa no Tempo, realizadas no ambiente da Emerson-Paradigm. Além disso, também é levantada uma breve discussão destacando aspectos qualitativos nas imagens geradas.

Capítulo 5: No último capítulo são feitas conclusões a respeito da aplicabilidade das migrações e a qualidade dos resultados, comparando as migrações no modelo de Búzios.

Apêndice A: Tendo em vista a profundidade matemática dos problemas abordados, este apêndice contempla aspectos associados à modelagem sísmica com características de um meio elástico e isotrópico em um ambiente marinho. Além disso, os critérios importantes para se obter uma implementação numérica consistente também são discutidos, como por exemplo, a utilização de uma malha intercalada.

2 BASE TEÓRICA

Para que um fluxo de processamento seja realizado satisfatoriamente, com interpretações mais confiáveis, é imprescindível o entendimento dos fenômenos que regem a propagação das ondas na estrutura interna da Terra. Os tópicos a seguir detalham os conceitos necessários para compreensão da metodologia adotada com os fundamentos da sísmica marinha, modelagem e migração sísmica. Vale destacar que o método de reflexão sísmica de exploração, utilizado na indústria de petróleo e gás, é composto pela etapa de aquisição, processamento e interpretação. Além disso, o impacto econômico mundial dos avanços tecnológicos no processamento de dados e técnicas de aquisição tem sido, cada vez mais, evidenciado com novas descobertas e um aumento substancial na produção de hidrocarbonetos nos últimos 50 anos (FISHER, 1991 apud DONDURUR, 2018).

2.1 Fundamentos de Sísmica Marinha

Em uma aquisição sísmica marinha, a fonte energética usual é gerada por um canhão de ar (do inglês, *airgun*). Pulsos sísmicos são propagados através da coluna de água e pelo interior da terra. Em seguida, os mesmos pulsos propagados em subsuperfície são refletidos em interfaces entre diferentes litologias e suas amplitudes são registradas após determinado intervalo de tempo em receptores, geralmente hidrofones dispostos na lâmina d'água próxima à superfície, ou geofones no fundo oceânico. Os dados da aquisição são então levados para o processamento sísmico. Assim, durante o processamento as informações geológicas contidas nos dados, descritas em termos das energias refletidas, devem ser tratadas cuidadosamente.

2.1.1 Propagação de Ondas Sísmicas

As ondas sísmicas podem ser descritas a partir da energia gerada durante o deslocamento abrupto de rochas no interior da terra durante terremotos ou, por exemplo, gerada em uma explosão a partir de dinamites, caminhão vibrador (do inglês, *vibroiseis*)

ou um canhão de ar comprimido, durante aquisições sísmicas. Essa energia pode, então, se propagar no ar, ou mesmo em materiais sólidos e líquidos, como por exemplo, no interior da terra ou na coluna de água do oceano (DONDURUR, 2018). Além disso, ao se propagarem em um meio homogêneo, ondas sísmicas demonstram um afastamento esférico a partir das coordenadas da fonte. Neste contexto, são caracterizadas dois tipos de ondas sísmicas, as ondas de corpo e as ondas de superfície, sendo o primeiro tipo com frequências e velocidades de propagação maiores que as do segundo (KEAREY; BROOKS; HILL, 2009).

Em um regime elástico, as ondas mecânicas causam deformações completamente restituíveis ao meio, perturbando seu material com a transferência de *momentum* entre as partículas de forma conservativa. Além disso, tratando-se de ondas elásticas, existem dois tipos de ondas de corpo que as constituem. As ondas primárias, ou as ondas compressoriais (ondas-P) possuem direção de propagação paralela ao movimento das partículas. Já as secundárias, ou ondas cisalhantes (ondas-S), por sua vez, demonstram um movimento perpendicular à sua propagação conforme viajam em um meio elástico. A partir das interferências entre estas ondas, pode-se caracterizar mais dois tipos ondas, conhecidas como ondas de superfície: ondas de Rayleigh e ondas de Love (Figura 1).

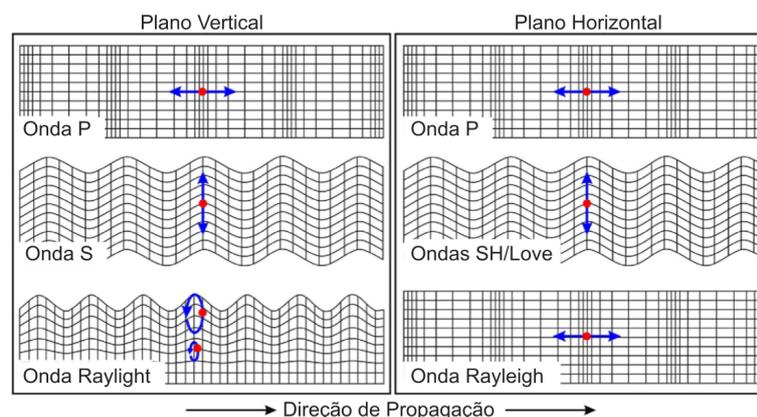


Figura 1 – Movimentos de uma partícula em ondas P, ondas S, ondas Love e ondas de Rayleigh. Fonte: Dondurur (2018), modificado.

Podemos, ainda, analisar como a deformação do meio físico afeta velocidades compressoriais e cisalhantes das ondas elásticas, buscando compreender suas características. Em outras palavras, as ondas sísmicas podem ser caracterizadas em termos das constantes elásticas e densidade do meio.

Em um contexto geológico, a maneira como as rochas resistem a deformação é descrita por módulos elásticos (Figura 2) conhecidos como módulo de *bulk* (K) e módulo de cisalhamento (μ), juntamente com a densidade (ρ). O primeiro módulo, também conhecido como incompressibilidade, descreve a resistência de certo volume em um material ao sofrer variações volumétricas sob condições de tensão hidrostática (i.e., tensão isotrópica), enquanto o segundo módulo é uma medida de rigidez, e mede a resistência de um material ao cisalhamento (i.e., deformação do material sob tensões cisalhantes sem que haja mudança em seu volume) (IKELLE; AMUNDSEN, 2018). O entendimento sobre como o módulo de *bulk* (Figura 2a) e o módulo de cisalhamento (Figura 2b) afetam a velocidade das ondas-P (V_p) e a velocidade das ondas-S (V_s) é fundamental para encontrar anomalias de fluidos nos dados de poço e dados sísmicos. Como a onda-S não se propaga em fluidos, as variações de conteúdo fluido nos poros afetam o módulo de *bulk*, mas não afetam o módulo de cisalhamento.

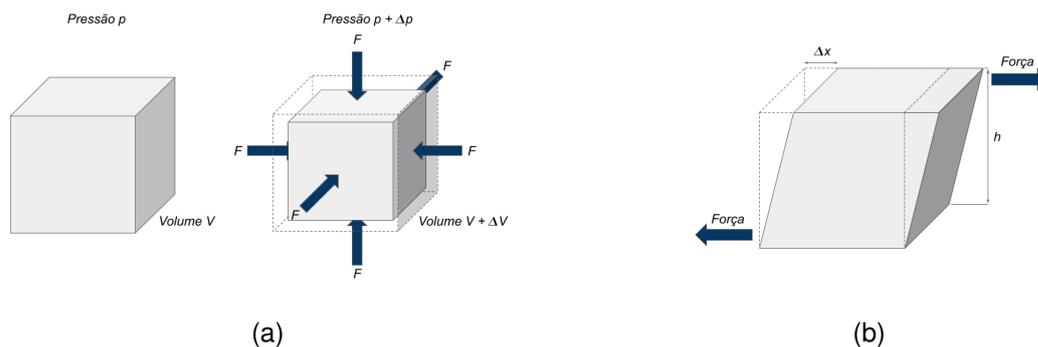


Figura 2 – Representação dos Módulos Elásticos em um cubo elementar. (a) Módulo de *bulk*. (b) Módulo de cisalhamento. Fonte: O próprio autor.

As variações litológicas acarretam em diferentes módulos elásticos através de camadas rochosas, e assim, diferentes módulos elásticos irão afetar a velocidade da onda elástica que se propaga através da rocha. A relação entre as velocidades V_p e V_s com o módulo de *bulk*, o módulo de cisalhamento e a densidade é descrita pelas Eqs. (2.1) e (2.2), respectivamente.

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (2.1)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.2)$$

Nota-se que, ambas as velocidades (V_p e V_s) são dependentes da densidade do meio. Assim, como o fluido contido na rocha altera diretamente sua densidade, apesar do módulo de cisalhamento não ser afetado por mudanças de fluidos, a velocidade V_s será afetada por tais mudanças devido a variação de densidade da rocha.

2.1.2 Reflexão a partir de uma interface

Quando uma onda compressional se depara com uma interface entre dois meios de densidades e velocidades de propagação distintas, uma parcela de energia incidente é transmitida para o meio seguinte, enquanto outra parcela desta energia é refletida a partir desta interface (Figura 3). Uma interface reflexiva é caracterizada nos métodos sísmicos pela diferença entre as velocidades e os valores de densidades entre ambos os meios considerados (DONDURUR, 2018).

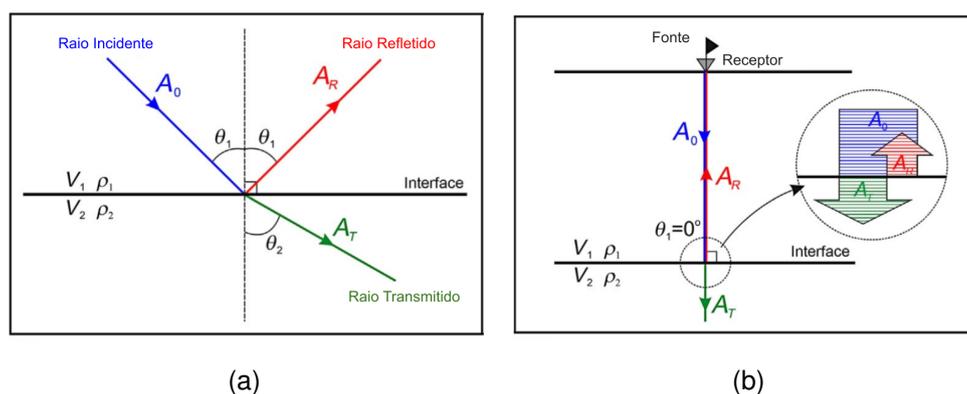


Figura 3 – Reflexão a partir de uma interface. (a) Partição de energia em uma interface para o ângulo de incidência oblíqua (θ_1). A_0 , A_R e A_T são as amplitudes de ondas incidentes, refletidas e transmitidas, respectivamente. V_1 , V_2 e ρ_1 , ρ_2 são velocidades e densidades do meio superior e subjacente, respectivamente. As ondas convertidas não estão incluídas. (b) Particionamento de energia em uma interface para incidência normal ($\theta_1 = 90^\circ$). Fonte: Dondurur (2018), modificado.

Desse modo, as ondas sísmicas sofrem reflexão em consequência de diferentes impedâncias acústicas, sendo expressas da seguinte forma

$$Z = \rho V, \quad (2.3)$$

onde Z é a impedância acústica da camada, ρ é a densidade e V é a velocidade de propagação da onda no meio.

As amplitudes das ondas refletidas e transmitidas podem ser calculadas pelas equações de Zoeppritz, as quais se tratando de incidência com raio oblíquo não serão discutidas neste trabalho. No entanto, tratando-se do caso de raio com incidência vertical (i.e., incidência normal), conforme a Figura 3b, as equações de Zoeppritz podem ser simplificadas de modo que as amplitudes das ondas refletidas e refratadas são associadas aos coeficientes de reflexão e transmissão respectivamente (DONDURUR, 2018). Pode-se calcular o coeficiente de reflexão (k_R) em uma interface através da expressão

$$k_R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1}, \quad (2.4)$$

enquanto o coeficiente de transmissão (k_T) pode ser obtido por meio da seguinte expressão

$$k_T = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1}. \quad (2.5)$$

onde Z_1 e Z_2 são impedâncias acústicas da camada superior e da camada subjacente, respectivamente. Desse modo, pode-se calcular a amplitude da parcela refletida de uma onda incidente sendo

$$A_R = k_R A_0, \quad (2.6)$$

e a amplitude da onda transmitida sendo

$$A_T = k_T A_0. \quad (2.7)$$

onde A_0 é a amplitude da onda incidente. Assim, observa-se a partir da Eqs. (2.6) e (2.7), que a soma das amplitudes das ondas refletida e refratada se iguala a amplitude da onda incidente.

Para o presente trabalho, é importante destacar a relação entre o ângulo de incidência e o ângulo de transmissão (Lei de Snell) baseada nos parâmetros geométricos da Figura 3a dada pela equação

$$\frac{\sin \theta_1}{V_1} = \frac{\sin \theta_2}{V_2}. \quad (2.8)$$

O tempo de registro dos eventos de reflexão é armazenado em traços sísmicos, de modo que $t(0)$ corresponde ao tempo em que não há afastamento entre fonte e receptor. O caminho do raio e a aparência do sinal refletido, a onda direta (do inglês, *direct wave*) e a onda refratada (do inglês, *head wave*) estão esquematicamente ilustradas nos sismogramas sintéticos conforme a Figura 4.

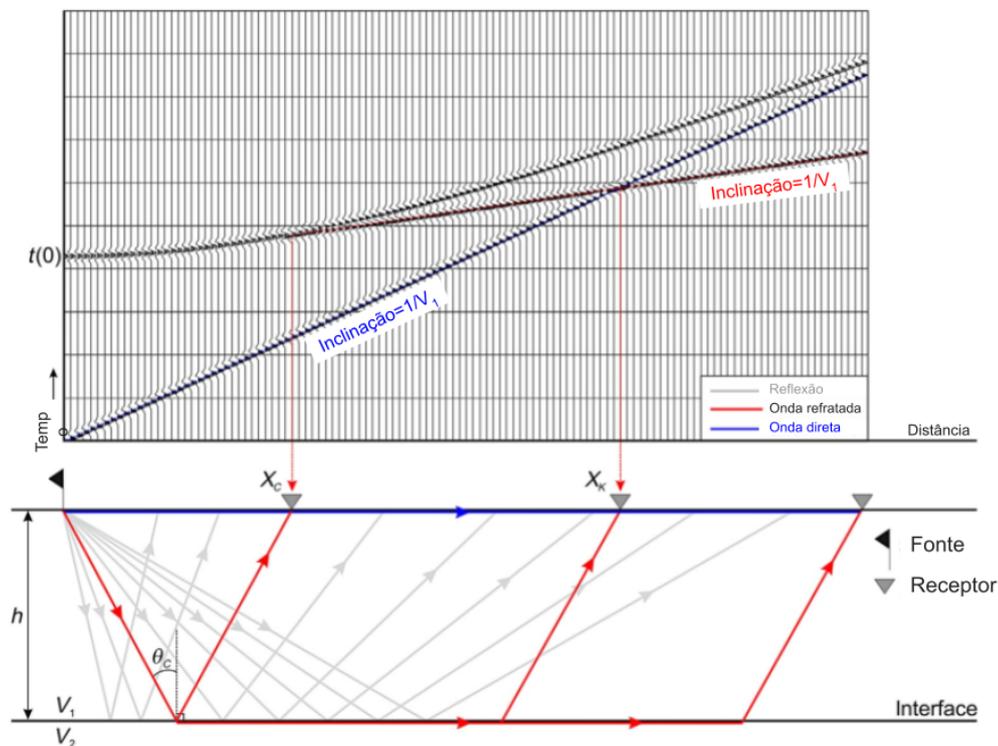


Figura 4 – Ilustração esquemática dos caminhos de raios da reflexão, onda direta e refratada (parte inferior), e respectivos sismogramas sintéticos (topo). θ_C é o ângulo crítico, que é o ângulo de incidência quando o ângulo de transmissão é de 90 graus. X_C é a distância crítica onde a onda refratada e as reflexões chegam ao mesmo tempo, e X_K é a distância de cruzamento em que a onda refratada e a onda direta chegam ao mesmo tempo aos receptores. As ondas refratadas não podem ser formadas antes da distância crítica. Fonte: Dondurur (2018), modificado.

2.1.3 Geometria de aquisição e agrupamento de tiros

Um ponto importante para o processamento dos dados e para a modelagem sísmica trata-se da distância entre cada canal receptor, e a localização correspondente

à fonte, ou afastamento (do inglês, *offset*). Estes parâmetros são previamente definidos durante a etapa da aquisição, podendo variar segundo o seu propósito: composto por um cabo simples (aquisição 2D) (Figura 5), ou diversos cabos paralelos (aquisição 3D e 4D) (DONDURUR, 2018).

O conjunto de tiro comum (do inglês, *Common Shot Gather*) é o agrupamento específico de traços originados do mesmo disparo da fonte sísmica, e registrado em diferentes receptores. Além disso, vale destacar que o número de traços contidos em um conjunto do tiro equivale ao total de canais receptores incluindo canais auxiliares (DONDURUR, 2018). Desse modo, pode-se observar os eventos de reflexão, com um comportamento hiperbólico, conhecidos como hipérbole de reflexão, nos registros do conjunto de tiro (Figura 5).

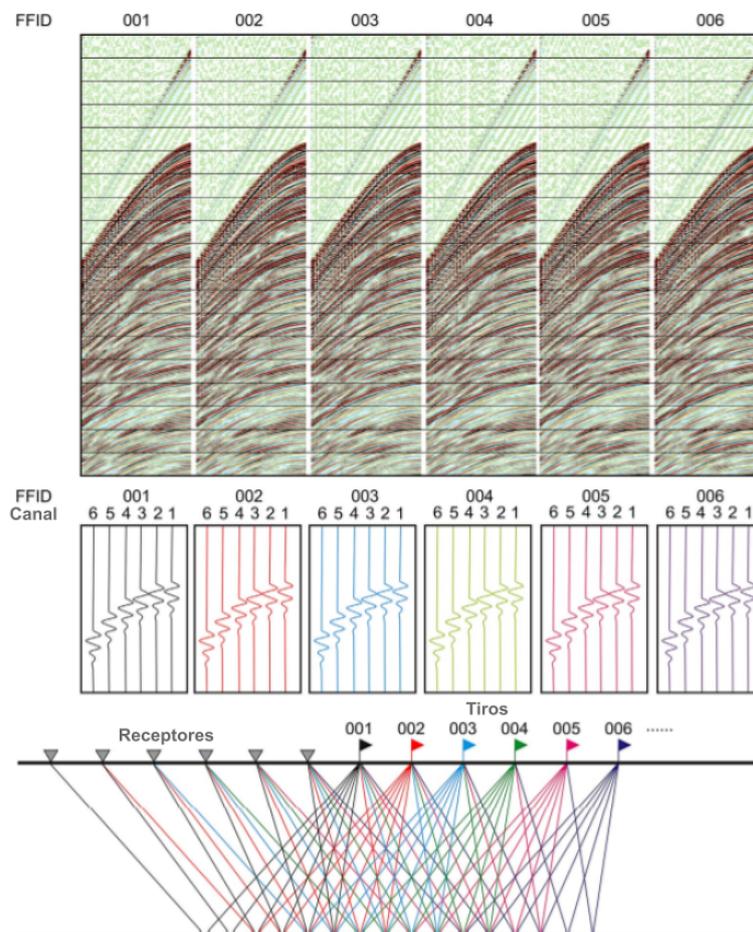


Figura 5 – Caminhos de raio de seis tiros sucessivos sobre um único refletor horizontal (parte inferior), exibição esquemática de cada tiro gravado em seis receptores (meio) e *shot gathers* reais contendo diversas reflexões em forma hiperbólica (topo). O FFID é o número de identificação do Arquivo de Campo (do inglês, *Field File ID number*). Fonte: Dondurur (2018).

2.1.4 Hipérboles de reflexão

O registro das reflexões para traços organizados em ordem crescente com relação à distância do afastamento, ou com relação ao número do receptor, demonstra um comportamento hiperbólico (Figura 6). O tema é discutido fundamentalmente em trabalhos como Yilmaz (2001) e Dondurur (2018), de modo que para uma visualização prática de um sismograma as irregularidades no formato da hipérbole de reflexão podem ser efeitos de superfície rasa e/ou variações de velocidade lateral. A Figura 6a ilustra o caso específico para um refletor horizontal, em que o sinal refletido é registrado primeiramente em $x = 0$ m (situação hipotética onde o receptor está na mesma posição do tiro), apresentando uma hipérbole registrada com simetria à este ponto.

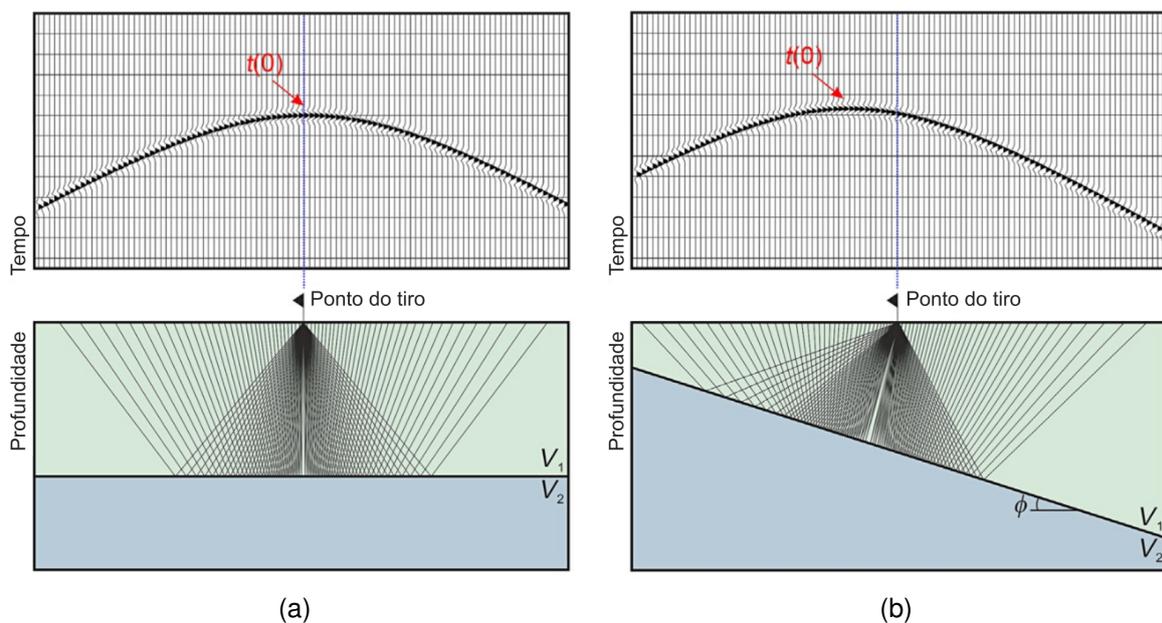


Figura 6 – Hipérboles de reflexão teóricas em um refletor horizontal e um refletor inclinado. (a) Obtidas de um modelo com um único refletor horizontal e (b) de um modelo com um único refletor inclinado. Se a interface for horizontal, as hipérboles gravadas são simétricas em relação ao local do tiro, ao passo que é assimétrico no caso de uma interface inclinada e o tempo de deslocamento zero se move em uma direção de mergulho acima. Fonte: Dondurur (2018), modificado.

O tempo de chegada $t(0)$ da energia refletida neste ponto é conhecido como tempo de afastamento nulo (do inglês, *zero-offset time*), e geralmente é calculado pela expressão

$$t(0) = \frac{2h}{V}, \tag{2.9}$$

onde h é a profundidade do refletor e V é a velocidade do meio adjacente a interface da reflexão.

Ainda, em um modelo geológico contendo apenas uma interface horizontal é possível calcular o tempo de trânsito do sinal refletido e registrado em cada receptor em um afastamento x como sendo

$$t^2(x) = t^2(0) + \frac{x^2}{V^2}. \quad (2.10)$$

Considerando uma dada inclinação ϕ na interface de reflexão (Figura 6b), observa-se uma situação diferente da anterior: a hipérbole de registro da reflexão não possui simetria com relação ao ponto do tiro e o tempo de afastamento nulo é deslocado na direção de mergulho acima. Levin (1971) demonstra a dedução matemática do cálculo para o tempo de trânsito do sinal refletido neste caso sendo expresso como

$$t^2(x) = t^2(0) + \frac{x^2 \cos^2 \phi}{V^2}. \quad (2.11)$$

Por fim, a diferença entre o tempo de chegada de um evento de reflexão registrado em x para uma camada horizontal, ou para uma camada inclinada, e o tempo de chegada de afastamento nulo é conhecida como sobretempo normal (do inglês, *Normal Moveout*), ou simplesmente NMO.

2.2 Equação Elástica da Onda em Meios Isotrópicos

Como embasamento físico, os axiomas tidos como verdadeiros para o desenvolvimento deste trabalho são: conservação de massa, conservação de *momentum* e conservação de energia. Assim, a propagação de ondas a partir de uma perturbação mecânica pode ser associada à interação das partículas discretas em um meio sólido ou em um meio fluido. Se tratando da mecânica dos sólidos e de fluidos, o meio físico material é compreendido como contínuo, de modo que suas propriedades como a densidade ou constantes elásticas são consideradas funções contínuas, e representam as médias microscópicas neste mesmo meio (GRAFF, 1975).

Usualmente, para experimentos de perturbação mecânica, aplica-se o equilíbrio dinâmico de forças atuantes sobre um volume infinitesimal no domínio de um problema físico. Dessa forma, equações constitutivas podem ser obtidas buscando contextualizar um problema físico. Por exemplo, para o caso de corpos idealmente elásticos, dois métodos foram desenvolvidos, um por Cauchy (1829) e um por Green (1835), chegando a equação constitutiva que relaciona estados de deformação e estados de tensão (GRAFF, 1975). Com isso, é possível se obter as equações diferenciais parciais que regem o fenômeno físico da propagação de ondas em meios elásticos, relacionando as tensões com as deformações por meio das propriedades físicas do meio (GRAFF, 1975 apud BULCÃO, 2004)

A seguir são apresentadas as equações adotadas, que regem o fenômeno de propagação de ondas elásticas em notação indicial, tomando um ponto material em um meio elástico isotrópico (AKI; RICHARDS, 2002), comumente referenciada como Equação Elástica da Onda:

$$\begin{aligned}\rho\ddot{u}_i &= \tau_{ij,j} + f_i, \\ \tau_{ij} &= \lambda\epsilon_{kk}\delta_{ij} + 2\mu\epsilon_{ij}, \\ \epsilon_{ij} &= \frac{1}{2}(u_{i,j} + u_{j,i}).\end{aligned}\tag{2.12}$$

onde u_i representa o vetor deslocamento. As variáveis τ_{ij} e ϵ_{ij} representam os tensores de tensões e deformações. Cabe citar que tais tensores são considerados aqui simétricos, devido as hipóteses empregadas em sua dedução, ou seja, $\tau_{ij} = \tau_{ji}$ e $\epsilon_{ij} = \epsilon_{ji}$ (IKELLE; AMUNDSEN, 2018). A densidade por unidade de volume é dada por ρ . As forças de corpo atuantes por unidade de massa do material são representadas pelo vetor f_i . As constantes λ e μ são chamadas de parâmetros de Lamé, representando as constantes elásticas do material. A primeira não possui significado físico simples, mas simplifica a lei de Hooke. Enquanto a segunda mede a resistência do material ao cisalhamento. E por fim, δ_{ij} é um símbolo especial utilizado em equações com representações indiciais, chamado delta de Kronecker.

Assumindo o meio linearmente elástico e isotrópico (VIRIEUX, 1984; VIRIEUX, 1986), em um sistema Cartesiano 2D com o eixo horizontal x positivo para a direita e o eixo z positivo para baixo, sem considerar o termo fonte (i.e., forças de corpo), as Equações da Elastodinâmica são dadas por

$$\left\{ \begin{array}{l} \rho \frac{\partial^2 u_x}{\partial t^2} = \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \\ \rho \frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2} = \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial z} \\ \tau_{xx} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial u_x}{\partial x} + \lambda \frac{\partial u_z}{\partial z} \\ \tau_{zz} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial u_z}{\partial z} + \lambda \frac{\partial u_x}{\partial x} \\ \tau_{xz} = \mu \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) \end{array} \right. \quad (2.13)$$

Tal sistema pode ser transformado para o sistema de equações diferenciais de primeira-ordem dado por

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial v_x}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \right) \\ \frac{\partial v_z}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \tau_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial z} \right) \\ \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial t} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v_x}{\partial x} + \lambda \frac{\partial v_z}{\partial z} \\ \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial t} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v_z}{\partial z} + \lambda \frac{\partial v_x}{\partial x} \\ \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial t} = \mu \left(\frac{\partial v_x}{\partial z} + \frac{\partial v_z}{\partial x} \right) \end{array} \right. \quad (2.14)$$

onde (v_x, v_z) corresponde ao vetor de velocidades referente às coordenadas x e z , e o termo $1/\rho$ também é conhecido como flutuabilidade (do inglês, *buoyancy*).

2.3 Migração Sísmica

Este capítulo aborda as importantes definições referentes à migração sísmica e suas aplicações. A migração é conhecida como a etapa do processamento a qual se obtém uma imagem de subsuperfície, corrigindo distorções que ocorrem durante a propagação de uma onda sísmica. Desse modo, a migração é uma ferramenta de grande importância para a criação de seções sísmicas e interpretações mais confiáveis, podendo representar de uma forma mais fidedigna as estruturas geológicas em subsuperfície (ETGEN, 1990). A Figura 7 ilustra um traço sísmico no ponto médio entre uma fonte e um receptor que estão localizados próximos a superfície do mar. A representação demonstra como um evento pode ser associado de forma incoerente à localização central entre a fonte e o receptor, por exemplo, em cenários onde haja camadas mergulhantes ou uma geologia complexa. Neste caso a posição real do refletor se encontra a esquerda da posição aparente. Assim, para reposicionar o evento à sua verdadeira localização espacial lançamos mão do processo conhecido como migração.

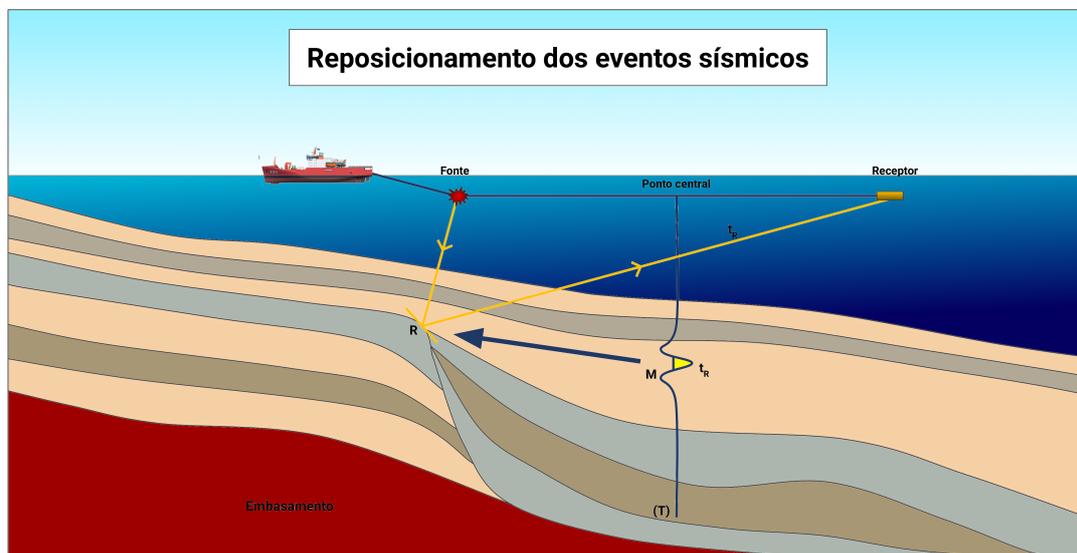


Figura 7 – Ilustração de um reposicionamento correto para um evento sísmico. O caminho de onda duplo partindo da fonte para a posição em subsuperfície do refletor (R), e retornando a posição do receptor, registra um tempo total de trânsito t_R . A posição M está localizada abaixo do ponto central entre a fonte e o receptor, e é onde a energia registrada se situa no campo de ondas deste experimento após refletir sobre sua verdadeira posição em R. (T) Refere-se a escala vertical em tempo. Fonte: O próprio autor.

Dondurur (2018) apresenta um exemplo real onde a aplicação da migração evita um erro de interpretação, a qual se considera um refletor inclinado em uma seção sísmica (Figura 8). A Figura 8a corresponde a um modelo de subsuperfície demonstrando o correto posicionamento do refletor representado pela interface C-D. Em seguida, observando a Figura 8b têm-se o segmento C'-D' associado a mesma interface em uma seção sísmica em tempo, o qual deve ser reposicionado observando não apenas o posicionamento como as diferentes inclinações, para a verdadeira localização da reflexão C-D na seção sísmica que será obtida após a migração.

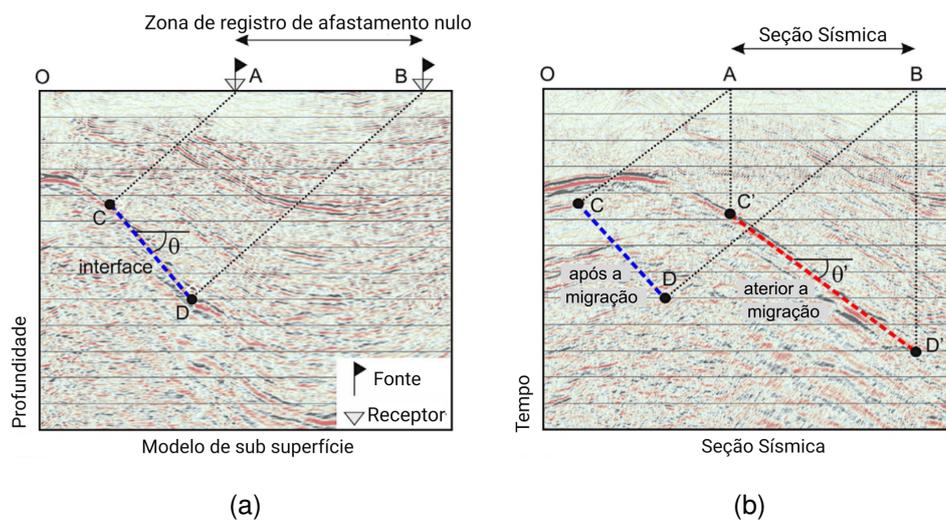


Figura 8 – Comparação entre o modelo de subsuperfície e a seção sísmica de afastamento nulo. (a) Posição da interface C-D em subsuperfície em uma seção de afastamento nulo registrada entre os pontos A e B na superfície. (b) Essa interface aparece na seção sísmica entre os pontos C' e D', diretamente abaixo dos locais de superfície A e B, e são movidos para seus locais corretos de subsuperfície C e D após a aplicação da migração. Fonte: Dondurur (2018), modificado.

Em muitos casos a localização incorreta dos refletores acarreta interpretações equivocadas do imageamento, de tal modo que uma estrutura possa ser completamente extinta da seção sísmica após a migração (CHUN; JACEWITZ, 1981). Portanto, salienta-se que o alto custo de uma perfuração de poço localizada incorretamente poderia impactar a cadeia produtiva petrolífera de uma plataforma em alto mar.

O conceito da migração também pode ser entendido como sendo uma operação inversa da Modelagem Sísmica. No processo da modelagem obtém-se o dado sísmico, descrevendo a propagação das ondas a partir de uma fonte sísmica, até o momento em que as reflexões e ondas convertidas são registradas nos receptores. A migração desfaz os efeitos desta propagação, culminando em uma imagem (BULCÃO, 2004).

Historicamente a necessidade de migrar um dado sísmico foi reconhecida no início da exploração sísmica tendo o primeiro dado migrado em 1921 como um método gráfico (GRAY et al., 2001). Uma revisão da formulação matemática utilizada nos algoritmos de migração pode ser encontrada em referências como Sheriff e Geldart (1995), e Yilmaz (2001).

2.3.1 Migração em Tempo vs Migração em Profundidade

As técnicas de migração podem ser classificadas quanto à sua implementação no domínio do tempo ou no domínio da profundidade. A migração em tempo focaliza e posiciona um evento refletido por meio da informação proveniente de um modelo de velocidades RMS (do inglês, *Root-Mean-Square*), que em outras palavras, realiza a média quadrática das velocidades relacionadas às camadas em subsuperfície. Além disso, a migração em tempo fornece como resultado final uma seção sísmica no domínio do tempo, que posteriormente pode ser convertida para a profundidade.

Uma diferença importante entre ambas migrações diz respeito a curvatura de raio traçado. A migração em tempo não considera adequadamente a curvatura através dos limites de camadas mergulhantes, ou para regiões com intensa variação lateral de velocidade do campo de onda (JONES, 2010). Isso ocorre, pois o sinal sísmico não é refletido exatamente do ponto abaixo dos receptores, mas próximo aos pares de fonte receptores, e com um ângulo normal para o caso *zero-offset* (Figura 9).

Já a migração em profundidade utiliza um modelo de velocidades intervalar para realização dos cálculos, ou seja, extrai as velocidades médias entre duas interfaces reflexivas. Com isso, contempla de modo mais adequado a lei de Snell em camadas inclinadas, podendo honrar curvatura do raio traçado com precisão em meios com variação lateral de velocidade significativas (HUBRAL, 1977).

O primeiro tipo de migração se aplica em um meio descrito por um campo de onda onde predominam camadas plano paralelas. Diferentes partes do dado podem ser migradas em tempo com diferentes velocidades de migração para considerar a variação do campo de velocidades (ETGEN, 1990). Já a segunda implementação, apesar de ser mais onerosa computacionalmente, contempla o campo de velocidade com variações laterais complexas, como domos salinos, ou falhas no cristalino.

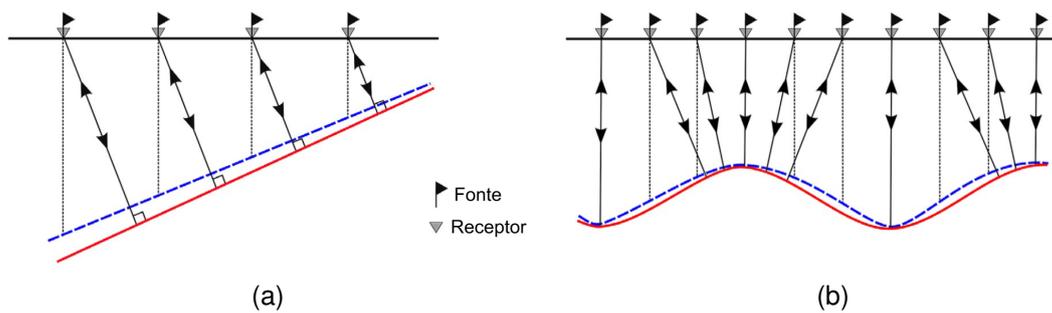


Figura 9 – Percursos de raios *zero-offset* e reposicionamento após migração de refletores inclinados e refletores ondulados. Os verdadeiros pontos de reflexão estão localizados na direção de mergulho acima dos refletores (a) inclinados e (b) ondulados (*curvas vermelhas*), e o posicionamento incorreto é observado nas seções sísmicas *zero-offset* (*curvas azuis tracejadas*). Fonte: Dondurur (2018), modificado.

Ao realizar uma migração em tempo, é desejável certificar-se o correto posicionamento dos refletores por meio de procedimentos como a técnica de conversão tempo-profundidade, transformando a escala inicial de tempo para uma escala em profundidade. Tal feito é obtido utilizando-se o modelo de velocidades e o tempo de trânsito para uma determinada interface refletiva, proveniente da imagem em tempo (BULCÃO, 2004).

Neste ponto, depara-se com um certo paradoxo, diante da elevada sensibilidade da migração em profundidade relacionada ao modelo de velocidade. Inicialmente, é preciso que se tenha em mãos modelos com parâmetros que representem bem a geologia do meio de interesse. A partir de uma estimativa inicial do modelo de velocidades de entrada para uma migração, espera-se obter um posicionamento das interfaces na imagem de reflexão condizente com a geologia real. Desse modo, percebe-se o paradoxo: ainda que não seja muito próximo do real, é exigido um conhecimento prévio do ambiente investigado por meio de um modelo de velocidades inicial para a implementação dos algoritmos (WHITMORE, 1983), para que se tenha um aprimoramento do conhecimento a respeito deste mesmo ambiente.

Devido a sensibilidade da migração em profundidade ao modelo de velocidades, a migração em tempo deverá realizar bem sua função, principalmente em regiões com pouca complexidade estrutural das camadas geológicas não havendo um modelo de velocidade bem acurado. Em contrapartida, a Figura 10 ilustra os resultados para migração no domínio do tempo e para migração em profundidade em um ambiente com estruturas geologicamente complexas. Sendo assim a migração em tempo deve

falhar ao contemplar as variações laterais. A acurácia geológica requer uma imagem em profundidade, sendo possível indicar com maior confiança a posição e dimensões de estruturas como falhas e domos salinos, onde há grandes contrastes de variação da velocidade lateral, observado neste exemplo.

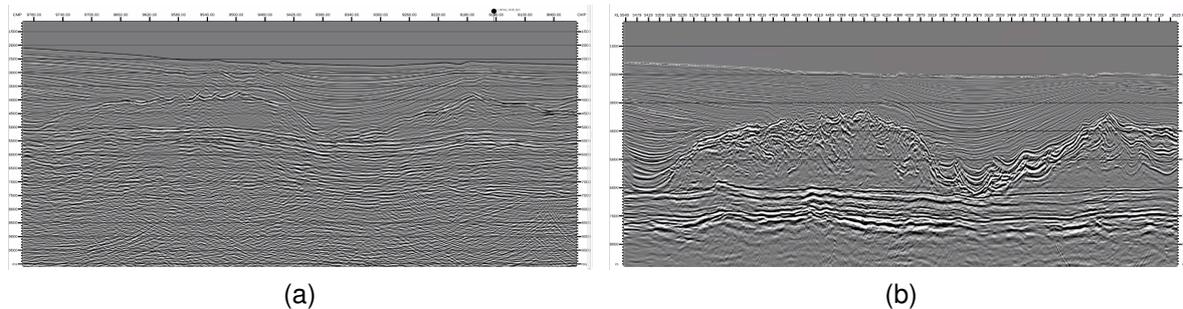


Figura 10 – Comparação entre seções sísmicas migradas no domínio do tempo e no domínio da profundidade. (a) Linha sísmica migrada em tempo pré-empilhamento (do inglês, *Pre-Stack Time Migration*) (PSTM) 2D de aproximadamente 2.8km de extensão, da bacia de Santos em *offshore* brasileiro. (b) Linha sísmica na mesma região migrada em profundidade pré-empilhamento (do inglês, *Pre-Stack Depth Migration*) (PSDM) 2D. A imagem PSDM é uma representação geológica mais exata e precisa. Fonte: Cortesia GISIS.

2.3.2 Migração Pré-empilhamento vs Pós-empilhamento

O empilhamento realiza a simples soma de um conjunto de traços sísmicos organizados no domínio do ponto médio comum (do inglês, *Common Mid Point*) (CMP), e retira-se a média para se obter um único traço associado ao CMP. O conjunto de todos os CMPs dá origem a seção sísmica de afastamento nulo. Por sua vez, a técnica da migração aplicada antes do empilhamento dos dados tem se tornado cada vez mais usual com o aumento do poder computacional ocorrido nas últimas duas décadas, colocando a balança entre custo computacional e precisão de imagem como um importante critério de análise para o imageamento dos dados (BIONDI, 2006).

Em face da maior densidade de informações, as migrações em dados não empilhados demandam mais tempo e memória computacional para armazenamento das seções empilhadas em sequência. As migrações pré-empilhamento são preferencialmente empregadas em contextos geológicos em que a migração pós-empilhamento não é satisfatória, devido às grandes variações laterais de velocidades e/ou estruturas mais complexas. Neste caso, o reposicionamento dos

eventos é mais preciso, quando se obtém um modelo de velocidades bem estimado, apesar de um maior custo no processamento (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002).

Em contrapartida, quando há o empilhamento do dado antes da migração, as informações dos dados referentes ao tempo de trânsito por afastamento se perdem, e com isso, a densidade dos dados é menor. Para casos em que o meio geológico é simples, havendo pouca variação lateral de velocidade, e o modelo de velocidade alinha corretamente os traços de diferentes afastamentos no domínio CMP (correção *moveout*), é possível observar os refletores bem horizontalizados. E portanto, a migração pós-empilhamento pode se mostrar efetiva e econômica (ETGEN, 1990).

Alguns algoritmos de migração com dados pré-empilhados possuem como saída uma imagem já empilhada, enquanto outros podem gerar imagens ainda pré-empilhadas, organizados em CIG (do inglês, *Common Image Gathers*), associados às famílias de traços de CDP (do inglês, *Common Depth Point*) migrados para cada *offset* da aquisição (MURPHY; GRAY, 1999). Em casos onde um empilhamento satisfatório não é possível, a saída destas migrações pré-empilhamento também podem ser examinadas durante uma análise de velocidades e correção de NMO, iniciando um processo de tomografia, por exemplo, com a proposta de correção de erros no modelo de velocidade (ETGEN, 1990).

Atualmente, o empilhamento demonstra-se como um ótimo método para atenuar ruídos aleatórios. Entretanto, a indústria de óleo e gás também busca informações de dados pré-empilhados e pré-processados (com os ruídos aleatórios e coerentes atenuados) para análise de anomalias de amplitude em função do afastamento (do inglês, *Amplitude Variation with Offset*) (AVO), podendo indicar possíveis reservatórios de hidrocarbonetos (DONDURUR, 2018).

As migrações pré-empilhamento mais comumente utilizadas na indústria de exploração hidrocarbonetos, migração Kirchhoff e migração Reversa no Tempo, são comumente aplicadas de forma complementar durante o processo de construção dos modelos de velocidades, VMB (do inglês, *Velocity Model Building*), ou mesmo para a entrega final de imagens sísmicas. Apesar do objetivo em comum, com o reposicionamento dos refletores, as migrações possuem abordagens teóricas distintas. Como a maioria dos algoritmos de migração, a Migração Kirchhoff é baseada na solução integral da equação escalar da onda, enquanto a Migração Reversa no Tempo

tem sua solução baseada na equação completa da onda. A seguir, ambas as técnicas são apresentadas de forma específica, separadamente.

2.4 Migração Kirchhoff

A migração Kirchhoff se baseia no teorema da função de Green (GREEN, 1835), utilizando a solução integral da equação da onda escalar, e é um dos algoritmos mais comumente utilizados durante as etapas de processamento sísmico. Atualmente o desenvolvimento dessa técnica possibilita implementações tanto para dados 2D quanto para 3D, seja para dados pré-empilhados ou pós-empilhados, no domínio da profundidade ou no domínio do tempo (DONDURUR, 2018). Em sua maioria, as aplicações para migração pré-empilhamento em profundidade são feitas utilizando a migração Kirchhoff, e contemplam as variações de velocidade lateral suaves (ZHU; LINES, 1996; HERTWECK et al., 2003).

Uma analogia comum utilizada para a compreensão da técnica da migração Kirchhoff e seus conceitos envolvidos é obtida por meio do princípio de Huygens (CLAERBOUT, 1984). Com base neste princípio é possível relacionar os refletores em subsuperfície à suposição na qual os refletores constituem diversas fontes pontuais contínuas, onde cada ponto gera uma hipérbole de difração registrada na superfície (Figura 11). Desse modo, é assumido que uma sessão registrada com afastamento nulo é composta pela soma das hipérbolas, em que cada fonte pontual com origem no refletor contribui com interferências construtivas e destrutivas das amplitudes. Tal analogia também é tratada com detalhes em trabalhos mais recentes (YILMAZ, 2001; BIONDI, 2006; DONDURUR, 2018).

Um importante fator que controla a migração Kirchhoff é a abertura de migração para soma das hipérbolas de difração. Esse fator está relacionado à região de integração, ou intervalo de dados utilizado para contribuir na imagem de cada ponto a ser migrado em subsuperfície. Além disso, desempenha um papel importante na determinação dos limites de mergulho e custos deste procedimento (BIONDI, 2006). Em regra, geralmente, a abertura de migração deve exceder duas vezes a distância horizontal de migração dos mergulhos mais inclinados (SHERIFF; GELDART, 1995). Quanto menor o valor de restrição para o ângulo de mergulho máximo, mais estreita deve ser a abertura de migração.

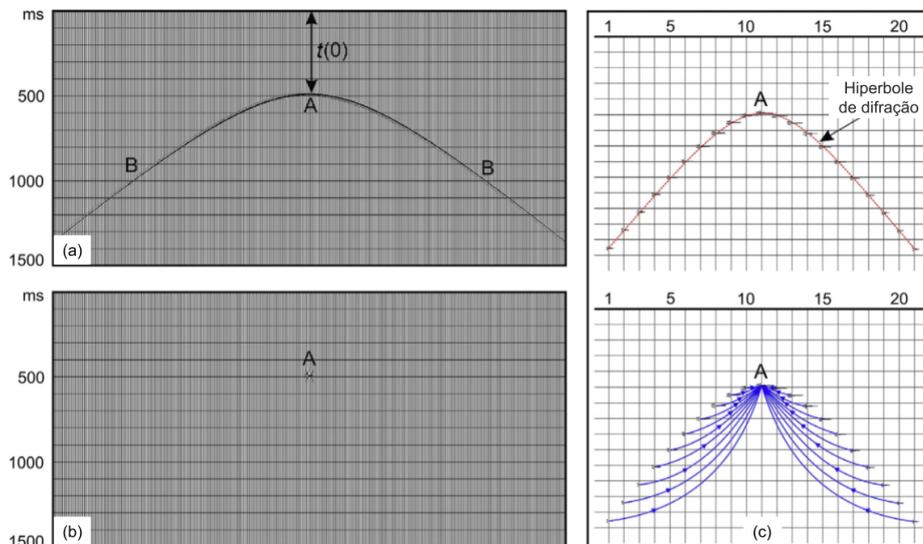


Figura 11 – Representação esquemática de uma hipérbole de difração colapsada pela migração de Kirchhoff. (a) Uma hipérbole de difração em uma seção de deslocamento nulo com velocidade constante. O ápice e os flancos da hipérbole são indicados por A e B, respectivamente. (b) Resultado da migração de (a). (c) As amplitudes ao longo dos flancos B são movidas para o ponto de vértice A após a migração. Fonte: Dondurur (2018), modificado.

Uma abordagem da formulação baseada na integral de Kirchhoff é discutida por Schneider (1978), como solução da equação escalar da onda, demonstrando a limitação quanto a amostragem no espaço e no tempo, e o conhecimento de um campo de velocidades bem estimado.

Em suma, os refletores na subsuperfície podem ser visualizados como a composição de inúmeros pontos que agem como fontes secundárias de Huygens. Desse modo, a seção de afastamento nulo consiste em uma superposição no domínio do tempo das hipérboles de difração. Além disso, quando há discontinuidades ao longo do refletor, com falhas por exemplo, as hipérboles de difração geralmente se destacam. Assim, pode-se citar duas operações principais atribuídas à migração Kirchhoff em profundidade:

1. Cálculo dos tempos de transito para ondas que se propagam de fontes para pontos de imagem no subsolo.
2. Integração de dados sísmicos dentro de um intervalo predefinido (abertura de migração) usando o tempo de trânsito da frente de onda.

2.5 Migração Reversa no Tempo

A Migração Reversa no Tempo é um algoritmo de migração em profundidade utilizado tanto em dados pré-empilhamento quanto pós-empilhamento. O método foi baseado inicialmente na equação completa da onda escalar (do inglês, *full scalar wave equation*), ou simplesmente *two-way wave equation*, não havendo limitações para mergulhos nas estruturas geológicas. Desse modo, as imagens geradas tendem a ser melhores na presença de fortes contrastes de velocidade, verticalmente e horizontalmente, ou em regiões com características geológicas complexas, tais como tectônicas de sal (BAYSAL; KOSLOFF; SHERWOOD, 1983 apud DONDURUR, 2018). Esse fato torna a RTM, uma migração sísmica adequada para o *offshore* do Brasil, e o Golfo do México, por exemplo, onde as estruturas de sal distorcem severamente a propagação das frentes de onda e imagens sísmicas (WHITMORE, 1983).

A teoria por trás da RTM foi desenvolvida inicialmente em dados empilhados por McMechan (1983) e Baysal, Kosloff e Sherwood (1983), de modo que para um campo de ondas de afastamento nulo a migração pode ser realizada como uma solução para um problema de valor inicial, na qual o dado é extrapolado inversamente no tempo (Figura 12). Assim, é realizada a retropropagação do campo de ondas registrado em cada um dos receptores, iniciando no tempo máximo da aquisição, até o tempo $t = 0$, quando os refletores se encontram em sua posição exata em subsuperfície, assumindo que as velocidades de migração sejam bem estimadas (BAYSAL; KOSLOFF; SHERWOOD, 1983).

Em dados pré-empilhados a RTM reconstrói os campos de onda da fonte (campos descendentes, linhas vermelhas na Figura 12) e dos receptores (campos ascendentes, linhas azuis na Figura 12) individualmente, o que torna o custo computacional elevado comparado às demais migrações. A condição de imagem é computada a cada passo do tempo, realizando a correlação cruzada entre os dois campos. O princípio de imagem pode ser classicamente descrito pela seguinte citação:

“Refletores existem em pontos do solo onde a primeira chegada da onda descendente é coincidente no tempo com a onda ascendente.”
(CLAERBOUT, 1971).

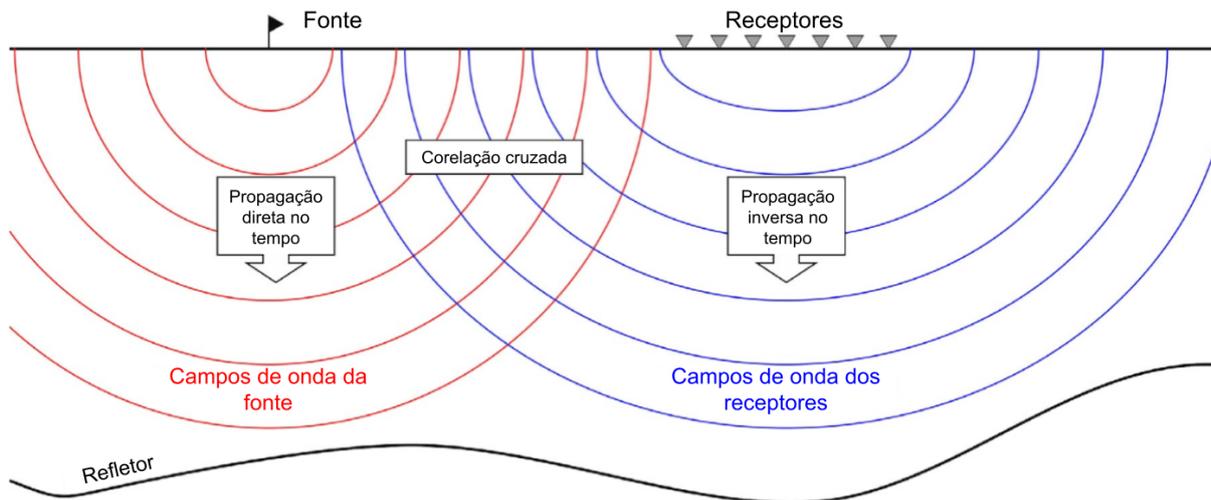


Figura 12 – Campos de onda da fonte e do receptor reconstruídos diretamente e inversamente no domínio do tempo durante a RTM. Para obtenção da imagem migrada, os campos de onda extrapolados são correlacionados em cada etapa de tempo. Fonte: Dondurur (2018), modificado.

A correlação cruzada entre os campos de onda descendentes e ascendentes se trata de uma condição de imagem simples. O somatório do produto para cada passo de tempo resulta em uma imagem em profundidade, que convencionalmente pode ser obtida através da seguinte equação (CLAERBOUT, 1971):

$$I(x, z) = \sum_{t=0}^{t=t_T} S(x, z, t)R(x, z, t), \quad (2.15)$$

onde $I(x, z)$ é a matriz contendo a imagem em profundidade, t representa o tempo avaliado, t_T o tempo de registro total do sismograma. O campo de ondas descendente é representado por $S(x, z, t)$ (*source*) e o campo de onda ascendente é representado por $R(x, z, t)$ (*receivers*).

Em resumo a metodologia da RTM no pré-empilhamento segue três passos principais, numerados abaixo (DON DURUR, 2018):

1. Simulação da frente de onda a partir da fonte com um método adequado, como o algoritmo por diferenças finitas.
2. Extrapolação do campo de ondas registrado no sentido descendente a partir da superfície de registro para a subsuperfície.

3. Correlação cruzada entre o campo de ondas simulado e a extrapolação do campo de ondas descendente que foi registrado.

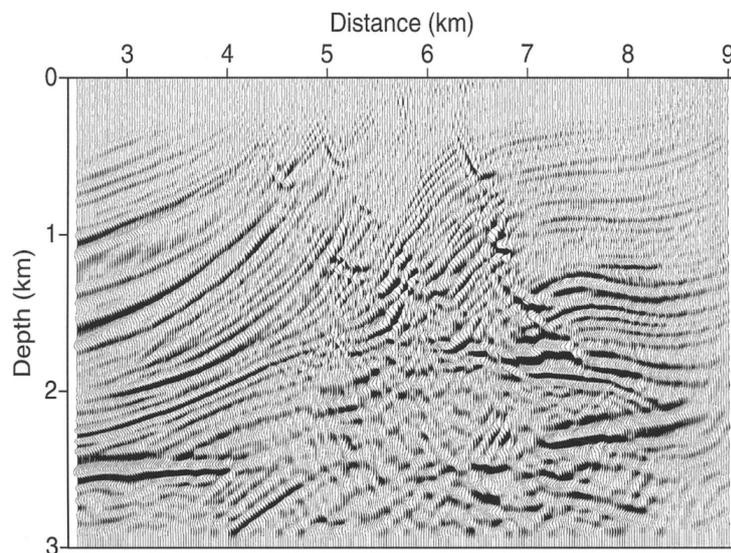
Vale ressaltar que para retropropagação do campo de ondas quando realizada pela mesma equação diferencial parcial que rege a propagação de ondas adotada na propagação direta, deve-se atentar aos mesmos critérios de dispersão e estabilidade numérica durante a realização da RTM. Outro ponto importante, buscando evitar artefatos gerados durante a aplicação da condição de imagem, utiliza-se um modelo de velocidades suavizado. Os contrastes de velocidades podem acarretar em informações espúrias na imagem calculada através da correlação cruzada. Assim, normalmente são aplicados filtros de suavização para remover os grandes contrastes do modelo de velocidade que foi adotado (LOEWENTHAL; STOFFA; FARIA, 1987).

2.6 Exemplos comparativos das migrações Kirchhoff e RTM

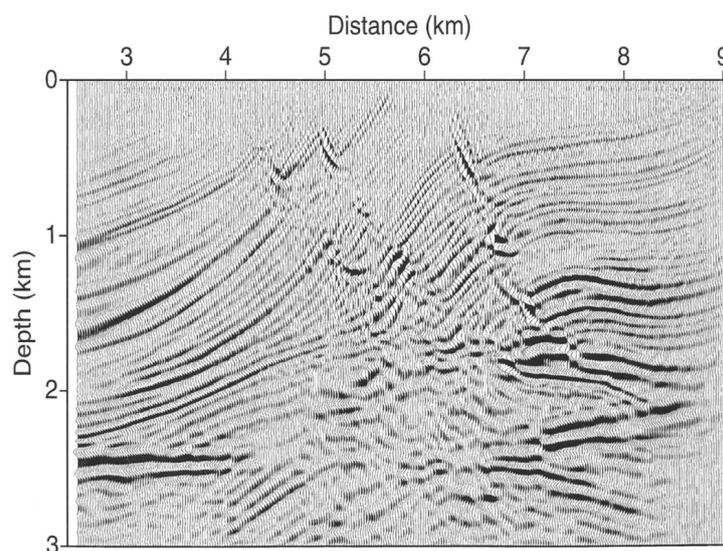
Buscando compreender as vantagens e desvantagens entre as migrações Kirchhoff e RTM, bem como a suas aplicabilidades e restrições técnicas, a seguir destaca-se aspectos relacionados a ambos os métodos, comparativamente. Teoricamente, ambas as técnicas são capazes de migrar refletores de mergulho íngreme (ZHU; LINES, 1996). A migração Kirchhoff demonstra ótima eficiência em ambientes com estruturas geológicas mais simples. Com o uso do conteúdo do número de ondas elevado e, respeitando o parâmetro de Nyquist no dado, a migração Kirchhoff geralmente pode ser realizada em uma frequência máxima útil de 100Hz. Por outro lado, a RTM possui maior demanda computacional, porém, é bem aplicada a ambientes geológicos mais complexos, como em *overhangs* (estruturas salina que se estendem além do flanco do domo de sal), com altos contrastes de velocidade (WHITMORE, 1983). Devido ao alto custo computacional em virtude da faixa de frequência adotada na implementação dos algoritmos de RTM, a migração se limita na maioria dos casos a frequências máximas em torno de 45Hz.

Adiante, são apresentadas duas imagens migradas (Figura 13) retiradas do trabalho de Zhu e Lines (1996), onde é feita uma comparação de ambas as migrações com dados também pré-empilhados do modelo bem conhecido de Marmousi. Os autores destacam que em uma perspectiva geral ambas as migrações realizaram uma

reconstrução razoável das características geológicas do modelo. Entretanto, conforme são notadas as regiões, observa-se algumas diferenças. Em particular, a falha à esquerda e a falha central não estão tão bem definidas para a migração Kirchhoff quanto na migração RTM. Desse modo, a migração reversa no tempo entrega uma imagem migrada mais precisa que o método de Kirchhoff (ZHU; LINES, 1996).



(a)



(b)

Figura 13 – Exemplo de comparações entre a migração Kirchhoff e RTM em modelo Marmousi. (a) Método de Kirchhoff e (b) método da RTM. Fonte: Zhu e Lines (1996).

No exemplo a seguir (Figura 14), elaborado por Rodrigues (2020) são demonstrados dois cenários geológicos complexos de corpos salinos comparando os métodos de migração Kirchhoff e RTM. O primeiro cenário contendo um (*overhang*) salino e o segundo cenário ilustra sedimentos encapsulados dentro da estrutura de sal.

Nesta comparação o autor destaca como a camada do pós-sal foi bem resolvida pelo método de migração Kirchhoff devido a baixa complexidade dos eventos, além de ressaltar que as regiões do flanco do sal, as bordas íngremes dos sedimentos encapsulados e a base do sal ficam melhor resolvidas com a migração RTM, demonstrando uma melhor delineação e continuidade dos refletores.

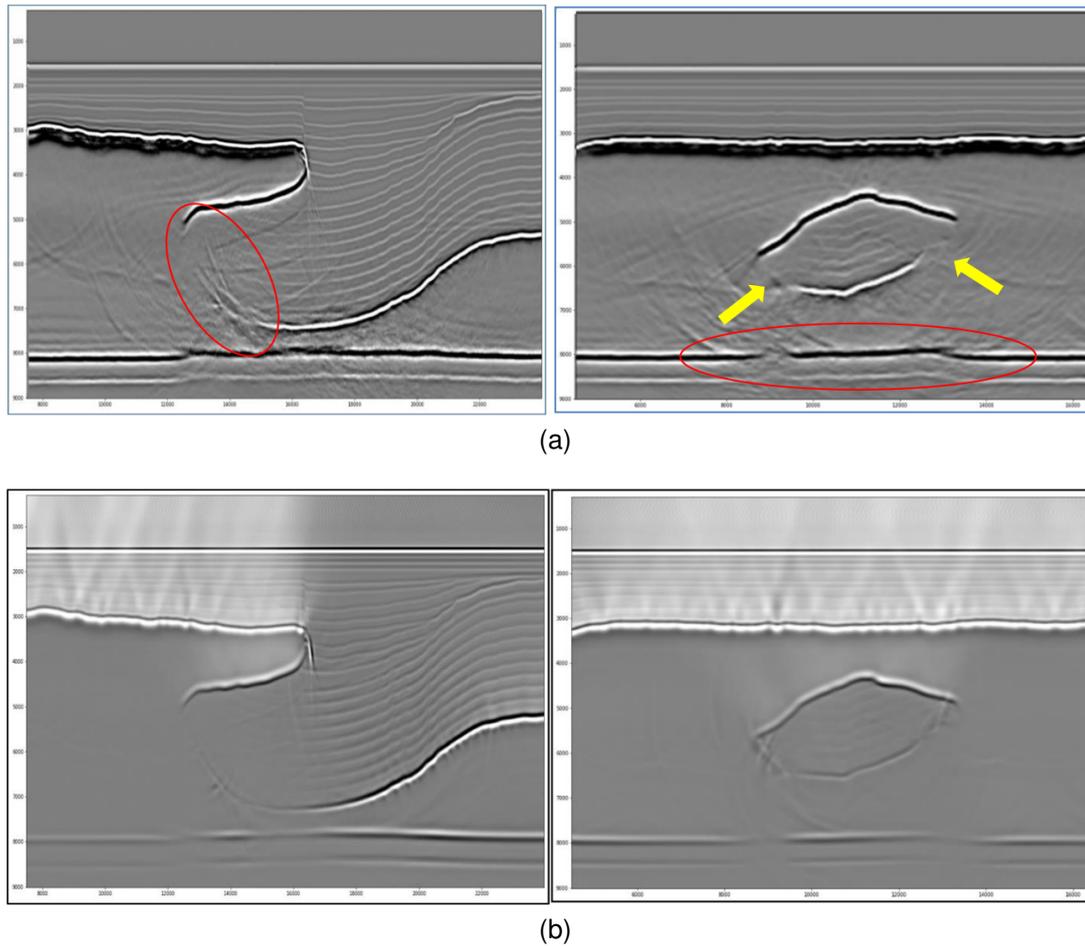


Figura 14 – Exemplo de comparações entre a migração Kirchhoff e RTM em estruturas salinas. (a) Método de Kirchhoff e (b) método da RTM. Fonte: Rodrigues (2020).

3 METODOLOGIA

A metodologia deste trabalho contou como a finalidade de comparação das migrações Kirchhoff e RTM, e para tal foram gerados dados sintéticos pelo Método das Diferenças Finitas (MDF), brevemente discutido no Apêndice A, utilizando um código desenvolvido pelo GISIS. As migrações foram executadas utilizando o *software* da Emerson-Paradigm® sob licença acadêmica. O fluxograma apresentado na Figura 15 foi esquematizado em duas etapas para apresentar uma perspectiva abrangente da metodologia proposta neste trabalho.

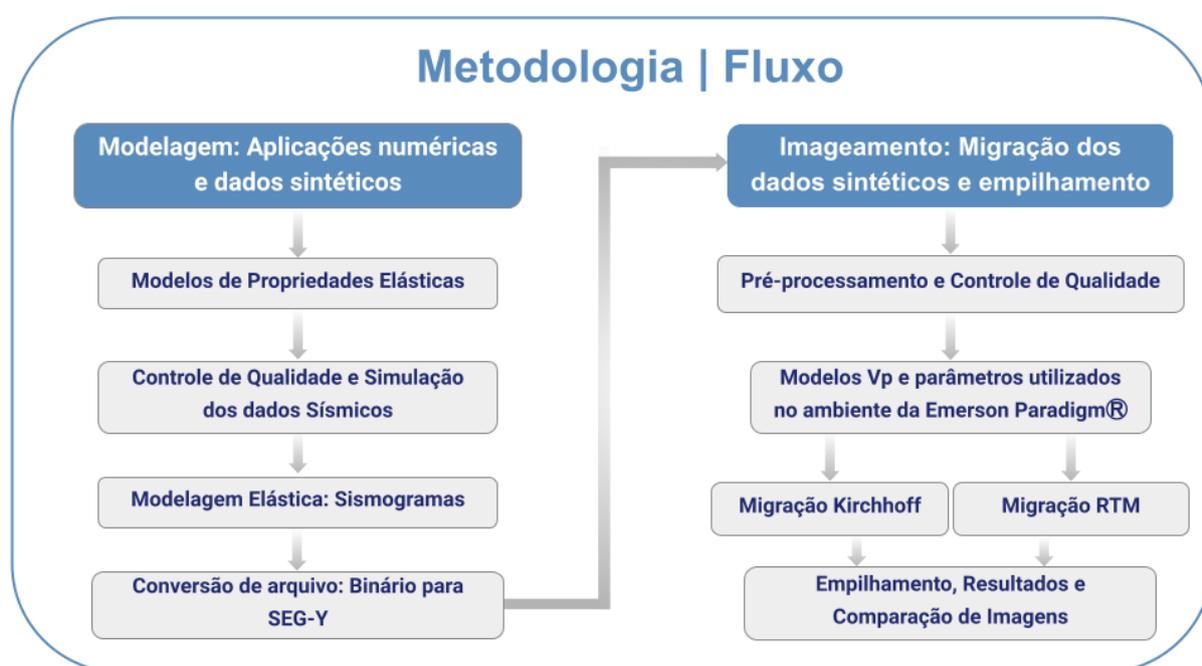


Figura 15 – Fluxograma da metodologia. Fonte: O próprio autor.

Foram adotados dois modelos neste trabalho com o propósito de se obter informações qualitativas a respeito das regiões iluminadas pela propagação da onda. O primeiro, intitulado de Modelo de 5 camadas, foi pensado como um modelo para ser referência para os parâmetros da migração e comparações com o segundo modelo devido seu ao caráter mais simples. O segundo, Modelo Búzios (GISIS) apresenta informações complexas da geologia do campo de Búzios, na bacia de Santos.

3.1 Modelagem: Aplicações Numéricas e Dados Sintéticos

Para a modelagem elástica dos dados foram definidos, primeiramente, a malha dos modelos com 701x851 amostras, bem como, os parâmetros para simulação da aquisição sísmica. A malha dos modelos foi definida com um espaçamento $dx = 50,0$ m e $dz = 10,0$ m, contemplando critérios de estabilidade que também são discutidos brevemente no Apêndice A. O tipo de aquisição sísmica foi definido com base nas informações do relatório da aquisição real com tipo de arranjo *streamer*, e portanto, as especificações da fonte, comprimento do cabo, número de hidrofones (receptores), espaçamento entre os receptores e afastamento mínimo, tiveram como base o mesmo relatório.

A fonte sísmica adotada foi o pulso sísmico da *wavelet* de Ricker de fase zero, com frequência de corte de 30,0 Hz. Em ambos os modelos utilizaram-se os mesmos parâmetros de malha e especificações para simulação da aquisição. Os parâmetros da malha do modelo bem como das especificações da aquisição estão dispostos nas Tabelas 1 e 2, respectivamente.

Tabela 1 – Principais parâmetros dos modelos

Malha do modelo	
Número de amostras	701x851
Largura do modelo	35000,0 m
Profundidade	8500,0 m
Intervalo dx	50,0 m
intervalo dz	10,0 m

Tabela 2 – Principais parâmetros da modelagem elástica

Fonte		Registro	
Pulso	Ricker	Arranjo	<i>streamer</i>
Frequência de corte	30,0 Hz	Comprimento do cabo	8087,5
Atraso da fonte	0,20 s	Intervalo de grupo (receptores)	12,5 m
Intervalo de tiro	25,0 m	Profundidade	10,0 m
Profundidade	10,0 m	Número de canais	648
Número de tiros	1071	Tempo de registro	9,074 s
Injeção	$\tau_{xx} + \tau_{zz}$	Taxa de amostragem	0,0004 s
		Afastamento mínimo	150,0 m

A simulação das aquisições sísmicas foram realizadas com os algoritmos implementados pelo GISIS utilizando diversas linguagens de programação como *C++*, *Julia*, *Python 3.9* e *Shell Script*. Após declarado a configuração dos parâmetros descritos nas tabelas acima, os algoritmos utilizados implementam o sistema de equações elásticas (Apêndice A) para simular a propagação das ondas sísmicas e a geração dos dados sintéticos (sismogramas). As informações de velocidade V_p , V_s , e densidade ρ também são entradas para o código, bem como a função de fonte sísmica, atualizando os tensores de tensão e deformação por meio das expressões na Eq. (A.4). Vale destacar que os algoritmos utilizam GPU's para acelerar a execução das operações matemáticas e armazenamento de dados que ocorrem a cada iteração.

Desse modo, a aquisição sintética é finalizada ao se realizar o número total de tiros definidos dentro do modelo, e as informações registradas nos receptores em cada tiro são armazenadas em um único arquivo organizado em formato binário. Após a conversão do formato binário para o formato SEG-Y, a leitura do arquivo poderá ser realizada em um *software* de processamento sísmico escolhido, atribuindo-se os parâmetros de geometria e georreferenciamento, adequadamente ao cabeçalho (do inglês, "header") do novo arquivo. A Figura 16 ilustra a direção da aquisição nos modelos e a composição do posicionamento de tiros e receptores dentro dos modelos.

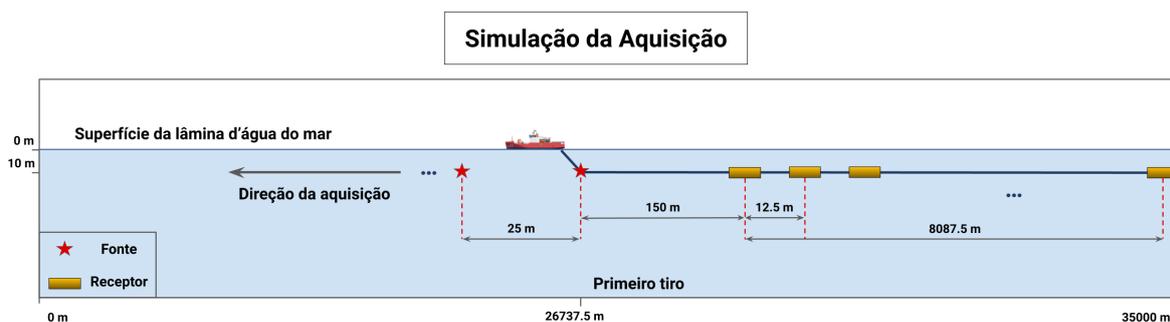


Figura 16 – Representação esquemática da simulação da aquisição. A ilustração evidencia a direção da aquisição e os parâmetros que foram utilizados no código de modelagem para o registro de todos os tiros. Fonte: O próprio autor.

O formato de arquivo SEG-Y é um dos formatos padrões de armazenamento de dados sísmicos desenvolvido pela *Society of Exploration Geophysics* (SEG) (HAGELUND; LEVIN, 2017). Os modelos de velocidade apresentados a seguir, foram gerados em formatos binários, e portanto, para a leitura adequada no *software* com as devidas

atribuições geométricas e de georreferenciamento ao *header* do arquivo, também foram convertidos para serem utilizados na etapa da migração corretamente.

3.1.1 Modelos de Propriedades Elásticas: Modelo de 5 Camadas

O Modelo de 5 Camadas com parâmetros elásticos foi desenvolvido em linguagem computacional Python 3.9 pelo próprio autor. Neste modelo destaca-se características estruturais simples com camadas plano paralelas, com espessuras e profundidades relativas ao contexto geológico do Pré-Sal brasileiro. O modelo foi projetado para atuar como um *benchmark* (referência) tanto para a modelagem quanto para as migrações Kirchhoff e RTM. Algumas características como a visualização de múltiplas e reflexões indesejadas nas bordas do modelo podem ser analisadas com uma identificação mais direta, devido a menor quantidade de informações sobrepostas no sismograma.

Desse modo, as atribuições de velocidades V_p foram definidas em associação com velocidades do mesmo modelo de Búzios utilizado para o presente trabalho, contemplando a velocidade da camada de água, uma camada de sedimentos, uma camada de sal, uma camada no pós sal relacionada a velocidades de rochas do embasamento, e por fim, uma camada associada a carbonatos reservatórios do pré-sal. O modelo de velocidade de ondas cisalhantes V_s foi gerado utilizando uma expressão empírica disponibilizada por Rosa (2010)

$$v_s = 0,45v_p. \quad (3.1)$$

Para a camada de água foi assumido que $v_s = 0$. Além disso, para a construção do modelo de densidade adotou-se a relação de Gardner através da relação

$$\rho = a_g v_p^{b_g}, \quad (3.2)$$

onde os seguintes valores $a_g = 0,23$ e $b_g = 0,25$ foram adotados como base em observações de amostras de campo e experimentos em laboratório para diferentes tipos de rochas saturadas em salmoura (GARDNER; GARDNER; GREGORY, 1974). A Figura 17 representa o modelo de velocidades V_p com o número das camadas relativas aos modelos de propriedades elásticas, V_s e densidade Rho , segundo as Eqs. (3.1) e

(3.2), conforme apresentado na Tabela 3.

Tabela 3 – Propriedades elásticas do Modelo de 5 Camadas

Camada	V_p [m/s]	V_s [m/s]	ρ [kg/m ³]
1	1500,0	0	1000,0
2	2200,0	990,0	1575,2
3	4450,0	2002,5	1878,5
4	5100,0	2295,0	1943,7
5	5200,0	2340,0	1953,1

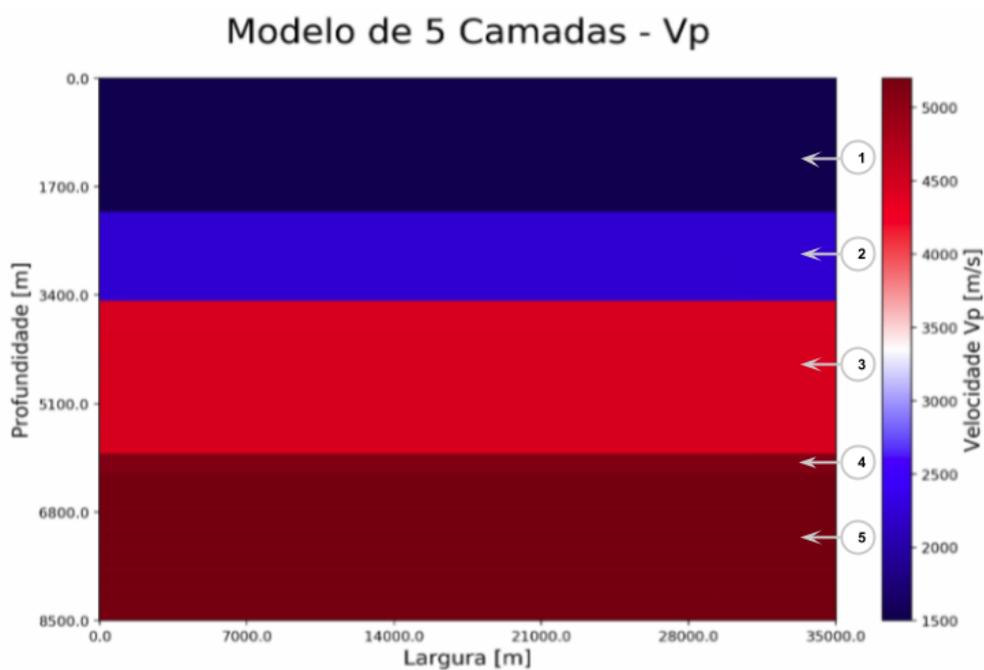


Figura 17 – Modelo de velocidades V_p 5 camadas com indicação do número relativo de cada camada. Representação das velocidades compressoriais adotadas em referência ao modelo de Búzios (GISIS). Os números das camadas são dispostos em ordem crescente conforme o aumento da profundidade no modelo (ver Tabela 3). Fonte: O próprio autor.

3.1.2 Modelos de Propriedades Elásticas: Búzios

A segunda modelagem de aquisição realizada neste trabalho considera as feições geológicas observadas em dados levantados no campo de Búzios. O modelo foi elaborado pelo GISIS com base em uma aquisição real.

A Tabela 4 contém as informações do modelo das propriedades elásticas utilizadas. Destaca-se que neste modelo as superfícies das camadas não são plano paralelas, contendo estruturas complexas de falhas com rejeitos expressivos e flancos salinos representativos da geologia do Pré-Sal da bacia de Santos. Além disso, vale destacar a camada de calcário localizada abaixo do sal como importante estrutura para a caracterização de reservatórios neste ambiente. A Figura 17 representa o modelo de velocidades V_p , com a indicação numérica de cada camada para os demais modelos de propriedades elásticas, V_s e densidade ρ .

Tabela 4 – Propriedades elásticas do Modelo Búzios (GISIS)

Camada	V_p [m/s]	V_s [m/s]	ρ [kg/m ³]
1	1500,5	0	1020,0
2	1780,0	801,0	1700,0
3	2000,0	900,0	1800,0
4	2200,0	990,0	1900,0
5	2500,0	1125,0	2150,0
6	3200,0	1440,0	2400,0
7	4450,0	2002,5	2100,0
8	5100,0	2295,0	2520,0
9	5200,0	2340,0	2600,0

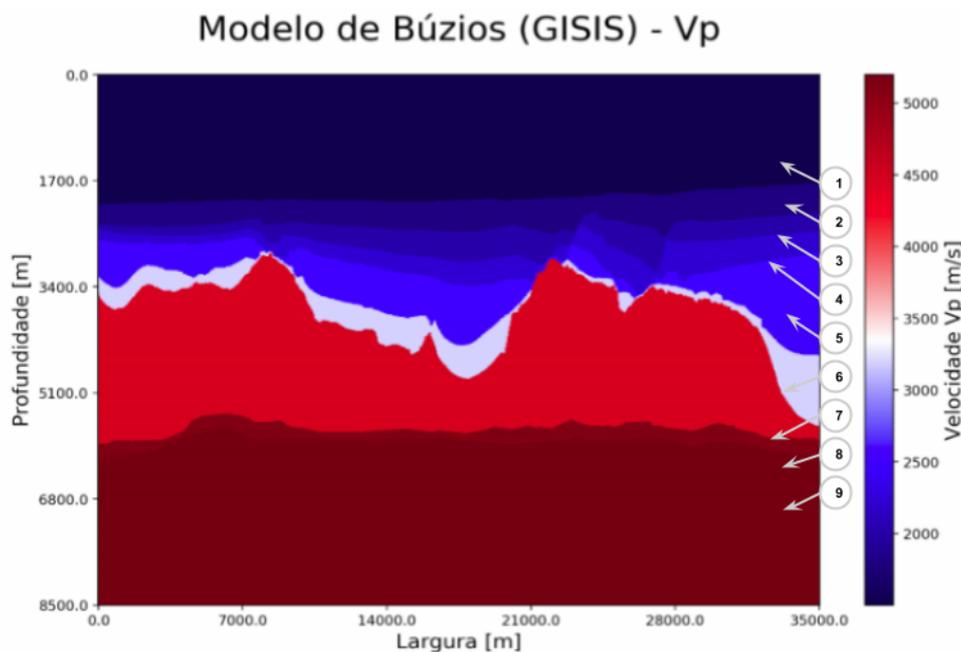


Figura 18 – Modelo de velocidades V_p Búzios (GISIS) com indicação do número relativo de cada camada. Os números das camadas são dispostos em ordem crescente conforme o aumento da profundidade no modelo (ver Tabela 4). Fonte: Cortesia GISIS.

3.1.3 Controle de Qualidade da Simulação dos Dados Sísmicos

Os parâmetros adotados para a modelagem buscaram simular uma aquisição real de modo factível e em um tempo razoável. Desse modo, foram analisados cuidadosamente para que a relação de Courant fosse respeitada, evitando dispersões inesperadas ou instabilidades durante as simulações e garantindo a qualidade dos dados sísmicos gerados sinteticamente. A fonte sísmica utilizada foi uma *wavelet* Ricker com frequência de corte de 30,0 Hz (Figura 19) (Apêndice A.1).

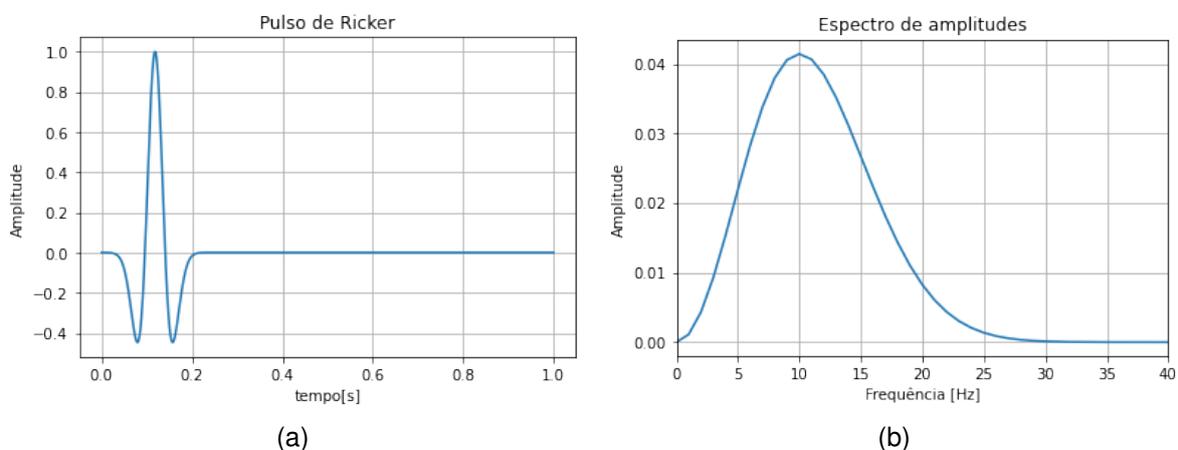


Figura 19 – Gráfico da fonte sísmica (pulso Ricker) adotada. (a) Pulso de Ricker e sua (b) Transformada de Fourier, evidenciando a frequência de corte de 30 Hz. Fonte: O próprio autor.

As especificações da análise de dispersão e estabilidade são apresentadas na Tabela 5. Nota-se que para o registro do sismograma foi definido uma amostragem temporal dt_{sismo} para o sismograma diferente da amostragem dt_{model} da modelagem. Essa diferença permite que a modelagem seja executada com uma taxa de amostragem menor, evitando dispersão e instabilidade numérica. Além disso, o sismograma é registrado com uma taxa de amostragem maior para se reduzir o tamanho ocupado em disco.

O incremento espacial do modelo foi atualizado no código de modelagem para $d_x = 6,25$ na direção x e $d_z = 5,0$ na direção z . Como o espaçamento d_x é maior que o d_z , apenas o primeiro é adotado para análise de dispersão. Assim, vale ressaltar que d_x e d_t críticos foram calculados em função da soma dos coeficientes nas aproximações dos operadores no tempo e no espaço a_t e a_s , respectivamente (Apêndice A.2). O número de pontos mínimo para representar o comprimento de onda foi o de $\eta = 5$.

Tabela 5 – Análise de Dispersão e Estabilidade

Relação modelo-sismograma		Análise Numérica	
Tempo total de amostragem	9,074 s	Frequência de corte f_{corte}	30,0 Hz
Taxa de amostragem dt_{model}	0,0004 s	Incremento d_x	6,25 m
Taxa de amostragem dt_{sismo}	0,0020 s	Velocidade sísmica v_{min}	1500,0 m/s
Razão	5	Velocidade sísmica v_{max}	5200,0 m/s
Número de amostras	4537	pontos η	5
Número de iterações	22685	Soma a_t	4,0
		Soma a_s	5,3
		$\lambda_{critico}$	50,0 m
		d_x crítico	10,0 m
		d_t crítico	0,0017 s
		Número de Courant	0,3328

Antes de realizar a simulação completa do levantamento sísmico alguns sismogramas foram gerados, posicionando o tiro na região central do modelo, como controle de qualidade para definição do numero de pontos a ser utilizado com a Condição de Borda Absortiva (ABC) (Figuras 20 e 21). A comparação demonstra a absorção de reflexões indesejadas, como as reflexões que são registradas múltiplas vezes devido à superfície da lâmina d'água, e as reflexões das laterais do modelo, indicadas na Figura 20a e Figura 21a para o Modelo de 5 Camadas e o Modelo de Búzios, respectivamente. A seta 1 indica a reflexão múltipla de superfície relacionada ao fundo do mar. O forte refletor indicado pela seta 2 representa uma múltipla relacionada ao topo do sal, e por fim, as setas 3 indicam reflexões relacionadas às extremidades laterais do modelo.

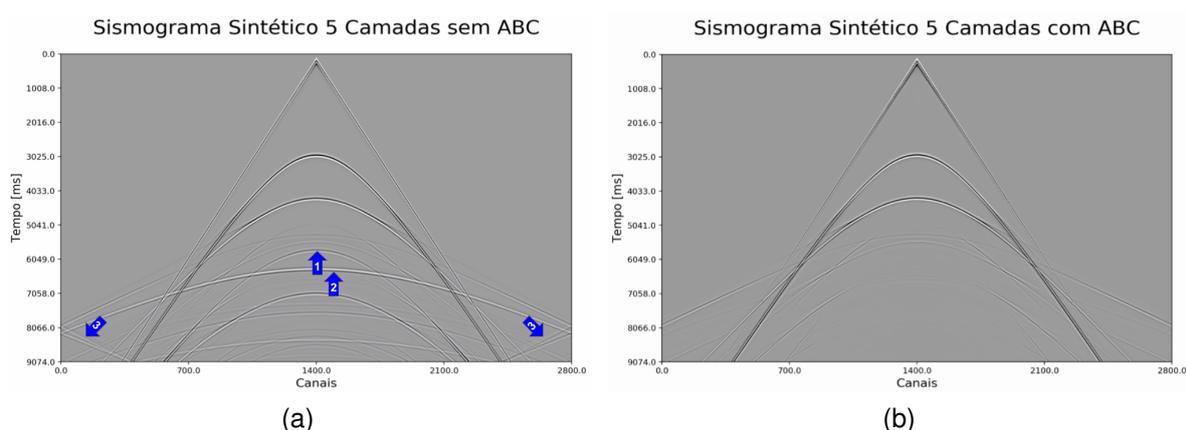


Figura 20 – Comparação da aplicação de Condição de Borda Absortiva (ABC) adotada para o Modelo de 5 Camadas. (a) Sismograma sem atenuação nas bordas. (b) Sismograma com absorção nos quatro lados do modelo. Fonte: O próprio autor.

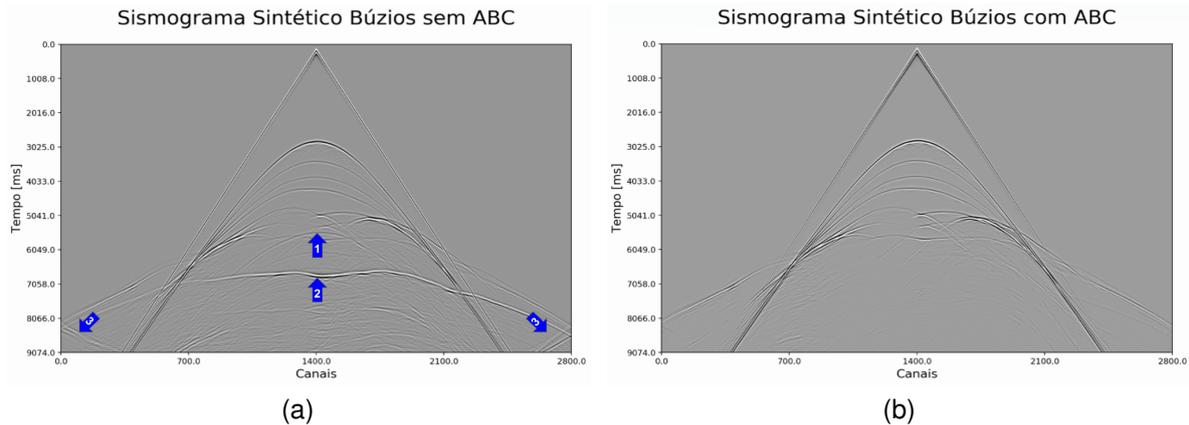


Figura 21 – Comparação da aplicação de Condição de Borda Absorviva (ABC) adotada para o Modelo de Búzios. (a) Sismograma sem atenuação nas bordas. (b) Sismograma com absorção nos quatro lados do modelo. Fonte: O próprio autor.

Para a aplicação da ABC foi utilizada uma implementação em linguagem *C++*, expandindo o modelo nos quatro lados em $n_{bord} = 100$ pontos (Apêndice A.3). A Figura 22 demonstra o comportamento exponencial com decaimento gradativo dado pela função da condição de Cerjan para um fator de amortecimento de 0,0012.

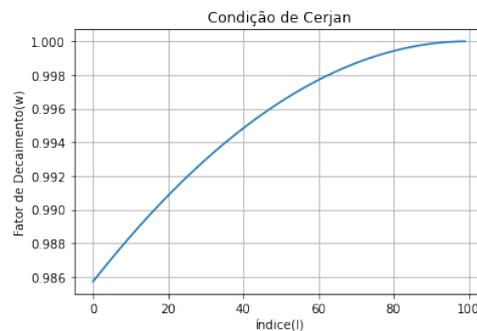


Figura 22 – Gráfico da função de Condição de Cerjan adotada. Neste exemplo, o fator de amortecimento utilizado foi de $fat = 1,2 \times 10^{-3}$ com 100 pontos atribuídos a borda. Fonte: O próprio autor.

Em seguida, os dados dos tiros da aquisição simulada foram armazenados em arquivos binários e posteriormente agrupados em um único arquivo binário de cada modelo para etapa seguinte da metodologia.

3.1.4 Conversão dos Dados: Binário para SEG-Y

A conversão dos arquivos de binário para SEG-Y (Figura 23), por sua vez, foi realizada por meio de código em *Python 3.9*, utilizando bibliotecas como *numpy* e

seggyio. O código atribui a um único arquivo as informações das aquisições referentes ao cabeçalho principal do arquivo, como a região da aquisição em coordenadas georreferenciadas em UTM e geometrias entre os componentes fonte-receptor. Além disso, o código também atribui ao mesmo arquivo informações referentes ao cabeçalho de cada traço sísmico registrado nos receptores, como afastamentos dos receptores relativos em cada tiro, e suas respectivas coordenadas, possibilitando o carregamento e posicionamento dos dados em um polígono georreferenciado dentro do *software*.

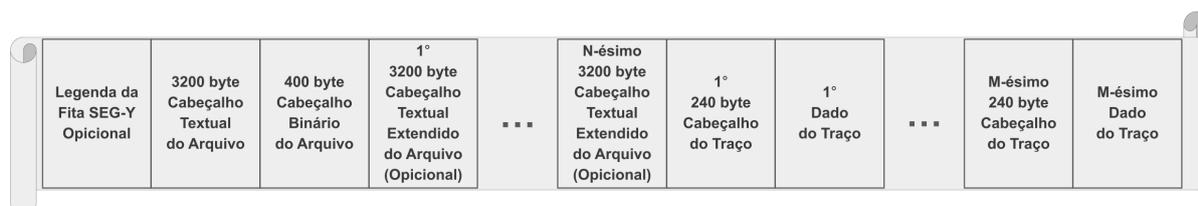


Figura 23 – Estrutura sequencial de bytes de um arquivo SEG-Y. N registros de cabeçalho em arquivo textual estendido e M registro para os traços. Fonte: O próprio autor, modificado de Hagelund e Levin (2017).

Em seguida, após o carregamento dos dados em formato SEG-Y para dentro do ambiente do *software*, alguns procedimentos foram realizados como controle de qualidade do georreferenciamento e remoção da informação da onda que se propaga diretamente na superfície da lâmina d'água.

Primeiramente, utilizando a ferramenta *Basemap Paradigm®*, foi possível visualizar a localização dos tiros e receptores posicionados sobre a linha da aquisição georreferenciada a qual o modelo de velocidade é carregado para posterior migração dos dados. A Figura 24 demonstra que os componentes tiros-receptores foram adequadamente posicionados no ambiente de georreferenciamento do *software*.

Para a remoção da onda direta, calculou-se analiticamente o valor do tempo de registro desta onda com a relação da distância de cada afastamento dividido pela velocidade de propagação da onda na água utilizada de 1500,0 m/s. Com a ferramenta do *software Echos Paradigm®* foi feita a subtração das informações de amplitudes com tempos referentes a onda direta. As Figuras 25 e 26 mostram os 5 primeiros tiros para as duas modelagens realizadas subtraídas da onda direta. As linhas em vermelho, apenas ilustrativas, são os tempos da onda direta somados a uma constante de 450 ms, buscando subtrair do dado todo o sinal da onda direta. Vale destacar que foi realizado um deslocamento temporal do dado de 200 ms negativamente, devido ao atraso aplicado na função da fonte durante modelagem.

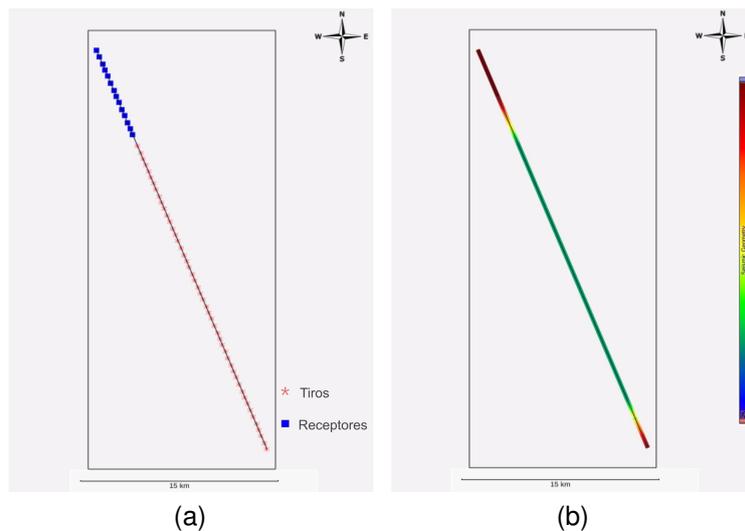


Figura 24 – Georreferenciamento dos componentes tiros/receptores. (a) Posicionamento dos tiros e dos receptores sobre a linha de aquisição. (b) Mapa de cobertura de traços por amostragem espacial sobre a linha. Fonte: O próprio autor.

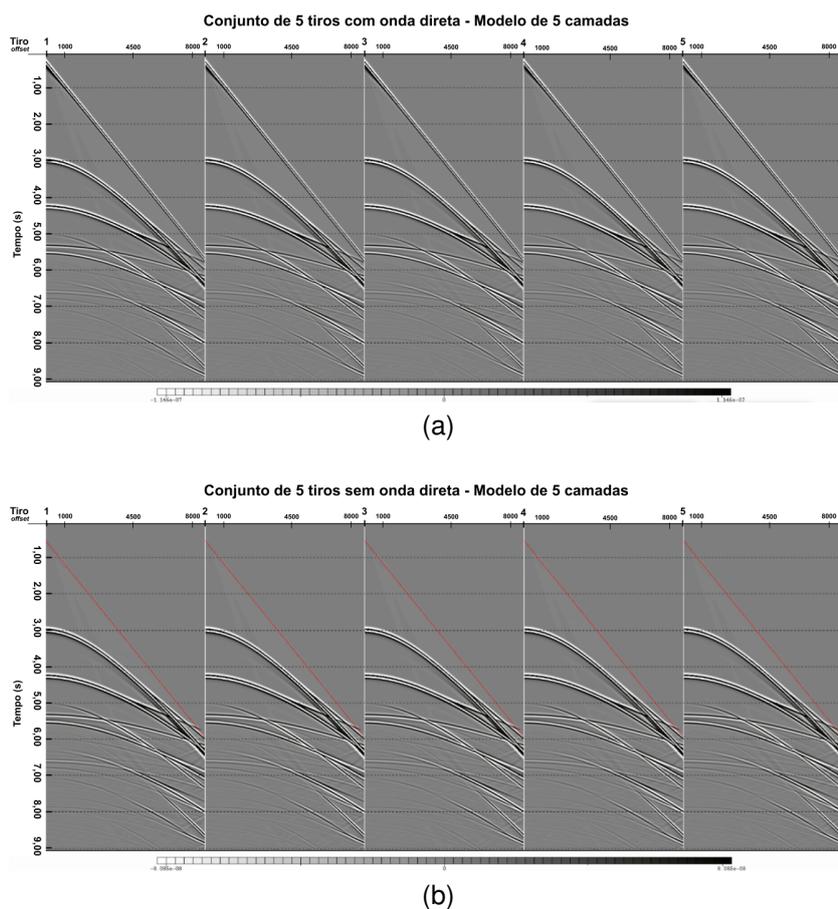


Figura 25 – Visualização dos 5 primeiros tiros no Modelo de 5 Camadas. Conjunto de tiros por *offset*. (a) Tiros com informação da onda direta. (b) Tiros sem informação da onda direta. Fonte: O próprio autor.

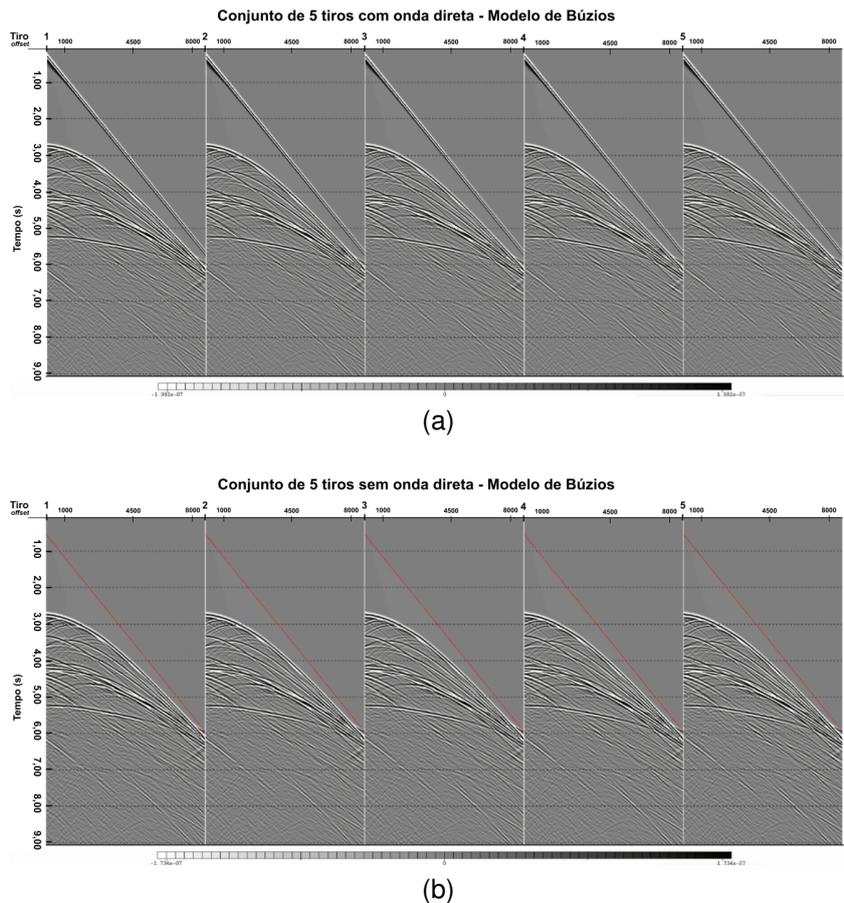


Figura 26 – Visualização dos 5 primeiros tiros no Modelo de Búzios. Conjunto de tiros por *offset*. (a) Tiros com informação da onda direta. (b) Tiros sem informação da onda direta. Fonte: O próprio autor.

3.2 Imageamento: Migração dos Dados Sintéticos e Empilhamento

Neste trabalho foram utilizados dois métodos de migração, o método Kirchhoff e o método da RTM. As migrações foram executadas em profundidade e com os dados pré-empilhados de ambas modelagens, com o Modelo de 5 Camadas e o com o Modelo de Búzios.

A definição dos parâmetros utilizados são fatores importantes para se obter melhores imagens, contemplando a geometria de aquisição, a abertura de migração, ou seja, o intervalo de dados utilizados como informação para a integral de Kirchhoff e para a condição de imagem na RTM, e ainda, processos de filtragem da seção resultante.

Como controle de qualidade, os dados foram ordenados em *offset* por *CDP* para uma visualização de seção no *offset* mínimo antes da migração. As Figuras 27 e 28 ilustram os efeitos da modelagem ainda presentes no dado, como por exemplo, hipérbolos de difração.

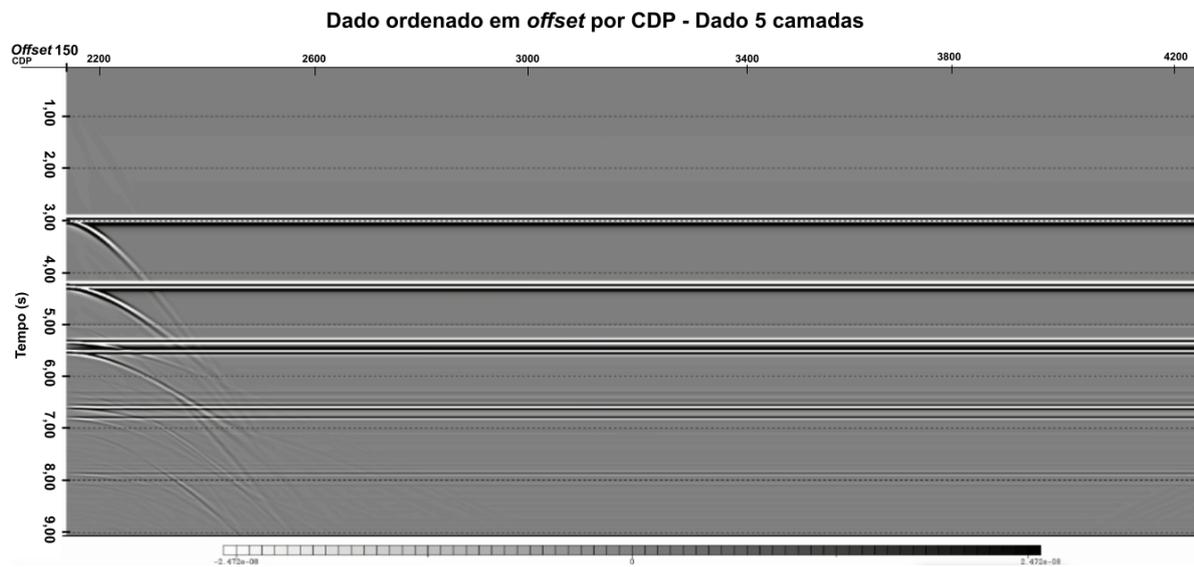


Figura 27 – Visualização do dado ordenado em *offset* por *CDP*, no *offset* mínimo do Modelo de 5 Camadas. Fonte: O próprio autor.

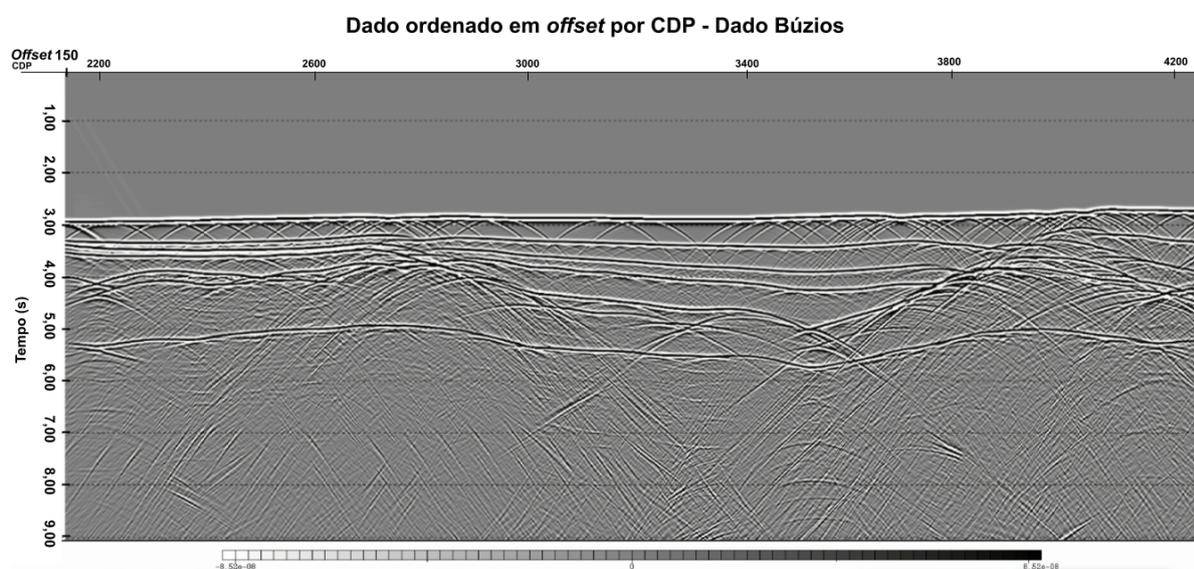


Figura 28 – Visualização do dado ordenado em *offset* por *CDP*, no *offset* mínimo do Modelo de Búzios. Fonte: O próprio autor.

Uma suavização nos modelos de velocidades V_p foi proposta para ambos os cenários, buscando um melhor resultado em especial para a migração RTM devidos aos efeitos de retro-espalhamento (*backscattering*), produzidos pela correlação cruzada

(DÍAZ; SAVA, 2012). Além disso, os modelos foram interpolados para entrada da migração conforme as dimensões da modelagem. Os novos modelos foram utilizados para ambas migrações, possibilitando uma comparação consistente entre os métodos. As suavizações e interpolações foram realizadas através de código escrito em linguagem *python 3.9* com a biblioteca *scipy*, utilizando um filtro gaussiano com $\sigma = 3$ para as duas dimensões do modelo (x e z), e uma interpolação unidimensional com $dx = 6,25$ m e $dz = 5,0$ m. A seguir são apresentados os modelos suavizados nas Figuras 29 e 30.

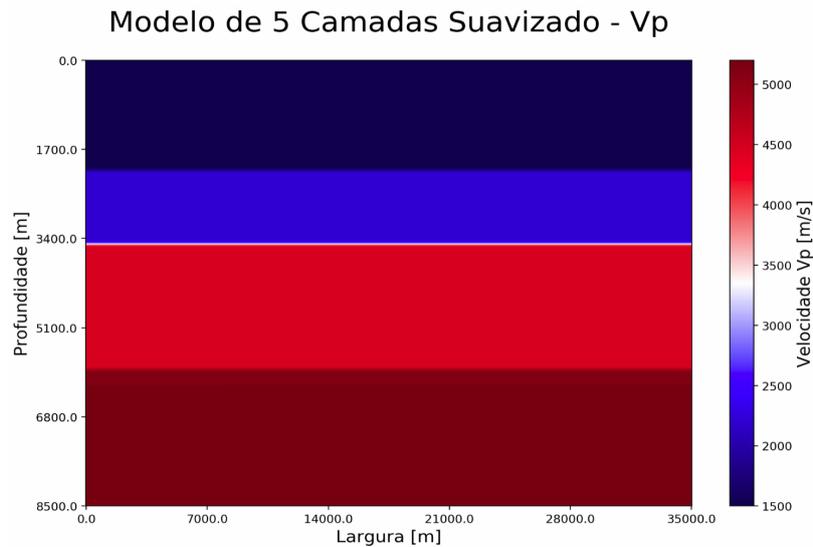


Figura 29 – Modelo de 5 Camadas interpolado e suavizado V_p . Modelo obtido por meio de filtro gaussiano. Fonte: O próprio autor.

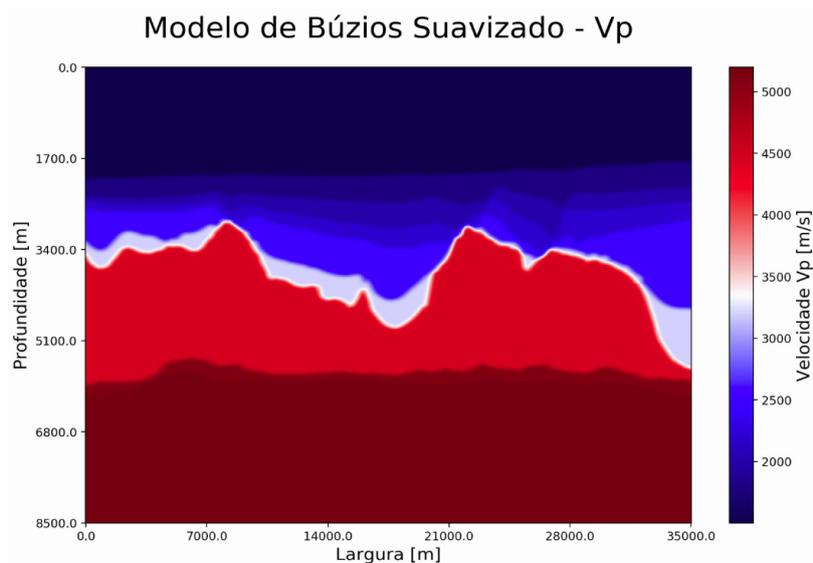


Figura 30 – Modelo de Búzios interpolado e suavizado V_p . Modelo obtido por meio de filtro gaussiano. Fonte: O próprio autor, adaptado Cortesia GISIS.

3.2.1 Parâmetros utilizados na Migração Kirchhoff

Os parâmetros utilizados para a migração Kirchhoff foram atribuídos dentro da ferramenta *Velocity Navigator Paradigm®*. Para implementação, primeiramente, o *software* requer que seja feita a ordenação do conjunto de dado (*dataset*) em *CDP* por *offset*. Além disso, configurou-se o modelo de fundo como isotrópico e a aplicação foi feita no domínio da profundidade com refinamento da velocidade intervalar, o parâmetro da velocidade utilizado foi o de sobretempo residual dado afastamento de referência (parabólico), o tipo de agrupamento foi configurado por afastamento, por fim, foi definido o modo para seleção do atributo de velocidade por horizontes.

Em seguida, selecionou-se o tipo da Migração Kirchhoff para dados pré-empilhados, utilizando o método de frente de onda (do inglês, *wavefront*). Os modelos utilizados para a migração foram o modelo de velocidades V_p suavizado e interpolado para o Modelo de 5 camadas e o Modelo de Búzios, sequencialmente. A Tabela 6 resume as informações da migração Kirchhoff. Onde foi utilizado a cobertura total de *CMPs* relativos no modelo. O espaçamento configurado entre os canais e *offsets* foram os mesmos conforme a aquisição de 12,5 m. O número de canais foi restringido para 1/3 do total da aquisição (216), representando um *offset* máximo de 2650,0 m por tiro, com o intuito de evitar informações, por exemplo, de onda refratada (*headwaves*) dos afastamentos mais distantes. A profundidade máxima definida foi de 8500 m com incremento de 5 m, conforme o modelo. Por fim, a abertura de migração definida foi de 2040 *CMPs* (12750,0 m), correspondendo a 3/2 da profundidade máxima do modelo (recomendação do *software*), e aproximadamente a metade do comprimento das hipérbolas de difração com maiores mergulhos observadas no dado de Búzios. Por fim, vale destacar que o algoritmo da ferramenta conta com uma opção de filtro de *stretch* na imagem, o qual por padrão foi utilizado um fator de 0,43.

Tabela 6 – Parâmetros da Migração Kirchhoff

Frequência da modelagem (corte)	30,0 Hz
Intervalo mapeado (<i>CMPs</i>)	1-5601 (35000,0 m)
Canais utilizados por tiro (<i>offset</i>)	216 canais (2650,0 m)
Profundidade máxima de migração	8500,0 m ($dz = 5,0$ m)
Abertura de Migração (<i>CMPs</i>)	2040 (12750,0 m)

3.2.2 Parâmetros utilizados na Migração RTM

A migração RTM foi realizada dentro da ferramenta *Echos Paradigm*®. As informações prévias para configurações do módulo RTM utilizadas no *software* são resumidas na Tabela 7. O *dataset* de entrada foi ordenado em tiro por canal, também sendo limitado para 216 canais (2650,0 m) de *offset* máximo como feito para a migração Kirchhoff, com o intuito de evitar informação de onda refratada. Em seguida, novamente algumas definições para a migração foram configuradas buscando otimizar o tempo do processamento e o correto posicionamento dos refletores. Se tratando de um dado 2D, é mandatário dentro do *software* configurar o sub-volume (sessão 2D) que será imageado por tiro, sendo tamanho máximo de largura ("*xline*") da seção como nulo (0 m), e o valor máximo de comprimento ("*inline*") da seção sendo o mesmo valor da abertura de migração utilizada no método de Kirchhoff de 12750,0 m. A profundidade configurada para ser imageada foi de 8500,0 m, conforme o modelo, com um incremento $dz = 5,0$ m. O próximo passo foi definir o pulso da fonte para a propagação direta da onda conforme a modelagem com uma Ricker de fase zero de frequência de corte $f_S = 30,0$ Hz. Para o pulso de retropropagação também foi configurada uma Ricker, definindo sua frequência central como 1/3 da frequência de corte da modelagem, $f_R = 10,0$ Hz.

Tabela 7 – Parâmetros da Migração RTM

Pulso de propagação - <i>source</i> (campo descendente)	Ricker $f_S = 30,0$ Hz
Pulso de retropropagação - <i>receivers</i> (campo ascendente)	Ricker $f_R = 10,0$ Hz
Intervalo mapeado (<i>CMPs</i>)	1-5601 (35000,0 m)
<i>Offset</i> máximo	2650,0 m (216 canais)
Profundidade	8500,0 m ($dz = 5,0$ m)
Abertura de Migração (<i>CMPs</i>)	2040 (12750,0 m)

Por fim, a migração RTM comumente apresenta artefatos gerados durante a aplicação da condição de imagem, ainda que seja adotado um modelo de velocidades suavizado. Os artefatos são associados ao fenômeno de *backscattering*, que se comportam como ruídos correlacionados entre ambos os campos de propagação da fonte e dos receptores, sendo amenizados com a aplicação de um filtro para atenuar as correlações entre ruídos com longos comprimentos de onda (ZHANG; SUN, 2011). Nesse sentido, para essa abordagem, utilizou-se dentro do módulo RTM o filtro Laplaciano

devido a simplicidade e facilidade de implementação no *software* pela ferramenta *Echos Paradigm*®. A definição do filtro é dada pela seguinte equação

$$I(x, z) = \Delta^2 I(x, z) = \frac{\partial^2 I}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 I}{\partial z^2} \quad (3.3)$$

Os fatores do filtro foram definidos a partir do número de coeficientes em ambas as direções x e z utilizado para se realizar uma média $n_{coef} = 25$, e um fator de suavização $\sigma = 0,75$, caracterizando uma suavização relativamente pouco intensa de uma escada de (0,5-1,5). Essa configuração demonstrou um resultado satisfatório para o experimento ao realizar média ponderada em cada ponto da imagem com seus *pixels* vizinhos, reduzindo ruídos e destacando os refletores verdadeiros.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Nesta seção os resultados são apresentados de forma esquemática para as migrações Kirchoff e posteriormente RTM realizadas com o Modelo de 5 Camadas e o Modelo de Búzios, sequencialmente. Para uma discussão inicial, se observa o comportamento dos refletores e é feita uma avaliação dos parâmetros utilizados. Em seguida, os resultados são apresentados com uma visualização em sobreposição ao próprio modelo utilizado, trazendo à luz a problemática proposta neste trabalho com a comparação qualitativa, indicando o posicionamento dos refletores em profundidade após a migração. Algumas observações quanto ao conteúdo das amplitudes também são levantadas brevemente de modo qualitativo, não sendo objetivo deste trabalho.

4.1 Seções Sísmicas Migradas: Kirchhoff

A primeira seção migrada pelo Método Kirchhoff foi feita com os dados do Modelo de 5 Camadas, o resultado obtido é mostrado na Figura 31. A migração representou os refletores contidos no modelo de forma bem comportada sem artefatos de borda ou hipérbolos de difração significativos, demonstrando qualitativamente que os parâmetros utilizados contemplaram bem a migração. Verticalmente, as amplitudes registradas demonstraram-se condizentes com o modelo de velocidade proposto, indicando por exemplo, o forte contraste de impedância no refletor associado ao topo do sal.

A sobreposição do resultado sobre o próprio modelo de velocidades de 5 Camadas, observada na Figura 32, demonstrou compatibilidade entre imagem gerada e as profundidades dos refletores, indicando um posicionamento correto para as camadas deste primeiro modelo. A eficiência do método para esse modelo é um resultado esperado por se tratar de um modelo simples com camadas plano paralelas.

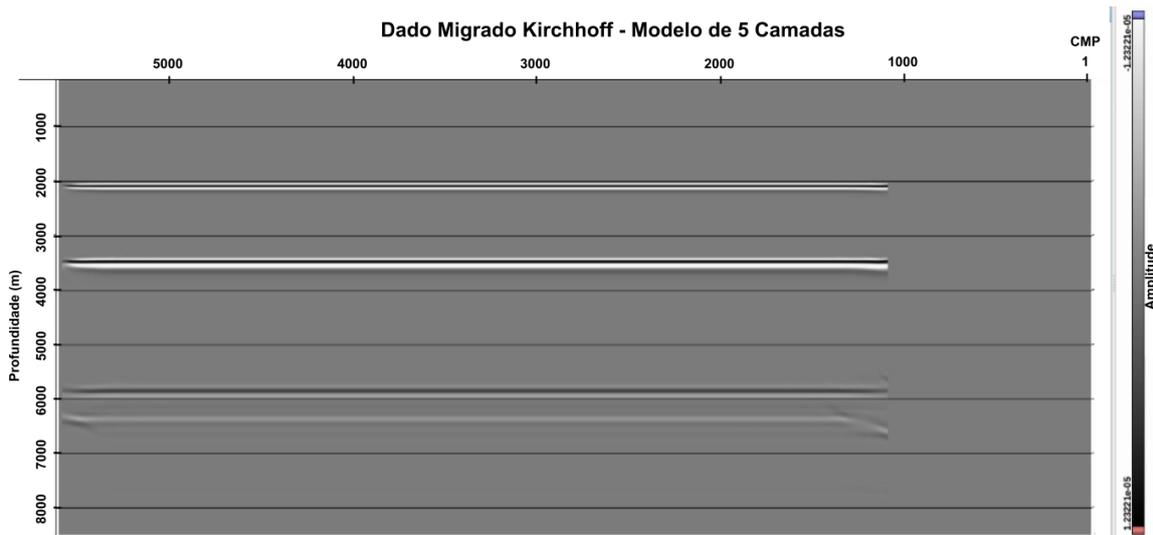


Figura 31 – Migração método Kirchhoff com dados do Modelo de 5 Camadas. O dado migrado em profundidade contemplou todo intervalo de *CMPs* com a cobertura *fold*s para a aquisição configurada dentro do modelo. Fonte: O próprio autor.

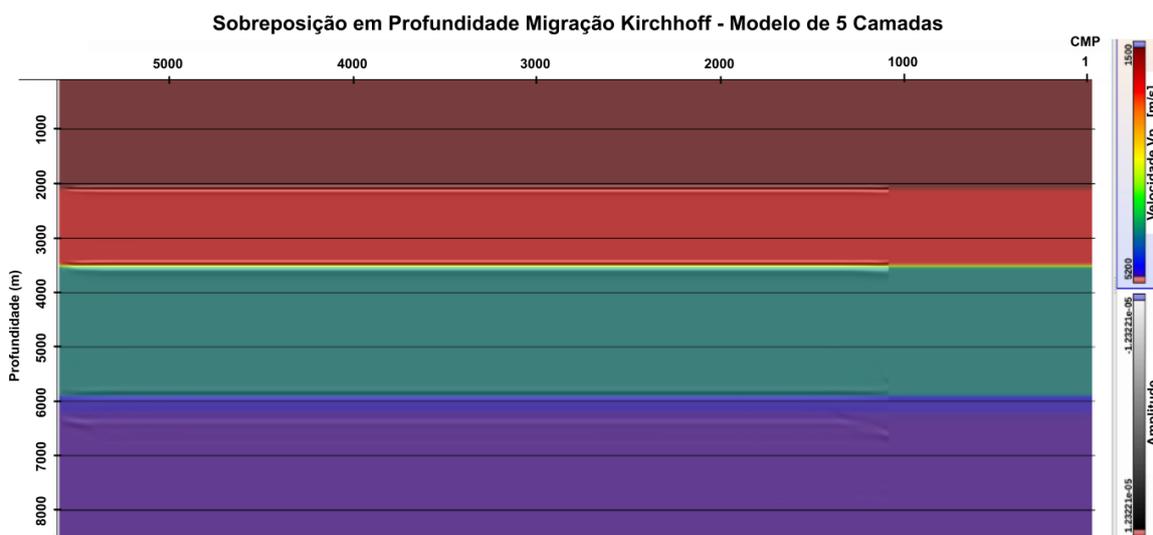


Figura 32 – Sobreposição do resultado da migração Kirchhoff sobre o Modelo de velocidades V_p suavizado e interpolado de 5 Camadas. A sobreposição evidencia um posicionamento satisfatório com a migração Kirchhoff. Fonte: O próprio autor.

Ao comparar alguns testes, observou-se que a restrição do *dataset* em 1/3 do *offset* máximo com 216 canais (2800,0 m) diminuiu consideravelmente as baixas frequências do dado migrado, possibilitando uma melhor resolução dos refletores, além de diminuir consideravelmente os artefatos de borda (Figura 33). Dessa forma, tal parâmetro também foi tomado como referência para o modelo de Búzios e para a migração RTM.

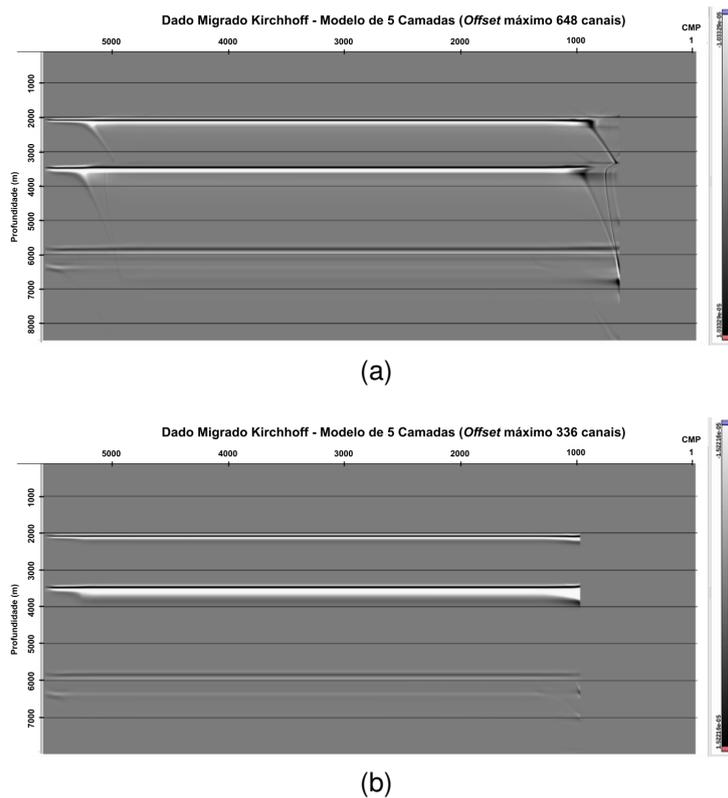


Figura 33 – Comparação de dois *offsets* máximos utilizados para o método Kirchhoff com diferentes resoluções para o dado imageado. (a) *Offset* máximo, 648 canais (150,0+8087,5 m), menor resolução e artefatos de borda evidentes. (b) 1/2 do *offset* máximo, 324 canais (150,0+4050,0 m), maior resolução e menos artefatos de borda. Fonte: O próprio autor.

A segunda seção apresentada, também migrada pelo Método Kirchhoff, foi feita com os dados do Modelo de Búzios, e é mostrada na Figura 34. A migração também representou os refletores contidos no modelo satisfatoriamente com poucos artefatos de borda ou hipérbolos de difração, indicando qualitativamente uma boa adequação dos parâmetros utilizados para a migração. Vale destacar o poder do método ao contemplar bem refletores com alto grau de inclinação, devido a abertura de migração cuidadosamente definida para as especificações do modelo, suficiente para se somar as amplitudes associadas na integral de Kirchhoff.

A sobreposição do resultado no Modelo de Búzios, apresentado na Figura 35, também demonstrou uma compatibilidade consistente da imagem gerada, indicando um posicionamento coerente com os refletores em profundidade para as camadas propostas do modelo. Assim, indicando um resultado satisfatório para o propósito qualitativo de comparação com a RTM.

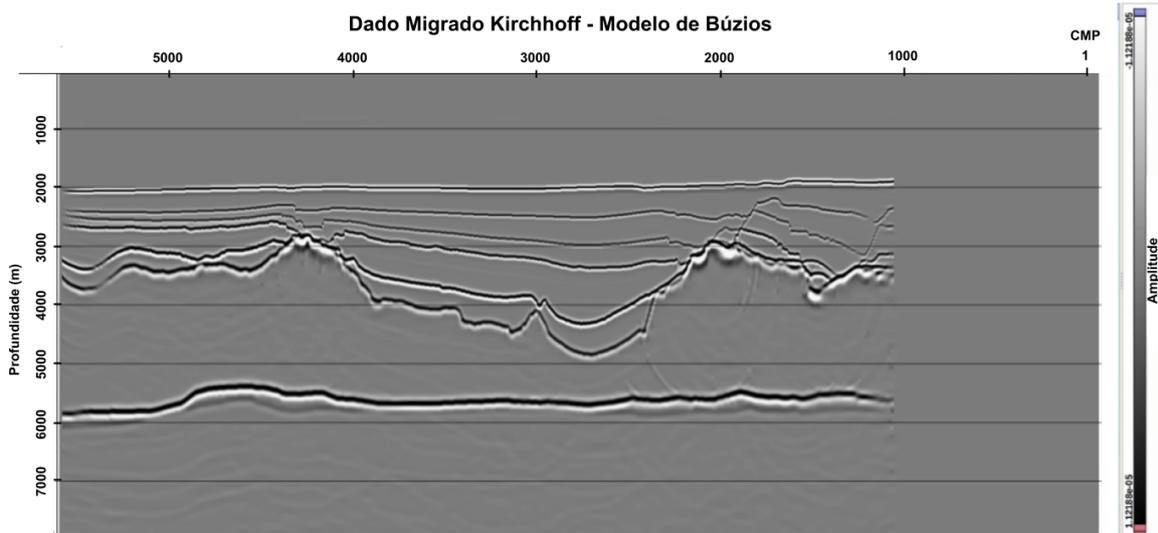


Figura 34 – Migração método Kirchhoff com dados do Modelo de Búzios. O dado migrado em profundidade contemplou todo intervalo de *CMPs* com cobertura de *folds* para a aquisição configurada dentro do modelo. Fonte: O próprio autor.

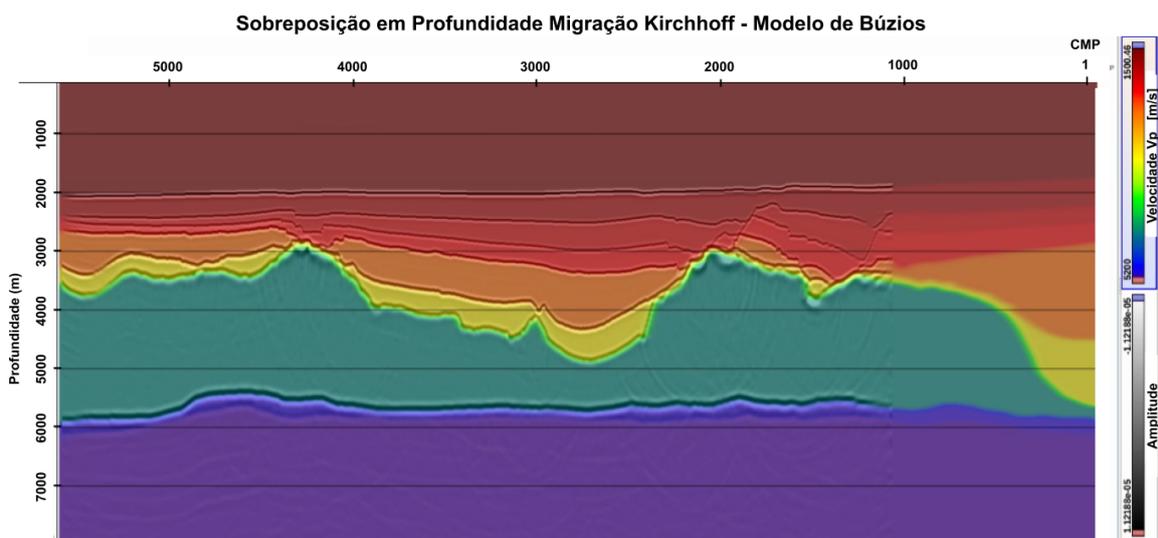


Figura 35 – Sobreposição do resultado da migração Kirchhoff sobre o Modelo de velocidades V_p suavizado e interpolado de Búzios. A sobreposição evidencia um posicionamento satisfatório com a migração Kirchhoff. Fonte: O próprio autor.

A abertura de migração adequada para o método Kirchhoff foi adotada observando a espessura média das hipérbolas de difração teóricas do dado, atendendo o objetivo do atual trabalho de posicionar bem os refletores inclinados nos flancos salinos, suficientes para que não houvesse um custo computacional excessivo (Figura 36).

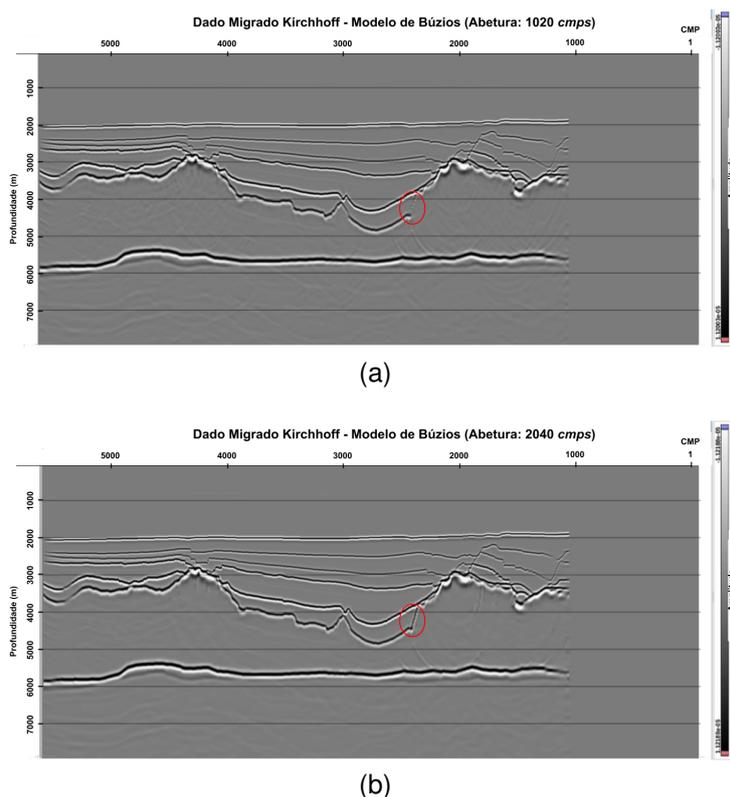


Figura 36 – Comparação de duas aberturas de migração Kirchhoff distintas. O círculo em vermelho destaca a região dos refletores comparada. (a) Abertura de 1020 *CMPs* (6375,0 m) demonstra um posicionamento menos preciso comparada com a (b) abertura de 2040 *CMPs* (12750,0 m) na região dos refletores mais inclinados no flaco salino. Fonte: O próprio autor.

4.2 Seções Sísmicas Migradas: RTM

A primeira seção gerada a partir do método da RTM utilizou dados do Modelo de 5 Camadas, observada na Figura 37. A técnica posicionou os refletores contidos no modelo de modo consistente representando as 5 camadas propostas, desfazendo os efeitos da modelagem de modo satisfatório, qualitativamente. Verticalmente, as amplitudes dos eventos registrados se mostraram condizentes com os contrastes de impedâncias do modelo, evidenciando também com essa técnica, o forte contraste do refletor associado ao topo do sal e as camadas na região do pré-sal.

A sobreposição do resultado da RTM sobre o próprio modelo de 5 Camadas é apresentado na Figura 38 e também demonstrou uma compatibilidade consistente entre a imagem gerada e as profundidades dos refletores no modelo, evidenciando o correto posicionamento no modelo simples, sem variação lateral de velocidade.

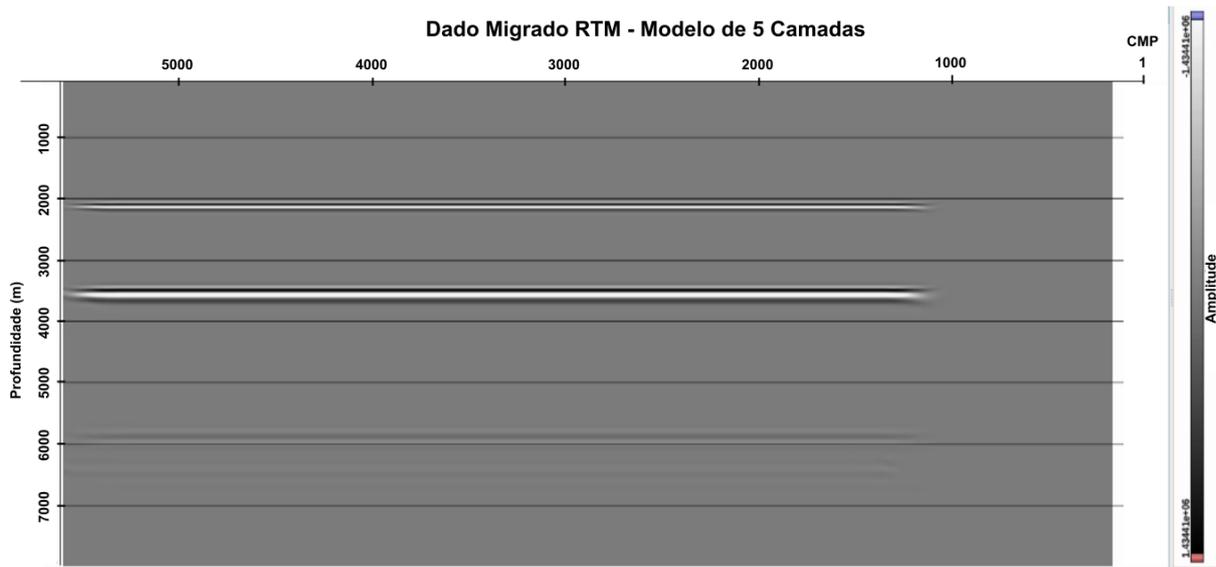


Figura 37 – Migração método RTM com dados do Modelo de 5 Camadas. O dado migrado em profundidade contemplou todo intervalo de *CMPs* com cobertura de *folds* para a aquisição configurada dentro do modelo. Fonte: O próprio autor.

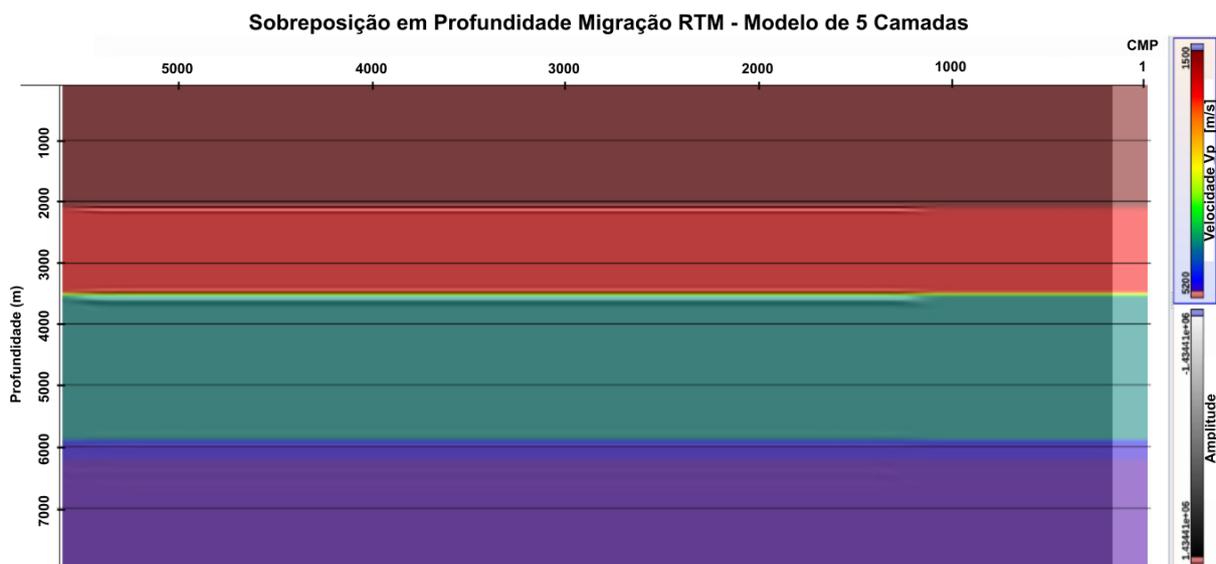


Figura 38 – Sobreposição do resultado da migração RTM sobre o Modelo de velocidades V_p suavizado e interpolado de 5 Camadas. A sobreposição evidencia um posicionamento também satisfatório com a migração RTM. Fonte: O próprio autor.

A utilização de um filtro para atenuar ruídos de baixa frequência na imagem gerada com a condição de imagem foi fundamental para se obter uma seção de mais fácil interpretação. A Figura 39 demonstra a efetividade do filtro Laplaciano em 3 *Common Image Gathers* (CIGs) para o dado de 5 Camadas na região central do modelo.

A segunda seção gerada a partir do método da RTM teve como base os dados do

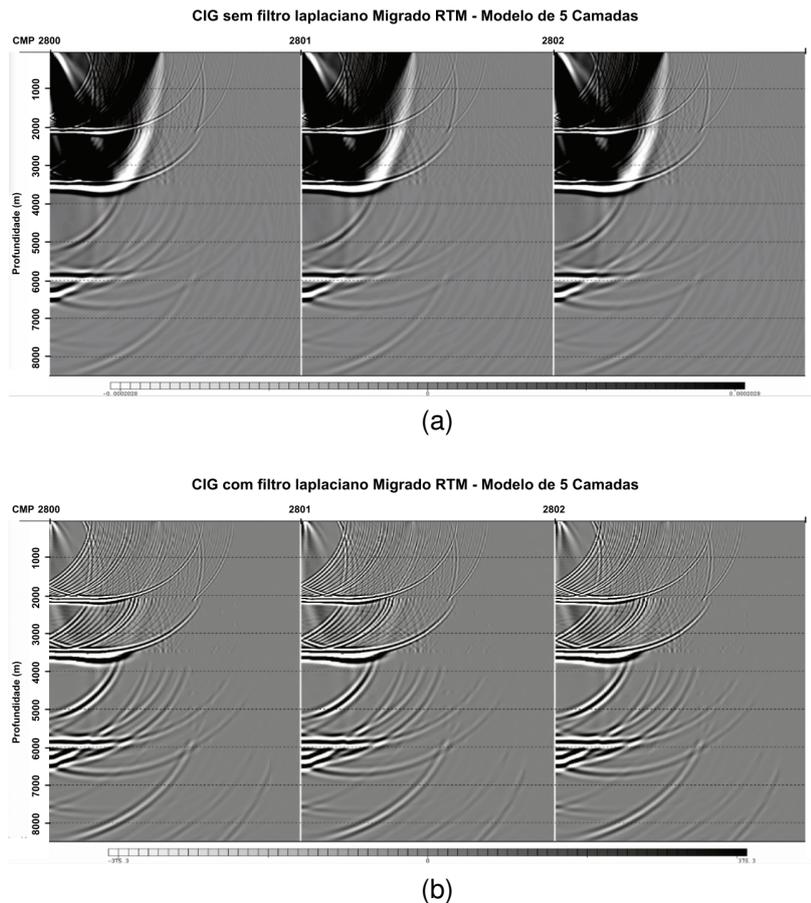


Figura 39 – Comparação de 3 CIGs migrados RTM na região central o modelo de 5 Camadas para aplicação do filtro laplaciano. (a) CIGs sem aplicação do filtro Laplaciano. (b) CIGs com aplicação do filtro laplaciano. Fonte: O próprio autor.

Modelo de Búzios, apresentada na Figura 40. Na seção é possível observar as estruturas dos refletores concordantes com modelo de velocidades de maneira satisfatória, demonstrando a precisão da condição de imagem para as feições e estruturas mais complexas do modelo. As amplitudes reposicionadas com o método refletem concordância com os contrastes de impedância propostos pelo modelo, sendo o topo do sal bem delimitado, inclusive onde a variação lateral de velocidade é abrupta, nas regiões do flanco salino, por exemplo. Além disso, vale ressaltar o correto posicionamento das amplitudes da camada do pré-sal.

A sobreposição deste resultado da RTM sobre o modelo de velocidades de Búzios, apresentada na Figura 41, demonstrou o posicionamento correto em profundidade dos refletores, delimitando a camada do pré-sal em sua base e topo. Desse modo, obteve-se a segunda imagem para a comparação qualitativa com a migração Kirchhoff.

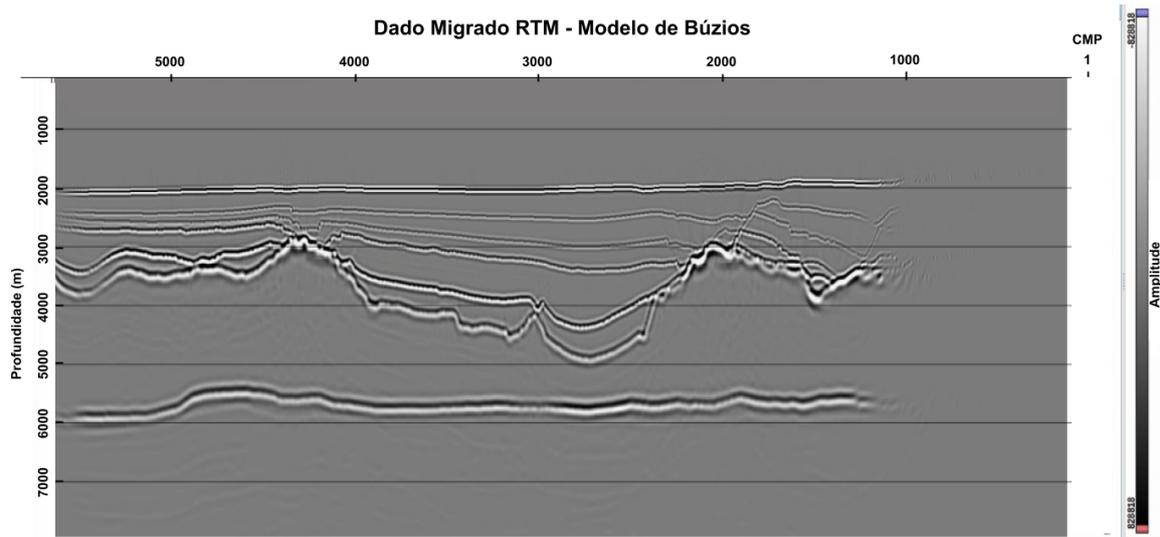


Figura 40 – Migração método RTM com dados do Modelo de Búzios. O dado migrado em profundidade contemplou todo intervalo de *CDPs* com a cobertura de *folds* para a aquisição configurada dentro do modelo. Fonte: O próprio autor.

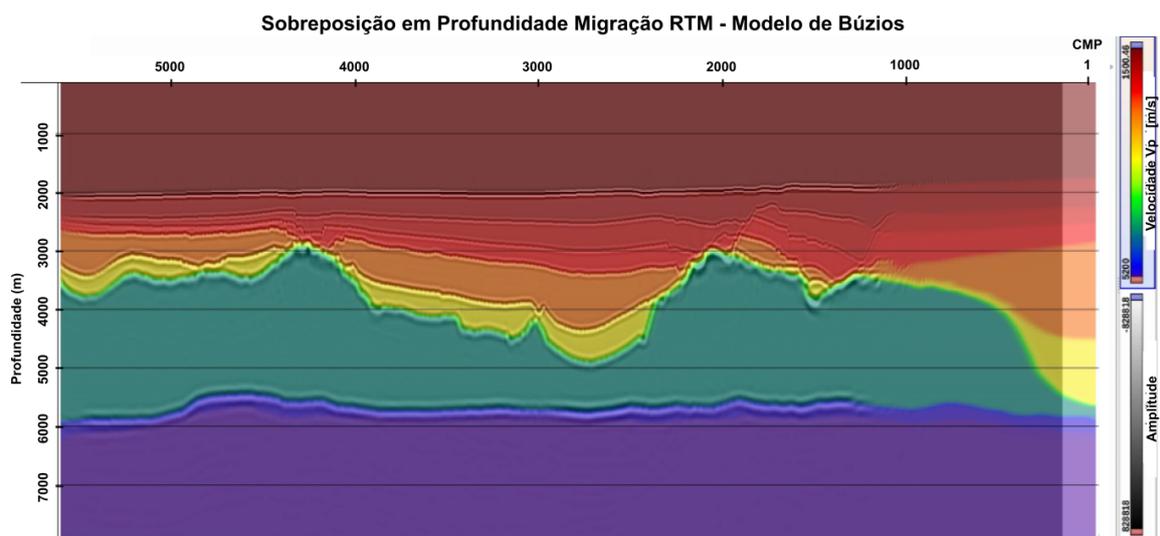


Figura 41 – Sobreposição do resultado da migração RTM sobre o Modelo de velocidades V_p suavizado e interpolado de Búzios. A sobreposição evidencia um posicionamento satisfatório com a migração RTM. Fonte: O próprio autor.

Uma breve avaliação dos resultados é apresentada a respeito do comprimento x_{max} da imagem migrada em cada tiro, demonstrando a importância de se verificar um comprimento mínimo em que os refletores mais inclinados possam ser bem representados. A Figura 42 demonstra um comprimento insuficiente para se representar os refletores mais inclinados no topo do sal, e um comprimento suficiente para que não haja um gasto computacional excessivo durante a migração RTM.

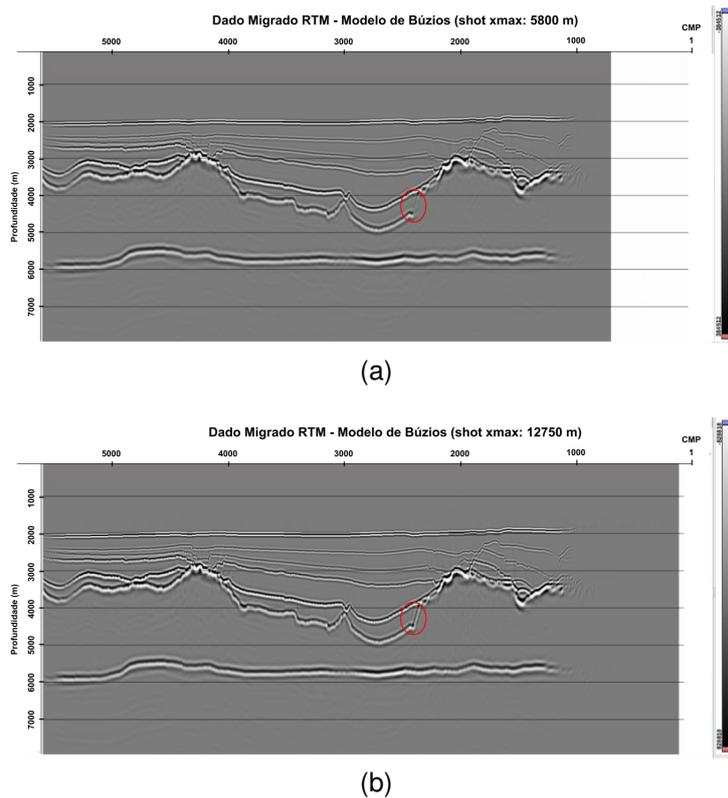


Figura 42 – Comparação para dois comprimentos x_{max} diferentes no subvolume do tiro imageado com a RTM. O círculo em vermelho destaca a região dos refletores comparada. (a) O comprimento x_{max} de 1020 $CMPs$ (6375,0 m) demonstra um posicionamento menos preciso comparado com o (b) comprimento x_{max} de 2040 $CMPs$ (12750,0 m) na região dos refletores mais inclinados no flanco salino. Fonte: O próprio autor.

4.3 Comparação das Seções Sísmicas Migradas: Kirchhoff vs RTM

Conforme o objetivo deste trabalho, nesta seção são levantadas comparações essenciais a respeito das imagens geradas para *dataset* do modelo de Búzios utilizando os métodos de migração Kirchhoff e RTM. As seções são apresentadas na Figura 43 para uma comparação objetiva e qualitativa entre os métodos de migração estudados.

Como comparação inicial, observa-se que ambos os métodos demonstram um posicionamento preciso para as camadas na região do pós-sal. Em seguida, volta-se a atenção para o refletor do topo do sal, o qual se mostra bem comportado para ambas as migrações, em especial nas regiões de maior variação lateral da velocidade sísmica. Porém, destaca-se uma melhor focalização dos refletores para a migração RTM nas regiões mais íngremes do refletor, indicado pelas setas em azul. Além disso, vale

ressaltar a presença de artefatos da migração Kirchhoff que não foram identificados na migração RTM, conforme indicado pela seta em laranja.

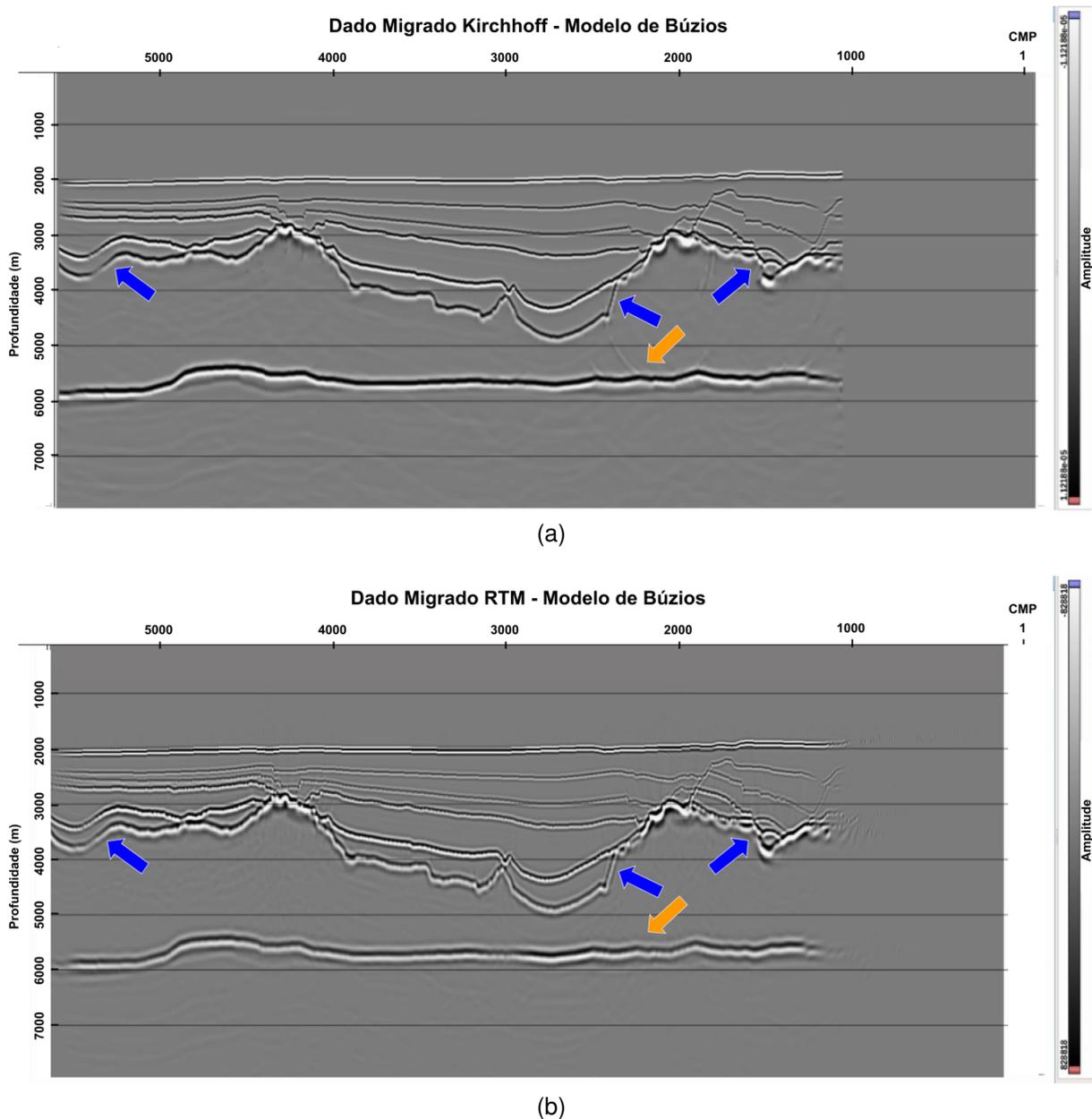


Figura 43 – Comparação qualitativa dos dados migrados com ambas as técnicas utilizadas no trabalho. (a) Migração Kirchhoff do modelo de Búzios. (b) Migração RTM do modelo de Búzios. As setas em azul indicam diferenças na focalização dos refletores, a seta em laranja a diferença na presença de artefatos relacionados a migração. Fonte: O próprio autor.

Por fim, o foco da comparação é direcionado à região do pré-sal neste modelo de Búzios, onde em ambos os métodos é possível identificar de modo razoável a camada abaixo do sal, destacando relativamente bem os refletores que delimitam a camada mais profunda do modelo. Vale ressaltar que para a comparação deste trabalho não

foi desenvolvida uma avaliação quantitativa para as amplitudes dos eventos, mas sim, qualitativa para o posicionamento coerente dos refletores, e eficiência dos métodos ao colapsar as hipérboles de difração geradas na modelagem. A comparação com a análise do conteúdo de frequência, por exemplo, não seria justa entre os métodos, visto que para migração Kirchhoff foi utilizado um filtro *stretch*, e para a migração RTM foi passado um filtro laplaciano na imagem, sendo ambos os filtros utilizados com parâmetros distintos.

5 Conclusão

No atual trabalho foram apresentadas duas técnicas de imageamento sísmico para o caso 2D, com a migração Kirchhoff e a migração RTM, gerando imagens de modo satisfatório para o propósito de uma comparação qualitativa. As seções imageadas do modelo de Búzios possibilitaram uma comparação dos métodos em um cenário de maior interesse devido às estruturas complexas associadas a região do Pré-Sal brasileiro. Entretanto, as seções imageadas no modelo simples, se mostraram extremamente importantes como controle de qualidade da modelagem realizada e das imagens geradas, garantindo a otimização dos parâmetros utilizados nos métodos. Além disso, foi executada uma técnica para solucionar as equações diferenciais parciais da Elastodinâmica, com a formulação pelo MDF no domínio do tempo e espaço. A abordagem demonstrou características atraentes, especialmente ao considerar o imageamento sísmico, onde inúmeros problemas surgem com a modelagem direta. Neste sentido, as considerações para a discretização do modelo foram eficientes a respeito da estabilidade, dispersão e condições de contorno para as modelagens propostas. Para tal, foram desenvolvidas implementações pelo próprio autor ao longo do trabalho, contribuindo para as especificações do objetivo final, porém tendo as principais implementações adaptadas de códigos disponibilizados pelo GISIS.

Desse modo, ambos os métodos de migração foram comparados de modo consistente e se mostraram eficientes para o contexto geológico sintético do Modelo Búzios, onde as estruturas mais complexas como os domos salinos, e estruturas abaixo do sal, foram posicionadas corretamente com resolução adequada ao conteúdo de frequências do dado pré-processado. Os resultados se mostraram melhores para a migração reversa no tempo ao imagear refletores mais íngremes, focalizando-os com maior precisão. Além disso, foi identificado um artefato de migração com o método Kirchhoff, reforçando a melhor qualidade na imagem gerada pela RTM. De modo geral, diante do correto posicionamento dos refletores e a semelhança nos resultados com os dois métodos, ainda assim ressalta-se uma maior precisão da RTM em troca de um maior custo computacional. Entretanto, em um cenário real se torna desafiador avaliar o melhor método, diante da diferente demanda computacional entre os métodos, e visto que, apesar de se ter em mãos uma boa estimativa para o modelo de velocidades, dificilmente se sabe a verdadeira resposta dos refletores em subsuperfície.

Por fim, as conclusões levantadas indicam que o desenvolvimento da modelagem associada às abordagens de imageamento e inversão com o aprimoramento dos modelos de velocidade são cruciais para um conhecimento mais apurado da subsuperfície, aderindo sempre que possível mais informações de dados reais. Como trabalhos futuros é sugerido a realização das migrações com ambos os métodos para dados reais com a sobreposição em profundidade a dados de poços, por exemplo, buscando estimar quantitativamente a precisão de novas imagens geradas.

Referências

- AKI, K.; RICHARDS, P. G. *Quantitative Seismology, Second Edition*. 2. ed. [S.l.]: University Science Books, 2002. ISBN 0935702962; 9780935702965.
- ALFORD, R. M.; KELLY, K. R.; BOORE, D. M. Accuracy of finite-difference modeling of the acoustic wave equation. *GEOPHYSICS*, v. 39, n. 6, p. 834–842, 1974. Disponível em: <https://doi.org/10.1190/1.1440470>.
- BARTOLO, L. D. Introdução a Modelagem Sísmica utilizando o MDF. *Apostila Minicurso UNICAMP (6h)*, COPPE / UFRJ, v. 1, n. 2, p. 80, 2013.
- BARTOLO, L. D. Propagação de ondas aplicadas ao mapeamento geológico: formulação acústica. *Revista Brasileira de Ensino de Física*, v. 43, 2021. ISSN 1806-9126. Disponível em: http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1806-11172021000100465&tlng=pt.
- BAYSAL, E.; KOSLOFF, D. D.; SHERWOOD, J. W. C. Reverse time migration. *GEOPHYSICS*, v. 48, n. 11, p. 1514–1524, 1983. Disponível em: <https://doi.org/10.1190/1.1441434>.
- BERKHOUT, A. J. *Seismic Migration: Imaging of Acoustic Energy by Wave Field Extrapolation*. [S.l.]: Elsevier, 1984. 277 p.
- BIONDI, B. L. *3D Seismic Imaging*. Society of Exploration Geophysicists, 2006. ISBN 978-1-56080-137-5. Disponível em: <https://library.seg.org/doi/book/10.1190/1.9781560801689>.
- BORDING, R. P.; LINES, L. R. Seismic modeling and imaging with the complete wave equation —. *vol. 10.1190/1.9781560801870*, Society of Exploration Geophysicists, v. 10.1190/1.9781560801870, jan 1997.
- BULCÃO, A. *Modelagem e Migração Reversa no Tempo Empregando Operadores Elásticos e Acústicos*. 356 p. Tese (Doutorado) — Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, 2004.
- CAUCHY, A. L. *Leçons sur le calcul différentiel*. [S.l.: s.n.], 1829.
- CERJAN, C. et al. A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 50, n. 4, p. 705–708, 1985.
- CHUN, J. H.; JACEWITZ, C. A. Fundamentals of frequency domain migration. *Geophysics*, v. 46, n. 5, p. 717–733, 1981. ISSN 00168033.
- CLAERBOUT, J. F. Toward a unified theory of reflector mapping. *GEOPHYSICS*, v. 36, n. 3, p. 467–481, 1971. Disponível em: <https://doi.org/10.1190/1.1440185>.
- CLAERBOUT, J. F. Imaging the Earth 'S Interior. *Current Practice*, p. 398, 1984.

- CLAYTON, R.; ENGQUIST, B. Absorbing boundary conditions for acoustic and elastic wave equations. *Bulletin of the seismological society of America*, The Seismological Society of America, v. 67, n. 6, p. 1529–1540, 1977.
- DÍAZ, E.; SAVA, P. Understanding the reverse time migration backscattering: noise or signal? In: _____. *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2012*. [s.n.], 2012. p. 1–6. Disponível em: [〈https://library.seg.org/doi/abs/10.1190/segam2012-1203.1〉](https://library.seg.org/doi/abs/10.1190/segam2012-1203.1).
- DONDURUR, D. *Acquisition and Processing of Marine Seismic Data*. Elsevier, 2018. iv p. ISBN 9780128114902. Disponível em: [〈https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/C20160015917〉](https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/C20160015917).
- DUARTE, O. de O. *Dicionário enciclopédico inglês-português de geofísica e geologia*. [S.I.]: Sociedade Brasileira de Geofísica, 1997. ISBN 9788588690073.
- ETGEN, J. T. *Residual Prestack Migration and Interval-Velocity Estimation*. Tese (Doutorado) — Stanford University, 1990.
- FISHER, W. L. Future supply potential of US oil and natural gas. *The Leading Edge*, v. 10, n. 12, p. 15–21, 1991. ISSN 1070-485X.
- GARDNER, G. H. F. *Migration of Seismic Data*. [S.I.]: Society of Exploration Geophysicists, 1985. (Geophysics reprint series). ISBN 9780931830358.
- GARDNER, G. H. F.; GARDNER, L. W.; GREGORY, A. R. Formation velocity and density—the diagnostic basics for stratigraphic traps. *GEOPHYSICS*, v. 39, n. 6, p. 770–780, 1974. Disponível em: [〈https://doi.org/10.1190/1.1440465〉](https://doi.org/10.1190/1.1440465).
- GRAFF, K. F. *Wave motion in elastic solids*. [S.I.]: Ohio State University Press, 1975. ISBN 0814202322; 9780814202326.
- GRAY, S. H. Seismic imaging. *Geophysics*, v. 66, n. 1, p. 15–17, 2001. ISSN 19422156.
- GRAY, S. H. et al. Seismic migration problems and solutions. *Geophysics*, v. 66, n. 5, p. 1622–1640, 2001. ISSN 00168033.
- GREEN, G. V. researches on the vibration of pendulums in fluid media. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh vol. 13 iss. 1*, v. 13, 1835.
- HAGELUND, R.; LEVIN, S. A. *Seg-y_r2. 0: Seg-y revision 2.0 data exchange format*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, 2017.
- HERTWECK, T. et al. Aperture effects in 2.5D Kirchhoff migration: A geometrical explanation. *Geophysics*, v. 68, n. 5, p. 1673–1684, 2003. ISSN 00168033.
- HUBRAL, P. Time migration - Some Ray Theoretical Aspects. *Geophysical Prospecting*, v. 25, n. 4, p. 738–745, dec 1977. ISSN 0016-8025. Disponível em: [〈https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-2478.1977.tb01200.x〉](https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-2478.1977.tb01200.x).
- IKELLE, L. T.; AMUNDSEN, L. *Introduction to petroleum seismology*. [S.I.]: Society of Exploration Geophysicists, 2018.
- JONES, I. *An Introduction to: Velocity Model Building*. [S.I.]: EAGE Publications by, 2010. ISBN 9789073834958.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. *An Introduction to Geophysical Exploration*. Geoscience. [S.l.]: Wiley, 2002. 281 p. ISBN 9780632049295.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. *Geofísica de exploração*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

KELLY, K.; MARFURT, K. J. *Numerical modeling of seismic wave propagation*. [S.l.]: Soc of Exploration Geophysicists, 1990. v. 13.

LEVANDER, A. R. Fourth-order finite-difference p-sv seismograms. *GEOPHYSICS*, v. 53, n. 11, p. 1425–1436, 1988. Disponível em: [〈https://doi.org/10.1190/1.1442422〉](https://doi.org/10.1190/1.1442422).

LEVIN, F. K. Apparent Velocity From Dipping Interface Reflections. *GEOPHYSICS*, v. 36, n. 3, p. 510–516, jun 1971. ISSN 0016-8033. Disponível em: [〈https://library.seg.org/doi/10.1190/1.1440188〉](https://library.seg.org/doi/10.1190/1.1440188).

LINES, L. R.; SLAWINSKI, R.; BORDING, R. P. A recipe for stability of finite-difference wave-equation computations. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 64, n. 3, p. 967–969, 1999.

LOEWENTHAL, D.; STOFFA, P. L.; FARIA, E. L. Suppressing the unwanted reflections of the full wave equation. *GEOPHYSICS*, v. 52, n. 7, p. 1007–1012, 1987. Disponível em: [〈https://doi.org/10.1190/1.1442352〉](https://doi.org/10.1190/1.1442352).

MCMECHAN, G. A. Migration by extrapolation of time-dependent boundary values*. *Geophysical Prospecting*, v. 31, n. 3, p. 413–420, 1983. Disponível em: [〈https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1365-2478.1983.tb01060.x〉](https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1365-2478.1983.tb01060.x).

MITCHELL, A. R.; GRIFFITHS, D. F. *The Finite Difference Method in Partial Differential Equations*. 1. ed. [S.l.]: John Wiley and Sons Incorporated, 1980.

MUFTI, I. R.; PITA, J. A.; HUNTLEY, R. W. Finite-difference depth migration of exploration-scale 3-d seismic data. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 61, n. 3, p. 776–794, 1996.

MURPHY, G. E.; GRAY, S. H. Manual seismic reflection tomography. *Geophysics*, v. 64, n. 5, p. 1546–1552, 1999. ISSN 00168033.

RICKER, N. The form and laws of propagation of seismic wavelets. *GEOPHYSICS*, v. 18, n. 1, p. 10–40, 1953. Disponível em: [〈https://doi.org/10.1190/1.1437843〉](https://doi.org/10.1190/1.1437843).

RODRIGUES, D. d. C. *O impacto de incertezas de interpretação na construção do modelo de velocidades no imageamento sub-sal*. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal Fluminense, 2020.

ROSA, A. L. R. *Análise do sinal sísmico*. [S.l.: s.n.], 2010. 20 p.

SANTOS, L. T. et al. Seismic modeling by demigration. *Geophysics*, v. 65, n. 4, p. 1281–1289, 2000. ISSN 00168033.

SCHNEIDER, W. A. Integral formulation for migration in two and three dimensions. *GEOPHYSICS*, v. 43, n. 1, p. 49–76, 1978. Disponível em: [〈https://doi.org/10.1190/1.1440828〉](https://doi.org/10.1190/1.1440828).

- SHERIFF, R. E.; GELDART, L. P. *Exploration Seismology*. Cambridge University Press, 1995. v. 39. 72–73 p. ISSN 00319201. ISBN 9780521462822. Disponível em: <https://www.cambridge.org/core/product/identifier/9781139168359/type/book>.
- VIRIEUX, J. Sh-wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method. *GEOPHYSICS*, v. 49, n. 11, p. 1933–1942, 1984. Disponível em: <https://doi.org/10.1190/1.1441605>.
- VIRIEUX, J. P-sv wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method. *GEOPHYSICS*, v. 51, n. 4, p. 889–901, 1986. Disponível em: <https://doi.org/10.1190/1.1442147>.
- WHITMORE, N.; GRAY, S. H.; GERSZTENKORN, A. Two-dimensional post-stack depth migration: a survey of methods. *First Break*, European Association of Geoscientists & Engineers, v. 6, n. 6, 1988.
- WHITMORE, N. D. Iterative depth migration by backward time propagation. In: *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1983*. Society of Exploration Geophysicists, 1983. p. 382–385. Disponível em: <http://library.seg.org/doi/abs/10.1190/1.1893867>.
- YILMAZ, Ö. *Seismic Data Analysis*. Society of Exploration Geophysicists, 2001. i–xxiv p. ISBN 978-1-56080-094-1. Disponível em: <https://library.seg.org/doi/book/10.1190/1.9781560801580>.
- YILMAZ, Ö.; DOHERTY, S. *Seismic Data Processing*. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 1987. (Investigations in geophysics). ISBN 9780931830464.
- ZHANG, Y.; SUN, J. Practical issues of reverse time migration: True amplitude gathers, noise removal and harmonic-source encoding. In: _____. *Beijing 2009 International Geophysical Conference and Exposition, Beijing, China, 24–27 April 2009*. [s.n.], 2011. p. 204–204. Disponível em: <https://library.seg.org/doi/abs/10.1190/1.3603729>.
- ZHU, J.; LINES, L. R. Comparison of Kirchhoff and reverse-time migration methods with applications to prestack depth imaging of complex structures. *1996 SEG Annual Meeting*, p. 539–542, 1996.
- ZIENKIEWICZ, O. C.; EMSON, C.; BETTESS, P. A novel boundary infinite element. *International Journal for Numerical Methods in Engineering* vol. 19 iss. 3, v. 19, mar 1983.

Apêndices

APÊNDICE A – Modelagem Numérica

Neste tópico são tratados assuntos teóricos a respeito da modelagem sísmica e a importância de se utilizar aproximações matemáticas associadas aos parâmetros físicos para representar um meio elástico e isotrópico. Interpretações de fenômenos físicos na maioria dos casos são realizadas por meio de processos nos quais os dados pertinentes são simplificados a uma essência que admita um tratamento matemático, como o uso de métodos numéricos. A exemplo, cita-se o Método das Diferenças Finitas (MDF), Método dos Elementos Finitos (MEF), Método dos Volumes Finitos (MVF) e Método dos Elementos de Contorno (BULCÃO, 2004).

Uma modelagem pode ser compreendida a partir de métodos que simulam fenômenos físicos ou matemáticos de uma estrutura ou sistema (DUARTE, 1997). Por sua vez, a modelagem numérica de dados sísmicos representa uma ferramenta de fundamental importância ao descrever o fenômeno de propagação de ondas desde a fonte até seu registro em receptores. Alguns objetivos da modelagem são aqui destacados, dentre eles a avaliação das possibilidades, limitações e contornos nos métodos sísmicos, a otimização dos parâmetros de aquisição, o fornecimento de dados sísmicos de entrada para avaliar programas de processamento sísmico (como esquemas de Migração), e a verificação da resposta sísmica (BERKHOUT, 1984 apud BULCÃO, 2004).

As soluções dos problemas de propagação de onda pelo MDF são amplamente utilizadas particularmente em estruturas geometricamente complexas em subsuperfície devido a dificuldade de se obter soluções analíticas para estes casos (ALFORD; KELLY; BOORE, 1974). Desse modo, tradicionalmente é feita a *discretização* da equação 2.14 por meio deste método devido às particularidades e características do problema de propagação de ondas aplicados a Geofísica.

A ideia principal por trás deste método numérico se baseia em aproximar as derivadas parciais da equação diferencial que rege o problema, utilizando uma expansão truncada da série de Taylor (ZIENKIEWICZ; EMSON; BETTESS, 1983 apud BULCÃO, 2004). Desse modo, a discretização consiste em atribuir valores da função incógnita aos pontos específicos em uma malha com pontos distribuídos

espacialmente (pontos nodais), a partir da equação algébrica resultante. Destaca-se a principal dificuldade do Método das Diferenças Finitas em contemplar problemas em que o domínio físico possui formas geométricas mais complexas, já que a malha utilizada possui espaçamentos regulares. Outro ponto que merece destaque é a aplicação das condições de contorno. Para que o problema tenha solução bem definida deve-se determinar as condições iniciais e condições de contorno adequadas ao problema. Dois tipos de condições de contorno são comumente utilizadas, conhecidas como condições essenciais (de Dirichlet), as quais utilizam o valor do campo prescrito, e as condições naturais (de Neumann), em que o valor da derivada do campo é prescrita (BARTOLO, 2021).

A seguir é apresentada uma malha intercalada (do inglês, *staggered grid*), utilizada na discretização espacial e temporal, com operadores de segunda e quarta ordem respectivamente, definidas as diferentes grandezas envolvidas (VIRIEUX, 1984; LEVANDER, 1988). A Figura 44 aponta os locais em que são atribuídos os valores das grandezas envolvidas na *discretização* do conjunto de Equações da Elastodinâmica (Eq. 2.14), em função das velocidades das partículas e do tensor de tensões.

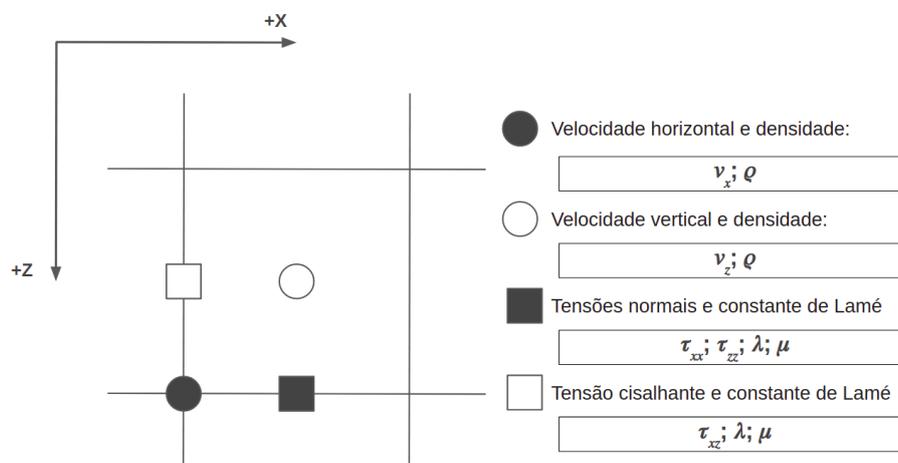


Figura 44 – Discretização do meio em uma malha intercalada. Os círculos indicam informações das velocidades e densidade em um instante de tempo $t\Delta t$. Os quadrados representam informações das tensões e as constantes de Lamé em um instante de tempo defasado positivamente $(t + 1/2)\Delta t$. Fonte: Virieux (1986), adaptado.

Cabe destacar uma característica deste método originalmente proposto por Virieux (1984), Virieux (1986), que se trata da capacidade de simular o acoplamento entre meios acústicos ($V_s = 0$) e elásticos ($V_s \neq 0$). Tal característica se mostra de extrema importância, por exemplo, para reservatórios de óleo e gás que se encontram em

modelos geológicos marítimos ou *offshore*, onde deve-se considerar a lâmina d'água que antecede o cenário das camadas rochosas (BULCÃO, 2004).

A seguir, o sistema de Equações (A.1) apresenta a discretização dos operadores elásticos de segunda ordem espacial e quarta ordem temporal para o conjunto de Equações da Elastodinâmica sem considerar o termo fonte. Para a discretização considera-se um distanciamento h entre os valores do campo de velocidades das partículas e as propriedades elásticas correspondente a metade do intervalo entre os pontos da malha, conforme a Figura 44.

Na mesma malha define-se uma defasagem temporal de $\Delta t/2$ entre as velocidades das partículas e as tensões. Tal fato determina, em termos de implementação computacional, que a atualização dos campos de velocidades das partículas e dos campos de tensão deve ser feita em duas etapas.

Inicialmente, calcula-se os campos de velocidades das partículas em função dos campos do tensor de tensão, e em seguida os campos do tensor de tensão em função dos campos das velocidades da partícula podem ser atualizados.

$$v_{x[i,j]}^{t+\Delta t/2} = v_{x[i,j]}^{t-\Delta t/2} + \frac{2\Delta t}{48h} \frac{1}{\rho_{[i,j]}} \left(-\tau_{xx}^t[i+3/2,j] + 27 \left(\tau_{xx}^t[i+1/2,j] - \tau_{xx}^t[i-1/2,j] \right) + \tau_{xx}^t[i-3/2,j] \right)$$

$$v_{z[i,j]}^{t+\Delta t/2} = v_{z[i,j]}^{t-\Delta t/2} + \frac{2\Delta t}{48h} \frac{1}{\rho_{[i,j]}} \left(-\tau_{xz}^t[i+3/2,j] + 27 \left(\tau_{xz}^t[i+1/2,j] - \tau_{xz}^t[i-1/2,j] \right) + \tau_{xz}^t[i-3/2,j] \right)$$

$$v_{z[i,j]}^{t+\Delta t/2} = v_{z[i,j]}^{t-\Delta t/2} + \frac{2\Delta t}{48h} \frac{1}{\rho_{[i,j]}} \left(-\tau_{zz}^t[i,j+3/2] + 27 \left(\tau_{zz}^t[i,j+1/2] - \tau_{zz}^t[i,j-1/2] \right) + \tau_{zz}^t[i,j-3/2] \right)$$

(A.1)

As derivadas parciais das velocidades das partículas com relação aos eixos X e Z, para o cálculo dos tensores de tensões, podem ser expressas na seguinte forma discretizada

$$\begin{aligned}
\left. \frac{\partial v_x}{\partial x} \right|_{[i,j]}^{t+\Delta t/2} &= -v_{x[i+3/2,j]}^{t+\Delta t/2} + 27 \left(v_{x[i+1/2,j]}^{t+\Delta t/2} - v_{x[i-1/2,j]}^{t+\Delta t/2} \right) + v_{x[i-3/2,j]}^{t+\Delta t/2} = A_{[i,j]}^{t+\Delta t/2}, \\
\left. \frac{\partial v_x}{\partial z} \right|_{[i,j]}^{t+\Delta t/2} &= -v_{x[i,j+3/2]}^{t+\Delta t/2} + 27 \left(v_{x[i,j+1/2]}^{t+\Delta t/2} - v_{x[i,j-1/2]}^{t+\Delta t/2} \right) + v_{x[i,j-3/2]}^{t+\Delta t/2} = B_{[i,j]}^{t+\Delta t/2}, \\
\left. \frac{\partial v_z}{\partial x} \right|_{[i,j]}^{t+\Delta t/2} &= -v_{z[i+3/2,j]}^{t+\Delta t/2} + 27 \left(v_{z[i+1/2,j]}^{t+\Delta t/2} - v_{z[i-1/2,j]}^{t+\Delta t/2} \right) + v_{z[i-3/2,j]}^{t+\Delta t/2} = C_{[i,j]}^{t+\Delta t/2}, \\
\left. \frac{\partial v_z}{\partial z} \right|_{[i,j]}^{t+\Delta t/2} &= -v_{z[i,j+3/2]}^{t+\Delta t/2} + 27 \left(v_{z[i,j+1/2]}^{t+\Delta t/2} - v_{z[i,j-1/2]}^{t+\Delta t/2} \right) + v_{z[i,j-3/2]}^{t+\Delta t/2} = D_{[i,j]}^{t+\Delta t/2}.
\end{aligned} \tag{A.2}$$

Desse modo, podemos calcular os tensores de tensões a partir das seguintes expressões

$$\begin{aligned}
\tau_{xx}^{t+\Delta t} &= \tau_{xx}^t + \frac{2\Delta t}{48h} \left[(\lambda + 2\mu) A_{[i,j]}^{t+\Delta t/2} + \lambda D_{[i,j]}^{t+\Delta t/2} \right], \\
\tau_{zz}^{t+\Delta t} &= \tau_{zz}^t + \frac{2\Delta t}{48h} \left[(\lambda + 2\mu) D_{[i,j]}^{t+\Delta t/2} + \lambda A_{[i,j]}^{t+\Delta t/2} \right], \\
\tau_{xz}^{t+\Delta t} &= \tau_{xz}^t + \frac{2\Delta t}{48h} \mu \left[B_{[i,j]}^{t+\Delta t/2} + C_{[i,j]}^{t+\Delta t/2} \right].
\end{aligned} \tag{A.3}$$

A prescrição de uma fonte sísmica se faz necessária, portanto, para se iniciar uma perturbação elástica no meio, utilizando as componentes associadas às tensões normais, definidas na mesma posição da malha intercalada (VIRIEUX, 1986). Desse modo, adiciona-se o termo fonte dado por $F(t)$, atualizando as componentes τ_{xx} e τ_{zz} em função do tempo, em um ponto específico da malha $[i, j]$ no caso bidimensional (2D), a partir das seguintes expressões

$$\begin{aligned}
\tau_{xx}^t &= \tau_{xx}^t + F(t), \\
\tau_{zz}^t &= \tau_{zz}^t + F(t).
\end{aligned} \tag{A.4}$$

A.1 Fonte Sísmica

A aplicação de uma fonte sísmica tem como objetivo a perturbação de um meio, dando início a propagação de ondas no ambiente que se deseja estudar. Portanto, trata-se de um aparato utilizado para injetar quantidade de energia específica, em um ponto de interesse e em um período de tempo limitado. A Figura 45 é uma representação esquemática de um canhão de ar, que utiliza como princípio físico a liberação de ar comprimido.

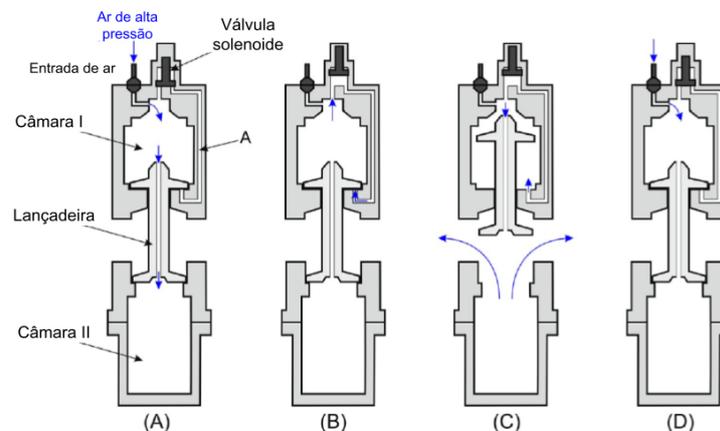


Figura 45 – Desenho esquemático de um canhão de ar comprimido. (A) Posição armada. (B) A válvula solenoide está aberta e o ar é alimentado por baixo do flange superior da lançadeira através do orifício A. (C) A lançadeira move-se para cima e a arma é disparada, e (D) o canhão de ar volta ao seu estado inicial armado posição. Fonte: Dondurur (2018), modificado.

Em levantamentos marítimos, foco deste trabalho, a fonte sísmica comumente utilizada é o canhão de ar comprimido. Uma quantidade de ar pressurizado é liberada na lâmina d'água próximo à superfície do mar, em um período de tempo curto (na ordem de décimos de segundos), gerando frequências que alcançam dezenas de Hertz. A frente de onda esférica gerada deve se propagar como onda P pela água até atingir o fundo oceânico, sendo capaz de se transmitir além, através das rochas compondo a subsuperfície (BARTOLO, 2021). Como discutido anteriormente, o tratamento de ondas P e S é observado no estudo dos meios elásticos, sendo também observados os efeitos de reflexões, refrações e difrações nas regiões com contrastes de impedância significativos.

Quanto à modelagem numérica da fonte sísmica deve-se considerar uma função matemática que demonstra uma variação ao longo do tempo, a ser inserida na equação

diferencial que rege o problema de propagação das ondas. Além disso, é desejável que tal função seja limitada no domínio do tempo e na frequência. Desse modo, a fonte deve representar um espectro de frequência específico, de modo que possa se verificar uma frequência máxima, e frequências adequadas para caracterizar as feições dentro da escala geológica de interesse. Sendo possível assim, se alcançar refinamentos desejados a partir de uma frequência máxima (frequência de corte), ao empregar uma discretização numérica (BORDING; LINES, 1997).

Tradicionalmente na geofísica, para a aplicação da modelagem se utiliza uma fonte sísmica dada por uma função que corresponde a uma injeção de massa gaussiana, conhecida como pulso de Ricker (WHITMORE, 1983 apud BARTOLO, 2021). Assim, a expressão matemática do termo fonte indicado na Eq. (A.4) é dada por

$$F(t) = [2\pi^3(f_c t_d)^2 - 1] \exp[-\pi^3(f_c t_d)^2], \quad (\text{A.5})$$

onde f_c está associado a frequência de corte f_{corte} pela expressão

$$f_c = \frac{f_{corte}}{3\sqrt{\pi}}, \quad (\text{A.6})$$

e t_d representa o tempo defasado em que a aplicação da fonte se inicia. De modo que, o valor máximo da função (ou mínimo) seja deslocado para um tempo t_0 e a expressão tenha valor nulo em $t = 0$ com crescimento suave (RICKER, 1953).

As expressões de t_d e t_0 são obtidas, portanto, por

$$\begin{aligned} t_d &= t - t_0, \\ t_0 &= \frac{2\sqrt{\pi}}{f_{corte}}. \end{aligned} \quad (\text{A.7})$$

A.2 Critérios de Dispersão Numérica e Estabilidade

Como discutido anteriormente, as iterações computacionais utilizadas no método das diferenças finitas requerem definições espaciais e temporais como critério para a amostragem. A respeito das soluções computacionais para a equação da onda, deve-se atentar às condições para que não haja instabilidade numérica durante as interações a serem executadas. A amostragem espacial é geralmente o fator escolhido para se evitar dispersões da malha na solução, possibilitando a determinação mais adequada para a amostragem temporal (KELLY; MARFURT, 1990 apud LINES; SLAWINSKI; BORDING, 1999).

A seguir é apresentada a relação de estabilidade nomeada “*Bording’s conjecture*” (LINES; SLAWINSKI; BORDING, 1999). Este critério demonstra que para uma malha de tamanho h , tempo de amostragem com intervalo Δt , e uma velocidade sísmica máxima v_{max} , a condição de estabilidade computacional para uma aproximação por MDF depende da ordem nas séries de expansão polinomial de Taylor (BORDING; LINES, 1997), e é dada por

$$\frac{\Delta t v_{max}}{h} \leq \sqrt{\frac{a_t}{a_s}}. \quad (\text{A.8})$$

onde a_t é a soma dos coeficientes para o operador temporal e a_s a soma para os coeficientes do operador no espaço. A relação à esquerda da Eq. A.8 é conhecida como Condição de Courant, que essencialmente garante a estabilidade ao problema (MITCHELL; GRIFFITHS, 1980 apud LINES; SLAWINSKI; BORDING, 1999). Além disso, o máximo valor para o espaçamento da malha dado por h , que pode ser utilizado sem causar dispersão excessiva de energia, pode ser obtido pela seguinte relação, discutida por Mufti, Pita e Huntley (1996)

$$h \leq \frac{c_{min}}{\eta f_{max}}, \quad (\text{A.9})$$

onde c_{min} é o valor de velocidade mínimo do modelo, f_{max} é a frequência máxima do dado a ser migrado, e η é o número de amostra por comprimento de onda mínimo dado por $\lambda_{min} = c_{min}/f_{corte}$. Análises de dispersão para modelagem sísmica demonstram

que os comprimentos de onda mais curtos em um modelo precisam ser amostrados em pelo menos $\eta = 5$ pontos da malha (LEVANDER, 1988).

A.3 Efeitos de Borda

Durante uma modelagem sísmica deve-se considerar criteriosamente as condições de contorno do modelo geológico utilizado. Em um cenário real, considera-se que as ondas se propagam em um meio infinito (ou semi-infinito), onde em prática as ondas se propagam livremente pelo interior da terra. Desse modo, eventos de reflexão são considerados fenômenos físicos naturais, e não artefatos.

Portanto, ao se tratar um modelo geológico como sendo uma região limitada espacialmente, os efeitos de reflexão que ocorrem com a propagação da onda nas proximidades da fronteira do modelo, ou seja, nas regiões de borda, devem ser considerados cuidadosamente. Em alguns casos, o coeficiente de reflexão elevado na superfície superior pode ser modelado corretamente como um alto contraste de impedância entre o ar e a água, em aquisições *offshore*, por exemplo. No entanto, as regiões laterais e inferiores em geral, são tratadas como fronteiras transmissíveis, também conhecidas como absorptivas ou infinitas, e em essência significam que são regiões não reflexivas (CLAYTON; ENGQUIST, 1977 apud BORDING; LINES, 1997).

Uma alternativa, por exemplo, para problema das bordas no modelo de velocidades é a utilização numérica do Método de Zonas de Amortecimento (do inglês, *Damping Zones Method*) (CERJAN et al., 1985). Neste método, são fixadas regiões absorptivas e as amplitudes das grandezas associadas à propagação do campo de ondas são atenuadas por um fator arbitrário em um intervalo de pontos da malha previamente definido. Neste método, conhecido como Condição de Fronteira Absorptiva (do inglês, *Absorbing Boundary Condition*) (ABC), proposto por Clayton e Engquist (1977), são fixadas regiões no domínio do modelo e as amplitudes das grandezas associadas à propagação do campo de ondas são atenuadas por um fator arbitrário em um intervalo de pontos da malha previamente definido.

Na seção da metodologia deste trabalho é ilustrado o sismograma do dado sintético gerado sem a atenuação das múltiplas, comparado com seu sismograma após a aplicação das condições de borda. Os artefatos gerados pelas fronteiras não atenuadas

nos dados tornam o processo de migração impraticável (CERJAN et al., 1985). A seguir é apresentada uma expressão que representa um decaimento exponencial aplicado nas camadas de amortecimento, conhecida como condição de Cerjan, dada por

$$w(l) = \exp [-(fat(n_{bord} - l))^2], \quad (\text{A.10})$$

onde, w é o fator de decaimento que deve ser multiplicado as grandezas envolvidas no problema da propagação de ondas; fat é o fator de amortecimento; l é um índice referencial que posiciona o início da zona de amortecimento em relação às bordas; e por fim, n_{bord} representa a quantidade de pontos da malha que definem a zona de amortecimento. A Figura 46 ilustra a zona de amortecimento onde é aplicada uma função de absorção, note que neste exemplo a região contempla todos os lados do modelo. Porém nem sempre essa configuração é a desejada, quando se pretende, por exemplo, considerar múltiplas associadas a interface de superfície superior, em casos de limites entre o mar e o ar, ou mesmo terra e ar.



Figura 46 – Ilustração de uma Zona de Amortecimento. Em vermelho é delimitada a região do modelo e em azul a Zona de Amortecimento, a extensão desta zona se dá em função do número de pontos além da malha do modelo η_{bord} . Fonte: O próprio autor.