



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA  
CENTRO TECNOLÓGICO  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA MECÂNICA

Josafat Ribeiro Leal Filho

**Aplicação de métodos de inversão em Oceanografia Sísmica considerando dados pré-processados para imageamento geológico: um estudo de caso na região da Bacia de Santos.**

Florianópolis  
2022

Josafat Ribeiro Leal Filho

**Aplicação de métodos de inversão em Oceanografia Sísmica considerando dados pré-processados para imageamento geológico: um estudo de caso na região da Bacia de Santos.**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Mecânica da Universidade Federal de Santa Catarina para a obtenção do título de mestre em Engenharia Mecânica.

Orientador: Stephan Paul, Dr. Eng.

Coorientador: Francisco Carlos Lajús Junior, Dr. Eng.

Florianópolis

2022

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor,  
através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Universitária da UFSC.

Leal Filho, Josafat Ribeiro

Aplicação de métodos de inversão em Oceanografia Sísmica considerando dados pré-processados para imageamento geológico: um estudo de caso na região da Bacia de Santos. / Josafat Ribeiro Leal Filho ; orientador, Stephan Paul, coorientador, Francisco Carlos Lajús Junior, 2022. 115 p.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa Catarina, Centro Tecnológico, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Mecânica, Florianópolis, 2022.

Inclui referências.

1. Engenharia Mecânica. 2. Oceanografia Sísmica. 3. Inversão da forma de onda completa. 4. Processamento de dados sísmicos. 5. Estruturas oceanográficas. I. Paul, Stephan. II. Lajús Junior, Francisco Carlos. III. Universidade Federal de Santa Catarina. Programa de Pós Graduação em Engenharia Mecânica. IV. Título.

Josafat Ribeiro Leal Filho

**Aplicação de métodos de inversão em Oceanografia Sísmica considerando dados pré-processados para imageamento geológico: um estudo de caso na região da Bacia de Santos.**

O presente trabalho em nível de mestrado foi avaliado e aprovado por banca examinadora composta pelos seguintes membros:

Prof. Andrey R. da Silva, PhD.  
Universidade Federal de Santa Catarina

André Bulcão, Dr. Eng.  
CENPES/PETROBRAS

Paulo Bastos de Castro, Dr. Eng.  
Universidade Federal de Santa Catarina

Certificamos que esta é a **versão original e final** do trabalho de conclusão que foi julgado adequado para obtenção do título de mestre em Engenharia Mecânica.

---

Henrique Simas, Dr.  
Coordenador do Programa

---

Stephan Paul, Dr. Eng.  
Orientador

---

Francisco Carlos Lajús Junior, Dr. Eng.  
Coorientador

Florianópolis, 2022.



Dedico este trabalho a quem colaborou diretamente comigo: meu orientador, o Professor Stephan Paul, e meu coorientador, Francisco. Também dedico aos meus queridos pais, pois sem o suporte que me foi dado eu não teria realizado o trabalho.

## **AGRADECIMENTOS**

Primeiramente, gostaria de agradecer aos meus pais, Miriam e Josafat, por todo suporte oferecidos ao longo da minha vida.

Gostaria de agradecer ao meu orientador, Prof. Dr. Stephan Paul, pelo ensinamentos, tempo dedicado, suporte e oportunidades que me foram dadas. Tive grande momentos de aprendizagem durante as reuniões, conversas e correções que me ajudaram a crescer profissionalmente.

Agradeço também ao meu co-orientador, Dr. Francisco Carlos Lajús Junior, por todos os ensinamentos ao longo do mestrado. Agradeço por todo tempo, paciência, conversas e conhecimento.

Gostaria de agradecer a banca avaliadora, Prof. Andrey R. da Silva, Dr. Eng. André Bulcão e Dr.Eng. Paulo Bastos de Castro, pela disponibilidade em avaliar a dissertação. Todas as sugestões, correções e discussões foram muito importante para realização da dissertação.

Agradeço aos meus amigos, em especial ao Júnior, o qual tive a oportunidade de co-orientar seu TCC, pelos debates e conversas que tive ao longo desses dois anos.

Gostaria de agradecer aos colegas e professores do projeto "Determinação da Velocidade do Som na coluna d'Água utilizando Dados de Levantamentos Sísmicos", pela troca de conhecimento nos últimos dois anos, e à Petrobras, pela oportunidade de bolsa que foi a mim concedida possibilitando a realização da dissertação.

## RESUMO

A técnica de inversão *Full Waveform Inversion* objetiva a recuperação de propriedades físicas do ambiente de propagação acústica a partir de sucessivas minimizações de resíduos entre dados gerados por um modelo sintético e dados de levantamentos sísmicos reais. Entretanto, dada a não linearidade do problema inverso, a técnica acaba tornando-se bastante dependente do modelo inicial de velocidades e de ruídos presentes no sinal sísmico. No caso particular de reconstrução das estruturas oceânicas a partir de dados sísmicos (Oceanografia Sísmica), cuidados adicionais são necessários em função da baixa razão sinal-ruído típica das reflexões causadas pelas variações termohalinas do ambiente marinho. Uma situação particular, e ainda pouco explorada, consiste na aplicação desta técnica com dados sísmicos previamente processados com o propósito de imagear estruturas geológicas, as quais acabam introduzindo artefatos de processamento justamente na região da coluna d'água que passa agora a ser de maior interesse. Neste trabalho, um fluxograma funcional de processamento destes dados sísmicos já processados é desenvolvido, visando um melhor condicionamento desses dados como entrada do problema inverso para recuperação das propriedades do oceano. Serão apresentados os resultados obtidos pelo condicionamento dos dados sísmicos, aplicação no FWI e método iterativo para solução de um problema mal-posto para obtenção da temperatura e salinidade utilizando o campo de velocidade de propagação sonora e um diagrama que relaciona as propriedades por medições *in situ* em faixas definidas pela profundidade. Os resultados em dados reais mostraram-se promissores na redução da função objetivo e aparecimento de estruturas condizentes com o dado sísmico condicionado. Além dos resultados a partir de dados reais, serão apresentados testes em dados sintéticos para investigação das limitações do método.

**Palavras-chave:** *Full Waveform Inversion*, estruturas oceanográficas, velocidades de propagação sonora.

## ABSTRACT

The Full Waveform Inversion inversion technique aims to recover physical properties of the acoustic propagation environment from successive minimizations of residuals between data generated by a synthetic model and real data from seismic surveys. However, given the nonlinearity of the inverse problem, the technique becomes quite dependent on the initial velocity and noise model present in the seismic signal. In the particular case of ocean structures reconstruction from seismic data (Seismic Oceanography), additional care is needed due to the low signal-to-noise ratio typical of reflections caused by thermohaline variations in the marine environment. A particular situation, and still little explored, consists in the application of this technique with seismic data previously processed with the purpose of imaging geological structures, which end up introducing processing artifacts precisely in the region of the water column that is now of most interest. In this work, a functional flowchart for processing this already processed seismic data is developed, aiming at a better conditioning of these data as input to the inverse problem for the recovery of ocean properties. The results obtained by seismic data conditioning, application in the FWI and iterative method for solving a ill-posed problem for obtaining temperature and salinity using the sound propagation velocity field and a diagram that relates the properties by *in situ* measurements in ranges defined by depth. The results on real data showed promise in reducing the objective function and appearing structures consistent with the conditioned seismic data. In addition to the results from real data, tests on synthetic data will be presented to investigate the limitations of the method.

**Palavras-chave:** *Full Waveform Inversion*, oceanography structures, sound propagation speed

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Visão superior geral dos equipamentos no oceano para aquisição sísmica de <i>streamers</i> . . . . .	16
Figura 2 – Estudo de viabilidade para um reservatório de hidrocarbonetos influenciado pela redução da saturação em óleo e variações da velocidade de propagação sonora do oceano . . . . .	18
Figura 3 – Fluxograma geral de processamento em Oceanografia Sísmica . . .	22
Figura 4 – Representação conceitual do problema direto e inverso na inversão da forma de onda na oceanografia sísmica. . . . .	27
Figura 5 – Parte real da solução da equação da onda em um modelo de velocidade constante igual a 1500m/s no domínio da frequência utilizando uma PML de 150 metros para diferentes frequências. . . . .	29
Figura 6 – Parte real da solução da equação da onda em um modelo de velocidade constante igual a 1500m/s no domínio da frequência utilizando uma frequência fixa de 8Hz para diferentes PMLs . . . . .	30
Figura 7 – Gráfico ilustrativo da primeira condição de Wolfe . . . . .	35
Figura 8 – Esquema mostrando o problema do salto de ciclo. . . . .	37
Figura 9 – Ilustração da abordagem multiescala . . . . .	38
Figura 10 – Disposição dos <i>streamers</i> ao longo das linhas de navegação para algumas seleções de posição da fonte durante as aquisições sísmicas dos dados. . . . .	40
Figura 11 – Seções em CSG dos dados de <i>streamers</i> para diferentes linhas e cabos . . . . .	42
Figura 12 – Seções em CSG dos dados de <i>streamers</i> para diferentes linhas e cabos . . . . .	43
Figura 13 – Dados do cabo 1, tiro 3, <i>sail line</i> 43980076, obtidos por <i>streamer</i> em campo, representados em CSG, com destaque para ruídos . . . . .	44
Figura 14 – Comparação entre <i>workflow</i> proposto na literatura e de re-processamento proposto no trabalho . . . . .	46
Figura 15 – Influência das etapas <i>f – x</i> decon e <i>trace mixing</i> para remoção do ruído aleatório nos dados da linha L4410B094 . . . . .	48
Figura 16 – Influência das etapas <i>f – x</i> decon e <i>trace mixing</i> para remoção do ruído aleatório nos dados da linha L4410C100 . . . . .	49
Figura 17 – Norma cumulativa das amplitudes das autoimagens das linhas sísmicas . . . . .	52
Figura 18 – Correção <i>linear move-out</i> aplicada a um agrupamento de tiro comum (CSG) da linha L4410C0100. . . . .	52

Figura 19 – Correção <i>linear move-out</i> aplicada a um agrupamento de tiro comum (CSG) da linha L4410B094. . . . .	53
Figura 20 – Influência das etapas <i>f – x decon + trace mixing</i> e reconstrução sequencial das autoimagens para remoção da onda direta dos dados da linha L4410B094 . . . . .	54
Figura 21 – Influência das etapas <i>f – x decon + trace mixing</i> e reconstrução sequencial das autoimagens para remoção da onda direta dos dados da linha L4410C100 . . . . .	55
Figura 22 – Influência da correção NMO e aplicação do filtro gaussiano para aumento da coerência espaço-temporal e remoção de ruídos residuais nos dados da linha L4410B094 . . . . .	57
Figura 23 – Influência da correção NMO e aplicação do filtro gaussiano para aumento da coerência espaço-temporal e remoção de ruídos residuais nos dados da linha L4410C100 . . . . .	58
Figura 24 – Comparação entre um CSG da linha L4410B09 antes e após correção de amplitude 3D/2D da linha L4410B094 . . . . .	61
Figura 25 – Comparação entre família de tiro comum (CSG) para as frequências de 15 Hz, 20 Hz e 25 Hz para o dado observado sem a onda direta, dado calculado sem a onda direta, dado observado com a onda direta e dado calculado com a onda direta . . . . .	62
Figura 26 – Comparação entre família de tiro comum para as frequências de 15 Hz, 20 Hz e 25 Hz para o dado observado com a onda direta após correção de amplitude. . . . .	63
Figura 27 – Transformada <i>synchrosqueezing wavelet</i> de traços de uma família de tiro comum . . . . .	64
Figura 28 – Seções empilhadas com os dados “brutos” e dados tratados da linha L4410B094 e da linha L4410C100 . . . . .	65
Figura 29 – <i>Workflow</i> proposto para inversão com dados de <i>streamers</i> para reconstrução do campo de velocidades do som na camada d’água. . .	68
Figura 30 – Modelo de velocidade de propagação sonora do <i>Meddy</i> , a partir de dados de inversão, imageado durante levantamento do <i>GO Project</i> .	70
Figura 31 – Evolução da função objetivo para as três abordagens de teste de inversão. . . . .	70
Figura 32 – Resultados da inversão FWI com diferentes modelos iniciais: modelo homogêneo, modelo com duas camadas e modelo 1D suavizado . .	71
Figura 33 – Resultado da inversão após 100 iterações para diferentes faixas de frequência . . . . .	73
Figura 34 – Evolução da função objetivo para diferente frequências iniciais utilizando dados sintéticos. . . . .	74

Figura 35 – Resultados FWI utilizando L-BFGS . . . . .	78
Figura 36 – Resultados FWI utilizando SD . . . . .	79
Figura 37 – Comparativo da convergência . . . . .	80
Figura 38 – Resultado final com abordagem FWI com 25 iterações na frequência em dado reais (15 a 25 Hz) via L-BFGS da linha L4410B094 . . . . .	81
Figura 39 – Resultado final com abordagem FWI com 25 iterações na frequência em dado reais (15 a 25 Hz) via SD da linha L4410B094 . . . . .	82
Figura 40 – Comparação entre resultados obtidos na literatura utilizando FWI em dados reais e sintéticos . . . . .	83
Figura 41 – Comparação entre o dado empilhado e diferença de velocidade entre modelo inicial e final para a linha L4410C094. . . . .	84
Figura 42 – Comparação entre o dado empilhado e diferença de velocidade entre modelo inicial e final para a linha L4410C0100 . . . . .	85
Figura 43 – Perfil T-S da região de estudo obtidos pelo dado do Glorys. . . . .	87
Figura 44 – Resultado obtidos em um perfil $T - S$ da região de estudo utilizando a metodologia iterativa . . . . .	88
Figura 45 – Comparação entre a salinidade e temperatura do GLORYS e salinidade e temperatura obtidos por inversão FWI . . . . .	88
Figura 46 – Distribuições de velocidade via FWI, Salinidade e Temperatura convertida via inversão $T - S$ proposta para a linha L4410C0100. . . . .	89
Figura 47 – Distribuições de velocidade via FWI, Salinidade e Temperatura convertida via inversão $T - S$ proposta para a linha L4410B094. . . . .	90

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Tabela comparativa entre os trabalhos de inversão em oceanografia sísmica . . . . .	25
Tabela 2 – Parâmetros de aquisição dos dados na Bacia de Santos por meio de streamers . . . . .	40
Tabela 3 – Parâmetros utilizados na inversão dos dados sintéticos. . . . .	69
Tabela 4 – Parâmetros utilizados na inversão dos dados reais. . . . .	75
Tabela 5 – Configuração da <i>workstation</i> utilizada na inversão . . . . .	75



## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AI	Auto-imagens
ANAVEL	Análise de velocidades
AR	Modelo auto-regressivo
AVO	Análise de amplitude versus afastamento
BFGS	Broyden, Fletcher, Goldfarb e Shanno
COG	<i>Common offset Gather</i>
CRG	<i>Common Receiver Gather</i>
CRS	<i>Common Reflection Surface</i>
CSG	<i>Common Shot Gather</i>
CTD	Conductivity, temperature and depth
DMO	<i>Dip move-out</i>
f-k	Frequência - Número de onda
FWI	<i>Full waveform inversion</i>
f-x	Frequência - Espaço
GLORYS	<i>Global Ocean Physics Reanalysis</i>
L-BFGS	Limited Broyden, Fletcher, Goldfarb e Shanno
LMO	<i>Linear move-out</i>
LS	<i>Least Square</i>
NMO	<i>Normal move-out</i>
OBN	<i>Ocean bottom nodes</i>
OS	Oceanografia Sísmica
PML	<i>Perfectly Matched Layer</i>
PSU	<i>Practical Salinity Unit</i>
S	Salinidade
SD	Steepest Descent
SMC	Sistemas sísmicos multicanal
SVD	Decomposição em valores singulares
T	Temperatura
T-S	Temperatura - Salinidade
t-x	Tempo - Espaço
XBT	Expendable Bathythermograph

## LISTA DE SÍMBOLOS

$m$	Modelo
$d$	Dados
$g$	Conjunto de equações matemáticas dependentes do modelo
$d_{obs}$	Dado observado
$m_{est}$	Modelo estimado
$\Delta m$	Atualização do modelo
$m_0$	Modelo inicial ou a priori
$d_{calc}$	Dado calculado
$c(\vec{x})$	Modelo de velocidade de propagação sonora
$\nabla^2$	Laplaciano
$s$	Função que representa a excitação por meio da fonte sonora
$\Delta d$	Resíduo entre o dado calculado e observado
$J$	Função objetivo
$\nabla J(\mathbf{m}_k)$	Gradiente da função objetivo
$\nabla^2 J(\mathbf{m}_k)$	Hessiana da função objetivo
$\rho_k$	Direção de busca
$B_k$	Hessiana aproximada
$\alpha_k$	Tamanho do passo
$P$	Campo de pressão sonora
$\mathcal{I}$	Operador que distribui os dados espacialmente no modelo
$\mathcal{S}$	Operador que distribui a solução obtida no modelo para os dados
$L$	Função Lagrangeana
$\mathbb{H}$	Operador de Helmholtz
$G_{2D}$	Função de Green 2D
$\pi$	Pi
$H(t)$	Função de Heaviside
$*$	Operação de convolução
$G_{3D}$	Função de Green 3D
$c_{ph}$	Velocidade de fase
$c_g$	Velocidade de grupo

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>16</b>
1.1	OBJETIVOS	18
1.2	ORGANIZAÇÃO DO TRABALHO	19
<b>2</b>	<b>FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b>	<b>20</b>
2.1	PROCESSAMENTO TÍPICO DE DADOS SÍSMICOS APLICADO NA OCEANOGRAFIA SÍSMICA	20
2.2	MÉTODOS DE INVERSÃO APLICADOS EM OCEANOGRAFIA SÍSMICA	22
2.3	TEORIA DA INVERSÃO FWI	26
<b>2.3.1</b>	<b>Introdução</b>	<b>26</b>
<b>2.3.2</b>	<b>O problema direto</b>	<b>27</b>
2.3.2.1	Camadas de absorção	28
2.4	SOLUÇÃO DO PROBLEMA INVERSO	31
<b>2.4.1</b>	<b>Direção de busca para os métodos de busca em linha</b>	<b>32</b>
2.4.1.1	Busca em linha por condição de Wolfe	34
<b>2.4.2</b>	<b>Obtenção do gradiente via método adjunto do FWI</b>	<b>34</b>
2.4.2.1	Estimativa da assinatura da fonte	36
<b>2.4.3</b>	<b>Requerimentos e abordagem multiescala FWI</b>	<b>36</b>
<b>3</b>	<b>REPROCESSAMENTO DE DADOS: REGIÃO DA BACIA DE SANTOS</b>	<b>39</b>
3.1	SELEÇÃO DOS DADOS	39
3.2	RE-PROCESSAMENTO DOS DADOS	44
<b>3.2.1</b>	<b>Aplicação do reprocessamento</b>	<b>45</b>
3.2.1.1	$f - x$ decon e <i>trace-mixing</i>	45
3.2.1.2	SVD adaptativo	47
3.2.1.3	NMO e filtragem $f - k$	56
3.2.1.4	Correção 3D/2D	59
3.2.1.5	Correção de amplitudes por regressão linear	59
3.2.1.6	Análise tempo-frequência e seções empilhadas	60
<b>4</b>	<b>INVERSÃO DA FORMA DE ONDA COMPLETA</b>	<b>66</b>
4.1	<i>WORKFLOW</i>	66
4.2	APLICAÇÕES DO MÉTODO	69
<b>4.2.1</b>	<b>Dados Sintéticos</b>	<b>69</b>
4.2.1.1	Diferentes modelos iniciais	69
4.2.1.2	Diferentes frequências iniciais	70
<b>4.2.2</b>	<b>Aplicação nas linhas selecionadas</b>	<b>75</b>
<b>4.2.3</b>	<b>Reconstrução dos perfis de temperatura e salinidade</b>	<b>86</b>
<b>5</b>	<b>CONCLUSÕES</b>	<b>91</b>

	<b>REFERÊNCIAS . . . . .</b>	<b>94</b>
	<b>APÊNDICE A – RESUMOS . . . . .</b>	<b>104</b>
	<b>APÊNDICE B – SOLUÇÃO DO PROBLEMA DIRETO NO DOMÍNIO DA FREQUÊNCIA POR DIFERENÇAS FINITAS .</b>	<b>111</b>
B.1	DISPERSÃO NUMÉRICA DA SOLUÇÃO DO PROBLEMA DIRETO POR DIFERENÇAS FINITAS . . . . .	112

## 1 INTRODUÇÃO

A aquisição sísmica em ambiente marinho utilizando sistemas sísmicos multicanal (SMC) por *streamers*<sup>1</sup> baseia-se na propagação de ondas mecânicas para extração de dados das camadas geológicas em subsuperfície. O objetivo é obter registros, que podem ser em superfície por hidrofones<sup>2</sup>, as modificações no campo de pressão sonora devido á interação entre o pulso, gerado pela fonte sonora, e o sistema dinâmico gerado pelos contrastes de impedância acústica de um meio geológico ou coluna d'água (DONDURUR, 2018). A Figura 1 representa uma visão superior da aquisição por *streamers*.

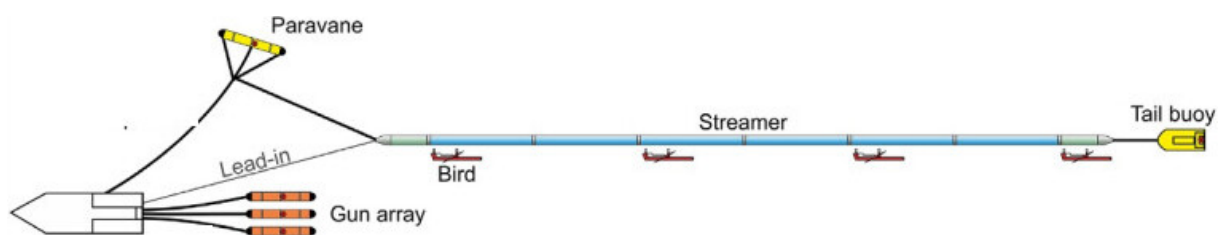


Figura 1 – Visão superior geral dos equipamentos no oceano para aquisição sísmica de *streamers* (DONDURUR, 2018). Paravane é o equipamento responsável por manter os cabos em uma distancia relativa da fonte, *Bird* é o equipamento que controla a profundidade dos *streamers* e *Tail buoy* o marcador flutuante para ajudar na localização dos cabos.

O estudo das estruturas oceanográficas é baseado na identificação e mapeamento das massas de água com diferentes propriedades físicas e químicas (i.e, temperatura, densidade, salinidade, traços químicos), que formam desde a superfície do oceano por diferentes estruturas oceanográficas com diferentes velocidades de propagação sonora e densidade (PETRONIO *et al.*, 2010). A abordagem convencional para investigar estruturas oceanográficas parte de aquisições verticais de perfis de temperatura, densidade e salinidade com sondas (CTD: *conductivity, temperature and depth* ou XBT: *Expendable Bathythermograph*) posicionadas por navios em posições discretas.

A Oceanografia Sísmica (OS) abrange uma área interdisciplinar, a qual corresponde a integração entre a oceanografia física e sismologia, permitindo o imageamento de estruturas oceanográficas, tais como ondas internas, misturas turbulentas, plumas (SILVA *et al.*, 2021), a partir de dados sísmicos convencionais. Seguindo o trabalho de Holbrook *et al.* (2003), vários estudos mostraram uma aplicação de SMC para reconstituição de propriedades na coluna d'água preenchendo uma nova lacuna observacional, permitem a imagem da estrutura termohalina 2-D ou 3-D ao longo de dezenas a centenas de quilômetros com uma resolução horizontal de algumas dezenas de metros. A

<sup>1</sup> Cabos marítimos com grupos de hidrofones rebocados próximos a superfície do oceano

<sup>2</sup> Transdutor de som utilizado na água

maior parte dos trabalhos de OS realizados até o momento se concentraram no processamento dos dados SMC para criar mapas de refletividade acústica 2-D das fronteiras termohalinas<sup>3</sup>, e sua interpretação é baseada na análise direta ou espectral do mapas de refletividade acústica resultantes (DICKINSON *et al.*, 2022). Juntos, esses estudos demonstraram o potencial dos dados do SMC para imageamento de várias estruturas de interesse oceanográfico.

A obtenção de dados sísmicos sobre as estruturas termohalinas no oceano são de relevância para muitas áreas, entre elas também a área de petróleo e gás. Durante a aquisição dos dados sísmicos, com a finalidade de prospecção ou monitoramento de reservatórios, as variações de velocidade da coluna d'água produzem atrasos no tempo de trânsito das reflexões das estruturas geológicas, podendo chegar até 10 ms em águas profundas (BARLEY, 1999). Baseando-se na diferença de amplitude entre dados sísmicos em diferentes condições, Bertrand *et al.* (2003) realizam uma simulação de imageamento de reservatórios observando a influência da variação de velocidade da coluna d'água no erro na amplitude rms de das amplitudes em seções empilhadas modificando a saturação em óleo do reservatório e a velocidade de propagação sonora da coluna d'água. Esse estudo é sintetizado na Figura 2, Bertrand *et al.* (2003) observaram que para uma mesma variação da saturação em óleo do reservatório há uma alteração no erro de amplitude de 22% quando compara-se pequenas e grandes variações da velocidade de propagação sonora. Esses erros de amplitude afetam o imageamento das estruturas geológicas e a repetibilidade do monitoramento dos reservatórios. Vale ressaltar que o Bertrand *et al.* (2003) não utilizou a técnica de *warping* dinâmico (HALE, 2013) que permitem correções entre o posicionamento das seções empilhadas, reduzindo a diferença de amplitude entre entre elas.

O presente trabalho propõe investigar a formulação e aplicação da inversão da forma de onda completa voltado à reconstrução do perfil de velocidade do som no oceano, a partir do uso de dados sísmicos processados correspondentes a um levantamento sísmicos de *streamers* na região da bacia de Santos, localizada na plataforma continental brasileira, fornecido pela PETROBRAS ao projeto "Determinação da Velocidade do Som na Coluna d'Água utilizando Dados de Levantamentos Sísmicos". Trata-se de um dado sísmico já processado com o foco no imageamento de estruturas geológicas, que gerou diferentes ruídos na coluna d'água. Idealmente a aplicação de um novo processamento utilizando dados brutos, ou seja, sem processamento prévio é o indicado para realização de inversão em Oceanografia Sísmica, pois, tem-se uma maior compreensão dos eventos existentes no sinal registrado. Devido a impossibilidade de realização de um novo processamento com dados brutos é proposta uma aplicação de um novo fluxograma de processamento com o foco em ressaltar as estruturas termohalinas em dados sísmicos já processados conservando a amplitude e

<sup>3</sup> Massas de água no oceano dadas pelas variações de temperatura e/ou salinidade

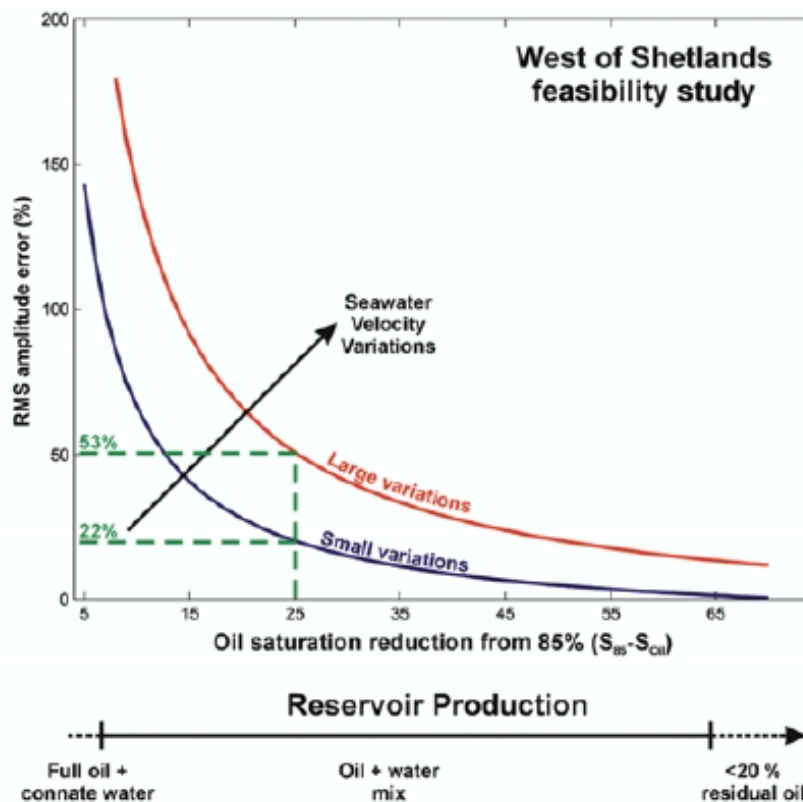


Figura 2 – Estudo de viabilidade: erro na amplitude rms de lapsos temporais para mudanças de saturação em óleo (começando de 85%). Pequenas variações na velocidade da coluna d'água (<6 m/s) estão representadas pela curva azul e grandes variações de velocidade (>18 m/s) pela curva vermelha. Conforme o gráfico a amplitude rms do lapso temporal para uma redução de saturação em óleo a 25% corresponde a um erro de 22% para pequenas variações e 53% para grandes variações (BERTRAND *et al.*, 2003).

fase do campo de pressão registrado para aplicação no problema inverso e estudo da inversão da forma de onda completa em dados reais de Oceanografia Sísmica.

## 1.1 OBJETIVOS

Implementar um método de reprocessamento de dados sísmicos e inversão da forma de onda completa (FWI), para recuperação das estruturas oceanográficas. Os objetivos específicos do trabalho consistem em:

1. Análise preliminar de dados sísmicos marinhos;
2. Aplicar técnicas de tratamento e filtragem nos dados, visando uma melhor caracterização das reflexões oriundas de variações das propriedades físicas;
3. Formulação e resolução de um problema inverso - utilizando a abordagem FWI, de modo a determinar o campo de velocidades, temperatura e salinidade a partir das reflexões capturadas por sensores de superfície e uma estimativa da relação entre temperatura e salinidade para a região de estudo;

## 1.2 ORGANIZAÇÃO DO TRABALHO

O presente trabalho estrutura-se em 5 capítulos. O Capítulo 1 contextualiza, justifica o trabalho e apresenta os objetivos. O Capítulo 2 apresenta um levantamento bibliográfico sobre os trabalhos com foco em desenvolver técnicas de processamento e inversão em Oceanografia Sísmica. Também é apresentado o conteúdo teórico do FWI para compreensão do trabalho. Capítulos 3 e 4 são apresentados os dados de *streamers* processados que foram recebidos pela PETROBRAS da região da Bacia de Santos, a metodologia de processamento utilizadas e o fluxograma de processamento e inversão. No Capítulo 4 são apresentados os resultados obtidos aplicando a inversão em dados sintéticos e aos dados condicionados pelo fluxograma proposto. No Capítulo 5 são apresentadas as conclusões do trabalho e propostas para trabalhos futuros. No Apêndice A, apresenta-se o resumo apresentado no 17º Congresso internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica e o resumo aprovado para o 9º Simpósio Brasileiro de Geofísica e no Apêndice B, uma discretização da solução do problema direto no domínio da frequência por diferenças finitas.



## 2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.

Neste capítulo realizou-se uma revisão sobre inversão da forma de onda completa e uma revisão sobre os principais trabalhos envolvendo o processamento e inversão em Oceanografia Sísmica, com o intuito de caracterizar o desenvolvimento científico nesta área de estudo, voltado à aplicação de métodos sísmicos para identificação do comportamento oceânico e reconstrução de suas propriedades físicas. Na Seção 2.1 é apresentada uma revisão do desenvolvimento do processamento típico aplicado para visualização de estruturas termohalinas e condicionamento de dados para inversão. De forma complementar, na Seção 2.2 é apresentada uma revisão de técnicas de inversão aplicadas para estimativa da velocidade de propagação sonora. Na 2.3 é feita uma revisão da inversão da forma de onda completa no domínio da frequência, definindo o problema direto, problema inverso, métodos de buscas e a importância da utilização de uma abordagem multiescala.

### 2.1 PROCESSAMENTO TÍPICO DE DADOS SÍSMICOS APLICADO NA OCEANOGRAFIA SÍSMICA

Os dados sísmicos são uma amostragem espaço-temporal de ondas acústicas espalhadas em um meio elástico, ordenadas por pontos em superfície chamados de traços, e podem ser consideradas como uma matriz de dados, 2D para dados sísmicos registrados por um único *streamer*, 3D para dados sísmicos registrados por múltiplos *streamers* e 4D para dados sísmicos registrados por múltiplos *streamers* em diferentes projetos de aquisições (DONDURUR, 2018). Os traços são uma coleção ordenada de valores de amplitude uniformemente amostrados em série temporal, com informações relevantes contidas em seus cabeçalhos em formatos internacionalmente acordados (YILMAZ, 2001) .

A primeira proposta de processamento de dados sísmicos 2D para visualização de estruturas oceanográficas é de 2003 (HOLBROOK *et al.*, 2003). No trabalho apresentou-se um fluxograma básico de processamento, sem muitos detalhes, incluindo as etapas de análise de velocidades, filtragem e empilhamento. Apesar de utilizar um fluxograma simples, os autores foram capazes de validar sua metodologia com comparação com dados de XBT.

O método proposto por Holbrook *et al.* (2003) foi aprimorado em um trabalho publicado por Hardy *et al.* (2007), incluindo técnicas de remoção da onda direta utilizando a correção *linear move-out* (LMO), alinhando horizontalmente a onda direta no domínio  $t - x$  e aplicando filtragem de eventos horizontais, além da utilização de migração em profundidade antes do empilhamento para reposicionar os refletores na posição correta.

Geli *et al.* (2009) propuseram um fluxograma de processamento de dados 2D

utilizando do filtro de Karhunen-Loeve (baseado em autoimagens) para a remoção da onda direta, filtro passa-banda e filtragem  $\tau - p$  para remoção dos ruídos residuais e migração por afastamento comum com um perfil de velocidade associados aos perfis XBT da região.

Visando observar as estruturas termohalinas por meio do empilhamento<sup>1</sup> em um volume tridimensional e interpretar a orientação das ondas internas. TM Blacic *et al.* (2009) propuseram o primeiro processamento de dados 3D, na qual aplica-se filtros de ruídos coerentes e ruídos aleatórios. Foi utilizado a filtragem no domínio da frequência e número de onda ( $f - k$ ) para remoção da onda direta, filtro passa-banda, empilhamento e migração Stolt (STOLT, 1978). Nesse trabalho foi proposta a utilização de uma velocidade constante no empilhamento para a coluna d'água.

Pinheiro *et al.* (2010) propuseram um método mais detalhado de processamento de dados 2D para visualizar estruturas termohalinas, utilizando a correção *linear move-out* (LMO) e filtros de mediana para remover a onda direta. Além disso, propuseram a análise de velocidades e empilhamento. Na seção empilhada aplicaram o balanceamento espectral, filtro passa-banda, *trace-mixing* e migração.

Ristow *et al.* (2017) e Barão *et al.* (2018) fizeram propostas semelhantes de processamento para visualizar estruturas termohalinas, modificando apenas o método de remoção da onda direta, utilizado a filtragem  $\tau - p$  e Karhunen-Loeve, respectivamente. Após a remoção da onda direta ambos autores aplicaram as mesmas etapas, as quais consistem na correção da divergência esférica, utilizando uma função teórica  $a(t) = t^\alpha$ , filtros passa-banda e conversão tempo e profundidade baseando-se no tempo de trânsito sem fazer a migração dos dados.

O primeiro trabalho que propõe um fluxograma de processamento focado na preservação da forma de onda para inversão é Dagnino *et al.* (2017), utilizando dados sintéticos com ruídos extraídos de dados reais. A principal diferença deste trabalho é separar a onda direta das reflexões termohalinas e fazer o processamento destas duas partes do sinal separadamente. As etapas propostas por Dagnino *et al.* (2017) compreendem a normalização, correção LMO e a decomposição em valores singulares (SVD) para separar o sinal com a onda direta das reflexões e ruídos. Para a onda direta é feito um controle de amplitude baseado em um campo de velocidade prévio e remoção dos traços ruidosos e interpolação. Para as reflexões, sendo a parte do dado que interessa por caracterizar as estruturas termohalinas, foi feita a correção *normal move-out* utilizando um campo de velocidade a priori e filtragem  $f - k$ . No final do processamento a onda direta e as reflexões foram somadas.

Com o intuito de melhorar a razão sinal-ruídos em dados empilhados, Rad *et al.* (2020) propuseram a utilização de um método de empilhamento não convencional

<sup>1</sup> Técnica de processamento que consiste na média aritmética de traços em um ponto médio comum em superfície

CRS (*Common Reflection Surface*) em dados 3D para empilhar os dados sísmicos, resultando em melhorias significativas na visualização das *inlines*<sup>2</sup>. Porém, não há melhorias nas *crosslines*<sup>3</sup> e nas fatias temporais discretas.

Com base nos trabalhos analisados, elaborou-se um fluxograma geral do processamento, apresentado na Figura 3. Este fluxograma geral compreende as seguintes etapas:

1. Atenuação de ruídos aleatórios nos dados, sendo o principal método utilizado a filtragem passa-banda;
2. Atenuação ou separação da onda direta, sendo os principais métodos utilizados a filtragem  $\tau - \rho$ , SVD e Karhunen-Loeve;
3. Filtragem dos ruídos residuais, utilizando métodos no domínio  $f - k$  ou balanceamento espectral;
4. Análise de velocidades;
5. Correção NMO, empilhamento.

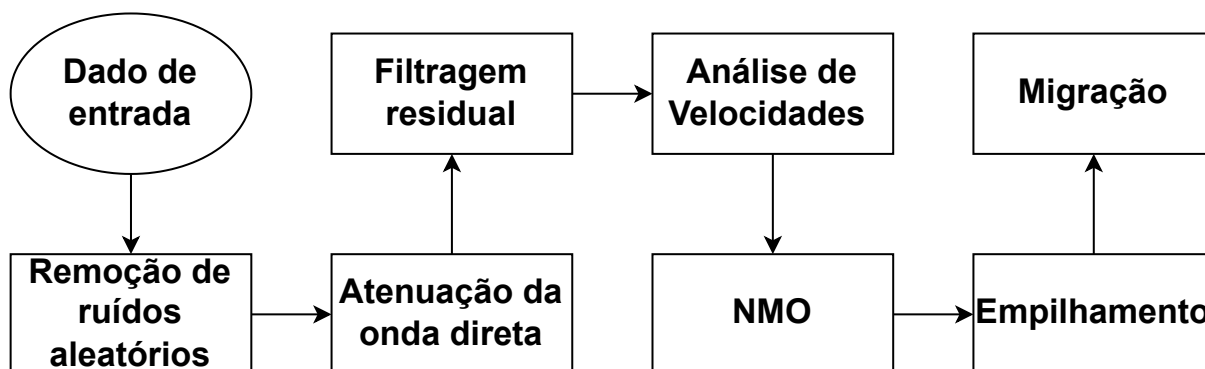


Figura 3 – Fluxograma geral de processamento em Oceanografia Sísmica

## 2.2 MÉTODOS DE INVERSÃO APLICADOS EM OCEANOGRAFIA SÍSMICA

Do ponto de vista de inversão, a Oceanografia Sísmica vem desenvolvendo diversos métodos para estimar o perfil de velocidade da coluna d'água. Esses métodos podem ser divididos em duas categorias: a primeira compreende os métodos que utilizam os contrastes de impedância acústica baseando-se na equação de Zoeppritz (ZOEPPRITZ, 1919) e a segunda engloba os métodos que utilizam a equação da onda.

Para a extração da impedância acústica dos dados sísmicos, duas etapas de processamento são extremamente importantes: a migração que reposicionamento dos refletores na sua posição real e a deconvolução para remoção da assinatura da fonte na seção migrada.

<sup>2</sup> Linha sísmica dentro de uma aquisição 3D paralela à direção em que os dados foram adquiridos.

<sup>3</sup> Linha sísmica dentro de uma aquisição 3D perpendicular à direção em que os dados foram adquiridos.

Existem diversos métodos para estimativa de velocidade de propagação sonora, porém, observa-se na literatura que para a Oceanografia Sísmica, a velocidade de propagação sonora é estimada a partir da utilização de dados de medição direta como CTD (*conductivity, temperature and depth*) ou XBT (*Expendable Bathythermograph*) que permitem estimar indiretamente a velocidade de propagação sonora, mesmo com baixa resolução lateral, pois as medições são bem espaçadas (de 5 a 50 quilômetros).

A segunda etapa que deve ser realizada é a deconvolução ou extração da assinatura da fonte. Essa extração é feita por métodos estatísticos ou determinísticos. Nos estatísticos a assinatura da fonte é estimada por inversão e nos métodos determinísticos é utilizado o campo de velocidade associado ao dado sísmico. Após a aplicação da deconvolução em uma seção migrada é então obtida a refletividade para uma seção empilhada (MIRSHAK *et al.*, 2010; PAPENBERG *et al.*, 2010; YANG *et al.*, 2010a; XING-HUI *et al.*, 2011; BIESCAS GORRIZ *et al.*, 2013; LIU, X. *et al.*, 2016; TANG *et al.*, 2016; FAJARYANTI *et al.*, 2018; AN *et al.*, 2020; GUNN *et al.*, 2020).

O primeiro trabalho de inversão baseada na equação de Zoepplitz foi desenvolvido por Mirshak *et al.* (2010), utilizando o dado sísmico deconvolvido (não migrada) e as densidades obtidas por medições de XBT para estimar a velocidade de propagação sonora. Papenberg *et al.* (2010) propuseram a utilização da migração para reposicionar os refletores na posição real e um método iterativo de inversão para estimar a velocidade de propagação sonora utilizando a seção sísmica migrada e deconvolvida associada a um perfil XBT para estimar o campo de velocidade. A utilização de método de buscas globais para recuperação do campo de velocidade se inicia com Xueqin Liu *et al.* (2016) que também propuseram a utilização de redes neurais e análise de amplitude versus afastamento (AVO) para obter informações da densidade. Tang *et al.* (2016) usaram Markov Chain Monte Carlo para realizar a busca global do mínimo global para estimativa do campo de velocidade e An *et al.* (2020) a utilização de redes neurais convolucionais, em que o traço sísmico de uma seção migrada representa uma aquisição de CTD.

A segunda categoria compreende os métodos de inversão baseados na equação da onda, como, por exemplo, a inversão na forma de onda completa (FWI). Utilizando um campo de velocidade suavizado da região, a equação da onda é solucionada simulando uma aquisição sísmica. Comparando os dados modelados e os dados observados é feita a estimativa do gradiente e atualização do modelo de velocidade de propagação sonora.

O primeiro trabalho para recuperação do campo de velocidade utilizando a equação da onda foi proposto por Wood *et al.* (2008). Os autores descrevem o teste do FWI unidimensional no domínio da frequência com dados sintéticos via método da refletividade e mostram que é possível reconstruir o campo de velocidade a partir de dados em baixa frequência (0Hz a 5Hz). Essa observação é confirmada por Kormann *et al.*

(2011), aplicando o FWI 1D multifrequência e solucionando o problema por diferenças finitas no domínio do tempo e entre 0,75Hz e 75Hz. Bornstein *et al.* (2013) utilizaram o mesmo método desenvolvido por Kormann *et al.* (2011) adicionando *kernels* de temperatura, salinidade e densidade na inversão e mostraram que a adição dos *kernels* aumentou a acurácia dos valores estimados de velocidade de propagação sonora quando comparado com medições diretas de CTD. Padhi *et al.* (2015) propuseram a primeira inversão bidimensional utilizando o FWI com solução direta pelo método da refletividade. Utilizou redes neurais para estimativa do modelo de velocidade inicial aliada ao campo de velocidade obtido via análise de velocidades, assumindo uma estratégia híbrida de inversão. MINAKOV *et al.* (2017), tentando estimar um modelo que inclui a turbulência na coluna d'água, propuseram uma inversão utilizando a aproximação de Born multiescala na frequência a partir do traçado de raios estimando um modelo de velocidade não estacionário com variação temporal.

Utilizando um método de inversão global, trans dimensional Markov Chain, Jun *et al.* (2019) mostraram que é possível estimar o campo de velocidade utilizando um modelo de velocidade inicial constante. Tendo em vista que o FWI é um método de inversão altamente não linear, torna-se necessária uma boa estimativa do modelo inicial. Assim, a maioria dos trabalhos que fizeram inversões com dados reais, utilizaram medidas de CTD ou XBT para compor um modelo inicial (DAGNINO, Daniel *et al.*, 2016). Entre os trabalhos que não utilizaram medidas indiretas do campo de velocidade, destaca-se o de Padhi *et al.* (2015), pois utiliza como campo de velocidade inicial perfis extraídos dos dados a partir da análise de velocidades.

Um resumo dos principais pontos dos trabalhos de inversão é apresentado na Tabela 1. O desafio da inversão em Oceanografia pode ser definido em dois aspectos: extração do modelo de velocidade de propagação sonora de forma confiável, processamento dos dados conservando as amplitudes das reflexões termohalinas.

Tabela 1 – Tabela comparativa entre os trabalhos de inversão em oceanografia sísmica

Equação de Zoeppritz							
Autor/Ano	Tipo de dados	Nomenclatura do dado/ Região	Número de CTD ou XBT	Modelo Inicial	Processamento	Inversão	Caráter global ou local
Mirshak <i>et al.</i> (2010)	Real	GSI pacific	8	Perfil XBT	Passa-banda, empilhamento e deconvolução	Via eq. do estado	local
Papenberg <i>et al.</i> (2010)	Real	IAM	38	Perfil XBT	Passa-banda, correção da div. esférica, remoção da onda direta, <i>pre-stack migration</i> e deconvolução estocástica.	STRATA	local
Yang <i>et al.</i> (2010b)	Sintético	Não informado	13	Perfil CTD	Extração da Wavelet	LS por traço alinhado com CTD	local
Song <i>et al.</i> (2012)	Real	GO-LR 12	26	Perfil XBT	Extração da Wavelet	STRATA	local
Biescas Gorriz <i>et al.</i> (2013)	Real	GO-LR-01,05,07	43	Perfil XBT	Extração da Wavelet	Redes neurais para perfil T-S	Global
Xueqin Liu <i>et al.</i> (2016)	Real	East China Sea	4	Perfil CTD	Não foi aplicado	Redes neurais aplicada a AVO <sup>2</sup>	Global
Tang <i>et al.</i> (2016)	Real	ISW	Não informado	Perfil CTD ou XBT	Correção de amplitude, Atenuação de ruído, ANAVEL <sup>3</sup> , NMO <sup>4</sup> , DMO <sup>5</sup> empilhamento, migração e deconvolução.	Markov Chain Monte Carlo	Global
Fajaryanti <i>et al.</i> (2018)	Real	Sulawesi Sea	2	Perfil de CTD	Passa-banda, filtragem no domínio f-k, ANAVEL, NMO, empilhamento	Não informado	
An <i>et al.</i> (2020)	Real	East China Sea	3	Perfil de CTD	Dado pos-stack	Redes Neurais convolucionais	Global
Gunn <i>et al.</i> (2018)	Real	JR298	6	ANAVEL	-Passabanda, filtragem linear adaptativa, NMO, empilhamento		
Equação da onda							
Autor/Ano	Tipo de dados	Nomenclatura do dado/ Região	Número de CTD ou XBT	Modelo Inicial	Processamento	Inversão	Caráter global ou local
Wood <i>et al.</i> (2008)	Sintéticos	Norwegian Sea	1	Perfil XBT	Passa-banda	1-D FWI	local
Kormann <i>et al.</i> (2011)	Sintético	LR10	2	Perfil CTD	Não informado	1-D FWI	Local
Bornstein <i>et al.</i> (2013)	Sintético	GO	Não informado	Perfil CTD	Não informado	1-D FWI com T,S e rho kernel	Local
Tanya M Blacic <i>et al.</i> (2016)	Sintético	Não informado	Teórico baseado em condições oceanográficas	Não informado	Não aplicável	Laplace FWI	Local
Ha <i>et al.</i> (2015)	Sintético	East Sea.	Não informado	Perfil ARGO e XBT	Não informado	1D FWI	Local
Padhi <i>et al.</i> (2015)	Real	South China Sea	Não informado	ANAVEL	Mute, passa-banda, supergather	2D-NN -NLS <sup>6</sup>	Local
Daniel Dagnino <i>et al.</i> (2016)	Real	GO-LR 01	23	Perfil XBT	SVD, f-k, passa-banda	2D FWI	Local
Minakov <i>et al.</i> (2017)	Sintético	Western Barents Sea	3	Perfil CTD	Passa-banda, filtragem no domínio f-k e edição dos traços	Born	Local
Azevedo <i>et al.</i> (2018)	Reais	Continental margin	23	Perfil XBT	Não informado	Inversão geostatística	Global
Jun <i>et al.</i> (2020)	Real	Yellow Sea	4	c=1500 m/s	Passabanda, NMO, empilhamento, mute da onda direta	Trans-dimensional Chain Markov	Global

<sup>2</sup> Análise amplitude vesus offset

<sup>4</sup> Normal move-out

<sup>5</sup> Depth move-out

<sup>3</sup> Análise de velocidades

<sup>6</sup> Mínimos quadrados não linear

## 2.3 TEORIA DA INVERSÃO FWI

### 2.3.1 Introdução

Para um determinado sistema físico, com a compreensão das leis físicas, é possível simular a resposta deste sistema descrito por parâmetros físicos tais como velocidade de propagação sonora, densidade, entre outros, a partir de uma excitação. Para tanto, as características do sistema são representadas por um modelo matemático.

O sistema de equações que relaciona as observações ou dados-respostas  $d$  e o modelo  $m$  pode ser escrito como:

$$d = g(m) \quad (1)$$

sendo  $g(m)$  um conjunto de equações matemáticas dependentes de  $m$ , que compreende tanto o modelo do sistema como a excitação.

O processo para obtenção de  $d$  utilizando  $m$  é chamado problema direto. O processo reverso consiste em determinar o modelo  $m$  que melhor se ajusta a um dado observado  $d_{obs}$  sendo chamado problema inverso. A complexidade do problema inverso está diretamente relacionada à complexidade do problema direto (SIRGUE *et al.*, 2003).

Na inversão da forma de onda, tem-se por objetivo recuperar uma representação quantitativa de um modelo em subsuperfície. Em Oceanografia Sísmica esse modelo é representado pela velocidade de propagação sonora variando com o espaço. Os dados observados são os traços sísmicos registrados na superfície por hidrofones que registaram no domínio do tempo o sinal emitido por uma fonte sonora, tipicamente um canhão de ar comprimido (*air gun*), e que além da onda direta sofreu múltiplas reflexões nas diferentes interfaces de impedância.

Conceitualmente, o problema direto e inverso é apresentado na Figura 4.

A solução do problema inverso pode ser obtida pela obtenção do operador inverso  $g^{-1}$  e o modelo estimado pela solução  $m_{est}$  é dado por

$$m_{est} = g^{-1}(d). \quad (2)$$

Em casos nos quais a obtenção do operador inverso  $g^{-1}$  é complexa, métodos de otimização locais podem ser aplicados, os quais tentam estimar uma atualização do modelo  $\Delta m$  a partir de um modelo *a priori*  $m_0$ , tal que

$$m_{est} = m_0 + \Delta m. \quad (3)$$

A atualização do modelo é feito por minimização da função objetivo definida pela comparação entre o dado observado  $d_{obs}$  e o dado modelado  $d_{calc}$ .

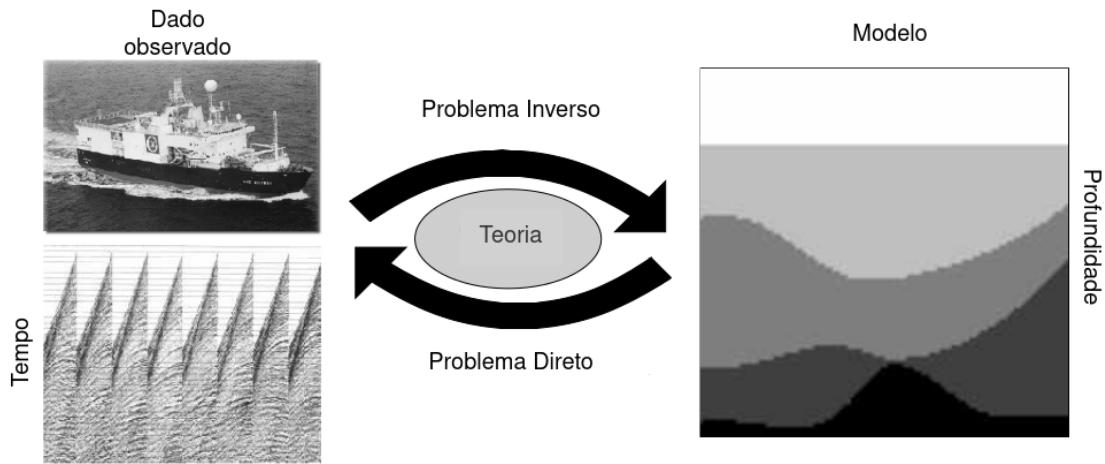


Figura 4 – Representação conceitual do problema direto e inverso na inversão da forma de onda na oceanografia sísmica. O problema inverso busca estimar um modelo de velocidade de propagação sonora a partir de dados sísmicos registrados na superfície. Adaptado de Sirgue *et al.* (2003)

### 2.3.2 O problema direto

No caso em estudo, o objetivo da solução do problema direto é reproduzir, sinteticamente, a propagação de ondas no sistema dinâmico decorrente a uma perturbação causada por uma fonte sísmica, simulando então uma aquisição sísmica. Para solucionar o problema direto é então obtida a solução da equação da onda para um modelo de velocidades de propagação sonora  $c(\vec{x})$ . A equação da onda acústica bidimensional, considerando um meio de densidade constante, é dada por:

$$\nabla^2 p(t, \vec{x}) - \frac{1}{c(\vec{x})^2} \frac{\partial^2 p(t, \vec{x})}{\partial t^2} = s(t, \vec{x}_s) \quad (4)$$

sendo  $p(t, x)$  o campo de pressão sonora no domínio do tempo e espaço,  $c(\vec{x})$  a velocidade de propagação da onda no meio (fluido) e  $s(t, \vec{x}_s)$  a função que representa a excitação por meio da fonte sonora, na posição da fonte  $\vec{x}_s$ .

No domínio da frequência a equação da onda é representada por (VIRIEUX *et al.*, 2009):

$$\nabla^2 P(\omega, \vec{x}) + \frac{\omega^2}{c(\vec{x})^2} P(\omega, \vec{x}) = S(\omega, \vec{x}_s), \quad (5)$$

sendo  $P(\omega, \vec{x})$  o campo de pressão sonora,  $S(\omega, \vec{x}_s)$  a excitação pela fonte sonora, na posição da fonte  $\vec{x}_s$ , e  $\omega$  a frequência angular.

As derivadas de segunda ordem do Laplaciano na Eq. (5) podem ser resolvidas mediante esquemas convencionais de diferenças finitas de 2ª e 4ª ordem conduzidas por uma malha de 5 e 9 pontos, respectivamente, com simetria no ponto central



(SOUZA DUARTE, 2012). A discretização da equação da onda é apresentada no capítulo B do apêndice.

Para o trabalho utiliza-se a solução proposta por Jo *et al.* (1996), a qual é feita uma generalização do Laplaciano utilizando uma rotação de  $45^\circ$ , aumentando a estabilidade da solução mantendo o custo computacional baixo. A implementação foi feita utilizando o pacote SLIM<sup>4</sup> utilizando a função **helm2D**.

### 2.3.2.1 Camadas de absorção

Na solução do problema direto o modelo utilizado não tem dimensões infinitas, e desta forma as bordas deste domínio podem gerar reflexões que não são encontradas na situação real. Uma forma de eliminar o efeito da borda é utilizando uma borda absorviva, por meio do método *perfectly matched layer* (PML).

Para aplicar a técnica PML para truncar o domínio é utilizada a seguinte equação (CHEN *et al.*, 2013):

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{e_y}{e_x} \frac{\partial P}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{e_x}{e_y} \frac{\partial P}{\partial y} \right) + e_x e_y k^2 P = 0 \quad (6)$$

sendo  $e_x = 1 - i\sigma_x$ ,  $e_y = 1 - i\sigma_y$ . As variáveis  $\sigma_x$  e  $\sigma_y$  são geralmente escolhidas como uma função diferenciável que depende apenas das variáveis  $x$  e  $y$  respectivamente:

$$\sigma_x := \begin{cases} a_0 \left( \frac{l_x}{L_{PML}} \right)^2, & \text{dentro da PML} \\ 0, & \text{fora da PML} \end{cases} \quad (7)$$

sendo  $L_{PML}$  a espessura da PML e  $l_x$  a distância entre um ponto dentro da PLM e a *interface* entre a região interior e a PML,  $a_0$  uma constante.

Da mesma forma, tem-se:

$$\sigma_y := \begin{cases} a_0 \left( \frac{l_y}{L_{PML}} \right)^2, & \text{dentro da PML} \\ 0, & \text{fora da PML} . \end{cases} \quad (8)$$

Para simplificação denota-se que  $A = \frac{e_y}{e_x}$ ,  $B = \frac{e_x}{e_y}$  e  $C = e_x e_y$  e então tem-se:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( A \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( B \frac{\partial P}{\partial y} \right) + C k^2 P = 0 \quad (9)$$

sendo que dentro da PML  $A = B = C = 1$ .

A relação entre o tamanho da borda e a frequência utilizada para solução da equação da onda no domínio da frequência é apresentada das Figuras 5 e 6. Para a simulação foi utilizado um modelo de velocidade constante igual a 1500m/s, uma

<sup>4</sup> Toolbox em MATLAB com implementações focadas em imageamento sísmicos. Site oficial do laboratório *Seismic Laboratory of Imaging and Modeling* (SLIM) da Georgia Tech (<https://github.com/SINBADconsortium/SLIM-release-apps>)

*wavelet* Ricker de frequência central igual a 15Hz posicionada em 500m, discretização de 10 metros em  $x$  e  $z$ .

Observa-se na Figura 5 que para frequências mais baixas, 5(a) e 5(b), a parte real da solução da equação da onda no domínio da frequência apresentam distorções na distribuição espacial de amplitudes da solução pela influência da borda na solução, gerando falsos eventos, como por exemplo reflexões na região da PML. Com o aumento da frequência a influência da PML reduz e as distorções na parte real da solução são atenuadas apresentando uma solução mais próxima da esperada para o caso homogêneo de velocidade constante com padrões circulares na solução.

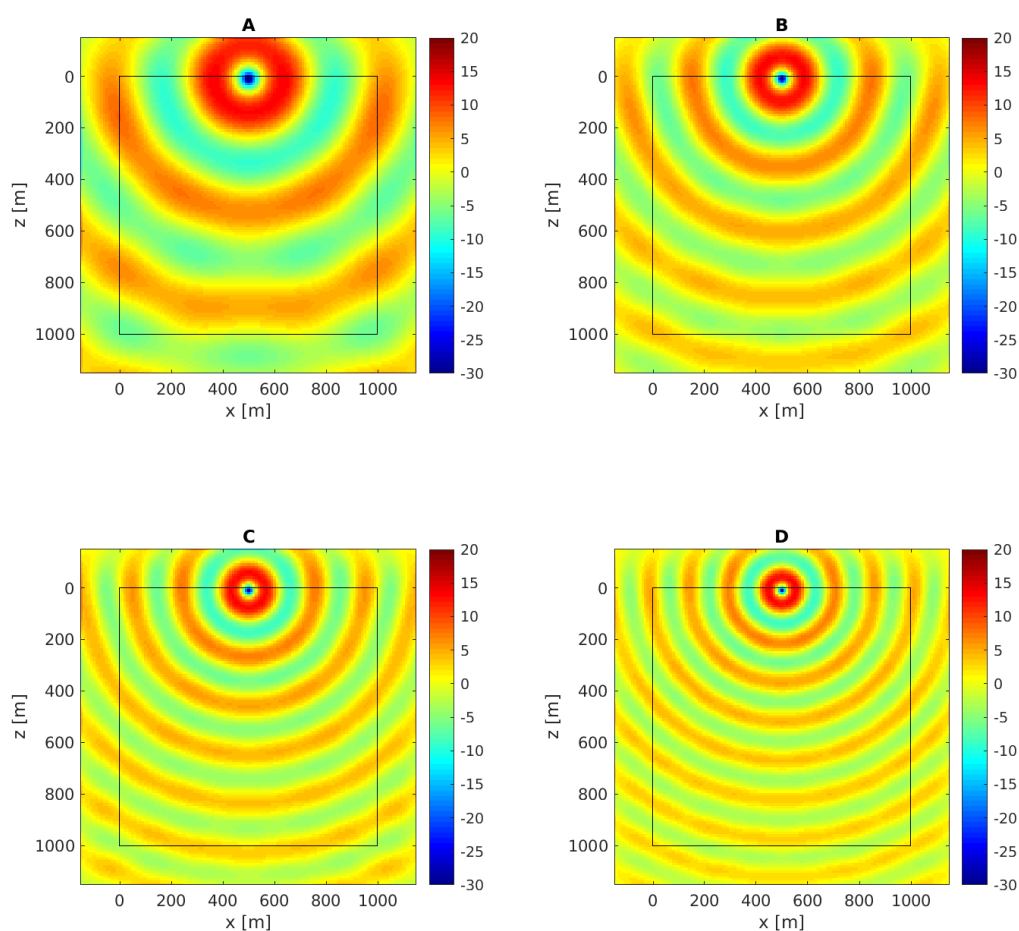


Figura 5 – Parte real da solução da equação da onda em um modelo de velocidade constante igual a 1500m/s no domínio da frequência utilizando uma PML de 150 metros para as frequências de 4Hz em A, 6Hz em B, 8Hz em C e 10Hz em D. PML representada pelo quadrado preto.

Nota-se então na Figura 6 que o aumento do tamanho da PML para uma mesma frequência reduz a influência da PML na solução da equação da onda e os padrões circulares esperados na solução são apresentados mais fortemente.

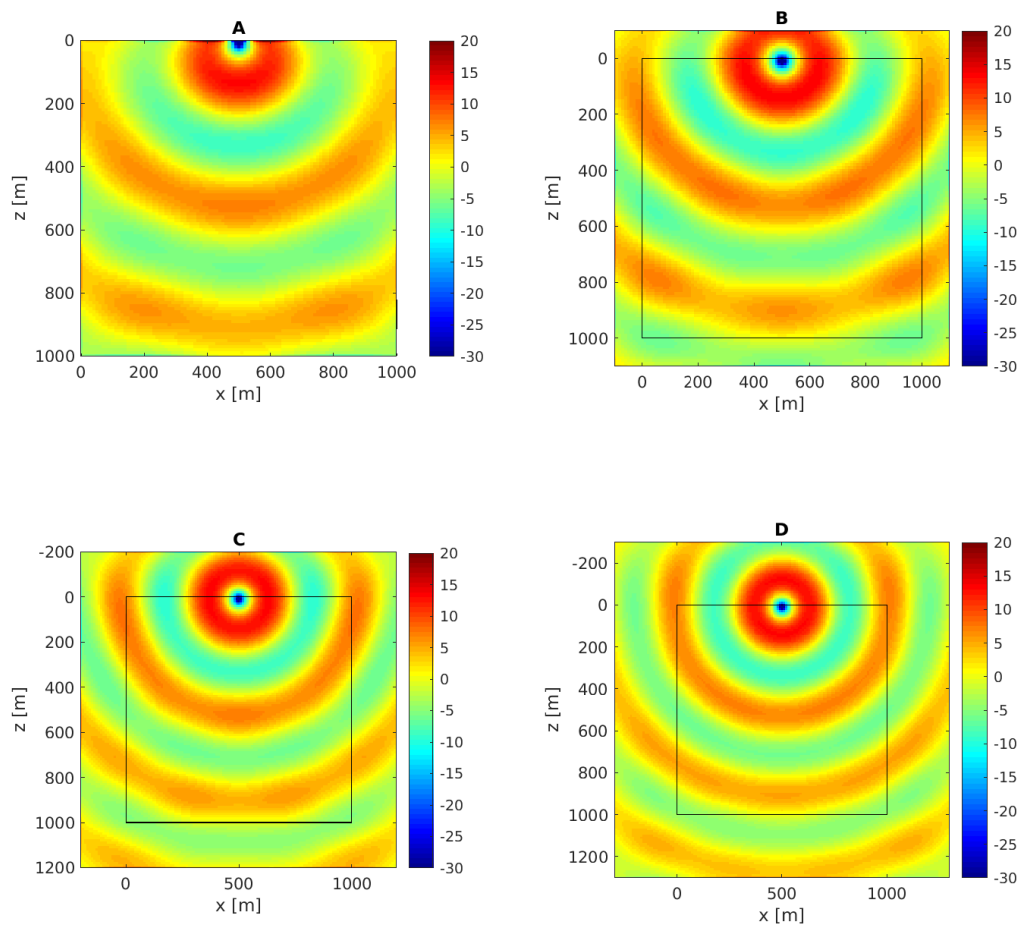


Figura 6 – Parte real da solução da equação da onda em um modelo de velocidade constante igual a 1500m/s no domínio da frequência utilizando uma frequência fixa de 8Hz para diferentes PMLs de 0m em A, 100m em B, 200m em C e 300m em D. PML representada pelo quadrado preto.

## 2.4 SOLUÇÃO DO PROBLEMA INVERSO

Para a inversão da forma de onda completa, tem-se por objetivo encontrar um campo de velocidade de propagação sonora que melhor justifique as medições observadas pelos hidrofones.

Para isso define-se o vetor de erro  $\Delta d = d_{obs} - d_{calc}$  de dimensão  $N$  dada pela diferença entre dado observado ou medido  $d_{obs}$  pelos hidrofones na aquisição, e dado calculado  $d_{calc}$  obtido pelas simulações numéricas utilizando um campo de velocidade de propagação sonora inicial.

O dado calculado pode ser definido como:

$$d_{calc} = g(\mathbf{m}) \quad (10)$$

sendo  $g(\mathbf{m})$  o operador que transforma as informações do modelo de velocidades de propagação sonora  $\mathbf{m}$  em campo de pressão sonora. O operador nesse caso é a equação da onda acústica.

Solucionar o problema inverso significa determinar  $\mathbf{m}$  tal que o dado calculado  $d_{cal}$  melhor se aproxime do  $d_{obs}$ . Desta forma, define-se um problema de otimização utilizando uma função objetivo  $J(\mathbf{m})$  descrita por (VIRIEUX *et al.*, 2009):

$$J(\mathbf{m}) = \frac{1}{2} \Delta d^T \Delta d. \quad (11)$$

O objetivo do problema inverso é encontrar o modelo  $\mathbf{m}$  que seja um mínimo global, ou seja, se  $J(\mathbf{m}) \leq J(\mathbf{m}^*)$  para todo valor real de  $\mathbf{m}^*$ . O mínimo global de  $J$  pode ser difícil de ser encontrado, pois, o conhecimento da função objetivo é geralmente local e existe uma alta não-linearidade do problema direto.

Pode-se dizer que a melhor solução encontrada pelos métodos de minimização local está em uma região de vizinhança  $C$ , tal que, o ponto  $\mathbf{m}$  é um mínimo local, se para toda vizinha de  $\mathbf{m}$ ,  $J(\mathbf{m}) \leq J(\mathbf{m}^*)$  para  $\mathbf{m}^* \in C$ .

Dentro do FWI, a solução em torno de um ponto de um modelo inicial é obtido pela aproximação de Born (VIRIEUX *et al.*, 2009). Para a aproximação de Born assume-se que a melhor solução  $\mathbf{m}$  de dimensão  $M$  é escrita como a soma do modelo inicial  $\mathbf{m}_0$  mais uma perturbação  $\Delta \mathbf{m}$  :  $\mathbf{m} = \mathbf{m}_0 + \Delta \mathbf{m}$ .

Supondo que  $J : \mathbb{R}^M \rightarrow \mathbb{R}$  é contínua e diferenciável e que  $\mathbf{m} \in \mathbb{R}^M$ , tem-se que

$$J(\mathbf{m}_0 + \Delta \mathbf{m}) = J(\mathbf{m}_0) + \sum_{j=1}^M \frac{\partial J(\mathbf{m}_0)}{\partial m_j} \Delta m_j + \frac{1}{2} \sum_{j=1}^M \sum_{k=1}^M \frac{\partial^2 J(\mathbf{m}_0)}{\partial m_j \partial m_k} \Delta m_j \Delta m_k + \mathcal{O}(\mathbf{m}^3). \quad (12)$$

Derivando para o  $l$ -ésimo elemento do modelo  $m_l$  e descartando os termos de terceira ordem  $\mathcal{O}(m^3)$ , tem-se que

$$\frac{\partial J(\mathbf{m})}{\partial m_l} = \frac{\partial J(\mathbf{m}_0)}{\partial m_l} + \sum_{j=1}^M \frac{\partial^2 J(\mathbf{m}_0)}{\partial m_j \partial m_l} \Delta m_j. \quad (13)$$

O mínimo local da função objetivo próximo de  $\mathbf{m}_0$  é obtido satisfazendo a condição necessária de otimalidade, que nos diz que o gradiente da função objetivo no modelo verdadeiro é igual a zero. Então a variação do modelo que minimiza a função objetivo é dada por:

$$\Delta \mathbf{m} = - \left[ \frac{\partial^2 J(\mathbf{m}_0)}{\partial \mathbf{m}^2} \right]^{-1} \frac{\partial J(\mathbf{m}_0)}{\partial \mathbf{m}}. \quad (14)$$

A perturbação do modelo é encontrada em oposição à direção do gradiente da função objetivo  $J(\mathbf{m})$  no ponto  $\mathbf{m}_0$ . A segunda derivada da função objetivo  $J(\mathbf{m})$  é a Hessiana, a qual define a curvatura da função objetivo em  $\mathbf{m}_0$ .

#### 2.4.1 Direção de busca para os métodos de busca em linha

Como observado anteriormente, o gradiente descendente  $-\nabla J(\mathbf{m}_k)$  é a escolha mais óbvia para uma busca em linha, representando a direção mais rápida de decaimento da função objetivo e pode ser observada expandindo a função objetivo em primeira ordem em torno de uma direção  $p_k$ , tal que,

$$J(\mathbf{m}_k + p_k) = J(\mathbf{m}_k) + p_k^T \nabla J(\mathbf{m}_k), \quad (15)$$

Pela propriedade do produto interno, tem-se que  $p^t \nabla J(\mathbf{m}_k) = \|p_k\| \|\nabla J(\mathbf{m}_k)\| \cos \theta$ , sendo  $\theta$  o ângulo entre  $p$  e  $\nabla J(\mathbf{m}_k)$ , observar-se que o valor que promove o maior decaimento da função objetivo é dado quando o  $\cos \theta = -1$  em  $\theta = \pi$ , em outras palavras, quando  $p_k = -\nabla J(\mathbf{m}_k)$ .

O método do gradiente descendente é um método de busca em linha que se move por  $p_k = -\nabla J(\mathbf{m}_k)$  em cada passo. As vantagens desse método é dada pela necessidade de se utilizar apenas o gradiente para encontrar a direção de busca e não é necessário encontrar a hessiana da função objetivo. Porém, para problemas complexos ela pode ser extremamente lenta (SCHUSTER, 2017).

Para o método de Newton, a direção de busca é derivada pela expansão de segunda ordem em séries de Taylor de  $J(\mathbf{m}_k + p_k)$ , sendo

$$J(\mathbf{m}_k + p_k) \approx J(\mathbf{m}_k) + p_k^T \nabla J(\mathbf{m}_k) + \frac{1}{2} p_k^T \nabla^2 J(\mathbf{m}_k) p_k = u_k(p_k). \quad (16)$$

Assumindo que no momento que  $\nabla^2 J(\mathbf{m}_k)$  é positiva definida, a direção de busca  $p_k$  pode ser encontrada minimizando a função  $u_k(p_k)$ , derivando  $u_k(p_k)$  em relação a  $p_k$

e igualando a zero, o valor de  $p_k$  que minimiza a função objetivo é dada por:

$$p_k = -\nabla^2 J(\mathbf{m}_k)^{-1} \nabla J(\mathbf{m}_k) \quad (17)$$

Diferente o método do gradiente descendente, o método de Newton somente provem uma direção de decaimento da função objetivo se a Hessiana for definida positiva, porém também é capaz de dar um tamanho de passo natural igual a 1 associado a direção de Newton (NOCEDAL *et al.*, 2006). O método de Newton converge mais rápido que o método do gradiente descendente e tem maior acurácia com poucas iterações. Porém, sua desvantagem é a necessidade de calcular a Hessiana  $\nabla^2 J(\mathbf{m}_k)$ , já que o cálculo da matriz das segundas derivadas pode ser caro já que a dimensão da matriz torna o problema impraticável do ponto de vista computacional.

O método quasi-Newton, é uma alternativa que não requer o cálculo da Hessiana e ainda assim garante convergência rápida da função objetivo. Ao invés da Hessiana verdadeira  $\nabla^2 J(\mathbf{m}_k)$  é utilizada uma aproximação da Hessiana  $B_k$  que contém os valores aproximados da primeira e da segunda derivadas utilizando informações das iterações anteriores. De acordo com Nocedal *et al.* (2006), o gradiente ao longo das iterações contém informações sobre as segundas derivadas. Assim, uma aproximação  $B_k$  é atualizada na  $k$ -ésima iteração com informações dos gradientes e modelos. Partindo da aproximação de  $\nabla J(\mathbf{m}_k + p_k)$ ,  $B_{k+1}$  é obtido da seguinte forma:

$$\nabla J(\mathbf{m}_k + p_k) \approx \nabla J(\mathbf{m}_k) + \nabla^2 J(\mathbf{m}_k)p, \quad (18)$$

definindo  $x = x_k$  e  $p_k = x_{k+1} - x_k$ , obtêm-se

$$\nabla J_{k+1} \approx \nabla J_k + \nabla^2 J_{k+1}(x_{k+1} - x_k), \quad (19)$$

isolando a Hessiana aproximada

$$\nabla^2 J_{k+1}(x_{k+1} - x_k) \approx \nabla J_{k+1} - \nabla J_k. \quad (20)$$

ou seja,

$$B_{k+1}q_k = y_k, \quad (21)$$

sendo

$$q_k = x_{k+1} - x_k; y_k = \nabla J_{k+1} - \nabla J_k. \quad (22)$$

Normalmente são impostas algumas condições para a Hessiana aproximada, tais que ela seja simétrica, motivada pela simetria da Hessiana verdadeira, e que as diferenças entre as sucessivas aproximações seja de baixo posto (WANG, 2016).

O método BFGS (nomeado a partir dos seus criadores, Broyden, Fletcher, Goldfarb e Shanno) define a atualização da Hessiana aproximada como Nocedal *et al.* (2006):

$$B_{k+1} = B_k + \frac{yy^T}{y^Tq} - \frac{B_kqq^TB_k}{q^TB_kq}, \quad (23)$$

A inversa é obtida por Nocedal *et al.* (2006):

$$B_{k+1}^{-1} = \left( I - \frac{qy^T}{y^Tq} \right) B_k^{-1} \left( I - \frac{yq^T}{y^Tq} \right) + \frac{qq^T}{y^Tq} \quad (24)$$

Entretanto, a matriz  $B_{k+1}$  contém  $N^2$  elementos o que torna a matriz extremamente grande para casos reais. Como solução é aplicado o método de memória limitada BFGS conhecido como L-BFGS. Nesse método não é armazenada toda a informação para atualizar a matriz  $B_k$ , apenas as informações das iterações mais recentes (SCHUSTER, 2017).

A direção dada pelo passo no método de quasi-Newton é dada por:

$$p_k = -B_k^{-1} \nabla J(\mathbf{m}_k) \quad (25)$$

#### 2.4.1.1 Busca em linha por condição de Wolfe

As condições Wolfe são condições dadas ao tamanho do passo  $\alpha_k$  a fim de avaliar a redução da função objetivo, garantindo a convergência. A primeira condição de Wolfe é dada pela relação (NOCEDAL *et al.*, 2006):

$$J(\mathbf{m}_k + \alpha_k d_k) \leq J(\mathbf{m}_k) + c_1 \alpha_k \nabla J(\mathbf{m})^T d_k \quad (26)$$

sendo  $c_1$  uma constante entre 0 e 1 e  $p_k = B_k \nabla J(\mathbf{m}_k)$ . De acordo com Nocedal *et al.* (2006) a primeira condição pode ser vista como uma reta que corta a função  $\varphi(\alpha) = J(\mathbf{m}_k + \alpha d_k)$ , conforme mostrado na Figura 7. Os valores acima da reta não serão aceitos, fugindo de possíveis mínimos locais.

A segunda condição é dada por (NOCEDAL *et al.*, 2006):

$$\nabla J(\mathbf{m}_k + \alpha_k d_k)^T d_k \geq c_2 \nabla J(\mathbf{m}_k)^T d_k, \quad (27)$$

em que o termo do lado esquerdo é equivalente à derivada de  $\varphi(\alpha)$ . A segunda condição de Wolfe analisa se a função  $\varphi$  tem grande variação em torno de  $\alpha_k$ , ou seja, ainda existe um  $\alpha_k$  que reduz a função objetivo, se a inclinação de  $\varphi$  for pequena a busca em linha é finalizada.

#### 2.4.2 Obtenção do gradiente via método adjunto do FWI

Para obtenção do gradiente é definida uma função Lagrangiana  $L$  que contém a função objetivo  $J$ , mais uma restrição de igualdade correspondente ao problema direto. A função Lagrangiana é definida como:

$$L(P, \mathbf{m}, \lambda) = \frac{1}{2} \langle \mathcal{I}(\mathbf{d}_{obs} - SP) | \mathcal{I}(\mathbf{d}_{obs} - SP) \rangle - \langle \lambda | \mathbb{H}(\mathbf{m})P - S \rangle \quad (28)$$

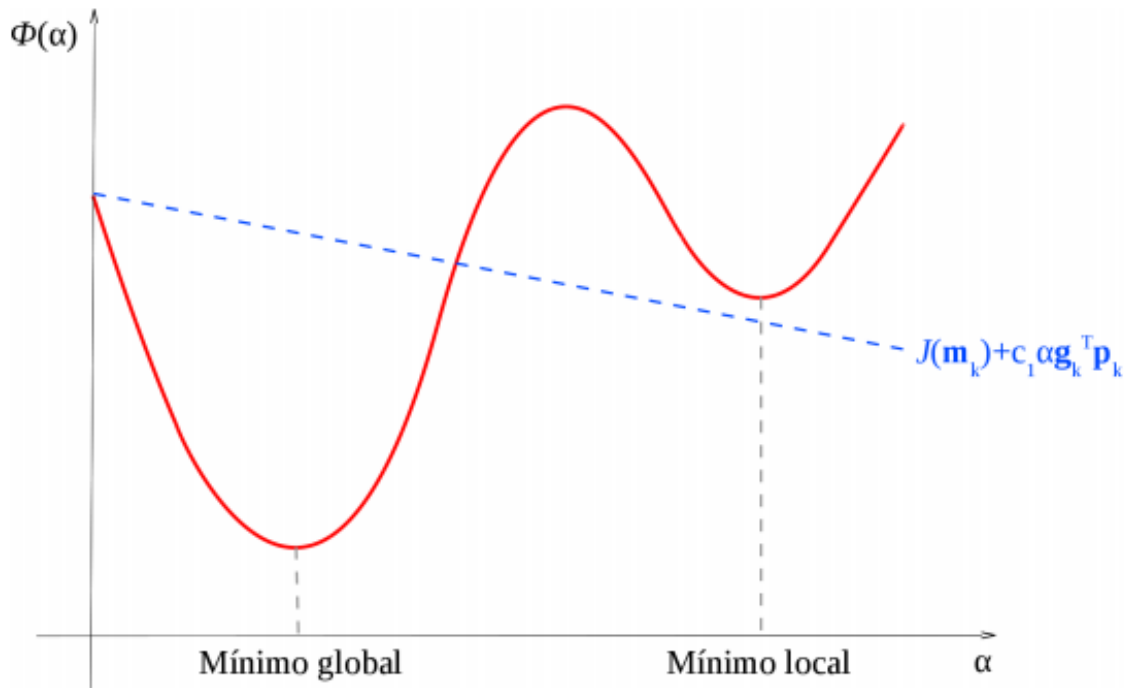


Figura 7 – Gráfico ilustrativo da primeira condição de Wolfe (SANTOS, 2013)

sendo  $\mathcal{I}$  o operador que distribui os dados espacialmente no modelo,  $S$  o operador que distribui a solução obtida no modelo para os dados. Ainda,

$$\mathbb{H}(\mathbf{m}) = \nabla^2 + \omega^2 \mathbf{m}. \quad (29)$$

sendo  $\mathbf{m} = 1/c^2$ . O vetor  $\lambda$ , tem a mesma dimensão do campo de pressão sonora  $P$ , sendo chamado multiplicador de Lagrange, correspondendo variáveis adjuntas de estado.

Para minimizar a função Lagrangeana é utilizada as condições necessárias de primeira ordem, conhecida como condições de Karush-Kuhn-Turcker (KKT), condições capazes de nos fornecer a solução que otimiza o problema é obtida nos pontos estacionários de  $L$  (VIRIEUX *et al.*, 2009).

A primeira condição,  $\partial L / \partial \lambda = 0$ , provêm a solução do problema direto  $H(\mathbf{m})P = S$ . Resolvendo para o modelo inicial  $\mathbf{m}_0$  é obtido o campo de pressão sonora incidente para o FWI.

A segunda condição,  $\partial L / \partial P = 0$ , é dada como a equação adjunta do estado, expressa por:

$$\frac{\partial L(P, \mathbf{m}, \lambda)}{\partial P} = \mathcal{I}(d_{obs} - SP) - \mathbb{H}^\dagger(\mathbf{m})\lambda = 0. \quad (30)$$

Para derivar a Equação (30) foi utilizada a propriedade do operador adjunto

$$\langle \lambda | \mathbb{H}(\mathbf{m})P \rangle = \langle \mathbb{H}^\dagger(\mathbf{m})\lambda | P \rangle.$$

Escolhendo  $\mathbf{m} = \mathbf{m}_0$  e  $P = P(\mathbf{m}_0)$ , tem-se

$$\mathbb{H}^\dagger(\mathbf{m}_0)\lambda = \mathcal{I}(\Delta d), \quad (31)$$



o que pode ser reescrito como

$$\lambda = \mathbb{H}^{-\dagger}(\mathbf{m}_0)\mathcal{I}(\Delta\mathbf{d}). \quad (32)$$

Observa-se que as variáveis da solução adjunta do estado é obtida resolvendo o problema direto utilizando os resíduos como fonte, o que é equivalente a fazer a propagação reversa dos resíduos no modelo.

A terceira condição,  $\partial L/\partial m = 0$ , define que o mínimo de  $L$  é comparável à função objetivo  $J$ . Tem-se que:

$$\frac{\partial L(\mathbf{P}, \mathbf{m}, \lambda)}{\partial \mathbf{m}} = \frac{\partial J(\mathbf{m})}{\partial \mathbf{m}} = \left\langle \lambda \mid \frac{\partial \mathbb{H}(\mathbf{m})}{\partial \mathbf{m}} \mathbf{P} \right\rangle. \quad (33)$$

Utilizando a solução obtida para os multiplicadores de Lagrange, o gradiente da função objetivo pode ser escrito como:

$$\nabla J = \Re \left[ \mathbf{P}^T \left[ \frac{\partial \mathbb{H}(m_0)}{\partial m_l} \right]^T \mathbb{H}^{-\dagger}(\mathbf{m}_0)\mathcal{I}(\Delta\mathbf{d}) \right] \quad (34)$$

Para múltiplas fontes e frequências, é feito a soma dos gradientes (VIRIEUX *et al.*, 2009):

$$\nabla J = \sum_{i=1}^{N_w} \sum_{s=1}^{N_s} \Re \left[ \left[ \mathbb{H}_i^{-1} \mathbf{S}_s \right]^T \left[ \frac{\partial \mathbb{H}_i}{\partial m_l} \right]^T \left[ \mathbb{H}_i^{-\dagger} (\mathcal{I} \Delta \mathbf{d}_{i,s}) \right] \right]. \quad (35)$$

#### 2.4.2.1 Estimativa da assinatura da fonte

A assinatura  $S$  da fonte é geralmente desconhecida o que pode ser considerado um problema para a inversão (PRATT, 1999). Uma solução que propõe a estimativa da assinatura da fonte como uma solução linear dada por (VIRIEUX *et al.*, 2009):

$$S(\omega) = \frac{\langle G_{\text{cal}}(\mathbf{m}_0, \omega) \mid d_{\text{obs}}(\omega) \rangle}{\langle G_{\text{cal}}(\mathbf{m}_0, \omega) \mid G_{\text{cal}}(\mathbf{m}_0, \omega) \rangle}, \quad (36)$$

sendo  $G_{\text{cal}}$  denota a função de Green calculada no modelo inicial  $\mathbf{m}_0$ . A assinatura da fonte pode ser estimada diretamente no algoritmo do FWI visto que o campo incidente tenha sido modelado.

#### 2.4.3 Requerimentos e abordagem multiescala FWI

A inversão da forma de onda completa é um problema inverso altamente não linear e a função objetivo contém vários mínimos locais. Portanto, a escolha de um modelo inicial é de crucial importância para o sucesso do método. Um bom modelo inicial para FWI deve garantir a convergência do algoritmo para o mínimo global da função objetivo. Este pode ser alcançado, quando o atraso do dado calculado corresponde ao dado observado em meio ciclo do período da frequência mínima considerada (SUN *et al.*, 1992).

Se o atraso dos tempo de trânsitos é maior que meio período, ocorre o salto de ciclo, conforme mostrado na Figura 8. Nesse caso, a inversão irá tentar ajustar os dados calculados ao ciclo errado dos dados observados e isso causará uma convergência ao mínimo local (SIRGUE *et al.*, 2003).

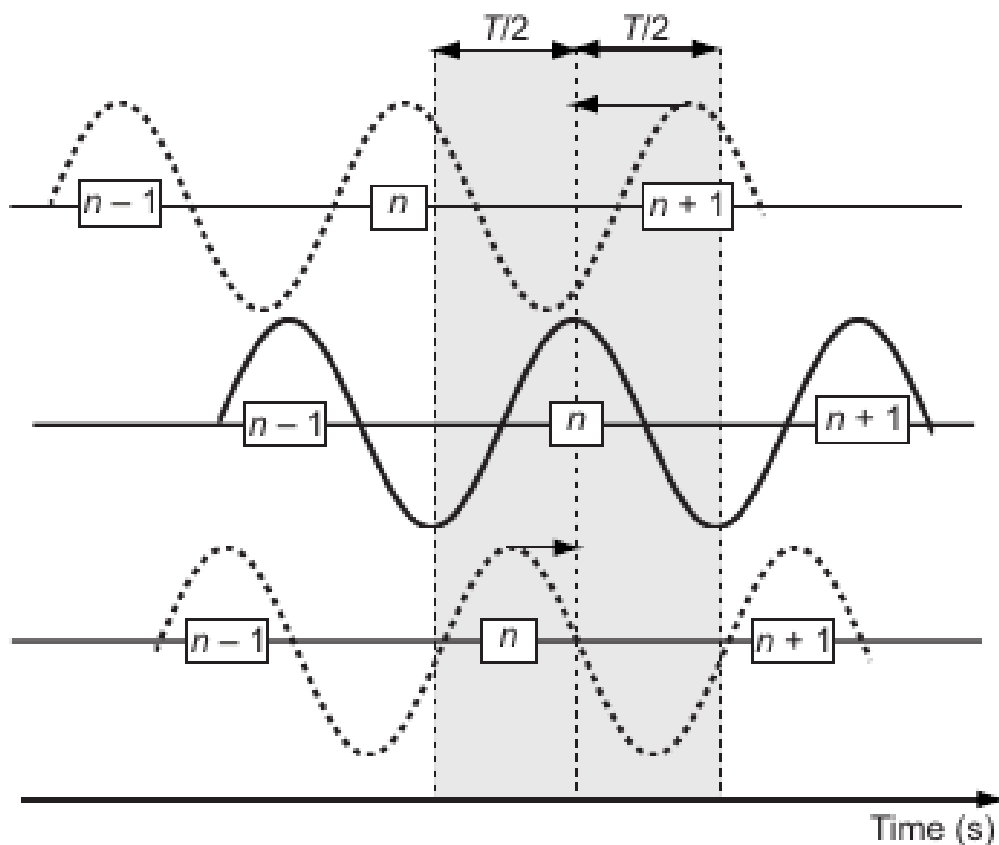


Figura 8 – Esquema mostrando o problema do salto de ciclo. No exemplo acima, a linha sólida preta representa o dado calculado para um período  $T$ . A linha pontilhada representa o dado modelado com um atraso maior que  $T/2$ . Neste caso, o FWI fará o ajuste como se o  $n + 1$  ciclo do dado modelado estivesse ajustado ao  $n$  ciclo do dado calculado. No exemplo abaixo, o FWI irá ajustar o modelo ajustando o  $n$  ciclo do dado modelado, pois o atraso é menor que  $T/2$  (VIRIEUX *et al.*, 2009).

De acordo com Przebindowska (2013) a relação entre o atraso dos tempos de trânsito do dado calculado e dado modelado  $\delta t$ , o período  $T$  e o número de comprimento onda entre a fonte e receptor  $N_k$  é dada por

$$\frac{\delta t}{T} < \frac{1}{2N_k}. \quad (37)$$

Para reduzir o erro do tempo de trânsito e aumentar a convergência do FWI existem então três alternativas (PRZEBINDOWSKA, 2013):

1. Utilizar frequências iniciais mais baixas;

2. Utilizar menores *offsets*; ou
3. Aumentar a acurácia do modelo inicial.

Como a baixa SNR em frequências muito baixas é um problema geral em dados reais, a redução do erro de tempo de trânsito utilizando frequências mais baixas é limitado. A eliminação de informações de afastamentos distantes também é inválido, pois Sirgue *et al.* (2003) mostraram que os dados de afastamentos longos são úteis, pois fornecem informações de baixo número de onda. Assim, aumentar a acurácia do modelo inicial é a melhor solução para convergência da inversão.

A forte não linearidade do problema inverso também é reduzida aplicando uma hierarquia de inversão de múltiplos estágios com base na frequência, conhecida como abordagem multifrequência. Um exemplo da abordagem multi-escala é mostrado na Figura 9. As mais altas frequências resultam em um número maior de mínimo locais da função objetivo e quanto mais baixa for a frequência, menor se torna a incidência de mínimos locais, facilitando a busca da melhor solução.

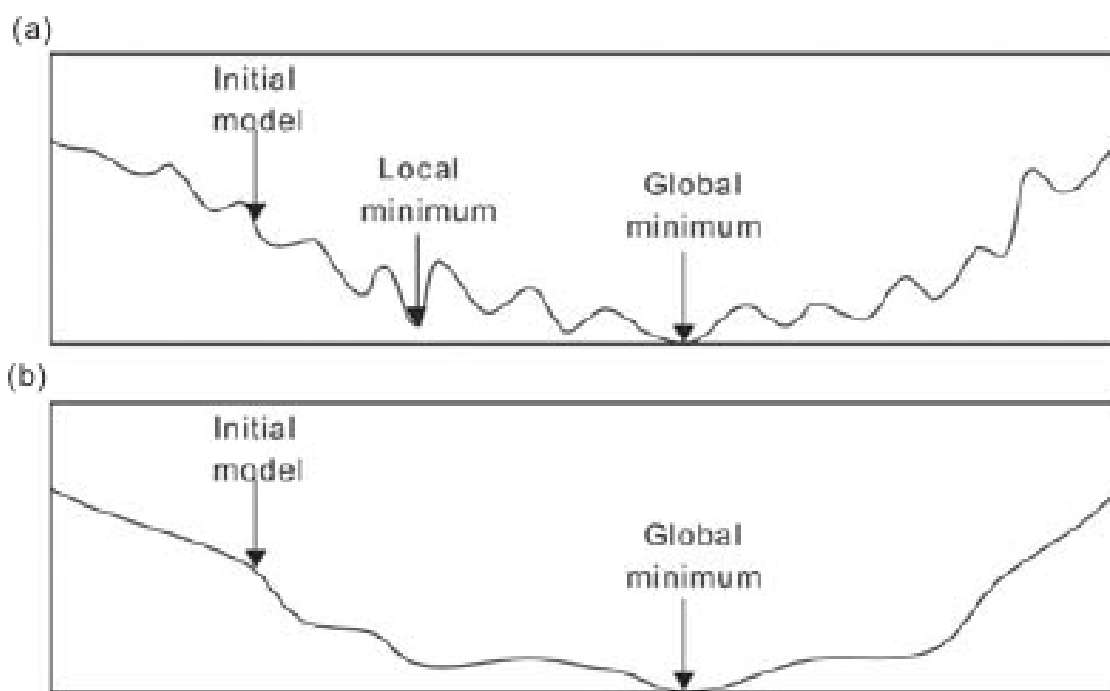


Figura 9 – Ilustração da abordagem multiescala (a) alta frequência e (b) baixa frequência. A curva em preto representa a função objetivo.

Deste modo, o FWI é uma abordagem capaz de reconstruir o modelo de velocidade de propagação sonora com alta definição. Existem diversas limitações para aplicação devido à existência de mínimo de locais na função objetivo que podem ser reduzidos com uma abordagem multi-escala assumindo grupos ou frequências discretas de modo crescente, uma baixa presença de ruídos no dado observado e na boa estimativa de um modelo inicial.

### 3 REPROCESSAMENTO DE DADOS: REGIÃO DA BACIA DE SANTOS

Uma preparação dos dados de *streamers* é necessária antes da sua utilização na etapa de inversão direcionada à reconstrução das propriedades físicas do oceano (*i.e.* os perfis de velocidade do som e temperatura). Dentre os procedimentos adotados na literatura de Oceanografia Sísmica (Seção 2.1), verificou-se uma maior ênfase dos trabalhos em etapas de remoção da onda direta e destaque das reflexões termohalinas, normalmente apresentados em um fluxograma de processamento sugerido para dados brutos de levantamentos sísmicos marinhos. Contudo, este formato habitual dos dados não é coincidente com os considerados neste trabalho, os quais já apresentavam uma sequência de processamentos aplicados, mais direcionados para uma inversão das propriedades do meio rochoso. A verificação preliminar destes dados revela algumas distorções ou presença de artefatos desse processamento em todo o dado repassado, sendo principalmente perceptível na região mais próxima ao assoalho oceânico. Por este motivo, um fluxograma próprio foi desenvolvido para a presente situação, descrito aqui com mais detalhes.

Este capítulo, voltado ao processamento dos dados sísmicos de *streamers* repassados ao projeto, é dividido da seguinte forma. Na Seção 3.1, um descritivo geral dos dados é apresentado, sendo destacadas algumas particularidades encontradas. Na Seção 3.2, é apresentado o fluxograma de reprocessamento utilizados para mitigar possíveis distorções ou artefatos gerados no processamento previamente realizado nos dados disponibilizados. Também é apresentada as etapas de processamento, com base nos resultados obtidos no tratamento dos dados de duas linhas sísmicas (L4410B094 e L4410C100), as quais foram selecionadas para aplicação do método de inversão direcionado à reconstrução das propriedades oceânicas.

#### 3.1 SELEÇÃO DOS DADOS

Os dados sísmicos de *streamers* fornecidos ao projeto "Determinação da Velocidade do Som na Coluna d'Água utilizando Dados de Levantamentos Sísmicos" disponibilizados pela PETROBRAS se referem a uma aquisição realizada na bacia de Santos, localizada na plataforma continental brasileira. Detalhes dos parâmetros de aquisição dos dados sísmicos, extraída do cabeçalho de dados, são apresentados na Tabela 2. Ao todo foram considerados 13 arquivos no formato SEG Y. Os arquivos contêm os dados coletados por 300 hidrofones para 160 disparos. Estes valores variam entre arquivos e determinadas posições, possivelmente pela forma como os dados foram separados em uma região dentro de um levantamento maior.

As posições das linhas de navegação e configuração geométrica da disposição dos cabos são mostradas na Figura 10, sendo que a localização de *nodes* foi também incluída para possível comparação com os dados da aquisição feita com *Ocean bot-*

Tabela 2 – Parâmetros de aquisição dos dados na Bacia de Santos por meio de streamers

Tempo de registro	4,5 s
Taxa de amostragem	250 Hz
Formato de registro	SEG-Y
Número de cabos	6
Intervalo de grupo	12,5 m
Comprimento do cabo	4000 m
Separação entre cabos	100 m
Número de fontes	2 (flip-flop)
Intervalo de disparo	25 m
Separação entre fontes	25 m

tom nodes (OBN). Apesar de a organização dos dados ser estruturada pelas linhas de navegação, percebe-se que a influência das correntes marítimas na região pode ocasionar um afastamento significativo dos hidrofones ao longo da linha de aquisição dos tiros.

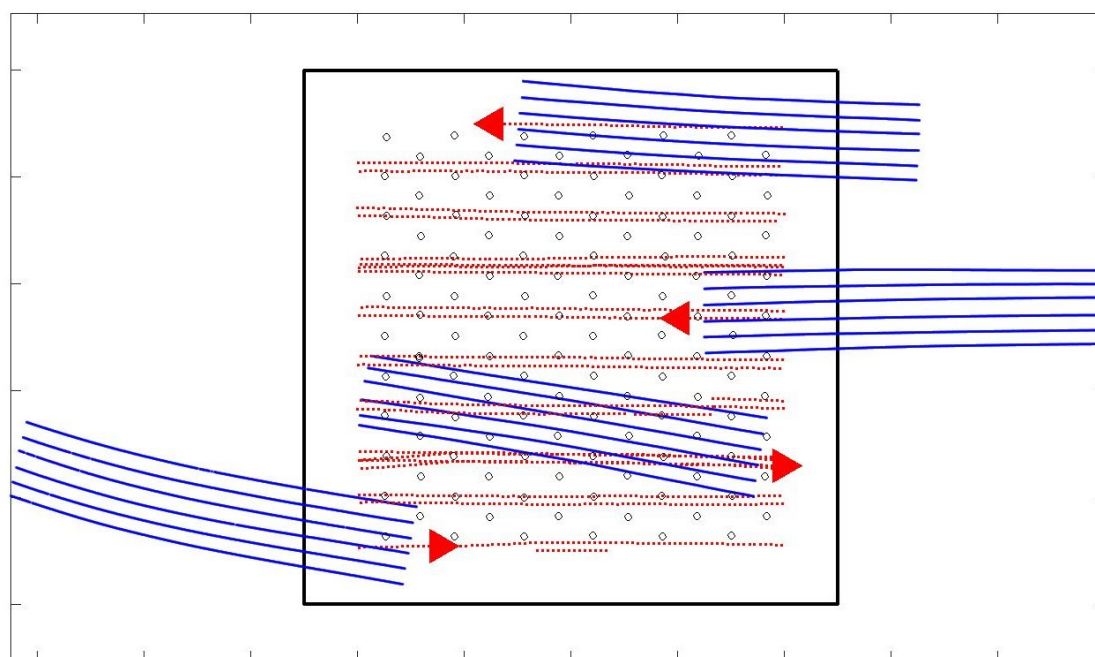


Figura 10 – Disposição dos cabos (azul) ao longo das linhas de tiros (vermelho) para algumas seleções de posição da fonte (triângulo).

Algumas informações da aquisição e processamentos já realizados nos dados sísmicos, podem ser visualizado nas informações gravadas no cabeçalho dos arquivos, apresentadas na Tabela. Com relação aos tratamentos aplicados nos dados, dois grandes conjuntos podem ser verificados: i) um conduzido por terceiros com diversos

processos objetivando a filtragem, e ii) outro realizado pela Petrobras selecionando a região de interesse. Aparentemente, as etapas de processamento aplicadas nos dados sísmicos recebidos são habituais dentro de uma etapa pré-imageamento. Em todo caso, os processos aplicados não necessariamente implicam numa melhora significativa nos dados referentes à região da coluna d'água, caracterizados por contrastes de velocidade muito mais sutis do que os encontrados em estruturas geológicas, e normalmente não são o foco principal do imageamento ou reconstrução das propriedades.

Nas Figuras 11 e 12 diferentes seções dos dados sísmicos agrupados em *Common Shot Gather* (CSG) são apresentadas, considerando algumas combinações de linhas de tiros e *streamers*. Reflexões termohalinas podem ser observadas, em formato de hipérbolas assintóticas à onda direta, no domínio  $t - x$ , principalmente na parte dos dados mais próxima daqueles a onda direta, em praticamente todo o dado mesmo frente à baixa relação sinal/ruído dessas reflexões (com amplitudes menores principalmente nas regiões centrais e mais profundas da coluna d'água). Ainda, verifica-se a existência de ruídos na região da camada oceânica, mesmo depois dos vários processamentos aplicados. A Figura 13 exemplifica estas regiões ruidosas, onde cada ruído possivelmente apresenta uma relação com as seguintes situações: A) ruído do paravane caracterizado pela baixa frequência em *offsets* curtos; B) um residual vertical no domínio  $t - x$  de *swell noise* de baixa frequência, com um possível residual do efeito bolha (com mesma direção e velocidade da onda direta) de baixa frequência; C) ruído de representação hiperbólica em CSG no domínio  $t - x$  de baixa frequência na região mais próxima ao fundo marinho, podendo ser residual do processo de deconvolução do *deghosting*; e D) ruído residual devido a filtragens com alteração de domínio, por exemplo  $\tau - p$ , caracterizado pela presença de eventos inclinados.

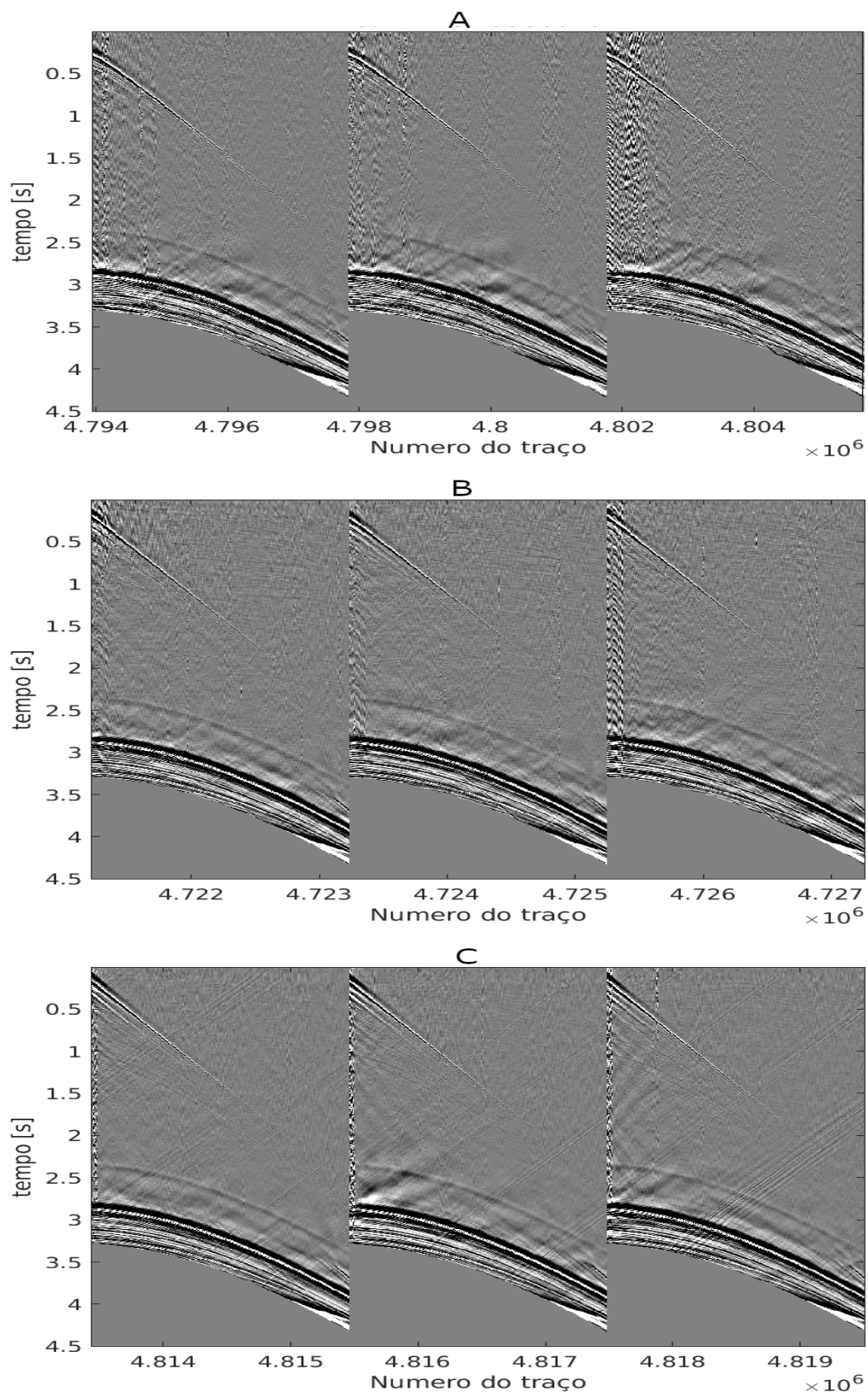


Figura 11 – Seções em CSG dos dados de *streamers* para: o cabo 1 *sail line* 43980076 (A), cabo 2 *sail line* 44100094 (B), e cabo 3 *sail line* 44100100 (C).

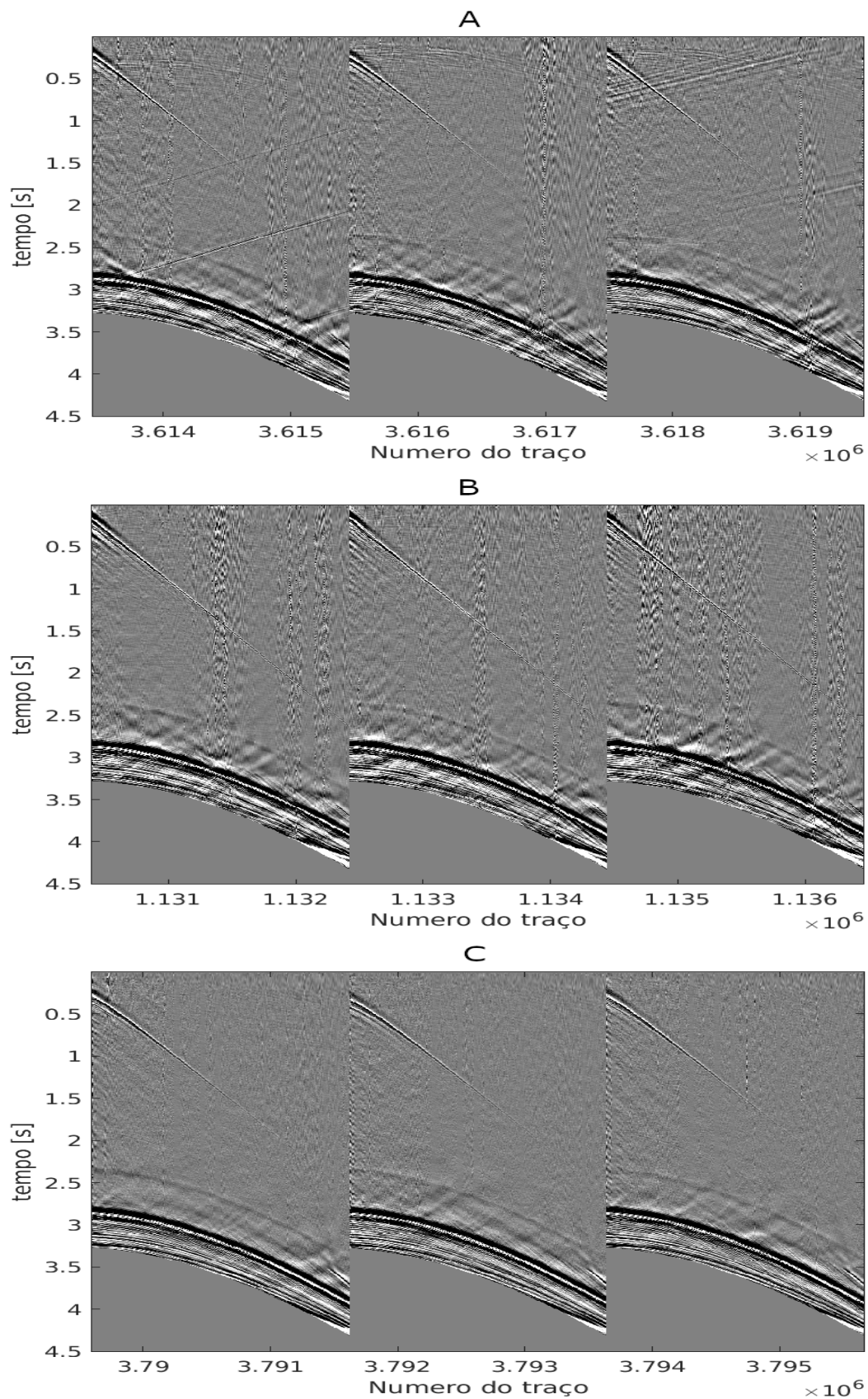


Figura 12 – Seções em CSG dos dados de *streamers* para: o cabo 5 *sail line* 44340580 (A), cabo 4 *sail line* 44220071(B), e cabo 6 *sail line* 44340582 (C).



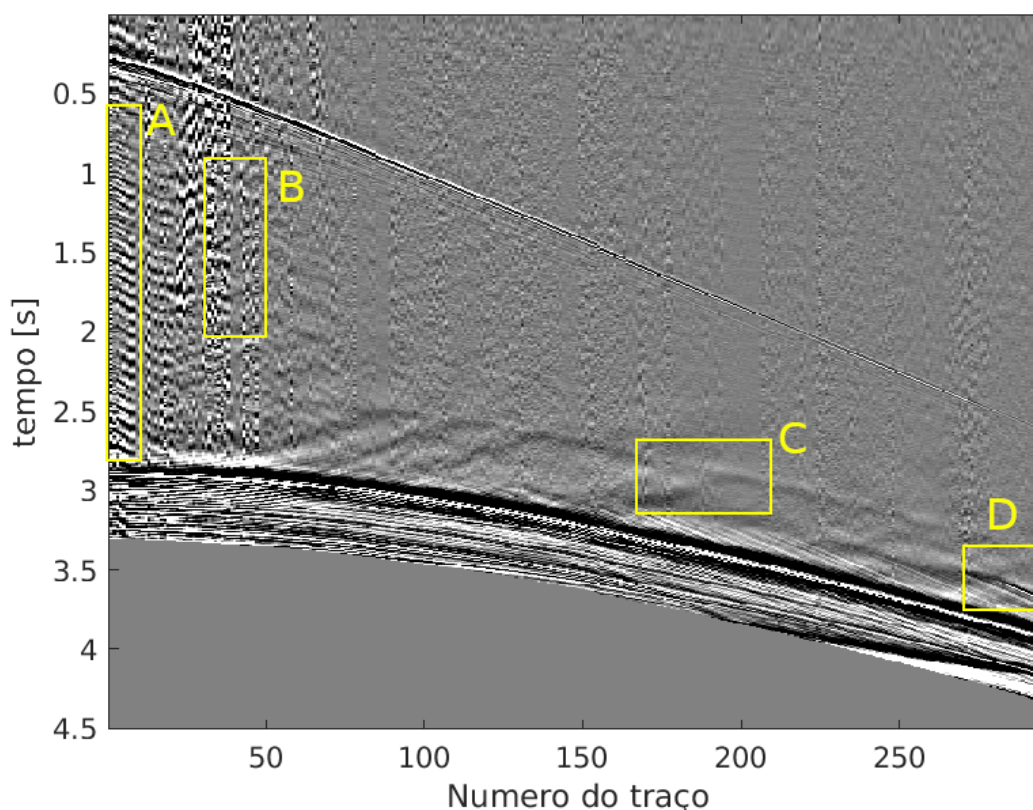


Figura 13 – Dados do cabo 1, tiro 3, *sail line* 43980076, obtidos por *Streamer* em campo representados em CSG com destaque para ruídos. A) ruído do paravane caracterizado pela baixa frequência em *offsets* curtos; B) um residual vertical de *swell noise* de alta frequência, com um possível residual do efeito bolha (que possui a mesma direção e velocidade da onda direta) de baixa frequência; C) ruído de comportamento hiperbólico e baixa frequência na região mais próxima ao fundo marinho, podendo ser residual do processo de deconvolução do *deghosting*; e D) ruído residual devido a filtragens com alteração de domínio, por exemplo  $\tau$ - $p$ , caracterizado pela presença de eventos inclinados.

### 3.2 RE-PROCESSAMENTO DOS DADOS

Baseando-se no fluxograma proposto por Dagnino *et al.* (2017), apresentado na Figura 14 (A), o *workflow* de reprocessamento dos dados sísmicos disponibilizados pela PETROBRAS, é apresentado na Figura 14 (B), agora direcionado para uma posterior inversão voltada à reconstrução das propriedades oceânicas. A este dado “bruto” são aplicados deconvolução no domínio  $f-x$  ( $f-x$  decon) e o *trace mixing* para atenuação de ruídos aleatórios e incoerentes. A etapa seguinte consiste na aplicação de uma correção de *linear move-out* (para alinhamento horizontal da onda direta e do efeito bolha) e posterior decomposição dos dados sísmicos em valores singulares (ou autoimagens - AI). Estas AI são obtidas utilizando uma janela móvel que percorre toda

a dimensão dos traços (PORSANI *et al.*, 2013). Na primeira AI, dado o alinhamento, espera-se uma predominância dos eventos associados à onda direta, efeito bolha e ruído próximo ao assoalho marinho. As informações aqui associadas à onda direta são posteriormente usadas para uma correção de amplitude no processo de inversão. Por outro lado, nas AIs subsequentes, percebe-se um conteúdo do sinal mais associado às reflexões termohalinas (de maior interesse) e ruídos residuais. Nestas últimas, a correção *linear move-out* (LMO) é removida, e então aplica-se a correção *normal move-out* (NMO) com uma velocidade constante igual a 1500m/s (para alinhar as reflexões termohalinas no contradomínio do tempo). Este dado é então filtrado no domínio  $f - k$ , por meio de um filtro aproximadamente gaussiano, objetivando a remoção dos eventos muito distantes da região central do espectro desta imagem (onde em  $k \neq 0$  há eventos bastante desalinhados nesta transformação). Após esta filtragem, a correção NMO é removida, e aplica-se uma correção de amplitude 3D/2D, em função da escolha do método de inversão (2D) considerado no trabalho. As informações da onda direta são então utilizadas para realizar a correção de amplitude nos dados (por regressão linear), com posterior seleção da faixa de *offsets* (aproximadamente  $1000 \leq \text{offsets} \leq 3000$ ) a ser utilizada no processo de inversão.

Quando comparado ao fluxograma proposto por Dagnino *et al.* (2017) verifica-se diferenças devido às naturezas distintas dos dados, já que o dado utilizado por Dagnino *et al.* (2017) é um dado sintético com adições de ruídos realistas e os dados considerados no atual trabalho são dados processados por terceiros, sendo que estes processamentos tiveram objetivos muito distintos daqueles apresentados neste trabalho. As adições dos métodos como  $f - x$  decon, *trace mixing*, correção 3D/2D, correção NMO e correção das amplitudes por regressão linear são justificados pelas essa distinta natureza dos dados.

### 3.2.1 Aplicação do reprocessamento

#### 3.2.1.1 $f - x$ decon e *trace-mixing*

A atenuação de ruídos aleatórios em dados sísmicos pode ser por filtros preditivos tanto no domínio da frequência-espço ( $f - x$ ) como no domínio tempo-espço ( $t - x$ ) (ABMA *et al.*, 1995). Filtros preditivos lineares assumem que o sinal pode ser descrito na forma de um modelo auto-regressivo (AR) (MAKHOUL, 1975). Quando os dados são contaminados por ruídos aleatórios, o sinal é extraído a partir do filtro AR e o ruído é obtido como resíduo (BEKARA *et al.*, 2009). Existem diferentes abordagens voltadas à redução de ruído no domínio  $f - x$  que podem ser consideradas (LIU, G. *et al.*, 2012). Aparentemente, a ideia original surgiu com Canales (1984), desenvolvida mais tarde por Gulunay (1986) com base no trabalho de predição de séries complexas de Treitel (1974). O nome  $f - x$  decon é de fato atribuído por Gulunay (1986), referindo-

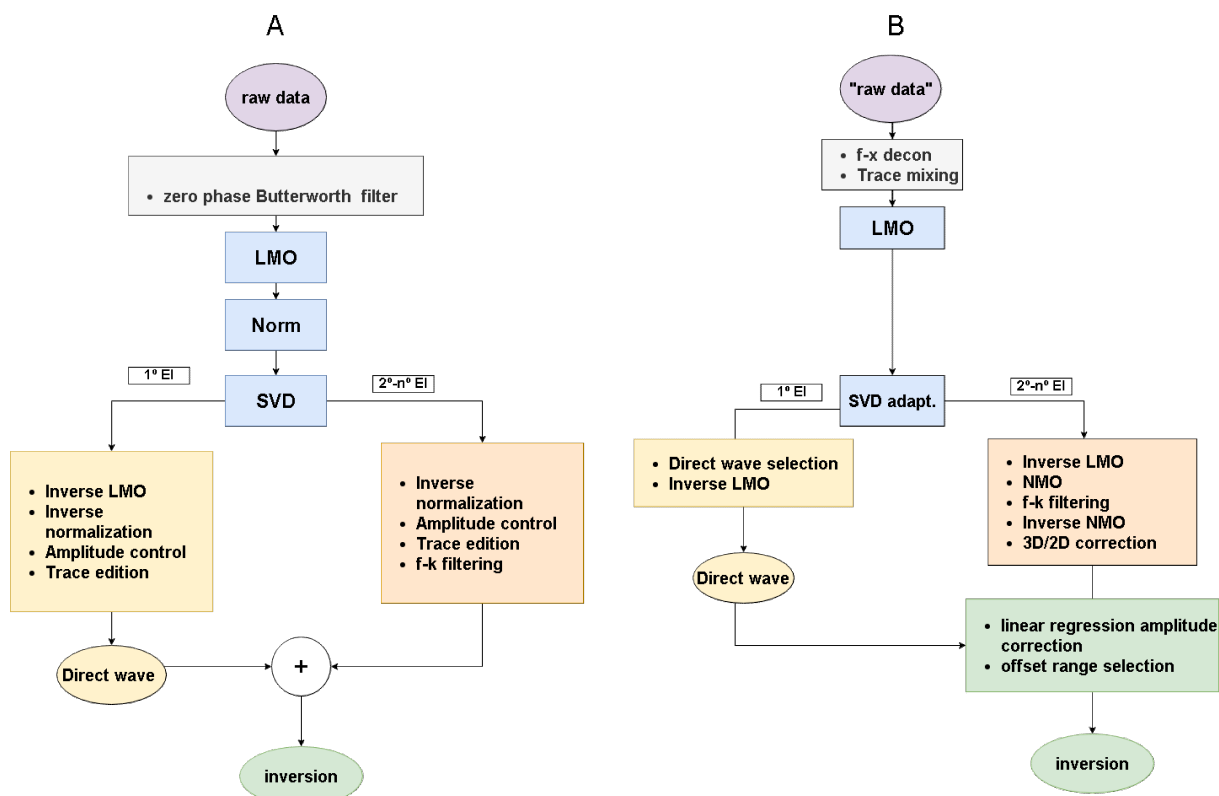


Figura 14 – Comparação entre *Workflow* de processamento de dados proposto por Dagnino *et al.* (2017) (A) e de re-processamento dos dados considerados neste trabalho (B).

se à deconvolução preditiva no domínio  $f - x$ . A referência ao termo deconvolução, entretanto, não é totalmente apropriada (ABMA *et al.*, 1995), pois a princípio se refere à remoção de uma informação conhecida nos dados, enquanto o resultado de interesse no  $f - x$  decon é justamente obter as partes que podem ser linearmente previstas do sinal. Na forma convencional, a predição no domínio  $f - x$  utiliza janelas pequenas no tempo-espaço para evitar que eventos sísmicos tenham um aspecto não-linear no domínio  $t - x$ . O dado é então considerado como sendo linear por partes, e com ruído estacionário no tempo e espaço ao menos dentro da janela.

Em todo caso, partindo-se de uma organização em tiro comum (*common source gather* - CSG), foram selecionadas apenas a parte dos dados associada a tiros pares ou ímpares (dada a alternância dos tiros pela fonte *flip flop*). Neste tipo de agrupamento, alguns artefatos de processamento são discerníveis: I) ruídos de alta amplitude que, na imagem no domínio  $t - x$ , aparecem na vertical (associado a um dado hidrofone), II) ruído de baixa frequência com maior amplitude (na região de menor *offset*), que na imagem no domínio  $t - x$  tem formato linear, e III) ruídos de baixa frequência na região mais próxima do assoalho oceânico. Os tipos (I) e (II) aparecem como ruídos coerentes em CSG nos dados repassados, mas não apresentam o mesmo comportamento (vertical, linear ou hiperbólico) em outras organizações, como no caso do agrupamento

por *offset* comum (COG). Dada esta “incoerência” dos ruídos nos dados organizados em COG, é aplicada neste agrupamento o  $f - x$  decon (CANALES, 1984; LIU, G. *et al.*, 2012) usando a rotina *fx\_decon*<sup>1</sup>, considerando o a faixa de frequências  $0 < f < 125\text{Hz}$  e janelas de tamanho 5 amostras.

Subsequentemente, aplica-se o *trace mixing*<sup>2</sup> com os pesos [1,3,7,3,1], sendo o peso 7 para o traço central e os pesos 3 e 1 para os 2 traços vizinhos. Estes valores garantem melhor remoção dos ruídos residuais, considerando variações de tamanhos da janela (3, 5 e 7 traços) e algumas combinações de pesos. A ideia do *trace mixing* parte da consideração de que existe pouca variação entre as propriedades do meio na horizontal, e portanto entre os traços vizinhos em uma determinada região dos dados, possibilitando a aplicação de uma média ponderada no mesmo *common offset* de um grupo de tiros, e eventual construção de um traço com menos ruído aleatório. Testes da aplicação destes métodos, considerando alternâncias na aplicação entre agrupamentos de *offset* comum (*common offset gather* - COG) e receptor comum (*common receiver gather* - CRG), foram inicialmente investigadas (LEAL *et al.*, 2021), mas foram posteriormente mantidas apenas no domínio COG, considerando a geração de artefatos durante este processamento com a alternância de domínios.

As influências destas etapas em um mesmo dado sísmico são apresentadas nas Figura 15 e 16, para ambas as linhas selecionadas (L4410B094 e L4410C100), considerando uma seção CSG resultante e os espectros resultantes da transformada discreta de Fourier 2D da imagem. Os resultados mostram que a deconvolução no domínio  $f - x$ , e subsequente uso do *trace mixing*, são eficientes na remoção da maior parte dos ruídos residuais incoerentes (o ruído de comportamento vertical no domínio  $t - x$ , e os ruídos de baixa frequência próximo ao fundo do oceano). A persistência de ruídos associados ao *swell noise*, o efeito bolha, e o artefato que acompanhando a região próxima ao fundo oceânico (e aparece em todo o dado) é esperada pela maior coerência entre traços que estes eventos possuem em relação à parte incoerente.

### 3.2.1.2 SVD adaptativo

Na literatura envolvendo a Oceanografia Sísmica, uma forma aparentemente habitual de remoção da onda direta consiste na aplicação de métodos de decomposição não janelados. Entretanto, estes podem resultar em uma remoção não efetiva da onda direta ou impactar as reflexões termohalinas mais próximas à superfície do oceano, onde normalmente ocorrem as maiores variações das propriedades físicas do ambiente marinho. Por este motivo, foram investigadas formas alternativas de separação/atenuação da onda direta, resultando na escolha de uma filtragem SVD (*Singular Value Decomposition*) adaptativa (PORSANI *et al.*, 2010). De modo geral, na decom-

<sup>1</sup> Função *fx\_decon* dentro do pacote SeismicLab (<http://seismic-lab.physics.ualberta.ca/>)

<sup>2</sup> Função *tracemix* dentro do pacote SeismicLab (<http://seismic-lab.physics.ualberta.ca/>)



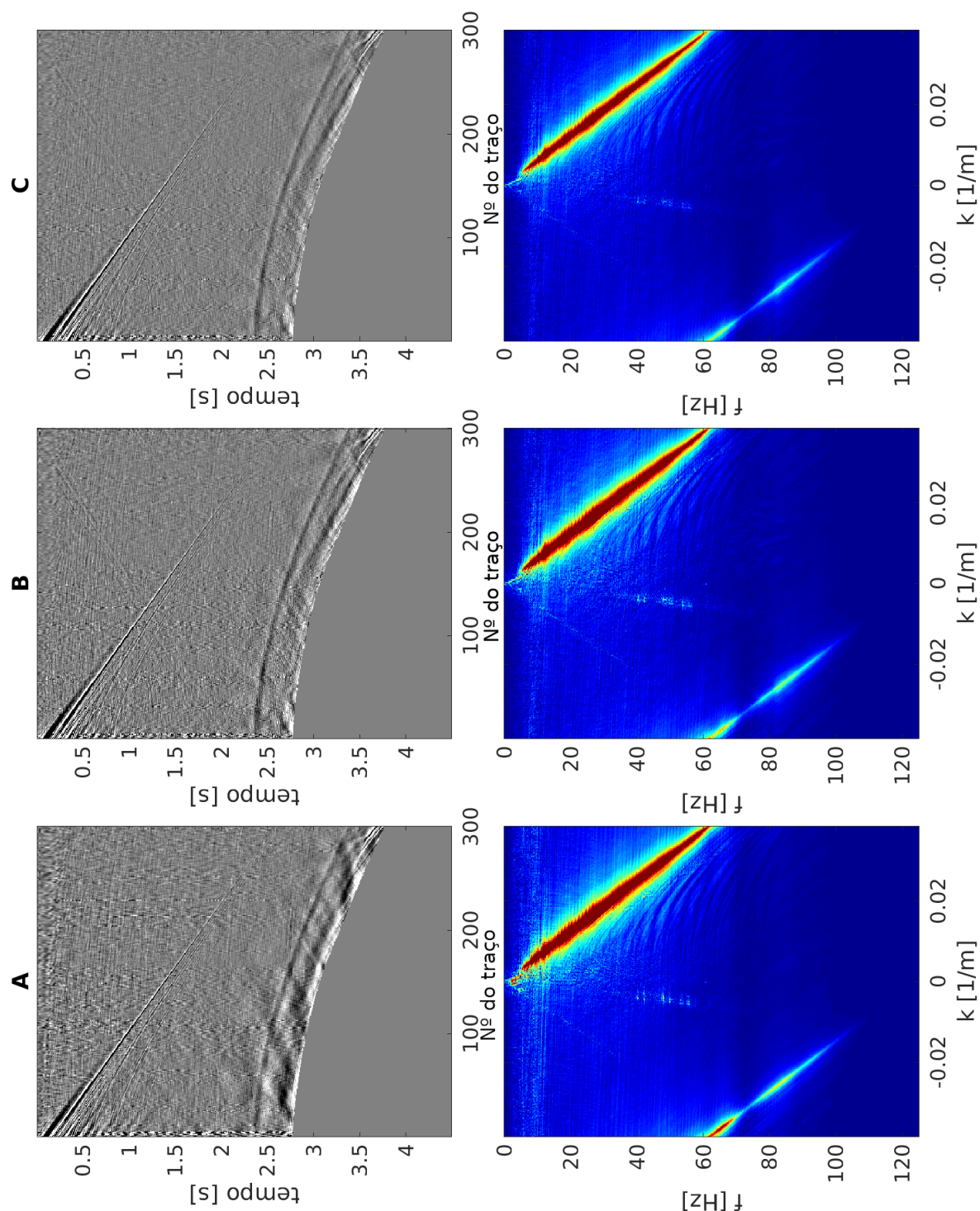


Figura 15 – Influência das etapas  $f - x$  decon e *trace mixing* para remoção do ruído aleatório nos dados da linha L4410B094, considerando: A) seção CSG original do dado, B) CSG obtido depois da aplicação do  $f - x$  decon em agrupamento COG, C) posterior aplicação do *trace-mixing*. No topo são exibidos os CSG resultantes de cada processo, na parte de abaixo os espectros da transformada discreta de Fourier 2D correspondentes, com os limites de amplitudes fixados em [0..0,5].

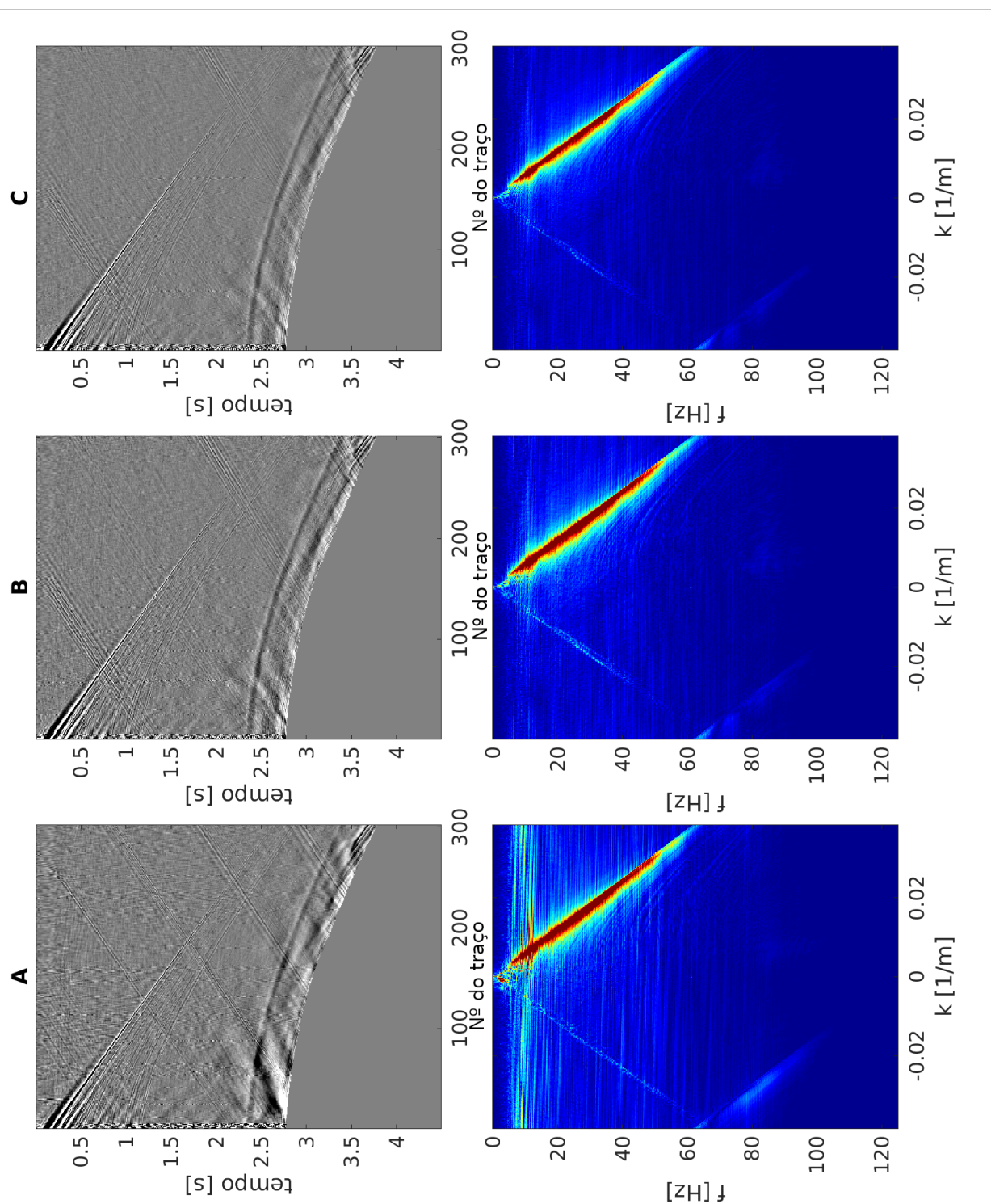


Figura 16 – Influência das etapas *f – x* decon e *trace mixing* para remoção do ruído aleatório nos dados da linha L4410C100, considerando: A) seção CSG original do dado, B) CSG obtido depois da aplicação do *f – x* decon em agrupamento COG, C) posterior aplicação do *trace-mixing*. No topo são exibidos os CSG resultantes de cada processo, na parte de abaixo os espectros da transformada de Fourier 2D correspondentes, com os limites de amplitudes fixados em [0..0,5].

posição em valores singulares uma matriz  $\mathbf{A} \in \mathbb{R}^{m \times n}$  de posto  $r$  pode ser decomposta em três matrizes  $\mathbf{U} \in \mathbb{R}^{m \times m}$ ,  $\mathbf{\Sigma} \in \mathbb{R}^{m \times n}$  e  $\mathbf{V} \in \mathbb{R}^{n \times n}$ , sendo  $\mathbf{U}$  e  $\mathbf{V}$  ortogonais e  $\mathbf{\Sigma}$  diagonal,

$$\mathbf{A} = \mathbf{U}\mathbf{\Sigma}\mathbf{V}^T, \quad (38)$$

sendo

$$\mathbf{U}^T\mathbf{U} = \mathbf{I} ; \mathbf{V}^T\mathbf{V} = \mathbf{I} ; \mathbf{\Sigma} = \text{diag}(\sigma_1, \dots, \sigma_r), \quad (39)$$

Os valores singulares de  $\mathbf{A}$  são representados por  $\sigma_j$ , de forma que  $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \dots \geq \sigma_r > 0$ . Considerando a aproximação de um matriz  $\mathbf{A}$  por outra de menor posto  $\mathbf{B}$ , se  $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \dots \geq \sigma_r > 0$  são os valores singulares de  $\mathbf{A}_{m \times n}$ , então para cada  $k < r$ , a distância de  $\mathbf{A}$  para a matriz  $\mathbf{B}$  de posto  $k$  mais próxima é dada por

$$\sigma_{k+1} = \min_{\text{rank}(\mathbf{B})=k} \|\mathbf{A} - \mathbf{B}\|_2. \quad (40)$$

A aplicação deste conceito para filtragem de ruídos pode ser encontrada, por exemplo, em Meyer (2001). Analisando a razão sinal-ruído no dado a partir da decomposição de uma matriz  $\mathbf{A}_{m \times n}$

$$\mathbf{A} = \mathbf{U}\mathbf{\Sigma}\mathbf{V}^T = \sum_{i=1}^r \sigma_i \mathbf{u}_i \mathbf{v}_i^T = \sum_{i=1}^r \sigma_i \mathbf{Z}_i, \quad (41)$$

denotando a razão sinal-ruído (*signal-to-noise ratio*) por

$$\text{SNR}(\sigma_1 \mathbf{Z}_1) \geq \text{SNR}(\sigma_2 \mathbf{Z}_2) \geq \dots \geq \text{SNR}(\sigma_r \mathbf{Z}_r), \quad (42)$$

a decomposição SVD pode ser considerada de forma similar a uma expansão em modos de Fourier, na qual  $\sigma_j$  é interpretado como a proporção de  $\mathbf{A}$  situada na direção de  $\mathbf{Z}_j$ .

Em muitas aplicações a contaminação de ruído em  $\mathbf{A}$  é aleatória, no sentido de que o ruído é distribuído aproximadamente uniforme entre os diferentes  $\mathbf{Z}_j$ 's. Ao eliminar os termos de menor valor singular, uma pequena parte do sinal total é perdida, contudo, de maior ruído (menor coerência).

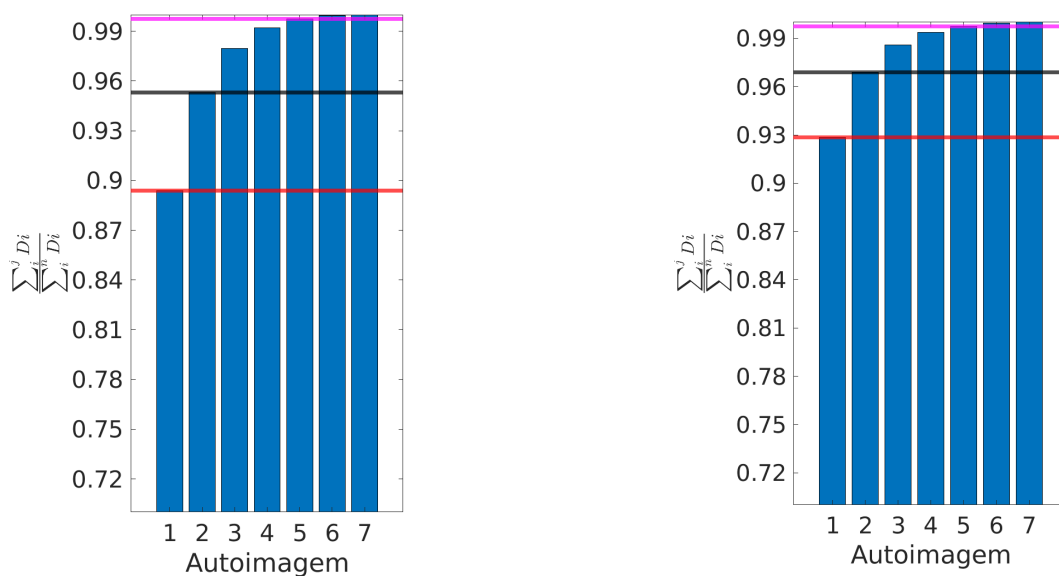
Na abordagem utilizada, as componentes dos valores singulares de um determinado elemento (uma amostra) dentro de um traço são estimadas via uma decomposição SVD aplicada em uma pequena janela (3x3, 5x5, 7x7) [amostras espaciais x amostras temporais], que vai sendo deslocada em  $t$  e em  $x$ . Esta abordagem pode ser vista como um método de filtragem multicanal em que cada traço filtrado guarda um grau de coerência com os traços vizinhos, preservando relações de amplitude, fase e correlação espacial dos eventos sísmicos. Entretanto, para um melhor efeito do filtro na separação da onda direta, uma correção *linear move-out* (LMO) é aplicada nos dados agrupados em tiro comum (CSG), buscando o maior alinhamento temporal da onda direta, enquanto o caráter hiperbólico é aproximadamente mantido nos demais eventos. Nos dados de *streamers* considerados, o SVD adaptativo é utilizado em uma pequena

janela móvel de tamanho fixo 7x7, deslocada horizontalmente e verticalmente ao longo do dado com correção LMO e normalização traço a traço pela máxima amplitude da onda direta. Esta normalização tem por objetivo suavizar as amplitudes da onda direta melhorando o efeito da decomposição em valores singulares na região.

O aspecto do sismograma após a correção LMO é exemplificado na Figura 18 e 19, em que é possível observar que o alinhamento temporal ocorre também em alguns ruídos residuais verificados anteriormente nos dados. O efeito da decomposição SVD, após a correção LMO, é exemplificado nas Figuras 20 e 21. Nas primeiras autoimagens ( $A_i = \sigma_i \mathbf{Z}_i$ ), percebe-se que foram extraídas: i) a onda direta, ii) o ruído de paravane, iii) parte do efeito bolha, e iv) parte dos artefatos próximo ao assoalho oceânico (presentes ao longo de todo o dado). A presença de reflexões termohalinas, entretanto, não é verificada, sustentando assim a indicação desta ferramenta para extração da onda direta em processamentos que procuram manter as reflexões termohalinas. Nas autoimagens restantes, é observada a presença das reflexões termohalinas e ruídos que não possuíam comportamento no domínio  $t - x$  similar à onda direta, como, por exemplo, o ruído residual do *swell noise* e para a linha L04410C100 ruídos, representados por regiões inclinadas em  $t - x$ , ressaltados no espectro  $f - k$  na região de número de onda negativo. Os respectivos espectros de cada autoimagem são também apresentados, evidenciando uma menor amplitude, mas com maior complexidade nos componentes de frequência ao longo das autoimagens.

A norma cumulativa ( $|\sum_{i=1}^j \sum_{i=1}^j \sigma_i \mathbf{Z}_i| / |\sum_{i=1}^7 \sigma_i \mathbf{Z}_i|$ ), apresentada nas Figuras 17a e 17b, das amplitudes verificadas em cada ponto da imagem pode ser usada como métrica para estimativa da contribuição gradual de sucessivas inclusões dessas autoimagens. De modo geral, observa-se que as amplitudes das primeiras autoimagens equivalem a algo em torno de 93% das apresentadas na imagem original. Subseqüentes contribuições ( $\sum_{i=2}^6 \sigma_i \mathbf{Z}_i$ ), contendo reflexões termohalinas, representaram um percentual menor, de cerca de 4% das amplitudes.





(a) Norma cumulativa das amplitudes das autoimagens da linha L4410C0100.

(b) Norma cumulativa das amplitudes das autoimagens da linha L4410B094.

Figura 17 – Norma cumulativa das amplitudes das autoimagens das linhas sísmicas, linha vermelha representa a primeira autoimagem, linha preta a segunda autoimagem e linha rosa a quinta autoimagem.

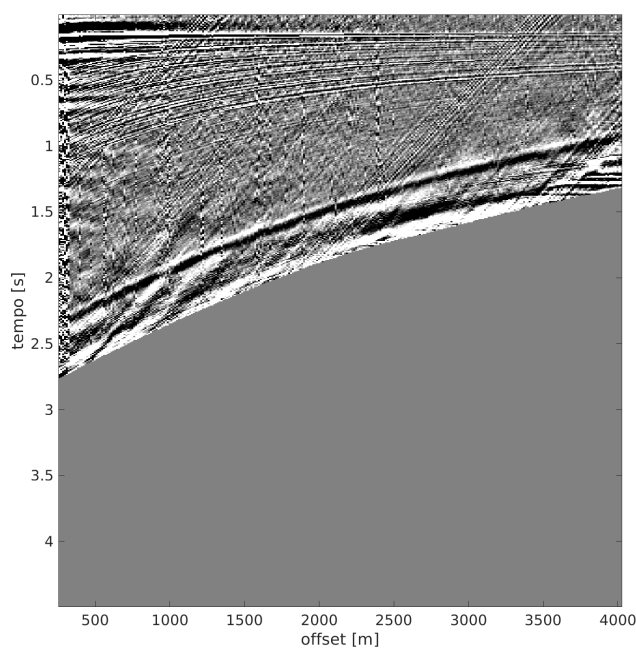


Figura 18 – Correção *linear move-out* aplicada a um agrupamento de tiro comum (CSG) da linha L4410C0100.

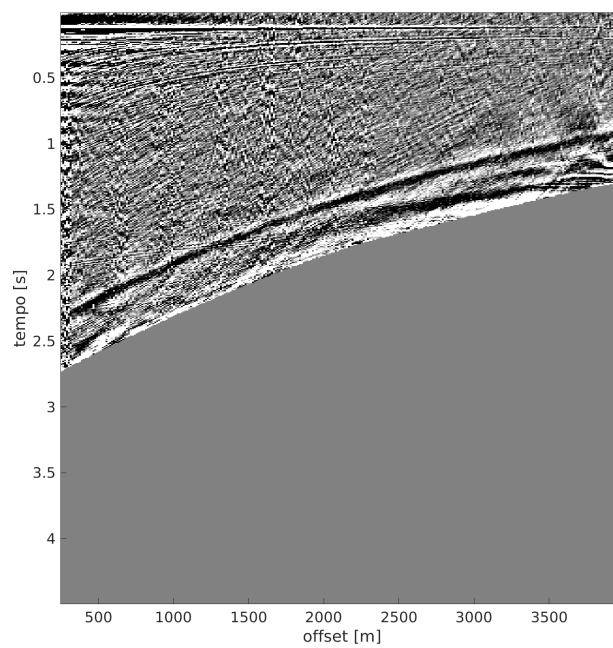


Figura 19 – Correção *linear move-out* aplicada a um agrupamento de tiro comum (CSG) da linha L4410B094.

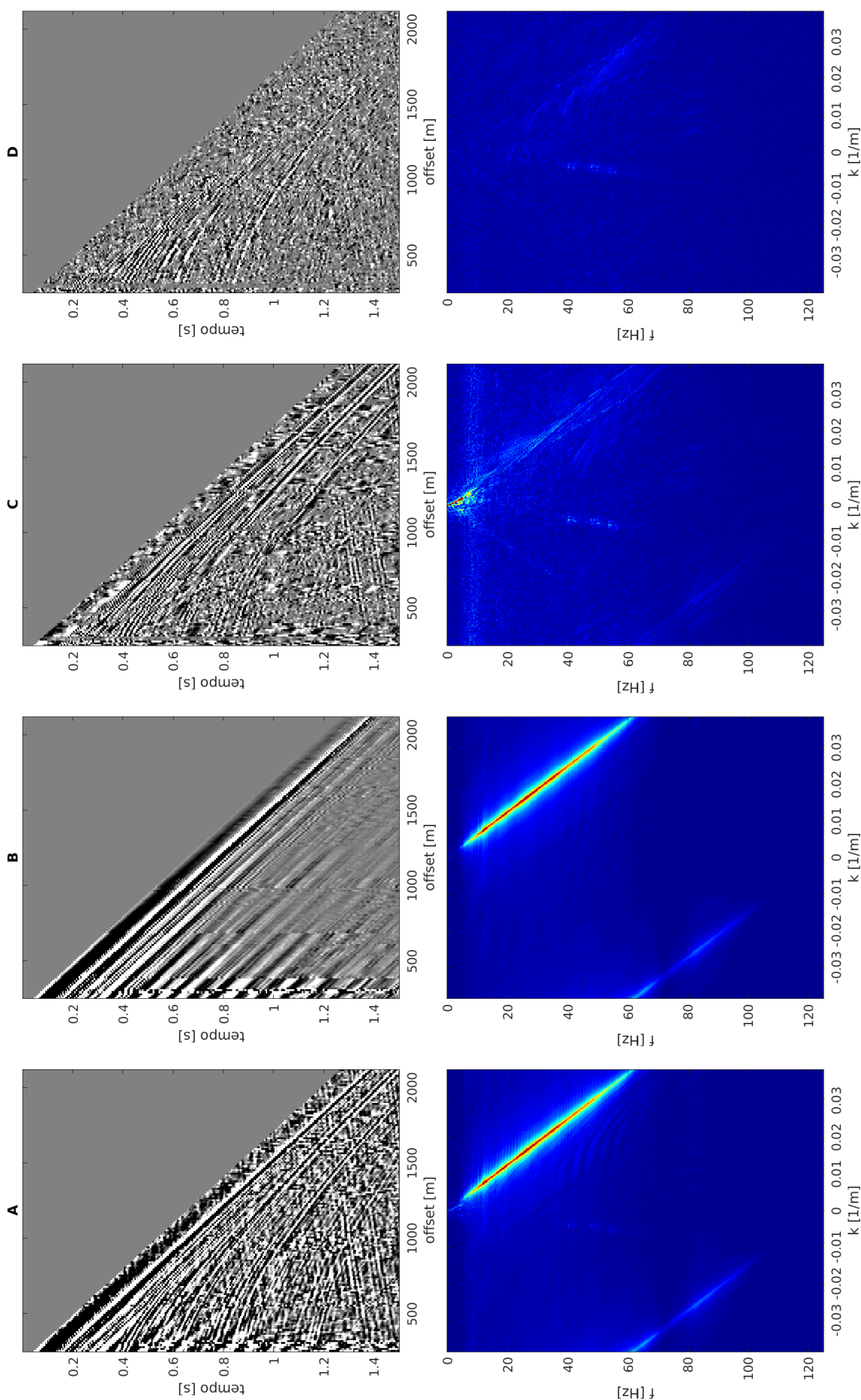


Figura 20 – Influência das etapas *f – x decon + trace mixing* e reconstrução das autoimagens para remoção da onda direta dos dados da linha L4410B094, A) seção CSG resultante do *f – x decon + trace mixing*, B) reconstrução da 1ª autoimagem, C) reconstrução da 2ª autoimagem, e D) reconstrução da 3ª autoimagem. No topo são exibidos o aspecto do CSG, na parte inferior os espectros de Fourier 2D correspondentes, com os limites de amplitudes fixados em [0 – 0,5].



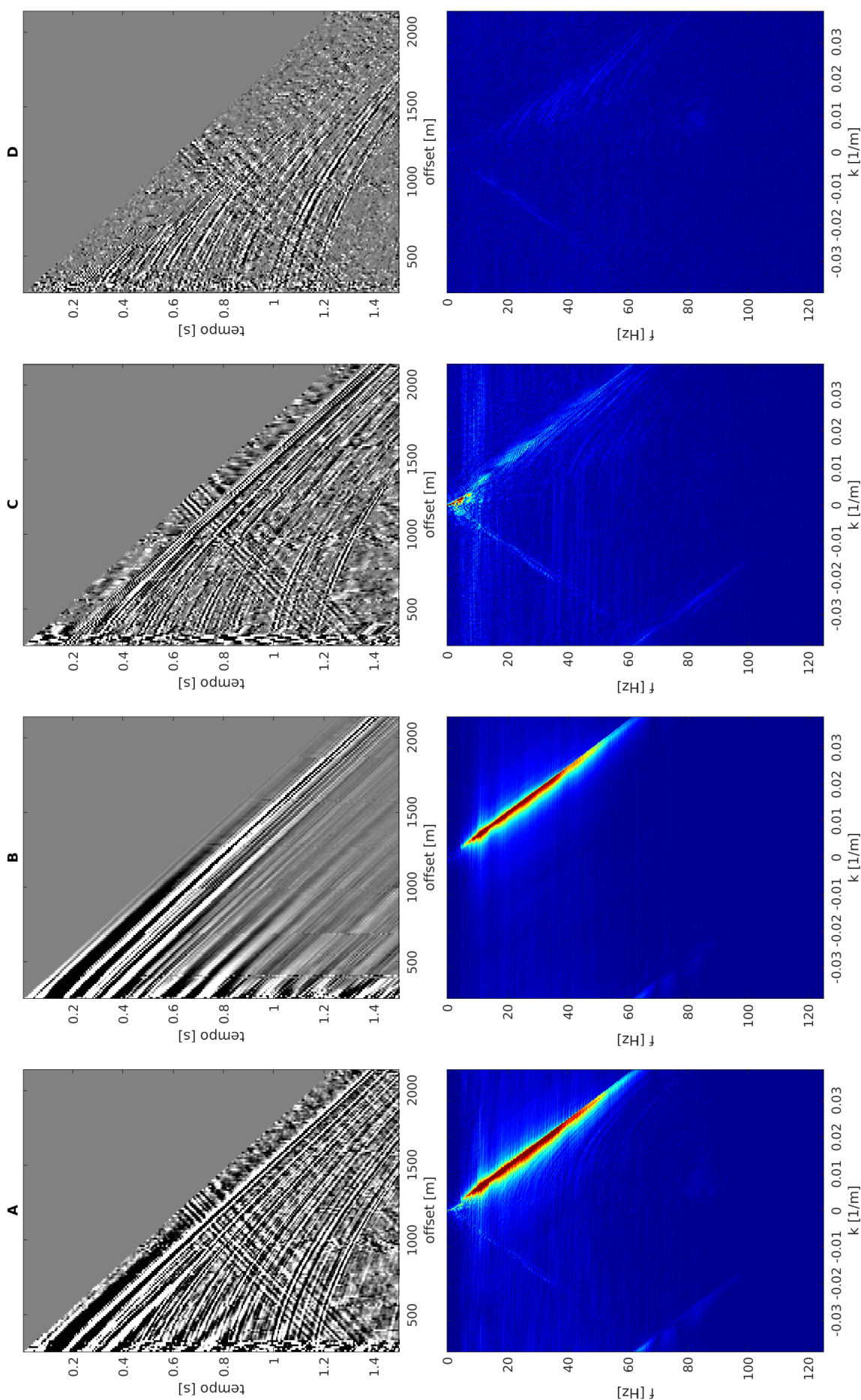


Figura 21 – Influência das etapas  $f-x$  decon + trace mixing e reconstrução sequencial das autoimagens para remoção da onda direta dos dados da linha L4410C100, A) seção CSG resultante do  $f-x$  decon + trace mixing, B) reconstrução da 1<sup>a</sup> autoimagem, C) reconstrução da 2<sup>a</sup> autoimagem, e D) reconstrução da 3<sup>a</sup> autoimagem. No topo são exibidos o aspecto do CSG, na parte inferior os espectros de Fourier 2D correspondentes, com os limites de amplitudes fixados em [0 – 0,5].

### 3.2.1.3 NMO e filtragem $f - k$

Conforme se verifica na Figura 14, o processamento seguinte é direcionado para o aumento da coerência espaço-temporal das reflexões termohalinas, com eventual remoção de ruídos residuais. Para isso é utilizada também a filtragem no domínio  $f-k$ . Contudo, esta é realizada após aplicação de uma correção *normal move-out* (com velocidade constante 1500m/s) na família de tiro comum, no intuito de (aproximadamente) horizontalizar as reflexões hiperbólicas, agora mais concentradas na região próxima ao número de onda nulo ( $-0,004 \leq k \leq 0,004$ ). Dados fora desta pequena janela no domínio  $k$  são descartados, e uma suavização é realizada por uma convolução do espectro  $f - k$  com uma janela triangular de 5 amostras em todo o domínio, conservando assim apenas os eventos de comportamento hiperbólicos com velocidade próxima a 1500m/s, removendo ruídos com  $k$  elevando (nesta transformação) e/ou eventos muito discrepantes das reflexões esperadas.

O impacto desta filtragem é apresentado em mais detalhes nas Figuras 22 e 23, associadas às linhas sísmicas de interesse. Observa-se que a filtragem foi eficiente na conservação da amplitude das reflexões nos domínios  $t - x$  e  $f - k$ . A remoção dos eventos não hiperbólicos em  $t - x$  em CSG foi apropriada, removendo os eventos de número de onda negativo, ruídos horizontais em  $f - k$  (10 a 20Hz) e ruídos aleatórios em todo domínio.

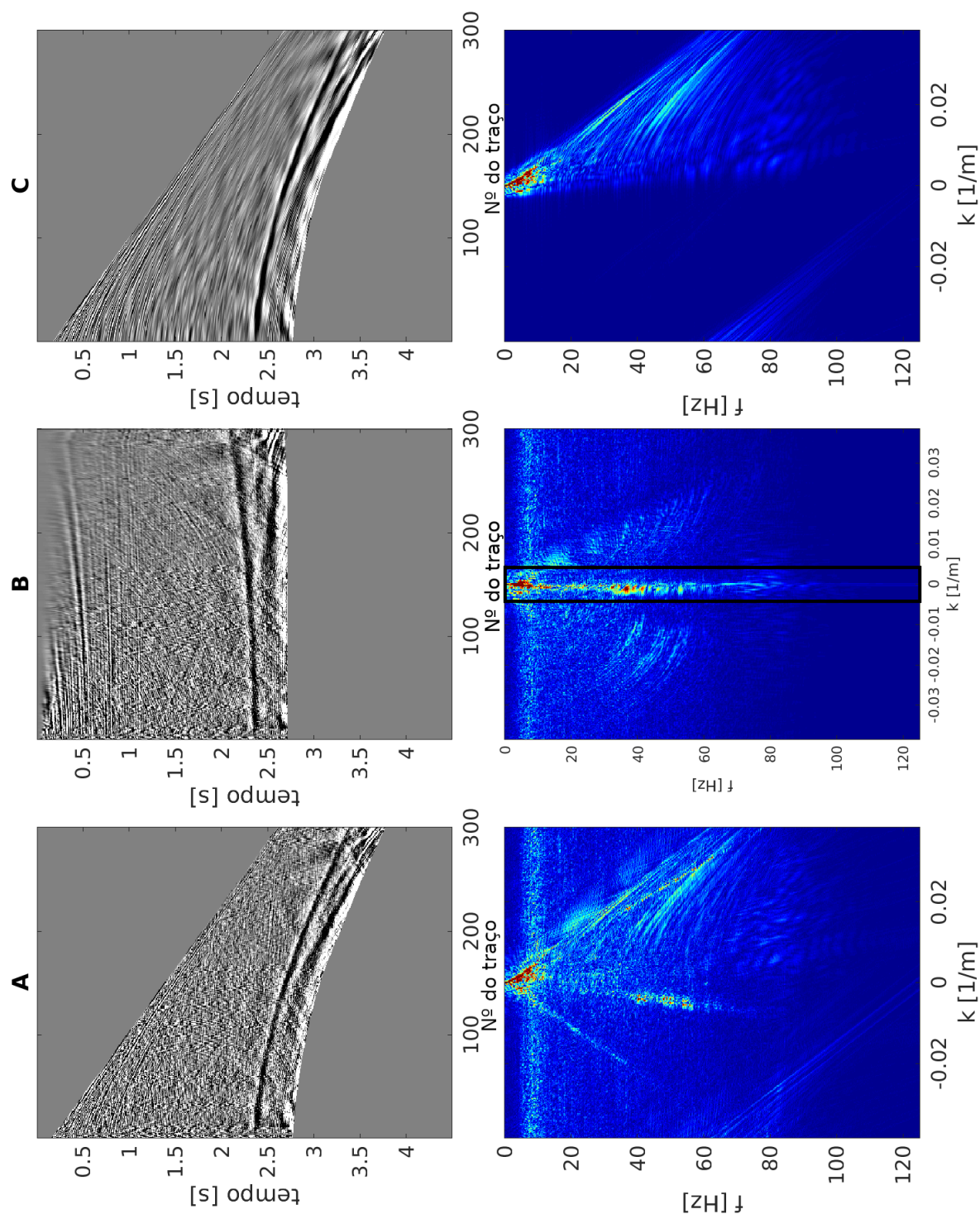


Figura 22 – Influência da correção NMO e aplicação do filtro gaussiano para aumento da coerência espaço-temporal e remoção de ruídos residuais nos dados da linha L4410B094: A) seção CSG composta pelas AIs de 2 até 6, B) correção NMO a velocidade de 1500m/s, C) resultado após a aplicação do filtro gaussiano localizado na região  $k = 0\text{m}^{-1}$ . No topo são exibidos o aspecto do CSG, na parte inferior os espectros da transformada discreta de Fourier 2D correspondentes, com os limites de amplitudes fixados em  $[0 - 0,5]$ .



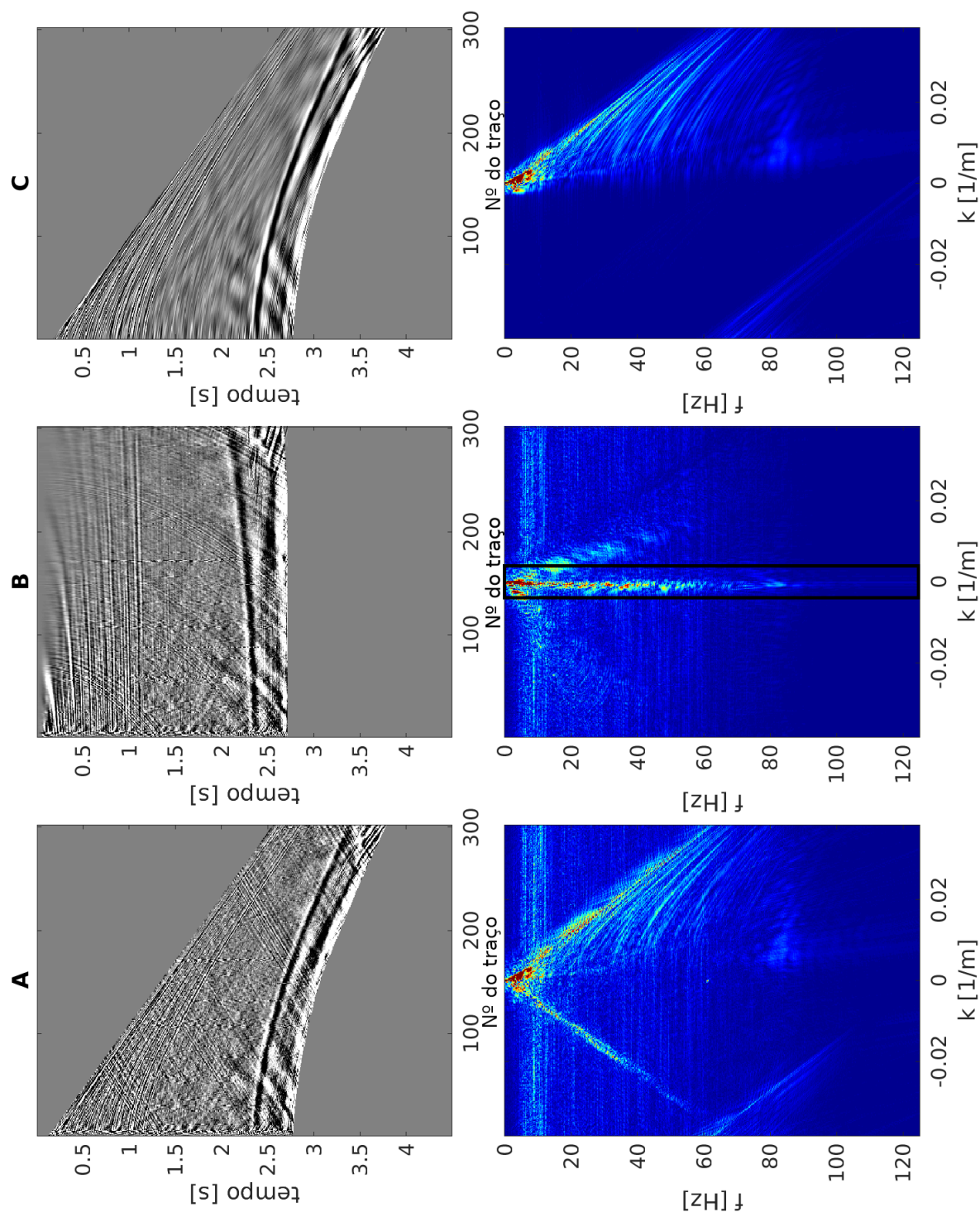


Figura 23 – Influência da correção NMO e aplicação do filtro gaussiano para aumento da coerência espaço-temporal e remoção de ruídos residuais nos dados da linha L4410C100: A) seção CSG composta pelas AIs de 2 até 6, B) correção NMO a velocidade de 1500m/s, C) resultado após a aplicação do filtro gaussiano localizado na região  $k = 0\text{m}^{-1}$ . No topo são exibidos o aspecto do CSG, na parte inferior os espectros da transformada discreta de Fourier 2D correspondentes, com os limites de amplitudes fixados em  $[0 - 0,5]$ .

### 3.2.1.4 Correção 3D/2D

Dadas as diferenças entre a inerente natureza 3D dos dados sísmicos de levantamentos reais e a modelagem do problema direto (2D) considerada neste trabalho, uma correção da amplitude dos dados se faz necessária na etapa de preparação dos dados para o problema inverso. Considerando aproximações das funções de Green para meio homogêneo com velocidade constante, encontra-se a seguinte relação entre a função de Green 2D e 3D (PEREIRA-DIAS *et al.*, 2015),

$$G_{2D}(\mathbf{r}, t) = \sqrt{2\pi\sigma} \left[ \frac{H(t)}{\sqrt{t}} * G_{3D}(\mathbf{r}, t) \right], \quad (43)$$

em que  $\sigma = c\mathbf{r}$  para um meio com velocidade  $c$  e distancia  $\mathbf{r}$ , que pode ser obtido por análise de velocidade ou a partir de medições *in-situ*. O efeito desta correção nos dados é exemplificado na Figura 24, sendo observado um aumento das amplitudes nos maiores afastamentos e reflexões mais tardias. No domínio  $f - k$ , este ganho é observado principalmente nas baixas frequências, bastante influenciado pelo artefato identificado na região próxima ao fundo oceânico.

### 3.2.1.5 Correção de amplitudes por regressão linear

Ao analisar a Figura 25, para os tiros analisados as similaridades entre o dado observado e o dado calculado são de difícil observação, pois apresentam características e formas de oscilações distintas. Para o dado calculado em todas as frequências e tiros há um aumento da amplitude com o afastamento, o que é falso para o dado observado. Além disso, o campo de pressão sonora para o dado observado tem um comportamento aleatório independente da frequência observada.

Para fazer a comparação entre os tiros em cada iteração do FWI então foi utilizada a onda direta (Figura 25), pois apesar de ter um maior decaimento de amplitude, o comportamento oscilatório é conservado para as diferentes frequências e tiros. A comparação e correção da amplitude dos dados foi feita utilizando regressão linear descrita por Brenders *et al.* (2007). Essa correção consegue corrigir a amplitude do dado observado para ser comparado ao dado calculado e ter um decaimento similar nas regiões de maior similaridade. Os parâmetros são obtidos por regressão linear do logaritmo do valor absoluto como uma função do afastamento. Para cada dado é obtido uma reta,  $ax + b$  para o dado sintético e  $a'x + b'$  para o dado observado. A função  $f(x)$  que descreve essa correção é dada por:

$$f(x) = e^{(a-a')x} e^{(b-b')}. \quad (44)$$

O efeito dessa correção para uma família de tiros comuns é ilustrado na Figura 26. Observa-se que a correção foi capaz de compensar as amplitudes do dado observado tornando-a comparável ao dado calculado. Ao se comparar os dados, há uma maior



diferença de amplitude para afastamentos menores que 1200 metros (linha preta a esquerda) e afastamentos maiores de 3000 metros (linha preta a direita). Deste modo, para inversão, foi escolhida a região entre 1200 a 3000 metros de afastamento.

### 3.2.1.6 Análise tempo-frequência e seções empilhadas

A transformada *synchrosqueezing wavelet* é um método de análise de tempo-frequência que é útil para analisar sinais multicomponentes com modos oscilantes. Entende-se que estes sinais podem ser representados pelo somatório de  $A_i(t)e^{2\pi\varphi(t)}$ , sendo  $A_i$  e  $\varphi(t)$  funções “lentamente”-variáveis. A transformada *wavelet* e outros métodos de análise linear de tempo-frequência decompõem esses sinais em seus componentes correlacionando o sinal com uma espécie de dicionário de átomos de tempo-frequência (MALLAT, 1999). A transformada *synchrosqueezed* busca melhor concentrar a energia do sinal em seu respectivo componente de frequência, preservando sua resolução no tempo (DAUBECHIES *et al.*, 2011). A Figura 27 apresenta resultados desta transformação aplicados a alguns traços selecionados das linhas de interesse. Nestes, percebe-se que nos instantes iniciais de cada traço, uma maior amplitude do sinal está localizada próxima de 15 Hz (linha amarela), sendo perto de 3s (na região mais próxima ao assoalho marinho) a energia em 60 Hz.

Além disto, uma comparação das seções empilhadas, em velocidade constante de 1500m/s, antes e após a aplicação do processo de filtragem, é apresentada na Figura 28. Pode ser observado que o procedimento realizado parece adequado na extração das reflexões termohalinas, conservando a amplitude do sinal e removendo a maior parte do sinal associado à onda direta, bolhas e ruídos aleatórios. Mesmo com estas aparentes melhorias, apenas uma região do dado, com *offsets* mais distantes da fonte ( $1200\text{m} < x < 3000\text{ m}$ ) é selecionado para aplicação do método de inversão.

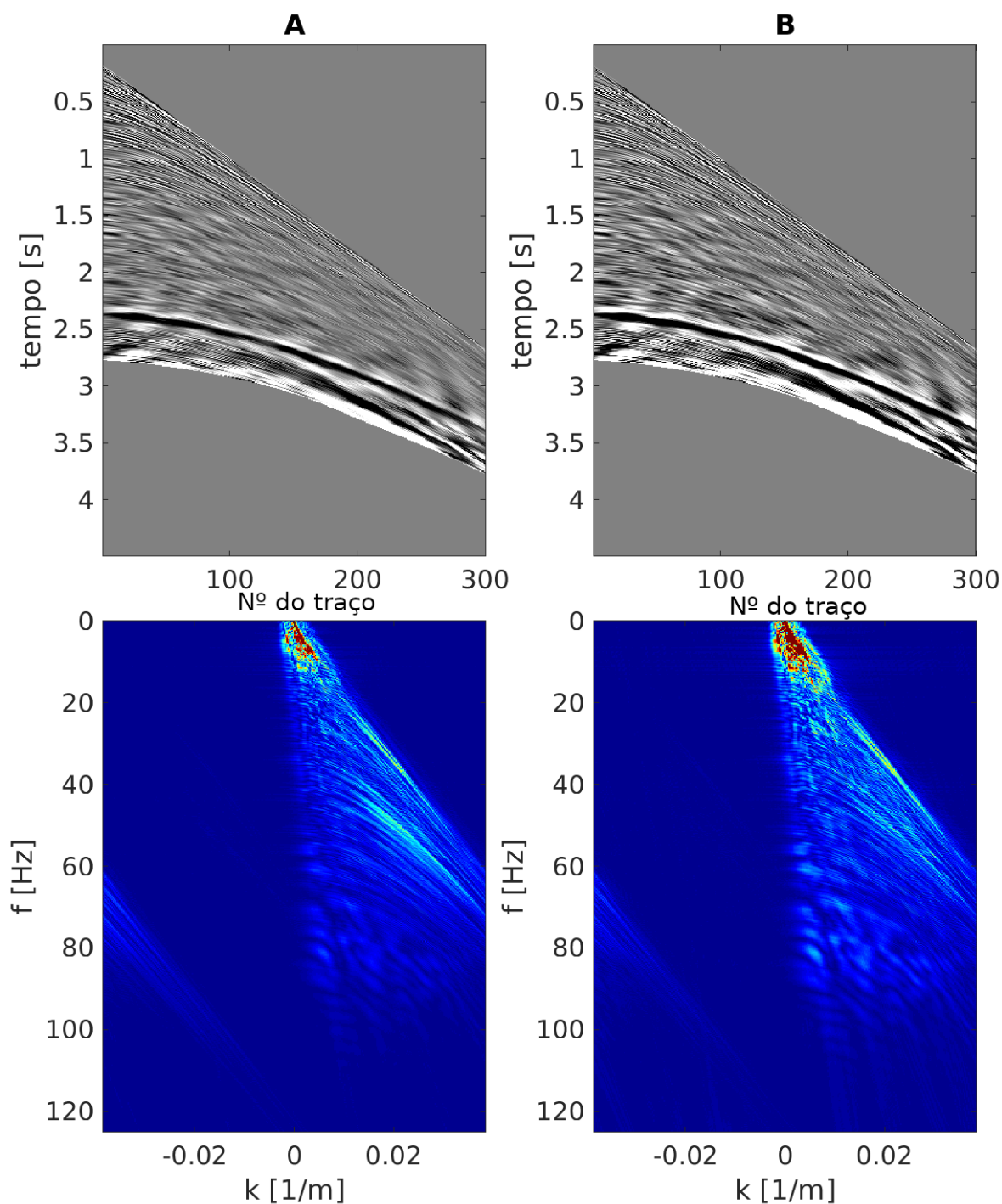


Figura 24 – Comparação entre um CSG da linha L4410B09 antes e após correção de amplitude 3D/2D, (A) antes da correção, B) após correção de amplitude 3D/2D.

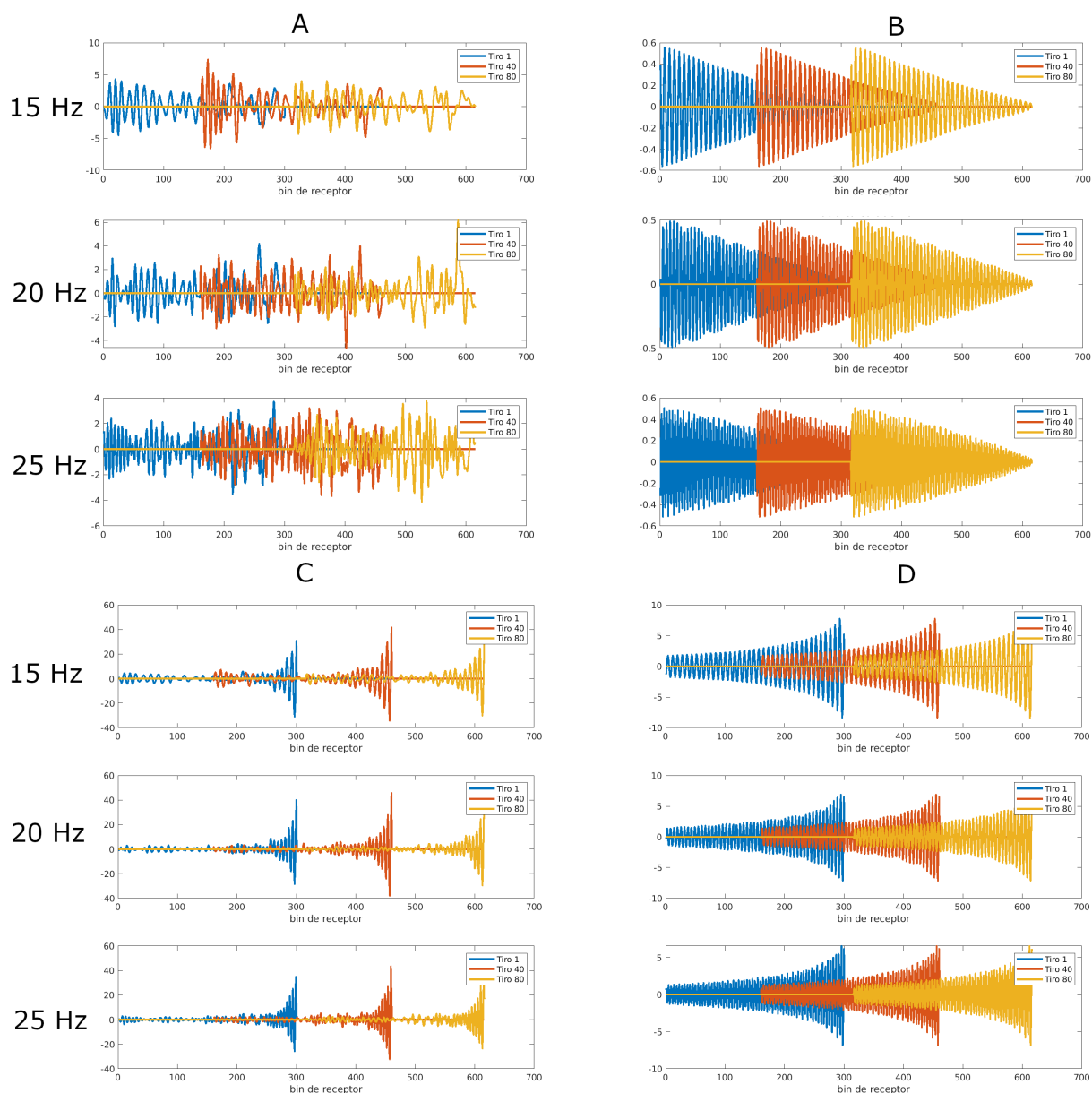


Figura 25 – Comparação entre família de tiro comum (CSG) para as frequências de 15 Hz, 20 Hz e 25 Hz para o dado observado sem a onda direta (A), dado calculado sem a onda direta (B), dado observado com a onda direta (C) e dado calculado com a onda direta (D).

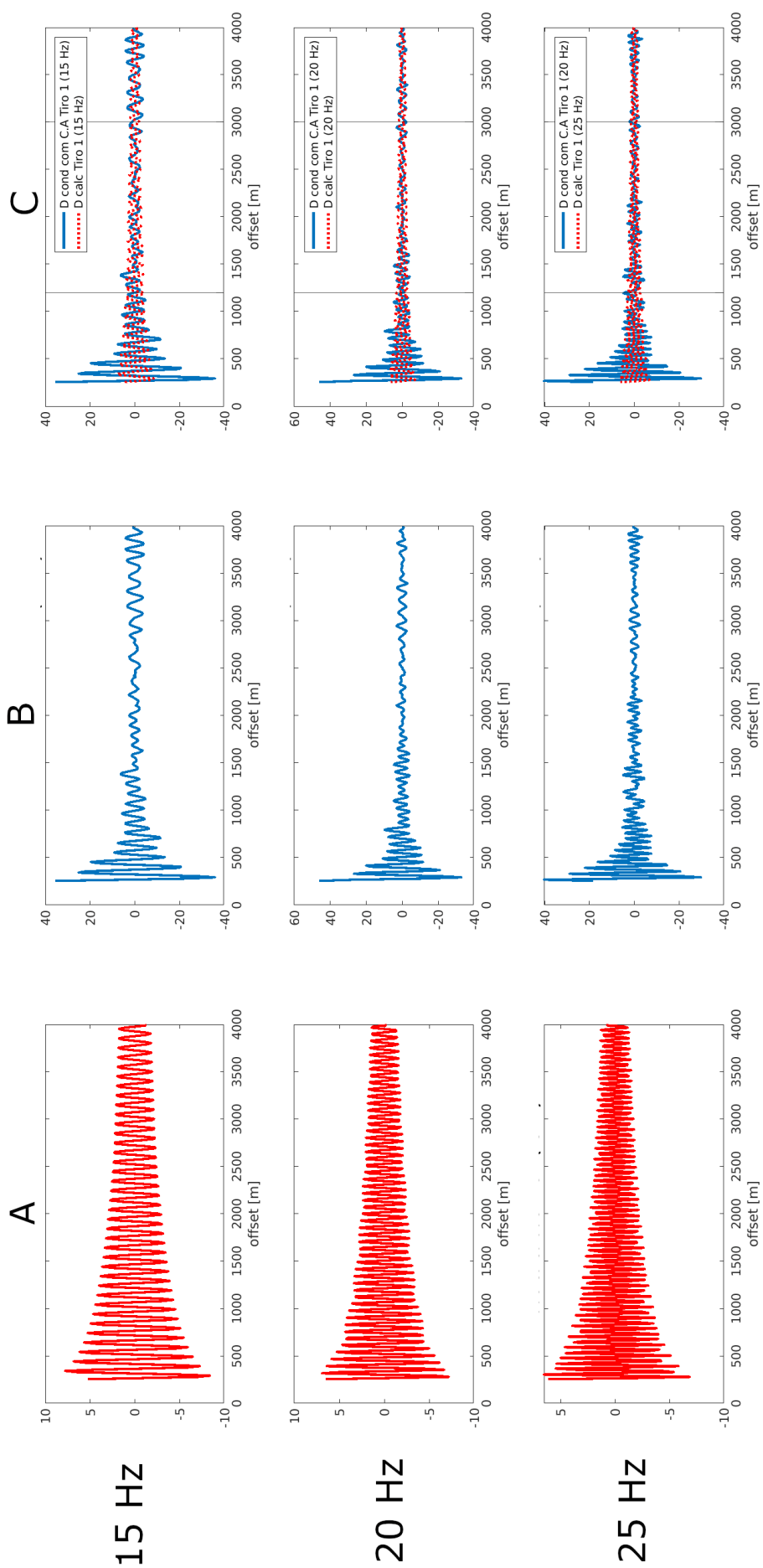


Figura 26 – Comparação entre família de tiro comum para as frequências de 15 Hz, 20 Hz e 25 Hz para o dado observado com a onda direta após correção de amplitude (B) e dado calculado com a onda direta (A), sobreposição entre o dado com correção de amplitude e dado calculado em (C). Os afastamentos delimitados pelos valores de 1200m (linha vertical a esquerda) e 3000m (linha vertical a direita) foram os selecionados para o processo de inversão.

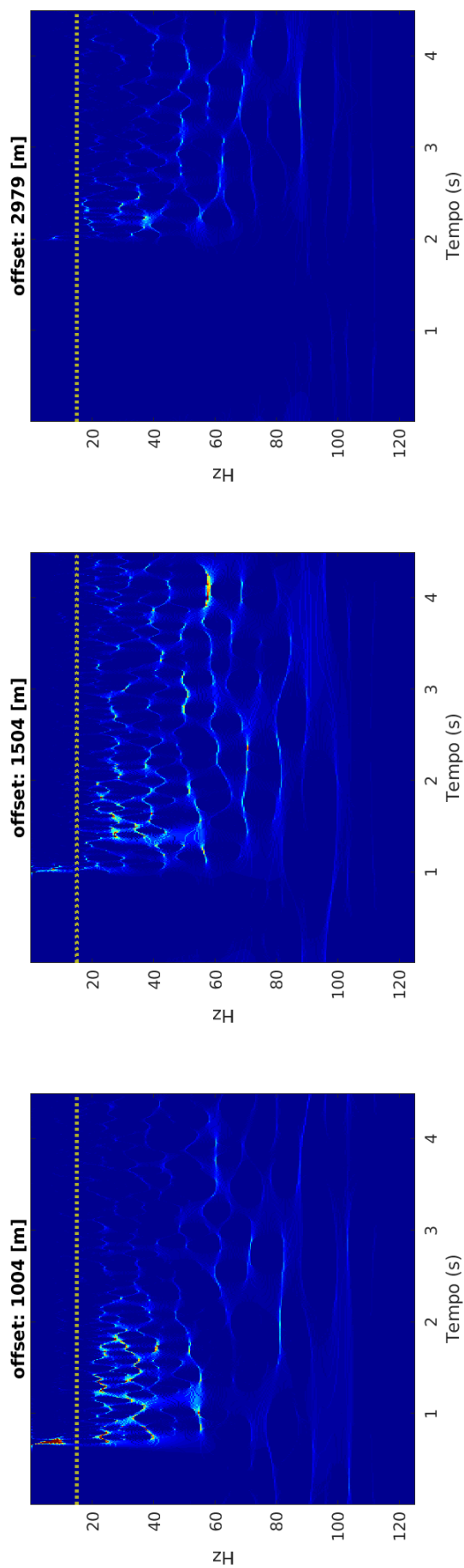


Figura 27 – Transformada *synchrosqueezing wavelet* de traços de uma família de tiro comum. Linha amarela em 15 Hz.

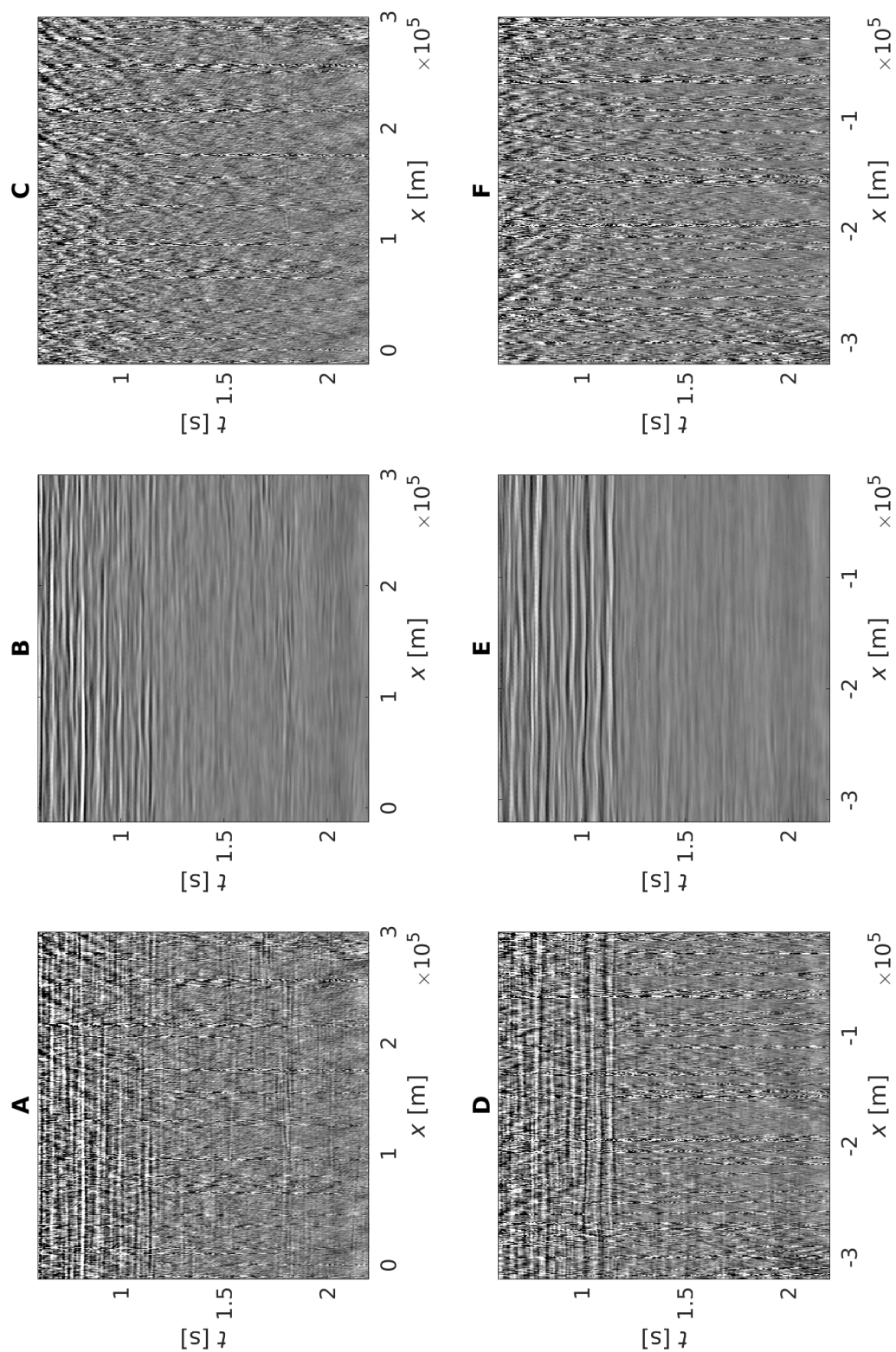


Figura 28 – Seções empilhadas com os dados “brutos” (A) da linha L4410B094 e (C) da linha L4410C100 , dados tratados (B) da linha L4410B094 e (E) da linha L4410C100, diferença entre os dados “brutos” e tratados (C) da linha L4410B094 e (F) da linha L4410C100 .

## 4 INVERSÃO DA FORMA DE ONDA COMPLETA

Os estudos voltados à aplicação de técnicas de inversão, para estimativa das propriedades oceânicas a partir de dados sísmicos são aqui descritos. Na Seção 4.1 é apresentado o *workflow* de inversão utilizado. As diferentes aplicações do FWI utilizadas nesse trabalho são apresentações na Seção 4.2, a reconstrução para dados de *streamers* baseada nos desenvolvimentos mais recentes encontrados na literatura envolvendo Oceanografia Sísmica, aplicados em dados sintéticos e dados reais.

### 4.1 WORKFLOW

Um método de inversão para obtenção do campo de velocidade do som a partir de dados sísmicos de *streamers* é aqui proposto. Neste caso, considerou-se a utilização do campo de onda direto e adjunto para o cálculo do gradiente dos resíduos da função objetivo, obtidos com a aproximação de Born no domínio da frequência (VIRIEUX *et al.*, 2009). Os códigos utilizados no trabalho podem ser encontrado no site oficial do laboratório *Seismic Laboratory of Imaging and Modeling* (SLIM) da Georgia Tech ( <https://github.com/SINBADconsortium/SLIM-release-apps>).

O *workflow* da Figura 29 apresenta a sequência de etapas realizadas para a estimativa do campo de velocidade do som por meio da inversão com os dados sísmicos. Na abordagem adotada, esta sequência é repetida em sucessivas faixas de frequência (em ordem crescente), caracterizando uma abordagem multifrequência, para reconstrução de uma imagem final do campo de velocidades. De modo geral, estas etapas são classificadas da seguinte forma:

- **Problema direto:** para uma dada entrada do modelo de velocidade  $\mathbf{m}_k$ , calcula-se a resposta acústica  $G_{\text{calc}}$  para uma fonte pontual  $\delta(\vec{x} - \vec{x}_s)$  (sendo  $x_s$  a posição da fonte), com o operador de Helmholtz  $\mathbb{H}$ ,

$$G_{\text{calc}}(\mathbf{m}_k, \omega) = \mathbb{H}^{-1} \delta(\vec{x} - \vec{x}_s); \quad (45)$$

- **Estimativa da assinatura da fonte:** utilizando o dado calculado  $d_{\text{calc}}$  e o dado observado  $d_{\text{obs}}$  é estimada a assinatura da fonte por meio de uma projeção entre os dados e a assinatura da fonte (sendo  $G_{\text{calc}}$  a função de Green calculada no modelo inicial  $\mathbf{m}_0$  e  $d_{\text{obs}}(\omega)$  o dado observado),

$$s = \frac{\langle G_{\text{calc}}(\mathbf{m}_k, \omega) | d_{\text{obs}}(\omega) \rangle}{\langle G_{\text{calc}}(\mathbf{m}_k, \omega) | G_{\text{calc}}(\mathbf{m}_k, \omega) \rangle}; \quad (46)$$

- **Gradiente:** é estimado o gradiente  $\nabla J$  utilizando a correlação entre o campo de pressão sonora do problema direto e a solução do problema adjunto, no qual os resíduos são usados como fonte:

$$\nabla J = \sum_{i=1}^{N_\omega} \sum_{s=1}^{N_s} \Re \left[ \left[ \mathbb{H}_i^{-1} \mathcal{S}_s \right]^\top \left[ \frac{\partial \mathbb{H}_i}{\partial m_l} \right]^\top \left[ \mathbb{H}_i^{-1} \left( \mathcal{I} \Delta d_{i,s}^* \right) \right] \right], \quad (47)$$

sendo  $N_\omega$  o número de frequências,  $N_s$  o número de fontes,  $\mathcal{I}$  o operador que distribui o resíduo espacialmente no modelo gerando uma fonte adjunta,  $\mathcal{S}_s$  a  $s$ -ésima fonte,  $H_i$  o  $i$ -ésimo operador de Helmholtz para a  $i$ -ésima frequência e  $\Delta d_{i,s}$  o resíduo para a  $s$ -ésima fonte e  $i$ -ésima frequência;

- **Cálculo da Hessiana aproximada:** obtém-se a Hessiana aproximada  $B_{k+1}^{-1}$  utilizando os gradientes e modelos de velocidade, com o método L-BFGS

$$B_{k+1}^{-1} = \left( I - \frac{qy^\top}{y^\top q} \right) B_k^{-1} \left( I - \frac{yq^\top}{y^\top q} \right) + \frac{qq^\top}{y^\top q} \quad (48)$$

sendo

$$q = \mathbf{m}_{k+1} - \mathbf{m}_k, \quad y = \nabla J(\mathbf{m}_{k+1}) - \nabla J(\mathbf{m}_k). \quad (49)$$

- **Direção de busca e tamanho do passo:** a direção é definida pelo produto entre a Hessiana e o gradiente, sendo então obtido o tamanho do passo pelas condições de Wolfe. Conforme introduzido na Seção 2.4
- **Atualização do modelo  $\mathbf{m}$ :** caso ocorra convergência o ciclo é fechado, se não, o modelo  $\mathbf{m}_k$  corrente é utilizado como entrada para próxima iteração

$$\mathbf{m}_{k+1} = \mathbf{m}_k + p^k, \quad (50)$$

sendo  $p^k = -[B^k]^{-1} g^k$ ,  $g^k = \nabla J(\mathbf{m}_k)$ .



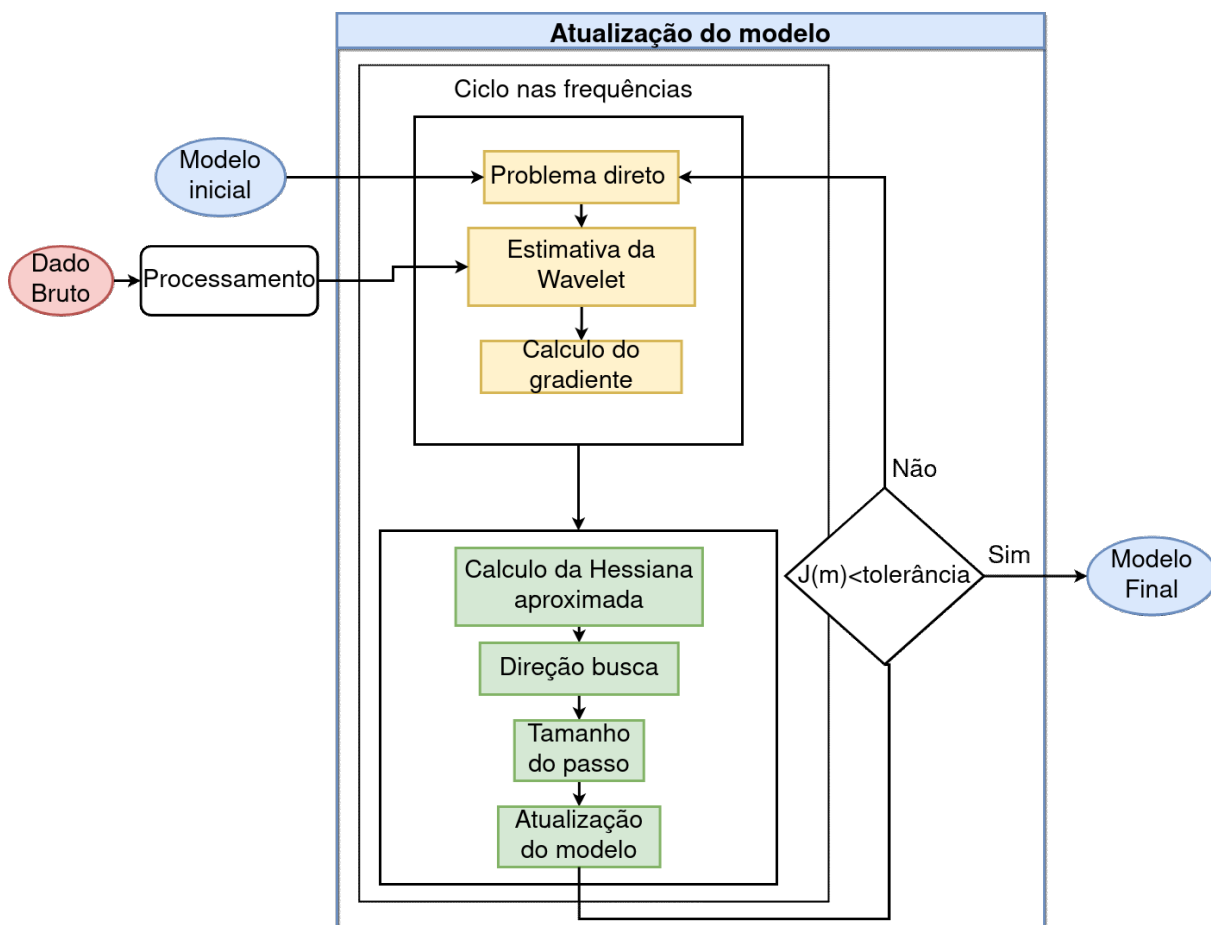


Figura 29 – *Workflow* proposto para inversão com dados de *streamers* para reconstrução do campo de velocidades do som na camada d'água.

## 4.2 APLICAÇÕES DO MÉTODO

### 4.2.1 Dados Sintéticos

O método é aplicado a um perfil de velocidade conhecido, contendo a estrutura oceânica *Meddie* da região do Golfo de Cadiz (Figura 30). Os parâmetros utilizados na inversão são apresentados na Tabela 3. Ao todo, os dados gerados no problema direto foram gerados 71 tiros (espaçados em 100m), e 301 receptores por tiro (espaçados em 12,5m). A malha foi construída de modo a garantir a estabilidade numérica da solução do problema direto com uma amostragem espacial de 20 metros.

gm

Tabela 3 – Parâmetros utilizados na inversão dos dados sintéticos.

Domínio:	dimensões	13000 x 1650 m <sup>2</sup>
Fonte:	$f$ (central) da <i>wavelet</i> Ricker	15 Hz
	intervalos	100 m
	profundidade	15 m
	quantidade	71
	dimensões da PML em x e z	600 m
Receptores para diferentes modelos iniciais:	intervalo	12,5 m
	profundidade	15 m
	quantidade	301
Receptores para diferentes freq. iniciais:	comprimento	4000 m
	intervalo	12,5 m
	<i>offset</i> mínimo	240 m
	profundidade	15 m

#### 4.2.1.1 Diferentes modelos iniciais

Para os testes preliminares, três modelos iniciais do campo de velocidades são considerados: 1) um modelo de velocidade constante (média), 2) um modelo de duas camadas (2L) com a menor velocidade aplicada na parte superior, e 3) um modelo considerando apenas uma variação de velocidade com a profundidade (1D). Em todos os casos, abordagens multi-frequência foram feitas em 4 faixas de frequências (2,5 a 3,5 Hz; 5,5 a 6,5 Hz; 9,5 a 10,5 Hz; 12 a 13 Hz) espaçadas em 0.5Hz, tendo 300 iterações por faixa de frequência utilizando o método L-BFGS. O dado observado  $d_{obs}$  no domínio da frequência foi gerado utilizando o modelo original de velocidade, sem suavizações. Os resultados são apresentados na Figura 32, indicando uma dependência do resultado com o modelo inicial. Neste caso, os melhores resultados são obtidos pelo modelo 1D. Ainda, a capacidade de convergência superior encontrada nas baixas frequências pode ser verificada na Figura 31. De modo geral, a primeira faixa de

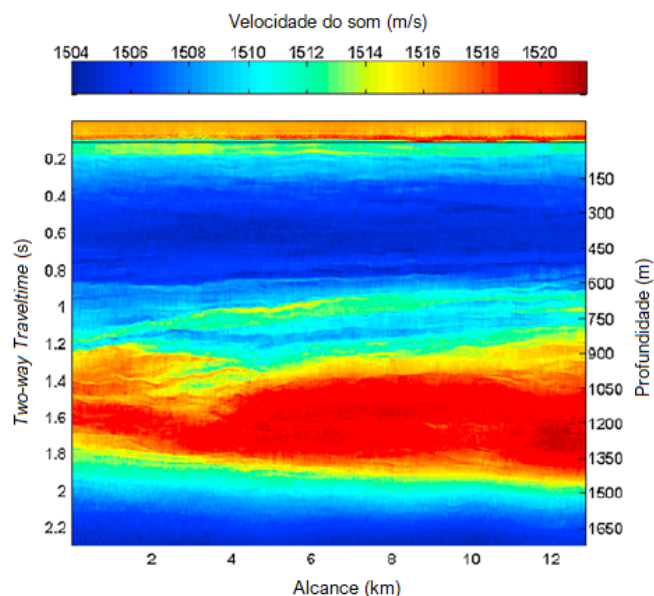


Figura 30 – Modelo de velocidade de propagação sonora do *Meddy*, a partir de dados de inversão, imageado durante levantamento do *GO Project*, adaptado de Kormann *et al.* (2010).

frequência aparenta ser a mais determinante na distribuição de velocidades obtidas no modelo final deste caso, sendo observado um pequeno aumento de detalhes com os sucessivos cálculos em maiores frequências.

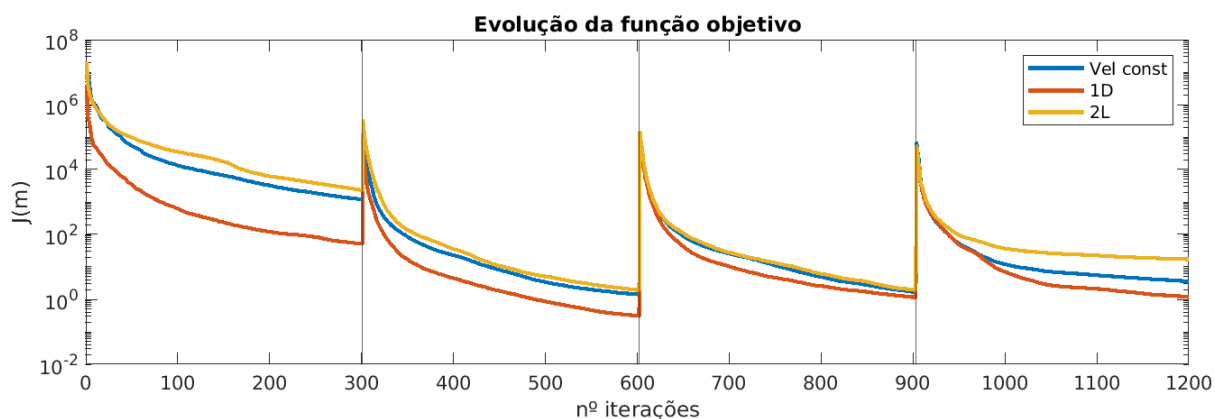


Figura 31 – Evolução da função objetivo para as três abordagens de teste de inversão utilizadas: vel. constante (azul), 1D (vermelho) e 2L (amarelo).

#### 4.2.1.2 Diferentes frequências iniciais

Para compreender a dependência do resultado com a frequência, diferentes frequências iniciais de 0,5 Hz a 21,5Hz (espaçadas em 1Hz) são investigadas. Neste caso, como modelo inicial  $m$  é utilizado uma suavização do perfil conhecido dado por

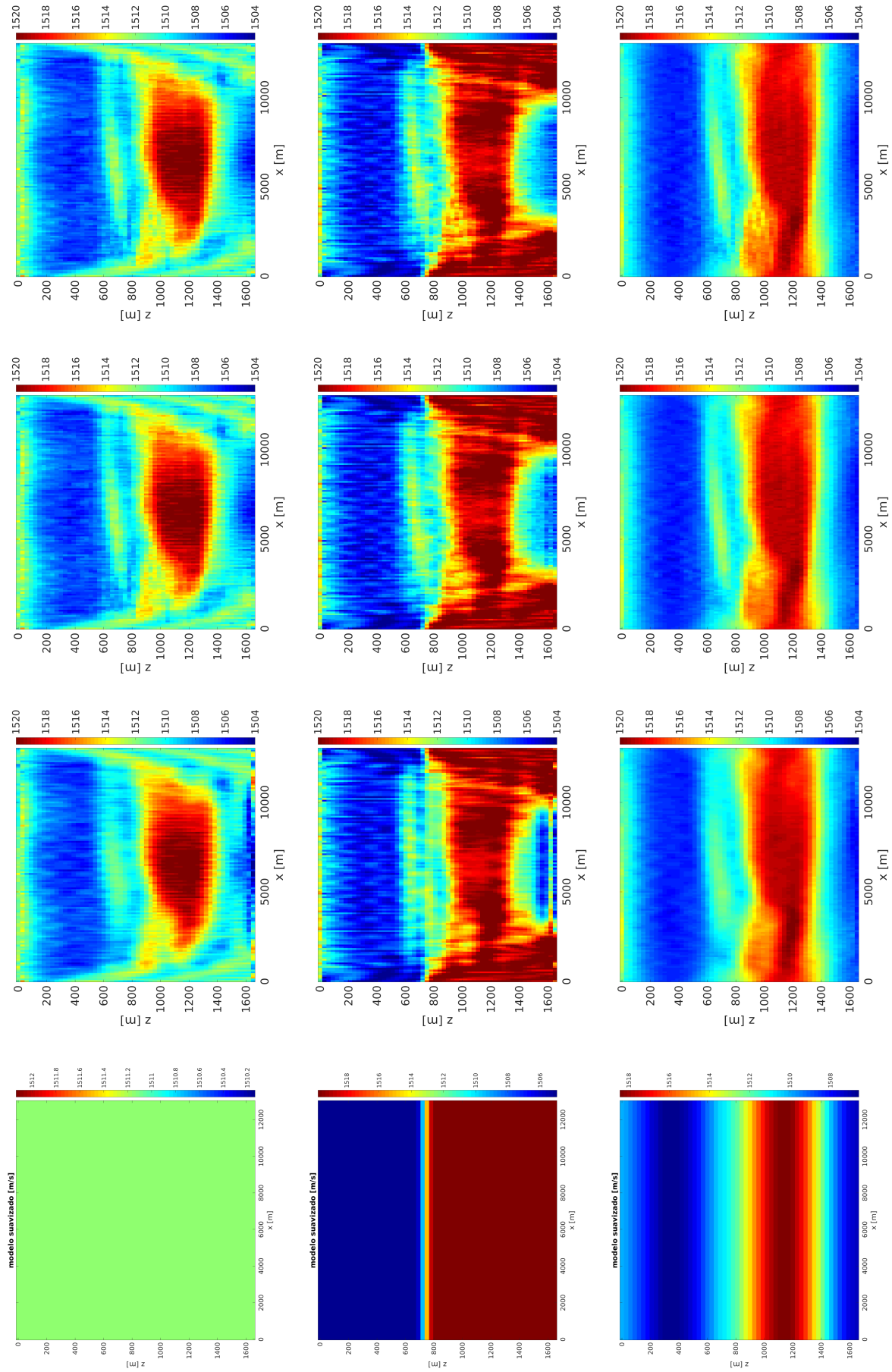


Figura 32 – Resultados da inversão com diferentes modelos iniciais (na esquerda): I) homogêneo, II) com duas camadas e III) modelo 1D suavizado. Em cada coluna os resultados convergidos para as bandas (da esquerda para a direita): a) 5,5 a 6,5 Hz, b) 9,5 a 10,5 Hz e c) 12 a 13 Hz.

uma função gaussiana, utilizando a função **opSmooth**<sup>1)</sup> com 10 amostras. O comportamento da minimização da função objetivo, em 100 iterações, é apresentado na Figura 34. Aqui, verifica-se que as maiores reduções da função objetivo são obtidos nas menores frequências, particularmente as de 0,5Hz a 1,5Hz. A tendência de redução do valor final da função objetivo com o aumento da frequência parece bem evidente em até 6,5 a 7,5Hz, sendo este comportamento atenuado a partir 8Hz, com o valor da função objetivo com comportamento aproximadamente assintótico na região em torno de  $10^4$ . Analisando alguns resultados após 100 iterações, na Figura 33, observa-se que mesmo sem uma redução considerável da função objetivo como aquela conseguida usando frequências iniciais mais baixas, os resultados obtidos com a inicialização nas frequências maiores consegue capturar detalhes do modelo considerado, principalmente o refletor na profundidade de 800 m.

---

<sup>1</sup> Função da toolbox em MATLAB com implementações focadas em imageamento sísmicos. Site oficial do laboratório *Seismic Laboratory of Imaging and Modeling* (SLIM) da Georgia Tech (<https://github.com/SINBADconsortium/SLIM-release-apps>)

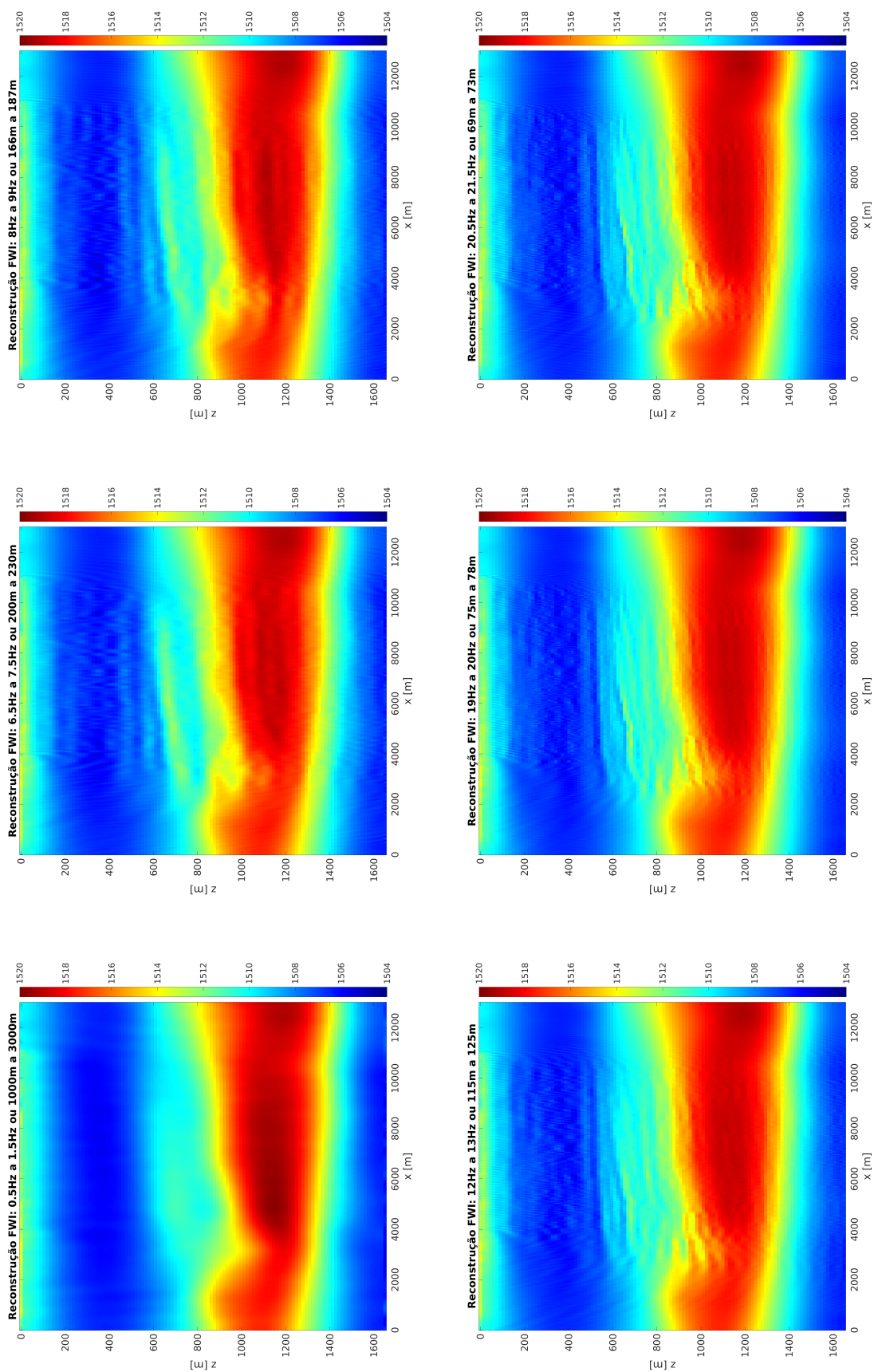


Figura 33 – Resultado da inversão após 100 iterações para diferentes faixas de frequência: a) 0,5 a 1,5 Hz, b) 6,5 a 7,5 Hz, c) 8 a 9 Hz, d) 12 a 13 Hz, e) 19 a 20 Hz e f) 20,5 a 21,5 Hz.

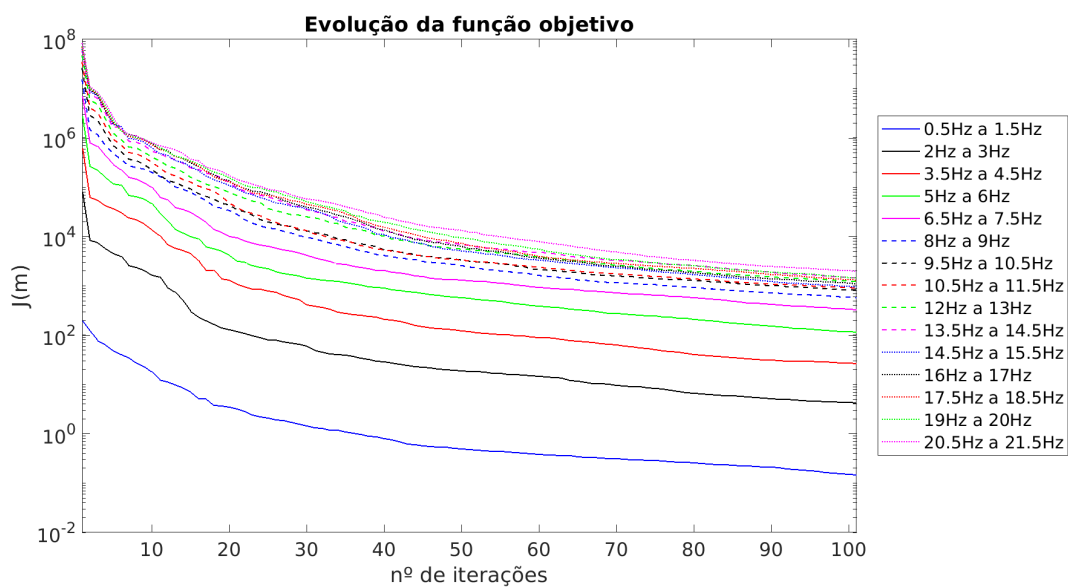


Figura 34 – Evolução da função objetivo para diferente frequências iniciais utilizando dados sintéticos.

## 4.2.2 Aplicação nas linhas selecionadas

Para criação do modelo inicial de velocidade, perfis obtidos por meio de produtos do modelo de reanálise GLORYS12V1 (JEAN-MICHEL *et al.*, 2021) são considerados. Neste caso, o perfil construído tem por característica uma resolução horizontal de aproximadamente 9 quilômetros, com 50 níveis de profundidade e resolução temporal mensal. Os parâmetros de inversão são apresentados na Tabela 4 e a configuração da *workstation* utilizada na inversão na Tabela 5. Ao todo, os dados investigados foram produzidos com 80 tiros (espaçados em 50m), e 300 receptores por tiro (espaçados em 12,5 m). A malha foi construída de modo a garantir a estabilidade numérica da solução do problema direto (com o menor comprimento de onda de 56 m, e discretização espacial da malha de 14 m).

Tabela 4 – Parâmetros utilizados na inversão dos dados reais.

<b>Domínio:</b>	dimensões $\Delta x$ e $\Delta z$ dimensões da PML em x e z	6000 x 2000 m <sup>2</sup> 14 m 150 m
<b>Fonte:</b>	intervalos entre disparos profundidade número de disparos	50 m 15 m 80
<b>Streamers:</b>	intervalo entre hidrofones profundidade quantidade offset mínimo	12,5 m 15 m 300 240 m

Tabela 5 – Configuração da *workstation* utilizada na inversão

<b>Sistema</b>	Cinnamon 4.2.3	Distro Linux Mint 19.2 Tina
<b>CPU</b>	10 núcleos (multi-tread: 20) Velocidade por núcleo	Intel Xeon W-2155 @ 3.30GHz 1200/4500 MHz
<b>Máquina</b>	Dell	Precision 5820 Tower / RAM 64GB
<b>GPU</b>	NVIDIA GP106GL	RAM 4.3GB

A frequência inicial escolhida é de 15Hz, visto que esta foi identificada na etapa de processamento como frequência inicial das reflexões atribuídas às estruturas termohalinas nos dados considerados no presente trabalho. Em frequências menores não são verificados eventos de reflexão nos dados, possivelmente devido à filtragem aplicada por terceiros em fase anterior. A frequência máxima admitida para o processo de inversão é aqui definida como 25Hz, principalmente dadas as limitações de custo computacional (discretização do modelo menor que 14 m ultrapassa o limite de memória RAM). Para estes dados, uma frequência única é utilizada em cada ciclo ao invés de um grupo de frequências (como inicialmente considerado com os dados sintéticos),



por existirem problemas de convergência com esta abordagem. Assim, adotou-se uma abordagem multi-frequência com um passo de 1Hz para cada componente de frequência. Um limite de 50 iterações em cada ciclo foi admitido como critério de parada, ou quando a diferença da média móvel (avaliada em 3 pontos) com o valor obtido da função objetivo fosse menor que 1. Uma das limitações observadas no pacote de inversão utilizado é a necessidade de uma normalização do gradiente mesmo utilizando uma estratégia de determinação do tamanho do passo, assim, para cada iteração, uma normalização foi aplicada ao gradiente (dividindo pela norma L2 deste gradiente, e multiplicando esta normalização por 0,001 vezes da norma L2 do modelo) deixando a ordem de grandeza da direção menor que um algarismo significativo do modelo.

Nas Figuras 35 e 36 são apresentados os resultados finais, obtidos para cada frequência, considerando tanto o algoritmo *limited - memory Broyden - Fletcher - Goldfarb - Shanno* (L-BFGS) e *Steepest Descent* (SD). O comportamento da convergência obtida por ambos os métodos (L-BFGS e SD), voltados à redução dos resíduos da função objetivo, é apresentado na Figura 37. O motivo principal da escolha destas duas abordagens se deve a sugestões encontradas na literatura (DAGNINO, Daniel *et al.*, 2016):

*"After several tests with more sophisticated choices, and in particular the quasi-Newton limited-memory Broyden - Fletcher - Goldfarb - Shanno (L-BFGS) algorithm [Nocedal, 1980], we have decided to use the simplest search direction method: the steepest descent. The reason for this is that, even if L-BFGS greatly accelerates convergence, it is also highly sensitive to noise because it enhances the effect of small reflections. In general, this is positive for the inversion but, in our case, most of the small amplitude signal is due to remaining noise, and the tests made show that its effect is too large and inversion does not converge..."*

A evolução da inversão utilizando o *Steepest Descent*, apresentada na Figura 35, mostra que para a linha L4410C0100 há uma maior modificação do resultado quando comparado ao modelo inicial com o aparecimento de estruturas em todo domínio, com estrutura mais horizontal a partir de 800 metros de profundidade. Para a linha L4410C094, as modificações no modelo com o aparecimento de estruturas principalmente na região mais superficial (até 600 metros de profundidade), porém sem grandes contrastes de velocidade como observado na outra linha. Observa-se em ambas linhas que a evolução das frequências provocou um aparecimento de maiores contrastes de velocidade e um maior detalhamento das estruturas, principalmente na região de ( 200 a 1600 metros de profundidade ).

Evolução da inversão utilizando o L-BFGS, apresentada na Figura 36, a linha L4410C094 exibe um resultado totalmente distinto do apresentado utilizando SD, com estruturas de maiores contrastes de velocidade em todo domínio e um maior decai-

mento da função objetivo, em todos os casos, mais iterações. Para a linha L4410B0100, observa-se que usando ambos os métodos as estruturas termohalinas com comportamento similar, o L-BFGS apresenta estruturas com mais contrastes de velocidade e o decaimento da função objetivo é semelhante. O SD apresentou um número de iterações pouco menor.

Um comparativo das variações resultantes do processo de inversão, aplicadas no perfil de velocidade inicial ( $\Delta c = c_{\text{fin}} - c_0$ ), com as variações verificadas nos dados de hidrografia do Perfil 14 ( $\Delta c_{\text{perfil 14}} = c_{\text{fin, perfil 14}} - c_0$ ), em  $x = 0$ , nas Figuras 38 e 39, indicando os resultados finais obtidos para algumas frequências. Não é esperado neste caso uma correspondência entre os comportamentos, dada a grande diferença de tempo de aproximadamente 15 anos entre o levantamento com *streamers* e as medições realizadas *in situ* (ambos no período de janeiro). Ainda é possível observar nos resultados padrões repetitivos espacialmente, que também é relatado em resultados da literatura (Figura 40).

As modificações provocadas no campo de velocidades para a linha L4410B094, é apresentada na Figura 41, com a sobreposição dos dados sísmicos (empilhado e não migrado), para 3 frequências selecionadas, tanto com L-BFGS e SD. Apesar de a comparação ser feita com o dado sísmico não migrado, observa-se que para as estruturas iniciais há um bom ajuste e que as variações de velocidade estão quase que alinhadas, mostrando que processo de inversão foi eficaz. O aparecimento de estruturas horizontais a partir de 800 metros de profundidade mostra haver uma tentativa do método de gerar estruturas em uma região onde não é esperado o aparecimento de estruturas termohalinas quando observados o dado empilhado, o que indica uma região de maior sensibilidade. O método SD apresentou contrastes de velocidade mais suaves e não há o aparecimento dessas estruturas horizontais a partir de 800 metros de profundidade, L-BFGS obteve um melhor ajuste ao dado empilhado na região superficial. Porém, apresentou mais estruturas não condizentes com o dado empilhado. Já para a linha L4410C0100, com a sobreposição dos dados sísmicos (empilhado e não migrado), para 3 frequências selecionadas (15 Hz, 20 Hz e 25 Hz), tanto o L-BFGS e SD apresentaram resultados semelhantes, porém com maiores contrastes de velocidade para o método L-BGFS. Há também, como observado na linha anterior, o aparecimento de estruturas não condizentes com o dado sísmico empilhado. Como o número de iterações é distinto entre o LBGFS e SD, observa-se que o número maior de iterações faz com que se caminhe mais em direção aos mínimos locais

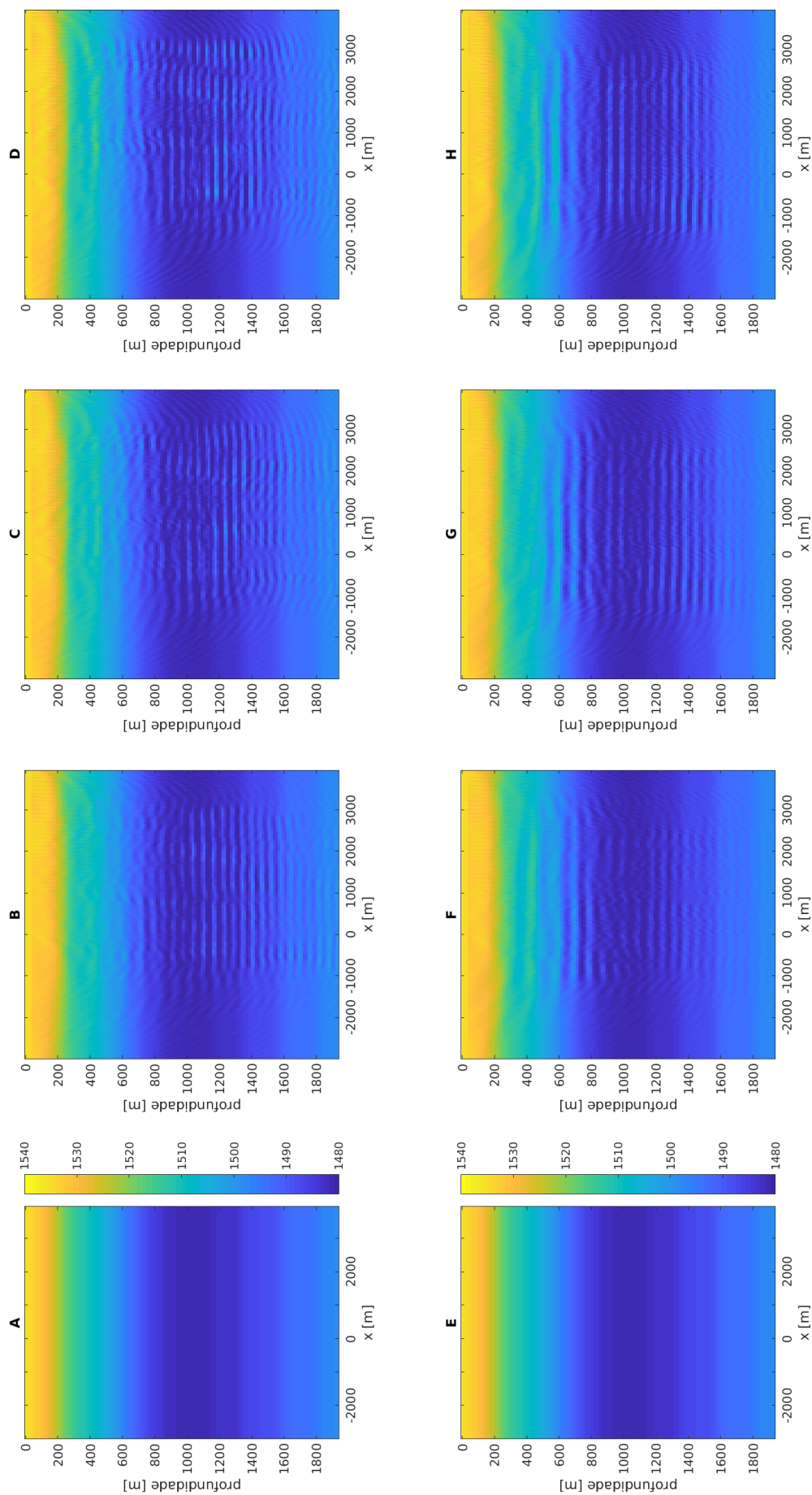


Figura 35 – Resultados FWI das linhas L4410C094 e L4410C0100, para as frequências de 15 (B,F), 20 (C,G) e 25Hz (D,H). O campo de velocidade inicial dado pelo GLORYS12V1 (A,E) é inicialmente mostrado. As Figuras 32-(A,B,C,D) estão relacionadas a linha L4410C094, enquanto que as Figuras 32-(E,F,G,H) estão relacionadas a linha L4410C0100.

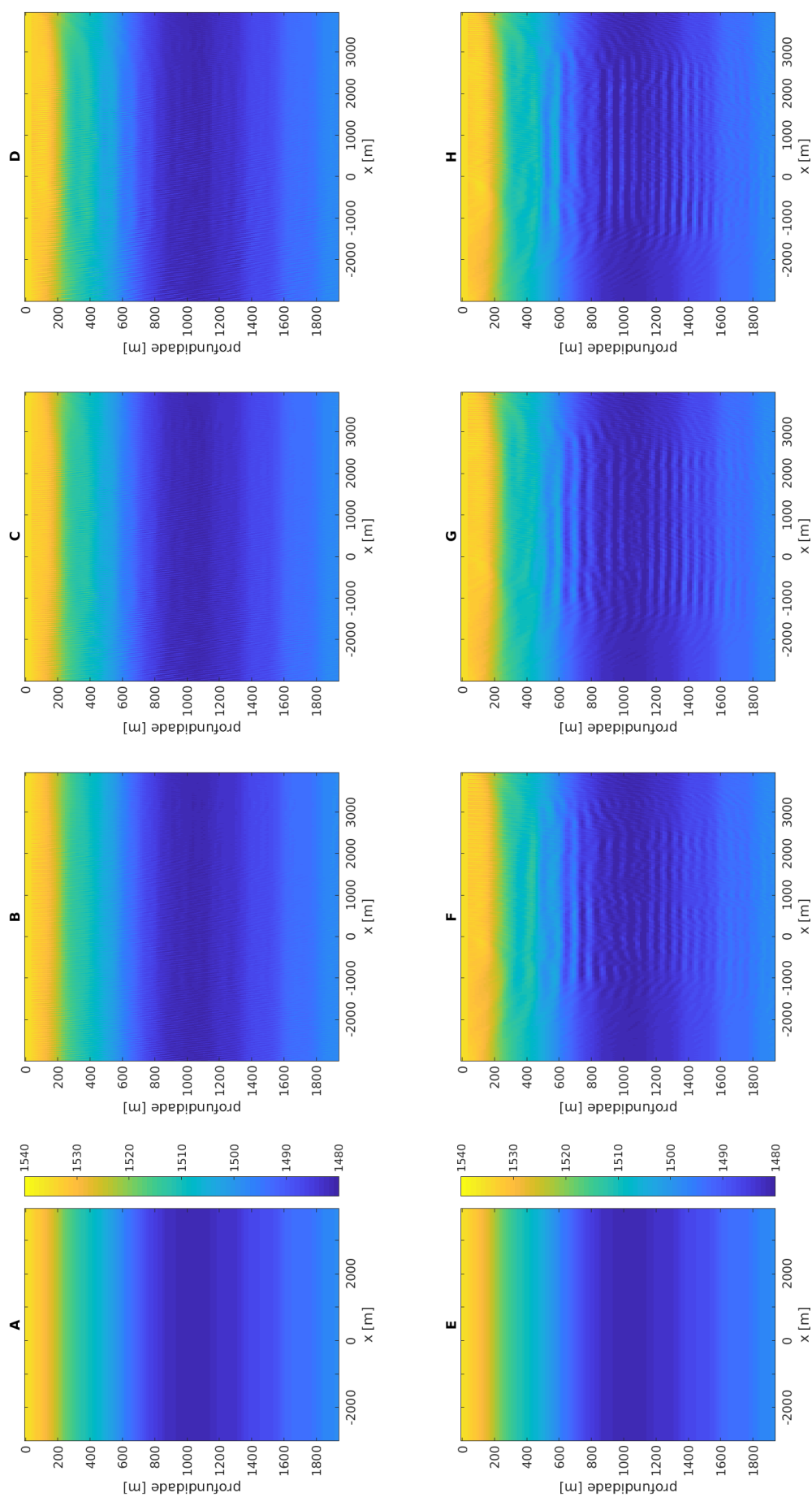


Figura 36 – Resultados FWI das linhas L4410C094 e L4410C0100, para as frequências de 15 (B,F), 20 (C,G) e 25Hz (D,H). O campo de velocidade inicial dado pelo GLORYS12V1 (A,E) é inicialmente mostrado. As Figuras 32-(A,B,C,D) estão relacionadas linha L4410C094, enquanto que as Figuras 32-(E,F,G,H) estão relacionadas linha L4410C0100.

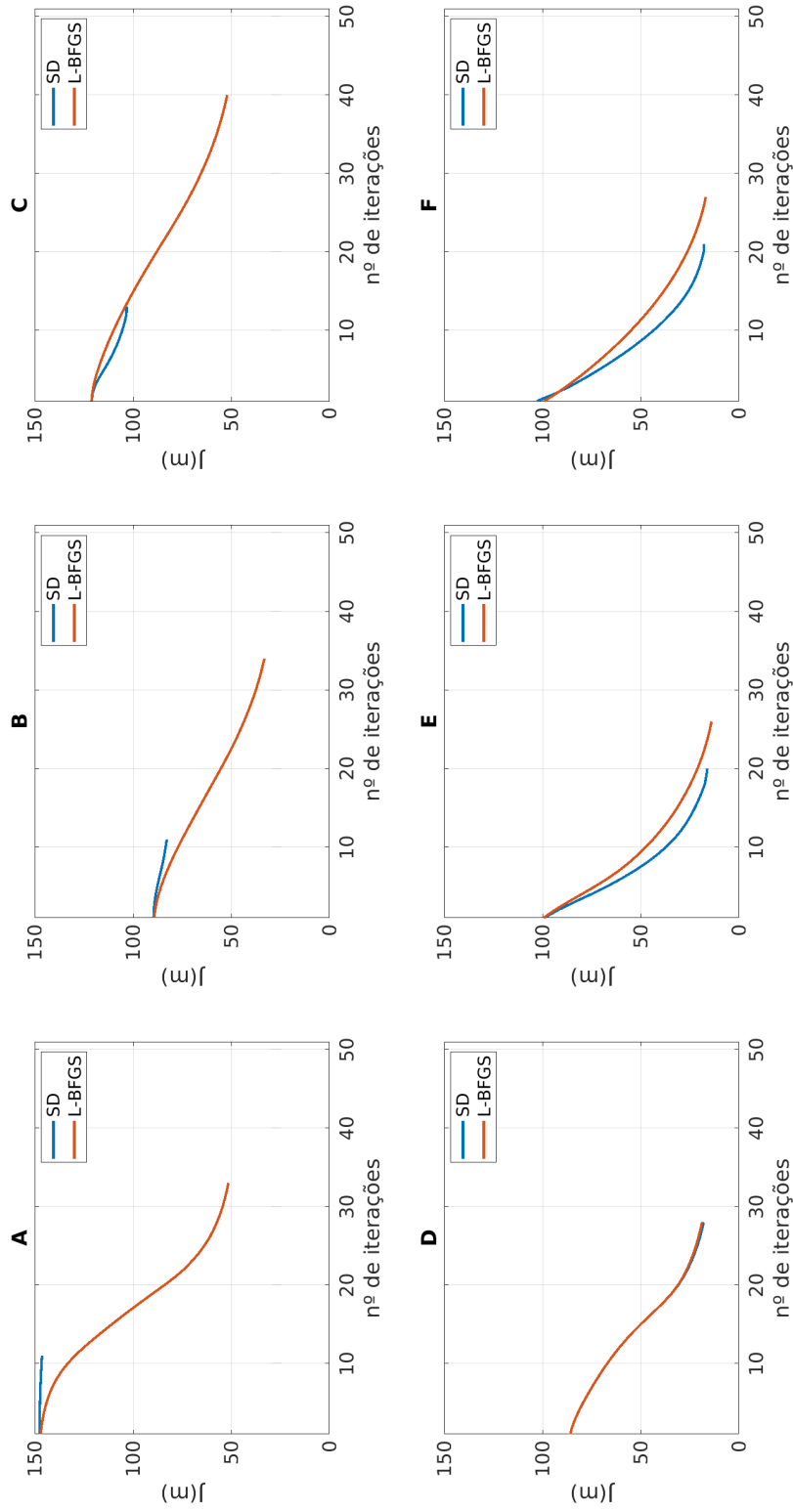


Figura 37 – Comparativo da convergência das soluções, com os métodos L-BFGS e SD, apresentadas nas Figuras 35 e 36, para as frequências de: 15 (A,D), 20 (B,E) e 25Hz (C,F). A parte superior (A,B,C) remete aos resultados da linha L4410B094, enquanto a parte inferior (D,E,F) é associada a linha L4410C0100.

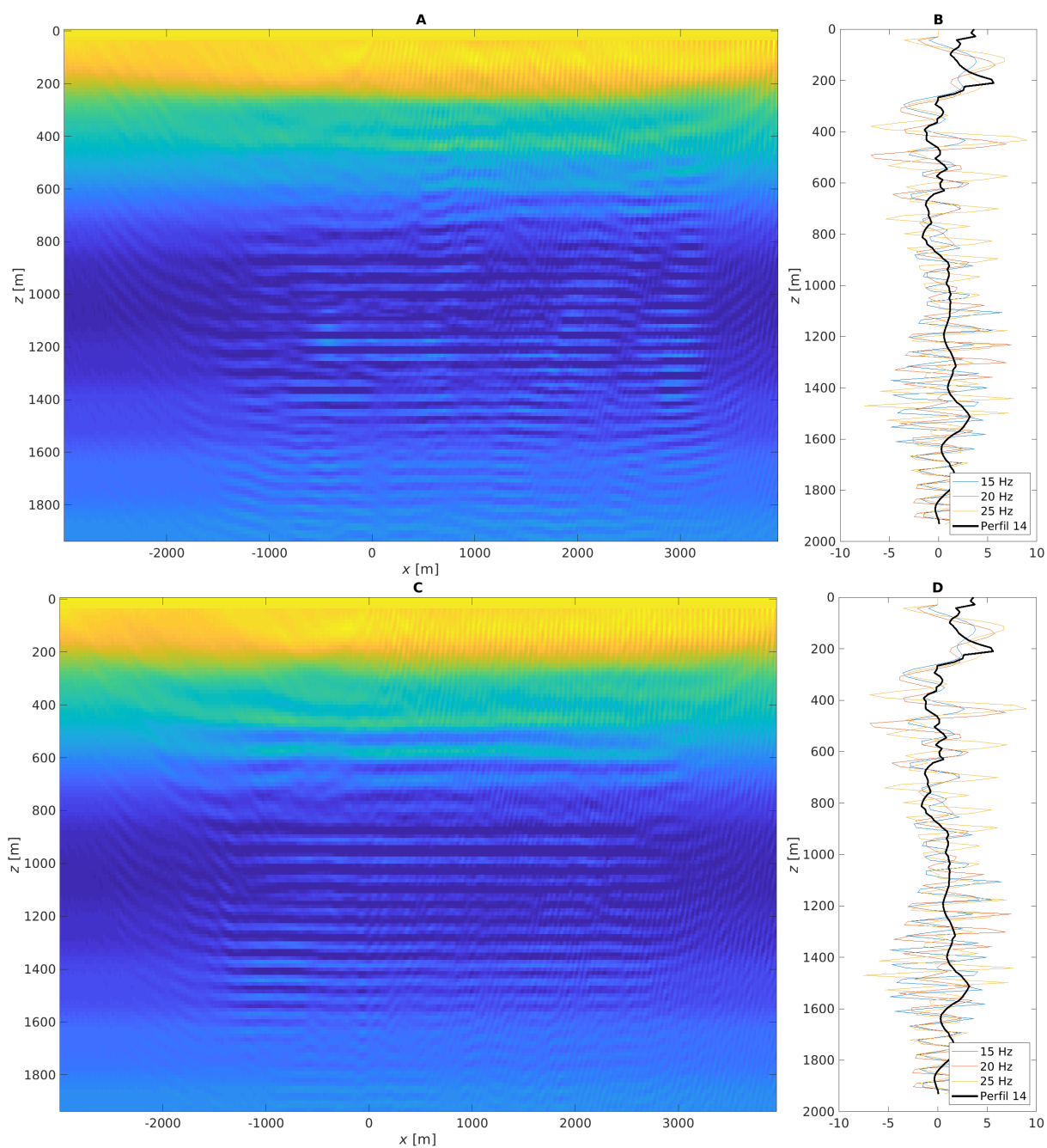


Figura 38 – Resultado final com abordagem FWI com 25 iterações na frequência em dado reais (15 a 25 Hz) via L-BFGS da linha L4410B094 (A) e L4410C0100 (C) e , e B) Comparação entre o  $\Delta c$  entre 15,20 e 25 Hz em  $x = 0$  com o perfil 14, linha L4410B094 (B) e linha L4410C0100 (D)



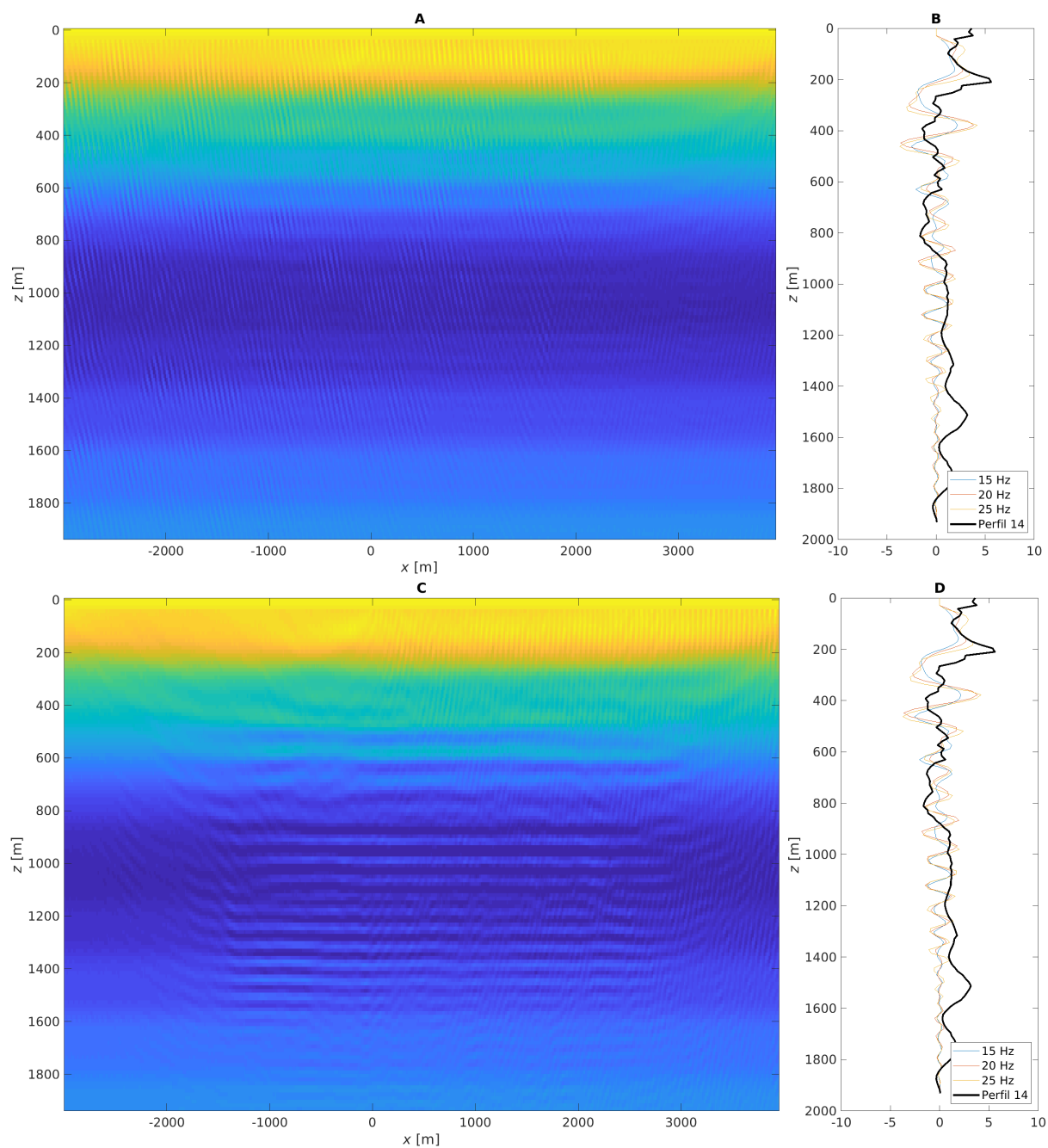


Figura 39 – Resultado final com abordagem FWI com 25 iterações na frequência em dado reais (15 a 25 Hz) via SD da linha L4410B094 (A) e L4410C0100 (C) e , e B) Comparação entre o  $\Delta c$  entre 15,20 e 25 Hz em  $x = 0$  com o perfil 14, linha L4410B094 (B) e linha L4410C0100 (D)

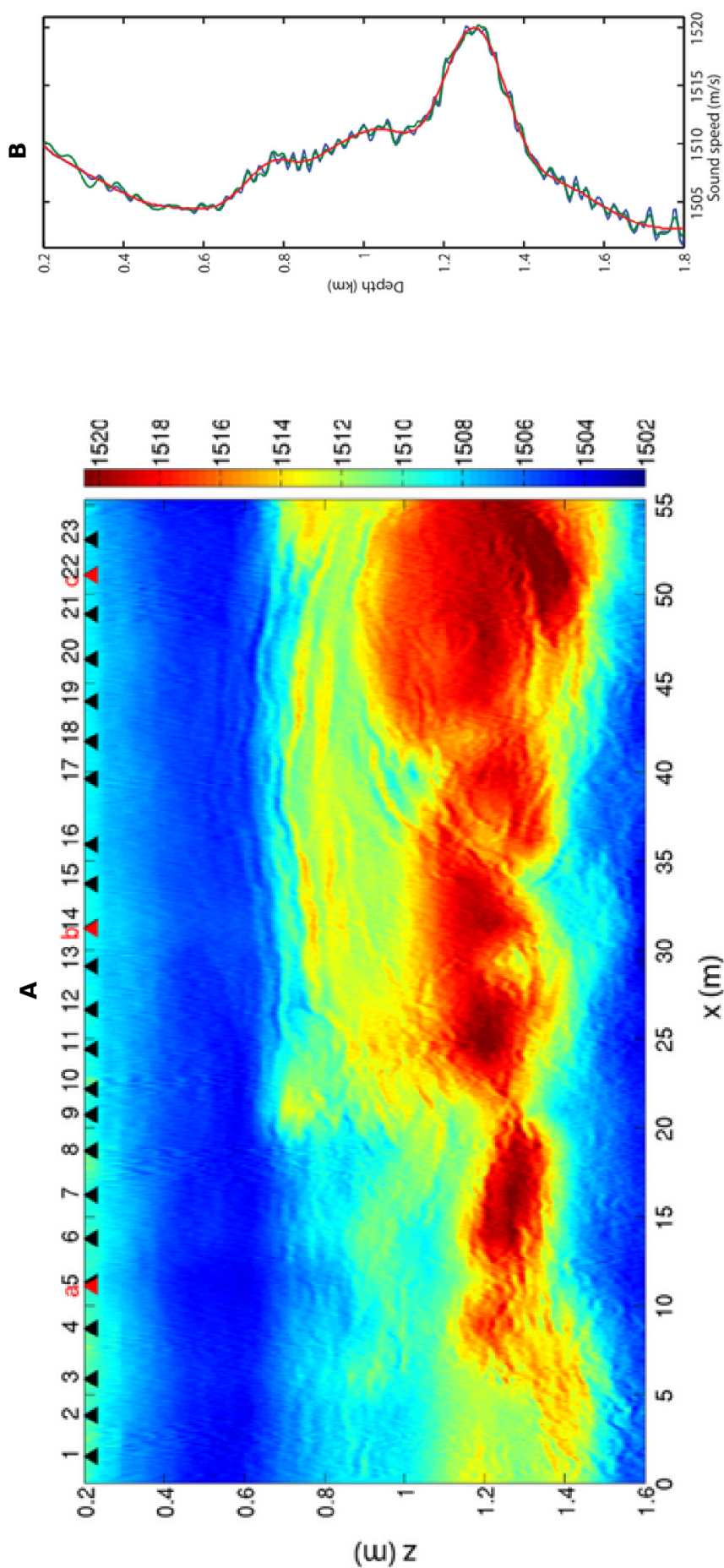


Figura 40 – Resultado final com abordagem FWI com: A) 25 iterações no tempo em dado reais (15 a 25 Hz) (DAGNINO, Daniel *et al.*, 2016), e B) perfil comparativo com resultados obtidos via FWI no tempo, em dados sintéticos (DAGNINO *et al.*, 2017).



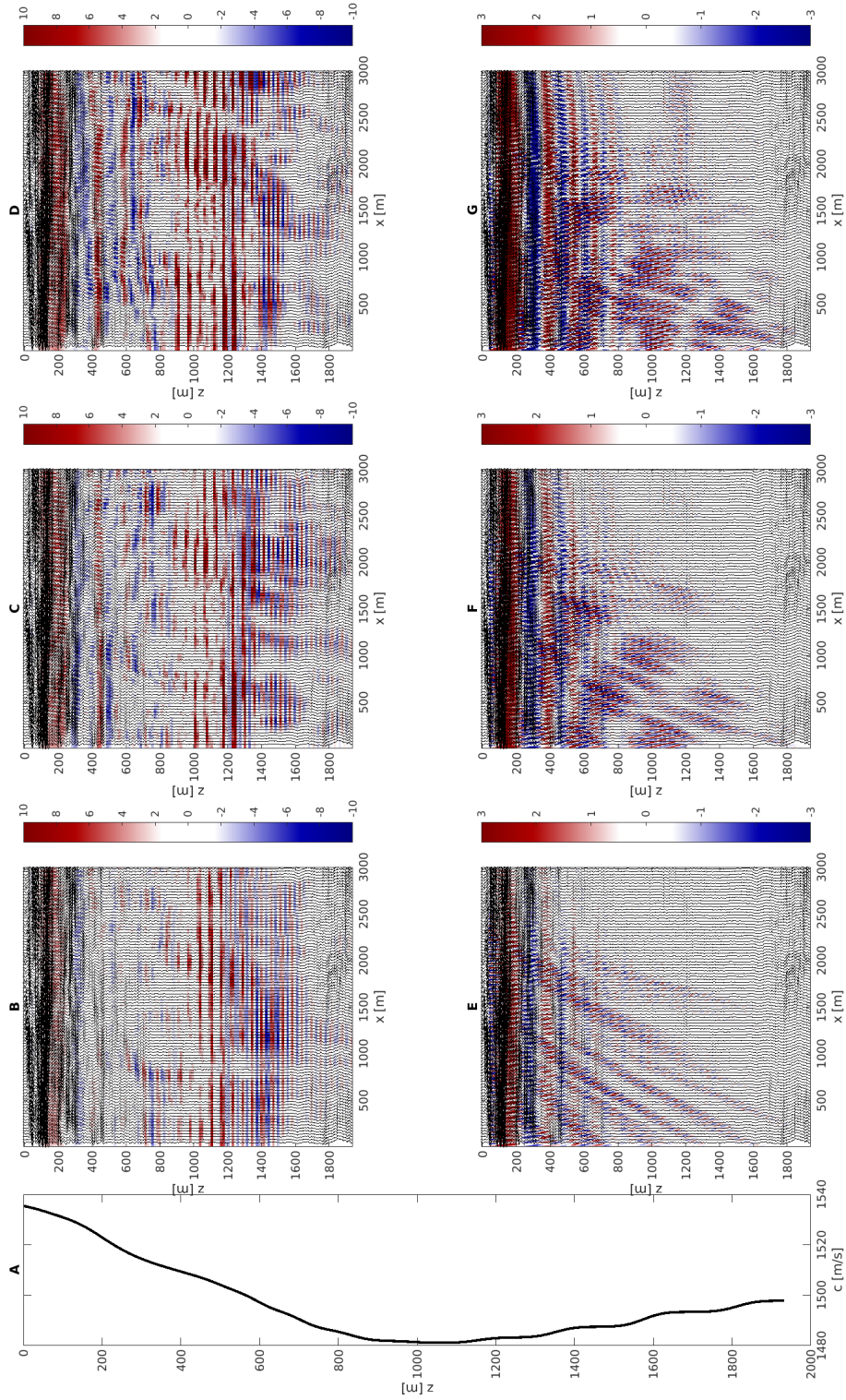


Figura 41 – Comparação entre o dado empilhado e diferença de velocidade entre modelo inicial e final para a linha L4410C094..  
 A) perfil medio modelo inicial; B) diferença entre final e inicial e stk 1500 m/s LBFGS 15Hz; C) diferença entre final e inicial comparado com stk 1500 m/s 20Hz LBFGS; D) diferença entre final e inicial comparado com stk 1500 m/s 25Hz LBFGS; E) diferença entre final e inicial e stk 1500 m/s SD 15Hz; F) diferença entre final e inicial comparado com stk 1500 m/s 20Hz SD; G) diferença entre final e inicial comparado com stk 1500 m/s 25Hz SD;

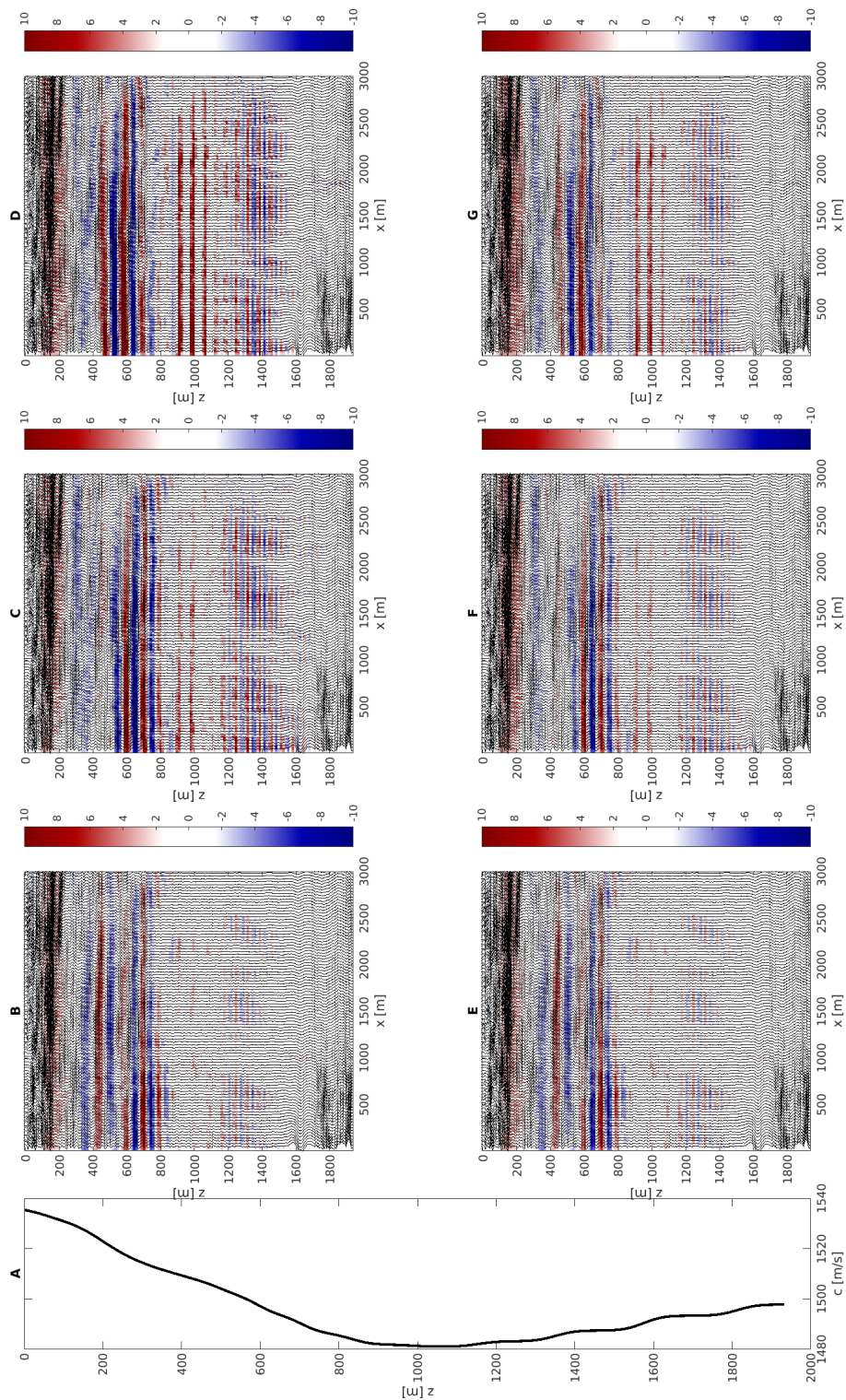


Figura 42 – Comparação entre o dado empilhado e diferença de velocidade entre modelo inicial e final para a linha L4410C0100. A) perfil medio modelo inicial; B) diferença entre final e inicial e stk 1500 m/s LBFGS 15Hz; C) diferença entre final e inicial comparado com stk 1500 m/s 20Hz LBFGS; D) diferença entre final e inicial comparado com stk 1500 m/s 25Hz LBFGS; E) diferença entre final e inicial e stk 1500 m/s SD 15Hz; F) diferença entre final e inicial comparado com stk 1500 m/s 20Hz SD; G) diferença entre final e inicial comparado com stk 1500 m/s 25Hz SD;



### 4.2.3 Reconstrução dos perfis de temperatura e salinidade

A obtenção dos perfis de temperatura e salinidade, a partir do perfil de velocidade do som, é um problema mal-posto, pois, busca-se extrair duas variáveis, temperatura e salinidade, a partir de uma variável, velocidade de propagação sonora. Para solucionar o problema optou-se pela utilização da metodologia proposta por Papenberg *et al.* (2010) que utiliza a equação termodinâmica do oceano (MEDWIN, 1975) associada a diagramas de medições *in situ* de temperatura e salinidade.

A equação termodinâmica do estado proposta por Medwin (1975) expressa  $c$  como uma função de  $T, S$  e profundidade  $z$ ,

$$c(T, z, S) = 1449,2 + 4,6T - 5,5 \times 10^{-2} T^2 + 2,9 \times 10^{-4} T^3 + (1,34 - 10^{-2} T)(S - 35) + 0,016z, \quad (51)$$

a partir da qual, isolando a temperatura, chega-se a (JUN *et al.*, 2019)

$$T = \frac{1}{87} \left[ \frac{1}{\sqrt[3]{2}} \left( \sqrt{P^2 + 4Q^3} + P \right)^{\frac{1}{3}} - \sqrt[3]{2}Q \left( \sqrt{P^2 + 4Q^3} + P \right)^{-\frac{1}{3}} + 5500 \right] \quad (52)$$

com

$$P = -1,607238 \times 10^9 S + 2,2707 \times 10^9 c - 3,63312 \times 10^7 z - 3,56202511 \times 10^{12}$$

e

$$Q = 1,2815 \times 10^7 - 87000S.$$

sendo  $T$  em  $[\text{°C}]$  e  $S$  em *Practical Salinity Unit* (PSU).

Neste caso, é necessária a obtenção de uma relação entre temperatura e salinidade, mesmo que não exista uma correlação física de dependência entre essas variáveis. Como alternativa, uma estimativa deste comportamento em região específica de interesse pode ser realizada (GUNN *et al.*, 2018). Na Figura 43, verifica-se pelo diagrama  $T - S$  da região de estudo (indicando as principais massas de água), coloridos pela profundidade, que essa relação não é diretamente linear, e ainda com alguns pontos podendo assumir diferentes valores de salinidade para uma mesma temperatura, por exemplo. A alternativa encontrada foi realizar divisões da curva  $T - S$  para diferentes profundidades.

Ao todo, 3 divisões foram realizadas: 1) para  $z < 200\text{m}$ , 2)  $200\text{m} \leq z \leq 1200\text{m}$ , e 3)  $z > 1200\text{m}$ . Para estes cálculos, utilizou-se a função *scatteredInterpolant* do MATLAB, realizando a interpolação linear e extrapolação por pontos próximos (*nearest*). Um perfil médio da região foi utilizado como base no processo de interpolação. Na Figura 44 é apresentada a convergência do modelo a cada iteração, até a 2ª para qual o erro é da ordem de  $\approx 0,08\text{m/s}$ . Na primeira iteração, a salinidade parece se aproximar rapidamente da solução final, com pequenos ajustes na região central do

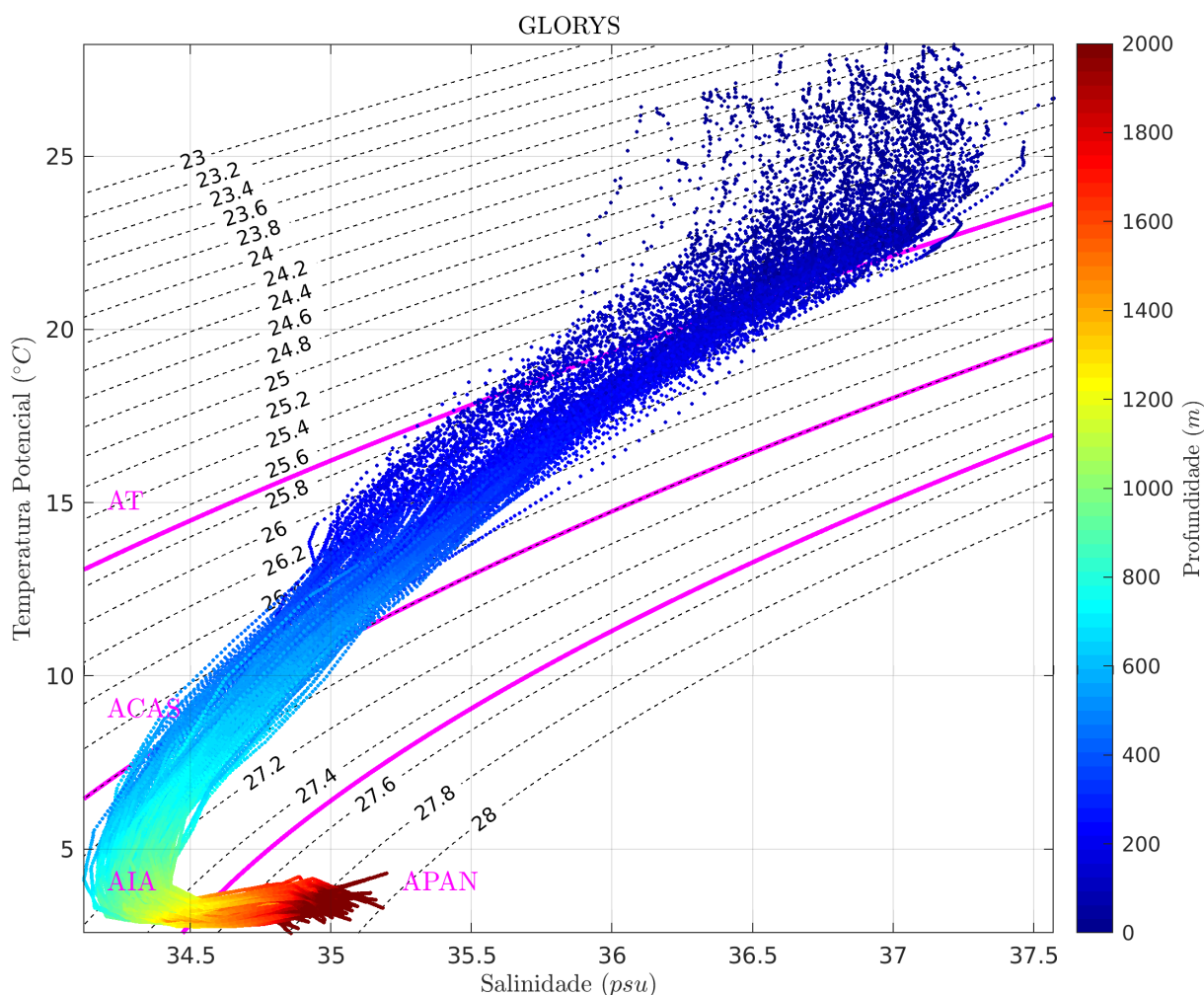


Figura 43 – Diagrama  $T - S$  da região de estudo obtidos pelo dado do Glorys. Em rosa observa-se separação entre as principais massas de águas da região: Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA) e Água Profunda do Atlântico Norte (APAN)

modelo entre 400 e 1000 metros de profundidade sendo feitos nas demais iterações. O campo de temperatura segue o mesmo comportamento. Na Figura 45 tem-se a comparação entre perfis reais de salinidade  $S$ , temperatura  $T$  e velocidade do som  $c$ , com os dados obtidos por meio do esquema proposto. Os maiores desvios são encontrados entre 400 e 600 metros, para a salinidade  $S$ , enquanto que valores de  $T$  a partir de 200 metros apresentam desvios na ordem de  $0,01^{\circ}C$ .

Esta abordagem foi também aplicada aos resultados de inversão FWI obtidos para as linhas sísmicas de *streamers* consideradas, voltado à obtenção da distribuição de salinidade e temperatura da região. Como entrada, foram utilizados os perfis de velocidade do som resultante após o ciclo em 25Hz da linha L4410C0100, resultando nos perfis de salinidade e temperatura apresentados na Figura 46 e na Figura 47. De modo geral, os resultados apresentam características similares ao perfil de velocidade obtido, com os contrastes de temperatura alinhados com as variações do perfil associadas diferentes massas d'água (até 800m). Um comportamento mais suave é observado na

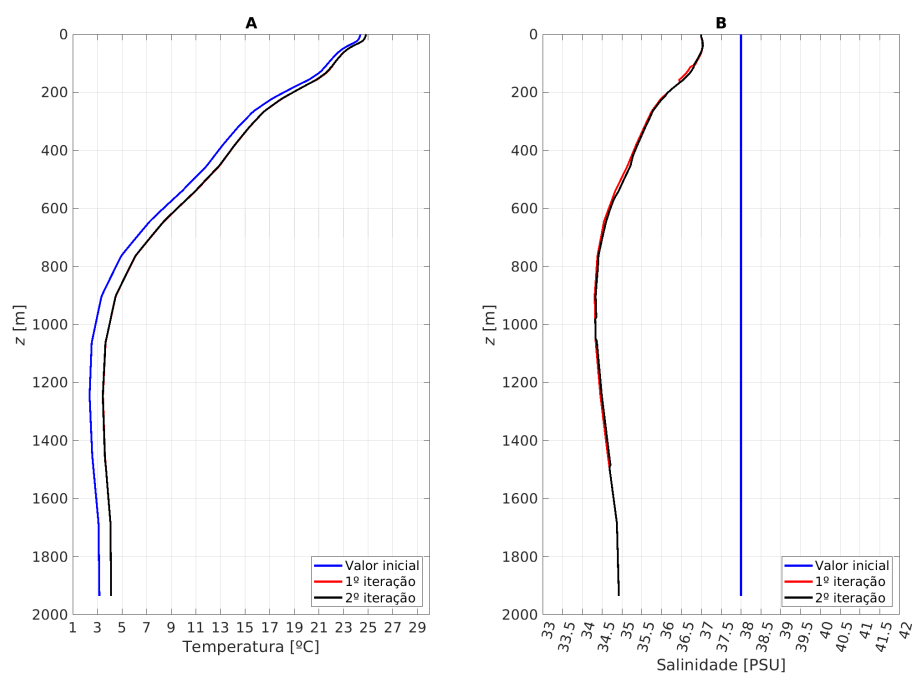


Figura 44 – Resultado obtidos em um perfil da região de estudo utilizando a metodologia iterativa: Em (A) a evolução do modelo de salinidades, (B) a evolução do modelo de temperaturas

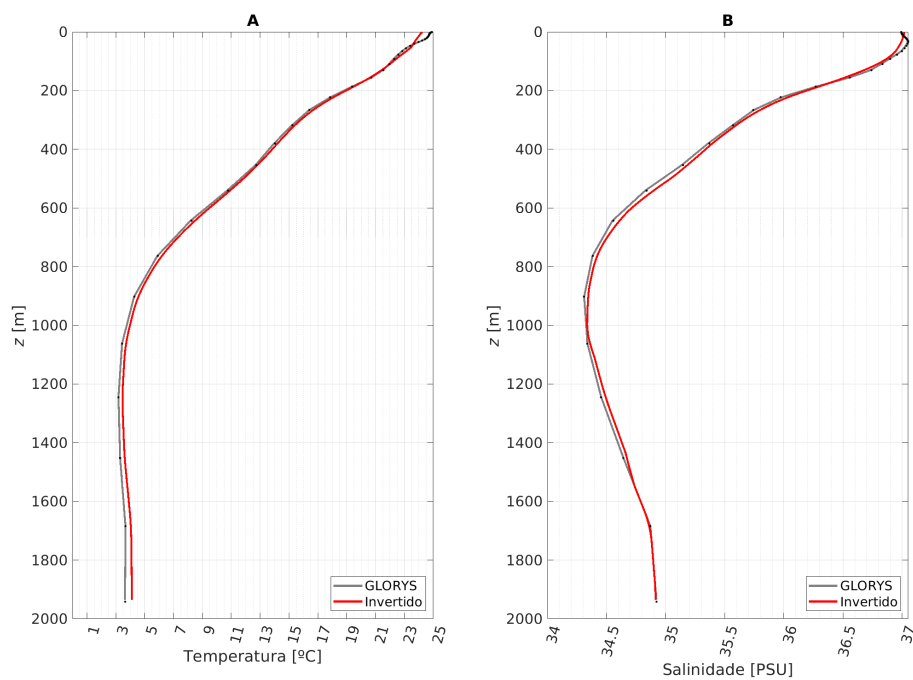


Figura 45 – Comparação entre a salinidade (B) e temperatura (A) do GLORYS e salinidade e temperatura obtidos por inversão FWI

salinidade, principalmente a partir de 1000m.

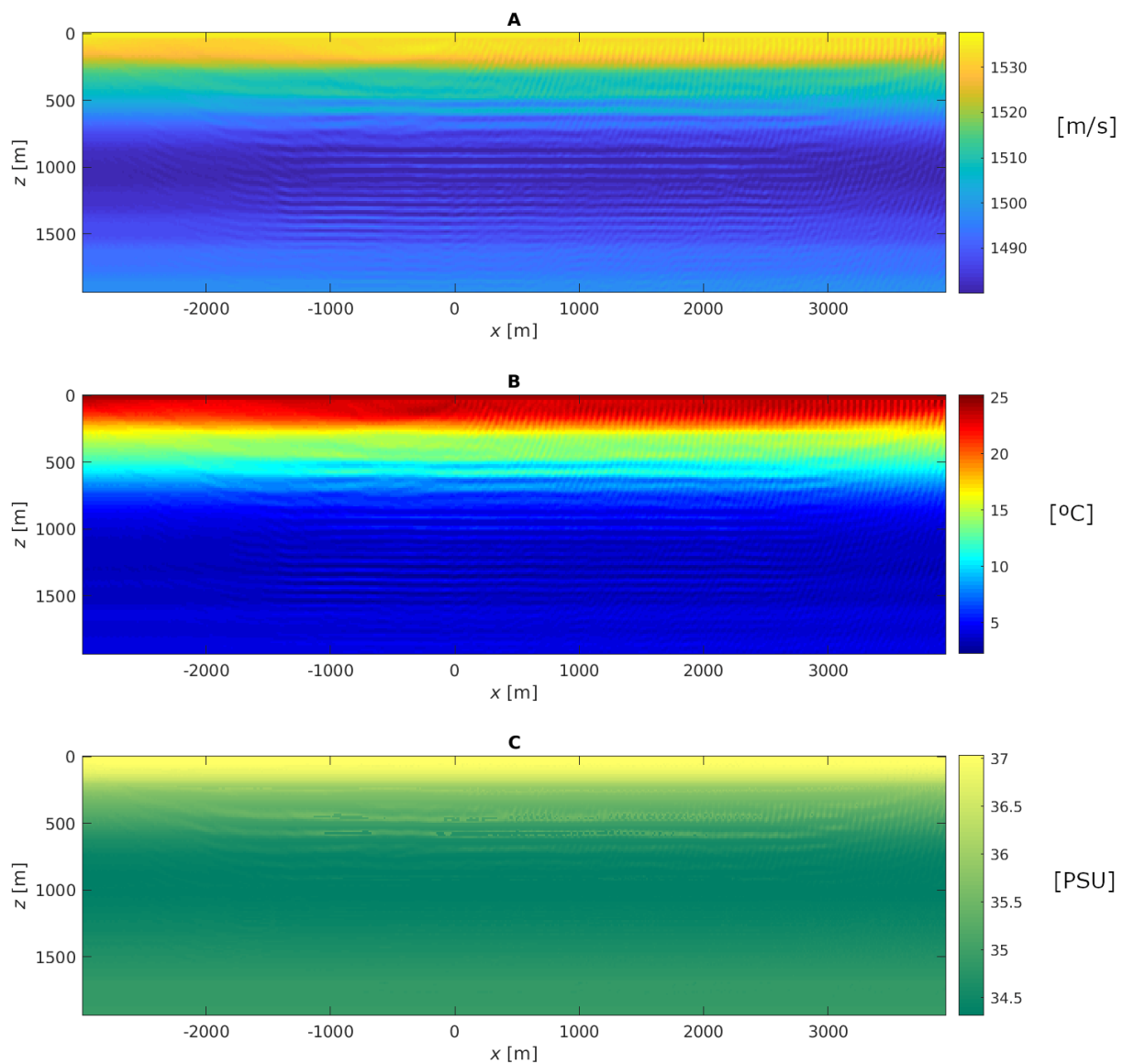


Figura 46 – Resultados de: A) distribuição de velocidade via FWI em 25Hz, B) temperatura, e C) salinidade ambos obtidos via a inversão  $T - S$  proposta, para a linha L4410C0100.

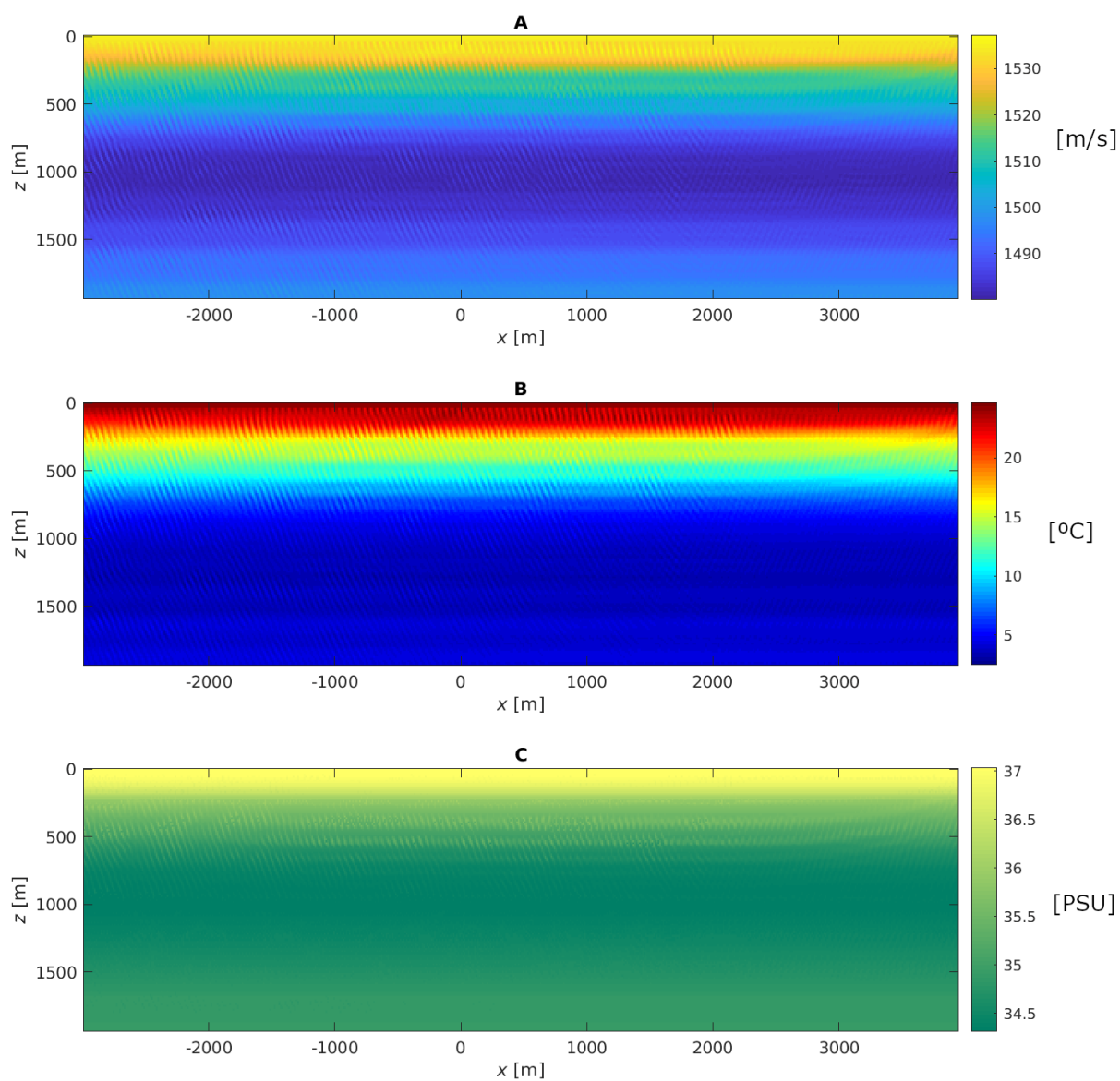


Figura 47 – Resultados de: A) distribuição de velocidade via FWI em 25Hz, B) temperatura, e C) salinidade ambos obtidos via a inversão  $T - S$  proposta, para a linha L4410B094.

## 5 CONCLUSÕES

Algoritmos de inversão utilizando o campo de onda completo são bem estabelecidos na indústria de Petróleo e Gás devido à capacidade de construir modelos de velocidade de propagação sonora de alta resolução.

A solução do problema inverso via FWI em OS, com a finalidade de reconstruir o modelo da coluna d'água, é de extrema dificuldade visto que a baixa razão sinal ruído, frequências iniciais consideradas altas e a falta de medições *in situ* são problemas que sempre estarão presentes. Na literatura, como apresentado no Capítulo 2, apenas Daniel Dagnino *et al.* (2016) obtém um modelo representativo de velocidade de propagação sonora via FWI utilizando dados reais. Porém, este é baseado em inúmeras medições *in situ* que possibilitaram um modelo inicial de velocidade próximo do real.

Tendo em vista as especificidades dos dados disponíveis à PETROBRAS e disponíveis para o presente trabalho, que já foram pré-processados para finalidades distintas daquela de interesse no presente trabalho, um *workflow* de reprocessamento específico para os dados recebidos foi desenvolvido para condicionar os dados para a FWI. Nesse *workflow* foram utilizadas etapas de redução de ruídos aleatórios como *f-x* decon e *trace mixing*; separação da onda direta e reflexões com o SVD adaptativo; filtragem de ruídos residuais com a correção NMO e filtragem no domínio  $f-k$ ; correção de amplitude 3D/2D e correção de amplitude por regressão linear.

Com o monitoramento contínuo dos espectros resultantes das várias transformações aplicadas nos dados, percebe-se que a proposta aparenta ter sido eficiente no condicionamento dos dados de *streamers*, principalmente reduzindo os ruídos de alta amplitude e mantendo a amplitude dos eventos mais coerentes, que são relacionadas às reflexões termohalinas e, portanto, carregam as informações de interesse no presente trabalho. Contudo, para alguns ruídos (de comportamento também hiperbólico em  $t-x$ ) identificados próximo à região do fundo oceânico, a proposta não se mostrou efetiva na remoção. Neste caso, para utilização subsequente desses dados tratados, no processo de inversão, considerou-se a aplicação de um *mute* nesta região específica do dado. O ajuste de amplitude por meio da regressão linear teve um efeito significativo na comparação entre os dados tratados e aqueles gerados pelo modelo do problema direto dentro da proposta de inversão, sendo este, comportamento diretamente associado aos resíduos que direcionam o processo iterativo de otimização. De modo a adequar o modelo com a resposta esperada (dos dados tratados), optou-se pela restrição de uma região de *offset* dos dados (entre 1000 e 3000m), região em que ambos apresentam comportamentos mais semelhantes, porém, a restrição dos *offset* curtos pode ter tornado o problema ainda mais suscetível a mínimos locais. Para a inclusão das demais regiões dos dados, adições ao tratamento sugerido devem ser consideradas. Em todo caso, a proposta de *workflow* para reprocessamento dos dados



apresenta um potencial de também ser aplicada na busca de melhores visualizações das estruturas termohalinas presentes em dados sísmicos marinhos. Potencialmente pode auxiliar também numa melhor análise de velocidades e re-posicionando os refletores nas posições corretas, possibilitando uma interpretação mais acurada. Sugestões de melhoria passam pelo maior entendimento de etapas de processamento que nos dados recebidos foram aplicados por terceiros, como: *deghost*, *debubble* e *zero phasing*, visto que esses influenciam diretamente no aspecto do sinal, e as suas alterações nas estruturas termohalinas precisam ser compreendidas.

Com relação à aplicação da inversão da forma de onda completa (FWI) aplicada a dados de *streamers*, a inversão voltada à reconstrução do modelo de velocidades de propagação sonora na camada d'água foi aplicada utilizando a técnica *Full Waveform Inversion*, o qual apresentou resultados satisfatórios em dados sintéticos, condizente com o esperado a partir da literatura encontrada. A abordagem se mostrou efetiva na recuperação de estruturas termohalinas, mas com uma alta dependência do modelo inicial de velocidades e/ou modelo representativo de baixa frequência nos dados sintéticos. Para a aplicação da técnica *Full Waveform Inversion* nos dados reais reprocessados, as principais dificuldades encontradas foram: 1) baixa razão sinal-ruído nos dados sísmicos considerados (mesmo após uma sequência de processamento aplicado por terceiros que os prepararam para inversão de estruturas geológicas), 2) inexistência do sinal em baixas frequências (possíveis estruturas termohalinas surgem a partir de 15Hz), e 3) a falta de um modelo inicial por medições *in situ*. Para esses problemas, foi desenvolvida uma sequência de processamento específica para os dados já reprocessados, e foram utilizados dados de reanálise a partir do modelo GLORYS para caracterização de um perfil de velocidade inicial. Nos resultados obtidos da FWI, sendo monitorada a convergência e redução da função objetivo, percebe-se um bom ajuste dos resultados (principalmente até 800 m). Contudo, ocorre também o aparecimento de estruturas não condizentes com o dado observado. Esse comportamento sugere futuras alterações na abordagem, possivelmente voltada a aumentar a tolerância do método com a presença de ruídos (SHI *et al.*, 2022). Algumas opções encontradas na literatura utilizam a abordagem L-BFGS com alterações na construção da matriz Hessiana e tamanho do passo (SHI *et al.*, 2022). Outras, sugerem a inserção de penalidades na função objetivo, buscando reduzir a influência de mínimos locais e sensibilidade à presença de ruídos (LEEUVEN *et al.*, 2014). Pode-se incluir também os métodos de regularização, filtro espacial no gradiente ou na variável de projeto.

Por fim, uma abordagem para reconstrução de mapas de temperatura e salinidade, a partir dos resultados do perfil de velocidade do som foi desenvolvida. Para isto, um equacionamento é feito para relacionar a dependência da temperatura com a velocidade, a partir do diagrama  $T - S$  local da região de interesse. Resultados de validação apresentaram uma boa concordância com perfis reais obtidos pelo GLORYS.

O método foi posteriormente aplicado aos resultados de velocidade obtidos para uma das linhas sísmicas investigadas a partir dos dados de *streamers*.

Como sugestões para trabalhos futuros, são listadas algumas opções:

1. Investigação da influência das etapas de processamento de *deghost*, *debubble* e *zero phasing* no imageamento de estruturas termohalinas buscando a compreensão das modificações que as etapas podem gerar nos sinais correspondente as reflexões termohalinas e sua influência no imageamento;
2. Métodos para estimativa de modelo inicial em dados sísmicos de estruturas termohalinas para uma melhor estimativa do campo de velocidade de propagação sonora inicial de baixo número de onda;
3. Utilização de funções objetivos e métodos de otimização mais robustos buscando reduzir a influência de mínimos locais e sensibilidade à presença de ruídos.
4. Condicionamento do gradiente da inversão
5. Inclusão de vínculos na inversão, tendo o conhecimento de que o perfil de temperatura tem q ser suave o que implica em uma restrição ao perfil de velocidades impondo-se, por exemplo, um perfil de salinidade.

## REFERÊNCIAS

- ABMA, Ray; CLAERBOUT, Jon. Lateral prediction for noise attenuation by tx and fx techniques. **Geophysics**, Society of Exploration Geophysicists, v. 60, n. 6, p. 1887–1896, 1995.
- AN, Zhenfang; ZHANG, Jin; XING, Lei. Inversion of Oceanic Parameters Represented by CTD Utilizing Seismic Multi-Attributes Based on Convolutional Neural Network. **Journal of Ocean University of China**, Springer, v. 19, n. 6, p. 1283–1291, 2020.
- AZEVEDO, Leonardo; HUANG, Xinghui; PINHEIRO, Luis M; NUNES, Rúben; CAEIRO, Maria Helena; SONG, Haibin; SOARES, Amílcar. Geostatistical inversion of seismic oceanography data for ocean salinity and temperature models. **Mathematical Geosciences**, Springer, v. 50, n. 4, p. 477–489, 2018.
- BARÃO, Marcus Vinícius Carpes; RISTOW, João Paulo; BOUSFIELD, Marina; BARRAULT, Guillaume François Gilbert; FONTOURA KLEIN, Antonio Henrique da. USING SEISMIC DATA FROM THE OIL AND GAS INDUSTRY FOR OCEANOGRAPHIC STRUCTURES DETECTION. **Brazilian Journal of Geophysics**, v. 36, n. 1, p. 5–17, 2018.
- BARLEY, Brian. Deepwater problems around the world. **The Leading Edge**, Society of Exploration Geophysicists, v. 18, n. 4, p. 488–493, 1999.
- BEKARA, Maiza; VAN DER BAAN, Mirko. Random and coherent noise attenuation by empirical mode decomposition. **Geophysics**, Society of Exploration Geophysicists, v. 74, n. 5, p. v89–v98, 2009.
- BERTRAND, Alexandre; MACBETH, Colin. Seawater velocity variations and real-time reservoir monitoring. **The Leading Edge**, Society of Exploration Geophysicists, v. 22, n. 4, p. 351–355, 2003.
- BIESCAS GORRIZ, Berta; RUDDICK, Barry R; SALLARES, Valenti. Inversion of density in the ocean from seismic reflection data. *In: ACOUSTICAL SOCIETY OF AMERICA, 1. PROCEEDINGS of Meetings on Acoustics ICA2013. [S.l.: s.n.], 2013. v. 19, p. 005009.*
- BLAGIC, Tanya M; JUN, Hyunggu; ROSADO, Hayley; SHIN, Changsoo. Smooth 2-D ocean sound speed from Laplace and Laplace-Fourier domain inversion of seismic

oceanography data. **Geophysical Research Letters**, Wiley Online Library, v. 43, n. 3, p. 1211–1218, 2016.

BLACIC, TM; HOLBROOK, WS. First images and orientation of internal waves from a 3-D seismic oceanography data set. **Ocean Science Discussions**, v. 6, n. 4, 2009.

BORNSTEIN, G; BIESCAS, Berta; SALLARÈS, Valenti; MOJICA, JF. Direct temperature and salinity acoustic full waveform inversion. **Geophysical Research Letters**, Wiley Online Library, v. 40, n. 16, p. 4344–4348, 2013.

BRENDERS, AJ; PRATT, RG. Full waveform tomography for lithospheric imaging: results from a blind test in a realistic crustal model. **Geophysical Journal International**, Blackwell Publishing Ltd Oxford, UK, v. 168, n. 1, p. 133–151, 2007.

CANALES, Luis L. Random noise reduction. *In*: SEG Technical Program Expanded Abstracts 1984. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 1984. P. 525–527.

CHEN, Zhongying; CHENG, Dongsheng; FENG, Wei; WU, TINGTING. An optimal 9-point finite difference scheme for the Helmholtz equation with Pml. **International Journal of Numerical Analysis & Modeling**, v. 10, n. 2, 2013.

DAGNINO, D; SALLARÈS, V; RANERO, C. Waveform-preserving processing flow of multichannel seismic reflection data for adjoint-state full-waveform inversion of ocean thermohaline structure. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, IEEE, v. 56, n. 3, p. 1615–1625, 2017.

DAGNINO, Daniel; SALLARES, Valenti; BIESCAS, Berta; RANERO, Cesar R. Fine-scale thermohaline ocean structure retrieved with 2-D prestack full-waveform inversion of multichannel seismic data: Application to the Gulf of Cadiz (SW Iberia). **Journal of Geophysical Research: Oceans**, Wiley Online Library, v. 121, n. 8, p. 5452–5469, 2016.

DAUBECHIES, Ingrid; LU, Jianfeng; WU, Hau-Tieng. Synchrosqueezed wavelet transforms: An empirical mode decomposition-like tool. **Applied and computational harmonic analysis**, Elsevier, v. 30, n. 2, p. 243–261, 2011.

DICKINSON, A; GUNN, KL. The Next Decade of Seismic Oceanography: Possibilities, Challenges and Solutions. *Front. Acoustically Mapping the Ocean*, Frontiers Media SA, v. 9, p. 736693, 2022.

DONDURUR, Derman. **Acquisition and processing of marine seismic data**. [S.l.]: Elsevier, 2018.

FAJARYANTI, R; MANIK, HM; PURWANTO, C. Application of multichannel seismic reflection method to measure temperature in Sulawesi Sea. v. 176, n. 1, p. 012044, 2018.

FORNBERG, Bengt. Generation of finite difference formulas on arbitrarily spaced grids. **Mathematics of computation**, v. 51, n. 184, p. 699–706, 1988.

GELI, Louis; COSQUER, Emmanuel; HOBBS, RW; KLAESCHEN, Dirk; PAPPENBERG, Cord; THOMAS, Yannick; MENESGUEN, Claire; HUA, Bach-Lien. High resolution seismic imaging of the ocean structure using a small volume airgun source array in the Gulf of Cadiz. **Geophysical Research Letters**, Wiley Online Library, v. 36, n. 24, 2009.

GULUNAY, Necati. FXDECON and complex Wiener prediction filter. *In*: SEG Technical Program Expanded Abstracts 1986. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 1986. P. 279–281.

GUNN, Kathryn L; WHITE, Nicky; CAULFIELD, Colm-cille P. Time-Lapse Seismic Imaging of Oceanic Fronts and Transient Lenses Within South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, Wiley Online Library, v. 125, n. 7, e2020jc016293, 2020.

GUNN, Kathryn L; WHITE, Nicky J; LARTER, Robert D; CAULFIELD, Colm-cille P. Calibrated seismic imaging of eddy-dominated warm-water transport across the Bellingshausen Sea, Southern Ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, Wiley Online Library, v. 123, n. 4, p. 3072–3099, 2018.

HA, Jiho; SHIN, Sungryul; CHUNG, Wookeen; CHOI, Yeonjin; HONG, Boram; KOO, Namhyung. A proposal of seismic oceanography for temperature model inversion of the East Sea, Korea. **Geosystem Engineering**, Taylor & Francis, v. 18, n. 6, p. 312–337, 2015.

HALE, Dave. Dynamic warping of seismic images. **Geophysics**, Society of Exploration Geophysicists, v. 78, n. 2, s105–s115, 2013.

- HARDY, Robert; JONE, Stephen; HARDY, David; HOBBS, Richard. Seismic oceanography: Processing data from the Rockall trough, west of Ireland. *In: ONEPETRO*. 2007 SEG Annual Meeting. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 2007. P. 894–898.
- HOLBROOK, W Steven; PÁRAMO, Pedro; PEARSE, Scott; SCHMITT, Raymond W. Thermohaline fine structure in an oceanographic front from seismic reflection profiling. **Science**, American Association for the Advancement of Science, v. 301, n. 5634, p. 821–824, 2003.
- JEAN-MICHEL, Lellouche *et al.* The Copernicus global 1/12 oceanic and sea ice GLORYS12 reanalysis. **Frontiers in Earth Science**, Frontiers Media SA, v. 9, p. 698876, 2021.
- JO, Churl-Hyun; SHIN, Changsoo; SUH, Jung Hee. An optimal 9-point, finite-difference, frequency-space, 2-D scalar wave extrapolator. **Geophysics**, Society of Exploration Geophysicists, v. 61, n. 2, p. 529–537, 1996.
- JUN, Hyunggu; CHO, Yongchae; NOH, Joocheul. Trans-dimensional Markov chain Monte Carlo inversion of sound speed and temperature: Application to Yellow Sea multichannel seismic data. **Journal of Marine Systems**, Elsevier, v. 197, p. 103180, 2019.
- JUN, Hyunggu; JOU, Hyeong-Tae; KIM, Chung-Ho; LEE, Sang Hoon; KIM, Han-Joon. Random noise attenuation of sparker seismic oceanography data with machine learning. **Ocean Science**, Copernicus GmbH, v. 16, n. 6, p. 1367–1383, 2020.
- KORMANN, Jean; BIESCAS, Berta; KORTA, N; PUENTE, Josep de la; SALLARÉS, Valentí. Application of acoustic full waveform inversion to retrieve high-resolution temperature and salinity profiles from synthetic seismic data. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, Wiley Online Library, v. 116, n. C11, 2011.
- KORMANN, Jean; COBO, Pedro; BIESCAS, Berta; SALLARÉS, Valentí; PAPENBERG, Cord; RECUERO, Manuel; CARBONELL, Ramón. Synthetic modelling of acoustical propagation applied to seismic oceanography experiments. **Geophysical Research Letters**, Wiley Online Library, v. 37, n. 6, 2010.
- LEAL, J R; LAJUS, F C; KLEIN, A H F; PAUL, S. Waveform-preserving processing flow of multichannel seismic reflection data for ocean thermohaline structure reconstruction

(revisited). *In*: 17TH International Conference of Brazilian Geophysical Society & ExpoGef. [S.l.]: SBGf, 2021. P. 1–5.

LEEUWEN, Tristan van; HERRMANN, Felix J; PETERS, Bas. A new take on FWI-wavefield reconstruction inversion. *In*: EUROPEAN ASSOCIATION OF GEOSCIENTISTS & ENGINEERS, 1. 76TH EAGE Conference and Exhibition 2014. [S.l.: s.n.], 2014. v. 2014, p. 1–5.

LIU, Guochang; CHEN, Xiaohong; DU, Jing; WU, Kailong. Random noise attenuation using f-x regularized nonstationary autoregression. **Geophysics**, Society of Exploration Geophysicists, v. 77, n. 2, p. v61–v69, 2012.

LIU, Xueqin; LIU, Huaishan; ZHU, Jinqiang; WEI, Jia. Inversion of Seawater Physical Properties Based on Allied Elastic Impedance. **Journal of Water Resource and Protection**, Scientific Research Publishing, v. 8, n. 2, p. 135–142, 2016.

MAKHOUL, John. Linear prediction: A tutorial review. **Proceedings of the IEEE**, IEEE, v. 63, n. 4, p. 561–580, 1975.

MALLAT, Stéphane. **A wavelet tour of signal processing**. [S.l.]: Elsevier, 1999.

MEDWIN, Herman. Speed of sound in water: A simple equation for realistic parameters. **The Journal of the Acoustical Society of America**, Acoustical Society of America, v. 58, n. 6, p. 1318–1319, 1975.

MEYER, CD. **Matrix analysis and applied linear algebra. With solutions to problems**. [S.l.]: SIAM: Society for Industrial e Applied Mathematics, 2001.

MINAKOV, A; KEERS, H; D, KOLYUKHIN.; H, TANGESDAL. Acoustic waveform inversion for ocean turbulence. **Journal of Physical Oceanography**, v. 47, n. 6, p. 1473–1491, 2017.

MINAKOV, Alexander; KEERS, Henk; KOLYUKHIN, Dmitriy; TENGESDAL, Hans Christian. Acoustic waveform inversion for ocean turbulence. **Journal of Physical Oceanography**, v. 47, n. 6, p. 1473–1491, 2017.

MIRSHAK, R; NEDIMOVIĆ, MR; GREENAN, BJW; RUDDICK, BR; LOUDEN, KE. Coincident reflection images of the Gulf Stream from seismic and hydrographic data. **Geophysical Research Letters**, Wiley Online Library, v. 37, n. 5, 2010.

NOCEDAL, Jorge; WRIGHT, Stephen. **Numerical optimization**. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2006.

PADHI, Amit; MALLICK, Subhashis; FORTIN, Will; HOLBROOK, W Steven; BLACIC, Tanya M. 2-D ocean temperature and salinity images from pre-stack seismic waveform inversion methods: An example from the South China Sea. **Geophysical Journal International**, Oxford University Press, v. 202, n. 2, p. 800–810, 2015.

PAPENBERG, Cord; KLAESCHEN, Dirk; KRAHMANN, Gerd; HOBBS, RW. Ocean temperature and salinity inverted from combined hydrographic and seismic data. **Geophysical Research Letters**, Wiley Online Library, v. 37, n. 4, 2010.

PEREIRA-DIAS, Bruno; BULCÃO, André; FILHO, Djalma Manoel Soares; MARTINS, Eldues Oliveira; LOUREIRO, Felipe Prado; SOUZA DUARTE, Felipe de; SANTOS, Luiz Alberto. Numerical experiments of Full Waveform Inversion on a typical Pre-Salt Model. Part 3: 3D effects. *In*: BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY. 14TH International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 3-6 August 2015. [S.l.: s.n.], 2015. P. 313–318.

PETRONIO, Lorenzo; LIPIZER, Marina; SANTIS, Laura; RINTOUL, Stephen; N., Wardell. Offshore seismic reflection data: An oceanographic perspective. **Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata**, v. 51, p. 89–98, ago. 2010.

PINHEIRO, Luis Menezes; SONG, Haibin; RUDDICK, Barry; DUBERT, Jesus; AMBAR, Isabel; MUSTAFA, Kamran; BEZERRA, Ronaldo. Detailed 2-D imaging of the Mediterranean outflow and meddies off W Iberia from multichannel seismic data. **Journal of Marine Systems**, Elsevier, v. 79, n. 1-2, p. 89–100, 2010.

PORSANI, M; URSIN, B; SILVA, M; MELO, P. Dip-adaptive singular-value decomposition filtering for seismic reflection enhancement. **Geophysical Prospecting**, European Association of Geoscientists & Engineers, v. 61, n. 1, p. 42–52, 2013.

PORSANI, Milton J; SILVA, Michelângelo G; MELO, Paulo EM; URSIN, Bjorn. An adaptive local-slope SVD filtering approach to enhance events on seismic sections. *In*: SEG Technical Program Expanded Abstracts 2010. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 2010. P. 3717–3722.



PRATT, R Gerhard. Seismic waveform inversion in the frequency domain, Part 1: Theory and verification in a physical scale model. **Geophysics**, Society of Exploration Geophysicists, v. 64, n. 3, p. 888–901, 1999.

PRZEBINDOWSKA, Anna. **Acoustic full waveform inversion of marine reflection seismic data**. 2013. Tese (Doutorado) – KIT-Bibliothek.

RAD, Parsa Bakhtiari; MACELLONI, Leonardo. Improving 3D water column seismic imaging using the Common Reflection Surface method. **Journal of Applied Geophysics**, Elsevier, v. 179, p. 104072, 2020.

RISTOW, João P; CORDIOLI, Julio A; BARÃO, Marcus VC; KLEIN, Antônio HF; BARRAULT, Guillaume FG. Development of methodological proceeding for seismic oceanography using legacy multi-channel seismic data of the oil and gas industry. *In: IEEE. 2017 IEEE/OES Acoustics in Underwater Geosciences Symposium (RIO Acoustics)*. [S.l.: s.n.], 2017. P. 1–8.

SANTOS, Adriano Wagner Gomes dos. Inversão de forma de onda aplicada à análise de velocidades sísmicas utilizando uma abordagem multiescala. **Dissert. de Mestrado, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Brasil**, 2013.

SCHUSTER, Gerard T. **Seismic inversion**. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 2017.

SHI, Hao-Jun M; XIE, Yuchen; BYRD, Richard; NOCEDAL, Jorge. A noise-tolerant quasi-Newton algorithm for unconstrained optimization. **SIAM Journal on Optimization**, SIAM, v. 32, n. 1, p. 29–55, 2022.

SILVA, Bárbara Viana da *et al.* Oceanografia Sísmica: uma caracterização do estado-da-arte por meio da análise de metadados de artigos científicos. Florianópolis, SC, 2021.

SIRGUE, L; PRATT, R Gerhard. Waveform inversion under realistic conditions: Mitigation of non-linearity. *In: SEG Technical Program Expanded Abstracts 2003*. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 2003. P. 694–697.

SONG, HB; PINHEIRO, Luis M; RUDDICK, Barry; HUANG, Xinghui. Seismic Oceanography: a new geophysical tool to investigate the thermohaline structure of the oceans. **Oceanography**, InTech Open Access Publisher, v. 9, n. 3, p. 113–128, 2012.

SOUZA DUARTE, Felipe de. **MODELAGEM ACÚSTICA NO DOMÍNIO DA FREQUÊNCIA ATRAVÉS DO EMPREGO DE DIFERENTES ESQUEMAS DE DIFERENÇAS FINITAS**. 2012. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio de Janeiro.

STOLT, Robert H. Migration by Fourier transform. **Geophysics**, Society of Exploration Geophysicists, v. 43, n. 1, p. 23–48, 1978.

SUN, Robert; MCMECHAN, George A. 2-D full-wavefield inversion for wide-aperture, elastic, seismic data. **Geophysical Journal International**, Blackwell Publishing Ltd Oxford, UK, v. 111, n. 1, p. 1–10, 1992.

TANG, Qunshu; HOBBS, Richard; ZHENG, Chan; BIESCAS, Berta; CAIADO, Camila. Markov Chain Monte Carlo inversion of temperature and salinity structure of an internal solitary wave packet from marine seismic data. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, Wiley Online Library, v. 121, n. 6, p. 3692–3709, 2016.

TREITEL, Sven. The complex Wiener filter. **Geophysics**, Society of Exploration Geophysicists, v. 39, n. 2, p. 169–173, 1974.

VIRIEUX, Jean; OPERTO, Stéphane. An overview of full-waveform inversion in exploration geophysics. **Geophysics**, Society of Exploration Geophysicists, v. 74, n. 6, wcc1–wcc26, 2009.

WANG, Yanghua. **Seismic inversion: Theory and applications**. [S.l.]: John Wiley & Sons, 2016.

WOOD, Warren T; HOLBROOK, W Steven; SEN, Mrinal K; STOFFA, Paul L. Full waveform inversion of reflection seismic data for ocean temperature profiles. **Geophysical Research Letters**, Wiley Online Library, v. 35, n. 4, 2008.

XING-HUI, Huang; HAI-BIN, Song; PINHEIRO, Luis M; YANG, Bai. Ocean temperature and salinity distributions inverted from combined reflection seismic and XBT data. **Chinese Journal of Geophysics**, Chinese Journal of Geophysics, v. 54, n. 5, p. 1293–1300, 2011.

YANG, Song; HAI-BIN, SONG; LIN, Chen; CHONG-ZHI, DONG; XING-HUI, HUANG. Sea water thermohaline structure inversion from seismic data. **Chinese Journal of Geophysics**, Wiley Online Library, v. 53, n. 6, p. 989–996, 2010.

YANG, Song; HAI-BIN, Song; LIN, Chen; CHONG-ZHI, DONG; XING-HUI, HUANG. Sea water thermohaline structure inversion from seismic data. **Chinese Journal of Geophysics**, Wiley Online Library, v. 53, n. 6, p. 989–996, 2010.

YILMAZ, Özdoğan. **Seismic data analysis**. [S.l.]: Society of exploration geophysicists Tulsa, 2001. v. 1.

ZOEPPRITZ, K. VIIb. Über Reflexion und Durchgang seismischer Wellen durch Unstetigkeitsflächen., VIIb. On reflection and transmission of seismic waves by surfaces of discontinuity, Nachrichten von der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen. Mathematisch-physikalische Klasse, 1919.

# **Apêndices**

## APÊNDICE A – RESUMOS



## Waveform-preserving processing flow of multichannel seismic reflection data for ocean thermohaline structure reconstruction (revisited)

Josafat Ribeiro Leal Filho, Francisco Carlos Lajús. Junior, Antonio Henrique da Fontoura Klein, Stephan Paul  
Universidade Federal de Santa Catarina - UFSC

Copyright 2021, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica.

This paper was prepared for presentation at the 17<sup>th</sup> International Congress of the Brazilian Geophysical Society, held in Rio de Janeiro, Brazil, 08 November to 11 November, 2021.

Contents of this paper were reviewed by the Technical Committee of the 17<sup>th</sup> International Congress of The Brazilian Geophysical Society and do not necessarily represent any position of the SBGf, its officers or members. Electronic reproduction or storage of any part of this paper for commercial purposes without the written consent of The Brazilian Geophysical Society is prohibited.

### Abstract

Along the advent of 4D seismic exploration, the need to properly compensate spatio-temporal variations in the water column has become of utter importance for the adequate characterization of reservoir changes during their exploration phase. In this study we revisit a previously suggested processing flow that is focused on the recovery of oceanographic coherent structures (DAGNINO et al., 2017), and propose some modifications. The main reason for this is our restriction to work with already processed (by 3rd parties) data, that was mostly guided to proper characterization of sub-sea floor geologic structures. We found that our re-processing flow is able to recover signatures of oceanic thermohaline structures, thus having a potential for further inversion focused on detailed water layer velocity reconstruction.

### Introduction

Reservoir management, including reservoir monitoring and surveillance, is a core part of oilfield development strategies and carbon dioxide storage projects. It provides industry experts with methods to optimize and track hydrocarbon recovery rates, or to supervise CO<sub>2</sub> storage capacity. An ideal reservoir management tool should be able to observe and track the internal fluid movement, estimate the effect of its displacement, locate and predict future distributions of fluid (SAMBO et al., 2020). In this context, 4D seismography is a complementary tool for reservoir management (LUMLEY, 2001), especially to obtain measures of the speed of sound in the water column.

The most common methods include: picking zero-offset traveltimes to the seabed, measurements of the travel time change of the sub-sea reflector with offset, and conventional velocity analysis to obtain averaged velocities in the water column (BRIGHT et al., 2015). However, a somewhat new approach, focused on high-resolution estimation of the sound velocity in the water column considers the processing of ocean thermohaline reflections, generated by the impedance contrasts that occur within the water column (BRIGHT et al., 2015).

Regarding the particular care required to process such small thermohaline reflections, (DAGNINO et al., 2017)

proposed a waveform preserving workflow to filter and separately process parts of the seismic data in order to recover highly detailed thermohaline structures. Figure 1 displays a general scheme of this workflow, which can be divided into four main blocks: 1) Noise attenuation with Butterworth filter and padding, 2) SVD, after linear (normalized) move-out correction, separating direct wave and reflections, 3) Direct wave treatment, with trace flagging and amplitude control, and 4) Treatment of the reflections, with amplitude control, normal move-out correction, dip filter and trace flagging.

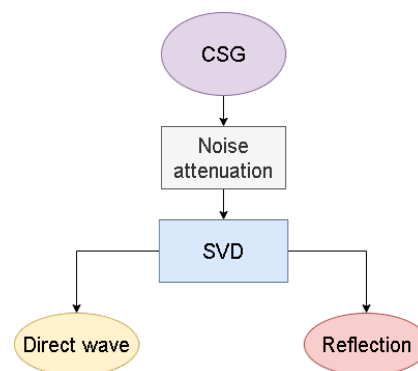


Figure 1: General workflow of (DAGNINO et al., 2017)

Although the main idea behind this workflow can be maintained, differences in the results are expected when input data is used that has been already processed for reservoir exploration. In this preprocessed data some artifacts in the portion of the data that represent the water column require additional re-processing to recover the oceanic structure's signature.

The complete list of the processing applied by a third party to our input data is as follows:

- Reformat;
- Gridded binning;
- Bad SP and traces flag;
- Noise attenuation;
- Debubble;
- Residual denoise;
- Shot chan. amp. cor.;
- Deghosting (WiBand);
- Zero-Phasing;
- Residual Debubble;
- Residual Denoise;
- Tidal & WCS;
- Tzero;
- 3D SRME;
- 2D Radon;
- RMC

Thus, in this work we present some additional processing steps adopted to remove either random noises and processing artifacts, of a previously-processed marine seismic acquisition.

**The processing sequence**

*Noise attenuation*

Analyzing a common shot family in our provided data, three processing artifacts are readily discernible: I) Inclined lines; II) High amplitude vertical noises; and III) Low-frequency hyperbolic noise. The first one are coherent noises in the Common Shot Gather (CSG), but appear randomly in some other gather choice, like the Common Offset Gather (COG). Therefore, FX-decon and trace-mix appear as candidate tools for removing these random noises, playing with their altered application in CS and CO gathers.

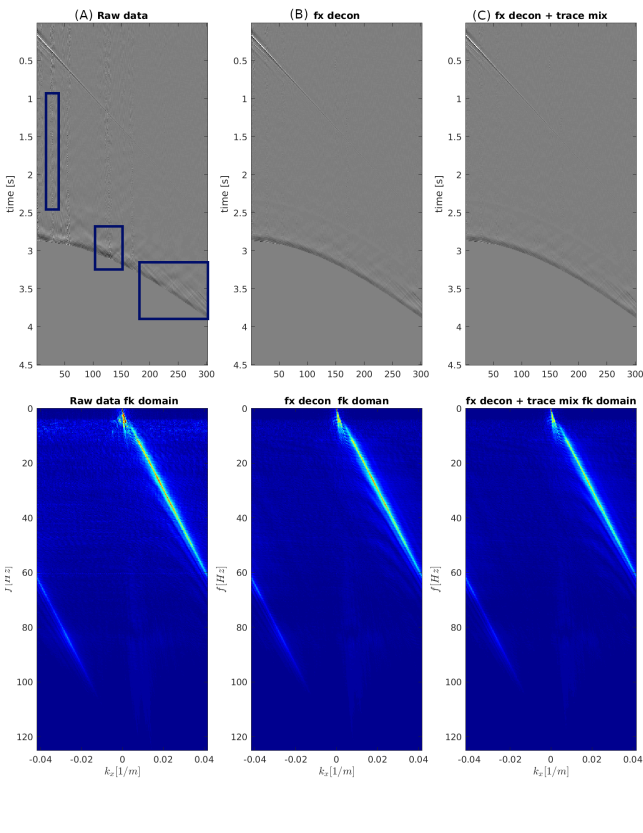


Figure 2: Gray image of field CSG : raw data, after fx-decon and after fx-decon and trace mixing. Lower panels of f-k transform, that are applied to monitor changes on the signal amplitude.

Figure 2 shows a comparison between raw data and gradually filtered data, in CSG. In the left upper panel residuals attributed to swell noise and processing noise, highlighted in blue, are clearly identifiable due to its high amplitudes. FX-decon is able to attenuate the noise highlighted in the upper left panel, mainly at low frequencies and close to the ocean floor as can be seen in the upper center panel. Additional trace mixing is able to remove residual noise, which is shown in the associated

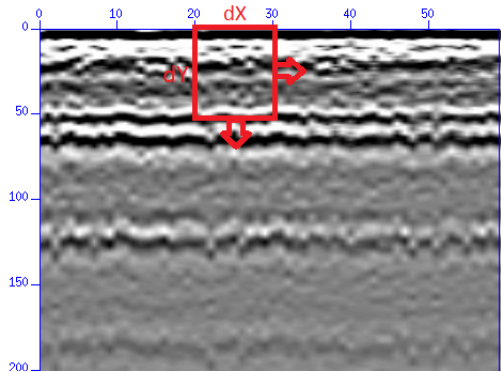


Figure 3: Example of an adaptive SVD movable window (LEAL, 2019)

upper right panel. Lower panels are correspondent f-k transforms of the upper images, which allows detailed amplitude monitoring of the processed signal.

*Singular value decomposition*

For this step, adaptive SVD is used (PORSANI et al., 2013), which consists of applying conventional SVD in a small movable fixed size window (for instance, a 7 x 7 window), horizontally and vertically along a normalized linear move-out adjustment of the seismic data. This is schematically shown in Figure 3. Results of this processing generates decomposed eigen-images (EIs), that are optimally rank by the small window singular values, which are affected by the spatial and temporal alignments found in the neighbors of the window centered region.

The purpose of processing at this stage is mostly to remove residual noise, through a separation of optimally ranked aligned events, that are flattened by the normalized linear move-out (LMO) corrections applied to the direct wave. The significance of applying a LMO correction and normalization is exemplified in Figure 4. In this case, the bubble effect and other linear events that have a similar tendency as the direct wave are captured in the first EI, followed by eventual thermohaline reflections and less spatially coherent fluctuations into the remainder  $n - 1$  EIs. Normalization has the capacity of smoothing out the amplitudes for the most part of the direct wave, improving the decomposition into eigen-images in this region as seen in Figure 4 (E).

Figure 5 starts with noise attenuated (FX-decon + trace mix - upper left panel) CSG, and displays resultant EIs decomposition obtained via subsequent adaptative SVD application. The cumulative norm ( $|\sum_{i=1}^j EI_i|/|\sum_{i=1}^n EI_i|$ ) of the EIs' amplitudes is shown in Figure 6. It is seen that the 1<sup>st</sup> EI accounts for  $\approx 83\%$  of the total signal amplitude. Thus, the remaining EIs contain the expected information of thermohaline reflections. EIs 2 up to 5 account to something close to 16% of the total image amplitude, while EIs 6 to 7 correspond to less than 1%, being mainly composed of less coherent amplitudes.

Figure 7 shows the gradual formation of field CSG obtained by the increased sums of EIs obtained just after adaptive SVD. Increased spatial detail is verified in the observed thermohaline reflections.

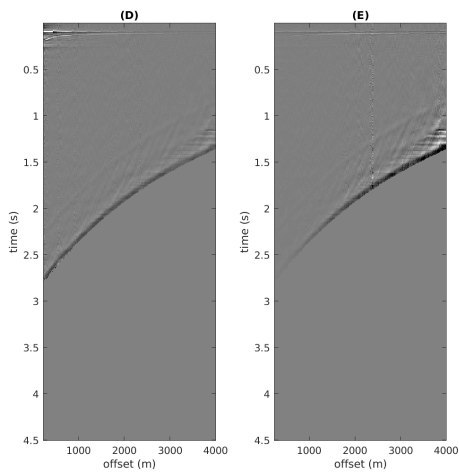


Figure 4: Gray image of field CSG : (D) after LMO, (E) after LMO and normalization

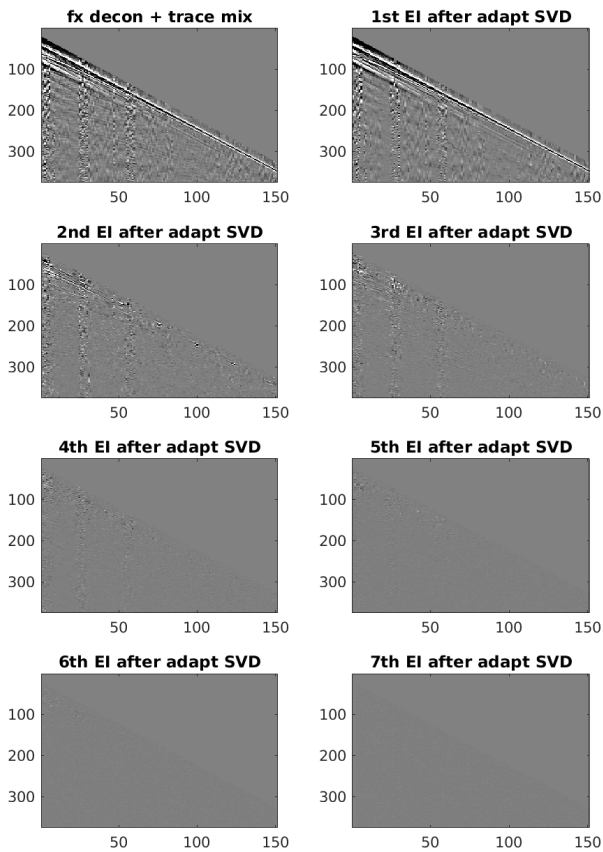


Figure 5: Gray images of field CSG after fx-decon and trace mix (upper left panel) and individual EIs obtained via subsequent adaptive SVD

*Processing of reflection data*

After direct wave separation, subsequent processing is focused to increase even more the spatial and temporal coherence of the thermohaline reflections and to remove

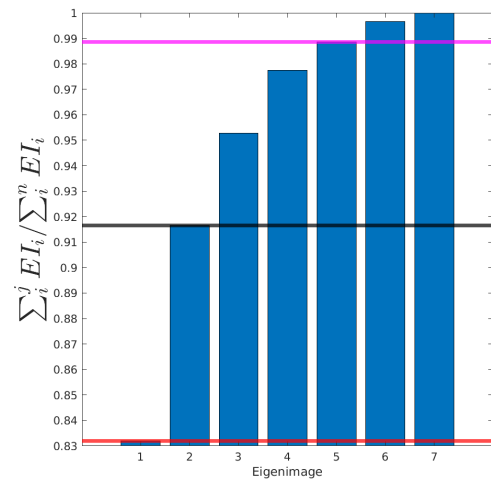


Figure 6: Cumulative norm of the EIs

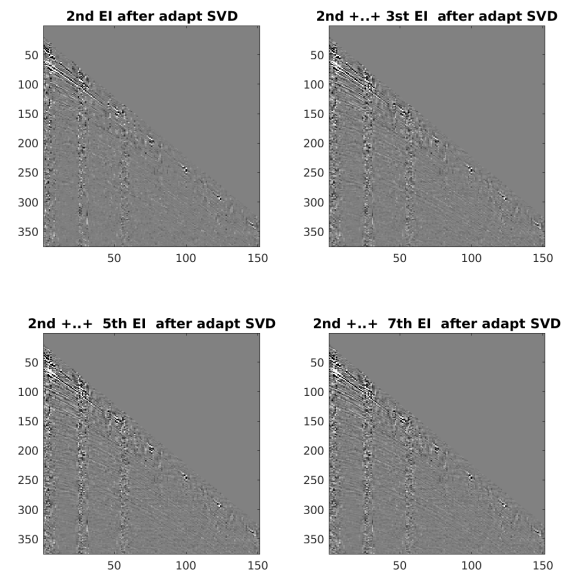


Figure 7: Gray image of field CSG created by the sum of eigenimages obtained by adaptive SVG

residual noise. This can be achieved by fk domain filtering, designed to maintain the region of thermohaline reflections, while mute is enforced elsewhere - on negative wavenumbers and/or slopes that are not consistent with the expected reflections. The impact of this fk filtering in the final image is shown in Figure 8. The verified small contribution of the 6th and 7th EIs, here verified in more detail to the final image, indeed justifies to further disregard of their contribution.

Comparisons of Figure 8 and Figure 9, exemplify how the cumulative sum of the 2nd up to the 5th EI improves spatial and temporal resolution in the CSG, resulting in a amplitude gain mainly at frequencies above 60 Hz. Stacked sections of the raw data (Figure 10) and the final data (Figure 11), further exemplify the total image gain for



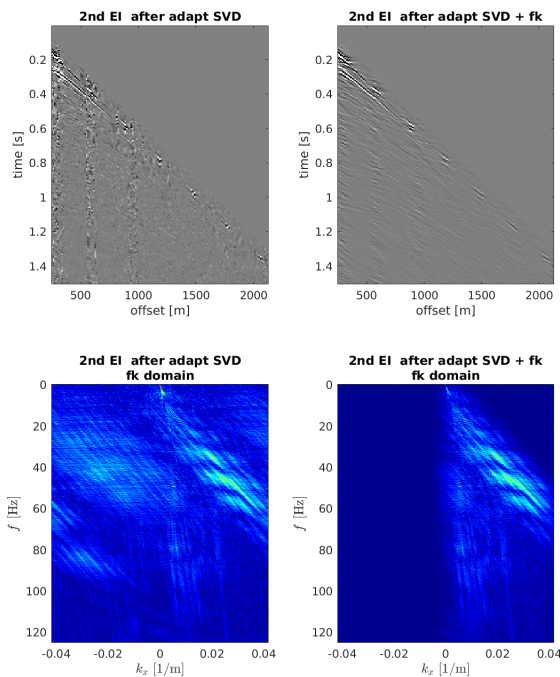


Figure 8: Results of adaptive SVD before fk filtering (left panels) and after fk filtering (right panels) for the 2nd EI. Upper panels: CSG, lower panels: fk domain.

the proposed processing sequence focused on emphasize water layer reflections. Random and some of the coherent high amplitude noises (physical and processing-artifacts) were removed, allowing some visualization of thermohaline reflection signature, especially in the upper portion of the water column.

### Conclusions

The additions presented in this paper to DAGNINO et al. (2017)'s workflow were found to fairly recover the signature of thermohaline reflections, even in the presence of a heavily previously-processed (by third parties) marine seismic data. The further combination of such processing flow for velocity inversion are currently being tested.

### Acknowledgements

The authors are grateful to Carlos Theodoro and Gilberto Lima for suggesting application of FX-decon and trace-mix, and to André Bulcão, Bruno Dias for much of the ongoing discussion regarding data preparation for seismic inversion. This research was supported by Petrobras through "Determinação da velocidade do som da coluna d'água utilizando dados de levantamentos sísmicos" project with Universidade Federal of Santa Catarina (UFSC), and ANP through the R&D levy regulation, process: 2017/00071-6.

### References

BRIGHT, D.; JONES, C; and SELVAGE, J, 2015, Solving water column statics with seismic oceanography: 77th

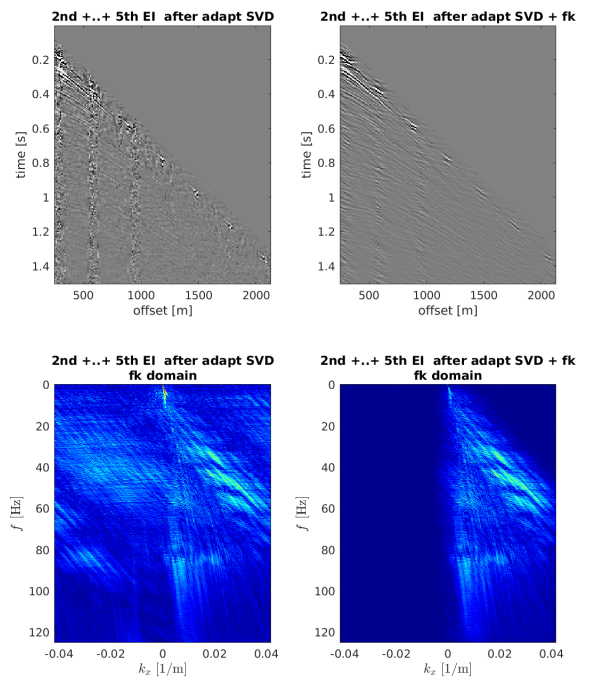


Figure 9: Result of adaptive SVD before fk filtering (left panels) and after fk filtering (right panels). Upper panels: CSG, lower panels: fk domain.

- EAGE Conference and Exhibition 2015, 1–5.
- DAGNINO, D.; SALLARÈS, V.; and RANERO, C., 2017, Waveform-preserving processing flow of multichannel seismic reflection data for adjoint-state full-waveform inversion of ocean thermohaline structure: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **56**, 1615–1625.
- LEAL, R., J. F., 2019, *Oceanografia sísmica: Processamento de dados sísmicos de baixa frequência para mapeamento de estruturas termohalinas*. (Monografia (Bacharel em Geofísica), UFBA (Universidade Federal da Bahia), Salvador, Brazil).
- LUMLEY, D., 2001, Time-lapse seismic reservoir monitoring: *Geophysics*, **66**, 50–53.
- PORSANI, M.; URSIN, B; SILVA, M; and MELO, P, 2013, Dip-adaptive singular-value decomposition filtering for seismic reflection enhancement: *Geophysical Prospecting*, **61**, 42–52.
- SAMBO, C.; IFEROBI, C.; BABASAFARI, A.; S, R.; and AKANNI, O., 2020, The role of 4d time lapse seismic technology as reservoir monitoring and surveillance tool: A comprehensive review: *Journal of Natural Gas Science and Engineering*, 103312.

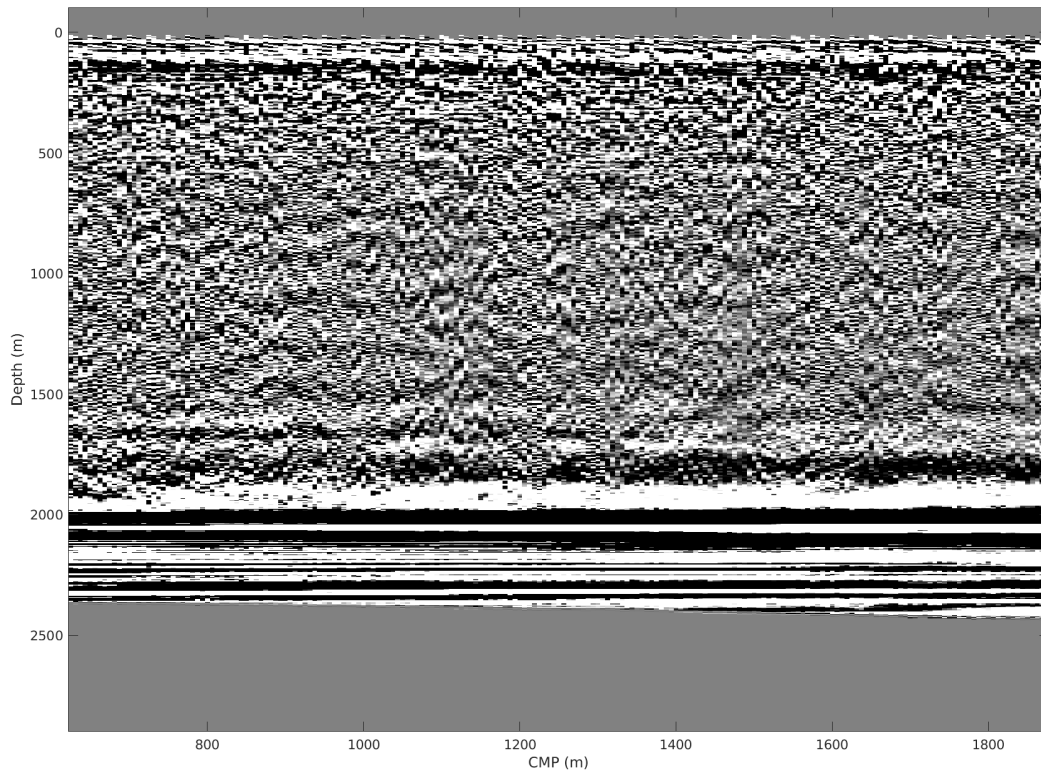


Figure 10: Stacked raw data

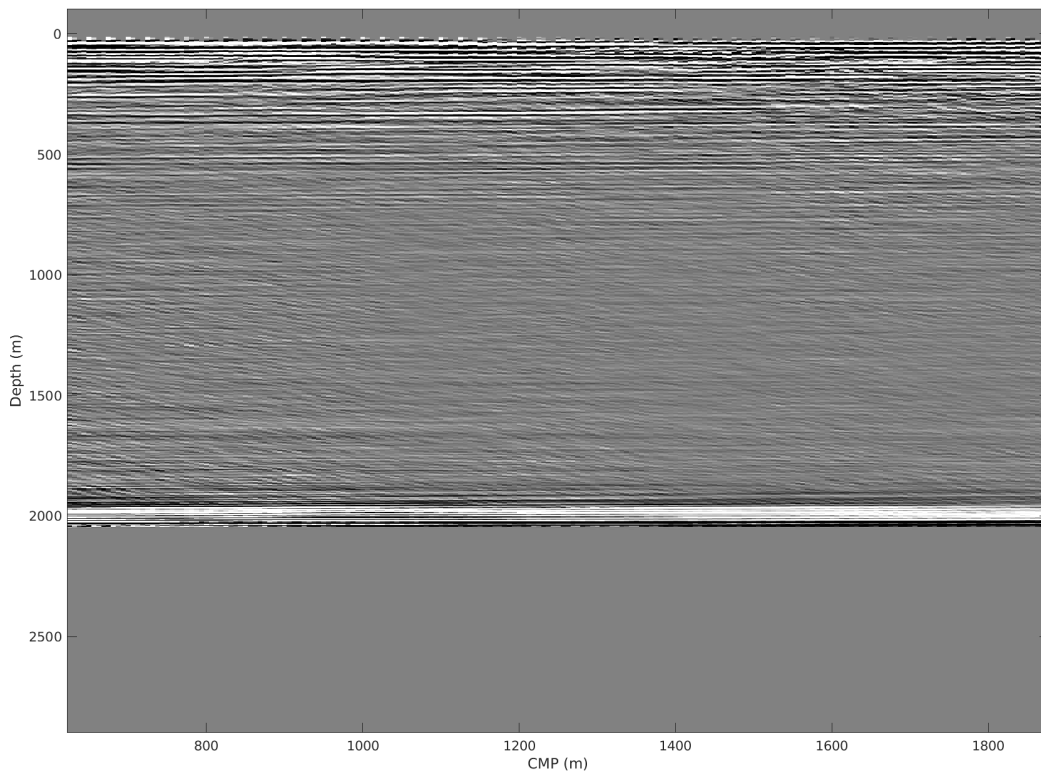


Figure 11: Stacked data after processing



## Application of FWI in real seismic oceanography data

Leal Fh, J. R.,LVA-UFSC; Paul, S.,LVA-UFSC; Lajus Jr, F. C.,LOC-UFSC; Klein, A. H. F.,LOC-UFSC; Bulcão, A., PETROBRAS

Copyright 2022, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica.

Este texto foi preparado para a apresentação no IX Simpósio Brasileiro de Geofísica, Curitiba, 4 a 6 de outubro de 2022. Seu conteúdo foi revisado pelo Comitê Técnico do IX SimBGf, mas não necessariamente representa a opinião da SBGf ou de seus associados. É proibida a reprodução total ou parcial deste material para propósitos comerciais sem prévia autorização da SBGf.

### Abstract

The objective of Full Waveform Inversion (FWI) is to reconstruct a model of physical parameters, for example, a model of sound propagation velocity distribution in an elastic medium, fitting computationally generated synthetic data to experimentally obtained seismic data. Due to the high nonlinearity of the inverse problem, the success of the FWI is directly linked to the accuracy of the initial model, presence of low-frequency energy in the experimental data and a presence of noise in the input data. In Seismic Oceanography, the application in real data is extremely recent, not consolidated, being necessary to deal with challenges such as a low signal-to-noise ratio in the raw seismic data (less than 0.4), lack of energy at low frequencies and a possible lack of an initial model from in-situ measurements. These aspects make it difficult to recover the model from seismic data. The aim of this work is the application of the FWI to real reflection data obtained in oceanographic structures, contaminated due to processing done by third parties.

Therefore, a functional seismic data processing workflow is proposed for a better conditioning of the input data in the inversion. Using the multiscale approach in the frequency, 15 Hz to 25 Hz, being monitored the convergence and reduction of the objective function, a good adjustment of the results (mainly up to 800m), however there is also the appearance of structures not consistent with the observed data. This behavior suggests a change in the approach, possibly aimed at increasing the tolerance of the method with the presence of noise. Some options found in the literature use the L-BFGS approach with changes in the construction of the Hessian matrix and step size. Others suggest the greater robustness in the objective function within the objective function, seeking to reduce the influence of minima locations and sensitive to the presence of noise. Finally, an approach for the reconstruction of temperature and salinity maps, from of the sound velocity profile results was developed. For this, an equation is made to relate the dependence of temperature to speed, from the diagram  $T - S$  location in the region of interest. As input, the resulting sound velocity profiles were used after cycling at 25 Hz, resulting in salinity and temperature profiles. In general, the results have similar characteristics to the velocity profile obtained, with the temperature contrasts aligned with the variations profile associated with different water masses (up to 800m) and a smoother behavior is observed in salinity, mainly from 1000m.

### Acknowledgements

The authors are grateful to Carlos Theodoro and Gilberto Lima for suggesting application of FX-decon and trace-mix, and to Andre Bulcão, Bruno Dias for much of the ongoing discussion regarding data preparation for seismic inversion. This research was supported by Petrobras through “Determinação da velocidade do som da coluna d’agua utilizando dados de levantamentos sísmicos” project with Universidade Federal of Santa Catarina (UFSC), and ANP through the R&D levy regulation, process: 2017/00071-6.

## APÊNDICE B – SOLUÇÃO DO PROBLEMA DIRETO NO DOMÍNIO DA FREQUÊNCIA POR DIFERENÇAS FINITAS

As derivadas parciais do campo  $P(\omega, \vec{x})$  podem ser discretizadas via expansão em série de Taylor, em  $x$ :

$$P(x+\Delta x, z, \omega) = P(x, z, \omega) + \frac{\partial P(x, z, \omega)}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial^2 P(x, z, \omega)}{\partial x^2} \frac{(\Delta x)^2}{2!} + \frac{\partial^3 P(x, z, \omega)}{\partial x^3} \frac{(\Delta x)^3}{3!} + \dots \quad (53)$$

e em  $z$ :

$$P(x, z+\Delta z, \omega) = P(x, z, \omega) + \frac{\partial P(x, z, \omega)}{\partial z} \Delta z + \frac{\partial^2 P(x, z, \omega)}{\partial z^2} \frac{(\Delta z)^2}{2!} + \frac{\partial^3 P(x, z, \omega)}{\partial z^3} \frac{(\Delta z)^3}{3!} + \dots \quad (54)$$

Analogamente,  $P(x-\Delta x, z, \omega)$  pode ser expandido em:

$$P(x-\Delta x, z, \omega) = P(x, z, \omega) - \frac{\partial P(x, z, \omega)}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial^2 P(x, z, \omega)}{\partial x^2} \frac{(\Delta x)^2}{2!} - \frac{\partial^3 P(x, z, \omega)}{\partial x^3} \frac{(\Delta x)^3}{3!} + \dots \quad (55)$$

e  $P(x, z-\Delta z, \omega)$  pode ser expandido em:

$$P(x, z-\Delta z, \omega) = P(x, z, \omega) - \frac{\partial P(x, z, \omega)}{\partial z} \Delta z + \frac{\partial^2 P(x, z, \omega)}{\partial z^2} \frac{(\Delta z)^2}{2!} - \frac{\partial^3 P(x, z, \omega)}{\partial z^3} \frac{(\Delta z)^3}{3!} + \dots \quad (56)$$

Somando as Eqs. (53) e (55) e desprezando o termo de ordem superior a dois, obtém-se a aproximação para segunda derivada em  $x$ :

$$\frac{\partial^2 P(x, z, \omega)}{\partial x^2} \approx \frac{P(x+\Delta x, z, \omega) - 2P(x, z, \omega) + P(x-\Delta x, z, \omega)}{(\Delta x)^2}. \quad (57)$$

Somando as Equações (54) e (56) e desprezando o termo de ordem superior a dois, obtém-se a aproximação para segunda derivada em  $z$ :

$$\frac{\partial^2 P(x, z, \omega)}{\partial z^2} \approx \frac{P(x, z+\Delta z, \omega) - 2P(x, z, \omega) + P(x, z-\Delta z, \omega)}{(\Delta z)^2}. \quad (58)$$

Somando as Equações (57) e (58) e discretizando em relação à malha têm-se para o problema 2D:

$$\begin{aligned} \nabla^2 P_{m,n} \approx & \frac{P_{m+1,n} - 2P_{m,n} + 2P_{m-1,n}}{(\Delta x)^2} \\ & + \frac{P_{m,n+1} - 2P_{m,n} + 2P_{m,n-1}}{(\Delta z)^2}. \end{aligned} \quad (59)$$

As derivadas podem ser estimadas com maior exatidão adicionando mais pontos, além dos adjacentes a  $P(x+\Delta x, z, \omega)$ ,  $P(x-\Delta x, z, \omega)$ ,  $P(x, z+\Delta z, \omega)$  e  $P(x, z-\Delta z, \omega)$ , dando origem aos operadores de diferenças finitas de mais alta ordem.

As expansões do Laplaciano em uma série de Taylor de 4ª ordem são dadas por Fornberg (1988):

$$\frac{\partial^2 P(x, z, \omega)}{\partial x^2} \approx \frac{1}{(\Delta x)^2} \left[ -\frac{1}{12} P(x + 2\Delta x, z, \omega) + \frac{3}{4} P(x + \Delta x, z, \omega) - \frac{5}{2} P(x, z, \omega) + \frac{3}{4} P(x - \Delta x, z, \omega) - \frac{1}{12} P(x - 2\Delta x, z, \omega) \right]. \quad (60)$$

e

$$\frac{\partial^2 P(x, z, \omega)}{\partial z^2} \approx \frac{1}{(\Delta z)^2} \left[ -\frac{1}{12} P(x, z + 2\Delta z, \omega) + \frac{3}{4} P(x, z + \Delta z, \omega) - \frac{5}{2} P(x, z, \omega) + \frac{3}{4} P(x, z - \Delta z, \omega) - \frac{1}{12} P(x, z - 2\Delta z, \omega) \right]. \quad (61)$$

Somando as Eqs. (60) e (61) e discretizando em relação à malha têm-se:

$$\begin{aligned} \nabla^2 P_{m,n} \approx & \frac{1}{12(\Delta x)^2} [-P_{m+2,n} + 16P_{m+1,n} - 30P_{m,n} \\ & + 16P_{m-1,n} - P_{m-2,n}] + \frac{1}{12(\Delta z)^2} [-P_{m,n+2} \\ & + 16P_{m,n+1} - 30P_{m,n} + 16P_{m,n-1} - P_{m,n-2}]. \end{aligned} \quad (62)$$

## B.1 DISPERSÃO NUMÉRICA DA SOLUÇÃO DO PROBLEMA DIRETO POR DIFERENÇAS FINITAS

A solução da equação da onda por diferenças finitas é caracterizada por uma dispersão numérica para cada frequência (VIRIEUX *et al.*, 2009). A dispersão numérica da solução da equação de onda bidimensional ocorre quando a velocidade de fase da onda  $c_{ph}$  é diferente da velocidade de grupo  $c_g$ .

Discretizando a equação da onda para uma malha pelo método de diferenças finitas, ela pode ser reescrita como:

$$\frac{P_{m+1,n} - 2P_{m,n} + 2P_{m-1,n}}{(\Delta x)^2} + \frac{P_{m,n+1} - 2P_{m,n} + 2P_{m,n-1}}{(\Delta z)^2} + \frac{\omega^2}{c_{m,n}^2} P_{m,n} = 0. \quad (63)$$

Para analisar o fenômeno de dispersão, é utilizada a solução de uma onda plana em um meio homogêneo e infinito (JO *et al.*, 1996) dada por:

$$P_{m,n} = e^{i(mk_x \Delta x + nk_z \Delta z)}, \quad (64)$$

sendo  $k_x$  e  $k_z$  os números de onda nas direções  $x$  e  $z$ , dados por:

$$k_x = k \sin \theta \quad \text{e} \quad k_z = k \cos \theta, \quad (65)$$

sendo  $k$  o módulo do vetor número de onda e  $\theta$  o ângulo entre o eixo  $z$  e a direção de propagação.

Substituindo a Eq. (64) na Eq. (63) é obtida a expressão para a velocidade de fase normalizada (JO *et al.*, 1996):

$$\frac{c_{ph}}{c_g} = \frac{N}{\pi} \left[ \text{sen}^2 \left( \frac{\pi}{N} \text{sen } \theta \right) + \text{sen}^2 \left( \frac{\pi}{N} \text{cos } \theta \right) \right]^{1/2} \quad (66)$$

sendo  $N$  o número de pontos da malha em  $x$  e  $z$ , usado para representar o menor comprimento de onda, e dado por:

$$N = \frac{\lambda}{\Delta x}. \quad (67)$$

A dispersão numérica pode ser evitada garantindo que o lado direito da Eq. (66) seja igual a 1, independente da discretização escolhida. Para a solução por diferenças finitas de 2ª ordem são obtidos valores de  $N = 13$  e para discretização de 4ª ordem um  $N = 6$  (JO *et al.*, 1996).

Para aumentar a estabilidade da solução da onda direta por diferenças finitas mantendo uma malha com 9 pontos, Jo *et al.* (1996) propuseram a utilização de uma generalização do Laplaciano utilizando uma rotação de 45°, pois assim é possível aumentar a estabilidade da solução mantendo o custo computacional baixo.

$$\nabla^2 P = a \nabla_{(0)}^2 P + (1 - a) \nabla_{(45)}^2 P \quad (68)$$

sendo

$$\begin{aligned} \nabla_{(0)}^2 P &= \frac{\partial^2 P}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 P}{\partial z^2} \\ \nabla_{(45)}^2 P &= \frac{\partial^2 P}{\partial x'^2} + \frac{\partial^2 P}{\partial z'^2} \end{aligned} \quad (69)$$

e  $(x', z')$  um sistema de coordenadas rotacionado em 45°. Nesta proposta a aproximação das Eqs. (69) por diferenças finitas é escrita como:

$$\nabla_{(0)}^2 P \Big|_{x=x_m, z=z_n} \approx \frac{P_{m+1,n} + P_{m-1,n} - 4P_{m,n} + P_{m,n+1} + P_{m,n-1}}{(\Delta x)^2} \quad (70)$$

e

$$\nabla_{(45)}^2 P \Big|_{x=x_m, z=z_n} \approx \frac{P_{m+1,n+1} + P_{m-1,n+1} - 4P_{m,n} + P_{m+1,n-1} + P_{m-1,n-1}}{(\sqrt{2}\Delta x)^2}. \quad (71)$$

O termo relacionado a aceleração  $(\omega^2/c^2)P$  da equação da onda (Eq. (5)) pode ser representado como uma combinação linear entre os pontos do operador Laplaciano

$$P \Big|_{m,n} = b P_{m,n} + \frac{(1-b)}{4} \times (P_{m+1,n} + P_{m-1,n} + P_{m,n+1} + P_{m,n-1}). \quad (72)$$

Utilizando as Eqs. (70), (71) e (72), obtêm-se então a discretização completa da equação da onda conforme

$$\begin{aligned}
 & a \frac{(P_{m+1,n} + P_{m-1,n} - 4P_{m,n} + P_{m,n+1} + P_{m,n-1})}{(\Delta x)^2} \\
 & + (1 - a) \times \frac{(P_{m+1,n+1} + P_{m-1,n+1} - 4P_{m,n} + P_{m+1,n-1} + P_{m-1,n-1})}{(\sqrt{2}\Delta x)^2} \\
 & + \frac{\omega^2}{c(m,n)^2} [bP_{m,n} + c(P_{m+1,n} + P_{m-1,n} + P_{m,n-1} + P_{m,n+1}) \\
 & + \frac{(1 - b - 4c)}{4} \times (P_{m-1,n-1} + P_{m+1,n-1} + P_{m+1,n+1} + P_{m-1,n+1})] = 0.
 \end{aligned} \tag{73}$$

De acordo com Jo *et al.* (1996) a solução da equação da onda utilizando nove pontos na malha em  $x$  e  $z$  é estável para  $N = 4$  e os coeficientes que minimizam a dispersão numéricas são:

$$a = 0.5461, \quad b = 0.6248, \quad c = 0.9381 \cdot 10^{-1}. \tag{74}$$