

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
MESTRADO EM DINÂMICA DOS OCEANOS E DA TERRA

Gabriel Codato Antonio Silva

Previsão numérica da perda do sinal acústico  
submarino na região da ressurgência costeira de  
Cabo Frio - RJ

Niterói-RJ

2015

GABRIEL CODATO ANTONIO SILVA

PREVISÃO NUMÉRICA DA PERDA DO SINAL ACÚSTICO SUBMARINO NA  
REGIÃO DA RESSURGÊNCIA COSTEIRA DE CABO FRIO - RJ

Dissertação apresentada  
ao Curso de Mestrado  
em Dinâmica dos Oceanos e da Terra da  
Universidade Federal Fluminense, como  
requisito parcial para obtenção do Grau  
de Mestre. Área de Concentração:  
Geologia e Geofísica Marinha.

Orientador: Prof. Dr. LEANDRO CALADO

Niterói-RJ

2015



GABRIEL CODATO ANTONIO SILVA

PREVISÃO NUMÉRICA DA PERDA DO SINAL ACÚSTICO SUBMARINO NA  
REGIÃO DA RESSURGÊNCIA COSTEIRA DE CABO FRIO - RJ

Dissertação apresentada  
ao Curso de Mestrado  
em Dinâmica dos Oceanos e da Terra da  
Universidade Federal Fluminense, como  
requisito parcial para obtenção do Grau  
de Mestre. Área de Concentração:  
Geologia e Geofísica Marinha.

Aprovada em FEVEREIRO de 2015.

BANCA EXAMINADORA

---

Prof. Dr. LEANDRO CALADO - Orientador

UFF

---

Prof. Dr. ALBERTO GARCIA DE FIGUEIREDO JR.

UFF

---

Prof. Dr. ARTHUR AYRES NETO

UFF

---

Prof. Dr. CARLOS EDUARDO PARENTE RIBEIRO

COPPE/UFRJ

Niterói-RJ

2015

*'There is no end to education. It is not that you read a book, pass an examination, and finish with education. The whole of life, from the moment you are born to the moment you die, is a process of learning.'*

Jiddu Krishnamurti

# Agradecimentos

Início esta dissertação agradecendo de coração aos meus pais, que sempre e incondicionalmente acreditaram em minha capacidade, me apoiando em todas as decisões. Se não fosse o suporte e zelo oferecido por eles desde a minha infância, muito provavelmente este curso de pós-graduação nem teria sido feito. Também quero agradecer especialmente à minha mulher, Clarissa, pelo carinho, pelo amor, pelo companheirismo e por me ajudar a enxergar o mundo de uma forma melhor. Aos meus avós, meus irmãos, tios e sobrinhas, enfim a toda a minha família. Vocês são meu porto seguro, amo vocês. Sem a presença dessa base familiar seria muito difícil a concretização deste trabalho.

Agradeço muito ao meu orientador, Leandro Calado, pela confiança depositada em mim, pelos ensinamentos, por toda a ajuda prestada, pela amizade e principalmente pela dedicação na orientação deste trabalho. Foi meu orientador desde a graduação e desde o princípio sempre me incentivou, fazendo com que eu aprendesse muito nesse período. Nunca me negou ajuda, seja no lado profissional ou pessoal. À ele devo muito respeito, por todo o conhecimento transmitido e por ter me concedido espaço para trabalhar no Grupo de Dinâmica dos Oceanos e Grupo de Sensoriamento Remoto do Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira (IEAPM), possibilitando diversas conquistas na área de Oceanografia.

Durante a minha jornada acadêmica, pude contar com a colaboração de diversas pessoas, que de uma forma ou de outra, foram importantes na realização deste trabalho. Dentre elas, destacam-se os meus companheiros de laboratório, Wandrey, Eduardo, Victor, Gabriel, Mayumi, André (Bocão), Soutelino, Juliana, Phellipe, Lucas, Gabriela, Vanessa e Natália. Guardo ótimas recordações de todos e espero continuar em contato.

Agradeço a todos os professores do mestrado em Dinâmica dos Oceanos e da Terra da Universidade Federal Fluminense (UFF). Em especial, agradeço ao Prof. Alberto Garcia de Figueiredo Jr. (UFF), ao Prof. Arthur Ayres Neto (UFF) e ao Prof. Carlos Eduardo Parente Ribeiro (COPPE/UFRJ), por aceitarem o convite para compor o comitê de avaliação e contribuir valiosamente no progresso deste trabalho.

Gostaria de agradecer imensamente ao Néelson Martins (Universidade do Algarve), que durante sua estadia no Brasil, sentou do meu lado diversas vezes para ensinar conceitos de acústica submarina e me ajudou com várias aplicações no Matlab.

Da mesma forma, ao Wandrey Watanabe (IO/USP), por ter sido uma figura muito importante no momento em que decidi trabalhar com modelagem numérica de propagação acústica, me fornecendo a base inicial e o primeiro pacote de rotinas, onde comecei a explorar a área de acústica submarina.

Ao Fábio Contrera (IEAPM), por toda a disponibilidade e competência, o qual inclusive me ajudou com a aplicação do modelo TRACEO e participou ativamente para que este trabalho fluísse com êxito.

Gostaria de lembrar o apoio das instituições: a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e o Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira (IEAPM).

Finalmente, de forma muito especial, gostaria de agradecer a Deus, por iluminar o meu caminho e me dar forças para seguir em frente, em qualquer situação. O Deus a qual me refiro talvez não seja o todo-poderoso convencional, mas é um Deus sábio que está dentro de cada um. Um leão dentro de cada um de nós. É a base de tudo que acredito.

Obrigado a todos!

# Lista de Figuras

|     |   |    |
|-----|---|----|
| 1.1 | Imagem de TSM (MODIS-Aqua) evidenciando a ressurgência costeira de Cabo Frio. As cores azuladas representam a pluma de águas frias promovida pela ressurgência. . . . .   | 6  |
| 1.2 | Perdas na propagação acústica simulada através de um modelo de propagação inicializado por: (Painel superior) Perfil de velocidade do som climatológico; (Painel central) Modelo de feição; (Painel inferior) Dados <i>in situ</i> . Fonte: Small et. al (1997) . . . . . | 9  |
| 3.1 | Mapa global ilustrando na cor vermelha as principais regiões de ocorrência do fenômeno da ressurgência costeira. Fonte: NOAA, disponível em <a href="http://oceanservice.noaa.gov/education/">http://oceanservice.noaa.gov/education/</a> . . . . .                       | 14 |
| 3.2 | Espiral de Ekman para o Hemisfério Norte. Fonte: NOAA, disponível em <a href="http://oceanservice.noaa.gov/education/">http://oceanservice.noaa.gov/education/</a> . . . . .  | 16 |
| 3.3 | Representação do processo de formação da ressurgência costeira para o H.S. Fonte: Adaptado de <a href="http://www.pfeg.noaa.gov">http://www.pfeg.noaa.gov</a> . . . . .   | 18 |
| 3.4 | Representação esquemática do processo de ressurgência costeira em Cabo Frio. Fonte: Adaptado de Soutelino e Miranda (2013). . . . .   | 20 |
| 3.5 | Distribuição vertical simplificada das massas de água na região da plataforma continental de Cabo Frio, para a época de inverno (acima) e verão (abaixo). Fonte: Adaptado de Matsuura (1986) . . . . .  | 21 |

|      |   |    |
|------|---|----|
| 3.6  | Relevo submarino nas proximidades da região de Cabo Frio e Arraial do Cabo (Fonte: Elias, 2009). . . . .  | 22 |
| 3.7  | Imagem AVHRR da TSM entre Rio de Janeiro e Vitória. São destacados os vórtices/meandros de Cabo Frio e Cabo de São Tomé, e a pluma de ressurgência costeira. Fonte: Calado (2006). . . . .                                    | 23 |
| 3.8  | Relação entre os perfis de: (a) temperatura e (b) velocidade do som para águas profundas, em um oceano idealizado. Fonte: Xavier (2005). . . . .  | 31 |
| 3.9  | Trajetórias da onda acústica numa coluna d'água, demonstrando a refração que os raios sonoros sofrem ao incidirem na termoclina, criando uma zona de sombra. Fonte: Miguens (2006). . . . .                                   | 33 |
| 3.10 | Representação esquemática da propagação da onda sonora, onde C representa a compressão e R a rarefação. Fonte: Boaventura (2010). . . . .   | 35 |
| 4.1  | Representação esquemática do modelo de feição para a frente de ressurgência costeira. Note que $\Theta = \tan(\alpha) = h/Xf$ . A linha azul representa a isoterma de ressurgência. Fonte: Adaptado de Calado (2006). . . . . | 41 |
| 4.2  | Campo tridimensional de temperatura após a interpolação entre a climatologia e o MF da ressurgência costeira de Cabo Frio. . . . .  | 42 |
| 4.3  | Grade e batimetria utilizada nas simulações do ROMS. As cores representam a profundidade em metros. . . . .   | 45 |
| 4.4  | Campo inicial de temperatura de superfície, oriundo do MROF. Nota-se a presença da feição de ressurgência costeira assimilada já no campo inicial. . . . .  | 47 |
| 4.5  | Esquema representativo das configurações utilizadas no TRACEO para as simulações acústicas. . . . .   | 52 |
| 4.6  | Grade de amostragem oceanográfica do cruzeiro OAEx10. As cores representam a temperatura em °C para o dia 19 de novembro. . . . .   | 53 |

|     |   |    |
|-----|---|----|
| 4.7 | Perfis de CTD obtidos durante o cruzeiro OAEEx10. (Esquerda) Temperatura vs. profundidade. (Centro) Salinidade vs. profundidade. (Direita) Diagrama T-S, onde os pontos verdes correspondem a ACAS. . . . .   | 54 |
| 5.1 | Esquema de análise comparativa utilizado para a validação da previsão oceanográfica em termos acústicos. . . . .  | 57 |
| 5.2 | Mapa de TSM oriundo dos dados do OAEEx10. Os transectos 1, 2 e 3 representam as seções de velocidade do som utilizadas para as simulações do TRACEO. Note que o símbolo de triângulo representa a posição da fonte sonora (F), e os círculos os receptores. . . . . | 57 |
| 5.3 | Seções verticais de temperatura para os transectos da Figura 5.2, derivados de: a) Dados do OAEEx10; e b) Previsão oceanográfica (ROMS). . . . .  | 58 |
| 5.4 | Seções verticais de velocidade do som para os transectos da Figura 5.2, derivados de: a) Dados do OAEEx10; e b) Previsão oceanográfica (ROMS). . . . .  | 60 |
| 5.5 | TL computado com o TRACEO emitindo a frequência de 1500 Hz, para as três seções de velocidade do som da Figura 5.4, derivados de: a) Dados do OAEEx10; e b) Previsão oceanográfica (ROMS). . . . .  | 61 |
| 5.6 | Erro percentual do campo de TL previsto para a frequência de 1500 Hz. Nota-se na seção 3 um retângulo tracejado que corresponde ao pacote de valores que foram considerados <i>outliers</i> para a composição da média do erro percentual. . . . .                  | 63 |
| 5.7 | TL simulado com a frequência de 500 Hz, para as três seções de velocidade do som da Figura 5.4, derivados de: a) Dados do OAEEx10; e b) Previsão oceanográfica. . . . .   | 65 |
| 5.8 | TL simulado com a frequência de 6500 Hz, para as três seções de velocidade do som da Figura 5.4, derivados de: a) Dados do OAEEx10; e b) Previsão oceanográfica. . . . .  | 66 |

|      |   |    |
|------|---|----|
| 5.9  | TL simulado com a frequência de 12500 Hz, para as três seções de velocidade do som da Figura 5.4, derivados de: a) Dados do OAE <sub>x10</sub> ; e b) Previsão oceanográfica. . . . .   | 67 |
| 5.10 | TL simulado com o TRACEO com a frequência de 1500 Hz, para as três seções de velocidade do som da Figura 5.4, derivados de: a) Previsão oceanográfica; e b) Cenário fictício de velocidade do som espacialmente homogênea (1500 m/s). . . . .   | 69 |
| 5.11 | Mapa de temperatura da superfície do mar, evidenciando a presença da ressurgência. . . . .  | 70 |
| 5.12 | TL a 15m de profundidade computado com o TRACEO utilizando a frequência de 500 Hz. O círculo no centro simboliza a posição da fonte sonora. . . . .   | 71 |
| 5.13 | TL a 15m de profundidade computado com o TRACEO utilizando a frequência de 1500 Hz. O círculo no centro simboliza a posição da fonte sonora. . . . .  | 72 |
| 5.14 | TL a 15m de profundidade computado com o TRACEO utilizando a frequência de 6500 Hz. O círculo no centro simboliza a posição da fonte sonora. . . . .  | 73 |
| 5.15 | TL a 15m de profundidade computado com o TRACEO utilizando a frequência de 12500 Hz. O círculo no centro simboliza a posição da fonte sonora. . . . .   | 74 |
| 5.16 | Mapa batimétrico. As cores representam a profundidade em metros. . . . .  | 75 |
| 5.17 | TL a 15m de profundidade computado com o TRACEO utilizando a frequência de 1500 Hz. O círculo no centro simboliza a posição da fonte sonora. Nota-se que este caso é isovelocity (velocidade do som homogênea em toda a coluna d'água). . . . . | 76 |
| 5.18 | Esquema representativo dos procedimentos utilizados para a estimativa de probabilidade de detecção. . . . .   | 77 |
| 5.19 | Probabilidade de detecção à 15 m de profundidade, utilizando a frequência de 500 Hz. O círculo no centro simboliza a posição do alvo hipotético (fonte sonora), o qual está posicionado à 50 m de profundidade. . . . .                         | 79 |



- 5.20 Probabilidade de detecção à 15 m de profundidade, utilizando a frequência de 1500 Hz. O círculo no centro simboliza a posição do alvo hipotético (fonte sonora), o qual está posicionado à 50 m de profundidade. . . . . 80
- 5.21 Probabilidade de detecção à 15 m de profundidade, utilizando a frequência de 6500 Hz. O círculo no centro simboliza a posição do alvo hipotético (fonte sonora), o qual está posicionado à 50 m de profundidade. . . . . 81
- 5.22 Probabilidade de detecção à 15 m de profundidade, utilizando a frequência de 12500 Hz. O círculo no centro simboliza a posição do alvo hipotético (fonte sonora), o qual está posicionado à 50 m de profundidade. . . . . 82
- 5.23 Probabilidade de detecção à 15 m de profundidade, utilizando a frequência de 1500 Hz. O círculo no centro simboliza a posição do alvo hipotético (fonte sonora), o qual está posicionado à 50 m de profundidade. Nota-se que este caso é isovelocidade (velocidade do som homogênea em toda a coluna d'água). . . . . 83

# Sumário

|   |             |
|---|-------------|
| <b>Agradecimentos</b>                                 | <b>v</b>    |
| <b>Lista de Figuras</b>                               | <b>xi</b>   |
| <b>Resumo</b>   | <b>xv</b>   |
| <b>Abstract</b>                                       | <b>xvii</b> |
| <b>1 Introdução</b>                                   | <b>1</b>    |
| 1.1 Motivação . . . . .                               | 2           |
| 1.2 Problemática . . . . .                            | 4           |
| 1.3 Estrutura da dissertação . . . . .                | 9           |
| <b>2 Objetivos</b>                                    | <b>11</b>   |
| 2.1 Geral . . . . .                                   | 11          |
| 2.2 Específicos . . . . .                             | 11          |
| <b>3 Fundamentos Básicos</b>                          | <b>13</b>   |
| 3.1 Ressurgência costeira . . . . .                   | 13          |
| 3.1.1 Dinâmica de Ekman . . . . .                     | 15          |
| 3.1.2 A ressurgência na região de Cabo Frio . . . . . | 19          |
| 3.2 Modelagem numérica hidrodinâmica . . . . .        | 25          |

|          |   |
|----------|---|
|          | xiii  |
| 3.2.1    | Conceitos gerais . . . . . 25   |
| 3.2.2    | Previsões oceanográficas . . . . . 27   |
| 3.3      | Propagação do som no mar . . . . . 29   |
| 3.3.1    | Velocidade do som . . . . . 30  |
| 3.3.2    | A superfície e o fundo do mar . . . . . 32                                    |
| 3.4      | Relações acústicas básicas . . . . . 34                                       |
| 3.4.1    | Intensidade acústica . . . . . 34   |
| 3.4.2    | Perdas na transmissão . . . . . 35  |
| <b>4</b> | <b>Metodologia</b> . . . . . <b>37</b>  |
| 4.1      | O Modelo Regional Orientado por Feições . . . . . 38                          |
| 4.1.1    | Modelo de Feição da Ressurgência Costeira . . . . . 39                        |
| 4.1.2    | Adimensionalização/Redimensionalização . . . . . 41                           |
| 4.2      | O Modelo Numérico Hidrodinâmico . . . . . 43                                  |
| 4.2.1    | Implementação do ROMS . . . . . 44  |
| 4.2.2    | Condições de contorno . . . . . 45  |
| 4.2.3    | Campos iniciais . . . . . 46  |
| 4.2.4    | Forçantes externas . . . . . 47   |
| 4.2.5    | Configurações das simulações hidrodinâmicas . . . . . 48                      |
| 4.3      | O Modelo de Propagação Acústica . . . . . 50                                  |
| 4.4      | Conjunto de dados hidrográficos para validação (Cruzeiro OAEx10) . . . . . 51 |
| <b>5</b> | <b>Resultados e Discussão</b> . . . . . <b>55</b>                             |
| 5.1      | Validação da previsão oceanográfica em termos acústicos . . . . . 56          |
| 5.2      | A influência da ressurgência costeira na perda do sinal acústico . . . . . 65 |
| 5.3      | A probabilidade de detecção de alvos no cenário da ressurgência . . . . . 71  |

|                                   |           |
|-----------------------------------|-----------|
|                                   | xiv       |
| <b>6 Considerações Finais</b>     | <b>85</b> |
| <b>Referências Bibliográficas</b> | <b>87</b> |

# Resumo

Previsões do campo acústico usualmente sofrem de erros e incertezas provenientes das previsões oceanográficas, devido à extrema sensibilidade da propagação acústica ao ambiente submarino. Neste contexto, os sistemas de previsão acústica requerem a melhor especificação possível das condições iniciais, fato que demanda alta acurácia e sinopticidade na modelagem da circulação oceânica. O presente trabalho investiga a viabilidade de sistemas de previsão hidrodinâmica oceanográfica para finalidades de previsão acústica na região costeira de Cabo Frio - RJ. São utilizados dois modelos numéricos: um modelo hidrodinâmico baseado na técnica do Modelo Regional Orientado por Feições (MROF) e um modelo acústico de traçamento de raios. Duas simulações acústicas foram realizadas com o modelo acústico possuindo como parâmetro de entrada dois diferentes campos iniciais: i) dados hidrográficos *in situ*, e ii) resultados da previsão oceanográfica. Essas simulações foram comparadas em termos de perdas na transmissão, no intuito de validar a previsão oceanográfica para fins acústicos. O erro percentual médio entre essas simulações variou entre 8% a 15%, demonstrando a aptidão do sistema de previsão hidrodinâmica baseado no MROF para aplicações de acústica submarina. A qualidade dos resultados decai conforme o aumento da distância, fato que pode ser explicado devido uma acumulação de efeitos de erros na previsão durante a propagação. Um outro resultado observado neste trabalho é a interação do campo acústico submarino com a variabilidade oceanográfica. Foi possível notar um intenso bloqueio do sinal acústico ao cruzar a frente de ressurgência costeira, um fenômeno que promove fortes gradientes termais, de ocorrência frequente na região de estudo. Também foi possível avaliar, através da modelagem numérica, que a batimetria *upslope* não influenciou diretamente na perda do sinal acústico. Adicionalmente, na ten-

tativa de avaliar o efeito da ressurgência nas características de propagação relevantes para aplicações sonar, foram estabelecidos cenários hipotéticos de um sistema sonar passivo. Em oposição as abordagens convencionais, nas quais o desempenho do sonar é computado através de climatologias, aqui, as simulações acústicas foram baseadas em resultados da modelagem oceanográfica. Os resultados indicam que a inclusão da feição da ressurgência costeira na estrutura de propagação do som não só diminui a probabilidade de detecção de alvos, mas bloqueia o sinal. Por fim, é incentivada a inclusão de sistemas de previsão oceanográfica-acústica juntamente com indicadores de probabilidade de detecção, como ferramentas operacionais para aplicações táticas civis e militares que necessitem levar em consideração a variabilidade espaço-temporal do oceano.

Palavras-chave: Previsão oceanográfica; Previsão acústica; Probabilidade de detecção; Ressurgência costeira.

# Abstract

Acoustic predictions usually suffer from uncertainties in ocean forecasts, due to the extreme sensitivity of acoustic propagation to the ocean environment. In this regard, the acoustic prediction systems require the best possible specification of initial conditions, demanding high accuracy and synopticity on the ocean circulation modeling. The current work assesses the feasibility of an hydrodynamical ocean prediction system for acoustic prediction in Cabo Frio - RJ (Brazil) coastal area. Two numerical models were applied: i) an ocean model, based on Feature Oriented Regional Modeling (FORMS) technique, and ii) an acoustic raytracing model. Two numerical acoustic simulations were performed, with an acoustic model having as input two different initial fields: i) in situ hydrographic data, and ii) the oceanographic modeling system outputs. The simulations were compared in terms of transmission loss (TL), in order to evaluate the skills of the ocean forecast for acoustic prediction purposes. The TL differences exhibit average errors between 8% and 15%, demonstrating the feature-oriented regional model skill for acoustic applications. The quality of the results degrades with distance. This can be explained by an accumulation of forecast error effects during propagation. Another interesting result is that the ocean variability can considerably influence acoustic propagation properties. We found that the coastal upwelling causes a strong impact on the acoustic pressure field, increasing the transmission loss in that region. Afterwards, the application of numerical modeling allowed to confirm that the upslope bathymetry don't affect the transmission loss. Additionally, in order to evaluate the coastal upwelling effects on propagation properties relevant for sonar applications, we performed an hypothethic scenario considering a passive sonar system. In opposition of many conventional approaches, where the sonar

performance is computed through climatologies, here the acoustic simulations were performed using the ocean modeling outputs. The results indicate that the inclusion of coastal upwelling feature on the sound propagation field can attenuate the acoustic signals, leading to a situation where may prevent the detection of submarine targets. At the end, it is encouraged to include ocean-acoustic prediction systems together with detection probability indicators, as operational tools for civil and military applications which require the ocean's spatial-temporal variability conditions.

Keywords: Ocean prediction; Acoustic prediction; Probability of detection; Coastal upwelling.



# Capítulo 1

## Introdução

Modelos numéricos oceanográficos são ferramentas computacionais utilizadas para a investigação e previsão das condições físicas do mar. Eles compõem um repositório para as mais sofisticadas teorias desenvolvidas, e são essencialmente métodos de representar matematicamente o complexo sistema geofísico denominado oceano. Os modelos fornecem um aparato experimental para a racionalização científica de fenômenos oceanográficos nas mais variadas escalas, e permitem a compreensão de processos dinâmicos que interagem entre si de forma extremamente complexa e não-linear. Por esta razão, tornou-se uma ferramenta muito poderosa e utilizada por diversos oceanógrafos, meteorologistas e profissionais da área de geociências.

De fato, com o avanço tecnológico e o aumento do poder computacional, estão surtindo efeitos muito positivos na melhoria dos sistemas de modelagem numérica, permitindo cada vez mais resolução espaço-temporal e maior precisão às simulações dos processos oceanográficos. Obviamente, a expansão do conhecimento científico dos processos físicos que governam o comportamento dos oceanos como sistemas fluidos complexos é um fator determinante para o desenvolvimento e sofisticação de tais sistemas. É importante destacar o fato de que os modelos são meras construções intelectuais, portanto, tornam-se úteis somente quando manipulados e calibrados por especialistas, com validação adequada, baseando-se em dados reais.

## 1.1 Motivação

Ao longo das últimas quatro décadas, o uso de modelos numéricos de circulação aumentou consideravelmente na oceanografia. Hoje, existem diversos modelos implementados de modo operacional para áreas costeiras e estuarinas, oceanos regionais e bacias oceânicas inteiras. Existem também diversas iniciativas de pesquisa científica que utilizam tais modelos numéricos como ferramenta de análise para o estudo de processos dinâmicos em áreas específicas ao redor do globo. Estes modelos são muitas vezes acoplados à modelos biológicos, químicos e geológicos na tentativa de simular interações físico-biológicas, processos sedimentares e biogeoquímicos que ocorrem no ambiente marinho.

Atualmente, existe também uma grande motivação para utilizar os modelos de circulação oceânica em estudos de propagação acústica submarina (Robinson et al., 2002; Abbot and Dyer, 2002; Lam et al., 2009; Lermusiaux et al., 2010; Colin et al., 2013). Tais modelos, quando formulados adequadamente, permitem incluir os principais fluxos e massas d'água presentes no oceano, e podem representar de forma realística as feições oceanográficas dinamicamente mais importantes (e.g. frentes de densidade, vórtices, ondas internas, correntes geostróficas, etc). Cada uma destas feições possui a sua própria assinatura de propagação e espalhamento acústico, sendo que algumas assinaturas apresentam efeitos que podem interferir em atividades práticas de acústica submarina (e.g. comunicação e robótica submarina, detecção de alvos militares, localização de cardumes, etc). Tais efeitos são observados tanto no domínio temporal, quanto no domínio espacial. Neste contexto, uma importante questão para a pesquisa na área de oceanografia acústica atual é identificar quais processos oceanográficos são dominantes em determinado tempo e espaço, e os modelos numéricos são ferramentas adaptadas para isso (Duda et al., 2011).

A propagação do som no mar é impactada por uma série de efeitos acústicos que ocorrem em conjunto, provocados pela combinação de feições oceanográficas presentes na coluna de água e no fundo marinho. Diversos estudos foram direcionados à investigação de tais efeitos. No entanto, muitos destes estudos trataram os efeitos acústicos de forma individual, com os processos isolados e condições ambientais idealizadas. Ainda assim,

alguns destes estudos foram importantes e bem sucedidos, como por exemplo, a análise do guia de ondas de Pekeris, feita por Frisk (1994); a deflexão horizontal de raios acústicos ao longo de vórtices oceânicos de meso-escala (Munk, 1974); a propagação do som através de ondas internas idealizadas (Preisig and Duda, 1997), dentre outros trabalhos.

Entretanto, o estado-da-arte atual visa uma análise completa de toda a complexidade envolvida nos processos oceanográficos e sua interação com o campo acústico, como pode ser realizado por meio dos modelos numéricos. Um grande esforço de pesquisa foi desencadeado a este respeito, reconhecendo a oceanografia acústica como uma ciência interdisciplinar. Em particular, na área militar, há um interesse especial na investigação do impacto gerado pela variabilidade ambiental nas previsões acústicas e de desempenho do sonar. Esta questão foi estudada em diversos trabalhos como Robinson et al. (2002), Abbot and Dyer (2002), Lam et al. (2009), Rixen et al. (2012) e Colin et al. (2013). Outros trabalhos quantificaram e analisaram o erro gerado em previsões acústicas, com seus resultados explicados através de processos hidrodinâmicos (Lermusiaux et al., 2002, 2010).

Em resumo, os estudos citados acima enfatizaram o fato de que o erro gerado nas previsões acústicas é extremamente dependente do erro gerado nas previsões oceanográficas e da qualidade dos dados batimétricos/geoacústicos. Por esta razão, os métodos e sistemas construídos para prever o campo acústico devem ser subsidiados por modelos oceanográficos robustos e sofisticados, calibrados com medições *in situ*. O presente estudo está inserido dentro deste contexto, onde busca-se avaliar o desempenho de um sistema de modelagem oceanográfica em representar a atividade dinâmica de uma região costeira dominada por fenômenos complexos, para fins de previsão acústica. A área de estudo selecionada foi a região de Cabo Frio - RJ (23°S), em virtude de suas características hidrodinâmicas peculiares. A idéia consiste em combinar métodos de modelagem numérica oceanográfica e acústica para simular o campo de pressão sonora e o comportamento da propagação do som, em função das características ambientais e dos efeitos acústicos provocados pela variabilidade oceanográfica desta região.

Os métodos numéricos de simulação e propagação do som estão rapidamente ga-

nhando força em aplicações hidroacústicas. Estes métodos oferecem a vantagem de permitir uma cobertura espacial virtualmente ilimitada, impossível de ser atingida com medições *in situ*. Através de um procedimento de modelagem pode-se obter mapas de propagação do som 3D, como função da distância, profundidade e azimuth. Esta abordagem torna-se muito interessante quando acoplada à um sistema de modelagem oceanográfica capaz de fornecer parâmetros ambientais de forma sinótica e realística ao modelo acústico.

A importância da acústica submarina para aplicações tecnológicas e para a comunidade científica já está consolidada. A utilização dos equipamentos acústicos teve um grande desenvolvimento devido ao emprego em operações navais militares, e passou a ter maior importância durante a Segunda Guerra Mundial, onde as técnicas acústicas de detecção de alvos permitiam a localização de submarinos, principal arma de ataque aos navios. Desde então, o uso do sonar ativo e passivo tornou-se um instrumento fundamental na manutenção do Poder Naval (Aguiar, 2005). Atualmente, a acústica vem sendo utilizada em diversas atividades, tanto militares quanto civis, que visam à exploração dos oceanos. Os principais campos de aplicação estão relacionados à detecção e localização de alvos submarinos, à prospecção de recursos naturais marinhos, ao posicionamento acústico de veículos e estruturas submersas, aos levantamentos batimétricos, à pesca e à navegação (Xavier, 2005). O uso do som como meio para localizar, identificar e dimensionar alvos vivos submarinos aumentou em muito a eficácia dos métodos de captura dos peixes e tem contribuído para um maior conhecimento da biota subaquática (Duvoisin, 2005).

Certamente, o conhecimento da forma como a onda sonora se propaga no meio marinho, a forma como esta onda interage com as feições oceanográficas e com as condições de contorno em sua trajetória, pode nos ajudar a aprimorar as aplicações acústicas e tentar transpor limitações técnicas, desvendando fronteiras do conhecimento.

## 1.2 Problemática

Junto ao avanço tecnológico dos instrumentos que utilizam o som no mar, veio a necessidade de se relacionar dados meteorológicos, geológicos e oceanográficos com o

ambiente acústico, no intuito de viabilizar uma boa previsão do desempenho e alcance dos equipamentos sonar. Esta necessidade parte do princípio que a velocidade de propagação do som e o alcance dos sinais acústicos dependem essencialmente da estrutura termohalina do oceano, sendo esta regida pelas camadas de densidade e sua relativa estratificação (Urlick, 1983). Em águas rasas, existe também uma forte influência do fundo marinho na propagação do som, devido ao intenso padrão de reflexões e refrações dos sinais acústicos com os sedimentos (Kuperman and Lynch, 2004). Dessa forma, a previsão e o monitoramento das condições oceanográficas de temperatura e salinidade, bem como o conhecimento geológico do leito marinho são fundamentais para o monitoramento e a previsão acústica acurada.

No caso do presente estudo, existe uma problemática marcante no que tange à dinâmica oceanográfica da região de interesse, devido a ocorrência da ressurgência costeira. A região de Cabo Frio é caracterizada pela presença deste fenômeno, o qual apresenta diversos desdobramentos para a dinâmica de circulação ao longo da plataforma continental. A ressurgência que ocorre em Cabo Frio é resultado de uma combinação entre a própria configuração da costa e a persistência de vento nordeste – que ao fluir por vários dias consecutivos, acarreta no afastamento das águas costeiras através da dinâmica de Ekman. Esse mecanismo promove o afloramento da Água Central do Atlântico Sul (ACAS), que ascende à quebra da plataforma continental com temperaturas abaixo de  $18^{\circ}\text{C}$  (Calado et al., 2010). Em contrapartida, a camada superficial que abrange essa região do talude é geralmente ocupada pela Corrente do Brasil (CB), composta por águas com temperaturas mais elevadas, em torno de  $25^{\circ}\text{C}$  a  $27^{\circ}\text{C}$  durante o verão e de  $22^{\circ}\text{C}$  a  $24^{\circ}\text{C}$  durante o inverno. Nesse processo de interação entre as águas da CB e a ressurgência é desenvolvido um gradiente térmico de até  $10^{\circ}\text{C}$  (Figura 1.1), propiciando a formação de frentes e uma intensa atividade de mistura (Rodrigues and Lorenzetti, 2001).

A Figura 1 representa a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) com base em dados de satélite, evidenciando o fenômeno da ressurgência costeira na região de Cabo Frio. Nesta figura, pode-se observar o intenso gradiente térmico formado entre a pluma de ressurgência e as águas costeiras mais quentes. Através deste gradiente de temperatura é

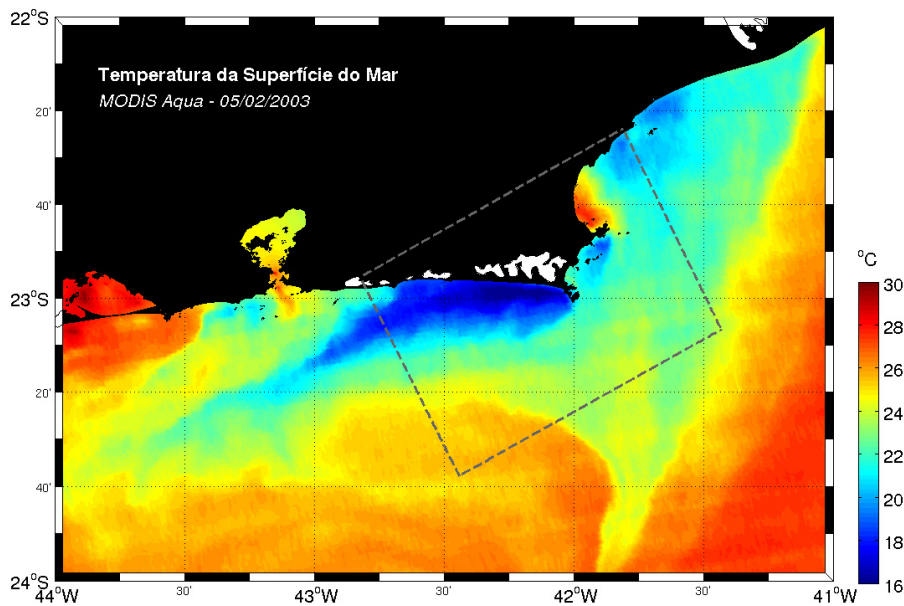


Figura 1.1: Imagem de TSM (MODIS-Aqua) evidenciando a ressurgência costeira de Cabo Frio. As cores azuladas representam a pluma de águas frias promovida pela ressurgência.

desenvolvido um gradiente de velocidade do som, influenciando diretamente a propagação e o alcance dos sinais acústicos ao longo desta estrutura dinâmica.

O presente estudo investiga como se dá a interação entre a frente térmica provocada pela ressurgência de Cabo Frio e a propagação do som, com finalidades de aplicação em um sistema de previsão acústica. Alguns trabalhos já investigaram a propagação acústica em cenários de ressurgência, com estudos de casos específicos. Um exemplo é o trabalho apresentado por Kumar and Radhakrishna (2010) que analisaram a variabilidade de perdas na propagação acústica em função de eventos de ressurgência/subsidência em uma região costeira no sudoeste da Índia, através de simulações numéricas. Como resultado da análise, revelaram uma significativa diferença na propagação do som entre os dois diferentes cenários, mesmo quando os parâmetros batimétricos e geoacústicos permaneceram constantes. Tais observações indicam a grande influência da estrutura termohalina do oceano na propagação do som.

Na região de Cabo Frio, trabalhos pretéritos (Carrière et al., 2009; Codato et al., 2011) evidenciaram o impacto da frente térmica gerada pela ressurgência costeira no campo de pressão acústica. No presente trabalho, foram investigados os efeitos acústicos da ressurgência na previsão do parâmetro de perdas na propagação, conhecido como

*Transmission Loss (TL)*, bem como na probabilidade de detecção de alvos submarinos. Tais parâmetros são fundamentais para utilização em aplicações táticas, como as operações navais.

O presente trabalho foi baseado em uma técnica de inicialização de modelos numéricos hidrodinâmicos conhecida como Modelo Regional Orientado por Feições (MROF), a qual utiliza a combinação de imagens de satélite, dados *in situ* e modelagem numérica, de forma a obter cenários realísticos da estrutura dinâmica da região de interesse. Para o presente caso de estudo, utilizamos um MROF para representar a estrutura da ressurgência costeira de Cabo Frio.

O MROF consiste em uma abordagem baseada na reconstrução realística de feições oceanográficas, utilizando uma ferramenta de modelagem paramétrica denominada modelos de feições. Os modelos de feições são simples representações matemáticas das feições oceanográficas (e.g. correntes oceânicas, frentes, vórtices, etc), as quais são parametrizadas em função de suas características sinóticas de temperatura ( $T$ ), salinidade ( $S$ ), e componentes de velocidade ( $u, v$ ). A filosofia desta abordagem é desenvolver um sistema de primeira ordem para um sistema extremamente complexo e não-linear como é o oceano, com todas as suas particularidades regionais, onde a maioria dos processos interagem entre si e não podem ser estudos separadamente. Uma vez que estas estruturas de primeira ordem são implementadas em modelos numéricos hidrodinâmicos para evoluir no tempo, os processos não-lineares estimulam a interação complexa com as feições oceanográficas, gerando campos quadridimensionais realísticos (Calado et al., 2008). Desta forma, os modelos de feições estão sendo amplamente utilizados para subsidiar sistemas de previsão oceanográfica (Robinson et al., 1988; Spall and Robinson, 1990; Cummings et al., 1997; Gangopadhyay et al., 1997; Shaji and Gangopadhyay, 2007; Calado et al., 2008, 2010; Gangopadhyay et al., 2011)

Trabalhos anteriores evidenciaram que os modelos de feições também são ferramentas viáveis para utilização na interface entre os modelos numéricos hidrodinâmicos e modelos de propagação acústica submarina (Robinson and Lee, 1997). Foi observado que os modelos de feição podem reproduzir as principais propriedades acústicas do ambi-

ente, em função da variabilidade oceanográfica (Small et al., 1997). Neste último trabalho foram realizadas comparações entre três simulações acústicas utilizando três campos iniciais distintos: i) perfil de velocidade do som climatológico; ii) modelo de feição; iii) dados observados *in situ*. Os resultados de tais comparações estão dispostos na Figura 1.2, onde é possível visualizar o ganho obtido pelo modelo de feição na simulação do campo acústico, em comparação com o cenário climatológico.

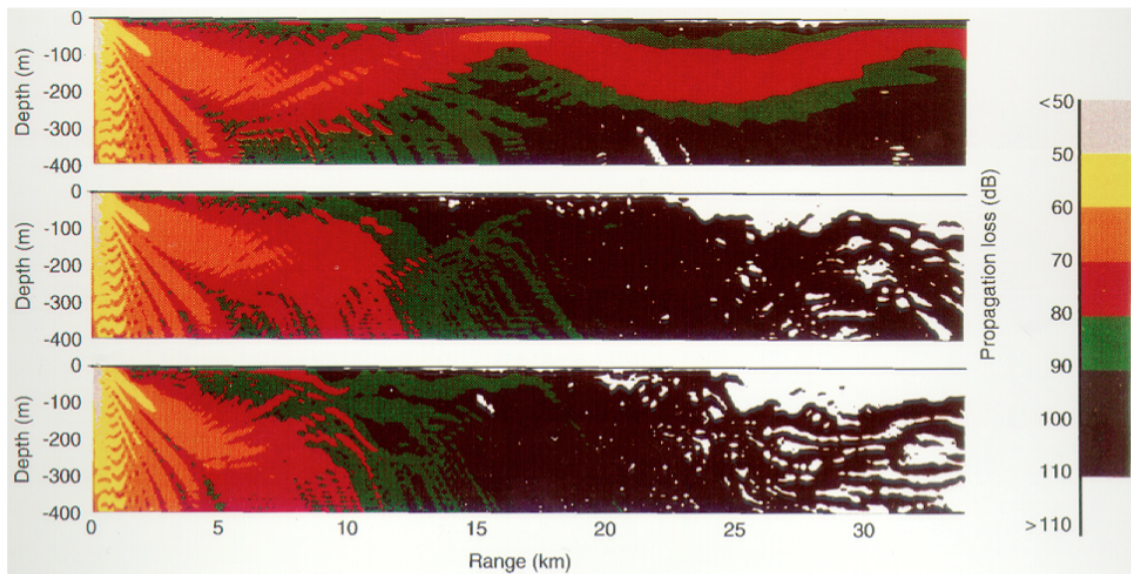


Figura 1.2: Perdas na propagação acústica simulada através de um modelo de propagação inicializado por: (Painel superior) Perfil de velocidade do som climatológico; (Painel central) Modelo de feição; (Painel inferior) Dados *in situ*. Fonte: Small et. al (1997)

No presente estudo, um modelo numérico de previsão oceanográfica foi inicializado por um modelo de feição da ressurgência costeira de Cabo Frio. Os resultados dinâmicos e termohalinos obtidos da previsão oceanográfica serviram como parâmetros iniciais para alimentar um modelo de propagação acústica, o qual efetivamente simulou o campo acústico em função da estrutura física da ressurgência. Esta abordagem foi selecionada na tentativa de representar a dinâmica da região costeira de Cabo Frio em uma forma realística.



## 1.3 Estrutura da dissertação

Esta dissertação está dividida em seis capítulos. No primeiro capítulo, apresentou-se uma idéia introdutória do trabalho, contendo os conceitos básicos e os fatores de relevância para a problemática de pesquisa proposta. No segundo capítulo, serão exibidos os Objetivos desta pesquisa. No terceiro capítulo, denominado Fundamentos Básicos, é realizada uma revisão bibliográfica contendo os principais conceitos e teorias que envolvem os alvos de estudo deste trabalho. É neste capítulo que o leitor deve se direcionar para maiores esclarecimentos teóricos. No quarto capítulo, chamado de Metodologia, estão descritos todos os métodos e ferramentas utilizados para a realização deste estudo, assim como os modelos numéricos e procedimentos adotados. Na sequência, no capítulo cinco são apresentados os resultados obtidos, analisando as simulações numéricas e comparando-as com dados reais. Por fim, o trabalho é concluído no capítulo seis, resumizando as principais contribuições observadas e desdobramentos para trabalhos futuros.

# Capítulo 2

## Objetivos

### 2.1 Geral

O presente trabalho tem como objetivo simular realisticamente os processos hidrodinâmicos envolvidos no fenômeno da ressurgência costeira de Cabo Frio, a fim de determinar as perdas na propagação do som e os efeitos acústicos provocados por esta feição dinâmica.

Ainda como escopo principal, busca-se avaliar a capacidade de um sistema de modelagem oceanográfica representar e prever realisticamente o campo de velocidade do som da ressurgência, com a finalidade de alimentar sistemas de previsão acústica.

### 2.2 Específicos

Como objetivos específicos, pretende-se:

- Testar a viabilidade da utilização da técnica de MROF para fins de previsão acústica;
- Simular a propagação do som considerando o cenário realístico da ressurgência, em termos de *Transmission Loss* e probabilidade de detecção;
- Comparar a propagação do som simulada através de campos termohalinos oriundos

do modelo numérico hidrodinâmico com a propagação simulada através de dados hidrográficos *in situ* (validação);

- Quantificar a perda do sinal acústico provocada pela frente térmica da ressurgência;
- Quantificar a perda do sinal acústico provocada pela batimetria costeira acentuada (*upslope*);
- Elaborar mapas do alcance do sinal acústico irradiado nos entornos da região de Cabo Frio, evidenciando a presença ou não da ressurgência costeira;
- Elaborar mapas de probabilidade de detecção de alvos submarinos no cenário da ressurgência;

# Capítulo 3

## Fundamentos Básicos

### 3.1 Ressurgência costeira

A ressurgência costeira é um fenômeno oceanográfico caracterizado por um movimento ascendente de águas profundas que, em seu estado de maturidade, resulta no afloramento da pycnoclina em superfície. Em geral, uma pluma de ressurgência pode ser identificada como uma banda estreita de temperaturas com anomalia negativa na superfície do mar próximo à costa (Garvine, 1971). Tal fenômeno possui grande relevância para a circulação hidrodinâmica nos domínios da plataforma continental, onde atua intensificando a advecção de propriedades do oceano aberto para a zona costeira. Além disso, a ressurgência de águas profundas, frias e ricas em nutrientes promove um cenário de fertilização, propiciando grande produtividade biológica. Apesar de representarem menos de 1% da superfície total dos oceanos, as zonas de ressurgência são responsáveis por cerca de 50% de toda a produtividade pesqueira mundial (Rodrigues, 1973).

A ressurgência costeira ocorre em diversas regiões do planeta (Figura 3.1), mas apresenta um padrão mais intenso na borda leste dos oceanos, onde abrangem grandes extensões e são praticamente permanentes ao longo do ano (Tomczak, 1981).

É necessário um conjunto de fatores ambientais para desencadear o fenômeno da ressurgência em uma determinada área. Segundo Smith (1992), nota-se uma abundância

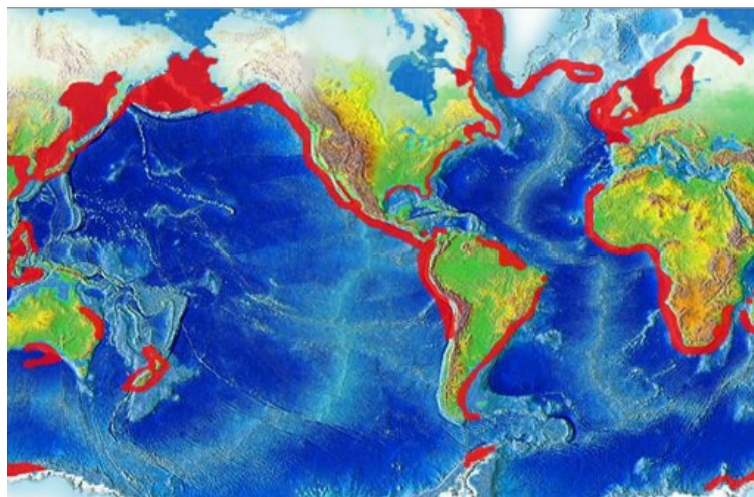


Figura 3.1: Mapa global ilustrando na cor vermelha as principais regiões de ocorrência do fenômeno da ressurgência costeira. Fonte: NOAA, disponível em <http://oceanservice.noaa.gov/education/>

de ocorrência deste fenômeno em regiões onde o posicionamento dos sistemas atmosféricos subtropicais de alta pressão favorecem o transporte de águas costeiras superficiais em direção ao oceano aberto, propiciando a ressurgência de águas profundas, na tentativa de manter a continuidade do fluxo. Dentre estas localidades, destacam-se as ressurgências que ocorrem na borda leste dos oceanos, como na costa da Califórnia (Huyer, 1983), Oregon (Smith, 1972), Peru (Brink, 1983), Chile (Figueroa and Moffat, 2000), e no sudoeste e noroeste do continente africano (Mittelstaedt, 1983).

Embora exista esta grande abundância e recorrência do fenômeno na borda leste, são também encontrados locais específicos com focos de ressurgência costeira na borda oeste dos oceanos. Ao longo da costa brasileira, por exemplo, regiões como Cabo de Santa Marta (SC), São Sebastião (SP), Ubatuba (SP), Rio de Janeiro (RJ), Campos (RJ), Vitória (ES) e Cabo Frio (RJ), apresentam a ocorrência da ressurgência costeira. Estas regiões são consideradas favoráveis ao processo de formação do fenômeno, em virtude de suas características meteo-oceanográficas.

O processo de formação da ressurgência costeira é essencialmente físico, e ocorre em função da configuração geométrica da costa e do regime atmosférico dos ventos. Basicamente, a ressurgência é resultado da combinação de um sistema de circulação oceânica gerada pelos ventos e o efeito de rotação da Terra, através de uma dinâmica conhecida

como dinâmica de Ekman, a qual será brevemente descrita a seguir.

### 3.1.1 Dinâmica de Ekman

Segundo Ekman (1905), para que possa ocorrer um transporte na coluna de água e efetivamente promover um movimento ascendente de águas profundas para a superfície (ressurgência), faz-se necessário a ação dos ventos, a presença da costa e a influência da rotação da Terra.

A ação dos ventos pode ser traduzida como a tensão de cisalhamento ( $\tau$ ) exercida pelo vento sobre a superfície do oceano, a qual é responsável pela transferência de *momentum* do campo atmosférico para o campo de massa oceânico, por meio de fluxos turbulentos. Durante este fluxo de energia são geradas correntes oceânicas superficiais que escoam, a princípio, no sentido da direção do vento. Em seguida, tais correntes superficiais passam a ser defletidas pelo efeito de rotação da Terra, em resposta ao efeito de Coriolis, induzindo assim um sistema de circulação dominado pela dinâmica de Ekman. Por fim, após alcançar um estado estacionário de equilíbrio, se desenvolve a chamada Espiral de Ekman, onde é produzido uma espiral dos vetores da corrente, gerando correntes de superfície em um ângulo de  $45^\circ$  e transporte de volume resultante em um ângulo de  $90^\circ$  à direção do vento (Figura 3.2).

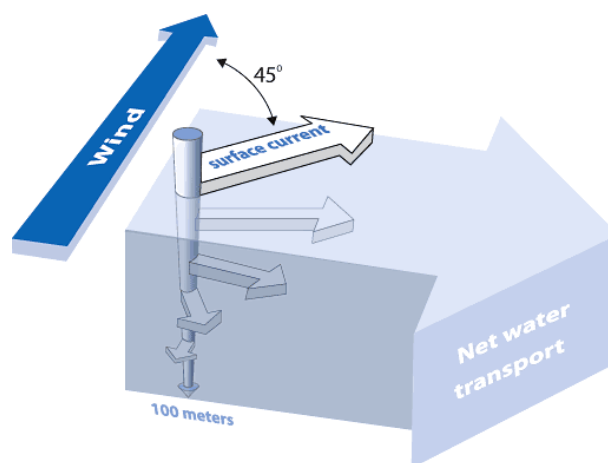


Figura 3.2: Espiral de Ekman para o Hemisfério Norte. Fonte: NOAA, disponível em <http://oceanservice.noaa.gov/education/>

Como podemos observar na Figura 3.2, o transporte residual, denominado Transporte de Ekman, é perpendicular à direção do vento, resultado da integração do fluxo em diferentes profundidades da Espiral de Ekman. Em função da força de Coriolis, este transporte é defletido para a esquerda da direção do vento no Hemisfério Sul e para a direita no Hemisfério Norte. Vale ressaltar que o transporte de Ekman é induzido pela fricção do vento, mesmo na ausência de um gradiente de pressão, isto é com densidade uniforme e uma superfície horizontal, em balanço somente com a força de Coriolis.

O Transporte de Ekman é restringido à uma camada superficial cuja espessura é proporcional a intensidade do vento e a viscosidade turbulenta. A camada onde a ação dos ventos e a componente do Transporte de Ekman são efetivas para a circulação é denominada camada de Ekman de superfície. Esta camada é comumente limitada aos primeiros 30 metros da coluna de água (Brink, 1983).

De acordo com Cushman-Roisin and Beckers (2011), a profundidade da camada de Ekman pode ser determinada empiricamente através de:

$$h_E = \frac{\gamma}{\rho_0} u_* , \quad (3.1)$$

onde,  $\gamma$  é a constante de Von Karman e tem como valor 0,4. A variável  $u_*$  é a velocidade friccional que depende diretamente da tensão de cisalhamento do vento, através de:

$$u_* = \sqrt{\frac{|\vec{\tau}|}{f_0}} , \quad (3.2)$$

onde,  $\vec{\tau}$  é a tensão de cisalhamento do vento e  $f_0$  é o parâmetro de Coriolis, que varia em função da latitude.

O vento induz uma corrente que é notada até praticamente toda a espessura da camada de Ekman. Nesta camada, o fluxo não é geostrófico. A integração das diferentes velocidades observadas ao longo desta camada resulta no Transporte de Ekman. Desta forma, a espessura da camada de Ekman possui uma grande influência no transporte

resultante desta dinâmica, como observado através das equações (Pond and Pickard, 1983):

$$u_E = \pm V_0 \cos\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\pi}{h_E} z\right) \exp\left(\frac{\pi}{h_E} z\right), \quad (3.3)$$

$$v_E = V_0 \sin\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\pi}{h_E} z\right) \exp\left(\frac{\pi}{h_E} z\right), \quad (3.4)$$

onde,  $u_E$  é a componente zonal e  $v_E$  a componente meridional do Transporte de Ekman;  $z$  é a profundidade; e  $V_0$  é a velocidade da corrente de superfície, dada pela equação:

$$V_0 = \frac{\sqrt{2\pi\tau}}{h_E \rho |f|} \quad (3.5)$$

Através do conhecimento das componentes do Transporte de Ekman é possível explicar a formação do fenômeno da ressurgência. A solução das equações mencionadas acima fornece o cálculo de parâmetros de fluxo e transporte associados a este fenômeno.

De forma simples e esclarecedora, o esquema apresentado na Figura 4 ilustra como se dá o processo de interação entre os vetores de tensão de cisalhamento do vento e o Transporte de Ekman, de modo a favorecer um processo de ressurgência costeira.

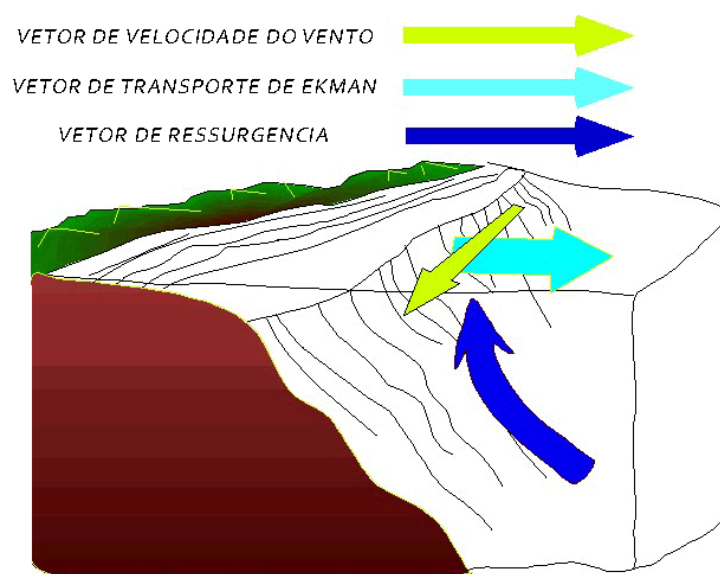


Figura 3.3: Representação do processo de formação da ressurgência costeira para o H.S.  
Fonte: Adaptado de <http://www.pfeg.noaa.gov>.



A presença da costa como barreira física, quando à direita do sentido de escoamento do vento (no Hemisfério Sul), promove um escoamento divergente no sentido costa-oceano, induzido pelo Transporte de Ekman. Desta forma, é gerado um fluxo onde as águas costeiras superficiais são transportadas em direção ao oceano aberto. Segundo Brink (1983), durante este processo, o fluxo *offshore* requer um meio de compensar a divergência da massa de água próxima a costa para garantir a conservação de massa e volume. Neste mecanismo de compensação, é gerado um movimento vertical ascendente denominado Bombeamento de Ekman, responsável por disponibilizar águas de maiores profundidades para a superfície. Durante este bombeamento as isopicnais também são afloradas em superfície próximo à costa, gerando frentes de ressurgência com fortes gradientes horizontais de densidade.

Agora, podemos dizer mais clara e especificamente que, a ressurgência costeira é resultante da divergência horizontal positiva do Transporte de Ekman na camada superficial do oceano, aliada ao bombeamento de Ekman induzido pela tensão de cisalhamento do vento à superfície.

Apesar da descrição simplificada que foi apresentada a respeito dos processos de formação da ressurgência costeira, esta abordagem descreve a dinâmica de um oceano idealizado. Em um oceano real, a natureza tridimensional e toda a sua complexidade espaço-temporal faz com que, na realidade, os processos referentes à formação e desenvolvimento da ressurgência costeira recebam influências particulares de outros processos que ocorrem concomitantemente, sob determinada variabilidade espaço-temporal (Brink, 1983). Alguns destes processos podem interagir dinamicamente com a ressurgência, intensificando ou inibindo o completo desenvolvimento do fenômeno. Dessa forma, o comportamento na natureza torna-se mais complexo do que na teoria, exigindo uma compreensão sinótica e detalhada de outros fatores que podem interferir nesta dinâmica.

Na próxima seção será feita uma breve descrição da ressurgência que ocorre na região costeira de Cabo Frio, buscando relacionar os processos que influenciam o desenvolvimento do fenômeno nesta região específica. Em forma de revisão bibliográfica simplificada, buscou-se concatenar as principais contribuições de trabalhos científicos que

investigaram previamente a física da ressurgência de Cabo Frio.

### 3.1.2 A ressurgência na região de Cabo Frio

A região oceânica ao largo de Cabo Frio apresenta características oceanográficas peculiares, em comparação com áreas oceânicas adjacentes. Dentre os fenômenos que tornam esta região um domínio complexo, destaca-se a ocorrência da ressurgência costeira (Emilson, 1961). O enriquecimento de nutrientes promovido pela ressurgência costeira desempenha um papel fundamental na alta produtividade pesqueira desta região (Matsuura, 1996).

A ressurgência costeira em Cabo Frio é resultado de uma quebra de orientação na linha de costa e a persistência de fortes ventos de nordeste (principalmente durante os meses de primavera e verão). Ao fluir por vários dias consecutivos paralelamente à costa, o vento NE afasta a Água Costeira (AC) em direção ao oceano aberto através da dinâmica de Ekman (Figura 3.4). Neste caso, ocorre a ressurgência da Água Central do Atlântico Sul (ACAS), com temperaturas abaixo de  $20^{\circ}\text{C}$  e salinidades abaixo de 36.2 (Miranda, 1985), gerando altos gradientes termohalinos e impactando diretamente a estratificação da coluna de água.

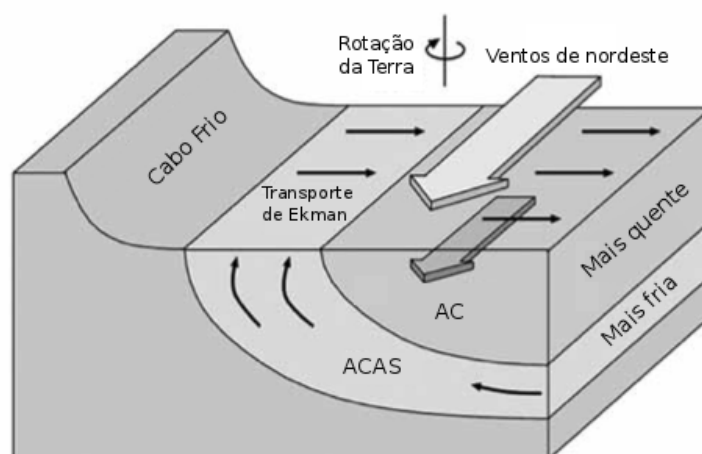


Figura 3.4: Representação esquemática do processo de ressurgência costeira em Cabo Frio. Fonte: Adaptado de Soutelino e Miranda (2013).

Castro and Miranda (1998) apontam que mesmo que não haja o afloramento completo da picnoclina, as águas da plataforma continental ao largo de Cabo Frio sempre contam com a presença da ACAS próximo à costa, principalmente nos meses de verão (Figura 3.5). A ACAS compõe a picnoclina e seu limite máximo de temperatura é 20°C, o que torna esta isoterma uma boa traçadora para o fenômeno da ressurgência.

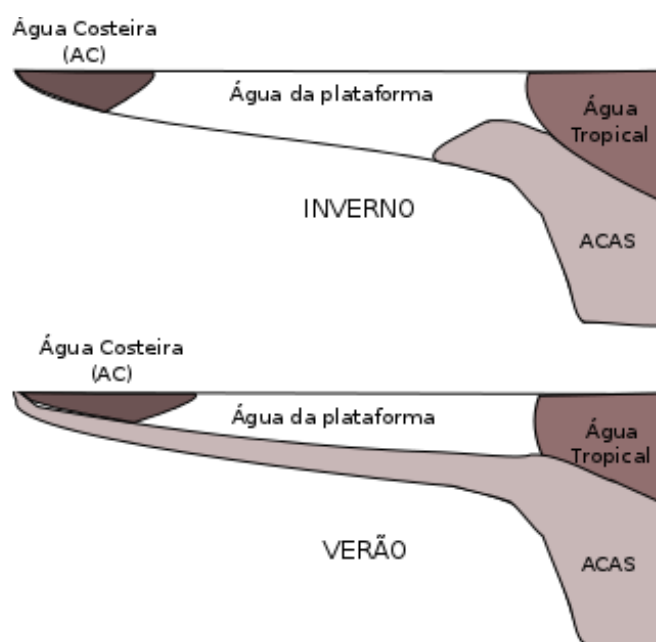


Figura 3.5: Distribuição vertical simplificada das massas de água na região da plataforma continental de Cabo Frio, para a época de inverno (acima) e verão (abaixo). Fonte: Adaptado de Matsuura (1986)

Durante os meses de inverno, os ventos de quadrante sul, relacionados às frentes frias inibem a ressurgência da ACAS e mantém a AC próximo à costa. Neste período pode ser desenvolvido um processo oposto a ressurgência, denominado subsidência costeira, resultando em temperaturas de superfície do mar mais altas do que no verão (Castelao et al., 2004).

Rodrigues and Lorenzetti (2001) observaram que o padrão de irregularidades na linha de costa e batimetria provocam efeitos no padrão de variação espacial da ressurgência costeira ao longo da região de Cabo Frio. Os autores indicam que a geometria da linha de costa contribui para um outro processo intensificador da ressurgência, que é a geração de vorticidade no jato costeiro. Soutelino and Miranda (2013) também investigaram o

papel da topografia de fundo na eficiência do processo de ressurgência costeira ao largo desta região, a partir de simulações numéricas de processos, considerando um oceano semi-idealizado. De acordo com os resultados observados, a ressurgência costeira em plataformas continentais estreitas ocorre de forma mais eficiente do que em plataformas largas, sob a ação de um mesmo vento de NE constante e espacialmente homogêneo. A plataforma continental ao largo de Cabo Frio é considerada bem mais estreita do que em áreas adjacentes (Figura 3.6). Dessa forma, os autores apontam que a ressurgência de Cabo Frio poderia ocorrer com muito menos frequência se a configuração topográfica da região fosse similar à da plataforma continental ao largo de Santos (mais extensa,  $\approx 200$  km), mesmo sob ação de ventos de NE tipicamente intensos da região.

O estreitamento da plataforma continental na região de Cabo Frio faz com que águas frias de subsuperfície, normalmente encontradas mais distantes da costa, possam ser encontradas mais próximas, facilitando o processo de afloramento (Paiva, 1993).

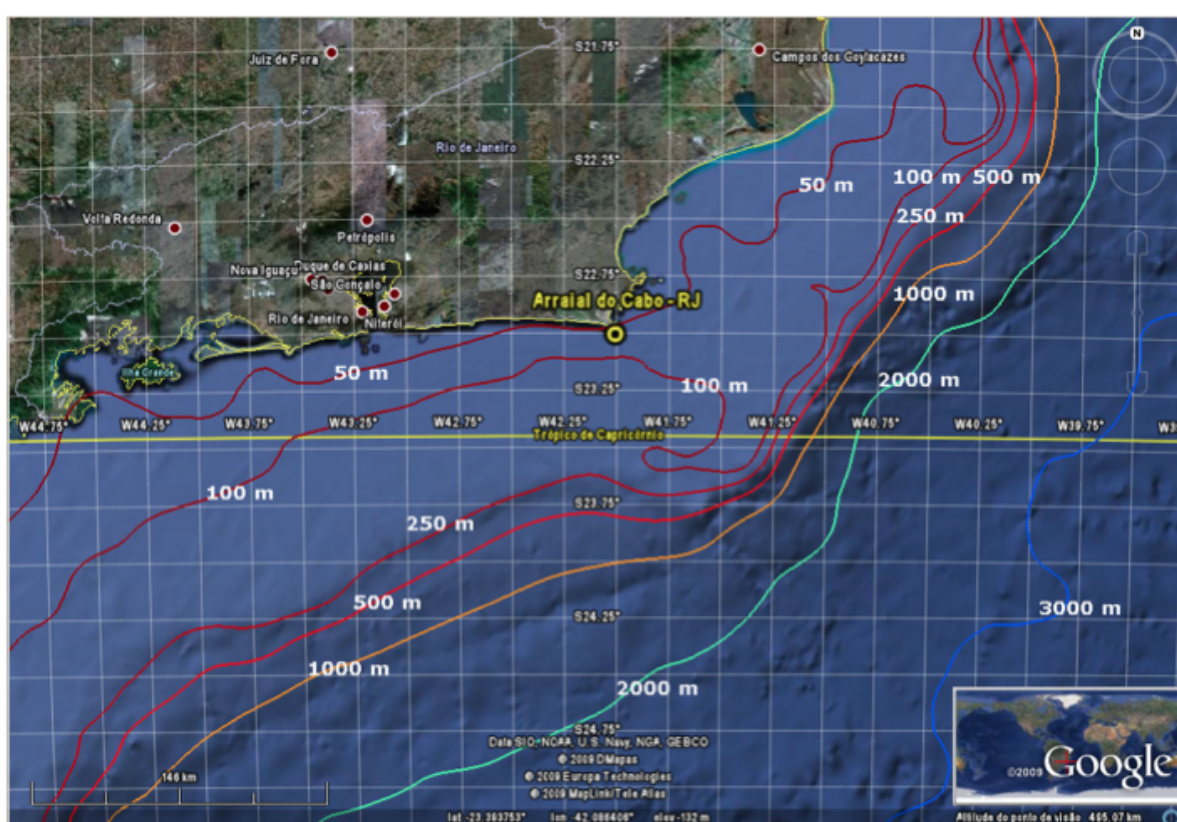


Figura 3.6: Relevo submarino nas proximidades da região de Cabo Frio e Arraial do Cabo (Fonte: Elias, 2009).

Outro mecanismo que pode influenciar a ressurgência costeira na região de Cabo Frio é descrito por Campos et al. (2000); Castelao et al. (2004); Calado (2006); Palma and Matano (2009); Paloczky et al. (2013), que sugerem que vórtices ciclônicos e meandramentos ao longo da Corrente do Brasil (CB) podem auxiliar a ressurgência induzida pelo vento, disponibilizando maior volume de ACAS para a quebra de plataforma e, conseqüentemente, para as regiões mais rasas.

Calado (2006) além de verificar a possível contribuição dos vórtices para auxiliar o desenvolvimento da ressurgência, investigou também a influência da ressurgência no crescimento da instabilidade barotrópica da CB, e o conseqüente crescimento dos vórtices aliado a isto. Através de simulações numéricas, o autor observou um processo de interação dinâmica entre estas feições, indicando que a ressurgência costeira pode tanto influenciar, quanto ser influenciada pela atividade de meso-escala da CB. A Figura 3.7 representa uma imagem de TSM obtida através do sensor *Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR)*, evidenciando a presença da ressurgência e dos vórtices na região de Cabo Frio.

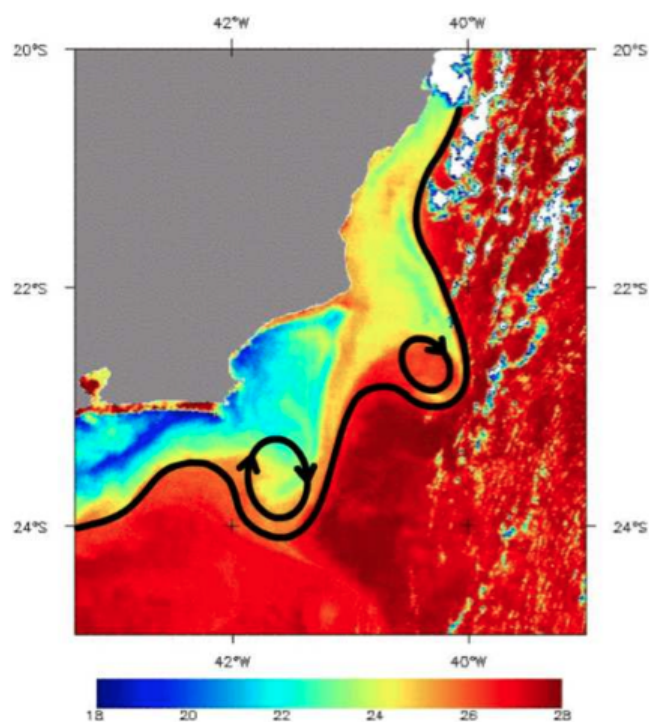


Figura 3.7: Imagem AVHRR da TSM entre Rio de Janeiro e Vitória. São destacados os vórtices/meandros de Cabo Frio e Cabo de São Tomé, e a pluma de ressurgência costeira. Fonte: Calado (2006).

Castelao and Barth (2006) estimaram a contribuição individual dos processos de transporte de Ekman e bombeamento de Ekman no desenvolvimento da ressurgência de Cabo Frio, através de uma série temporal de dados orbitais de alta resolução (satélite QuickSCAT). O transporte de Ekman é associado ao divergente criado pela ação do vento na presença da costa. Já o bombeamento está relacionado ao divergente gerado pelo rotacional das tensões cisalhantes do vento. Os autores calcularam o campo de bombeamento de Ekman na região para as quatro estações do ano. Os resultados indicam que valores negativos de rotacional, favoráveis ao processo de ressurgência, são observados ao longo de todo o ano na região de Cabo Frio, e são intensificados na primavera e verão. Mostraram também que o rotacional do vento é máximo ao largo de Cabo Frio, e diminui em direção aos limites norte e sul. No entanto, o transporte de Ekman é praticamente constante ao longo da costa. Neste contexto, a soma entre as contribuições do transporte e do bombeamento de Ekman é máxima na região de Cabo Frio, fato que pode explicar o motivo da ressurgência ser intensificada próximo a esta área. Por fim, os autores sugerem que os esforços de modelagem numérica para simular e compreender a dinâmica de circulação desta região devem incluir a forçante de vento espacialmente variável, na tentativa de representar as componentes de rotacional do vento com acurácia.

Couto (2014) verificou a partir de simulações numéricas que a variabilidade espacial na direção e intensidade dos ventos, principalmente na direção paralela a costa, pode alterar o sentido dos fluxos nas porções mais rasas e próximas a costa. Precisamente, constatou-se que determinadas condições de vento impostas a aproximadamente 250 km da costa de Cabo Frio, podem alterar o balanço geostrófico na direção normal a costa, de modo a induzir a formação de um jato costeiro contrário, capaz de advectar águas quentes e inibir a ressurgência ao largo de Cabo Frio, mesmo sob condições de vento NE na localidade.

Esta complexidade de fatores em uma das poucas áreas no Brasil onde ocorre a ressurgência costeira, torna a região de Cabo Frio alvo de diversos estudos. De acordo com o levantamento de trabalhos pretéritos, temos que o fenômeno da ressurgência costeira é, em primeira ordem, causado pela divergência do transporte de Ekman na costa ocasionada

pelo vento paralelo à costa. Contudo, diversos estudos estão mostrando que existem outros processos oceanográficos que interagem com a ressurgência. Em síntese, a topografia da plataforma continental, o rotacional do vento, a presença da CB e seus meandros/vórtices foram apontados como mecanismos físicos que interferem diretamente no desenvolvimento da ressurgência costeira nesta região.

## 3.2 Modelagem numérica hidrodinâmica

Os modelos numéricos são ferramentas essenciais para diversas áreas da ciência e da engenharia. De acordo com Allen III et al. (1987), a modelagem numérica requer pelo menos três etapas, como metodologia. Primeiro, o modelista deve formular uma descrição matemática do fenômeno de interesse, o qual em muitos campos da engenharia e da ciência aplicada, possuem equações governantes que pertencem ao domínio da lógica. Segundo, o modelista deve estabelecer técnicas efetivas para solucionar tais equações governantes. No entanto, muitos sistemas físicos dão origem a conjuntos complexos de equações diferenciais parciais com condições auxiliares. Dessa forma, as aproximações numéricas passíveis de serem implementadas em um computador, muitas vezes oferecem a única abordagem prática para esta tarefa. Neste sentido, a terceira etapa consiste em dominar linguagens computacionais, possuindo uma compreensão minuciosa do sistema físico, das equações matemáticas e os seus análogos numéricos para assegurar que os números que saem da máquina refletem coerentemente a física do fenômeno a ser modelado.

A modelagem numérica dos processos físicos relacionados à circulação e estratificação de fluxos em um fluido em movimento é conhecida como modelagem numérica hidrodinâmica. Aqui, serão apresentados conceitos relacionados a esta técnica, abordando os princípios da modelagem hidrodinâmica aplicada à oceanografia.

### 3.2.1 Conceitos gerais

Basicamente, existem três principais aplicações da modelagem hidrodinâmica na oceanografia. A primeira delas é a investigação científica, onde através de experimentos controlados em ambiente virtual, é possível variar parâmetros e condições físicas e avaliar a sua importância individual em processos oceanográficos. A segunda aplicação, refere-se a interpolação de dados esparsos para a criação de *nowcasts* e campos de análise, no intuito de interpretar os dados de modo mais dinâmico e consistente. Já a terceira aplicação é a modelagem de previsão oceanográfica, onde são geradas previsões de correntes e estrutura termohalina do oceano.

Segundo Harris et al. (2004), o crescimento do uso da modelagem hidrodinâmica na oceanografia levou a um rápido desenvolvimento em áreas de pesquisa relacionadas à:

- Mecânica dos fluídos e hidráulica;
- Dinâmica de transporte sedimentar e processos de poluição;
- Aspectos ecológicos, biológicos e químicos do oceano;
- Dispersão de poluentes e derramamentos de óleo;
- Aquisição e interpretação de dados de campo e dados experimentais.

Contudo, é preciso ressaltar que os modelos numéricos devem ser utilizados apenas como uma ferramenta de apoio a tomada de decisões operacionais, sendo necessários outros estudos observacionais que complementem seus resultados para qualquer situação.

Os modelos hidrodinâmicos resolvem numericamente as equações que governam o movimento dos oceanos, considerando, pelo menos, um campo de massa inicial, interpolado em uma grade apropriada, contendo a batimetria do domínio e as forças físicas correspondentes (e.g. vento, maré, aporte fluvial, etc). As principais equações envolvidas na modelagem numérica hidrodinâmica respeitam as teorias da conservação de massa, de *momentum*, de energia e de entropia. A conservação de tais parâmetros



é expressa pelas equações de Navier Stokes, as quais são deduzidas a partir de um balanço de forças/quantidade de movimento a um volume infinitesimal de fluido, também denominado de elemento representativo de volume.

As equações de Navier Stokes formam um conjunto de equações diferenciais parciais não-lineares que descrevem o escoamento de fluidos e permitem determinar os campos de velocidade e de pressão em um escoamento (Polyanin et. al, 2002). Como o sistema de escoamento nos oceanos ocorre de modo muito complexo, as soluções para estas equações são realizadas através de aproximações numéricas em computadores.

Em termos práticos, para os estudos de modelagem hidrodinâmica, a água do mar é considerada um fluido incompressível. Na realidade, a compressibilidade da água do mar é extremamente baixa e a inclusão desta característica física aumentaria significativamente a complexidade dos cálculos do sistema de equações governantes do oceano (Assad et al., 2009).

### 3.2.2 Previsões oceanográficas

A importância de se prever em tempo real a temperatura, a salinidade, as correntes oceânicas e o nível do mar já vem sendo reconhecida há mais de três décadas (e.g., Mooers et al. (1981)). De forma similar às previsões meteorológicas, as previsões oceanográficas consistem no uso de modelos dinâmicos e estatísticos combinados à observações experimentais para produzir cenários diagnósticos (*nowcasts*) e prognósticos (*forecasts*). Uma diferença entre a previsão meteorológica e oceanográfica é que a previsão oceanográfica depende da qualidade da previsão meteorológica no fornecimento dos fluxos atmosféricos sobre a superfície do mar, os quais compreendem as principais forçantes para a circulação dos oceanos.

A previsão meteorológica alcançou sua maturidade científica e operacional no final do século XX, a previsão oceanográfica alcançará nas primeiras décadas do século XXI (Pinardi and Woods, 2002). Essa diferença pode ser relacionada ao fato de que os benefícios da previsão atmosférica são sentidos diretamente pela sociedade em geral, como

a população residente em regiões sujeitas à tempestades e inundações, além de afetar o cotidiano das pessoas no planejamento de suas atividades, em função do sol, chuva, vento, etc. Além disso, há um interesse econômico importante atrelado aos sistemas de previsão meteorológica já que a logística operacional de transporte (aéreo, marítimo e rodoviário), o setor de agronegócios e diversos outros setores da economia dependem do tempo e clima.

Certamente, os oceanos exercem um papel fundamental para a humanidade, seja na regulação climática, no provimento de alimentos (pescados e frutos do mar), tráfego comercial, defesa, expansão territorial e mais recentemente na exploração de recursos minerais e de biotecnologia. No entanto, o oceano é um ambiente hostil, o que torna seu estudo complexo e caro. Os equipamentos de amostragem oceanográfica requerem uma tecnologia bastante avançada para conseguir realizar medições sob condições extremas de agitação causadas por ondas e sob pressões até centenas de vezes maiores do que a atmosférica (Fragoso, 2004). Dessa forma, gera-se uma grande morosidade e dificuldade na pesquisa observacional dos oceanos, onde os modelos numéricos oferecem uma alternativa de investigação economicamente vantajosa.

Efetivamente, os modelos não correspondem exatamente à realidade, porém, são ferramentas capazes de fornecer boas estimativas dos processos observados *in situ*. Sendo assim, quando os modelos representam dinamicamente os processos de forma semelhante ao observado na natureza, pode-se dizer que estão produzindo simulações realísticas (o que significa que representa algo próximo do real, embora não corresponda exatamente à realidade). Obviamente para que um modelo numérico forneça algo próximo do observado *in situ*, o modo de configuração do modelo, o esquema numérico, a qualidade das forçantes e dos campos iniciais devem ser criteriosamente avaliados e estabelecidos de acordo com cada aplicação.

A inicialização de modelos numéricos de previsão é um procedimento que exige uma qualificação detalhada dos dados de entrada do modelo. De fato, a acurácia destes dados e a forma como eles são interpolados matematicamente são fatores determinantes na qualidade da previsão final. Dessa forma, há uma grande preocupação por parte

dos cientistas e dos usuários de modelo em relação aos campos iniciais. No presente estudo, como já mencionado, utilizamos uma técnica de inicialização conhecida como MROF. Basicamente, esta técnica alimenta o modelo numérico com um campo inicial processado de uma forma específica, de modo a inserir características regionais e sinóticas na modelagem de determinado sistema. Maiores detalhes sobre o método do MROF estão apresentados na Seção 4.1.

De uma maneira geral, as previsões oceanográficas estão contribuindo para o avanço de diversas áreas que envolvem a oceanografia, a ciência climática, a engenharia submarina e costeira, a navegação, e a pesca. Além disso, estão contribuindo para uma visão revolucionária do oceano, no que diz respeito à sua dinâmica, oferecendo uma visualização tridimensional, com precisão e resolução sinótica na investigação de processos oceânicos. Diversos sistemas de previsão oceanográfica baseados em diferentes modelos hidrodinâmicos e esquemas de análise/assimilação de dados vêm sendo desenvolvidos. Os principais modelos hidrodinâmicos utilizados na previsão oceanográfica são: i) ROMS (*Regional Ocean Modeling System*), ii) HYCOM (*Hybrid Coordinate Ocean Model*), iii) POM (*Princeton Ocean Model*), iv) COHERENS (*Coupled Hydrodynamical Ecological Model for Regional Shelf Seas*), v) NEMO (*Nucleus for European Modeling of the Ocean*), vi) POP (*Parallel Ocean Program*), vii) MOHID (Modelo Hidrodinâmico), viii) HOPS (*Harvard Ocean Prediction System*) dentre outros.

Em síntese, os modelos de previsão oceanográfica podem servir para diversas finalidades, como a previsão de ondas, marés, correntes oceânicas, temperatura, salinidade, transporte sedimentar, processos biológicos, etc. No caso do presente trabalho, um modelo de previsão oceanográfica serviu para alimentar um modelo de previsão acústica com simulações realísticas da estrutura termohalina da ressurgência costeira de Cabo Frio.

Na próxima seção, são apresentadas as teorias que envolvem a propagação acústica submarina, abordando os principais parâmetros considerados na oceanografia acústica.

### 3.3 Propagação do som no mar

Antes de retratar aspectos da modelagem computacional da propagação acústica submarina, é necessário recorrer à teoria acústica e compreender alguns conceitos pertinentes à propagação do som no mar. Nesta seção, são apresentados os principais conceitos da propagação acústica submarina, abordando os parâmetros considerados na oceanografia acústica.

A oceanografia acústica descreve o ambiente acústico submarino, relacionando as propriedades oceânicas com o comportamento da propagação do som no mar (Etter, 2002). Na coluna de água, as principais propriedades que influenciam a propagação do som são a temperatura, a salinidade e a pressão. A relação entre essas propriedades define a estratificação vertical e o campo de velocidade do som no mar.

A temperatura é a grandeza que possui maior importância em tal relação. Ela apresenta grandes variações espaciais no oceano, e influencia fortemente o campo de densidades e a estratificação do fluido, impactando diretamente no padrão de propagação sonora. Da mesma forma que a temperatura, a salinidade também afeta o campo de densidades e a estratificação, no entanto, como as variações de salinidade são relativamente baixas no oceano, a temperatura é tratada como fator determinante. Já a pressão altera a compressibilidade do meio, ou seja, a capacidade do meio de voltar à sua forma original após deformação provocada pela propagação das ondas acústicas, impactando assim no campo de velocidade do som.

#### 3.3.1 Velocidade do som

A velocidade do som é a principal grandeza considerada na propagação das ondas sonoras, e funciona de forma semelhante ao índice de refração na física óptica (Jensen et al., 1994). Ela depende da compressibilidade e da densidade do meio, portanto, a velocidade do som é variável em cada ponto do oceano, em virtude das próprias características dinâmicas do ambiente oceanográfico. A estratificação do oceano em camadas de diferentes densidades conduz a estratificação horizontal e vertical da velocidade do

som, o que acarreta na existência de perfis típicos.

A velocidade do som ( $c$ ) é expressa como uma função empírica de três variáveis independentes: temperatura ( $T$ ), salinidade ( $S$ ) e profundidade ( $z$ ). Segundo Medwin and Clay (1998), a equação simplificada para esta dependência é:

$$c = 1449.2 + 4.6T - 0.055T^2 + 0.00029T^3 + (1.34 - 0.01T)(S - 35) + 0.016z \quad (3.6)$$

De acordo com a Equação 3.6, verifica-se que a velocidade do som é uma função crescente da temperatura, salinidade e pressão, sendo a última uma função da profundidade. No entanto, como dito na Seção 3.3, observa-se que a temperatura é o fator determinante. Com exceção de áreas próximas a desembocaduras de rios, o efeito da salinidade é pequeno, devido às baixas variações deste parâmetro em mar aberto. O efeito da pressão é considerado relevante na propagação do som. A pressão passa a surtir maiores efeitos em profundidades elevadas, mas também influencia na propagação em águas rasas.

Dessa forma, nota-se em muitos casos que o perfil de velocidade do som é extremamente dependente do perfil de temperatura. Embora existam grandes variabilidades espaço-temporais, para o oceano aberto é possível estabelecer um modelo típico de perfil de velocidade do som, conforme apresentado na Figura 3.8.

Observa-se nos perfis apresentados na Figura 3.8, para um oceano idealizado, a existência de uma camada superficial (camada de mistura/camada sônica), onde a velocidade do som é influenciada pela variabilidade atmosférica, através de processos de troca de calor e ação dos ventos. Devido a intensa atividade de mistura nesta camada, a temperatura é praticamente homogênea. Dessa forma, a velocidade aumenta com a profundidade devido ao aumento de pressão. A segunda camada é a termoclina, onde existe o maior gradiente temperatura. Conforme a profundidade aumenta, a temperatura diminui, acarretando um forte gradiente negativo da velocidade do som. Por fim, abaixo da termoclina, encontra-se uma camada profunda, onde a temperatura é baixa e constante, sendo

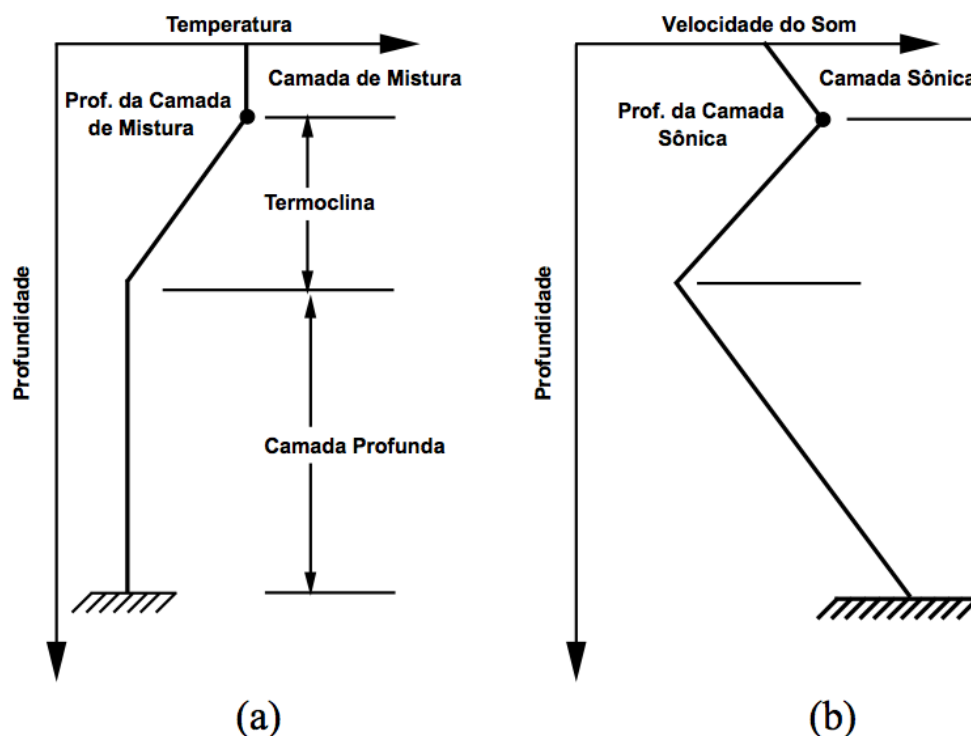


Figura 3.8: Relação entre os perfis de: (a) temperatura e (b) velocidade do som para águas profundas, em um oceano idealizado. Fonte: Xavier (2005).

a velocidade do som influenciada principalmente pelo aumento da pressão.

No entanto, a distribuição dos perfis de velocidade varia de oceano para oceano, e pode variar de acordo com as condições meteorológicas/oceanográficas diurnas e sazonais. Como consequência das variações da velocidade do som o mesmo sofre encurvamentos na direção das regiões em que a velocidade é menor. Tais encurvamentos são descritos matematicamente pela Lei de Snell-Descartes, a qual relaciona os ângulos de incidência e refração com os índices de refração (dependentes da densidade do meio).

Numa coluna d'água com uma termoclina bem definida, as ondas acústicas sofrem efeitos diferentes dependendo da profundidade da fonte. Através da Figura 3.9 pode-se observar uma representação ilustrativa das trajetórias da onda acústica em uma coluna d'água. Nota-se que ao cruzar a termoclina, o raio sonoro sofre uma refração intensa, e divide-se em dois, com parte da energia convergindo em direção à superfície e parte se dirigindo às águas mais profundas. Este efeito provoca uma área de silêncio, ou zona de sombra, na qual a presença da energia sonora é extremamente baixa (Miguens, 2006).

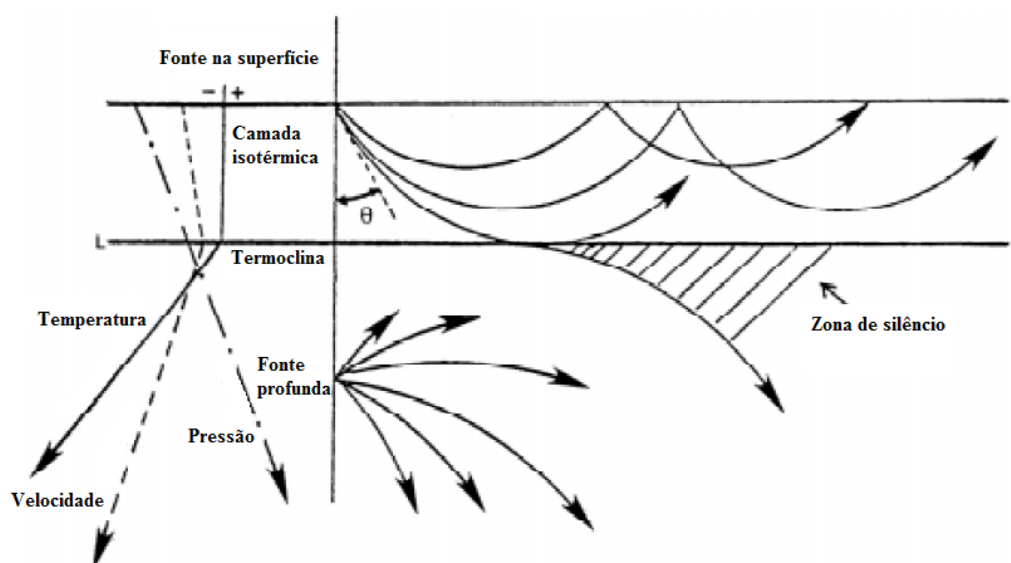


Figura 3.9: Trajetórias da onda acústica numa coluna d'água, demonstrando a refração que os raios sonoros sofrem ao incidirem na termoclina, criando uma zona de sombra. Fonte: Miguens (2006).

### 3.3.2 A superfície e o fundo do mar

O oceano pode ser encarado como um guia de ondas acústicas limitado pela superfície e o fundo do mar. A superfície, além de ser refletora, age também como uma interface espalhadora do som. Conforme a intensidade do vento e da ação de ondas na superfície do mar, a propagação acústica passa a ser influenciada por efeitos de reverberação, espalhamento, atenuação por bolhas e turbulência, e pelos ruídos de alta frequência gerados pela atividade de mistura devido às condições de mar (Etter, 2002). Quando as ondulações da superfície forem muito pequenas, essa interface pode ser considerada plana e se comporta como uma superfície livre, respondendo como um refletor perfeito ou ideal (Medwin and Clay, 1998).

O fundo marinho também funciona como um refletor e espalhador de som. No entanto, a modelagem física de seus efeitos acústicos é mais complexa e difícil de se prever do que os efeitos que ocorrem na superfície, devido a estrutura geológica do fundo em diferentes camadas e a vasta diversidade de tipos de fundo.

O fundo do mar começa na fronteira água-sedimento e se estende até a crosta oceânica composta basicamente de ferro e manganês. Eventualmente, a crosta encontra-

se aflorada em algumas regiões, onde a camada sedimentar é praticamente inexistente e a topografia de fundo é muito acidentada. Além disso, há uma variedade imensa de sedimentos com diferentes densidades e padrões morfológicos, aumentando a complexidade dos efeitos acústicos provocados pela interação dos raios sonoros com o fundo do mar. Segundo Rabelo (1997), a porosidade do sedimento é o fator determinante na velocidade do som no leito marinho, embora as demais variáveis como densidade e tamanho do grão também apresentem boas correlações.

A rugosidade do fundo impacta diretamente na quantidade de som espalhado de volta durante a trajetória de um raio acústico (Medwin and Clay, 1998). Da mesma forma como a intensidade do vento é um indicador da rugosidade de superfície, o tipo de fundo é um indicador da rugosidade do fundo. De um modo geral, quanto maior a frequência, maior a sensibilidade do sinal acústico à rugosidade (Lurton, 2002).

## 3.4 Relações acústicas básicas

### 3.4.1 Intensidade acústica

Com exceção das ondas eletromagnéticas, uma onda é definida como sendo o movimento de um distúrbio ou de uma informação que vai de um meio a outro via um meio de propagação (Blackstock, 2000). Uma onda apresenta periodicidade no tempo e espaço, e transmite informação através de energia, sem transportar matéria.

A onda sonora se desloca por meio de uma série de combinações de compressões e rarefações no meio de propagação (seja nos fluidos, como ar e água; ou material sólido, como uma rocha). Na Figura 3.10 observa-se uma representação esquemática da propagação da onda sonora, ilustrando as diferenças de pressão ao longo de sua trajetória.

O número de oscilações da pressão do fluido por unidade de tempo define a frequência do sinal, enquanto que a magnitude da pressão média define a potência e a intensidade acústica ( $I$ ).



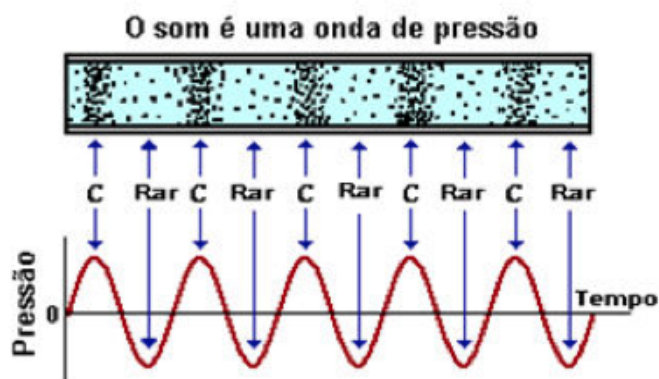


Figura 3.10: Representação esquemática da propagação da onda sonora, onde C representa a compressão e Rar a rarefação. Fonte: Boaventura (2010).

Devido ao fato das fontes sonoras possuírem as mais diversas formas e emitirem sons em apenas algumas direções, a intensidade acústica varia conforme a distância e em cada ponto do oceano de forma complexa. Além disso, podem ocorrer ecos (ondas sonoras refletidas) que se sobrepõem às ondas originais, tornando a análise da propagação da onda acústica uma tarefa nada trivial.

### 3.4.2 Perdas na transmissão

A perda na transmissão acústica, comumente conhecida como TL (*Transmission Loss*) expressa o enfraquecimento da energia sonora ao longo da sua trajetória. Compreende uma medida quantitativa da redução da intensidade acústica entre dois pontos, normalmente entre a fonte sonora e um receptor distante.

A perda na transmissão é definida como -10 vezes o logaritmo na base 10 da razão entre a intensidade acústica ( $I$ ) medida em um ponto distante e a intensidade de referência ( $I_{ref}$ ), medida a um metro da fonte (Xavier, 2005).

As perdas na transmissão são expressas em unidades de decibéis:

$$TL = -10 \log_{10} \frac{I}{I_{ref}} \quad (3.7)$$

À medida em que a onda acústica se propaga se distanciando da fonte sonora a intensidade do sinal é reduzida devido ao espalhamento cilíndrico e esférico e em função

de diversos mecanismos de atenuação (ou absorção).

O espalhamento corresponde ao fenômeno que expressa o desvio de parte da energia acústica da frente de onda em diversas direções. No momento em que ocorre uma reflexão, uma parte da energia refletida e da energia transmitida não seguem o caminho previsto na teoria de Rayleigh (Rayleigh, 1945), espalhando-se em torno do ponto de reflexão.

Um dos mecanismos de atenuação da onda sonora é a transformação desta em calor, conforme apresentado na teoria desenvolvida por Stokes-Kirchoff (Medwin and Clay, 1998). Tal transformação é produzida pela fricção e promove uma perda de energia denominada perda por absorção. As perdas por absorção são maiores nos sedimentos do que na coluna d'água, devido ao aumento da fricção. Dessa forma, os raios que apresentam grande penetração nos sedimentos sofrem maior atenuação.

# Capítulo 4

## Metodologia

Como mencionado anteriormente, este trabalho foi fundamentado em simulações numéricas hidrodinâmicas e acústicas. As simulações numéricas hidrodinâmicas foram inicializadas pela técnica do Modelo Regional Orientado por Feições (MROF). Esta técnica alia o conhecimento prévio de feições oceanográficas, com o desenvolvimento de modelos paramétricos destas feições e modelagem numérica. Descrita em Gangopadhyay et al. (1997), Gangopadhyay and Robinson (2002), revisada e aperfeiçoada recentemente por Calado et al. (2008) e Gangopadhyay et al. (2011), a MROF tem sido aplicada com sucesso para diversos sistemas costeiros e oceânicos em distintas regiões do globo.

No presente estudo foi utilizado um MROF desenvolvido para a ressurgência costeira de Cabo Frio, o qual foi implementado na inicialização de um modelo numérico hidrodinâmico para simular a estrutura oceanográfica da região. Basicamente, o MROF serviu como um campo de massa sinótico tridimensional, disponibilizado como condição inicial do modelo numérico hidrodinâmico. A partir disso, o modelo foi programado para evoluir este campo de massa no tempo, forçado pelo vento local, gerando previsões oceanográficas. Adiantamos aqui que as previsões oceanográficas foram produzidas para o período referente ao cruzeiro oceanográfico *Ocean Acoustic Exploration 2010* (OAEx10), à título de comparação dos resultados do modelo com dados *in situ*. Este período é referente aos dias 18, 19 e 20 de novembro de 2010. As previsões oceanográficas obtidas para este período foram utilizadas como base de propagação do som em um modelo de propagação

acústica, o qual efetivamente produziu previsões do campo acústico submarino. A idéia foi construir um cenário realístico da estrutura termohalina da região, de modo a incluir as principais características hidroacústicas, buscando capturar a influência da variabilidade oceanográfica na propagação do som.

A seguir são descritos os procedimentos, métodos e as principais etapas que viabilizaram este estudo, contemplando a escolha dos modelos numéricos (hidrodinâmico e de propagação acústica), bem como suas implementações, o conjunto de dados utilizados para a construção dos campos iniciais, as forçantes e os dados observacionais utilizados para a comparação com os resultados numéricos obtidos.

## 4.1 O Modelo Regional Orientado por Feições

O sistema de modelagem oceanográfica foi baseado na abordagem do MROF, de acordo com os procedimentos metodológicos apresentados em Calado et al. (2008), derivado de uma técnica de inicialização de modelos numéricos desenvolvida por Gangopadhyay and Robinson (2002). O presente estudo aplicou uma variação desta técnica para a ressurgência costeira associada a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) na região ao largo de Cabo Frio. A metodologia do MROF utilizada aqui será descrita a seguir.

Segundo Calado (2006), para a aplicação dos MROFs em qualquer região de interesse, é necessário seguir um protocolo de aplicação:

1. Identificação das feições da coluna d'água de relevância para a dinâmica regional;
2. Conhecimento prévio da circulação climatológica regional;
3. Obtenção de dados sinóticos *in situ* e de satélites;
4. Construção dos modelos de feições (MFs) individuais;
5. Interpolação através de esquema de Análise Objetiva de Múltiplas Escalas (climatologia + MF). É nesta fase que os MFs tornam-se os MROFs propriamente ditos;
6. Simulações numéricas para estudos de processos.

A partir do protocolo de aplicação apresentado acima, Calado et al. (2008) identificaram as principais feições oceânicas e costeiras na região sudeste do Brasil e implementaram um MROF específico para esta área. Para tanto, os autores desenvolveram modelos de feições (MF) para as três principais feições do sudeste brasileiro: a Corrente do Brasil, seus vórtices, e a frente de ressurgência costeira. No presente estudo, utilizamos este MF da frente de ressurgência para a composição do MROF da região costeira de Cabo Frio.

O cerne da construção do MF da ressurgência costeira foi capturar a estrutura termohalina desta feição, e retirar dos perfis de temperatura e salinidade observados a variação vertical dessas propriedades. Segundo Gangopadhyay and Robinson (2002), este procedimento é conduzido via adimensionalização dos perfis sinóticos selecionados nas bordas e no centro das feições oceanográficas. Através do procedimento de adimensionalização, é possível preservar os gradientes verticais de  $T-S$  e permitir sua fusão, consistentemente, com dados climatológicos para gerar o MROF.

A fusão entre o MF e os dados climatológicos é feita através de um esquema de interpolação via Análise Objetiva de Múltiplas Escalas, o qual respeita diferentes comprimentos de correlação para as escalas sinótica e climatológica. A partir deste procedimento de interpolação, é gerado um campo termohalino concebido em uma grade tridimensional, que pode ser utilizada na inicialização de modelos numéricos, seja para estudos de processo ou para alimentar previsões oceânicas, como no caso do presente estudo.

#### **4.1.1 Modelo de Feição da Ressurgência Costeira**

Basicamente, o MROF consistiu na combinação do modelo de feição da frente de ressurgência com um campo termohalino climatológico oriundo do World Ocean Atlas - WOA'05 (Locarnini et al., 2006). A estrutura sinótica de temperatura e salinidade ( $T-S$ ) utilizada para a parametrização da ressurgência foi caracterizada com base no conjunto de dados do cruzeiro 'Dinâmica do Ecossistema da Plataforma da Região Oeste do Atlântico Sul - DEPROAS', descrito detalhadamente em Calado et al. (2008).

O modelo de feição da ressurgência costeira foi baseado em uma única função

tangente hiperbólica (Gangopadhyay and Robinson, 2002). Esta função transforma perfis com características oceânicas para perfis com características costeiras, respeitando um formato típico da ressurgência costeira.

A Figura 4.1 contém uma representação esquemática do modelo de feição da ressurgência costeira. Este MF é derivado de um outro MF desenvolvido para frentes de quebra de plataforma em Gangopadhyay and Robinson (2002), que foi aperfeiçoado por Shaji and Gangopadhyay (2007) e Calado et al. (2008), respectivamente.

A distribuição da frente térmica da ressurgência  $T(\eta, z)$  é parametrizada como:

$$T(\eta, z) = T_o(z) + [T_i(z) - T_o(z)]m(\eta, z), \quad (4.1)$$

onde,

$$m(\eta, z) = 0.5 + 0.5 \tanh \left[ \frac{\eta - \Theta z}{\chi} \right] \quad (4.2)$$

é uma *meld function*,  $z$  é a profundidade,  $\Theta$  é a inclinação da frente de ressurgência,  $h$  é a profundidade da frente de ressurgência,  $\chi$  é o valor de duas vezes a largura da frente ( $= r/2$ ),  $r$  a distância entre os dois perfis (costeiro ( $T_i(z)$ ) e oceânico ( $T_o(z)$ )) e tem o valor de  $4\eta$ , onde  $\eta$  é a coordenada normal a costa.

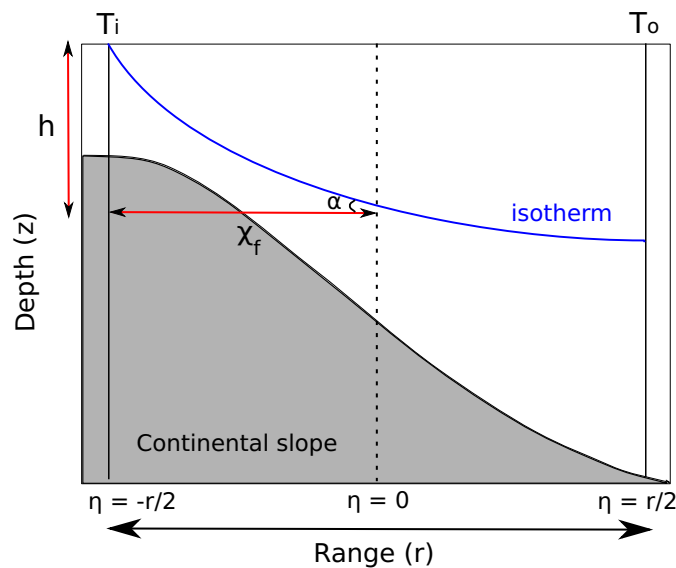


Figura 4.1: Representação esquemática do modelo de feição para a frente de ressurgência costeira. Note que  $\Theta = \tan(\alpha) = h/\chi_f$ . A linha azul representa a isoterma de ressurgência. Fonte: Adaptado de Calado (2006).

Através de um procedimento de Análise Objetiva de Múltiplas Escalas, esta estrutura paramétrica da ressurgência costeira foi interpolada com o campo climatológico de temperatura oriundo do WOA'05 (Locarnini et al., 2006). O produto desta interpolação é um campo tridimensional de temperatura que carrega consigo toda a estrutura dinâmica da ressurgência costeira de Cabo Frio. (Figura 4.2).

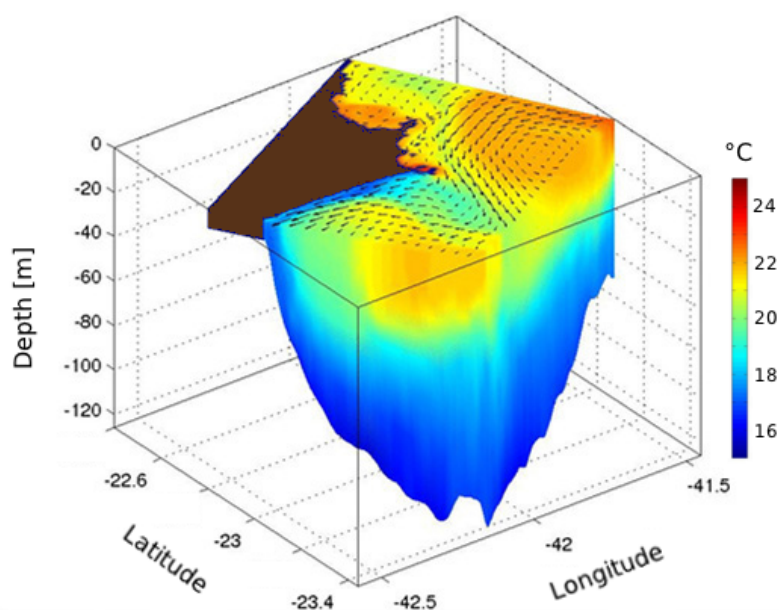


Figura 4.2: Campo tridimensional de temperatura após a interpolação entre a climatologia e o MF da ressurgência costeira de Cabo Frio.

No entanto, este campo tridimensional de temperatura, embora mantenha a assinatura da ressurgência costeira, ainda não representa o campo de temperatura real durante o período do cruzeiro OAEx10, que é o período de interesse deste estudo. Para resolver esta questão, utilizamos a metodologia de adimensionalização/redimensionalização, onde todos os perfis de temperatura foram primeiramente adimensionalizados e, em seguida, redimensionalizados com base em dados orbitais de TSM referente ao período do OAEx10.

#### 4.1.2 Adimensionalização/Redimensionalização

O procedimento de adimensionalização utilizado neste trabalho foi desenvolvido por Gangopadhyay and Robinson (2002). Os autores sugerem que podemos representar

as feições por meio de suas propriedades em termos de massas de água. Baseado nisto, eles desenvolveram uma forma canônica para preservar as estruturas em três dimensões usando dados sinóticos.

Para estimar um perfil adimensional que mantenha a estrutura típica da feição, é necessário que obtenhamos uma função de adimensionalização  $\phi(x, y, z)$ :

$$\phi(x, y, z) = \frac{T(x, y, z) - T_b(x, y)}{T_s(x, y) - T_b(x, y)}, \quad (4.3)$$

onde  $\phi(x, y, z)$  é o perfil adimensional de cada posição;  $T(x, y, z)$  é o perfil de temperatura sinótico e dimensional;  $T_b(x, y)$  é o valor de temperatura no fundo e  $T_s(x, y)$  é o valor de temperatura na superfície para cada posição.

Uma vez em que os perfis adimensionais foram gerados, o próximo passo é redefinir os valores de superfície e fundo para redimensionalizar os perfis. Através deste procedimento, reconstruímos perfis sinóticos para qualquer instante que possamos extrair dados de superfície e de fundo, uma vez que consideramos os valores de  $\phi$  como representantes típicos da feição estudada. Este procedimento foi aplicado para construir perfis adimensionais que preservam o formato típico dos perfis da ressurgência costeira, aptos para serem redimensionalizados de acordo com dados sinóticos quase em tempo real (satélites).

No presente estudo, consideramos que o campo climatológico de temperatura descreve corretamente a variabilidade termal vertical da região. Portanto, é possível obter o campo termal referente ao período desejado (data do cruzeiro OAEx10), com uma representação melhor da posição vertical da ACAS durante os dias do cruzeiro, através da combinação de informações climatológicas da estrutura vertical com informações de superfície, proveniente de dados de sensoriamento remoto. Basicamente, isso significa que a temperatura pode ser redimensionalizada, invertendo a Equação 4.3, da forma:

$$T(x, y, z) = [T_s(x, y) - T_b(x, y)]\phi(x, y, z) + T_b(x, y), \quad (4.4)$$

onde os termos desta função são os mesmos explicados na Equação 4.3.



No caso deste trabalho, a Equação 4.4 foi empregada para redimensionalizar o campo termal utilizando dados orbitais de TSM como  $T_s$  e dados climatológicos de fundo como  $T_b$ . A imagem de TSM utilizada foi referente ao dia 18 de novembro de 2010, obtida do *Group of High Resolution Sea Surface Temperature - GHRSSST*. Para a salinidade, como não haviam medições *in situ* prévias, foi utilizado como campo tridimensional halino o produto da interpolação entre a climatologia e o FM da ressurgência costeira, obtido de forma análoga à temperatura antes de ser adimensionalizada/redimensionalizada.

Após todo os procedimentos adotados, o produto final MROF consiste em um campo tridimensional termohalino que assimilou precisamente as condições de TSM para o período referente à um dia antes do cruzeiro OAEx'10 (18 de novembro). Este campo tridimensional termohalino foi utilizado para inicializar a modelagem numérica hidrodinâmica, com o objetivo de fornecer previsões oceanográficas para os próximos três dias, correspondentes ao período da campanha de coleta de dados OAEx'10 (19, 20 e 21 de novembro).

Na próxima seção iremos descrever o modelo numérico hidrodinâmico escolhido para ser implementado ao nosso caso de estudo e evoluir o MROF no tempo. A princípio, será apresentado o modelo de uma forma geral e, na sequência, o detalhamento das configurações executadas.

## 4.2 O Modelo Numérico Hidrodinâmico

Como abordado na Seção 3.2, existem diferentes modelos numéricos hidrodinâmicos disponíveis para o uso em diversas aplicações distintas. Para o nosso caso de estudo, faz-se necessária a escolha de um modelo numérico hidrodinâmico capaz de resolver a circulação costeira sob a influência de diversos fatores regionais que interagem entre si. Desta forma, foi escolhido o modelo *Regional Ocean Modeling System* – ROMS (Haidvogel et al., 2000; Shchepetkin and McWilliams, 2005). Adotamos este modelo por ser amplamente utilizado pela comunidade oceanográfica, com diversos exemplos de aplicações que envolvem o processo de ressurgência costeira ao redor do globo.

O ROMS é um modelo numérico hidrodinâmico tridimensional desenvolvido na *Rutgers University* e na *University of California* em *Los Angeles*. Este modelo possui uma vasta documentação e suporte oferecido pela própria comunidade científica que o utiliza para uma gama de aplicações e pesquisas nos domínios do oceano regional.

O ROMS resolve a superfície livre e as equações hidrostáticas primitivas da dinâmica dos fluídos discretizadas em um sistema de coordenadas verticais estiradas (S), uma generalização do sistema de coordenadas do tipo  $\sigma$ , que acompanha a variação da topografia do terreno submarino (*terrain-following*). No plano horizontal, o modelo resolve o sistema de coordenadas ortogonais curvilíneas. Tais sistemas de coordenadas permitem atribuir alta resolução espacial em camadas e regiões de interesse dinâmico. O modelo resolve as equações médias de Reynolds, com base nas equações de Navier Stokes, e pode ser configurado de diversas maneiras diferentes.

### 4.2.1 Implementação do ROMS

A grade utilizada nas simulações do ROMS foi uma grade regular inclinada com ângulo de  $45^\circ$ , respeitando os limites [23.3 e 22.94°S] e [42.1 e 41.3°W], abrangendo os domínios da região costeira de Cabo Frio (Figura 4.3).

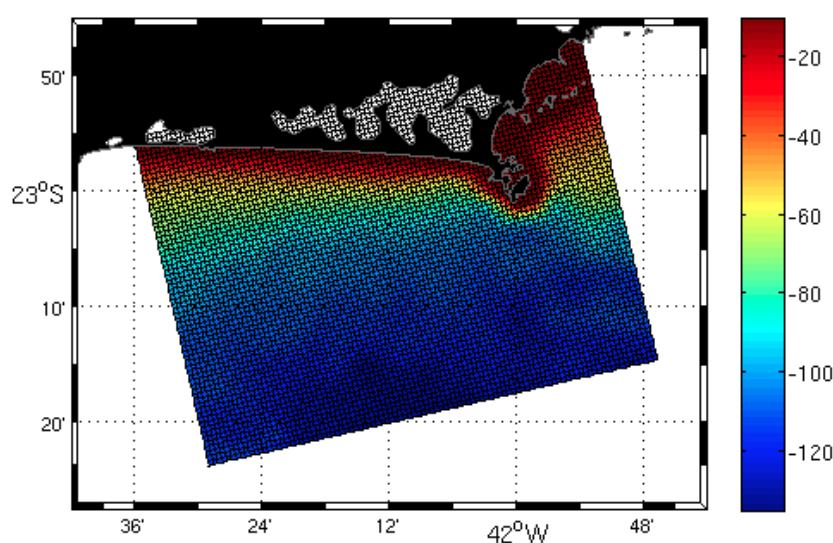


Figura 4.3: Grade e batimetria utilizada nas simulações do ROMS. As cores representam a profundidade em metros.

A resolução horizontal da grade numérica é de  $\approx 800$  m, e a resolução vertical é de 25 níveis  $\sigma$ . O domínio do modelo foi construído utilizando a topografia submarina realística. Os dados de batimetria foram derivados do ETOPO-1, interpolados com cartas náuticas digitalizadas para a região, com a resolução de 1 minuto de grau.

## 4.2.2 Condições de contorno

Devido ao alto custo computacional, nenhuma grade numérica regular é extensa o suficiente para resolver satisfatoriamente todos as escalas de fluxo de correntes, a fim de avaliar suas interações dinâmicas (?). Considerando que a dinâmica dos oceanos costeiros também é influenciada por diversos processos de meso e larga escala que ocorrem no oceano profundo, informações que estão além da área de cobertura da grade devem ser prescritas nos contornos (bordas) da grade, no intuito de fornecer informações representativas do oceano adjacente. Na modelagem numérica, esta técnica é conhecida como condições de contorno aberto.

De acordo com Calado (2006), as condições de contorno aberto funcionam como um contorno "transparente", ou seja, que permite que as ondas geradas no interior do domínio da grade sejam propagadas para fora, com o mínimo de reflexão na borda. Estas condições permitem ainda a inclusão de forçantes externas que irão representar a interação entre a região modelada e o oceano adjacente.

No presente estudo, aplicamos as condições de contorno aberto, com a climatologia de Locarnini et al. (2006) continuamente alimentando as bordas com a estrutura oceânica de T-S climatológica. Esta técnica é conhecida como *nudging*, e consiste na aproximação das soluções internas próximas aos contornos para os valores das propriedades que adentram o domínio, evitando que os dados externos sejam incompatíveis com aqueles das equações no interior do domínio computacional. Isso faz com que as chances do modelo resolver as equações diferenciais de forma inadequada sejam diminuídas.

Com os contornos abertos, existe um método que calcula o transporte total de saída pelos contornos e ajusta-o de maneira a prover um fluxo barotrópico uniforme de entrada,

no intuito de balancear o transporte total de volume no domínio computacional. Este método previne o modelo numérico de problemas com a conservação do volume dentro do domínio, devido as condições de contorno aberto.

### 4.2.3 Campos iniciais

Como já mencionado, os campos iniciais utilizados neste trabalho foram obtidos através do MROF. A utilização da técnica do MROF é baseada na resolução numérica de um problema de valor inicial, isto é, o modelo é iniciado com o campo termohalino sinótico construído pelo MROF e evolui para uma previsão de poucos dias (Gangopadhyay and Robinson 2002).

Relembrando, o MROF consistiu na combinação entre o MF da ressurgência costeira e um *background* termohalino climatológico do WOA'05 (Locarnini et al., 2006), para gerar um campo tridimensional  $T$ - $S$ . Este campo foi redimensionalizado com base em dados orbitais de TSM para o dia 18 de novembro de 2010 (um dia antes do cruzeiro OAEx'10), gerando assim o produto final MROF. Este produto final MROF compõe os campos iniciais das nossas simulações. Através da Figura 4.4, pode-se observar o campo inicial de TSM oriundo do MROF, contendo a feição da ressurgência costeira.

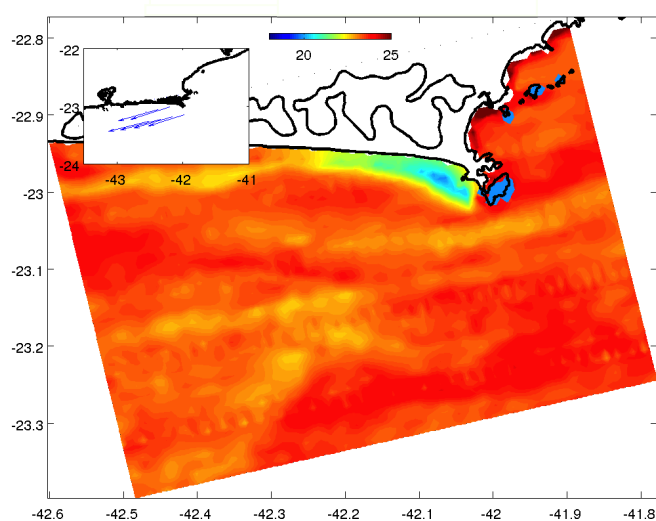


Figura 4.4: Campo inicial de temperatura de superfície, oriundo do MROF. Nota-se a presença da feição de ressurgência costeira assimilada já no campo inicial.

É importante lembrar que este campo de TSM (Figura 4.4) foi obtido através da imagem de satélite (GHRSSST) e inserido no MROF via procedimento de redimensionalização. Ou seja, o campo inicial de TSM é idêntico ao observado na imagem de satélite do dia 18 de novembro de 2010.

#### 4.2.4 Forçantes externas

As forçantes externas utilizadas para as simulações numéricas com o ROMS foram: i) tensão de cisalhamento do vento e ii) forçante de maré.

O campo de vento utilizado nos experimentos contempla um cenário favorável para a ocorrência de ressurgência costeira, e foi obtido com base em um conjunto de dados de sensoriamento remoto do *Advanced Scatterometer* - ASCAT (O&SI SAF Project, 2011). O ASCAT está a bordo do satélite Metop-A, o qual foi lançado em órbita no dia 19 de outubro de 2006 e está funcionando de modo operacional desde o mês de maio de 2007. A sua resolução espacial é de  $\approx 50$  km e a temporal é de  $\approx 2$  dias para cobertura global.

Para resolver as equações internas do modelo que computam a transferência de *momentum* do campo atmosférico para o campo de massa oceânico é necessário que as componentes do vento sejam expressas em termos de tensão de cisalhamento. Para tanto, o conjunto de dados de vento oriundo do ASCAT foi interpolado para a grade do modelo e as componentes de velocidade do vento foram convertidas em tensão de cisalhamento ( $\tau$ ), usando as fórmulas de bulk (Large and Yeager, 2004):

$$\tau_{xy} = \rho_{ar} \cdot C_d \cdot \bar{V}^2, \quad (4.5)$$

onde  $\rho_{ar}$  é a densidade do ar,  $C_d$  é o coeficiente de arrasto e  $V$  é a velocidade do vento, e:

$$C_d = 1.2 \cdot 10^{-3}, \quad \text{para } 4 \leq V \leq 11ms^{-1}, \quad (4.6)$$

$$C_d = (0.49 + 0.065 \cdot V) \cdot 10^{-3}, \quad \text{para } 11 \leq V \leq 25ms^{-1}, \quad (4.7)$$

Já a forçante de maré foi obtida com base no modelo global de marés oceânicas TPXO v7.2, com resolução de  $1/4^\circ$  (?). Neste modelo os dados de maré são gerados como um complexo de amplitudes para a elevação do nível do mar de acordo com oito constituintes harmônicas primárias ( $M2$ ,  $S2$ ,  $K2$ ,  $K1$ ,  $O1$ ,  $P1$ ,  $Q1$ ), duas constituintes de longo período ( $Mf$ ,  $Mm$ ) e três componentes não-lineares ( $M4$ ,  $MS4$ ,  $MN4$ ). Esta forçante foi aplicada para alimentar as três fronteiras abertas (norte, sul e leste) da grade numérica com informações de maré para a plataforma sudeste do Brasil.

#### 4.2.5 Configurações das simulações hidrodinâmicas

As simulações compostas pelo MROF da ressurgência foram conduzidas através de um protocolo de inicialização proposto por Calado (2006) e Calado et al. (2008). Este protocolo consiste na fragmentação do processo completo de previsão oceanográfica em basicamente três etapas: i) *Relax*; ii) *T-S held*; iii) Etapa final. Essa etapas compreendem em inicializar o modelo nos seus dois modos de evolução das equações do movimento. Os dois modos são: i) modo prognóstico, que consiste em evoluir temporalmente todas as variáveis fazendo com que haja interação entre elas, isto é, o campo de densidade (temperatura e salinidade) geram velocidade, que por consequência, interagem com o próprio campo de densidades; ii) modo diagnóstico, onde o modelo evolui o campo de velocidades sem alterar o campo de densidades, isto é, o campo inicial de temperatura e salinidade gera o campo de velocidade que não interfere no campo inicial de temperatura e salinidade.

Na primeira etapa, denominada *relax*, foi realizada uma breve simulação de 6 horas em modo prognóstico, objetivando uma interpolação dinâmica e uma suavização do campo termohalino, evitando a criação de gradientes (ruídos) no processo de inserção do campo inicial do modelo de feição com o campo climatológico. Na sequência, o resultado desta primeira simulação foi inserido como campo inicial da segunda etapa, denominada *T-S held*, na qual o ROMS foi configurado em modo diagnóstico com o objetivo de ajustar o campo de velocidades ao campo termohalino. O modo diagnóstico significa que o modelo resolve as equações sem evoluir no tempo, ou seja, não gera previsões para o tempo

futuro. Este modo é utilizado para equilibrar as condições iniciais do fluido em relação ao balanço dinâmico implícito nas equações governantes. O modo diagnóstico possibilita que a energia cinética do modelo se estabilize em um tempo menor, ou seja, reduz o tempo de *spin up* do modelo (Haidvogel et al., 2000).

Após a etapa T-S *held*, segue a terceira e última etapa do processo de simulações, no intuito de efetivamente gerar as previsões oceanográficas. Esta última simulação foi realizada em modo prognóstico e foi alimentada pelos resultados da simulação feita em modo diagnóstico (T-S *held*). Dessa forma, o campo de massa inicial das simulações referentes à previsão oceanográfica consistiu em um campo de densidades ajustado à discretização da grade numérica e à dinâmica orientada pelas equações governantes do modelo. Além disso, assimilou a estrutura termohalina da ressurgência contida no MROF (descrito detalhadamente na Seção 4.1), o qual serviu como campo de massa inicial para todo este processo de simulações hidrodinâmicas.

### 4.3 O Modelo de Propagação Acústica

As simulações acústicas foram realizadas utilizando o modelo de propagação acústica TRACEO *Acoustic Raytracing Model*. Este modelo é baseado no traçamento bidimensional de raios acústicos, fundamentado na teoria dos feixes Gaussianos, e foi desenvolvido pelo *Signal Processing Laboratory - SIPLAB* (<http://www.siplab.fct.ualg.pt/>) na Universidade do Algarve. Embora seja recente, o TRACEO apresenta uma boa documentação e foi testado em (Ey and Rodriguez, 2012) sob forma de comparação entre simulações com outros modelos já consolidados na literatura, como por exemplo o BELLHOP, o KRAKEN e os modelos do pacote UAN. Os resultados indicam uma grande semelhança entre tais simulações, evidenciando o bom desempenho do TRACEO no traçamento de raios e campo de pressão acústica.

O TRACEO suporta superfícies irregulares e batimetrias complexas com propriedades elásticas range-dependent; perfis e campos de velocidade do som (ou seja, dependência horizontal ou não da velocidade); possibilita a inclusão de objetos; oferece

métodos de identificação e correção dos raios que são defletidos em direção a fonte, absorvidos pelas bordas ou desviados devido as variações nos ângulos de lançamento e; permite o livre posicionamento da fonte e do receptor, bem como optar pelo formato da antena de receptores. Por fim, o modelo oferece muitas opções de dados de saída incluindo: coordenada dos raios - resolvida através da 'Equação Eikonal'; informações dos raios - resolvidas através da equação Dinâmica e da equação Eikonal; Eigenrays, Amplitudes e chegadas (Delays) - determinados através dos métodos '*Proximity*' e '*Regula Falsi*'; Pressão Acústica; Perda de Sinal e Velocidade da Partícula. Todos os dados de saída são convenientemente escritos em arquivos binários de Matlab (formato \*.mat).

Para inicializar a modelagem acústica com o TRACEO é necessário partir de um campo inicial de velocidade do som na coluna de água, um campo batimétrico e um conjunto de propriedades geoacústicas. No nosso caso de estudo, utilizamos como campo inicial de velocidade do som os resultados da previsão oceanográfica orientada pela feição da ressurgência costeira, descrita na seção anterior. Para tanto, o campo termohalino previsto pelo modelo numérico hidrodinâmico foi convertido em um campo de velocidade do som, calculado através do algoritmo da UNESCO 1983 (Fofonoff and Millard, 1983). Na sequência, este campo de velocidade do som foi interpolado em uma grade apropriada para a modelagem acústica, contendo a fonte sonora e o conjunto de hidrofones. Este mesmo processo foi repetido para os dados do cruzeiro OAEx10, à título de comparação entre a modelagem acústica alimentada pelo modelo de previsão oceanográfica e pelos dados *in situ*.

O campo batimétrico aplicado no TRACEO foi o mesmo utilizado na implementação do ROMS. A condição de contorno superficial considerada foi o vácuo, enquanto a de fundo foi a condição de semi-fundo infinito. As propriedades geoacústicas utilizadas foram densidade do sedimento de  $1,8 \text{ g/cm}^3$ , velocidade compressional do som no sedimento de  $1626 \text{ m/s}$  e atenuação do fundo de  $0,5 \text{ dB}/\lambda$ . Estes valores foram baseados em um estudo pretérito que investigou as características geoacústicas da região (Simões et al., 2012). Como todas as seções selecionadas para as nossas simulações acústicas estão dentro de áreas com predominância de sedimentos com granulometria de areia, este foi



considerado o único tipo de fundo dentro da grade.

A fonte sonora foi posicionada a 5 metros de profundidade, com a distância de 10 km até os receptores finais. O sinal acústico foi emitido em 4 frequências diferentes (500 Hz, 1500 Hz, 6500 Hz, 12500 Hz) na tentativa de avaliar se existem diferenças substanciais na previsão acústica de frequências mais baixas e frequências mais altas. Uma representação esquemática contendo o sumário das principais configurações aplicadas no TRACEO está disposta na Figura 4.5.

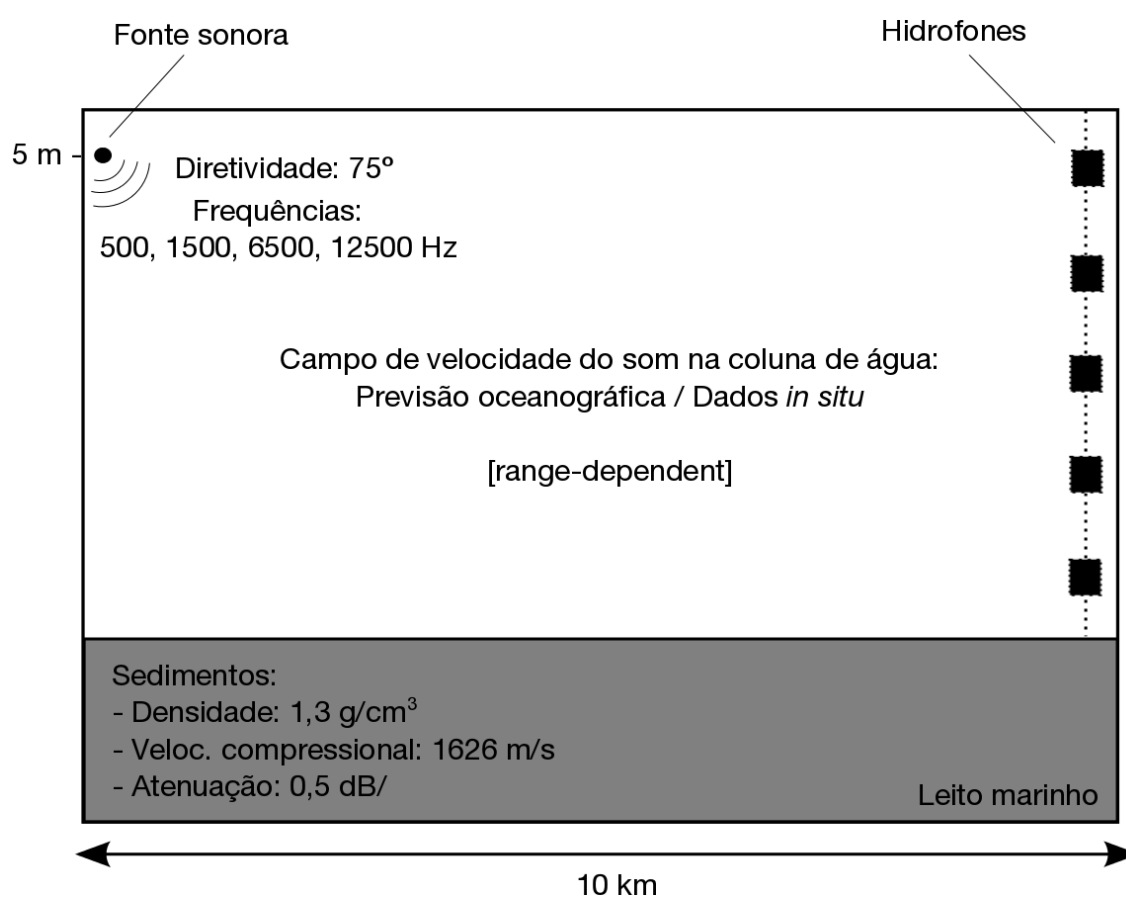


Figura 4.5: Esquema representativo das configurações utilizadas no TRACEO para as simulações acústicas.

## 4.4 Conjunto de dados hidrográficos para validação (Cruzeiro OAEx10)

À título de validação, como um dos objetivos propostos por este trabalho, foram realizadas simulações acústicas inicializadas por dois campos oceanográficos distintos: i) resultados da previsão oceanográfica; e ii) dados hidrográficos coletados *in situ*. Estas simulações foram comparadas em termos acústicos, testando assim a viabilidade da utilização do sistema de modelagem oceanográfica aqui proposto para fins de previsão acústica. Nesta seção serão descritos os dados *in situ* utilizados para tal validação.

O conjunto de dados hidrográficos utilizados neste trabalho é baseado em uma campanha oceanográfica da Marinha do Brasil, o cruzeiro *Ocean Acoustic Exploration 2010* (OAEx10). Este cruzeiro foi realizado em novembro de 2010, próximo a região de Cabo Frio - RJ, no intuito de investigar as características do ambiente acústico, visando aprimorar o monitoramento da região. A campanha foi operada com dois navios da Marinha do Brasil, e contou com a colaboração do Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira (IEAPM), da COPPE/Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), da Universidade do Algarve (UAlg), da *University of Victoria* (UVic), e da *Université Libre de Bruxelles* (ULB).

O cruzeiro OAEx10 foi planejado de forma a se obter uma grade horizontal sinótica que cobrisse a feição da ressurgência costeira ao largo da região de Cabo Frio. A aquisição dos dados de temperatura, salinidade, pressão e velocidade do som foi realizada através de um equipamento CTD (modelo Midas SVX 5000), em intervalos regulares. Foi elaborada uma grade de amostragem (Figura 4.6) que foi repetida três vezes, uma em cada dia de coleta (dias 19, 20 e 21 de novembro de 2010). Para o presente estudo, utilizamos somente os dados referente ao dia 19 de novembro de 2010.

Na Figura 4.7 estão dispostos os perfis de temperatura e salinidade obtidos durante todos os dias do cruzeiro OAEx10. A combinação destes perfis em um diagrama T-S (Figura 4.7 - painel da direita) permitiu a confirmação da ocorrência do fenômeno de

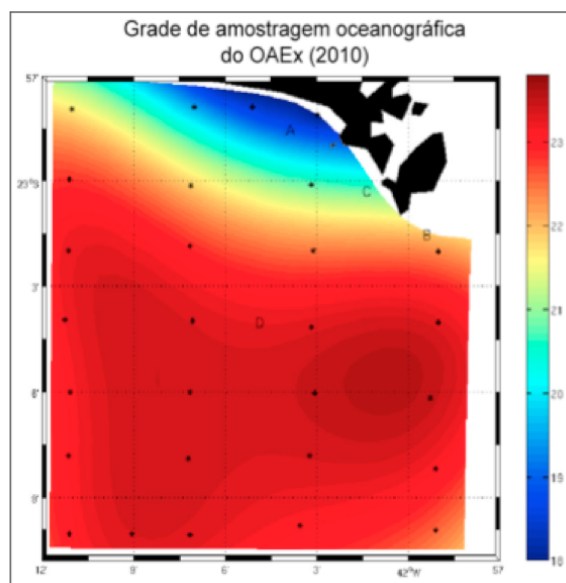


Figura 4.6: Grade de amostragem oceanográfica do cruzeiro OAE10. As cores representam a temperatura em °C para o dia 19 de novembro.

ressurgência durante as medições. Foi observado que o índice termohalino da ACAS (Miranda, 1985) estava presente nos dados adquiridos. A ACAS é uma massa de água caracterizada por temperaturas abaixo de 18°C e salinidade de 34.6-36, a qual aflora em superfície e pode ser considerada um indicador da presença da ressurgência próximo à costa (Calado et al., 2010).

Os dados oriundos do CTD foram processados e interpolados através de um esquema de Análise Objetiva, construindo assim uma grade tridimensional termohalina observada *in situ*. Para o presente estudo, este campo de T-S interpolado foi utilizado para gerar seções de velocidade do som, para servir como parâmetros iniciais do modelo acústico TRACEO. De agora em diante, este conjunto de dados *in situ* será referido como dados do OAE10.

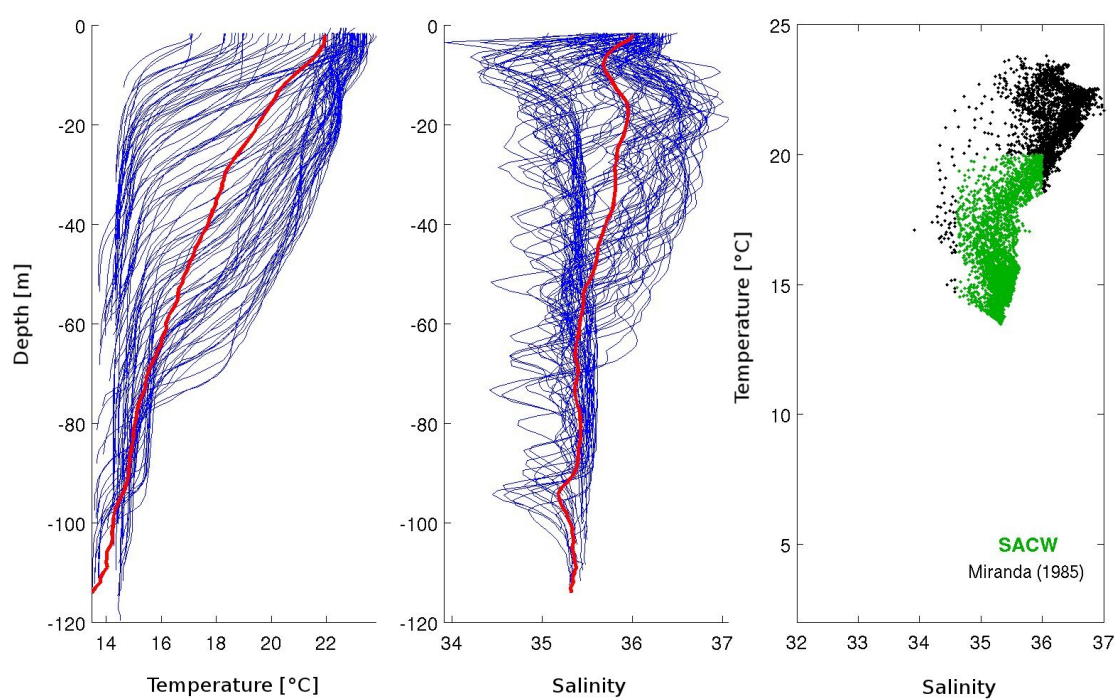


Figura 4.7: Perfis de CTD obtidos durante o cruzeiro OAEx10. (Esquerda) Temperatura vs. profundidade. (Centro) Salinidade vs. profundidade. (Direita) Diagrama T-S, onde os pontos verdes correspondem a ACAS.

# Capítulo 5

## Resultados e Discussão

Os resultados das simulações numéricas hidrodinâmicas e acústicas são apresentados nesta seção, onde o campo oceanográfico previsto foi comparado com o observado *in situ* durante o experimento OAEx10. Especificamente, o foco inicial foi avaliar a capacidade do sistema de modelagem oceanográfica inicializado pela técnica do MROF em representar e prever realisticamente o campo de velocidade do som da ressurgência, com a finalidade de aplicações em sistemas de previsão do campo acústico.

Na sequência, após a validação das previsões oceanográficas em termos acústicos, avaliamos os efeitos da ressurgência costeira na propagação do som, buscando capturar a influência da variabilidade oceanográfica na perda do sinal acústico. Adicionalmente, o efeito da batimetria costeira acentuada (*upslope*) na propagação do som também foi avaliado. A idéia foi tentar isolar a contribuição individual da batimetria e da frente térmica da ressurgência nas perdas na transmissão do sinal. Tal avaliação foi realizada por meio de simulações numéricas de propagação acústica, onde foi possível controlar os parâmetros ambientais e isolar os processos desejados.

Por fim, a previsão do campo acústico foi aplicada para finalidades táticas / operacionais em um suposto sistema sonar passivo. Para tanto, estabelecemos cenários hipotéticos com base em valores típicos para resolver a equação do sonar e calculamos a probabilidade de detecção de alvos submarinos, em função da presença ou não da ressurgência costeira. Os resultados de tal aplicação estão descritos no final deste capítulo.

## 5.1 Validação da previsão oceanográfica em termos acústicos

Como mencionado na Seção 4.2, o campo de massa inicial para as simulações hidrodinâmicas do ROMS foi construído através da interpolação entre uma climatologia termohalina regional e o modelo de feição da ressurgência costeira, consistindo assim em um esquema de inicialização chamado MROF. Por esta razão, os resultados das simulações prognósticas realizadas com o ROMS serão referidos aqui como previsão oceanográfica orientada por feição. Especificamente, a previsão analisada neste trabalho refere-se a uma previsão de 24 horas, referente ao primeiro dia do cruzeiro OAE10 (19 de novembro de 2010).

A presente seção contém os resultados das simulações acústicas realizadas com o TRACEO alimentado por dois campos iniciais distintos: i) Dados do OAE10; ii) Previsão oceanográfica orientada por feição. Na Figura 5.1 pode-se observar uma representação do esquema de análise comparativa proposto para a realização desta etapa.

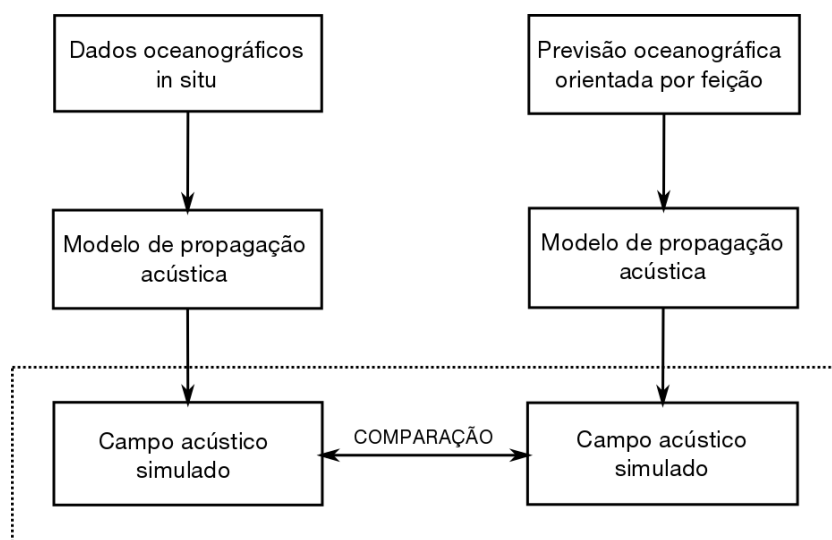


Figura 5.1: Esquema de análise comparativa utilizado para a validação da previsão oceanográfica em termos acústicos.

O intuito aqui é avaliar a capacidade do sistema de previsão oceanográfica prever, em termos acústicos, a estrutura oceânica observada *in situ*. Para tanto, foram estabele-

cidos três transectos de 10 km de extensão (Figura 5.2), baseando-se no mapa de TSM oriundo dos dados do OAEEx10. Os resultados da previsão oceanográfica foram interpolados para esses mesmos transectos, à título de comparação entre dados reais/modelo.

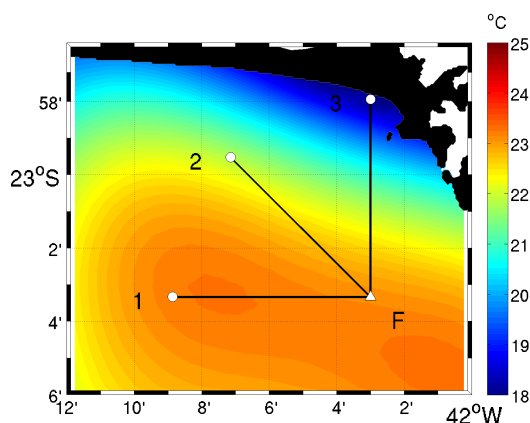


Figura 5.2: Mapa de TSM oriundo dos dados do OAEEx10. Os transectos 1, 2 e 3 representam as seções de velocidade do som utilizadas para as simulações do TRACEO. Note que o símbolo de triângulo representa a posição da fonte sonora (F), e os círculos os receptores.

Na Figura 5.3 é possível comparar as seções verticais de temperatura oriunda dos dados do OAEEx10 e da previsão oceanográfica orientada por feição, para os três transectos mencionados no parágrafo anterior. Nota-se claramente que a previsão oceanográfica conseguiu representar a estrutura vertical de temperatura da feição de ressurgência costeira de forma correspondente àquela observada *in situ*. Essa comparação permite, de forma qualitativa, demonstrar a acurácia dos resultados do sistema de previsão hidrodinâmica.

Em geral, as seções apresentam grande semelhança no domínio espacial, embora existam pequenas diferenças que podem ser notadas sob uma visão mais crítica. Na seção 1, por exemplo, nota-se que a estrutura vertical de temperatura tem uma certa diferença, principalmente a partir de 6 km de distância, onde a previsão apresentou uma camada de mistura um pouco mais profunda do que a observada no cruzeiro. A seção 2 apresenta uma boa representação da inclinação das isoterms, porém a camada de mistura ainda apresenta-se um pouco mais profunda no modelo do que nos dados. Já na seção 3 nota-se nitidamente a presença da ressurgência costeira em ambos os campos, onde é possível observar a pluma de águas da ordem de 18°C em superfície próximo à costa.

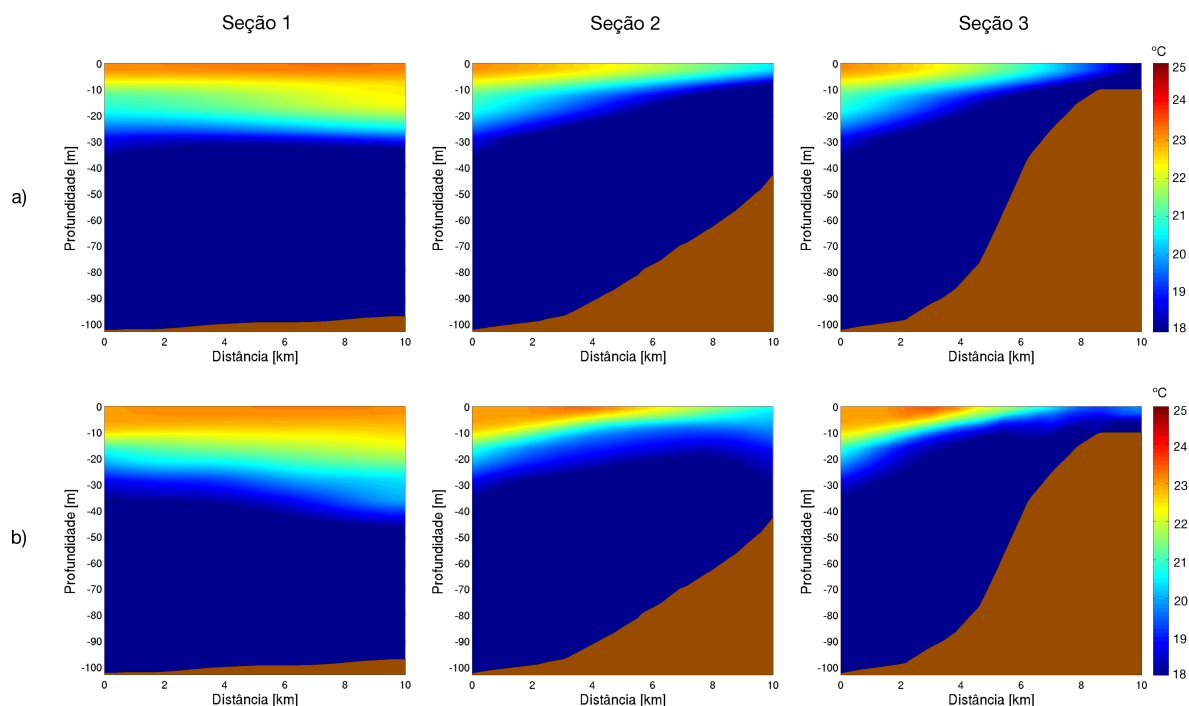


Figura 5.3: Seções verticais de temperatura para os transectos da Figura 5.2, derivados de: a) Dados do OAE10; e b) Previsão oceanográfica (ROMS).

As seções verticais de temperatura apresentadas na Figura 5.3 foram em conjunto com a salinidade convertidas em seções de velocidade do som, tanto dos dados do OAE10 quanto da previsão oceanográfica. Tais seções estão dispostas na Figura 5.4 e foram computadas para servir como campos iniciais para o modelo de propagação TRACEO. As seções contrastam em relação a variação da batimetria e velocidade do som ao longo da distância. A seção 1 é quase *range-independent*, ou seja, tanto a batimetria quanto a velocidade do som não possuem grandes variações ao longo da distância. A seção 2 é uma seção intermediária, com um pouco mais de variação destes parâmetros ao longo da distância. Já a seção 3 cruza a frente de ressurgência costeira e é extremamente *range-dependent*, onde a profundidade aumenta abruptamente com a distância e a estrutura de velocidade do som é fortemente influenciada pela frente de ressurgência.

Comparando as seções da Figura 5.4 com àquelas da Figura 5.3, nota-se claramente que a estrutura de velocidade do som é extremamente dependente da estrutura térmica do oceano, como previsto na Equação 3.6 (Medwin and Clay, 1998). Percebe-se que as seções de velocidade do som são praticamente espelhos das seções de temperatura. Isso



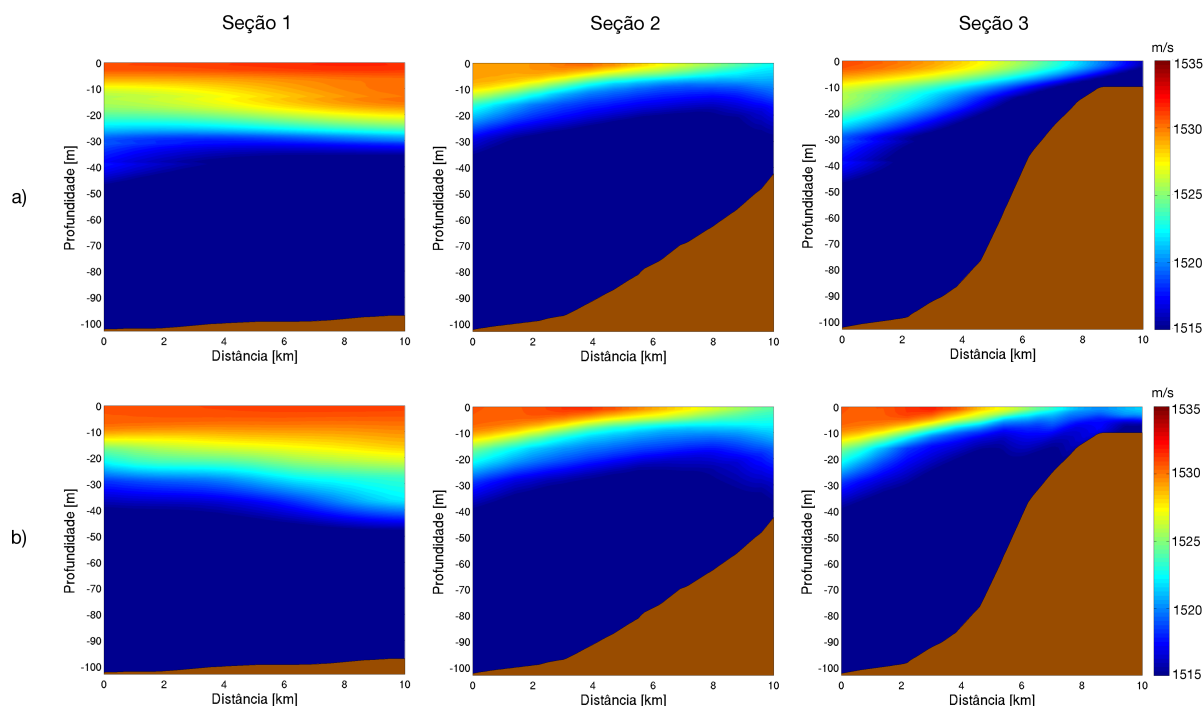


Figura 5.4: Seções verticais de velocidade do som para os transectos da Figura 5.2, derivados de: a) Dados do OAEEx10; e b) Previsão oceanográfica (ROMS).

ocorre devido ao fato de não haver grandes variações de salinidade nesta região, devido a ausência de aportes fluviais nas proximidades. Desta forma, o campo de velocidade do som passa a ser quase um retrato do campo de temperatura.

Através dos gráficos apresentados até aqui, foi possível perceber, *a priori*, que as previsões oceanográficas estão aparentemente próximas da estrutura do oceano observada no cruzeiro e forneceram campos de velocidade do som relativamente correspondentes aos dados coletados *in situ*. A partir daqui, serão descritos os resultados das simulações acústicas realizadas com o TRACEO, evidenciando e quantificando os erros para efetivamente validar o sistema de previsão oceanográfica em termos acústicos.

O TRACEO foi executado para computar o campo de pressão acústica e o parâmetro de *Transmission Loss* (TL) para as seções de velocidade do som da Figura 5.4. Através da Figura 5.5 é possível observar o campo de TL simulado pelo modelo acústico na frequência de 1500 Hz, alimentado por dois campos iniciais distintos: a) dados do OAEEx10; b) resultados da previsão oceanográfica.

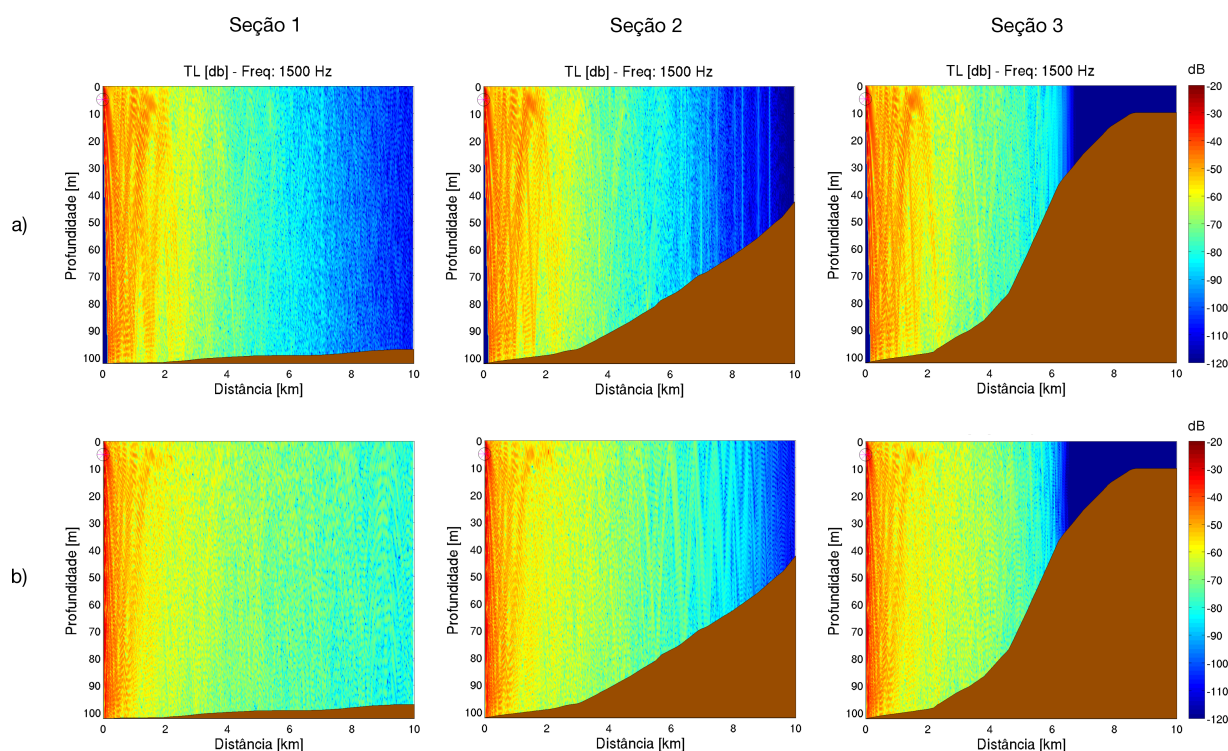


Figura 5.5: TL computado com o TRACEO emitindo a frequência de 1500 Hz, para as três seções de velocidade do som da Figura 5.4, derivados de: a) Dados do OAE10; e b) Previsão oceanográfica (ROMS).

O TL computado com o TRACEO (Figura 5.5) evidenciou a grande sensibilidade do campo de pressão sonora ao efeito da variabilidade oceanográfica. Nota-se que, embora os campos de velocidade do som da previsão oceanográfica e dos dados do OAE10 sejam semelhantes, existem diferenças nítidas no campo de TL simulado através destes dois campos iniciais distintos. Na seção 1, o TL foi melhor previsto para os primeiros 5 km de distância, sendo que o erro foi acumulado conforme o aumento da distância. Esta seção é a que apresentou maior discrepância no domínio espacial entre o TL oriundo dos dados do cruzeiro e o previsto pelo ROMS. Na seção 2, o TL previsto foi um pouco mais próximo do observado, porém novamente com acúmulo de erros após  $\approx 5$  km de distância.

Já na seção 3, foi possível capturar o efeito da ressurgência costeira na perda do sinal acústico, onde é possível notar o intenso bloqueio na transmissão do sinal a partir de  $\approx 7$  km de distância. Nesta seção, o padrão espacial do TL obtido da previsão oceanográfica manteve-se bem próximo do TL obtido dos dados. No entanto, há uma pequena diferença na distância em que o sinal acústico foi bloqueado pela ressurgência. Acredi-

tamos que esta diferença está relacionada ao diferente posicionamento da frente térmica da ressurgência entre os dados e o modelo. Especificamente, na previsão oceanográfica a frente térmica da ressurgência está posicionada a poucos metros antes da observada *in situ*, como pode ser observado nas seções verticais de temperatura da Figura 5.3 (seção 3). Dessa forma, a intensa perda do sinal acústico no campo de TL oriundo da previsão oceanográfica começou em uma distância brevemente mais curta do que no campo de TL dos dados reais.

Para quantificar o erro da previsão oceanográfica em termos de TL, utilizamos a equação do erro relativo ( $E_R$ ):

$$E_R = \left[ \frac{|(TL_m - TL_o)|}{TL_o} \right] * 100, \quad (5.1)$$

onde,  $TL_m$  é o TL oriundo do modelo de previsão oceanográfica e  $TL_o$  é o TL oriundo do campo observado.

O erro relativo é um número que compara o quão incorreto um valor é quando comparado a um valor considerado correto. Para o presente caso, consideramos o campo de TL oriundo dos dados do OAEx10 como os valores corretos e comparamos então com os valores de TL oriundos da previsão oceanográfica, para determinar o quão incorretos estes últimos são.

Os resultados do cálculo do erro relativo de TL estão apresentados na Figura 5.6, onde é possível observar que o erro percentual foi relativamente baixo para as três seções. A média percentual do erro para a seção 1 foi de 14%, para a seção 2 foi de 12% e para a seção 3 foi de 9%.

Na Figura 5.6 - seção 3, nota-se uma área destacada em pontos tracejados, a qual apresenta valores de erro de TL muito altos, entre 80-100% de erro. Tais erros são provavelmente oriundos da diferença na posição da frente térmica de ressurgência entre o campo oceanográfico previsto e o observado, como já mencionado. Como estes valores de erro são extremamente discrepantes em relação a distribuição espacial dos erros na seção 3, eles foram tratados como *outliers* e foram excluídos do cálculo da média percentual de

erro para a seção 3. Entretanto, nota-se que logo após este ”pacote laranjado” de erros, o erro voltou a ser bem baixo, entre 0 a 20%. Isso indica que o procedimento de inclusão do modelo de feição da ressurgência costeira na inicialização do modelo numérico de previsão oceanográfica permitiu a inclusão da estrutura da ressurgência de forma semelhante ao observado *in situ*, porém com um desvio em relação ao posicionamento da frente.

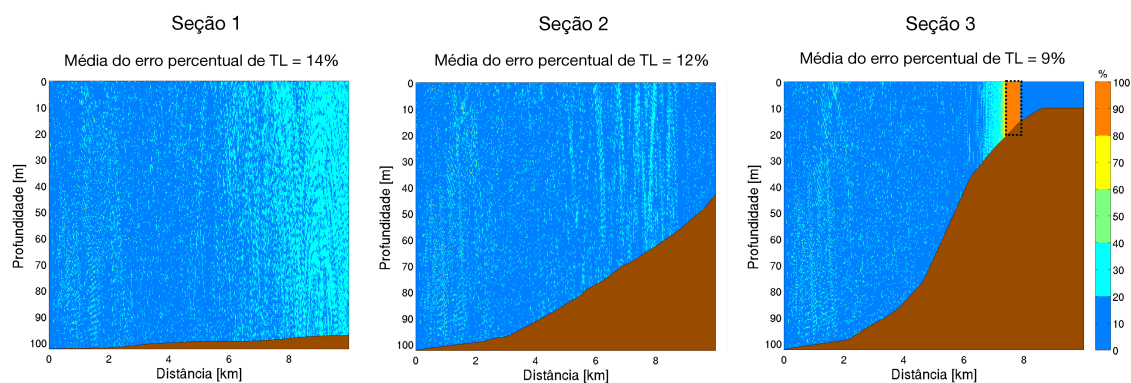


Figura 5.6: Erro percentual do campo de TL previsto para a frequência de 1500 Hz. Nota-se na seção 3 um retângulo tracejado que corresponde ao pacote de valores que foram considerados *outliers* para a composição da média do erro percentual.

O mesmo procedimento foi adotado com o TRACEO para executar simulações utilizando as outras frequências, de 500 Hz, 6500 Hz e 12500 Hz, conforme já mencionado. Os resultados de tais simulações em termos de TL estão dispostos nas Figuras 5.7, 5.8 e 5.9, respectivamente. Nota-se que o campo acústico foi simulado de forma semelhante para todas essas frequências, no que diz respeito a distribuição espacial de TL. No entanto, as frequências mais altas (6500 Hz e 12500 Hz) apresentaram uma tendência de perda do sinal ligeiramente mais intensa do que as frequências mais baixas (500 Hz e 1500 Hz). Fato que já era esperado, devido a atenuação mais rápida das ondas de alta frequência (menor comprimento de onda).

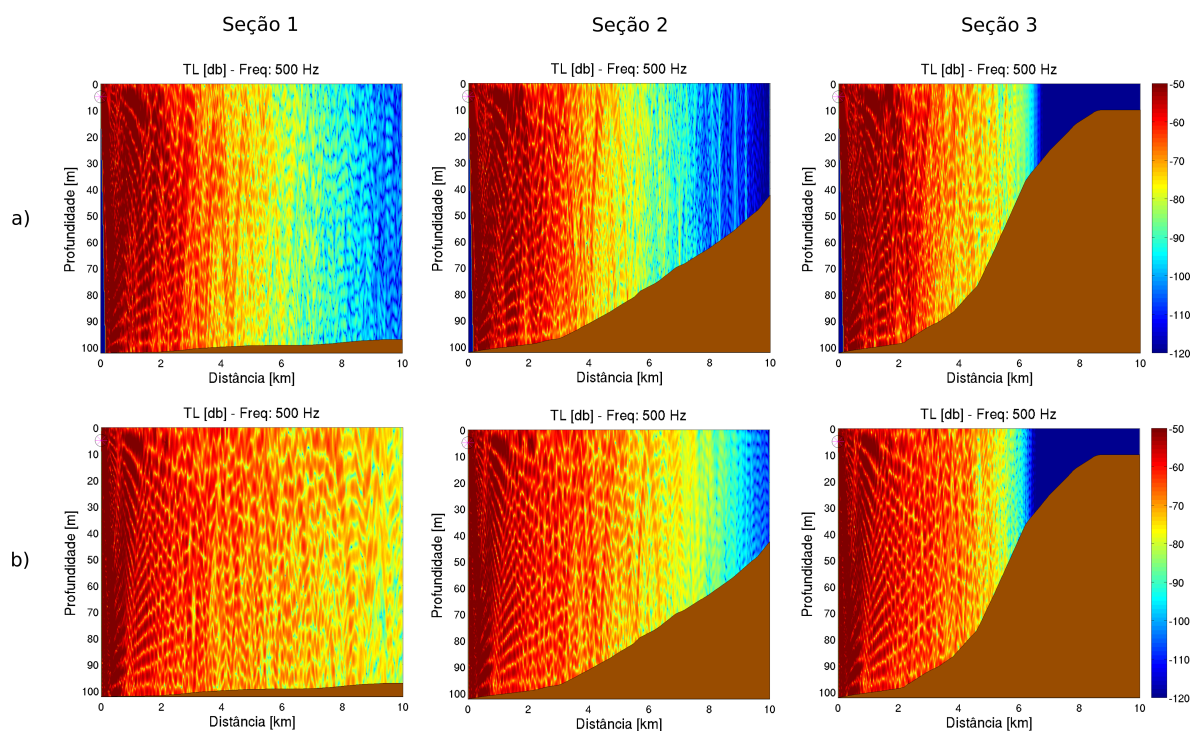


Figura 5.7: TL simulado com a frequência de 500 Hz, para as três seções de velocidade do som da Figura 5.4, derivados de: a) Dados do OAE<sub>x10</sub>; e b) Previsão oceanográfica.

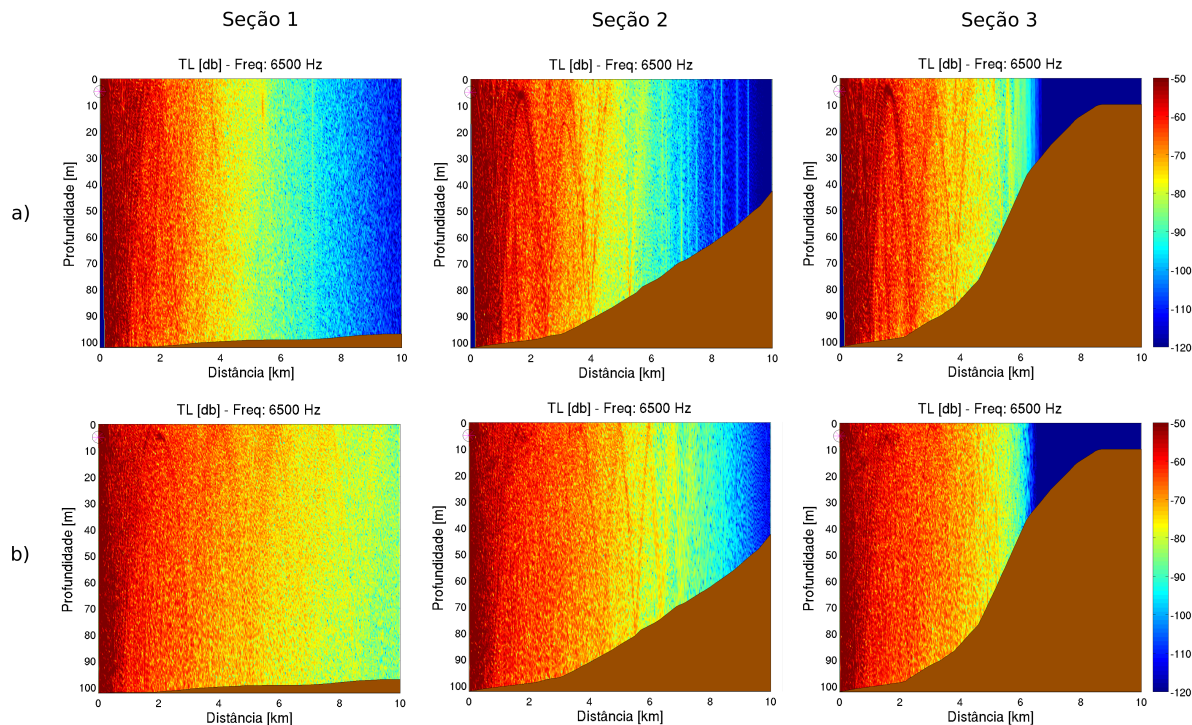


Figura 5.8: TL simulado com a frequência de 6500 Hz, para as três seções de velocidade do som da Figura 5.4, derivados de: a) Dados do OAE<sub>x10</sub>; e b) Previsão oceanográfica.



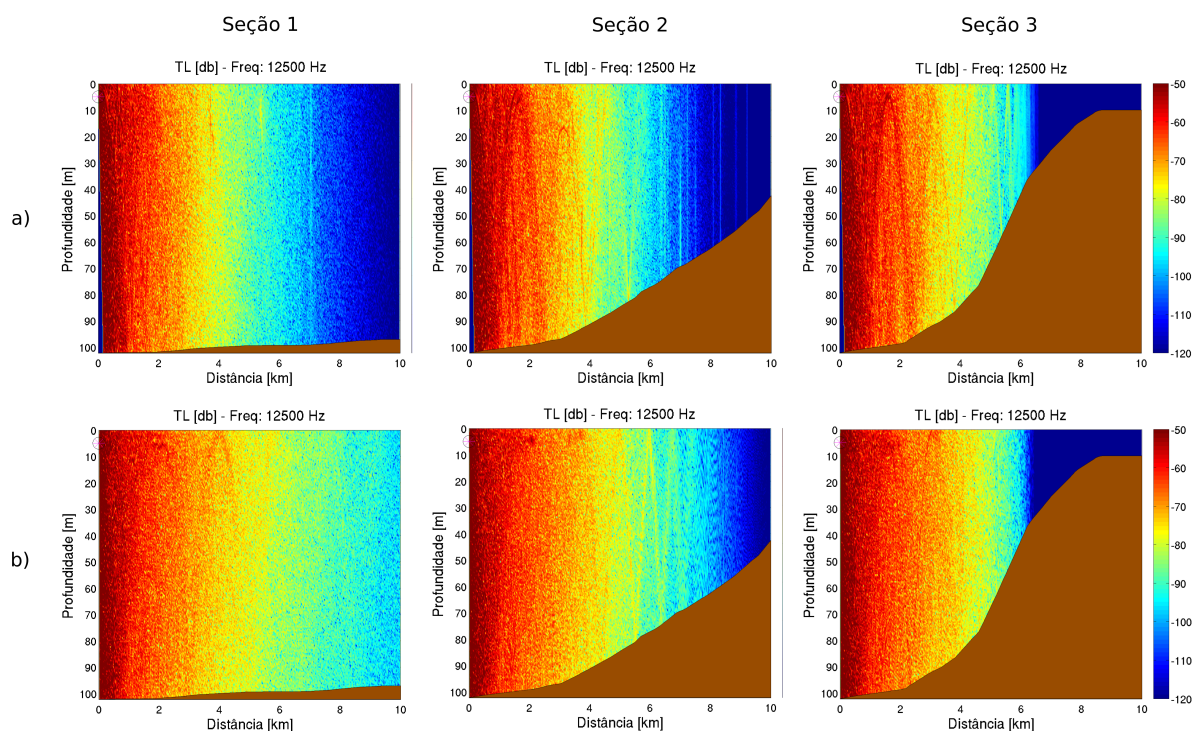


Figura 5.9: TL simulado com a frequência de 12500 Hz, para as três seções de velocidade do som da Figura 5.4, derivados de: a) Dados do OAEx10; e b) Previsão oceanográfica.

De uma maneira geral, pode-se dizer que as simulações acústicas alimentadas pela previsão oceanográfica forneceram estimativas razoavelmente correspondentes às simulações acústicas alimentadas pelos dados *in situ*. Para quantificar o erro entre elas, foi adotado o mesmo procedimento descrito anteriormente, expresso na Equação 5.1 (equação do erro relativo), onde foi calculado o percentual do erro de TL para cada seção. A média percentual de erros para todas as frequências (500 Hz, 1500 Hz, 6500 Hz e 12500 Hz) variou entre 13–15% na seção 1; entre 10–12% na seção 2; e entre 8–10% na seção 3.

Além da validação da previsão oceanográfica, um importante resultado que podemos observar foi a interação do campo acústico submarino com a frente de ressurgência costeira. Este fato pode ser notado no campo de TL em todas as frequências simuladas, com ênfase na seção 3 (transecto que cruza a ressurgência). Este efeito de interação entre a variabilidade oceanográfica e o campo acústico será abordado na próxima seção.

## 5.2 A influência da ressurgência costeira na perda do sinal acústico

Conforme já observado na seção anterior, o campo acústico sofre uma notável alteração à medida em que cruza a frente de ressurgência costeira, de modo a promover uma intensa perda na transmissão do sinal. Na presente seção, buscamos elucidar um pouco mais os aspectos relacionados a este efeito.

Uma primeira questão a qual tentamos compreender é o possível efeito da batimetria costeira acentuada na intensificação da perda do sinal acústico. O fato é que o transecto que cruza a frente de ressurgência apresenta concomitantemente à presença do gradiente termal, uma inclinação batimétrica muito intensa (*upslope*), o que poderia acentuar o padrão de reflexão/refração dos raios acústicos com o fundo, contribuindo assim com o aumento na perda do sinal acústico. Uma outra hipótese que poderia também gerar dúvida à este resultado, seria considerar que este efeito batimétrico atua como o mecanismo principal, ou seja, mesmo na ausência da frente de ressurgência os sinais acústicos seriam bloqueados, somente pelo efeito da batimetria *upslope*. Para atacar esta problemática e responder a tais questionamentos, elaboramos um cenário fictício aonde mantemos a batimetria real e consideramos a temperatura e salinidade constantes em toda a coluna d'água, de forma que a velocidade do som ficasse espacialmente homogênea, com o valor de 1500 m/s (*isovelocity*). Dessa forma, retiramos o efeito da frente térmica da ressurgência neste cenário e isolamos o efeito da batimetria, podendo assim avaliar de fato a sua contribuição na perda do sinal acústico. Este cenário foi implementado como base de propagação do som no TRACEO onde foi computado o campo de TL, com a fonte sonora emitindo a frequência de 1500 Hz.

A Figura 5.10 contém a comparação entre o campo de TL da previsão oceanográfica e do cenário *isovelocity*, respectivamente. Através da comparação entre eles, é possível notar que a batimetria acentuada não está influenciando significativamente o padrão intenso de TL observado a partir de 6 km, onde o gradiente termal promovido pela ressurgência demonstra ser o fator determinante para a perda do sinal.

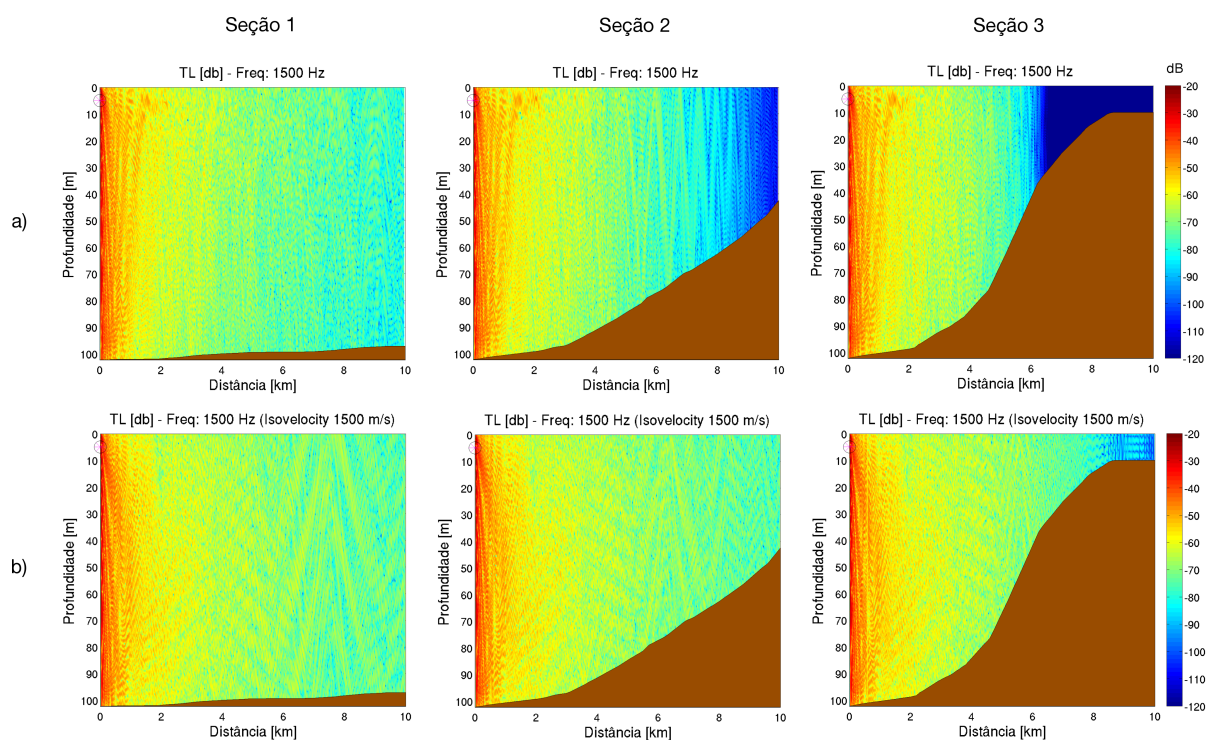


Figura 5.10: TL simulado com o TRACEO com a frequência de 1500 Hz, para as três seções de velocidade do som da Figura 5.4, derivados de: a) Previsão oceanográfica; e b) Cenário fictício de velocidade do som espacialmente homogênea (1500 m/s).

Após a visualização das seções verticais da Figura 5.10, surgiu o interesse de se verificar como o campo de TL se comporta horizontalmente no espaço, em função da distribuição espacial da temperatura e da posição da frente da ressurgência. Para tanto, estabelecemos um ponto central no oceano, simulando como se fosse um navio com uma visada de  $360^\circ$  e calculamos o campo acústico no entorno deste cenário. Na Figura 5.11 pode-se observar a distribuição da temperatura na superfície do mar oriunda da previsão oceanográfica, evidenciando a presença da frente de ressurgência neste cenário selecionado.

O campo de TL computado utilizando este cenário  $360^\circ$  como base de propagação evidenciou claramente a influência da ressurgência no enfraquecimento e perda do sinal acústico para todas as frequências (500 Hz, 1500 Hz, 6500 Hz e 12500 Hz) – ver Figuras 5.12, 5.13, 5.14 e 5.15, respectivamente. É possível notar que a distribuição horizontal da variação de TL se comportou basicamente como um espelho da variabilidade espacial de temperatura. As regiões de intensos gradientes negativos de temperatura mostraram ser regiões de intensa perda do sinal acústico.



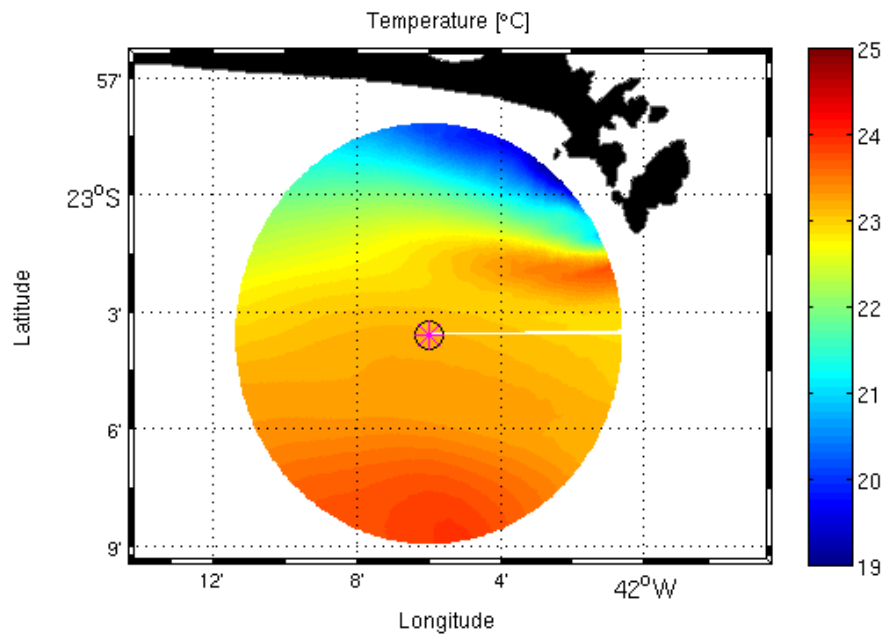


Figura 5.11: Mapa de temperatura da superfície do mar, evidenciando a presença da ressurgência.

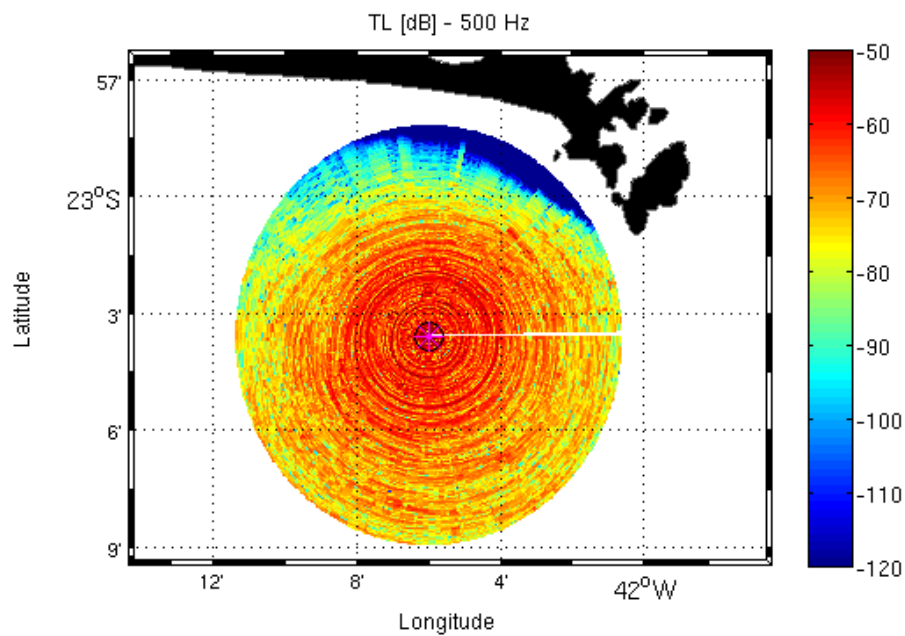


Figura 5.12: TL a 15m de profundidade computado com o TRACEO utilizando a frequência de 500 Hz. O círculo no centro simboliza a posição da fonte sonora.

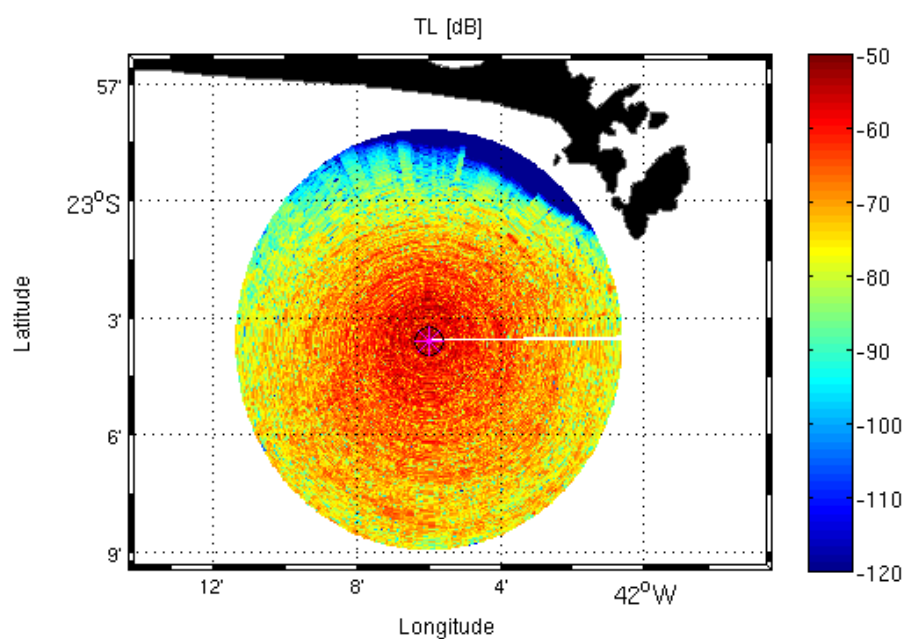


Figura 5.13: TL a 15m de profundidade computado com o TRACEO utilizando a frequência de 1500 Hz. O círculo no centro simboliza a posição da fonte sonora.

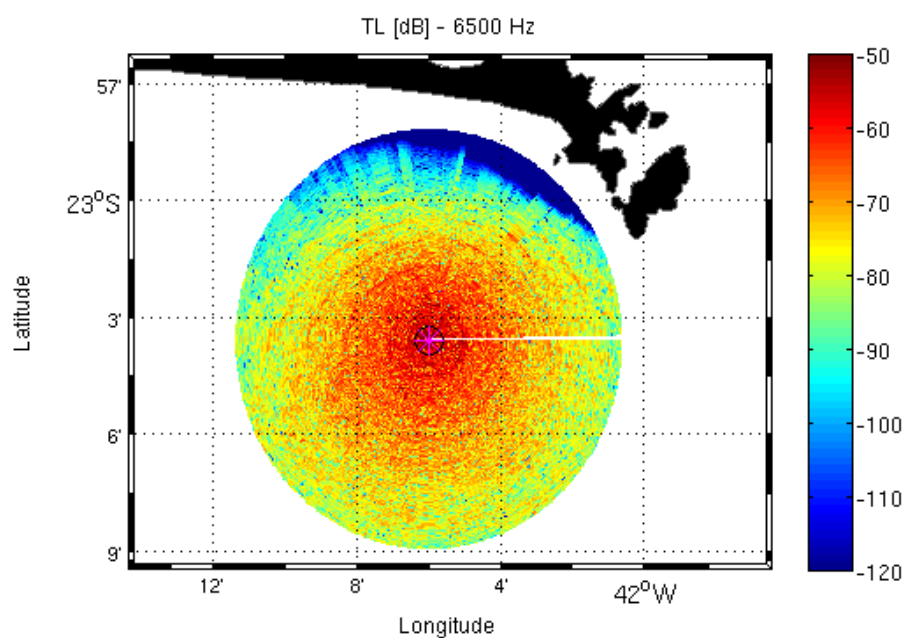


Figura 5.14: TL a 15m de profundidade computado com o TRACEO utilizando a frequência de 6500 Hz. O círculo no centro simboliza a posição da fonte sonora.

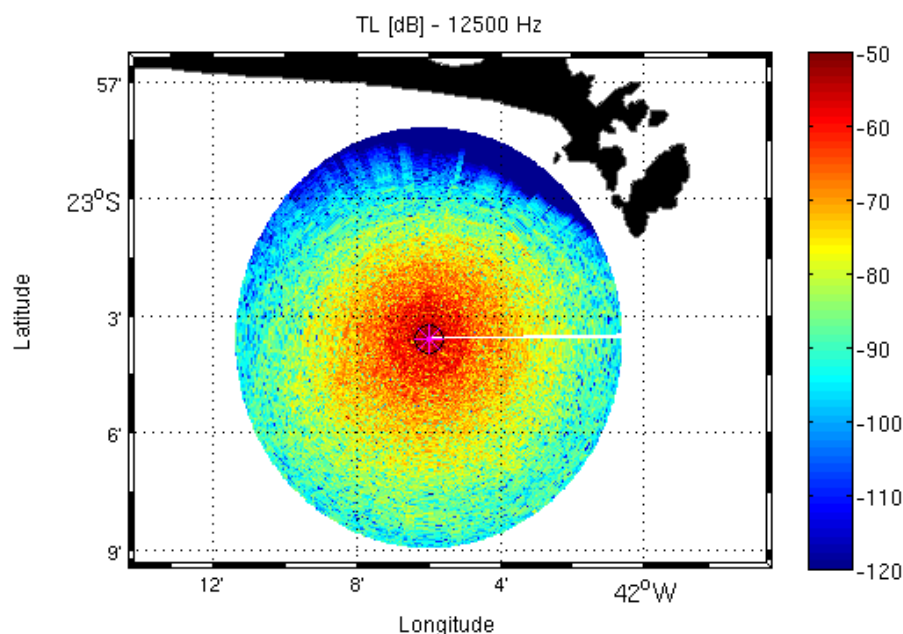


Figura 5.15: TL a 15m de profundidade computado com o TRACEO utilizando a frequência de 12500 Hz. O círculo no centro simboliza a posição da fonte sonora.

É possível perceber que a frente de ressurgência promoveu um intenso bloqueio do sinal acústico. Basicamente, os sinais acústicos nas quatro frequências abordadas sofreram o impacto do gradiente térmico gerado pela ressurgência. O sinal na frequência de 12500 Hz apresentou uma perda mais intensa na transmissão, mesmo em regiões fora da frente de ressurgência, mas ainda assim a assinatura do efeito acústico da ressurgência manteve-se nítida no campo de TL.

Novamente para elucidar a existência de uma possível contribuição da batimetria acentuada para a intensa perda do sinal, utilizamos o cenário *isovelocity* (com velocidade do som constante = 1500 m/s) e batimetria real (ver Figura 5.16) para simular o campo acústico. A Figura 5.17 representa o campo de TL para o caso *isovelocity* utilizando a frequência de 1500 Hz.

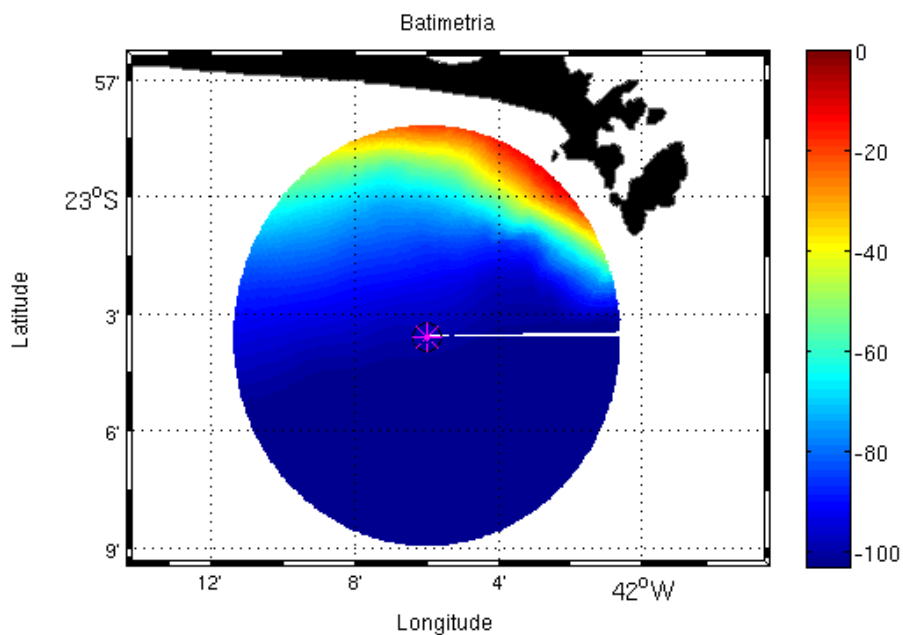


Figura 5.16: Mapa batimétrico. As cores representam a profundidade em metros.

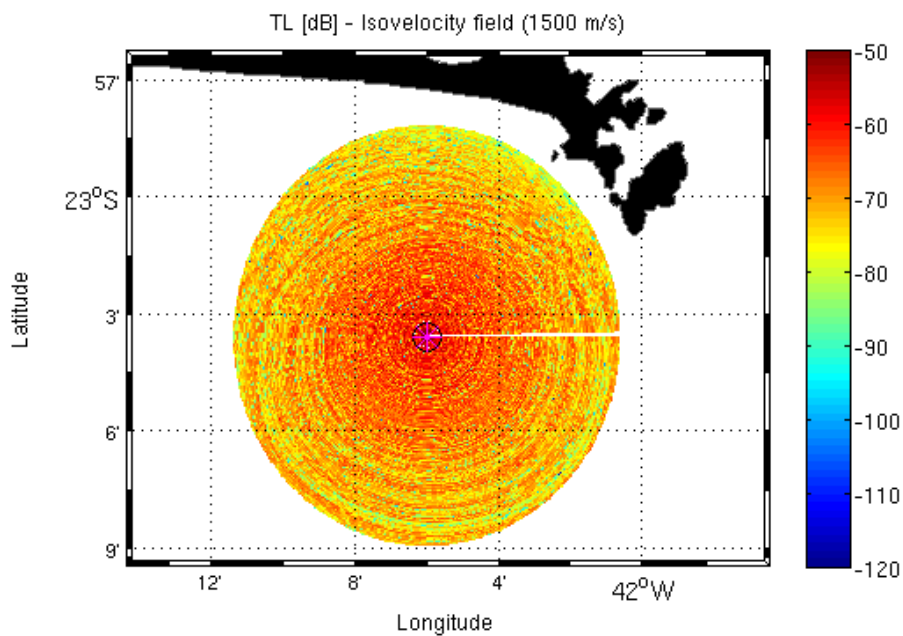


Figura 5.17: TL a 15m de profundidade computado com o TRACEO utilizando a frequência de 1500 Hz. O círculo no centro simboliza a posição da fonte sonora. Nota-se que este caso é isovelocidade (velocidade do som homogênea em toda a coluna d'água).

O campo de TL do caso *isovelocity* mais uma vez mostrou que a perda do sinal acústico provocada pela batimetria é praticamente insignificante, onde na ausência do gradiente termal, o sinal acústico alcançou distâncias maiores sem sofrer perdas significativas. Neste caso, não houve bloqueio do sinal acústico em nenhuma área. Dessa forma, fica esclarecido que a energia acústica sofre um grande enfraquecimento à medida em que cruza a frente térmica da ressurgência.

Na tentativa de verificar a influência deste efeito da ressurgência nas características de propagação relevantes para aplicações sonar, estabelecemos cenários hipotéticos de um suposto sistema sonar passivo. A probabilidade de detecção de alvos foi calculada com base no cenário obtido pela previsão acústica, o qual contém a feição de ressurgência costeira em sua estrutura termohalina. Na próxima seção serão discutidos e analisados os resultados deste método.

### **5.3 A probabilidade de detecção de alvos no cenário da ressurgência**

Existe um grande interesse na aplicação de sistemas de detecção acústica via métodos passivos para o desenvolvimento de redes de proteção submarina de área focais, como por exemplo, portos, bases navais e plataformas *offshore*. Basicamente, estes sistemas funcionam como uma rede de escuta submarina, onde os hidrofones recebem o sinal acústico e transmitem em tempo real para uma base operacional, visando detectar, localizar e identificar alvos submersos (sejam de origem antrópica ou biológica).

A utilização tática e operacional de tais sistemas é fundamentada em cálculos de probabilidade de detecção, que é a probabilidade de supor que o alvo está presente, e essa suposição ser correta. Normalmente, para se afirmar que o alvo está presente, é necessário que o som adquirido nos hidrofones ultrapasse um determinado limiar, o "*Detection Threshold* (DT)" – valor no qual o nível de sinal deve exceder o nível de ruído ambiental para que haja detecção. É evidente que, se um determinado sinal for atenuado o

suficiente para que seu nível de energia seja mascarado pelo ruído ambiental, a informação contida neste sinal dificilmente será recuperada (Oliveira, 2001).

De fato, a probabilidade de detecção varia em função do ambiente físico oceanográfico, devido à variabilidade do campo de TL e do nível de ruído ambiental. Quanto maior for a perda na transmissão e o nível do ruído em uma dada região, menor será a probabilidade de se detectar alvos. Dessa forma, os sistemas de previsão do campo acústico podem subsidiar os sistemas de detecção submarina, fornecendo informações de forma sinótica e em tempo quasi-real à respeito da variabilidade de TL e dos efeitos acústicos provenientes do meio oceanográfico.

Na presente seção, utilizamos a previsão da perda do sinal acústico descrita no capítulo anterior para calcular a probabilidade de detecção no cenário da ressurgência costeira de Cabo Frio. Para tanto, consideramos um cenário virtual de um sistema sonar passivo, utilizando o campo de TL previsto pelo TRACEO, com valores típicos de ruído ambiental e figura de mérito para resolver a equação do excesso de sinal – *Signal Excess* (SE) – como proposto por Ferla and Porter (1991), onde assume-se que a probabilidade de detecção ( $P_D$ ) é dada por uma distribuição log-normal:

$$P_D(SE) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \int_{-\infty}^{SE} \exp\left[\frac{-x^2}{2\sigma^2}\right] dx, \quad (5.2)$$

onde SE é o excesso de sinal que representa o nível em que o sinal se sobressai acima do ruído ambiental, sendo que um SE de 0 dB implica em 50% de probabilidade de detecção.  $\sigma$  representa o desvio padrão de SE, e foi fixado em 8 dB para nossos cálculos, de acordo com valores obtidos em exercícios reais de detecção, descritos com maiores detalhes em Urick (1983).

O excesso de sinal é computado inicialmente através da obtenção da figura de mérito (FM) do sonar, que leva em consideração o nível de sinal da fonte (SL), o nível de ruído ambiental (NL), o índice de diretividade do *array* de hidrofones (DI), e o limiar de detecção (DT). Em seguida, é subtraído o valor referente à perda na transmissão (TL) da

fonte até o receptor. Isto é:

$$FM = SL - NL + DI - DT, \quad (5.3)$$

e,

$$SE(FM, r, z_r | z_s) = FM - TL(r, z_r | z_s), \quad (5.4)$$

onde  $FM$  é assumido como um valor constante, enquanto o  $TL$  depende da profundidade da fonte ( $z_s$ ), da profundidade do receptor ( $z_r$ ), e da distância entre eles ( $r$ ). Para o nosso caso de estudo, consideramos um suposto sistema sonar com o valor de  $FM = 80$  dB, conforme utilizado nas análises de Ferla and Porter (1991), e utilizamos os valores de  $TL$  previsto pelo TRACEO.

Em síntese, aplicamos toda a metodologia de previsão numérica oceanográfica-acústica descrita anteriormente e empregamos os resultados dessa previsão para resolver a equação sonar e estimar a probabilidade de detecção no cenário da ressurgência. A Figura 5.18 contém uma representação esquemática dos procedimentos adotados para a efetivação desta etapa.

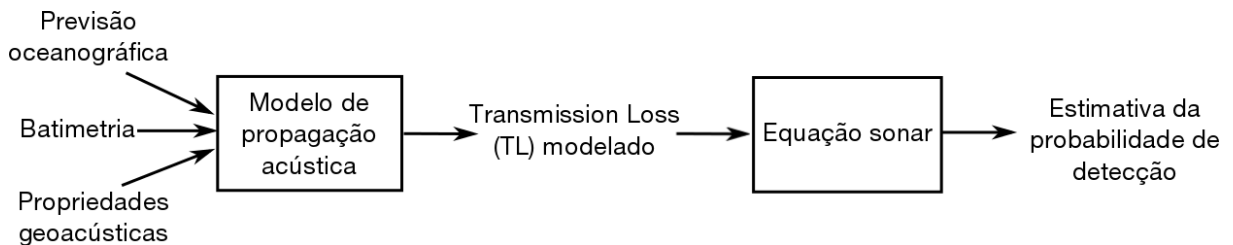


Figura 5.18: Esquema representativo dos procedimentos utilizados para a estimativa de probabilidade de detecção.

Através do esquema proposto acima, consideramos a presença de um alvo submarino hipotético (fonte sonora) localizado na posição  $23^{\circ}06'35''$  S –  $42^{\circ}10'0''$  W, à 50 m de profundidade. Estabelecemos uma rede circular de receptores (hidrofonos) à 15 m de profundidade, com um raio de até 10 km de distância deste alvo. E então, calculamos a probabilidade de detecção acústica passiva variando entre 0 (sem capacidade de detecção) e 1 (detecção certa), utilizando as quatro frequências abordadas em nossa metodologia (500 Hz, 1500 Hz, 6500 Hz e 12500 Hz). As Figuras 5.19, 5.20, 5.21 e 5.22 representam os respectivos mapas de probabilidade de detecção, em ordem crescente de frequência. Nestes mapas, as cores escuras correspondem à zonas de baixa detecção (zonas de sombra). Do contrário, as cores mais claras representam áreas de maior probabilidade de detecção.

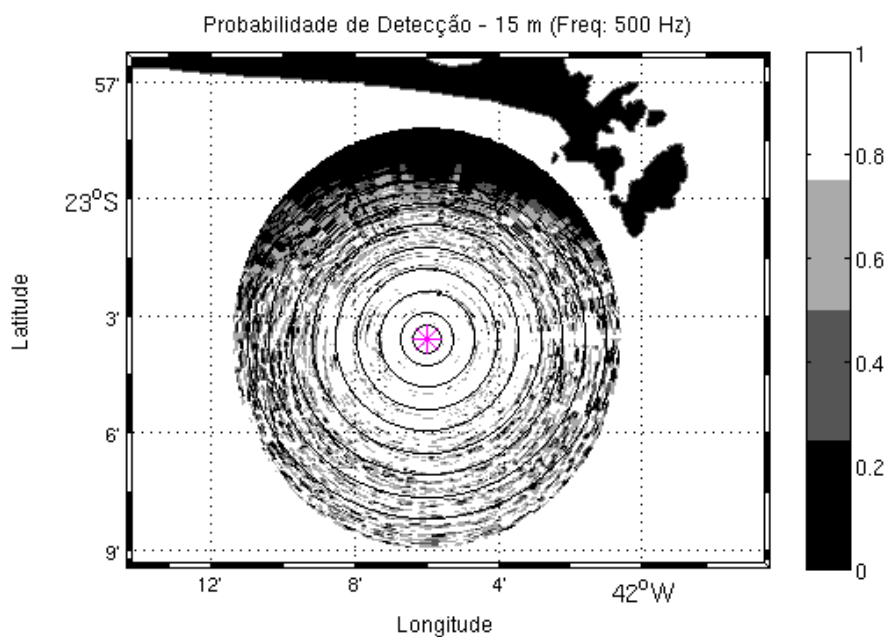


Figura 5.19: Probabilidade de detecção à 15 m de profundidade, utilizando a frequência de 500 Hz. O círculo no centro simboliza a posição do alvo hipotético (fonte sonora), o qual está posicionado à 50 m de profundidade.



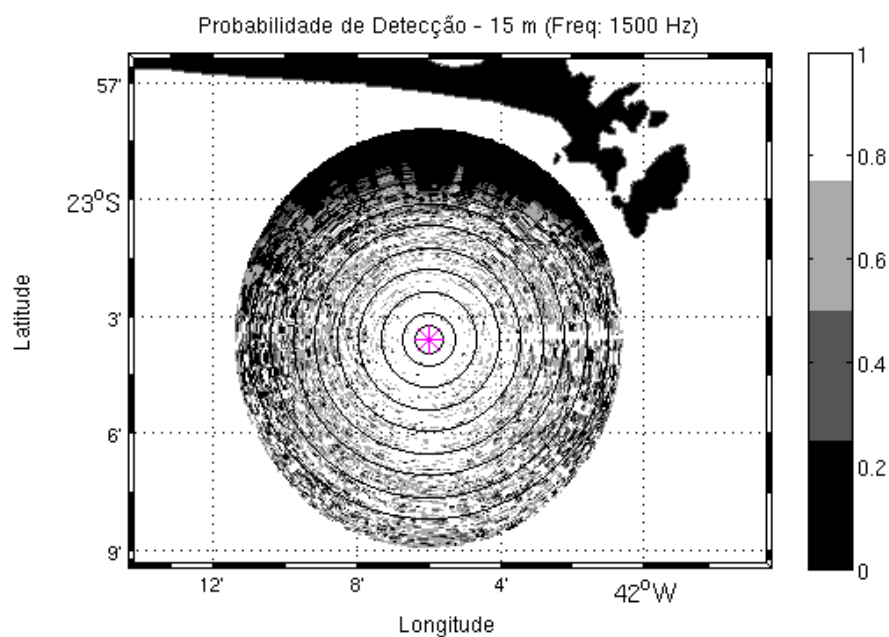


Figura 5.20: Probabilidade de detecção à 15 m de profundidade, utilizando a frequência de 1500 Hz. O círculo no centro simboliza a posição do alvo hipotético (fonte sonora), o qual está posicionado à 50 m de profundidade.

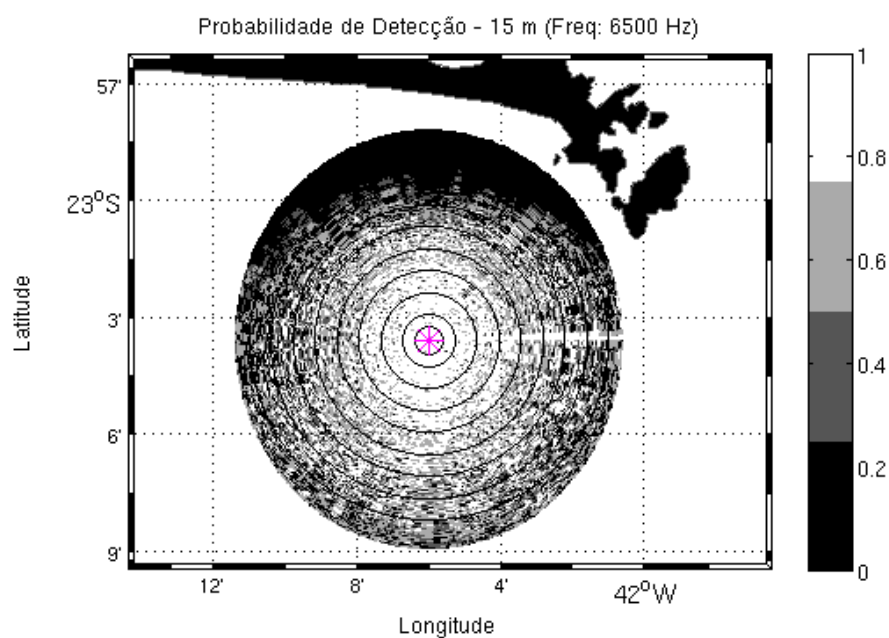


Figura 5.21: Probabilidade de detecção à 15 m de profundidade, utilizando a frequência de 6500 Hz. O círculo no centro simboliza a posição do alvo hipotético (fonte sonora), o qual está posicionado à 50 m de profundidade.

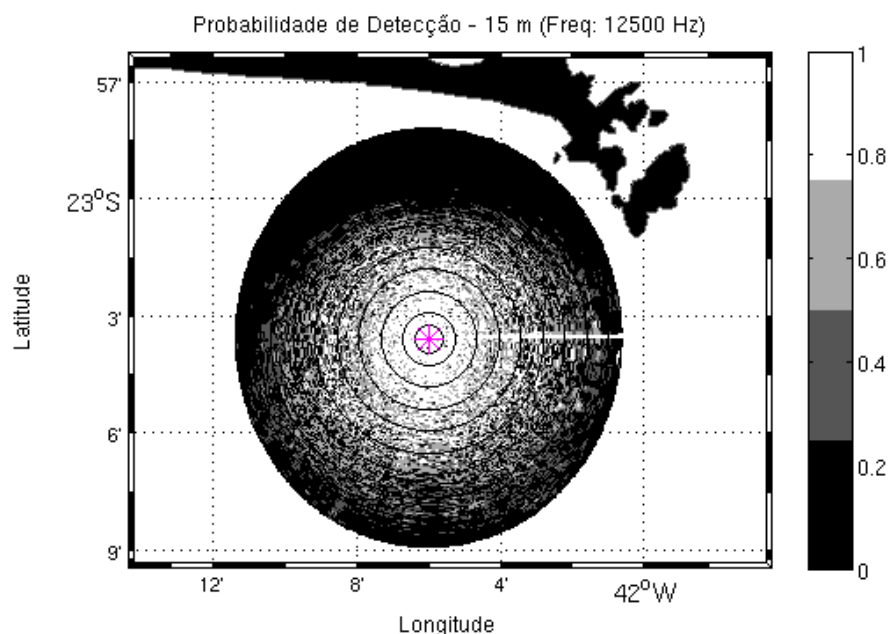


Figura 5.22: Probabilidade de detecção à 15 m de profundidade, utilizando a frequência de 12500 Hz. O círculo no centro simboliza a posição do alvo hipotético (fonte sonora), o qual está posicionado à 50 m de profundidade.

Através dos mapas apresentados acima, nota-se claramente a existência de uma zona de sombra bem delineada, na qual o alvo não pode ser detectado (ou possui baixa probabilidade de detecção, de até 20%). A distribuição espacial dessa zona de sombra é nitidamente dependente do padrão espacial de TL (discutido na seção anterior – ver Figuras 5.12, 5.13, 5.14 e 5.15). Sendo assim, atribuímos este efeito de diminuição da probabilidade de detecção ao intenso padrão de perda do sinal acústico promovido pelo gradiente termal da ressurgência. Tal efeito ocorreu em todas as frequências analisadas, embora seja mais perceptível nas três frequências mais baixas (500 Hz, 1500 Hz e 6500 Hz). Já na frequência de 12500 Hz, o efeito foi um pouco mascarado, onde a probabilidade de detecção foi baixa mesmo em áreas fora da ressurgência. Este fato é explicado pela atenuação mais rápida da energia acústica e o menor alcance das ondas de alta frequência, conforme já discutido na seção anterior.

Novamente, para confirmar a possível contribuição da batimetria neste resultado, aplicamos o cálculo da probabilidade de detecção utilizando o cenário de TL *isovelocity*, ou

seja, aquele cenário de simulação onde utilizamos a batimetria real, mas com a velocidade do som constante em toda a coluna d'água (1500 m/s). O mapa de probabilidade de detecção para o caso *isovelocity* está disposto na Figura 5.23.

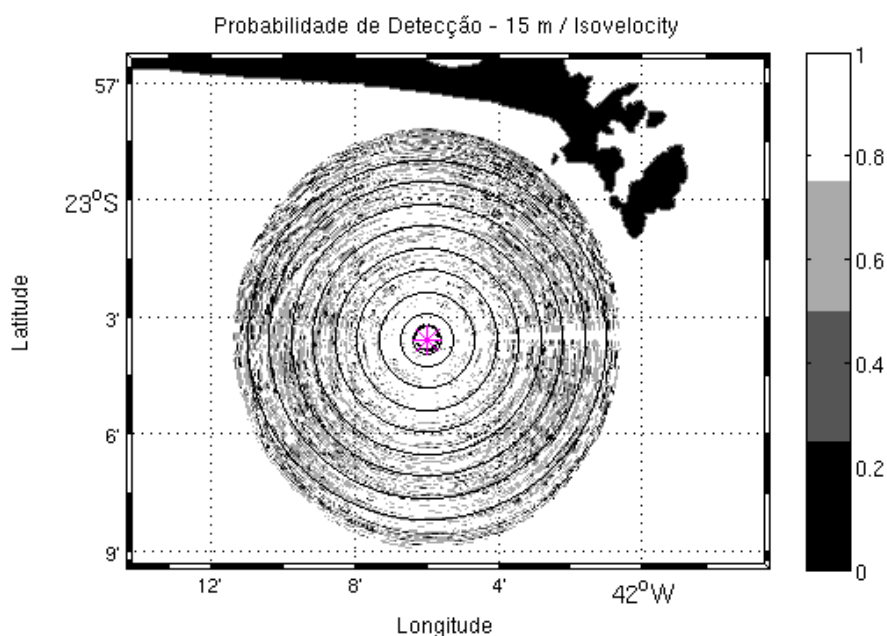


Figura 5.23: Probabilidade de detecção à 15 m de profundidade, utilizando a frequência de 1500 Hz. O círculo no centro simboliza a posição do alvo hipotético (fonte sonora), o qual está posicionado à 50 m de profundidade. Nota-se que este caso é *isovelocity* (velocidade do som homogênea em toda a coluna d'água).

Através do mapa de probabilidade de detecção utilizando o caso *isovelocity*, foi possível isolar o efeito da batimetria, retirando a presença do gradiente de velocidade do som gerado pela ressurgência. Assim, foi possível notar que a perda do sinal acústico gerada pela batimetria é insignificante, visto que na ausência da ressurgência não ocorreu a formação da zona de sombra e o padrão espacial da probabilidade de detecção manteve-se semelhante em toda a área de análise.

Por fim, destaca-se que a zona de sombra observada nas simulações não depende da batimetria, mas sim acompanha a distribuição espacial da feição de ressurgência na costa. Isso mostra que a perda do sinal acústico provocada pela ressurgência é intensa o suficiente para provocar efeitos em aplicações de sonar, como a detecção acústica de alvos submarinos.

# Capítulo 6

## Considerações Finais

Tendo finalmente descrito todos os resultados e análises abordadas pelo presente estudo, sintetizamos aqui, de forma organizada, as principais informações obtidas através da interpretação dos experimentos.

De acordo com os objetivos propostos por este trabalho, o escopo central foi baseado em:

- Simular realisticamente os processos hidrodinâmicos envolvidos no fenômeno da ressurgência costeira de Cabo Frio, a fim de determinar as perdas na propagação do som e os efeitos acústicos provocados por esta feição dinâmica;
- Avaliar a capacidade de um sistema de modelagem oceanográfica baseado na técnica do MROF para previsão numérica do campo de velocidade do som da ressurgência, com a finalidade de alimentar sistemas de previsão acústica.

Os resultados indicam que a modelagem oceanográfica baseada no MROF possibilitou, com alta resolução espacial e temporal, uma reprodução sinótica do campo termohalino da ressurgência costeira de Cabo Frio. A previsão oceanográfica conseguiu representar a estrutura física da ressurgência de forma semelhante à observada *in situ*, de forma que o campo de velocidade do som previsto apresentou um padrão espacial muito próximo do obtido nos dados do cruzeiro.

De fato, a inclusão da feição de ressurgência costeira sendo assimilada diretamente no campo inicial do ROMS, via modelo de feição, permitiu maior precisão às simulações. Campos climatológicos convencionais provavelmente não incluiriam esta feição, diminuindo a acurácia da previsão oceanográfica e, conseqüentemente, da previsão acústica.

A utilização da técnica do MROF foi validada para fins de previsão acústica, onde comparamos a propagação do som simulada através de campos termohalinos oriundos do MROF com a propagação simulada através de dados hidrográficos *in situ*. Tal comparação foi realizada em termos do parâmetro de perdas na transmissão acústica, que foi computado com o modelo de traçamento de raios TRACEO. A diferença encontrada entre dados/modelo foi baixa, sendo que a média do erro relativo entre eles foi de no máximo 15%. Este resultado indica a possibilidade de se obter estimativas realísticas sobre o estado hidro-acústico do oceano via modelagem numérica hidrodinâmica, auxiliando no planejamento de operações e reduzindo a necessidade de medições diretas.

Um outro objetivo deste estudo foi avaliar a influência do fenômeno da ressurgência costeira na propagação do som. Verificamos por meio das simulações numéricas que o sinal acústico sofre um enfraquecimento intenso à medida em que cruza a frente de ressurgência. Este fato está relacionado ao forte gradiente termal provocado pelo fenômeno, que atua na formação de um forte gradiente de velocidade do som. Tal gradiente gera um padrão de refração característico, o qual aumenta a atenuação do som e torna os raios acústicos mais próximos da horizontal, fazendo com que diminua a insonificação vertical da coluna d'água.

A região da ressurgência costeira apresenta simultaneamente à presença do gradiente termal, uma inclinação batimétrica muito intensa. Para determinar se o bloqueio do sinal acústico observado na região da ressurgência era também influenciado por esta batimetria acentuada, elaboramos um caso hipotético de simulação considerando a velocidade do som homogênea em toda a coluna d'água, mas mantendo a batimetria real. Dessa forma, retiramos o efeito da ressurgência do cenário e isolamos o efeito batimétrico. Os resultados desta simulação evidenciaram que a perda do sinal acústico provocada pela batimetria é praticamente insignificante em relação à perda do sinal acústico provocada

pela frente térmica. Assim, pode-se nitidamente compreender que a ressurgência costeira é o processo dominante para o bloqueio do sinal.

Na tentativa de avaliar o efeito acústico da ressurgência para aplicações de sonar, empregamos a nossa previsão acústica para calcular a probabilidade de detecção de alvos submarinos em um suposto sistema sonar passivo. Os cálculos da equação sonar evidenciaram o forte impacto da ressurgência na diminuição da probabilidade de detecção, sendo que os receptores (hidrofonos hipotéticos) que estavam dentro da pluma de ressurgência apresentaram baixíssima probabilidade de detecção. Em contrapartida, os hidrofonos que estavam posicionados em áreas fora da pluma de ressurgência não sofreram este problema. Isso implica em dizer que, o posicionamento de hidrofonos em redes acústicas submarinas (e.g. sistemas de proteção acústica e redes de comunicação submarina) deve ser estabelecido de acordo com a variabilidade do meio oceanográfico, levando em consideração a presença ou não de feições dinâmicas como a ressurgência costeira.

Os resultados obtidos neste trabalho compreendem parâmetros acústicos de interesse operacional, como a perda na transmissão acústica e a probabilidade de detecção de alvos submarinos em função das características físicas do meio oceanográfico. As constatações observadas conferem ao presente estudo desdobramentos que podem ser aplicados tanto no contexto militar, em operações navais, sistemas de proteção de bases e áreas focais, quanto no contexto civil, no aprimoramento dos sistemas acústicos de detecção de cardumes de peixes, controle acústico de atividades da indústria *offshore* e atividades ilícitas (pesca predatória, contrabando e tráfego marítimo em áreas focais de natureza civil como Áreas de Proteção Ambiental, dentre outras).

Como sugestão para trabalhos futuros, destacamos a necessidade da utilização de dados oceanográficos sinóticos em estudos de propagação acústica submarina na região de Cabo Frio, visto que a variabilidade física da ressurgência pode não ser representada em perfis climatológicos. Encorajamos especialmente a implementação de sistemas de previsão oceanográfica acoplados a modelos numéricos de propagação do som, onde a complexidade espaço-temporal dos processos oceânicos pode ser transmitida às simulações acústicas.

# Referências Bibliográficas

- Abbot, P. and Dyer, I. (2002). Sonar performance predictions based on environmental variability. In *Acoustic Variability*, pages 611–618. Kluwer Academic Press.
- Aguiar, O. (2005). *Sistema de Previsão de Alcance Sonar para um Oceano Heterogêneo e Discreto*. PhD thesis, Tese de doutorado, Engenharia Oceânica, Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE/UFRJ.
- Assad, L., Mano, M., Deco, H., Junior, A. T., and Landau, L. (2009). Noções básicas de modelagem hidrodinâmica computacional e de dispersão de poluentes. *Coppe, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro*.
- Blackstock, D. (2000). *Fundamentals of Physical Acoustics*. J. Wiley.
- Brink, K. (1983). The near surface dynamics of coastal upwelling. *Progress in Oceanography*, 12(3):223–257.
- Calado, L. (2006). *Dinâmica da Interação da atividade de meso-escala da Corrente do Brasil com o fenômeno de ressurgência costeira ao largo de Cabo Frio e Cabo de São Tomé - RJ*. PhD thesis, Tese de doutorado, Universidade de São Paulo, IOUSP.
- Calado, L., Gangopadhyay, A., and Silveira, I. C. A. (2008). Feature-oriented regional modeling and simulations (FORMS) for the western South Atlantic: Southeastern Brazil region. *Ocean Modell.*, 25(1-2):48–64.
- Calado, L., Silveira, I. C. A., Gangopadhyay, A., and Castro, B. M. (2010). Eddy-induced upwelling off Cape São Tomé (22°S, Brazil). *Cont. Shelf Res.*, 30:1181–1188.

- Campos, E., Velhote, D., and Silveira, I. (2000). Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders. *Geophys. Res. Lett.*, 27(6):751–754.
- Carrière, O., Hermand, J.-P., Calado, L., de Paula, A., and Silveira, I. C. A. (2009). Feature-oriented acoustic tomography: Upwelling at Cabo Frio (Brazil). Number 09. IEEE.
- Castelao, R. and Barth, J. (2006). Upwelling around Cabo Frio, Brazil: The importance of wind stress curl. *Geophys. Res. Lett.*, 33(3):1–4.
- Castelao, R., Campos, E., and Miller, J. (2004). A modelling study of coastal upwelling driven by wind and meanders of the Brazil Current. pages 662–671.
- Castro, B. and Miranda, L. (1998). Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 40n and 34os. *The Sea*, 11(1):209–251.
- Codato, G., Watanabe, W., Calado, L., Martins, N., and Ramos, A. (2011). A influência da frente térmica da ressurgência costeira de Cabo Frio na perda do sinal acústico. *A Ressurgência*.
- Colin, M., Duda, T., te Raa, L., van Zon, T., Haley, P., Jr., Lermusiaux, P., Leslie, W., Mirabito, C., Lam, F., Newhall, A., Lin, Y.-T., and Lynch, J. (2013). Time-evolving acoustic propagation modeling in a complex ocean environment. *Journal of Oceanic Engineering*, 33:LI2602.
- Cummings, J., Szczechowski, C., and Carnes, M. (1997). Global and regional ocean thermal analysis systems. *Mar. Technol. Soc J.*, 31(6375).
- Cushman-Roisin, B. and Beckers, J. (2011). Introduction to geophysical fluid dynamics: Physical and numerical aspects. *Academic Press*, 2.
- Duda, T., Lin, Y.-T., Zhang, W., Cornuelle, B., and Lermusiaux, P. (2011). Computational studies of 3d ocean sound fields in areas of complex seafloor topography and active ocean dynamics. *Journal of Oceanic Engineering*, 33:LI2602.



- Duvoisin, A. (2005). Metodologia de processos acústicos para avaliação de espécies pelágicas. Master's thesis, Dissertação de mestrado, Engenharia Oceânica, Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE/UFRJ.
- Ekman, W. (1905). On the influence of earth's rotation on ocean-currents. *Arkive for Matematik, Astronomi och Fysik*, 2(11):1–53.
- Emilson, I. (1961). The shelf and coastal waters off Sourthern Brazil. *Bolm. Inst. Oceanogr.*, 17(2):101–112.
- Etter, P. (2002). *Underwater Acoustic Modeling and Simulation*. Spon Press., 3 edition.
- Ey, E. and Rodriguez, O. C. (2012). *The cTraceo Acoustic Raytracing Model v1.0 - User Manual*. Signal Processing Laboratory, Universidade do Algarve.
- Ferla, C. and Porter, M. (1991). Receiver depth selection for passive sonar systems. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 16(3):267–279.
- Figueroa, D. and Moffat, C. (2000). On the influence of topography in the induction of coastal upwelling along the chilean coast. *Geophys. Res. Lett.*, 27(23):3905–3908.
- Fofonoff, P. and Millard, R. C. J. (1983). *Algorithms for computation of fundamental properties of seawater*. UNESCO Tech. Pap. in Mar. Sci.
- Frisk, G. (1994). Ocean and seabed acoustics. 33.
- Gangopadhyay, A., Lermusiaux, P., Rosenfeld, L., Robinson, A., Calado, L., Kim, H., Leslie, W., and Jr., P. H. (2011). The California Current System: a multiscale overview and the development of a feature-oriented regional modeling system (FORMS). *JAOT*, 14(6).
- Gangopadhyay, A. and Robinson, A. (2002). Feature-oriented regional modeling of oceanic fronts. *DAO*, 36(1-3):201–232.
- Gangopadhyay, A., Robinson, A., and Arango, H. (1997). Circulation and dynamics of the western North Atlantic. i: Multiscale feature models. *JAOT*, 14(6):1314–1332.

- Garvine, R. (1971). A simple model of coastal upwelling. *J. Phys. Oceanogr.*, 1(3):169–179.
- Haidvogel, D., Arango, H. G., Hedstrom, K., Beckmann, A., Malanotte-Rizzoli, P., and Shchepetkin, A. F. (2000). Model evaluation experiments in the North Atlantic Basin: Simulations in nonlinear terrain-following coordinates. *DAO*, 32:239–281.
- Huyer, A. (1983). Coastal upwelling in the california current system. *Progress in Oceanography*, 12(3):259–284.
- Jensen, F., Kuperman, W., Porter, M., and Schmidt, H. (1994). *Computational Ocean Acoustics*. Modern Acoustics and Signal Processing. American Institute of Physics, 1 edition.
- Kumar, P. H. and Radhakrishna, K. (2010). Transmission loss variability associated with upwelling and downwelling off the southwest coast of India. *Defence Science Journal*, 60(5):476–482.
- Kuperman, W. and Lynch, J. (2004). Shallow-water acoustics. *Physics Today*, 57:55–61.
- Lam, F., Haley, P., Janmaat, J., Lermusiaux, P., Leslie, W., Schouten, M. W., Raa, L., and Rixen, M. (2009). At-sea real-time coupled four-dimensional oceanographic and acoustic forecasts during Battlespace Preparation 2007. *Journal of Marine System*, pages 306–320.
- Large, W. and Yeager, S. (2004). Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: The data sets and flux climatologies. *Tech Rep.*, 3(1):1–20.
- Lermusiaux, P., Chiu, C.-S., and Robinson, A. (2002). Modeling uncertainties in the prediction of the acoustic wavefield in a shelfbreak environment. In *Theoretical and Computational Acoustics*, pages 191–200. World Scientific Publishing Co.
- Lermusiaux, P., Xu, J., Chen, S., Jan, S., Chiu, L., and Yang, Y. (2010). Coupled ocean-acoustic prediction of transmission loss in a continental shelfbreak region: pre-

- dictive skill, uncertainty quantification and dynamical sensitivities. *Journal of Oceanic Engineering*, 35(4).
- Locarnini, R. A., Mishonov, A., Antonov, J., Boyer, T., Garcia, H., and Levitus, S. (2006). World Ocean Atlas 2005. *NOAA Atlas NESDIS*, 1(61):182.
- Lurton, X. (2002). *An Introduction to Underwater Acoustics*. Springer Press.
- Matsuura, Y. (1996). A probable cause of recruitment failure of Brazilian Sardine (*Sardinella aurita*) population during the 1974/75 spawning season. *J. Mar. Syst.*, 17(2):29–35.
- Medwin, H. and Clay, C. (1998). *Fundamentals of Acoustical Oceanography*. Academic Press.
- Miguens, A. (2006). Navegação eletrônica e em condições especiais. *Manual de navegação oficial da Marinha*, 3:1253–1261.
- Miranda, L. (1985). Forma de correlação T-S de massas de água das regiões costeiras e oceânicas entre o Cabo de São Tomé - RJ e a ilha de São Sebastião - SP, Brasil. *BIO*, 33(2):105–119.
- Mittelstaedt, E. (1983). The upwelling area off northwest Africa - A description of phenomena related to coastal upwelling. *Progress in Oceanography*, 12(3):307–331.
- Mooers, C., Piacsek, S., and Robinson, A. (1981). Ocean prediction: the scientific basis and the navy's needs, a status and prospectus report. *Proceedings of the Ocean Prediction Workshop*, pages 320–355.
- Munk, W. (1974). Sound channel in an exponentially stratified ocean, with application to sofar. 33.
- Oliveira, E. (2001). Projeto de um sistema acústico para apoio à instalação de equipamentos submarinos. Master's thesis, Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE/UFRJ.

- O&SI SAF Project (2011). *ASCAT Wind Product User Manual*, version 1.10 edition.
- Paiva, A. (1993). Estudo das variações do nível médio do mar em Arraial do Cabo (RJ). *Geophys. Res. Lett.*
- Palma, E. and Matano, R. (2009). Disentangling the upwelling mechanisms of the South Brazil Bight. *Cont. Shelf Res.*, 29(6):1525–1534.
- Palocz, A., Silveira, I., and Calado, L. (2013). Coastal upwelling off Cape São Tomé (22os, Brazil) - The supporting role of deep ocean processes. *Cont. Shelf Res.*, 29(6):1525–1534.
- Pinardi, N. and Woods, J. (2002). *Ocean forecasting: conceptual basis and applications*. Springer-Verlag, 1 edition.
- Pond, S. and Pickard, G. (1983). *Introductory dynamical oceanography*. Pergamon, 2.
- Preisig, J. and Duda, T. (1997). Coupled acoustic mode propagation through continental-shelf internal solitary waves. *Journal of Oceanic Engineering*, 33.
- Rayleigh, J. (1945). *The Theory of Sounds*. Courier Corporation.
- Rixen, M., Lermusiaux, P., and Osler, J. (2012). Quantifying, predicting and exploiting uncertainties in marine environments. *Journal of Oceanic Engineering*, 33.
- Robinson, A. and Lee, D. (1997). *Oceanography and Acoustics - Prediction and Propagation Models*. American Institute of Physics, 1 edition.
- Robinson, A., Spall, M., and Pinardi, N. (1988). Gulf Stream simulations and the dynamics of ring and meander processes. *J. Phys. Oceanogr.*, 18(12):1811–1854.
- Robinson, A. R., Abbot, P., Lermusiaux, P., and Dillman, L. (2002). Transfer of uncertainties through physical-acoustical-sonar end-to-end systems: a conceptual basis. In *Acoustic Variability*, pages 603–610. Kluwer Academic Press, n.g. Pace and f.b. Jensen edition.

- Rodrigues, E. (1973). Upwelling at Cabo Frio (Brazil). Master's thesis, Naval Postgraduate School Monterey, California.
- Rodrigues, R. and Lorenzetti, J. A. (2001). A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the southeast Brazilian coastal upwelling. *GRL*, 21:371–394.
- Shaji, C. and Gangopadhyay, A. (2007). Synoptic modeling of the West India Coastal Current System using an upwelling feature model. *CSR*, 24:877–893.
- Shchepetkin, A. and McWilliams, J. (2005). The regional ocean modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography following coordinates ocean model. *OM*, 9(4):347–404.
- Simões, I., Xavier, F., Barreira, L., Artusi, L., Macedo, H., Alvarez, Y., Romano, R., and Hermand, J.-P. (2012). Medições geoacústicas em sedimentos marinhos da plataforma continental próxima a Arraial do Cabo - RJ. *Jornadas de Engenharia Hidrográfica*.
- Small, J., Shackleford, L., and Pavey, G. (1997). Ocean feature models - their use and effectiveness in ocean acoustic forecasting. *Annales Geophysicae*, 15:101–112.
- Smith, R. (1972). A description of current wind and sea level variations during coastal upwelling off the Oregon coast. *J. Geophys. Res.*, 79(3):435–443.
- Smith, R. (1992). Coastal upwelling in the modern ocean. *Geological Society Special Publications*, 64(1):9–28.
- Soutelino, R. and Miranda, J. (2013). Um estudo semi-idealizado para avaliar o papel da topografia no processo de ressurgência costeira em Cabo Frio, RJ. *Boletim do Observatorio Ambiental Alberto Ribeiro Lamego*, 7(1):101–114.
- Spall, M. A. and Robinson, A. R. (1990). Regional primitive equation studies of the Gulf Stream meander and ring formation region. *J. Phys. Oceanogr.*, 20(7):985–1016.

- Tomczak, M. (1981). Multiparameter extension of temperatura/salinity diagram techniques for the analysis of non-isopycnal mixing. *Progress in Oceanography*, 10(3):147–171.
- Urick, R. (1983). *Principles of Underwater Sounds*. McGraw-Hill, New York, 3rd edition.
- Xavier, B. (2005). Modelos de propagação acústica em águas rasas. Master's thesis, Dissertação de mestrado, Engenharia Oceânica, Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE/UFRJ.