



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO DE CIÊNCIAS FÍSICAS E MATEMÁTICAS
COORDENADORIA ESPECIAL DE OCEANOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA

PEDRO LINS DE SOUZA

**VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DA VELOCIDADE DO
SOM E PROPAGAÇÃO DE RAIOS ACÚSTICOS NA BACIA DE
SANTOS A PARTIR DE RESULTADOS DE MODELAGEM
HIDRODINÂMICA**

FLORIANÓPOLIS

2022

Pedro Lins de Souza

**VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DA VELOCIDADE DO
SOM E PROPAGAÇÃO DE RAIOS ACÚSTICOS NA BACIA DE
SANTOS A PARTIR DE RESULTADOS DE MODELAGEM
HIDRODINÂMICA**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia da Universidade Federal de Santa Catarina como parte dos requisitos para a obtenção do Grau de Mestre em Oceanografia.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Fernando Härter Fetter Filho

Florianópolis

2022

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

Souza, Pedro Lins de
Variabilidade espaço-temporal da velocidade do som e
propagação de raios acústicos na Bacia de Santos a partir
de resultados de modelagem hidrodinâmica / Pedro Lins de
Souza ; orientador, Antonio Fernando Härter Fetter Filho,
2022.
108 p.

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Santa
Catarina, Centro de Ciências Físicas e Matemáticas,
Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, Florianópolis,
2022.

Inclui referências.

1. Oceanografia. 2. Acústica submarina. 3. Modelagem
hidrodinâmica. 4. Traçado de raios. 5. Identificação de
vórtices. I. Fetter Filho, Antonio Fernando Härter. II.
Universidade Federal de Santa Catarina. Programa de Pós
Graduação em Oceanografia. III. Título.

Pedro Lins de Souza

Variabilidade espaço-temporal da velocidade do som e propagação de raios acústicos na Bacia de Santos a partir de resultados de modelagem hidrodinâmica

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

Prof. Dr. Antonio Fernando Härter Fetter Filho
Universidade Federal de Santa Catarina

Prof. Dr. Stephan Paul
Universidade Federal de Santa Catarina

Prof. Dr. André Bulcão
Petrobras

Prof. Dr. Renato Parkinson Martins
Petrobras

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

Coordenação do Programa de Pós-Graduação

Prof. Dr. Antonio Fernando Härter Fetter Filho
Orientador(a)

Florianópolis, 2022.

À Aline e Isabel.

AGRADECIMENTOS

Essa pesquisa foi viabilizada pela Petrobras através do Projeto “Determinação da velocidade do som da coluna d’água utilizando dados de levantamentos sísmicos” em parceria com a Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC) e ANP (Processo 2017/00071-6).

A lista de pessoas que me ajudaram ao longo desses anos é enorme e não tenho como expressar toda a minha gratidão nessas poucas linhas. Sou muito grato ao meu orientador, o Professor Fetter, por, entre outras coisas, sempre me incentivar a pensar e a “fazer ciência”. Quero agradecer também toda a equipe do Projeto Velocidade do Som pelos conhecimentos compartilhados e contribuições passo-a-passo desse trabalho. Em especial, quero agradecer ao Francisco por todas as horas de conversa e explicações detalhadas; sem ele eu nunca teria compreendido esses conceitos.

Agradeço a todos os amigos da pós, pelos conhecimentos e principalmente por tornar a vida mais leve. Eu costumava dizer que a Pam e o Mica eram meus monitores no começo do mestrado. Eles realmente me economizaram meses de tentativas e erros com os modelos oceânicos. Agradeço também a Lua por todas as dicas. Ela é uma daquelas pesquisadoras que parece que já nasceu pronta e que pude contar sempre. Sou muito grato também pelo apoio da Giu, minha primeira amiga nesse mestrado, e do Wilson, que continuou trabalhando comigo em home office. Agradeço também minha amiga Dóris, que uma vez me disse que o maior produto desse mestrado não é a dissertação, mas sim minha formação. Nem ela sabe o quanto eu precisava ouvir isso.

Quero agradecer também todo o apoio dos meu pai Josenildo e da minha mãe Maria Luiza, que me deram todas as condições e estiveram sempre presentes, mesmo que longe fisicamente. Por fim, meu maior agradecimento a Aline, que me acompanhou de perto e sentiu comigo todas alegrias e dificuldades dessa trajetória.

Sonhei, e fui

Mar de cristal

Sol, água e sal

Meu ancestral

E eu tão singular me vi plural

Lenine.

RESUMO

A variabilidade espaço-temporal da velocidade do som nos oceanos, se não quantificada, pode impactar negativamente o imageamento sísmico de reservatórios de hidrocarbonetos na região pré-sal da Bacia de Santos, que possui campos ultraprofundos com extensas colunas d'água (>2000m). A principal feição dinâmica na área da Bacia é a Corrente do Brasil (CB), que flui sobre o talude continental com direção sul. A CB apresenta instabilidades baroclínicas que geram meandros e vórtices que podem destacar-se da corrente e atingir regiões profundas das bacias. Vórtices também atingem a área de estudo através do corredor de vórtices ligando a retroflexão da Corrente das Agulhas ao contorno oeste. No presente trabalho, resultados de modelagem numérica hidrodinâmica foram utilizados na caracterização da variabilidade da velocidade do som, e, em conjunto com um modelo acústico de traçado de raios, a propagação acústica na coluna d'água da região dos campos ultraprofundos foi investigada. Foram considerados resultados da reanálise global GLORYS12V1 (Mercator Ocean) e um experimento de modelagem regional baseado no ROMS-Agrif, com uma grade aninhada de alta resolução na região de estudo (1/36°). Detecção autônoma de trajetórias de vórtices de mesoescala também foi realizada a partir dos dados da superfície dos modelos. Os modelos foram avaliados com dados *in situ* de flutuadores ARGO e de hidrografia de CTD em termos de tempos de trânsito e foram encontradas melhores comparações com o GLORYS. A variabilidade em camadas de massas d'água foi investigada com estimativas de tendências lineares, de componentes anuais, de resíduos médios e de modos de variabilidade com análise de EOFs. Os modelos indicaram tendências de aumento da velocidade do som em águas centrais e intermediárias, especialmente a partir de 2005. Resíduos das séries temporais também apresentaram valores elevados na região da Água Central do Atlântico Sul e reproduziram padrões espaciais da circulação de mesoescala. Os primeiros modos de variabilidade foram similares entre os modelos, tanto espacialmente quanto nas séries temporais que apresentaram variabilidade interanual. Anomalias negativas (positivas) de velocidade do som nas camadas centrais e intermediárias entre 150m e 1000m estão relacionadas à passagem de vórtices ciclônicos (anticiclônicos) que causam variações na série temporal de tempos de trânsito na ordem de grandeza de 10^{-3} s. Os vórtices identificados na região oceânica da Bacia de Santos tiveram origem na Corrente do Brasil, com diversas ocorrências de vórtices ciclônicos de Cabo Frio e Cabo de São Tomé, além de vórtices do Corredor das Agulhas. Os demais parâmetros obtidos com traçado de raios, em contrapartida, apresentaram sazonalidade bem definida relacionada ao ciclo sazonal da temperatura na superfície do oceano.

Palavras-chave: Velocidade de propagação sonora. Modelagem numérica hidrodinâmica. Traçado de raios. Identificação de vórtices.

ABSTRACT

The sound speed spatio-temporal variability in the ocean, if not taken into account, can negatively impact seismic imaging of hydrocarbon reserves in the Pre-salt region of Santos Basin, which are ultradeep fields with extensive water columns (>2000m). The main dynamic feature in the basins' area is the Brazil Current (BC), that flows in the poleward direction over the continental shelf-break. The BC baroclinic instabilities generates meanders and eddies that can detach from the current and reach deeper portions of the basins. A zonal corridor of westward propagating eddies connecting the Agulhas Current Retroflexion to the western boundary also reaches the studied area. In the current work, results from hydrodynamical numerical models were used to characterize the sound speed variability and, in combination with a ray tracing acoustic model, the acoustic propagation in the ultradeep fields region was investigated. Results from the global reanalysis GLORYS12V1 (Mercator Ocean) and a regional model (ROMS-Agrif) with a nested high-resolution grid (1/36°) were analyzed. Autonomous mesoscale eddy tracking was also conducted with the models' surface data. The models' results were evaluated with in situ data from ARGO floats and ship CTD in terms of traveltimes, with the results from GLORYS providing a better comparison than the regional model. The sound speed variability on water masses layers was investigated by the estimation of linear trends, annual components, mean residues and modes of variability using EOF analysis. The models indicated positive trends in central and intermediate waters, especially after 2005. Residues from the sound speed time series also presented higher values on South Atlantic Central Waters (SACW) depths and reproduced the spatial patterns of the mesoscale circulation. The first modes of variability displayed similarities between models both spatially and temporally and indicated interannual variability. Negative (positive) sound speed anomalies in central and intermediate waters between 150m and 1000m depths are related to the occurrence of cyclonic (anticyclonic) eddies that causes variations in the traveltime temporal series on the $10^{-3}s$ order of magnitude. Eddies identified in the Santos Basin oceanic region were originated at the Brazil Current domain and the Agulhas Corridor, including several occurrences of the cyclonic Cabo Frio and Cabo São Tomé eddies. The remaining ray tracing parameters presented well defined seasonality related to the annual cycle at the surface of the ocean.

Keywords: Sound speed. Hydrodynamical numerical modeling. Acoustic Ray tracing. Eddy tracking.

LISTA DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 1– Mapa de exploração e produção de petróleo e gás e delimitação do Polígono do pré-sal das Bacias de Campos e Santos. | 21 |
| Figura 2 – Circulação esquemática superficial do Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS) segundo Peterson e Stramma (1991). O GSAS inclui a Corrente do Brasil (CB), a Corrente do Atlântico Sul, Corrente de Benguela e a Corrente Sul Equatorial, além das células de recirculação da CB..... | 25 |
| Figura 3 – Circulação esquemática do sistema de correntes de contorno oeste do Giro Subtropical do Atlântico Sul de acordo com Stramma e England (1999)..... | 26 |
| Figura 4 – Subgiro norte e braço superior no subgiro sul do Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS) e correntes geostróficas associadas..... | 28 |
| Figura 5 – Diagrama <i>T-S</i> (temperatura e salinidade) típico do Atlântico Subtropical. | 30 |
| Figura 6 – Temperatura da superfície do mar (°C) em janeiro de 1998 com registro da ocorrência simultânea de um Vórtice de Cabo São Tomé e um Vórtice de Cabo Frio..... | 33 |
| Figura 7 – Seções zonais compostas evidenciando a estrutura vertical de vórtices anticiclônicos (painel da esquerda) e vórtices ciclônicos (painel da direita) no domínio da Corrente do Brasil a partir de dados do modelo Hycom. | 35 |
| Figura 8 - Perfil representativo da velocidade do som nas regiões oceânicas tropicais e temperadas. | 37 |
| Figura 9 - Desenho esquemático de traçado de raios em coordenadas cilíndricas no plano <i>r, z</i> | 41 |
| Figura 10 - Desenho esquemático de um tubo de raios. | 42 |
| Figura 11 – Representação de um feixe gaussiano exemplificando o decaimento da amplitude em torno da trajetória do raio. | 44 |
| Figure 12 - Studied region within the South Atlantic Ocean. | 52 |
| Figure 13 - Ray trajectories over sound speed at the Acoustic Section. | 54 |
| Figure 14 – Reference dates of a) ARGO and b) CTD profiles and travel time bias between c) GLORYS and ARGO, d) GLORYS and CTD, e) BrazilShelf and ARGO, and f) BrazilShelf and CTD. | 58 |
| Figure 15 – Sound speed profiles bias between a) GLORYS and ARGO, b) BrazilShelf and ARGO, c) GLORYS and CTD, and d) BrazilShelf and CTD for all of the profiles | 59 |

| | |
|---|-----|
| Figure 16 – Cabo Frio Eddy (CFE), Cabo São Tomé Eddy (CSTE) and Vitória Trindade Chain Eddies (VTCE) geographic boxes and the 3,000 m contour (3km) used for categorizing eddies based on first detections (origins)..... | 62 |
| Figure 17 – Linear trends, amplitude of the annual components and mean residual speed estimated for the vertically averaged sound speed on the Tropical Water (TW), South Atlantic Central Water (SACW), and Antarctic Intermediate Water (AAIW) layers from GLORYS results. | 63 |
| Figure 18 – Same as Fig. 17 with BrazilShelf results. | 64 |
| Figure 19 – Spatial patterns and corresponding principal components (PC) time series obtained from the EOF analysis of the vertically averaged sound speed on the Tropical Water (TW), South Atlantic Central Water (SACW), and Antarctic Intermediate Water (AAIW) water mass layers from GLORYS results. | 65 |
| Figure 20 – Same as Fig. 19 with BrazilShelf results. | 66 |
| Figure 21 – Origins and trajectories of eddies that passed over the Acoustic Section center location on GLORYS and BrazilShelf simulations..... | 69 |
| Figure 22 – a) Eddy occurrences over time on the Acoustic Section center location for the GLORYS model; b) Hovmöller diagram (Depth over time) of sound speed anomaly at the Acoustic Section center location; Time series of c) travel time anomaly on OBNS 0 to 9 d) amplitude anomaly on OBNS 0 to 9 and d) length of the ocean floor reached by the direct wave. | 72 |
| Figure 23 – Same as Fig. 22 with BrazilShelf results. | 73 |
| Figure 24 – Potential temperature and practical salinity diagrams for the profiles in Fig. 22b and Fig. 23b. | 74 |
| Figure 25 – Origins, trajectories and effective contours of eddies that passed through the Acoustic Section center during a) March/1999 on GLORYS results (cyclonic) and b) July/2006 on BrazilShelf results (anticyclonic). | 76 |
| Figure 26 – Ray trajectories on sound speed anomalies on the Acoustic Section during Jan/July of 1999 and 2006 for the BrazilShelf results..... | 77 |
| Figura 27 - Diagramas de Hovmöller de anomalias da velocidade do som a partir de dados do (a) ORAS, (b) GLORYS, (c) HYCOM e (d) BrazilShelf nos eixos de profundidade e tempo. | 103 |

| | |
|--|-----|
| Figura 28 - Diagramas de temperatura potencial e salinidade prática para os pontos dos perfis de velocidade do som da Figura 27. | 104 |
| Figura 29 - Diagramas de Hovmöller da anomalia do tempo de trânsito nos eixos de tempo e longitude em uma seção zonal entre 35°O e a posição da Seção Acústica (Acoustic Section) para os modelos ORAS, GLORYS, HYCOM e BrazilShelf..... | 105 |
| Figura 30 - Trajetória de raios nas seções de velocidade do som (representadas por anomalias) no passo de tempo central de cada mês do ano de 1999 para o modelo BrazilShelf. | 106 |
| Figura 31 - Trajetória de raios nas seções de velocidade do som (representadas por anomalias) no passo de tempo central de cada mês do ano de 2006 para o modelo BrazilShelf. | 107 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|--|----|
| Table 1 – Mean amplitude, effective area, and counts of the Cabo Frio Eddy (CFE), Cabo São Tomé Eddy (CSTE), Vitória-Trindade Chain Eddies (VTCE), and origins of eddies offshore of the 3 km isobath (>3 km)..... | 69 |
|--|----|

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

| | |
|---------|--|
| AAIW | Antarctic Intermediate Water |
| ACAS | Água Central do Atlântico Sul |
| AIA | Água Intermediária Antártica |
| ANP | Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustível |
| APAN | Água Profunda do Atlântico Norte |
| AT | Água Tropical |
| AE | Abrolhos Eddy |
| BC | Brazil Current |
| BNDO | Banco Nacional de Dados Oceanográficos |
| CB | Corrente do Brasil |
| CCI | Corrente de Contorno Intermediária |
| CCP | Corrente de Contorno Profunda |
| CFE | Cabo Frio Eddy |
| CMEMS | Copernicus Marine Environment Monitoring Service |
| CSEs | Ramo sul da Corrente Sul Equatorial |
| CSME | Cabo de Santa Marta Eddy |
| CSTE | Cabo São Tomé Eddy |
| CTD | Conductivity, Temperature and Depth |
| EOF | Empirical Orthogonal Function |
| ENOS | El Niño/Oscilação Sul |
| GSAS | Giro Subtropical do Atlântico Sul |
| GSW | Gibbs Sea Water (Toolbox) |
| NADW | North Atlantic Deep Water |
| NOAA | National Oceanic and Atmospheric Administration |
| OBN | Ocean Bottom Node |
| OGCM | Ocean General Circulation Model |
| PC | Principal Components |
| ROMS | Regional Ocean Modeling System |
| SACW | South Atlantic Central Water |
| SLA | Sea Level Anomaly |
| SSEC | Southern branch of the South Equatorial Current |
| SST | Sea Surface Temperature |
| SONAR | Sound Navigation and Ranging |
| SOFAR | Sound Fixing and Ranging |
| TEOS-10 | International Thermodynamic Equation of Seawater – 2010 |
| TSM | Temperatura superficial do mar |
| TW | Tropical Water |
| VCF | Vórtice de Cabo Frio |
| VCST | Vórtice de Cabo São Tomé |
| VTC | Vitória-Trindade Chain |
| VTCE | Vitória-Trindade Chain Eddies |

WOA World Ocean Atlas

SUMÁRIO

| | | |
|----------------|--|-----------|
| 1 | INTRODUÇÃO | 17 |
| 1.1 | JUSTIFICATIVA..... | 19 |
| 1.2 | OBJETIVOS..... | 22 |
| 1.2.1 | Objetivo Geral | 22 |
| 1.2.2 | Objetivos Específicos..... | 22 |
| 1.3 | FORMATO DA DISSERTAÇÃO | 23 |
| 2 | REFERENCIAL TEÓRICO | 24 |
| 2.1 | ASPECTOS OCEANOGRÁFICOS DA BACIA DE SANTOS | 24 |
| 2.1.1 | Caracterização geográfica | 24 |
| 2.1.2 | Circulação de larga escala | 24 |
| 2.1.3 | Estrutura e variabilidade termohalina..... | 29 |
| 2.1.4 | Circulação de mesoescala | 33 |
| 2.2 | ASPECTOS DE ACÚSTICA SUBMARINA..... | 36 |
| 2.2.1 | Velocidade de propagação sonora nos oceanos | 36 |
| 2.2.2 | Modelo acústico de traçado de raios..... | 37 |
| <i>2.2.2.1</i> | <i>Tempo de trânsito e Equações Eikonais.....</i> | <i>39</i> |
| <i>2.2.2.2</i> | <i>Amplitude.....</i> | <i>41</i> |
| <i>2.2.2.3</i> | <i>Atenuação volumétrica.....</i> | <i>44</i> |
| 3 | USE OF A REANALYSIS AND A REGIONAL OCEAN MODEL TO ESTIMATE THE IMPACT OF SOUND SPEED VARIABILITY AND MESOSCALE EDDIES ON ACOUSTIC RAYS OVER THE SANTOS BASIN PRE-SALT | 46 |
| | ABSTRACT | 47 |
| 3.1 | INTRODUCTION..... | 47 |
| 3.2 | METHODS..... | 53 |
| 3.2.1 | Ray tracing acoustic model..... | 53 |

| | | |
|--------------|--|------------|
| 3.2.2 | Ocean models | 55 |
| 3.2.2.1 | <i>GLORYS Reanalysis</i> | 55 |
| 3.2.2.2 | <i>BrazilShelf regional model</i> | 55 |
| 3.2.2.3 | <i>Evaluation with in situ data</i> | 56 |
| 3.2.3 | Spatial and temporal variability on water mass layers | 60 |
| 3.2.4 | Eddy detection and tracking | 61 |
| 3.3 | RESULTS..... | 62 |
| 3.3.1 | Sound speed variability on water mass layers | 62 |
| 3.3.2 | Eddy identification and ray tracing on the Acoustic Section | 68 |
| 3.4 | DISCUSSION AND CONCLUSIONS..... | 78 |
| | ACKNOWLEDGEMENTS | 82 |
| 4 | CONCLUSÕES | 83 |
| | REFERÊNCIAS | 89 |
| | APÊNDICE A – ARTICLE HIGHLIGHTS | 101 |
| | APÊNDICE B – STATEMENT OF NOVELTY AND SIGNIFICANCE | 101 |
| | APÊNDICE C – AUTHOR CONTRIBUTIONS | 101 |
| | APÊNDICE D – DIAGRAMAS DE HOVMÖLLER ADICIONAIS | 102 |
| | APÊNDICE E – TRAÇADO DE RAIOS EM TODOS OS MESES DOS ANOS 1999 E 2006 A PARTIR DOS RESULTADOS DO BRAZILSHELF | 106 |

1 INTRODUÇÃO

A Bacia de Santos, localizada no sudeste brasileiro, têm sido alvo de investimentos e pesquisa direcionados ao conhecimento da estratigrafia de fundo e das características oceanográficas das suas águas desde a descoberta de reservas de hidrocarbonetos (petróleo e gás natural), em águas rasas continentais até as águas profundas na região oceânica (SOUZA; CHAVES, 2019). A partir da descoberta de grandes reservas de hidrocarbonetos localizadas na camada do pré-sal, a investigação geológica e oceanográfica foi intensificada devido aos grandes desafios técnicos para a exploração dessas reservas. As reservas estão situadas em regiões de grandes profundidades, atingindo 2000 m de extensão de coluna d'água, consideradas então como campos ultra-profundos na indústria de óleo e gás, e a mais de 5.000 m a partir do assoalho marinho, acarretando em diversas dificuldades para a exploração das reservas e para a própria investigação geofísica (BELTRÃO *et al.*, 2009).

A indústria de petróleo e gás faz uso extenso da sísmica de reflexão para mapear o fundo marinho na região, localizar reservatórios de hidrocarbonetos e monitorar a prospecção. O processamento sísmico empregado utiliza modelos de velocidade de propagação sonora da coluna d'água em diversas etapas do processamento, incluindo na modelagem acústica, base de técnicas de inversão que permitem a obtenção de propriedades petrofísicas e interpretação geológica das camadas sedimentares (YILMAZ, 1987).

Modelos acústicos baseados em traçado de raios são historicamente utilizados na indústria devido a maior facilidade de implementação e baixo custo computacional, embora atualmente tenham perdido espaço na comunidade acadêmica devido, entre outros fatores, à aproximação de altas frequências embutida na sua formulação matemática. Os modelos de traçado de raios são assim denominados por serem baseados na introdução de um feixe de raios acústicos que indicam a direção de propagação da energia acústica. Em modelos dessa categoria, o tempo de propagação de uma onda acústica é modelado como tempo de trânsito e obtido a partir dos raios que conectam fonte sonora e receptor, enquanto outra grandeza, a amplitude, é proporcional a intensidade do sinal (JENSEN *et al.*, 2011).

A correta representação da velocidade do som e sua variabilidade na coluna d'água pode diminuir erros estruturais no imageamento sísmico, especialmente considerando arranjos sísmicos 4D em campos ultra-profundos, em que campanhas podem durar meses e aquisições

podem ser realizadas com intervalos de meses a anos (BERTRAND; RIBEIRO; MACBETH, 2004; MACKAY; FRIED; CARVILL, 2003).

Em campanhas de exploração geofísica rasa (0-300 m), em que a variação de velocidade do som é negligenciável, é possível utilizar perfis de velocidade do som constante no processamento dos dados. No entanto, utilizar perfis homogêneos no processamento de dados de campos ultra-profundos ocasiona em diferenças perceptíveis nas trajetórias, tempos de trânsito e amplitudes de raios acústicos quando comparado a modelos realistas de velocidade do som (HAN; SUN; WANG, 2012). A velocidade do som na coluna d'água está relacionada à densidade e compressibilidade, mas é usualmente expressa empiricamente como uma função das propriedades de estado temperatura, salinidade e pressão (JENSEN *et al.*, 2011), e, portanto, varia espacialmente e temporalmente com a composição de massas d'água e características dinâmicas locais como frentes, correntes e vórtices, ondas internas, entre outros (ETTER, 2003).

A hidrodinâmica da Bacia de Santos tem como principal feição a Corrente do Brasil (CB), que é a corrente de contorno oeste do giro subtropical do Atlântico Sul, fluindo sobre o talude da plataforma continental, em direção ao polo e tem fluxo associado na superfície à Água Tropical (AT) quente e salina. Logo abaixo da AT, a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) se bifurca na latitude do Cabo São Tomé (22°S) e se incorpora ao fluxo da CB na Bacia de Santos (DA SILVEIRA, Ilson Carlos Almeida *et al.*, 2000). A Água Intermediária Antártica (AIA) mais fria flui abaixo da ACAS e bifurca-se na porção inferior da Bacia de Santos (BOEBEL *et al.*, 1999; BOEBEL; SCHMID; ZENK, 1997). A região da Bacia é caracterizada por intensa variabilidade de mesoescala devido principalmente às instabilidades baroclínicas da CB, cujos meandramentos podem gerar vórtices que se desprendem e atingem a parte oceânica da bacia (ANDRIONI *et al.*, 2013; CAMPOS; GONÇALVES; IKEDA, 1995; DA SILVEIRA *et al.*, 2000). Vórtices de propagação oeste, anticiclônicos em maior número, também adentram a bacia através do corredor de vórtices entre a Corrente das Agulhas e o contorno oeste (CHELTON; SCHLAX; SAMELSON, 2011; GUERRA; PAIVA; CHASSIGNET, 2018; LAXENAIRE *et al.*, 2018).

Devido à escassez de dados *in situ* e a impossibilidade de realizar uma amostragem com grande cobertura espacial e temporal, a modelagem numérica pode ser empregada como uma alternativa para obtenção de resultados com uma alta resolução espacial e séries temporais longas (CIRANO *et al.*, 2006). Nesse contexto, resultados de reanálises globais, disponíveis

gratuitamente, caracterizadas por combinar modelagem numérica e assimilação de dados medidos em escala global, são alternativas viáveis para o estudo da variabilidade da velocidade do som nos oceanos. Adicionalmente, o uso de modelos numéricos regionais pode garantir uma resolução adequada para representação da estratificação da coluna d'água e da dinâmica de mesoescala descrita na literatura (DA ROCHA FRAGOSO *et al.*, 2016; GEYER *et al.*, 2020; POWELL; KERRY; CORNUELLE, 2013).

Dessa forma, o presente trabalho teve como objetivo investigar, com o uso de um modelo de reanálise e um modelo regional de alta resolução, a variação espacial e temporal da velocidade do som na coluna d'água da Bacia de Santos e estimar o impacto da variabilidade encontrada na propagação sonora com o uso de um modelo acústico de traçado de raios, com um foco no efeito de vórtices de mesoescala na propagação sonora. Para tal, também foi realizada uma identificação autônoma de vórtices e trajetórias. O modelo de propagação acústica foi aplicado na estimativa do tempo de trânsito e amplitude da onda direta propagada da superfície do oceano até 10 receptores de fundo, situados a 2000 m de profundidade. As trajetórias dos feixes de raios propagados a partir da fonte foram utilizadas no cálculo do comprimento da superfície do fundo mar atingida por raios acústicos. Os resultados da análise da variabilidade da velocidade do som, dos parâmetros obtidos com o modelo acústico e dos resultados de traçado de raios foram comparados com o objetivo de identificar relações entre os fenômenos oceanográficos físicos e a propagação acústica na região do pré-sal da Bacia de Santos.

1.1 JUSTIFICATIVA

A Bacia de Santos tem sido alvo de atenção e recursos para pesquisa desde a década de 1980 por ser considerada uma bacia promissora para a prospecção de petróleo e gás natural devido a sua proximidade com a Bacia de Campos e semelhança geológica com a mesma. Após a descoberta e confirmação da possibilidade de exploração de hidrocarbonetos, localizados abaixo de camadas evaporíticas de sal, a Bacia de Santos, que detém a maior área do pré-sal brasileiro, passou a ser a principal bacia receptora de investimentos em exploração por parte da indústria de óleo e gás. A Figura 1 mostra a região do pré-sal da Bacia de Santos e da Bacia de Campos, bem como os campos de produção e blocos exploratórios de petróleo e gás natural.

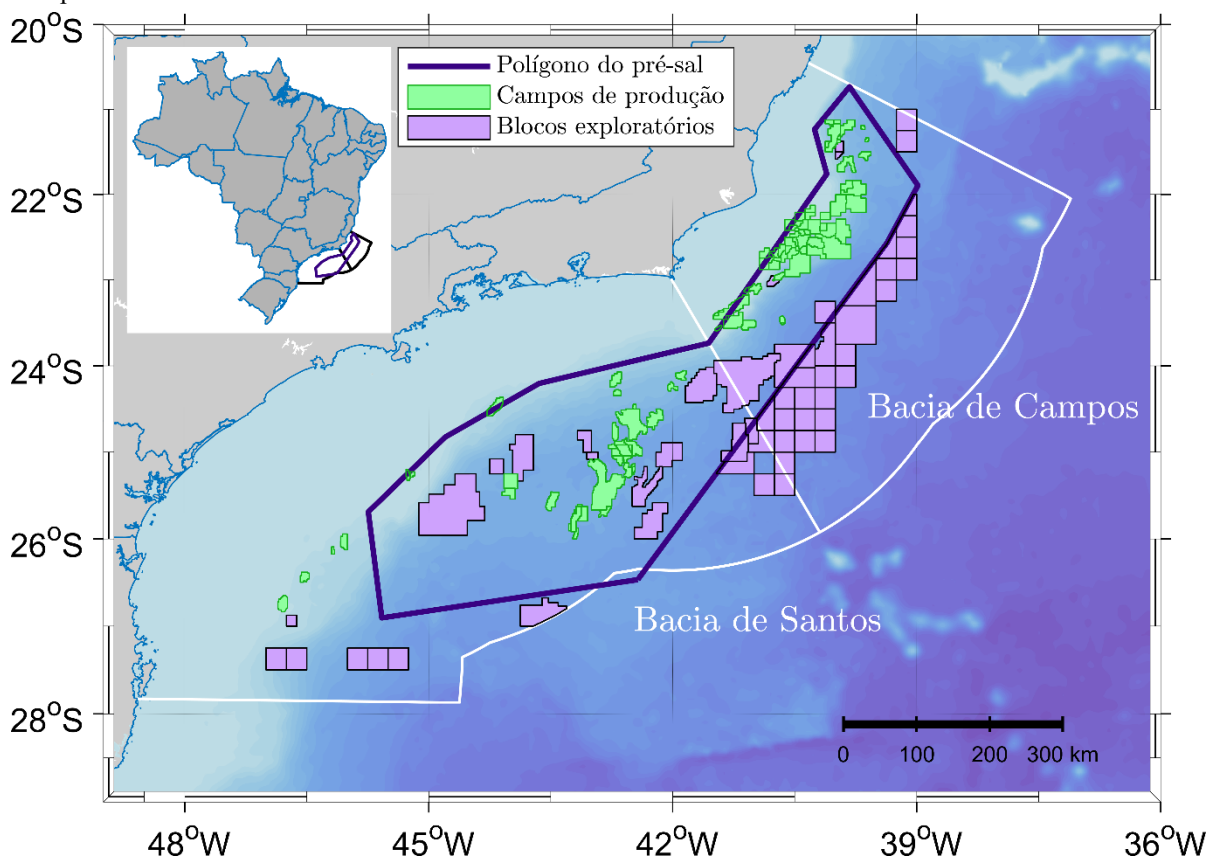
Apesar da grande extensão dessas reservas, com potencial para produção de grande volume de hidrocarbonetos, a indústria inicialmente continuou priorizando a exploração de reservatórios do pós-sal na Bacia de Campos devido às grandes dificuldades técnicas da exploração dos campos do pré-sal (HUSSEINI, 2018). Em 2008, a perfuração de um poço no Campo de Tupi, no centro da Bacia de Santos, foi considerada um marco técnico e a exploração comercial do mesmo campo a partir do ano seguinte foi fundamental para o aumento da produção de petróleo e um passo importante na direção da meta nacional de autossuficiência energética (SOUZA; CHAVES, 2019). Para perfurar a rocha-reservatório, situada a mais de 5000 m do fundo marinho, foi necessário atravessar mais 2000 m de coluna d'água (o campo de Tupi é considerado ultra-profundo devido à extensa coluna d'água) e perfurar a camada do pós-sal e a camada de sal, cada uma com mais de 2000 m de extensão. A camada de sal em especial pode apresentar complicações para a perfuração devido à variabilidade química entre estratos, que podem tornar-se maleáveis com a introdução de fluido para perfuração. Além disso, a rocha-reservatório é caracterizada por alta dureza e baixa taxa de penetração (BELTRÃO *et al.*, 2009).

Devido à dificuldade e ao custo elevado da perfuração nos campos do pré-sal, faz-se necessário o aprimoramento dos modelos geológicos dos reservatórios para o planejamento de campanhas. A sísmica de reflexão é a técnica geofísica mais utilizada para investigar as camadas estratigráficas dos campos de exploração, sendo aplicada para encontrar e caracterizar reservatórios de óleo e gás e planejar campanhas de exploração. A partir do imageamento sísmico é possível estimar a profundidade, geometria e espessura das rochas reservatório e de outras feições geológicas, indicando regiões mais apropriadas para perfuração (MOUSA; AL-SHUHAIL, 2011). O correto imageamento dos reservatórios de hidrocarbonetos também é mencionado como um dos desafios para a exploração, devido à profundidade em que se os reservatórios se encontram e a estrutura complexa da camada de sal, que ocasiona na distribuição não homogênea da energia sísmica.

A sísmica de reflexão é baseada na emissão e captação de ondas sonoras que se propagam na coluna d'água e nas camadas estratigráficas do fundo marinho e refletem e refratam à medida que as propriedades do meio de propagação mudam. O processamento sísmico então é empregado para converter os sinais adquiridos em imagens que representam as camadas do subsolo (MOUSA; AL-SHUHAIL, 2011; YILMAZ, 1987). Como os sinais adquiridos são funções do tempo que as ondas acústicas refletidas levam para chegar aos

receptores, faz-se necessário o conhecimento da velocidade de propagação do som na coluna d'água e nas camadas de fundo. Dessa forma, modelos de velocidade do som são utilizados em diversas etapas do processamento sísmico em dados de sísmica multicanal: o empilhamento de sinais, migração sísmica e imageamento sísmico, que permite a obtenção de seções em profundidade possibilitando estimativas quantitativas de volume e espessura das camadas (YILMAZ, 1987).

Figura 1– Mapa de exploração e produção de petróleo e gás e delimitação do Polígono do pré-sal das Bacias de Campos e Santos.



Fonte: produção do autor a partir de dados da ANP (Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis) disponíveis na plataforma GeoANP (<http://geo.anp.gov.br/home>).

Modelos realistas de velocidade do som da coluna d'água são especialmente necessários para o processamento de dados em poços ultra-profundos, onde grande parte da distância percorrida pelas ondas acústicas é de coluna d'água. Modelos de velocidade do som podem ser obtidos por meio de técnicas de inversão acústica, que também utilizam dados sísmicos. Essas técnicas, no entanto, necessitam de recursos e tempo de processamento, e são

sensíveis à qualidade dos modelos de velocidade do som iniciais, que devem ser fornecidos no início do processo (VIRIEUX; OPERTO, 2009).

A modelagem sísmica, base para todas as técnicas de inversão, também possui outras aplicações, como estudos de iluminação sísmica, nos quais se estima a amostragem realizada por arranjos de equipamentos utilizados na sísmica (HJELMERVIK; THOMAS HJELMERVIK, 2012). Outras aplicações para o conhecimento da velocidade do som no meio marinho incluem aplicações em tecnologias de SONAR (*Sound Navigation and Ranging*) e comunicações submarinas (BHASKARAN, 2009). A abordagem de modelagem hidrodinâmica para o estudo da velocidade do som e propagação acústica foi realizada na região de Cabo Frio, identificando uma região de sombra para propagação acústica devido à ressurgência que ocorre no talude (CALADO *et al.*, 2018; CODATO *et al.*, 2012). No entanto, ainda são necessários estudos para compreensão da variabilidade da velocidade do som e propagação sonora em outras regiões da Bacia de Santos, especialmente na região do pré-sal.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo Geral

O presente trabalho tem como objetivo geral utilizar resultados de modelagem hidrodinâmica na caracterização da variabilidade da velocidade do som na coluna d'água relacionada à dinâmica local e identificar os efeitos da variabilidade encontrada na propagação sonora.

1.2.2 Objetivos Específicos

São objetivos específicos deste trabalho:

- Caracterizar a variabilidade espaço-temporal da velocidade do som na coluna d'água obtida a partir de resultados de modelos de reanálise e resultados do modelo regional na Bacia de Santos.
- Avaliar a velocidade do som na coluna d'água estimada pelos modelos com dados *in situ*.
- Estimar a influência de vórtices de mesoescala na variabilidade da velocidade do som e propagação sonora.
- Avaliar a variabilidade da propagação acústica na coluna d'água com o uso de um modelo baseado em traçado de raios aplicado na estimativa de tempos de trânsito, amplitude e trajetórias dos raios.

1.3 FORMATO DA DISSERTAÇÃO

Na Seção 2, a seguir, um breve referencial teórico contextualizará os principais conhecimentos relativos à oceanografia física e acústica submarina, para facilitar a compreensão do trabalho.

Na Seção 3, serão apresentados os resultados do trabalho em forma de artigo intitulado “*Use of a reanalysis and a regional ocean model to estimate the impact of the sound speed variability and mesoscale eddies on acoustic rays over the Santos Basin pre-salt*” submetido à revista científica *Applied Acoustics* na categoria *Research Article*. Na Seção 4, serão apresentadas as conclusões e considerações finais.

Os Apêndices A, B e C contém complementos ao artigo exigidos pelo periódico no momento da submissão. O Apêndice A corresponde ao complemento “*Article Highlights*”, uma seção de tópicos breves com as principais descobertas e inovações metodológicas do artigo. O Apêndice B corresponde ao complemento “*Statement of novelty and significance*”, um parágrafo breve que sumariza a relevância científica do trabalho, citando inovações metodológicas, resultados mais relevantes e possíveis consequências para a área de estudo. O Apêndice C corresponde ao “*Author contributions*” e detalha como cada autor do artigo contribuiu para o resultado final.

Os Apêndices D e F contém análises e figuras adicionais. Esses apêndices são mencionados no artigo em notas de rodapé nas seções do texto em que são mais relevantes.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 ASPECTOS OCEANOGRÁFICOS DA BACIA DE SANTOS

2.1.1 Caracterização geográfica

A Bacia de Santos está localizada na margem continental da região Sudeste do Brasil, entre 23°S e 30°S, compreendendo áreas litorâneas dos estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina. A Bacia é limitada ao norte pela Bacia de Campos, com limite marcado na posição do Alto de Cabo Frio; delimitada ao sul pela Bacia de Pelotas, na posição da Zona de Fratura de Florianópolis; delimitada a oeste pelo cinturão das serras costeiras (Maciço do Carioca, Serras do Carioca, Serras do Mar e da Mantiqueira) e se estende a Leste até o sopé do platô de São Paulo, a cerca de 700 km da costa, compreendendo 352.000 km², até a cota batimétrica de 3.000 m (limites da Bacia de Santos indicados na Figura 1, MOREIRA *et al.*, 2007).

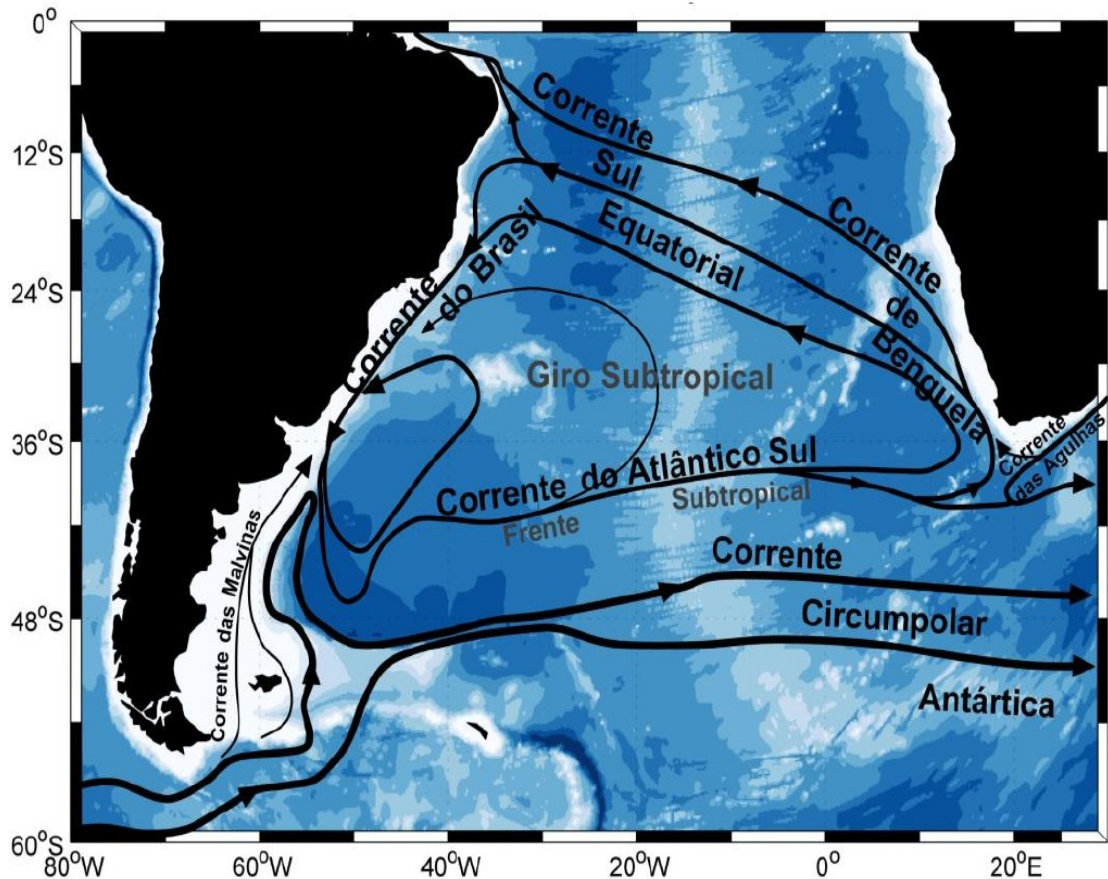
A Bacia de Santos foi formada em decorrência da ruptura do Supercontinente Gondwana e a abertura do Oceano Atlântico (SOUZA; CHAVES, 2019), sua plataforma continental é mais larga e com declividade mais suave no talude comparada à Bacia de Campos, ao norte. Também ocorre a mudança da direção da linha de costa entre as bacias. Acima de Cabo Frio, a linha de costa tem sentido norte/sul e abaixo de Cabo Frio muda abruptamente para leste/oeste. A região tem regime de maré semidiurno com baixa amplitude (< 40 cm) e regime de ventos predominantemente de nordeste (MATANO; PALMA; PIOLA, 2010).

2.1.2 Circulação de larga escala

A circulação superficial da Bacia de Santos tem como principal feição dinâmica a Corrente de Brasil (CB) com fluxo direcionado para o Sul ao longo de toda a Bacia (DA SILVEIRA *et al.*, 2000; PETERSON; STRAMMA, 1991). Como corrente de contorno oeste do Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS), a CB é caracterizada por fluxo forte e confinado sobre o talude continental acompanhando o contorno da bacia oceânica (Figura 2, CIRANO *et al.*, 2006). A CB tem origem, em média (anual), entre 10°S a 14°S em águas superficiais a partir da bifurcação do ramo sul da Corrente Sul Equatorial (CSEs), braço norte do giro subtropical,

ao encontrar o contorno oeste do Atlântico Sul (DA SILVEIRA *et al.*, 2000; STRAMMA; IKEDA; PETERSON, 1990). No seu local de formação, a CB é associada apenas à massa d'água de topo, a Água Tropical (AT). Diferentemente da CB, a CSEs é descrita como um jato largo e disperso na superfície, cuja bifurcação no contorno oeste ocorre em latitudes progressivamente mais ao sul com o aumento da profundidade, reduzindo a extensão do giro subtropical (PEREIRA *et al.*, 2014; SCHMID, 2014; STRAMMA; ENGLAND, 1999).

Figura 2 – Circulação esquemática superficial do Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS) segundo Peterson e Stramma (1991). O GSAS inclui a Corrente do Brasil (CB), a Corrente do Atlântico Sul, Corrente de Benguela e a Corrente Sul Equatorial, além das células de recirculação da CB. A Corrente das Malvinas, a Corrente Circumpolar Antártica e a Corrente das Agulhas, que são adjacentes ao GSAS, também estão indicadas.

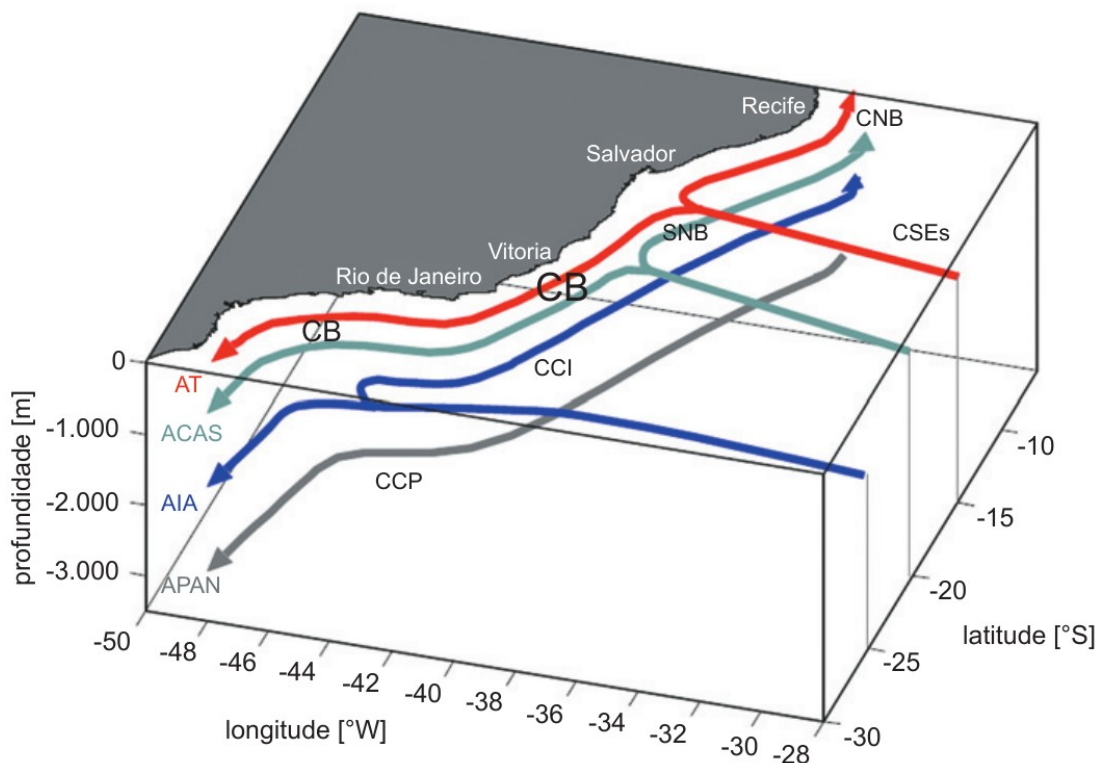


Fonte: Carvalho (2014) a partir do esquema de Peterson e Stramma (1991).

Devido a esse efeito, o sistema de correntes de contorno oeste possui estrutura baroclínica complexa, com o aprofundamento da CB em direção ao Sul e reversão do fluxo em profundidades intermediárias, como indicado na circulação esquemática da Figura 3, que inclui também as massas d'água associadas às correntes em cada nível de profundidade. Esse modelo

de circulação de subsuperfície foi pioneiramente proposto por Stramma e England (1999). A CSEs atinge o contorno oeste próximo Cadeia Vitória-Trindade, entre 20°S e 22°S na profundidade da pincolina (100-500 m), fenômeno relacionado à bifurcação da Água Central do Atlântico Sul (ACAS, PEREIRA et al., 2014), gerando o aprofundamento e intensificação da CB ao longo de toda a extensão da Bacia de Santos (EVANS; SIGNORINI, 1985).

Figura 3 – Circulação esquemática do sistema de correntes de contorno oeste do Giro Subtropical do Atlântico Sul de acordo com Stramma e England (1999). As correntes possuem cores indicativas das massas d'água associadas de acordo com o rótulo. As massas d'água são, em ordem de estratificação: a Água Tropical (AT), a Água Central do Atlântico Sul (ACAS), a Água Intermediária Antártica (AIA) e a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN). Também estão indicadas a Corrente Norte do Brasil (CNB) e Subcorrente Norte do Brasil (SNB).



Fonte: Soutelino (2008).

Boebel et al. (1999) identificaram a partir de flutuadores que em profundidades intermediárias (500m a 1200m) a bifurcação da CSEs ocorre próximo a 28°S, denominando o padrão encontrado como bifurcação de Santos. O braço norte da bifurcação de Santos origina o fluxo da Corrente de Contorno Intermediária (CCI), dessa forma associada à Água Intermediária Antártica (AIA), que tem direção norte ao longo da Bacia de Santos, oposta ao fluxo da CB, acima (BOEBEL *et al.*, 1999). Stramma e England (1999) posicionaram a

bifurcação da AIA em 25°S, a partir dos resultados de modelos numéricos, no nível de profundidade próximo à 500 m (Figura 3). No entanto a análise da bifurcação da AIA baseada em índices termohalinos sobre modelos numéricos realizada por Pereira et al. (2014) corroborara a bifurcação em 28°S. Abaixo da camada da AIA, a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) é transportada próximo ao talude, em direção sul, através da corrente de contorno profunda (CCP, STRAMMA; ENGLAND, 1999).

Recentemente, Luko et al. (2021), analisando dados de altimetria de satélite e modelos de reanálise, encontraram um padrão multibanda (dividida em ramos) para CSEs entre a cadeia mesoatlântica e o contorno oeste. A profundidade dos núcleos dos ramos da corrente aumenta em direção sul, corroborando estudos anteriores que indicam o aprofundamento e estreitamento da CSEs em direção ao polo (SCHMID, 2014; STRAMMA; ENGLAND, 1999). Na região próxima à Bacia de Santos, é possível distinguir dois ramos da CSEs em profundidades intermediárias: um centrado em 26°S e outro centrado em 30°S. Em particular, o fluxo centrado em 30°S, que apresenta um padrão meandrante e direção essencialmente zonal, é distinto em todas as profundidades dos modelos e nos dados de satélite, corroborado também no estudo de Schmid (2014) utilizando dados de flutuadores Argo.

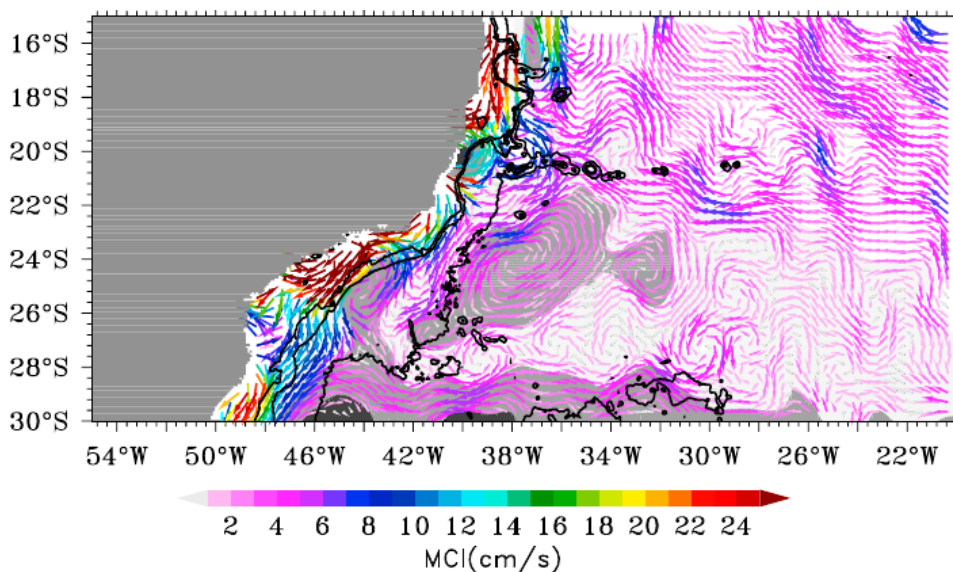
A CB se destaca do contorno oeste apenas em aproximadamente 38°S, devido ao encontro com a Corrente das Malvinas, de propagação oposta, na região denominada Confluência Brasil-Malvinas. A partir da separação, um ramo da CB dá origem a Corrente do Atlântico Sul, com sentido leste e outro ramo da CB, com propagação norte, recircula aportando novamente na Corrente do Brasil ao Sul de 28°S (STRAMMA, 1989; STRAMMA; PETERSON, 1990). Rodrigues *et al.* (2010), a partir de dados de flutuadores, corroboraram a ocorrência da célula de recirculação inferida anteriormente, utilizando dados hidrográficos através da análise do transporte integrado entre a superfície até aproximadamente 1000 m de profundidade. Foram identificadas múltiplas células de recirculação, com a célula mais extensa atingindo a CB entre 28°S a 31°S, somando-se ao fluxo do braço da SECs centrado em 30°S.

O fluxo zonal meandrante, centrado em 30°S, com direção ao contorno oeste, também foi encontrado por Viana e Menezes (2011) a partir de modelos de topografia dinâmica absoluta do Atlântico Sul, que revelam o campo geostrófico médio do giro subtropical. Com base nesse conjunto de dados, os autores corroboraram os estudos pioneiros de Tsuchiya (1985) e Mémery et al. (2000), que propuseram uma representação de dupla-célula para o giro subtropical (em oposição à célula única descrita por Peterson e Stramma, 1991, Figura 2), com um subgiro norte

e um subgiro sul conectados no contorno oeste pela CB. Segundo Vianna e Menezes (2011), o subgiro norte tem forma vortical e localização central em 24°S-38°O e o subgiro Sul, centrado em 33°S, é estreito e quase zonal entre a Cadeia Mesoatlântica e o Contorno Oeste. Na Figura 4 pode-se observar o subgiro Norte, completamente contido na Bacia de Santos, e uma porção superior do subgiro Sul, cujo braço norte é uma corrente meandrente direcionada ao contorno oeste. Os autores observam que os mapas encontrados para a representação da circulação geral de larga escala são válidos para a camada de 100 m a 500 m de profundidade, no interior da ACAS.

Utilizando uma metodologia semelhante sobre dados climatológicos do World Ocean Atlas (WOA) e seções de hidrografia, Belo (2011) encontrou padrões de recirculação interna do giro subtropical similares, embora mais contidos ao contorno oeste, com a bipartição entre as células de recirculação ocorrendo na porção central da Bacia de Santos. Na região do polo do pré-sal da Bacia de Santos, distante do sistema de correntes de contorno oeste, Belo (2011) e Andrioni (2013) encontraram por meio de um fundeio oceanográfico que os escoamentos médios são relativamente fracos e dominados por vórtices.

Figura 4 – Subgiro norte e braço superior no subgiro sul do Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS) e correntes geostróficas associadas válidas para a camada de 100-500 m de profundidade. Áreas em cinza correspondem às áreas dos subgiros limitados pela isolinha de 32cm de topografia dinâmica média. Os vetores indicam velocidade de corrente com vetores equivalentes a velocidades abaixo de 4cm/s reduzidos em tamanho. Um filtro boxcar foi aplicado às velocidades. Os contornos em preto indicam as isóbatas de 200m, 1000m e 3000m.



Fonte: Vianna e Menezes (2011).

2.1.3 Estrutura e variabilidade termohalina

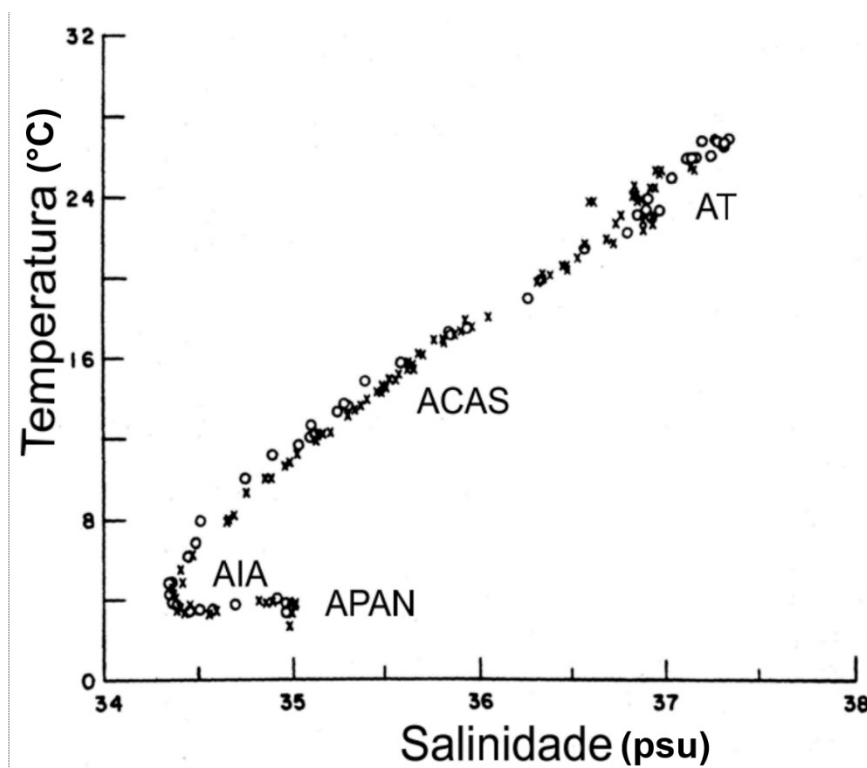
A estrutura termohalina do oceano da região da Bacia de Santos corresponde à estrutura típica de estratificação de massas d'água empilhadas do Atlântico Sul subtropical, usualmente visualizada com digramas de temperatura e salinidade, como o exemplo na Figura 5. Conforme visto na Seção anterior, a Água Tropical (AT) ocupa o topo do perfil, seguida pela Água Central do Atlântico Sul (ACAS), a Água Intermediária Antártica (AIA), e, na zona profunda, a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) flui para sul entre a Água Circumpolar Superior e a Água Antártica de Fundo, direcionadas para norte (TALLEY *et al.*, 2011). As massas d'água tem por característica conservar suas propriedades durante sua propagação desde a suas regiões de formação, podendo ser identificadas por meio de índices termohalinos que representam parte dessas propriedades. A definição de critérios termodinâmicos como a densidade também pode ser utilizada para identificação da interface entre as massas d'água (PEREIRA *et al.*, 2014).

A AT é gerada na zona de transição entre os trópicos e subtópicos a partir da subducção de uma camada de água superficial salina e bem mistura, por sua vez formada devido ao excesso de evaporação com relação à precipitação (CIRANO *et al.*, 2006; STRAMMA; ENGLAND, 1999). A ACAS, abaixo, é formada pelo aporte de Água Modal Subtropical gerada no GSAS, principalmente na região da Confluência Brasil-Malvinas, mas também próximo à Retroflexão da Corrente das Agulhas e na porção norte da Frente Subtropical (frente entre Corrente do Atlântico Sul e a Corrente Circumpolar Antártica, GORDON, 1981; PROVOST *et al.*, 1999; SATO; POLITO, 2014). A ACAS pode ser identificada na curva da Figura 5 como a faixa aproximadamente reta entre 5°C e 20°C.

Águas modais, por sua vez, são camadas d'água homogêneas com volume bem definido entre a termoclina permanente e sazonal. Formadas usualmente por interações atmosféricas, ventilam e renovam as águas da termoclina (GORDON, 1981). A ACAS ocorre desde 15°N até a Frente Subtropical em 40°S, e circula no Atlântico Sul pela Corrente do Atlântico Sul do giro subtropical, aumentando sua salinidade à medida que avança para o regime subequatorial (MÉMERY *et al.*, 2000; STRAMMA; ENGLAND, 1999, p. 99). Grande parte da ACAS permanece confinada ao giro subtropical e recircula para a costa brasileira através do Ramo Sul da Corrente Sul Equatorial (CSEs, CIRANO *et al.*, 2006).

Abaixo da ACAS, a Água Intermediária Antártica (AIA) é caracterizada por águas menos salinas e mais ricas em oxigênio dissolvido. A massa d'água se origina a partir de uma região superficial da camada Circumpolar Antártica na região da Passagem de Drake e de uma porção mais densa da Água Modal Subantártica (MÉMERY *et al.*, 2000; STRAMMA; ENGLAND, 1999, p. 99). A APAN é formada no Mar Ártico e Mar de Labrador e constitui, dessa forma, a única massa d'água originária do Atlântico Norte (TALLEY *et al.*, 2011).

Figura 5 – Diagrama *T-S* (temperatura e salinidade) típico do Atlântico Subtropical. Os círculos indicam medições na latitude 19°S e as cruzes indicam medições ao largo de Cabo Frio.



Fonte: Adaptado de Silveira et al. (2000)

A entrada no Atlântico Sul de águas frias e de baixa salinidade provenientes do Pacífico, através da Passagem de Drake, que se propagam majoritariamente pela Corrente das Malvinas (Figura 2), é referida na literatura como “rota fria” (RINTOUL, 1991). Em contrapartida, a “rota quente” refere-se à entrada de águas quentes e salinas do Oceano Índico através da Retroflexão da Corrente das Agulhas (GORDON, 1981).

Devido à posição do continente africano, os giros subtropicais do Atlântico Sul e do Oceano Índico estão parcialmente conectados. A Corrente das Agulhas, corrente de contorno

oeste do Oceano Índico, realiza uma incursão no Oceano Atlântico Sul, antes de defletir para leste, conhecida como a Retroflexão da Corrente das Agulhas. O Vazamento das Agulhas equivale a todo o volume de água transferido entre os oceanos por dispersão de vórtices de núcleos quentes, filamentos e aportes diretos. A maior parte do volume é transferido por vórtices de mesoescala, que, ao se romperem, aportam águas do Oceano Índico na termoclina do Atlântico Sul, dessa forma contribuindo para a ACAS (LUTJEHARMS, 2006).

Na região de plataforma continental da Bacia de Santos é possível distinguir 3 massas d'água: a AT, a ACAS e a Água Costeira, formada pela diluição das águas da plataforma com água de estuários locais (CAMPOS.; VELHOTE; DA SILVEIRA, 2000). A região sul da Bacia de Santos também recebe intrusão sazonal da pluma do Rio da Prata durante o outono e inverno (MATANO; PALMA; PIOLA, 2010).

Os ciclos interanuais e multidecadais da variabilidade das propriedades termohalinas do Atlântico Sul foram historicamente mais investigados na superfície devido à grande cobertura espacial e temporal de dados de satélites disponíveis. Os principais modos de variabilidade de temperatura superficial do mar (TSM) e elevação superficial são regidos pela atmosfera (ex: Dipolo do Atlântico Sul), relacionados ao deslocamento da posição da Alta Subtropical, que por sua vez possui teleconexão com o El Niño/Oscilação Sul (ENOS, KAYANO; ANDREOLI; FERREIRA DE SOUZA, 2013; RODRIGUES; CAMPOS; HAARSMA, 2015; VENEGAS; MYSAK; STRAUB, 1996). Para além da influência do ENOS sobre as águas superficiais, Colberg (2004) verificou que em até um ano após a ocorrência de um evento de El Niño, mudanças no transporte de Ekman ocasionaram o aquecimento de águas subsuperficiais (225 m de profundidade) nas margens norte e sul do GSAS.

Comparativamente poucos estudos abordaram a variabilidade das águas abaixo da superfície em escala interanual, embora tendências lineares de aquecimento das águas centrais e intermediárias tenham sido identificadas (GIGLIO; JOHNSON, 2017; JOHNSON; LYMAN, 2020; ROEMMICH *et al.*, 2015; SCHMIDTKO; JOHNSON, 2012). As águas centrais dos oceanos do hemisfério sul historicamente apresentaram ganho de calor devido à maior subducção em função da intensificação dos giros subtropicais (ROEMMICH *et al.*, 2015). Além disso, as correntes de contorno oeste em especial apresentaram maiores tendências de aquecimento, com a Corrente do Brasil configurando um dos *hotspots* globais de ganho de calor (JOHNSON; LYMAN, 2020). Nas camadas intermediárias, a região do perfil entre 700m e

1400m apresentou maior ganho de calor (ROEMMICH *et al.*, 2015; SCHMIDTKO; JOHNSON, 2012).

Medições locais da AIA na região do giro subtropical do Atlântico Sul também indicam tendências positivas de aquecimento (MCCARTHY *et al.*, 2012; MCCARTHY; MCDONAGH; KING, 2011). McCarthy *et al.* (2012) identificaram, através de uma seção hidrográfica zonal cruzando o Atlântico em 30°S, que a camada da AIA apresentou anomalias negativas de temperatura entre 1970 e 1990 (-0,15°C), ao longo de toda a seção, com reversão para anomalias positivas entre 2003 e 2005 (0,1°C). Apesar disso, na região do contorno oeste, foi verificada variabilidade interanual com intervalos de anomalias positivas e negativas de temperatura de aproximadamente 5 anos e 2,5°C de magnitude. Os autores também identificaram padrões de propagação de salinidade entre a Corrente das Agulhas e o contorno oeste que causaram anomalias de salinidade com intervalo de duração de 3 a 5 anos com magnitude de aproximadamente 0,05 psu no contorno oeste. Em uma seção mais ao norte em 24°S, McCarthy, McDonagh e King (2011) encontraram dessalinização das águas da termoclina entre 1983 e 2009 possivelmente relacionada à intensificação do ciclo hidrológico, apesar do efeito de aumento da salinidade provocado pela intensificação do vazamento das Agulhas.

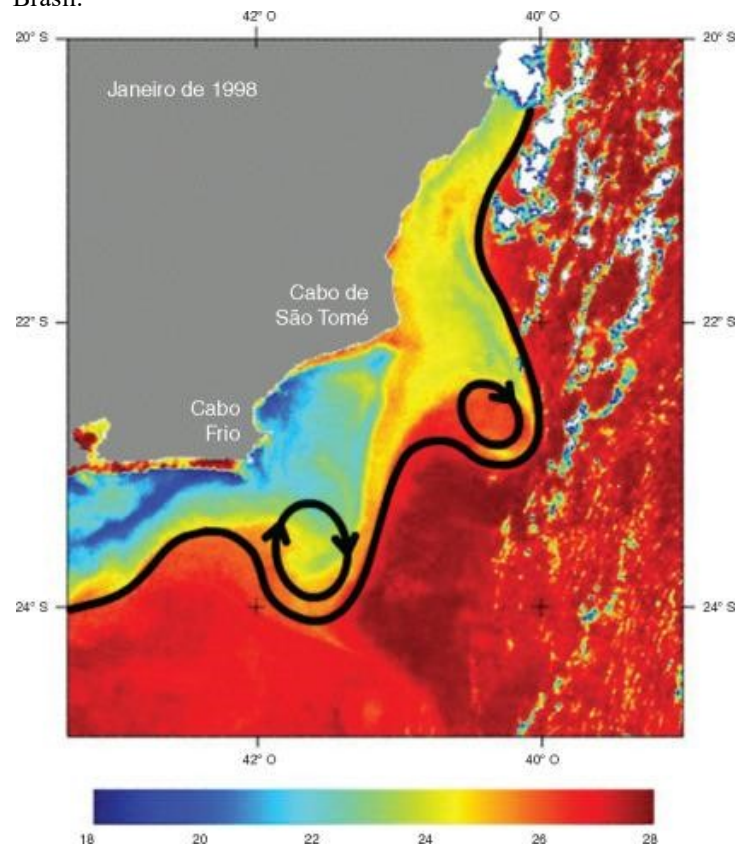
O vazamento da corrente das Agulhas é frequentemente estudado devido ao seu importante papel no clima global (BIASTOCH *et al.*, 2015; CASTELLANOS *et al.*, 2017). Embora o vazamento seja dominado pela dinâmica de mesoescala, variações multidecais no regime de ventos ocasionam a intensificação do vazamento, devido ao deslocamento da Frente Subtropical para o sul (BIASTOCH *et al.*, 2009; BIASTOCH *et al.*, 2015). O sistema das Agulhas está em tendência de aquecimento e salinização desde 1980 devido ao aquecimento global antropogênico, assim como a crescimento da energia cinética turbulenta desde 1990, indicativo da maior ocorrência de vórtices (BIASTOCH *et al.*, 2009; ROUAULT; PENVEN; POHL, 2009). O vazamento das Agulhas também sofre oscilações interanuais consideráveis (LE BARS *et al.*, 2014).

A formação de águas da termoclina por subducção de águas modais é outra possível forçante de variabilidade interanual nas profundidades da Água Central, uma vez que a taxa de formação de água modal em diferentes regiões do giro subtropical sofre variabilidade interanual (BERNARDO; SATO, 2020; SATO; POLITO, 2014). No entanto, ainda não se sabe se essa variabilidade na formação de águas modais subtropicais do Atlântico Sul causa algum efeito sobre as propriedades termohalinas médias da ACAS.

2.1.4 Circulação de mesoescala

A região da Bacia de Santos e Bacia de Campos é marcada por intensa atividade de mesoescala devido, entre outros fatores, à presença do sistema de correntes de contorno oeste e a geometria complexa da quebra de plataforma. Os fenômenos de mesoescala incluem meandros da Corrente do Brasil, vórtices e dipolos vorticais com aproximadamente centenas de quilômetros de dimensão (DA SILVEIRA *et al.*, 2000). Vórtices são estruturas rotacionais coesas com polaridades relativas ao seu sentido de rotação. Vórtices ciclônicos produzem fluxo divergente nos seus centros, subsidência da superfície livre do mar e elevação de linhas isopicnais (de mesma densidade) ao longo de parte da coluna d'água (Figura 7). De forma análoga, vórtices anticiclônicos são marcados por elevação da superfície do mar e subducção de linhas isopicnais (FAGHMOUS *et al.*, 2012).

Figura 6 – Temperatura da superfície do mar (°C) em janeiro de 1998 com registro da ocorrência simultânea de um Vórtice de Cabo São Tomé e um Vórtice de Cabo Frio, ressaltados com os contornos circulares. A curva espessa marca a posição da frente da Corrente do Brasil.



Fonte: Mahiques et al. (2005).

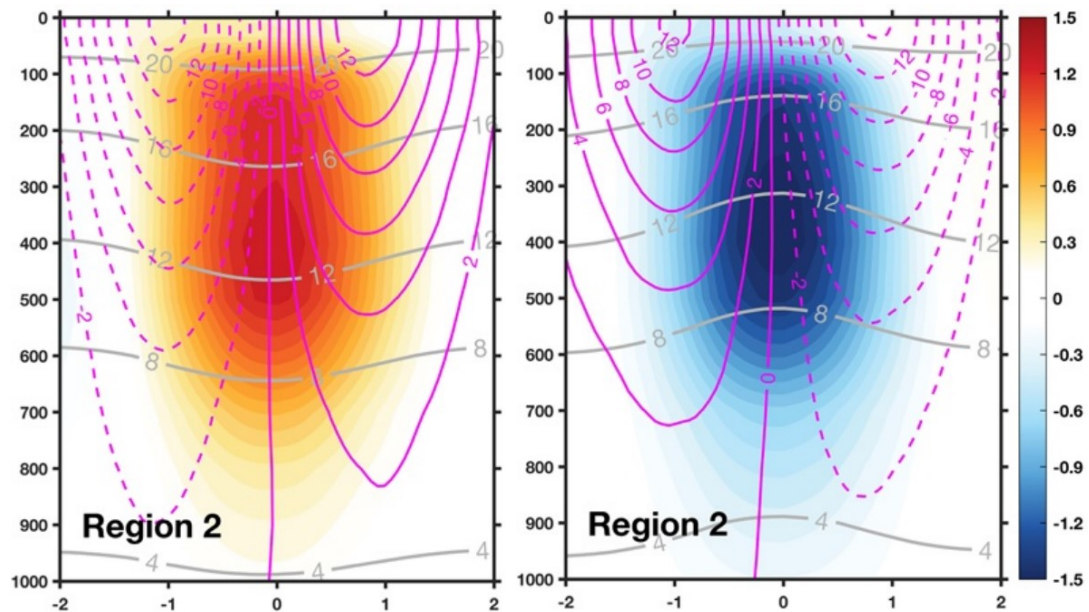
A Corrente do Brasil apresenta instabilidades e meandramentos ciclônicos semipermanentes em regiões de mudança brusca de direção da plataforma: ao largo de Cabo São Tomé e Cabo Frio (Figura 6, DA SILVEIRA *et al.*, 2000, 2008), que drenam energia do escoamento médio e frequentemente se fecham em vórtices que podem se propagar para regiões distantes do domínio da CB (ANDRIONI *et al.*, 2013; GUERRA; PAIVA; CHASSIGNET, 2018). Embora a orientação da quebra de plataforma gere a instabilidade inicial, estudos numéricos indicam que o crescimento dos meandros e eventual desprendimento dos vórtices ocorre devido à instabilidade baroclínica resultante do cisalhamento entre a CB e a CCI (CALADO; SILVEIRA, 2001; DA SILVEIRA *et al.*, 2008). Ao Sul de Cabo Frio, na Bacia de Santos, ocorre formação de dipolos vorticais em lados opostos do eixo da CB (DA SILVEIRA, Ilson Carlos Almeida *et al.*, 2000).

Vórtices de mesoescala também atingem a região da Bacia de Santos através do Corredor de Vórtices conectando a região da Retroflexão da Corrente das Agulhas com o contorno oeste entre 25°S e 30°S (CHELTON; SCHLAX; SAMELSON, 2011; GUERRA; PAIVA; CHASSIGNET, 2018; LAXENAIRE *et al.*, 2018). Além de algumas ocorrências de vórtices anticiclônicos gerados na Retroflexão da Corrente das Agulhas, vórtices de propagação oeste gerados por interações ao longo do “corredor” também são encontrados na Bacia de Santos (LAXENAIRE *et al.*, 2018). Os vórtices são carregados pela circulação média (Corrente da Benguela e CSEs), somado a uma componente de velocidade intrínseca dos vórtices direcionada para oeste (FU, 2006). Embora muitos vórtices se propaguem através do corredor, a maioria destes se dissipam antes de chegar na Bacia de Santos (GUERRA; PAIVA; CHASSIGNET, 2018). Adicionalmente, a região da Bacia de Santos e as proximidades da Elevação de Rio Grande são regiões de elevada interação, fusão e divisão de vórtices (LAXENAIRE *et al.*, 2018).

Guerra, Paiva e Chassignet (2018) observaram um vórtice das Agulhas de grandes dimensões, anticiclônico, propagando-se para o domínio da Corrente do Brasil e interagindo com o vórtice de Cabo Frio, por sua vez ciclônico. A interação ocasionou o desprendimento do vórtice ciclônico do domínio da CB e ambos os vórtices se propagaram como um dipolo vortical, com sentido sul através da região oceânica da Bacias de Santos. No interior do vórtice, duas termostatas presentes entre 120-280 m e 360-600 m foram identificadas pelos autores como Água Modal Subtropical do Oceano Índico e Água Modal Subantártica, respectivamente.

Utilizando dados de reanálise e identificação autônoma de vórtices, Wang et al. (2021) construíram estruturas tridimensionais típicas dos vórtices do Atlântico Sul. Os vórtices no domínio da Corrente do Brasil apresentaram anomalias de temperatura até aproximadamente 800 m a 900 m (Figura 7). Os vórtices anticiclônicos apresentaram dois máximos em ~ 200 m e ~ 400 m. Em contrapartida, os vórtices ciclônicos para o mesmo domínio apresentaram apenas um máximo em 400m. A análise também indicou que vórtices ciclônicos são mais frequentes no domínio da CB e que vórtices anticiclônicos são mais frequentes e possuem maior diâmetro e duração ao longo do corredor de vórtices entre a Corrente das Agulhas e o Contorno Oeste.

Figura 7 – Seções zonais compostas evidenciando a estrutura vertical de vórtices anticiclônicos (painel da esquerda) e vórtices ciclônicos (painel da direita) no domínio da Corrente do Brasil a partir de dados do modelo Hycm. O eixo “x” em cada painel representa distância normalizada e o eixo “y” representa profundidade (m). Contornos em cinza representam a temperatura potencial média ($^{\circ}\text{C}$) e cores representam a anomalia de temperatura ($^{\circ}\text{C}$). Contornos magenta tracejados indicam velocidade de corrente (cm/s) no sentido sul e contornos magenta sólidos indicam velocidade no sentido norte.



Fonte: Adaptado de Wang et al. (2021).

2.2 ASPECTOS DE ACÚSTICA SUBMARINA

2.2.1 Velocidade de propagação sonora nos oceanos

Ondas sonoras são ondas mecânicas que se propagam devido à elasticidade do meio de propagação, gerando zonas de compressão e rarefação. A velocidade com que as ondas sonoras se propagam no ambiente marinho é uma função da compressibilidade da água do mar:

$$c_s = \left(\frac{\partial \rho}{\partial P} \Big|_{S_A, \Theta} \right)^{-\frac{1}{2}}, \quad (1)$$

onde c_s é a velocidade do som, P é a pressão absoluta e ρ é a densidade, que por sua vez está empiricamente relacionada à temperatura (Θ) e à salinidade (S_A , JENSEN *et al.*, 2011; ROQUET *et al.*, 2015). Munk e Wunsch (1979) observam que a velocidade do som varia principalmente em função da temperatura e pressão, com as variações de salinidade exercendo um papel secundário.

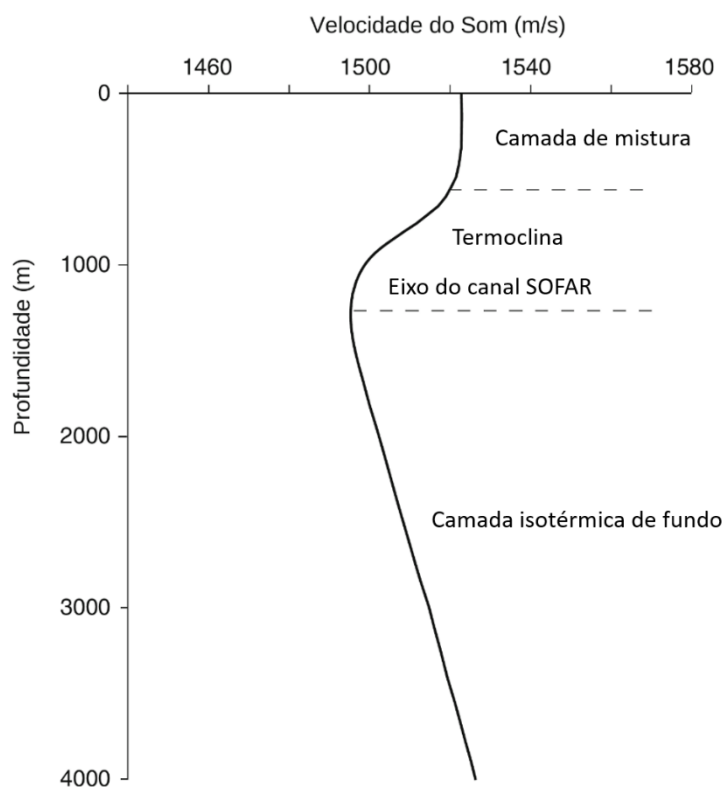
A coluna d'água nos oceanos é estratificada ao longo da profundidade, com massas d'água mais quentes e salinas ocupando a parte superior dos perfis e massas d'água mais frias ocupando a parte inferior dos perfis. Dessa forma, a velocidade do som também varia verticalmente com variações de propriedades da água do mar, sendo possível determinar regiões distintas no perfil típico. A Figura 8 apresenta um perfil médio representativo da velocidade do som ao longo da profundidade, válido para regiões tropicais e temperadas do oceano. O topo do perfil representa a camada de mistura, região aproximadamente isotérmica de temperaturas mais altas (ETTER, 2018).

Abaixo da camada de mistura, a velocidade do som decai devido à termoclina, região de elevado decaimento da temperatura, atingindo um valor mínimo em aproximadamente 1000m de profundidade. Abaixo, as variações de temperatura são bem menores e a velocidade do som cresce gradativamente com o aumento da profundidade. A extensão dos pontos de velocidade mínima ao longo dos perfis de velocidade do som é conhecida na literatura como o eixo do canal SOFAR (acrônimo em inglês para “*Sound Fixing and Ranging*”), região de grande importância para a propagação de ondas sonoras no interior do oceano e, portanto, para a comunicação de animais marinhos (ETTER, 2018).

A velocidade do som nos oceanos desvia do perfil médio em escalas temporais distintas, de acordo com os fenômenos oceanográficos que influenciam na distribuição da

temperatura, salinidade e pressão. Variações ocorrem na escala diária, relacionadas à radiação solar, na escala sazonal, relacionadas à formação da termoclina sazonal, na mesoescala com a ocorrência de frentes térmicas de correntes marítimas, vórtices e ondas internas (ETTER, 2003), e, também, potencialmente relacionada a ciclos interanuais e multidecadais de variabilidade na composição de massas d'água.

Figura 8 - Perfil representativo da velocidade do som nas regiões oceânicas tropicais e temperadas.



Fonte: Adaptado de Jensen et al. (2011).

2.2.2 Modelo acústico de traçado de raios

A velocidade do som é a principal variável estudada por oceanógrafos e geofísicos para a compreensão do ambiente acústico marinho (ETTER, 2018). No entanto, frequentemente também se faz necessário o uso de modelos de propagação acústica para a simulação do campo de ondas sonoras no meio marinho sob arranjos particulares de fontes sonoras e receptores. Como mencionado anteriormente, modelos acústicos também são a base de técnicas de inversão sísmica (YILMAZ, 1987). No presente trabalho foi utilizado o modelo *cTraceo* (SiPLAB, University of Algarve), pertencente à categoria dos modelos de traçado de raios acústicos de

feixes gaussianos, usualmente aplicados à tomografia acústica dos oceanos devido à capacidade dos raios acústicos de se refletir e refratar em um guia de onda estratificado como o oceano (EMANUEL; RODRIGUEZ, 2012).

Modelos de traçado de raios são considerados alternativas de implementação simplificada e de baixo custo computacional se comparados a modelos mais complexos como modelos de diferenças finitas. Além disso, fornecem uma estimativa visual do fluxo de energia. No entanto, possuem como principal desvantagem a aproximação de altas frequências embutida nas equações de raios (ETTER, 2018; JENSEN *et al.*, 2011). Dessa forma, o *cTraceo* foi selecionado para a aplicação sobre o grande volume de dados gerado pelos modelos oceânicos. Desvantagens usuais desse tipo de modelo foram mitigadas pelo arranjo do experimento acústico, tais como a reflexão errática em meios irregulares, mitigada pela suavização dos campos termohalinos dos modelos, e artefatos de reflexão em interfaces, uma vez que no presente trabalho só foram considerados efeitos de onda direta (mais detalhes do experimento com o modelo acústico na Seção 3.2.1).

As equações matemáticas que regem o modelo são derivadas da equação de onda, assim como os demais modelos de propagação acústica, tendo como ponto de partida a formulação mais usual da equação de onda, a equação diferencial parcial de segunda ordem dependente do tempo

$$\nabla^2 \Phi = \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2}, \quad (2)$$

onde ∇ é o operador de Laplace, Φ é uma função potencial, usualmente a pressão, c a velocidade do som e t o tempo (ETTER, 2018). A equação contém a aproximação da densidade constante e ignora correntes, de forma que sua aplicação nos oceanos assume que a variação da densidade causa um impacto negligenciável na propagação e que as velocidades de correntes oceânicas são pequenas em comparação à velocidade do som.

Aplicando a transformada de Fourier a ambos os lados da Equação 2 ($t \rightarrow \omega$, com a convenção $e^{i\omega\tau}$), obtém-se a equação de onda no domínio das frequências (ou equação de Helmholtz):

$$\left[\nabla^2 + \frac{\omega^2}{c^2} \right] \Phi = 0, \quad (3)$$

onde ϕ é a função potencial independente do tempo e ω é a frequência radial (EMANUEL; RODRIGUEZ, 2012; JENSEN *et al.*, 2011). Essa formulação equivale a uma solução harmônica de frequência única para a Equação 2 (ETTER, 2018).

Na sequência, assume-se que a função potencial (ϕ) é um produto de duas funções independentes: uma função proporcional à fase ($\omega\tau$), que evolui rapidamente, e uma função de amplitude (A) da pressão, que evolui lentamente e incorpora os efeitos da expansão geométrica (EMANUEL; RODRIGUEZ, 2012; ETTER, 2018), de forma que

$$\phi = Ae^{-i\omega\tau}. \quad (4)$$

Substituindo na Equação 3, mantendo apenas os termos reais e considerando a aproximação de altas frequências ($\omega \rightarrow \infty$), obtemos a Equação Eikonal

$$|\nabla\tau|^2 = \frac{1}{c^2}, \quad (5)$$

contendo apenas termos relacionados à fase da onda. A partir dos termos imaginários, obtemos a equação de transporte

$$2[\nabla A \cdot \nabla\tau] + A\nabla^2\tau = 0, \quad (6)$$

que possibilita a obtenção da amplitude (A).

A geometria dos raios, como veremos na subseção a seguir (Seção 2.2.2.1), é definida tomando somente a Equação Eikonal (5) como base e ignorando a Equação de Transporte (6). Modelos de traçado de raios, portanto, contém a aproximação de altas-frequências no seu cerne. A aproximação de altas-frequências e a divisão da função potencial são denominadas conjuntamente como a aproximação acústica geométrica e são realizadas sob a suposição de que o gradiente de velocidade do som varia pouco dentro de um comprimento de onda k . Em termos matemáticos, é necessário satisfazer a relação

$$\frac{1}{A}\nabla^2 A \ll k^2. \quad (7)$$

2.2.2.1 Tempo de trânsito e Equações Eikonais

A Equação Eikonal (5), não-linear, no contexto de traçado de raios, é solucionada pelo método das características, em que famílias de raios perpendiculares às frentes de ondas (curvas de nível de fase constante) são introduzidas. Com essas famílias de raios é possível definir *coordenadas de raios* e simplificar a Equação Eikonal cartesiana (5) em um conjunto de

equações eikonais lineares em coordenadas de raios. Para tal, define-se a função trajetória de raio $\mathbf{x}(s)$, onde s é o comprimento do arco ao longo do raio, de forma que o vetor tangente $d\mathbf{x}/ds$ tem valor unitário:

$$\frac{d\mathbf{x}}{ds} = c\nabla\tau, \quad (8)$$

uma vez que o vetor $\nabla\tau$ tem direção perpendicular às frentes de onda.

Combinando as Equações 5 e 8, obtemos a Equação Eikonal expressa em coordenada de raio (s)

$$\frac{d\tau}{ds} = \frac{1}{c}, \quad (9)$$

que é linear e facilmente solucionada para $\tau(s)$:

$$\tau(s) = \tau(0) + \int_0^s \frac{1}{c(s')} ds'. \quad (10)$$

O termo integral da Equação 10 é de particular interesse para a acústica submarina e representa o tempo de trânsito ao longo do raio, que modela o tempo de propagação da onda acústica. Uma interpretação física para a Equação 10 é que a fase da onda é atrasada por uma quantidade definida pelo tempo de trânsito (JENSEN *et al.*, 2011).

Ainda se faz necessário determinar a trajetória dos raios. A partir da combinação das Equações 5 e 8, manipulando-se os termos para obtenção de uma expressão dependente apenas do campo de velocidade, obtém-se então a expressão

$$\frac{d}{ds} \left(\frac{1}{c} \frac{d\mathbf{x}}{ds} \right) = - \frac{1}{c^2} \nabla c. \quad (11)$$

Modelos de traçado de raios 2D usualmente utilizam a simetria cilíndrica para eliminar a derivada na direção normal ao plano. Em coordenadas cilíndricas, no plano alcance-profundidade (r, z), o conjunto de Equações Eikonais que determinam a trajetória dos raios é expresso por:

$$\begin{aligned} \frac{dr}{ds} &= c\xi(s), & \frac{d\xi}{ds} &= - \frac{1}{c^2} \frac{\partial c}{\partial r}, \\ \frac{dz}{ds} &= c\zeta(s), & \frac{d\zeta}{ds} &= - \frac{1}{c^2} \frac{\partial c}{\partial z}, \end{aligned} \quad (12)$$

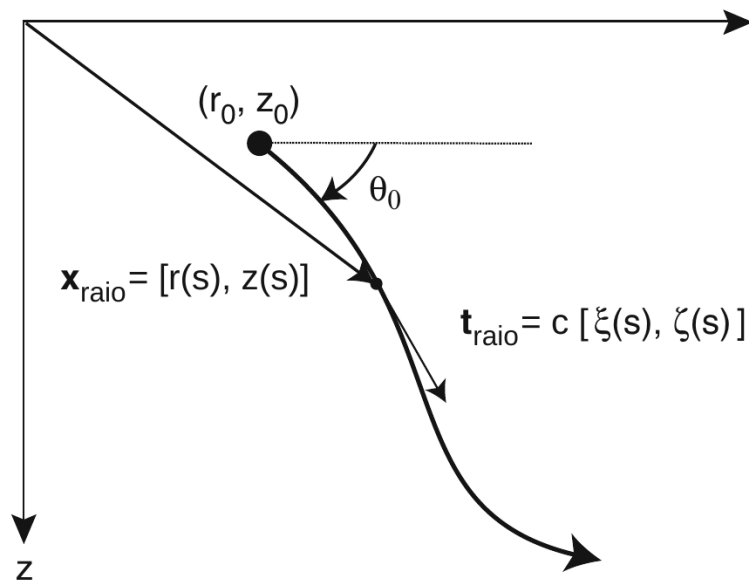
onde, $\xi(s)$ e $\zeta(s)$ são variáveis auxiliares introduzidas para que as equações pudessem ser escritas na forma de primeira ordem. Para cada ponto ao longo da trajetória de um raio existe um vetor posição $\mathbf{x}_{\text{raio}} = [r(s), z(s)]$ traçado da origem até o ponto e um vetor tangente à

trajetória do raio $\mathbf{t}_{\text{raio}} = [dr/ds, dz/ds] = c[\xi(s), \zeta(s)]$ (Figura 9). As condições iniciais para solucionar o conjunto de equações 12 são:

$$r = r_0, \quad z = z_0, \quad \xi = \frac{\cos(\theta_0)}{c(0)}, \quad \zeta = \frac{\sin(\theta_0)}{c(0)}, \quad (13)$$

onde (r_0, z_0) representa a posição da fonte, θ_0 o ângulo de incidência do raio e $c(0)$ a velocidade do som na posição da fonte. Com as equações descritas nessa seção, modelos de traçado de raios são capazes de determinar as trajetórias dos raios, dessa forma indicando a direção do fluxo de energia, e de calcular o tempo de trânsito. Alguns modelos de traçado de raios, classificados como modelos dinâmicos, são capazes também de solucionar a Equação de Transporte (6) para a obtenção da amplitude, que permite então a obtenção da pressão e resultados derivados, como a perda de transmissão (JENSEN *et al.*, 2011).

Figura 9 - Desenho esquemático de traçado de raios em coordenadas cilíndricas no plano (r, z) .



Fonte: Adaptado de Jensen et al. (2011).

2.2.2.2 Amplitude

Uma solução intuitiva para a Equação de Transporte (6) em termos de amplitude da pressão envolve a definição de um tubo de raios com um volume (V) definido por uma família de raios (Figura 10) e o princípio de conservação do fluxo de energia através do tubo (ETTER,

2018; JENSEN *et al.*, 2011). Através do Teorema de Gauss podemos obter a seguinte relação de conservação de energia:

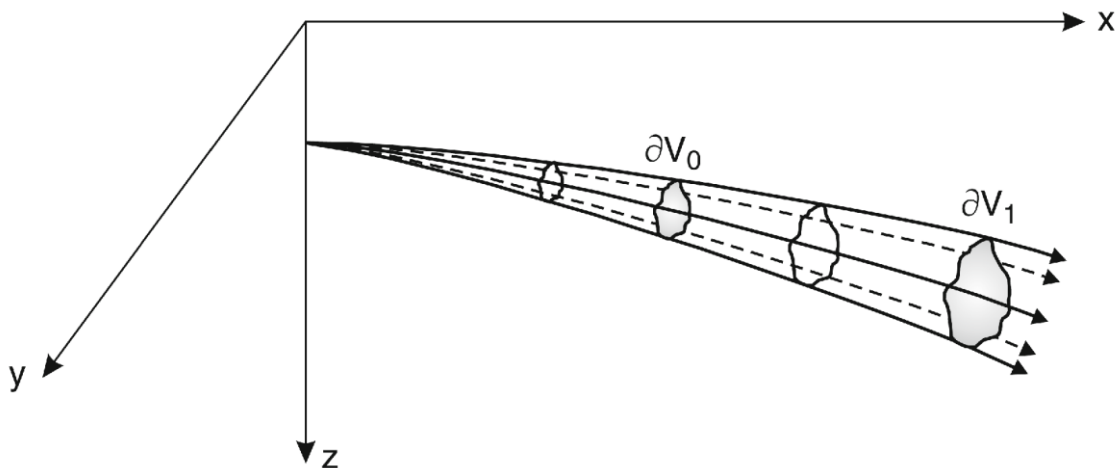
$$\int_{\partial V_0} \frac{A^2}{c} dS = \int_{\partial V_1} \frac{A^2}{c} dS = \text{const}, \quad (14)$$

onde ∂V_0 e ∂V_1 denotam as extremidades do tubo. Se tornarmos o tubo de raios infinitesimalmente pequeno e adotarmos o valor inicial de $s = 0$, encontramos que

$$A(s) = A(0) \sqrt{\frac{c(s) J(0)}{c(0) J(s)}}, \quad (15)$$

onde J é uma grandeza qualquer proporcional a área transversal do tubo (JENSEN *et al.*, 2011).

Figura 10 - Desenho esquemático de um tubo de raios.



Fonte: Jensen et al. (2011).

Uma outra dedução para obtenção da amplitude utiliza a definição de J como o Jacobiano, uma função que denota o espalhamento do tubo de raios:

$$J = \left| \frac{\partial \mathbf{x}}{\partial (s, \theta_0, \varphi_0)} \right|, \quad (16)$$

onde θ_0 e φ_0 representam ângulos auxiliares (declinação e azimute). Para o caso da simetria cilíndrica apresentada anteriormente (no sistema de equações 12), o Jacobiano torna-se dependente apenas de z , r e θ_0 e obtemos a mesma expressão encontrada anteriormente para a amplitude (Equação 15, JENSEN *et al.*, 2011).

No entanto, um conjunto de equações diferenciais definidas nas proximidades dos eixos dos raios, denominadas equações de traçado de raios dinâmico, são computacionalmente

mais simples de serem utilizadas. Os parâmetros auxiliares p e q são introduzidos no cálculo da pressão, sendo este último proporcional ao Jacobiano e sendo ambos relacionados pelas equações dinâmicas

$$\frac{dq}{ds} = cp(s), \quad \frac{dp}{ds} = -\frac{c_{nn}}{c^2(s)}, \quad (17)$$

onde c_{nn} é a curvatura da velocidade do som na direção normal à trajetória do raio, e, no caso bidimensional, em termos das variáveis auxiliares definidas no conjunto de equações 12, pode ser obtida com a expressão

$$c_{nn} = c^2 \left(\frac{\partial^2 c}{\partial r^2} \zeta^2 - 2 \frac{\partial^2 c}{\partial r \partial z} \zeta \xi + \frac{\partial^2 c}{\partial z^2} \xi^2 \right). \quad (18)$$

Com uma escolha fortuita de condições iniciais de p e q e utilizando-se das condições iniciais do problema canônico de uma fonte sonora pontual em um oceano cilíndrico uniforme, obtemos a seguinte expressão para a amplitude (EMANUEL; RODRIGUEZ, 2012; JENSEN *et al.*, 2011):

$$A = \frac{1}{4\pi} \left| \frac{c(s) \cos \theta_0}{rc(0)q(s)} \right|^{1/2}. \quad (19)$$

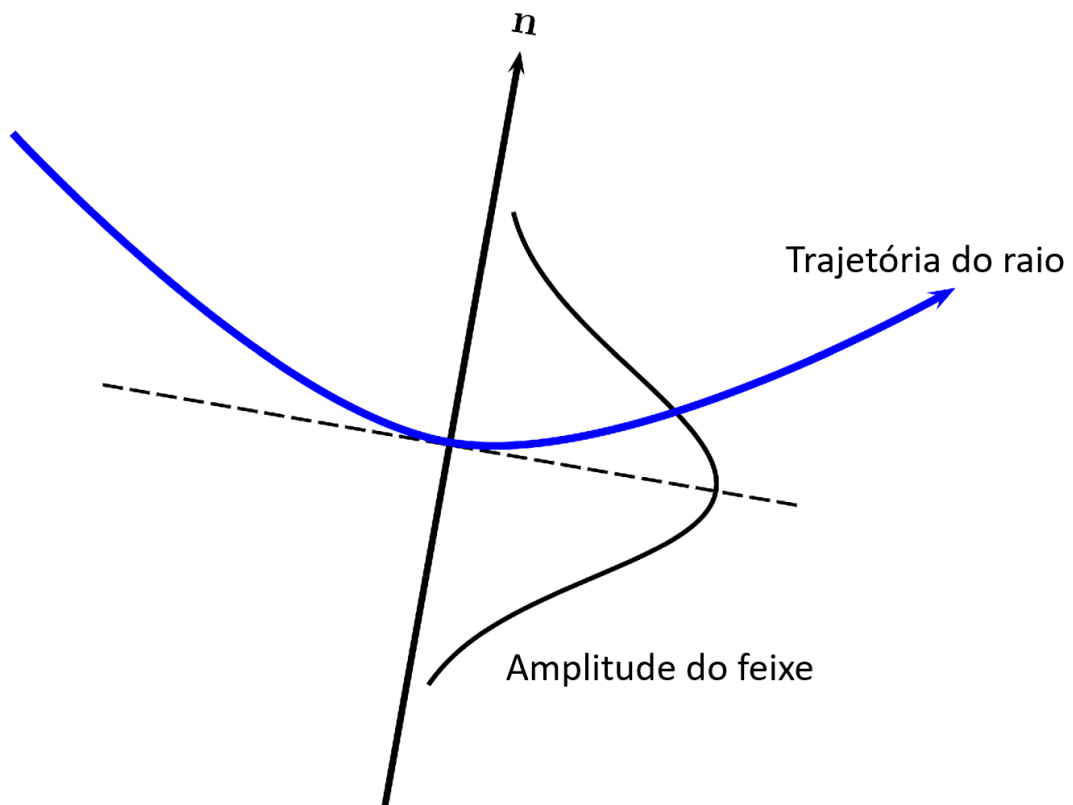
No entanto, a denominada solução clássica para a amplitude apresenta singularidades nas regiões em que os tubos de raios convergem em um único ponto. O Jacobiano, assim como o parâmetro q , se iguala a zero nesses momentos e a divisão por zero torna a solução da amplitude impossível. Esse problema pode ser solucionado com a introdução da aproximação dos feixes gaussianos, onde cada raio é considerado como eixo central de um feixe com distribuição de intensidade gaussiana ao longo de sua direção normal (Figura 11, EMANUEL; RODRIGUEZ, 2012; ETTER, 2018; JENSEN *et al.*, 2011).

Matematicamente, essa aproximação é implementada escolhendo-se valores complexos para os parâmetros p e q de forma a forçar um decaimento exponencial de intensidade em torno do eixo central (trajetória do raio). A largura e curvatura do feixe gaussiano são determinadas pelas partes real e imaginária da combinação dos parâmetros p e q . Especificamente no modelo *cTraceo* é utilizada uma formulação alternativa para a amplitude que elimina a dependência do alcance (r) e evita problemas relacionados à reflexão de raios em direção à fonte (EMANUEL; RODRIGUEZ, 2012). Abaixo, a expressão completa para obtenção da pressão acústica:

$$P(s, n) = \frac{1}{4\pi} \left| \frac{c(s)}{c(0)} \frac{\cos\theta_0}{q_{\perp}(s)q(s)} \right|^{1/2} \exp \left[-i\omega \left(\tau(s) + \frac{1}{2} \frac{p(s)}{q(s)} n^2 \right) \right], \quad (20)$$

onde é introduzido mais um parâmetro, o q_{\perp} , e o primeiro termo, fora da função exponencial, equivale a amplitude da pressão.

Figura 11 – Representação de um feixe gaussiano exemplificando o decaimento da amplitude em torno da trajetória do raio.



Fonte: Adaptado de Emanuel e Rodrigues (2012).

2.2.2.3 Atenuação volumétrica

A solução obtida para a amplitude na seção anterior (Seção 2.2.2.2) ainda não incorpora perdas por atenuação volumétrica e perdas introduzidas por reflexão em interfaces entre meios diferentes. Este último fator será ignorado no presente trabalho uma vez que o experimento com o modelo acústico ignorou raios refletidos (mais detalhes do experimento acústico na Seção 3.2.1). Para incluir essas perdas, a amplitude A é substituída pela amplitude corrigida a :

$$a = A\phi_r\phi_v, \quad (21)$$

onde ϕ_r representa a o decaimento total devido às reflexões em interfaces e ϕ_v representa o decaimento total devido à atenuação volumétrica.

O fator de atenuação volumétrica é dado por:

$$\phi_v = e^{-\alpha_T s}, \quad (22)$$

onde s é o comprimento do arco, α_T é a atenuação de Thorpe dependente da frequência (dB/m), que por sua vez calculada por:

$$\alpha_T = \frac{40f^2}{4100 + f^2} + \frac{0.1f^2}{1 + f^2}, \quad (23)$$

onde f é a frequência em kHz.

Pedro Lins de Souza

Applied Acoustics

Use of a reanalysis and a regional ocean model to estimate the impact of sound speed variability and mesoscale eddies on acoustic rays over the Santos Basin pre-salt
--Manuscript Draft--

| | |
|--------------------|-----------------|
| Manuscript Number: | APAC-D-22-01174 |
| Article Type: | Research Paper |

3 USE OF A REANALYSIS AND A REGIONAL OCEAN MODEL TO ESTIMATE THE IMPACT OF SOUND SPEED VARIABILITY AND MESOSCALE EDDIES ON ACOUSTIC RAYS OVER THE SANTOS BASIN PRE-SALT

Esta seção é destinada a apresentação do artigo científico submetido à revista Applied Acoustics como parte dos requisitos para a obtenção do grau de mestre em Oceanografia pela Universidade Federal de Santa Catarina.

Florianópolis

2022

ABSTRACT

The geophysical investigation of ultradeep oil reservoirs (>2000 m water depth) at Southeastern Brazil may be improved by the characterization of the ocean sound speed variability. In this study, the Mercator Ocean Reanalysis (1/12°) and a regional, high-resolution ocean model (1/36°) were used for the analysis of the sound speed spatial and temporal variability, as well as the estimation of acoustic rays' travel times, amplitudes, and trajectories variability over the Santos Basin Pre-salt using an bottom receiver acquisition geometry. Additionally, autonomous eddy tracking was employed to assess the effects of eddies on acoustic propagation. The sound speed content was vertically averaged by water mass layers for the estimation of linear trends, mean residuals, and Empirical Orthogonal Functions (EOFs). Trends were mostly positive and had higher module on the intermediate layer. EOF analysis corroborates the trends found and indicates interannual oscillations in both models. Occurrences of eddies dominated the subsurface sound speed (150 m to 1,000 m) and travel time temporal variability, with the eddies' centers proximity and eddy amplitudes influencing the intensity of sound speed and travel time anomalies. Eddy tracking indicated that instances of the Cabo Frio Eddy, Cabo São Tomé Eddy, eddies generated on the Vitória-Trindade Chain, and eddies from the Agulhas corridor reached the Santos Basin Pre-salt region. Acoustic amplitudes and ray trajectories showcased a clear annual cycle related to the mixed layer' seasonality, although amplitudes on receivers farther from the source also suffered from the eddies' influence.

Keywords: Speed of sound. Submarine acoustics. Ray Tracing. Travel time. Mesoscale eddies.

3.1 INTRODUCTION

The oceanic region off the coast of Southeastern Brazil comprises the Santos Basin, a major region of hydrocarbon production boosted in the last decades by the discovery of some of the world's largest oil fields and reserves in the Pre-salt geological layer (ZHANG *et al.*, 2019). The fields located in ultradeep waters (>2000 m water depth) under irregular salt geometries impose several challenges for both the geophysical exploration, applied on the discovery and management of reserves, and engineering, increasing intervention costs, such as

infill drilling necessary for reservoir stability. In recent years, the use of time-lapse (4D) seismic surveys with Ocean Bottom Node (OBN) technology applied on reservoir management has enabled researchers to overcome some obstacles minimizing the underwater propagation of sound, while also obtaining the required azimuth and illumination to image the complex salt geometries and repeatability, in order to recover the relatively faint 4D signal of the carbonate reservoirs located at depths over 5000 m (BLANCH *et al.*, 2020; BORGES *et al.*, 2022; CYPRIANO *et al.*, 2019).

Improving the repeatability of time-lapse seismic surveys, the resulting seismic images will likely provide insights to the reservoir's changes in time. Moreover, with sufficient signal-to-noise ratio, quantitative interpretation can be obtained from the velocity data, such as pressure and fluid saturation. In that context, water column sound speed variability, albeit low in magnitude, may lead to significant structural errors since time-lapse surveys can be performed from months to years apart and the ocean acoustic environment is expected to vary relatively rapidly due to fronts, mesoscale eddies, internal waves, among other ocean processes (JENSEN *et al.*, 2011). It follows that, fields with faint 4D signals, such as the Santos Basin Pre-Salt oil reservoirs, require adjustments to the water column sound speed models. Borges *et al.* (2022), using an elastic seismic model of a reservoir in the central area of Santos Basin, found that accurate water velocity models reduced 4D noise that tracked strong reflections.

Refinements to the water column sound speed can be achieved with inversion techniques that associate sound speed perturbations to arrival time variations, often modeled as travel times using ray-theoretic methods, although initial sound speed models are still needed (HUANG, 2016; MUNK; WUNSCH, 1979; SKARSOULIS; CORNUELLE, 2004). Ray tracing models are primarily based on the eikonal equations in ray coordinates, that determine ray trajectories, and, as such are inherently high-frequency approximations of the time-independent wave equation (JENSEN *et al.*, 2011).

Other approximations worth mentioning are the constant density in the standard wave equation and the single frequency plane wave assumption that allows the separation of pressure (or the potential function) into a rapidly evolving phase function and slower amplitude function that incorporates geometric spreading among other losses. Usually, 2D ray tracing also rely on cylindrical coordinates with the underlying assumption of radial symmetry. The upside from the series of simplifications is the resulting linearization of the eikonal equations, allowing

travel times to be easily obtained by integrating slowness (the reciprocal of sound speed) along each ray (ETTER, 2018; JENSEN *et al.*, 2011).

The class of ray tracing models accounted for the majority of acoustic propagation models in the early years of computational ocean acoustics due to its low processing cost and the rays' ability to refract and reflect in a stratified wave guide such as the ocean. Additionally solving ray trajectories typically requires few user inputs: sound speed, source position and launching angle and the rays' trajectories provide a useful visualization tool as they indicate the direction of energy propagation. At present, however, mainly due to their inherent high-frequency approximation, this class of models have lost space in favor of acoustic propagation models that directly use a numerical integration of the wave equation (ETTER, 2018; JENSEN *et al.*, 2011). Other ray tracing drawbacks must be considered depending on each particular application, such as the reproduction of unrealistic shadow zones and the erratical behavior on unsmoothed sound speed fields (JENSEN *et al.*, 2011).

Despite that, ray tracing models are largely used in ocean acoustics, especially in long-range ocean tomography (HUANG, 2016; MUNK; WUNSCH, 1979) and on-board ships in the operational environment, where the lower computational time is an advantage (JENSEN *et al.*, 2011). Apart from the traditional use of the model as the kernel of seismic inversion schemes, ray tracing models can also be used as a complementary tool to more complex inversion techniques, such as the application described by Blanch *et al.* (2020) in which a ray model was used to refine the initial parameters of a Full Wave Inversion (FWI) scheme, improving the retrieval of subsalt sound speed on an OBN geometry array.

Since travel times represent only the phase difference along the rays, the so-called kinematic ray tracing models were developed with the extended capability of amplitude calculation, allowing the obtention of the full pressure field. Amplitudes are obtained from the transport equation and the geometrical properties of the cross-section of ray bundles; in the 2D case, kinematic ray tracing models emit ray tubes instead of the traditional single rays (CHAPMAN, 2004). The caveat of this method is that when the rays of the tube converge to a single point, a singularity occurs and the solution is broken. Modern ray tracing models designed for ocean acoustics, such as the Traceo model (or its C port - "cTraceo", used in this work) implement gaussian beams that mitigate this issue and geometrical rays that applies a triangular window to the ray beam, attenuating numerical artifacts (CAMARGO RODRÍGUEZ *et al.*, 2012; EMANUEL; RODRIGUEZ, 2012; JENSEN *et al.*, 2011).

Considering the application of ray tracing by the hydrocarbon industry, the outcomes of the models appear to be sensible to the definition of the water layer's sound speed, as Han, Sum and Wang (2012) pointed out that the comparison between results of a ray tracing model using an isovelocity water layer and a realistic water layer yielded differences in ray trajectories, travel times, and amplitudes, the latter being the most affected variable. Travel time differences between the realistic water layer model and the isovelocity model were higher at the zero-offset position (directly under the source).

The main dynamic feature along the southeastern margin of South America is the Brazil Current (BC), the western boundary current of the South Atlantic's subtropical gyre, that flows in the poleward direction over the continental shelf slope (PETERSON; STRAMMA, 1991). The BC flow is connected and maintained by the southern branch of the South Equatorial Current (SSEC), which encounters the western boundary at depth-dependent latitudes (SCHMID, 2014; STRAMMA; ENGLAND, 1999). The BC flow associated with the warm and saline Tropical Water (TW) is intensified and deepened (500 m) south at 22°S, by the apport of the South Atlantic Central Water (SACW), which is the subtropical gyre's thermocline water mass (CIRANO *et al.*, 2006; PEREIRA *et al.*, 2014).

At intermediate depths (800 m–1,000 m), the SSEC is zonally oriented and transports the Antarctic Intermediate Water (AAIW) to the western boundary at 30°S (BOEBEL *et al.*, 1999; STRAMMA; ENGLAND, 1999). Although the zonal flow at 30°S has its core at intermediate depths, it is still present throughout the top 1000 m of water column (LUKO *et al.*, 2021; RODRIGUES *et al.*, 2010; SCHMID, 2014; VIANNA; MENEZES, 2011) and is aided by a recirculation cell of the Brazil Current (RODRIGUES *et al.*, 2010; STRAMMA; ENGLAND, 1999).

Even though the ultradeep fields in Santos Basin do not suffer the direct influence of the BC, the shedding of eddies due to the current's meanders and instabilities can reach those locations (ANDRIONI *et al.*, 2013). Mesoscale eddies are coherent, rotational structures, 50 km to 300 km wide, found throughout all global oceans (CHELTON; SCHLAX; SAMELSON, 2011) and are major drivers of sound speed variability due to the vertical displacement of isopycnal levels and the transport of water and thermohaline properties in their core (FAGHMOUS *et al.*, 2012; JENSEN *et al.*, 2011; JIAN *et al.*, 2009).

Some eddies along the BC flow are semi-permanent features recurrently generated by the shelf break morphology and baroclinic instabilities, such as the anticyclonic Abrolhos Eddy

(AE) and the cyclonic Cabo Frio Eddy (CFE) and Cabo São Tomé Eddy (CSTE, CALADO; GANGOPADHYAY; DA SILVEIRA, 2006; CAMPOS, 1995; SOUTELINO; GANGOPADHYAY; DA SILVEIRA, 2013).

Westward propagating eddies, mostly anticyclones, also reach the basins' oceanic area through an “eddy corridor”, connecting the Agulhas Current Retroflexion with the western boundary (CHELTON; SCHLAX; SAMELSON, 2011; GUERRA; PAIVA; CHASSIGNET, 2018; LAXENAIRE *et al.*, 2018) and may cause deviations in the thermohaline profiles up to a depth of 1,000 m (GUERRA; PAIVA; CHASSIGNET, 2018). Recently, Wang *et al.* (2021) characterized the tridimensional structure of eddies on the Brazil Current domain using reanalysis data and found temperature anomalies reaching a mean depth of 900 m, with two local maxima in anticyclonic eddies near 200 m and 400 m.

Eddies affect acoustic propagation in several different ways. Jian *et al.* (2009) identified, through the transmission loss at different depths, that an anticyclonic eddy that displaced the SOFAR axis ~200 m downwards induced acoustic energy leakage to the SOFAR channel. Similarly, Chen, Ma and Liu (2018) linked anticyclonic eddies to a deeper mixed surface layer that increased surface duct energy leakage for lower frequencies. Powell, Kerry and Cornuelle (2013), using an ocean model of an intense eddy activity region on the Philippine Sea, found that time variability of along ray travel times was mainly explained by eddy advection close to the acoustic source. High-frequency internal waves and internal tide, that also influenced acoustic propagation, caused variations of one order of magnitude below the variations caused by eddy advection. Ray trajectories were also influenced by the occurrence of eddies along the propagation range, increasing and decreasing travel times of direct wave rays.

Even though the Southwestern Atlantic has been investigated with ocean modeling experiments for a variety of applications (COMBES; MATANO; PALMA, 2021; DA ROCHA FRAGOSO *et al.*, 2016; PALMA; MATANO; PIOLA, 2004, 2008), comparatively fewer studies have addressed the ocean acoustic environment and those focused on the coastal upwelling of Cabo Frio (CALADO. *et al.*, 2018; CODATO *et al.*, 2012). This paper aims to – with the use of an ocean reanalysis and a regional ocean model – characterize the sound speed spatial and temporal variability on the region encompassing the Santos Basin and estimate the corresponding temporal variations of acoustic ray travel times, amplitudes, and trajectories in the Santos Basin Pre-salt, with a focus on mesoscale eddies effects on propagation. The

purposes were designed to set a basis to understand the oceanographic forcing that needs to be accounted for to achieve better repeatability or provide insights to correct sound speed models in 4D seismic imaging with OBN-type acquisition.

The $1/12^\circ$ global Mercator Ocean reanalysis (hereafter, GLORYS) with eddy-resolving resolution was used along with a high-resolution nested ROMS application ($1/36^\circ$ on the child grid) focused on the Brazilian Shelf margin (hereafter, BrazilShelf). Travel time anomaly and amplitude anomaly time series were obtained for an array of 10-bottom nodes positioned with increasing offset from the location of the acoustic source at the center of the Acoustic Section. Ray trajectories were used to compute a time series of the length of the ocean floor reached by acoustic rays. Autonomous eddy identification and tracking was conducted on the models' sea surface height and the results were compared with the time series obtained from the acoustic model.

Figure 12 - Studied region within the South Atlantic Ocean. The magenta box indicates the selected region for the sound speed spatial and temporal variability analysis; the yellow star indicates the location of the Acoustic Section within Santos Basin, used with the ray tracing model; the gray box and the red box represent, respectively, the eddy tracking area for GLORYS and BrazilShelf. The area indicated by the red box also corresponds to BrazilShelf's parent grid domain.

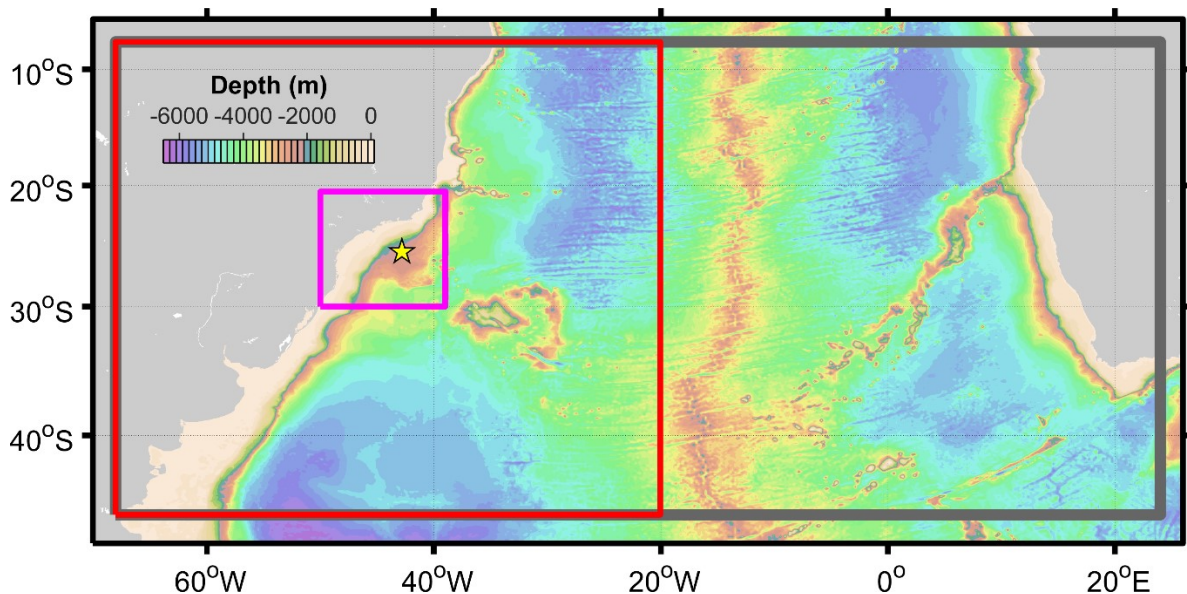


Fig. 12 indicates the domain defined for the spatial and temporal sound speed analysis (magenta box) as well as the location of the Acoustic Section (yellow star). The defined domain encompasses the Santos Basin and is entirely contained within the BrazilShelf's high-resolution child grid ($1/36^\circ$). Eddy tracking was performed on a domain that encompasses the subtropical

gyre in GLORYS (black box) and on the entirety of the parent grid domain in BrazilShelf (red box).

In Methods (Section 3.2), after a short introduction to the ray tracing model (Section 3.2.1), the Section 3.2.2 contains a brief description of the ocean models as well as an evaluation of the models with *in situ* data. The remaining subsections address the spatial and temporal variability on water masses layers (Section 3.2.3) and the eddy detection and tracking methodology (Section 3.2.4). The results are divided in two sections: on Section 3.3.1, the long temporal extension considered (1993-2015) allowed the identification of long-term trends and interannual fluctuations on the models' depth averaged sound speed layers.

On Section 3.3.2, the results from the ray tracing model and eddy tracking are presented. Lastly, Section 3.4 discusses and summarizes the combined results from the sound speed temporal and spatial variability, eddy tracking and ray tracing analysis.

3.2 METHODS

3.2.1 Ray tracing acoustic model

The cTraceo Gaussian beam ray tracing model (SiPLAB, University of Algarve) was applied on a 2D sound speed vertical section located at ~2000 m depth in the Santos Basin region derived from the ocean models' results. Geometrical ray methods are computationally efficient, when compared with direct solutions of the wave equation (CARDARELLI, 2003) and suitable for repeated application on the model results.

The sound speed vertical sections were obtained at every 5 days by bilinear horizontal regridding and cubic vertical interpolation of each ocean models' temperature and salinity fields. The resulting sound speed section had a 5 m vertical and horizontal resolution, and sound speed was later obtained with the Gibbs SeaWater (GSW) Toolbox (ROQUET *et al.*, 2015), compliant with the Thermodynamic Equation of Seawater 2010 – TEOS10.

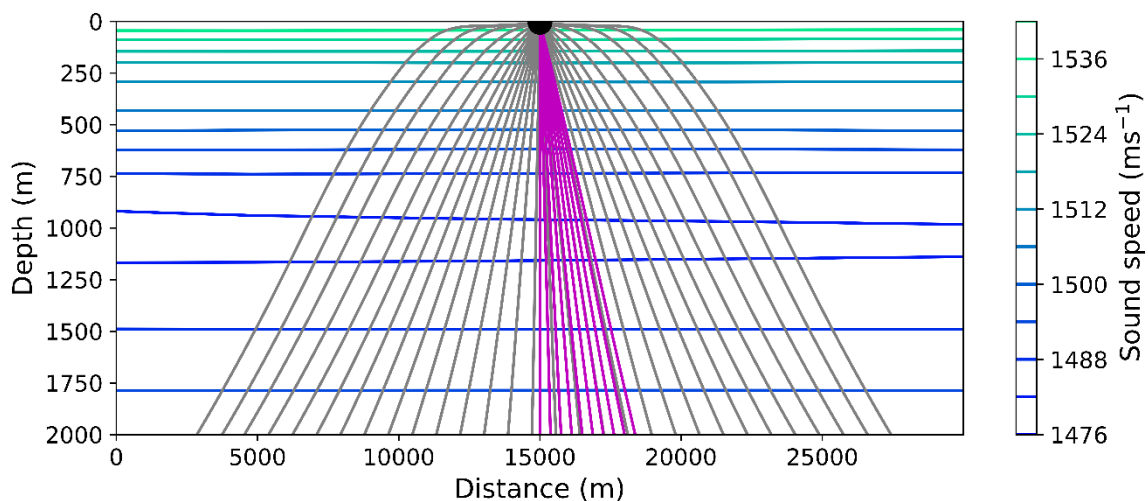
The geometry was configured as a bottom receiver type acquisition, with the source located at 5 m depth and mid-range of the 30 km section, from which rays were emitted downwards with an angle increment of 0.0018° , covering 180° (Fig. 13). The frequency was defined as 50 Hz, compatible with airgun-type sources (BIESCAS *et al.*, 2008; BUFFETT *et al.*, 2009; HOLBROOK, 2003). An array of 10 bottom receivers was positioned with 375 m

spacing aligned with the source coordinate, at the center of the section, and single eigenrays, rays that connect the source and receiver positions, were obtained by the nearest ray method. The number of receivers in the receiver line and spacing is compatible with OBN acquisitions previously conducted in Santos Basin.

Travel times and amplitudes were computed for the eigenrays and further discussed, while the ray trajectories were used to compute the diameter of the circular area on the ocean floor reached by the acoustic rays, hereafter referred to as the length of the ocean floor reached by acoustic rays. Henceforth, unless explicitly stated otherwise, travel time will designate the zero offset travel time at mid-section range.

The travel time and amplitude series computed at the receiver locations were demeaned to obtain anomaly time series. The resulting time series obtained from the acoustic model, the travel time anomaly, amplitude anomaly and the length of the ocean floor reached by the acoustic rays, were cross examined with sound speed anomaly diagrams and eddy tracking results aiming at identifying the physical forcings that take part into sound propagation variability in the water column.

Figure 13 - Ray trajectories over sound speed at the Acoustic Section. Gray rays indicate ray shots with a 0.018° interval (down sampled to 30 equidistant rays for visualization), and magenta rays represent the eigenrays connecting the source to the 10-bottom receiver array where the travel time and amplitude temporal series were obtained.



3.2.2 Ocean models

3.2.2.1 *GLORYS Reanalysis*

Ocean reanalysis models combine hydrodynamic modeling, based on the primitive fluid equations, with the assimilation of all the available satellite and *in situ* data and are intended for general circulation and climatic studies (ZUO *et al.*, 2019). The Mercator Ocean GLORYS12v1 (GLORYS) is a reanalysis product from the Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS), aimed at providing the ocean state during an era of unprecedented availability of data (1992 to present day), with eddy-resolving horizontal resolution ($1/12^\circ$) and daily averaged results (LELLOUCHE *et al.*, 2012).

The model is forced with ERA-Interim atmospheric fluxes (DEE *et al.*, 2011) at the surface and assimilates along-track satellite altimetry from CMEMS, SST from the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), and *in situ* measurements collected in the Coriolis Ocean Dataset for Reanalysis (CORA), including ARGO floaters temperature and salinity profiles. Floaters from the ARGO Project represents the main source of subsurface thermohaline data available in the CORA dataset due to the high spatial and temporal coverage if compared to ship *in situ* data. The first ARGO profiles became available in Santos Basin from 2004 onward according to the data selection tool available at https://nrlgodae1.nrlmry.navy.mil/cgi-bin/argo_select.pl. The reanalysis also has a 3D-VAR scheme that corrects large-scale temperature and salinity bias (LELLOUCHE, *et al.*, 2018). GLORYS correctly represented the dynamic of the Southwestern Atlantic Ocean region that includes the southern portion of the Brazil Current (ARTANA *et al.*, 2018; ARTANA *et al.*, 2021).

3.2.2.2 *BrazilShelf regional model*

The regional model used in this study, named BrazilShelf in this study, is validated and described in detail by Combes *et al.* (2021), but we have included a short description for clarification. The numerical model in use is the Regional Ocean Modelling System (ROMS), which belongs to the class of primitive equations, terrain-following ocean models

(SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005). The ROMS-Agrif version with nesting capability was employed with a two-way nested configuration, where a high-resolution child grid is embedded into a coarser resolution parent grid. The parent grid had $1/12^\circ$ resolution and covered the region between the latitudes $7^\circ 37'S$ - $45^\circ 45'S$ and longitudes $20^\circ 03'W$ - $68^\circ 02'W$ (Fig. 12, red box), that encompasses most of the Brazilian and Argentinian margins. The child grid had a finer resolution of $1/36^\circ$ (approximately 3 km at the studied site) and focused on the southern Brazilian margin between latitudes $20^\circ 30'S$ - $35^\circ 42'S$ and longitudes $38^\circ 57'W$ - $54^\circ 57'W$. Both child and parent models had 40 sigma levels and the results were averaged to a 5-day interval.

At the surface, the models were forced with 3-day averaged ERA-Interim atmospheric fluxes (same as GLORYS) and parent model received boundary conditions from the ROMS experiment described in Combes and Matano (COMBES; MATANO, 2018), which covered the entire southern hemisphere and had eddy-permitting ($1/4^\circ$) resolution. The inclusion of monthly mean freshwater discharge of the Rio de La Plata and the Patos' Lagoon was also implemented for the entire simulation period to balance the models' salinity and the representation of the continental shelf water masses.

Unlike GLORYS, BrazilShelf did not incorporate data assimilation. Nevertheless, it still provided a good representation of the Western Boundary current system, the SSH seasonal and interannual variability in the continental shelf waters and the continental and oceanic shelf exchanges (COMBES; MATANO; PALMA, 2021).

Although the child grid is better suited for the mesoscale representation, the parent grid still has eddy-resolving capability and due to its larger geographical coverage, the parent model's free surface was used for eddy identification and tracking. The remaining analysis, including all sound speed related calculations were performed on the child model.

3.2.2.3 Evaluation with *in situ* data

To assess the use of Ocean General Circulation Models (OGCMs) results for acoustic purposes, the sound speed and travel time bias between the model-derived sound speed profiles and two sets of *in situ* data were estimated: 1) all the available ARGO floaters temperature and salinity delayed profiles (quality controlled) obtained from the US Global Data Assembly Center (USGDAC) data selection tool (https://nrlgodae1.nrlmry.navy.mil/cgi-bin/argo_select.pl) from 2004 to 2015 and 2) conductivity, temperature, and depth (CTD)

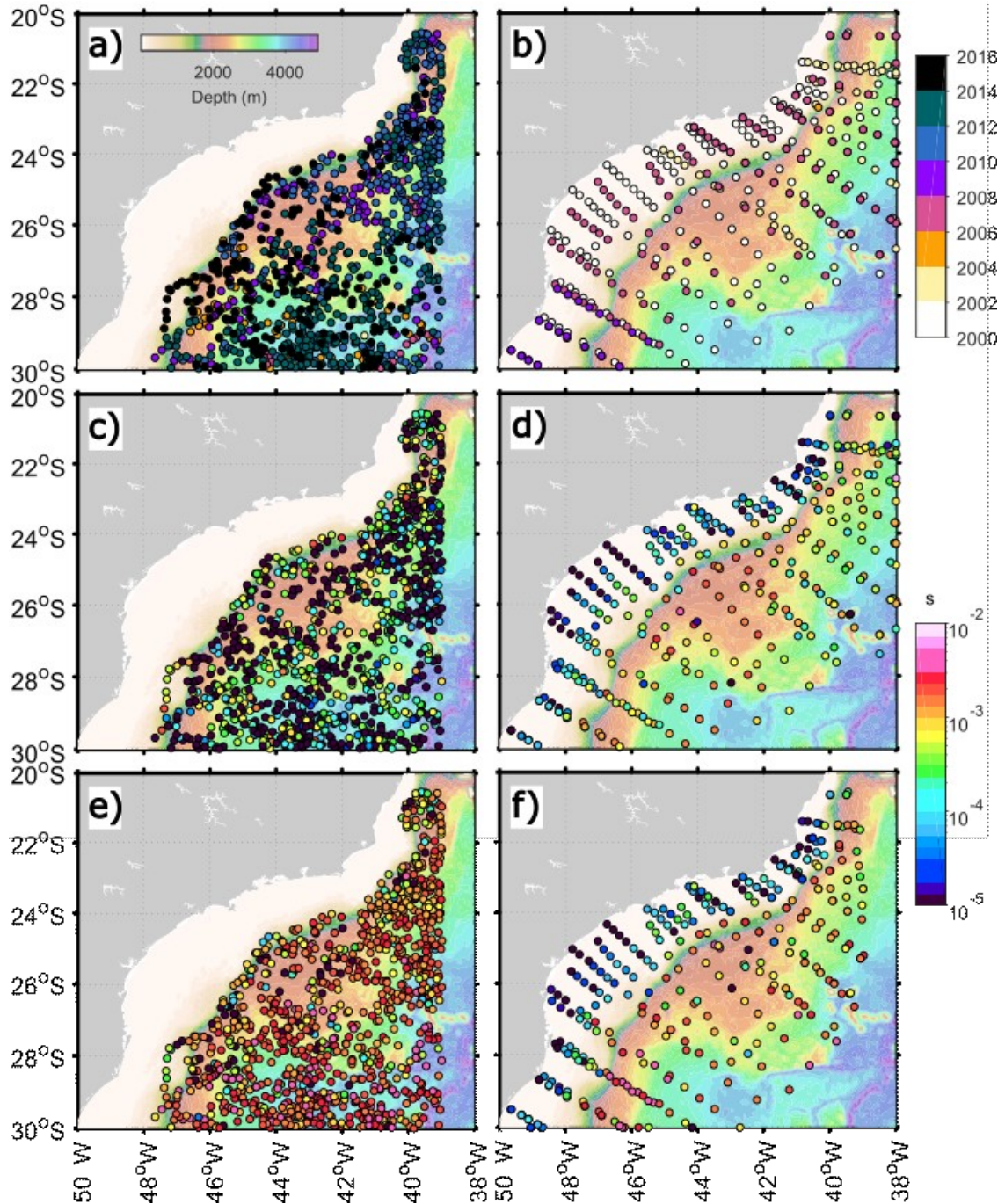
profiles from the Brazilian Navy's Southeastern Ocean 1, 2, 3, and 4 and South Ocean 1 and 2 Commissions, conducted from 2000 to 2010. The quality-controlled dataset was gently provided by the Petroleo Brasileiro S.A. (Petrobras) Research Center, although, the original data is freely available through the National Oceanographic Data Repository (BNDO, in Portuguese).

For each profile location within the geographic box 20°S-30°S and 45°W-38°W, temperature and salinity profiles were obtained with spatial linear interpolation from the model results at the closest reference time. Sound speed was obtained from both the in situ and model-derived thermohaline profiles, using the GSW toolbox, and zero-offset travel time was calculated for each 1D profile. Sound speed profile bias was defined as $c_{\text{real}} - c_{\text{model}}$ at each depth level and travel time bias was defined as $\tau_{\text{real}} - \tau_{\text{model}}$, and both were computed for each profile location. Travel time biases are presented in scatter maps in Fig. 14, while the combination of all the sound speed profile biases for each evaluation are presented in Fig. 15.

The evaluation with ARGO floaters indicated lower differences in GLORYS results than BrazilShelf's, as expected, since GLORYS assimilates ARGO data through the CORA dataset. ARGO profiles were available in Santos Basin starting from 2004. Travel time bias at most locations in GLORYS was within the 10^{-5} s and 10^{-4} s range, and several locations presented bias in the lower category near 10^{-6} s. The bias distribution in GLORYS did not appear closely related to profile measurement date (Fig. 14a). Higher errors (above 10^{-3} s) found near the locations of the semi-permanent Cabo Frio Eddy (CFE), Cabo de São Tomé Eddy (CSTE), and Cabo de Santa Marta Eddy (CSME) might be attributed to temporal and spatial differences in the model representation of the mesoscale.

BrazilShelf and ARGO's map (Fig. 14e) presented travel time bias orders of magnitude above GLORYS' map, contained mostly within the 10^{-3} s to 10^{-2} s range. Bias increased in the south direction and smaller errors (from 10^{-3} s to 10^{-5} s) were more frequent between the shelf break and the 2,500 m isobath, possibly because the BrazilShelf modes were calibrated for accurate representation of the southwestern Brazilian continental shelf waters (COMBES; MATANO; PALMA, 2021). Since most of the profiles south of 26°S were sampled from 2012 to 2014, this period corresponds to the time span of higher bias between the BrazilShelf model and the ARGO travel times.

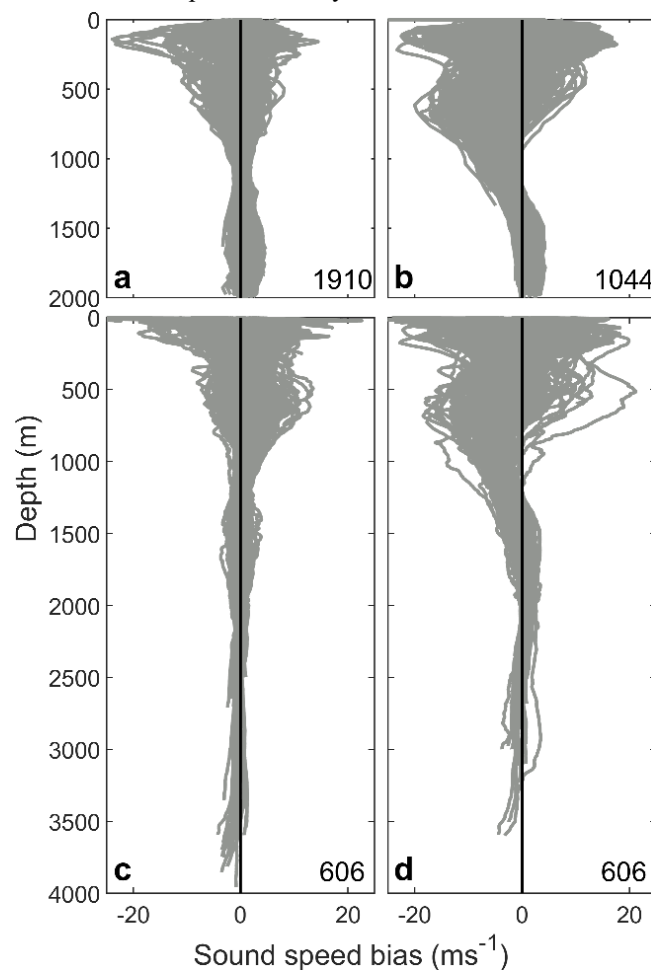
Figure 14 – Reference dates of a) ARGO and b) CTD profiles and travel time bias between c) GLORYS and ARGO, d) GLORYS and CTD, e) BrazilShelf and ARGO, and f) BrazilShelf and CTD color-coded in log scale. Each panel also displays ETOPO's bathymetric contours for reference.



The CTD sampling along transect lines covered both the oceanic basin and continental shelf regions, with some transects conducted before the first ARGO profiles, between 2000 and 2010 (Fig. 14b). On the shelf region, zero offset travel time bias was often below 10⁻⁴s on both

models due to shallower bathymetry. The comparison between GLORYS and CTD data (Fig. 14d) displayed overall smaller bias than the comparison between the CTD data and the BrazilShelf results (Fig. 14f). It should be noticed that the comparison between the independent

Figure 15 – Sound speed profiles bias between a) GLORYS and ARGO, b) BrazilShelf and ARGO, c) GLORYS and CTD, and d) BrazilShelf and CTD for all of the profiles within the geographic box selected for sound speed spatial and temporal variability analysis (magenta box in Fig. 12). The total number of profiles is indicated at each panel. All the panels share the same vertical scale. Panels a) and b) are truncated at 2,000 m, the maximum depth reached by the ARGO floaters.



dataset for GLORYS yielded bias mostly within the 10^{-4} s to 10^{-2} s range, with travel times higher than those found from the ARGO data. The pre-ARGO era profiles (2000-2002) accounted for higher bias in the GLORYS results, moreover, in some transects, near 25° S, during that period, the BrazilShelf model outperformed the GLORYS results. The bias computed from the

BrazilShelf model and the CTD data (Fig. 14f) increased towards South (same as with the ARGO map) and was mostly within the 10^{-3} s to 10^{-2} s range on the oceanic basin, with a region of lower bias near 26°S and 43°W.

The models' sound speed biases (Fig. 15) indicated that the GLORYS profiles remained closer to both the ARGO data and the CTD sound speeds. Additionally, the order of magnitude difference of the travel time bias between models is caused by an overestimation (negative bias) of BrazilShelf's sound speeds from ~300 m to ~1,300 m related to an overestimation of both temperature and salinity (not shown). Fig. 15 also indicates common regions of the vertical profile where bias is accentuated, such as the main thermocline depth from 50 m to 200 m where high temporal variability is expected (DA ROCHA FRAGOSO *et al.*, 2016). Other regions of the profile, such as the region from 500 m to 600 m and near 1,500 m may be related to, respectively, the SACW-AAIW and AAIW-NADW interfaces that occur approximately at those depths, in the Southwestern Atlantic Ocean (PEREIRA *et al.*, 2014).

3.2.3 Spatial and temporal variability on water mass layers

The 4D fields of sound speed were monthly averaged and depth-averaged to generate representative time series for the water masses present at the Western South Atlantic Ocean, in the area indicated on Fig. 12 (magenta box). The interface depths between the water masses were determined by σ_0 levels according to Pereira et al. (2014): Defining $\sigma_0 = 25.7 \text{ kg.m}^{-3}$ as the TW-SACW interface, $\sigma_0 = 26.8 \text{ kg.m}^{-3}$ as the SACW-AAIW interface, and $\sigma_0 = 27.5 \text{ kg.m}^{-3}$ as the AAIW-NADW interface on the mean 3D density fields. The interface depths between water masses were nominally 150 m for the TW-SACW, 500 m for SACW-AAIW and 1200 m for AAIW-SACW interfaces.

The linear trend of the sound speed time series (\underline{c}) was determined using least squares fit, and the magnitude of the seasonal cycle was calculated from the climatological mean of each month (c_{season}). The remaining energy in the series was estimated with the RMSE between the original series and a modeled time series containing the mean, linear trend, and seasonal cycle ($\underline{c} + c_{\text{trend}} + c_{\text{season}}$).

Empirical orthogonal functions (EOF) of the deseasoned sound speed series were computed in order to characterize the mesoscale, interannual, and decadal modes of variability of the sound speed. The singular vectors (spatial patterns) are presented as correlation to the

principal components (PCs) time series, also provided for each mode (HANNACHI; JOLLIFFE; STEPHENSON, 2007). Only the EOF#1 and EOF#2 from each analysis were further considered to ensure the physical significance of modes, since the processes that affect sound speed in the oceans are most-likely not orthogonal in nature.

3.2.4 Eddy detection and tracking

Eddy detection, tracking, and computation of associated parameters was achieved with the py-eddy-tracker software (MASON; PASCUAL; MCWILLIAMS, 2014), using the ocean models' sea surface displacement (ζ), and u and v velocity components at the surface. The geographic region used for each model is indicated in Fig. 12, as a gray box for GLORYS and red box for BrazilShelf. The later region also corresponds to the BrazilShelf's parent grid dimensions. As the majority of automatic eddy identification algorithms, py-eddy-tracker searches iteratively along regular thresholds for closed contours of Sea Level Anomaly (SLA). Potential eddies then pass tests of shape error, pixel count (or grid points) above 4 points, and eddies' amplitudes between 1 cm and 150 cm. Tracking takes into account the distance between consequent eddies, amplitudes, and eddy area (CHELTON; SCHLAX; SAMELSON, 2011), and a maximum of 5 days with missing detection was allowed. The eddy parameters considered in the present study were related to the effective perimeter, the outermost sea surface displacement contour that contains the eddy. The amplitude is defined as the magnitude of the height difference between the extremum height within the eddy and around the effective perimeter, while the effective area is defined as the area within the effective perimeter.

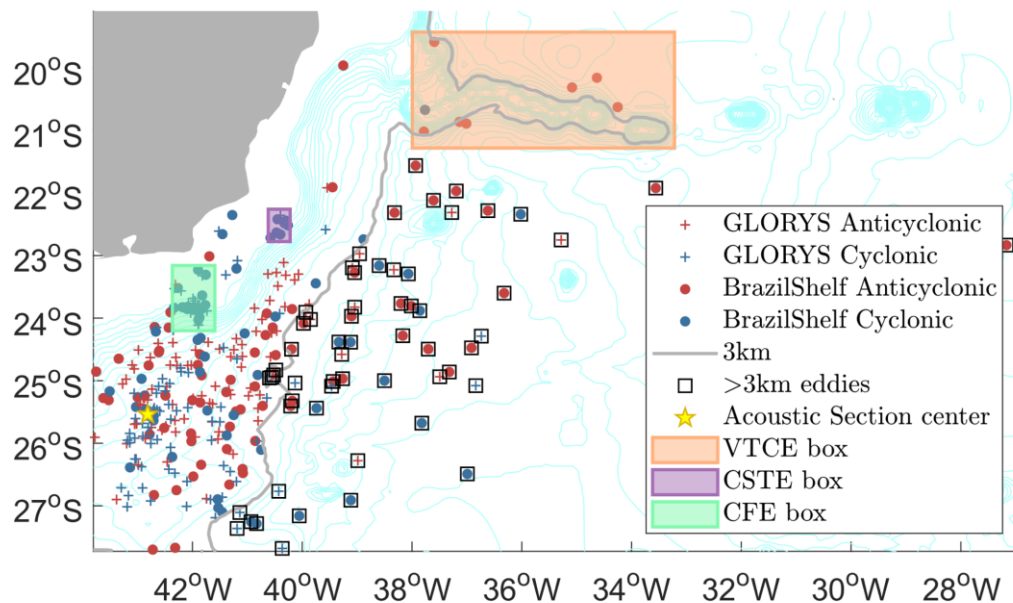
On the post-processing, eddies' effective contours were used to determine which eddies passed on the Acoustic Section, and only trajectories that matched the criteria were further considered into the analysis. Eddies were also categorized by formation site or origin, primarily differentiating eddies originating onshore and offshore of the 3,000 m isobath. To identify instances of the CFE and CSTE, geographical boxes encompassing eddies origins near the formation sites of those semi-permanent eddies were determined from user input. Lastly, a Vitoria-Trindade Chain eddies (VTCE) category was defined for eddies generated near the chain with the use of a geographical box encompassing the bathymetric contours of the Vitoria-Trindade Chain. The 3,000 m isobath and geographic boxes used for eddies categorization are indicated in Fig. 16.

3.3 RESULTS

3.3.1 Sound speed variability on water mass layers

The variability of vertically averaged sound speed through the layers of different water masses was estimated in terms of linear trend, amplitude of the annual component, and mean residue that account for the energy in the mesoscale and interannual cycles at each grid point for GLORYS (Fig. 17) and BrazilShelf (Fig. 18). The North Atlantic Deep Water (NADW)

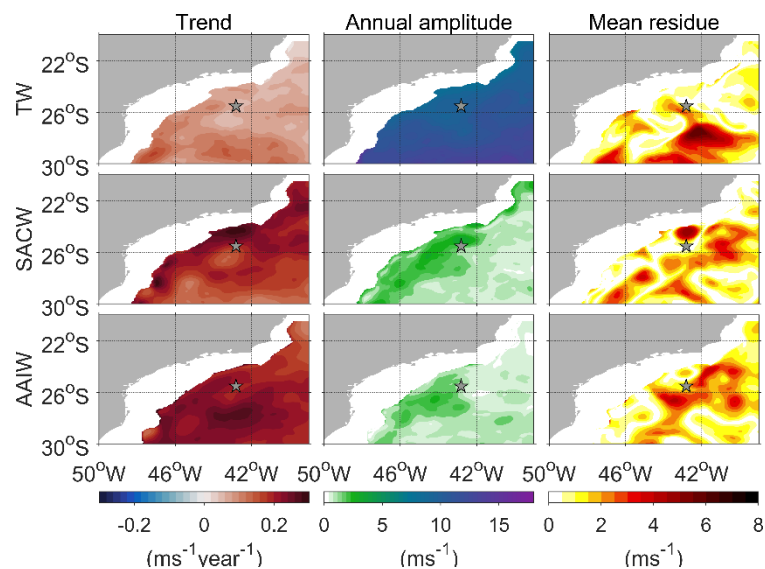
Figure 16 – Cabo Frio Eddy (CFE), Cabo São Tomé Eddy (CSTE) and Vitória Trindade Chain Eddies (VTCE) geographic boxes and the 3,000 m contour (3km) used for categorizing eddies based on first detections (origins). Centroids of the GLORYS' and BrazilShelf's eddies origins near the area and the Acoustic Section center location are provided for reference. Square indicators emphasize eddies categorized as offshore of the 3,000 m (3km) contour. Bathymetric contours at every 200 m are also provided for reference.



maps were omitted due to the low variability found on all analyses. Linear trends of the sound speed time series for all water mass layers were mostly positive, with only a few locations near the shelf break in the BrazilShelf results, indicating a small negative trend. Trends found in GLORYS results for each water mass layer were higher when comparing with the same layers in the BrazilShelf results, most noticeably in the AAIW layer, although both models agreed on higher trends in the SACW and AAIW layers.

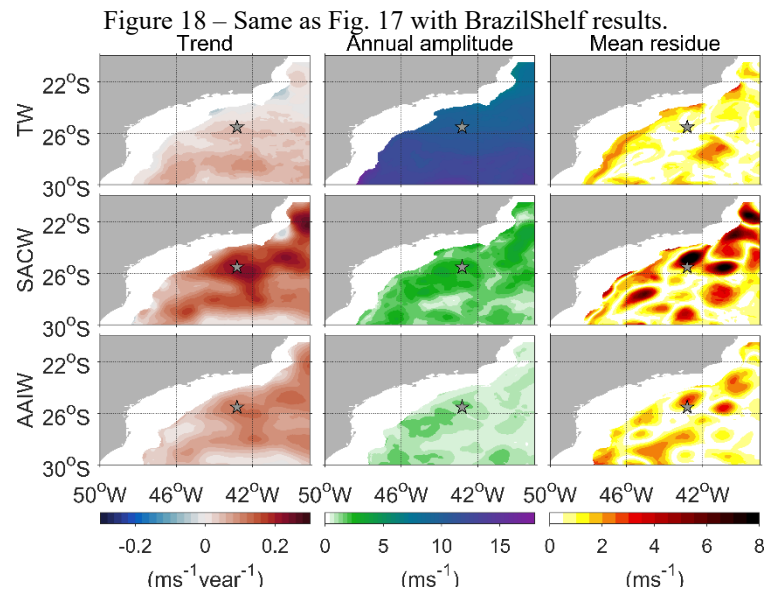
In GLORYS results, trends overall increased with depth, and higher values were found near the shelf break in SACW depths, which shifted towards the South and offshore direction on the AAIW layer, forming a zonal tongue of elevated trend matching the position of the SSEC at intermediate depths. In both layers, the Acoustic Section center location (represented by the gray star in Fig. 17 and Fig. 18) had lower trends compared with the adjacent locations. In the BrazilShelf's SACW layer, a contour of higher trend values that reached 0.22 m.s.^{-1} centered at 25.6°S , 42.9°W contained the section location. The AAIW on BrazilShelf results followed similar patterns as the layer above with slightly lower values, differing from GLORYS results.

Figure 17 – Linear trends, amplitude of the annual components and mean residual speed estimated for the vertically averaged sound speed on the Tropical Water (TW, $\approx 0\text{-}150 \text{ m}$ depth), South Atlantic Central Water (SACW, $\approx 150\text{-}500 \text{ m}$ depth), and Antarctic Intermediate Water (AAIW, $\approx 500\text{-}1200 \text{ m}$ depth) layers from GLORYS results. A 400 m mask based on ETOPO's bathymetry was applied.



The trend and annual component amplitude maps of the surface TW layer were similar between models, with values increasing towards South. Annual amplitudes were homogeneously distributed in the TW layer, with values ranging from 9 m.s.^{-1} to 18 m.s.^{-1} and, as expected, were higher than in the subsurface due to the seasonal radiation cycle. Annual amplitudes rapidly decreased with increasing depth decaying to values below 5 m.s.^{-1} in the SACW and AAIW layers. Greater amplitudes were found near the Brazil Current for both

models in the SACW and AAIW water mass layers. GLORYS results had lower seasonality in these layers and higher values constrained south of Cabo Frio. Considering both models' SACW layer, the Acoustic Section location presented high annual amplitudes.

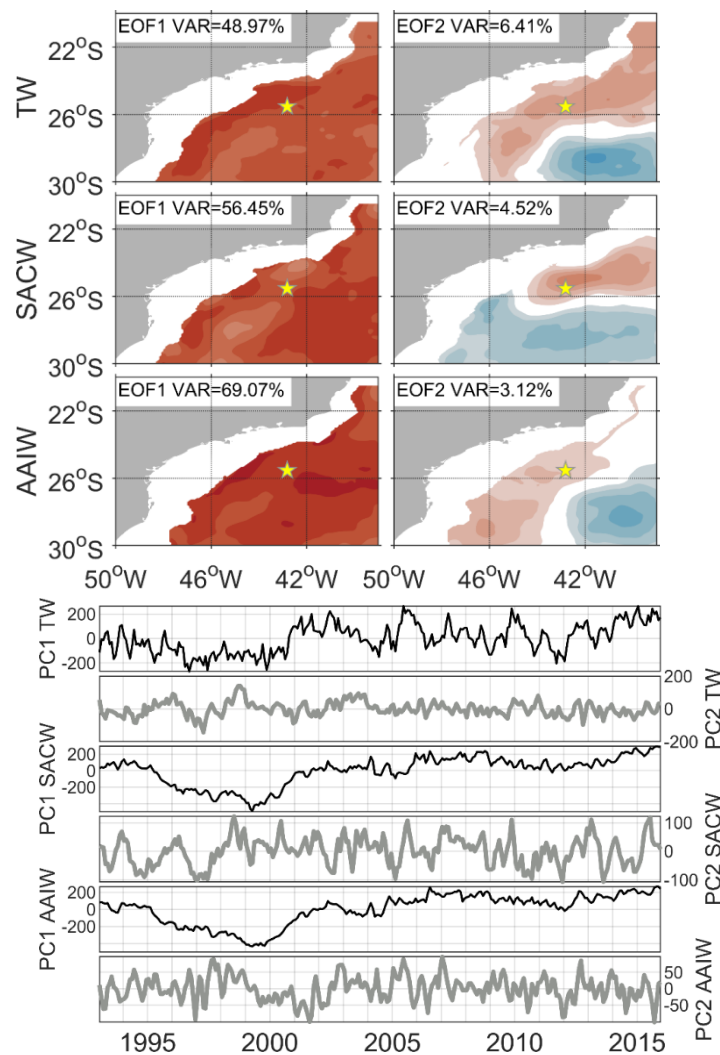


The mean residues represent energy in the remaining frequency bands, such as the mesoscale and interannual scales, and, therefore, sound speed profiles variability in regions with high residual velocity are more difficult to predict, whereas areas with small residues might be closely represented by the mean, trend, and annual cycle. Regarding the GLORYS results, high residues were present in all water mass layers. At the surface TW layer, high mean residues occurred mostly in the southeastern portion of the domain, while most of the remaining locations including the Acoustic Section had residues below 2 m.s^{-1} . The SACW and AAIW layers for the same model had similar patterns and displayed high residues between 24°S and 27°S . An eddy-like feature in the SACW layer between Cabo Frio and the Acoustic Section is probably related to the semi-permanent formation of the Cabo Frio Eddy.

The SACW layer in the BrazilShelf results also presented similar eddy-like closed contour features, with residual sound speed velocities reaching 8 m.s^{-1} . The feature adjacent to Cabo Frio was positioned slightly towards south, when compared with results obtained from GLORYS, although differences in position and time frames between different model representation of the Cabo Frio Eddy are expected (DA ROCHA FRAGOSO *et al.*, 2016). In BrazilShelf's SACW map (Fig. 18), eddy-like features are also present adjacent to Cabo de

Santa Marta and Vitória, which are also locations of recurrent cyclonic eddies. The AAIW layer resembles the SACW layer with smaller overall residuals.

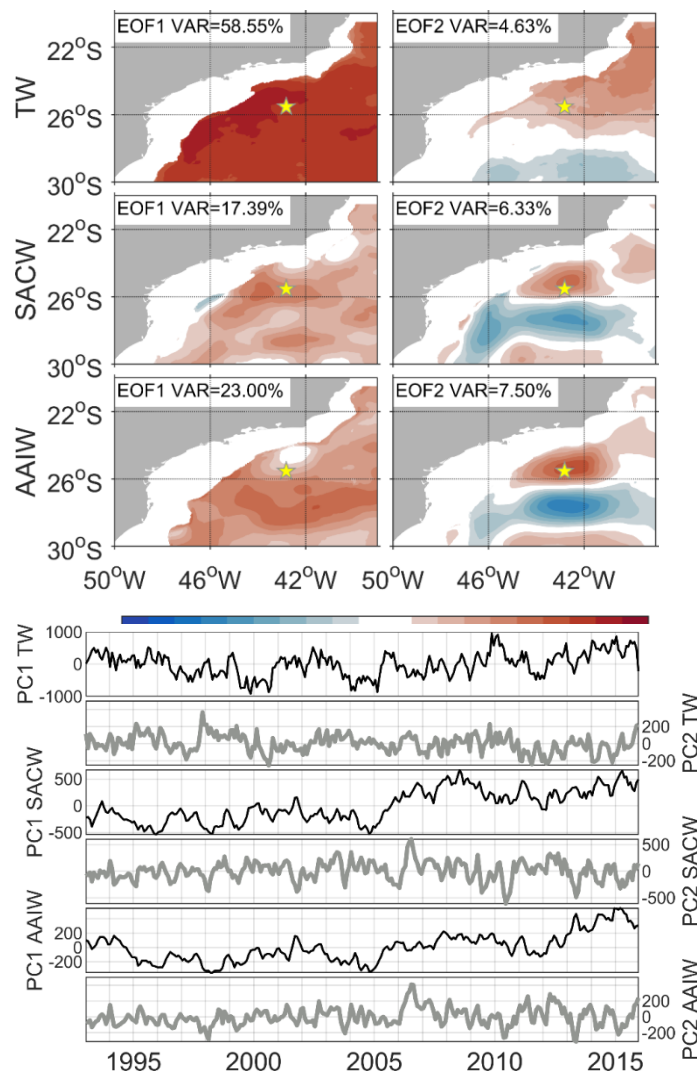
Figure 19 – Spatial patterns and corresponding principal components (PC) time series obtained from the EOF analysis of the vertically averaged sound speed on the Tropical Water (TW, $\approx 0-150$ m depth), South Atlantic Central Water (SACW, $\approx 150-500$ m depth), and Antarctic Intermediate Water (AAIW, $\approx 500-1200$ m depth) water mass layers from GLORYS results. Spatial patterns are expressed as correlation to de PC time series with 0.1 contour interval and zero line omitted.



To further characterize the sound speed spatial and temporal variability, EOFs of the deseasoned sound speed timeseries were computed for each water mass layer. The EOFs and corresponding Principal Component (PC) time series are presented in Fig. 19 and Fig. 20. EOF#1 presents values of the same signal and similar patterns across the domain, for all water

mass layers, suggesting that the physical forcings governing the first modes actuate on a larger spatial scale than the study region. Although with similar spatial patterns, the EOF#1 in terms of the explained variance differed between models, with the exception of the TW layer. On GLORYS results, the explained variance increased from ~49% in the TW layer to ~69% in the AAIW layer, while in BrazilShelf's results the SACW and AAIW layers accounted for only 17% and 23%, respectively. The AAIW layer in the BrazilShelf results shows a zonal tongue of higher correlation near 28°S, which is compatible with the latitude of the bifurcation of the AAIW (STRAMMA; ENGLAND, 1999).

Figure 20 – Same as Fig. 19 with BrazilShelf results.



In general terms, the PC time series for the first modes (PC#1 for each model and water mass layer) displayed clearer patterns of interannual variability, while the second modes (PC#2) often displayed energetic mesoscale oscillations, especially considering the SACW and AAIW layers. The PC time series for the first modes also presented similarities among different water masses, with very similar curves for the SACW and AAIW layers in each model results. The SACW and AAIW layers below show positive trends for both models. The results from the GLORYS simulation present a decrease of the SACW and AAIW time series, a global minimum centered in 1999, then stabilized on an approximately zero mean from 2001 to 2005 and gradually increased from 2005 onwards, with a short period of sound speed decrease in 2012.

The first PCs of the BrazilShelf results for the SACW and AAIW layers increased acutely after 2005, stabilizing at a higher mean value, although similar to the GLORYS series, it also indicates an inflection of the curve with a local minimum near 2012. Despite the similarities between the models' results on the SACW and AAIW layers, BrazilShelf's EOF#1 and EOF#2 represented less of the explained variance, adding to less than 30% on both water masses.

The second PC time series of BrazilShelf's outputs for the SACW and AAIW layers presented a variance increase after 2005, and the corresponding spatial patterns have a zonal tongue of negative loading, which is centered at 42.5°W, forming a north-south dipole with a core of positive loading in the same longitude that contains the Acoustic Section location. On the BrazilShelf's top TW layer map, the north and south portions of the domain have opposing signals with an axis near 26°S. A similar pattern was found for the GLORYS SACW layer, although the central and intermediate EOFs for the same model differed and separated the Brazil Current region from the southeastern part of the domain.

The EOF #2 spatial patterns may be explained by the asymmetric advection of thermohaline properties along a zonal flow between 28°S and 30°S as part of the SSEC and the Brazil Current's recirculation cell (BOEBEL; SCHMID; ZENK, 1997; RODRIGUES *et al.*, 2010; SCHMID, 2014). A recent study by Luko *et al.* (2021) positions a broader band of the SSEC reaching the western boundary north of 25°S and a southern and narrower band, centered at 30°S, producing higher current speeds along the channel between the São Paulo Plateau and the Rio Grande Rise (their Figures 6, 7, and 8) that matches the EOF #2 patterns found. The

flow centered at 30°S has also been described as the southern cell northern branch of the South Atlantic Subtropical Gyre double-cell circulation model (VIANNA; MENEZES, 2011).

3.3.2 Eddy identification and ray tracing on the Acoustic Section

Fig. 21 shows the trajectories of all mesoscale eddies that passed over the Acoustic Section center location (represented by the yellow star in Fig. 12) from 1993-2015, as well as the first detection sites or origins and number of cyclonic and anticyclonic eddies for each model. It also indicates the Cabo Frio Eddy (CFE), the Cabo São Tomé Eddy (CSTE), and the Vitória-Trindade Chain eddies (VTCE) detection boxes and the 3 km bathymetric contour, all of which are geometric boundaries used for the eddies' origins categorization. Eddies' origins were categorized as onshore or offshore of the 3 km isobath unless they fitted within one of the mentioned boxes. Eddies offshore of the 3 km isobath are potentially propagating to the studied site through the Eddy Corridor. While the CFE and CSTE boxes represent the generation site of the semi-permanent eddies described in the literature, the VTCE box usually represents eddies origins near Vitória-Trindade chain. No anticyclonic eddies were first detected where the Abrolhos Eddy is expected, although 4 anticyclonic eddies in the BrazilShelf results were detected just south of the Abrolhos Eddy expected location and were included in the VTCE category.

The BrazilShelf's tracks were generally longer and had more diverse origins, even though the model time step (5 days) posed a difficulty to tracking. The identification also indicated the prevalence of anticyclonic eddies on the section location and indicated that the majority of tracks were originated close to the Acoustic Section, in a broad region accompanying the Brazil Current. Anticyclonic eddies were more frequently originated north of the section and were limited to the north by the Vitória-Trindade Chain. Even though mesoscale eddies and dipoles are regularly formed from the current's meanders and instabilities (CAMPOS, Edmo JD; GONÇALVES; IKEDA, 1995; DA SILVEIRA, Ilson Carlos Almeida *et al.*, 2000), some origins near the section are probably a result of the eddy tracking method limitations, which rely on surface height and are due to eddy interactions, such as splitting and merging (FAGHMOUS *et al.*, 2012; LAXENAIRE *et al.*, 2018).

Comparatively, fewer origins of eddies were unrelated to the Brazil Current and propagated west through the Eddy Corridor, connecting the Agulhas Current Retroflexion to

Figure 21 – Origins and trajectories of eddies that passed over the Acoustic Section center location on GLORYS and BrazilShelf simulations. In the upper left corner of each panel, the model, rotation (cyclones and anticyclones), and counts can be verified. Each panel also contains the Acoustic Section location, the 3 km isobath as a reference and the boxes relative to the origins of the Cabo Frio Eddy (CFE), Cabo de São Tomé Eddy (CSTE), and Vitória-Trindade Chain Eddies (VTCE). The GLORYS anticyclonic panel contains also a mini-map of Agulhas Ring origin south of South Africa.

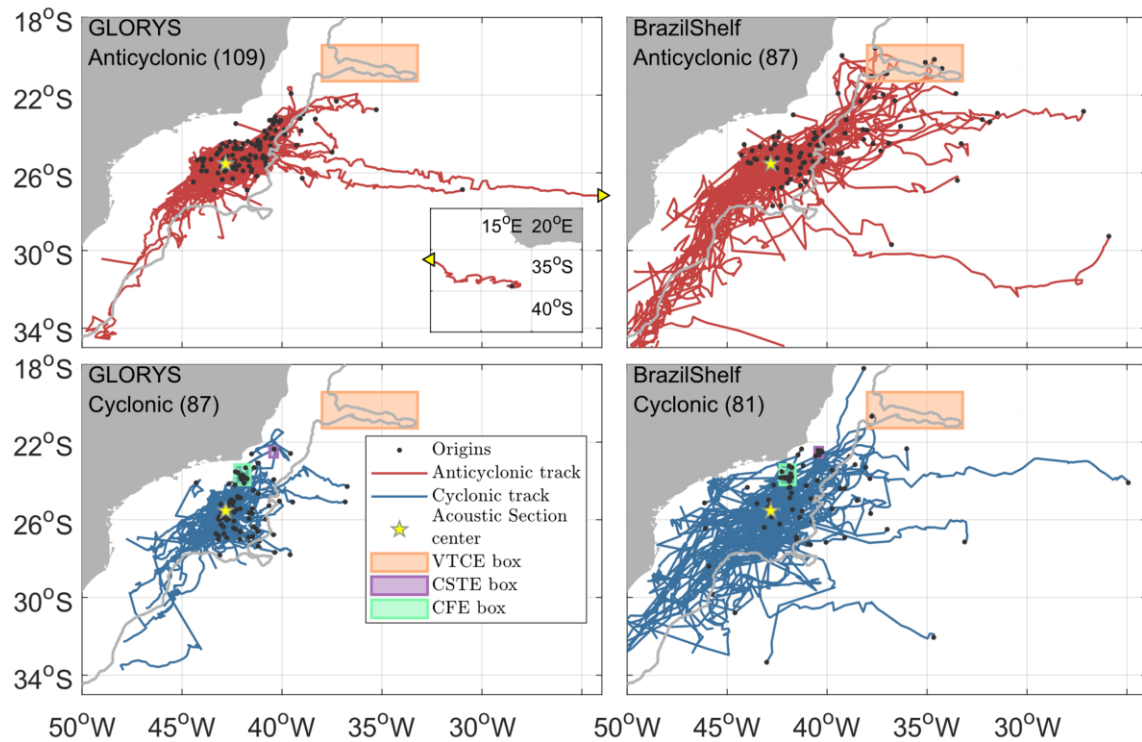


Table 1 – Mean amplitude, effective area, and counts of the Cabo Frio Eddy (CFE), Cabo São Tomé Eddy (CSTE), Vitória-Trindade Chain Eddies (VTCE), and origins of eddies offshore of the 3 km isobath (>3 km).

| Model | Rotation | Amplitude (cm) | Effective area (km ²) | No CFE | No CSTE | No VTCE | No > 3km |
|-------------|--------------|----------------|-----------------------------------|--------|---------|---------|----------|
| GLORYS | Anticyclonic | 5.6 | 17,713.1 | - | - | 0 | 16 |
| | Cyclonic | 4.6 | 9,811.7 | 15 | 1 | 0 | 9 |
| BrazilShelf | Anticyclonic | 7.4 | 19,610.7 | - | - | 7 | 34 |
| | Cyclonic | 11.3 | 13,807.5 | 16 | 7 | 1 | 21 |

the Western Boundary. Eddies that reached the Acoustic Section propagated through a preferred pathway between 22°S and 26°S. A single anticyclonic Agulhas Ring was identified propagating to the section location in the GLORYS results. Table 1 presents eddies' mean amplitudes and effective area by rotation type and model, as well as the counts of the CFE,

CSTE (both cyclonic by definition), VTCE, and origins of eddies offshore of the 3 km bathymetric contour.

The CFE counts were similar between models, even though GLORYS sub-represented Cabo São Tomé and Vitória-Trindade occurrences, in comparison to the BrazilShelf. It is important to note that, with the possible exception of semi-permanent eddies such as the CFE at their origin site, mesoscale eddies are not expected to occur concurrently in different ocean models due to the high non-linearity of eddy trajectories and eddy interactions. In other words, it is generally not possible to identify an eddy in a particular simulation and locate an equivalent eddy in a different simulation.

Since GLORYS assimilates altimetry data, it may be suggested that GLORYS' tracks and therefore the CFE, CSTE and VTCE counts closer reflect the real-world data. Recently, both the works of Silveira *et al.* (2023) and Uchoa, Simoes-Sousa and da Silveira (2023) analyzed the Mesoscale Eddy Trajectory Atlas multi-satellite delayed-time product (META3.1exp), a collection of eddy data and trajectories detected with and adapted py-eddy-tracker algorithm on the global gridded level 4 altimetry merged product (PEGLIASCO *et al.*, 2022). Specifically, the authors of both papers tracked occurrences of the CFE and CSTE and found that while the CFE frequently propagated south within the Santos Basin after the detachment from the BC, the CSTE was slightly more likely to propagate north and only a single trajectory reached the oceanic region of Santos Basin.

Previous studies seem to indicate that the AE is approximately stationary, with events of equatorward propagation (ARRUDA *et al.*, 2013; SOUTELINO *et al.*, 2011; SOUTELINO, R.G.; GANGOPADHYAY; DA SILVEIRA, 2013), following that the VTCEs that reached the Acoustic Section are distinct anticyclonic eddies, possibly generated by the interaction of eddies from the Agulhas Corridor with the Vitória-Trindade Chain bathymetry (LAZANEO *et al.*, 2022). The BrazilShelf results also had roughly twice as many eddies originated offshore of the 3 km isobath than those observed in the GLORYS outputs, suggesting that more eddies propagated through the Eddy Corridor to the Acoustic Section in the BrazilShelf's simulation

The ray tracing model was applied on the Acoustic Section with a 5-day interval for each model, which corresponds to the BrazilShelf's time step. Figs. 22 and 23 presents the combined results of the eddy identification (a) and sound speed anomaly (b)¹ on the Acoustic

¹ O Apêndice D contém figuras e análises adicionais incluindo diagramas de Hovmöller de outros modelos de reanálise.

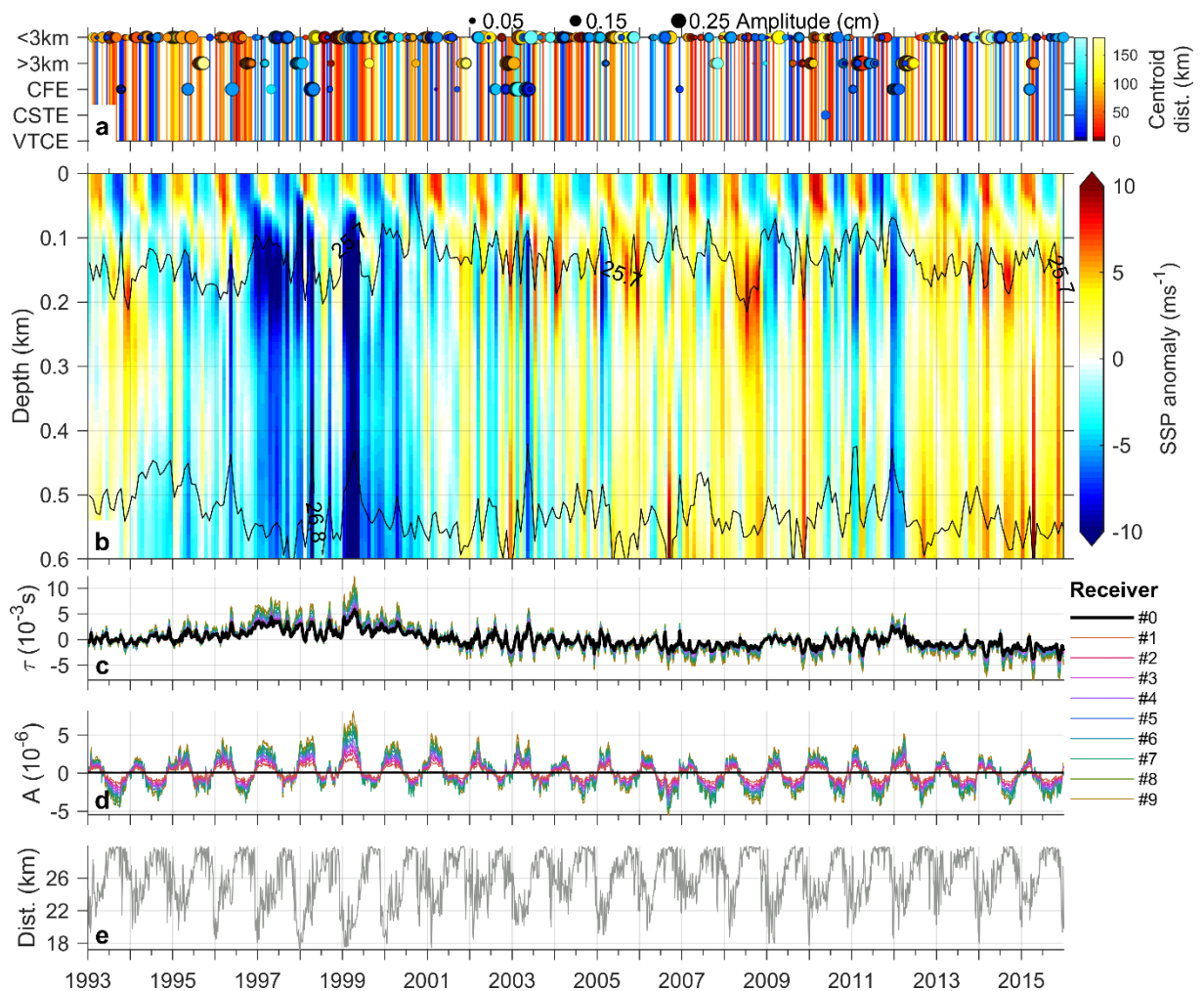
Section center location as well as the parameters obtained from the acoustic model for GLORYS and BrazilShelf models, respectively. In each figure, panel (a) indicates cyclonic (light blue to dark blue) and anticyclonic eddies (yellow to red), as well as eddies' categorical origins, distance to the Acoustic Section center and eddies' amplitudes. Occurrences were defined as the eddies, which effective contours contained the Acoustic Section center location. The results from the acoustic model include the travel time (c) and amplitudes (d) anomalies on the bottom receivers, that were numbered sequentially starting from Receiver#0, at the zero-offset position, to Receiver#9, the receiver farther from the source. The remaining parameter is the length of the ocean floor reached by the acoustic rays (e) and is calculated only from the rays' trajectories.

Both model results demonstrate that eddy occurrences were frequent in the section location (Figs. 22a and 23a), with only a few months between 1993 to 2015 without at least one eddy occurrence. The diagrams also evidence a clear connection between the passage of eddies, sound speed anomalies on thermocline region between the base of the mixed layer (~150 m to ~200 m) and the acoustic channel axis (~1000m), and shifts in the travel time series (Figs. 22c and 23c). Previously, Powell, Kerry & Cornuelle (2013) have also found a connection between travel time temporal variability and mesoscale eddies represented by the water column surface height. Cyclonic eddies caused the elevation of isopycnal levels, as shown by the deflection of the TW-SACW $25.7 \sigma_0$ isopycnal interface and were associated with negative sound speed anomalies and peaks in the travel time series.

Similarly, anticyclonic eddies were associated with positive sound speed anomalies and troughs in the travel time series. The sound speed anomalies on the subsurface layer reached depths of over 1,000 m (not shown as the figures are cutoff at 600 m) with modules ranging from 5 ms^{-1} to over 10 ms^{-1} , and duration from 1 to 12 months.

Even though in some profiles these higher magnitude anomalies were contained to the portion of the profile between 200 m and 500 m, especially considering anticyclonic eddies, most of the profiles presented anomalies of the same signal and magnitude along the SACW layer and the top of the AAIW layer. Particularly, anticyclonic eddies are more likely to advect subtropical mode water (FERREIRA *et al.*, 2019; SATO; POLITO, 2014) in the South Atlantic Ocean, which may result in higher anomalies. On the surface layers the diagrams present a well-defined and energetic seasonal cycle related to the temperature cycle at the mixed layer (Figs. 22b and 23b).

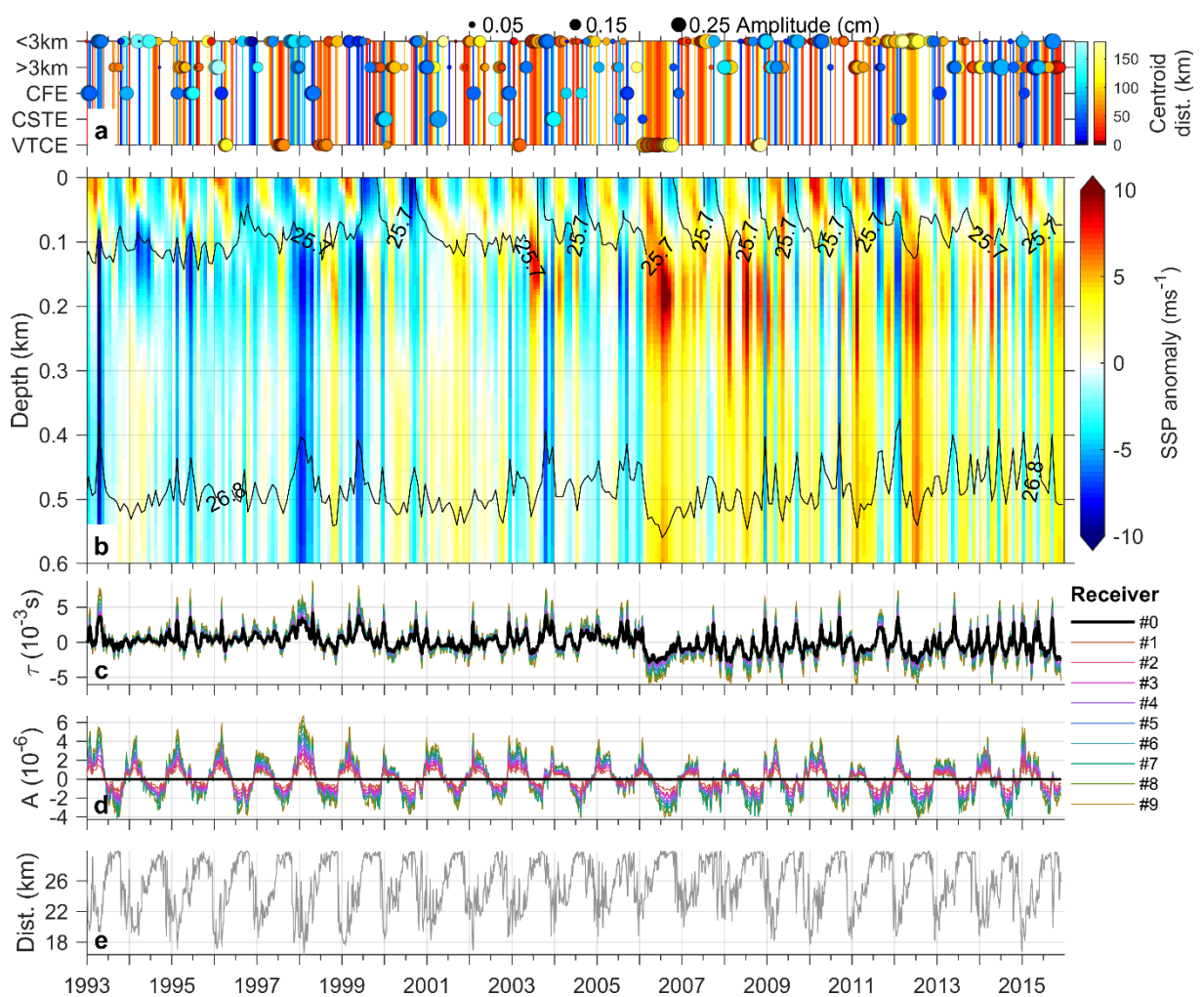
Figure 22 – a) Eddy occurrences over time on the Acoustic Section center location for the GLORYS model. The y-axis indicates origins of eddies (see Fig.16), where <3 km denotes origins onshore of the 3 km isobath, conversely >3 km indicates origins offshore of the 3 km isobath, and CFE, CSTE and VTCE indicates, respectively, Cabo Frio, Cabo São Tomé and Vitória-Trindade Chain eddies. Eddies' amplitudes are represented by marker size. The eddies' centroids distance to the Acoustic Section center location and eddies' rotations are color-coded, where light blue (red and yellow) markers indicate cyclones (anticyclones) and dark (light) colors indicates eddies close (distant) to the Acoustic Section center. b) Hovmöller diagram (Depth over time) of sound speed anomaly at the Acoustic Section center location and the isopycnal interfaces between TW-SACW ($\sigma = 25.7 \text{ kg.m}^{-3}$), SACW-AAIW ($\sigma = 26.8 \text{ kg.m}^{-3}$) and AAIW-NADW ($\sigma = 27.5 \text{ kg.m}^{-3}$) water masses (PEREIRA et al., 2014). Time series of c) travel time anomaly on bottom receivers 0 to 9 d) amplitude anomaly on bottom receivers 0 to 9 and e) length of the ocean floor reached by the acoustic rays.



As stated before, eddies identified in the BrazilShelf fields had diverse origins, including the Vitoria-Trindade Chain and several occurrences of the Cabo São Tomé Eddy. In both models results, the cyclonic CFE and CSTE occurrences were less frequent after 2006. Eddy origins were not determinant for the intensity of sound speed anomalies, while the proximity to the section center, as well as the eddies amplitudes were better indicative of the associated sound speed anomalies strength. Nonetheless, it is important to mention that,

regarding the BrazilShelf results, the CFE and the CSTE were associated with 6 out of 12 negative sound speed anomalies, with magnitude superior to 7 m.s^{-1} . On GLORYS results, the CFE corresponded to 6 out of 13 negative sound speed anomalies of the same order. Even with that proportion, most of the CFE and CSTE identified in the BrazilShelf fields propagated somewhat distant of the Acoustic Section center location and caused sound speed anomalies inferior to 5 m.s^{-1} .

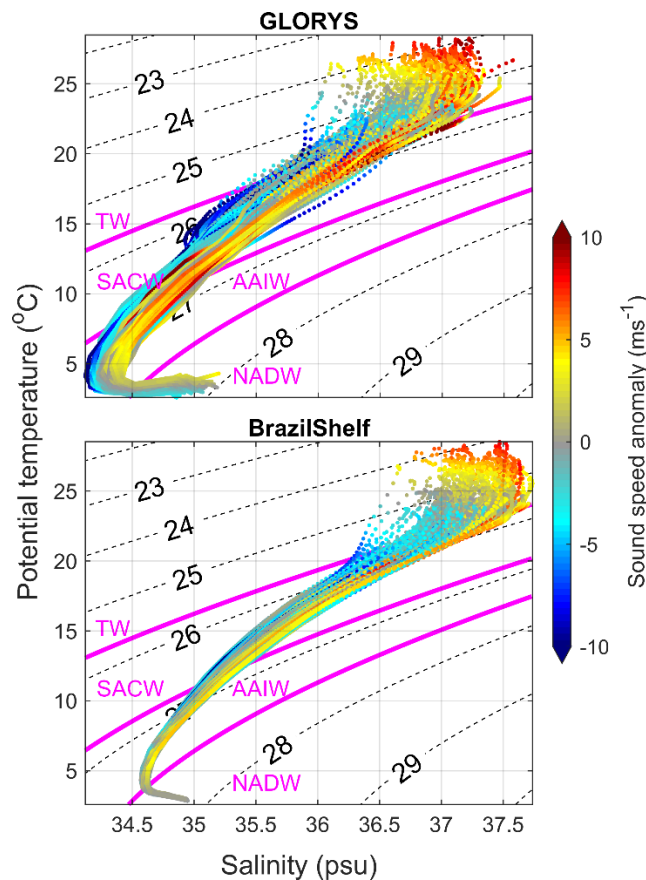
Figure 23 – Same as Fig. 22 with BrazilShelf results.



Anticyclonic eddy origins offshore of the 3,000 m isobath were frequent in both models and often associated with small eddy amplitudes and sound speed anomalies under 5 m.s^{-1} , larger anomalies were found only after 2011, possibly due to the previously identified positive linear trend in the sound speed time series. The anticyclonic Agulhas Ring identified in

GLORYS results briefly passed over the Acoustic Section during March 2003 with low amplitude and is imperceptible in the diagrams. The GLORYS model outputs presented higher sound speed anomalies that reached greater depths, when compared with the results from the BrazilShelf.

Figure 24 – Potential temperature and practical salinity diagrams for the profiles in Fig. 22b and Fig. 23b. Colors represent sound speed anomaly associated with each parcel. The isopycnal limits between water masses are indicated.



The temperature and salinity diagrams on Fig. 24 further characterized the thermohaline differences between models. The GLORYS model presents a much larger variability of the overall water column thermohaline structure than the results from BrazilShelf. In general, negative sound speed anomalies in both models were associated with both lower temperatures and salinities. The BrazilShelf profiles presented a positive salinity bias in all water mass layers, when compared with the GLORYS profiles.

Fig. 22b and Fig. 23b also shows the positive trend and interannual variability patterns identified in the previous analysis, specifically the PC #1 found on the SACW and AAIW layers (Figs. 19 and 20). Both models show a quite conspicuous shift of the sound speed anomalies, from mostly negative to mainly positive after 2000-2006, which generated a drop in the equivalent travel time series that stabilized at lower mean value. Both models presented negative sound speed anomalies during the period from 1996 to 2000, positive anomalies close to 2006, and a second period of negative anomalies from 2010 to 2012.

The initial years in GLORYS results was marked by several anticyclonic eddy occurrences, some of which passed close to the Acoustic Section and did not produce strong sound speed anomalies (as an example, an anticyclonic eddy that passed during mid-1996). During the period of negative anomalies, from 1996 to 2000, a sequence of cyclonic eddies from diverse origins passed through the section location and the travel time series peaked in 1999, associated with the passage of a cyclonic eddy generated in Santos Basin's interior (trajectory and contours in Fig. 22a). Afterwards, a period of higher incidence of anticyclonic eddies and positive sound speed anomalies followed during 2001 to 2009, with only two short events of negative anomalies associated with a CFE in 2003 and an eddy from outside of the basins area in 2005.

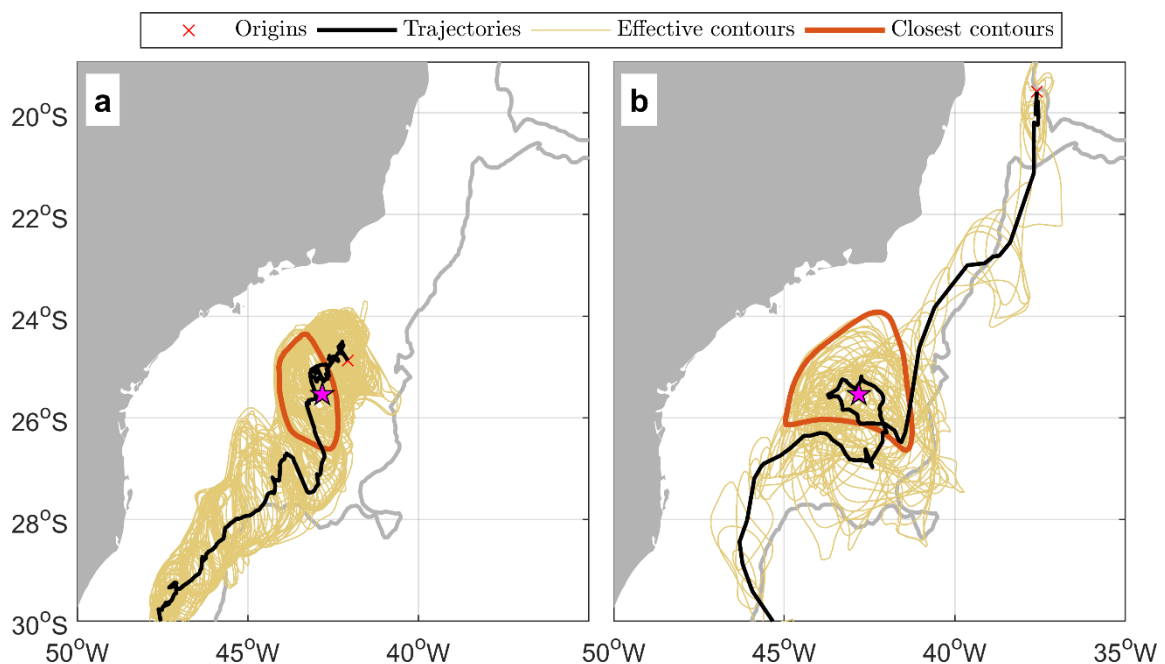
During the second period of negative anomalies (2011-2012), when several cyclonic eddies from different source locations were found at the Acoustic Section, during this period, the local maximum in the travel time series was related to the passage of a CFE. Anticyclonic eddies in the GLORYS results indicated some differences between eddies generated locally and eddies generated offshore of the 3,000 m isobath. Local eddies often presented high anomalies confined to depths between 100 m to 300 m, while eddies from outside of the Brazil Current region produced high anomalies to greater depths (e.g., the occurrence in late 2009).

In BrazilShelf results, a series of cyclonic eddies with different sources passed through the section location from 1997 to 1998, intercalated with the passage of anticyclonic VTCEs, causing two local travel time maxima. The global minimum in the travel time series was caused by an anticyclonic VTCE with high amplitude which stayed on the section region for the whole year of 2006 (trajectory on Fig. 25b). The eddy was preceded by a CSTE, resulting in a variation of travel time of over $3 \cdot 10^{-3}$ s on Receiver#0 caused by the rapid transition from the cyclonic eddy to the anticyclonic eddy. During the second period of high module negative anomalies (>8 m.s⁻¹) from 2010 to 2012, only two cyclonic eddies were registered: An eddy originated

offshore of the 3,000 m isobath and a CSTE occurrence. Later on, from 2013 to 2015, the section location received the influx of series of eddies coming offshore of the 3,000 m isobath, causing intense variations in the travel time series.

The travel time anomaly series for bottom Receiver#1 to Receiver#9 presented similar patterns to the travel time curve at zero offset (Receiver#0) for each model. During high sound speed anomalies in the SACW and AAIW layers, such as the period from 1998 to 2000, in both models, the time series of the receivers further from the source departed from the zero-offset curve: Presented higher (lower) travel time anomalies during the passage of cyclonic (anticyclonic) eddies. Some profiles suggests that the distancing is enhanced by the passage of eddies whose anomalies reaches greater depths. The difference in travel time anomaly between Receiver#0 and Receiver#9 reached to $5 \cdot 10^{-3}$ s in some profiles. The distancing between series was also sensible to the linear trends of sound speed increase.

Figure 25 – Origins, trajectories and effective contours of eddies that passed through the Acoustic Section center during a) March/1999 on GLORYS results (cyclonic) and b) July/2006 on BrazilShelf results (anticyclonic). The magenta star indicates the Acoustic Section center location.

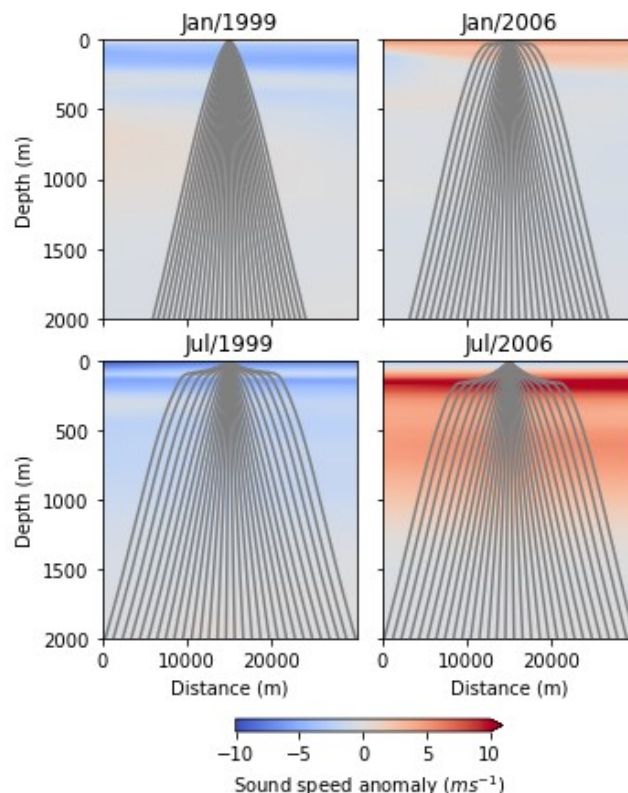


The other parameters obtained with the acoustic model, the sound wave amplitude, and the length of the ocean floor reached by the acoustic rays were less influenced by eddy occurrences, presenting, on the other hand, clear seasonal cycles. The amplitude series on Receiver#1 to Receiver#9 probably had high seasonality due to the positioning of the acoustic

source at 5 m inside the mixed layer, since sound speed at the source's position is taken into account for the amplitude calculation (EMANUEL; RODRIGUEZ, 2012).

Amplitude on the Receiver#0, as expected, did not present time variability due to the cylindrical approximation in the amplitude equation. Despite that, the travel time series, as well as the distancing between amplitude series suffered influence of mesoscale eddies, with cyclonic (anticyclonic) eddies increasing (decreasing) the amplitude anomaly at the receivers far from the source. Therefore, when cyclonic eddies passed through the section location during summer, for instance, during 1998 in the BrazilShelf results, there was increased distancing between the amplitude anomalies series in the positive direction. The summer of 2007 on the same model results illustrates the opposite effect of anticyclonic eddies during summer.

Figure 26 – Ray trajectories on sound speed anomalies on the Acoustic Section during Jan/July of 1999 and 2006 for the BrazilShelf results. Rays were down sampled to 100 approximately equidistant rays for visualization.²



² O Apêndice E apresenta versões da mesma figura incluindo todos os meses do ano.

The time series of length of the ocean floor reached by the acoustic rays (Fig. 22e and 23e) presented an inverse cycle from the amplitude series with shorter distances during summer (18 km) and larger radius during the winter (30 km). Snapshots of the application of the ray tracing model on BrazilShelf's result (Fig. 26) exemplify the seasonal pattern found. Even during positive sound speed anomalies, in the subsurface, due to the anticyclonic eddy that passed in 2006, the rays trajectory seemed to be mostly unaffected by it.

During January, a shallow and warm superficial layer generates a sound speed gradient near the surface that favors refraction towards the bottom closer to the source. The refraction towards the bottom occurred at the base of the superficial isothermal layer, which deepens in winter years and increases the length of bottom surface reached by the acoustic rays. Additionally, summers with shallower mixed layer depths were associated with the shorter lengths on the time series, such as January 1999 on Fig. 26. On Figs. 22b and 23b this effect is verifiably from 1996 to 2000, for both models.

3.4 DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Two ocean model results were used to investigate sound speed variability in the Southwest Atlantic Ocean, next to the Brazilian Coast. In a first moment, depth-averaged water mass layers across the whole domain were analyzed and in a second moment the variability at the Pre-salt region of Santos Basin, as well as its effects on acoustic travel time, amplitudes, and ray trajectories in a bottom array type seismic acquisition configuration was estimated. As the analysis pointed to energetic mesoscale oscillations (for instance, the second modes in the EOF analysis, Figs 19 and 20), ocean eddies identification, tracking and origin categorization was employed to help determining physical sources of sound speed and acoustic rays' temporal variability. We found that the passage of mesoscale eddies was the main driver of sound speed anomalies below the mixed layer, typically within 150 m to 1,000 m, and travel time variability (Figs. 22 and 23).

Whether the reanalysis and regional model results can be used to provide accurate sound speed estimations for seismic processing, the evaluation with *in situ* data pointed that zero-offset travel time differences between measured and GLORYS data were typically within 10^{-4} s to 10^{-3} s order of magnitude during the ARGO era (2002-2018, Fig. 14), which is comparable to the eddy-induced travel time temporal variability found on the Acoustic Section

(Figs. 22c and 23c). The repeated passage of eddies on the Acoustic Section (Figs. 22a and 23a) suggests that eddies frequently occur in the oceanic region of Santos Basin and differences between models and *in situ* data in the 10^{-3} s order of magnitude may be due to inaccuracies in the representation of individual eddies by the ocean models, whose trajectories were somewhat unpredictable and varied greatly between models. The higher bias found near the CFE and CSTE locations are also indicative of the mesoscale circulation contribution to the travel time bias (Fig. 14c).

Very low errors ($<10^{-5}$ s) on the GLORYS results and ARGO data evaluation might reflect the assimilation of the CORA dataset by GLORYS. The evaluation of the BrazilShelf results yielded biases typically within the 10^{-3} s to 10^{-2} s range (Fig. 14d and 14f), caused by an overestimation of sound speed from ~ 300 m to ~ 1300 m (Fig. 15b and 15d), which affected the entire domain. The *T-S* diagram (Fig. 24) evidences that the overestimation of sound speed in BrazilShelf's results was related to both higher temperatures and salinity.

The model results were in reasonable agreement regarding the trends found on the SACW and the AAIW layers, as well as the interannual variability patterns, as evidenced by the trend maps (Figs. 17 and 18), principal component time series (Figs. 19 and 20), and the evolution of sound speed anomalies on the Acoustic Section (Figs. 22b and 23b). These results suggest that even though eddy-induced anomalies may not be precisely reproduced by the ocean models, mean climatological cycles are represented quite well, which are responsible for a large portion of the variance of the sound speed profiles in the study area.

The positive trend in sound speed in central and intermediate waters is probably caused by the warming of the South Atlantic, especially closer to the subtropical gyre, connected to the overall ocean heat intake forced by global warming (CHENG, Lijing *et al.*, 2017; JOHNSON; LYMAN, 2020; ROEMMICH *et al.*, 2015). Previous studies focused on intermediate waters also indicates warming (GIGLIO; JOHNSON, 2017; SCHMIDTKO; JOHNSON, 2012). It is also important to point out that the semi-permanent cyclonic CFE and CSTE occurrences decreased with time, which may add to the trend found. Additionally, Franco *et al.* (2020) alerts to a temperature and salinity negative bias in GLORYS reanalysis in the pre-Argo era (prior to 2003).

Interannual patterns consistently shown by both models were harder to establish, especially considering the short time series available. However, it is still possible to highlight a period centered at 1999, and a second period centered at 2011, in which negative anomalies

are apparent in both EOF analysis and sound speed anomalies hovmöller diagrams (Figs. 19, 20, 22b and 23b). During those periods, cyclonic eddies with diverse origins were registered on the Acoustic Section, suggesting that the patterns may be caused by forcings that favors cyclonic eddy generation, such as variation in the mains currents sheer and instabilities and variations of wind stress, which has been linked to variability in eddy activity (CHEN; HOU; CHU, 2011). Despite that, it is possible that the negative sound speed anomalies during those periods encompass the entire study region and are only amplified by the cyclonic eddies. For instance, the mean termohaline state in SACW and AAIW depths might vary due to changes in the apport of warm and saline waters from the Indian Ocean through the Agulhas leakage. An Agulhas leakage estimation based on satellite altimetry indicate a maximum in the series during 2005 and a minimum during 2012 (LE BARS *et al.*, 2014).

The distance between the eddies' centroid and the center of the Acoustic Section was the variable that more closely reflected the subsurface sound speed anomalies and travel time anomalies found, although eddies' amplitudes were also related to the intensity of anomalies (Figs. 22 and 23). Anticyclonic eddies were more frequent and had larger surface area, which resulted in longer duration positive sound speed anomalies in some cases.

Eddies generated on the Brazil Current's domain, including instances of the CFE, CSTME, and VTCE and were more often associated with intense sound speed and travel time anomalies. Nevertheless, eddies sourced offshore of the 3,000 m isobath on BrazilShelf results could cause rapid travel time variability in a period of alternating incidence of cyclonic and anticyclonic eddies. The eddies' effect on sound speed were expected to last from one to a few months, but the large anticyclonic VTCE that stayed on the Acoustic Section during the entire year of 2006 (in the BrazilShelf results) demonstrates the importance of investigating eddies' trajectories for sound speed predictions (Fig. 25b). The regional and reanalysis models presented differences regarding eddy origins, with several instances of CSTE and VTCE occurring in the BrazilShelf's Acoustic Section and roughly double the occurrences of eddies from offshore of the 3,000 m isobath (Fig. 21). Eddy tracking from satellite altimetry is still needed to determine which model better represents eddy dynamics.

Eddies associated with intense and deeper sound speed anomalies caused stronger travel time variability in bottom receivers further from the source (Figs. 22c and 23c). Acoustic wave amplitudes, while presenting a clear seasonal cycle when considering time series individually, were affected by eddy occurrences similarly to travel times in receivers distant to

the source (Figs. 22d and 23d). That effect in some seasons enhanced or nullified the amplitude of the seasonal cycle of the travel time series. The combination of summer and anticyclonic eddies and the combination of winter and cyclonic eddies resulted in anomalies of the same signal at the surface and subsurface and amplitudes close to the mean among all receivers. On the other hand, periods that had the combination of opposing signals at the surface and subsurface – summer with cyclonic eddies and winter with anticyclonic eddies – were marked by increased anomaly in the receivers further from the source, effectively modulating the seasonality of the travel time amplitudes.

Despite that, the amplitude at the zero offset travel times (Receiver#0) displayed no variability, exposing the shortcomings of the method. Comparatively to travel time, amplitude in 2D ray tracing models rely on several approximations and, in this study, we chose to present the results for the sake of completeness. While the reported results alone indicates that the amplitude variability in the water column is more predictable than travel time, since it is mainly related to the surface seasonality, previous research on seismic inversion clearly indicates the advantages of using travel time inversion prior to an amplitude-based inversion, either in a streamlined process or through the use of the generalized travel time inversion technique that computes a travel time shift (CHENG; DATTA-GUPTA; HE, 2003; LUO; SCHUSTER, 1991).

The measured improvements of travel time-based inversions arise from the quasi-linearity of the misfit function (normed difference between the observed and synthetic seismograms) in relation to the reservoir's properties perturbations. Full-wave form methods, on the other hand, have highly non-linear misfit functions that might entail solvers to stop at local minima (LUO; SCHUSTER, 1991). Particularly, the generalized travel time inversion seems to be indicated for field scale applications where the initial speed estimates might significantly differ from the solution (CHENG, Hao; DATTA-GUPTA; HE, 2003). Therefore, the eddy-induced travel time variability in the water column should be taken into account in such applications for the water column sound speed model building and correction. Ray trajectories, represented by the distance length of the ocean floor reached by the acoustic rays also presented high seasonality and was influenced by the thickness of the mixed layer (Figs. 22e and 23e).

ACKNOWLEDGEMENTS

This research was supported by Petrobras through “Determinação da velocidade do som da coluna d’água utilizando dados de levantamentos sísmicos” project with Universidade Federal of Santa Catarina (UFSC), and ANP through the R&D levy regulation, process: 2017/00071-6. The authors are grateful to André Bulcão and Bruno Dias for the fruitful backstage discussion. We are also grateful to Vincent Combes, Ricardo P. Matano, and Elbio D. Palma and to the College of Earth, Ocean, and Atmospheric Sciences (CEOAS, Oregon State University) for providing the regional model results. We are thankful to the Centro de Pesquisas (CENPES, Petrobras) and the Laboratório de Dinâmica Oceânica (LaDO, IO-USP) for providing the controlled quality CTD hydrographic profiles used in the models’ evaluation. Finally, we are grateful to the Mercator Ocean System for the availability and support of GLORYS12V1 data on the Copernicus Marine Environment Platform Monitoring Service (CMEMS) and Coriolis Operational Oceanography for making ARGO data available (<http://www.coriolis.eu.org>).

4 CONCLUSÕES

No presente trabalho, a variabilidade da velocidade do som na região da Bacia de Santos e a propagação sonora na parte oceânica na região de exploração do pré-sal foram caracterizados a partir de resultados de modelagem hidrodinâmica; utilizando dados de um modelo de reanálise global (1/12°) e resultados de um modelo regional de alta resolução (1/36°). A variabilidade de velocidade do som foi relacionada a propriedades físicas como massas d'água da área de estudo, para cada qual foram estimadas tendências, componentes anuais, resíduos e modos de variabilidade a partir de EOFs e a vórtices de mesoescala identificados a partir de dados da superfície dos modelos. A propagação sonora na região oceânica em grandes profundidades (~2000m) foi avaliada com um modelo acústico de traçado de raios configurado em um arranjo de aquisição de receptores de fundo com o objetivo de quantificar o efeito da variabilidade da velocidade do som no ambiente acústico da Bacia de Santos. A variação de tempo de trânsito e amplitude das ondas acústicas foi dimensionada para cada receptor, bem como o comprimento da superfície do fundo mar atingida por raios acústicos

Os modelos também foram avaliados com dados de perfis termohalinos medidos in situ do ARGO e CTDs de hidrografia. A comparação com ambos os conjuntos de dados indicou menores erros de predição de tempo de trânsito nos resultados do modelo GLORYS, com erros na menor categoria avaliada (entre 10^{-6} s e 10^{-5} s) na comparação entre GLORYS e ARGO ocorrendo ao longo de toda a área de estudo, com as maiores diferenças ocorrendo em regiões associadas a feições semi-permanentes de mesoescala: o Vórtice de Cabo Frio, vórtice de Cabo São Tomé e Vórtice de Cabo Santa Marta. Esse resultado era esperado, uma vez que a reanálise assimila dados do CORA, que contém perfis do ARGO e as regiões de vórtices semi-permanentes são marcadas por grande variabilidade temporal.

A comparação entre GLORYS e CTDs, um conjunto de dados independente, indicou diferenças maiores entre 10^{-4} s e 10^{-3} s na região oceânica e maiores erros nos perfis coletados antes do período de amostragem do ARGO, entre 2000 e 2002. Os erros encontrados para os resultados do modelo BrazilShelf em geral aumentaram na direção Sul, bem como na direção de profundidades maiores. Os erros foram ordens de grandeza acima dos erros encontrados para o GLORYS devido à um viés de superestimativa da velocidade do som entre 300 m a 1300 m de profundidade. A região do perfil com maior viés para todas as análises foi a região da

termoclina, embora as profundidades de interface entre massas d'água também tenham sido marcadas por elevado viés de velocidade do som.

Tendências de aumento da velocidade do som foram identificadas em todas as massas d'água, com maior intensidade nas camadas da ACAS, como evidenciado nos mapas de tendências, na análise das EOFs e nos diagramas de hovmöller da evolução temporal dos perfis de velocidade do som para ambos os modelos. Nos resultados do BrazilShelf, há indicativos de uma mudança mais súbita a partir de 2005.

Os primeiros modos de variabilidade e diagramas de hovmöller também indicaram variabilidade interanual nas camadas da ACAS e AIA com similaridades notáveis entre modelos, com períodos de anomalias de baixa velocidade do som próximos à 1998 e 2012 possivelmente causados pelo favorecimento da geração de vórtices ciclônicos como indicado pela identificação de vórtices, embora outras hipóteses de variabilidade da composição da ACAS não possam ser descartadas. As EOFs #1 encontradas para os modelos indicam que, para esses modos, toda a região de estudo varia conjuntamente (ou com a mesma polaridade) e as principais forçantes físicas atuam numa área maior que a região de estudo. As EOFs #2 foram dominadas pela mesoescala e os padrões espaciais apresentaram usualmente uma divisão norte-sul de polaridade com a faixa de inflexão em aproximadamente 26°S.

Em trabalhos futuros, sugere-se validar e quantificar a tendência de aumento da velocidade do som nas camadas da ACAS e AIA com dados de um fundeio oceanográfico. Com o objetivo de prever períodos com velocidade do som atípica e planejar campanhas de aquisição de dados sísmicos, também seria interessante investigar mais a fundo as causas da variabilidade interanual encontrada, investigando que fatores contribuem para a maior formação de vórtices anticiclônicos em detrimento de vórtices ciclônicos. Possivelmente também exista uma relação estatística verificável entre o Vazamento das Agulhas e os padrões interanuais de anomalia de velocidade do som encontrados. Pode-se calcular, por exemplo, mudanças de regime do Vazamento das Agulhas e das séries de velocidade do som, buscando similaridade entre os resultados com uma certa defasagem temporal, similar ao método utilizado por Castellanos *et al.* (2017) para sugerir uma associação entre o Vazamento das Agulhas e o transporte ao longo do contorno oeste do Atlântico Sul.

A propagação de vórtices de mesoescala foi a principal causa da variabilidade das séries temporais de tempo de trânsito devido às extensas anomalias de velocidade do som até profundidades de aproximadamente 1000m. Vórtices ciclônicos estiveram associados a

anomalias negativas e vórtices anticiclônicos a anomalias positivas devido ao deslocamento vertical das isolinhas de velocidade do som.

Estratificação de anomalias elevadas de velocidade do som durante a passagem de alguns vórtices também indica que, possivelmente, o aprisionamento de água modal no interior dos vórtices contribua para esse efeito. De forma geral, vórtices gerados nos domínios da Corrente do Brasil são associados a anomalias de velocidade e tempo de trânsito de maior módulo, incluindo vórtices gerados na Cadeia Vitória-Trindade e ocorrências do Vórtice de Cabo Frio e Vórtice de Cabo São Tomé, esses últimos também indicados nos mapas de resíduos nas profundidades da ACAS e AIA.

Apesar disso, vórtices propagados pelo Corredor de Vórtices das Agulhas também atingiram a região e em alguns períodos causaram rápida variação de tempo de trânsito. O BrazilShelf indicou maior variabilidade nas origens dos vórtices, no entanto o modelo não possui assimilação de dados como o GLORYS. Ainda se faz necessária a comparação com resultados de dados medidos de altimetria de satélite para inferir qual modelo melhor representa a circulação de mesoescala da Bacia de Santos.

Os demais parâmetros obtidos com traçado de raios, a amplitude de onda e a superfície do fundo oceânico atingida pela onda direta apresentaram ciclos sazonais bem definidos devido ao ciclo de temperatura na camada de mistura do oceano. Amplitudes foram mais atenuadas durante o inverno do que durante o verão, provavelmente devido à fonte sonora estar posicionada à 5m de profundidade no interior da camada de mistura. Apesar desse ciclo definido, receptores acústicos mais distantes da fonte também sofreram da influência da propagação de vórtices, diminuindo ou aumentando a variabilidade da amplitude de acordo com a combinação de estação do ano e a polaridade dos vórtices.

Durante o verão, especificamente no mês de janeiro, o comprimento da superfície atingida por raios acústicos foi reduzido para aproximadamente 18km devido à síntese de uma fina camada superficial com temperaturas elevadas que refrataram os raios em direção ao fundo. A refração em direção ao fundo ocorreu nos demais meses na base da camada de mistura (marcada por um gradiente abrupto na base). A camada de mistura se aprofundou durante os meses de maio a setembro, aumentando assim a superfície atingida pelos raios. O comprimento da superfície atingida por raios acústicos assumiu valores mínimos em anos com camadas de mistura mais rasas durante o mês de janeiro.

Dessa forma, os resultados indicaram quantitativamente quais processos físicos oceanográficos são mais relevantes para a variabilidade temporal de parâmetros utilizados no imageamento sísmico para uma geometria de aquisição de receptores de fundo. Em síntese, os fenômenos físicos com escala temporal igual ou inferior a um ano que mais impactaram os parâmetros mencionados foram os vórtices de mesoescala, a variação sazonal de temperatura na camada de mistura e a profundidade da base da camada de mistura. Em especial, corrigir a velocidade do som na coluna d'água nos modelos geológicos considerando a presença de vórtices pode ter um impacto positivo em esquemas de inversão baseados no tempo de trânsito. No entanto, vórtices dos modelos oceânicos, devido à não-linearidade e erraticidade das suas trajetórias, podem não ter equivalência no oceano real. Fortuitamente, vórtices, trajetórias e parâmetros associados (como por exemplo, a área efetiva) podem ser obtidos a partir de dados de altimetria de satélite, amplamente disponíveis.

Nesse contexto, novos estudos são necessários para investigar a possibilidade de utilização do reconhecimento de vórtices em dados de altimetria de satélite para obtenção de perfis de velocidade do som. Como exemplo, Chen, Ma e Liu (2018) construíram perfis de velocidade do som em todo o oceano global através do cálculo de EOFs de perfis obtidos com flutuadores ARGO e um modelo de regressão associando as EOFs a dados de satélites. Os maiores erros associados a esse método ocorreram em áreas de elevada energia cinética turbulenta, indicativo de que são necessários refinamentos na metodologia para a correta representação da velocidade do som no interior de vórtices de mesoescala. Dessa forma, sugere-se que, com a utilização de uma metodologia similar aliada à identificação de vórtices, seria possível obter perfis realistas de velocidade do som em um determinado tempo e região do oceano a partir de dados de satélites. Também pode ser interessante utilizar modelos estatísticos mais refinados ou mesmo aprendizagem de máquina na reconstrução dos perfis.

Com relação aos aspectos de acústicos, diversas extensões do presente trabalho podem ser realizadas, uma vez que o modelo acústico que foi empregado é relativamente simples. Em trabalhos futuros, utilizando o mesmo modelo de traçado de raios, pode-se considerar os efeitos da variabilidade da velocidade do som em ondas refletidas no fundo marinho e superfície e também considerar outras frequências de onda, que devem influenciar o comportamento das séries temporais de amplitude.

Utilizando modelos acústicos mais complexos e modelos de propriedade dos sedimentos de reservatórios da Bacia de Santos, a exemplo da metodologia empregada por

Borges *et al.* (2022), pode-se estimar a deterioração do sinal a partir da obtenção de sismogramas sintéticos utilizando diferentes definições para a velocidade do som na coluna d'água, simulando aquisições em cenários com ocorrência de vórtices. O objetivo de um estudo como esse seria avaliar se o uso de modelos simplificados de velocidade do som na coluna d'água na inversão de dados sísmicos adquiridos durante a passagem de vórtices oceânicos acarreta em erros significativos no imageamento sísmico.

Por fim, seria interessante avaliar se o efeito da extensão vertical da camada de mistura na trajetória dos raios, representado no presente trabalho como o comprimento da superfície do fundo do mar atingida por raios acústicos, influencia na propagação de energia acústica para as camadas estratigráficas do pré-sal, uma vez que apenas raios acústicos com ângulos de incidência pequenos atravessam a camada de sal e embasamento (BLANCH *et al.*, 2020).

REFERÊNCIAS

- ANDRIONI, Marcelo; MOREIRA LIMA, Jose Antonio; GUERRA, Luiz Alexandre; RIBEIRO, Eric Oliveira; PAIVA NUNES, Luis Manoel; CECCOPIERI, Wellington; DE SOUZA REGO, Valéria; DE OLIVEIRA, Silas Manoel. Ocean eddies' influence on Lula field, Santos Basin, Brazil. *In: OMAE2012*, 2013. **ASME 2012 31st international conference on ocean, offshore and arctic engineering** [...]. Rio de Janeiro, Brazil: ASME, 2013. p. 189–193.
- ARRUDA, Wilton Z.; CAMPOS, Edmo J.D.; ZHARKOV, Volodymyr; SOUTELINO, Rafael G.; DA SILVEIRA, Ilson C.A. Events of equatorward translation of the Vitoria Eddy. **Continental Shelf Research**, v. 70, p. 61–73, nov. 2013. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.05.004>.
- ARRUDA, Wilton Z.; DA SILVEIRA, Ilson C.A. Dipole-induced Central Water extrusions south of Abrolhos Bank (Brazil, 20.5oS). **Continental Shelf Research**, v. 188, p. 103976, out. 2019. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2019.103976>.
- ARTANA, C.; LELLOUCHE, J.-M.; PARK, Y.-H.; GARRIC, G.; KOENIG, Z.; SENNÉCHAE, N.; FERRARI, R.; PIOLA, A.R.; SARACENO, M.; PROVOST, C. Fronts of the Malvinas Current System: Surface and Subsurface Expressions Revealed by Satellite Altimetry, Argo Floats, and Mercator Operational Model Outputs. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 123, n. 8, p. 5261–5285, 2018. <https://doi.org/10.1029/2018JC013887>.
- ARTANA, Camila; PROVOST, Christine; POLI, Lea; FERRARI, Ramiro; LELLOUCHE, Jean-Michel. Revisiting the malvinas current upper circulation and water masses using a high-resolution ocean reanalysis. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 126, n. 6, p. e2021JC017271, 2021. .
- BELO, Wellington Ceccopieri. **A Recirculação Interna do Giro Subtropical do Atlântico Sul e a Circulação Oceânica na Região do Pólo Pré-sal da Bacia de Santos**. 2011. Tese (Doutorado em Oceanografia Física) – Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011. <https://doi.org/10.11606/T.21.2011.tde-20042012-152310>.
- BELTRÃO, Ricardo L. Carneiro; SOMBRA, Cristiano Leite; LAGE, Antonio Carlos V.M.; NETTO, Jose Roberto Fagundes; HENRIQUES, Carlos Cunha Dias. SS: Pre-salt Santos basin - Challenges and New Technologies for the Development of the Pre-salt Cluster, Santos Basin, Brazil. *In: OFFSHORE TECHNOLOGY CONFERENCE*, 4 maio 2009. **All Days** [...]. Houston, Texas: OTC, 4 maio 2009. p. OTC-19880-MS. <https://doi.org/10.4043/19880-MS>.
- BERNARDO, Piero S.; SATO, Olga T. Volumetric Characterization of the South Atlantic Subtropical Mode Water Types. **Geophysical Research Letters**, v. 47, n. 8, 28 abr. 2020. <https://doi.org/10.1029/2019GL086653>.
- BERTRAND, Alexandre; RIBEIRO, Christophe; MACBETH, Colin. Uncertainties in the 4D seismic signature due to seawater velocity variations. 2004., Citation Key: bertrand2004uncertaintiestex.organization: OnePetro. **2004 SEG annual meeting** [...]. [S. l.: s. n.], 2004.

BIASTOCH, A.; BÖNING, C. W.; SCHWARZKOPF, F. U.; LUTJEHARMS, J. R. E. Increase in Agulhas leakage due to poleward shift of Southern Hemisphere westerlies. **Nature**, v. 462, n. 7272, p. 495–498, nov. 2009. <https://doi.org/10.1038/nature08519>.

BIASTOCH, Arne; DURGADOO, Jonathan V.; MORRISON, Adele K.; VAN SEBILLE, Erik; WEIJER, Wilbert; GRIFFIES, Stephen M. Atlantic multi-decadal oscillation covaries with Agulhas leakage. **Nature Communications**, v. 6, n. 1, p. 10082, dez. 2015. <https://doi.org/10.1038/ncomms10082>.

BIESCAS, B.; SALLARÈS, V.; PELEGRÍ, J. L.; MACHÍN, F.; CARBONELL, R.; BUFFETT, G.; DAÑOBEITIA, J. J.; CALAHORRANO, A. Imaging meddy finestructure using multichannel seismic reflection data. **Geophysical Research Letters**, v. 35, n. 11, 14 jun. 2008. DOI 10.1029/2008GL033971. Disponível em: <https://drive.google.com/file/d/1KMDPdBtNRiTNyockIBTPpesPQHrghEuH/view?usp=sharing>. Acesso em: 27 set. 2019.

BLANCH, Joakim; JARVIS, Jon; HURREN, Chris; KOSTIN, Alex; LIU, Yan; HU, Lingli. Designing an exploration-scale OBN: Acquisition design for subsalt imaging and velocity determination. **The Leading Edge**, v. 39, n. 4, p. 248–253, abr. 2020. <https://doi.org/10.1190/tle39040248.1>.

BOEBEL, O.; DAVIS, R.E.; OLLITRAULT, M.; PETERSON, R.G.; RICHARDSON, P.L.; SCHMID, C.; ZENK, W. The intermediate depth circulation of the western South Atlantic. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 21, p. 3329–3332, 1999. <https://doi.org/10.1029/1999GL002355>.

BOEBEL, O.; SCHMID, C.; ZENK, W. Flow and recirculation of Antarctic Intermediate Water Across the Rio Grande Rise. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 102, n. C9, p. 20967–20986, 1997. <https://doi.org/10.1029/97JC00977>.

BORGES, Filipe; MUZZETTE, Mônica; QUEIROZ, Luiz Eduardo; PEREIRA-DIAS, Bruno; DIAS, Roberto; BULCÃO, André. Analysis of water velocity changes in time-lapse ocean bottom acquisitions - A synthetic 2D study in Santos Basin, offshore Brazil. **Journal of Applied Geophysics**, v. 197, p. 104521, fev. 2022. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2021.104521>.

BUFFETT, G.G.; BIESCAS, B.; PELEGRÍ, J.L.; MACHÍN, F.; SALLARÈS, V.; CARBONELL, R.; KLAESCHEN, D.; HOBBS, R. Seismic reflection along the path of the Mediterranean Undercurrent. **Continental Shelf Research**, v. 29, n. 15, p. 1848–1860, ago. 2009. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.05.017>.

CALADO, L.; CAMARGO RODRÍGUEZ, Orlando; CODATO, Gabriel; CONTRERA XAVIER, Fabio. Upwelling regime off the Cabo Frio region in Brazil and impact on acoustic propagation. **The Journal of the Acoustical Society of America**, v. 143, n. 3, p. EL174–EL180, mar. 2018. <https://doi.org/10.1121/1.5026244>.

CALADO, L.; GANGOPADHYAY, A.; DA SILVEIRA, I. C. A. A parametric model for the Brazil Current meanders and eddies off southeastern Brazil. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 12, p. L12602, jun. 2006. <https://doi.org/10.1029/2006GL026092>.

CALADO, Leandro; SILVEIRA, Ilson Carlos Almeida da. **Dinâmica da formação dos meandros e vórtices da corrente do Brasil, ao largo do Sudeste Brasileiro**. 2001.

Dissertação (Mestrado) – Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.

CAMARGO RODRÍGUEZ, Orlando; COLLIS, Jon M.; SIMPSON, Harry J.; EY, Emanuel; SCHNEIDERWIND, Joseph; FELISBERTO, Paulo. Seismo-acoustic ray model benchmarking against experimental tank data. **The Journal of the Acoustical Society of America**, v. 132, n. 2, p. 709–717, ago. 2012. <https://doi.org/10.1121/1.4734236>.

CAMPOS, Edmo JD; GONÇALVES, JE; IKEDA, Y. Water mass characteristics and geostrophic circulation in the South Brazil Bight: Summer of 1991. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 100, n. C9, p. 18537–18550, 1995. .

CAMPOS, Edmo JD; VELHOTE, Denise; DA SILVEIRA, Ilson CA. Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 6, p. 751–754, 2000. .

CAMPOS, EJD. **Estudos da circulação oceânica no Atlântico e na região oeste do Atlântico subtropical sul**. 1995. Tese (Doutorado) – Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

CARDARELLI, E. Ray Tracing applied to travel time seismic tomography (theory and examples). **Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata**, v. 44, n. 3–4, p. 281–305, 2003. .

CARVALHO, Jéssica dos Santos de. **Variabilidade de longo-termo do transporte da Corrente do Brasil ao longo de 30° S-Um estudo numérico**. 2014. Dissertação (Mestrado) – Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014.

CASTELLANOS, P.; CAMPOS, E. J. D.; PIERA, J.; SATO, O. T.; DIAS, M. A. F. Silva. Impacts of Agulhas Leakage on the Tropical Atlantic Western Boundary Systems. **Journal of Climate**, v. 30, n. 17, p. 6645–6659, set. 2017. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0878.1>.

CHAPMAN, Chris. **Fundamentals of seismic wave propagation**. 1. ed. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2004.

CHELTON, Dudley B.; SCHLAX, Michael G.; SAMELSON, Roger M. Global observations of nonlinear mesoscale eddies. **Progress in Oceanography**, v. 91, n. 2, p. 167–216, out. 2011. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2011.01.002>.

CHEN, Cheng; MA, Yuanliang; LIU, Ying. Reconstructing Sound speed profiles worldwide with Sea surface data. **Applied Ocean Research**, v. 77, p. 26–33, ago. 2018. <https://doi.org/10.1016/j.apor.2018.05.002>.

CHEN, Gengxin; HOU, Yijun; CHU, Xiaoqing. Mesoscale eddies in the South China Sea: Mean properties, spatiotemporal variability, and impact on thermohaline structure. **Journal of Geophysical Research**, v. 116, n. C6, p. C06018, 30 jun. 2011. <https://doi.org/10.1029/2010JC006716>.

CHENG, Hao; DATTA-GUPTA, Akhil; HE, Zhong. A comparison of travel-time and amplitude matching for field-scale production data integration: Sensitivity, non-linearity and practical implications. *In: SPE ANNUAL TECHNICAL CONFERENCE AND EXHIBITION*, 2003. **SPE annual technical conference and exhibition** [...]. Denver, Colorado, U.S.A: Society of Petroleum Engineers Inc., 2003.

CHENG, Lijing; TRENBERTH, Kevin E.; FASULLO, John; BOYER, Tim; ABRAHAM, John; ZHU, Jiang. Improved estimates of ocean heat content from 1960 to 2015. **Science Advances**, v. 3, n. 3, p. e1601545, 3 mar. 2017. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1601545>.

CIRANO, Mauro; MATA, Mauricio M; CAMPOS, Edmo JD; DEIRÓ, Núbia FR. A circulação oceânica de larga-escala na região oeste do Atlântico Sul com base no modelo de circulação global OCCAM. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 24, n. 2, p. 209–230, 2006. .

CODATO, Gabriel; CALADO, L.; MARTINS, Néelson E.; WATANABE, Wandrey D.; DOMINGUES, Ricardo M.; JESUS, S. M. Acoustic prediction using a feature-oriented regional modeling system and acoustic inversion. *In: ECUA 2012 11TH EUROPEAN CONFERENCE ON UNDERWATER ACOUSTICS*, 17., dez. 2012. **Proceedings of Meetings on Acoustics** [...]. Edinburgh, Scotland: Acoustical Society of America, dez. 2012. v. 17, p. 070052. <https://doi.org/10.1121/1.4772933>.

COLBERG, F. South Atlantic response to El Niño–Southern Oscillation induced climate variability in an ocean general circulation model. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, n. C12, p. C12015, 2004. <https://doi.org/10.1029/2004JC002301>.

COMBES, Vincent; MATANO, Ricardo P. The Patagonian shelf circulation: Drivers and variability. **Progress in Oceanography**, v. 167, p. 24–43, out. 2018. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2018.07.003>.

COMBES, Vincent; MATANO, Ricardo P.; PALMA, Elbio D. Circulation and Cross-Shelf Exchanges in the Northern Shelf Region of the Southwestern Atlantic: Kinematics. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 126, n. 4, abr. 2021. DOI 10.1029/2020JC016959. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2020JC016959>. Acesso em: 27 jun. 2021.

CYPRIANO, Luis; YU, Ziqin; FERREIRA, Denis; HUARD, Benjamin; PEREIRA, Roberto; JOUNO, Florian; KHALIL, Adel; URASAKI, Eduardo; DA CRUZ, Nathalia; YIN, Ailin; CLARKE, Dan; JESUS, Carlos. OBN for pre-salt imaging and reservoir monitoring – Potential and road ahead. *In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY&EXPOGEF*, 2019. **Proceedings of the 16th International Congress of the Brazilian Geophysical Society&Expogef** [...]. Rio de Janeiro, Brazil: Brazilian Geophysical Society, 2019. p. 1–6. <https://doi.org/10.22564/16cisbgf2019.318>.

DA ROCHA FRAGOSO, Mauricio; DE CARVALHO, Gabriel Vieira; SOARES, Felipe Lobo Mendes; FALLER, Daiane Gracieli; DE FREITAS ASSAD, Luiz Paulo; TOSTE, Raquel; SANCHO, Livia Maria Barbosa; PASSOS, Elisa Nóbrega; BÖCK, Carina Stefoni; REIS, Bruna; LANDAU, Luiz; ARANGO, Hernan G.; MOORE, Andrew M. A 4D-variational ocean data assimilation application for Santos Basin, Brazil. **Ocean Dynamics**, v. 66, n. 3, p. 419–434, mar. 2016. <https://doi.org/10.1007/s10236-016-0931-5>.

DA SILVEIRA, I.C.A.; LIMA, J.A.M.; SCHMIDT, A.C.K.; CECCOPIERI, W.; SARTORI, A.; FRANSCISCO, C.P.F.; FONTES, R.F.C. Is the meander growth in the Brazil Current system off Southeast Brazil due to baroclinic instability? **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 45, n. 3–4, p. 187–207, ago. 2008.
<https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2008.01.002>.

DA SILVEIRA, Ilson Carlos Almeida; SCHMIDT, Andre Campos Kersten; CAMPOS, Edmo Jose Dias; DE GODOI, Sueli Susana; IKEDA, Yoshimine. A corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. **Rev. Bras. Ocean**, v. 48, n. 2, p. 171–183, 2000. .

DEE, Dick P; UPPALA, S M[†]; SIMMONS, AJ; BERRISFORD, Paul; POLI, P; KOBAYASHI, S; ANDRAE, U; BALMASEDA, MA; BALSAMO, G; BAUER, d P; OTHERS. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the royal meteorological society**, v. 137, n. 656, p. 553–597, 2011. .

EMANUEL, Ey; RODRIGUEZ, Orlando C. **cTraceo user manual**. SiPLAB internal report, n. Rep. 01/12-SiPLAB. Faro, Portugal: Centro de Investigação Tecnológica do Algarve, Universidade do Algarve, 2012.

ETTER, Paul C. **Underwater acoustic modeling and simulation**. 3. ed. London, England: Spon Press, 2018.

EVANS, David L.; SIGNORINI, Sergio S. Vertical structure of the Brazil Current. **Nature**, v. 315, n. 6014, p. 48–50, maio 1985. <https://doi.org/10.1038/315048a0>.

FAGHMOUS, James H.; STYLES, Luke; MITHAL, Varun; BORIAH, Shyam; LIESS, Stefan; KUMAR, Vipin; VIKEBO, Frode; MESQUITA, Michel dos Santos. EddyScan: A physically consistent ocean eddy monitoring application. *In*: 2012 CONFERENCE ON INTELLIGENT DATA UNDERSTANDING (CIDU), out. 2012. **2012 Conference on Intelligent Data Understanding** [...]. Boulder, CO, USA: IEEE, out. 2012. p. 96–103.
<https://doi.org/10.1109/CIDU.2012.6382189>.

FERREIRA, M. B.; SATO, O. T.; POLITO, P. S.; BERNARDO, P. S. Examining the Subtropical Mode Water in the Southwestern Atlantic From in Situ Observations. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 124, n. 4, p. 2513–2526, abr. 2019.
<https://doi.org/10.1029/2018JC014762>.

FRANCO, Bárbara C.; COMBES, Vincent; GONZÁLEZ CARMAN, Victoria. Subsurface Ocean Warming Hotspots and Potential Impacts on Marine Species: The Southwest South Atlantic Ocean Case Study. **Frontiers in Marine Science**, v. 7, p. 563394, 25 set. 2020.
<https://doi.org/10.3389/fmars.2020.563394>.

FU, Lee-Lueng. Pathways of eddies in the South Atlantic Ocean revealed from satellite altimeter observations. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 14, p. L14610, 2006.
<https://doi.org/10.1029/2006GL026245>.

GEYER, Florian; SAGEN, Hanne; CORNUELLE, Bruce; MAZLOFF, Matthew R.; VAZQUEZ, Heriberto J. Using a regional ocean model to understand the structure and

variability of acoustic arrivals in Fram Strait. **The Journal of the Acoustical Society of America**, v. 147, n. 2, p. 1042–1053, fev. 2020. <https://doi.org/10.1121/10.0000513>.

GIGLIO, Donata; JOHNSON, Gregory C. Middepth decadal warming and freshening in the South Atlantic: MIDDEPTH S. ATLANTIC WARMS AND FRESHENS. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 122, n. 2, p. 973–979, fev. 2017. <https://doi.org/10.1002/2016JC012246>.

GORDON, A.L. South Atlantic thermocline ventilation. **Deep-Sea Research**, v. 28, n. 11, p. 1239–1264, 1981. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(81\)90033-9](https://doi.org/10.1016/0198-0149(81)90033-9).

GUERRA, Luiz Alexandre A.; PAIVA, Afonso M.; CHASSIGNET, Eric P. On the translation of Agulhas rings to the western South Atlantic Ocean. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 139, p. 104–113, set. 2018. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2018.08.005>.

HAN, Fu-Xing; SUN, Jian-Guo; WANG, Kun. The influence of sea water velocity variation on seismic traveltimes, ray paths, and amplitude. **Applied Geophysics**, v. 9, n. 3, p. 319–325, set. 2012. <https://doi.org/10.1007/s11770-012-0344-2>.

HANNACHI, A.; JOLLIFFE, I. T.; STEPHENSON, D. B. Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: A review. **International Journal of Climatology**, v. 27, n. 9, p. 1119–1152, jul. 2007. <https://doi.org/10.1002/joc.1499>.

HJELMERVIK, Karina; THOMAS HJELMERVIK, Karl. Demonstration of comparison methods for ocean model validation. **The Open Ocean Engineering Journal**, v. 5, n. 1, 2012. .

HOLBROOK, W. S. Thermohaline Fine Structure in an Oceanographic Front from Seismic Reflection Profiling. **Science**, v. 301, n. 5634, p. 821–824, 8 ago. 2003. <https://doi.org/10.1126/science.1085116>.

HUANG. Ocean Acoustic Tomography Using Travel-time Sensitivity Kernel. 2016. Disponível em: <https://drive.google.com/file/d/1ji67NNTuH9VrK0WkRN97olqvMlGS6moF/view?usp=sharing>.

HUSSEINI, Talal. Tracing the history of exploration in the Brazilian pre-salt oil region. 4 out. 2018. **Offshore Technology**. Disponível em: <https://www.offshore-technology.com/analysis/pre-salt-oil-region-brazil/>. Acesso em: 15 set. 2022.

JENSEN, Finn B; KUPERMAN, William A; PORTER, Michael B; SCHMIDT, Henrik. **Computational ocean acoustics**. 2. ed. [S. l.]: Springer Science & Business Media, 2011.

JIAN, Y.J.; ZHANG, J.; LIU, Q.S.; WANG, Y.F. Effect of Mesoscale eddies on underwater sound propagation. **Applied Acoustics**, v. 70, n. 3, p. 432–440, mar. 2009. <https://doi.org/10.1016/j.apacoust.2008.05.007>.

JOHNSON, Gregory C.; LYMAN, John M. Warming trends increasingly dominate global ocean. **Nature Climate Change**, v. 10, n. 8, p. 757–761, ago. 2020. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0822-0>.

KAYANO, Mary T.; ANDREOLI, Rita V.; FERREIRA DE SOUZA, Rodrigo A. Relations between ENSO and the South Atlantic SST modes and their effects on the South American rainfall: South Atlantic SST Modes. **International Journal of Climatology**, v. 33, n. 8, p. 2008–2023, 30 jun. 2013. <https://doi.org/10.1002/joc.3569>.

LAXENAIRE, R.; SPEICH, S.; BLANKE, B.; CHAIGNEAU, A.; PEGLIASCO, C.; STEGNER, A. Anticyclonic Eddies Connecting the Western Boundaries of Indian and Atlantic Oceans. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 123, n. 11, p. 7651–7677, nov. 2018. <https://doi.org/10.1029/2018JC014270>.

LAZANEO, C. Z.; CALIL, P. H. R.; TANDON, A.; SILVEIRA, I. C. A. Submesoscale Coherent Vortices in the South Atlantic Ocean: A Pathway for Energy Dissipation. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 127, n. 2, fev. 2022. DOI 10.1029/2020JC017099. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2020JC017099>. Acesso em: 1 abr. 2022.

LE BARS, D.; DURGADOO, J. V.; DIJKSTRA, H. A.; BIASTOCH, A.; DE RUIJTER, W. P. M. An observed 20-year time series of Agulhas leakage. **Ocean Science**, v. 10, n. 4, p. 601–609, 3 jul. 2014. <https://doi.org/10.5194/os-10-601-2014>.

LELLOUCHE, Jean-Michel; GREINER, Eric; LE GALLOUDEC, Olivier; GARRIC, Gilles; REGNIER, Charly; DREVILLON, Marie; BENKIRAN, Mounir; TESTUT, Charles-Emmanuel; BOURDALLE-BADIE, Romain; GASPARIN, Florent; OTHERS. Recent updates to the Copernicus Marine Service global ocean monitoring and forecasting real-time 1/ 12° high-resolution system. **Ocean Science**, v. 14, n. 5, p. 1093–1126, 2018. .

LELLOUCHE, JM; LE GALLOUDEC, O; DRÉVILLON, M; RÉGNIER, C; GREINER, E; GARRIC, G; FERRY, N; DESPORTES, C; TESTUT, CE; BRICAUD, C; OTHERS. Evaluation of real time and future global monitoring and forecasting systems at Mercator Océan. **Ocean Science Discussions**, v. 9, n. 2, 2012. .

LUKO, C. D.; SILVEIRA, I. C. A.; SIMOES-SOUSA, I. T.; ARAUJO, J. M.; TANDON, A. Revisiting the Atlantic South Equatorial Current. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 126, n. 7, jul. 2021. DOI 10.1029/2021JC017387. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2021JC017387>. Acesso em: 2 jun. 2022.

LUO, Yi; SCHUSTER, Gerard T. Wave-equation travelttime inversion. **Geophysics**, v. 56, n. 5, p. 645–653, 1991. .

LUTJEHARMS, Johann RE. **The agulhas current**. 1. ed. [S. l.]: Springer, 2006. v. 329, .

MACKAY, Scott; FRIED, Jonathan; CARVILL, Charles. The impact of water-velocity variations on deepwater seismic data. **The Leading Edge**, v. 22, n. 4, p. 344–350, abr. 2003. <https://doi.org/10.1190/1.1572088>.

MAHIQUES, Michel M. de; BÍCEGO, Marcia C.; SILVEIRA, Ilson C.A.; SOUSA, Silvia H.M.; LOURENÇO, Rafael A.; FUKUMOTO, Marina M. Modern sedimentation in the Cabo Frio upwelling system, Southeastern Brazilian shelf. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 77, n. 3, p. 535–548, set. 2005. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652005000300013>.

MASON, Evan; PASCUAL, Ananda; MCWILLIAMS, James C. A New Sea Surface Height–Based Code for Oceanic Mesoscale Eddy Tracking. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 31, n. 5, p. 1181–1188, maio 2014. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-14-00019.1>.

MATANO, Ricardo P.; PALMA, Elbio D.; PIOLA, Alberto R. The influence of the Brazil and Malvinas Currents on the Southwestern Atlantic Shelf circulation. **Ocean Science**, v. 6, n. 4, p. 983–995, nov. 2010. <https://doi.org/10.5194/os-6-983-2010>.

MCCARTHY, G. D.; KING, B. A.; CIPOLLINI, P.; MCDONAGH, E. L.; BLUNDELL, J. R.; BIASTOCH, A. On the sub-decadal variability of South Atlantic Antarctic Intermediate Water. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 10, p. n/a-n/a, maio 2012. <https://doi.org/10.1029/2012GL051270>.

MCCARTHY, Gerard; MCDONAGH, Elaine; KING, Brian. Decadal Variability of Thermocline and Intermediate Waters at 24°S in the South Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, v. 41, n. 1, p. 157–165, 1 jan. 2011. <https://doi.org/10.1175/2010JPO4467.1>.

MÉMERY, L; ARHAN, M; ALVAREZ-SALGADO, X.A; MESSIAS, M.-J; MERCIER, H; CASTRO, C.G; RIOS, A.F. The water masses along the western boundary of the south and equatorial Atlantic. **Progress in Oceanography**, v. 47, n. 1, p. 69–98, out. 2000. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(00\)00032-X](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(00)00032-X).

MOREIRA, Jobel Lourenço Pinheiro; MADEIRA, Cláudio Valdetaro; GIL, João Alexandre; MACHADO, Marco Antonio Pinheiro. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, v. 15, n. 2, p. 531–549, 2007. .

MOUSA, Wail A; AL-SHUHAIL, Abdullatif A. Processing of seismic reflection data using MATLAB™. **Synthesis Lectures on Signal Processing**, v. 5, n. 1, p. 1–97, 2011. .

MUNK, Walter; WUNSCH, Carl. Ocean acoustic tomography: a scheme for large scale monitoring. **Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers**, v. 26, n. 2, p. 123–161, fev. 1979. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(79\)90073-6](https://doi.org/10.1016/0198-0149(79)90073-6).

PALMA, E.D.; MATANO, R.P.; PIOLA, A.R. A numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf circulation: Barotropic response to tidal and wind forcing. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, n. 8, p. C08014 1-17, 2004. <https://doi.org/10.1029/2004JC002315>.

PALMA, E.D.; MATANO, R.P.; PIOLA, A.R. A numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf circulation: Stratified ocean response to local and offshore forcing. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, n. 11, 2008. DOI 10.1029/2007JC004720. Disponível em: <https://www.scopus.com/inward/record.uri?eid=2-s2.0->

58949085652&doi=10.1029%2f2007JC004720&partnerID=40&md5=2187bc730289f5e4ab3f00488f1a8919.

PEGLIASCO, Cori; DELEPOULLE, Antoine; MASON, Evan; MORROW, Rosemary; FAUGÈRE, Yannice; DIBARBOURE, Gérald. META3.1exp: a new global mesoscale eddy trajectory atlas derived from altimetry. **Earth System Science Data**, v. 14, n. 3, p. 1087–1107, 10 mar. 2022. <https://doi.org/10.5194/essd-14-1087-2022>.

PEREIRA, J.; GABIOUX, M.; MARTA-ALMEIDA, M.; CIRANO, M.; PAIVA, A.M.; AGUIAR, A.L. The bifurcation of the western boundary current system of the South Atlantic Ocean. **Brazilian Journal of Geophysics**, v. 32, n. 2, p. 241–257, 2014. .

PETERSON, R.G.; STRAMMA, L. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. **Progress in Oceanography**, v. 26, n. 1, p. 1–73, 1991. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(91\)90006-8](https://doi.org/10.1016/0079-6611(91)90006-8).

POWELL, Brian S.; KERRY, Colette G.; CORNUELLE, Bruce D. Using a numerical model to understand the connection between the ocean and acoustic travel-time measurements. **The Journal of the Acoustical Society of America**, v. 134, n. 4, p. 3211–3222, out. 2013. <https://doi.org/10.1121/1.4818786>.

PROVOST, Christine; ESCOFFIER, Christelle; MAAMAATUAI AHUTAPU, Keitapu; KARTAVTSEFF, Annie; GARÇON, Véronique. Subtropical mode waters in the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 104, n. C9, p. 21033–21049, 15 set. 1999. <https://doi.org/10.1029/1999JC900049>.

RINTOUL, Stephen Rich. South atlantic interbasin exchange. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 96, n. C2, p. 2675–2692, 1991. .

RODRIGUES, Regina R.; CAMPOS, Edmo J. D.; HAARSMA, Reindert. The Impact of ENSO on the South Atlantic Subtropical Dipole Mode. **Journal of Climate**, v. 28, n. 7, p. 2691–2705, 1 abr. 2015. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00483.1>.

RODRIGUES, Regina R.; WIMBUSH, Mark; WATTS, D. Randolph; ROTHSTEIN, Lewis M.; OLLITRAULT, Michel. South Atlantic mass transports obtained from subsurface float and hydrographic data. **Journal of Marine Research**, v. 68, n. 6, p. 819–850, 1 nov. 2010. <https://doi.org/10.1357/002224010796673858>.

ROEMMICH, Dean; CHURCH, John; GILSON, John; MONSELESAN, Didier; SUTTON, Philip; WIJFFELS, Susan. Unabated planetary warming and its ocean structure since 2006. **Nature Climate Change**, v. 5, n. 3, p. 240–245, mar. 2015. <https://doi.org/10.1038/nclimate2513>.

ROQUET, F.; MADEC, G.; MCDOUGALL, Trevor J.; BARKER, Paul M. Accurate polynomial expressions for the density and specific volume of seawater using the TEOS-10 standard. **Ocean Modelling**, v. 90, p. 29–43, jun. 2015. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.04.002>.

ROUAULT, Mathieu; PENVEN, Pierrick; POHL, Benjamin. Warming in the Agulhas Current system since the 1980's. **Geophysical Research Letters**, v. 36, n. 12, p. L12602, 18 jun. 2009. <https://doi.org/10.1029/2009GL037987>.

SATO, O. T.; POLITO, P. S. Observation of South Atlantic subtropical mode waters with Argo profiling float data. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 119, n. 5, p. 2860–2881, maio 2014. <https://doi.org/10.1002/2013JC009438>.

SCHMID, Claudia. Mean vertical and horizontal structure of the subtropical circulation in the South Atlantic from three-dimensional observed velocity fields. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 91, p. 50–71, 2014. .

SCHMIDTKO, Sunke; JOHNSON, Gregory C. Multidecadal Warming and Shoaling of Antarctic Intermediate Water*. **Journal of Climate**, v. 25, n. 1, p. 207–221, 1 jan. 2012. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00021.1>.

SHCHEPETKIN, Alexander F.; MCWILLIAMS, James C. The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. **Ocean Modelling**, v. 9, n. 4, p. 347–404, jan. 2005. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2004.08.002>.

SILVEIRA, Ilson C.A. da; PEREIRA, Filipe; FLIERL, Glenn R.; SIMOES-SOUSA, Iury T.; PALÓCZY, André; BORGES-SILVA, Milton; ROCHA, César B. The Brazil Current quasi-stationary unstable meanders at 22°S–23°S. **Progress in Oceanography**, v. 210, p. 102925, jan. 2023. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2022.102925>.

SKARSOULIS, E. K.; CORNUELLE, B. D. Travel-time sensitivity kernels in ocean acoustic tomography. **The Journal of the Acoustical Society of America**, v. 116, n. 1, p. 227–238, jul. 2004. <https://doi.org/10.1121/1.1753292>.

SOUTELINO, Rafael Guarino. **A origem da corrente do brasil**. 2008. Dissertação (Mestrado) – Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

SOUTELINO, RG; DA SILVEIRA, ICA; GANGOPADHYAY, AAMJ; MIRANDA, JA. Is the Brazil Current eddy-dominated to the north of 20 S? **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 3, 2011. .

SOUTELINO, R.G.; GANGOPADHYAY, A.; DA SILVEIRA, I. C. A. The roles of vertical shear and topography on the eddy formation near the site of origin of the Brazil Current. **Continental Shelf Research**, v. 70, p. 46–60, nov. 2013. <https://doi.org/10.1016/J.CSR.2013.10.001>.

SOUZA, Leonardo; CHAVES, Norberto. Bacia de Santos no Brasil: geologia, exploração e produção de petróleo e gás natural. **Boletim de Geologia**, v. 41, p. 175–195, jan. 2019. .

STRAMMA, Lothar. The Brazil current transport south of 23°S. **Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers**, v. 36, n. 4, p. 639–646, abr. 1989. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(89\)90012-5](https://doi.org/10.1016/0198-0149(89)90012-5).

STRAMMA, Lothar; ENGLAND, Matthew. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 104, n. C9, p. 20863–20883, set. 1999. <https://doi.org/10.1029/1999JC900139>.

STRAMMA, Lothar; IKEDA, Yoshimine; PETERSON, Ray G. Geostrophic transport in the Brazil Current region north of 20 S. **Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers**, v. 37, n. 12, p. 1875–1886, 1990. .

STRAMMA, Lothar; PETERSON, Ray G. The south atlantic current. **Journal of Physical Oceanography**, v. 20, n. 6, p. 846–859, 1990. .

TALLEY, L.D.; PICKARD, G.L.; EMERY, W.J.; SWIFT, J.H. **Descriptive physical oceanography: An introduction: Sixth edition**. 6. ed. [S. l.: s. n.], 2011. <https://doi.org/10.1016/C2009-0-24322-4>.

TSUCHIYA, Mizuki. Evidence of a double-cell subtropical gyre in the South Atlantic Ocean. **Journal of Marine Research**, v. 43, n. 1, p. 57–65, 1985. .

UCHOA, Igor; SIMOES-SOUSA, Iury T.; DA SILVEIRA, Ilson C.A. The Brazil Current mesoscale eddies: Altimetry-based characterization and tracking. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 192, p. 103947, fev. 2023. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2022.103947>.

VENEGAS, Silvia A.; MYSAK, Lawrence A.; STRAUB, David N. Evidence for interannual and interdecadal climate variability in the South Atlantic. **Geophysical Research Letters**, v. 23, n. 19, p. 2673–2676, 15 set. 1996. <https://doi.org/10.1029/96GL02373>.

VIANNA, M. L.; MENEZES, V. V. Double-celled subtropical gyre in the South Atlantic Ocean: Means, trends, and interannual changes. **Journal of Geophysical Research**, v. 116, n. C3, p. C03024, 24 mar. 2011. <https://doi.org/10.1029/2010JC006574>.

VIRIEUX, Jean; OPERTO, Stéphane. An overview of full-waveform inversion in exploration geophysics. **Geophysics**, v. 74, n. 6, p. WCC1–WCC26, 2009. .

WANG, Xue; ZHANG, Shaoqing; LIN, Xiaopei; QIU, Bo; YU, Lisan. Characteristics of 3-Dimensional Structure and Heat Budget of Mesoscale Eddies in the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 126, n. 5, maio 2021. <https://doi.org/10.1029/2020JC016922>. Acesso em: 29 jun. 2021.

YILMAZ, Ozdogan. **Seismic data processing**. [S. l.]: Society of Exploration Geophysics, 1987(Investigations in Geophysics).

ZHANG, Gongcheng; QU, Hongjun; CHEN, Guojun; ZHAO, Chong; ZHANG, Fenglian; YANG, Haizhang; ZHAO, Zhao; MA, Ming. Giant discoveries of oil and gas fields in global deepwaters in the past 40 years and the prospect of exploration. **Journal of Natural Gas Geoscience**, v. 4, n. 1, p. 1–28, 2019. .

ZUO, Hao; BALMASEDA, Magdalena Alonso; TIETSCHKE, Steffen; MOGENSEN, Kristian; MAYER, Michael. The ECMWF operational ensemble reanalysis–analysis system for ocean

and sea ice: a description of the system and assessment. **Ocean Science**, v. 15, n. 3, p. 779–808, 20 jun. 2019. <https://doi.org/10.5194/os-15-779-2019>.

APÊNDICE A – ARTICLE HIGHLIGHTS

- Hydrodynamic models' results were used with a ray tracing model and eddy detection algorithm
- Ocean eddies drive sound speed variability in the thermocline and traveltime deviations of $\sim 10^{-3}$ s
- Glorys evaluation with in situ data yielded traveltime errors in the $\sim 10^{-3}$ s order of magnitude
- Acoustic amplitudes were driven by the seasonal mixed layer temperature and modulated by eddies
- Both ocean models indicated a sound speed increase from 1992 to 2015 and interannual oscillations

APÊNDICE B – STATEMENT OF NOVELTY AND SIGNIFICANCE

Time-lapse seismic imaging is sensible to ocean variability, especially at ultradeep oil fields, although the use of mean sound speed models is still the industry standard. We investigated using ocean models with long temporal coverage the sound speed and inversion parameters variability related to physical features by tracking mesoscale eddies and determining water masses depths. The results indicate that eddy advection drives traveltime temporal variability while amplitudes and ray trajectories are influenced by the surface seasonal cycle in an ocean bottom node configuration. Sound speed increase trends and interannual oscillations may also be important in long spaced surveys.

APÊNDICE C – AUTHOR CONTRIBUTIONS

P.L. Souza: Software, Formal analysis, Investigation, Visualization, Writing - Original Draft preparation.

A.F.H. Fetter: Conceptualization, Methodology, Writing - Review & Editing, Supervision.

F.C. Lajús: Methodology, Writing - Review & Editing.

A.H.F. Klein: Resources, Supervision, Project administration, Funding acquisition.

APÊNDICE D – DIAGRAMAS DE HOVMÖLLER ADICIONAIS

No presente apêndice, são apresentadas figuras e análises complementares às Figuras 22, 23 e 24. As figuras incluem análises realizadas com os modelos de reanálise Hycom Gofs 3.0³ (HYCOM) e Oras 5⁴ (ORAS), que não foram inclusas no artigo. A decisão tomada foi baseada na resolução temporal e espacial do ORAS, que não permitia a identificação de vórtices, e dos erros elevados apresentados pelo modelo HYCOM durante a comparação com dados *in situ*. Ainda assim, os resultados do ORAS corroboram a tendência de aumento da velocidade do som e os resultados de ambos os modelos corroboram os padrões de variabilidade interanual da velocidade do som descritos no artigo. A Figura 29 contém diagramas de Hovmöller do tempo de trânsito ao longo de uma seção zonal entre a longitude de 35°O e a posição da Seção Acústica (Acoustic Section) e também evidenciam os padrões interanuais encontrados, além de indicar a propagação zonal de propriedades termohalinas para a área de estudo.

³ <https://www.hycom.org/dataserver/gofs-3pt0/analysis>

⁴ <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/dataset/ocean-reanalysis-system-5>

Figura 27 - Diagramas de Hovmöller de anomalias da velocidade do som a partir de dados do (a) ORAS, (b) GLORYS, (c) HYCOM e (d) BrazilShelf nos eixos de profundidade e tempo com interfaces isopicnais entre a AT-ACAS, ACAS-AIA e AIA-APAN indicadas. Acima destes, é apresentado a série temporal de tempos de trânsito. O painel à esquerda contém o perfil médio de velocidade do som para cada modelo.

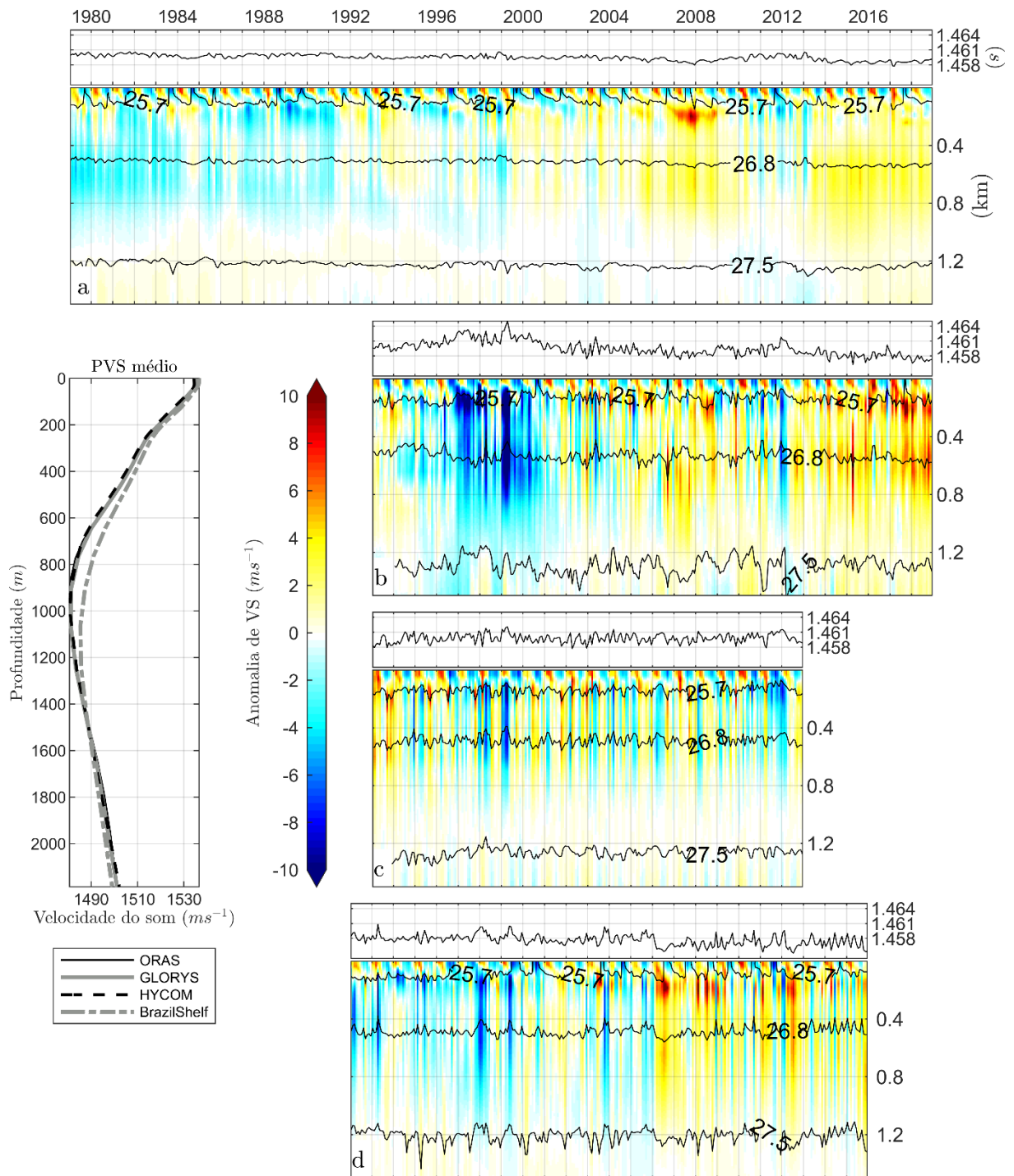


Figura 28 - Diagramas de temperatura potencial e salinidade prática para os pontos dos perfis de velocidade do som da Figura 27. Cores indicam a anomalia de velocidade do som associada a cada ponto. Os limites isopícnais entre as massas d'água estão indicados.

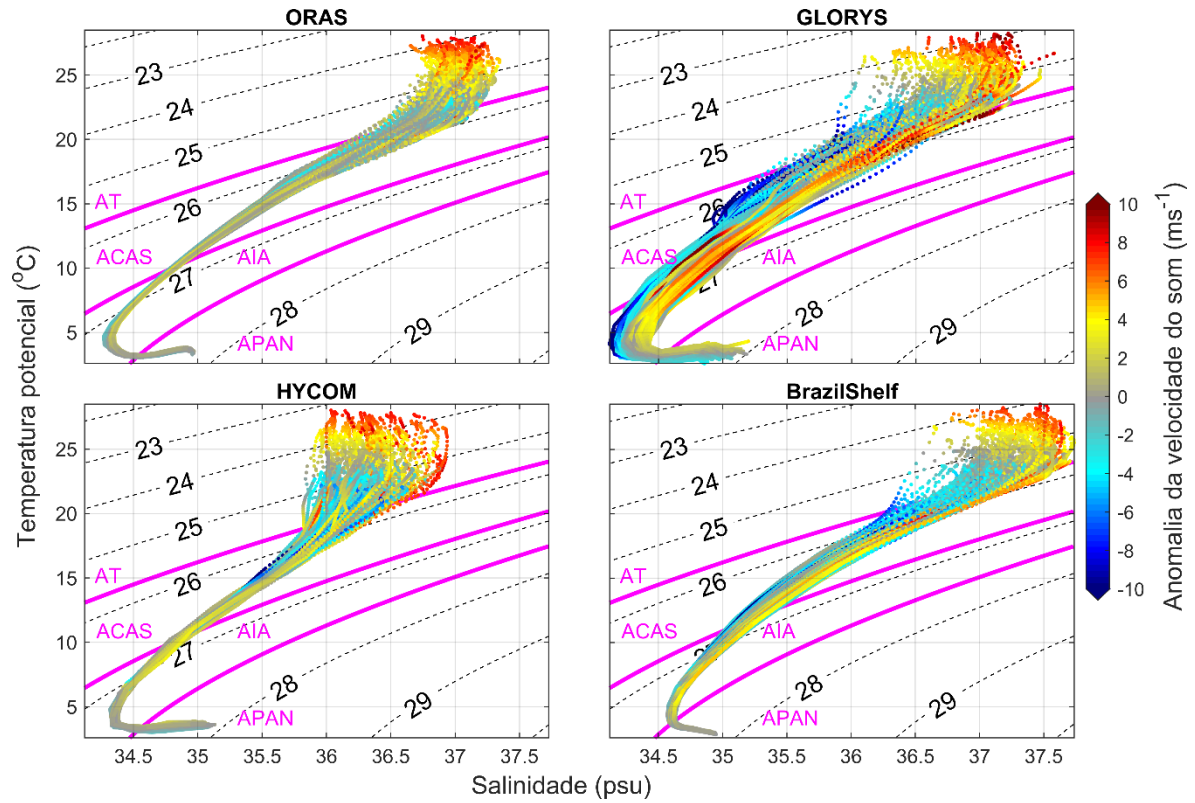
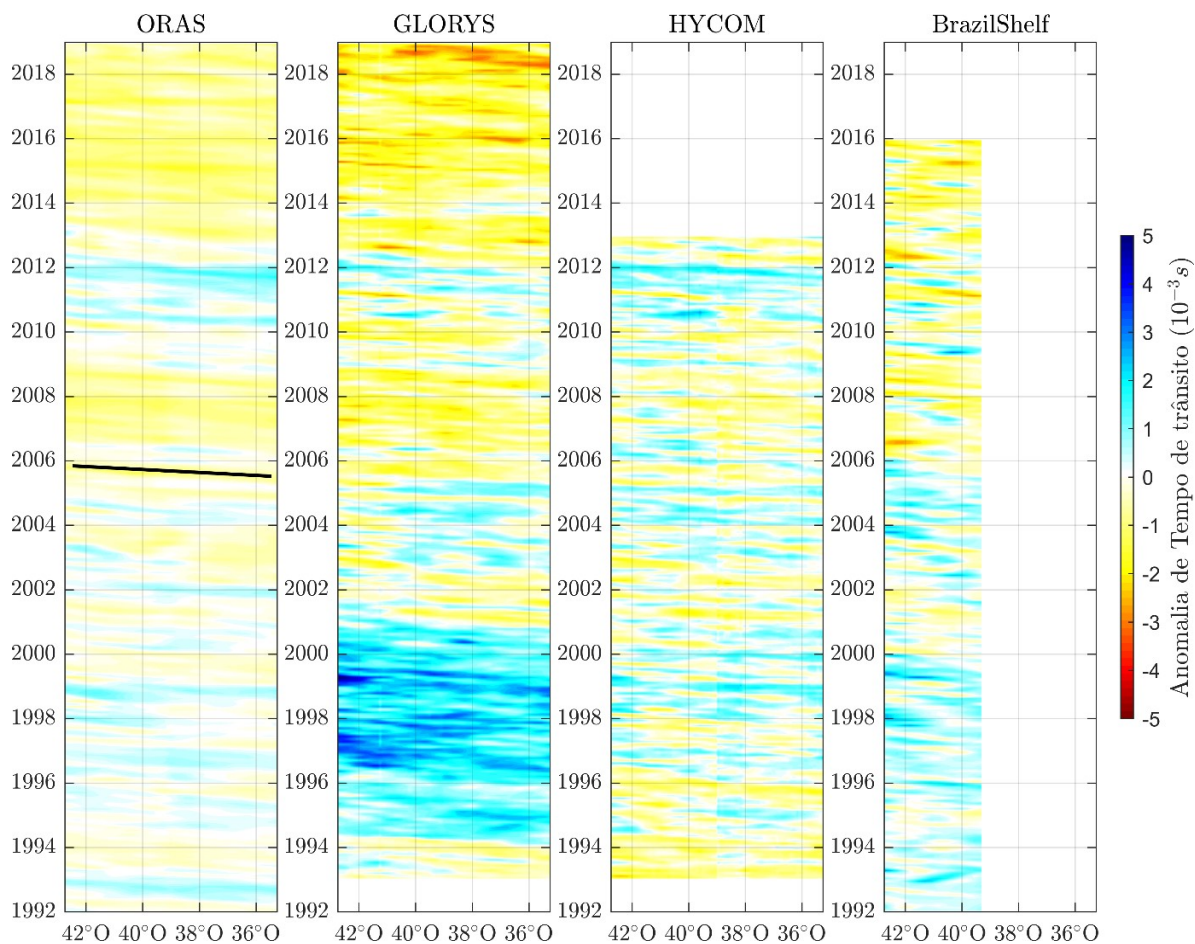


Figura 29 - Diagramas de Hovmöller da anomalia do tempo de trânsito nos eixos de tempo e longitude em uma seção zonal entre 35°O e a posição da Seção Acústica (Acoustic Section) para os modelos ORAS, GLORYS, HYCOM e BrazilShelf. A reta de referência traçada no painel do ORAS indica a direção da propagação de anomalias de tempo de trânsito e sua inclinação infere velocidade de propagação de 0,07cm/s.



APÊNDICE E – TRAÇADO DE RAIOS EM TODOS OS MESES DOS ANOS 1999 E 2006 A PARTIR DOS RESULTADOS DO BRAZILSHELF

Figura 30 - Trajetória de raios nas seções de velocidade do som (representadas por anomalias) no passo de tempo central de cada mês do ano de 1999 para o modelo BrazilShelf. Para fins de visualização, são exibidos apenas 100 raios aproximadamente equidistantes no fundo.

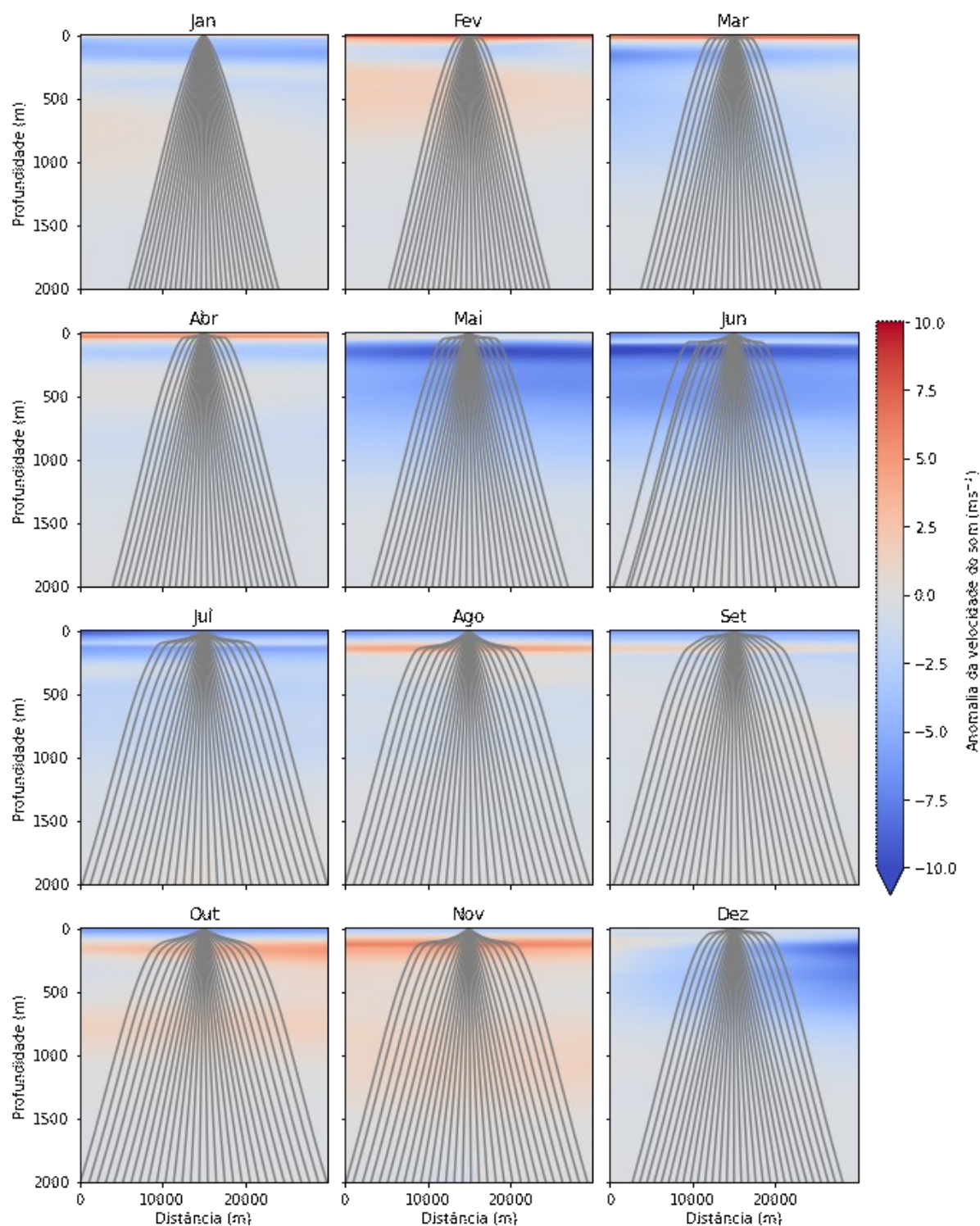


Figura 31 - Trajetória de raios nas seções de velocidade do som (representadas por anomalias) no passo de tempo central de cada mês do ano de 2006 para o modelo BrazilShelf. Para fins de visualização, são exibidos apenas 100 raios aproximadamente equidistantes no fundo.

