

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA



MARCOS ALEX SILVA DE OLIVEIRA

**IMAGEAMENTO SÍSMICO UTILIZANDO A MIGRAÇÃO REVERSA NO  
TEMPO EM DADOS SINTÉTICOS**

MONOGRAFIA

CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

**Niterói  
Agosto/2022**

MARCOS ALEX SILVA DE OLIVEIRA

**IMAGEAMENTO SÍSMICO UTILIZANDO A MIGRAÇÃO REVERSA NO  
TEMPO EM DADOS SINTÉTICOS**

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

**Niterói  
Agosto/2022**

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

S586i Silva De Oliveira, Marcos Alex  
IMAGEAMENTO SÍSMICO UTILIZANDO A MIGRAÇÃO REVERSA NO TEMPO  
EM DADOS SINTÉTICOS / Marcos Alex Silva De Oliveira. - 2022.  
57 f.: il.

Orientador: Marco Antonio Cetale Santos.  
Trabalho de Conclusão de Curso (graduação)-Universidade  
Federal Fluminense, Instituto de Geociências, Niterói, 2022.

1. Imageamento Sísmico. 2. Geofísica. 3. Modelagem  
Numérica. 4. Método das Diferenças Finitas. 5. Produção  
intelectual. I. Cetale Santos, Marco Antonio, orientador. II.  
Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências.  
III. Título.

CDD - XXX

MARCOS ALEX SILVA DE OLIVEIRA

**IMAGEAMENTO SÍSMICO UTILIZANDO A MIGRAÇÃO REVERSA NO TEMPO EM  
DADOS SINTÉTICOS**

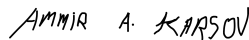
Monografia apresentada à Universidade Federal Fluminense como requisito parcial do Curso de Graduação em Geofísica para a obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

Aprovada em 03/Agosto/2022 pela banca examinadora abaixo:




---

**Prof. Dr. Marco Antonio Cetale Santos**  
UFF / DOT / GISIS



---

**MSc. Ammir Ayman Karsou**  
UFF / DOT / GISIS



---

**Dra. Danielle Martins Tostes**  
UFF / DOT / GISIS



---

**Dr. Felipe Timoteo da Costa**  
UFF / DOT / GISIS

**Niterói**  
**Agosto/2022**

*Aos meus antepassados*

*Aos meus presentes*

*As pessoas que amo nessa jornada*

# Agradecimentos

Agradeço primeiramente aos meus pais, Cleide e Severino, por terem acreditado em mim em toda essa trajetória acadêmica e profissional e por todo o suporte nessa jornada. E a minha irmã, Vanessa, por ter me feito acreditar que tudo isso poderia ser possível e real. Obrigado por serem a melhor família que eu poderia ter.

Agradeço a ANP pela melhor experiência de estágio que eu poderia ter obtido na graduação. Obrigado Renato Silveira, Bruna Rocha e Ildeson Bastos por terem sido supervisores tão incríveis.

Agradeço imensamente ao Movimento Empresa Júnior (MEJ) por toda a experiência que obtive. Em especial, a Horizonte Soluções Geofísicas e todos da empresa por terem me ajudado a desenvolver a minha maturidade profissional.

Agradeço ao LAMEMO por todo o suporte, aprendizados que obtive na minha Iniciação Científica e pelo desenvolvimento do código utilizado nesse trabalho. Muito obrigado Raphael Vieira, Webe Mansur e um agradecimento especial a brilhante Franciane Peters.

Agradeço imensamente a todos os professores do Instituto de Geociências da UFF por todo o conhecimento que adquiri na graduação.

Ao meu orientador Dr. Marco Cetale pela admirável dedicação e orientação no desenvolvimento deste trabalho e ao GISIS por todo o apoio.

As melhores pessoas possíveis em que com um sorriso no rosto posso chamar de amigos, Thais, Ester, Erick, Bia, Isabella, Rodrigo, Pedro, Samara, obrigado por fazerem parte da minha vida.

Aos componentes da banca, agradeço pelas importantes correções e contribuições para a elaboração do documento final. Em especial, agradeço imensamente a Danielle e Ammir por toda a orientação.

Enfim, agradeço a todos que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho.

***“I had just come to accept that my life  
would be ordinary when extraordinary  
things began to happen.”  
Ransom Riggs***

# Resumo

SILVA DE OLIVEIRA, Marcos Alex. **IMAGEAMENTO SÍSMICO UTILIZANDO A MIGRAÇÃO REVERSA NO TEMPO EM DADOS SINTÉTICOS**. Monografia, Universidade Federal Fluminense. Niterói, p. 57. 2022.

A partir de um modelo matemático com o propósito de simular a propagação de ondas sísmicas em um meio, é possível realizar a Modelagem Sísmica e a Migração Reversa no Tempo (*RTM*). A Modelagem Sísmica é essencialmente uma simulação do campo de ondas sísmicas. A Migração Sísmica representa um conjunto de procedimentos nos quais os campos de ondas registrados, na superfície ou não, são transformados por meio de métodos adequados, como a Migração Reversa no Tempo, em imagens corretamente posicionadas dos refletores de subsuperfície. Este trabalho faz um estudo do princípio da *RTM* por diferenças finitas, a aplicação utilizando a condição de imagem de correlação cruzada para o imageamento de estruturas rochosas. Os experimentos numéricos do algoritmo de *RTM* mostram a robustez dessa migração ao imagear modelos de velocidades ainda que na presença de fortes variações laterais de velocidade e em modelos de velocidade complexos, como os modelos de Marmousi e o modelo de Sigsbee.

**Palavras-chaves:** modelagem sísmica; processamento sísmico; equação da onda acústica.



# Abstract

SILVA DE OLIVEIRA, Marcos Alex. **SEISMIC IMAGING USING RESERVE TIME MIGRATION ON SYNTHETIC DATA**. Monography, Fluminense Federal University. Niterói, p. 57. 2022.

From a mathematical model with the purpose of simulating the propagation of seismic waves in an area, it is possible to perform Seismic Modeling and Reverse Time Migration (RTM). Seismic Modeling is essentially a simulation of the field of seismic waves. Seismic Migration represents a set of procedures in which the recorded wave fields, on subsurface or not, are transformed by means of suitable methods, such as Reverse Time Migration, into positioned images of subsurface reflectors. This graduation final work makes a study of the principle of seismic RTM by finite differences, the study of its imaging conditions and its importance with respect to the imaging of rock structures, and a review of the theoretical foundations of modeling and reverse time migration using the acoustic wave equation. The numerical experiments of the RTM algorithm show the robustness of this migration in imaging velocity models even in the presence of strong lateral velocity variations and using in complex velocity models, such as the Marmousi and Sigsbee models.

**Keywords:** seismic modeling; seismic processing; acoustic wave equation.

# Lista de ilustrações

Figura 1 – Exemplos de aquisições sísmicas multicanal (A) Aquisição sísmica terrestre (B) Aquisição sísmica marinha . . . . .	17
Figura 2 – Representação do sentido das ondas P e S . . . . .	19
Figura 3 – Representação da fonte Ricker . . . . .	21
Figura 4 – Ilustração do conceito de camada de amortecimento . . . . .	24
Figura 5 – Ilustração do esquema de migração em tempo e em profundidade . . . . .	29
Figura 6 – Fluxograma da metodologia adotada . . . . .	37
Figura 7 – Modelo de camadas plano paralelas utilizado na migração . . . . .	39
Figura 8 – Sismograma sintético referente ao modelo de camadas plano paralelas . . . . .	39
Figura 9 – Modelo Marmousi utilizado na migração . . . . .	41
Figura 10 – Sismograma sintético referente ao modelo Marmousi modificado . . . . .	41
Figura 11 – Modelo Sigsbee utilizado na migração . . . . .	43
Figura 12 – Sismograma sintético referente ao modelo Sigsbee modificado . . . . .	43
Figura 13 – Suavização realizada para o modelo Sigsbee . . . . .	44
Figura 14 – Imagem migrada correspondente ao modelo de camadas plano paralelas com a retirada dos artefatos e com enfoque nas camadas imageadas pelos círculos vermelhos indicados na imagem . . . . .	49
Figura 15 – Imagem migrada correspondente ao modelo de Marmousi . . . . .	49
Figura 16 – Imagem migrada correspondente ao modelo de camadas plano paralelas com a indicação do reservatório contido no modelo . . . . .	50
Figura 17 – Imagem migrada correspondente ao modelo de Marmousi após aplicação do filtro laplaciano . . . . .	51
Figura 18 – Imagem migrada correspondente ao modelo de Sigsbee . . . . .	51
Figura 19 – Imagem migrada correspondente ao modelo de Sigsbee com indicação das estruturas imageadas . . . . .	52
Figura 20 – Imagem migrada correspondente ao modelo de Sigsbee após aplicação do filtro laplaciano . . . . .	52

# Sumário

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>12</b>
1.1	Estrutura do Trabalho	14
<b>2</b>	<b>FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b>	<b>15</b>
2.1	<b>Método Sísmico</b>	<b>15</b>
2.1.1	Aquisição, Processamento e Interpretação dos Dados	15
2.2	<b>Modelagem Sísmica</b>	<b>19</b>
2.2.1	Equação Acústica da Onda	19
2.2.2	Fonte Sísmica	20
2.2.3	Método das Diferenças Finitas	22
2.2.4	Bordas Não-Reflexivas e Camadas de amortecimento	24
2.3	<b>Migração Sísmica</b>	<b>26</b>
2.3.1	Teoria da Migração	26
2.3.2	Migração Pré-Empilhamento e Pós-Empilhamento	28
2.3.3	Migração em Tempo versus Profundidade	29
2.4	<b>Migração Reversa no Tempo</b>	<b>30</b>
2.4.1	Teoria da Migração Reversa no Tempo	31
2.4.2	Condições de Imagem	33
2.4.3	Condição de Correlação Cruzada	33
2.4.4	Implementação Numérica	35
<b>3</b>	<b>METODOLOGIA</b>	<b>37</b>
3.1	<b>Modelos de Velocidade e Geometria de Aquisição</b>	<b>37</b>
3.1.1	Descrição do Modelo de Camadas Plano Paralelas	38
3.1.2	Descrição do Modelo de Marmousi	40
3.1.3	Descrição do Modelo de Sigsbee	41
3.1.4	Suavização dos Modelos	43
3.2	<b>Metodologia da Modelagem</b>	<b>44</b>
3.3	<b>Metodologia da Migração Reversa no Tempo</b>	<b>45</b>
<b>4</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÕES</b>	<b>48</b>
4.1	Imageamento do modelo de camadas plano paralelas	48
4.2	Imageamento do modelo Marmousi	49
4.3	Imageamento do modelo Sigsbee	51
<b>5</b>	<b>CONCLUSÃO</b>	<b>53</b>

<b>REFERÊNCIAS</b> . . . . .	<b>54</b>
------------------------------	-----------

# 1 Introdução

A Geofísica é definida como a área de estudo da física da Terra, seu interior, espaço e superfícies. São realizadas ao longo da história humana inúmeros procedimentos investigativos com cunho científico para avaliações dos comportamentos físicos da Terra e para obter informações sobre o interior do Planeta, dentre eles as medidas geofísicas, que constituem os estudos indiretos para o estudo da subsuperfície terrestre e marinha. A linha de estudo geofísico presente neste trabalho consiste no que é chamado de Sismologia de acordo com Telford, Geldart e Sheriff (1990), que representa o estudo sobre a estruturação do interior da Terra por meio do uso de ondas sísmicas. Ao estudar a propagação de ondas em um meio, é possível, por meio de equações, imagear, ou seja, gerar uma imagem de forma computacional do subsolo, pois não é possível realizar essas observações de forma direta e visual. O método sísmico, que vem sendo cada vez mais desenvolvido ao longo dos anos em virtude da crescente demanda por novas áreas de potencial exploratório, abrange a exploração de grandes áreas com um bom detalhamento das informações geológicas. Uma das adaptações que o método sísmico realiza para a garantia de dados com maior qualidade é a execução de procedimentos computacionais responsáveis pela eliminação de efeitos indesejados que podem ser produzidos na propagação de ondas, método intitulado de processamento de dados sísmicos. Após essa etapa, é então realizada o imageamento sísmico, que é o foco do presente trabalho.

Dentre as técnicas de processamento de dados sísmicos, temos como destaque a modelagem de dados e o imageamento sísmico. O desenvolvimento contínuo da sísmica de exploração e o avanço computacional, que realizam processamentos de maneira mais rápida e eficiente, possibilitam cada vez mais a descoberta de campos de hidrocarbonetos em formações geológicas complexas. Assim, percebe-se a motivação e a relevância do presente trabalho, no que tange acompanhar as pesquisas voltadas a utilização das técnicas sísmicas e possibilitar o desenvolvimento otimizado na geração de imagens para a interpretação geofísica. 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 Reversa no Tempo (*RTM*) (BAYSAL; KOSLOFF; SHERWOOD, 1983), bem

amarrados as litologias caracterizadas, sendo esse o foco dessa monografia.

A modelagem sísmica e a migração sísmica podem ser consideradas como processos inversos um do outro (SANTOS, 2000). A utilização da modelagem sísmica permite a compreensão da resposta física para um impulso mecânico que se propaga em um ambiente geológico. Existem diferentes abordagens teóricas relacionadas a 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 acústica para a modelagem e para a migração. 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 custoso no sentido computacional (BARTOLO, 2013). Desse modo, os dados sinteticamente gerados na modelagem, que é caso do presente trabalho contribuem na avaliação dos processamentos em um ambiente controlado para validação de variadas técnicas, como a migração (BERKHOUT, 1983). A teoria da migração sísmica foi discutida em diversos trabalhos como Gardner (1985), Yilmaz e Doherty (1987) e Whitmore, Gray e Gersztenkorn (1988). Dentre as técnicas mais aplicadas atualmente, o trabalho busca descrever principalmente os problemas práticos enfrentados pelos métodos da Migração Reversa no Tempo.

A Migração Reversa no Tempo é um método de migração sísmica que tornou-se uma ferramenta de alta qualidade geralmente utilizada para imagear estruturas complexas (ZHANG; SUN, 2009). Tal migração é baseada em soluções numéricas da equação de onda e surgiu no início da década de 80 (BAYSAL; KOSLOFF; SHERWOOD, 1983) A partir dos estudos de Claerbout (1971) e o aumento do poder computacional, a migração reversa no tempo se tornou ainda mais utilizada. Essa migração se baseia na retropropagação do campo de onda registrado na posição dos receptores, ou seja, referente ao campo de onda ascendente, e na propagação do campo de onda que simula a aquisição sísmica, ou seja, referente ao campo de onda descendente. Para realizar essa migração, uma condição de imagem se faz necessária, e dentre elas a mais utilizada é a correlação cruzada (CLAERBOUT, 1971) que será a condição utilizada nesse trabalho.

Por fim, o objetivo principal do trabalho é realizar o imageamento a partir da técnica de *RTM* utilizando a condição de imagem de correlação cruzada, aplicando em seções

que representam três meios geológicos distintos. O trabalho conta com informações de um modelo simples de três camadas plano paralelas desenvolvido pelo próprio autor, o modelo de velocidade Marmousi 1 desenvolvido pela pesquisadora Aline Bourgeois do *Institut Francais du Petrole (IFP)* e o modelo de velocidade Sigsbee 2B desenvolvido pela empresa *Subsalt Multiples Attenuation and Reduction Technology Joint Venture*.

## 1.1 Estrutura do Trabalho

A teoria necessária para o entendimento da técnica da *RTM* está presente no capítulo 2, em que os conceitos de método sísmico são introduzidos, assim como o método de migração e por fim o conceito da migração *RTM* é mostrado. O capítulo 3 mostra os modelos de velocidade utilizados, a geometria de aquisição escolhida pelo trabalho e apresenta a metodologia aplicada neste trabalho. O capítulo 4 foca nos resultados obtidos e o último capítulo apresenta as conclusões obtidas após a análise dos resultados.

## 2 Fundamentação Teórica

### 2.1 Método Sísmico

Podemos descrever os métodos geofísicos como experimentos que sugerem teorias físicas. Assim, para resolver um problema geofísico, é necessário prever os valores do alvo que se deseja estudar a partir dos parâmetros observáveis  $d$  que corresponderiam a um determinado modelo. Essa previsão teórica pode ser denotada da seguinte forma (TARANTOLA, 2006):

$$d = g(m) \tag{2.1}$$

sendo  $g(m)$  a expressão relativa ao modelo matemático de um sistema físico em estudo.

No presente trabalho, aborda-se a modelagem de ondas sísmicas a fim de gerarmos uma imagem da subsuperfície por meio de métodos sísmicos. Para realizar esse imageamento final, o método geofísico compreende algumas etapas, como a etapa em que adquiridos os dados, comumente chamada de aquisição de dados, a etapa em que realizamos o processamento dos dados e, por fim, há a interpretação das imagens geradas. Neste trabalho, o procedimento que será estudado está inserido na etapa de imageamento sísmico. Os dados que serão utilizados foram gerados de forma sintética e não serão interpretados.

#### 2.1.1 Aquisição, Processamento e Interpretação dos Dados

A etapa de aquisição de dados sísmicos consiste em captar as respostas do meio provocadas por uma fonte sísmica. No caso de um ambiente marinho, que é o caso desse trabalho, há um navio que reboca uma série de cabos conhecidos como *streamers*, que essencialmente são tubos de comprimento que podem chegar a 12 km. Ao longo desses cabos são distribuídos por sensores de pressão chamados hidrofones. Há dispositivos de *GPS (Global Positioning System)* que fornecem a posição absoluta



do início e do final dos cabos.

A excitação do sistema se dá por meio de arranjos de canhões de ar comprimido chamados de *air guns*, que geram um pulso de onda mecânica na água. Quando disparados simultaneamente, a fonte é aumentada e esse processo ameniza um efeito indesejável, chamado de efeito *ghost*, ou ondas fantasmas que geram propagações indesejadas. A profundidade da fonte deve ser rasa para mitigar o efeito produzido pela onda fantasma refletida pela interface água-ar. No levantamento sísmico, a assinatura da fonte pode ser determinada por meio de um receptor colocado na vizinhança da fonte, caso mais comum, ou por meio de um receptor colocado abaixo da fonte.

A onda direta criada com o disparo dos *air guns* se propaga em todas as direções. Quando a onda encontra camadas com diferentes propriedades físicas, ou impedância acústica, parte da energia desta onda é refletida, gerando ondas que retornam à superfície. Cada receptor presente capta a variação da pressão ao longo do tempo provocada por todas estas ondas e este sinal é gravado. O sinal gravado por cada receptor é chamado de traço sísmico. Em sísmica marinha, onde a fonte está a poucos metros abaixo da superfície do mar, os receptores registram, além das reflexões de interesse, o *ghost* da fonte (LANDRO; AMUNDSEN, 2010). O conjunto formado por todos os traços de um cabo e referentes a um mesmo disparo da fonte é chamado de sismograma ou família de tiro comum. Como em um levantamento são efetuados vários disparos da fonte, tem-se como resultado da aquisição um conjunto de sismogramas (GADALLAH; FISHER, 2009; KEAREY; BROOKS; HILL, 2009). O esquema explicado nesse parágrafo pode ser visualizado na Figura 1.

Em levantamentos sísmicos em terra, é comum utilizar caminhões com pistões hidráulicos, que, quando acoplados ao solo, vibram, emitindo ondas em frequências bem determinadas. Esses equipamentos são conhecidos como *vibroiseis*, e não muito empregados em regiões urbanas ou áreas onde a logística permite. Diferentemente do que acontece com cargas explosivas, onde o pulso emitido contém várias frequências dentro de uma banda, durante o sinal emitido pelo *vibroiseis*, as frequências variam de forma contínua e suavemente dentro de uma faixa (IKELLE; AMUNDSEN, 2005).

Os dados gravados na etapa de aquisição são o resultado de um pulso se propagando em um meio. Assim, o objetivo do processamento de dados sísmicos é justamente processar os dados obtidos na aquisição, recuperando uma imagem em

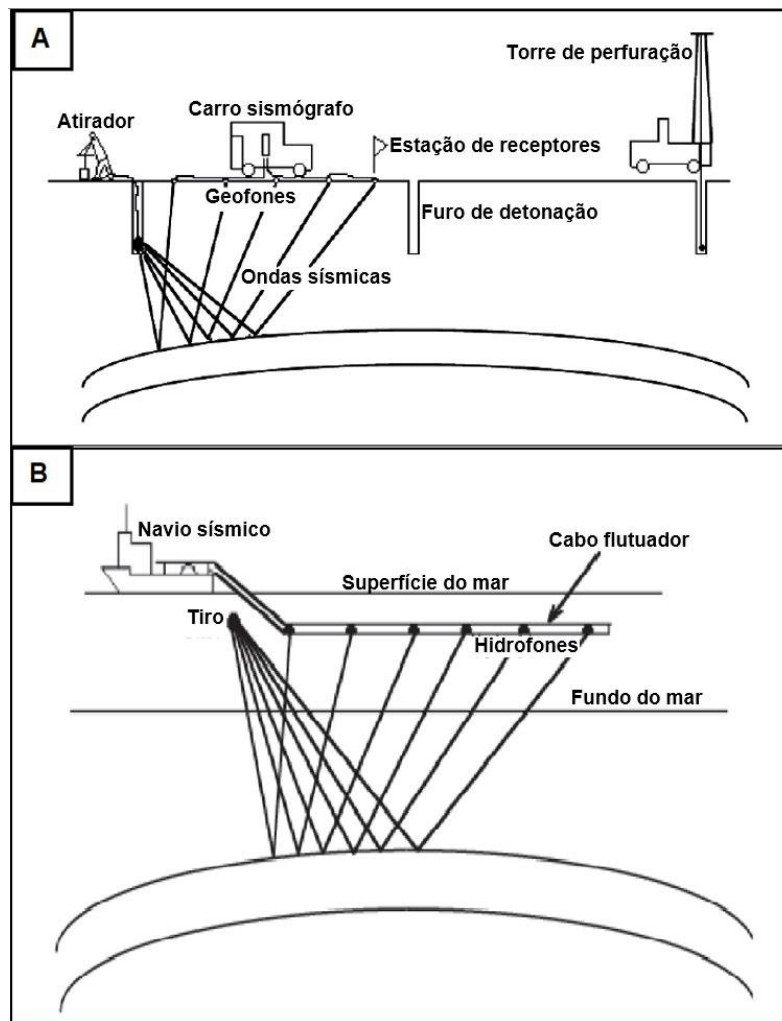


Figura 1 – Exemplos de aquisições sísmicas multicanal (A) Aquisição sísmica terrestre (B) Aquisição sísmica marinha. Fonte: Modificado de Evans, Signorini e Miranda (1983).

subsuperfície por meio do imageamento sísmico.

Há diversas formas de processar um dado sísmico. Um fluxo de processamento sísmico pode compreender as seguintes etapas: pré-processamento, filtragem, deconvolução, transformação de família de tiro comum para família de ponto médio comum (*CMP*), análise de velocidades, correção *NMO* e silenciamento, empilhamento e migração.

No pré-processamento busca-se identificar problemas nos traços gravados, como anomalias de amplitudes, traços ruidosos, ruídos coerentes e outros. Esta etapa pode ser subdividida em *demultiplexing*, reformatação, edição dos traços, aplicação de ganho, incorporação da geometria e correção estática. Em resumo, os dados gravados passam por tratamento para melhorar a resolução sísmica e aumentar a razão sinal ruído.

Após isso, é feita uma transformação das famílias de tiro comum em famílias de ponto médio comum (*CMP gather*), que é a reunião de todos os traços que possuem o mesmo ponto médio entre a fonte e o receptor. Nas famílias *CMP*, é feita a análise de velocidade *NMO* com o objetivo de determinar o valor da velocidade capaz de horizontalizar os eventos. O objetivo da análise de velocidades é determinar as velocidades sísmicas das camadas geológicas em subsuperfície. Green (1938) publicou um dos trabalhos pioneiros para a determinação da velocidade a partir de dados de sísmica de reflexão. As velocidades sísmicas são utilizadas em diversas etapas do processamento e interpretação sísmica, como: correção da divergência esférica, correção *NMO* e empilhamento, determinação da velocidade intervalar, migração, conversão tempo-profundidade. Há diferentes tipos de velocidades sísmicas como: *NMO*, empilhamento, *RMS*, intervalar.

Com a aplicação dessas correções, pode acontecer um estiramento nos traços mais distantes da fonte, e estes devem ser apagados por meio de um silenciamento, que é a exclusão de traços ou parte dos traços do empilhamento. Uma vez corrigida a velocidade de normal *moveout*, pode-se empilhar (somar) os traços da família *CMP*. Ao fazer isso para todas as famílias *CMP*, obtém-se a seção empilhada. Por fim, temos a etapa de migração em que os eventos inclinados que já aparecem na seção empilhada, são posicionados corretamente e as difrações são colapsadas, aumentando a resolução espacial.

Atualmente, a migração é uma das técnicas de processamento mais populares. Historicamente, as primeiras imagens são seções migradas em tempo, isto é, os eventos de reflexões e difrações são posicionados no instante de tempo correto. A geração destas imagens baseia-se nos dados sísmicos empilhados e no campo de velocidades *NMO*.

Após o processamento de dados, um intérprete analisa o dado processado e mapeia as estruturas na seção sísmica em questão. Assim, o papel do intérprete, em geral um geólogo ou geofísico, é analisar os dados sísmicos já processados e, a partir deles, criar um modelo que represente a geologia da subsuperfície da área do levantamento. A interpretação sísmica pode ser classificada, de acordo com o foco, em dois tipos: estrutural e estratigráfica. Na interpretação estratigráfica procura-se entender a maneira como as camadas foram se formando ao longo do tempo. Na interpretação estrutural, tenta-se identificar as camadas geológicas ou, de forma equivalente, as

interfaces entre as camadas, bem como estruturas que trunca, dobra ou corta estas camadas, tais como as superfícies erosivas, dobramentos e as falhas geológicas que cortam as camadas.

## 2.2 Modelagem Sísmica

### 2.2.1 Equação Acústica da Onda

Duas famílias de ondas destacam-se no método sísmico: ondas superficiais, ou seja, ondas que viajam junto à superfície da terra, e as ondas de corpo, que viajam pelo corpo das rochas independente da sua posição. O modo como se propagam as ondas de corpo é demonstrada na Figura 2. As ondas superficiais são interpretadas pelos geofísicos de exploração como ruídos, principalmente as ondas do tipo Rayleigh. Entretanto, são as ondas de corpo que despertam interesse econômico, já que são responsáveis pelo sinal útil presente nos dados sísmicos.

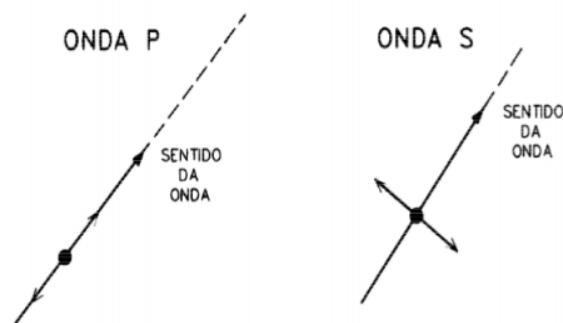


Figura 2 – Representação do sentido das ondas P e S. Fonte: Rosa (2010).

As ondas de corpo são de dois tipos: ondas P e ondas S. As ondas P (primárias, ou compressionais, ou longitudinais), apresentam a característica de que partículas de rocha vibram paralelamente à propagação. As ondas S (secundárias, ou cisalhantes, ou transversais), apresentam a característica de que a vibração é perpendicular à direção de propagação. As ondas compressionais possuem uma importância considerável, visto que, na aquisição sísmica marinha, não é possível gerar diretamente ondas cisalhantes, por não se propagarem em fluídos. Além disso, as ondas primárias apresentam maior velocidade de propagação do que as ondas S, o que favorece a qualidade do registro nos geofones. O fator econômico aqui também é importante, visto

que os equipamentos de geração de ondas P são mais simples que os de onda S, por isso, as ondas P representam a grande maioria dos dados sísmicos adquiridos (REGO, 2014).

Com isso, é possível diferenciar dois tipos de equação da onda que podem ter: a equação acústica e a equação elástica. A equação acústica da onda pode ser escrita como uma equação diferencial parcial de segunda ordem, que relaciona derivadas espaciais com derivadas temporais, de forma a representar o comportamento do campo de ondas. No caso elástico, há a propagação de ondas transversais e a propagação de um sinal sísmico pode ser entendida com base na teoria da elasticidade (SILVA, 1995). Para esse caso, a Lei de Hooke que estabelece uma relação entre as deformações que ocorrem em um corpo e as tensões que as provocam (ALMEIRA, 1996).

Nesse trabalho, somente será utilizado a equação da onda acústica. A equação da onda acústica possui a seguinte expressão:

$$\frac{1}{c^2(x)} \frac{\partial^2}{\partial t^2} p(x, t) - \nabla^2 p(x, t) = f(x_s, t), \quad (2.2)$$

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

Apesar de ser uma aproximação, a equação acústica (equação 2.2) consegue resultados satisfatórios, onde a seção sísmica obtida através da técnica de migração se aproxima bem da seção de refletividade em subsuperfície

## 2.2.2 Fonte Sísmica

A propagação das ondas sísmicas em um meio ocorre após a perturbação do mesmo. Uma fonte sísmica pode ser definida como qualquer mecanismo que tenha por objetivo a geração de ondas sísmicas que se propagarão através do meio estudado. Em aquisições terrestres, utiliza-se comumente como fontes dinamites, queda de pesos na superfície da Terra e o *vibroseis*, caminhões responsáveis pela aquisição sísmica terrestre (SCHLEICHER; TYGEL; HUBRAL, 1993). Já em levantamentos marinhos utilizam-

se, majoritariamente, canhões de ar como fonte sísmica. Neste trabalho foram feitos testes sintéticos para a simulação da propagação da onda e para a realização da migração reversa no tempo. Isso foi feito utilizando a equação da onda na qual tem-se o termo  $f(t)$  representando a fonte sísmica.

Para a simulação da fonte sísmica utilizou-se a função de *Ricker* com uma frequência de 30Hz cujo gráfico está representado na Figura 3. Essa função foi escolhida por ser limitada em frequência, de fase nula e não possuir descontinuidades. A formulação matemática para a fonte Ricker é descrita na equação 2.3.

$$f(t) = [1 - 2\pi(\pi f_c t_d)^2] * e^{-\pi(\pi f_c t_d)^2}, \quad (2.3)$$

em que  $t_d$  é o tempo defasado, responsável pelo deslocamento da fonte e  $f_c$  é um parâmetro e  $f_{corte}$  é a frequência de corte.

A Figura 3 mostra a forma da fonte sísmica que é utilizada como fonte sintética. Pode-se notar que ela é bem similar a uma *wavelet* encontrada em dados sísmicos reais após o pré-processamento, o que garante uma maior fidelidade às nossas simulações durante o processo de modelagem sísmica.

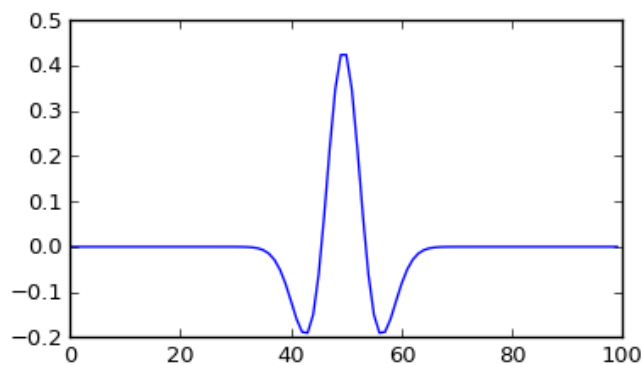


Figura 3 – Representação da fonte Ricker.

### 2.2.3 Método das Diferenças Finitas

Na propagação de ondas, o Método das Diferenças Finitas (MDF) se mostra interessante pois é um método de simples aplicação e que não apresenta um custo computacional muito elevado. Este método é geralmente o escolhido para a migração reversa no tempo e inversão da equação completa da onda (ZHANG; SEN; SRINIVASAN, 2013).

A solução numérica de equações diferenciais via diferenças finitas é uma valiosa ferramenta na simulação de fenômenos físicos (HOLBERG, 1987). O objetivo dos esquemas de diferenças finitas é obter uma equação análoga à equação diferencial e consiste em substituir as derivadas por diferenças finitas através da expansão em série de Taylor da função derivada. O MDF também é um método que pode ser usado de forma efetiva para problemas de valores de contorno. Para isso, podemos considerar a resolução do problema por meio de quatro etapas. Primeiro, é preciso construir a malha, que consiste em uma representação discreta do domínio contínuo. Depois, é feita a construção do problema discreto aplicado a discretização das equações, nesse caso, a equação da onda. Após construir o problema, resolve-se o sistema discreto proposto e, por fim, é realizado a visualização e interpretação dos resultados. Neste trabalho, o MDF é usado como forma de resolver a equação da onda.

$$\begin{aligned}
 P_{i,j}^{t+1} = \frac{\Delta t^2}{12h^2} c_{i,j}^2 & (- (P_{i+2,j}^t - P_{i-2,j}^t - P_{i,j+2}^t - P_{i,j-2}^t) \\
 & + 16(P_{i+1,j}^t + P_{i-1,j}^t + P_{i,j+1}^t + P_{i,j-1}^t) \\
 & - 60(P_{i,j}^t)) + 2P_{i,j}^t - P_{i,j}^{t-\Delta t}
 \end{aligned} \tag{2.4}$$

A equação 2.4 representa o operador final associado que poderá ser utilizado para que possamos trabalhar com a equação da onda, sendo onde  $\Delta t$  representa a marcha de tempo e  $\Delta x = \Delta z = h$  (considerando uma malha quadrada), representa o espaçamento da malha simples em metros.

Os operadores de diferenças finitas são uma peça importante na modelagem por diferenças finitas. Para que o esquema de diferenças finitas seja eficaz na representação numérica da propagação da onda, é necessário investigar sua consistência, estabilidade e convergência. É possível encontrar os fundamentos

matemáticos em Lax e Richtmyer (1956).

Dizemos que um esquema de diferenças finitas é consistente com a equação diferencial parcial se no limite dos incrementos das variáveis independentes à zero a equação de diferenças finitas for a mesma da equação diferencial. No caso da equação da onda, as variáveis independentes são  $x$  e  $t$ . Se no limite dos incrementos  $\Delta x$  e  $\Delta t$  for zero, com uma malha de discretização progressivamente mais densa, a equação discreta se aproximar da equação diferencial contínua, tem-se um esquema de diferenças finitas consistente. Quando o esquema não é consistente, ele pode convergir para a solução de outra equação diferencial ou pode divergir.

Um esquema é estável se os erros de diferenças finitas, quando propagados no tempo e espaço, não crescerem monotonicamente com o aumento das interações. Por sua vez, um esquema será convergente se quando os incrementos  $\Delta x$  e  $\Delta t$ , espaçamento no tempo e no espaço, tenderem à zero, a solução da equação por diferenças finitas tender para a solução numérica exata da equação de diferenças finitas (solução composta por um número infinito de dígitos que não possui erros de quaisquer espécies) (LAX; RICHTMYER, 1956)

Para provar a convergência do esquema, recorreremos ao Teorema da Equivalência de Lax. O teorema diz que dado um problema de valor inicial bem posto e uma aproximação por diferenças finitas consistente, a estabilidade é uma condição necessária e suficiente para que a aproximação em questão seja convergente (LAX; RICHTMYER, 1956).

Portanto, se for provar do que a aproximação por diferenças finitas é consistente e estável, estaremos provando que a mesma é convergente. É necessário agora provar a estabilidade da aproximação. Para isso, recorreremos à análise de estabilidade de Von Neumann.

Nos métodos numéricos, a análise de estabilidade de Von Neumann testará a estabilidade de um esquema de diferenças finitas, isto é, se os erros produzidos em uma interação vão aumentar à medida que as interações avançarem. Esta análise é feita através da substituição do campo de uma onda plana nas equações de diferenças finitas (COSTA, 2012; PRESS, 1990).



## 2.2.4 Bordas Não-Reflexivas e Camadas de amortecimento

Dentre os problemas de modelagem ligados a Geofísica está a simulação da propagação da onda em um meio semi-infinito. A modelagem computacional de tal problema físico pode vir a requerer a utilização de artifícios especiais na maioria dos métodos numéricos. Uma alternativa para o emprego de tais artifícios é a extensão do modelo numérico de tal forma que seus limites estejam suficientemente distantes, para que as reflexões nestes limites artificiais não atinjam a região de interesse no modelo. No interesse da eficiência computacional, restringir o domínio computacional a apenas a região de interesse exige a introdução de limites. Tal criação de limites ou bordas no modelo de velocidades causam reflexões onde na verdade não existem na Terra (problema físico real). Esse conceito está ilustrado na Figura 4. Se não forem tratadas adequadamente, essas reflexões podem comprometer inteiramente os resultados obtidos (CERJAN; KOSLOFF; KOSLOFF, 1985).

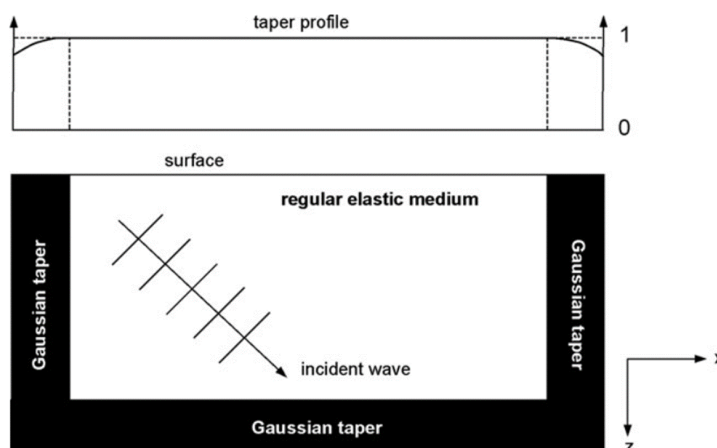


Figura 4 – Ilustração do conceito de camada de amortecimento. O domínio computacional é envolto por uma camada onde o campo de onda é multiplicado por um número que começa a diminuir de 1, na interface entre o meio regular e a borda de absorção, até o limite do domínio. Fonte: Retirado de Fichtner (2011).

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

A fim de minimizar a influência das fronteiras envolvidas nas respostas a serem

registradas, algumas condições de borda devem ser aplicadas. Na literatura são encontrados diversos métodos que objetivam diminuir essa influência e dissipar reflexões nas bordas durante a simulação de problemas envolvendo domínios infinitos ou semi-infinitos, como em (BORDING; LINES, 2010). Um dos métodos mais comuns são as condições de bordas não reflexivas e bordas de amortecimento.

A técnica proposta por Reynolds (1978) é baseada na hipótese de que os limites do modelo estão suficientemente distantes da fonte sísmica de forma que as frentes de onda nestes pontos podem ser consideradas como ondas planas. Os operadores diferenciais parciais são fatorados e a propagação da onda se dá no sentido do sinal das equações 2.6 e 2.7 que serão representadas da seguinte forma:

Fatorando-se o operador diferencial da equação da onda, obtém-se:

$$\left(\frac{\partial}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial t} \frac{1}{v}\right) \left(\frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial t} \frac{1}{v}\right) P(x, z, t) = 0, \quad (2.5)$$

Como o produto dos termos da equação unidimensional é zero, então um dos dois termos deve ser zero. Portanto, uma onda que se propaga no sentido positivo do modelo ou no sentido em que  $x$  cresce ou, em outras palavras, para a direita, satisfaz a expressão:

$$\left(\frac{\partial}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial t} \frac{1}{v}\right) P(x, z, t) = 0, \quad (2.6)$$

E da mesma forma, uma onda que se propaga no sentido negativo do modelo ou no sentido em que decresce ou, em outras palavras, para a esquerda, satisfaz a expressão:

$$\left(\frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial t} \frac{1}{v}\right) P(x, z, t) = 0, \quad (2.7)$$

Destaca-se que de forma análoga têm-se as mesmas expressões na direção  $z$ . Ao implementar, utilizando uma discretização em primeira ordem via MDF, as equações acima são reescritas da seguinte forma:

$$P_{i,j}^{n+1} = P_{i,j}^n \pm \frac{v\Delta t}{\Delta x}(P_{i+1,j}^n - P_{i,j}^n), \quad (2.8)$$

onde  $P$  é o campo de pressão,  $i$  representa os pontos da malha na direção horizontal,  $j$  os pontos da malha na direção vertical,  $n$  os passos de tempo da simulação e  $n + 1$  o passo de tempo posterior.

As bordas de amortecimento são baseadas na introdução de uma região que antecede os limites artificiais do modelo, onde a equação da onda original é modificada de modo que as amplitudes das ondas incidentes decaem de forma lenta e gradativa. O método proposto por Cerjan, Kosloff e Kosloff (1985) é um método simples e dos mais robustos. A técnica consiste na multiplicação iterativa do campo de onda incidente por números menores que 1, também denominados fatores de atenuação do campo de pressão, dados pela seguinte expressão matemática:

$$f(k) = e^{-[fat(Nc-k)]^2}, \quad (2.9)$$

sendo  $f(k)$  o fator de atenuação do campo de pressão,  $k$  a distância de um ponto a borda do modelo,  $fat$  o fator de amortecimento,  $Nc$  o tamanho da camada de amortecimento em número de pontos.

## 2.3 Migração Sísmica

### 2.3.1 Teoria da Migração

No âmbito da exploração geofísica, o desenvolvimento da interpretação sísmica, a delimitação de reservatórios e um maior grau de confiabilidade a respeito de um determinado modelo geológico demandam uma boa qualidade das seções obtidas por meio do processamento sísmico. Para atingir tais objetivos é necessário que se obtenha o correto posicionamento das diversas interfaces que delimitam as camadas de rochas e, para tal objetivo, utiliza-se uma das importantes técnicas de processamento sísmico: a migração sísmica.

O objetivo principal da migração de dados sísmicos é desfazer os efeitos de propagação e colapsar difrações a fim de localizar os pontos difratores e interfaces (refletores) em subsuperfície. As interfaces entre as camadas, quando iluminadas pelo sinal gerado por uma fonte sísmica, podem ter suas propriedades de refletividade estimadas (BOECHAT, 2007). Nesse contexto, a migração é o processo responsável por converter as informações registradas em sismogramas ou em seções sísmicas empilhadas em uma imagem de uma determinada configuração geológica. Sendo assim, pode-se entender a migração sísmica, filosoficamente, como sendo a operação inversa da modelagem sísmica (GRAY; WHITMORE, 2001).

A migração sísmica é então, uma ferramenta básica, mas importante para o processamento e interpretação sísmica e seu propósito é fornecer imagens que possam representar corretamente estruturas geológicas em subsuperfície. Na literatura, os tipos de migração são classificados de acordo com a escala vertical da imagem obtida, que pode estar em tempo ou em profundidade (BAYSAL; KOSLOFF; SHERWOOD, 1983) e (YILMAZ, 2008). Assim, os esquemas são denominados como o próprio nome sugere, migração em tempo e migração em profundidade.

Quando a escala vertical da imagem gerada está em tempo não é possível determinar a verdadeira posição de um refletor em profundidade, tornando-se necessária a utilização de técnicas de conversão tempo-profundidade para obter o correto posicionamento do mesmo. A migração em profundidade, por sua vez, é obtida de tal forma que os refletores já se encontram, teoricamente, em suas reais posições em subsuperfície e são mais sensíveis ao modelo de velocidades empregado na migração, pois o correto posicionamento dos refletores e a focalização da energia dependem deste modelo.

Para a realização da migração em profundidade necessita-se de duas extrapolações do campo de onda, uma extrapolação direta e uma inversa, mais a aplicação de uma condição de imagem, e isto a torna computacionalmente mais onerosa em relação à migração em tempo. Apesar deste fato, a migração em profundidade é bastante eficaz quando se trata de campos de velocidades contendo quaisquer tipos de variações, sendo indicado para modelos geológicos complexos.

Com isso, no primeiro contato com os esquemas de migração e seus objetivos percebe-se uma aparente incoerência. No início do processo de migração já se tem o

conhecimento do modelo de velocidades (embora sem grande riqueza de detalhes, pois tem-se o macro modelo que é uma versão suavizada ou de baixa frequência do modelo real), ou seja, deve-se saber a resposta antes do início da aplicação das metodologias de migração (ROSA, 2010).

### 2.3.2 Migração Pré-Empilhamento e Pós-Empilhamento

Os algoritmos de migração podem ser aplicados antes ou após o empilhamento dos traços (*pré-stack* ou *pós-stack*). Na migração pré-empilhamento ocorrem efeitos de borda prejudiciais ao sismograma gerados pela baixa iluminação das estruturas nos *offsets* mais afastados, uma vez que esta é feita para cada tiro, considerando a geometria original da aquisição dos dados. Para corrigir estes efeitos, somam-se as seções migradas para cada tiro, obtendo uma seção final. Bulcão (2004) aborda que, para este esquema de migração, a geração da seção final depende da aplicação de uma condição de imagem que considera o tempo de trânsito das ondas propagadas e de-propagadas, onde somam-se apenas as amplitudes nos locais reais de reflexão. Para estes algoritmos devem então incluir além da retropropagação dos campos de onda, a propagação destas para que se torne possível calcular o tempo de trânsito para aplicação da condição de imagem.

A migração pós-empilhamento é feita em uma única seção sísmica na qual todos os traços estão em afastamento nulo, ou seja, *zero-offset*. É tomado em consideração que, para todos os traços, a retropropagação que foi toda feita até certo refletor, se dá apenas se o campo de ondas for reconstruído até a metade do tempo registrado durante a aquisição, considerando então, o tempo duplo de afastamento zero (KEAREY; BROOKS; HILL, 2009).

Para casos em que o meio geológico é simples, com pouca variação lateral de velocidade, e o modelo de velocidade alinha corretamente os traços de diferentes afastamentos no domínio CMP e, portanto, a migração pós-empilhamento pode se mostrar efetiva e econômica (BEASLEY et al., 1997).

### 2.3.3 Migração em Tempo versus Profundidade

A diferença mais evidente entre migração em tempo e profundidade ocorre na exibição final dos traços migrados. Na primeira produz-se uma seção em tempo, em que se pode facilmente comparar com os dados não migrados, entretanto, os dados migrados em tempo podem ser convertidos para profundidade usando informações de velocidades. A migração em profundidade, por sua vez, é exibida em profundidade podendo ser convertida para tempo utilizando um modelo de velocidade (GRAY; WHITMORE, 2001). Na Figura 5 pode-se observar uma ilustração do esquema de migração em tempo e em profundidade.

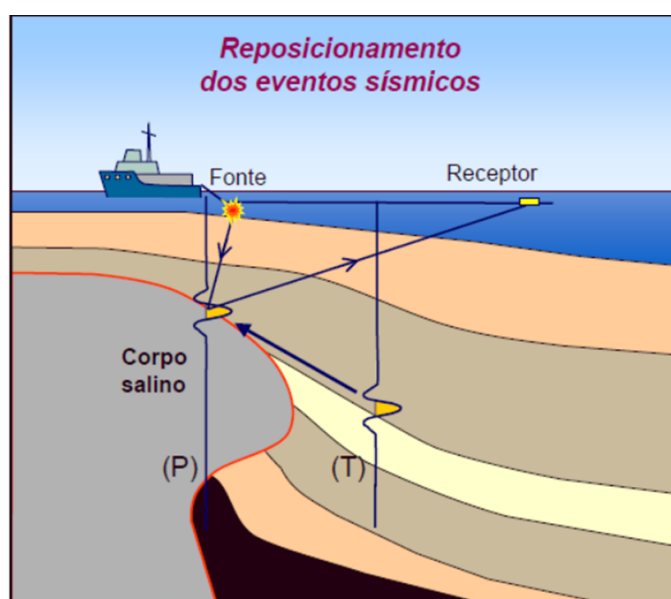


Figura 5 – Ilustração do esquema de migração em tempo e em profundidade. Temos que (P) se refere à escala vertical em profundidade e (T) em tempo. Fonte: Retirado de Silva (2012)

A maior diferença real entre as migrações em tempo e em profundidade reside na forma como eles utilizam a velocidade. Na migração em tempo são utilizadas velocidades de RMS (*root-mean-square*), já na migração em profundidade estas velocidades RMS são convertidas em velocidades intervalares com o objetivo de desfazer os efeitos indesejáveis causados por variações laterais de velocidade. Em muitas ocasiões, as velocidades RMS produzem valores fisicamente incoerentes e até mesmo impossíveis para os modelos de velocidade (ROSA, 2010).

A migração em profundidade, principalmente *pré-stack*, pode-se ser vista como

uma importante ferramenta de estimativa de velocidade. Estas velocidades podem ser obtidas através da ferramenta *semblance*, análises de velocidades tomográficas mais sofisticadas, manualmente guiado por um modelo geológico, ou (mais frequentemente) uma combinação destas. Considerando estas questões, é importante ressaltar que a estimativa de um modelo de velocidades necessário para a realização de uma migração em profundidade demanda tempo e custo elevados. Estas dificuldades referentes à estimativa de velocidade vêm sendo um dos maiores desafios enfrentados pelos geofísicos, explicando assim o maior uso da migração em tempo. Sendo assim, segundo (GRAY; WHITMORE, 2001), conclui-se que a migração em profundidade é mais ambiciosa do que a migração em tempo, já que esta possui o duplo objetivo de imagear e estimar velocidade, sendo substancialmente mais complexa.

A migração em profundidade é uma potente ferramenta de interpretação e seus resultados proporcionam maior confiança, tanto no que diz respeito às estruturas geológicas quanto ao campo de velocidade.

## 2.4 Migração Reversa no Tempo

No início da década de 80, os métodos de *RTM* realizaram a transformação de dados em imagens através do uso de algoritmos numéricos de diferença finita e por meio de uma condição de imagem denominada tempo zero com tempos de trânsito unidirecionais baseados em família de tiros para reflexões primárias (BAYSAL; KOSLOFF; SHERWOOD, 1983). Com isso, McMechan (1982) publicou a primeira imagem em tempo usando a *RTM* utilizando formas de onda de primeira chegada. A partir daí surgiram trabalhos para estender as aplicações de *RTM* e dados pós-empilhamento e houve o surgimento da condição de imagem de tempo de excitação (CHANG; MCMECHAN, 1986). Além disso, houve o método *RTM* para dados de componente único para multicomponentes (SUN; MCMECHAN, 1986) (CHANG; MCMECHAN, 1987) e de casos de migração 2D para migração 3D (CHANG; MCMECHAN, 1984). Levin (1984) realizou uma breve revisão do método, além de um mapeamento com *RTM* de um flanco de sal usando dados VSP (perfil sísmico vertical) (WHITMORE; LINES, 1986) e mais a frente o *RTM* foi utilizado com o método numérico de elementos finitos para a modelagem (TENG; DAI, 1989),

A maioria dos estudos atuais de *RTM* tem se concentrado na solução de problemas

desafiadores associados a artefatos de imagem, condições de imagem, construção de modelo de velocidades complexos, uso das múltiplas e aprimoramento da eficiência computacional. Como exemplos, temos Yan e Sava (2008) que estenderam a condição de imagem de correlação cruzada para modos em que houvesse apenas a onda pura para evitar artefatos de diafonia e produziram imagens elásticas para análise do domínio do ângulo das estruturas. Fletcher, Du e Fowler (2009) testou um algoritmo de *RTM* por ondas acústicas para a análise de anisotropia transversal inclinada, usando pequenos valores de velocidade de cisalhamento, diferente de zero, ao longo do eixo de simetria para remover triplicações. Liu et al. (2011), Liu et al. (2015), Liu et al. (2016) se concentraram em melhorar o imageamento *RTM* utilizando múltiplas internas que aumentaram a iluminação dos alvos de imagem e diminuíram a influência de artefatos. A partir desse histórico, é possível entender a evolução do método de migração reversa no tempo e a sua importância e seus desafios no que tange o imageamento sísmico.

#### 2.4.1 Teoria da Migração Reversa no Tempo

A migração reversa no tempo é um tipo de migração sísmica em profundidade. Nesse processo, objetiva-se obter as interfaces refletoras do modelo geológico a partir dos dados sísmicos registrados. O desenvolvimento teórico da *RTM* foi desenvolvida inicialmente em dados empilhados por McMechan (1982) 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. Entre todos os métodos de migração sísmica, o *RTM* tem o potencial de alcançar a melhor precisão e não impõe nenhum limite às variações de velocidade, mergulho do refletor e tipo de campo de onda (BEDNAR, 2005). As técnicas de inversão e *RTM* são comumente utilizadas e diversos trabalhos realizam comparações entre tais técnicas. Podemos comparar as abordagens de *RTM* com modelagem e inversão, que são amplamente utilizados em estudos sismológicos da crosta e do manto (ZHOU, 1994). Em contraste, a estratégia do *RTM* é buscar a melhor imagem de reflexão de saída para formar as imagens resultantes de refletores sísmicos em perfis 2D ou volumes 3D (ZOU; ZHOU, 2018)

Todos os métodos *RTM* usam a extrapolação dos campos reversos no tempo e no espaço, embora os dados de entrada para os métodos *RTM* de primeira geração devam passar por um pré-processamento para que seja feita a atenuação das partes



dos dados que não são reflexões ou difrações primárias do subsolo. Além disso, para a primeira geração de métodos *RTM*, as previsões relativas ao espaço do modelo são meros tempos de viagem de reflexões primárias; estes são muitas vezes considerados como parte da condição de imagem. Para a segunda geração de métodos *RTM*, as previsões no espaço da imagem são formas de onda computadas com base no modelo de velocidade de referência estimada e nos parâmetros da fonte (ZOU; ZHOU, 2018). Basicamente, os campos de onda registrados nos receptores são propagados inversamente no tempo - retro-propagados - para o interior do modelo de acordo com o princípio da reversão temporal baseada no teorema de reciprocidade correlacional, ao mesmo tempo em que há a propagação direta destes campos de ondas, baseada no teorema de reciprocidade convolucional, a partir da fonte.

Em dados pre-empilhamento a *RTM* reconstrói os campos de onda da fonte (campos descendentes) e dos receptores (campos ascendentes) individualmente, o que torna o custo computacional elevado comparado as demais migrações. A condição de imagem é computada a cada passo do tempo, realizando a correlação cruzada entre os dois campos. O princípio de formação de uma imagem é definitivo como os refletores que existem em pontos do solo onde a primeira chegada da onda descendente é coincidente com o tempo na onda ascendente (CLAERBOUT, 1971).

Uma condição de imagem é posta sobre os campos propagados retro-propagados para que seja formada uma imagem da subsuperfície em profundidade. A qualidade desta imagem dependerá, entre outros fatores, do modelo matemático utilizado para retro-propagar o campo acústico, mesmo modelo utilizado na modelagem. Logo, as considerações sobre a estabilidade dos esquemas numéricos, dispersão numérica, condições de fronteira e frequência máxima capaz de ser representada pela discretização feitas são válidas na extrapolação reversa dos campos de onda.

Um dos objetivos da retropropagação dos campos de onda é eliminar efeitos indesejáveis proporcionados pela propagação direta. Analogamente à modelagem, a propagação reversa dos campos acústicos está fundamentada nos teoremas de reciprocidade, mais precisamente no princípio da reversão temporal que deriva da relação de reciprocidade do tipo correlação.

Além disso, para a 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).

## 2.4.2 Condições de Imagem

Após a aquisição dos dados sísmicos, que podem ser fornecidos pela modelagem (dados sintéticos), os mesmos recebem tratamentos para retirada de dados relacionados a ruídos e, posteriormente, o sismograma, arquivo que contém estes dados, é utilizado na etapa de migração sísmica.

A migração sísmica tem o objetivo de posicionar corretamente os refletores em subsuperfície. Nesta etapa, são utilizadas, em determinados métodos de migração, equações e/ou condições conhecidas como condições de imagem que tem como finalidade fornecer a imagem em cada ponto da malha, obtendo como resultado a seção sísmica migrada.

Há inúmeras condições de imagem que podem ser implementadas, tais como, condição de imagem com tempo de excitação, que utiliza o tempo de chegada do campo de ondas em cada ponto da malha, condição de imagem com correlação cruzada entre os campos de ondas incidente e refletido, condição de imagem com correlação cruzada normalizada, entre outras. Estas condições podem ser aplicadas de diferentes maneiras, e o resultado obtido na seção migrada varia com cada condição de imagem. Nesse trabalho, o foco será na condição de imagem de correlação cruzada.

## 2.4.3 Condição de Correlação Cruzada

Neste esquema de Migração Reversa no Tempo os campos de onda da fonte e do receptor são propagados de maneira independente ao longo do tempo usando extrapolação por diferenças finitas. O campo de ondas oriundo da fonte sísmica (campo

de ondas descendentes)  $D(x, z, t)$  é propagado e o campo de ondas registrado no sismograma (campo de ondas ascendentes)  $A(x, z, t)$  é de-propagado a partir dos valores prescritos nos receptores. A imagem é formada pela multiplicação dos dois campos de onda em cada intervalo de tempo, considerando-se o deslocamento nulo entre os tempos dos campos de ondas (ou seja, *zero lag correlation*) (CLAERBOUT, 1971).

Essa condição de imagem também é baseada no princípio de imageamento proposto por Claerbout (1971), de tal forma que um refletor existe quando os campos oriundos da fonte e do receptor coincidem em tempo e espaço.

Segundo Faria (1986), para melhor compreender a condição de imagem com correlação cruzada, supõe-se um modelo composto por um único refletor e a fonte sísmica sendo um pulso unitário. Neste caso:

$$A(x, z, tr)D(x, z, ts) \neq 0$$

sobre o refletor

$$A(x, z, tr)D(x, z, ts) = 0$$

fora do refletor.

onde  $ts$  é o tempo de trânsito na propagação do campo de onda desde a fonte sísmica até o refletor e  $tr$  é o tempo de trânsito na retropropagação do campo de onda desde o receptor até o refletor.

Considerando-se um modelo de velocidades complexo onde se tem a presença de reflexões, múltiplas internas e demais conversões de energia, a imagem obtida através da correlação entre os campos de ondas tem valor máximo nos pontos sobre o refletor e mínimo nos pontos fora do refletor, e é calculada matematicamente pela expressão:

$$\text{Imagem1}(\mathbf{x}, \mathbf{z}) = \sum_{t=0}^T A(x, z, t)D(x, z, t), \quad (2.10)$$

onde Imagem1(x,z) é a matriz que contém a imagem em profundidade,  $t$  é o tempo e  $T$  é o tempo total de propagação.

No entanto, segundo Kaelin e Guitton (2006) esta condição de imagem é suficientemente adequada para meios com pequenos contrastes de impedância. Para meios com altos contrastes de impedância e estruturas geológicas complexas, os campos de ondas não podem ser separados de forma eficiente gerando artefatos que podem distorcer a imagem em profundidade. Para eliminar esses artefatos, a condição de imagem de correlação cruzada pode ser dividida pela autocorrelação do campo de ondas descendentes (iluminação da fonte) (CLAERBOUT, 1971):

$$\text{Imagem2}(\mathbf{x}, \mathbf{z}) = \frac{\sum_{t=0}^T A(x, z, t)D(x, z, t)}{\sum_{t=0}^T D(x, z, t)D(x, z, t)}, \quad (2.11)$$

Ou pela autocorrelação do campo de ondas ascendentes (iluminação do receptor):

$$\text{Imagem3}(\mathbf{x}, \mathbf{z}) = \frac{\sum_{t=0}^T A(x, z, t)D(x, z, t)}{\sum_{t=0}^T A(x, z, t)A(x, z, t)}, \quad (2.12)$$

Segundo Kaelin e Guitton (2006), ao dividir a correlação cruzada pela autocorrelação do campo de ondas descendentes ou ascendentes a imagem obtida pode ser realçada enquanto os artefatos são atenuados tanto abaixo da fonte quanto abaixo do receptor, respectivamente. Porém, utilizando a equação 2.11 consegue-se reduzir os artefatos gerados próximos a fonte, mas se realça os artefatos próximos ao receptor; já ao utilizar a equação 2.12 consegue-se reduzir artefatos em toda a imagem e realçar os refletores mais profundos. Com isso, essa é uma condição de imagem estável, que melhora a qualidade da imagem, reduzindo efeitos de iluminação sísmica e artefatos de migração e que aplica corretamente o princípio de imageamento é essencial para obter com sucesso a refletividade de um meio (SCHLEICHER; COSTA; NOVAIS, 2008; CHATTOPADHYAY; MCMECHAN, 2008).

#### 2.4.4 Implementação Numérica

Nessa seção será discutido a implementação da Migração Reversa no Tempo. Essencialmente, temos que a representação integral da propagação direta dos campos de onda é fundamentada na relação de reciprocidade convolucional, e está expressa pela equação no domínio da frequência ou no domínio do tempo. Isso permite que seja possível calcular, a partir da equação da onda discretizada, o campo de onda em um

instante  $t + \Delta$ , com o conhecimento dos campos de onda nos instantes anteriores  $t$  e  $t - \Delta$  (GREEN, 1938) (SANTOS, 2012).

A representação integral da retropropagação dos campos de onda se baseia nos mesmos princípios da propagação direta, no entanto, um estado acústico é caracterizado pelo complexo conjugado da função de Green (GREEN, 1938). Isso mostra que as mesmas equações que são utilizadas para propagar o campo no sentido direto podem ser usadas para propagar o campo no sentido reverso, bastando para isso que o sinal registrado pelos receptores sirva como fonte e propague os campos de onda na ordem reversa no tempo (dos instantes finais para os instantes iniciais). Conseqüentemente, na equação discreta da onda para a retropropagação, para calcular o campo acústico em um instante de tempo  $t - \Delta$ , é necessário conhecer o campo nos instantes posteriores  $t$  e  $t - \Delta$ . É possível utilizar a equação da onda acústica discretizada pelo método das diferenças finitas utilizada na propagação reversa dos campos de onda (equação 2.4).

Quando a frente de onda atinge uma posição em profundidade onde existe uma interface, o campo de ondas é registrado nesta posição. Os critérios que determinarão a posição em que a frente de onda atingiu a interface e conseqüentemente onde o registro deve ser feito é a condição de imagem. A retropropagação dos campos de onda constitui a primeira etapa do processo de migração reversa, sendo a segunda etapa a escolha de uma condição de imagem a ser aplicada. O dado de entrada da etapa de migração é o sismograma e o modelo de velocidade. O campo propagado no sentido direto e no sentido reverso é calculado para cada ponto do modelo de velocidade com a aplicação da condição de imagem, e assim, constrói-se a imagem final migrada de forma reversa no tempo.

## 3 Metodologia

Neste capítulo são detalhados os passos fundamentais dos algoritmos de modelagem sísmica e *RTM*. A *RTM* consiste, do ponto de vista prático, de duas modelagens (uma propagação e uma retropropagação), mais a condição de imagem. A análise da metodologia da modelagem, no parágrafo seguinte, é importante já que esta é uma das bases para realização da migração reversa no tempo. O fluxograma da metodologia pode ser observado na figura 6.

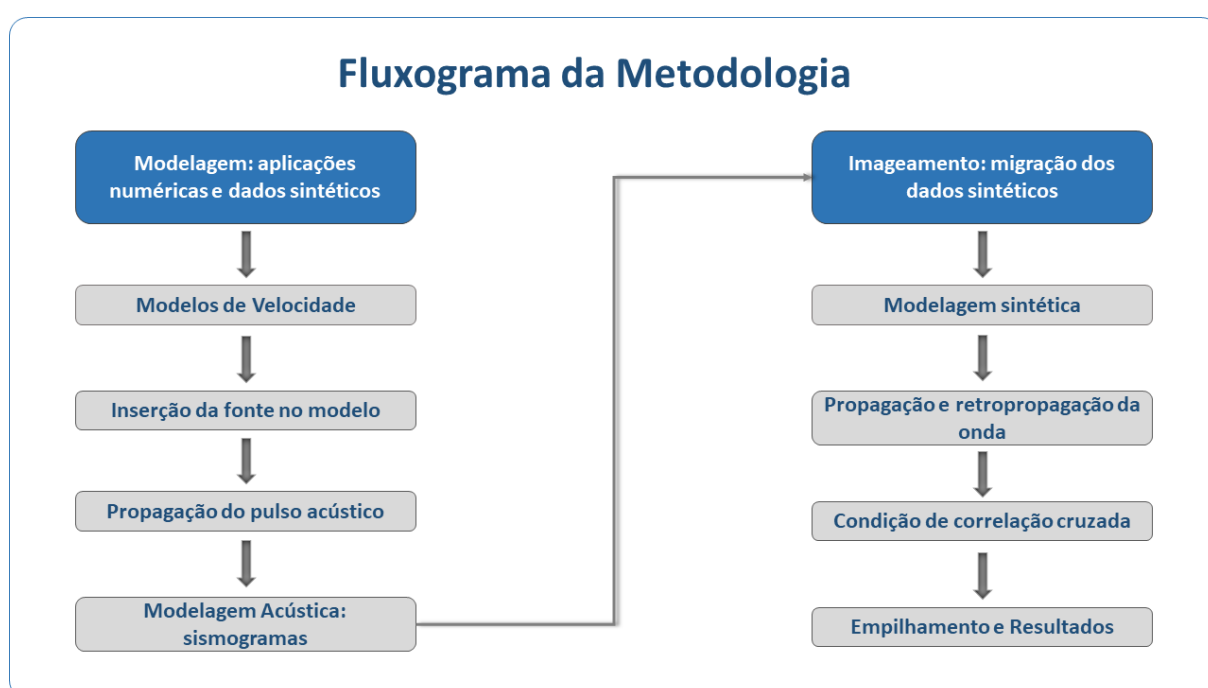


Figura 6 – Fluxograma da metodologia adotada.

### 3.1 Modelos de Velocidade e Geometria de Aquisição

Neste trabalho foram utilizados três modelos de velocidade sintéticos onde as ondas são propagadas. O primeiro apresenta três camadas plano paralelas, o segundo é referente ao modelo de Marmousi 1 e o terceiro é o modelo Sigsbee2B.

Os sismogramas possuem as informações da subsuperfície coletadas durante a aquisição sísmica. Eles são utilizados como dados de entrada no algoritmo de

migração *RTM* após serem condicionados. Neste trabalho, os sismogramas foram gerados sinteticamente e estão representados na Figura 8, 10 e 12.

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

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

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

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

### 3.1.1 Descrição do Modelo de Camadas Plano Paralelas

O modelo de camadas plano paralelas possui três camadas e foi desenvolvido pelo próprio autor por meio de um Programa para visualização de arquivos binários desenvolvido pelos pesquisadores D.Sc.Eng. Cid da Silva Garcia Monteiro e D.Sc.Enf Cleberson Dors. O modelo pode ser visualizado na Figura 7 e as Tabelas 1 e 2 possuem as informações sobre as dimensões espaciais do modelo e as informações de aquisição, respectivamente.

Tabela 1 – Dimensões espaciais do modelo de camadas plano paralelas.

Dimensões Espaciais	Valores
Nx	301 Amostras
Nz	301 Amostras
dx	10 m
dz	10 m
Extensão	3010 m
Profundidade	3010 m

Tabela 2 – Informações da aquisição feita para o modelo de camadas plano paralelas.

Informação de registro	Valores
Número de tiros	50
Posição dos tiros	150m
Número de passos de tempo amostragem de tempo (dt)	2800
Tempo de registro	0,0001 s
Frequência da fonte	8s
Fator de amortecimento de Cerjan	30Hz
	0.0025

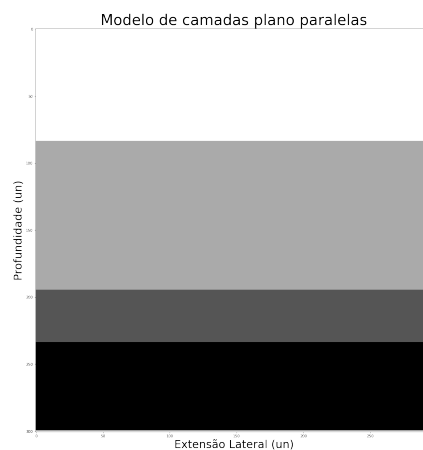


Figura 7 – Modelo de camadas plano paralelas utilizado na migração.

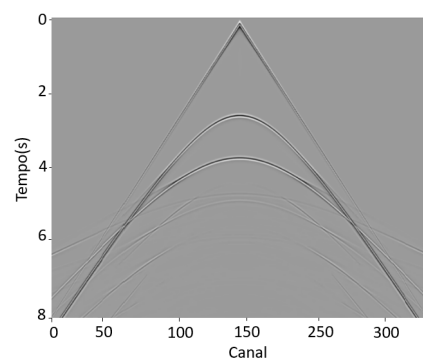


Figura 8 – Sismograma sintético referente ao modelo de camadas plano paralelas.



### 3.1.2 Descrição do Modelo de Marmousi

O Marmousi é um conjunto de dados sintéticos 2D produzidos pela pesquisadora Aline Bourgeois do Institut Français du Pétrole (IFP) cuja geometria e modelo de velocidade foram criados para produzir um dado sísmico complexo que requira técnicas de processamento avançadas para que se possa obter o correto imageamento das estruturas. Além da forte variação lateral de velocidade, o que dificulta o imageamento deste modelo é a estrutura geológica complexa baseada em falhas de crescimento, que se erguem de um truncamento de sal, até a parte superior do modelo. A região de interesse, que contém o armazenamento de hidrocarbonetos, se encontra sob a forma de lente a uma profundidade aproximada de 230m a partir da imagem do modelo.

O modelo utilizado nessa monografia é um modelo modificado pelo Laboratório de Métodos de Modelagem e Geofísica Computacional (LAMEMO) da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) a partir do modelo Marmousi 1 do IFP. Para realizar essas modificações, foi realizada a técnica de *downsamplings*, que é uma técnica que consiste em reduzir a quantidade de amostras em um vetor e uma matriz para que se reduza o tamanho do dado sem que este perca a sua essência. A técnica foi realizada por meio de um código na linguagem de programação Python. As dimensões da tabela 3 e as informações de registro da tabela 4 foram escolhidas pois estas respeitam os critérios de instabilidade e dispersão da modelagem para uma frequência de corte de 30 Hz. A tabela 4 contém os valores utilizados para a representação da aquisição do dado observado. A Figura 9 representa o modelo utilizado.

Tabela 3 – Dimensões espaciais do modelo Marmousi.

Dimensões Espaciais	Valores
Nx	767 Amostras
Nz	251 Amostras
dx	12 m
dz	12 m
Extensão	9204 m
Profundidade	3012 m

Tabela 4 – Informações da aquisição feita para o modelo Marmousi.

Informação de registro	Valores
Número de tiros	300
Posição dos tiros	400m
Número de passos de tempo amostragem de tempo (dt)	3000
Tempo de registro	0,0001 s
Frequência da fonte	8s
Fator de amortecimento de Cerjan	30Hz
	0.0025

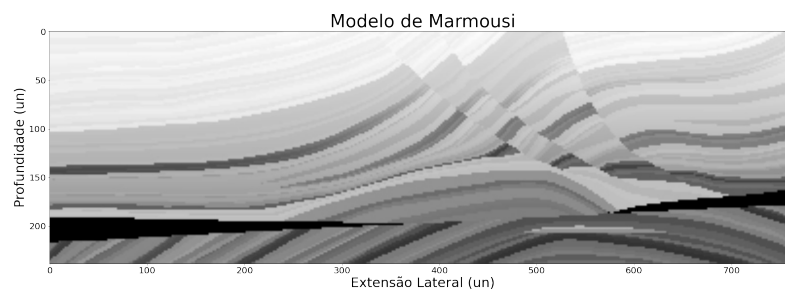


Figura 9 – Modelo Marmousi utilizado na migração.

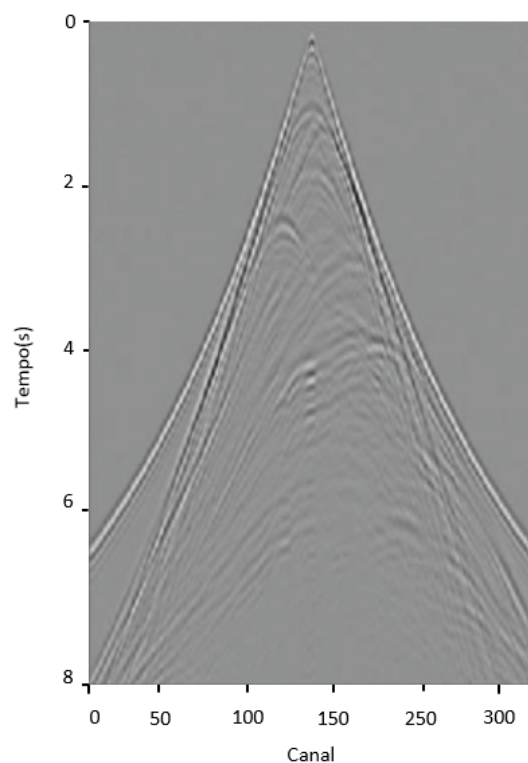


Figura 10 – Sismograma sintético referente ao modelo Marmousi modificado.

### 3.1.3 Descrição do Modelo de Sigsbee

O Sigsbee é um conjunto de dados sintéticos 2D lançado pelo consórcio SMAART (Subsalt Multiples Attenuation and Reduction Technology Joint Venture) em 2001 com o

foco de desenvolver modelos da subsuperfície realísticos de modo que se possam testar metodologias de imageamento e supressão de múltiplas. Os modelos de velocidade Sigsbee podem ser postos em duas categorias: Sigsbee2A e Sigsbee2B. Ambos possuem a mesma geometria e consistem em sequências sedimentares rompidas por falhas normais e falhas inversas ou de empurrão, além da existência de um domo salino. O modelo Sigsbee2B, todavia, possui um contraste de velocidade na fronteira água/assoalho mais realista, provocando a geração de reflexões internas e múltiplas. Este último modelo, Sigsbee2B, foi utilizado como teste neste trabalho. O desafio ao imageá-lo está no grande domo salino de geometria complexa, que causa problemas de iluminação dos refletores presentes abaixo deste corpo de sal. Para tanto, pontos difratores igualmente espaçados foram postos neste modelo de velocidade em um profundidade maior que a do domo salino. Assim, uma boa maneira de testar se o algoritmo é eficiente no imageamento, é verificar o grau de iluminação desses pontos na imagem migrada.

O modelo utilizado nessa monografia é um modelo modificado pelo Laboratório de Métodos de Modelagem e Geofísica Computacional (LAMEMO) da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) a partir do modelo Sigsbee 2B. Para realizar essas modificações, foi realizada a técnica de *downsamplings* da mesma forma que no modelo de Marmousi 1 utilizado. As dimensões da tabela 5 e as informações de registro da tabela 6 foram escolhidas pois estas respeitam os critérios de instabilidade e dispersão da modelagem para uma frequência de corte de 30 Hz. A tabela contém os valores utilizados para a representação da aquisição do dado observado. A Figura 11 representa o modelo utilizado.

Tabela 5 – Dimensões espaciais do modelo Sigsbee.

Dimensões Espaciais	Valores
Dimensões Nx	1247 Amostras
Dimensões Nz	416 Amostras
dx	22 m
dz	22 m
Extensão	27432 m
Profundidade	9144 m

Tabela 6 – Informações da aquisição feita para o modelo Sigsbee.

Informação de registro	Valores
Número de tiros	600
Posição dos tiros	400m
Número de passos de tempo amostragem de tempo (dt)	4000
Tempo de registro	0,0001 s
Frequência da fonte	8s
Fator de amortecimento de Cerjan	30Hz
	0.0025

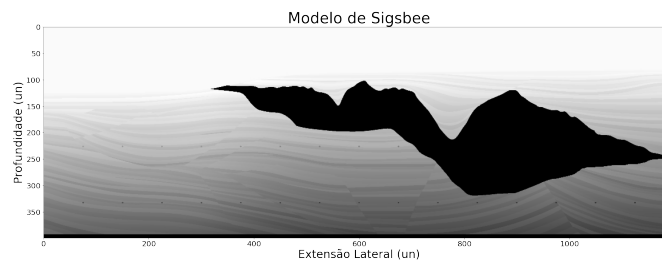


Figura 11 – Modelo Sigsbee utilizado na migração.

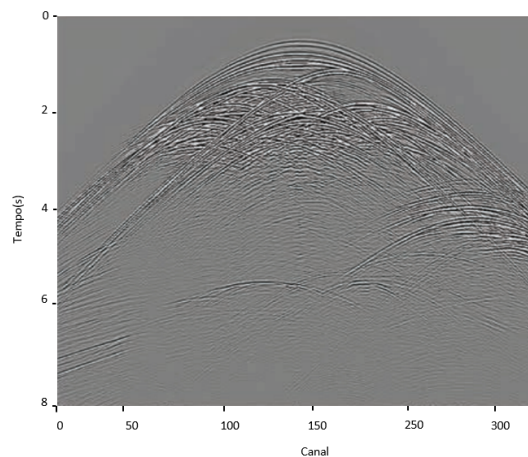


Figura 12 – Sismograma sintético referente ao modelo Sigsbee modificado.

### 3.1.4 Suavização dos Modelos

À medida que as ondas se propagam no meio geológico em longos afastamentos algumas discontinuidades na matriz de tempo de trânsito são gerados. As discontinuidades presentes na matriz de tempo de trânsito são reproduzidos nas imagens obtidas para cada tiro realizado. Esses efeitos indesejados sofrem interferências construtivas ao realizar-se o empilhamento e a imagem final apresenta essas discontinuidades, então a utilização de modelos suaves contribui para a obtenção de bons resultados ao implementar o algoritmo de migração *RTM* ao reduzir esses efeitos indesejáveis.

A fim de evitar esses artefatos e, conseqüentemente, obter uma melhor imagem da região de interesse, os modelos de velocidade foram suavizados. Essa suavização foi feita utilizando a vagarosidade (inverso da velocidade) com um fator de suavização de 15 por meio de um código na linguagem Python, utilizando um filtro gaussiano. Uma das suavizações, para o modelo Sigsbee, pode ser observada na Figura 13.



Figura 13 – Suavização realizada para o modelo Sigsbee.

## 3.2 Metodologia da Modelagem

A modelagem sísmica consistiu nas seguintes etapas:

1. Aloca uma malha 2-D com profundidade  $dz$  igual à do campo de velocidades e extensão  $dx$  igual ao tamanho do arranjo que se quer modelar. Faz  $P(x, z, t) = 0$  em toda a malha inicialmente;

2. Expande  $dx$  nas duas direções laterais (respeitando os limites do modelo de velocidades), pois podem haver reflexões decorrentes de feições que não estão diretamente abaixo do arranjo. Expande-se a malha lateralmente, de forma a captar reflexões decorrentes de feições laterais que não estejam diretamente abaixo do arranjo de geofones;

3. Expande o novo  $dx_{max}$  e o  $dz_{max}$  em todas as direções, que será a borda do modelo. A borda tem a importante função de atenuar reflexões geradas nos limites do modelo, intrínsecas à implementação numérica da propagação da onda em uma malha finita. É aplicada nessa etapa a condição de borda de Cerjan. Como o algoritmo de diferenças finitas interpreta o final da malha como um forte contraste de velocidades, gerando reflexões nesses limites, cria-se uma borda ao redor da malha. Nesta borda, é

aplicado um decaimento exponencial gradual no campo P (mais intenso nas partes mais internas da borda, menos intenso conforme se aproxima dos limites da borda). Desta forma, quando as ondas chegam nos limites mais externos da borda, suas amplitudes estão tão pequenas que as reflexões geradas nos limites podem ser desprezadas;

4. Insere o pulso (*wavelet* Ricker) na posição  $(x_s, z_s)$  determinada. Nessa etapa, marca-se o início do processo de modelagem, por meio da inserção da fonte no modelo;

5. Aplica a equação da onda discretizada em cada ponto da malha, iterando no tempo. É realizada nessa etapa, em cada iteração temporal, a propagação do pulso acústico pelo modelo;

6. Grava-se todos os valores de  $P(x, z, t)$ , ou seja, *snapshots*, a cada iteração no tempo;

7. A cada iteração temporal, grava  $P(x, z = 0, t_{atual})$  em um vetor, compondo a seção sísmica sequencialmente. Nessa etapa é feita a gravação do sismograma, onde  $P(x, z = 0, t = t_{atual})$  é gravado a cada iteração temporal;

8. Ao fim das iterações temporais, move o arranjo e modela o tiro seguinte, retornando à etapa 1.

### 3.3 Metodologia da Migração Reversa no Tempo

É feita então a migração reversa no tempo. Inicialmente, foi acessado o arquivo de entrada da família de tiro que se está migrando e obtém-se as posições dos geofones e fonte para o tiro atual. Copia-se então o campo de velocidades para o programa e aloca-se a malha na qual será propagada a onda com base na geometria do tiro atual.

Após isso, foi feita uma modelagem sintética com os mesmos parâmetros (posições de geofone e fonte) do tiro atual. Utiliza-se os *snapshots* da modelagem. As iterações no tempo se iniciam ( $det = 0$  a  $t = t_{max}$ ), há a inserção da fonte em sua posição nos tempos iniciais e é feita a propagação do campo de onda pelo modelo, aplicando a equação da onda em cada ponto da malha. Assim, há a gravação de uma matriz ao estado atual do campo de pressões. Ao final, a matriz conterà todos os snapshots desde  $t = 0$  a  $t = t_{max}$ , ou seja,  $P(x, z, t)$ ;

Com isso, inicia-se a migração reversa no tempo, dessa vez um novo *loop* de iterações temporais, partindo de  $t_{max}$  até  $t = 0$ . Aloca-se então uma nova malha com as mesmas dimensões e é inserido os valores de  $P(x, z, t = t_{max})$ , o campo de pressões de tiro, provenientes do tiro atual. Aplica-se a retropropagação no tempo e o *snapshot* é salvo. Após isso, aplicou-se a condição de imagem de correlação cruzada. A imagem  $I_j(x, z)$  é atualizada a cada iteração  $j$ , de forma que ao chegar em  $t = 0$  é obtida a imagem completa para o tiro atual. Não é preciso alocar uma matriz como na modelagem, pois a retropropagação é realizada em conjunto com a condição de imagem, A cada iteração reversa no tempo, economizando memória. Ao obter a imagem completa correspondente ao tiro atual, a matriz com os *snapshot* da modelagem e a matriz da retropropagação são desalocadas, liberando memória para o imageamento do tiro seguinte.

Por fim, retorna-se à etapa 1 com o próximo tiro, há a repetição do processo e finaliza-se ao chegar no último tiro. Na etapa, todo o processo é repetido, mas para o próximo tiro, movendo o arranjo para a direita, então conclui-se que a imagem é construída tiro a tiro.

Antes de realizar a simulação completa do levantamentos sísmico sintético, alguns sismogramas foram gerados como controle de qualidade para definição do numero de pontos a ser utilizado. A seguir, após os procedimentos de trabalho para a modelagem e a migração reversa no tempo, é então gerada a imagem final migrada referente ao modelo utilizado no experimento. Primeiramente, a fim de validar o algoritmo de migração, o primeiro teste foi realizado no modelo de camadas plano paralelas. Após perceber a aplicabilidade e a funcionalidade do código, os teste foram realizados no modelo de Marmousi e no modelo de Sigsbee. A partir disso, tem-se que os artefatos inerentes ao algoritmo da *RTM* são caracterizados por uma baixa frequência fazendo com que a aplicação de filtros seja uma opção de atenuação. Portanto, neste trabalho foi aplicada uma estratégia a fim de minimizar os artefatos presentes na seção sísmica resultante do algoritmo da *RTM*. A estratégia utiliza o filtro laplaciano que é recomendado em processamentos de imagens (ZHANG; SUN, 2009).

Filtros são processos que tem por finalidade melhorar determinados aspectos em imagens digitais ou atenuar ruídos. A vantagem de se utilizar o laplaciano é devido a sua habilidade de remover os artefatos inerentes da *RTM*, incluindo os de baixa frequência, enquanto preserva os mergulhos íngremes, importantes nas estruturas

complexas (ZHANG; SUN, 2009). Ao utilizar esse filtro, a imagem fica mais heterogênea com um realce das transições entre cores presente na imagem, então ganha-se nitidez das diferenças, mas perde-se homogeneidade dos elementos da imagem.

A partir das imagens geradas de cada um dos modelos e a aplicação dos filtros, foi possível observar se as estruturas principais de cada modelo foram imageadas. No modelo de Marmousi, as falhas provenientes do truncamento de sal, além do reservatório, foram bem identificáveis. Nos primeiros testes, o modelo Sigsbee não obteve um bom imageamento, então o número de passos de tempo foi aumentado para 4000 e, assim, foi possível delimitar com maior precisão o domo de sal do modelo.



## 4 Resultados e Discussões

Neste capítulo será feita uma análise da aplicação dos algoritmos de modelagem acústica e da migração reversa no tempo utilizando uma aproximação da equação acústica da onda através dos operadores de diferenças finitas, em três modelos de velocidade: um modelo de camadas plano paralelas, o modelo Marmousi e o modelo de Sigsbee, ambos modificados pelo Laboratório de Métodos de Modelagem e Geofísica Computacional (LAMEMO).

### 4.1 Imageamento do modelo de camadas plano paralelas

A seção sísmica migrada do modelo plano paralelo representado na Figura 14, após 50 tiros e com uma geometria fixa, apresenta um bom imageamento, onde as principais estruturas do modelo foram representadas. Todas as três camadas foram imageadas nas suas devidas profundidades (Figura 14). Pode-se observar alguns artefatos gerados pela matriz de tempo de trânsito, mesmo após a suavização, que foram retirados. Porém, é interessante ressaltar que esse modelo, por apresentar estruturas geológicas simples, foi um modelo de fácil e rápido imageamento.

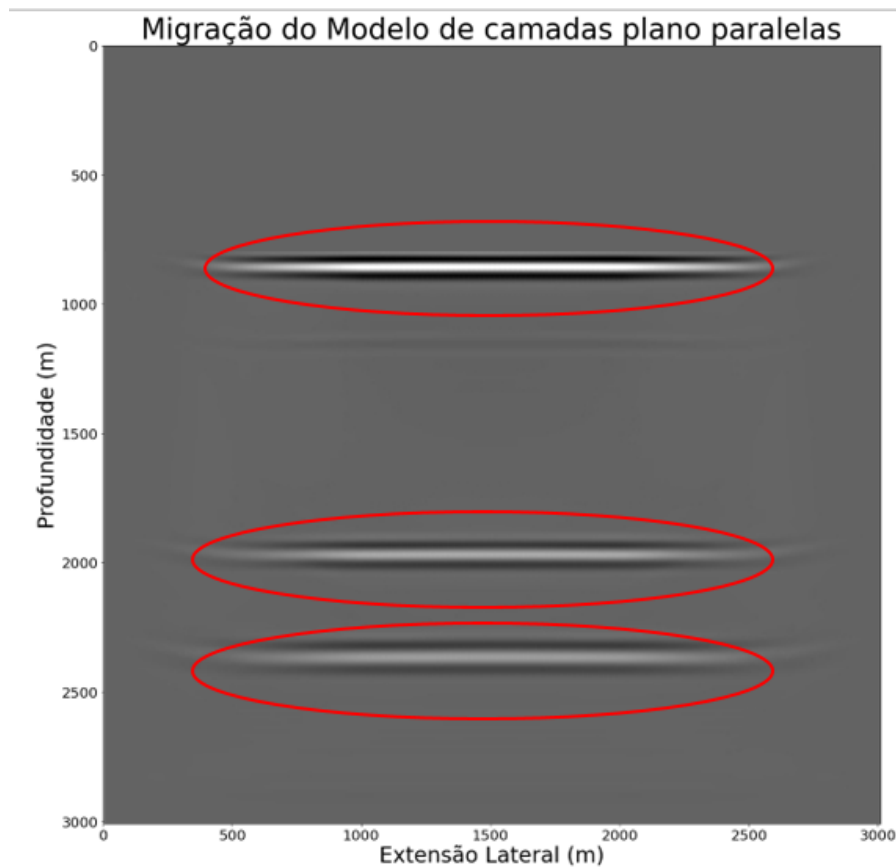


Figura 14 – Imagem migrada correspondente ao modelo de camadas plano paralelas com a retirada dos artefatos e com enfoque nas camadas imageadas pelos círculos vermelhos indicados na imagem.

## 4.2 Imageamento do modelo Marmousi

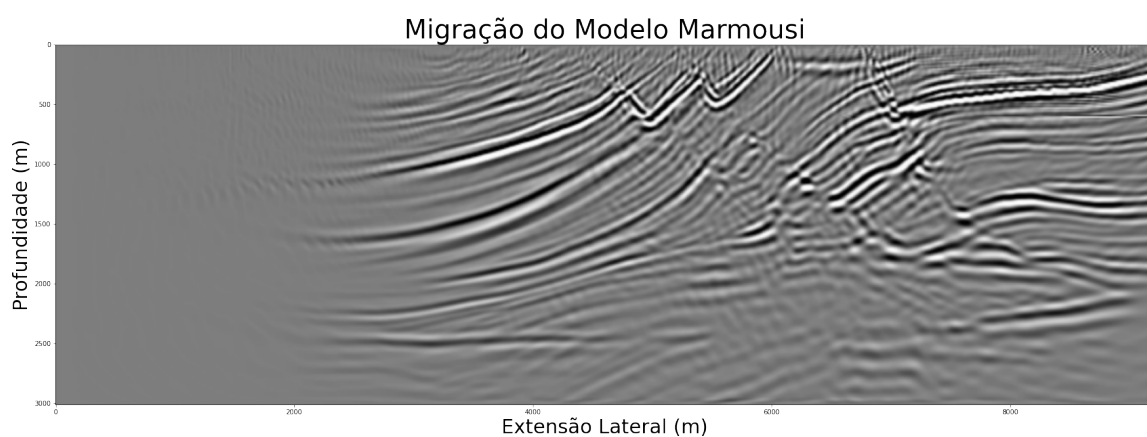


Figura 15 – Imagem migrada correspondente ao modelo de Marmousi.

Com relação a imagem migrada do modelo de velocidade Marmousi 1 modificado, é possível observar que, apesar da forte variação lateral de velocidade, as falhas de crescimento que partem do truncamento de sal foram bem imageadas e pelo menos as

três falhas principais são facilmente identificadas. A estrutura em lâmina que contém os hidrocarbonetos também ficou bem visível, assim como as estruturas em dobras abaixo do truncamento de sal, embora tenha sofrido uma perda de amplitude quando comparada às estruturas em profundidades menores. Embora no imageamento as estruturas em dobras tenham perdido um pouco de amplitude e o limite entre estas e o truncamento de sal tenha ficado menos perceptível, o comprimento horizontal da estrutura laminar dos hidrocarbonetos fica visível (Figura 15).

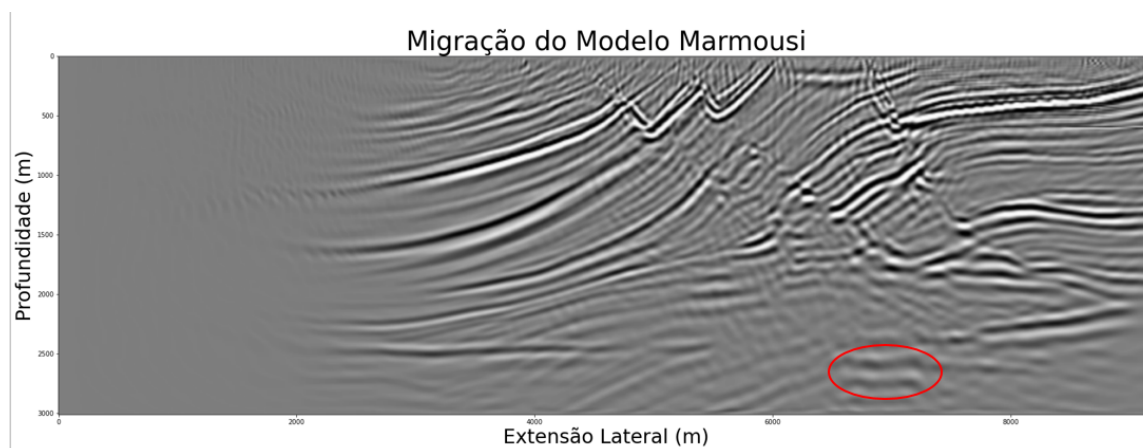


Figura 16 – Imagem migrada correspondente ao modelo de camadas plano paralelas com a indicação do reservatório contido no modelo.

Na Figura 16, foi demarcada a área imageada referente ao reservatório do modelo. O imageamento poderia ter sido melhor, mas é possível observar a localização do reservatório em meio ao truncamento. O modelo Marmousi possui falhas bem características e um reservatório em uma grande profundidade, logo, por conta da propagação de ondas na parte superior do modelo, até os seus 2000 metros de profundidade, foi mais desafiador imagear as áreas abaixo. Ainda assim, foi possível observar bem os diques presentes na profundidade de 2500 metros, bem característica do modelo.

Na Figura 17, após a aplicação do filtro laplaciano, as falhas na parte superior do modelo se tornaram mais visíveis e com uma melhor iluminação, em contrapartida, o imageamento do reservatório não foi ressaltado, possivelmente pelo fato de que a amplitude no local não estava alta em si, por mais que aparente na seção migrada.

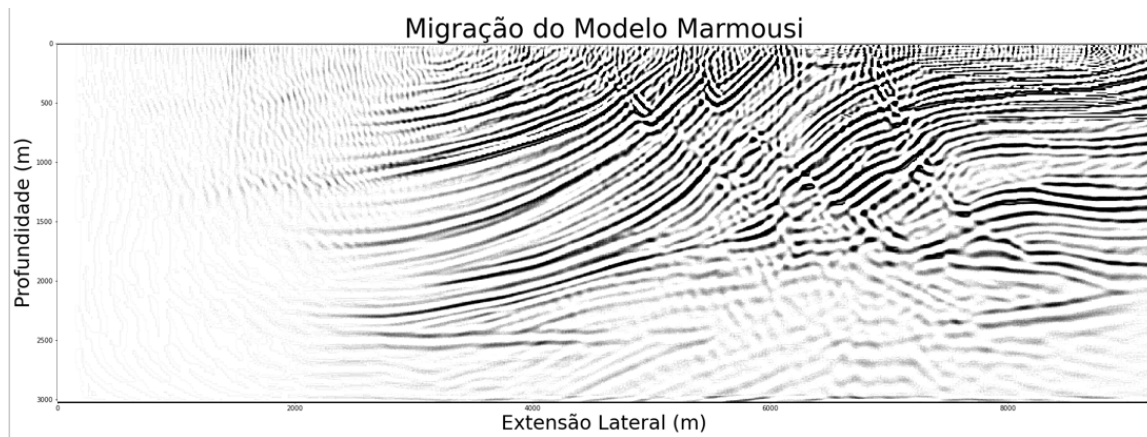


Figura 17 – Imagem migrada correspondente ao modelo de Marmousi após aplicação do filtro laplaciano.

### 4.3 Imageamento do modelo Sigsbee

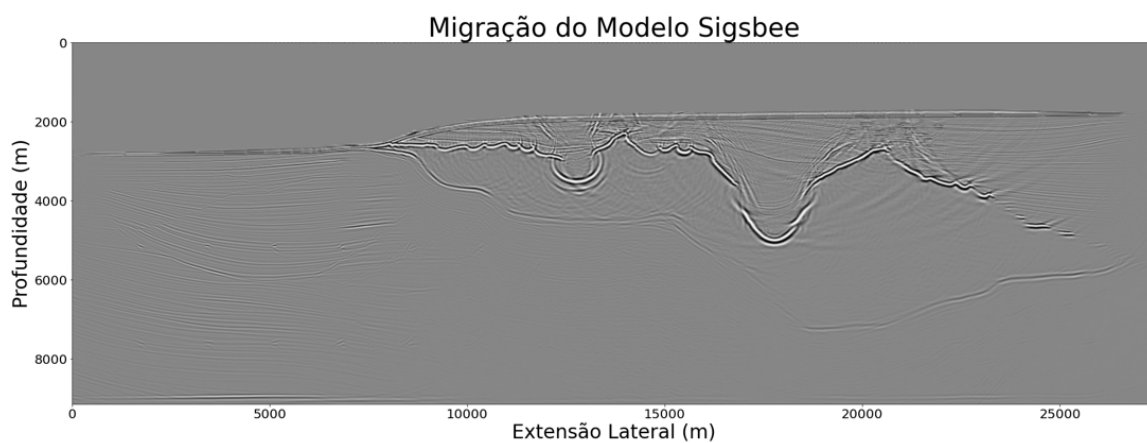


Figura 18 – Imagem migrada correspondente ao modelo de Sigsbee.

O imageamento do modelo de velocidade Sigsbee é mostrado na figura 18. Na Figura 21, versão interpretada na migração, é possível notar reflexões múltiplas e difrações nos limites superiores do domo de sal. O fator mais importante a ser considerado na análise das imagens migradas deste modelo de velocidade está no imageamento das estruturas presentes abaixo do domo salino uma vez que o alto contraste de impedância acústica entre este corpo e as rochas encaixantes não permite que a energia acústica atinja pontos mais profundos. Observa-se que todos os pontos difratores igualmente espaçados abaixo do domo de sal estão visíveis. No que tange o imageamento abaixo do domo de sal foi possível iluminar os pontos difratores, no entanto, não todos.

Na figura 19, os círculos vermelhos estão indicando os pontos difratores que

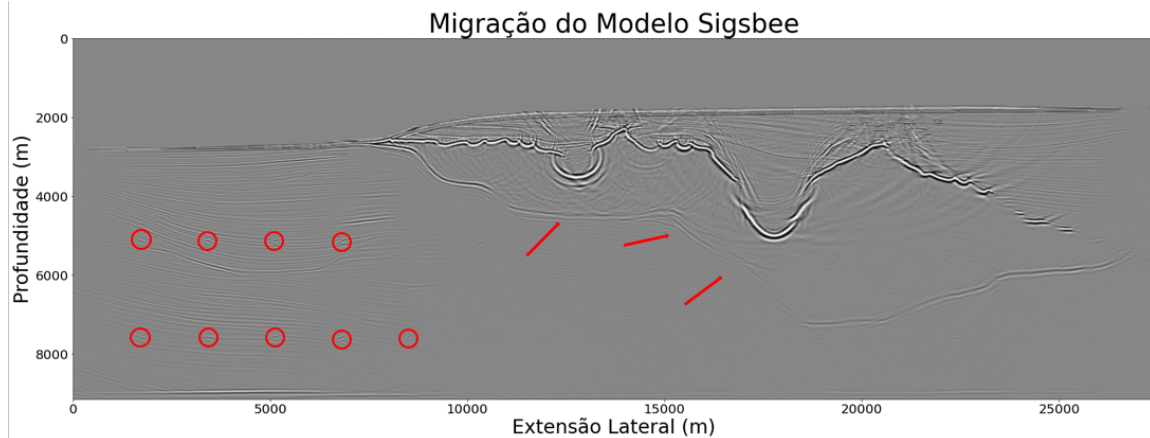


Figura 19 – Imagem migrada correspondente ao modelo de Sigsbee com indicação das estruturas imageadas.

iluminados na seção migrada. Como a fonte foi posicionada na esquerda do modelo, essa foi a área com um melhor imageamento. Abaixo do domo de sal é possível perceber que as estruturas ficaram poucos visíveis, porém a delimitação do sal ficou bem evidente. As setas vermelhas indicam essa delimitação. Além disso, os círculos amarelos indicam os altos estruturais do modelo que foram muito bem imageados. A seção migrada conseguiu representar muito bem o ambiente geológico em questão.

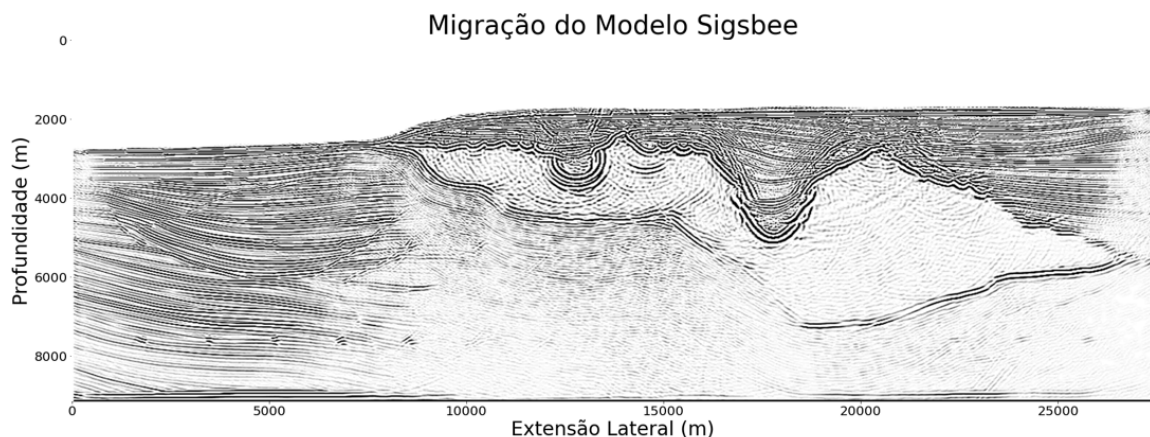


Figura 20 – Imagem migrada correspondente ao modelo de Sigsbee após aplicação do filtro laplaciano.

Com o mesmo objetivo do modelo Marmousi, a fim de visualizar melhor os contrastes da imagem, foi aplicado um filtro laplaciano no dado da imagem. Na Figura 20, é possível observar pela seta vermelha algumas estruturas que se tornaram melhor observáveis após a aplicação dos filtro. As estruturas abaixo do domo de sal, que era o objetivo da aplicação do filtro, puderem ser um pouco mais observáveis. Ainda assim, o imageamento abaixo do domo de sal poderia ser melhorado ao mover a fonte a uma posição diferente da posição utilizada no modelo.

## 5 Conclusão

O principal objetivo do presente trabalho foi de estudar a etapa de migração sísmica, com foco na técnica de migração reversa no tempo e, após realizar este estudo, desenvolver algoritmos para aplica-la em dados sintéticos de interesse com complexidade geológica. Para isso, foi utilizada a linguagem de programação Fortran 90 e o compilador Force 3.0.

Após a realização deste objetivo, foi notório observar a importância da técnica em ambientes de alta complexidade geológica, que se fazem cada vez mais presentes na atual indústria de óleo e gás.

Por meio dos experimentos numéricos do algoritmo de *RTM* utilizado, mesmo na presença de fortes variações laterais de velocidade, ressaltando as experiências realizadas no modelo Marmousi, esse modelo teve suas estruturas bem imageadas. No modelo Sigsbee, nota-se que os pontos difratores e o refletor plano existente abaixo do domo salino tiveram uma melhora na sua nitidez após a aplicação do filtro laplaciano. Além disso, as camadas de maior simplicidade foram imageadas de forma correspondente a profundidade e a extensão das camadas plano paralelas.

Finalmente, as imagens finais obtidas no presente trabalho após a aplicação do algoritmo de migração reversa no tempo mostraram que os algoritmos desenvolvidos corresponderam às expectativas com relação à produção de boas imagens em ambientes de geologia complexa. Além disso, foi possível concluir que as possíveis correções com relação aos efeitos causados pelas difrações e altos contrastes de impedância foram realizados pelos algoritmos, reposicionando os refletores em subsuperfície para suas corretas posições, principalmente nos casos dos modelos de Sigsbee e o modelo de camadas plano paralelas.

# Referências

- ALMEIRA, R. *Modelagem e Migração Tridimensional utilizando o Método das Diferenças Finitas*. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal da Bahia, Bahia, Salvador, Brasil, 1996. .
- BARTOLO, L. Introdução a modelagem sísmica utilizando o mdf. *Apostila Minicurso UNICAMP (6h), COPPE / UFRJ*, v. 1, n. 2, p. 80, 2013.
- BAYSAL, E.; KOSLOFF, D.; SHERWOOD. Reverse time migration. *Geophysics*, v. 48, n. 11, p. 1514–1524, 1983.
- BEASLEY, C. et al. Repeatability of 3-d ocean-bottom cable seismic surveys. *Geophysics*, v. 16, n. 1, p. 1281–1285, 1997.
- BEDNAR, J. A brief history of seismic migration. *Geophysics*, v. 70, n. 3, p. 3mj–20mj., 2005.
- BERKHOUT, A. Seismic migration: Imaging of acoustic energy by wave field extrapolation. [S.l.]: Elsevier, v. 1, n. 1, p. 277, 1983.
- BOECHAT, J. *Migração reversa no tempo 3-D orientada ao alvo por síntese de frentes de onda*. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, Brasil, 2007. .
- BORDING, R.; LINES, L. *Seismic Modeling and Imaging with the Complete Wave Equation*. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 2010.
- BULCÃO, A. *Modelagem e Migração Reversa no Tempo Empregando Operados Elásticos e Acústicos*. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, Brasil, 2004. .
- CERJAN, C.; KOSLOFF, D.; KOSLOFF, R. e. a. A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations. *Geophysics*, v. 50, n. 4, p. 705–708, 1985.
- CHANG, W.; MCMECHAN, G. Elastic prestack, reverse-time depth migration. *Geophysics*, v. 59, n. 4, p. 597–609., 1984.
- CHANG, W.; MCMECHAN, G. Reverse time migration of offset vertical seismic profiling data using the excitation time imaging condition. *Geophysics*, v. 51, n. 1, p. 67–84, 1986.
- CHANG, W.; MCMECHAN, G. Elastic reverse-time migration. *Geophysics*, v. 50, n. 10, p. 1365–1375., 1987.
- CHATTOPADHYAY, S.; MCMECHAN, G. Imaging conditions for prestack reverse-time migration. *Geophysics*, v. 73, n. 3, p. S81–S89, 2008.
- CLAERBOUT, J. Toward a unified theory of reflector mapping. *Geophysics*, v. 36, n. 3, p. 467–481, 1971.



- COSTA, J. *Aspectos da Modelagem e Imageamento Usando a Equação da Onda*. [S.l.]: Semana de Inverno de Geofísica, UFPA/INCT-GP, 2012.
- EVANS, D.; SIGNORINI, S.; MIRANDA, L. A note on the transport of the brazil current. *Journal of Physical Oceanography*, v. 13, n. 9, p. 1732–1738, 1983.
- FARIA, E. *Migração antes do Empilhamento utilizando Propagação Reversa no Tempo*. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1986. .
- FICHTNER, A. *Full Seismic Waveform Modelling and Inversion*. [S.l.]: Advances in Geophysical and Environmental Mechanics and Mathematics, 2011.
- FLETCHER, R.; DU, X.; FOWLER, P. Reverse time migration in tilted transversely isotropic (tti) media. *Geophysics*, v. 74, n. 6, p. Wca179–Wca187, 2009.
- GADALLAH, M. R.; FISHER, R. *Exploration Geophysics: An Introduction*. [S.l.]: Springer, 2009.
- GARDNER, G. Migration of seismic data. [S.l.]: *Society of Exploration Geophysicists (Geophysics reprint series)*, 1985.
- GRAY; WHITMORE, D. *Seismic migration problems and solutions*. [S.l.]: Geophysics, 2001.
- GREEN, C. Velocity determinations by means of reflection profiles. *Geophysics*, v. 3, n. 4, p. 295–305, 1938.
- HOLBERG, O. Computational aspects of the choice of operator and sampling interval for numerical differentiation in large-scale simulation of wave phenomena. *Geophysical Prospecting*, v. 36, n. 6, p. 629–655, 1987.
- IKELLE, L.; AMUNDSEN, L. *Introduction to Petroleum Seismology*. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 2005.
- KAELIN, B.; GUITTON, A. *Imaging condition for reverse time migration*. [S.l.]: SEG Annual Meeting, 2006.
- KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. *Geofísica de exploração*. [S.l.]: Oficina de Textos, 2009.
- LANDRO, M.; AMUNDSEN, L. *Marine seismic sources: Part I*. [S.l.]: GEO ExPro, 2010.
- LAX, P.; RICHTMYER, R. Survey of the stability of linear finite difference equations. *Communications on Pure and Applied Mathematics*, v. 9, n. 2, p. 267–293, 1956.
- LEVIN, S. Principle of reverse-time migration. *Geophysics*, v. 49, n. 5, p. 581–583., 1984.
- LIU, Y. et al. Reverse time migration of multiples for subsalt imaging. *Geophysics*, v. 76, n. 5, p. Wb209–Wb216., 2011.
- LIU, Y. et al. Least-squares reverse time migration using controlled-order multiple reflections. *Geophysics*, v. 81, n. 5, p. S347– S357, 2016.



- LIU, Y. et al. Reverse time migration of internal multiples for subsalt imaging. *Geophysics*, v. 80, n. 5, p. S175–S185., 2015.
- LOEWENTHAL, D.; STOFFA, P.; FARIA, E. Suppressing the unwanted reflections of the full wave equation. *Geophysics*, v. 52, n. 1, p. 1007–1012., 1987.
- MCMECHAN, G. Determination of source parameters by wavefield extrapolation. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society.*, v. 71, n. 3, p. 613–628, 1982.
- PRESS, W. e. a. *Numerical Recipes the art of scientific computing(FORTRAN version)*. [S.I.]: Cambridge University Press, 1990.
- REGO, E. C. G. *Modelagem e Migração Sísmicas usando Método de Expansão Rápida (REM) através dos Polinômios de Hermite e Laguerre*. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal da Bahia, Bahia, 2014. .
- REYNOLDS, A. Boundary conditions for the numerical solution of wave propagation problems. *Geophysics*, v. 43, n. 6, p. 1099–1110, 1978.
- ROSA, A. *Análise do sinal sísmico*. [S.I.]: Sociedade Brasileira de Geofísica (SBGf), 2010.
- SANTOS, L. *Inversão tomográfica sequencial para o campo de velocidades sísmicas baseada em difrações e critérios geológicos*. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012. .
- SANTOS, L. e. a. Seismic modeling by demigration. *GEOPHYSICS*, v. 65, n. 4, p. 1281–1289, 2000.
- SCHLEICHER, J.; COSTA, J.; NOVAIS, A. A comparison of imaging conditions for wave equation shot profile migration. *Geophysics*, v. 73, n. 1, p. 219–227, 2008.
- SCHLEICHER, J.; TYGEL, M.; HUBRAL, P. Parabolic and hyperbolic paraxial two-point traveltimes in 3d media. *Geophysical Prospecting*, v. 41, n. 4, p. 495–513, 1993.
- SILVA, K. C. *Modelagem, Migração Reversa no Tempo e Estudos de Iluminação empregando o conceito de dados sísmicos blended*. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, Brasil, 2012. .
- SILVA, R. *Uso da migração reversa no tempo para estimar velocidades e migrar “turning waves*. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal da Bahia, Bahia, Salvador, Brasil, 1995. .
- SUN, R.; MCMECHAN, G. re-stack reverse-time migration for elastic-waves with application to synthetic offset vertical seismic profiles. *Proceedings of the IEEE.*, v. 74, n. 3, p. 457–465, 1986.
- TARANTOLA, A. *Inverse Problem Theory*. [S.I.]: s.n, 2006.
- TELFORD, W.; GELDART, L.; SHERIFF, R. *Applied Geophysics*. [S.I.]: Cambridge University Press, 1990.
- TENG, Y.; DAI, T. Finite-element prestack reverse-time migration for elasticwaves. *Geophysics*, v. 54, n. 9, p. 1204–1208., 1989.

- WHITMORE, N.; GRAY, S.; 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.; LINES, L. Vertical seismic profiling depth migration of a salt dome flank. *Geophysics*, v. 51, n. 5, p. 1087–1109., 1986.
- YAN, J.; SAVA, P. Isotropic angle-domain elastic reverse-time migration. *Geophysics*, v. 73, n. 6, p. S229–S239., 2008.
- YILMAZ, O.; DOHERTY, S. Seismic data processing. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists (*Investigations in geophysics*), 1987.
- YILMAZ, Z. *Seismic Data Analysis*. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, USA, 2008.
- ZHANG; SEN, M.; SRINIVASAN, S. A prestack basis pursuit seismic inversion. *Geophysics*, v. 78, n. 1, p. R1–R11, 2013.
- ZHANG, Y.; SUN, J. Practical issues of reverse time migration: True amplitude gathers, noise removal and harmonic-source encoding. *Beijing 2009 International Geophysical Conference and Exposition, Beijing, China, 24–27 April 2009.*, v. 1, n. 1, p. 204–204, 2009.
- ZHOU, H. Rapid three- dimensional hypocentral determination using a master station method. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 99, n. B8, p. 15439–15455, 1994.
- ZOU, Z.; ZHOU, H. Reverse time imaging of microseismicities—an example from the eastern sichuan basin. *In preparation*, 2018.