



TESE DE DOUTORADO

**DESENVOLVIMENTO DE
MÉTODOS DE ASSIMILAÇÃO DE
DADOS OCEANOGRÁFICOS E
AVALIAÇÃO DE SEUS IMPACTOS
SOBRE A METAREA V DO
OCEANO ATLÂNTICO**

FILIPE BITENCOURT COSTA

SALVADOR – BAHIA
JULHO – 2021

**Desenvolvimento de Métodos de Assimilação de Dados
Oceanográficos e Avaliação de Seus Impactos Sobre a METAREA
V do Oceano Atlântico**

por

FILIPE BITENCOURT COSTA

Oceanografia (Universidade Federal da Bahia – 2010)

Mestre em Geofísica (Universidade Federal da Bahia – 2014)

Orientador: Prof. Dr. Clemente Augusto Souza Tanajura

TESE DE DOUTORADO

Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de

DOUTOR EM CIÊNCIAS

EM

GEOFÍSICA

à

Câmara de Ensino de Pós-Graduação e Pesquisa

da

Universidade Federal da Bahia

Comissão Examinadora



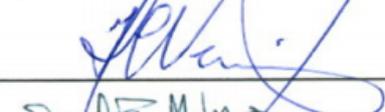
Dr. Clemente Augusto Souza Tanajura



Dr. Dirceu Luiz Herdies



Dr. Edmo José Dias Campos



Dr. Haroldo Fraga de Campos Velho



Dr. José Antônio Moreira Lima

Aprovada em 16 de julho de 2021

Ficha catalográfica elaborada pelo Sistema Universitário de Bibliotecas (SIBI/UFBA),
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Costa, Filipe Bitencourt
Desenvolvimento de Métodos de Assimilação de Dados
Oceanográficos e Avaliação de Seus Impactos Sobre a
METAREA V do Oceano Atlântico / Filipe Bitencourt
Costa. -- Salvador, 2021.
104 f. : il

Orientador: Clemente Augusto Souza Tanajura.
Tese (Doutorado - Programa de Pós-Graduação em
Geofísica) -- Universidade Federal da Bahia,
Universidade Federal da Bahia, 2021.

1. Assimilação de Dados. 2. Ensemble Optimal
Interpolation. 3. Ensemble Kalman Filter. 4. HYCOM.
5. Corrente do Brasil. I. Tanajura, Clemente Augusto
Souza. II. Título.

"A democracia permite que A e B se unam para roubar C. Isso não é justiça, é um ultraje moral."

"Não, o estado é tudo menos o resultado de um contrato! Ninguém com uma grama de bom senso concordaria com tal contrato. Tenho muitos contratos em meus arquivos, mas em nenhum lugar existe um como este. O estado é o resultado de força agressiva e subjugação. Evoluiu sem base contratual, como uma máfia de gângsteres de proteção. E sobre a luta de todos contra todos: isso é um mito."

Hans-Hermann Hoppe

Resumo

Os métodos de assimilação de dados são peças fundamentais da oceanografia operacional e têm forte impacto na previsibilidade dos modelos oceânicos, tendo em vista que eles produzem as condições iniciais dos modelos previsores. O presente trabalho enfoca o desenvolvimento desses métodos e da oceanografia operacional no Brasil no contexto da Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica (REMO). Na primeira parte do trabalho, ênfase é dada à diferentes estratégias para assimilar dados de perfis verticais de temperatura (T) e salinidade (S). Na segunda parte, ênfase é dada na construção e aplicação de um Filtro de Kalman por Conjuntos.

Perfis hidrográficos de TS são cruciais para se restringir a estrutura termohalina de modelos oceânicos. Para o modelo oceânico *Hybrid Coordinate Ocean Model* (HYCOM) pode-se realizar assimilação destes dados em suas coordenadas originais (coordenada Z) ou projetar as observações para as coordenadas verticais do modelo (isopicnal). Estas duas formas foram comparadas assimilando dados de TS dos perfiladores ARGO no HYCOM a cada três dias durante seis anos. Três experimentos foram realizados: (i) $ARGO_{DP}$ com a inovação calculada no espaço vertical do modelo, em coordenada isopicnal, (ii) $ARGO_Z$ com a inovação calculada no espaço das observações, em coordenada Z e (iii) $ARGO_{ZT}$ idem ao anterior, porém assimilando apenas T. Ambos os esquemas são adequados para a assimilação de perfis hidrográficos, visto que estes reduziram os erros de TS do modelo em relação aos dados do ARGO. Contudo, a análise do $ARGO_Z$ se mostrou mais acurada, apresentou menor erro para a previsão, melhor representação do conteúdo de calor e profundidades das isopicnais do modelo. Consequentemente, obteve uma melhor representação da altura da superfície do mar (ASM) média, das correntes de contorno oeste (CCOs) e um transporte da Corrente do Brasil (CB) mais próximo às referências. Ainda, demonstrou-se a importância da salinidade para a produção de incrementos de maior magnitude e precisos.

Uma nova versão do *Remo Ocean Data Assimilation System* (RODAS) foi implementada capaz de assimilar conjuntamente todas as observações disponíveis e empregando o *Ensemble Kalman Filter* (EnKF). Esta foi denominada de $RODAS_EnKF$ e comparada com a versão antiga empregando o *Ensemble Optimal Interpolation* (EnOI), denominada

de *RODAS_EnOI*. O *RODAS_EnKF* emprega 11 membros, com perturbação do vento e das observações. Em ambos os experimentos foram assimilados conjuntamente dados de perfis hidrográficos, temperatura da superfície do mar (TSM) e topografia dinâmica absoluta (TDA) a cada dez dias durante sete meses. Foi observada uma boa representação, horizontal e vertical, do espalhamento dos membros do *RODAS_EnKF* ao final da integração e a média dos erros de cada membro foi maior do que o erro da média dos membros, não ocorrendo divergência do filtro. O *RODAS_EnKF* representou melhor a TSM e a salinidade, e o *RODAS_EnOI* a ASM e a temperatura. Para esta, verificou-se uma tendência do *RODAS_EnOI* em esfriar o modelo e o *RODAS_EnKF* em esquentar. Ambos produziram bons impactos na energia cinética turbulenta e nas CCOs, com o *RODAS_EnKF* apresentando resultados ligeiramente melhores. Assim, o *RODAS_EnKF* foi implementado com sucesso não ocorrendo divergência do filtro e com a média dos erros de cada membro sendo sempre maior do que o erro da média dos membros. Entretanto é necessário o aumento do número de membros e a implementação de um esquema híbrido de assimilação, combinando a matriz de covariância do *RODAS_EnOI* com a do *RODAS_EnKF*, para aprimorar os impactos.

Abstract

Data assimilation methods are fundamental pieces of operational oceanography and have strong impact on ocean models previsibility, since they produce model initial condition. The present work focus on the development of these methods and operational oceanography in Brasil in the context of the Oceanographic Modeling and Observation Network (REMO). On the first part of the work, emphasis is given to different strategies to assimilate vertical profiles of temperature (T) and salinity (S). On the second part, emphasis is given on the construction and aplication of a Ensemble Kalman Filter (EnKF).

Hydrographic TS profiles are crucial for constraining thermohaline structure in ocean models. For the Hybrid Coordinate Ocean Model (HYCOM) these data can be assimilated on its original coordinate (Z level) or can be projected into the model vertical coordinate (isopycnal). This two stratagies were compared assimilating TS data from ARGO profiles into HYCOM every three days for six years. Three experiments were realized: (i) *ARGO_{DP}* with innovation calculation on model vertical space, isopycnal coordinate, (ii) *ARGO_Z* with innovation calculation in observational space, Z coordinate and (iii) *ARGO_{ZT}* same as last, but assimilating only T. Both schmes are suitable for assimilating hydrographic profiles, as they reduced model TS error with respect to ARGO data. However, *ARGO_Z* showed a more accurate analysis, smaller hindcast error, better representation of ocean heat content and model isopycnals depths. Consequently, achieved a better representation of the mean sea surface height (SSH), western boundary currents (WBCs) and the Brazil Current (BC) transport closer to references. It was also showed the importance of assimilating salinity in order to produce greater and more accurate increments.

A new version of the Remo Ocean Data Assimilation System (RODAS) capable of realizing a joint assimilation of all available observations with the EnKF was developed. This was named *RODAS_EnKF* and compared to the older version with the Ensemble Optimal interpolation (EnOI), named *RODAS_EnOI*. *RODAS_EnKF* employs 11 members and pertubations on the wind forcing and observations. It was jointly assimilated hydrographic profiles, sea surface temperature (SST) and absolute dynamic topography (ADT) every ten days for seven months for both experiments. A good horizontal and vertical representaion

of the spread was observed and the error mean of each member was greater than the error considering the mean of all members, not occurring filter divergence. *RODAS_EnKF* presented the best SST and salinity, and *RODAS_EnOI* the best SSH and temperature. For the latter, *RODAS_EnOI* presented a tendency of cooling and *RODAS_EnKF* of warming. Both produced positive impacts on the eddy kinetic energy and on the WBCs, with *RODAS_EnKF* presenting slightly better results. Therefore, *RODAS_EnKF* was successfully implemented as no filter divergence was observed and the mean error considering each member was always greater than the error considering the mean of all members. However, it is necessary to increase ensemble size and implement a hybrid assimilation scheme, combining covariance matrix from each scheme, in order to improve its impacts.

Índice

Resumo	5
Abstract	7
Índice	9
Índice de Tabelas	11
Índice de Figuras	12
Lista de Acrônimos	16
1 Introdução	19
1.1 Região de Estudo	26
2 Metodologia	31
2.1 Modelo Oceânico	31
2.2 Configuração e Condição Inicial	32
2.3 Esquema de Assimilação	36
2.4 Experimentos	38
2.4.1 <i>Array for Real-time Geostrophic Oceanography</i> (ARGO)	38
2.4.2 <i>Ensemble Optimal Interpolation</i> (EnOI) X <i>Ensemble Kalman Filter</i> (EnKF)	42
2.5 Avaliação dos Experimentos	45
3 Resultados	46
3.1 <i>ARGO_{DP}</i> X <i>ARGO_Z</i>	46
3.2 <i>RODAS_EnKF</i>	59
3.3 <i>RODAS_EnOI</i> Versus <i>RODAS_EnKF</i>	65
4 Considerações Finais e Conclusões	84

Agradecimentos 91

Referências Bibliográficas 92

Índice de Tabelas

2.1	Valores das densidades potenciais de referência σ_θ (Kg/m ³)	33
2.2	Valores das densidades potenciais de referência σ_θ (Kg/m ³)	34
2.3	Configurações dos experimentos. A última coluna refere-se apenas ao tempo médio para se realizar uma única assimilação.	44
3.1	raiz do erro quadrático médio (REQM) em relação aos dados de temperatura/salinidade (T/S) do ARGO para um total de 3.030 perfis no período de 01/01/2010 à 31/12/2013 para a região de 20°S – 40°S; 30°W – 58°W.	53

Índice de Figuras

1.1	Mapa demarcando em linha tracejada a região da METAREA V.	26
1.2	Representação esquemática do Giro Subtropical do Atlântico Sul (Peterson e Stramma, 1991). Extraído de Cirano et al. (2006).	28
1.3	Síntese do escoamento do sistema de correntes de contorno oeste ao longo da margem continental brasileira, de acordo com os padrões esquemáticos de grande escala de Stramma e England (1999). Extraído de Soutelino (2008).	28
2.1	Representação de uma seção vertical do HYCOM. As linhas pretas representam as coordenadas verticais e as cores mostram a densidade potencial em unidade de kg/m^3 . (Extraído de Albretsen et al. 2004)	32
2.2	Domínio menor do <i>Hybrid Coordinate Ocean Model</i> (HYCOM) delimitado por contorno branco e domínio maior representada por toda a região onde há valores de temperatura.	33
2.3	Domínio <i>ATLd</i> do HYCOM com o domínio do <i>ATLi</i> delimitado pelo contorno preto contínuo e METAREA V delimitada pelo contorno preto tracejado.	35
2.4	Esquema adotado pelo <i>Remo Ocean Data Assimilation System</i> (RODAS) para a escolha dos membros do conjunto. O conjunto sempre cobre os anos de 2008 a 2013 pegando 10 membros para trás e 10 membros para frente com espaçamento de 3 dias, centrando no dia da assimilação que neste caso é 01 de Janeiro de um ano qualquer.	38
2.5	Perfil de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), salinidade (psu) e densidade potencial (kg/m^3) de um determinado ARGO em níveis z (linha vermelha tracejada) e após a criação das observações sintéticas nas camadas do HYCOM (linha azul). As densidades alvo de cada camada do modelo estão indicadas pelas linhas pretas. Extraído de Mignac et al. (2015).	39
2.6	HYCOM em duas camadas. Linha azul é o perfil de temperatura interpolado linearmente tomando como base a temperatura no meio de cada camada e a linha vermelha um perfil de temperatura observado. Extraído de Xie e Zhu (2010).	41

2.7	Perfil de temperatura ($^{\circ}$) do HYCOM (linha azul) construído a partir das espessuras das camadas e interpolado com diferentes métodos para níveis Z do ARGO.	42
2.8	Dias selecionados para inicializar os membros EnKF.	44
3.1	Perfil médio de REQM em coordenada z da temperatura ($^{\circ}$ C) e salinidade (psu), para a análise (linha tracejada) e <i>background</i> (linha contínua) em relação aos dados de T/S do ARGO para o período de 01/01/2010 a 31/12/2013. Vermelho representa o <i>ARGO_{DP}</i> , verde o <i>ARGO_Z</i> e azul o <i>ARGO_{ZT}</i> . Total de 12.714 perfis.	48
3.2	Perfil médio de REQM em coordenada isopicnal da temperatura ($^{\circ}$ C) e salinidade (psu), para a análise (linha tracejada) e <i>background</i> (linha contínua) em relação aos dados de T/S do ARGO para o período de 01/01/2010 a 31/12/2013. Vermelho representa o <i>ARGO_{DP}</i> , verde o <i>ARGO_Z</i> e azul o <i>ARGO_{ZT}</i> . Total de 12.714 perfis.	49
3.3	Perfil médio de REQM da previsão da temperatura ($^{\circ}$ C) e salinidade (psu) em relação aos dados de TS do ARGO para o período de 01/01/2010 a 31/12/2013. Preto representa o Controle, vermelho o <i>ARGO_{DP}</i> , verde o <i>ARGO_Z</i> e azul o <i>ARGO_{ZT}</i> . Total de 12.714 perfis.	51
3.4	Campo médio de ASM (m) para o período de 01/01/2010 a 31/12/2013. . .	52
3.5	Diferença do campo médio de ASM (m) em relação ao AVISO para o Controle (Controle menos AVISO) e em relação ao Controle para os experimentos com assimilação (experimentos menos Controle) para o período de 01/01/2010 a 31/12/2013.	53
3.6	Série temporal da correlação espacial de ASM em relação ao AVISO para o período de 01/01/2010 à 31/12/2013. Preto representa o Controle, vermelho o <i>ARGO_{DP}</i> , verde o <i>ARGO_Z</i> e azul o <i>ARGO_{ZT}</i>	54
3.7	Diferença do conteúdo de calor integrado verticalmente em relação ao WOA para o Controle (Controle menos WOA) e em relação ao Controle para os experimentos com assimilação (experimentos menos Controle) para o período de 01/01/2010 a 31/12/2013.	55
3.8	Seção vertical ao longo de 42,5 $^{\circ}$ W da velocidade (m/s) meridional e da diferença de densidade (kg/m ³) em relação ao WOA (experimentos menos WOA) para o período de 01/01/2010 a 31/12/2013. Linhas tracejadas representam isopicnais.	57

3.9	Seção vertical ao redor de 28°S da velocidade (m/s) meridional e da diferença de densidade (kg/m ³) em relação ao WOA (experimentos menos WOA) para o período de 01/01/2010 a 31/12/2013. Linhas tracejadas representam isopicnais.	58
3.10	Trasporte médio da Corrente do Brasil (CB) para o período de 01/01/2010 a 31/12/2013. As linhas tracejadas representam um desvio padrão.	59
3.11	Espalhamento de ASM (m).	60
3.12	Série temporal da média espacial do espalhamento de ASM (m). As linhas tracejadas representam o dia da assimilação.	61
3.13	Espalhamento da temperatura (°C).	62
3.14	Série temporal da média espacial do espalhamento da temperatura (°C). Preto representa a Camada de Mistura, vermelho a AT, verde a ACAS e amarelo a AIA.	63
3.15	Espalhamento da salinidade (psu).	64
3.16	Série temporal da média espacial do espalhamento da salinidade (psu). Preto representa a Camada de Mistura, vermelho a AT, verde a ACAS e amarelo a AIA.	65
3.17	Mapas médios de ASM (m) para o período de 01/06/2017 a 31/12/2017. . .	66
3.18	Diferença do campo médio de ASM (m) em relação ao AVISO para o Controle, <i>RODAS_EnOI</i> e <i>RODAS_EnKF</i> para o período de 01/06/2017 a 31/12/2017.	67
3.19	Desvio padrão de ASM (m) para o AVISO, Controle, <i>RODAS_EnOI</i> e <i>RODAS_EnKF</i> para o período de 01/06/2017 a 31/12/2017.	68
3.20	Mapa de correlação temporal de ASM (m) em relação ao AVISO para o Controle, <i>RODAS_EnOI</i> e <i>RODAS_EnKF</i> para o período de 01/06/2017 a 31/12/2017.	69
3.21	Série de correlação espacial de ASM em relação ao AVISO para o Controle, <i>RODAS_EnOI</i> e <i>RODAS_EnKF</i> para o período de 01/06/2017 a 31/12/2017.	70
3.22	Mapas de REQM da TSM (°C) em relação ao OSTIA para o Controle, <i>RODAS_EnOI</i> , <i>RODAS_EnKF</i> e <i>EnKF_MEAN_RMSD</i> para o período de 01/06/2017 a 31/12/2017.	71
3.23	Série de REQM da TSM (°C) em relação ao OSTIA para o Controle, <i>RODAS_EnOI</i> , <i>RODAS_EnKF</i> e <i>EnKF_MEAN_RMSD</i> para o período de 01/06/2017 a 31/12/2017.	72

- 3.24 Perfis médios de REQM da previsão da (painel superior) temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e (painel inferior) salinidade (psu) em relação aos dados de TS do Argo para o período de 01/06/2017 a 31/12/2017. Preto representa o Controle, vermelho o *RODAS_EnOI*, verde *RODAS_EnKF* e azul tracejado o *EnKF_MEAN_RMSD*. Total de 2.974 perfis. 73
- 3.25 Participação (%) de cada observação no incremento da análise para a ACAS nos pontos de grade dentro do raio de influência de perfis hidrográficos para o período de 01/06/2017 a 31/12/2017. 75
- 3.26 Diferença do conteúdo de calor (MJ) na linha superior integrado verticalmente entre 0 e 400 m, linha central entre 400 e 1.000 m e linha inferior entre 1.000 e 2.000 m, em relação ao WOA para o Controle, *RODAS_EnOI* e *RODAS_EnKF* para o período de 01/06/2017 a 31/12/2017. A linha tracejada representa o 0 e as médias para cada rodada consideram os módulos da diferenças. 76
- 3.27 Painel superior mostra o perfil médio de REQM da previsão da temperatura ($^{\circ}\text{C}$) em relação aos dados de T do Argo, painel inferior esquerdo o perfil médio de temperatura interpolado para os pontos dos perfis Argo e painel inferior direito o perfil médio de temperatura para a região $20^{\circ}\text{S} - 40^{\circ}\text{S}$, $58^{\circ}\text{W} - 30^{\circ}\text{W}$ para o período de 01/06/2017 a 31/12/2017. Cinza tracejado representa o Argo, azul tracejado representa o WOA, Preto representa o Controle, vermelho o *RODAS_EnOI*, verde o *RODAS_EnKF*. Total de 674 perfis Argo. 77
- 3.28 Energia cinética turbulenta ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) para o *Ocean Surface Current Analyses* (OSCAR), Controle, *RODAS_EnOI* e *RODAS_EnKF* para o período de 01/06/2017 a 31/12/2017. 79
- 3.29 Seção vertical ao longo de $42,5^{\circ}\text{W}$ da velocidade (m/s) e da diferença de densidade (kg/m^3) em relação ao WOA (experimentos menos WOA) para o período de 01/06/2017 a 31/12/2017. Linhas tracejadas representam isopicnais. 81
- 3.30 Seção vertical ao redor de 28°S da velocidade (m/s) e da diferença de densidade (kg/m^3) em relação ao WOA (experimentos menos WOA) para o período de 01/06/2017 a 31/12/2017. Linhas tracejadas representam isopicnais. 82
- 3.31 Transporte médio da CB para o período de 01/06/2017 a 31/12/2017. As linhas tracejadas representam um desvio padrão. 83

Lista de Acrônimos

3D-VAR	variacional tri-dimensional
4D-VAR	variacional quadri-dimensional
AASM	anomalia da altura da superfície do mar
ACAS	Água Central do Atlântico Sul
ACS	Água Circumpolar Superior
AIA	Água Intermediária Antártica
AMOC	<i>Atlantic Meridional Overturning Circulation</i>
APAN	Água Profunda do Atlântico Norte
ARGO	<i>Array for Real-time Geostrophic Oceanography</i>
ASM	altura da superfície do mar
ASMM	altura da superfície do mar média
AT	Água Tropical
AVISO	<i>Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data</i>
BiCSE	Bifurcação da Corrente Sul Equatorial
CAS	Corrente do Atlântico Sul
CB	Corrente do Brasil
CBM	Confluência Brasil-Malvinas
CCI	Contra Corrente Intemediária
CCO	corrente de contorno oeste
CCOs	correntes de contorno oeste
CENPES	Centro e Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo Américo Miguez de Mello
CFS	<i>Climate Forecast System</i>
CFSR	<i>Climate Forecast System Reanalysis</i>
CHM	Centro de Hidrografia da Marinha do Brasil
CM	Corrente das Malvinas
CNB	Corrente Norte do Brasil
CNES	<i>Centre National D'Etudes Spatiales</i>
COADS	<i>Comprehensive Ocean Data Set</i>
CSE	Corrente Sul Equatorial

CTD	<i>Conductivity–temperature–depth</i>
DEnKF	<i>Deterministic Ensemble Kalman Filter</i>
DP	espessura da camada
<i>DP_{obs}</i>	espessuras de camada observacionais sintéticas
<i>DP</i>	espessuras de camada
ECT	energia cinética turbulenta
EnKF	<i>Ensemble Kalman Filter</i>
EnOI	<i>Ensemble Optimal Interpolation</i>
GCH	gerador de coordenada híbrida
GEFS/Rv2	<i>Global Ensemble Forecast System</i>
GSAS	Giro Subtropical do Atlântico Sul
GODAE	<i>Global Ocean Data Assimilation Experiment</i>
HYCOM	<i>Hybrid Coordinate Ocean Model</i>
HYCOM+RODAS	<i>Remo Ocean Data Assimilation System</i>
LETKF	<i>Local Ensemble Transform Kalman Filter</i>
MADs	métodos de assimilação de dados
MICOM	<i>Miami Isopycnal Ocean Model</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
OI	interpolação ótima
OP	<i>Ocean Predict</i>
OSCAR	<i>Ocean Surface Current Analyses</i>
OSE	<i>Observing System Experiments</i>
OSSE	<i>Observing System Simulation Experiments</i>
OSTIA	<i>Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis</i>
Petrobras	Petróleo Brasileiro S. A.
PIRATA	<i>Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic</i>
REMO	Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica
REQM	raiz do erro quadrático médio
RODAS	<i>Remo Ocean Data Assimilation System</i>
S	salinidade
SOLAS	<i>International Convention for the Safety of Life at Sea</i>
SSM	salinidade da superfície do mar
SWOT	<i>Surface Water and Ocean Topography</i>
T	temperatura
TDA	Topografia Dinâmica Absoluta
TDM	Topografia Dinâmica Média
T/S	temperatura/salinidade
TSM	temperatura da superfície do mar
UFBA	Universidade Federal da Bahia

UFRJ	Universidade Federal do Rio de Janeiro
XBTs	<i>Expendable bathythermographs</i>
WOA	<i>World Ocean Atlas</i>
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

1

Introdução

Durante as duas últimas décadas foram estabelecidos diversos sistemas previsores oceânicos de forma operacional através da colaboração internacional de diversos países (e.g. Austrália, Brasil, Canadá, China, Estados Unidos, França, Índia, Itália, Japão, Reino Unido, Noruega e Comunidade Européia) através do *Global Ocean Data Assimilation Experiment* (GODAE) iniciado em 1999 tendo continuidade com GODAE *Ocean View* em 2009 e em 2019 se tornou o *Ocean Predict* (OP) (<https://oceanpredict.org/>). Este último, com ênfase adicional na previsão do oceano como parte de uma rede mais ampla de iniciativas internacionais de oceanografia operacional (Davidson et al. 2019). Cada sistema predictor possui sua particularidade empregando diferentes modelos oceânicos, forçantes atmosféricas, domínios, resoluções e métodos de assimilação de dados (MADs) (Chassignet et al. 2009; Dombrowsky et al. 2009). Os MADs combinam matematicamente saídas de modelos numéricos com dados observados para prover a melhor estimativa possível do estado de um sistema dinâmico (Daley 1991). Estes são uma ferramenta poderosa para melhorar a representação dos oceanos pelos modelos numéricos e auxiliar no entendimento da dinâmica. Dentre os métodos mais estudados e empregados em meteorologia e oceanografia estão: o método variacional tri-dimensional (3D-VAR), o método variacional quadri-dimensional (4D-VAR), os Filtros de Kalman, o método de interpolação estatística ou interpolação ótima (OI) e o EnOI. Este último é uma versão simplificada do EnKF sendo amplamente utilizado (Evenesen, 2003). Ainda, métodos ou esquemas híbridos, que combinam os MADs supracitados, também são amplamente utilizados (Penny et al. 2015; Xia et al. 2020; Storto e Andriopoulos 2021).

O sistema de observações é um componente essencial para sistemas de assimilação. Para os oceanos, esse tem sido um dos principais obstáculos para a qualidade das análises. A partir da década de 90, as observações no oceano, antes restritas à navios e bóias ancoradas, foram potencializadas com os dados de sensoriamento remoto provenientes de satélites e o lançamento de perfiladores de deriva, i.e. ARGO, que em agosto de 2020 já totalizavam 3865 perfiladores no oceano global coletando dados até 2.000 m. Já os dados de sensoriamento remoto contemplam apenas a superfície dos oceanos e contém dados de temperatura da superfície do mar (TSM), anomalia da altura da superfície do mar (AASM) e mais recentemente salinidade da superfície do mar (SSM). Os dados de AASM se relacionam com o interior do oceano e sua circulação através da aproximação geostrofica sendo de grande importância, mas não suficientes, para ajustar os campos termohalinos de sub-superfície dos modelos (Zeng et al. 2007). Apesar da boa cobertura espacial e temporal, os dados de AASM atualmente possuem apenas uma dimensão espacial, sendo colineares ao longo da trilha do satélite. Desta forma, contribuem para o entendimento e representação da mesoescala nos modelos mas, ao serem degradados no pós processamento para a construção do campo 2-D, são insuficientes para estudo da submesoescala. Esta desempenha um papel importante nos movimentos verticais do oceano e será melhor amostrada com a próxima geração de satélites, o *Surface Water and Ocean Topography* (SWOT) o qual medirá a elevação da superfície do mar por meio de duas bandas (McWilliams 2016; Wang et al. 2019). O SWOT está sendo desenvolvido conjuntamente pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) e pelo *Centre National D'Etudes Spatiales* (CNES) com previsão de lançamento para novembro de 2022.

A importância relativa de cada sistema de observação pode ser compreendida através de *Observing System Experiments* (OSE). Neste um conjunto de experimentos é realizado contendo uma rodada de controle onde todas as observações são assimiladas. Para os outros experimentos, determinados sistemas de observação são negados afim de se avaliar a degradação da análise ou previsão gerada pela ausência deste (Oke & Schiller 2007; Tanajura et al. 2020). Para o planejamento de futuros sistemas de observação e seus possíveis impactos, pode ser empregado o *Observing System Simulation Experiments* (OSSE). Neste é criado um conjunto de observações sintéticas, simulando o futuro sistema de observação, as quais são assimiladas em conjunto com os sistemas já existentes e então comparada à uma rodada de controle no qual apenas as últimas são assimiladas. Dessa forma, verifica-se o ganho na qualidade da análise provocado pelas novas observações avaliando também a resolução e localização destas (Ford 2021). O OSSE também pode ser empregado na preparação de sistemas de assimilação para receber as novas observações quando disponíveis, como é o caso do SWOT.

No Brasil, a Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica (REMO) tem sido a pioneira em previsão oceânica operacional e assimilação de dados (Lima et al. 2013). A REMO é composta pelo Centro de Hidrografia da Marinha do Brasil (CHM), Centro e Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo Américo Miguez de Mello (CENPES) da Petróleo Brasileiro S. A. (Petrobras), Universidade Federal da Bahia (UFBA) e Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ). Atualmente o sistema da REMO emprega o modelo numérico oceânico HYCOM com a técnica de assimilação EnOI e é conhecido como *Remo Ocean Data Assimilation System* (HYCOM+RODAS) (Lima et al. 2013, Tanajura et al. 2014; Mignac et al. 2015; Costa e Tanajura 2015; Tanajura et al. 2020). Este sistema foi desenvolvido na UFBA com a colaboração internacional do OP, e do *Institute of Atmospheric Physics by the Chinese Academy of Sciences*.

O HYCOM+RODAS assimila sequencialmente TSM, AASM e perfis de temperatura (T) e salinidade (S) provenientes do ARGO. A assimilação destes perfis é baseada na técnica de construção de perfis sintéticos de espessura da camada (DP) a partir do par T/S conforme proposto por Thacker e Esenkov (2002) e empregado por Xie e Zhu (2010), assimilando sequencialmente DP, T e S. O ARGO configura como um dos sistemas de observação *in situ* mais importantes para sistemas de previsão oceânica (Roemmich et al., 2019). Atualmente, o ARGO está sendo expandido ao adicionar perfiladores que medem variáveis biogeoquímicas, como oxigênio e clorofila, além de medir toda a extensão vertical do oceano (Janey et al. 2017; Roemmich et al. 2019). Gasparin et al. (2020) realizou um OSSE e mostrou que um sistema com 1.200 ARGO reduz o erro de temperatura e salinidade do modelo em 50% para o oceano profundo. Tanajura et al. (2020) mostrou que a assimilação do ARGO é crucial para conter a estrutura termohalina do modelo, especialmente para a salinidade, nos primeiros 2.000 m.

Mudanças na salinidade e temperatura levam a alterações de volume que afetam a altura da superfície do mar (ASM) conforme observado por Fu et al. (2011), além da natureza multivariada do EnOI impactar diretamente a ASM e as correntes oceânicas. Entretanto, este autor não conseguiu concluir se o impacto na ASM foi positivo ou negativo. Mignac et al. (2015) verificou uma significativa redução da altura da superfície do mar média (ASMM) de 0.22 para 0.08 m quando o ARGO é assimilado para um domínio no Oceano Atlântico com o HYCOM de resolução horizontal de $1/4^\circ$. Estes autores associaram esta redução ao conteúdo de calor o qual foi reduzido em 7MJ m^{-2} refletindo a nova estrutura termohalina. Alterações na ASMM podem afetar a assimilação da AASM, dado que a média é subtraída da ASM instantânea para se obter a AASM.

Neste sentido, Yan et al. (2015) assimilou AASM no HYCOM empregando diferentes

ASMMs, dentre elas uma derivada de uma rodada livre e outra com assimilação de perfis verticais de T/S. A primeira resultou em uma estrutura termohalina de menor qualidade, em relação à rodada livre, mesmo quando os perfis foram inclusos na assimilação. Por outro lado, empregando uma ASM média advinda de uma rodada com assimilação conduz à melhorias na subsuperfície. Estes autores também observaram que a assimilação de perfis verticais T/S levou à uma redução da ASM. Entretanto, a assimilação da AASM pode conduzir a uma alteração da ASM média do modelo, gerando incertezas no cálculo da AASM do modelo e comprometendo a qualidade da análise. Visto que nos modelos oceânicos a Topografia Dinâmica Média (TDM) observada é equivalente à ASMM do modelo, uma alternativa é a assimilação da Topografia Dinâmica Absoluta (TDA) observada eliminando a necessidade da ASMM do modelo. Apesar desta equivalência, estas podem variar em função de uma constante arbitrária. Desta forma é necessário fazer um ajuste empregando um *offset* baseado na média de ASM e TDA em todo o domínio (Vidard et al., 2009; Yan et al., 2015).

Experimentos recentes empregando a mesma técnica de assimilação do ARGO no HYCOM de resolução horizontal de $1/12^\circ$ sobre o Atlântico Sudoeste mostraram que, além da redução da ASM, a CB tem reduzido significativamente a sua intensidade e extensão vertical ao passo que a Contra Corrente Intemediária (CCI) tem aumentado de intensidade e atingido profundidades mais rasas. Estas alterações estão diretamente associadas com o ajuste geostrófico que pode ser negativamente impactado se a assimilação dos perfis T/S não for bem realizada, e podem prejudicar a representação de processos dinâmicos, como por exemplo a geração de vórtices e a instabilidade baroclínica. Uma alternativa seria a assimilação do ARGO calculando a inovação, modelo menos observação, na coordenada vertical do ARGO, z , e realizando assimilação conjunta do par T/S sem a criação e assimilação do DP sintético. Experimentos preliminares empregando este método tem demonstrado uma melhor representação da CB e também da estrutura termohalina do modelo. Desta forma, espera-se que com uma representação mais realista da CB e CCI, o modelo represente mais acuradamente feições oceanográficas. Xie e Zhu (2010) realizaram experimentos numéricos empregando o HYCOM sobre o Oceano Pacífico por quatro anos para comparar as duas estratégias. Estes autores concluíram que calcular a inovação em coordenada isopicnal produz erros menores de temperatura e salinidade quando comparado à inovação em coordenada Z . Ainda, este ultimo apresentou erros de salinidade maiores do que a rodada livre abaixo de 200 m. Por outro lado, Wang et al. (2017) realizou uma única assimilação de 1,500 perfis sintéticos no *Miami Isopycnal Ocean Model* (MICOM) para um domínio global empregando o EnKF e concluiu que a inovação em coordenada Z performa melhor. Estes autores verificaram que esta estratégia produz menores erros de temperatura em praticamente todos os níveis e também para a salinidade, exceto em profundidades intermediárias onde as duas estratégias

apresentam erros semelhantes.

Atualmente o HYCOM+RODAS tem a capacidade de assimilar as observações apenas sequencialmente, não sendo possível assimilar TSM, AASM e perfis T/S conjuntamente e produzir uma única análise. Esta limitação pode impactar negativamente a qualidade da análise em alguns casos. Oke e Schiller (2007) mostraram que, para o caso de um vórtice de núcleo quente com água mais fria na superfície, assimilando apenas a TSM o núcleo se torna mais frio refletindo a superfície. De forma semelhante ocorre quando se assimila apenas a AASM onde obtém-se uma boa representação do núcleo mais quente, porém, com a superfície também mais quente. Apenas a assimilação conjunta, isto é, simultânea de AASM e TSM é capaz de representar adequadamente o perfil de temperatura com uma estrutura baroclínica contendo água mais fria na superfície e água mais quente na subsuperfície. Experimentos preliminares evidenciaram um aumento da REQM da TSM quando a AASM é assimilada e da salinidade de superfície quando a TSM é assimilada. Além disso, Oke et al. (2015) observaram que as propriedades das massas d'água nos vórtices são melhor representada no modelo livre quando comparado com uma rodada com assimilação de TSM e AASM, evidenciando a necessidade de se assimilar perfis verticais de T/S. Portanto a assimilação conjunta de TSM, AASM e perfis verticais de T/S é imprescindível para uma representação mais realística da estrutura tridimensional baroclínica dos oceanos.

Um fator crucial para a qualidade da análise é a boa representação da matriz de covariância dos erros do modelo empregada na assimilação que, junto com o erro das observações, determinam o peso relativo entre o *background* e as observações (Bowler et al. 2017). Além disso, essa matriz descreve a estrutura espacial e multivariada do incremento da análise, tornando-a crucial para a qualidade desta (Lorenc, 2003; Song et al. 2010). O EnOI possui baixo custo computacional por utilizar longas simulações pretéritas para se estimar a matriz de covariância dos erros do modelo, assumindo então que esta é estacionária (Hamill et al. 2002; Wang et al. 2007). Dado que este é um ensemble com variabilidade interanual e sazonal, o erro do modelo é super estimado, sendo necessário introduzir um parâmetro α para reduzi-lo artificialmente. Entretanto, os erros do modelo variam com o fluxo do dia e uma alternativa é a utilização do EnKF, que emprega um conjunto de previsões para se estimar a matriz de covariância (Hamill e Snyder, 2000). A idéia principal de empregar um conjunto de previsões é este prover diversas realizações onde suas estatísticas representem realisticamente o erro da previsão (Mirouze & Storto 2019). O EnKF então busca capturar o "erro do dia" sendo considerado um método *flow-dependent*. Desta forma, o EnOI sempre oferecerá uma solução sub ótima em relação ao EnKF (Evensen, 2003). Neste trabalho a matriz de covariância proveniente do EnOI será denominada de \mathbf{B}^e e a proveniente do EnKF de \mathbf{P}^f .

O conjunto de previsões conduzidas paralelamente são assimiladas e a média de todas as análises é considerada a melhor análise do dia. A geração da análise para todos os N membros requer uma única assimilação. Isto porque, a construção da matriz de ganho de Kalman (K), onde reside o maior custo computacional da assimilação, depende apenas de \mathbf{P}^f e dos erros observacionais, sendo igual para todos os membros. Uma vez obtido K , esta é multiplicada pelo vetor de inovação (observação menos modelo) para cada membro e então são gerados os incrementos da análise. Desta forma, a assimilação não representa um aumento computacional significativo, mas as N integrações necessárias para se construir o \mathbf{P}^f aumenta o custo computacional N vezes em relação ao EnOI e o 3D-VAR (Oke et al. 2010).

Em contrapartida ao aumento contínuo da capacidade computacional, os modelos de circulação oceânica tem aumentado a resolução espacial e temporal incorrendo em alto custo computacional para a integração dos membros. Portanto, a disponibilidade de recursos computacionais impõe um limite à quantidade de membros que podem ser empregados no EnKF (Song et al. 2010). Conjuntos reduzidos de membros e deficiências do modelo permanecem como um problema para a aplicação do EnKF por limitar a acurácia de \mathbf{P}^f e o espalhamento dos membros (Hamill e Whitaker 2005; Hoffman et al. 2012). De acordo com Turner et al. (2008), a variabilidade do conjunto, e manutenção desta, pode ser obtida pela perturbação das condições iniciais, das equações do modelo, das forçantes e as observações assimiladas. O espalhamento nas condições iniciais pode ser obtido aplicando perturbações aleatórias, mas estas podem ocasionar instabilidades e inconsistências dinâmicas. Uma outra forma é a seleção de diferentes condições iniciais ao longo de anos diferentes de uma rodada livre. Alguns sistemas, como o TOPAZ da Noruega (Sakov et al. 2012), seleciona diferentes condições iniciais e aplicam perturbações nestas. Neste trabalho, o espalhamento das condições iniciais será obtido apenas pelo emprego de diferentes condições iniciais selecionadas de uma rodada livre.

Para os oceanos, as forçantes atmosféricas desempenham um papel fundamental na manutenção do espalhamento dos membros. Caso as mesmas forçantes sejam empregadas para o conjunto, os membros deste podem convergir e causar divergência do filtro em relação as observações (Lima et al. 2019). Neste sentido, algoritmos podem ser empregados para gerar perturbações aleatórias nas forçantes atmosféricas (Hoffman et al. 2012; Penny et al. 2013). Uma outra forma, é empregar as anomalias calculadas a partir de um conjunto de previsões atmosféricas como sendo a perturbação (Penny et al. 2015; Lima et al. 2019). Dentre as forçantes, Lima et al. (2019) mostraram que as perturbações no vento são responsáveis pela maior parte do espalhamento do conjunto oceânico. De acordo com estes autores, experimentos com perturbação apenas do vento apresentou um espalhamento oceânico similar a

experimentos com perturbação em todas as forçantes.

Por último, no EnKF, Houtekamer e Mitchell (1998) propuseram que as observações deveriam ser tratadas como variáveis aleatórias para a manutenção do espalhamento dos membros, introduzindo o conceito de perturbar as observações para cada membro. Burgers et al. (1998) forneceram suporte teórico à perturbação das observações, mostrando que, se estas não forem tratadas como variáveis aleatórias, a covariância dos membros é sistematicamente subestimada, levando à uma divergência do filtro. Isto é, a análise diverge da realidade e o espalhamento do conjunto permanece reduzido.

Conjuntamente com a perturbação das observações, também pode ser empregada a inflação, no qual \mathbf{P}^f é multiplicado a cada passo de assimilação por um fator maior do que 1 (Hunt et al. 2007). Entretanto, para casos onde há poucas observações, a multiplicação de \mathbf{P}^f pode levar a um super inflação e divergência do filtro. Desta forma o método de inflação adaptativa de Miyoshi (2011) pode ser empregado computando os parâmetros de inflação para cada variável em cada ponto de grade, evitando a aplicação da inflação quando não há observação. Métodos determinísticos como o *Local Ensemble Transform Kalman Filter* (LETKF) e o *Deterministic Ensemble Kalman Filter* (DEnKF) também são utilizados trocando a perturbação aleatória das observações por perturbações matematicamente definidas do conjunto da análise.

Atualmente tem-se empregado cada vez mais métodos ou esquemas híbridos, que combinam matrizes de covariância de diferentes esquemas de assimilação, como por exemplo, a matriz de covariância proveniente do EnKF, que é *flow dependent*, com a matriz de covariância do EnOI ou do 3D-VAR. (Penny et al. 2015; Xia et al. 2020; Storto e Andriopoulos 2021). Desta forma, minimiza-se possível divergência do filtro e reduz o custo computacional, na medida em que é necessário um conjunto menor de membros do EnKF. A idéia do esquema híbrido foi introduzida por Hamill e Snyder (2000) para reduzir erros de amostragem do EnKF, onde a matriz de covariância foi explicitamente substituída por uma combinação linear entre \mathbf{P}^f e \mathbf{B}^e . Esta combinação linear é a forma mais comum e simples de esquemas híbridos, mas outras formas já foram propostas (Lorenç 2003; Buehner 2005; Penny 2014). Enquanto em modelos atmosféricos esquemas híbridos já são amplamente utilizados (e.g. Buehner 2005; Wang et al. 2008a; Wang et al. 2008b; Kleist e Ide 2015), inclusive em sistemas operacionais de previsão atmosférica (e.g. Clayton et al. 2013; Wang et al. 2013), poucos trabalhos foram feitos para modelos oceânicos (e.g. Penny 2014; Penny et al. 2015).

Diferentemente de alguns MADs que exigem mudanças significativas por adotarem estruturas completamente diferentes de esquemas variacionais já existentes, os esquemas híbridos podem ser implementados com pequenas modificações. Se forem adequadamente

pré-condicionados, estes podem ser computacionalmente menos caros do que outros esquemas de assimilação como o EnKF e gerar análises de maior qualidade do que o EnOI. A implementação do EnKF no RODAS é o primeiro passo em direção à um sistema híbrido de assimilação empregando uma combinação linear entre \mathbf{P}^f e \mathbf{B}^e .

O presente trabalho tem por objetivo o aprimorar o RODAS, desenvolver e implementar o EnKF e avaliar os impactos na representação da CB, ao largo da costa brasileira, e na estrutura termohalina e campo altimétrico da METAREA V (Fig. 1.1). Os objetivos específicos são: (i) assimilação de dados de T/S do sistema ARGO com o cálculo da inovação em z ; (ii) assimilação conjunta de ASM, TSM e perfis verticais de T/S; (iii) inclusão dos dados provenientes de *Conductivity-temperature-depth* (CTD), *Expendable bathythermographs* (XBTs) e *Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic* (PIRATA); (iv) geração de forçantes perturbadas e inicialização do conjunto a partir de diferentes condições iniciais; (v) implantação de um sistema de previsão por conjuntos no RODAS com o esquema do EnKF; (vii) avaliar os impactos de cada esquema sobre a METAREA V, através de métricas objetivas, e sobre o transporte da CB ao longo de sua trajetória e a estrutura vertical da CB. Isto proverá uma melhoria da previsão operacional de curto e médio prazo da REMO, além de possibilitar futuros estudos das feições oceanográficas de meso escala associadas à CB (e. g. vórtices e ressurgência) e estudos climáticos.

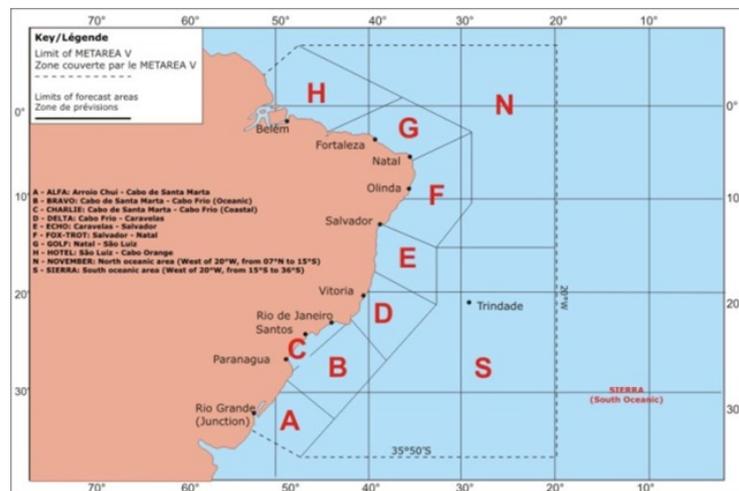


Figura 1.1: Mapa demarcando em linha tracejada a região da METAREA V.

1.1 Região de Estudo

A região de interesse do presente estudo é a METAREA V, a qual abrange desde aproximadamente 36°S a 7°N e desde 20°W até a costa do Brasil, excluídas as áreas de soberania de países vizinhos. Trata-se de uma região sob responsabilidade da Marinha do Brasil de acordo

compromissos assumidos, como integrante da *International Convention for the Safety of Life at Sea* (SOLAS). Nela cabe o desenvolvimento de procedimentos referentes às atividades de meteorologia marítima que contribuam para a segurança da navegação, a salvaguarda da vida humana e a prevenção da poluição nas águas Jurisdicionais Brasileiras (NORMAM 19/DHN, 2004).

Esta região está sob a influência de um grande giro anticiclônico de larga escala localizado nas latitudes subtropicais do Oceano Atlântico Sul e dirigido pelo vento (Stramma e Schott, 1999), denominado de Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS). O GSAS é delimitado por quatro correntes: ao norte pela Corrente Sul Equatorial (CSE), à oeste pela CB, ao sul pela Corrente do Atlântico Sul (CAS) e à leste pela Corrente de Benguela (Fig. 1.2). A CB estende-se desde a CSE até a Confluência Brasil-Malvinas (CBM), na região da Convergência Subtropical (33°S - 38°S), onde se mistura à Corrente das Malvinas (CM) e separa-se da costa num fluxo para leste. A CSE geralmente é dividida em três ramos: ramo norte (CSEn), ramo central (CSEc) e ramo sul (CSEs) (Stramma, 1991). A porção sul deste ramo ao atingir a costa brasileira se bifurca dando origem a Corrente Norte do Brasil (CNB), que flui para norte, e a CB. Na literatura não há um consenso acerca da latitude exata em que se ocorre a Bifurcação da Corrente Sul Equatorial (BiCSE). Dentre as latitudes encontradas para a BiCSE em superfície, até 150m de profundidade, estão: 10°S (Stramma et al. 1990), 15°S (Stramma e England, 1999), 9°S durante o verão austral (Soutelino, 2008).

A BiCSE nos primeiros 200 m está sujeita a uma variabilidade sazonal devido à migração norte-sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) provocar mudanças no rotacional do vento. Assim, a BiCSE sofre migração norte-sul ao longo do ano atingindo seu posicionamento mais ao norte no mês de novembro e mais ao sul durante julho (Rodrigues et al. 2007). Esta variabilidade sazonal tem impactos no transporte da CB aumentando-o (diminuindo-o) quando a BiCSE está mais ao norte (sul). Ainda à medida que a profundidade aumenta, o GSAS migra em direção ao sul provocando, conseqüentemente, uma migração das correntes associadas ao giro e também da BiCSE. Em nível picnoclínico, associado às profundidades entre 150 e 500 m, a bifurcação ocorre em 20°S e no nível intermediário, entre 500 e 1000 m, a bifurcação ocorre em 25°S (Fig. 1.3) (Soutelino, 2008).

Estas profundidades também estão associadas as principais massas d'água que compõem as correntes de contorno oeste (CCOs) no Atlântico Sul. São estas a Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA), Água Circumpolar Superior (ACS), e a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) (Stramma e England 1999). A AT é caracterizada por altas temperaturas e salinidades, que ao largo da costa sudeste do Brasil é representada por temperaturas acima de 20°C e salinidades acima de 36 psu

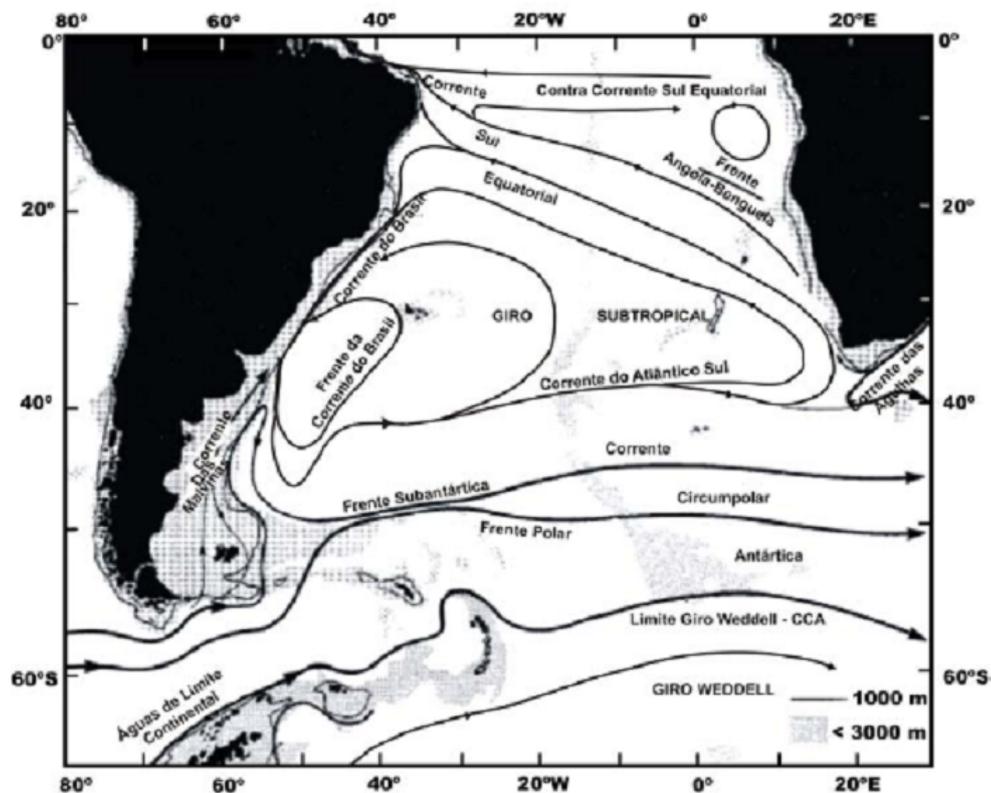


Figura 1.2: Representação esquemática do Giro Subtropical do Atlântico Sul (Peterson e Stramma, 1991). Extraído de Cirano et al. (2006).

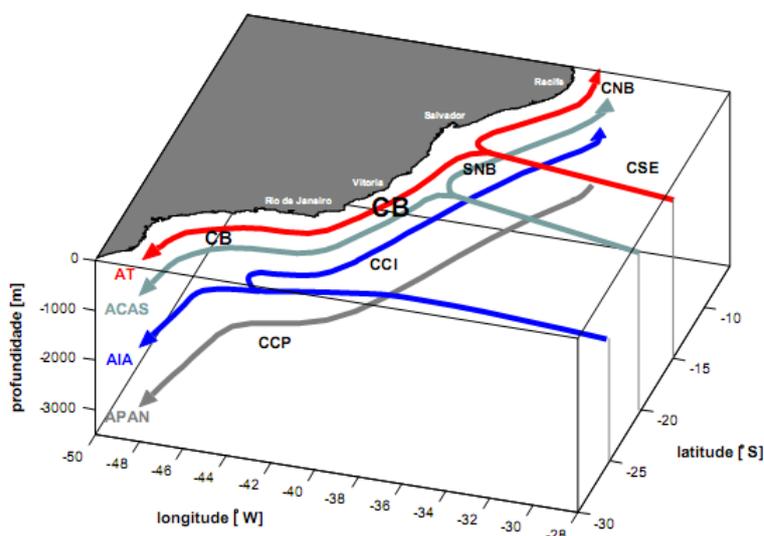


Figura 1.3: Síntese do escoamento do sistema de correntes de contorno oeste ao longo da margem continental brasileira, de acordo com os padrões esquemáticos de grande escala de Stramma e England (1999). Extraído de Soutelino (2008).

(Emilson, 1961). Essa água de superfície é transportada para sul pela CB recebendo intensa radiação solar. Com isso, há forte evaporação e geração de suas características termohalinas.

Na região da picnoclina encontra-se a ACAS que atinge a América do Sul através da CSE. Como em superfície, essa se bifurca e parte da ACAS é transportada para norte e outra para sul. De acordo com Silveira (2007), a bifurcação da CSE ocorre na Cadeia Vitória-Trindade enquanto Wienders et al. (2000) sugere a latitude de 24°S. As características termohalinas atribuídas a ACAS por Silveira (2007) são de temperaturas variando de 8°C a 20°C e salinidade entre 34,6 psu e 36 psu.

Abaixo da picnoclina, em nível subpicnoclínico, observa-se a AIA com limites termohalinos definidos por Sverdrup et al. (1942) como sendo de 3°C a 6°C e salinidade 34,2 psu a 34,6 psu, dispondo-se entre as profundidades de 600 m e 1200 m. Segundo Muller et al. (1998), a AIA flui em direção ao Equador ao norte de 25°S e ruma para o sul como uma corrente de contorno oeste (CCO) bem definida em 28°S.

Logo abaixo da AIA encontra-se a ACS cuja região de formação é diferente da AIA. Entretanto, Reid (1989), afirma que o padrão de circulação da ACS é semelhante ao da AIA e diversos pesquisadores como Stramma e England (1999); Mémery et al. (2000) sugerem que, apesar desta ser considerada uma água de fundo, ela flui de forma análoga a AIA. Desse modo, no presente trabalho a AIA e a ACS serão consideradas como apenas uma massa d'água representada pela AIA.

Subjacente à AIA apresenta-se a APAN caracterizada por temperaturas entre 3°C e 4°C e salinidades entre 34,6 psu e 35 psu cuja ocupação vertical ao largo da costa sudeste brasileira é de 1500 m a 3000 m de profundidade (Silveira et al. 2000). De acordo com Reid (1989) e Weatherly (1993), a APAN flui para sul ao longo de uma corrente de contorno oeste atingindo a latitude de 32°S onde, pelo menos parte da corrente, retorna em direção ao Equador.

A CB é descrita na literatura com uma corrente relativamente fraca e rasa quando comparada à sua análoga, a Corrente do Golfo. Logo após sua origem, a CB transporta apenas a AT fluindo inicialmente próxima a costa brasileira. Em 15°S, com o alargamento da plataforma continental, esta se afasta da costa mas as vezes meandra em direção à plataforma interna. Ao atingir a latitude de 20,5°S a CB encontra a Cordilheira Trindade-Vitória em seu caminho e flui continuamente pela passagem mais próxima da costa. Ainda, em torno de 20°S a CB recebe efetiva contribuição da ACAS, se tornando mais profunda e com maior transporte (Silveira et al. 2000). Na latitude de 23°S, próximo à Cabo Frio, a CB é descrita com um padrão meandrante com presença de estruturas vorticais, tanto ciclônicas como anticiclônicas. Em 28°S a ACAS já se estende até 750 m e ainda começa a transportar AIA devido à bifurcação desta. Conseqüentemente, a CB já se apresenta de forma organizada até esta profundidade provocando aumento em seu transporte.

A reversão de fluxos nos diferentes níveis verticais associada às massas d'água acarreta num cisalhamento vertical que impacta a instabilidade da corrente (Pereira et al. 2014). Esta é, em parte, responsável pelo meandramento e ocasionais vórtices na região de 22°C - 25°C (Silveira et al. 2008; Soutelino et al. 2013). Portanto uma representação mais acurada da BiCSE nos diferentes níveis é de crucial importância para previsões operacionais de curto prazo e médio prazo. Além disso, este sistema impacta o transporte de calor e a parte superior da *Atlantic Meridional Overturning Circulation* (AMOC), sendo vital para estudos climáticos e trocas inter-hemisféricas de calor.

2

Metodologia

2.1 Modelo Oceânico

O HYCOM é um modelo numérico sucessor do MICOM (Bleck e Smith, 1990) objetivando prover uma melhoria significativa na discretização vertical inclusive comparado com outros modelos de circulação oceânica disponíveis (e.g. POP, ROMS, NEMO) (Bleck 2002; Chassignet et al. 2007). Para tal, emprega um sistema de coordenadas vertical híbrido que busca combinar as melhores características de cada coordenada vertical em regiões oceânicas específicas (Fig 2.1). Desta forma, assume coordenadas isopicnais em regiões de oceano profundo estratificado, preservando características termohalinas das massas de água em integrações de longo período ao mesmo tempo em que fornece alta resolução vertical em regiões de correntes fortes com cisalhamento vertical significativo. Em regiões pouco estratificadas como a camada de mistura, emprega-se coordenadas z garantindo alta resolução vertical adequada à representação dos processos físicos de troca de calor, água e momentum na interface oceano-atmosfera. Nas regiões costeiras rasas assume coordenada sigma mantendo mantendo uma resolução vertical adequada e reproduzindo de forma otimizada a batimetria. Desta forma, congrega características de três coordenadas verticais diferentes aproveitando as vantagens presentes em cada uma dessas três coordenadas.

Para o oceano estratificado as condições isopicnais são conservadas através do gerador de coordenada híbrida (GCH) (Chassignet et al. 2007). Assim, caso uma camada venha a ficar menos (mais) densa que a densidade alvo pré-estabelecida, o GCH move sua interface inferior (superior) para baixo (cima) permitindo um fluxo de água mais (menos) densa através da interface da camada e aumentando (diminuindo) com isso a densidade da camada no intuito de se atingir a referência. Logo, na camada em que o GCH atua há um aumento

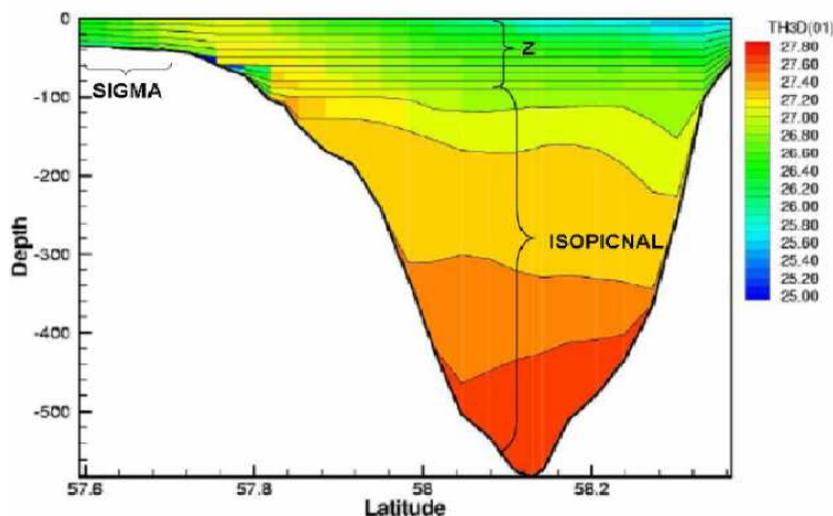


Figura 2.1: Representação de uma seção vertical do HYCOM. As linhas pretas representam as coordenadas verticais e as cores mostram a densidade potencial em unidade de kg/m^3 . (Extraído de Albretsen et al. 2004)

na espessura enquanto que na camada adjacente ocorre diminuição da espessura respeitando sempre a espessura mínima. Quando ocorre o empilhamento de camadas na superfície, devido às densidades de referência com um valor baixo, as camadas são ajustadas para sua espessura mínima se tornando coordenada z . Para o fundo do oceano não há espessura mínima, permitindo que as camadas colapsem caso a densidade de referência seja muito elevada (Chassignet et al. 2007).

2.2 Configuração e Condição Inicial

Para o primeiro conjunto de experimentos, que comparam as duas estratégias de assimilação do ARGO com inovação em isopical e inovação em coordenadas de pressão, utilizou-se uma grade do HYCOM com resolução horizontal de $1/12^\circ$ abrangendo um domínio de 45°S - 10°N , 18°W - 67°W com 601 pontos na direção zonal e 733 pontos na direção meridional. Esta grade recebeu condições de contorno de outra grade com resolução horizontal de $1/4^\circ$ cobrindo a região 78°S - 50°N , 100°W - 20°E com 480 pontos na direção zonal e 760 pontos na direção meridional (Fig. 2.2). É necessário se salientar de que não houve nenhuma assimilação nesta última. Ambas as grades possuem 21 camadas discretizadas de acordo com a Tab. 2.1, as quais foram configuradas com base em diversas simulações realizadas no Atlântico Norte pelo *Hycom Consortium* sendo que a camada de σ_θ correspondente a $27,94 \text{ Kg}/\text{m}^3$ foi desconsiderada. Ainda, as primeiras 18 camadas foram consideradas híbridas sendo que as cinco primeiras possuem densidade potencial de referência menores do que as encontradas em quase todo o oceano Atlântico permitindo a imposição de coordenadas Z e melhor

representação da camada de mistura. Ainda, houve a inclusão da coordenada vertical sigma permitindo que 8 camadas assumissem esta coordenada.

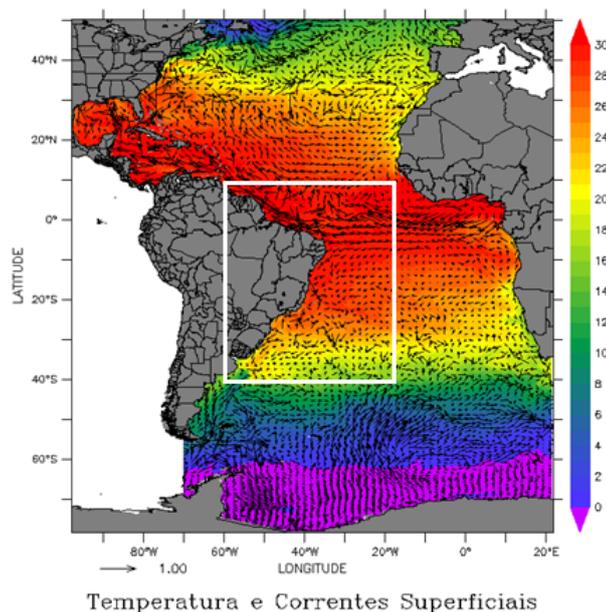


Figura 2.2: Domínio menor do HYCOM delimitado por contorno branco e domínio maior representada por toda a região onde há valores de temperatura.

Camada (K)	σ_θ	Camada (K)	σ_θ	Camada (K)	σ_θ
K1	19,50	K8	24,70	K15	27,22
K2	20,25	K9	25,28	K16	27,38
K3	21,00	K10	25,77	K17	27,52
K4	21,75	K11	26,18	K18	27,64
K5	22,50	K12	26,52	K19	27,74
K6	23,25	K13	26,80	K20	27,82
K7	24,00	K14	27,03	K21	27,88

Tabela 2.1: Valores das densidades potenciais de referência σ_θ (Kg/m³)

A partir do repouso e com estrutura termohalina extraída da média mensal de janeiro da base *World Ocean Atlas* (WOA) (WOA, 2001), o domínio maior foi integrado por 40 anos com forçantes climatológicas de fluxos de calor, massa e momentum calculados a partir dos campos médios mensais da base *Comprehensive Ocean Data Set* (COADS) (COADS, 2007). Já o domínio menor utilizou informações provenientes do domínio maior referente ao dia 16 de janeiro do ano 31, e foi integrado climatologicamente por 10 anos empregando-se as mesmas forçantes climatológicas. Após este período, iniciou-se uma integração no dia 17 de janeiro de 2003 para ambos domínios com forçantes sinóticas de temperatura do ar a 2 m, razão de mistura do ar a 2 m, ventos meridional e zonal a 10 m, precipitação, fluxos de radiação de onda longa e onda curta na superfície provenientes de resultados de

re-análises do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) do *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) (Kalnay et al. 1996) com 1° de resolução espacial até 31 de dezembro de 2007. Assim, no total foram 40 anos e 10 anos de integração com forçantes climatológicas para o domínio maior e o menor, respectivamente, e cinco anos de integração datada em ambos domínios. Este *spin-up* foi realizado na UFRJ dentro do escopo da RFMO e gerou a condição inicial do dia 1/1/2008 que foi empregada para os experimentos envolvendo apenas a assimilação do ARGO.

Para o segundo conjunto de experimentos, onde compara-se o EnOI e o EnKF, foi empregada uma configuração mais recente e aprimorada do modelo com duas grades em sigma-2 de resolução horizontal de 1/12° e 32 camadas discretizadas de acordo com a Tab. 2.2, as quais foram configuradas com base em diversas simulações realizadas no Atlântico Norte pelo *HYCOM Consortium*. A primeira, denominada de *ATLd*, abrange o domínio 78°S-50°N, 100°W-40°E com 1717 pontos na direção zonal e 2345 pontos na direção meridional e fornece condições de contorno para outra de domínio menor, denominada de *ATLi* cobrindo a região de 47,92°S-10,11°N, 70°W-17,75°W com 628 pontos na direção zonal e 780 pontos na direção meridional (Fig. 2.3).

Camada (K)	σ_2						
K1	28,10	K9	33,15	K17	36,20	K25	36,97
K2	28,90	K10	33,70	K18	36,38	K26	37,02
K3	29,70	K11	34,25	K19	36,52	K27	37,06
K4	30,50	K12	34,75	K20	36,62	K28	37,10
K5	30,95	K13	35,15	K21	36,70	K29	37,17
K6	31,50	K14	35,50	K22	36,77	K30	37,30
K7	32,05	K15	35,80	K23	36,83	K31	37,42
K8	32,60	K16	36,04	K24	36,89	K32	37,48

Tabela 2.2: Valores das densidades potenciais de referência σ_θ (Kg/m³)

A partir do repouso e estrutura termohalina climatológica, integrou-se o *ATLd* de 01 de janeiro de 2005 à 31 de dezembro de 2017 com forçantes sinóticas de 6 horas em 6 horas do *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) (Saha et al., 2006) do NCEP/NOAA dos EUA com resolução de 1/3°, sendo, a partir de 2011, a resolução aumenta para 1/4° e passa a ser denominada de *Climate Forecast System* (CFS) (Saha et al., 2014). Os campos atmosféricos requeridos pelo HYCOM são: temperatura do ar a 2 m, razão de mistura do ar a 2 m, ventos meridional e zonal a 10 m, taxa de precipitação, fluxos de radiação de onda longa e onda curta e fluxos de momentum. O *ATLi* foi integrado com uma condição inicial interpolada do *ATLd* de 01 de janeiro de 2006 à 31 de dezembro de 2017 com as mesmas forçantes. Os experimentos comparando o EnOI e o EnKF foram então conduzidos com o *ATLi* recebendo

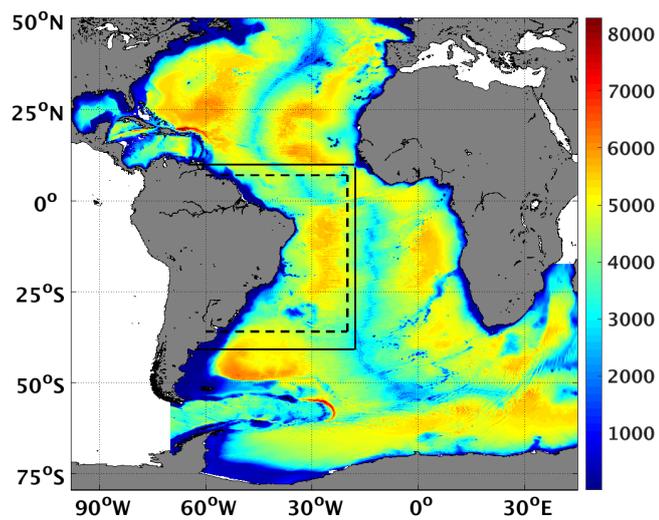


Figura 2.3: Domínio *ATLd* do HYCOM com o domínio do *ATLi* delimitado pelo contorno preto contínuo e METAREA V delimitada pelo contorno preto tracejado.

condições de contorno sem assimilação do ATLd.

2.3 Esquema de Assimilação

O EnOI e o EnKF têm como base a seguinte equação:

$$\mathbf{X}^a = \mathbf{X}^f + \mathbf{K}[\mathbf{Y} - H(\mathbf{X}^f)] \quad (2.1)$$

onde \mathbf{X}^a e \mathbf{X}^f são a análise e o *background*, respectivamente, \mathbf{Y} é o vetor das observações e H é o operador das observações. O termo $\mathbf{Y} - H\mathbf{X}^f$ é o vetor inovação, que determina a diferença entre a observação e o modelo no espaço das observações, e o termo $\mathbf{K}[\mathbf{Y} - H\mathbf{X}^f]$ é o incremento da análise. No EnKF as observações devem ser perturbadas de forma aleatória considerando seus erros para o filtro não divergir (Houtekamer e Mitchell, 1998; Burgers et al. 1998). \mathbf{K} é a matriz que pode ser entendida como a matriz de ganho de Kalman (Kalnay, 2003) e é dado pela seguinte equação:

$$\mathbf{K} = (\sigma \circ \mathbf{B})H^T[H(\sigma \circ \mathbf{B})H^T + \mathbf{R}]^{-1} \quad (2.2)$$

sendo T a transposta, \mathbf{R} a matriz de covariância dos erros das observações, e \mathbf{B} a matriz de covariância dos erros do modelo. No caso do EnOI há ainda um termo escalar α imposto para reduzir o erro do modelo em relação à observação, com $\alpha \in (0, 1]$. Para o EnKF, α é definido como um valor ligeiramente acima de 1 de forma a inflar \mathbf{P}^f e evitar divergência do filtro. O termo σ é um operador de localização em função da distância entre o ponto de grade e a observação e tem a finalidade de diminuir progressivamente a covariância à medida que esta distância aumenta. Ainda, um raio de influência é aplicado de forma que observações fora deste tem sua covariância, com o ponto assimilado, zerada. Por exemplo, não é esperado que uma observação na CNB se correlacione bem com um ponto de grade na CBM. Com isso, o raio de influência é aplicado em torno do ponto de grade assimilado e apenas as observações que estão dentro desse raio irão influenciar no cálculo da análise. No RODAS a assimilação é realizada em cada ponto de grade de forma independente e a mesma distância foi usada para os raios de influência e localização. Assim, σ pode ser separado em um componente horizontal σ_h e em um componente vertical σ_v , sendo definido como $\sigma = \sigma_h\sigma_v$, dado pelas seguintes equações:

$$\sigma_h(I_{ij}, L) = \begin{cases} -\frac{1}{4}\left(\frac{I_{ij}}{L}\right)^5 + \frac{1}{2}\left(\frac{I_{ij}}{L}\right)^4 + \frac{5}{8}\left(\frac{I_{ij}}{L}\right)^3 - \frac{5}{3}\left(\frac{I_{ij}}{L}\right)^2 + 1 & \text{para } 0 \leq I_{ij} \leq L \\ \frac{1}{12}\left(\frac{I_{ij}}{L}\right)^5 - \frac{1}{2}\left(\frac{I_{ij}}{L}\right)^4 + \frac{5}{8}\left(\frac{I_{ij}}{L}\right)^3 + \frac{5}{3}\left(\frac{I_{ij}}{L}\right)^2 - \\ -5\left(\frac{I_{ij}}{L}\right) - \frac{2}{3}\left(\frac{I_{ij}}{L}\right)^{-1} + 4 & \text{para } L < I_{ij} \leq 2L \\ 0 & \text{para } I_{ij} > 2L \end{cases} \quad (2.3)$$

$$\sigma_{v(i,j)} = \exp[-(\Delta\rho_{(i,j)}/L_\rho)] \quad (2.4)$$

Nesta função, $I_{(i,j)}$ é definido como a distância euclidiana entre dois pontos arbitrários na horizontal e L é a escala de influência horizontal. De acordo com a Eq. 2.3, a função pode ser caracterizada como quase-gaussiana no espaço horizontal, forçando o decaimento das covariâncias da matriz \mathbf{B} para zero quando a distância $I_{(i,j)}$ atinge $2L$, o qual é estabelecido como o raio de localização.

Na formulação da localização vertical (Eq. 2.4), a distância entre as camadas é medida pela estratificação da coluna d'água, ao invés da distância euclidiana considerada na localização horizontal. Na eq. 2.4 $\Delta\rho_{(i,j)}$ é a diferença de densidade entre duas camadas i e j , e L_ρ é um fator de escala escolhido com o valor de $0,5 \text{ kg/m}^3$ sendo baseado no trabalho de Mignac et al. (2015). A matriz de covariância, \mathbf{B} (Eq. 2.2) é dada pelas seguintes equações:

$$\mathbf{B} = \frac{\mathbf{A}'\mathbf{A}'^T}{(N-1)} \quad (2.5)$$

$$\mathbf{A}' = [\mathbf{A}'^1 \mathbf{A}'^2 \mathbf{A}'^3 \dots \mathbf{A}'^N] \quad (2.6)$$

$$\mathbf{A}'^m = \mathbf{X}^m - \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \mathbf{X}^n \quad (2.7)$$

onde \mathbf{X}^m representa o vetor de estado do modelo para o membro m , com m variando de 1 até o número total N de membros do conjunto e \mathbf{A}' representa as anomalias. Tradicionalmente no EnOI, os membros do conjunto e as anomalias em relação à média do conjunto são obtidos de uma integração longa do modelo ou de uma rodada de spin-up (Oke et al. 2008) não evoluindo no tempo e são sempre os mesmos em todos os ciclos de assimilação. Alternativamente, pode-se selecionar os membros de acordo com o dia da assimilação capturando-se a variabilidade intrasazonal da integração pretérita do modelo (Xie e Zhu, 2010; Tanajura et al. 2014; Mignac et al. 2015). Atualmente o RODAS emprega esta metodologia com um total de 126 membros de acordo com a Fig. 2.4, capturando a variabilidade intrasazonal mas ainda sem capturar o "erro do dia".

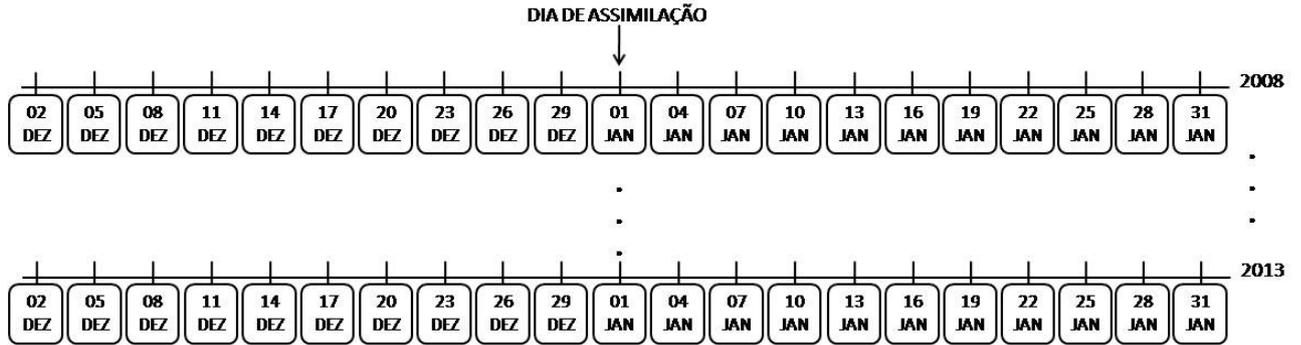


Figura 2.4: Esquema adotado pelo RODAS para a escolha dos membros do conjunto. O conjunto sempre cobre os anos de 2008 a 2013 pegando 10 membros para trás e 10 membros para frente com espaçamento de 3 dias, centrando no dia da assimilação que neste caso é 01 de Janeiro de um ano qualquer.

2.4 Experimentos

2.4.1 ARGO

O HYCOM é um modelo de coordenadas híbridas, entretanto, ele é em essência formulado em termos de densidade, tornando o cálculo da inovação ($\mathbf{Y} - H\mathbf{X}^f$ da Eq. 2.1) para os perfis T/S observados não trivial. De acordo com Xie e Zhu (2010), há duas formas de se calcular a inovação. A primeira é definindo o vetor inovação no espaço do modelo no qual os perfis quase contínuos em níveis z são convertidos em perfis discretizados nas camadas do modelo com a criação de espessuras de camada observacionais sintéticas (DP_{obs}), seguindo a metodologia proposta por Thacker e Esenkov (2002), que será chamada nesse trabalho de $ARGO_{DP}$. Dessa forma, o operador H é utilizado apenas como um interpolador da grade do modelo para as coordenadas geográficas dos perfis T/S observados, já que na vertical as observações são previamente pré-processadas e projetadas nas camadas do modelo. A segunda forma é calculando a inovação no espaço das observações, empregando H como um interpolador horizontal e vertical, projetando o vetor de estado do modelo nas coordenadas z do ARGO, que será chamada de $ARGO_Z$. Estas duas formas serão descritas em maiores detalhes a seguir.

ARGO_{DP}

O pré-processamento do $ARGO_{DP}$ emprega os perfis de densidade potencial, calculados através da equação de estado da água do mar com base nos perfis observados de T e S. Dessa forma, a densidade calculada no primeiro nível do perfil observado é comparada com a densidade alvo da primeira camada do modelo. Se a primeira densidade do perfil for maior

do que a densidade da primeira camada do modelo, então a primeira camada observacional sintética é definida com a espessura mínima permitida pelo HYCOM, e a temperatura e salinidade são computadas como valores médios. Uma vez que a água com a primeira densidade alvo é encontrada, o resto do perfil de densidade potencial das observações pode ser particionado, de forma que cada DP_{obs} satisfaça as densidades alvo do modelo até a profundidade máxima do perfil. Este padrão pode ser observado na Fig. 2.5, onde cada DP_{obs} de um perfilador ARGO respeita a densidade alvo do modelo a partir do momento em que a primeira densidade alvo é localizada no perfil. São estas funções “degrau” de T , S e DP_{obs} que irão constituir o vetor observação \mathbf{Y} a ser assimilado.

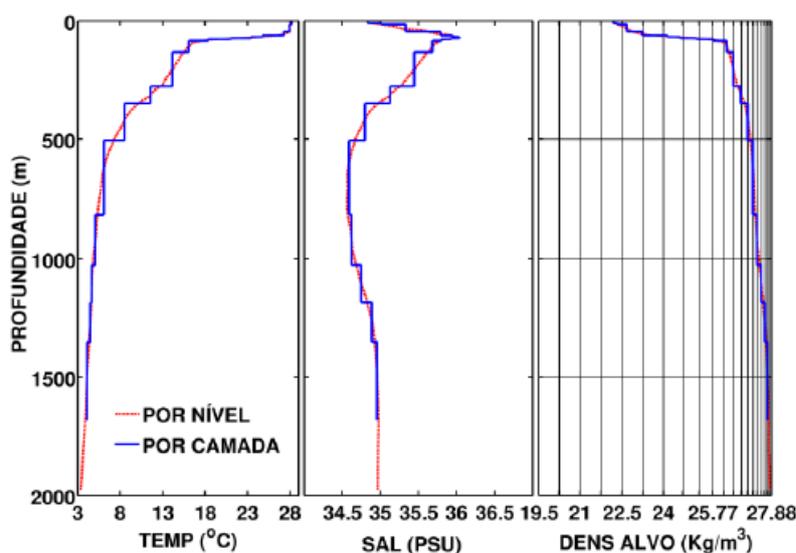


Figura 2.5: Perfil de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), salinidade (psu) e densidade potencial (kg/m^3) de um determinado ARGO em níveis z (linha vermelha tracejada) e após a criação das observações sintéticas nas camadas do HYCOM (linha azul). As densidades alvo de cada camada do modelo estão indicadas pelas linhas pretas. Extraído de Mignac et al. (2015).

A assimilação nesse esquema ocorre de forma sequencial assimilando primeiramente DP_{obs} , que irá modificar as variáveis espessuras de camada (DP), U e V de todas as camadas. Em seguida T é assimilada e posteriormente S sendo estas univariadas, ou seja, modificando apenas as variáveis de estado T e S respectivamente. De acordo com Thacker e Esenkov (2002), dentro do contexto do HYCOM, quando se corrige as interfaces das camadas, é preciso manter as densidades potenciais inalteradas. Portanto, T ou S é sempre diagnosticado abaixo das camadas de coordenada Z pela equação de estado da água do mar, visando preservar as densidades do modelo em regiões de coordenada isopical. Desta forma, opta-se por diagnosticar a temperatura pois, de acordo com Xie e Zhu (2010), grande parte das correções do perfil de T é obtida pelas correções de DP , enquanto que a correção de S é mais efetiva com a própria assimilação de S . Entretanto, Srinivasan et al. (2011) observou que incrementando o par T/S apresenta melhores resultados e Wang et al. (2016) observou

que o ajuste artificial resultante de se incrementar T/S é desprezível. Os erros dos dados observados são calculados seguindo Thacker e Esenkov (2002), Xie e Zhu (2010) e Mignac et al. (2015), de acordo com as seguintes equações:

$$SD_T(D) = 0,05 + 0,45exp(-0,002D) \quad (2.8)$$

$$SD_S(D) = 0,02 + 0,10exp(-0,008D) \quad (2.9)$$

$$SD(DP_k) = max\{0,5\delta p_k, max[0,05DP_k, DP_k(0,05 + (0,5 - 0,05)\frac{sd_{\sigma(k)}}{SD_{\sigma(k)}})]\} \quad (2.10)$$

onde $SD_T(D)$ e $SD_S(D)$ são o desvio padrão da temperatura e da salinidade, respectivamente, em função da profundidade. Na Eq 2.10 $SD(DP_k)$ é o desvio padrão da espessura na camada k , δp_k é a espessura mínima da camada especificada pelo HYCOM, DP_k é a espessura da camada e $sd_{\sigma(k)}$ é o desvio padrão mínimo da densidade potencial, definido em $0,001 \text{ kg/m}^3$, enquanto que $SD_{\sigma(k)}$ é o desvio padrão da densidade potencial das observações. Este último deve ser pequeno quando a densidade potencial estimada da camada observacional estiver perto do valor da densidade alvo do modelo. Os valores de $SD_T(D)$, $SD_S(D)$ e $SD(DP_k)$ são elevados ao quadrado para compor a variância da matriz \mathbf{R} . A localização horizontal foi aplicada a todas as observações e a vertical foi empregada apenas para DP de acordo com as Eqs. 2.3, conforme realizado por Mignac et al. (2015).

Alguns aspectos inerentes a este método devem ser destacados. Um destes é a degradação da resolução vertical do ARGO quando este é interpolado verticalmente para as camadas do modelo. Esta degradação é maior quanto menor a resolução vertical do modelo. Enquanto muitos ARGO chegam a apresentar uma resolução vertical de aproximadamente 2 m totalizando em média 1.000 níveis verticais nos primeiros 2000 m, modelos oceânicos numéricos estão muito aquém dessa resolução vertical, especialmente os que empregam coordenadas isopícnais. Como consequência, ao interpolar verticalmente o perfil do ARGO há uma grande perda da resolução vertical dos dados observados que estará limitada à resolução vertical do modelo. Outro aspecto é o erro de DP_{obs} , que costuma crescer bastante em direção ao fundo atingindo magnitudes na ordem de 10^3 m reduzindo o incremento da análise. Por último, é válido ressaltar a imprescindibilidade de se ter o par T/S para a geração do DP_{obs} , sem o qual não é possível ocorrer a assimilação. Isto exclui diversos dados observacionais de T sem seu par S, como XBTs e PIRATA, de serem assimilados, além de cerca de 20% dos ARGO não poderem ser assimilados por apresentarem uma salinidade não qualificada, apesar de boa temperatura, de acordo com o controle de qualidade dos dados. Este controle de qualidade foi desenvolvido pela REMO em colaboração com a Marinha do Brasil, onde se testa a data, localização, e os valores de temperatura e salinidade de acordo com os critérios (e.g. aumento de profundidade, inversão de densidade, valores constantes, *spikes*) estabelecidos pelo *Global*

Temperature and Salinity Pilot Program do Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC, 1990).

ARGO_Z

Para se calcular a inovação nos níveis z dos perfiladores ARGO é necessário interpolar a temperatura e a salinidade discretizadas em camadas no modelo, $(T_1, T_2, \dots, T_{nk})$ e $(S_1, S_2, \dots, S_{nk})$, para uma função contínua de z . Para simplificação, considere um modelo de duas camadas onde d_1 e d_2 são a espessura da primeira e segunda camada respectivamente e, T_1 e T_2 a temperatura da primeira e segunda camada, respectivamente, assumindo estas no meio de cada camada e sendo representativas de toda a camada conforme a Fig. 2.5. Para este caso e empregando uma interpolação linear (linha azul Fig. 2.6), pode-se definir o operador H seguindo Xie e Zhu (2010) com as seguintes equações:

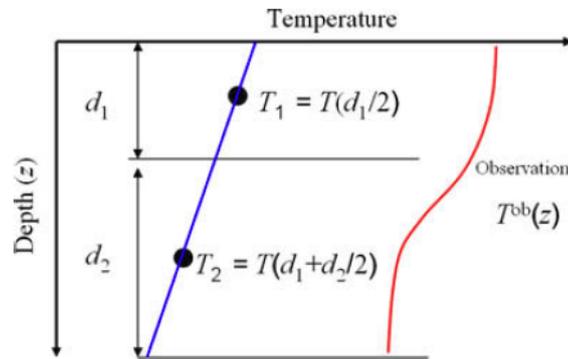


Figura 2.6: HYCOM em duas camadas. Linha azul é o perfil de temperatura interpolado linearmente tomando como base a temperatura no meio de cada camada e a linha vermelha um perfil de temperatura observado. Extraído de Xie e Zhu (2010).

$$\mathbf{T}(z) = H(d_1, d_2, T_1, T_2) = [(2z - d_1)T_2 + (2d_1 + d_2 - 2z)T_1]/(d_1 + d_2) \quad (2.11)$$

De acordo com Xie e Zhu (2010), devido à natureza isopical do modelo onde as espessuras das camadas variam espacial e temporalmente, o produto d_1T_2 e d_2T_1 torna o operador H não linear, sendo então recomendado um operador de ordem maior, como o *spline*, para aplicações mais realísticas. Como consequência, o incremento de Kalman linear empregado no EnKF e EnOI podem não prover uma solução ótima. Entretanto, Wang et al. (2017) observou que usar interpolação linear ou uma de mais alta ordem como a cúbica produz resultados muito semelhantes. Isto ocorre porque ao aplicar a Eq. 2.12 num modelo com mais camadas é possível representar um perfil vertical de temperatura típico incluindo a camada de mistura, termoclina e oceano profundo, como pode ser visto na Fig. 2.7. Ainda,

se observa que a interpolação por *spline*, como sugerido por Xie e Zhu (2010), pode gerar valores espúrios de temperatura. Neste trabalho foi empregada a interpolação linear.

Os erros dos dados observados foram calculados de acordo com as Eqs. 2.9 e 2.10 e foi empregado apenas a localização horizontal seguindo a Eq. 2.3.

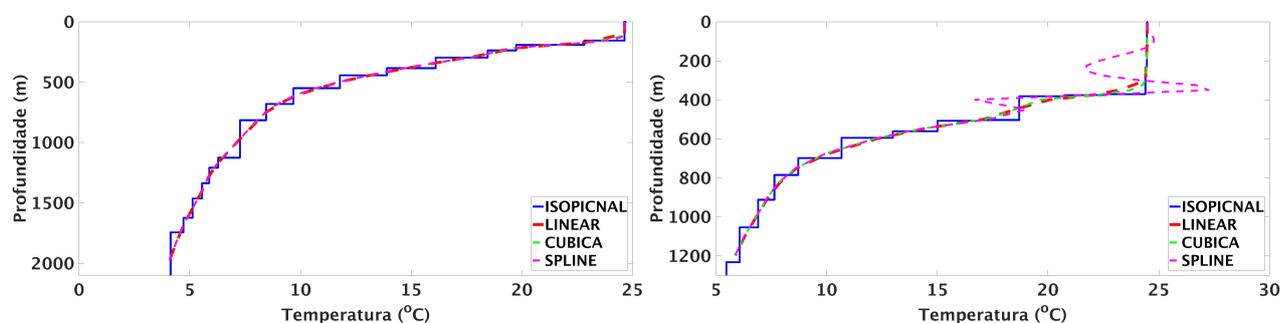


Figura 2.7: Perfil de temperatura ($^{\circ}$) do HYCOM (linha azul) construído a partir das espessuras das camadas e interpolado com diferentes métodos para níveis Z do ARGO.

Para se comparar as duas metodologias de inovação, foram realizados três experimentos de seis anos cada (i) assimilando ARGO seguindo a metodologia $ARGO_{DP}$; (ii) assimilando ARGO seguindo a metodologia $ARGO_Z$; (iii) idêntico ao (ii) desconsiderando a salinidade, denominado de $ARGO_{ZT}$. Os dois primeiros tem por objetivo a comparação metodológica e o terceiro avaliar o impacto de se assimilar apenas a temperatura para a posterior inclusão de XBTs, PIRATA e ARGO, que não apresentam o par T/S, nos experimentos de assimilação conjunta. O $ARGO_{DP}$ e o $ARGO_Z$ assimilaram os mesmos dados de T/S e o $ARGO_{ZT}$ assimilou os mesmos dados de T dos experimentos anteriores. Estes experimentos foram inicializados em 01 de janeiro de 2008, a partir de uma condição inicial livre com condições de contorno provenientes de uma rodada livre. Devido às observações serem pontuais e escassas (em torno de 6 perfis por dia), a assimilação de perfis T/S tende a necessitar de um período maior de integração para se observar impactos significativos no modelo. Portanto, optou-se por descartar os dois primeiros anos concentrando a avaliação nos quatro últimos anos. Para os dois experimentos, o raio de localização e de influência foi de 150 km e o alpha de 0,5.

2.4.2 EnOI X EnKF

Para a comparação dos dois métodos de assimilação, foram realizados dois experimentos de sete meses cada denominados de $RODAS_{EnOI}$ e $RODAS_{EnKF}$. Com este período foi possível incluir o inverno e verão mantendo um baixo custo computacional. Ambos assimilaram conjuntamente dados de TSM, TDA e perfis verticais de T/S provenientes de ARGO, XBTs, PIRATA e CTD. Nestes últimos foi empregado um polinômio, seguindo

metodologia proposta por Dorfschafer et al. (2020), para gerar a salinidade em caso de ausência desta. Para regiões do domínio onde o polinômio não se aplica e o perfil não possuía salinidade, apenas o perfil de temperatura foi assimilado. Os dados de TSM foram provenientes do *Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis* (OSTIA) com resolução horizontal de $1/20^\circ$ e os de TDA provenientes do *Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data* (AVISO) com resolução horizontal de $1/4^\circ$. O raio de localização foi de 100 km para todas as observações nos dois experimentos, sendo menor do que nos experimentos anteriores devido ao grande custo computacional associado à grande quantidade de observações. Para o EnOI, o alpha foi definido em 0,5 e para o EnKF foi de 1,05. A condição de contorno empregada em ambos foi proveniente de uma rodada com assimilação apenas de TDM. O *RODAS_EnOI* foi inicializado a partir de uma condição inicial livre em 01 de junho de 2017 e a assimilação empregou 126 membros conforme explicado anteriormente.

Para a inicialização dos membros do *RODAS_EnKF*, foram selecionadas três condições iniciais livres em cada ano entre 2013 à 2016 com uma janela de quinze dias centrada no dia 01 de maio, conforme Fig. 2.8. Esta escolha tem por objetivo inicializar os membros já com espalhamento refletindo uma variabilidade inter-anual. Do ano de 2013 apenas duas condições iniciais foram usadas, de forma que foi empregado um total de 11 condições iniciais diferentes e, portanto, o *RODAS_EnKF* utilizou 11 membros para a assimilação. Estratégia semelhante de inicialização dos membros foi empregada também pelo sistema do TOPAZ (Sakov et al. 2012), onde condições iniciais foram selecionadas em diferentes anos de uma rodada livre e perturbadas. Neste trabalho, optou-se por não aplicar nenhuma perturbação nas condições iniciais afim de evitar possíveis instabilidades e inconsistências dinâmicas. O número reduzido de membros é devido à disponibilidade de apenas 11 membros atmosféricos. Estes foram necessários para o cálculo das anomalias que foram somadas aos forçantes do CFS para a geração das forçantes perturbadas. Os membros atmosféricos foram provenientes da segunda geração do *Global Ensemble Forecast System* (GEFS/Rv2) obtidos em <https://www.esrl.noaa.gov/psd/forecasts/reforecast2/download.html> com resolução horizontal de $0,5^\circ$. Foram calculadas as anomalias do fluxo de momentum de u e v e velocidade do vento para previsões de dez dias, com dados a cada 6h, e condições iniciais no mesmo dia da assimilação. Desta forma, apenas as forçantes de vento foram perturbadas neste trabalho. Essas 11 condições iniciais foram então integradas sem assimilação e com forçantes não perturbada de 01 de maio de 2017 à 31 de maio de 2017. A partir de 01 de junho de 2017 teve início então a assimilação e o emprego de forçantes perturbadas.

Para a assimilação com o EnKF, as observações foram perturbadas usando rotina obtida em https://enkf.nerc.no/Code/NERSC_implementation/V2/m_random.F90 a qual gera aleatoriamente números entre -1 e 1. Posteriormente estes números são tratados de

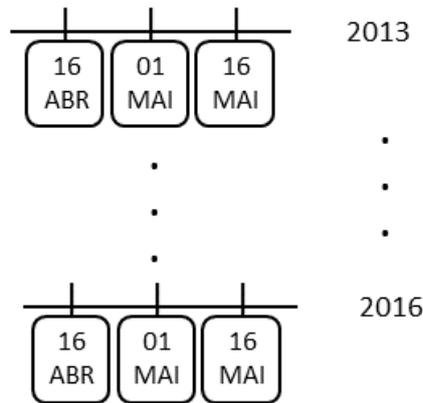


Figura 2.8: Dias selecionados para inicializar os membros EnKF.

forma que sua média seja igual a zero e então são multiplicados pelo erro da observação. Desta forma, as perturbações estão contidas no intervalo $[E_{obs}, -E_{obs}]$, sendo E_{obs} o erro da observação, com médias iguais a zero. Os experimentos foram integrados com uma máquina que possui 38 lâminas para processamento cada um com 128GB de RAM, 2 processadores de 12 núcleos cada da Intel Xeon 2.3 GHz, totalizando 912 núcleos físicos. O experimento do $ARGO_{DP}$ utilizou 2 lâminas, totalizando 48 processadores, e os demais utilizaram 20 lâminas, totalizando 480 processadores. A Tab. 2.3 apresenta todos os experimentos com alguns detalhes que os diferenciam. A última coluna com o tempo de processamento, refere-se apenas ao tempo médio de uma assimilação. A assimilação de perfis verticais de T/S com inovação em coordenada Z representa um enorme custo computacional em virtude da elevada quantidade de observações, tornando o cálculo da inversa (Eq. 2.2.) extremamente caro.

Expts	T	S	DP_{obs}	TSM	TDA	Raio/Alpha	MAD	Tempo
$ARGO_{DP}$	ARGO	ARGO	SIM	-	-	150 km/0,5	EnOI (Sequencial)	5 min 2 Lâminas
$ARGO_Z$	ARGO	ARGO	-	-	-	150 km/0,5	EnOI (Conjunto)	60 min 20 Lâminas
$ARGO_{ZT}$	ARGO	-	-	-	-	150 km/0,5	EnOI	35 min 20 Lâminas
RODAS_EnOI	ARGO XBTs PIRATA CTD	ARGO PIRATA CTD e Polinômio	-	OSTIA	AVISO	100 km/0,5	EnOI (Conjunto)	100 min 20 Lâminas
RODAS_EnKF	ARGO XBTs PIRATA CTD	ARGO PIRATA CTD e Polinômio	-	OSTIA	AVISO	100 km/1,05	EnKF (Conjunto)	100 min 20 Lâminas

Tabela 2.3: Configurações dos experimentos. A última coluna refere-se apenas ao tempo médio para se realizar uma única assimilação.

2.5 Avaliação dos Experimentos

O impacto da assimilação na TSM e na estrutura termohalina foram avaliados objetivamente empregando-se a REQM pela fórmula:

$$REQM(Y) = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Y_i - X_i)^2} \quad (2.12)$$

onde n é o número de observações, Y_i é o valor da observação em um determinado ponto i e X_i é o valor do modelo interpolado para o espaço das observações. A TDA será avaliada pela comparação visual do campo médio, diferença deste e da correlação, dado por (Eq. 2.13).

$$COR = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{STD(Y) * STD(X)} \quad (2.13)$$

onde o \bar{Y} e o \bar{X} representam a média das observações e a média dos valores do modelo interpolados para o espaço das observações, respectivamente. Considerando que o modelo e as observações possuem diferentes referências de geóide, a ASM média de cada rodada do modelo foi ajustada por um *offset*, de uma forma que a média na área da ASM média do modelo fosse igual à média na área da TDA do AVISO. Este ajuste visa tornar a comparação direta entre os campos médios válida.

A variabilidade de mesoescala será avaliada por meio do cálculo da energia cinética turbulenta (ECT) tendo como referência as análises do OSCAR. Estas análises, são campos de correntes oceânicas, a cada cinco dias e com resolução horizontal de $1/3^\circ$, próximas à superfície estimados a partir dos dados de ASM, ventos de superfície e TSM provenientes de sensoriamento remoto e in situ (Dohan et al., 2010). O impacto na estrutura vertical da CB será avaliado através de seções rotacionadas ao longo do seu trajeto e comparada com referências quando disponível. Estas mesmas seções servirão de base para o cálculo do transporte da CB.

3

Resultados

3.1 $ARGO_{DP}$ X $ARGO_Z$

A Fig. 3.1 mostra o perfil vertical de REQM para a análise e *background* da temperatura e salinidade em relação ao ARGO em coordenada z . A análise de temperatura e salinidade mostram padrões semelhantes. Para os primeiros 100 m, $ARGO_{DP}$ apresentou a melhor análise e abaixo deste nível foi o $ARGO_Z$. Isto ocorre porque nos primeiros 100 m encontram-se as camadas em coordenada Z que não possuem dependência com o DP , além da assimilação do $ARGO_{DP}$ ser sequencial e univariada. Desta forma, $ARGO_{DP}$ é capaz de produzir impactos mais precisos nos primeiros 100 m. Já abaixo deste nível, as camadas são isopícnais e dependem do DP . Dessa forma, o $ARGO_{DP}$ produz uma análise menos acurada, dado o alto erro do DP_{obs} estimado, ao passo que o $ARGO_Z$ assimila conjuntamente T/S incrementando o DP do modelo com base no conjunto. $ARGO_ZT$ foi capaz de reduzir o erro de salinidade do *background*, apesar de não assimilar a salinidade. Para a temperatura, $ARGO_ZT$ mostrou a menor redução de erro para os primeiros 700 m e, abaixo deste nível, menor REQM do que o $ARGO_{DP}$. Ainda, abaixo de 700 m, a análise e o *background* do $ARGO_{DP}$ para temperatura e salinidade apresentaram valores similares de REQM, evidenciando baixo impacto.

Os erros dos *backgrounds* foram muito similares para todas as rodadas com assimilação, principalmente para a temperatura, mesmo quando verificada grande diferença entre os erros das análises. Por exemplo, em 100 m o REQM das análises de temperatura foram de 1,25, 1,5 e 2,0 °C para o $ARGO_Z$, $ARGO_{DP}$ e $ARGO_ZT$ respectivamente, enquanto que o REQM dos *backgrounds* foi de 2,2 °C para todas as três rodadas. Neste mesmo nível, os erros das análises de salinidade foram de 0,21, 0,22 e 0,35 psu para o $ARGO_Z$, $ARGO_{DP}$ e $ARGO_ZT$

respectivamente, enquanto os erros dos *backgrounds* foram de 0,30, 0,31 e 0,35 psu para o $ARGO_Z$, $ARGO_{DP}$ e $ARGO_{zT}$ respectivamente. As maiores diferenças entre os erros de temperatura dos *backgrounds* ocorreram em grandes profundidades, como em 1.450 m, onde os erros foram de 0,3 °C para o $ARGO_Z$ e $ARGO_{zT}$ e 0,35 °C para o $ARGO_{DP}$. Isso indica que a temperatura do modelo tem um forte viés nos primeiros 150 m, mas para o oceano profundo conserva parte da qualidade da análise. Para a salinidade, a qualidade da análise é conservada para praticamente todos os níveis dada as diferenças entre os erros do *background* do $ARGO_{zT}$ em relação ao $ARGO_Z$ e $ARGO_{DP}$. Novamente, o $ARGO_Z$ produziu o menor REQM considerando todo o perfil (0,13 psu). Ainda, a importância da salinidade é evidente visto que o erro do $ARGO_{zT}$ é o maior (0,20 psu) entre as rodadas com assimilação tanto na análise como no *background*.

Considerando o REQM da análise em coordenada isopicnal (Fig. 3.2) o $ARGO_{DP}$ apresentou a melhor análise nas primeiras 14 camadas enquanto que o $ARGO_Z$ foi o melhor para as últimas 5 camadas para a temperatura e salinidade. A análise do $ARGO_{zT}$ apresentou um impacto mais significativo na temperatura nas primeiras 8 camadas quando comparado aos impactos em coordenada z , mas sem impacto significativo para as demais camadas. Ainda, nas primeiras nove camadas o modelo tem um forte viés, visto que os erros dos *backgrounds* das rodadas são muito similares apesar das diferenças significativas entre os erros das análises. Para a salinidade o modelo é capaz de conservar parte da qualidade da análise para todas as camadas, visto que o erro do *background* do $ARGO_{zT}$ é significativamente maior do que o verificado no $ARGO_{DP}$ e $ARGO_Z$. Apesar de resultados similares serem observados na avaliação em coordenada z e isopicnal, o $ARGO_{DP}$ em coordenada isopicnal produz a melhor análise na maior parte do perfil (camadas 1 - 14), enquanto o $ARGO_Z$ produz a melhor análise na maior parte do perfil (150 - 2000 m) em coordenada z . Ainda, a análise do $ARGO_{DP}$ apresenta o menor erro de DP (não mostrado) em coordenada isopicnal. Isto indica que os perfis sintéticos de DP_{obs} , temperatura e salinidade projetados nas camadas do modelo não são acuradas e precisas, dado que a qualidade da análise do $ARGO_{DP}$ não é observada em coordenada z , a qual considera as observações do ARGO sem o pré-processamento empregado para projeta-las nas camadas do modelo.

Para o REQM da previsão da temperatura em relação aos dados do ARGO (Fig. 3.3), todos os experimentos reduziram o erro do Controle em praticamente todos os níveis. Nos primeiros 200 m, a redução foi muito similar, mas abaixo deste nível, o $ARGO_Z$ e o $ARGO_{zT}$ claramente superaram o $ARGO_{DP}$. Este resultado está em consonância com o apresentado por Wang et al. (2017). Os experimentos $ARGO_Z$ e $ARGO_{zT}$ produziram resultados semelhantes para a temperatura, dada a pequena diferença entre eles. Este resultado é uma consequência do forte viés do modelo mencionado acima. A média de REQM para todo o perfil foi de 1,08, 0,95, 0,90 e 0,89 para o Controle, $ARGO_{DP}$, $ARGO_Z$ e $ARGO_{zT}$,

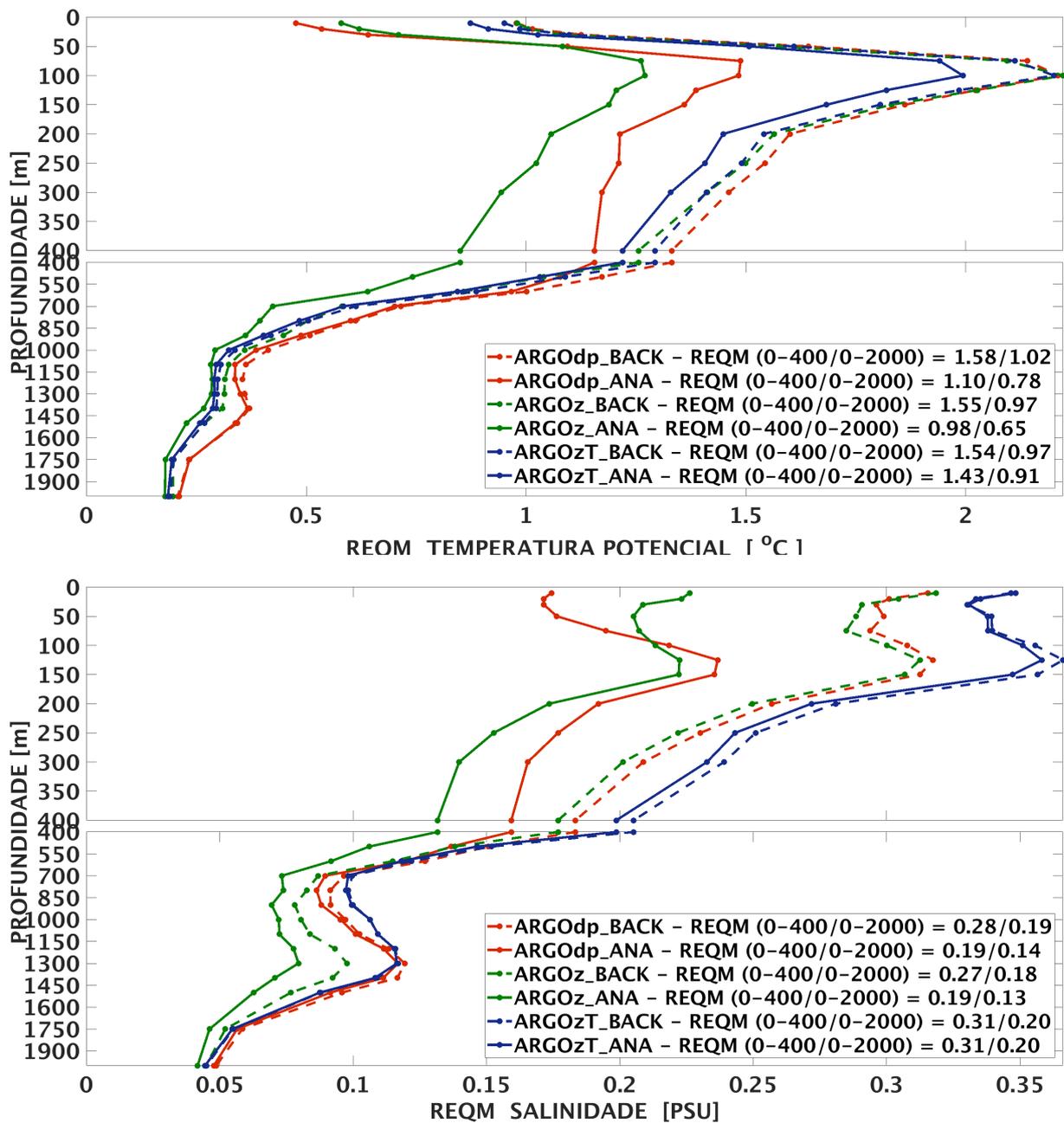


Figura 3.1: Perfil médio de REQM em coordenada z da temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e salinidade (psu), para a análise (linha tracejada) e *background* (linha contínua) em relação aos dados de T/S do ARGO para o período de 01/01/2010 a 31/12/2013. Vermelho representa o $ARGO_{DP}$, verde o $ARGO_Z$ e azul o $ARGO_{ZT}$. Total de 12.714 perfis.

respectivamente. $ARGO_Z$ apresentou uma redução de 5,2% e 16,7% em relação ao $ARGO_{DP}$ e Controle, respectivamente.

Para a salinidade (Fig. 3.3) $ARGO_{DP}$ e $ARGO_Z$ mostraram uma redução significativa do erro em relação ao Controle. Impactos similares aos encontrados por Wang et al. (2017) foram observados com o $ARGO_Z$ ligeiramente melhor que o $ARGO_{DP}$ nos primeiros 200 m e

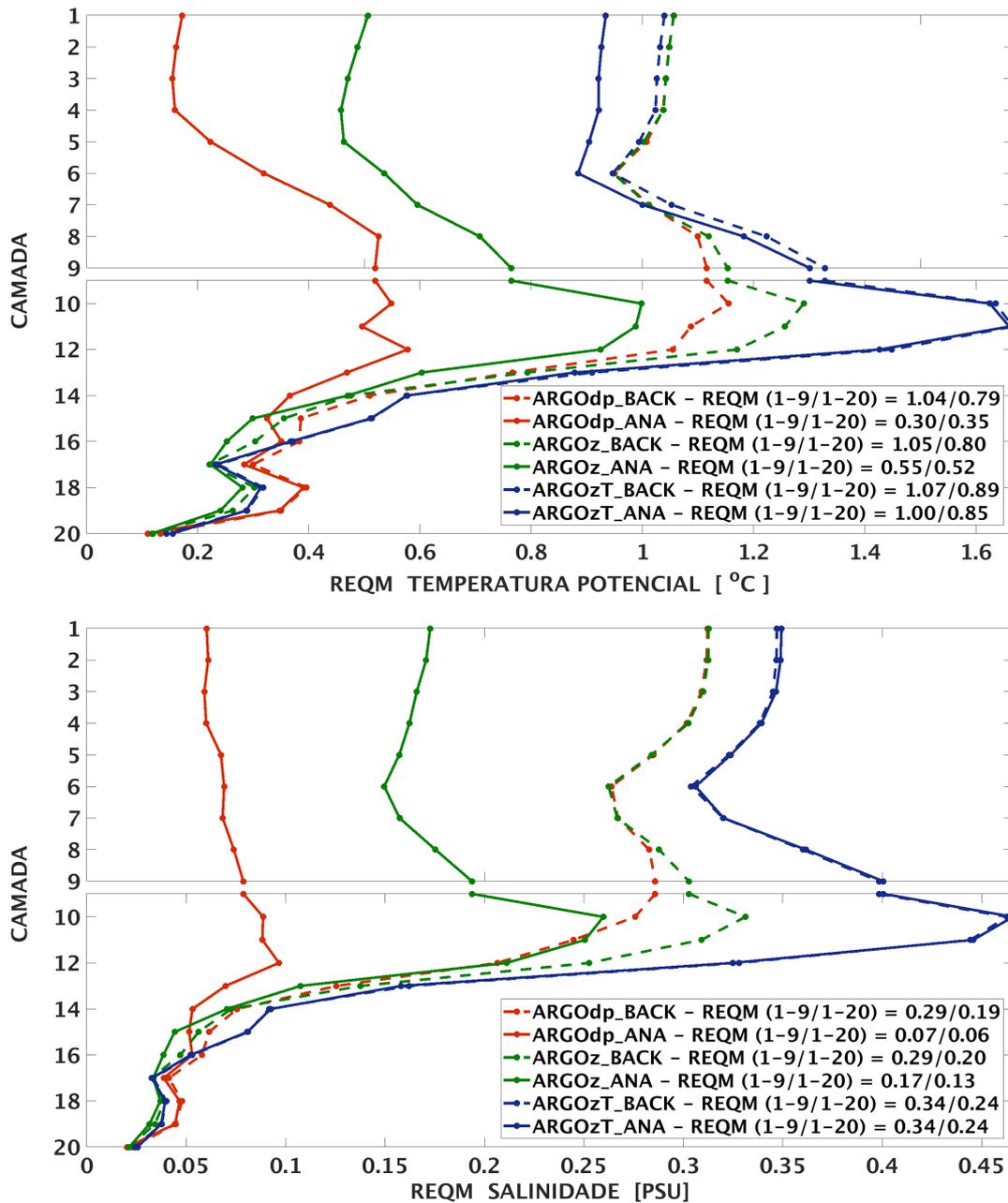


Figura 3.2: Perfil médio de REQM em coordenada isopícnal da temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e salinidade (psu), para a análise (linha tracejada) e *background* (linha contínua) em relação aos dados de T/S do ARGO para o período de 01/01/2010 a 31/12/2013. Vermelho representa o $ARGO_{DP}$, verde o $ARGO_Z$ e azul o $ARGO_{ZT}$. Total de 12.714 perfis.

significativamente melhor abaixo deste nível. Considerando todos os níveis, o REQM foi 0,20, 0,17, 0,16 e 0,19 psu para o Controle, $ARGO_{DP}$, $ARGO_Z$ e $ARGO_{ZT}$, respectivamente. O REQM do $ARGO_Z$ foi 5,8% e 20% menor do que o $ARGO_{DP}$ e $ARGO_{ZT}$, respectivamente.

Quando apenas a temperatura é assimilada ($ARGO_{ZT}$), o erro da salinidade é maior nos primeiros 150 m em relação ao Controle, mas menor abaixo deste nível. Isso indica que a

salinidade da camada de mistura do modelo na porção oeste do Atlântico Sul apresenta, de um modo geral, baixa correlação com a temperatura sendo controlada principalmente pelas forçantes atmosféricas. Entretanto, este padrão não foi observado na Confluência Brasil-Malvinas (não mostrado), onde houve uma redução do erro da salinidade em 5,4% em relação ao Controle nos primeiros 400 m, indicando boa correlação entre salinidade e temperatura. Apesar disso, a assimilação da salinidade nesta região ainda apresentou impacto positivo significativo, provocando uma redução de 13,5% do erro em relação ao Controle.

As duas estratégias para assimilar os perfis T/S do ARGO no HYCOM conduziram a diferentes impactos na ASM (Fig. 3.4). Ao redor de 5°N, a ASM produzida pelos experimentos diminui em direção ao leste, como observado no AVISO. Entretanto, no AVISO, a ASM diminui de 0,56 m para 0,44 m e no Controle, $ARGO_Z$ e $ARGO_ZT$ cai de 0,56 m para 0,48 m e no $ARGO_{DP}$ de 0,56 m para 0,52 m. Na região do giro subtropical (10°S - 40°S), os experimentos e o Controle foram capazes de representar a estrutura de larga escala da ASM, com valores mais altos na região subtropical e menores em direção ao norte e sul. As maiores magnitudes de 0,68 - 0,76 m foram observadas ao redor de 30°S no AVISO, Controle e $ARGO_Z$, e no $ARGO_{DP}$ estas variam de 0,52 a 0,60m e no $ARGO_ZT$ de 0,56 a 0,64 m. Os maiores impactos negativos foram observados na região delimitada pela linha tracejada na Fig. 3.4, na qual o $ARGO_{DP}$ reduziu a ASM do Controle aumentando o viés do modelo ao sul de 30°S. Este padrão também foi observado, mas com menor intensidade, no $ARGO_Z$ e $ARGO_ZT$ em algumas regiões. Isto pode ser melhor visto na Fig. 3.5.

A Fig. 3.5 mostra as diferenças de ASM em relação ao AVISO para o Controle (Controle menos AVISO) e em relação ao Controle para as rodadas com assimilação (experimentos menos Controle). Essa estratégia de representar o impacto na ASM visa capturar melhor a magnitude das correções produzidas pela assimilação e inferir se estas corrigem na direção correta. Se Controle menos AVISO apresentar valores positivos e os experimentos menos Controle apresentam valores negativos, a assimilação reduziu o viés do modelo. O oposto também indica redução de viés pela assimilação. Entretanto, se for verificado mesmo sinal para Controle menos AVISO e experimentos menos Controle, significa que a assimilação degradou a representação da ASM.

Ao norte de 30°S, o Controle apresentou valores maiores de ASM em relação ao AVISO, exceto em 26°S - 44°W, onde a diferença foi de -0,125 m. Entre 30°S e 36°S, o viés negativo predomina, e ao sul de 36°S ocorre o maior viés positivo de mais de 0,30 m cercado por regiões com viés negativo. Ao norte de 30°S todas as rodadas com assimilação reduziram a ASM do Controle se aproximando do AVISO. Entretanto, a leste de 41°W, Controle tem um máximo de 0,05 m enquanto o $ARGO_{DP}$ e $ARGO_ZT$ reduziram em -0,01 m e o $ARGO_Z$ em -0,075 m. Entre 30°S e 36°S $ARGO_{DP}$ aumentou significativamente o viés do Controle (e.g., -0,15 m em 32°S - 48°W). Já o $ARGO_Z$ apresentou correções na direção correta, mas

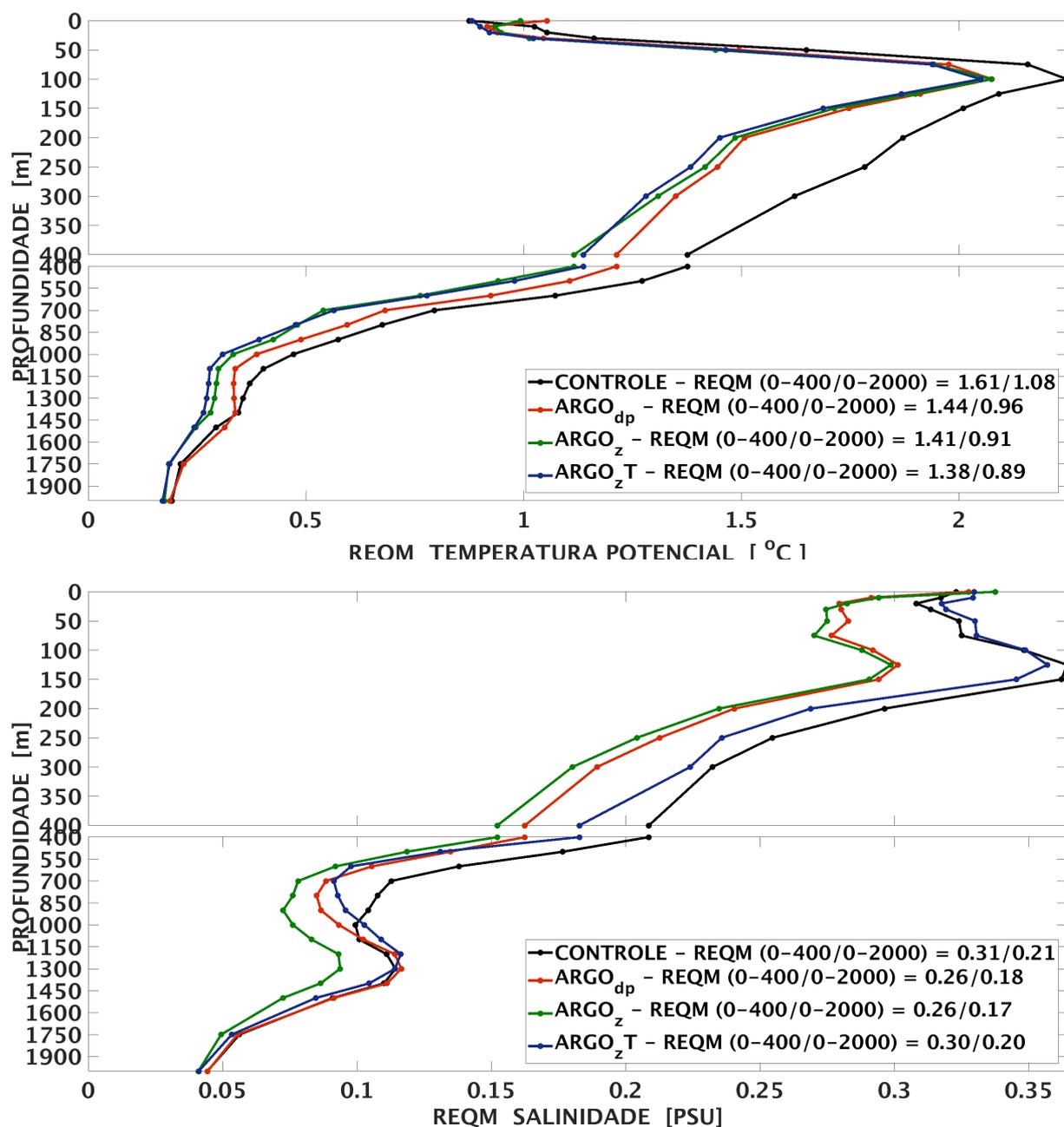


Figura 3.3: Perfil médio de REQM da previsão da temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e salinidade (psu) em relação aos dados de TS do ARGO para o período de 01/01/2010 a 31/12/2013. Preto representa o Controle, vermelho o $ARGO_{DP}$, verde o $ARGO_Z$ e azul o $ARGO_{ZT}$. Total de 12.714 perfis.

por vezes aumentou o viés em $-0,025$ m em $32^{\circ}\text{S} - 42^{\circ}\text{W}$. $ARGO_{ZT}$ apresenta um padrão semelhante ao $ARGO_Z$ mas com uma cobertura um pouco maior de correções na direção errada. Ao sul de 36°S as rodadas com assimilação apresentaram impactos similares com a redução da ASM predominando no $ARGO_{DP}$. Portanto, $ARGO_Z$ apresentou a melhor ASM média entre as rodadas com assimilação, corrigindo grande parte da ASM do modelo na direção do AVISO, enquanto o $ARGO_{DP}$ predominantemente degradou.

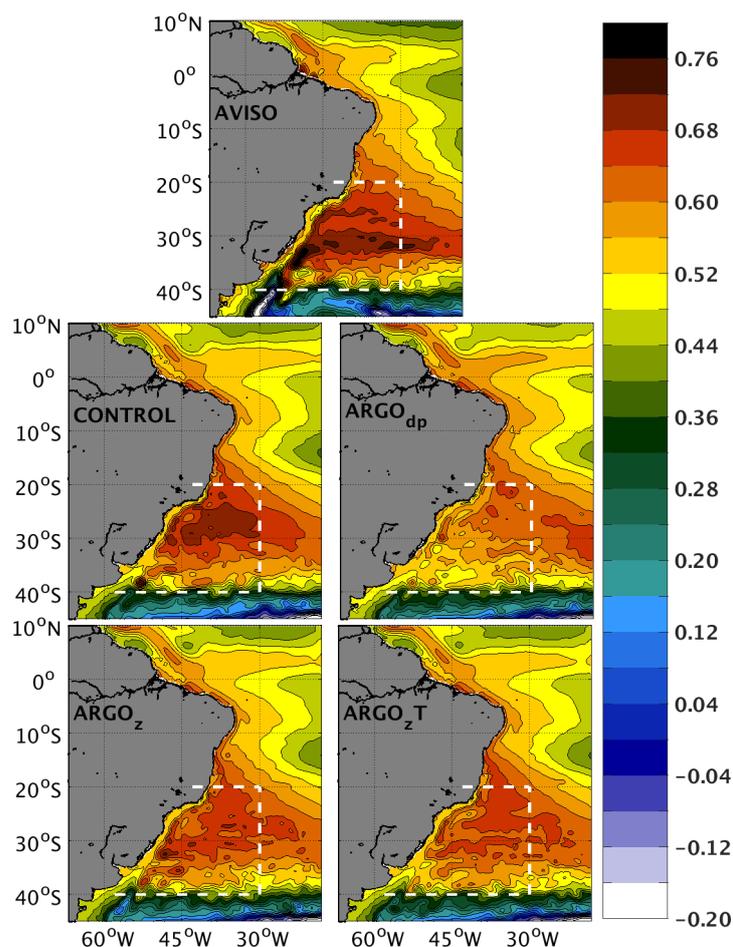


Figura 3.4: Campo médio de ASM (m) para o período de 01/01/2010 a 31/12/2013.

Para se avaliar objetivamente os impactos da assimilação na ASM e confirmar os resultados anteriores, a série temporal da correlação espacial em relação ao AVISO foi calculada (Fig. 3.6). Pode ser verificado que o $ARGO_{DP}$ apresentou a menor correlação de ASM ao longo de toda a integração em comparação com as outras duas rodadas com assimilação. Por outro lado, $ARGO_Z$ atingiu a maior correlação na maior parte do tempo, alternando com o Controle. Por exemplo, de janeiro de 2010 à agosto de 2010, $ARGO_Z$ obteve a maior correlação, enquanto que de setembro à dezembro de 2010 foi o Controle. A média para todo o período de integração foi de 0,754, 0,723, 0,756 e 0,740 para o Controle, $ARGO_{DP}$, $ARGO_Z$ e $ARGO_{zT}$ respectivamente.

Dado que a região delimitada pela linha tracejada na Fig. 3.4 apresentou o maior impacto na ASM e contém as CCOs, os próximos resultados focarão nesta região. A Fig. 3.7 mostra as diferenças do conteúdo de calor para o Controle em relação ao WOA (Controle menos WOA) e para os experimentos em relação ao Controle (experimentos menos Controle). Considerando o Controle, valores positivos (negativos) indicam que o Controle tem um conteúdo de calor maior (menor) do que o WOA. Considerando os experimentos, valores positivos (negativos) indicam que estes aumentaram (diminuíram) o conteúdo de calor.

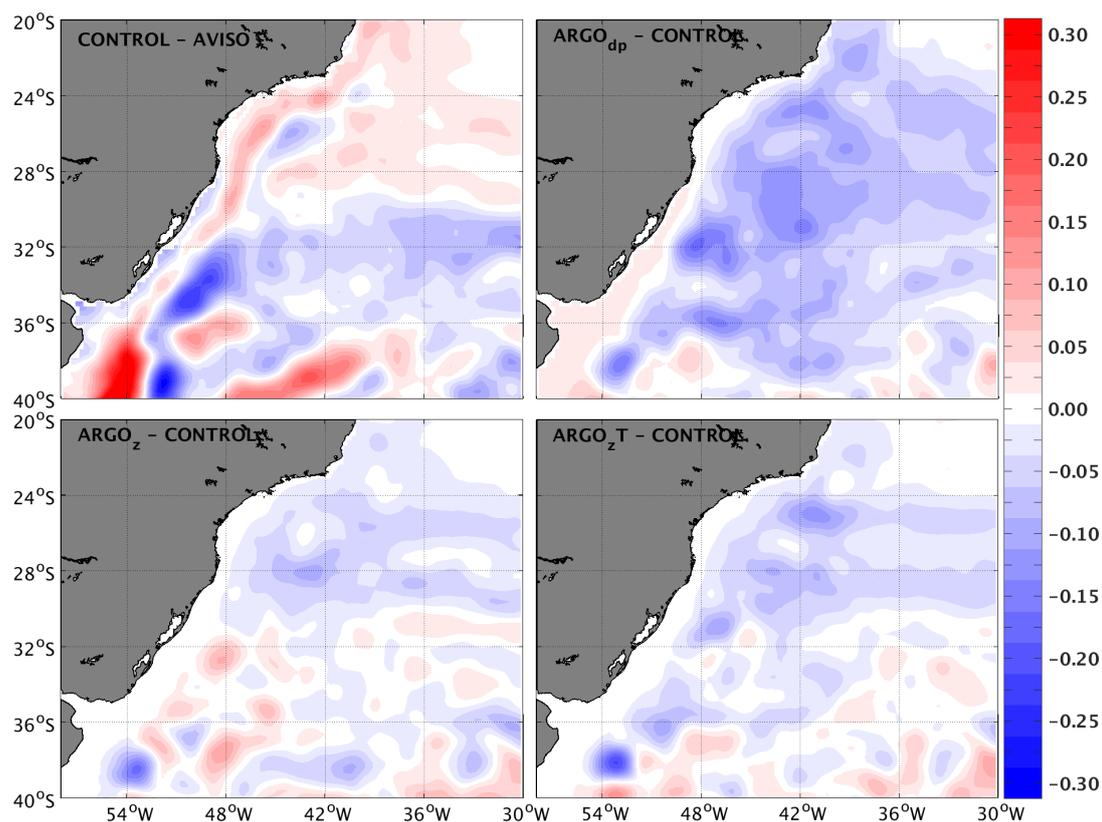


Figura 3.5: Diferença do campo médio de ASM (m) em relação ao AVISO para o Controle (Controle menos AVISO) e em relação ao Controle para os experimentos com assimilação (experimentos menos Controle) para o período de 01/01/2010 a 31/12/2013.

Neste sentido, se ambas as diferenças, Controle menos WOA e experimento menos Controle, forem positivas ou negativas, a assimilação aumentou o viés do modelo, caso contrário diminuiu. Considerando que o WOA é uma climatologia, o REQM em relação ao Argo para esta região é apresentado na Tab 3.1. Esta evidencia que a climatologia do WOA tem o menor erro sendo, portanto, uma base de dados válida para ser empregada como referência. Ainda, os REQM de TS do WOA foram os menores para todas as profundidades (não mostrado).

	REQM (0-400 m)		REQM (0-2.000 m)	
	T	S	T	S
Controle	1,61°C	0,30 psu	1,08°C	0,20 psu
<i>ARGO_{DP}</i>	1,30°C	0,27 psu	0,91°C	0,18 psu
<i>ARGO_Z</i>	1,26°C	0,26 psu	0,84°C	0,16 psu
<i>ARGO_{ZT}</i>	1,24°C	0,30 psu	0,82°C	0,20 psu
WOA	0,99°C	0,19 psu	0,64°C	0,12 psu

Tabela 3.1: REQM em relação aos dados de T/S do ARGO para um total de 3.030 perfis no período de 01/01/2010 à 31/12/2013 para a região de 20°S – 40°S; 30°W – 58°W.

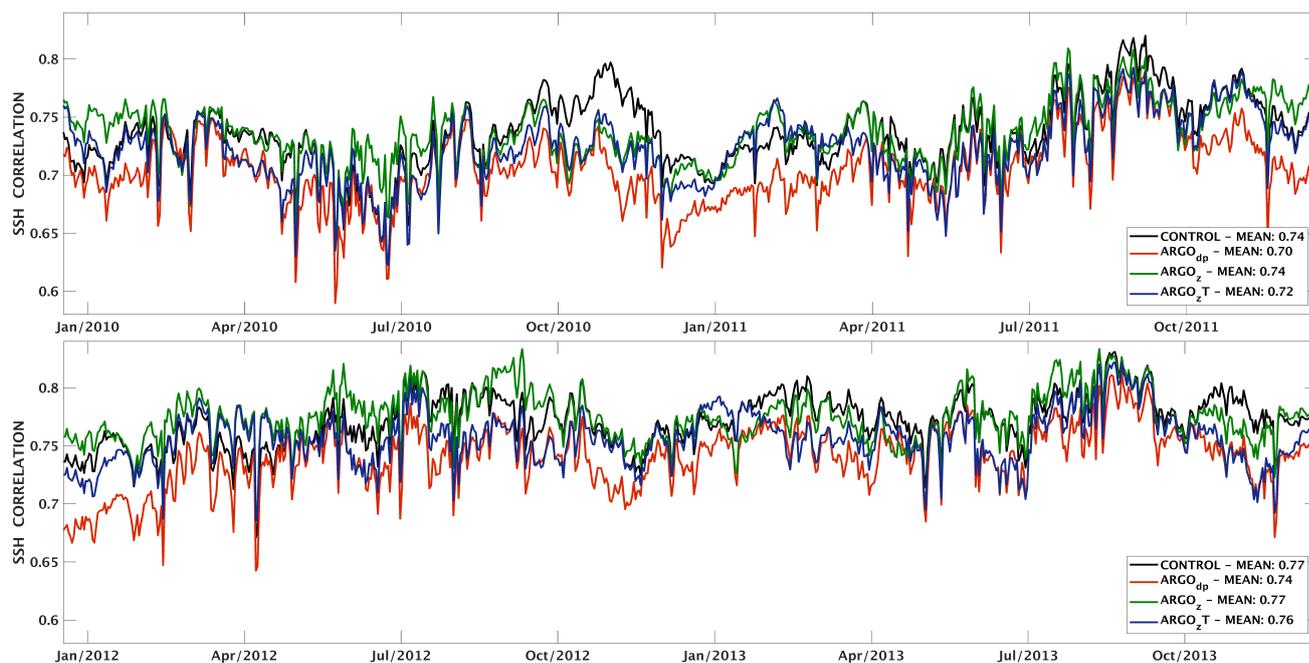


Figura 3.6: Série temporal da correlação espacial de ASM em relação ao AVISO para o período de 01/01/2010 à 31/12/2013. Preto representa o Controle, vermelho o $ARGO_{DP}$, verde o $ARGO_Z$ e azul o $ARGO_{ZT}$.

O mapa da diferença entre Controle e WOA pode ser dividido em três subregiões, separadas pela linha tracejada na Fig. 3.7, com um viés bem definido do Controle em relação ao WOA: subregião A com menor conteúdo de calor; subregião B com maior conteúdo de calor e subregião C com menor. A subregião A acompanha a costa, onde fluem as CCOs. Esta apresenta as maiores diferenças negativas, atingindo magnitudes de 8 MJ ao sul de 30°S , exceto ao redor de $38^{\circ}\text{S} - 54^{\circ}\text{W}$, onde é observada uma diferença positiva de 8 MJ. Para esta localização específica ($38^{\circ}\text{S} - 54^{\circ}\text{W}$), todas as rodadas com assimilação corrigiram o modelo em direção ao WOA. O $ARGO_{DP}$ intensificou o viés negativo em praticamente toda a subregião A, com um máximo de -4 MJ ao redor de 32°S . Por outro lado, o $ARGO_{ZT}$ reduziu o viés do modelo em direção ao WOA em algumas regiões, ao redor de $32^{\circ}\text{S} - 46^{\circ}\text{W}$, e aumentou em outras, ao redor de $24^{\circ}\text{S} - 42^{\circ}\text{W}$. Já o $ARGO_Z$ apresentou o melhor resultado corrigindo o modelo em direção ao WOA para toda a subregião A. Na subregião B, todos os experimentos reduziram o conteúdo de calor em relação ao Controle. $ARGO_{DP}$ apresentou o maior impacto, mas em alguns locais, como em $30^{\circ}\text{S} - 41^{\circ}\text{W}$, excedeu o viés do Controle de 0,8 MJ a 1,6 MJ, reduzindo-o em 2,4 MJ a 3,2 MJ, enquanto o $ARGO_Z$ e o $ARGO_{ZT}$ reduziram em 0,8 MJ. Na subregião C, é observado um menor conteúdo de calor do Controle em relação ao WOA e os experimentos apresentam impactos similares, aumentando o conteúdo de calor de uma forma geral, mas reduzindo em algumas regiões. Finalmente, é importante notar a transição do viés do Controle da subregião A à C, de negativo a positivo e negativo. $ARGO_{DP}$ não foi capaz de capturar este padrão, enquanto o $ARGO_Z$ apresentou

uma boa correção, especialmente entre a subregião A e B. A média do conteúdo de calor nos primeiros 2.000 m é 42,84, 41,98, 41,41, 42,18 e 42,00 MJ para o WOA, Controle, $ARGO_{DP}$, $ARGO_Z$ e $ARGO_{ZT}$, respectivamente, confirmando que o $ARGO_Z$ apresenta os melhores incrementos, enquanto o $ARGO_{DP}$ aumentou o viés do modelo e degradou a solução.

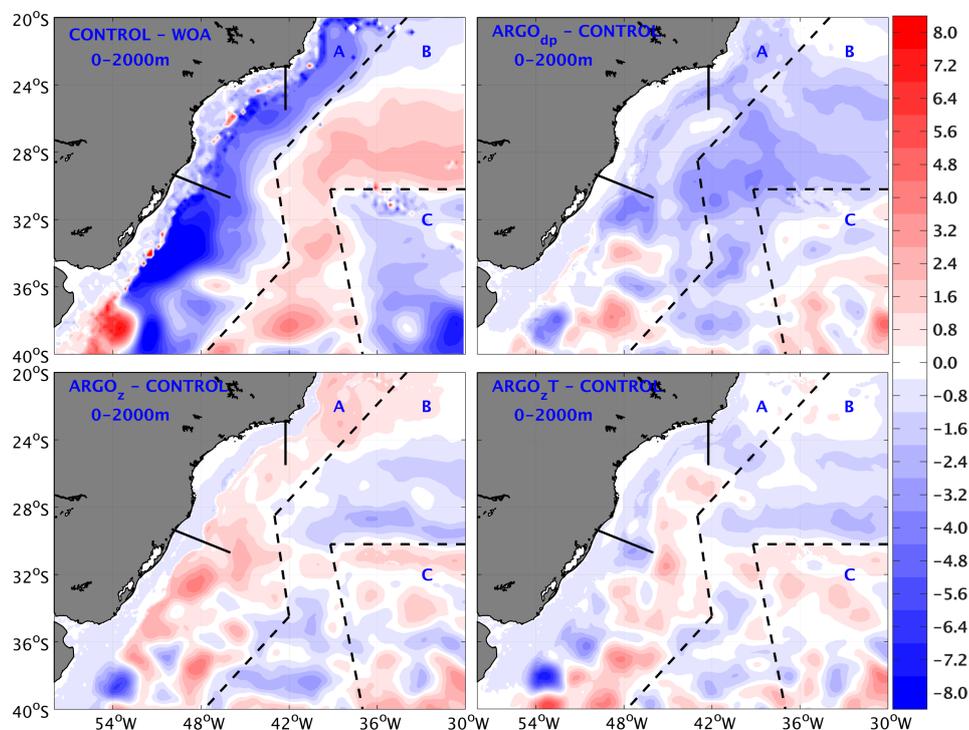


Figura 3.7: Diferença do conteúdo de calor integrado verticalmente em relação ao WOA para o Controle (Controle menos WOA) e em relação ao Controle para os experimentos com assimilação (experimentos menos Controle) para o período de 01/01/2010 a 31/12/2013.

Os impactos nas CCOs também foram avaliados por meio de duas seções de velocidade meridional e diferença de densidade em relação ao WOA. As seções são representadas pelas linhas sólidas na Fig. 3.7. A primeira é ao longo de $42,5^{\circ}W$ (Fig. 3.8), onde a CB vira para oeste seguindo a isóbata de 200 m (Rocha et al. 2014). $ARGO_{DP}$ apresenta uma CB mais fraca, 0,25 m/s no seu núcleo, e mais rasa, 0 - 200 m, em relação ao Controle, $ARGO_Z$ e $ARGO_{ZT}$. Para estes últimos é observada uma velocidade de 0,30 m/s e uma extensão vertical de 300 m para o Controle e $ARGO_Z$, e de 250 m para o $ARGO_{ZT}$. Para a CCI, a velocidade máxima é de 0,15, 0,30, 0,20 e 0,35 m/s para o Controle, $ARGO_{DP}$, $ARGO_Z$ e $ARGO_{ZT}$ respectivamente. Em $24,4^{\circ}S$ a CCI alcança a superfície para todas as rodadas, mas com velocidades maiores que 0,20 m/s em 300 m para o $ARGO_{DP}$ e $ARGO_{ZT}$ enquanto no Controle e $ARGO_Z$ é de 0,10 m/s. Ainda, em $24^{\circ}S$ a CCI atinge 200 m e 250 m no $ARGO_{DP}$ e $ARGO_{ZT}$ respectivamente, enquanto que no Controle e $ARGO_Z$ é mais profunda e se estende até os 400 m.

De acordo com as observações em $24,15^{\circ}S - 42,4^{\circ}W$ apresentadas por Rocha et al. (2014),

a velocidade média da CB é de $0,17 \pm 0,14$ m/s e a inversão da direção da velocidade ocorre em 400 m. Estes autores também sugerem, baseado em outras observações, que esta bóia está deslocada do núcleo da CB e, portanto, a velocidade média observada está subestimada. Além disso, a CB apresenta uma alta variabilidade devido ao contínuo ajuste de sua vorticidade potencial. Para a CCI, a velocidade máxima observada é de $0,11 \pm 0,03$ m/s em 800 m. Comparando com as rodadas do HYCOM, a CB não atinge a localização da bóia, mas no Controle e *ARGO_Z* se estende mais para leste do que no *ARGO_{ZT}* e, especialmente, *ARGO_{DP}*. Ainda, apesar de uma menor extensão vertical da CB do que a observação, Controle e *ARGO_Z* produziram feições mais próximas das observações do que o *ARGO_{ZT}* e o *ARGO_{DP}*. Estas duas últimas superestimaram a velocidade do núcleo da CCI, enquanto que o Controle e o *ARGO_Z* estão em concordância com as observações.

A CB mais rasa e mais fraca com uma mais extensa e intensa CCI produzida nos experimentos, especialmente no *ARGO_{DP}*, ocorreu devido ao soerguimento das isopícnais em relação ao Controle, principalmente a de 26,18. Por exemplo, em 24,2°S, esse soerguimento foi de 75 m, e para o *ARGO_Z* e *ARGO_{ZT}* foi de 25 m. Pode ser verificado que estes dois últimos apresentam uma correção mais precisa da densidade em direção ao WOA. De fato, para o Controle ao redor de 350 m, onde a isopícnal de 26,18 está localizada, há uma inversão do viés da densidade, de negativo (0 -350 m) para positivo (350 - 1.000 m). *ARGO_{DP}* aumentou a densidade em praticamente toda a seção, incluindo os níveis nos quais o Controle apresentou uma maior densidade em relação ao WOA, culminando em uma densidade maior do que o WOA ao redor de 250 m, onde a isopícnal de 26,18 está localizada. Por outro lado, *ARGO_Z* e *ARGO_{ZT}* reduziram o viés do Controle em relação ao WOA em praticamente todos os níveis e a apresentaram uma boa correção ao redor de 350 m, aumentando a densidade acima deste nível e reduzindo-a abaixo. Portanto, *ARGO_Z* e *ARGO_{ZT}* soergueram corretamente a isopícnal de 26,18, enquanto que no *ARGO_{DP}* esta foi excessivamente soerguida. Ainda, *ARGO_Z* apresentou as maiores magnitudes de correção entre as rodadas com assimilação.

Padrão similar também é verificado na seção em torno de 28°S (Fig. 3.9). *ARGO_{DP}* simulou uma CB com uma velocidade meridional média de 0,20 m/s, enquanto que as outras rodadas produziram uma velocidade de 0,25 m/s. A inversão da velocidade ocorreu em 400 m para todas as rodadas, e a CCI apresentou uma velocidade de 0,25 m/s em seu núcleo para o Controle e *ARGO_Z*, e 0,30 m/s para o *ARGO_{DP}* e *ARGO_{ZT}*. Observação *in situ* em 27,9°S - 46,7°W apresentada por Rocha et al. (2014) mostra a CB se estendendo até 850 m com uma velocidade média em seu núcleo de $0,34 \pm 0,04$ m/s. A observação não capturou o núcleo da CCI.

O soerguimento da isopícnal de 26,8 foi observado em todos os experimentos, especialmente no *ARGO_{DP}*. Ainda, pode ser verificado que a inversão do viés da densidade do

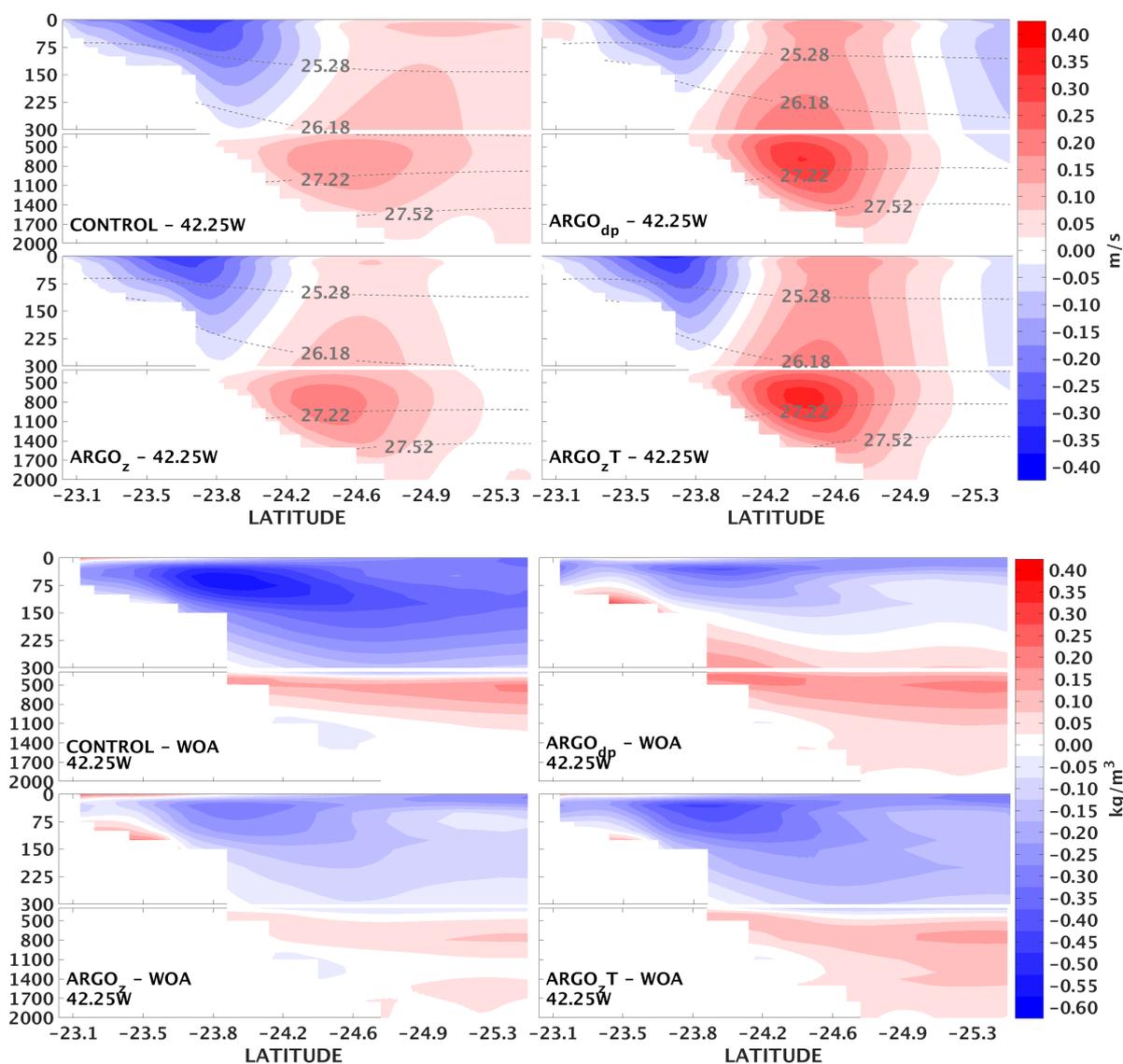


Figura 3.8: Seção vertical ao longo de $42,5^{\circ}\text{W}$ da velocidade (m/s) meridional e da diferença de densidade (kg/m^3) em relação ao WOA (experimentos menos WOA) para o período de 01/01/2010 a 31/12/2013. Linhas tracejadas representam isopicnais.

Controle em relação ao AVISO ocorre em 350 m, de negativo (0 - 350 m) para positivo (350 - 1.000m). Como foi observado ao longo de $42,5^{\circ}\text{W}$ (Fig 3.8), $ARGO_{DP}$ inverteu o viés do Controle em torno de 250 m e apresentou uma maior densidade em relação ao WOA, indicando um soerguimento excessivo da isopical de 26,8. Por outro lado, $ARGO_Z$ e $ARGO_{ZT}$ reduziram o viés do Controle em praticamente todos os níveis sem invertê-lo. Similarmente ao observado na Fig. 3.8, $ARGO_Z$ apresentou as maiores correções na direção do WOA. Isto reforça a importância da assimilação da salinidade.

O transporte da CB foi calculado de 21°S à 30°S (Fig. 3.10), região de maior impacto da assimilação. $ARGO_{DP}$ apresentou o menor transporte nesta faixa latitudinal, seguido

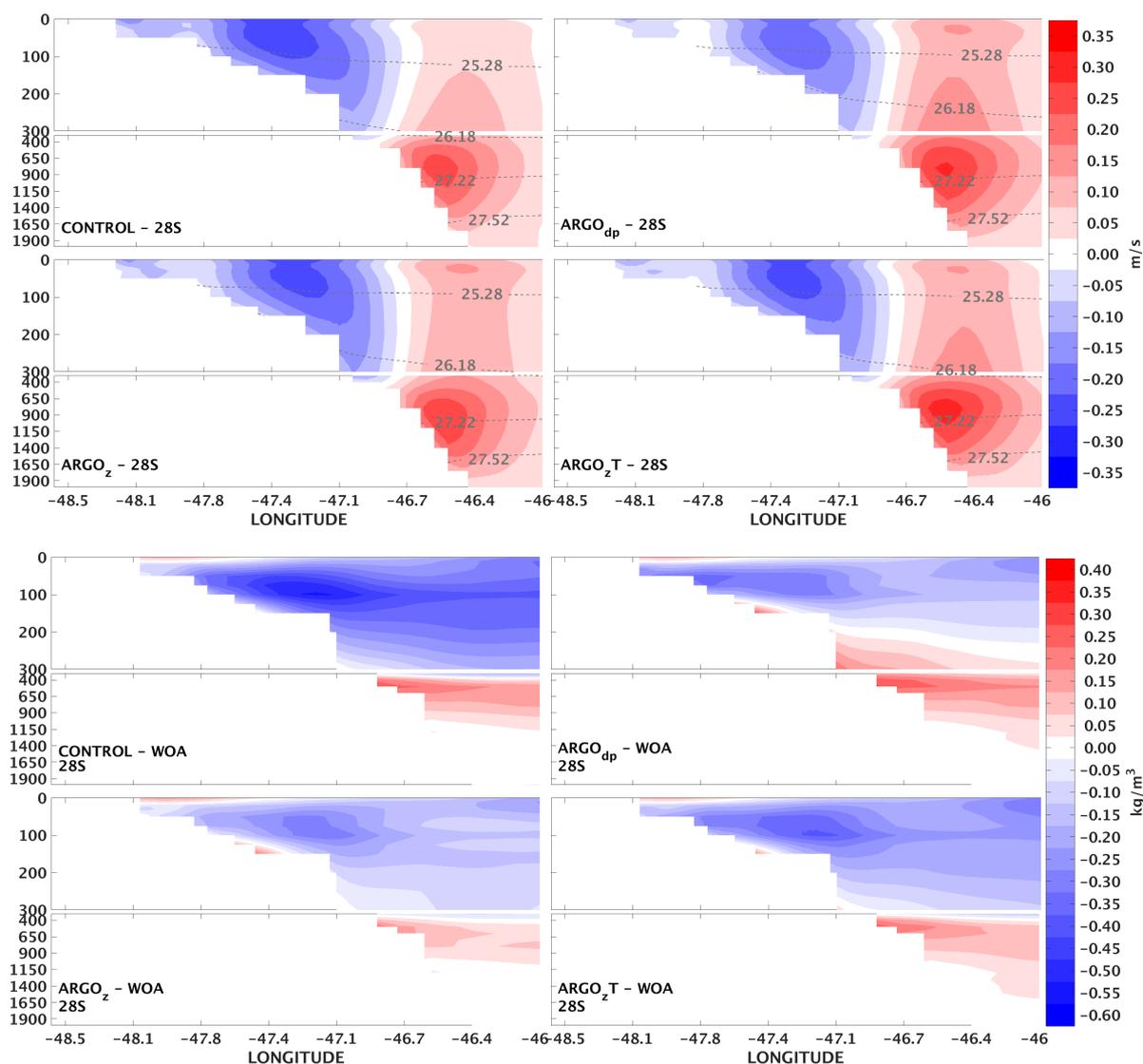


Figura 3.9: Seção vertical ao redor de 28°S da velocidade (m/s) meridional e da diferença de densidade (kg/m^3) em relação ao WOA (experimentos menos WOA) para o período de 01/01/2010 a 31/12/2013. Linhas tracejadas representam isopicnais.

do $ARGO_{zT}$, $ARGO_z$ e Controle. Entre 21°S e 22°S o transporte do $ARGO_z$ está em concordância com Napolitano et al. (2019) e Pita et al. (2020), enquanto que $ARGO_{DP}$ está em concordância com Schmid e Majumder (2018). $ARGO_z$ e Controle simularam transportes muito similares ao norte de 27°S, exceto em 24°S. Nesta faixa latitudinal transECTos quasi-sinótico de XBT, próximos a 22°S (Mata et al., 2012) e 25°S (Garzoli et al., 2013), indicam uma alta variabilidade de mesoescala. De acordo com Schmid e Majumder (2018), estimativas baseadas em transECTos individuais podem resultar em um transporte duas vezes maior do que se considerado o campo médio de velocidade. Estes autores empregaram perfis verticais de TS do Argo e velocidade de subsuperfície produzidas pelo deslocamento do Argo a cada dez dias, ASM e campos de ventos de 1993 à 2015 para derivar campos tri-dimensionais

mensais de velocidade geostrófica. Eles estimaram um transporte médio da CB de 2,7 e 3,3 Sv considerando os primeiros 400 m e os primeiros 800 m, respectivamente, entre 20°S e 27°S. Estes valores estão relativamente em boa concordância com o Controle, $ARGO_Z$ e $ARGO_{ZT}$, cujos tranportes médios foram de 3,37, 2,98 e 2,81 Sv respectivamente, enquanto o $ARGO_{DP}$ produziu um transporte subestimado de 2,13 Sv.

Em 24°S, a CB experimenta uma alta variabilidade, na medida em que tenta continuamente se ajustar à mudança na orientação da linha de costa enquanto conserva sua vorticidade potencial (Rocha et al., 2014; Schmid e Majumder 2018). Como consequência dessa grande variabilidade, Schmid e Majumder (2018) estimaram o transporte da CB variando de 0,4 à 5,1 Sv. Portanto, grandes diferenças entre os experimentos são esperadas. Ao sul de 27°S, as diferenças entre Controle e $ARGO_Z$ aumentam devido ao espessamento e intensificação da CB, apesar de produzirem seção de velocidade média similar como mostrado na Fig. 3.9. Comparando o $ARGO_Z$ e o $ARGO_{ZT}$, a importância da salinidade se torna mais clara, com este último apresentando no geral uma CB mais fraca. Em relação à literatura, as rodadas apresentaram baixos valores de transporte para todas as latitudes.

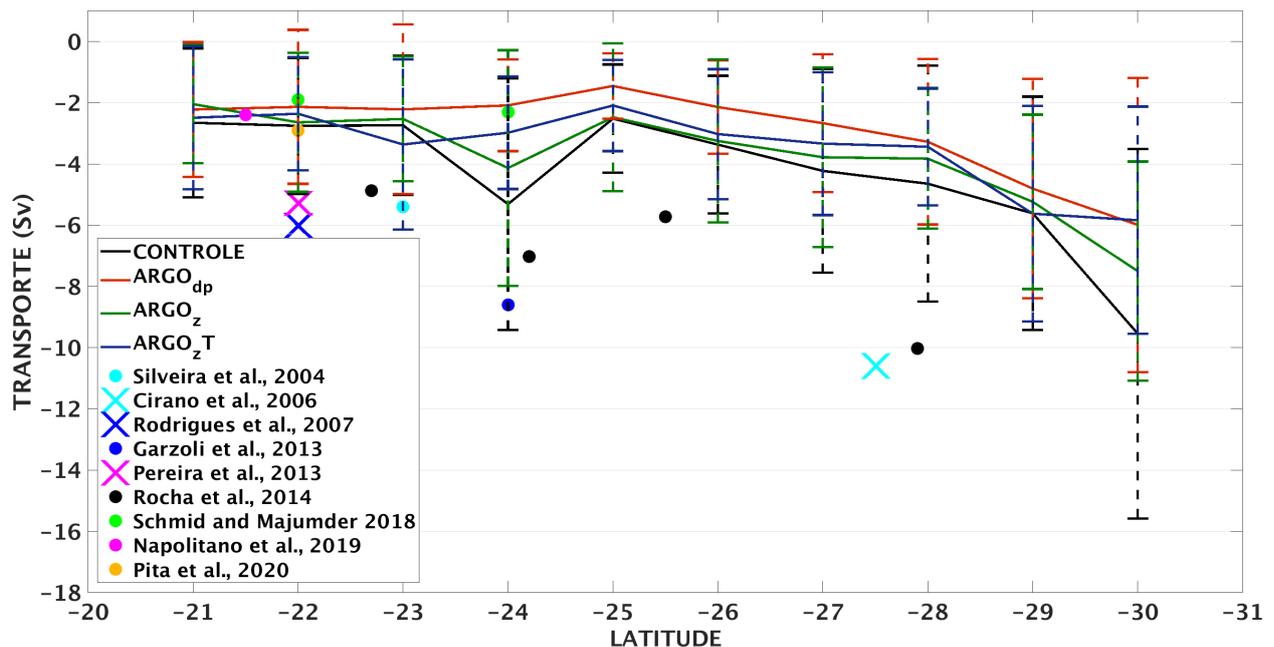


Figura 3.10: Transporte médio da CB para o período de 01/01/2010 a 31/12/2013. As linhas tracejadas representam um desvio padrão.

3.2 RODAS_EnKF

Esta é a primeira versão do EnKF no RODAS, sendo imprescindível avaliar o espalhamento do conjunto e sua manutenção, principalmente pelo número reduzido de membros. O

espalhamento foi avaliado apenas para as variáveis assimiladas, i.e. ASM, temperatura e salinidade. Para isso, empregou-se séries temporais e mapas do desvio padrão do conjunto no início e no final do experimento avaliando-se sempre o quinto dia de *hindcast*. As séries temporais de temperatura e salinidade, a estrutura vertical termohalina foi dividida em camada de mistura, AT, ACAS e AIA.

A Fig. 3.11. mostra o mapa do espalhamento de ASM para o início da integração em 06/06/2017 e final da integração em 23/12/2017 considerando o quinto dia de *hindcast*. Para o dia 06/06/2017 observa-se em praticamente todo o domínio espalhamento acima de 0,01 m, exceto nos contornos demonstrando a forte influência da condição de contorno. O maior espalhamento foi verificado ao sul de 34°S, região de alta variabilidade onde se encontra a Confluência Brasil Malvinas, atingindo valores acima de 0,4 m. Ainda, observa-se que nesta região a condição de contorno tem menos influência no espalhamento.

No final da integração, dia 23/12/2017, observa-se uma redução generalizada no espalhamento em relação ao início da integração. Este é um resultado esperado visto que, a inicialização dos membros empregou condições iniciais de diferentes anos provenientes de uma rodada livre. Apesar disto, o espalhamento é mantido acima de 0,01 m exceto em algumas regiões entre 0°N e 34°S (e.g. ao redor de 24°S - 25°W) onde também se encontram os menores valores de espalhamento. Ao norte de 0°N os valores do espalhamento são similares ao do início da integração e ao sul de 34°S ocorre uma redução significativa, como em 40°S - 50°W onde o espalhamento é acima de 0,40 m no dia 06/06/2017 e de 0,20 m no dia 23/12/2017. Esta região, ao sul de 34°S, apresentou os maiores valores especialmente à oeste de 40°W em concordância com o desvio padrão do AVISO (não mostrado) que apresenta os maiores valores nesta região.

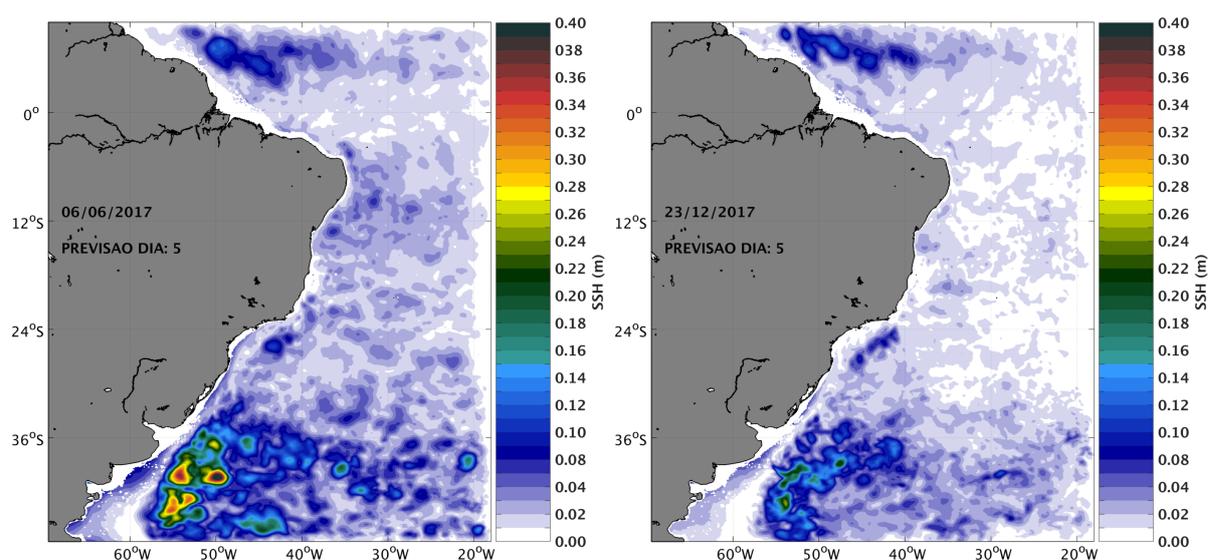


Figura 3.11: Espalhamento de ASM (m).

A Fig. 3.12. apresenta a série temporal considerando a média espacial do espalhamento para cada dia. Nota-se, conforme esperado e observado acima, que o espalhamento é maior no início da integração diminuindo rapidamente nas sete primeiras assimilações (a sétima assimilação foi no dia 31/07/2017). Depois dessa diminuição o espalhamento se mantém estável, visto que os mínimos pós assimilação são similares com valores em torno de 0,025 m. Observa-se ainda que os picos costumam ocorrer imediatamente antes das assimilações (linhas tracejadas) geralmente com valores em torno de 0,035 m. Este padrão segue o ciclo de dez dias da assimilação com mínimo de espalhamento após a assimilação e aumento progressivo até um máximo antes da assimilação é esperado e foi observado para todas as variáveis assimiladas. Desta forma, mesmo com 11 membros houve a manutenção do espalhamento dos membros a qual manteve-se estável, dentro de uma amplitude entre 0,025 e 0,040 m, nos últimos três meses de integração.

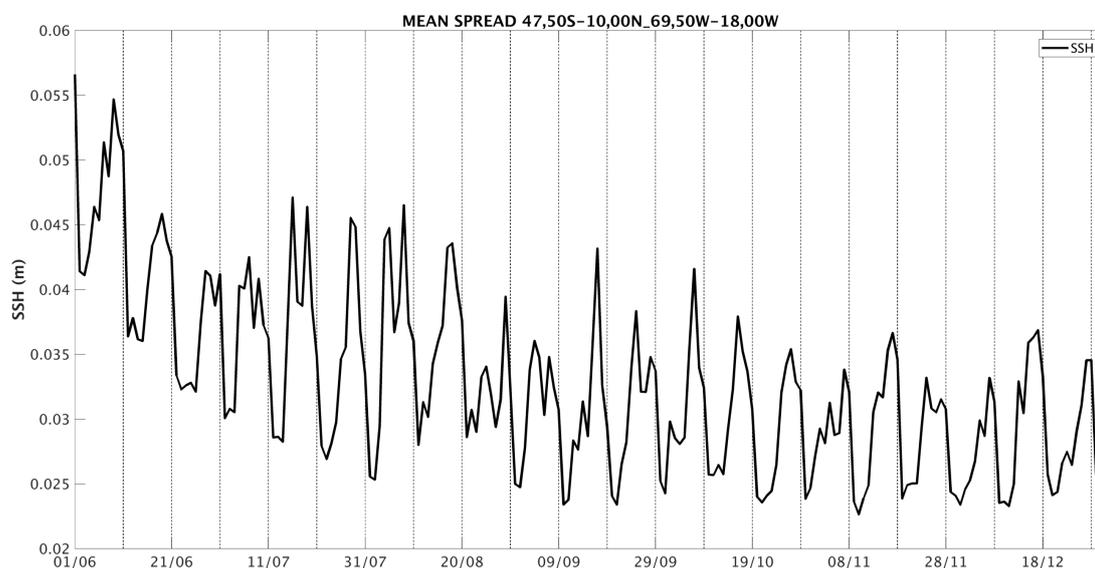


Figura 3.12: Série temporal da média espacial do espalhamento de ASM (m). As linhas tracejadas representam o dia da assimilação.

A distribuição espacial do espalhamento da temperatura para diferentes massas d'água no início e final da integração pode ser visto na Fig.3.13. Para o dia 06/06/2017 nota-se que o maior espalhamento ocorre na região da Confluência Brasil Malvinas para todas massas d'água, atingindo maiores valores para a ACAS, na ordem de 3,4 °C, e menores valores para AIA em torno de 2,0 °C. De um modo geral, o espalhamento é maior na ACAS, devido à termoclina, e menor na Camada de Mistura. Esta última, apesar de ser diretamente influenciada pelas forçantes perturbadas, recebe a assimilação de TSM em todos os pontos de grade do modelo de forma que toda sua estrutura vertical se aproxima da observação tendo como consequência uma rápida e drástica redução do espalhamento. Isto pode ser verificado abaixo na Fig. 3.14.

Ao final da integração, dia 23/12/2017, o espalhamento foi reduzido para todas as massas

d'água, principalmente na Camada de Mistura com valores abaixo de $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ entre 0°N e 24°S , e na região da CBM. Nesta região, o espalhamento foi reduzido de mais de $3,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ para valores máximos de $2,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $3,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ para a Camada de Mistura e ACAS, respectivamente. Estas regiões de maior e menor espalhamento estão em consonância com os erros do modelo conforme será mostrado mais abaixo.

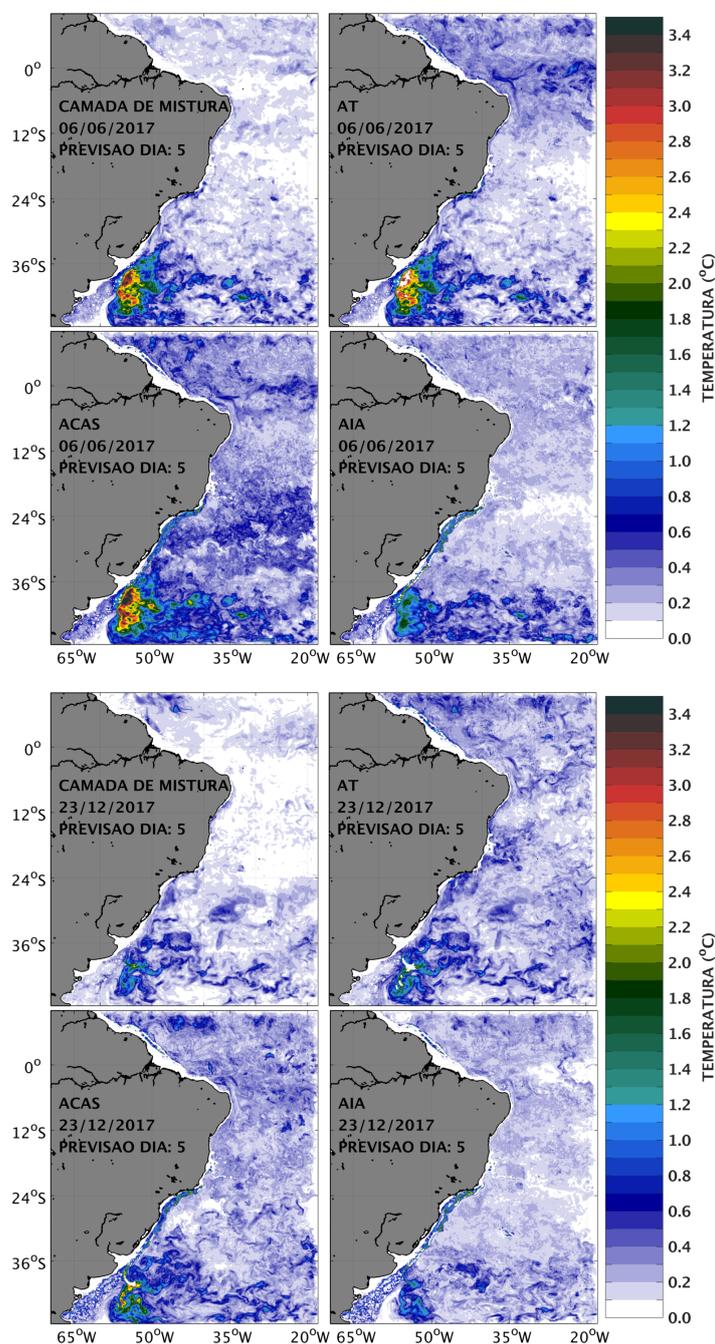


Figura 3.13: Espalhamento da temperatura ($^{\circ}\text{C}$).

Na série temporal de espalhamento da temperatura, Fig.3.14, nota-se claramente que o maior espalhamento ocorre na ACAS e o menor na Camada de Mistura conforme já mencionado acima. Ainda, verifica-se uma rápida redução do espalhamento nos cinco primeiros

ciclos de assimilação. Após esta redução o espalhamento é mantido praticamente estável com mínimos e máximos similares. A partir de setembro, observa-se um aumento gradual nos mínimos e máximos da AT e, principalmente, da ACAS podendo estar associado à formação da termoclina sazonal durante o verão austral. Para todas as massas d'água observa-se um ciclo de dez dias onde o espalhamento aumenta gradativamente atingindo o máximo imediatamente antes da assimilação.

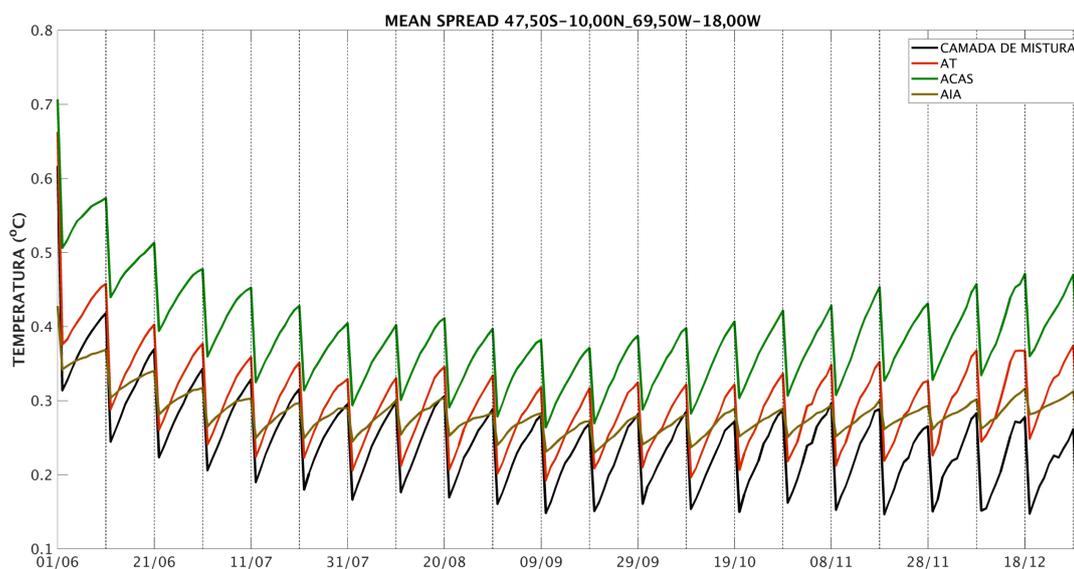


Figura 3.14: Série temporal da média espacial do espalhamento da temperatura (°C). Preto representa a Camada de Mistura, vermelho a AT, verde a ACAS e amarelo a AIA.

Para o mapa de espalhamento da salinidade, Fig.3.15, observa-se um padrão similar ao visto na temperatura. O maior espalhamento ocorre na ACAS, atingindo valores da ordem de 0,60 psu, e na região da CBM para todas as massas d'água no início e final da integração. Entretanto, para a salinidade o menor espalhamento foi verificado na AIA, no início e final da integração, diferentemente da temperatura que foi na Camada de Mistura. A influência da condição de contorno também pode ser notada, principalmente ao norte e leste. De um modo geral o espalhamento ao final da integração é acima de 0,02 psu exceto para algumas poucas regiões como em torno de 24°S-35°W para a AIA.

Avaliando a série temporal do espalhamento da salinidade, Fig.3.16, observa-se também uma rápida e significativa redução do espalhamento logo nas primeiras cinco assimilações. Essa redução ocorre de forma mais acentuada nas camadas mais superficiais do modelo, i.e. Camada de Mistura, AT e ACAS, devido ao impacto da assimilação de TDA e principalmente da TSM, através da covariância destas com a salinidade, que é imposta em todos os pontos de grade ao passo que o Argo tem baixa cobertura espacial em cada assimilação. Para a ACAS na primeira assimilação, por exemplo, 70% do incremento da salinidade advém da assimilação da TSM, 35% da TDA e apenas 5% do Argo. Ainda que se considere apenas os

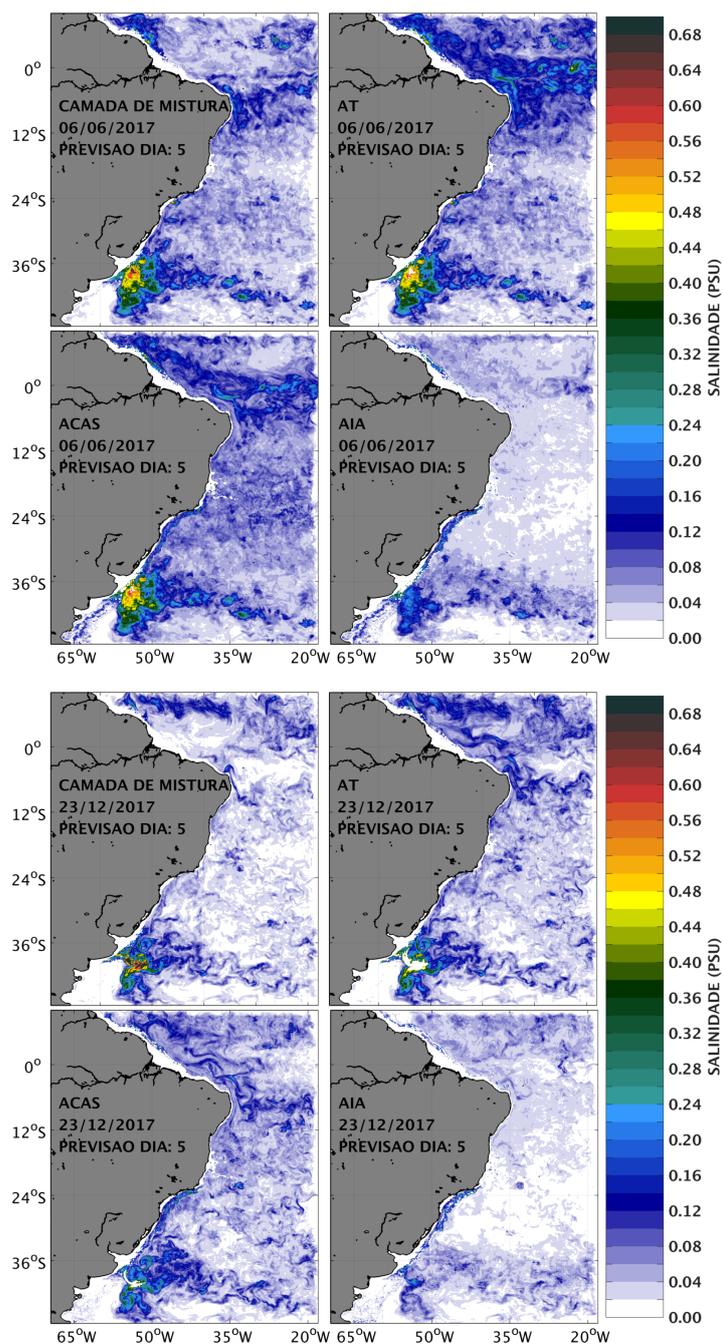


Figura 3.15: Espalhamento da salinidade (psu).

pontos de grade onde o Argo impacta, a contribuição deste é de 25% enquanto que da TSM e TDA é de 55% e 15% respectivamente. Apesar desta significativa redução do espalhamento na Camada de Mistura, AT e ACAS, o menor espalhamento é verificado na AIA devido à própria baixa variabilidade da salinidade nesta massa d'água visto que no primeiro dia já apresenta o menor espalhamento.

O espalhamento da salinidade se mantém praticamente estável a partir de julho com ciclos de dez dias nos quais há um aumento gradativo do espalhamento atingindo máximo

imediatamente antes da assimilação, conforme esperado. A partir de novembro há um aumento do espalhamento na AT e ACAS devido à formação da termoclina sazonal com esta última apresentando valores máximos acima dos verificados na AT nos últimos dois ciclos.

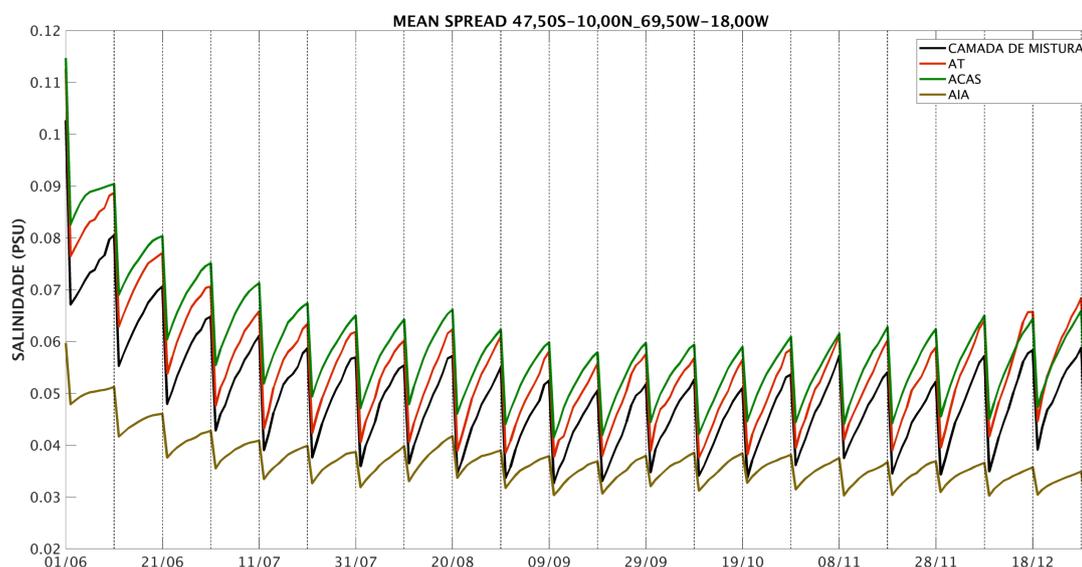


Figura 3.16: Série temporal da média espacial do espalhamento da salinidade (psu). Preto representa a Camada de Mistura, vermelho a AT, verde a ACAS e amarelo a AIA.

3.3 *RODAS_EnOI* Versus *RODAS_EnKF*

Nesta seção serão comparados os impactos de cada esquema de assimilação no *RODAS*. Primeiramente serão avaliados as variáveis assimiladas através de médias, correlação e REQM. Posteriormente, serão avaliados os impactos no conteúdo de calor, ECT, estrutura vertical da CCO e o transporte da CB. Para o REQM, será calculado adicionalmente o erro de cada membro, do esquema empregando o *EnKF*, de forma independente e, posteriormente, a média destes erros, sendo denominado de *EnKF_MEAN_RMSD*. Assim, o REQM do *RODAS_EnKF* é calculado a partir da média de todos os membros, e o REQM do *EnKF_MEAN_RMSD* é a média dos REQMs de cada membro. Uma métrica do sucesso da implementação do *EnKF* é que a média dos erros de cada membro seja maior do que o erro da rodada média. Desta forma, o erro do *EnKF_MEAN_RMSD* tem que ser maior do que o erro do *RODAS_EnKF*. Caso isto ocorra, significa que os membros envelopam as observações, ou seja, os membros estão distribuídos ao redor das observações com parte desses superestimando e outra parte subestimando, de forma que sua média é a melhor representação das observações. Caso contrário, os membros apresentam um viés com grande parte destes, ou a totalidade, superestimando ou subestimando, geralmente seguindo o viés do modelo. Este cenário, associado à um baixo espalhamento dos membros, caracteriza a

divergência do filtro, pois, devido ao baixo espalhamento, o erro do modelo é subestimado e o impacto da assimilação é pequeno e, conseqüentemente, os membros tendem a seguir a própria tendência do modelo não envelopando as observações.

Todas as rodadas foram capazes de representar o padrão geral da ASM média (Fig. 3.17). Ao longo de 4°N as rodadas apresentam uma alta ASM que diminui em direção ao leste, norte e sul conforme observado no AVISO. Entretanto, nesta região em torno de 4°N , os valores do Controle estão acima do verificado no AVISO, como em $4^{\circ}\text{N} - 44^{\circ}\text{W}$, onde a ASM do Controle é de 0,72 m e a do AVISO é de 0,64 m. Para esta mesma localidade os experimentos apresentaram ASM de 0,60 m. Nesta região norte do domínio, as maiores diferenças entre os experimentos são observadas próximas dos contornos norte e leste, apesar do aninhamento empregar as mesmas condições de contorno para ambos os experimentos. Em $10^{\circ}\text{N} - 32^{\circ}\text{W}$ *RODAS_EnOI* apresenta valores de 0,48 m, o *RODAS_EnKF* de 0,40 m e o AVISO de 0,40 m. Em $4^{\circ}\text{N} - 20^{\circ}\text{W}$ a ASM do *RODAS_EnOI* é 0,56 m, a do *RODAS_EnKF* 0,52 m e o AVISO 0,52 m. Para estas duas localidades o Controle apresentou maiores valores de ASM do que os experimentos. Desta forma, foram verificados impactos positivos em ambos os esquemas de assimilação, porém mais significativos e precisos no *RODAS_EnKF* especialmente próximo dos contornos. A região entre $20^{\circ}\text{S} - 40^{\circ}\text{S}$ é dominada pelo Giro Subtropical caracterizada no AVISO por uma alta de 0,72 m em torno de $30^{\circ}\text{S} - 44^{\circ}\text{W}$ e valores menores em direção ao norte, sul e leste. De um modo geral todas as rodadas capturaram esta feição com os maiores valores de ASM em torno de 30°S .

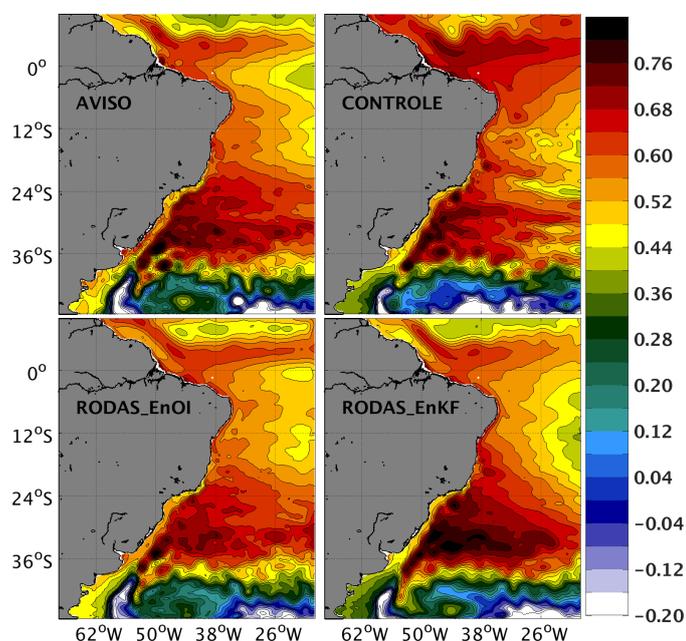


Figura 3.17: Mapas médios de ASM (m) para o período de 01/06/2017 a 31/12/2017.

Os impactos dos esquemas de assimilação nesta região podem ser melhor observados na

Fig. 3.18, a qual apresenta a diferença entre os campos médios de ASM das rodadas e do AVISO. Nota-se que, de um modo geral, o Controle apresenta um viés negativo (ASM menor em relação ao AVISO) na maior parte do domínio. As maiores diferenças entre Controle e AVISO são encontradas ao sul de 34°S atingindo 0,40 m em 37°S, 51°W e -0,40 m em 38°S, 48°W. Ambos os experimentos apresentaram impactos positivos e na direção correta em praticamente todo o domínio. O *RODAS_EnOI* ainda apresentou uma predominância do viés negativo, mas com magnitudes menores que o viés do Controle. Em 22°S, 31°W e em 34°S, 33°W o viés do Controle é de -0,12 m e o do *RODAS_EnOI* é de -0,04 m. Em alguns poucos locais, como em 28°S, 42°W e 28°S, 36°W, o viés do Controle de 0,04 m foi invertido para -0,04 m no *RODAS_EnOI*, indicando um impacto na direção correta porém com magnitude excessiva. As maiores diferenças de incremento negativa e positiva entre o Controle e o AVISO, mencionadas anteriormente, tiveram suas magnitudes reduzidas para 0 m e -0,20 m, respectivamente. Portanto, o *RODAS_EnOI* apresentou de um modo geral impactos positivos e precisos na ASM do modelo.

O *RODAS_EnKF* também apresentou impactos na direção correta em praticamente todo o domínio. Por exemplo, em 24°S, 33°W e em 38°S, 38°W o Controle apresentou viés de -0,12 m e -0,24 m, e no *RODAS_EnKF* foi de -0,04 m e -0,12 m respectivamente. Entretanto, algumas regiões tiveram o viés invertido, principalmente entre 30°S e 36°S, resultando numa ASM ligeiramente maior que a do AVISO. Ainda assim, os módulos das diferenças foram menores no *RODAS_EnKF* do que no Controle, como em 34°S, 36°W, onde as diferenças foram de -0,08 m e 0,04 m para o Controle e o *RODAS_EnKF*, respectivamente. Nota-se que o *RODAS_EnKF* apresenta mais regiões com diferenças próximas de zero, indicando valores muito próximos do AVISO como em torno de 28°S, 39°W. Por outro lado, ao sul de 33°S o *RODAS_EnOI* apresenta menores diferenças em relação ao AVISO do que o *RODAS_EnKF*, como em 36°S, 48°W.

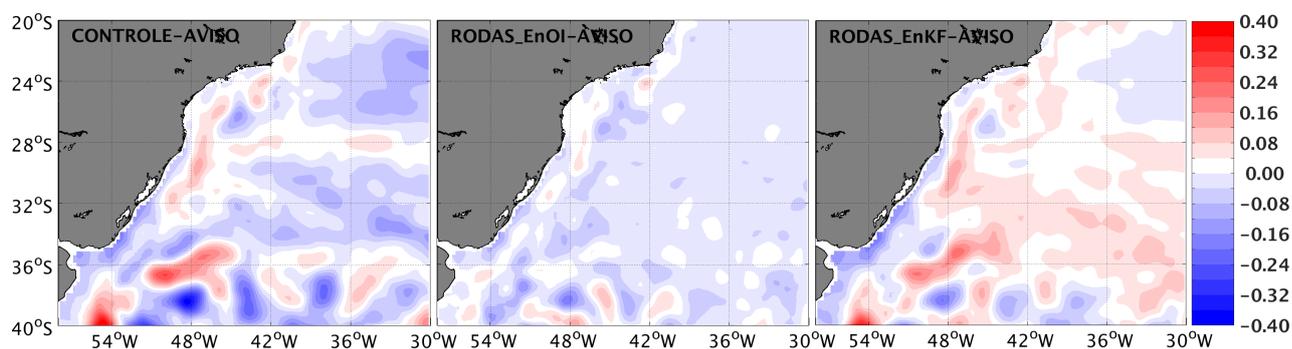


Figura 3.18: Diferença do campo médio de ASM (m) em relação ao AVISO para o Controle, *RODAS_EnOI* e *RODAS_EnKF* para o período de 01/06/2017 a 31/12/2017.

Mapas de desvio padrão da ASM (Fig. 3.19) foram empregados para se avaliar a variabilidade deste campo. Para o *RODAS_EnKF*, foi empregada a rodada média para o

cálculo do desvio padrão. Observa-se, de forma geral, no AVISO um maior desvio padrão ao norte de 0°N , com valores de até 0,14 m, e ao sul de 36°S e a oeste de 38°W , com valores de até 0,4 m. Entre 0°N e 24°S predomina um baixo desvio padrão com valores abaixo de 0,02 m. O Controle e os experimentos reproduzem este padrão. Entretanto, entre 0°N e 24°S o Controle apresenta uma magnitude maior, acima de 0,06 m, do que o observado no AVISO. Esta é reduzida no *RODAS_EnOI* com valores entre 0,04 m à 0,06m e principalmente no *RODAS_EnKF* com valores de até 0,04 m sendo o experimento mais próximo do AVISO nesta região. Ao sul de 36°S apesar das rodadas apresentarem maior desvio padrão do que no resto do domínio este ainda está muito abaixo do observado no AVISO, principalmente no *RODAS_EnKF* onde atinge valores de 0,24 m e no *RODAS_EnOI* observa-se valores de até 0,34 m. Esta uma região de alta variabilidade caracterizada pela CBM e de difícil representação pelo modelo. O baixo desvio padrão observado nos experimentos para esta região pode estar associado ao ciclo de assimilação de dez dias e à curta duração do experimento, de apenas seis meses. Ainda, no caso do *RODAS_EnKF* a pequena quantidade de membros pode contribuir para um menor desvio padrão.

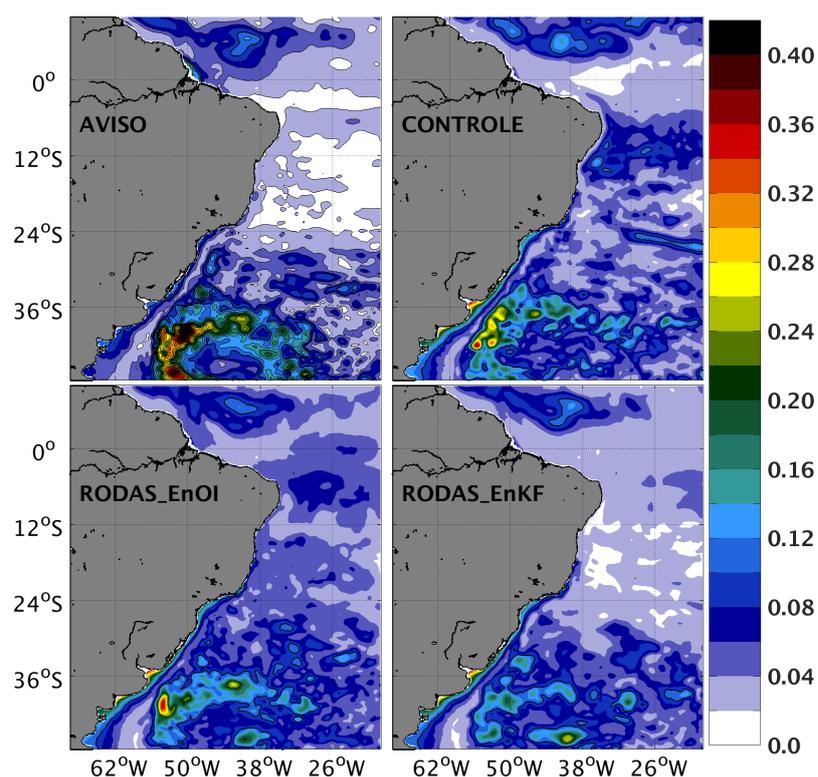


Figura 3.19: Desvio padrão de ASM (m) para o AVISO, Controle, *RODAS_EnOI* e *RODAS_EnKF* para o período de 01/06/2017 a 31/12/2017.

Os impactos de cada esquema de assimilação sobre a ASM foram objetivamente avaliados primeiramente com os mapas de correlação temporal (Fig. 3.20). Verifica-se um aumento de correlação em praticamente todo o domínio com exceção da região em volta do equador em 0°N onde há uma intensificação da correlação negativa atingindo valores de -0,5 no

RODAS_EnOI e $-0,4$ no *RODAS_EnKF* enquanto no Controle observa-se valores até $-0,3$. Ao norte do equador houve um aumento da correlação inclusive invertendo-a como em $6^{\circ}\text{N} - 40^{\circ}\text{W}$ e $6^{\circ}\text{N} - 32^{\circ}\text{W}$ de negativa no Controle para valores positivos acima de $0,7$ em ambos os experimentos. Entre 6°S e 36°S foi onde ocorreram os impactos mais significativos com uma maior predominância de correlação acima de $0,7$ em ambos os experimentos especialmente no *RODAS_EnOI*. Ao sul de 36°S verifica-se impactos positivos porém ainda abaixo de $0,7$ m e por vezes ligeiramente negativa especialmente a oeste de 38°W . Como mencionado anteriormente, esta é uma região de difícil representação e no caso específico da correlação temporal é necessário se reduzir o ciclo de assimilação para melhor restringir a variabilidade temporal do modelo nesta região de forma a se aproximar da variabilidade temporal observada no AVISO. A correlação média para todo o domínio foi de $0,12$, $0,33$ e $0,31$ para o Controle, *RODAS_EnOI* e *RODAS_EnKF* respectivamente, confirmando os impactos positivos de ambos os experimentos com o *RODAS_EnOI* ligeiramente melhor do que o *RODAS_EnKF*.

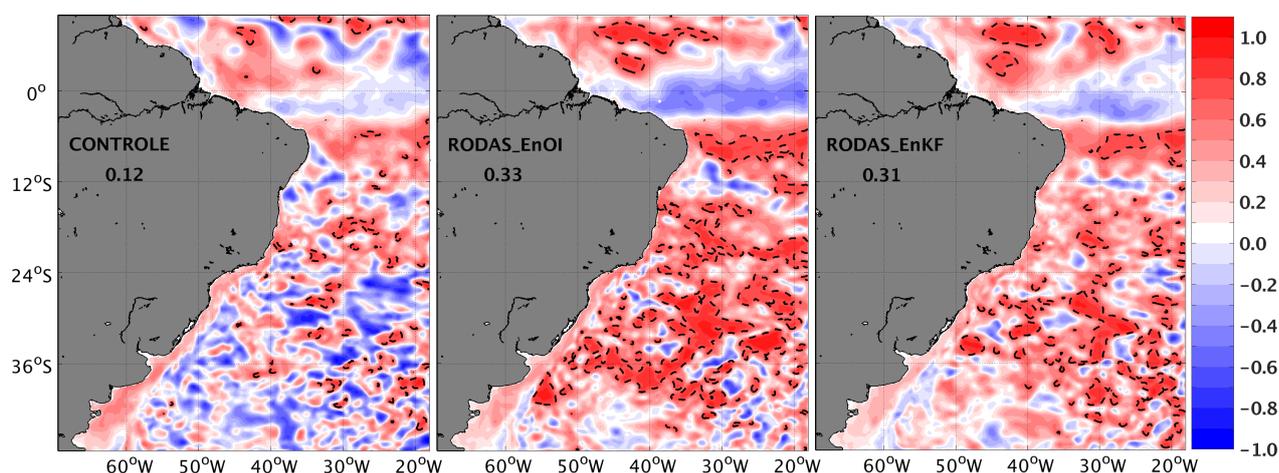


Figura 3.20: Mapa de correlação temporal de ASM (m) em relação ao AVISO para o Controle, *RODAS_EnOI* e *RODAS_EnKF* para o período de 01/06/2017 a 31/12/2017.

A avaliação objetiva dos impactos sobre a ASM também foi realizada com a série temporal de correlação espacial (Fig. 3.21). Nota-se um rápido aumento da correlação, da ordem de $0,75$ para $0,90$, nos dois primeiros meses de experimento. Posteriormente a correlação se mantém em torno de $0,90$ para o *RODAS_EnOI* enquanto que no *RODAS_EnKF* ocorre uma pequena redução no mês de outubro mantendo-se em torno de $0,87$ após essa redução. Observa-se ainda ciclos de dez dias, correspondente ao ciclo da assimilação, contendo um aumento brusco de correlação e posterior queda gradual desta. Este ciclo ocorre com maior intensidade no *RODAS_EnOI* podendo ser notado claramente a partir de setembro. Isto indica que um conjunto de membros oceânico tende a conservar mais a qualidade da análise do que um único membro, porém com a configuração do EnKF empregada neste trabalho

a qualidade da análise do *RODAS_EnKF* está aquém do *RODAS_EnOI*. Desta forma, os experimentos apresentaram uma correlação similar com o *RODAS_EnOI* apresentando a maior correlação de ASM, 0,91, enquanto que o *RODAS_EnKF* foi de 0,88. Ambos os experimentos apresentaram qualidade superior ao Controle com correlação de 0,76.

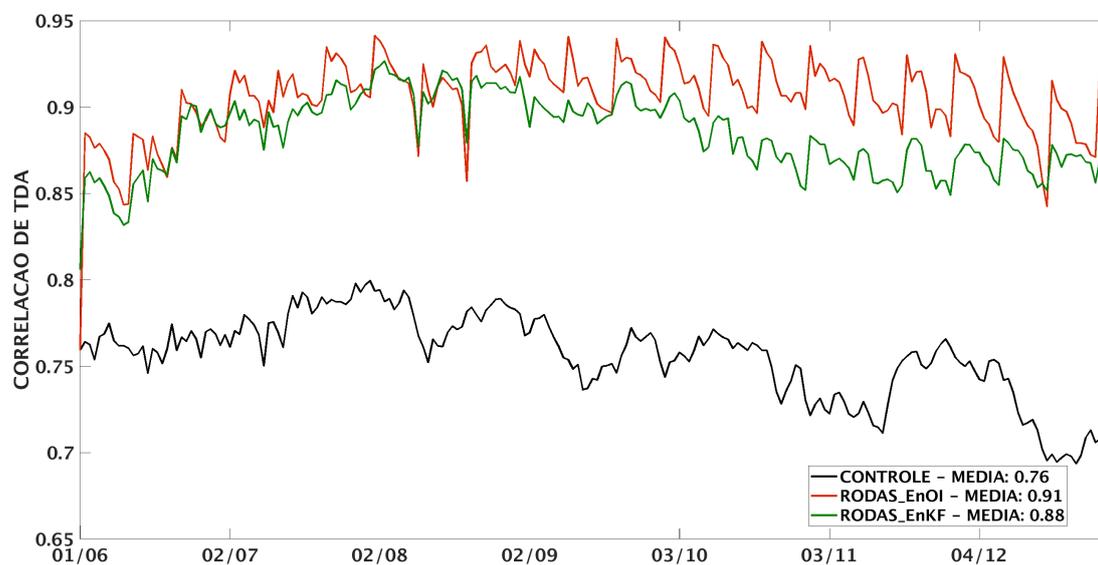


Figura 3.21: Série de correlação espacial de ASM em relação ao AVISO para o Controle, *RODAS_EnOI* e *RODAS_EnKF* para o período de 01/06/2017 a 31/12/2017.

A Fig. 3.22 mostra o mapa de REQMs da TSM das rodadas em relação ao OSTIA. Como mencionado anteriormente, foi incluído o *EnKF_MEAN_RMSE* que representa a média dos REQMs de cada membro do *RODAS_EnKF*. O Controle apresenta os maiores erros entre as rodadas, com erros acima de 4,5 °C na região da CBM e os menores, na ordem de 0,4 a 0,8 °C, entre 6°S e 24°S. Nos contornos leste em 0°N e norte em 40°W encontra-se erros de 1,4 °C enquanto regiões vizinhas apresentam erros menores (abaixo de 1,0 °C) indicando uma influência negativa significativa da condição de contorno nesta duas localidades. Ambos os experimentos reduziram de forma significativa o REQM do Controle em todo o domínio. Observa-se uma grande cobertura espacial de erros de até 0,2 °C entre 0°N e 24°S no *RODAS_EnOI* e principalmente no *RODAS_EnKF*.

Ao norte de 0°N, o *RODAS_EnOI* apresentou erros na ordem 0,2 °C acima do *RODAS_EnKF*. Ainda, no contorno leste em 0°N, o *RODAS_EnKF* corrigiu de forma muito mais significativa a condição de contorno, apresentando erro de 0,8 °C, do que o *RODAS_EnOI* com erro de 1,4 °C. Para a região da CBM foram observados reduções significativas do REQM como em 40°S - 54°W onde o erro do Controle foi reduzido em 2,0 °C em ambos os experimentos. Ainda assim, verifica-se pequenas regiões nos experimentos com erro acima de 4,5 °C. A média do REQM em todo o domínio foi de 0,99 °C, 0,52 °C, 0,47 °C e 0,53 °C para o Controle, *RODAS_EnOI*, *RODAS_EnKF* e *EnKF_MEAN_RMSE* respectivamente. Portanto

para a TSM o *RODAS_EnKF* apresentou os menores erros e este foi inclusive menor do que o *EnKF_MEAN_RMSD* reforçando o sucesso na implementação do EnKF.

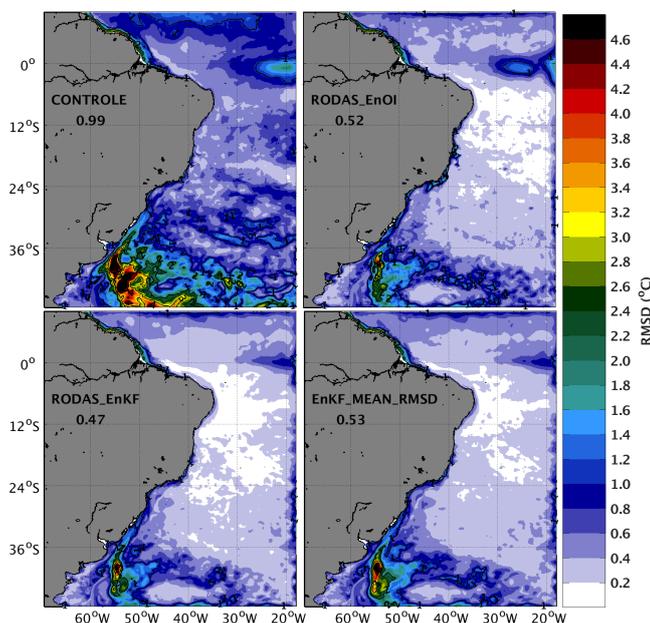


Figura 3.22: Mapas de REQM da TSM ($^{\circ}\text{C}$) em relação ao OSTIA para o Controle, *RODAS_EnOI*, *RODAS_EnKF* e *EnKF_MEAN_RMSD* para o período de 01/06/2017 a 31/12/2017.

A série temporal de REQM da TSM foi avaliada na Fig. 3.23. Observa-se que o impacto da assimilação de TSM é extremamente rápido reduzindo o erro nas duas primeiras assimilações para a faixa de 0,4 a 0,5 $^{\circ}\text{C}$, especialmente considerando o *RODAS_EnOI*, na qual verifica-se os menores erros do experimentos ao longo de todo o período de integração. Ainda, os experimentos apresentam erros sempre menores do que o Controle. Para os experimentos nota-se claramente ciclos de dez dias onde o erro é menor no dia assimilação e maior no dia anterior à assimilação. Outro ponto é que os menores e maiores erros nestes ciclos são verificados no *RODAS_EnOI*, indicando que a assimilação é mais impactante mas que a qualidade da análise se deteriora mais rápido e intensamente neste. Desta forma, a utilização de um conjunto oceânico aumenta a previsibilidade do modelo ao conservar por mais tempo a qualidade da análise. Verifica-se também que o REQM do *EnKF_MEAN_RMSD* é sempre maior do que o *RODAS_EnKF* reforçando que o EnKF foi bem implementado. O REQM médio para todo o período foi de 1,23 $^{\circ}\text{C}$, 0,66 $^{\circ}\text{C}$, 0,62 $^{\circ}\text{C}$ e 0,70 $^{\circ}\text{C}$ para o Controle, *RODAS_EnOI*, *RODAS_EnKF* e *EnKF_MEAN_RMSD* respectivamente. Portanto, o *RODAS_EnKF* apresentou o menor erro pelo fato de conservar mais a qualidade da análise.

A Fig. 3.24 apresenta o perfil médio de REQM em relação ao ARGO para a temperatura. Ambos os experimentos reduziram o erro do Controle em praticamente todo o perfil com maiores impactos entre 100 e 150 m e menores impactos abaixo de 400 m onde

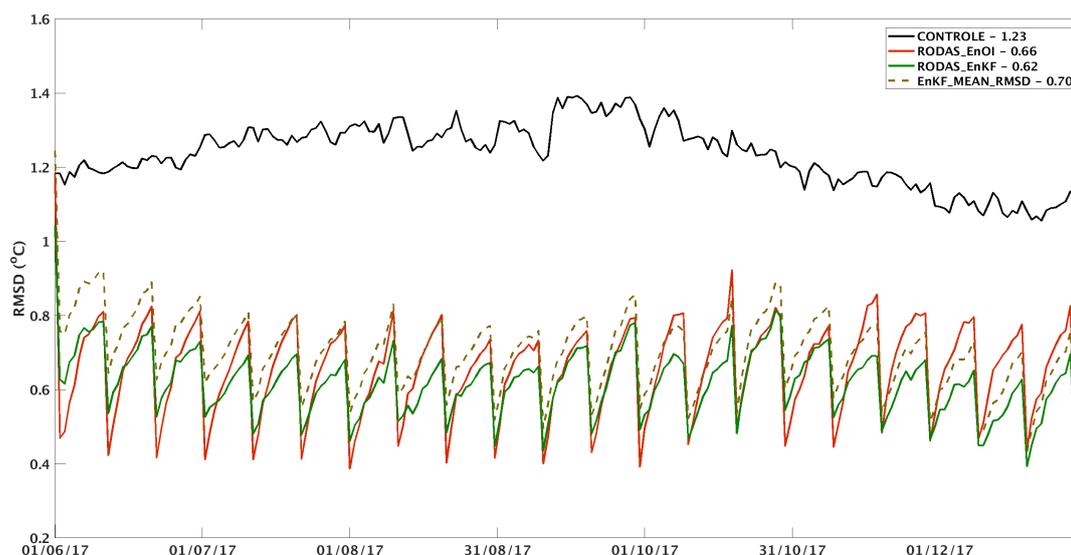


Figura 3.23: Série de REQm da TSM ($^{\circ}\text{C}$) em relação ao OSTIA para o Controle, *RODAS_EnOI*, *RODAS_EnKF* e *EnKF_MEAN_RMSD* para o período de 01/06/2017 a 31/12/2017.

o Controle apresenta maiores e menores erros respectivamente. Entre os experimentos, as maiores diferenças são observadas entre 100 e 400 m com o *RODAS_EnOI* apresentando uma qualidade significativamente superior ao *RODAS_EnKF*. Por exemplo, em 100 m *RODAS_EnOI* apresenta um REQm de $2,0^{\circ}\text{C}$ enquanto o *RODAS_EnKF* é de $3,0^{\circ}\text{C}$. Essas diferenças significativas serão melhores justificadas na Fig. 3.25. Abaixo de 400 m os experimentos apresentam uma qualidade semelhante dado o menor impacto da assimilação nestes níveis. Comparando o *EnKF_MEAN_RMSD* com o *RODAS_EnKF*, este último apresenta menor erro ao longo de todo o perfil. O REQm médio de todo o perfil foi de $1,42^{\circ}\text{C}$, $0,91^{\circ}\text{C}$, $1,09^{\circ}\text{C}$ e $1,11^{\circ}\text{C}$ para o Controle, *RODAS_EnOI*, *RODAS_EnKF* e *EnKF_MEAN_RMSD* respectivamente. Desta forma, o *RODAS_EnOI* apresentou a melhor qualidade na temperatura de subsuperfície principalmente devido à região da termoclina.

Para a salinidade os maiores impactos ocorreram nos primeiros 400 m. O *RODAS_EnKF* reduziu o erro do Controle em todo o perfil enquanto que o *RODAS_EnOI* apresentou profundidades como de 400 à 1000 m com erro igual ao Controle. Apenas nas profundidades de 200 e 250 m a qualidade do *RODAS_EnOI* foi melhor do que a do *RODAS_EnKF*. Desta forma, para a salinidade este último apresentou o menor erro. Ainda, para todos os níveis o erro do *EnKF_MEAN_RMSD* foi maior do que o *RODAS_EnKF*. O REQm médio de todo o perfil foi de 0,22 psu, 0,20 psu, 0,18 psu e 0,19 psu para o Controle, *RODAS_EnOI*, *RODAS_EnKF* e *EnKF_MEAN_RMSD* respectivamente.

A Fig. 3.25 mostra como cada observação contribuiu para o incremento total da análise da temperatura na ACAS apenas nos pontos de grade do modelo influenciados por perfis

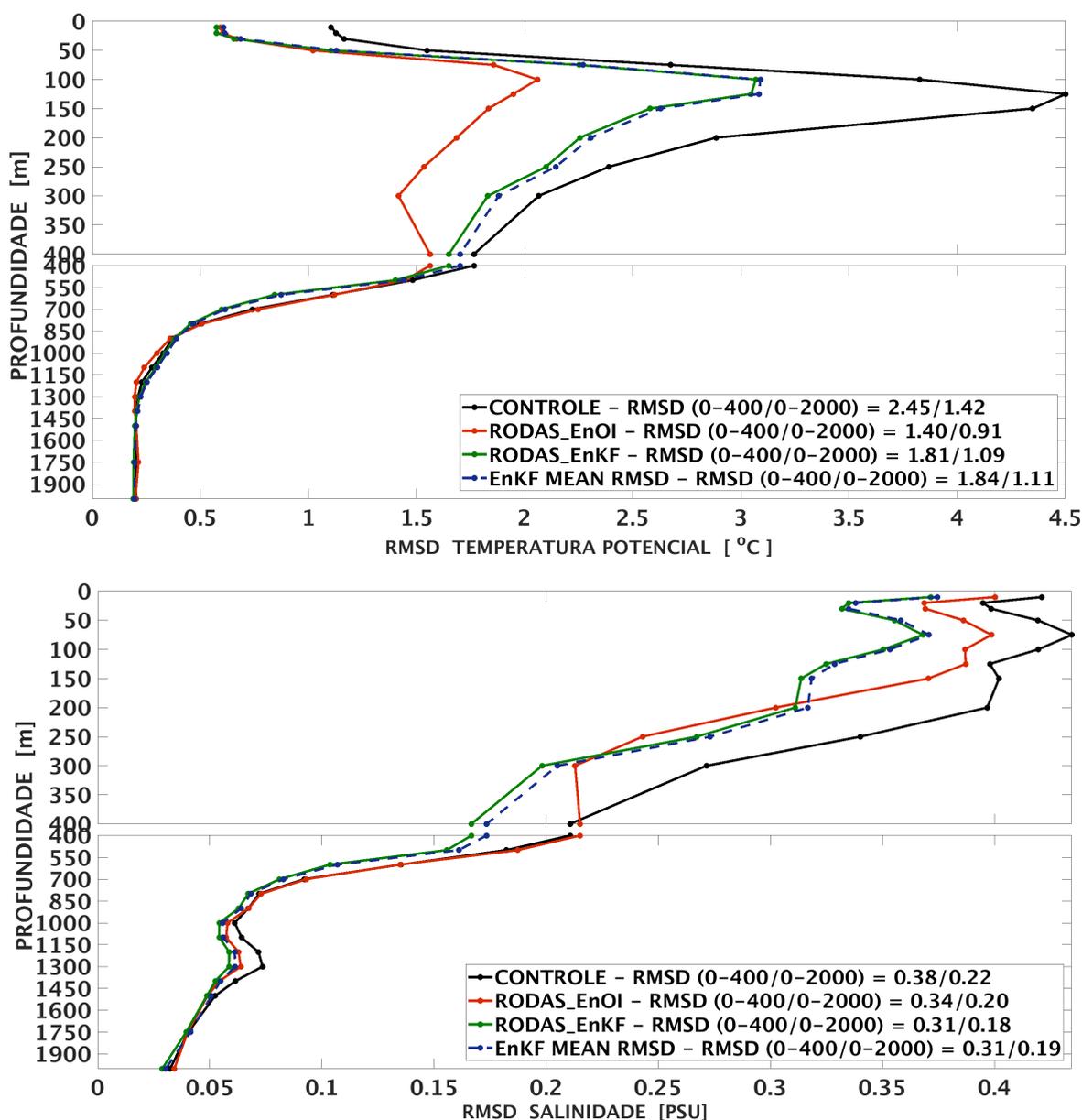


Figura 3.24: Perfis médios de REQM da previsão da (painel superior) temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e (painel inferior) salinidade (psu) em relação aos dados de TS do Argo para o período de 01/06/2017 a 31/12/2017. Preto representa o Controle, vermelho o *RODAS_EnOI*, verde *RODAS_EnKF* e azul tracejado o *EnKF_MEAN_RMSD*. Total de 2.974 perfis.

hidrográficos na assimilação. É necessário ressaltar que esta contribuição depende do erro da observação, da inovação, do α e, principalmente, da distância do ponto da observação para o ponto do modelo e a covariância dos membros do conjunto que compõem a matriz B . Portanto não reflete apenas este último mas é possível se inferir alguns aspectos deste, dado seu grande peso e considerando ainda que todos os outros fatores são praticamente idênticos (a inovação é diferente dado os diferentes backgrounds e as perturbação das observações no EnKF).

Observa-se que a contribuição do Argo é muito semelhante para ambos os esquemas de assimilação, sendo em torno de 30% no *RODAS_EnOI* e de 25% no *RODAS_EnKF*. A principal diferença consiste na TSM e TDA. Para o *RODAS_EnKF* a TSM é responsável por 60% e a TDA por 10% do incremento ao longo de praticamente todo o período com uma pequena diminuição (aumento) da contribuição da TSM (TDA) a partir de novembro. Já no *RODAS_EnOI* o máximo da contribuição da TSM é próximo de 50% no mês de agosto e há uma variação bem significativa reduzindo, após este pico no inverno, para 20% no final da integração onde se inicia o verão. Ao mesmo tempo em que se verifica essa diminuição, ocorre o aumento da contribuição da TDA de 20% em agosto para 45% em dezembro. Desta forma, o conjunto do *RODAS_EnOI* captura mais acuradamente a menor (maior) estratificação das camadas superficiais no inverno (verão) e a formação da termoclina sazonal no verão e, como consequência, apresenta um menor erro na temperatura de subsuperfície conforme mostrado na Fig. 3.24. Estes resultados justificam ainda o emprego, no EnOI, de um conjunto que capture a variabilidade sazonal ao invés de um conjunto estacionário. Poderia-se ainda argumentar que o conjunto do *RODAS_EnOI* utiliza membros numa janela de tempo com 30 dias a frente enquanto que o *RODAS_EnKF* captura apenas o erro do dia e portanto este último poderia ainda capturar o ciclo sazonal. Entretanto deve ser observado que a queda acentuada da contribuição da TSM no *RODAS_EnOI* tem início em setembro enquanto que no *RODAS_EnKF* essa queda tem início apenas em novembro e ocorre de forma bem menos acentuada. Portanto, fica evidenciado a necessidade de mais membros para o *RODAS_EnKF* afim de capturar mais acuradamente a covariância entre as variáveis e melhorar a qualidade da análise.

Os impactos na estrutura termohalina do modelo acarretaram mudanças no conteúdo de calor como pode ser verificado na Fig. 3.26 que mostra a diferença em relação ao WOA para a região entre 20°S - 40°S, 58°W - 30°W integrado nos primeiros 400 m, de 400 à 1.000 m e de 1.000 m à 2.000 m. Observa-se nos primeiros 400 m um viés positivo (conteúdo de calor maior que o WOA), de 400 - 1.000 m viés negativo (conteúdo de calor menor que o WOA) e, abaixo, novamente viés positivo na maior parte do domínio para o Controle. Considerando os dois primeiros intervalos de profundidade, o *RODAS_EnOI*, de uma forma geral, diminuiu o conteúdo de calor do Controle enquanto o *RODAS_EnKF* aumentou. Isto se deve à maior influência da TDA no incremento da temperatura de subsuperfície no *RODAS_EnOI* enquanto no o *RODAS_EnKF* a maior influência é da TSM, conforme mostrado na Fig. 3.23 para todo o domínio e que segue o mesmo padrão nesta subregião (não mostrado). Desta forma, o *RODAS_EnOI* apresentou impactos melhores no sentido correto nos primeiros 400 m diminuindo o viés do Controle e impactos no sentido errado entre 400 e 1.000 m aumentando o viés do Controle. Já no *RODAS_EnKF* ocorreu o inverso, com aumento do viés nos primeiros 400 m e diminuição abaixo. Isto pode ser confirmado com os valores médios dos módulos das diferenças em relação ao WOA, que foram de 1,73, 1,03

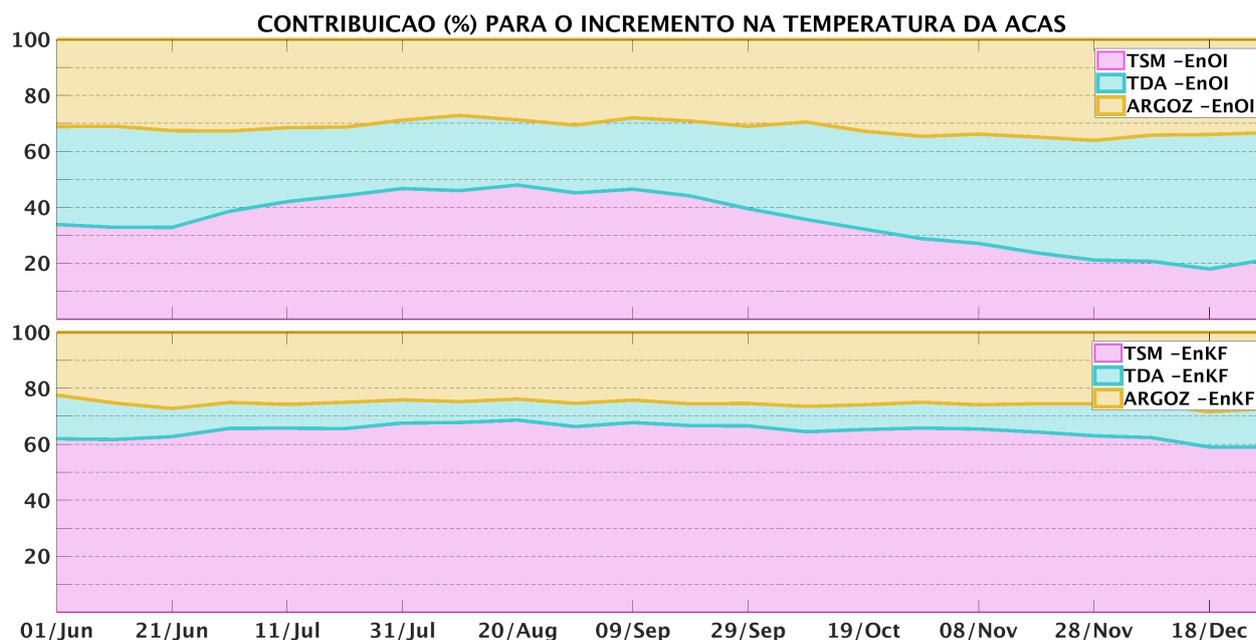


Figura 3.25: Participação (%) de cada observação no incremento da análise para a ACAS nos pontos de grade dentro do raio de influência de perfis hidrográficos para o período de 01/06/2017 a 31/12/2017.

e 2,23 MJ para o Controle, *RODAS_EnOI* e *RODAS_EnKF*, respectivamente, entre 0 e 400 m e de 1,01, 1,44 e 0,93 MJ para o Controle, *RODAS_EnOI* e *RODAS_EnKF*, respectivamente, entre 400 e 1.000 m. Assim, para o conteúdo de calor, o *RODAS_EnOI* performou melhor para os primeiros 400 m e o *RODAS_EnKF* performou melhor entre 400 e 1.000 m. Entre 1.000 e 2.000 m o Controle apresentou viés positivo e os dois experimentos apresentaram impactos positivos e pequenos evidenciados pelos valores médios de 0,576, 0,519 e 0,563 MJ para o Controle, *RODAS_EnOI* e *RODAS_EnKF*, respectivamente. Portanto, para este intervalo de profundidade, não foi verificado um viés da assimilação em aumentar ou diminuir o conteúdo de calor.

A Fig. 3.27 mostra o REQM e os perfis médios de temperatura para a região onde foi avaliado o conteúdo de calor, 20°S - 40°S, 58°W - 30°W. Observa-se que nos primeiros 150 m os erros dos experimentos são muito similares, mas menores do que o Controle. Entre 150 e 400 m o *RODAS_EnOI* apresenta o menor erro e o *RODAS_EnKF* possui erro maior que o Controle entre 200 e 300 m. Apesar disto, este experimento apresentou, na média dos primeiros 400 m, REQM menor do que o Controle devido aos impactos positivos nos primeiros 150 m. Avaliando os perfis médios de temperatura nos primeiros 400 m, verifica-se que o *RODAS_EnOI* está constantemente mais frio do que o Controle em ambos os perfis. Por outro lado, o *RODAS_EnKF* está mais quente do que o Controle em todo este intervalo de profundidade para ambos os perfis, exceto nos primeiros 150 m quando se considera o perfil médio em toda a região. O perfil do WOA, considerando a média em

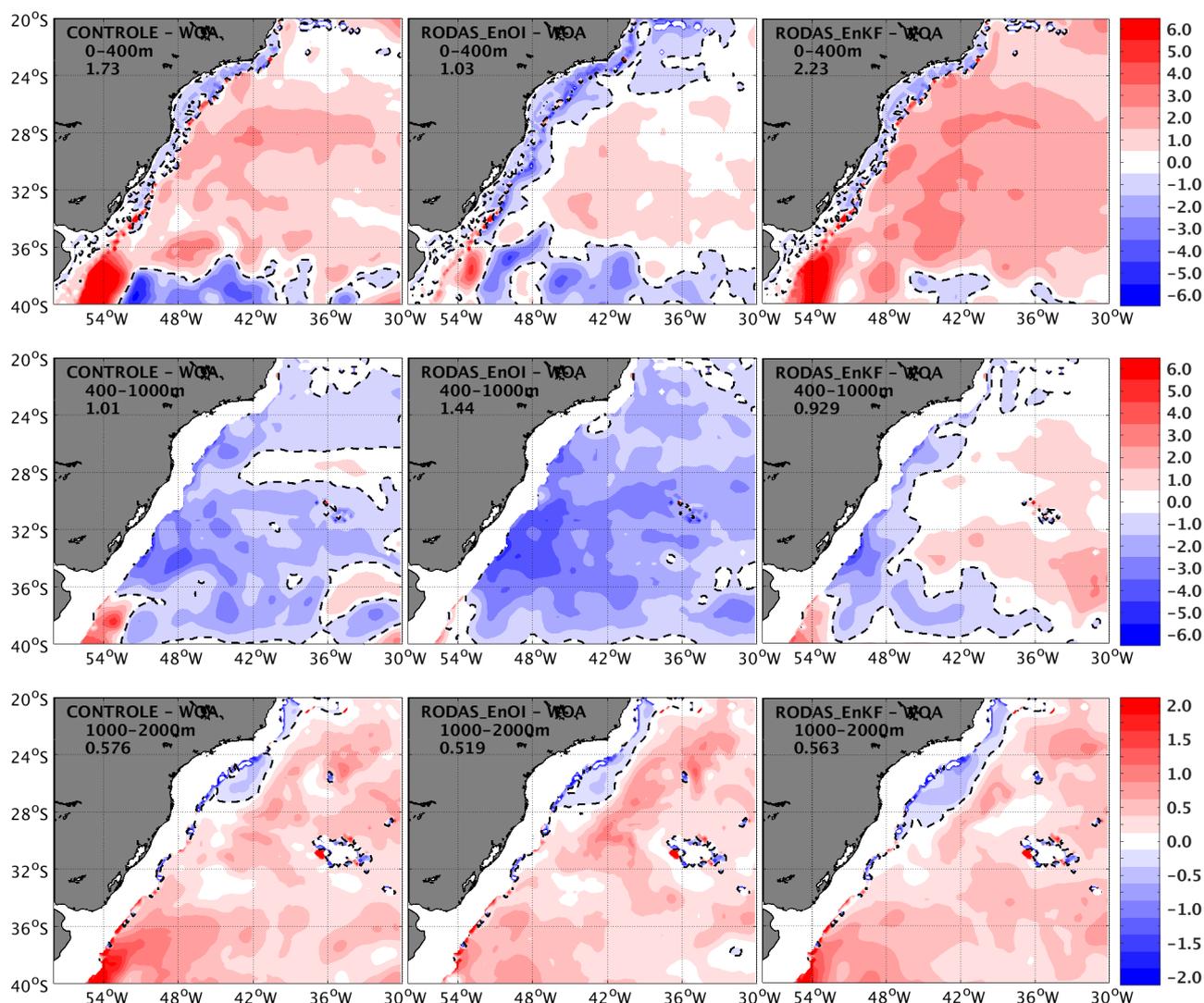


Figura 3.26: Diferença do conteúdo de calor (MJ) na linha superior integrado verticalmente entre 0 e 400 m, linha central entre 400 e 1.000 m e linha inferior entre 1.000 e 2.000 m, em relação ao WOA para o Controle, *RODAS_EnOI* e *RODAS_EnKF* para o período de 01/06/2017 a 31/12/2017. A linha tracejada representa o 0 e as médias para cada rodada consideram os módulos das diferenças.

toda a região, encontra-se mais frio do que todas as rodadas e próximo dos 300 m cruza com o perfil do *RODAS_EnOI*, se tornando mais quente do que este, mas ainda mais frio comparado às outras rodadas.

Entre 400 e 1.000 m o *RODAS_EnKF* passa a apresentar o menor REQM, exceto entre 400 e 450 m onde o *RODAS_EnOI* tem menor erro, e abaixo de 900 m, onde o *RODAS_EnKF* tem erro ligeiramente maior do que todas as rodadas. Desta forma, para este intervalo de profundidade, o *RODAS_EnKF* apresentou o menor REQM, de 0,98°C seguido pelo *RODAS_EnOI* com REQM de 1,08°C e o Controle com 1,17°C. Apesar do *RODAS_EnOI* ter apresentado menor erro do que o Controle, esse ainda apresentou um

conteúdo de calor, em relação ao WOA, pior do que o Controle para este intervalo de profundidade. Isto pode ser justificado pelo fato, do perfil médio de temperatura (painel inferior direito) do Controle estar mais próximo do WOA, especialmente entre 400 e 700 m, do que o *RODAS_EnOI*. Neste intervalo, de 400 à 1.000 m, o *RODAS_EnKF* apresentou o perfil de temperatura mais próximo do WOA. Estes resultados corroboram e tornam mais compreensíveis, os impactos verificados anteriormente no conteúdo de calor. Os perfis médios confirmam a tendência do *RODAS_EnOI* de reduzir a temperatura e do *RODAS_EnKF* aumentar a temperatura do modelo, com o Controle apresentando perfil médio entre os perfis dos experimentos.

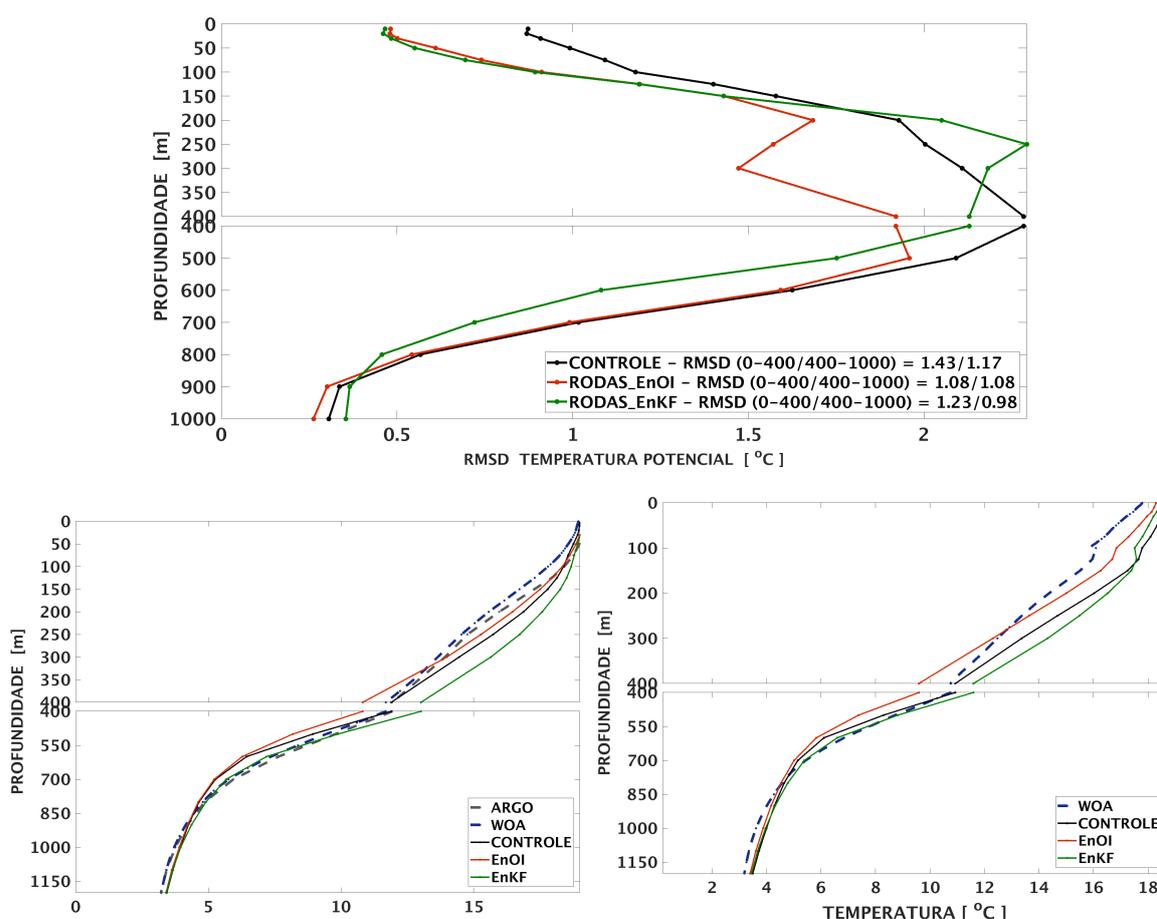


Figura 3.27: Painel superior mostra o perfil médio de REQM da previsão da temperatura ($^{\circ}\text{C}$) em relação aos dados de T do Argo, painel inferior esquerdo o perfil médio de temperatura interpolado para os pontos dos perfis Argo e painel inferior direito o perfil médio de temperatura para a região $20^{\circ}\text{S} - 40^{\circ}\text{S}$, $58^{\circ}\text{W} - 30^{\circ}\text{W}$ para o período de 01/06/2017 a 31/12/2017. Cinza tracejado representa o Argo, azul tracejado representa o WOA, Preto representa o Controle, vermelho o *RODAS_EnOI*, verde o *RODAS_EnKF*. Total de 674 perfis Argo.

A variabilidade de mesoescala foi avaliada através da energia cinética turbulenta (Fig. 3.28). Pode-se observar que o OSCAR apresenta duas regiões marcantes com elevada ECT, ao

norte de 5°S, onde atinge valores de $0,15 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ em torno de 3°N próximo à costa brasileira, e na CBM ao sul de 36°S, onde atinge magnitudes de $0,15 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ em torno de 52°W. A região ao largo da costa brasileira, onde flue a CB, apresenta valores de ECT de até $0,04 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ e no restante do domínio os valores são abaixo de $0,01 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. As rodadas também apresentam as regiões ao norte de 5°S e ao sul de 36°S com maiores ECT, mas superestimadas. Na região norte, o Controle exibe ECT de até $0,28 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ e na região da CBM de até $0,30 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, praticamente o dobro do OSCAR para as duas regiões. Além disso, o padrão de distribuição da ECT nestas regiões diverge do OSCAR. Ainda, entre 5°S e 12°S, o Controle apresenta valores bem elevados de ECT, na ordem de $0,14 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, e no restante do domínio verifica-se valores acima de $0,1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, o que não é observado no OSCAR.

Os experimentos, de uma forma geral reduziram essa elevada ECT do Controle, com excessão do *RODAS_EnOI* na região norte, onde verificou-se mais regiões de maior ECT, na ordem de $0,30 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, e ao longo do equador, onde observa-se valores de até $0,20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ em torno de 22°W. Nesta região norte, o *RODAS_EnKF* reduziu a ECT se aproximando do OSCAR, porém com uma energia ainda elevada. Na região da CBM, os dois experimentos aprimoraram a distribuição da ECT e reduziram-na ficando mais similar à referência. Entretanto, a magnitude desta ainda foi acima do OSCAR para o *RODAS_EnOI* e abaixo para o *RODAS_EnKF*. Ao largo da costa brasileira, é possível notar que ambos os experimentos possuem uma maior energia em relação às regiões mais a leste, mas a magnitude desta está acima do OSCAR para o *RODAS_EnOI* e abaixo para o *RODAS_EnKF*. Assim, ambos os experimentos apresentaram melhoras na variabilidade de mesoescala com o *RODAS_EnOI* ainda apresentando maior variabilidade do que o OSCAR e o *RODAS_EnKF* menor. Este último, representou melhor as regiões de baixa variabilidade, ECT abaixo de $0,01 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ no OSCAR. Os membros do *RODAS_EnKF* (não mostrado), apresentam maiores ECT do que a rodada média, se assemelhando mais ao *RODAS_EnOI*. Desta forma, esta variabilidade está sendo filtrada quando se emprega a rodada média do *RODAS_EnKF* e, o aumento no número de membros, pode conduzir à uma rodada média com uma ECT mais elevada nas regiões onde esta está subestimada.

Os impactos na estrutura vertical das CCOs foram avaliados por meio de duas seções de velocidade e diferença de densidade em relação ao WOA. As seções são representadas pelas linhas sólidas na Fig. 3.7. A primeira é ao longo de 42,5°W (Fig. 3.29), onde a CB vira para oeste seguindo a isóbata de 200 m (Rocha et al. 2014). O núcleo da CB encontra-se sobre a plataforma continental para o Controle e o *RODAS_EnKF* com intensidade máxima de 0,30 m/s para os ambos. Já no *RODAS_EnOI* o núcleo da CB apresenta-se sobre o talude com intensidade máxima de 0,40 m/s. Neste, a corrente se estende até os 400 m de profundidade e no Controle e *RODAS_EnKF* são mais rasas atingindo 300 m e 250 m, respectivamente, considerando a região da CB que está sobre a CCI.

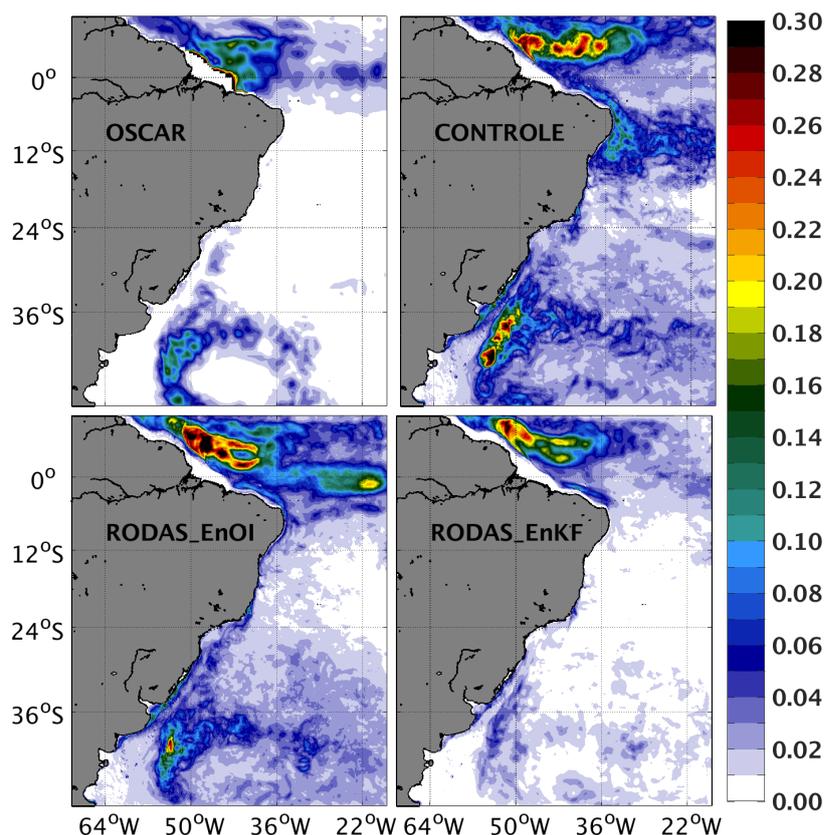


Figura 3.28: Energia cinética turbulenta ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) para o OSCAR, Controle, *RODAS_EnOI* e *RODAS_EnKF* para o período de 01/06/2017 a 31/12/2017.

O afastamento da costa e intensificação da CB no *RODAS_EnOI* pode estar associada à mudanças na densidade que se reflete em alterações na inclinação das isopicnais. Esta ocorreu principalmente na isopicanal de 35,15 próximo à borda onde observa-se um soerguimento significativo logo no início da isopicanal modificando o gradiente próximo ao talude. Para este experimento, a densidade foi corrigida em direção ao WOA em praticamente toda a seção exceto em superfície, onde não houve impacto significativo, e sobre a plataforma continental, onde o viés foi invertido. Já para o *RODAS_EnKF* a melhoria da densidade ocorreu apenas abaixo dos 200 m mas de forma não significativa. Estes resultados refletem principalmente o impacto de cada esquema na temperatura de subsuperfície, conforme mostrado anteriormente, e com um aumento do número de membros do *RODAS_EnKF* espera-se uma correção mais acurada da estrutura vertical de densidade e correntes como ocorreu no *RODAS_EnOI*. Como consequência de uma CB mais intensa e profunda no *RODAS_EnOI*, a CCI apresentou em seu núcleo a menor intensidade na ordem de 0,10 m/s ao passo que no Controle e *RODAS_EnKF* foi de 0,15 m/s e 0,20 m/s, respectivamente. O núcleo desta encontra-se entre 650 m e 900 m de profundidade para todas as rodadas.

Conforme mostrado em seção anterior, observações em 24,15°S - 42,4°W apresentadas

por Rocha et al. 2014 indicam uma CB com velocidade média de $0,17 \pm 0,14$ m/s e a inversão da direção da velocidade ocorre em 400 m. Esta velocidade média da CB estaria subestimada de acordo com evidências de que esta bóia está deslocada do núcleo da corrente. Para a CCI, a velocidade máxima observada é de $0,11 \pm 0,03$ m/s em 800 m. Na localização desta bóia a velocidade da CB foi de 0,10, 0,25 e 0,15 m/s para o Controle, *RODAS_EnOI* e *RODAS_EnKF*. Desta forma, o *RODAS_EnKF* apresenta a melhor intensidade de corrente mas todas as rodadas estão de acordo com a observação quando considerado o desvio padrão desta. Já a extensão vertical da CB foi melhor simulado pelo *RODAS_EnOI* enquanto que o *RODAS_EnKF* foi a rodada mais distante do observado. Para a CCI as rodadas posicionaram bem o núcleo desta com o *RODAS_EnOI* apresentando a intensidade idêntica à observação, enquanto o *RODAS_EnKF* superestima ligeiramente quando o desvio padrão da observação é considerado. Já o Controle apresenta uma CCI com intensidade bem acima do observado. Portanto, ambos os experimentos com assimilação representaram bem a estrutura vertical dessas correntes com o *RODAS_EnOI* sendo o mais acurado.

Para a seção em torno de 28°S (Fig. 3.30), a CB se estendeu até 400 m para todas as rodadas e atingiu intensidade máxima de 0,25 m/s para o Controle e o *RODAS_EnOI*, e de 0,35 m/s para o *RODAS_EnKF*. Para a CCI a intensidade verificada foi de 0,25 m/s para o Controle e o *RODAS_EnOI*, e de 0,30 m/s para o *RODAS_EnKF*. De acordo com observação *in situ* em $27,9^{\circ}\text{S} - 46,7^{\circ}\text{W}$ apresentada por Rocha et al. (2014) a CB estende-se até 850 m com uma velocidade média em seu núcleo de $0,34 \pm 0,04$ m/s. Desta forma, a CB das rodadas apresenta-se muito rasa e com intensidade abaixo do observado. Entretanto, considerando o desvio padrão da observação, o *RODAS_EnKF* apresentou uma CB com intensidade em concordância com a observação enquanto que o Controle e o *RODAS_EnOI* ainda estão abaixo. Para a densidade foi observada uma melhora mais significativa, em direção ao WOA, somente no *RODAS_EnOI* entre 50 m e 400 m com um aumento na densidade. Já o *RODAS_EnKF* apresentou pequenas correções abaixo de 200 m. Ao contrário da seção em $42,5^{\circ}\text{W}$, não verificou-se um soerguimento mais significativo da isopical de 35,15 próximo à borda, apesar do aumento de densidade verificado no *RODAS_EnOI*. Desta forma, neste a CB ficou subestimada enquanto que a CB mais intensa no *RODAS_EnKF* deve-se a utilização de diversos membros.

O transporte da CB entre 21°S e 30°S pode ser verificado na Fig. 3.31. De uma forma geral, o *RODAS_EnKF* apresentou o maior transporte exceto em 24°S e 26°S onde o transporte do *RODAS_EnOI* foi maior. Este último apresentou o menor transporte entre todas as rodadas exceto nas duas latitudes supracitadas. Entre 21°S e 23°S o *RODAS_EnKF* é a rodada mais próxima das referências exceto a de Schmid e Majunder (2018). Em 24°S o *RODAS_EnOI* com seu maior transporte, de 9 Sv, encontra-se mais próximo do valor encontrado por Garzoli et al. 2013, enquanto pouco mais ao sul o *RODAS_EnKF*, com

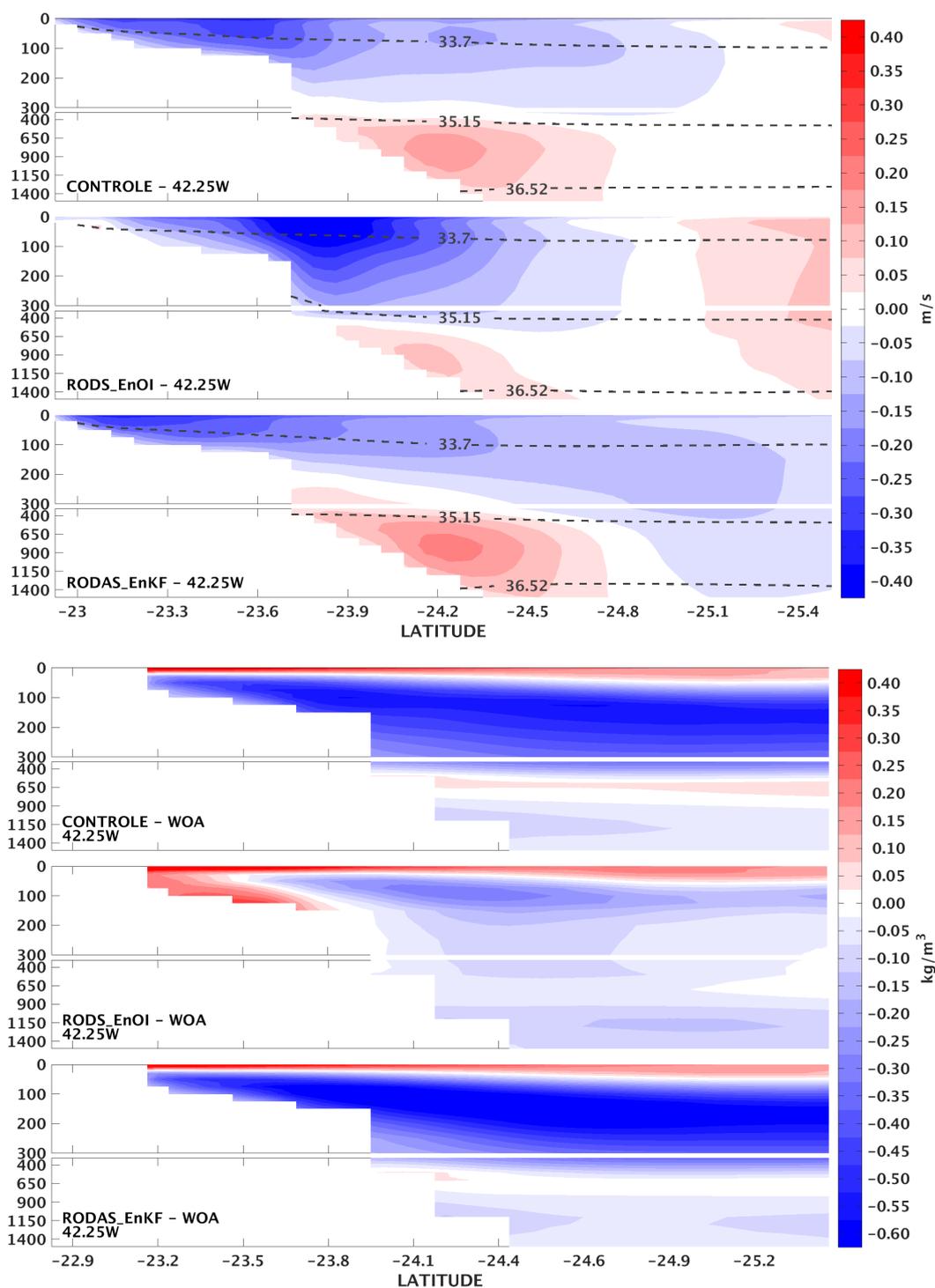


Figura 3.29: Seção vertical ao longo de $42,5^{\circ}\text{W}$ da velocidade (m/s) e da diferença de densidade (kg/m^3) em relação ao WOA (experimentos menos WOA) para o período de 01/06/2017 a 31/12/2017. Linhas tracejadas representam isopicnais.

transporte em torno de 7 Sv, está bem próximo de Rocha et al. 2014. Para esta latitude, Schmid e Majunder (2018) estimaram o transporte da CB variando de 0,4 à 5,1 Sv empregando campos tri-dimensionais mensais de velocidade geostrófica. Ainda, estes autores

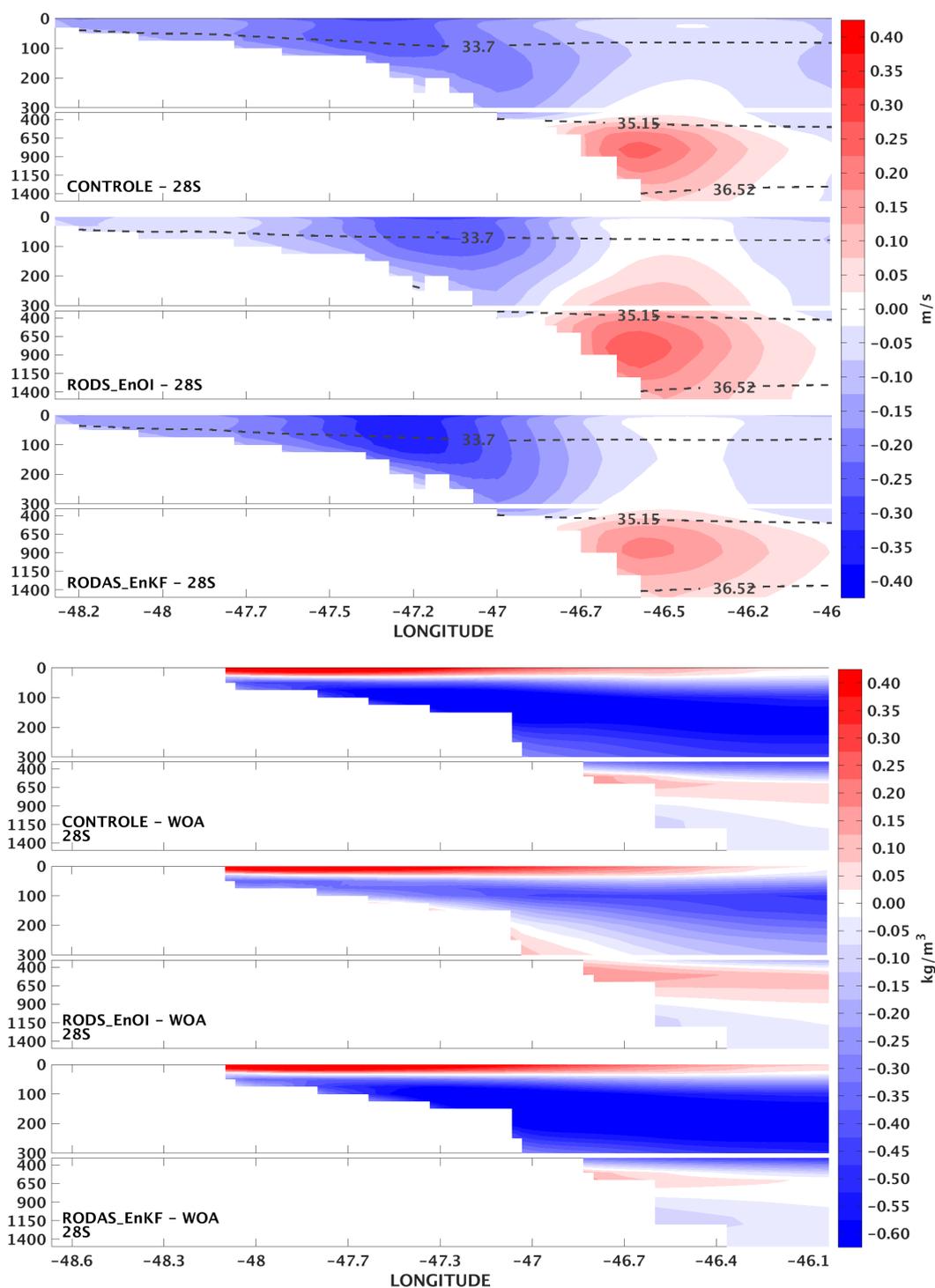


Figura 3.30: Seção vertical ao redor de 28°S da velocidade (m/s) e da diferença de densidade (kg/m^3) em relação ao WOA (experimentos menos WOA) para o período de 01/06/2017 a 31/12/2017. Linhas tracejadas representam isopicnais.

estimaram um transporte médio da CB de 2,7 e 3,3 Sv considerando os primeiros 400 m e os primeiros 800 m, respectivamente, entre 20°S e 27°S. Para esta mesma região a média do transporte do Controle, do *RODAS_EnOI* e do *RODAS_EnKF* foi de 4,1, 4,5 e 5,4

Sv respectivamente. Portanto, verifica-se que todas as rodadas apresentam transporte bem acima dos encontrados por Schmid e Majunder (2018), mas que estão em boa concordância com outras referências inclusive de observações in situ.

A partir de 26°S há um contínuo e significativo aumento do transporte da CB no Controle e *RODAS_EnKF* enquanto este padrão no *RODAS_EnOI* é verificado a partir de 27°S. De acordo com literatura, este aumento é provocado pela intensificação e, principalmente, pelo espessamento da corrente. Este comportamento foi verificado no Controle e principalmente no *RODAS_EnKF* conforme verificado anteriormente nas seções em 42,5°W (Fig. 3.29), referente à latitude de 24°S, e em 28°S. Entretanto, a profundidade da CB ficou muito aquém do observado por Rocha et al. 2014 nesta última latitude tendo como consequência um baixo transporte quando comparado com as referências. Já para o *RODAS_EnOI* não verificou-se aumento na profundidade da CB entre 24°S e 28°S, conforme visto nas duas seções verticais, sendo que em 24°S a CB já se apresentava mais profunda do que nas outras rodadas.

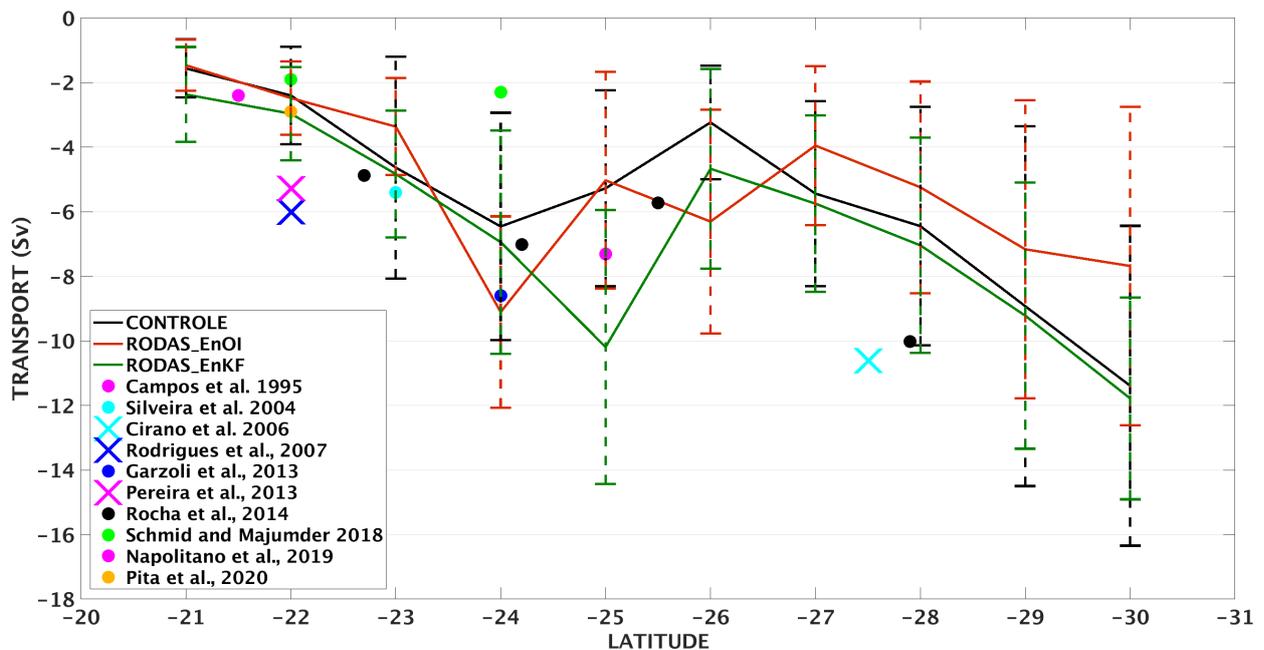


Figura 3.31: Transporte médio da CB para o período de 01/06/2017 a 31/12/2017. As linhas tracejadas representam um desvio padrão.

4

Considerações Finais e Conclusões

O primeiro conjunto de experimentos comparou diferentes esquemas de assimilação para perfis hidrográficos. Neste, seis anos de perfis verticais de TS foram assimilados no HYCOM empregando duas estratégias diferentes: uma onde a inovação é realizada nas camadas isopícnais do modelo e a outra no qual a inovação é calculada no espaço vertical das observações, em coordenada z . Uma integração foi realizada para o primeiro esquema ($ARGO_{DP}$) e duas para o segundo, uma assimilando temperatura e salinidade ($ARGO_Z$) e outra apenas a temperatura ($ARGO_ZT$). De um modo geral, o REQM, em relação ao Argo, das previsões e análises para a temperatura e salinidade foi reduzido em ambas as estratégias. Desta forma, ambos são adequados para assimilar perfis hidrográficos. Entretanto, comparação objetiva do REQM da análise em coordenada z e em camadas do modelo mostraram que a inovação em coordenadas isopícnais não é tão acurado como em coordenada z . Além disso, considerando as previsões de 24, 48 e 72 h $ARGO_Z$ supera o $ARGO_{DP}$ para temperatura e salinidade (Fig. 3.3). Como já apontado por Wang et al. (2017), a principal diferença que impacta a performance de cada esquema é a não linearidade do operador da observação, H , e a construção das observações sintéticas de espessura da camada (DP_{obs}) a partir dos dados do Argo. A primeira depende apenas da escolha da interpolação vertical. Neste trabalho foi empregada a interpolação linear uma vez que experimentos preliminares com interpoladores de mais alta ordem não mostraram diferenças significativas. Por outro lado, a criação do DP_{obs} é fortemente não linear, visto que reconstrói três variáveis de estado (T, S e DP_{obs}) a partir de apenas duas variáveis observadas (T e S) empregando a equação de estado (Wang et al. 2017). Isto foi objetivamente confirmado avaliando-se os REQMs das análises dos experimentos. Ainda, o desvio padrão do DP_{obs} usado na assimilação para estimar os erros desta, apresenta magnitudes comparáveis ao desvio padrão do modelo, os quais são grandes abaixo de 1.000 m. Isto leva a um impacto reduzido da assimilação de DP_{obs} na correção

da estrutura termohalina. Além disso, a baixa resolução vertical empregada pelo modelo tem um impacto direto na resolução vertical do perfil sintético no esquema do $ARGO_{DP}$, comprometendo a qualidade da análise, especialmente em regiões de gradientes intensos de temperatura e salinidade, como a termoclina. Todavia, é importante mencionar que o esquema do $ARGO_Z$ depende da qualidade dos membros oceânicos para incrementar variáveis prognósticas e diferentes conjuntos podem levar a resultados diferentes.

Estes são os principais pontos de cada esquema que conduziram a diferentes impactos na estrutura termohalina do HYCOM. Esta, por sua vez, levou a impactos em outras variáveis e feições do modelo, como a ASM, conteúdo de calor e CCOs. Apesar de uma redução do REQM da temperatura e salinidade em relação ao Argo, modificações nem sempre foram positivas em outras variáveis do modelo. Pequenos impactos negativos na ASM foram produzidos pelo $ARGO_{DP}$ em torno de 5°N e impactos mais significativos foram verificados na subregião delimitada pela linha tracejada na Fig. 3.4. Nesta subregião, os experimentos, no geral, foram capazes de reduzir o viés do modelo em direção ao AVISO. Entretanto, em alguns locais ao norte de 30°S , os incrementos da análise foram maiores que o esperado e o viés do modelo invertido para o $ARGO_{ZT}$ e, principalmente, para o $ARGO_{DP}$. Ainda, entre 30°S e 36°S , $ARGO_{DP}$ aumentou significativamente o viés do modelo enquanto que o $ARGO_Z$ e o $ARGO_{ZT}$ reduziram. Portanto, $ARGO_{DP}$ apresentou o maior impacto negativo e o $ARGO_Z$ apresentou a melhor ASM média entre os experimentos. Isto foi confirmado pela série temporal de correlação espacial de ASM em relação ao AVISO na qual a maior correlação obtida foi com o $ARGO_Z$ de 0,76 enquanto que para o $ARGO_{DP}$ e o $ARGO_{ZT}$ foi de 0,72 e 0,74 respectivamente.

Mudanças na ASM média refletem impactos de subsuperfície na estrutura termohalina do modelo. Avaliando o conteúdo de calor nos primeiros 2.000 m, $ARGO_{ZT}$ e $ARGO_Z$ mostraram uma boa performance produzindo incrementos acurados com uma estrutura espacial complexa considerando as subregiões A, B e C na Fig. 3.7 e, portanto, reduzindo o viés do modelo. Por outro lado, $ARGO_{DP}$ não foi capaz de capturar este padrão reduzindo o conteúdo de calor nas subregiões A e B, e aumentando, desta forma, o erro na subregião A. Ainda, nas duas seções verticais próximas à costa na subregião A, ao longo de $42,5^\circ\text{W}$ e 28°S , $ARGO_{ZT}$ e, principalmente, $ARGO_Z$ obtiveram uma boa representação da estrutura termohalina. Estes aumentaram corretamente a densidade do modelo acima de 350 m e reduziram-na abaixo, reduzindo assim o viés do Controle. Por outro lado, $ARGO_{DP}$ inverteu o viés de densidade do Controle ao redor de 250 m devido à um excessivo aumento da densidade do modelo e não sendo capaz de capturar a transição do viés do Controle em torno de 350 m. A subregião A acompanha a linha de costa sendo considerada uma região de intensa atividade de mesoescala, na medida em que a CB meandra e desenvolve diversos vórtices (Silveira et al., 2008; Mill et al., 2015; Santana et al., 2020). Portanto, é uma região

de difícil representação e a qualidade das observações assimilada é de importância crucial para produzir impactos acurados e precisos sendo recomendado a assimilação de perfis hidrográficos com o cálculo da inovação em coordenada Z . A redução da ASM média observada no $ARGO_{DP}$ na Fig. 3.5 é consistente com a redução do conteúdo de calor mostrado na Fig. 3.7, apesar de uma erro de TS menor do que o Controle em relação ao Argo. Isto foi causado por um aumento na densidade do modelo, associado com águas mais frias e salinas ocupando uma parcela maior da coluna d'água. Isto pode ser observado nas Fig. 3.8 e Fig. 3.9 e foi observado em diversas seções verticais (não mostrado) na região.

Por conseguinte, os efeitos do $ARGO_{DP}$ na ASM média, conteúdo de calor e densidade evidenciam a necessidade de se aumentar a resolução vertical do DP_{obs} e confirma a baixa acurácia na construção do mesmo, o qual afeta diretamente o posicionamento vertical das camadas isopicnais. Dado que a resolução vertical das observações sintéticas neste esquema depende da resolução vertical do modelo, um aumento desta leva à um aumento no custo computacional para integrar o modelo. Por outro lado, a resolução vertical das observações no $ARGO_Z$, não depende da resolução vertical do modelo. Isto reforça a superioridade do $ARGO_Z$. Além disso, a comparação dos resultados do $ARGO_Z$ com o $ARGO_ZT$ mostrou a importância da salinidade para se obter correções de maior magnitude e maior acurácia na estrutura termohalina do modelo, visto que combinados podem produzir incrementos mais precisos na espessura das camadas do HYCOM.

A correção na densidade do modelo conduziu à um soerguimento de superfícies isopicnais como a de 27,52 e principalmente a de 26,18. A primeira representa o fluxo para norte da AIA associada à CCI, e a última um fluxo em direção ao sul da ACAS associada à CB (Soutelino et al., 2013; Napolitano et al., 2019). Na medida em que as assimilações soergueram estas isopicnais, conduziram a uma CCI mais intensa e espessa e, conseqüentemente, uma CB mais fraca e rasa. Este impacto foi mais intenso no $ARGO_{DP}$ dado um soerguimento excessivo das isopicnais, enquanto que o $ARGO_Z$ mostrou um boa representação da posição das isopicnais. Apesar desta melhor representação da estrutura termohalina por parte do $ARGO_Z$, o posicionamento e estrutura vertical da CB e CCI ainda divergiram das observações, resultando em um transporte da CB menor comparado ao Controle e referências, especialmente das estimativas que consideram transECTos individuais. Sendo assim, uma assimilação conjunta e multivariada de TDA, TSM e perfis hidrográficos é necessária para simular as CCOs de forma mais acurada.

O segundo conjunto de experimentos envolveu a implementação de um novo método de assimilação no RODAS, o EnKF, e sua comparação com o EnOI, investigando a eficiência dos dois esquemas, dentro das limitações dos experimentos e da capacidade computacional. Foram realizados dois experimentos de sete meses, empregando cada método, onde foram assimilados a cada dez dias dados gridados de TDA e TSM e perfis hidrográficos de TS.

O EnKF empregou 11 membros que foram inicializados a partir de diferentes condições iniciais da rodada livre selecionadas entre os anos de 2013 à 2016 e forçadas com forçantes perturbadas. Na assimilação, as observações foram perturbadas levando em consideração seus erros e foi aplicado um α de 1,05, como fator de inflação. Inicialmente, pelas séries temporais, verificou-se uma rápida diminuição na ordem de quase 50% do espalhamento logo nos primeiros ciclos de assimilação, em torno de 5 à 7 ciclos. Esta redução drástica era esperada, visto que os membros foram inicializados com diferentes condições iniciais de diferentes anos. Após esta redução, com a configuração do EnKF empregada, o espalhamento se manteve relativamente estável com mínimos e máximos imediatamente após e antes de cada assimilação, respectivamente, seguindo o ciclo de dez dias da assimilação.

Em termos de distribuição espacial os maiores espalhamentos foram verificados ao sul de 34°S para as variáveis analisadas, ASM, temperatura e salinidade, especialmente na região da CBM, enquanto que os menores foram verificados na porção mais central do domínio entre 0°N e 24°S. Considerando a direção vertical, o maior espalhamento para a temperatura e salinidade foi verificado ao nível da ACAS no início e final da integração. Este maior espalhamento está associado à termoclina e pode ser notado principalmente na série temporal do espalhamento da temperatura na Fig. 3.14. Nesta, o aumento do espalhamento ocorre a partir de novembro para a ACAS e AT, não sendo observado na camada de mistura e evidencia a formação da termoclina sazonal. O menor espalhamento para a temperatura ocorreu na camada de mistura enquanto que para a salinidade ocorreu ao nível da AIA. Este padrão na temperatura se deveu à assimilação dos dados de TSM do OSTIA o qual cobre por inteiro o domínio. Desta forma, apesar do baixo número de membros não verificou-se divergência do filtro considerando o espalhamento do conjunto.

Comparação dos campos médios de ASM das rodadas com o AVISO mostrou impactos positivos de ambos esquemas de assimilação. Ao norte de 0°N o *RODAS_EnKF* se destacou nos contornos norte e leste com valores mais próximos do AVISO. Na região do Giro Subtropical, entre 20°S e 40°S, o Controle apresentou uma maior dominância de viés negativo. O *RODAS_EnOI* diminuiu este viés, ainda mantendo negativo, e o *RODAS_EnKF* inverteu em muitas regiões, porém mais próximo do AVISO, dado o menor módulo da diferença comparado ao Controle. O desvio padrão da ASM também foi aprimorado nos experimentos. Entretanto, estes ainda subestimaram o desvio padrão na região da CBM, principalmente o *RODAS_EnKF*, evidenciando a necessidade do aumento do número de membros. Este último, obteve a melhor representação do desvio padrão entre 0°N e 24°S, região onde tinha sido verificada o menor espalhamento dos membros. Mapas de correlação temporal da ASM, mostraram um aumento significativo da correlação em ambos os experimentos, ao norte de 4°N, ao sul de 36°S e , principalmente, entre 6°S e 36°S. Na série temporal de correlação espacial, os experimentos também aumentaram significativamente a

correlação. Pôde-se notar que o impacto da assimilação do *RODAS_EnOI* é maior, mas a qualidade da análise é conservada por mais tempo no *RODAS_EnKF*. Para ambas as correlações, temporal e espacial, o *RODAS_EnOI* apresentou valores médios maiores, seguido pelo *RODAS_EnKF* e pelo Controle.

Para a TSM, o *RODAS_EnKF* apresentou o menor REQM médio considerando os mapas e as séries temporais. Ainda, o *EnKF_MEAN_RMSD* apresentou erro maior do que o *RODAS_EnKF* nos mapas e ao longo de toda a série temporal. Especialmente os menores erros foram localizados entre 0°N e 36°S, e os maiores ao sul de 36°S, especialmente na região da CBM. Também foram verificados erros nos contornos associados à condição de contorno imposta aos experimentos. Na série temporal, pôde-se notar que, assim como na ASM, o impacto da assimilação é maior no *RODAS_EnOI*, mas a qualidade da análise é melhor conservada no *RODAS_EnKF*. Estes resultados mostram que o emprego de membros oceânicos aumentam a previsibilidade do modelo, porém evidenciam, também, a necessidade de se aumentar o número de membro para melhorar o espalhamento e, conseqüentemente, aumentar o impacto da assimilação.

Nos perfis verticais de REQM da temperatura e salinidade em relação aos de dados de TS do ARGO, ambos os experimentos reduziram o erro do Controle, com o *RODAS_EnOI* performando melhor na temperatura e o *RODAS_EnKF* na salinidade. Os maiores impactos foram entre 100 e 400 m e os menores abaixo de 400 m, regiões de maior e menor erro do Controle, respectivamente. Além disso, o REQM do *EnKF_MEAN_RMSD* esteve sempre maior em todos os níveis, para ambas as variáveis, do que o *RODAS_EnKF*, mostrando a boa implementação do EnKF. Apesar dos resultados positivos de ambos os esquemas de assimilação, para a temperatura, entre 100 e 400 m, o *RODAS_EnKF* apresentou um REQM significativamente maior comparado ao *RODAS_EnOI*, mas ainda menor do que o Controle. Foi diagnosticado, considerando apenas os pontos de grade do modelo influenciados por perfis hidrográficos, que os incrementos na temperatura ao nível da ACAS no *RODAS_EnKF* advém majoritariamente das observações de TSM, com as observações de TDA representando um baixo impacto na análise de temperatura. Por outro lado, no *RODAS_EnOI*, as observações de TSM são responsáveis por 50% do incremento durante o mês de agosto reduzindo para 20% em dezembro, na medida em que as observações de TDA passam a impactar mais na análise da temperatura, atingindo contribuição de 55% em dezembro, refletindo a formação da termoclina sazonal. Estes resultados levam à duas conclusões: a necessidade do aumento do número de membros do EnKF e à importância de se empregar um conjunto com variabilidade sazonal para o EnOI.

A modificação da estrutura termohalina do modelo produziu impactos significativos e diferenciados no conteúdo de calor entre 20°S e 40°S. Comparando com o WOA, o Controle apresentou um viés positivo nos primeiros 400 m, negativo entre 400 e 1.000 m, e positivo

entre 1.000 e 2.000 m. Foi identificada uma tendência, principalmente nos primeiros 1.000 m, do *RODAS_EnOI* em reduzir a temperatura o modelo e do *RODAS_EnKF* em aumentar. Esta tendência foi confirmada por meio de perfis verticais médios da temperatura para a região avaliada e explicada pelo fato das observações de TDA impactarem mais a análise da temperatura de subsuperfície no *RODAS_EnOI*, ao passo que, no *RODAS_EnKF*, as observações de TSM impactam mais a análise da temperatura de subsuperfície. Assim, considerando o viés do Controle, os experimentos apresentaram resultados opostos nos primeiros 1.000 m. Entre 0 e 400 m, o *RODAS_EnOI* melhorou o conteúdo de calor ao diminuí-lo e o *RODAS_EnKF* piorou ao aumentá-lo. Já entre 400 e 1.000 m, o *RODAS_EnOI* piorou o conteúdo de calor ao diminuí-lo e o *RODAS_EnKF* melhorou ao aumentá-lo. Estes resultados ainda explicam a diminuição da ASM no *RODAS_EnOI* e o aumento desta no *RODAS_EnKF*. Desta forma, fica evidente a importância, e o potencial ganho de qualidade na análise, da necessidade de se implementar um esquema híbrido que combine as duas matrizes de covariância.

Para as correntes, verificou-se uma diminuição na variabilidade de mesoescala, avaliada por meio da ECT, de forma que os experimentos se aproximaram do OSCAR. Essa diminuição ocorreu de forma mais acentuada no *RODAS_EnKF* o qual representou melhor as regiões de baixa variabilidade (menor que $0,01 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$). Para regiões de alta variabilidade, como a CBM, o Controle superestimou a ECT e o *RODAS_EnKF* subestimou. Nesta região, o *RODAS_EnOI* apresentou os valores mais próximos do OSCAR, mas ainda mostrando algumas pequenas regiões com ECT maior que o OSCAR. A baixa variabilidade do *RODAS_EnKF* em regiões como a CBM, demonstra, novamente, a necessidade de mais membros. A estrutura vertical das CCOs foi estudada em duas seções, em $42,5^\circ\text{W}$ e 28°S . Na primeira, verificou-se que o *RODAS_EnOI* obteve uma melhor representação da CCI e da extensão vertical da CB e o *RODAS_EnKF* foi melhor na intensidade da CB. Para a segunda seção, o experimento mais acurado foi o *RODAS_EnKF*. Além disso, este último experimento apresentou, entre 21°S e 30°S , o transporte mais elevado da CB para todas as latitudes, exceto em 24°S e 26°S , sendo a rodada mais próxima das referências. A CB mais intensa no *RODAS_EnKF* também está associada ao emprego de forçantes atmosféricas com perturbação dos ventos. Portanto, estes resultados demonstram a capacidade em melhor representar as correntes com o emprego de diversos membros oceânicos e a assimilação do EnKF. Para a densidade nas duas seções acima mencionadas, foram verificadas melhoras significativas apenas no *RODAS_EnOI* devido aos membros deste conjunto representarem melhor as covariâncias e produzirem impactos mais significativos e precisos na temperatura.

Neste trabalho foi demonstrado que, para a assimilação de perfis hidrográficos de TS em modelos isopícnais, o cálculo da inovação no espaço das observações, em coordenada Z, performa melhor comparado ao cálculo da inovação na coordenada vertical do modelo,

isopicnal. Nesse, verificou-se menor REQM de temperatura e salinidade de subsuperfície, com correções mais precisas da estrutura termohalina e densidade do modelo. Estes impactos conduziram à uma melhor representação da ASM do modelo e da CB. Além disso, a salinidade forneceu uma contribuição significativa na magnitude e precisão dos incrementos. A nova versão do RODAS, *RODAS_EnKF*, demonstrou uma qualidade comparável à versão antiga, o *RODAS_EnOI*, apesar de terem sido empregados apenas 11 membros. Mesmo com essa baixa quantidade de membros, pôde-se verificar que o EnKF foi implementado com sucesso, visto que o erro da rodada média, *RODAS_EnKF*, foi sempre menor do que a média dos erros de cada membro, *EnKF_MEAN_RMSD* e, esse manteve um bom espalhamento ao final da integração. Ainda, ficou evidenciado o ganho de qualidade do *RODAS_EnKF* na previsão da TSM, salinidade e correntes oceânicas, além da maior previsibilidade da TSM e TDA. Entretanto, a quantidade reduzida de membros foi insuficiente para representar de forma precisa a covariância entre a temperatura de subsuperfície e as observações assimiladas, principalmente a TSM e a TDA. Isto resultou em uma temperatura de subsuperfície e também, conseqüentemente, em uma ASM de menor qualidade comparado ao *RODAS_EnOI*. Ainda, verificou-se uma tendência do *RODAS_EnOI* de esfriar o modelo e do *RODAS_EnKF* de esquentar. Estes resultados evidenciaram que, para trabalhos futuros, deve-se empregar mais membros e buscar a implementação de um esquema híbrido combinando a matriz de covariância do EnOI, \mathbf{B}^e , com a matriz de covariância do EnKF, \mathbf{P}^f , aplicando a Eq. 4 proposta por Hammil e Snyder (2000). Os pesos de cada matriz podem ser ajustados através de experimentos de sensibilidade. Os novos experimentos também devem incluir a perturbação de todas as forçantes atmosféricas, e não apenas dos ventos, de forma a melhorar mais o espalhamento dos membros.

Agradecimentos

Agradeço primeiramente a Deus!

Agradeço a minha família, em especial minha Mãe, meu Pai, meu Irmãozinho e à minha amada esposa Viviane!

Agradeço ao Prof. Clemente A. S. Tanajura pela orientação e por me acompanhar na minha trajetória acadêmica e profissional.

Agradeço o apoio dos colegas Vitor, Rafael, Geoff e Larissa. Eles foram importantes em algumas etapas desse trabalho.

Agradeço aos Profs. Carlos Lentini, Clemente Tanajura, Guilherme Lessa, e Janini Pereira pelas sugestões oferecidas durante os encontros da disciplina Seminário Discente em Oceanografia.

Agradeço também aos pesquisadores Yguo Wang e Laurent Bertino pela troca de conhecimento essenciais à realização deste trabalho.

Este trabalho também foi apoiado pela PETROBRAS, pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), dentro do contexto da Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica (REMO) e pela FINEP através do EDITAL CT-INFRAESTRUTURA 01/2013.

Referências Bibliográficas

Albretsen, J.; Winther, N.; Soiland, H.; Roed, L. P. (2004) Models in MONCOZE. Research Report 14. Norwegian Meteorological Institute.

Bleck, R.; Smith, L. T. (1990) A wind-driven isopycnic coordinate model of the north and equatorial Atlantic ocean. 1. Model development and supporting experiments, *Journal of Geophysical Research*, v. 95, p. 3273-3285. doi: 10.1029/JC095iC03p03273.

Bleck, R. (2002) An oceanic circulation model framed in hybrid isopycnic-Cartesian coordinates. *Ocean Modelling*, v. 37, p. 55-88.

Bowler, N. E.; Clayton, A. M.; Jardak, M.; Lee, E.; Lorenc, A. C.; Piccolo, C.; Pring, S. R.; Wlasak, M. A.; Barker, D. M.; Inverarity, G. W.; Swinbank R. (2017) Inflation and localization tests in the development of an ensemble of 4D-ensemble variational assimilations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 143, p. 1280–1302. doi: 10.1002/qj.3004.

Buehner, M. (2005) Ensemble-derived stationary and flow-dependent background-error covariances: Evaluation in a quasi-operational NWP setting. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 131, p. 1013–1043. doi: 10.1256/qj.04.15.

Burgers, G.; Leeuwen, P. J. V.; Envensen, G. (1998) Analysis Scheme in the Ensemble Kalman Filter. *Monthly Weather Review*, v. 126, p. 1719-1724.

Campos, E. J. D.; Gonçalves, J. E.; Ikeda, Y. (1995) Water mass structure and geostrophic circulation in the South Brazil Bight – Summer of 1991. *J. Geophys. Res.*, 100(C9): 18537-18550. <https://doi.org/10.1029/95JC01724>.

Chassignet, E. P.; Hurlburt, H. E.; Smedstad, O. M.; Halliwell, G. R.; Hogan, P. J.; Wallcraft, A. J.; Baraille, R.; and Bleck, R. (2007) The HYCOM (HYbrid Coordinate Ocean Model) data assimilative system. *Journal of Marine Systems*, v. 65, p. 60-83. doi:

10.1016/j.jmarsys.2005.09.016.

Chassignet, E. P.; Hurlburt, H. E.; Metzger, E. J.; Smedstad, O. M.; Cummings, J.; Halliwell, G. R.; Bleck, R.; Baraille, R.; Wallcraft, A. J.; Lozano C.; Tolman, H. L.; Srinivasan, A.; Hankin, S.; Cornillon, P.; Weisberg, R.; Barth, A.; He, R.; Werner, F.; Wilkin, J. (2009) U.S. GODAE: Global Ocean Prediction with the HYbrid Coordinate Ocean Model (HYCOM). *Oceanography*, v. 22, p. 64-75. doi:10.5670/oceanog.2009.39.

Cirano, M.; Mata, M. M.; Campos, E. J. D.; Deiró, N. F. R. (2006) 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(2), p. 209-230.

Clayton, A. M.; Lorenc, A. C.; Barker, D. M. (2013) Operational implementation of a hybrid ensemble/4D-Var global data assimilation system at the Met Office. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 139, p. 1445–1461. doi: 10.1002/qj.2054.

COADs (2007) Comprehensive Ocean Data Set, [online] Disponível na Internet via WWW. URL: <ftp://hycom.rsmas.miami.edu/awall/hycom/>. Arquivos capturados em 2003.

Costa, F. B.; Tanajura, C. A. S. (2015) Assimilation of Sea-Level Anomalies and Argo Data Into HYCOM and its Impact on the 24 Hour Forecasts in the Western Tropical and South Atlantic. *Journal of Operational Oceanography*, v. 8(1), p. 52-62. doi.org/10.1080/1755876X.2015.1014646.

Davidson F, Alvera-Azcárate A, Barth A, Brassington GB, Chassignet EP, Clementi E, De Mey-Frémaux P, Divakaran P, Harris C, Hernandez F, Hogan P, Hole LR, Holt J, Liu G, Lu Y, Lorente P, Maksymczuk J, Martin M, Mehra A, Melsom A, Mo H, Moore A, Oddo P, Pascual A, Pequignet A-C, Kourafalou V, Ryan A, Siddorn J, Smith G, Spindler D, Spindler T, Stanev EV, Staneva J, Storto A, Tanajura C, Vinayachandran PN, Wan L, Wang H, Zhang Y, Zhu X and Zu Z. (2019) Synergies in Operational Oceanography: The Intrinsic Need for Sustained Ocean Observations. *Frontiers in Marine Science*, v. 6(450). doi: <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00450>

Daley, R. (1991) *Atmospheric data analysis*. Cambridge University Press, 457 p.

DOHAN, K.; BONJEAN, F.; CENTURIONI, L.; CRONIN, M.; LAGERLOEF, G.; LEE, D.-K.; LUMPKIN, R.; MAXIMENKO, N. A.; NIILER, P. P.; UCHIDA, H. 105 Measuring the Global Ocean Surface Circulation with satellite and in situ observations. In: OCEANOBS'09, 2009. Proceegins... European Space Agency Publication, 2010. Disponível em:

<http://www.oceanobs09.net/proceedings/cwp/cwp23>.

Dombrowsky, E.; Bertino L.; Brassington, G. B.; Chassignet, E. P.; Davidson, F.; Hurlburt, H. E.; Kamachi, M.; Lee, T.; Martin, M. J.; Mei, S.; Tonani, M. (2009) GODAE systems in operation. *Oceanography*, v. 22(3), p. 80–95. doi:10.5670/oceanog.2009.68.

Dorfschäfer G.S., Tanajura C.A.S., Costa F.B., Santana R.C., 2020. A New Approach for Estimating Salinity in the Southwest Atlantic and Its Application in a Data assimilation Evaluation Experiment. *J. Geophys. Res. Oceans*. 125(9). <https://doi.org/10.1029/2020JC016428>.

Emilson, I. (1961) The shelf and coastal waters off Southern Brazil. *Boletim Instituto Oceanográfico*, v. 17, n. 2, p.101–112.

Evensen, G. (2003) The Ensemble Kalman Filter: Theoretical Formulation and Practical Implementation. *Ocean Dynamics*, v. 53, p. 343–367. doi: 10.1007/s10236-003-0036-9.

Ford, D. (2021) Assimilating synthetic Biogeochemical-Argo and ocean colour observations into a global ocean model to inform observing system design. *Biogeosciences*, v. 18, p. 509–534. doi: <https://doi.org/10.5194/bg-18-509-2021>

Fu W., She J., Zhuang S. (2011) Application of an Ensemble Optimal Interpolation in a North/Baltic Sea model: Assimilating temperature and salinity profiles. *Ocean Modelling*. 40, 227-245. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.09.004>.

Garzoli, S. L.; Baringer, M. O.; Dong, S.; Perez, R. C.; Yao, Q. (2013) South Atlantic Meridional Fluxes. *Deep-Sea Research I*, v. 71, p. 21-32.

Gasparin F., Hamon M., Rémy E. (2020) How Deep Argo Will Improve the Deep Ocean in an Ocean Reanalysis. *Journal of Climate*. 33, 77-94. <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0208.s1>.

Hamill, T. M.; Snyder, C. (2000) A Hybrid Ensemble Kalman Filter–3D Variational Analysis Scheme. *Monthly Weather Review*, v. 128, p. 2905-2919.

Hamill, T. M.; Snyder, C.; Morss, R. E. (2002) Analysis-Error Statistics of a Quasigeostrophic Model Using Three-Dimensional Variational Assimilation. *Monthly Weather Review*, v. 130, p. 2777-2790.

Hamill, T. M.; Whitaker, J. S. (2005) Accounting for the Error due to Unresolved Scales

in Ensemble Data Assimilation: A Comparison of Different Approaches. *Monthly Weather Review*, v. 133, p. 3132-3147.

Hoffman, M. J.; Miyoshi, T.; Haine, T. W. N.; Ide, K.; Brown, C. W.; Murtugudde, R. (2012) An Advanced Data Assimilation System for the Chesapeake Bay: Performance Evaluation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 29, p. 1542-1557. doi: 10.1175/JTECH-D-11-00126.1.

Houtemaker, P. L.; Mitchell, H. L. (1998) Data Assimilation Using an Ensemble Kalman Filter Technique. *Monthly Weather Review*, v. 126, p. 796-811.

Hunt, B. R.; Kostelich, E. J.; Szunyogh, I. (2007) Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: A local ensemble transform Kalman filter. *Physica D: Nonlinear Phenomena*, v. 230 (1-2), p. 112-126. doi:10.1016/j.physd.2006.11.008.

Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC): GTSP REAL-TIME Quality Control Manual, Unesco, 128 p, 1990.

Jayne S.R., Roemmich D., Zilberman N., Riser S.C., Johnson K.S, Johnson G.C., Piotrowicz S.R., 2017. The Argo Program: Present and future. *Oceanography*. 30(2).18-28. <https://doi.org/https://doi.org/10.5670/oceanog.2017.213>.

KALNAY E, KANAMITSU M, KISTLER R, COLLINS W, DEAVEN D, GANDIN L, IREDELL M, SAHA S, WHITE G, WOOLLEN J, ZHU Y, CHELLIAH M, EBISUZAKI W, HIGGINS W, JANOWIAK J, MO KC, ROPELEWSKIC, WANG J, LEETMAA A, REYNOLDS R, JENNE R, JOSEPH D. (1996) The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77: 437-470.

Kalnay, E. (2003) *Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability*. Cambridge University Press, Chapter 6, 328 p.

Kleist, D. T.; Ide, K (2015) An OSSE-Based Evaluation of Hybrid Variational-Ensemble Data Assimilation for the NCEP GFS. Part I: System Description and 3D-Hybrid Results. *Monthly Weather Review*, v. 143, p. 433-451. doi: 10.1175/MWR-D-13-00351.1.

Lima, J. A. M.; Martins, R. P.; Tanajura, C. A. S.; Paiva, A. M.; Cirano, M.; Campos, E. J. D.; Soares, I. D.; Franca, G. B. F.; Obino, R. S.; Alvarenga, J. B. R. (2013) Design and Implementation of the Oceanographic Modeling and Observation Network (REMO) for Operational Oceanography and Ocean Forecasting. *Revista Brasileira de Geofísica*, v.31(2),

p. 209-228.

Lima, L. N.; Pezzi, L. P.; Penny, S. G.; Tanajura, C. A. S. (2019) An investigation of ocean model uncertainties through ensemble forecast experiments in the Southwest Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124. <https://doi.org/10.1029/2018JC013919>.

Lorenc, A. C. (2003) The potential of the ensemble Kalman filter for NWP - A comparison with 4D-Var. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, v. 129, p.3183–3203, doi: 10.1256/qj.02.132.

McWilliams, J. (2016) Submesoscale currents in the ocean. *Proc. Roy. Soc.* 472A, 20160117. <https://doi.org/10.1098/rspa.2016.0117>.

Mémery, L.; Arhan, M.; Alvarez-Salgado, X. A.; Messias, M. -J.; Mercier, H.; Castro, C. G.; Rios, A. F. (2000) The water masses along the western boundary of the south and equatorial Atlantic. *Progress in Oceanography*, v. 47, p. 69–98.

Mignac, D.; Tanajura, C. A. S.; Santana, A. N.; Lima, L. N.; and Xie, J. (2015) Argo data assimilation into HYCOM with an EnOI method in the Atlantic Ocean. *Ocean Science*, v. 11, p. 195-213. doi:10.5194/os-11-195-2015.

Mirouze, I.; Storto, A. (2019) Generating atmospheric forcing perturbations for an ocean data assimilation ensemble, *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, v. 71:1, DOI: 10.1080/16000870.2019.1624459.

Miyoshi, T. (2011) The Gaussian Approach to Adaptive Covariance Inflation and Its Implementation with the Local Ensemble Transform Kalman Filter. *Monthly Weather Review*, v. 139, p. 1519-1535. doi: 10.1175/2010MWR3570.1.

Müller, T. J.; Ikeda, Y.; Zangenberg, N.; Nonato, L. V. (1998) Direct measurements of the western boundary currents between 20°S and 28°S. *Journal of Geophysical Research*, v. 103(C3), p. 5429-5443. doi: 10.1029/97JC03529.

NORMAM 19/DHN. (2004) Atividades de Meteorologia Marítima. Anexo A - Área Marítima de Responsabilidade do Brasil (METAREA V).

Napolitano D.C., da Silveira I.C.A., Rocha C.B., Flierl G.R., Calil P.H.R., Martins R.P. (2019) On the Steadiness and Instability of the Intermediate Western Boundary Current between 24° and 18°S. *Journal of Physical Oceanography*. 49, 3127-3143. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-19-0011.1>.

Oke, P. R.; Schiller, A. (2007) Impact of Argo, SST, and altimeter data on an eddy-resolving ocean reanalysis. *Geophysical Research Letters*, v. 34, L19601. doi:10.1029/2007GL031549.

Oke, P. R.; Brassington, G. B.; Griffin, D. A.; Schiller, A. (2008) The Bluelink ocean data assimilation system. *Ocean Modelling*, v. 21, p. 46-70. doi: 10.1016/j.ocemod.2007.11.002.

Oke, P. R.; Brassington, G. B.; Griffin, D. A.; Schiller, A. (2010) Ocean data assimilation: a case for ensemble optimal interpolation. *Australian Meteorological and Oceanographic Journal*, v. 59, p. 67-76.

Oke, P. R.; Larnicol, G.; Fujii, Y.; Smith, G. C.; Lea, D. J.; Guinehut, S.; Remy, E.; Balmaseda, M. A.; Rykova, T.; Surcel-Colan, D.; Martin, M. J.; Sellar, A. A.; Mulet, S.; Turpin, V. (2015) Assessing the impact of observations on ocean forecasts and reanalyses: Part 1, Global studies. *Journal of Operational Oceanography*, v. 8(S1), p. s49-s62. doi: 10.1080/1755876X.2015.1022067.

Penny, S. G.; Kalnay, E.; Carton, J. A.; Hunt, B. R.; Ide, K.; Miyoshi, T.; Chepurin, G. A. (2013) The local ensemble transform Kalman filter and the running-in-place algorithm applied to a global ocean general circulation model. *Nonlinear Processes in Geophysics*, v. 20(6), p. 1031–1046. <https://doi.org/10.5194/npg-20-1031-2013>.

Penny, S. G. (2014) The Hybrid Local Ensemble Transform Kalman Filter. *Monthly Weather Review*, v. 142, p. 2139-2149. doi: 10.1175/MWR-D-13-00131.1.

Penny, S. G.; Behringer, D. W.; Carton, J. A.; Kalnay, E. (2015) A Hybrid Global Ocean Data Assimilation System at NCEP. *Monthly Weather Review*, v. 143, p. 4660-4667. doi: 10.1175/MWR-D-14-00376.1.

Pereira, J.; Cirano, M.; Marta-Almeida, M.; Amorim, F. N. (2013) A Regional Study of the Brazilian Shelf/Slope Circulation (13°-31°S) Using Climatological Open Boundaries. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 31(2), p. 289-305.

Pereira, J.; Gabioux, M.; Marta-Almeida, M.; Cirano, M.; Paiva, A. M.; Aguiar, A. L. (2014) The Bifurcation of the Western Boundary Current System of the South Atlantic Ocean. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 32(2), p. 241-257.

Peterson, R.; Stramma L.; (1991) Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Pro-*

gress in Oceanography, v. 26(1), p. 1–73.

Pita I.I.C., Cirano M., Mata M.M. (2020) An assessment of Brazil Current surface velocity and associated transport near 22°S: XBT and altimetry data. *Regional Studies in Marine Science*. 35, 101197. <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2020.101197>.

Reid, J. L. (1989) On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers and transports. *Progress in Oceanography*, v. 23, p. 149–244.

Rocha C.B., da Silveira I.C.A., Castro B.M., Lima J.A.M. (2014) Vertical structure, energetics, and dynamics of the Brazil Current System at 22 °S–28 °S. *J. Geophys. Res. Oceans*. 19(1), 52–69. <https://doi.org/10.1002/2013JC009143>.

Rodrigues, R. R.; Rothstein, L. M.; Wimbush M. (2007) Seasonal Variability of the South Equatorial Current Bifurcation in the Atlantic Ocean: A Numerical Study. *Journal of Physical Oceanography*, v. 37, p. 16–30. doi: 10.1175/JPO2983.1.

Roemmich D., Alford M., Claustre H., Johnson K., King B., Moum J., et al. 2019. On the future of Argo: An enhanced global array of physical and biogeochemical sensing floats. *Frontiers in Marine Science*. 6, 439. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00439>.

Saha, S., Nadiga, S., Thiaw, C., Wang, J., Wang, W., Zhang, Q., Van den Dool, H. M., Pan, H.-L., Moorthi, S., Behringer, D., Stokes, D., Peña, M., Lord, S., White, G., Ebisuzaki, W., Peng, P., Xie, P. (2006). The NCEP Climate Forecast System, *Journal of Climate*, 19(15), 3483-3517.

Saha, S., Moorthi, S., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Behringer, D., Hou, Y., Chuang, H., Iredell, M., Ek, M., Meng, J., Yang, R., Mendez, M. P., van den Dool, H., Zhang, Q., Wang, W., Chen, M., Becker, E. (2014). The NCEP Climate Forecast System Version 2, *Journal of Climate*, 27(6), 2185-2208.

Sakov, P.; Counillon, F.; Bertino, L.; Lisæter, K. A.; Oke, P. R.; and Korablev, A. (2012) TOPAZ4: an ocean-sea ice data assimilation system for the North Atlantic and Arctic, *Ocean Sci*. v. 8, p. 633–656. <https://doi.org/10.5194/os-8-633-2012>.

Schmid C., Majumder S., 2018. Transport variability of the Brazil Current from observations and a data assimilation model. *Ocean Science*. 14, 417-436. <https://doi.org/10.5194/os-14-417-2018>.

Silveira, I. C. A.; Schmidt, A. C. K.; Campos, E. J. D.; Godoi, S. S.; Ikeda, Y. (2000) A Corrente do Brasil ao largo da Costa Leste Brasileira. *Revista Brasileira de Oceanografia*, v. 48, p. 171-183.

Silveira, I. C. A.; Calado L.; Castro B. M.; Cirano M.; Lima J. A. M.; Mascarenhas A. S. (2004) On the baroclinic structure of the Brazil Current–Intermediate Western Boundary Current system at 22°-23°S. *Geophysical Research Letters*, v. 31, L14308.

Silveira, I. C. A. (2007) O Sistema Corrente do Brasil na Bacia de Campos, RJ. Tese de Livre Docência. Instituto Oceanográfico USP, SP, Brasil, 160 p.

Silveira, I. C. A.; Lima, J. A. M.; Schmidt, A. C. K.; Ceccopieri, W.; Sartori, A.; Francisco, C. P. F.; Fontes, R. F. C. (2008) Is the meander growth in the Brazil current system off Southeast Brazil due to baroclinic instability? *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, v. 45, p. 187-207. doi:10.1016/j.dynatmoce.2008.01.002.

Song, H.; Hoteit, I.; Cornuelle, B. D.; Subramanian, A. (2010) An Adaptive Approach to Mitigate Background Covariance Limitations in the Ensemble Kalman Filter. *Monthly Weather Review*, v. 138, p. 2825-2845, doi: 10.1175/2010MWR2871.1.

Soutelino, R. G. (2008) A origem da Corrente do Brasil. Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico USP, SP, Brasil, 101p.

Soutelino, R. G.; Gangopadhyay, A.; Silveira, I. C. A. (2013) The roles of vertical shear and topography on the eddy formation near the site of origin of the Brazil Current. *Continental Shelf Research*, v. 10, p. 46-60. doi: 10.1016/j.csr.2013.10.001

Srinivasan, A.; Chassignet, E. P.; Bertino, L.; Brankart, J. M.; Brasseur, P.; Chin, T. M.; Counillon, F.; Cummings, J. A.; Mariano, A. J.; Smedstad, O. M.; Thacker, W. C. (2011) A comparison of sequential assimilation schemes for ocean prediction with the HYbrid coordinate ocean model (HYCOM): twin experiments with static forecast error covariances. *Ocean Modelling*, v. 37, p. 85–111. doi: 10.1016/j.ocemod.2011.01.006.

Storto, A.; Andriopoulos, P. (2021): A new stochastic ocean physics package and its application to hybrid-covariance data assimilation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, v. 147, p. 1691–1725, <https://doi.org/10.1002/qj.3990>.

Stramma, L.; Ikeda, Y.; Peterson, R. G. (1990) Geostrophic transport in the Brazil Current region. *Deep Sea Research*, v. 37(1A), p. 1875-1886.

- Stramma, L. (1991) Geostrophic Transport of the South Equatorial Current in the Atlantic. *Journal of Marine Research*, v. 49(2), p. 281-294.
- Stramma, L.; England, M. (1999) On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, v. 104(C9), p. 20863-20883.
- Stramma, L.; Schott, F. (1999) The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research II*, v. 46, p. 279—303.
- Sverdrup, H. U.; Johnson, M. W.; Fleming, R. H. (1942) *The Oceans: their physics, chemistry and general biology*. Englewood Cliffs, Prentice-Hall Inc., 1087 p.
- Tanajura, C. A. S.; Santana, A. N.; Mignac, D.; Lima, L. N.; Belyaev K.; Xie, J. (2014) The REMO Ocean Data Assimilation System into HYCOM (RODAS_H): General Description and Preliminary Results. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, v. 7(5), p. 464-470. doi:10.3878/j.issn.1674-2834.14.0011.
- Tanajura C.A.S., Mignac D., de Santana A.N., Costa F.B., Lima L.N., Belyaev K.P., Zhu J., 2020. Observing system experiments over the Atlantic Ocean with the REMO ocean data assimilation system (RODAS) into HYCOM. *Ocean Dynamics*. 70, 115-138. <https://doi.org/10.1007/s10236-019-01309-8>.
- Thacker, W. C.; Esenkov, O. E. (2002) Assimilating XBT data into HYCOM. *Journal Atmospheric And Oceanic Technology*, v. 19, p. 709–724.
- Turner, M. R. J.; Walker, J. P.; Oke, P. R. (2008) Ensemble member generation for sequential data assimilation. *Remote Sens. Environ.* v. 112, p. 1421–1433. doi: 10.1016/j.rse.2007.02.042.
- Vidard, A.; Balmaseda M.; Anderson D. (2009) Assimilation of Altimeter Data in the ECMWF Ocean Analysis System 3. *Monthly Weather Review*, v. 137, p. 1393-1408. <https://doi.org/10.1175/2008MWR2668.1>
- Wang, J.; Fu, L., Torres, H. S.; Chen S.; Qiu, B.; Menemenlis D. (2019) On the Spatial Scales to be Resolved by the Surface Water and Ocean Topography Ka-Band Radar Interferometer. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 36(1), p. 87-99. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-18-0119.1>
- Wang, X.; Snyder, C.; Hamill, T. M. (2007) On the Theoretical Equivalence of Differently

- Proposed Ensemble–3DVAR Hybrid Analysis Schemes. *Monthly Weather Review*, v. 135, p. 222-227, doi:10.1175/MWR3282.1.
- Wang, X.; Snyder, C.; Hamill, T. M. (2008a) A Hybrid ETKF–3DVAR Data Assimilation Scheme for the WRF Model. Part I: Observing System Simulation Experiment. *Monthly Weather Review*, v. 136, p. 5116-5131. doi: 10.1175/2008MWR2444.1.
- Wang, X.; Snyder, C.; Hamill, T. M. (2008b) A Hybrid ETKF–3DVAR Data Assimilation Scheme for the WRF Model. Part II: Real Observation Experiments. *Monthly Weather Review*, v. 136, p. 5132-5147. doi: 10.1175/2008MWR2445.1
- Wang, X.; Parrish, D.; Kleyst, D.; Whitaker, J. (2013) GSI 3DVar-Based Ensemble–Variational Hybrid Data Assimilation for NCEP Global Forecast System: Single-Resolution Experiments. *Monthly Weather Review*, v. 141, p. 4098-4117. doi: 10.1175/MWR-D-12-00141.1.
- Wang, Y.; Counillon, F.; Bertino, L. (2016) Alleviating the bias induced by the linear analysis update with an isopycnal ocean model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 142, p. 1064–1074. doi: 10.1002/qj.2709.
- Wang, Y.; Counillon, F.; Bethke, I.; Keenlyside, N.; Bocquet, M.; Shen, M-l. (2017) Optimising assimilation of hydrographic profiles into isopycnal ocean models with ensemble data assimilation. *Ocean Modelling*, v. 114, p. 33-44. doi: 10.1016/j.ocemod.2017.04.007.
- Wang, J., Fu, L., Torres, H. S., Chen, S., Qiu, B., Menemenlis, D. (2019). On the Spatial Scales to be Resolved by the Surface Water and Ocean Topography Ka-Band Radar Interferometer, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 36(1), 87-99. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-18-0119.1>
- Weatherly, G. (1993) On deep-current and hydrographic observations from a mudwave region and elsewhere in the Argentine basin. *Deep Sea Research*, v. 40(4/5), p. 939–961.
- Wienders, N.; Arhan, M.; Mercier, H. (2000) Circulation at the western boundary of the South and Equatorial Atlantic: exchanges with the ocean interior. *Journal of Marine Research*, v. 58, p. 1007–1039.
- WOA (2001) World Ocean Atlas, National Oceanic and Atmospheric Administration U.S. Department of Commerce. Prepared by the Ocean Climate Laboratory National Oceanographic Data Center Silver Spring. [online] Disponível via WWW. URL: <http://www.nodc>.

noaa.gov/OC5/WOA01/pr_woa01.html

Xia, Y.; Chen, J.; Zhi, X. et al. (2020) Impact of Model Bias Correction on a Hybrid Data Assimilation System. *J Meteorol Res.*, v. 34, p. 400–412. <https://doi.org/10.1007/s13351-020-9088-8>.

Xie, J.; Zhu, J. (2010) Ensemble optimal interpolation schemes for Assimilating Argo profiles into a hybrid coordinate ocean model. *Ocean Modelling*, v. 33, p. 283-298. doi:10.1016/j.ocemod.2010.03.002.

Yan C., Zhu J., Tanajura C.A.S., 2015. Impacts of mean dynamic topography on a regional ocean assimilation system. *Ocean Science*. 11, 829-837. <https://doi.org/10.5194/os-11-829-2015>.

Zheng, F., Zhu, J., and Zhang, R.-H. (2007), Impact of altimetry data on ENSO ensemble initializations and predictions, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L13611, doi:10.1029/2007GL030451.