JOÃO PEDRO MANCIO DE AMORIM

Variabilidade do alcance setentrional da Água Intermediária Antártica no Atlântico

São Paulo

2020

JOÃO PEDRO MANCIO DE AMORIM

Variabilidade do alcance setentrional da Água Intermediária Antártica no Atlântico

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, Programa de Oceanografia, área de Oceanografia Física

Orientadora: Profa. Dra. Olga Tiemi Sato

São Paulo

2020

AMORIM, João Pedro. **Variabilidade do alcance setentrional da Água Intermediária Antártica no Atlântico**. Dissertação (mestrado) apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Mestre em Ciências, Programa de Oceanografia, área de Oceanografia Física.

Aprovado em ____ / ____ / _____

Banca Examinadora

Prof(a). Dr(a). _____ Instituição _____
Julgamento _____ Assinatura _____

Prof(a). Dr(a). _____ Instituição _____
Julgamento _____ Assinatura _____

Prof(a). Dr(a). _____ Instituição _____
Julgamento _____ Assinatura _____

Ao meu avô João (in memoriam)
Por ter sido a pessoa mais sábia que já conheci

Agradecimentos

Inicialmente gostaria de agradecer à minha orientadora, Profa. Dra. Olga T. Sato, que me aceitou como orientando. Muito obrigado Olga, por toda orientação e apoio que recebi durante esses dois anos de mestrado. Agradeço pelos ensinamentos, pela confiança depositada em mim e também pelas oportunidades que me foram dadas. Olhando para trás vejo o quanto pude crescer nesse período e muito disso foi graças a você. Gostaria de agradecer também ao Professor Paulo Polito, por todas as conversas (que iam de carros antigos a ondaletas) e por estar disponível em ajudar no que fosse preciso, sem dúvida sua ajuda foi fundamental para a realização deste trabalho.

Também agradeço ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo e todos os professores e funcionários que contribuíram para minha formação. Aproveito para agradecer especialmente ao Professor Ilson, suas aulas de DFG foram muito valiosas para mim e não posso deixar de agradecer também pela chance de participar daquele curso na UERJ, muito obrigado mesmo Ilson. Agradeço também ao pessoal da secretaria de pós graduação, Ana, Daniel e Leticia, por toda ajuda e disponibilidade.

Agradeço a todos os meus colegas do Laboratório de Oceanografia por Satélites: Giovana, Lucas, Thais, Piero, Thamires, Marouan, Mauricio, Mariana e Mari, muito obrigado a cada um por toda ajuda, momentos e conversas ao longo desse período. Aos meus colegas de turma do mestrado, em especial ao Filipe, Mari e Matheus, por toda ajuda com as listas e exercícios, muito obrigado.

Aos meus pais, Ivaldo e Regina, muito obrigado por acreditarem em mim, mesmo não entendendo direito o que eu faço, se hoje eu estou aqui foi graças ao esforço de vocês e sei que não foi pouco. Aos meus irmãos, Neto e Raissa, tem um pouco de cada um de vocês comigo e essa conquista é nossa. Agradeço à minha avó, Mundinha, por sempre ter me apoiado e me motivado a seguir buscando o que eu acreditava.

Agradeço aos meus amigos, Lucas, Mattheus e Patrícia, pelo companheirismo e amizade ao longo desse tempo, conviver com vocês foi uma experiência única e incrível, e vou levar com muito carinho esse período que convivemos juntos. Aos meus amigos "perdidos" em terras paulistanas (Basílio, Bia, Debóra, Derley, Jamille, Luanny, Tony e

Veni), obrigado pela união e por serem família, sem dúvida o Ceará (e todos vocês) têm um lugar especial guardado no meu coração hoje. Agradeço também aos amigos de Belém, que mesmo longe nunca deixaram de estarem presentes. Por fim, agradeço a todas as pessoas que contribuiram direta ou indiretamente para a realização desse trabalho.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

"A grandeza de um homem não está na quantidade de riqueza que ele adquire, mas em sua integridade e habilidade de afetar positivamente as pessoas ao redor."

Robert Nesta Marley

Resumo

A Água Intermediária Antártica (AIA) é uma massa d'água caracterizada principalmente por possuir um mínimo vertical de salinidade bem definido e ocupa grande parte do volume das camadas intermediárias ao redor do globo. No presente momento, ainda existem muitas perguntas a respeito da variabilidade natural do alcance da AIA na bacia do Atlântico. Neste trabalho, tem-se como objetivo verificar e quantificar os diferentes períodos associados com a variação do alcance setentrional dessa massa d'água na bacia, tanto na borda oeste quanto na região central, além de investigar possíveis relações com o transporte da circulação de revolvimento meridional (do inglês, *Meridional Overturning Circulation, MOC*) ao longo do Atlântico Sul e com fenômenos atmosféricos de baixa frequência. Para isso, foram utilizados dados oriundos de medições *in situ* e flutuadores Argo e saídas de modelos oceânicos. Os resultados obtidos mostraram que o alcance da AIA ocorre de forma diferenciada na bacia, havendo um maior deslocamento em direção ao Atlântico Norte pela borda oeste da bacia. Através da análise espectral, utilizando a técnica da transformada de Ondaletas, foi verificado que através do setor central há um predomínio de variações intrasazonais (próximas a 3 meses), enquanto no setor oeste há um predomínio de variações anuais. Tal diferença está possivelmente associada com a localização do alcance da AIA em regiões mais dinamicamente energéticas no setor central. Objetivando compreender as possíveis relações da MOC com o alcance da AIA, dois cenários foram propostos: um de acordo com os resultados da saída do modelo *Estimating the Circulation and Climate of the Ocean* (ECCO) e outro de acordo com os resultados da reanálise *Simple Ocean Data Assimilation* (SODA). Pelo cenário do ECCO, foram encontradas correlações positivas e significativas entre o alcance da AIA nos dois setores com o transporte de volume da MOC em 10°S, com uma defasagem de aproximadamente 1 ano para o setor oeste e aproximadamente 5 anos para o setor central. Coeficientes de correlação negativa significativos foram observados nos dois cenários para a latitude de 34,5°S, com uma defasagem variando entre 2 a 7 anos, o que significa que um aumento (diminuição) da MOC nessas latitudes levaria a um recuo (avanço) da AIA nos dois setores do Atlântico. Essa variação ocorre possivelmente devido à entrada de águas mais salinas oriundas do Índico por meio da corrente de Benguela. No entanto, a verificação desse possível mecanismo, através da abordagem utilizada, não se mostrou tão conclusiva e indica a necessidade de maiores investigações utilizando outras abordagens. Tratando-se dos fenômenos atmosféricos, não foram encontradas correlações significativas em nenhum dos dois setores com os índices da Oscilação Antártica e do Modo Meridional do Atlântico. Por fim, neste trabalho concluimos que a MOC em 10°S apresenta-se como um importante mecanismo regulador do avanço da AIA na borda oeste e posteriormente no setor central, e em 34,5°S maiores investigações são necessárias para entender a relação inversa encontrada.

Palavras-chave: Água Intermediária Antártica, Circulação de Revolvimento Meridional, Oceano Atlântico.

Abstract

The Antarctic Intermediate Water (AAIW) is a water mass which occupies a large amount of volume on intermediate depths around oceanic basins. It is characterized mainly by a vertical salinity minimum. There are still several questions about the variability of AAIW's northern reach on the Atlantic basin. On this work, our purpose is to verify and quantify the temporal scales associated with AAIW's northern reach, both on the western and central sides of the basin. In addition, we aim to investigate possible relationships with the Meridional Overturning Circulation (MOC) volume transport along the South Atlantic and with remote low frequency variability phenomena through atmospheric teleconnections. Different datasets from in situ measurements and Argo floats reanalysis were used, and also, two ocean model outputs. Results showed that the AAIW northern reach occurs differently on the basin, with a large displacement towards the North Atlantic by the western side of the basin. Through a spectral analysis, using the wavelets technique, it was verified that along the central sector there is a predominance of intraseasonal variations (close to 3 months), while in the western sector the annual cycle prevails. This difference is possibly associated with the location of the AAIW's northern reach in a more dynamically energetic region in the central sector. In order to understand possible relations of MOC with the reach of AAIW, we proposed two scenarios: the first one according to the results from the output of the ECCO model and the second one according to the results from SODA reanalysis. For the ECCO scenario, significant and positive correlations were found between the AAIW reach at the two sectors with the volume transport of MOC at 10°S, with a lag of approximately 1 year for the western sector and 5 years for the central sector. Significant negative correlation coefficients were observed in the two scenarios for the latitude of 34.5°S, with lags varying between 2 to 7 years, which means that an increase (decrease) on MOC in that latitude would lead to an AAIW retreat (advance) on both sectors of the Atlantic. This variation is possibly due to an entry of more saline waters from the Indian Ocean through the Benguela Current. However, the verification of this possible mechanism was not so conclusive by the approach used in this study and it indicated that further investigations are needed using different methodology. In the case of atmospheric phenomena, no significant correlations were found in either sectors with the indices of Antarctic Oscillation and Atlantic Meridional Mode. Finally, on this work we conclude that MOC at 10°S presents itself as an important regulatory mechanism for the advancement of AAIW on the west edge and later in the central sector. At 34.5°S further investigations are necessary to understand the negative correlation found.

Keywords: Antartic Intermediate Water, Meridional Overturning Circulation, Atlantic Ocean.

Sumário

Lista de Siglas p. x

Lista de Figuras p. xii

Lista de Tabelas p. xix

1 Introdução p. 1

1.1 Massas d'Água . . . . . p. 1

1.1.1 Massas d'Água e a Circulação de Revolvimento Meridional . . p. 3

1.2 Água Intermediária Antártica . . . . . p. 6

1.2.1 Características Gerais . . . . . p. 6

1.2.2 AIA no Atlântico . . . . . p. 9

1.3 AIA e AMOC . . . . . p. 12

1.4 Hipótese . . . . . p. 14

2 Objetivos p. 15

2.1 Objetivo Geral . . . . . p. 15

2.1.1 Objetivos Específicos . . . . . p. 15

3 Materiais e métodos p. 16

3.1 Conjuntos de dados . . . . . p. 16

3.1.1 Dados Climatológicos - World Ocean Atlas 2018 . . . . . p. 16

3.1.2 Dados ISAS . . . . . p. 17

3.1.3 Dados MOAA . . . . . p. 18

3.1.4 Saídas do modelo SODA . . . . . p. 19
3.1.5 Saídas do modelo ECCO . . . . . p. 20
3.2 Métodos . . . . . p. 21
3.2.1 Identificação da AIA . . . . . p. 21
3.2.2 Seções de monitoramento da AIA . . . . . p. 24
3.2.3 Comparação dos dados . . . . . p. 26
3.2.4 Transporte de Volume da MOC . . . . . p. 27
3.2.5 Índices Atmosféricos . . . . . p. 28
3.2.6 Processamento e Análise dos Dados . . . . . p. 30

4 Resultados e Discussões p. 34
4.1 Padrões Climatológicos . . . . . p. 34
4.1.1 Distribuição Espacial . . . . . p. 34
4.1.2 Comparação dos dados . . . . . p. 37
4.2 Variabilidade do alcance meridional da AIA . . . . . p. 45
4.2.1 Séries Temporais e Diagramas de Hovmöller . . . . . p. 45
4.2.2 Períodos de Variabilidade . . . . . p. 62
4.3 Fenômenos Associados . . . . . p. 68
4.3.1 Transporte de volume da MOC . . . . . p. 68
4.3.2 Índices Atmosféricos . . . . . p. 85

5 Conclusões p. 88

Referências p. 91

Apêndice A – Análise de Ondaletas p. 99
A.1 Transformada de Fourier . . . . . p. 99
A.2 Transformada de Ondaletas . . . . . p. 100
A.2.1 Função Ondaleta de Morlet . . . . . p. 104

A.2.2 Escalas e Frequência . . . . . p. 105

A.2.3 Aplicações e exemplos . . . . . p. 107

Apêndice B – Avaliação da Metodologia p. 110

Lista de Siglas

ACAS Água Central do Atlântico Sul

AIA Água Intermediária Antártica

AIPN Água Intermediária do Pacífico Norte

AMO Atlantic Multidecadal Oscillation

AMOC Atlantic Meridional Overturning Circulation

AMSA Água Modal Sub-Antártica

AMV Água do Mar Vermelho

APAN Água Profunda do Atlântico Norte

APC Água Profunda Circumpolar

ASA Água Superficial Antártica

AVHRR Advanced Very-High-Resolution Radiometer

CCA Corrente Circumpolar Antártica

CCIN Contracorrente Intermediária Norte

CCIS Contracorrente Intermediária Sul

CCOP Corrente de Contorno Oeste Profunda

CIE Corrente Intermediária Equatorial

ECCO Estimating the Circulation and Climate of the Ocean

ECMWF European Centre for Medium-Range Weather

EOF Empirical Orthogonal Functions

ESRL Earth System Research Laboratory

FIR Finite Impulse Response

FO Função Ondaleta

FSA Frente Sub-Ántartica

GPCP Global Precipitation Climatology Project Monthly Satellite-gauge Merged Product

IFREMER Laboratoire de Physique des Océans

ISAS In Situ Analysis System

JAMSTEC Japanese Agency for Marine-Earth Science and Technology

MMA Modo Meridional do Atlântico

MOAA Grid Point Value of the Monthly Objective Analysis using the Argo data

MOC Meridional Overturning Circulation

NCEP National Centers for Environmental Prediction

OA Oscilação Antártica

PNMM Pressão ao Nível Médio do Mar

SODA Simple Ocean Data Assimilation

TRITON Triangle Trans-Ocean Buoy Network

TSM Temperatura da Superfície do Mar

WOA18 World Ocean Atlas 2018

WOCE World Ocean Circulation Experiment

ZCIT Zona de Convergência Intertropical

ZPA Zona Polar Antártica

Lista de Figuras

1.1 Esquema de classificação das massas d'água de acordo com a profundidade. Modificado de Tarbuck et al. 2005. . . . . p. 1

1.2 Representação simplificada da circulação global da MOC. Adaptado de Kuhlbrodt et al. 2007. . . . . p. 4

1.3 Representação esquemática da circulação de larga escala da AMOC; APAN (azul), AIA (amarelo) e da ACAS (vermelho). Fonte: Garzoli and Baringer (2007). . . . . p. 6

1.4 Esquema da distribuição de massas d'água intermediárias: baixa salinidade (azul, verde e azul verde) e alta salinidade (laranja). A sobreposição da Água do Mar Vermelho (AMV) e a AIA é mostrada em marrom; a sobreposição da Água Intermediária do Pacífico Norte (AIPN) e a AIA é mostrada com um tom intermediário de verde. Pontos vermelhos indicam fontes de água intermediárias. A densidade potencial em cada fonte é listada. X vermelhos representam fontes de água profunda e de fundo. Adaptado de Talley (2008). . . . . p. 7

1.5 Seções meridionais de salinidade (A) e oxigênio (B) em aproximadamente 25°W. As duas curvas representam o núcleo de baixa salinidade da AIA e são os contornos das isopicnais de 31.7 σ_1 e 31.9 σ_1 (σ_1 (kg/m^3) é a densidade potencial para um nível de referência a 1000 dbar). Modificado de Talley (1996). . . . . p. 10

1.6 Representação esquemática das correntes responsáveis pela circulação da AIA no Atlântico Sul. Fonte: Núnes-Riboni et al. (2005). . . . . p. 11

1.7 Anomalias de PNMM (Pa) e precipitação (cm/ano) para o período de 51-100 anos após pertubarções no interior da AIA. (a) e (b) AIA mais fria e doce, (c) e (d) AIA mais quente e salina. Adaptado de Graham et al. (2011). . . . . p. 14

3.1 Representação da grade LLC90 e as 5 faces adotadas no modelo ECCO. Adaptado de Forget et al. 2015. . . . . p. 20

3.2 Seção meridional climatológica de salinidade em 32°W (WOA18). Contornos pretos indicam isohalinas e os traços azuis as isoneutras (kg/m^3). p. 23

3.3 Distribuição espacial do mínimo de salinidade no Atlântico. Adaptado de Tomczak and Godfrey (2013). . . . . p. 24

3.4 Localização das seções meridionais utilizadas para o monitoramento da AIA. Em vermelho, seção leste, e em azul, seção oeste. . . . . p. 25

3.5 Representação da AIA (área hachurada) e do seu ponto de máximo alcance (círcunferências pretas) na seção central (A) e na seção oeste (B). p. 26

3.6 Localização das seções zonais (34,5°S, 24,5°S e 10°S) utilizadas para o cálculo do transporte de volume da MOC. . . . . p. 28

3.7 Plotagem visual de uma função de Morlet, onde as linhas sólidas indicam a parte real da função e os traços a parte imaginária. Adaptado de Torrence and Compo (1998) . . . . . p. 32

3.8 Representação esquemática do filtro Blackman. A) Exemplo do formato de uma janela do tipo *Blackman*; B) Exemplo de um sinal original e um sinal filtrado para baixas frequências utilizando um filtro *Blackman*. . . . . p. 33

4.1 Distribuição espacial média da salinidade associada ao núcleo da AIA no Atlântico (27,5 kg/m^3) a partir dos campos climatológicos do WOA18. p. 35

4.2 Similar à Figura 4.1, mas para a temperatura potencial. . . . . p. 35

4.3 Similar à Figura 4.1, mas para pressão. . . . . p. 36

4.4 Variação ao longo de uma seção meridional em 25°W em função da latitude, dos valores de densidade neutra associados ao mínimo de salinidade no Atlântico a partir dos campos climatológicos do WOA18. . p. 37

4.5 Seções meridionais médias de salinidade na seção central do Atlântico (entre 25°W e 20°W) em função da latitude e profundidade nos conjuntos de dados WOA18, ISAS, MOAA, e saídas do modelo ECCO e SODA. Traços azuis indicam isoneutras (kg/m^3) características da AIA e traços pretos indicam diferentes isohalinas. . . . . p. 38

4.6 Diferença entre a salinidade média de cada conjunto de dado e a climatologia de referência (WOA18) na seção central, juntamente com gráficos de regressão linear. Traços azuis indicam as isoneutras de 27,25 kg/m^3 e 27,6 kg/m^3 e traços pretos a isohalina de 34.9, delimitando a região da AIA adotada no trabalho. . . . . p. 39

4.7 Similar à Figura 4.5, mas para a seção oeste do Atlântico (entre 60°W e 55°W). . . . . p. 40

4.8 Similar à Figura 4.6, mas para a seção oeste. . . . . p. 41

4.9 Distribuição espacial de salinidade (contornos) e diferenças em relação ao WOA18 (cores) na isoneutra de 27,5 kg/m^3 para os diferentes conjuntos de dados utilizados. . . . . p. 42

4.10 Distribuição espacial de temperatura (contornos) e diferenças em relação ao WOA18 (cores) na isoneutra de 27,5 kg/m^3 nos diferentes dados utilizados. . . . . p. 43

4.11 Distribuição espacial média dos valores de pressão na isoneutra de 27,5 kg/m^3 nos diferentes dados utilizados. . . . . p. 44

4.12 Ciclo anual do alcance meridional da AIA no setor central em cada conjunto de dado e a comparação com o ciclo climatológico do WOA18, a área hachurada indica um desvio padrão. . . . . p. 47

4.13 Similar a Figura 4.12, mas para o setor oeste. . . . . p. 47

4.14 Séries temporais (2002 a 2015) do alcance meridional da AIA nos diferentes conjuntos de dados na seção central do Atlântico. Para melhor comparação, o ciclo anual do WOA18 foi repetido ao longo do tempo. . p. 48

4.15 Similar a Figura 4.14, mas para a seção oeste. . . . . p. 48

4.16 Diagramas de Hovmöller das anomalias de salinidade referentes ao topo (500 m), núcleo (840 m) e base (980 m) da AIA na região central do Atlântico (entre 20°W e 25°W) para os dados ISAS. Contornos pretos indicam isohalinas características e contornos tracejados isohalinas acima dos valores utilizados para identificar a massa d'água. . . . p. 51

4.17 Semelhante a Figura 4.16, mas para os dados MOAA. . . . . p. 52

4.18 Semelhante a Figura 4.16, mas para os dados SODA. . . . . p. 53

4.19 Semelhante a Figura 4.16, mas para os dados ECCO. . . . . p. 54

4.20 Diagramas de Hovmöller das anomalias de salinidade referentes ao topo (500 m), núcleo (860 m) e base (980 m) da AIA no setor oeste do Atlântico (entre 60°W e 55°W) para os dados ISAS. . . . . p. 56

4.21 Similar a Figura 4.20, mas para os dados MOAA. . . . . p. 57

4.22 Similar a Figura 4.20, mas para os dados SODA. . . . . p. 58

4.23 Similar a Figura 4.20, mas para os dados ECCO. . . . . p. 59

4.24 Variações interanuais (> 2 anos) de salinidade na profundidade referente ao núcleo da AIA nos dois setores e em cada conjunto de dado. . . p. 60

4.25 Séries temporais filtradas (> 2 anos) da anomalia da variação do alcance nos dois setores do Atlântico e o coeficiente de correlação anotado no topo de cada painel. . . . . p. 61

4.26 Conjunto dos resultados obtidos através da análise de ondaletas no setor central do Atlântico para os dados ISAS. A) Série bruta do alcance meridional; B) Espectrograma do alcance da AIA; C) Espectro global das ondaletas. . . . . p. 62

4.27 Similar a Figura 4.26, mas para os dados MOAA. . . . . p. 63

4.28 Similar a Figura 4.26, mas para os dados SODA. . . . . p. 63

4.29 Similar a Figura 4.26, mas para os dados ECCO. . . . . p. 64

4.30 Conjunto dos resultados obtidos através da análise de ondaletas no setor oeste do Atlântico para os dados ISAS. A) Série bruta do alcance meridional; B) Espectrograma do alcance da AIA; C) Espectro global das ondaletas. . . . . p. 65

4.31 Similar a Figura 4.30 mas para os dados MOAA. . . . . p. 65

4.32 Similar a Figura 4.30 mas para os dados SODA. . . . . p. 66

4.33 Similar a Figura 4.30 mas para os dados ECCO. . . . . p. 66

4.34 Variações de baixa frequência (> 2 anos) no alcance meridional da AIA nos setores central (painel superior) e oeste (painel inferior) do Atlântico. p. 68

4.35 Séries temporais da componente meridional do transporte de volume da MOC no período de 2002 a 2015 em 10°S (painel superior), 24,5°S (painel central) e 34,5°S (painel inferior). . . . . p. 69

4.36 Ciclos sazonais do transporte de volume da MOC nas latitudes analisadas, as áreas hachuradas indicam o desvio padrão de cada mês. . . . . p. 70

4.37 Anomalias interanuais (filtradas para períodos acima de 2 anos) no transporte de volume da MOC no Atlântico Sul. . . . . p. 72

4.38 Campo vetorial da velocidade média da camada intermediária (entre 500 m e 1000 m) obtidos a partir das saídas do ECCO. Vetores vermelhos indicam componente meridional positiva e azuis componente meridional negativa. A opção de dois painéis deu-se em virtude das diferenças nas escalas de velocidade, de forma a melhorar a visualização dos vetores. . . . . p. 73

4.39 Similar a Figura 4.38, mas para as saídas do SODA. . . . . p. 74

4.40 Resultados da análise de correlação cruzada entre as séries da MOC (ECCO) e do alcance da AIA no setor central do Atlântico. A esquerda encontram-se as séries temporais correlacionadas e a direita os coeficientes de correlação obtidos (traços vermelhos indicam valores significativos a 90% de significância). . . . . p. 75

4.41 Similar a Figura 4.40, mas para o setor oeste do Atlântico. . . . . p. 76

4.42 Resultados da análise de correlação cruzada entre as séries da MOC (SODA) e do alcance da AIA no setor central do Atlântico. A esquerda encontram-se as séries temporais correlacionadas e a direita os coeficientes de correlação obtidos (traços vermelhos indicam valores significativos a 90% de significância). . . . . p. 78

4.43 Similar a Figura 4.42, mas para o setor oeste do Atlântico. . . . . p. 79

4.44 Localização geográfica da região onde foram calculados o transporte de volume da CNB e da SCNB. A) localização espacial da seção zonal. B) Seção zonal juntamente com a região delimitada para o cálculo do transporte de volume da CNB e SCNB nas saídas do ECCO, cores indicam a velocidade meridional média na seção. . . . . p. 81

4.45 Séries temporais do transporte de volume da CNB e da SCNB em comparação com o transporte de volume da MOC em 10°S. Sinais de variação original (topo) e sinais filtrados para períodos interanuais (base). . p. 81

4.46 Localização geográfica da região onde foram obtidas as estimativas do transporte de volume da Corrente das Benguelas (CBg) em 34,5°S. A) Localização da seção entre 11°E e 17.5°. B) Representação da profundidade na qual o transporte foi calculado (entre 0 e 1250 m). . . . . p. 84

4.47 Variações interanuais (> 2 anos) do transporte meridional da CBg em comparação ao transporte da MOC em 34,5°S no ECCO (cima) e no SODA (baixo). . . . . p. 85

4.48 Resultados da correlação cruzada entre os índices climáticos utilizados e o alcance da AIA no setor central do Atlântico. . . . . p. 86

4.49 Semelhante a Figura 4.48 mas para o setor oeste. . . . . p. 87

A.1 Relação tempo-frequência presente na transformada de ondaletas. Quanto maior a localização temporal, menor será a localização em freqüência, e vice-versa. Adaptado de Regis Alves (1997). . . . . p. 102

A.2 Exemplo gráfico de uma função de Morlet . . . . . p. 104

A.3 Primeira análise multiresolução dada pela função ondaleta. Fonte: Bolzan (2006). . . . . p. 106

A.4 Segunda análise multiresolução dada pela função ondaleta. Fonte: Bolzan (2006). . . . . p. 106

A.5 Períodograma resultante da análise de multiresolução dada pela função ondaleta. Fonte: Bolzan (2006). . . . . p. 107

A.6 Exemplos de resultados gerados a partir da análise de ondaletas para indíces de TSM na região NINO-3 no Pacífico. A) Série temporal; B) Espectrograma de energia; C) Espectro global das ondaletas. . . . . p. 108

A.7 Comparação entre o sinal original utilizado no exemplo anterior e sua reconstrução a partir dos resultados da análise de ondaletas. . . . . p. 109

B.1 Comparação entre os resultados obtidos a partir dos dados MOAA originais e interpolados. . . . . p. 111

B.2 Relação entre as anomalias de salinidade no ponto de grade (original) mais próximo a posição média da isohalina de 34.9 e a variação do alcance (ponto virtual) nos dados MOAA. . . . . p. 112

B.3 Comparação entre a variação de baixa frequência no alcance setentrional das isohalinas de 34,9 e 34,8 nos dois setores do Atlântico (linhas contínuas setor central e linhas tracejadas setor oeste.) . . . . . p. 112

Lista de Tabelas

1.1 Principais massas d'água presentes nas bacias oceânicas. Adaptado de Emery (2001). . . . . p. 3

3.1 Espaçamento vertical dos dados WOA18. . . . . p. 17

3.2 Espaçamento vertical original dos dados ISAS. . . . . p. 18

3.3 Espaçamento vertical dos dados MOAA. . . . . p. 18

3.4 Espaçamento vertical das saídas do SODA (valores aproximados). . . . p. 19

3.5 Espaçamento vertical das saídas do ECCO (valores aproximados). . . . p. 21

3.6 Exemplos de índices termohalinos utilizados para identificação da AIA (σ é a densidade potencial, γ a densidade neutra e θ é a temperatura potencial). . . . . p. 22

3.7 Valores dos paramêtros utilizados para identificar a AIA no presente trabalho. . . . . p. 24

3.8 Sumário das características de cada dado utilizado neste trabalho. . . . . p. 27

4.1 Latitude média do alcance setentrional da AIA nos dois setores do Atlântico. . . . . p. 45

4.2 Porcentagem da variância associada ao da AIA no setor central explicada pelos sinais agrupados em: intrasazonal (2,4 a 3,6 meses), sazonal (4,8 a 8,4 meses), anual (9 a 15 meses) e interanual (18 a 54 meses). . . p. 64

4.3 Similar a Tabela 4.2 mas no setor oeste. . . . . p. 67

4.4 Estimativas da MOC no Atlântico Sul obtidas em trabalhos anteriores. . p. 71

4.5 Valores dos máximos coeficientes estatisticamente significantes (> 90%) ao longo de cada latitude no cenário do ECCO. Valores entre parênteses indicam o período (em anos) no qual os coeficientes ocorrem. . . . . p. 77

4.6 Similar a Tabela 4.5, mas para o cenário do SODA. . . . . p. 79

1 Introdução

1.1 Massas d'Água

O termo "massa d'água" tem sua origem a partir da meteorologia, que classifica diferentes frações de ar com propriedades distintas como "massas de ar". De maneira análoga, uma massa d'água refere-se a porções de volume do oceano com propriedades características, a partir das quais a estratificação vertical oceânica é construída (Emery 2001). Dentre tais propriedades, a temperatura e salinidade são as mais comumente utilizadas para se identificar massas d'água, pois são definidas no momento de sua formação, quando a massa d'água encontra-se em contato com a atmosfera, e tendem a ser conservadas em subsuperfície (Emery 2001; Olbers et al. 2012; Sevellec et al. 2017).

Diferentes massas d'água são encontradas nos oceanos. Elas possuem regiões de formação distintas e podem ser agrupadas em diferentes categorias de acordo com a profundidade em que se encontram e com o local em que se formam. Segundo Emery (2001), as massas d'água são tradicionalmente classificadas em: águas superficiais, águas intermediárias, águas profundas e águas de fundo (Figura 1.1).

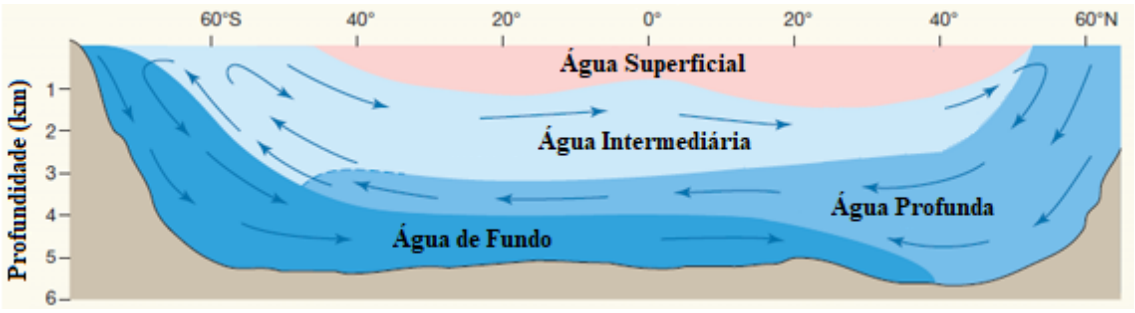

Figura 1.1: Esquema de classificação das massas d'água de acordo com a profundidade. Modificado de Tarbuck et al. 2005.

As águas superficiais são aquelas que incluem tanto a camada de mistura quanto a porção correspondente a região superior da termoclina permanente, em profundidades de

até 500 m. Tais águas são diretamente influenciadas pelo padrão de correntes superiores e possuem espessuras variáveis. As águas superficiais ainda podem ser divididas em três grandes grupos: equatoriais, centrais e polares. Por serem formadas em regiões onde ocorrem elevadas temperaturas e taxas de precipitação, as águas superficiais equatoriais são caracterizadas por possuírem baixa salinidade e densidade. Portanto, essas águas tendem a serem estáveis e rasas.

Por outro lado, as águas superficiais centrais encontram-se presentes nas regiões subtropicais dos oceanos, em especial nos grandes giros. Nessas regiões há uma evaporação líquida positiva (ou seja, a evaporação supera a precipitação), fazendo com que tais águas possuam alta salinidade e temperatura, e ainda, por se encontrarem no centro dos giros subtropicais, a convergência de massa nessa região faz com que essas águas possuam também espessuras maiores quando comparadas com as águas equatoriais. Por fim, as águas superficiais polares são aquelas formadas próximas aos pólos, possuindo como principal característica baixos valores de temperatura.

As águas intermediárias são encontradas em profundidades que variam de 500 a 1500 m e separaram as águas superficiais das águas profundas. Tais águas são caracterizadas por valores extremos de temperatura e salinidade, e podem ser subdividas em águas com valores mínimos de salinidade e águas com valores máximos de salinidade (Mamayev 2010; Talley 2011). De acordo com esses autores, as águas intermediárias com mínimos de salinidade são formadas nas regiões subantárticas e subárticas, resultantes do afundamento de águas relativamente frescas, frias e densas. Por outro lado, as águas intermediárias com máximos de salinidade são resultantes das trocas de água entre os oceanos e mares fechados, em regiões de elevada evaporação assim como resfriamento durante o inverno, a exemplo do Mar Mediterrâneo e do Mar Vermelho.

Por fim, as águas profundas e de fundo possuem processos de formação semelhantes e fluem entre as camadas intermediárias e o leito oceânico. Essas águas são formadas primariamente nas regiões polares devido a processos de convecção profunda, mistura de subsuperfície e interação com a criosfera (Morozov et al. 2010; Ferreira and Kerr 2017). A distinção entre as águas profundas e águas de fundo ocorre quando há diferenças de propriedades entre a água profunda e a camada de água em contato direto com o assoalho oceânico, sendo esta última denominada como água de fundo (Talley 2011). Na Tabela 1.1, adaptada de Emery (2001), são mostradas as principais massas d'água encontradas nos oceanos.

Tabela 1.1: Principais massas d'água presentes nas bacias oceânicas. Adaptado de Emery (2001).

Camada	*Oceano Atlântico*	*Oceano Índico*	*Oceano Pacífico*
Superficial (0 - 500m)	Água Superior Subártica do Atlântico (ASSA) Água Central do Atlântico Norte (ACAN) Água Central do Atlântico Sul (ACAS)	Água da Baía de Bengal (ABB) Água do Mar Árabico (AMA) Água Equatorial do Índico (AEI) Água Superficial Indonésia (ASI) Água Central do Índico (ACI)	Água Superior Subártica do Pacífico (ASSP) Água Central do Pacífico Norte Oeste (ACPNO) Água Central do Pacífico Norte Leste (ACPNL) Água Central de Transição do Pacífico Norte Leste (ACTPNL) Água Equatorial do Pacífico (AEP) Água Central do Pacífico Sul Oeste (ACPSO) Água Central do Pacífico Sul Leste (ACPSL) Água Central de Transição do Pacífico Sul Leste (ACTPSL)
Intermediária (500 - 1500m)	Água Intermediária Subártica do Atlântico Oeste (AISAO) Água Intermediária Subártica do Atlântico Leste (AISAL) Água Intermediária Antártica (AIA) Água do Mediterrâneo (AM) Água Intermediária do Ártico (AIAR)	Água Intermediária Antártica (AIA) Água Intermediária Indonésica (AII) Água Intermediária do Mar Vermelho e Golfo Pérsico (AIMVGP)	Água Intermediaria Subártica do Pacífico (AISP) Água Intermediaria da Califórnia (AIC) Água Intermediária do Pacifico Sul Leste (AIPSL) Água Intermediária Antártica (AIA)
Profunda e de fundo (1500 - Assoalho)	Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) Água de Fundo Antartica (AFA) Água de Fundo Ártica (AFAR)	Água de Fundo Circumpolar (AFC)	Água de Fundo Circumpolar (AFC)

1.1.1 Massas d'Água e a Circulação de Revolvimento Meridional

Os oceanos desempenham um papel fundamental na regulação climática do planeta, uma vez que são responsáveis pela transferência de calor, sal, nutrientes tanto em escalas locais quanto globais. Dessa forma, a compreensão das variações das massas d'água em subsurperfície é também importante para um melhor entendimento da circulação oceânica global, em particular a circulação de revolvimento meridional (do inglês, *Meridional Overturning Circulation, MOC*).

A MOC é caracterizada por um padrão de circulação tridimensional que conecta as principais bacias oceânicas, sendo governada tanto por processos de convecção profunda devido à alterações na densidade da água do mar, quanto pela ação dos ventos (Rimaud et al. 2012). As alterações de densidade ocorrem principalmente no Atlântico Norte, onde as águas superficiais são convertidas em águas profundas e movem-se para sul. Esse escoamento é balanceado através da advecção meridional de águas superficiais e inter-

mediárias oriundas das bacias do Atlântico, Índico e Pacífico. Na Figura 1.2, adaptada de Kuhlbrodt et al. (2007), é possível observar uma representação simplificada do padrão de circulação da MOC ao redor do globo.

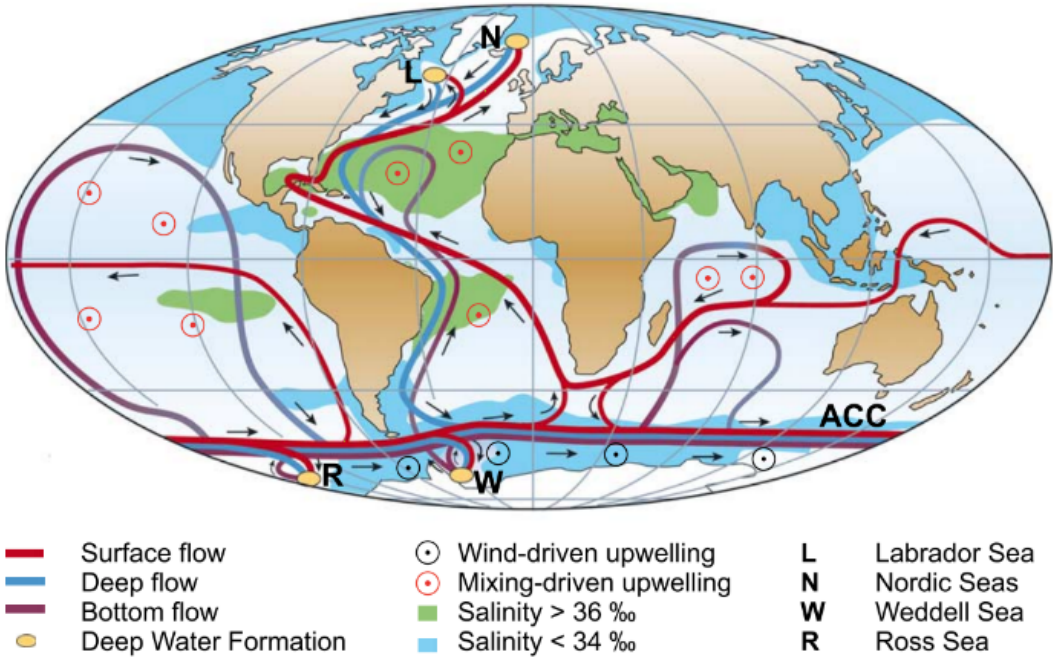

Figura 1.2: Representação simplificada da circulação global da MOC. Adaptado de Kuhlbrodt et al. 2007.

Essa circulação é a principal responsável pelo transporte de propriedades oceânicas, principalmente calor, exercendo, portanto, grande impacto no clima do planeta. Um exemplo disto é a ligação existente entre a MOC e a Oscilação Multidecadal do Atlântico (do inglês, *Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO*), fenômeno caracterizado por variações de baixa frequência na temperatura da superfície do mar (TSM) no Atlântico Norte (Sutton and Hodson 2005). De acordo com Sutton and Hodson (2005), a AMO é responsável por influenciar o clima regional em diferentes áreas, como por exemplo o verão norte-americano e europeu. Estudos apontam que há uma possível relação entre a AMO e a MOC, ainda que essa relação não seja totalmente compreendida (e.g Cunningham and Marsh (2010), Hurrell et al. (2010)).

Ainda, mudanças abruptas no clima também estão relacionadas a variações da MOC. Clark et al. (2002) verificaram, através de registros paleoclimáticos, que mudanças nos modos de formação da Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) na região do Ártico podem causar eventos de aquecimento abrupto (com períodos de anos à décadas), seguidos de resfriamento gradual (séculos), no clima do Atlântico Norte.

Tratando-se do oceano Atlântico, apesar do tamanho relativamente pequeno de sua bacia, quando comparada ao oceano global, o mesmo é responsável por transportar para norte mais da metade do calor oceânico global (Talley 2003). A porção da MOC presente nele, denominada AMOC (*Atlantic Meridional Overturning Circulation*), é caracterizada por uma troca inter-hemisférica, onde há um fluxo de águas superiores, quentes e salinas, rumo ao norte, e um fluxo em direção ao sul de águas frias e profundas. Ainda, este é também o único oceano cujo transporte de calor meridional, ao longo de todas as latitudes, ocorre em direção ao norte (Talley 2003).

Os padrões médios de circulação da AMOC já são bem conhecidos. Em suma, o que se tem é o transporte para sul da APAN em regiões profundas sendo balanceado pelo fluxo de águas intermediárias através do Atlântico Sul, caracterizadas por serem uma mistura local de águas do Índico e do Pacífico que entram na bacia pelo vazamento das Agulhas e através da passagem de Drake pela Corrente das Malvinas, respectivamente.

Stramma and England (1999) fizeram um estudo detalhado da circulação no Atlântico Sul a partir dos dados coletados durante o *World Ocean Circulation Experiment* (WOCE). Nesse trabalho, os autores organizaram a circulação de acordo com camadas e massas d'águas, posteriormente, Garzoli and Baringer (2007) sumarizaram esses resultados e o mapa obtido está disposto na Figura 1.3. Em profundidades elevadas, temos a APAN sendo transportada para Sul pela Corrente de Contorno Oeste Profunda (CCOP). Em camadas intermediárias, a Água Intermediária Antártica (AIA), resultante de uma mistura de águas formadas tanto no Atlântico Sul, quanto no Pacífico e no Índico, é transportada para norte. Por fim, a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) é carregada pela Corrente do Brasil (CB) juntamente com a Água Central do Índico (ACI), em profundidades entre 100 m e 500 m, seguindo um fluxo meridional mais definido que o da AIA, ao passo que transitam da região leste para a porção oeste da bacia.

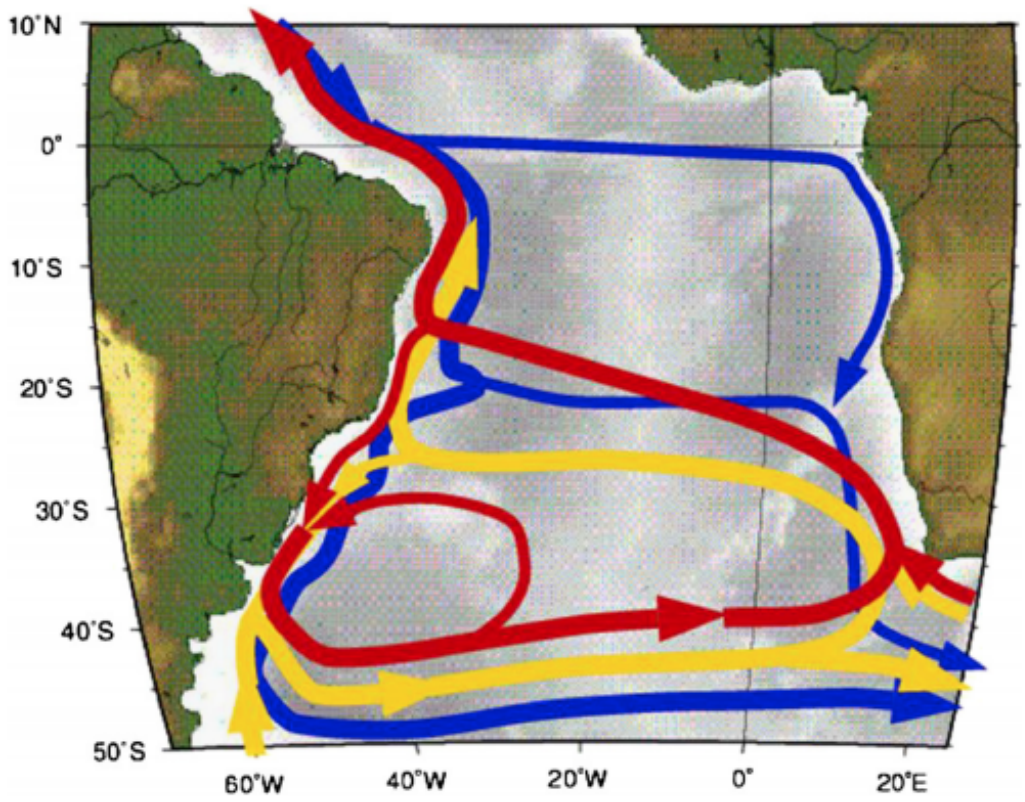

Figura 1.3: Representação esquemática da circulação de larga escala da AMOC; APAN (azul), AIA (amarelo) e da ACAS (vermelho). Fonte: Garzoli and Baringer (2007).

1.2 Água Intermediária Antártica

1.2.1 Características Gerais

A Água Intermediária Antártica (AIA), é uma massa de água relativamente fria, rica em oxigênio e caracterizada por um valor mínimo de salinidade localizado abaixo da termoclina (Schmid and Garzoli 2009). Essa massa d'água pode ser encontrada em todos os setores dos oceanos do hemisfério sul ao norte da Frente Sub-Antártica (FSA), e é responsável por ocupar grande parte do volume das massas d'água intermediárias globais.

Por mais que a AIA seja definida a partir de um valor mínino de salinidade, variações espaciais nos seus valores de temperatura e salinidade são encontradas em diferentes localidades. Piola and Georgi (1982) analisaram as propriedades da AIA na região circumpolar e verificaram mudanças de larga escala nestas, sobretudo nas regiões de transição entre os três oceanos, sendo tais mudanças atribuídas à presença de diferentes variedades

da AIA.

No oceano Índico, a AIA é mais quente e salina do que à encontrada no Atlântico, e essa diferença fica mais acentuada em regiões próximas ao Mar da Tasmânia, devido a entrada de águas salinas oriundas do Mar de Coral. A AIA encontrada no Atlântico é mais fria e doce do que nas outras bacias, o que pode ser atribuído a influência das frias águas antárticas ao sul da frente polar na passagem de Drake e no sudeste do Pacífico (Piola and Georgi 1982; Fine 1993). Na Figura 1.4, adaptada de Talley (2008), encontra-se disposta uma representação aproximada da distribuição espacial das diferentes massas d'água intermediárias e nela é interessante observarmos como a AIA se distribue ao longo das bacias (área verde escura).

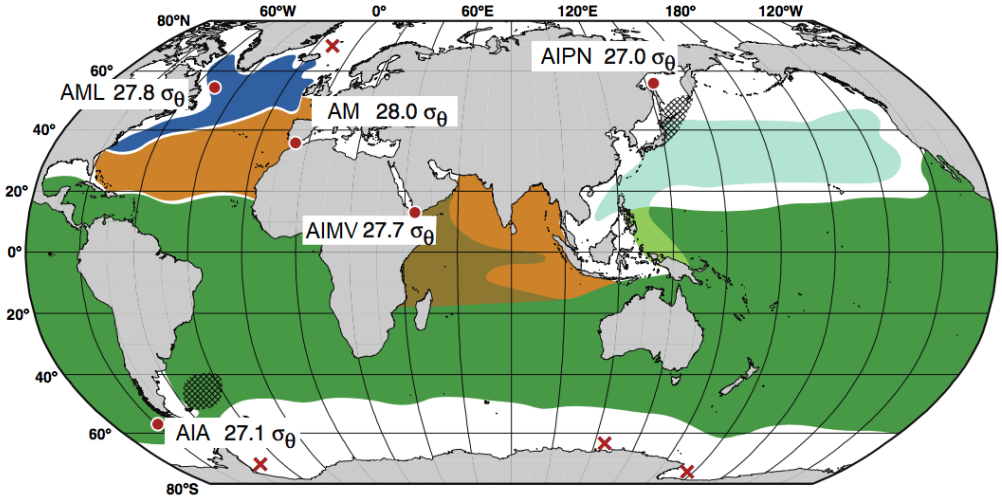

Figura 1.4: Esquema da distribuição de massas d'água intermediárias: baixa salinidade (azul, verde e azul verde) e alta salinidade (laranja). A sobreposição da Água do Mar Vermelho (AMV) e a AIA é mostrada em marrom; a sobreposição da Água Intermediária do Pacífico Norte (AIPN) e a AIA é mostrada com um tom intermediário de verde. Pontos vermelhos indicam fontes de água intermediárias. A densidade potencial em cada fonte é listada. X vermelhos representam fontes de água profunda e de fundo. Adaptado de Talley (2008).

O processo de formação da AIA ainda não é totalmente compreendido, embora vários mecanismos tenham sido propostos até o momento. Estudos iniciais sugeriram que esta era formada ao sul da FSA em função do afundamento da Água Superficial Antártica (ASA), e então se espalhava para norte (e.g Deacon (1933); Defante (1944)). Sverdrup et al. (1942) propuseram que a AIA seria formada através de uma subducção circumpolar ou transporte longitudinal ao longo da Zona Polar Antártica (ZPA), sendo tal hipótese

apoiada devido a presença circumpolar da AIA.

Posteriormente, McCartney (1977) sugeriu a hipótese de que a AIA seria um subproduto da Água Modal Sub-Antártica (AMSA), formada no Pacífico Sudeste em uma área a norte da Corrente Circumpular Antártica (CCA). O autor sugeriu um mecanismo no qual o calor perdido pelo oceano para a atmosfera (durante o inverno), resultaria em uma convecção profunda e a formação da AMSA, e esta alimentaria o Atlântico através da passagem pelo estreito de Drake, uma vez que seria carregada pela CCA. Ribbe (2001), através de experimentos númericos, verificou o papel do vento no Pacífico Sul para a formação da AIA, e seus resultados mostraram também que há uma dependência direta da produção de água intermediária em relação ao regime de ventos nessa área, onde o volume de água formado aumenta com o aumento da tensão superficial do vento.

Outra fonte da AIA seria a formada no oceano Índico (AIA_i), que flui para o Atlântico Sul na região do vazamento das Agulhas, onde então é transportada para Oeste via Corrente de Benguela (You 2002). Ainda segundo You (2002), a AIA_i que penetra no Atlântico é composta tanto por águas intermediárias formadas na região centro-sul do Índico quanto pela AMSA formada no Pacífico, uma vez que ao passar pelo estreito de Drake, uma porção dessa água seria continuamente advectada para leste através da CCA, onde então encontraria a AIA_i, havendo assim um fluxo de retorno para o Atlântico.

A hipótese de que a entrada da AMSA do Pacífico representa a maior parcela de contribuição para a AIA encontrada no Atlântico parece ser a explicação mais provável de acordo com as observações, embora hajam diferenças nas propriedades da AMSA em relação a AIA encontrada no Atlântico. Essa diferença pode ser explicada pelas mudanças das características da AMSA ao passar pela passagem de Drake, devido aos fluxos de superfície e misturas ao longo de frentes, assim como pela existência de outras fontes da AIA (Schmid et al. 2000). Desse modo, as regiões do Pacífico Sudeste e Atlântico Sudoeste representam as fontes principais da AIA, onde ela é continuamente renovada, enquanto que as outras áreas podem ser consideradas como regiões complementares de alimentação da mesma (Pahnke and Zahn 2005).

1.2.2 AIA no Atlântico

No oceano Atlântico, a AIA é encontrada a norte da FSA podendo chegar até 30°N, em profundidades próximas que variam de 500 m a 1000 m (Talley 1996). O seu alcance no Atlântico Norte ocorre primariamente através de correntes de contorno oeste, e ainda, a medida em que ela se desloca para norte há um aumento tanto de sua salinidade, quanto densidade, além de um decaimento na concentração de oxigênio. O decréscimo de oxigênio em direção ao equador está associado ao fato do aumento da idade das águas rumo ao norte, e na porção sul, processos de ventilação fazem com que tal concentração seja maior (Talley 1996). Com relação ao aumento de salinidade e densidade, estes estariam relacionados com processos de misturas com águas mais salinas, oriundas do Índico, bem como águas mais frias, oriundas do ramo superior da Água Profunda Circumpolar (APC) (You 2002). Na Figura 1.5 temos dispostas seções de salinidade e oxigênio, onde é possível observar a variação meridional desses dois parâmetros ao longo do Atlântico.

O espalhamento da AIA na bacia está diretamente relacionado com a dinâmica da circulação que governa essa massa d'água. Os trabalhos iniciais de Deacon (1933) e Wust (1935) sugeriram um fluxo lento da AIA para norte ao longo de toda a bacia, no qual, de acordo com Wust (1935), haveria uma intensificação do fluxo ao longo da plataforma brasileira para latitudes inferiores a 20°S. Posteriormente, Defant (1941), sugeriu um fluxo contínuo para norte ao longo da borda oeste, indo de 30°S ao equador.

Estudos mais recentes baseados no método geostrófico substituiram o conceito de uma circulação integrada pela bacia rumo ao norte por uma circulação governada por 2 giros zonalmente achatados: o giro subtropical anticiclônico centrado em aproximadamente 34°S e o giro ciclônico tropical, centrado entre 10°S e 15°S (Gordon and Bosley, 1991; Suga and Talley, 1995; Talley 1996).

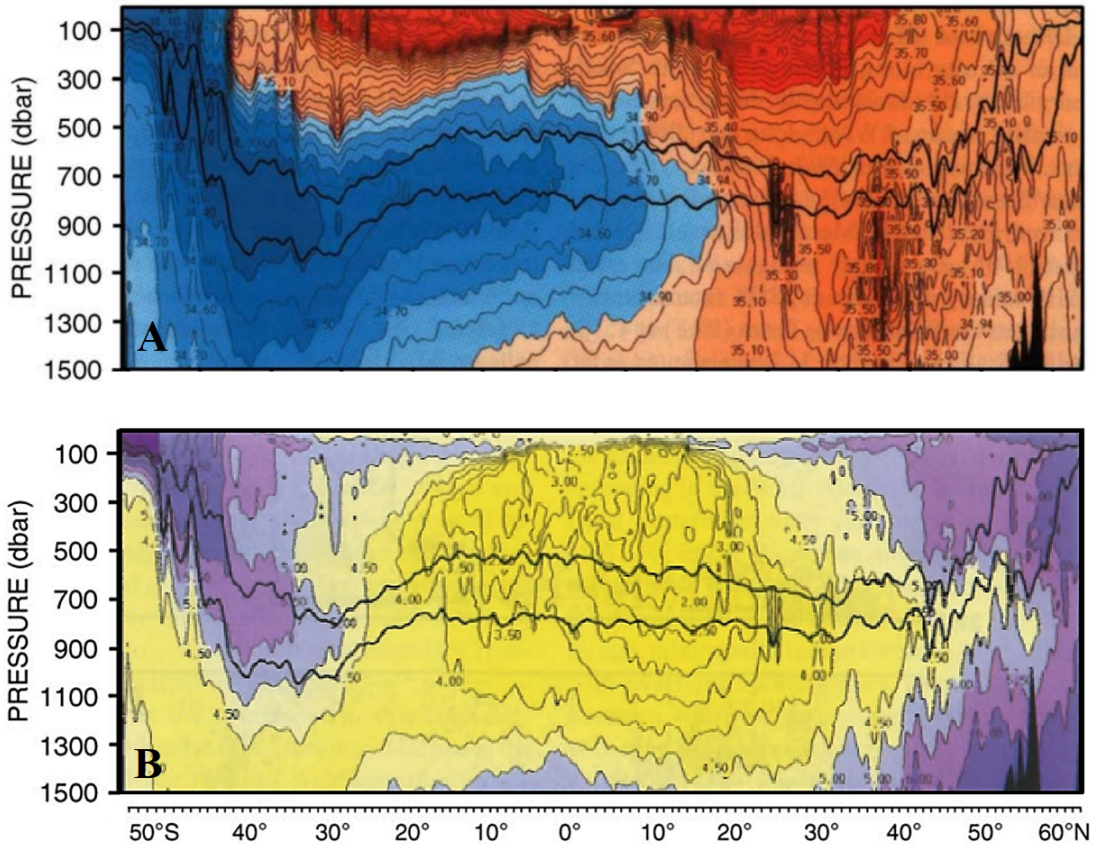

Figura 1.5: Seções meridionais de salinidade (A) e oxigênio (B) em aproximadamente 25°W. As duas curvas representam o núcleo de baixa salinidade da AIA e são os contornos das isopicnais de 31.7 σ_1 e 31.9 σ_1 (σ_1 (kg/m^3) é a densidade potencial para um nível de referência a 1000 dbar). Modificado de Talley (1996).

A combinação de diferentes estudos levou a um padrão de circulação da AIA mais aceito, sendo este caracterizado pelo fluxo da Corrente do Atlântico Sul (resultante do encontro das Correntes das Malvinas e Corrente do Brasil na região de confluência), fluindo para leste antes de interagir com águas do oceano Índico próximo à bacia do Cabo, região onde ocorre intensa mistura entre as águas do Atlântico e do Índico devido aos vórtices de meso-escala. Então, ocorre um transporte dessas águas para noroeste pela Corrente de Benguela, onde o fluxo eventualmente se volta para o oeste formando o ramo norte do Giro Subtropical, eventualmente denominado de Extensão da Corrente de Benguela.

Ao passar pela Cordilheira Meso-Atlântica, o fluxo da AIA alcança a costa sulamericana, onde se divide na Bifurcação de Santos. Um ramo estreito segue para norte através da corrente de contorno oeste intermediária, carregando assim essa massa d'água para a região equatorial. A AIA alcança a região equatorial especialmente como uma corrente de

contorno oeste, onde então é capturada por um complexo sistema de correntes equatoriais intermediárias, que consistem de dois jatos para leste, as Contracorrentes Intermediárias Sul e Norte (CCIS, CCIN), e um jato para oeste que separa ambas, a Corrente Intermediária Equatorial (CIE) (Blanke et al. 1999).

No Atlântico Norte, a AIA pode ser encontrada como um mínimo de salinidade em latitudes de até 20°N, uma vez que a partir dessa latitude ela já se encontra em uma forma mais diluída, sendo melhor identificada pelo seu conteúdo de sílica (Álvarez et al. 2004; Schmidtko and Johnson 2012). Grande parte dessa diluição se deve a erosão da AIA ao encontrar com as águas do mediterrâneo, densas e salinas, que penetram no Atlântico em camadas intermediárias próximo a região da península Ibérica (Carracedo et al. 2016).

Por fim, o outro ramo resultante da Bifurcação de Santos, que flui para sul, é responsável por fechar a circulação do giro subtropical, além de carregar uma AIA recirculada para a região de confluência, onde ela se mistura com uma variedade mais recente da AIA. Na Figura 1.6, obtida por Núñez-Riboni et al. (2005), temos uma representação da circulação da AIA no Atlântico Sul, sumarizando grande parte de seus padrões médios.

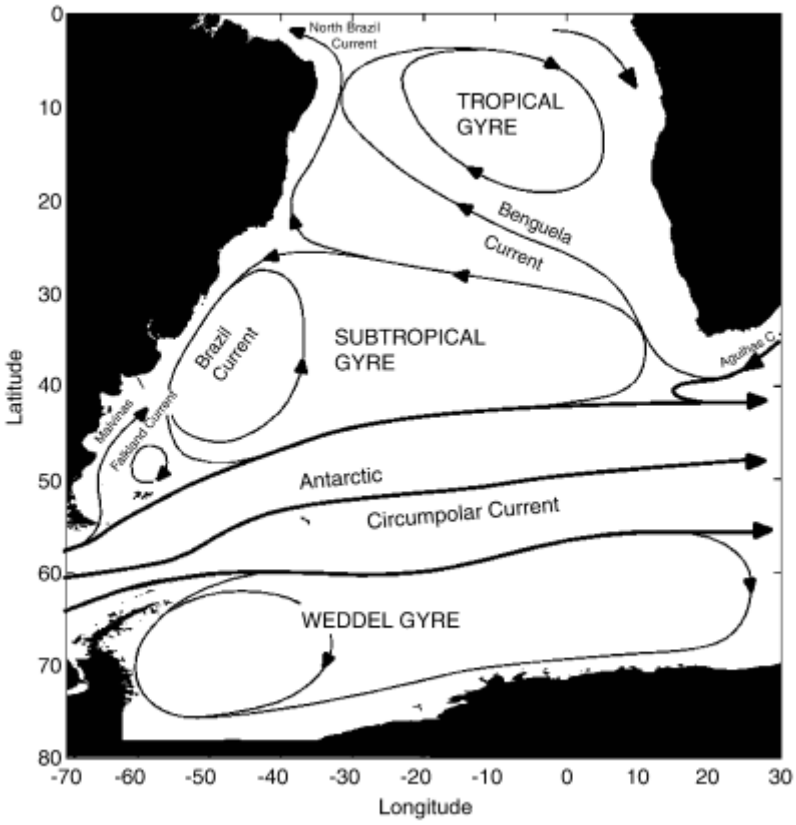

Figura 1.6: Representação esquemática das correntes responsáveis pela circulação da AIA no Atlântico Sul. Fonte: Núnes-Riboni et al. (2005).

1.3 AIA e AMOC

A AIA, juntamente com as águas da termoclina do Atlântico, são componentes do ramo superior da AMOC. Recentemente, estudos envolvendo a AIA têm ganhado atenção devido ao fato dessa massa d'água ser responsável por uma fração substancial do fluxo de retorno da AMOC, além de ser também uma importante fonte de água doce para a região de formação da APAN. Pesquisas utilizando modelos numéricos apontam que essa massa d'água transporta aproximadamente 5 a 7 Sv na região equatorial, o que contribui para contrabalancear o fluxo da APAN ao fundo (Blanke et al. 1999; Jochum and Malanotte-Rizzoli 2003). Nessa região, aproximadamente 55% do fluxo da AIA recircula devido as correntes equatoriais, enquanto o restante segue bordeando a costa sul-americana, e em aproximadamente 8°N, uma fração do fluxo ressurge se convertendo em águas subtermoclínicas (Blanke et al. 1999).

Observações da última década sugerem que as propriedades da AIA estão mudando. Diversos trabalhos têm reportado mudanças interanuais e interdecadais nas propriedades das águas intermediárias em todas as bacias (Schmidtko and Johnson 2012; Close et al. 2013; Goes et al. 2014; Yao et al. 2017). Parte dessas mudanças estão associadas com a variabilidade natural dessa camada, e devem-se tanto a fenômenos atmosféricos, como o Modo Anular Sul (do inglês, *Southern Annular Mode*, *SAM*), quanto a processos dinâmicos, como por exemplo variações no transporte de volume na região do vazamento das Agulhas (Goes et al. 2014; Yao et al. 2017). De acordo com Close et al. (2013), uma interpretação comum das mudanças observadas nas propriedades da AIA é que elas fazem parte de um padrão de escala global de aquecimento e adoçamento (salinização) de águas modais e intermediárias de origem subpolar (subtropical) nas últimas décadas.

Entretanto, não apenas fenômenos naturais podem influenciar na variabilidade das propriedades da AIA, mas também efeitos do aquecimento global podem ser identificados. Goes et al. (2014) verificaram, através de um modelo climático, que mudanças na concentração de dióxido de carbono na atmosfera devido ao aquecimento global podem ser responsáveis por modificar tanto o conteúdo de sal quanto a temperatura nas camadas intermediárias do Atlântico, sendo responsáveis por até dois terços do aquecimento dessa camada observado no estudo.

Ainda, Graham et al. (2011) investigaram quais seriam as mudanças causadas no clima do Atlântico Norte devido a perturbações geradas no interior da AIA. Nesse trabalho, utilizando um modelo número, os autores geraram anomalias no núcleo da AIA que

a deixavam tanto mais fria e doce, quanto mais quente e salina, e os resultados obtidos mostraram mudanças na circulação da MOC (tornando-a mais fraca para ambos os casos), além de alterações no padrão de pressão ao nível médio do mar (PNMM), bem como uma migração da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Na Figura 1.7 é possível observar as anomalias médias de precipitação e PNMM para o período de 51 a 100 anos após a geração das perturbações no interior da AIA.

Tratando-se de escalas temporais ainda mais longas, estudos paleoclimáticos indicam uma ligação do tipo "gangorra" entre a AIA e a APAN, em que perturbações climáticas em um hemisfério induzem mudanças na formação da massa d'água no outro hemisfério (Saenko et al. 2003; Pahnke and Zahn 2005). De acordo com Saenko et al. (2003), a produção acentuada da AIA e seu fluxo para norte durante períodos sem formação ativa da APAN, forçam um fluxo rumo ao sul de águas superficiais, de forma a diminuir os estoques de sal do Atlântico e a estabilizar o modo "off" da APAN e a circulação termohalina.

Como podemos observar, a AIA é de fundamental importância para a MOC, e consequentemente para a manutenção do clima global. Devido a isso, entender e quantificar a variabilidade natural dessa massa d'água tem se tornado cada vez mais importante para melhor compreender as mudanças do clima de longo prazo.

No presente momento, ainda existem muitas perguntas a respeito da variabilidade natural da extensão da AIA no Atlântico, tanto intranual quanto interanual, e as possíveis relações desta com a MOC e com fenômenos atmosféricos. Sendo assim, neste estudo, visamos investigar como ocorre a variabilidade do alcance da AIA no Atlântico, uma vez que um maior entendimento desse processo pode fornecer informações importantes a respeito das mudanças de salinidade reportadas devido a alterações no clima e no ciclo hidrológico.

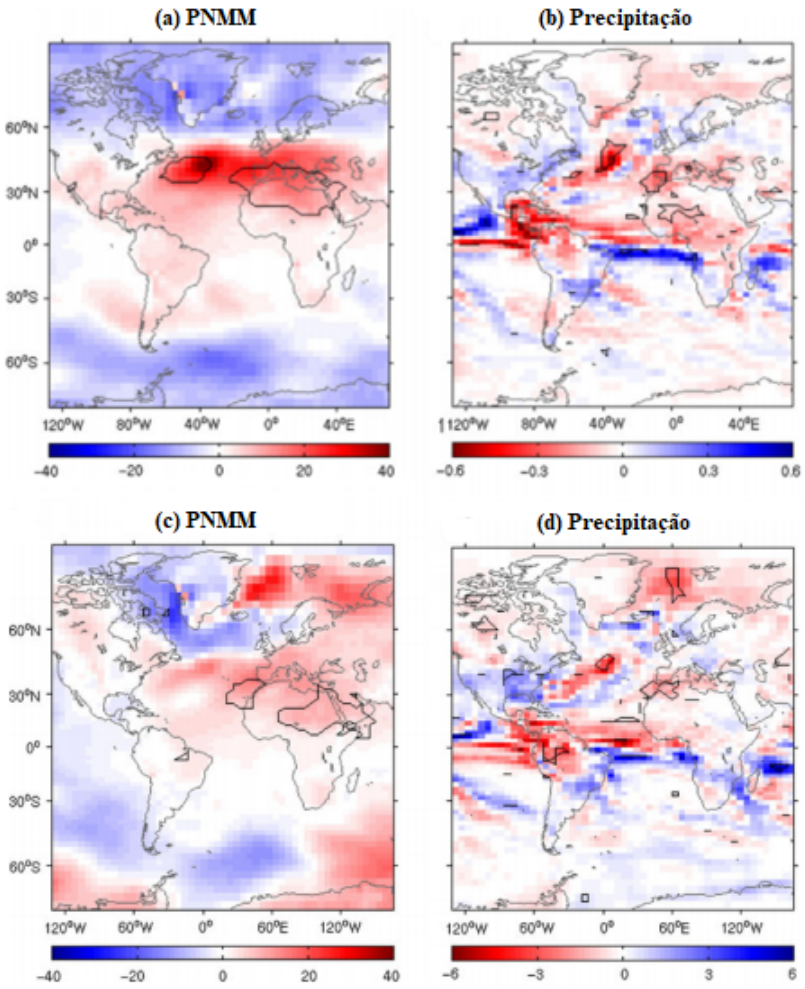

Figura 1.7: Anomalias de PNMM (Pa) e precipitação (cm/ano) para o período de 51-100 anos após pertubarções no interior da AIA. (a) e (b) AIA mais fria e doce, (c) e (d) AIA mais quente e salina. Adaptado de Graham et al. (2011).

1.4 Hipótese

Diante do que foi exposto, a hipótese científica deste trabalho é que as variações do alcance setentrional da AIA no Atlântico são em escalas temporais desde intra até interanuais. Ainda, variações interanuais estão possivelmente correlacionadas com flutuações do transporte de volume da AMOC nesta bacia e/ou com fenômenos atmosféricos.

2 *Objetivos*

2.1 Objetivo Geral

O objetivo geral deste trabalho é quantificar a variação em diferentes escalas temporais do alcance setentrional da AIA sobre a bacia do Atlântico. A partir de um banco de dados climatológicos, campos tridimensionais interpolados de temperatura e salinidade obtidos por perfiladores, saídas de modelos númericos e reanálises, será possível identificar a AIA em termos de seus índices termohalinos médios e extensão geográfica, em especial seu máximo alcance setentrional.

2.1.1 Objetivos Específicos

Neste trabalho, procuraremos responder a algumas questões sobre esse assunto que ainda não são conhecidas na região de estudo e para tanto, os objetivos específicos são:

- Verificar a relação entre o alcance setentrional da AIA e o transporte de volume da MOC no Atlântico.
- Examinar que cenários contribuem para um maior/menor alcance da AIA no Atlântico.
- Estabelecer uma relação entre o alcance setentrional da AIA no Atlântico e fenômenos atmosféricos de baixa frequência.

3 *Materiais e métodos*

3.1 Conjuntos de dados

Nesta seção serão apresentados os diferentes conjuntos de dados utilizados neste trabalho.

3.1.1 Dados Climatológicos - World Ocean Atlas 2018

O *World Ocean Atlas* 2018 - WOA18 (Locarnini et al. 2019) é o produto mais recente de uma série de análises oceanográficas, que tiveram início a partir do trabalho de Levitus (1982), dando assim continuidade a mais de quarenta anos de esforços no cálculo de propriedades oceânicas e a disposição destas em atlas globais. O WOA18 consiste de conjunto de dados climatológicos obtidos através de análises objetivas de medições *in situ* para variáveis como temperatura, salinidade, oxigênio, fosfato, dentre outras.

As versões anteriores do WOA provaram ser de grande utilidade para a comunidade oceanográfica, de pesquisa climática, de previsão ambiental e pesquisa operacional. As análises geradas são usadas como condições de contorno e/ou iniciais em modelos numéricos de circulação oceânica e modelos de interação oceano-atmosfera, além de servirem também como um estado de referência para a verificação de simulações numéricas ou para comparação com medições de satélite, dentre outras possibilidades (Carton and Giese 2008; Hosoda et al. 2008; Locarnini et al. 2013). Tais dados são distríbuidos de forma gratuíta pela *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) e podem ser encontrados no seguinte endereço eletrônico: https://www.nodc.noaa.gov/OC5/woa18/.

Neste estudo, optamos por utilizar o WOA18 a fim de obter um estado climatológico para a AIA no Atlântico. Para isso, foram utilizadas as médias climatológicas de cada mês com resolução espacial de 0.25°x 0.25°, e resolução vertical variável possuindo até 102 níveis, sendo o espaçamento vertical organizado em profundidades padrão, de acordo com a Tabela 3.1.

Tabela 3.1: Espaçamento vertical dos dados WOA18.

Profundidade (m)	**Espaçamento Vertical (m)**
0 a 100	5
125 a 500	25
550 a 2000	50
2100 a 5500	100

3.1.2 Dados ISAS

Outro conjunto de dados globais de temperatura e salinidade utilizado foi o *In Situ Analysis System* - ISAS (Gaillard et al. 2016), desenvolvido pelo *Laboratoire de Physique des Océans* (IFREMER), em parceria com o sistema de observação Argo. Inicialmente, esse produto foi construído como uma ferramenta para a análise dos campos de temperatura e salinidade na região nordeste do oceano Atlântico, utilizando como fonte primária os dados obtidos pelos perfiladores Argo. Com o aumento da cobertura e disponibilidade dos dados Argo o ISAS tornou-se um produto de cobertura global e passou também a incorporar outras fontes de dados.

Atualmente, esse conjunto de dados consiste de uma reanálise global (77°S a 65°N) dos campos de temperatura e salinidade obtidos através de dados de perfiladores Argo, assim como outras fontes, como XBTs, CTDs de fundeios e sensores instalados em bóias de deriva (Gaillard 2012; Gaillard et al. 2016). Para a geração desses dados, inicialmente as medições in situ passam por um controle de qualidade, onde são removidos dados espúrios, e então são interpoladas para uma grade regular (0.5° x 0.5°) seguindo o método de Bretherton et al. (1976). Com relação a resolução vertical, ela varia de 5 m nas camadas superfíciais para 20 m próximo aos 2000 metros (Tabela 3.2). Neste estudo, foram utilizados dados mensais, que se encontram disponíveis do período de 2002 a 2018.

Tabela 3.2: Espaçamento vertical original dos dados ISAS.

Profundidade (m)	**Espaçamento Vertical (m)**
1 e 3	-
5 a 100	5
110 a 800	10
820 a 2000	20

3.1.3 Dados MOAA

Ainda se tratando de dados gerados através de medições *in situ*, outro conjunto de dados utilizados neste trabalho foi o *Grid Point Value of the Monthly Objective Analysis using the Argo data* (MOAA). O MOAA consiste de dados interpolados em grades regulares, dos campos de temperatura e salinidade, e é produzido pela *Japanese Agency for Marine-Earth Science and Technology* (JAMSTEC) . Tais dados são gerados a partir de uma interpolação óptima bi-dimensional utilizando dados de flutuadores Argo, bóias do projeto *Triangle Trans-Ocean Buoy Network* (TRITON) e coletas de cruzeiros oceanográficos.

A cobertura desses dados é global (60.5°S a 70.5°N no Atlântico), com resolução horizontal de 1° x 1° e resolução temporal mensal. Com relação a resolução vertical, esta ocorre em níveis que variam de 10 m na superfície para 250 m próximo aos 2000 m de profundidade (Tabela 3.3). Uma maior descrição a respeito da geração, processamento e interpolação desse conjunto de dados pode ser encontrada em Hosoda et al. (2008). Neste estudo, foram utilizadas as médias mensais no período de 2001 a 2018.

Tabela 3.3: Espaçamento vertical dos dados MOAA.

Profundidade (m)	**Espaçamento Vertical (m)**
10 a 50	10
75 a 150	25
200 a 300	50
400 a 1500	100
1750 a 2000	250

3.1.4 Saídas do modelo SODA

O *Simple Ocean Data Assimilation* (SODA) consiste de uma reanálise do oceano produzida em parceria entre a *University of Maryland* e a *Texas A&M University*. Tal produto é gerado a partir de uma previsão de estado obtida através de um modelo de circulação oceânica geral, com base no Parallel Ocean Program (Smith et al. 1992). O modelo utilizado para gerar esses dados possui resolução horizontal de 0.25° x 0.40° e 40 níveis verticais, com espaçamento de 10 m próximo à superfície. Nele, são utilizados dados diários de vento na superfície fornecidos pela reanálise ERA do *European Centre for Medium-Range Weather* (ECMWF), enquanto que o fluxo de água doce em superfície é fornecido pela *Global Precipitation Climatology Project Monthly Satellite–gauge Merged Product* (GPCP) (Adler et al. 2003) . O ciclo de assimilação dos dados é realizado a cada 10 dias, mas as correções são introduzidas gradualmente a cada passo de tempo.

De maneira geral, o foco principal do SODA é fazer uso de uma abordagem sequencial na qual um modelo numérico fornece uma primeira estimativa do estado do oceano e um conjunto de equações lineares é utilizado para corrigir essa primeira estimativa. Essa correção é baseada nos erros contidos na previsão do modelo e nas observações (a diferença entre o valor da previsão e o valor real de uma variável, como temperatura, em um local e tempo específicos). Mais informações a respeito do processo de aquisição e assimilação desses dados podem ser consultadas em Carton and Giese (2008).

Neste estudo, foram usados as saídas mensais de temperatura, salinidade e velocidades horizontais da versão 3.7.2 dessa reanálise, que se encontram disponíveis do ano de 1980 ao ano de 2016, com uma resolução espacial de 0.5° x 0.5° e uma resolução vertical variável, variando de aproximadamente 10 m próximo a superfície para 210 m em regiões profundas (Tabela 3.4).

Tabela 3.4: Espaçamento vertical das saídas do SODA (valores aproximados).

Profundidade (m)	**Espaçamento Vertical (m)**
5 a 95	10
115 a 205	15
225 a 285	20 a 40
330 a 525	45 a 95
620 a 2070	110 a 200
2280 a 5430	210

3.1.5 Saídas do modelo ECCO

O *Estimating the Circulation and Climate of the Ocean* (ECCO) é um consórcio que inicialmente surgiu em 1999 como parte do WOCE com o objetivo de combinar dados de modelos de circulação geral (GCM) com observações. O ECCO é um modelo baseado no GCM do *Massachusetts Institute of Technology* (MIT) (Marshall et al. 1997), que consiste das equações de conservação de momentum, volume, calor e sal, assim como a equação de estado da água do mar. Nele, são utilizados dados observacionais de diferentes plataformas, como por exemplo dados de nível do mar do satélite TOPEX/Poseidon, perfis de temperatura obtidos por perfiladores Argo, dados de TSM do sensor *Advanced Very-High-Resolution Radiometer* (AVHRR), dentre outros. Uma lista detalhada sobre os diferentes conjuntos de dados observacionais utilizados no ECCO pode ser encontrada em Fukumori et al. (2019).

As saídas desse modelo são disponibilizadas em dois tipos de dados: interpolados em uma grade regular de 0.5° x 0.5° e em uma grade denominada de LLC90 (Lat-Lon-Cap), que possui 5 faces cobrindo o globo inteiro (Figura 3.1), com resolução horizontal variando espacialmente, de 22 km para 110 m, sendo maior em altas latitudes e menor em baixas latitudes. Ambos os dados possuem cobertura global, e a mesma resolução vertical, que consiste de um espaçamento de 10 m para os dados próximos a superfície, aumentando para até 457 m próximo ao fundo, sendo a profundidade máxima de 6145 metros (Forget et al. 2015).

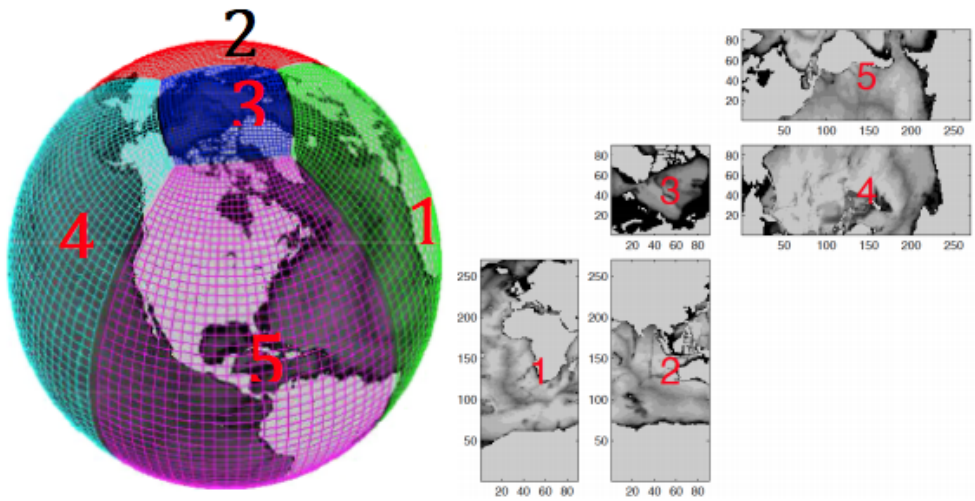

Figura 3.1: Representação da grade LLC90 e as 5 faces adotadas no modelo ECCO. Adaptado de Forget et al. 2015.

Neste trabalho foram utilizados as saídas mensais da quarta versão do modelo (V4r3), que abrangem o período de 1992 a 2015. Os dados de salinidade e temperatura foram obtidos a partir da climatologia mensal interpolada, cuja resolução vertical pode ser consultada na Tabela 3.5, enquanto os dados de velocidade foram oriundos da grade do tipo LLC90. A diferença de escolha deu-se pelo fato da semelhança em termos de arquitetura espacial dos campos de temperatura e salinidade do modelo com os dados interpolados oriundos de fontes in situ (ISAS e MOAA). Se tratando da velocidade, optou-se por utilizar a grade do tipo LLC90 pelo fato desses dados serem a estimativa geral de velocidade do modelo, sem terem passado por interpolação.

Tabela 3.5: Espaçamento vertical das saídas do ECCO (valores aproximados).

Profundidade (m)	**Espaçamento Vertical (m)**
5 a 135	10
155 a 350	20 a 50
410 a 1205	60 a 100
1315 a 2500	110 a 250
2760 a 5460	260 a 445

3.2 Métodos

3.2.1 Identificação da AIA

Como já mencionado anteriormente, a AIA é caracterizada por um valor mínimo de salinidade abaixo da termoclina, podendo ser identificada por diferentes parâmetros físico-químicos. Entretanto, não há uma definição exata a respeito dos intervalos de valores de cada parâmetro que a caracterizam, sendo a escolha destes feita de acordo com os objetivos de cada trabalho. Dessa forma, para identificar o núcleo central de espalhamento da AIA, inicialmente foi feita uma revisão bibliográfica dos trabalhos realizados no Atlântico. Na Tabela 3.6, disposta a seguir, encontram-se os paramêtros e intervalos de valores encontrados na literatura para identificar a AIA no Atlântico.

Tabela 3.6: Exemplos de índices termohalinos utilizados para identificação da AIA (σ é a densidade potencial, γ a densidade neutra e θ é a temperatura potencial).

Referência	σ **(kg/m^3)**	γ **(kg/m^3)**	**Salinidade (PSU)**	θ **(°C)**	**Área de Estudo**
Emery and Meincke, 1986.	-	-	33.8 - 34.8	2 - 6	Atlântico
You, 1998	-	27.25 - 27.5	-	-	Atlântico Sul
Schmid et. al., 2000	27.00 - 27.35	-	-	-	Atlântico Sul
Talley., 2003	26.9 - 27.4	-	-	-	Atlântico Sul
Goes et. al., 2014	-	27.1 - 27.6	-	-	Atlântico Sul
Zhu, 2017	27.2 - 27.3	-	34.2 - 34.4	-	Atlântico Sul
Yao et. al., 2017	-	27.1 - 27.6	-	-	Atlântico Sul
Panassa et. al., 2018	-	-	-	-	Atlântico Sul
Alvarez et. al., 2004	-	-	35	7.9	Atlântico Norte
Alvarez et. al., 2005	-	-	35	7.5	Atlântico Norte
Fu, 2019	-	27.38 - 27.82	-	-	Atlântico Norte

Com base na Tabela 3.6, observamos que não há um consenso definido a cerca da escolha dos intervalos de valores dos parâmetros comumente utilizados para detectar a AIA, variando de acordo com o objetivo e área de cada trabalho. Como neste trabalho objetivamos identificar o núcleo dessa massa d'água que mais se espalha pelo Atlântico, optou-se por fazer uma combinação entre valores previamente utilizados na literatura e valores selecionados com base na disposição climatológica da AIA no Atlântico, de forma a melhor identificar seu máximo alcance setentrional enquanto mínimo de salinidade.

Dessa forma, inicialmente foi feita uma seção meridional na região central do Atlântico (situada em 32°W) utilizando os dados WOA18. A partir disso, foram calculadas as superfícies de densidade neutra ao longo desta seção utilizando o algorítimo desenvolvido por Jackett and McDougall (1997).

Uma superfície de densidade neutra é definida como sendo função da temperatura, salinidade, pressão, latitude e longitude. A dependência espacial dessa variável é acomodada ligando a definição de densidade neutra a um sistema hidrográfico global com os dados do atlas Levitus (1982). Um elemento de uma superfície neutra seria a superfície tangente aos caminhos neutros através de um ponto na água, no qual nenhum trabalho é necessário para mover uma parcela d'água nesta superfície, uma vez que não há força de empuxo atuando na mesma conforme ela se move, se ignorarmos a fricção. Tais superficíes representam o caminho adiabático seguido por uma massa d'água a partir do momento em que esta é subduzida (Goes et al. 2014). De acordo com You (2002), a utilização de superficíes de densidade neutra (isoneutras) é mais acurada para o estudo de

massas d'água do que as superfícies potenciais, pelo fato de serem menos afetadas por efeitos de compressibilidade.

Diferentes autores sugerem que o núcleo da AIA no Atlântico pode ser representado pela isoneutra de 27.4 kg/m^3 (e.g You (1999), You (2002), Schmid and Garzoli (2009), Goes et al. (2014)). Na Figura 3.2, temos disposta a seção média climatológica de salinidade e as superfícies de densidade neutra no Atlântico obtidas com os dados do WOA18. Pela Figura, observamos que a isoneutra de 27.4 kg/m^3 cruza os mínimos verticais de salinidade, representados por diferentes isohalinas a medida que a AIA se move para norte, sendo tais isohalinas dispostas em formatos semelhantes a "línguas". Entretanto, a medida que a AIA desloca-se para norte, o mínimo de salinidade das isohalinas passa a ser cruzado pela isoneutra de 27.5 kg/m^3 (o que fica evidenciado pela interseção dessa superfície com as isohalinas de 34.8 e 34.9).

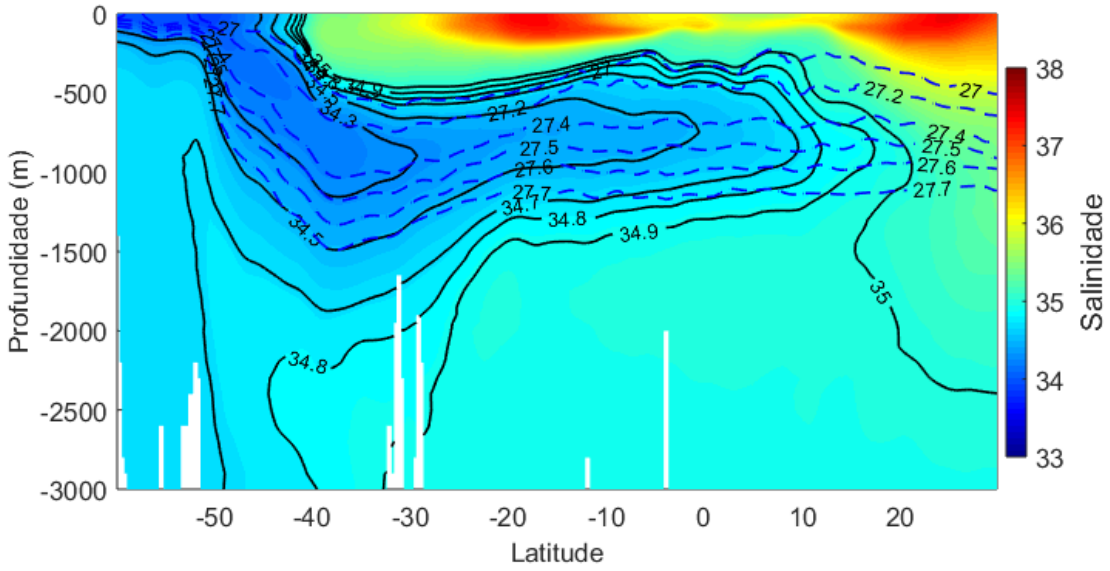

Figura 3.2: Seção meridional climatológica de salinidade em 32°W (WOA18). Contornos pretos indicam isohalinas e os traços azuis as isoneutras (kg/m^3).

Tratando-se das isohalinas, observamos que a "língua" de salinidade mínima que identifica a AIA encontra-se melhor definida até o valor de 34,9. Talley (1996) e Tomczak and Godfrey (2013) utilizaram essa isohalina como sendo o limite de verificação do mínimo de salinidade da AIA no Atlântico. Na Figura 3.3, adaptada de Tomczak and Godfrey (2013), observamos a distribuição espacial dos valores de salinidade mínima encontrados no Atlântico, que podem ser usados para identificar a presença da AIA.

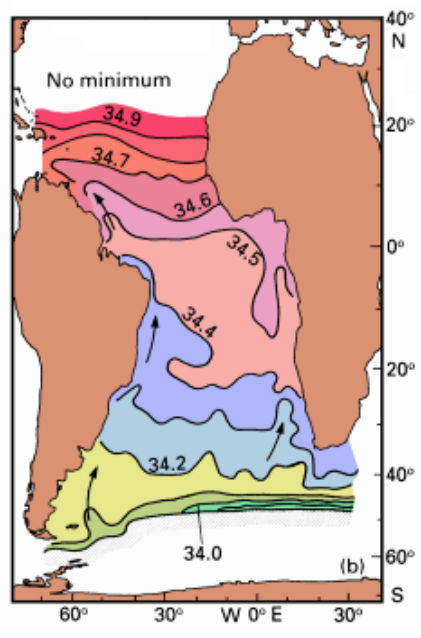

Figura 3.3: Distribuição espacial do mínimo de salinidade no Atlântico. Adaptado de Tomczak and Godfrey (2013).

Portanto, a isohalina utilizada neste trabalho para traçar o máximo alcance setentrional da AIA foi a de 34,9, enquanto que os valores das isoneutras utilizados para identificar essa massa d'água foram de 27,25 kg/m^3 (base superior, próximo de 500 m), 27,5 kg/m^3 (núcleo de máximo alcance setentrional, próximo de 850 m) e 27,6 kg/m^3 (base inferior, próximo de 980 m) - Tabela 3.7.

Tabela 3.7: Valores dos paramêtros utilizados para identificar a AIA no presente trabalho.

	Identificação da AIA			
	γ **(kg/m^3)**	σ **(kg/m^3)**	**S (PSU)**	θ **(°C)**
Base Superior	27,25	27,1	34,9	2 a 7
Máximo Alcance	27,50	-	34,9	2 a 7
Base Inferior	27,60	27,4	34,9	2 a 7

3.2.2 Seções de monitoramento da AIA

O avanço da AIA sobre o Atlântico, ao cruzar o Equador, ocorre de forma diferenciada nos setores leste e oeste da bacia , devido a influência da corrente de contorno oeste intermediária (You 1999; Schmid and Garzoli 2009; Fu et al. 2019). Portanto, para um

melhor monitoramento da posição dessa massa d'água, os setores leste e oeste do Atlântico são representados duas seções meridionais médias com 5° de longitude, sendo uma no setor central (entre 25°W e 20°W) e outra no setor oeste (entre 60°W e 55°W) (Figura 3.4).

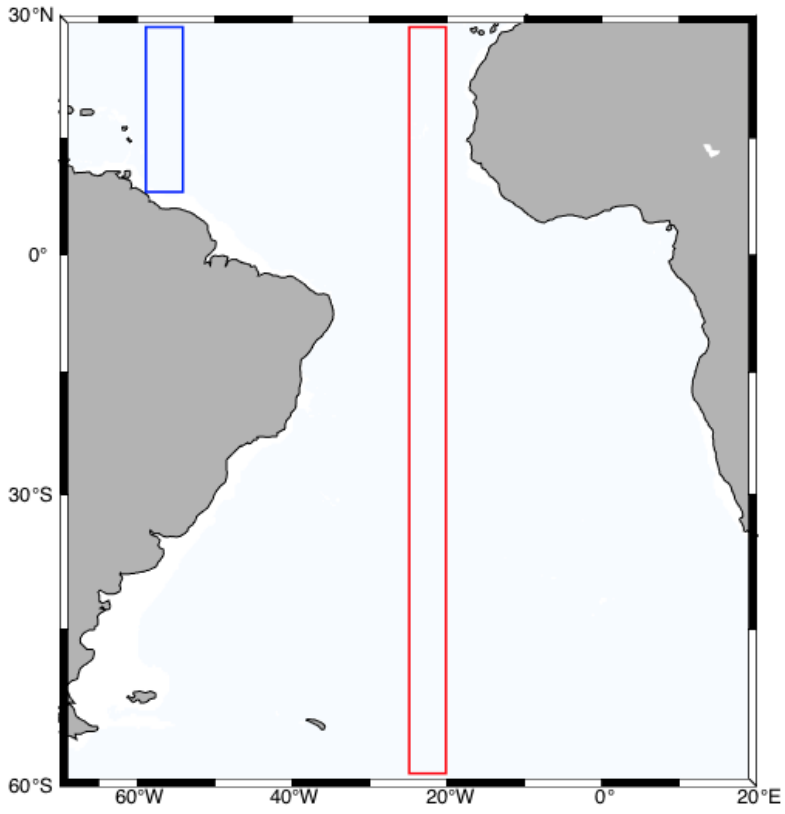

Figura 3.4: Localização das seções meridionais utilizadas para o monitoramento da AIA. Em vermelho, seção leste, e em azul, seção oeste.

Na figura 3.5, encontra-se uma representação esquemática da localização do ponto de máximo alcance da AIA em cada seção. Foram obtidas séries temporais referentes a posição (latitude) desse ponto em ambas as seções e nos diferentes conjuntos de dados. Objetivando evitar variações na vertical, associadas ao movimento da isoneutra de 27.5 kg/m^3 ao longo de cada mês, foi definida a profundidade referente a posição climatológica desta nas duas seções (840 m no setor central e 860 m no setor oeste).

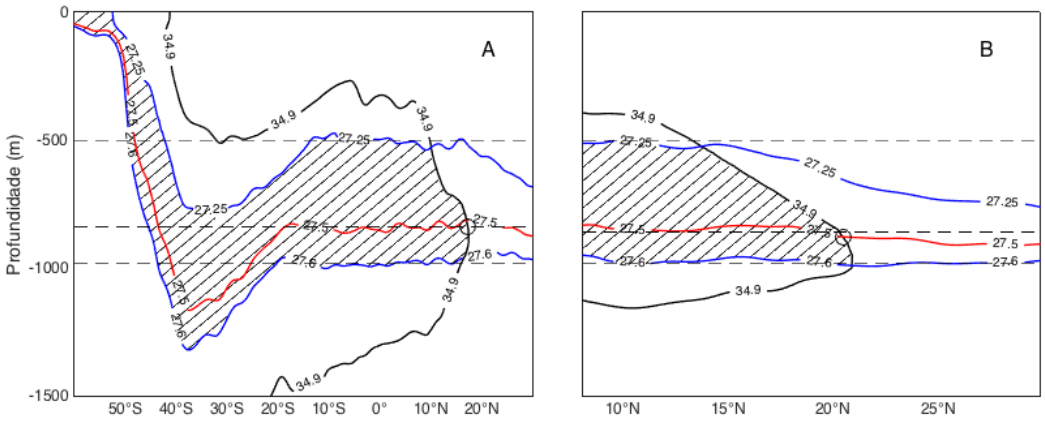

Figura 3.5: Representação da AIA (área hachurada) e do seu ponto de máximo alcance (círcunferências pretas) na seção central (A) e na seção oeste (B).

É válido ressaltar que tal ponto é oriundo de uma superfície de contorno, obtida a partir de uma interpolação gráfica, o que permite que sua posição no eixo das abscissas não se encontre restringida ao espaçamento horizonal dos dados e sim possua valores contínuos de acordo com a disposição da isohalina. Mesmo não sendo um ponto referente à uma célula de grade específica dos dados, essa estimativa é a que melhor representa a posição da isohalina, sendo tal metodologia semelhante a de outros trabalhos que utilizam posições oriundas de superfícies de contorno para a identificação de feições oceanográficas (e.g. Chen and Wu (2012), Marcello et al. (2018)).

3.2.3 Comparação dos dados

Previamente à utilização dos dados, foi necessário fazer uma comparação da climatologia de referência (WOA18) com cada um dos conjuntos, para melhor entender como ocorre a representação da AIA nestes. Como a resolução, tanto espacial quanto temporal, difere entre os conjuntos de dados (vide Tabela 3.2.3), todos foram interpolados para uma mesma grade horizontal, de 0.5°x 0.5°. Além disso, foi feita também uma interpolação linear na vertical nos campos de temperatura e salinidade, para que o espaçamento vertical se mantivesse o mesmo (Tabela 3.2.3). Por mais que uma interpolação linear seja um método relativamente simples quando comparado a outros tipos de interpolação, esse método foi escolhido para evitar criar pontos falsos nas curvas T-S causados por outras técnicas de interpolação vertical.

Tabela 3.8: Sumário das características de cada dado utilizado neste trabalho.

	Resolução Horizontal	**Período Disponível**	**Espaçamento Vertical**
WOA18	0,25° x 0,25°	Climatologia (1954 - 2018)	5, 25, 50 e 100 m
ISAS	0,5° x 0,5°	2002 - 2018	5, 10 e 20 m.
MOAA	1° x 1°	2001 - 2018	10, 25, 50, 100 e 250 m
SODA	0,5° x 0,5°	1980 - 2015	10 a 210 m
ECCO	0,5° x 0,5°	1992 - 2015	10 a 445 m
Presente estudo	0,5° x 0,5°	2002 - 2015	5, 10 e 20 m

3.2.4 Transporte de Volume da MOC

O cálculo do transporte meridional de volume (V), por definição, é dado por:

$$V = \int_{z_1}^{z_2} \int_{x_0}^{x} v dx dz \tag{3.1}$$

onde v é a componente meridional da velocidade, e x e z representam os domínios horizontais e verticais, respectivamente. Tratando-se da MOC, segundo Perez et al. (2011) a Equação 3.1 pode ser reescrita da seguinte forma:

$$MOC(t) = \int_{z=-D}^{z=0} dz \int_{x=x_w}^{x=x_e} dx[v(t,x,z) + v_c(t)] \tag{3.2}$$

onde D é a profundidade média na qual o transporte de volume integrado em toda a bacia muda de norte para sul, $v(t,x,z)$ é a velocidade meridional e $v_c(t)$ é uma constante espacialmente uniforme que pode ser aplicada para fornecer transporte de volume líquido igual a zero, de forma a ocorrer conservação de massa (Baehr et al. 2004; Perez et al. 2011; Dong et al. 2015). Os limites zonais de integração estão compreendidos entre o segmento que vai de x_w a x_e, sendo x_w o limite oeste e x_e o limite leste. O transporte da MOC apresenta unidades de Sverdrup (Sv, 1 Sv = 10^6 m^3/s).

Neste estudo, foram escolhidas 3 seções zonais comumentes encontradas na literatura para o monitoramento da AMOC, situadas em 34,5°S, 24,5°S e 10°S (Figura 3.6).

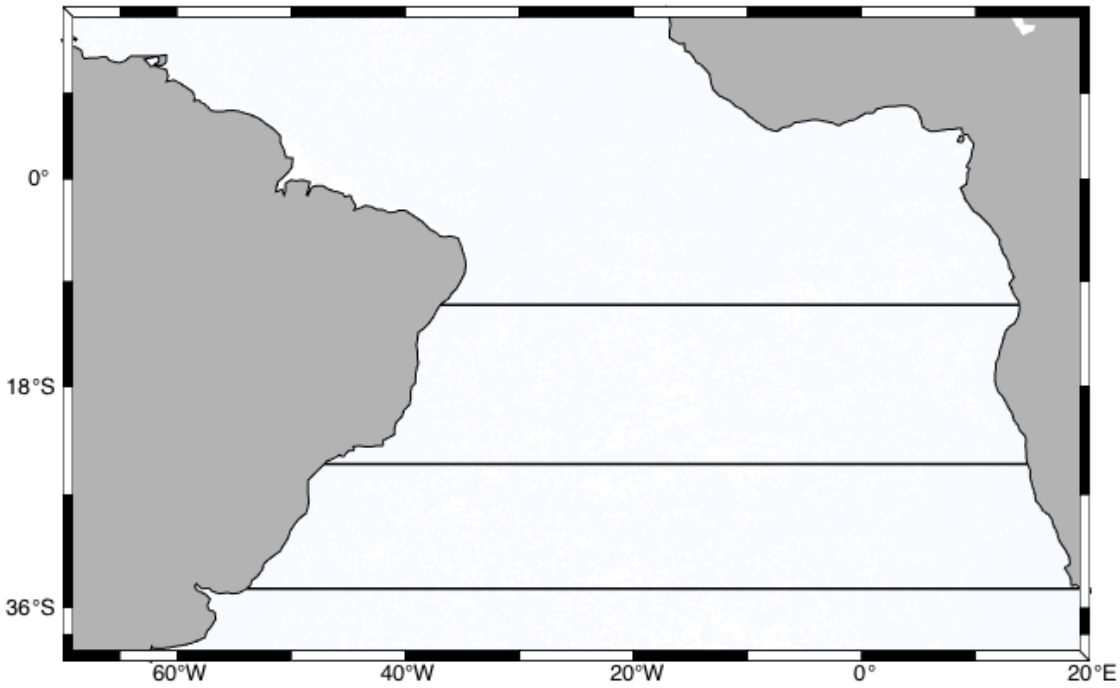

Figura 3.6: Localização das seções zonais (34,5°S, 24,5°S e 10°S) utilizadas para o cálculo do transporte de volume da MOC.

3.2.5 Índices Atmosféricos

Índices de dois fenômenos atmosféricos foram utilizados neste trabalho para verificar possíveis influências destes no alcance meridional da AIA. O primeiro foi a Oscilação Antártica (OA), considerado o principal modo de variabilidade de baixa frequência da circulação atmosférica do hemisfério Sul, sendo caracterizado por uma forte simetria zonal de fase reversa no campo de pressão atmosférica entre altas e médias latitudes (Gong and Wang 1999; Silvestri and Vera 2003). A escolha desse índice foi feita levando em consideração o fato de que as áreas de formação da AIA encontram-se diretamente na região sob a qual essa oscilação atua.

O segundo fenômeno investigado foi o Modo Meridional do Atlântico (MMA), caracterizado por mudanças anomalas no padrão da temperatura da superfície do mar no Atlântico Tropical, gerando um gradiente meridional de anomalias de TSM centrado próximo a latitude do equador térmico (Foltz and McPhaden 2010). Segundo Nobre and Shukla (1996), o MMA é o modo dominante de variação interanual do Atlântico Tropical, e durante sua ocorrência, é evidenciado um acoplamento entre os campos de TSM, pressão ao nível do mar (PNM) e vento, de maneira que as anomalias de TSM causam

distúrbios no campo de pressão atmosférica e na circulação superficial dos ventos na porção tropical de ambos os hemisférios. Neste trabalho, optou-se por utilizar indíces desse fenômeno em virtude da área de sua atuação ser próxima a região onde a AIA ainda se encontra bem definida enquanto uma "língua" de salinidade mínima.

Oscilação Antártica

Os índices da Oscilação Antártica foram obtidos a partir do banco de dados do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) e resultam de uma análise de funções ortogonais empíricas (do inglês *Empirical Orthogonal Functions*, EOF) nos dados mensais de anomalias de altura em 700 hPa ao sul de 20°S. Os índices mensais são obtidos projetando as anomalias mensais em 700hPA sobre o modo dominante da EOF, e são normalizados pelo desvio padrão de cada mês entre os anos de 1979 a 2000. Nesse trabalho, foram utilizados os indíces mensais, que se encontram disponíveis do período de 1980 a 2018.

Modo Meridional do Atlântico

Os índices do Modo Meridional do Atlântico (MMA) utilizados foram os disponibilizados pelo *Earth System Research Laboratory* (ESRL). O padrão do MMA é definido via aplicação da análise de covariância máxima entre o campo de TSM e os componentes do vento a 10 metros no período de 1950 a 2005 na região entre 21°S-32°N e 74°W-15°E. Antes de aplicar essa análise, são removidos o ciclo sazonal, tendência e é aplicado um filtro de média móvel de 3 meses, além disso, é feito um ajuste linear desses dados com um indíce do El Niño - Oscilação Sul (ENSO), que é também subtraído em cada ponto de grade. Então, os índices mensais são calculados projetando-se os dados de TSM (ou de vento) na estrutura espacial resultante da análise de covariância máxima. Neste trabalho, optamos por utilizar os índices mensais referentes ao campo de vento, que encontram-se disponíveis no período de 1980 a 2018.

3.2.6 Processamento e Análise dos Dados

Transformada Contínua de Ondaletas

Para identificar os diferentes períodos e frequências associados a variação do alcance meridional da AIA, foi aplicada a transformada contínua de ondaletas. Introduzida durante a década de 1980 para o processamento de dados sísmicos (Morlet 1983), essa técnica atraiu atenção nas áreas da meteorologia e oceanografia, onde passou a ser aplicada em séries temporais de diferentes variáveis e em diferentes estudos, como por exemplo convecção tropical, eventos ENSO, marés, dentre outros (Meyers et al. 1993; Weng and Lau 1994; Torrence and Compo 1998; Flinchem and Jay 2000). Diversos trabalhos discorrem a respeito do formalismo matemático dessa técnica (e.g Daubechies (1990), Graps (1995)) e para evitar delongas a respeito disso, parte desse formalismo será omitido nesta seção, mas pode ser consultado no apêndice A deste documento.

Ao decompor uma série temporal no domínio do tempo e da frequência, esse método permite determinar tanto os modos de variabilidade associados ao sinal quanto a maneira com que estes variam ao decorrer do tempo (Torrence and Compo 1998). De maneira semelhante à análise de Fourier, essa técnica procura aproximar uma função $f(t)$ através de uma combinação linear de funções localizadas e em diferentes escalas, chamadas ondaletas, oriundas de uma função ondaleta-mãe. Para uma função ser denominada de função ondaleta-mãe (FO), representada por ψ_0, ela deve satisfazer a duas propriedades distintas, descritas a seguir:

- **Propriedade 1**: A integral dessa função deve ser zero, ou seja:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \psi_0(t)dt = 0 \tag{3.3}$$

A Equação 3.3 assegura que a FO assuma uma forma do tipo onda.

- **Propriedade 2**: A FO deve possuir energia unitária, isto é:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} |\psi_0(t)|^2 = 1 \tag{3.4}$$

A Equação 3.4 assegura que a FO possua um decaimento rápido de amplitude, garantindo que a ondaleta-mãe possua uma localização espacial. As propriedades acima sugerem que ψ_0 tende a oscilar acima e abaixo do eixo t e que tem sua energia localizada

em uma certa região, já que esta é finita. A característica de energia concentrada em uma região finita é o que diferencia a análise de sinais quando se utiliza a Transformada de Ondaletas, de análises utilizando a Transformada de Fourier, já que esta última usa funções trigonométricas (senos e cossenos), que são periódicas e possuem energia infinita.

Outra característica importante do uso da transformada de ondaletas é a sua capacidade de analisar sinais não-estacionários, o que não é possível através da análise da Transformada de Fourier, e ocorre de forma menos eficiente através da análise janelada de Fourier (*Windowed Fourier Transform*) (Torrence and Compo 1998).

Tratando-se do uso em aplicações geofísicas, inicialmente devemos verificar se a representação por ondaletas é apropriada para depois definir qual a melhor função ondaleta-mãe para o processo a ser analisado. Logo, é necessária uma boa compreensão das propriedades das ondaletas bem como do processo envolvido (Kumar and Foufoula-Georgiou 1997). Com relação à escolha da função ondaleta-mãe, tal decisão deve ser tomada em virtude da representatividade da mesma às características da série temporal, de forma que o sinal modulador da função ondaleta-mãe reflita as características do sinal analisado.

Espera-se que o processo de movimentação de uma massa d'água seja um processo não estacionário, uma vez que o espalhamento é influenciado por fenômenos de diferentes escalas espaciais e temporais, como correntes geostróficas, advecção e difusão (You 1999; Schmid and Garzoli 2009). Tais observações fomentam o uso da transformada de ondaletas para decompor os sinais presentes no alcance meridional da AIA e entender como este varia. Como o interesse está em identificar os diferentes períodos associados ao alcance, bem como mudanças de amplitude e fase destes, a FO utilizada neste trabalho foi a de Morlet, definida da seguinte forma:

$$\psi_o(t) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0 t} e^{\frac{-1}{2}t^2} \tag{3.5}$$

onde ω_0 é uma freqüência adimensional (ou seja, o valor que determina a forma do sinal modulador da FO) e t é cada valor da série temporal. Na Figura 3.7 temos uma representação do gráfico da função de Morlet. Para essa FO, sugere-se que a freqüência de corte ω_0 seja igual a 6, valor sugerido por Torrence and Compo (1998) como escolha ótima para estudos geofísicos em geral, e que foi adotado neste trabalho.

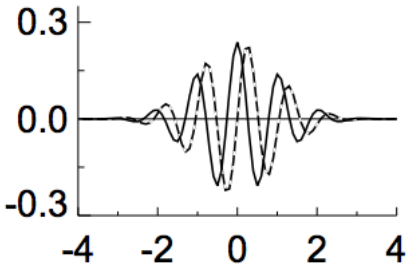

Figura 3.7: Plotagem visual de uma função de Morlet, onde as linhas sólidas indicam a parte real da função e os traços a parte imaginária. Adaptado de Torrence and Compo (1998)

Neste trabalho, o cálculo da transformada de ondaletas foi feito a partir do algoritmo desenvolvido por Torrence and Compo (1998), onde foram realizados diferentes testes sugeridos pelos autores. Mais informações a respeito disso podem ser consultadas com detalhes no apêndice A deste documento.

Filtragem

Objetivando filtrar as séries temporais em períodos de interesse, previamente à análise estatística, foi utilizado um filtro passa baixa do tipo *FIR - Blackman*. Um filtro FIR ou de resposta ao impulso finita (do inglês, *Finite Impulse Response*) é um tipo de filtro digital caracterizado por uma resposta ao impulso que se torna nula após um tempo finito. Tais filtros são implementados no sinal original através de um processo de convolução, e as componentes básicas desse processo podem ser representadas por:

$$y_i = D\{x_i\} \tag{3.6}$$

onde x_i é a série temporal original, $D\{\}$ o operador, e y_i a série temporal filtrada (sequência de saída). No caso do filtro *Blackman*, $D\{\}$ consiste de uma função semelhante a uma gaussiana, e a resposta de saída representa as médias ponderadas das amostras do sinal de entrada após a convolução. Para melhor exemplificar, na Figura 3.8 temos um exemplo de formato da janela do filtro *Blackman* e o resultado da aplicação do filtro em uma série temporal qualquer.

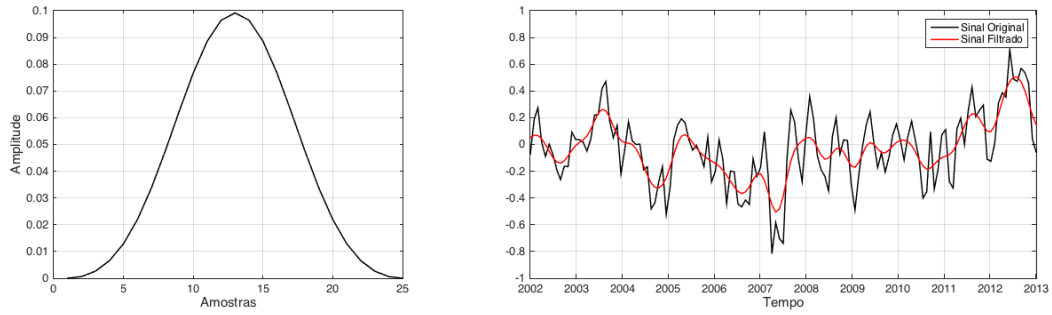

Figura 3.8: Representação esquemática do filtro Blackman. A) Exemplo do formato de uma janela do tipo *Blackman*; B) Exemplo de um sinal original e um sinal filtrado para baixas frequências utilizando um filtro *Blackman*.

Estatística

Para identificar possíveis relações e realizar comparações entre as séries temporais, foram utilizadas duas ferramentas estatísticas: a análise de correlação de Pearson e a análise de correlação cruzada (também conhecida como correlação com lag). A análise de correlação de Pearson é uma medida do grau de associação linear entre duas variáveis, medidas a partir de um coeficiente r, dado por:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})^2}\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(y_i - \bar{y})^2}} \tag{3.7}$$

em que x_i e y_i são os valores medidos das variáveis e $\bar{x}$ e $\bar{y}$ são suas médias aritméticas. Desse modo, dependendo do valor do coeficiente r e do número de amostras das variáveis, é possível verificar o grau de associação entre ambas.

Tratando-se da correlação cruzada, esta representa uma medida de similaridade entre dois sinais em função de um atraso aplicado a um deles. Tal técnica pode ajudar a determinar se uma série de dados conduz a variação de outra série e até que grau isso ocorre. É válido ressaltar que, ao realizarmos a correlação cruzada entre as séries, optamos por escolher como período de defasagem máxima o valor equivalente a metade do período (comprimento) disponível em cada série temporal.

4 Resultados e Discussões

4.1 Padrões Climatológicos

A seguir serão apresentados e discutidos os resultados referentes a distribuição climatológica das variáveis associadas a AIA no Atlântico.

4.1.1 Distribuição Espacial

Na Figura 4.1, temos a distribuição espacial média dos valores de salinidade associados ao núcleo da AIA no Atlântico (27,5 kg/m^3). Nela, observa-se que as isohalinas com valores acima de 34,6 possuem uma inclinação mais acentuada para nordeste próximo ao continente sulamericano. Ainda, a proximidade entre as isohalinas próximas a 15°N demonstram um gradiente meridional mais acentuado de salinidade, indicando a influência da entrada de águas do Mar Mediterrâneo em camadas intermediárias, o que altera o padrão de salinidade. O padrão observado de inclinação das isohalinas também se encontra presente nas isotermas (Figura 4.2) e indica a influência da corrente de contorno oeste intermediária na extensão dessa massa d'água, sendo tal característica verificada também em estudos anteriores como o de You (1999) e o de Schmid and Garzoli (2009), o que corrobora tais resultados.

Com relação a pressão em que a isoneutra que determina o núcleo da AIA (27,5 kg/m^3) se encontra (Figura 4.3), observamos que próximo ao giro subtropical ela se encontra em maiores profundidades, tornando-se mais rasa com o aumento da latitude. Tais resultados reforçam o padrão de circulação dessa massa d'água, sendo semelhante ao reportado por Schmid and Garzoli (2009).

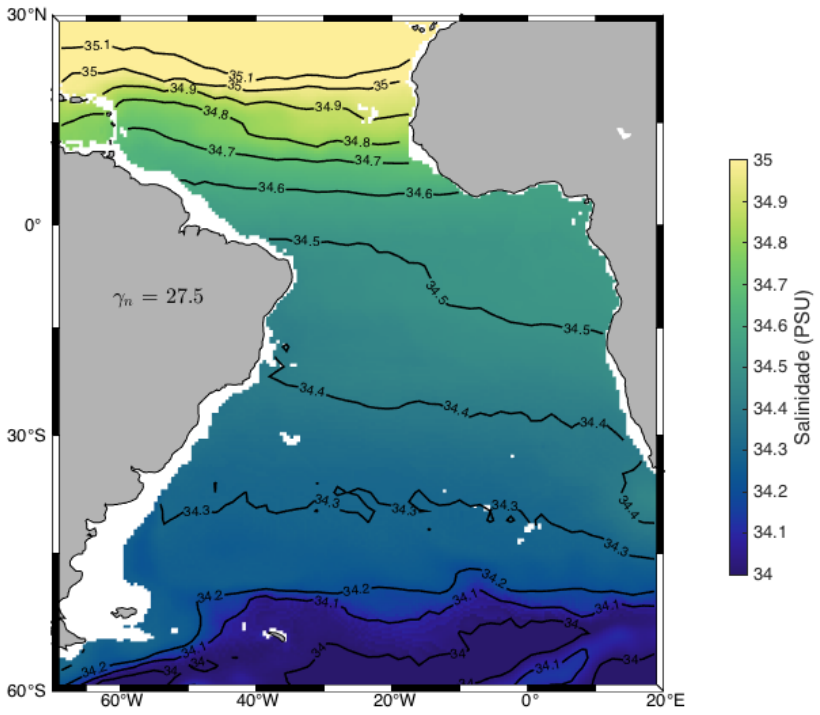

Figura 4.1: Distribuição espacial média da salinidade associada ao núcleo da AIA no Atlântico (27,5 kg/m^3) a partir dos campos climatológicos do WOA18.

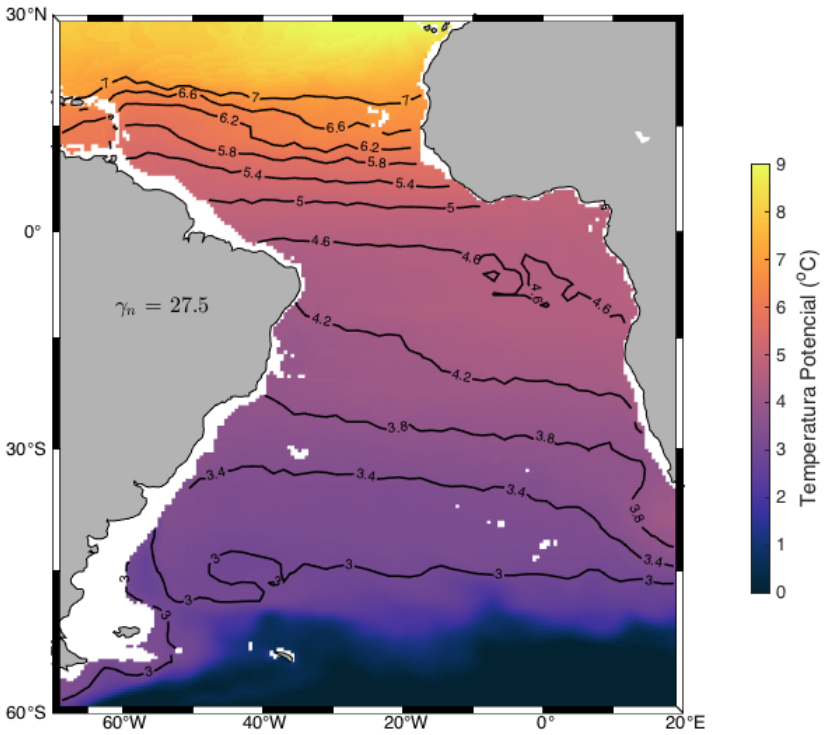

Figura 4.2: Similar à Figura 4.1, mas para a temperatura potencial.

É válido citar que os valores de pressão observados, apesar de demonstrarem um padrão de circulação característico da AIA, encontram-se ligeiramente mais altos dos valores encontrados em outros trabalhos (You 1999; You 2002; Schmid and Garzoli 2009). Isso se deve ao valor de densidade neutra escolhido para representar o núcleo dessa massa d'água. Como neste estudo objetivamos identificar o núcleo de maior alcance setentrional na bacia, o valor de 27,5 kg/m^3 só passa a representar o núcleo da AIA ao norte do equador, o que fica evidente na Figura 4.4, onde temos a variação meridional dos valores de densidade neutra associados ao mínimo de salinidade em 25°W.

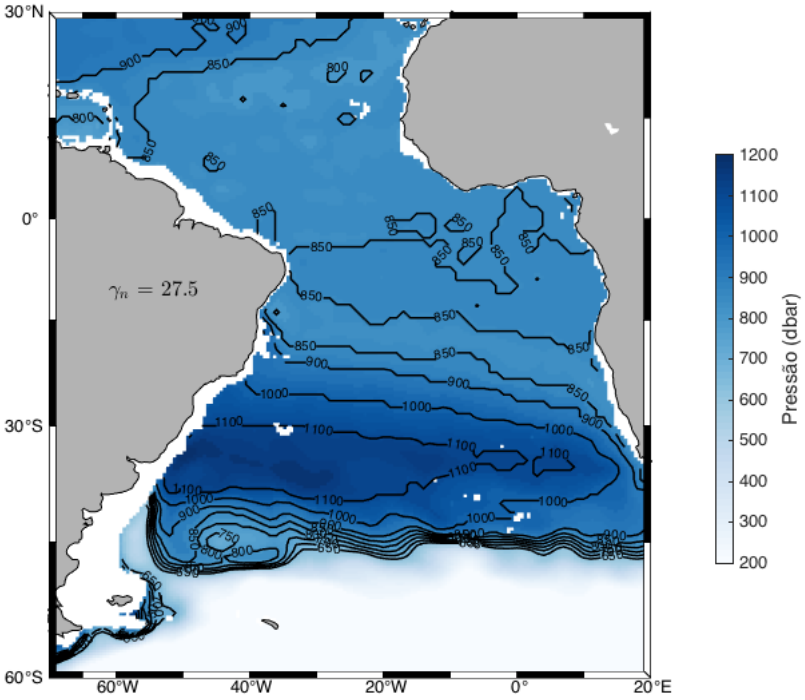

Figura 4.3: Similar à Figura 4.1, mas para pressão.

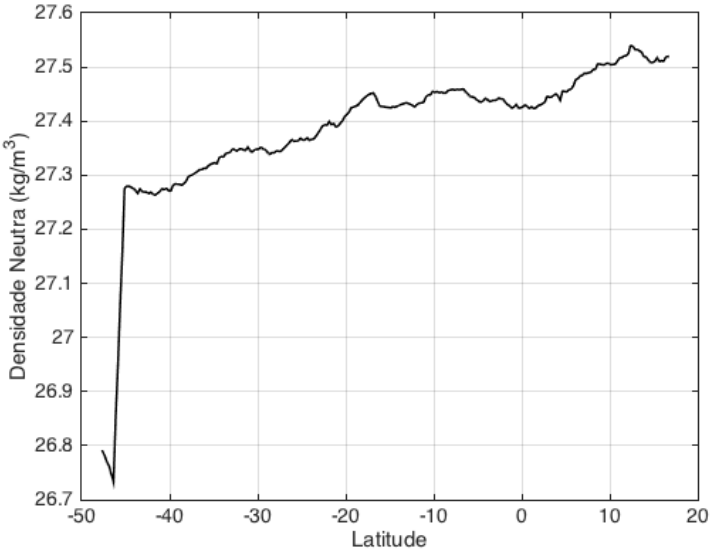

Figura 4.4: Variação ao longo de uma seção meridional em 25°W em função da latitude, dos valores de densidade neutra associados ao mínimo de salinidade no Atlântico a partir dos campos climatológicos do WOA18.

4.1.2 Comparação dos dados

A comparação dos dados utilizados neste trabalho com a climatologia de referência (WOA18) mostra que, no setor central do Atlântico, todos os conjuntos de dados analisados representam de forma semelhante a língua de salinidade mínima característica da AIA. Na Figura 4.5 encontram-se as seções meridionais médias de salinidade (até 2000 m de profundidade) na seção central do Atlântico para cada dado. Nela, é possível notar que o alcance meridional da AIA se estende de forma definida até a isohalina de 34,9. Ainda, pela figura observa-que a isoneutra de 27,5 kg/m^3 é também a superfície que cruza o núcleo de máximo alcance meridional da isohalina de 34,9 em todos os dados.

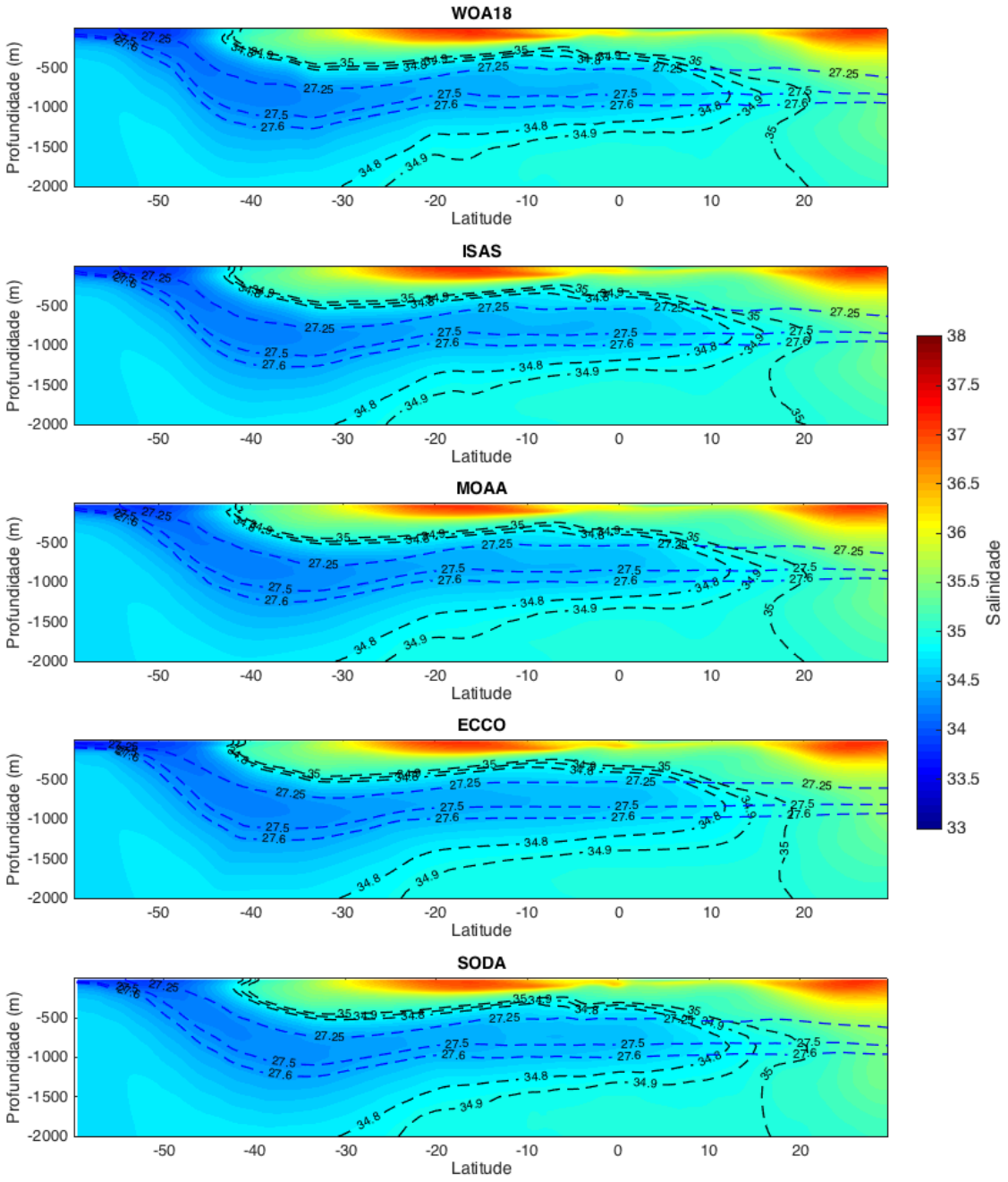

Figura 4.5: Seções meridionais médias de salinidade na seção central do Atlântico (entre 25°W e 20°W) em função da latitude e profundidade nos conjuntos de dados WOA18, ISAS, MOAA, e saídas do modelo ECCO e SODA. Traços azuis indicam isoneutras (kg/m^3) características da AIA e traços pretos indicam diferentes isohalinas.

A Figura 4.6 mostra a diferença entre os valores médios de salinidade de cada conjunto de dado em relação a climatologia do WOA18 para a seção central. O SODA apresentou maiores diferenças na região da AIA mais próxima a frente subantártica (em torno

de 50°S), sendo tais diferenças positivas, indicando uma AIA mais salina, mas diminuem em direção ao equador. Com relação ao ECCO, os dados tiveram maiores diferenças ao norte da região da AIA, a partir de aproximadamente 15°N a 18°N, onde a camada intermediária esteve mais salina em comparação aos dados do WOA. Por fim, tanto o ISAS quando o MOAA não apresentaram diferenças significativas de salinidade no interior da camada da AIA. Desse modo, verifica-se que na camada da AIA na região central do Atlântico, todos os conjuntos de dados utilizados representam essa massa d'água de maneira semelhante a climatologia de referência, o que fica evidenciado também pelos altos coeficientes de correlação entre os dados, dispostos à direita da figura.

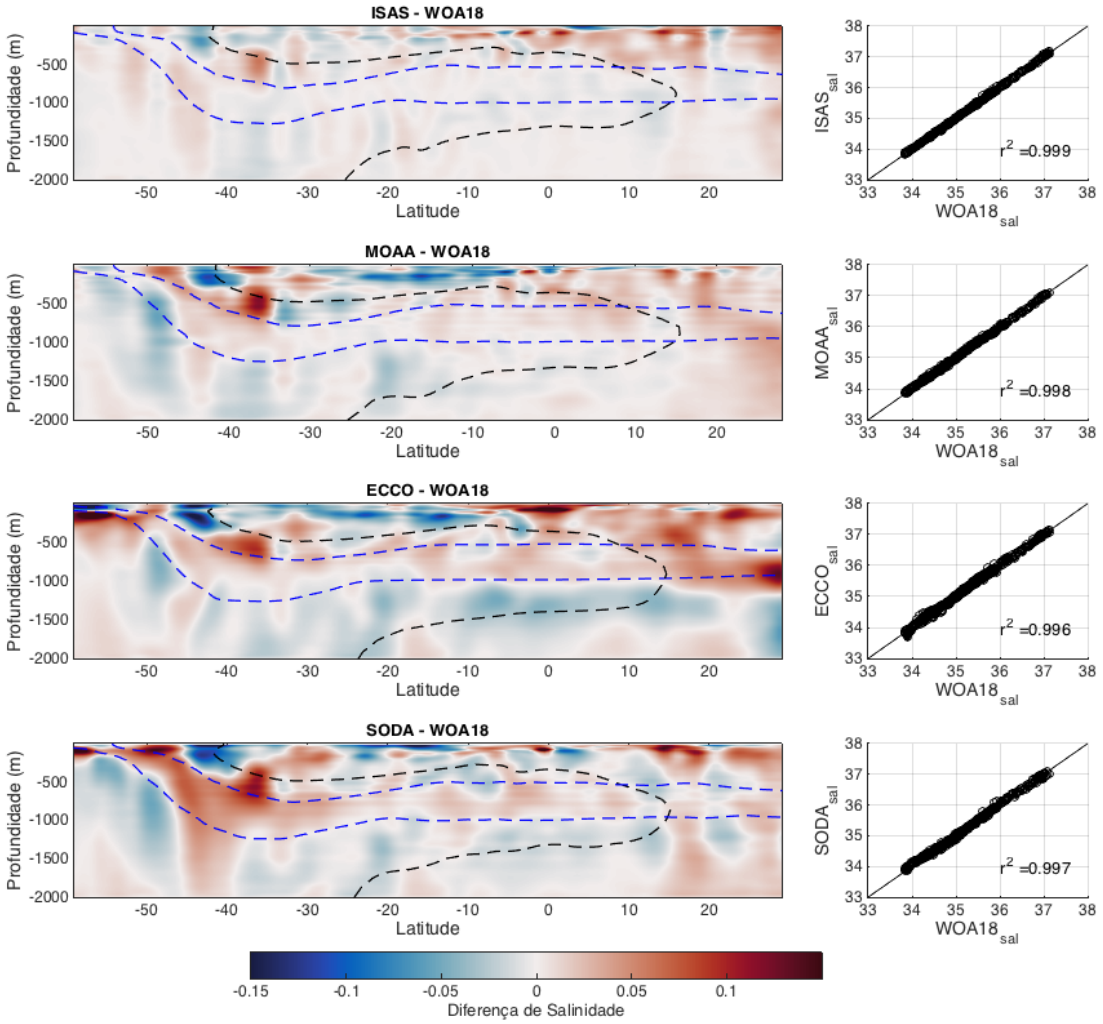

Figura 4.6: Diferença entre a salinidade média de cada conjunto de dado e a climatologia de referência (WOA18) na seção central, juntamente com gráficos de regressão linear. Traços azuis indicam as isoneutras de 27,25 kg/m^3 e 27,6 kg/m^3 e traços pretos a isohalina de 34.9, delimitando a região da AIA adotada no trabalho.

As Figuras 4.7 e 4.8 mostram os resultados das seções médias de salinidade no setor oeste e a comparação destas com os dados do WOA18, respectivamente. Pela Figura 4.7 nota-se que, semelhante ao setor central, a língua de salinidade mínima encontra-se melhor definida pela isohalina de 34,9 em todos os dados. Com relação as isoneutras, tanto a de 27,5 kg/m^3 quanto a de 27,6 kg/m^3 intersectam a língua de salinidade mínima próximo ao seu máximo alcance meridional.

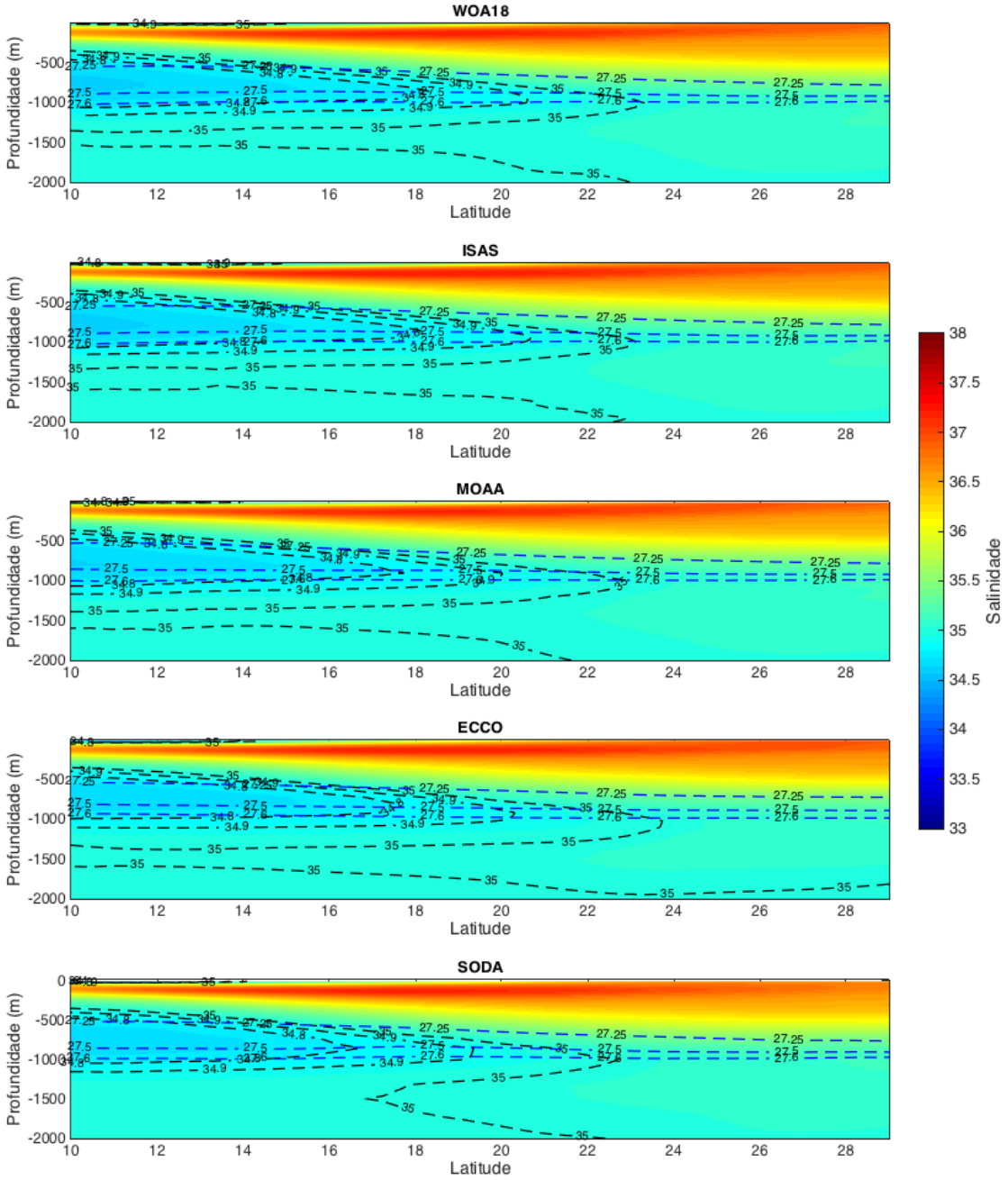

Figura 4.7: Similar à Figura 4.5, mas para a seção oeste do Atlântico (entre 60°W e 55°W).

Com relação a comparação das seções oeste com os dados WOA18 (Figura 4.8), observa-se que, dentre os conjuntos de dados utilizados, o ISAS foi o que apresentou as menores diferenças de salinidade para a região da AIA, já os dados MOAA apresentam uma camada intermediária mais salina ao norte do alcance da AIA. Tratando-se dos dados do ECCO, as maiores diferenças ocorrem na região mais ao sul da AIA, onde ela encontra-se mais salina. Por fim, os dados do SODA apresentam as maiores diferenças de salinidade na região da AIA mais próxima ao alcance meridional da isohalina de 34,9, onde a camada intermediária encontra-se mais salina.

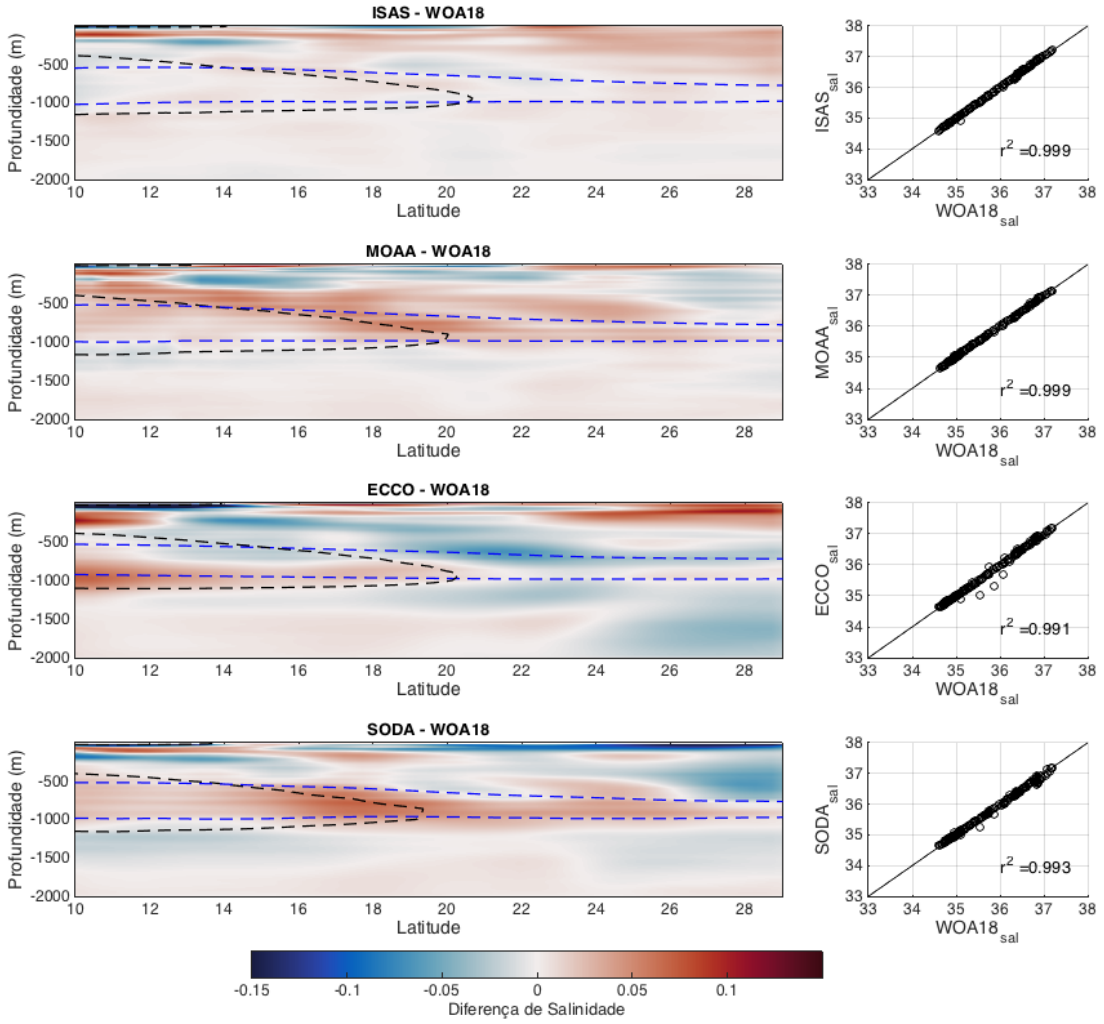

Figura 4.8: Similar à Figura 4.6, mas para a seção oeste.

As Figuras 4.9 e 4.10 mostram, respectivamente, os resultados da diferença na distribuição espacial dos valores médios de salinidade e temperatura encontrados no núcleo da AIA (isoneutra de 27,5kg/m^3) em cada conjunto de dado em relação ao WOA18. Pela Figura 4.9, nota-se que nos dados ISAS, ao norte da isohalina de 34,9 a camada intermediária encontra-se mais doce. Para os dados MOAA, as maiores diferenças concentram-se

a sudeste do domínio, próximo a região do vazamento das Agulhas e da CCA. Tratando-se do SODA, foram observadas maiores diferenças na região oeste do Atlântico tropical Norte, próxima a isohalina de 34,9, onde ocorrem valores mais altos de salinidade, e também na região sudeste do Atlântico Sul, onde a camada intermediária esteve mais doce. Por fim, com relação ao ECCO, as maiores diferenças de salinidade encontram-se próximo a região de entrada das águas do Mediterrâneo no Atlântico, onde a camada intermediária encontra-se mais salgada. Tratando-se dos valores de temperatura (Figura 4.10), foi observado um padrão semelhante em todos os conjuntos de dados, em que as maiores diferenças observadas foram na região da CCA.

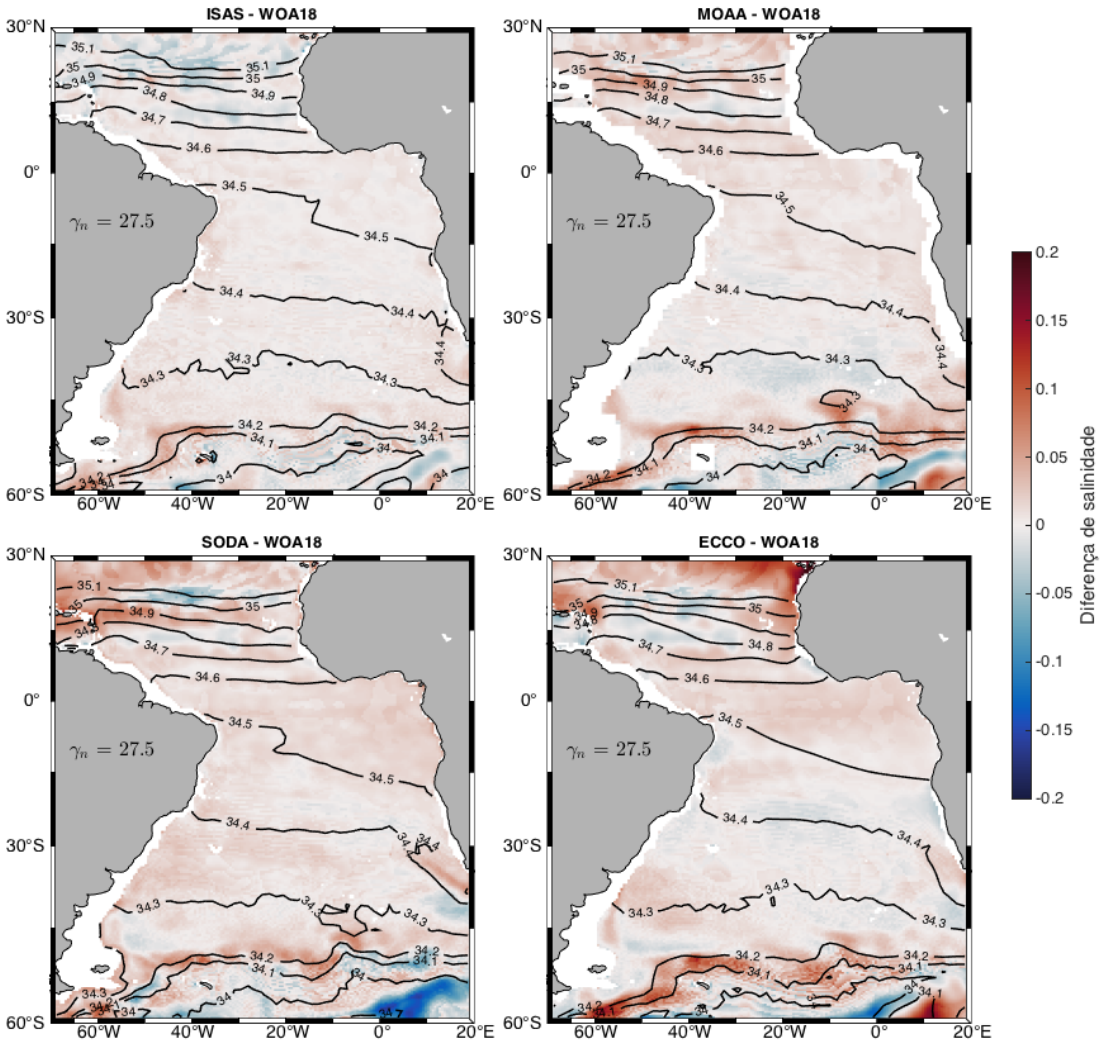

Figura 4.9: Distribuição espacial de salinidade (contornos) e diferenças em relação ao WOA18 (cores) na isoneutra de 27,5 kg/m^3 para os diferentes conjuntos de dados utilizados.

Observamos que, apesar das diferenças existentes nos campos de salinidade e de temperatura, há uma semelhança nos padrões espaciais de distribuição dessas propriedades no núcleo da AIA em relação aos obtidos pelo WOA18 (Figuras 4.1 e 4.2), o que fica evidenciado pelos contornos pretos das isohalinas e isotermas. Em todos os conjuntos de dados, é possível verificar a inclinação, tanto das isohalinas quanto das isotermas, acima do equador, semelhante ao evidenciado pela climatologia do WOA18, além de possuírem uma disposição semelhante ao longo do Atlântico Sul.

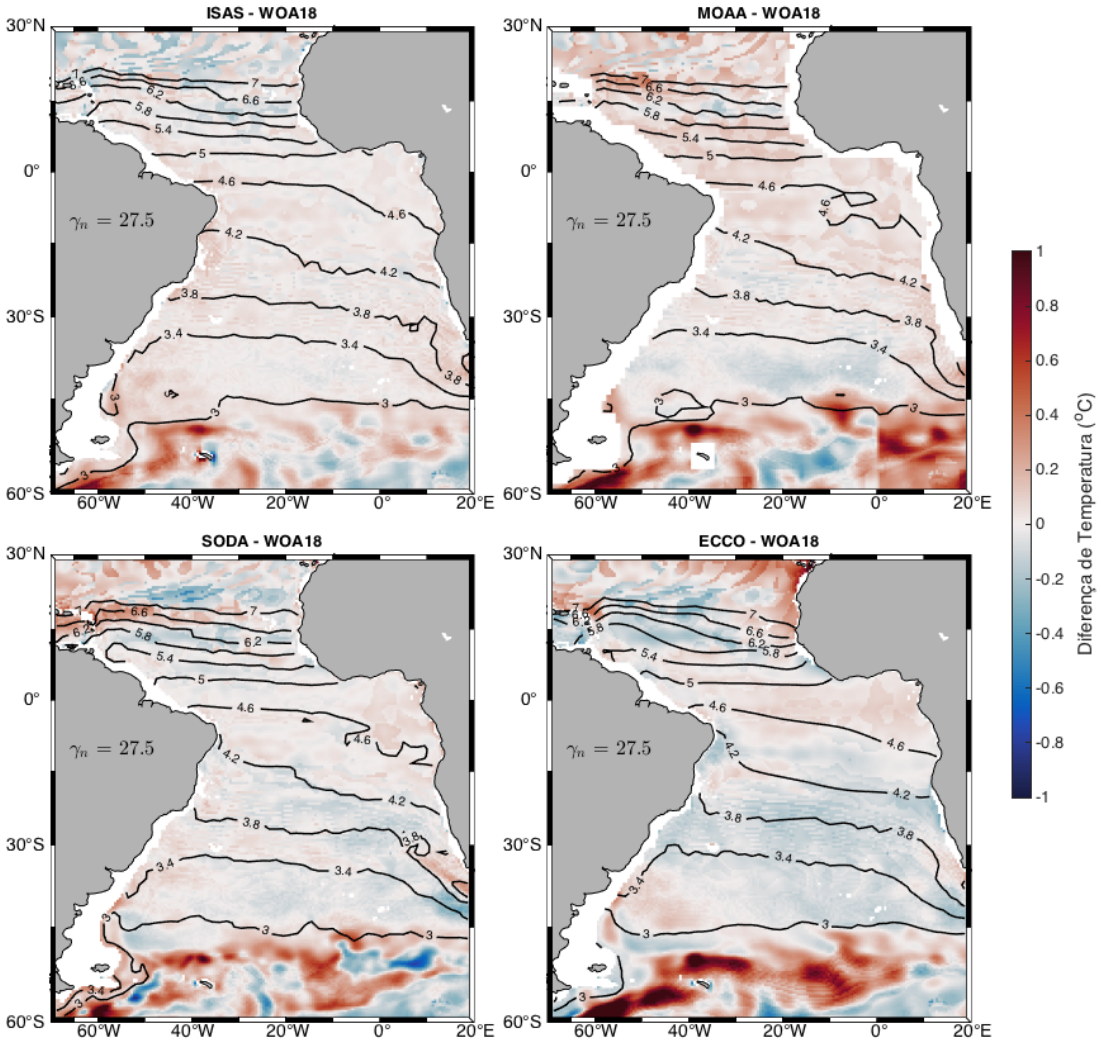

Figura 4.10: Distribuição espacial de temperatura (contornos) e diferenças em relação ao WOA18 (cores) na isoneutra de 27,5 kg/m^3 nos diferentes dados utilizados.

Por fim, a Figura 4.11 mostra os resultados referentes a distribuição espacial dos valores de pressão associados ao núcleo da AIA no Atlântico nos dados utilizados. Com base nela, é possível observar que todos os conjuntos de dados mostram maior gradiente de

pressão próximo a região do giro subtropical do Atlântico Sul, havendo maiores diferenças espaciais apenas na isóbara de 1100 dbar, que nos dados ISAS e MOAA se extende de oeste a leste na bacia do Atlântico Sul, enquanto nos dados do SODA e ECCO a extensão zonal desta vai até aproximadamente o centro da bacia. Tratando-se da região equatorial, os dados ISAS e MOAA apresentam também maior detalhamento de feições, o que não é observado nos dados de saída do SODA e do ECCO.

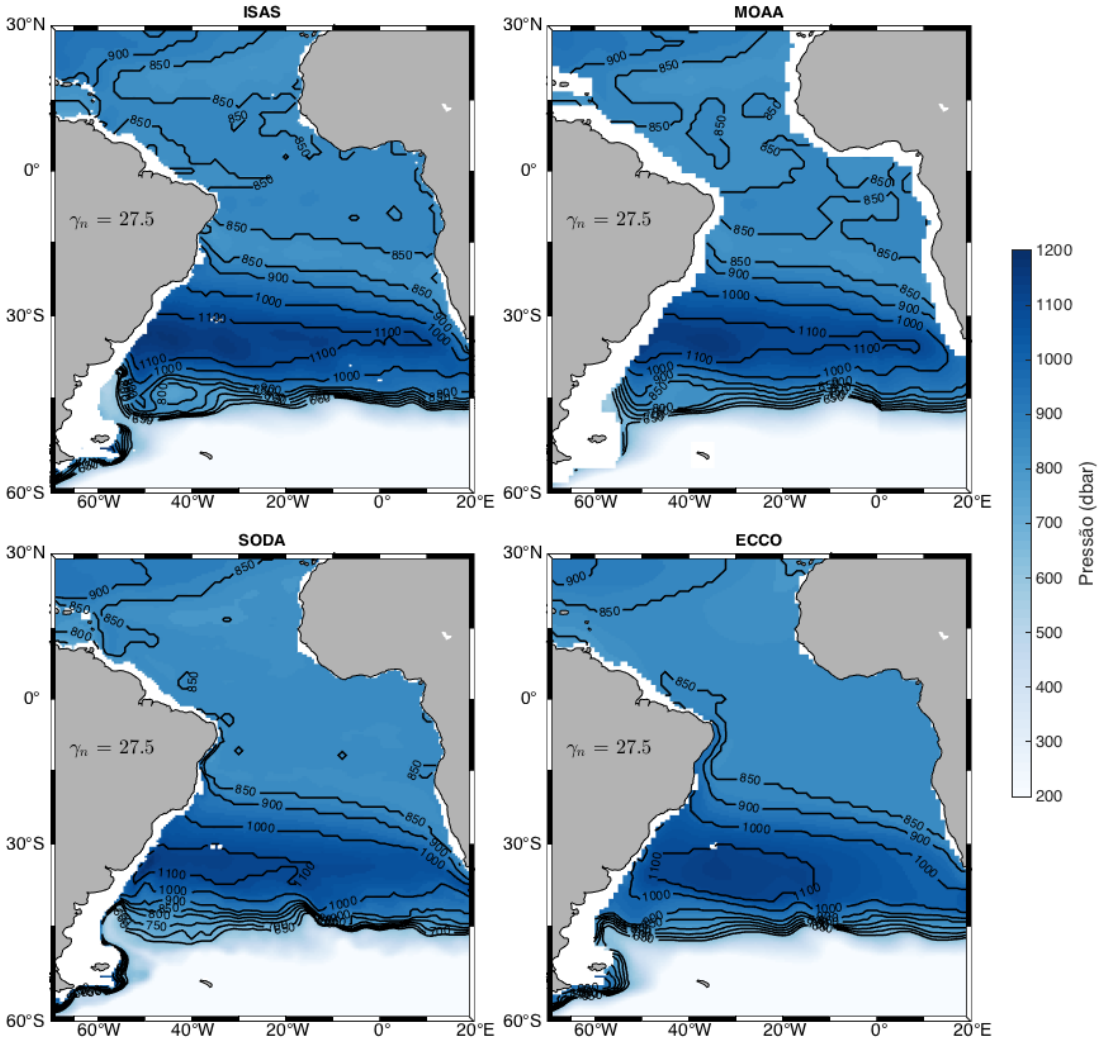

Figura 4.11: Distribuição espacial média dos valores de pressão na isoneutra de 27,5 kg/m^3 nos diferentes dados utilizados.

Sendo assim, apesar das diferenças visualizadas entre os diferentes conjuntos de dados utilizados e a climatologia do WOA18, podemos observar que todos eles conseguiram representar de maneira semelhante os principais padrões climatológicos de distribuição da AIA no Atlântico.

4.2 Variabilidade do alcance meridional da AIA

Nesta subseção serão apresentados e discutidos os resultados sobre as séries temporais da posição do alcance da AIA no Atlântico, assim como os períodos de variabilidade associados a estas.

4.2.1 Séries Temporais e Diagramas de Hovmöller

A Tabela 4.1 mostra a latitude média do alcance setentrional da AIA nos dois setores do Atlântico. Nela, observa-se que há maior alcance dessa massa d'água na borda oeste, chegando até aproximadamente 20°N, com uma diferença em torno de 5° em comparação com a região central, onde o alcance médio é próximo de 15°N. Tais resultados são consistentes entre todos os conjuntos de dados utilizados e quantificam, em termos de diferença no alcance meridional, a maior inclinação para noroeste das isohalinas no setor oeste da bacia.

Tabela 4.1: Latitude média do alcance setentrional da AIA nos dois setores do Atlântico.

	Posição média do alcance da AIA	
	Central (° N)	**Oeste (° N)**
WOA18	15.59 ± 0.39	20.21 ± 0.34
ISAS	15.83 ± 0.56	20.31 ± 0.41
MOAA	15.54 ± 0.68	19.73 ± 0.56
SODA	15.08 ± 1.12	20.01 ± 0.89
ECCO	14.20 ± 0.22	19.97 ± 0.09

Nas Figuras 4.12 e 4.13 encontram-se o ciclo anual da posição do alcance meridional da AIA nos diferentes conjuntos de dados, para o setor central e oeste, respectivamente. Pela Figura 4.12, observamos que o ciclo sazonal, tanto nos dados WOA18, quanto nos outros conjuntos de dados, não é bem definido. Entretanto, é possível observar um padrão de avanço pelos dados WOA, onde durante os meses de janeiro a junho a AIA encontra-se em uma posição mais ao sul, e avança durante o segundo semestre para uma posição ao norte. Tratando-se dos resultados para os dados ISAS e MOAA, excetuando os meses de janeiro a abril, os ciclos obtidos são semelhantes ao do WOA18. O ciclo anual dos dados SODA apresenta, mesmo possuindo alta variabilidade (o que fica evidenciado pelo desvio

padrão) um padrão semelhante ao climatológico, onde a partir de setembro há um alcance meridional maior em comparação aos meses anteriores. Por fim, os dados do ECCO mostram um ciclo anual bem menos intenso em termos de magnitude e com uma posição mais ao sul comparado aos dados WOA, contudo, ainda é possível notar um avanço no último quadrimestre do ano. Esses resultados, de maneira robusta, se assemelham aos obtidos por Machín and Pelegrí (2009), no qual os autores verificaram uma maior penetração da AIA na região oceânica adjacente ao noroeste do continente africano durante os meses do outono no hemisfério norte (setembro a dezembro).

Em relação ao setor oeste, o ciclo anual obtido pelos dados WOA18 difere do setor central, onde nota-se um padrão com dois avanços (janeiro e outubro) e dois recuos (julho e dezembro) ao longo do ano. Para esse setor, os dados ISAS mostram um ciclo semelhante ao do WOA, enquanto os dados do MOAA mostram um padrão distinto, onde há uma tendência de recuo da AIA a partir do segundo semestre. Os resultados obtidos para as saídas do SODA mostram um ciclo anual menos intenso em termos de magnitude, mas com altos desvios padrões, já as saídas do ECCO apresentam uma AIA com posição estável ao longo do ano, não sendo possível identificar variações significativas em sua posição.

Para melhor visualizar a variação temporal do alcance da AIA em cada dado, temos as séries temporais do alcance no setor central e oeste do Atlântico dispostas nas Figuras 4.14 e 4.15, respectivamente. Pela Figura 4.14, visualmente é possível observar uma semelhança em relação ao alcance da AIA nos dados ISAS e MOAA, onde ambos possuem uma variação mais ruidosa e menos estacionária, com amplitude semelhante, de aproximadamente 1 grau. Por outro lado, os dados do SODA mostram uma amplitude maior, em especial no período de 2002 a 2007, onde observam-se variações de até 3 graus no alcance da AIA. Com relação à série do ECCO, esta apresenta-se com características estacionárias, na qual há um ciclo de oscilação bem definido, apesar de sua magnitude ser fraca, seguido também de uma tendência linear de recuo desse alcance.

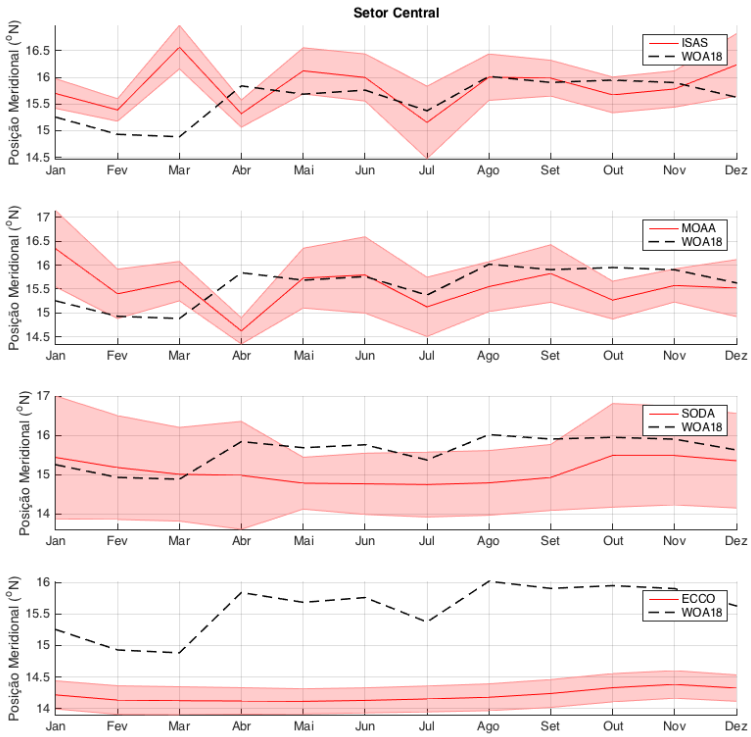

Figura 4.12: Ciclo anual do alcance meridional da AIA no setor central em cada conjunto de dado e a comparação com o ciclo climatológico do WOA18, a área hachurada indica um desvio padrão.

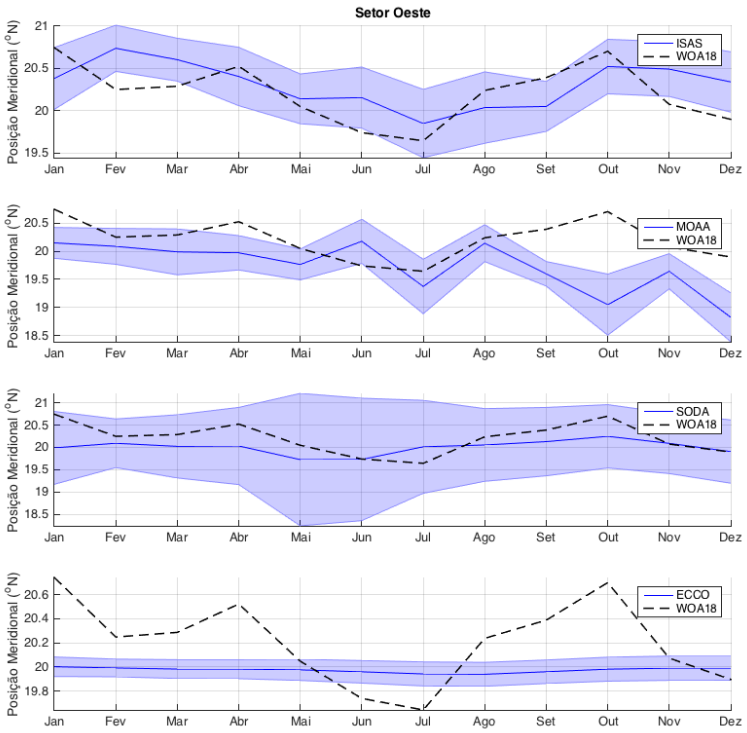

Figura 4.13: Similar a Figura 4.12, mas para o setor oeste.

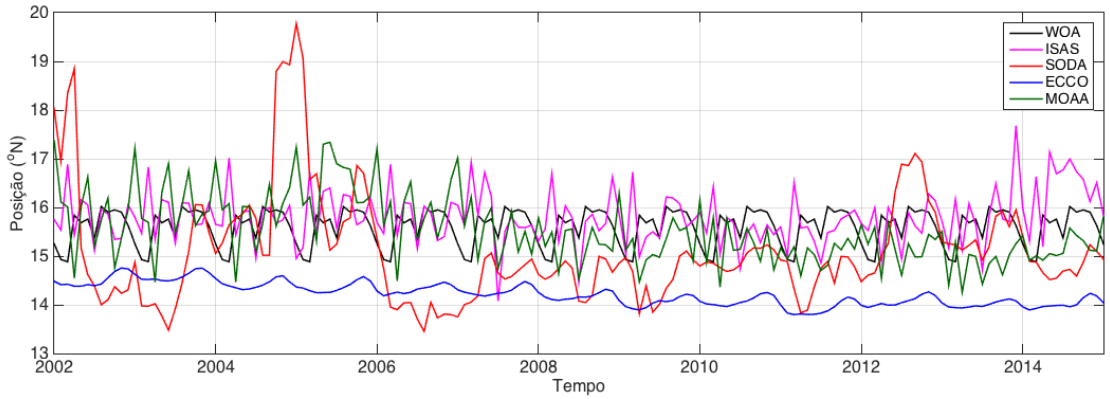

Figura 4.14: Séries temporais (2002 a 2015) do alcance meridional da AIA nos diferentes conjuntos de dados na seção central do Atlântico. Para melhor comparação, o ciclo anual do WOA18 foi repetido ao longo do tempo.

Pela Figura 4.15, nota-se que em relação aos dados ISAS e MOAA, a amplitude da variação do alcance no setor oeste é semelhante à do setor central. Entretanto, a série temporal do MOAA visualmente se mostra mais ruidosa que a do ISAS. Com relação ao SODA, temos uma série temporal mais semelhante àquelas do ISAS e MOAA, havendo apenas um período específico (próximo a 2007) onde há um pico distinto marcando um recuo da AIA. Pela série temporal do ECCO, observa-se que, no setor oeste, o alcance meridional da AIA apresenta pouca variação durante todo o período, semelhante ao observado na ausência de um ciclo médio anual, como citado anteriormente.

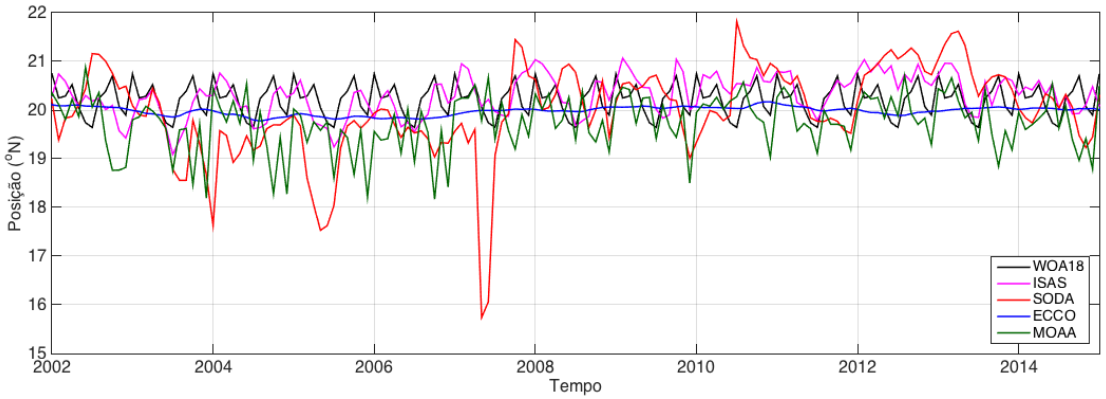

Figura 4.15: Similar a Figura 4.14, mas para a seção oeste.

Para uma visualização mais ampla a respeito de como ocorre a variação do avanço meridional da AIA, bem como das variações de salinidade ao longo da camada intermediária, nas Figuras 4.16 a 4.19 temos dispostos diagramas de Hovmöller (espaço-temporais) das anomalias de salinidade na seção central, em profundidades referentes ao topo, núcleo e base inferior da AIA, nos dados ISAS, MOAA, SODA e ECCO, respectivamente. Tais anomalias foram calculadas a partir da subtração do valor médio de salinidade de cada conjunto de dado no período estudado, sendo isso feito para cada ponto de grade (latitude). Pelas figuras, além de ser possível observar a movimentação da posição meridional das isohalinas características da AIA, é possível também obter informações a respeito das variações de salinidade ao longo da camada intermediária.

Na Figura 4.16 encontram-se os diagramas para os dados ISAS. Nela, observa-se que a variação meridional das isohalinas características da AIA (representada por contornos contínuos) acompanham as variações de salinidade, havendo um recuo (avanço) da AIA quando ocorrem anomalias positivas (negativas) de salinidade no interior da camada intermediária. Ainda, observamos que o padrão espaço-temporal de variação das anomalias de salinidade é semelhante ao longo das profundidades, havendo diferenças com relação a magnitude. Um padrão semelhante de anomalias é visualizado também na Figura 4.17, que mostra os diagramas referentes aos dados do MOAA. Tanto nos dados ISAS quanto nos dados MOAA, é possível observar um período distinto com anomalias positivas de salinidade entre 2006 e 2013, seguido de anomalias negativas, sobretudo na profundidade de 500 m, referente ao topo da AIA, e com menor intensidade nas outras profundidades. Tal fato pode ser um indício de que os processos que causam as anomalias de salinidade observadas se estendem ao longo de toda a camada intermediária.

Chidichimo et al. (2010) analisaram variações de densidade no setor leste do Atlântico e verificaram que as maiores anomalias aconteciam nos primeiros 500 m de coluna d'água, e que frequentemente esses sinais eram coerentes até aproximadamente 1400 m de profundidade, o que vai de acordo com o observado no presente trabalho.

Na Figura 4.18, onde estão os diagramas referentes ao SODA, observamos um padrão de evolução das anomalias de salinidade distinto com relação as Figuras 4.16 e 4.17. Grande parte da diferença entre essas imagens consiste dos dados do SODA não demonstrarem uma variabilidade de alta frequência tão evidente quanto os dados oriundos de medições *in situ* (ISAS e MOAA), o que fica evidenciado também pela movimentação meridional dos contornos das isohalinas. Entretanto, mesmo com tais diferenças, é possível observar um padrão de baixa frequência semelhante entre essas 3 figuras. Entre

os anos de 2006 e 2008, nota-se uma tendência de salinização ao longo da AIA (sendo mais evidente no topo), perdurando até aproximadamente 2014, semelhante ao reportado anteriormente.

Os diagramas de Hovmöller para os dados do ECCO encontram-se dispostos na Figura 4.19. Semelhante à sua série temporal, os resultados desse modelo mostram um padrão de evolução das anomalias, assim como da movimentação das isohalinas, mais estacionário e menos intenso em termos de magnitude, havendo uma semelhança entre as anomalias no núcleo e na base inferior da AIA, demostrando uma salinização dessas regiões ao longo do tempo, e ambas diferem em comparação com o padrão de anomalias no topo da camada, que apresenta um padrão inverso.

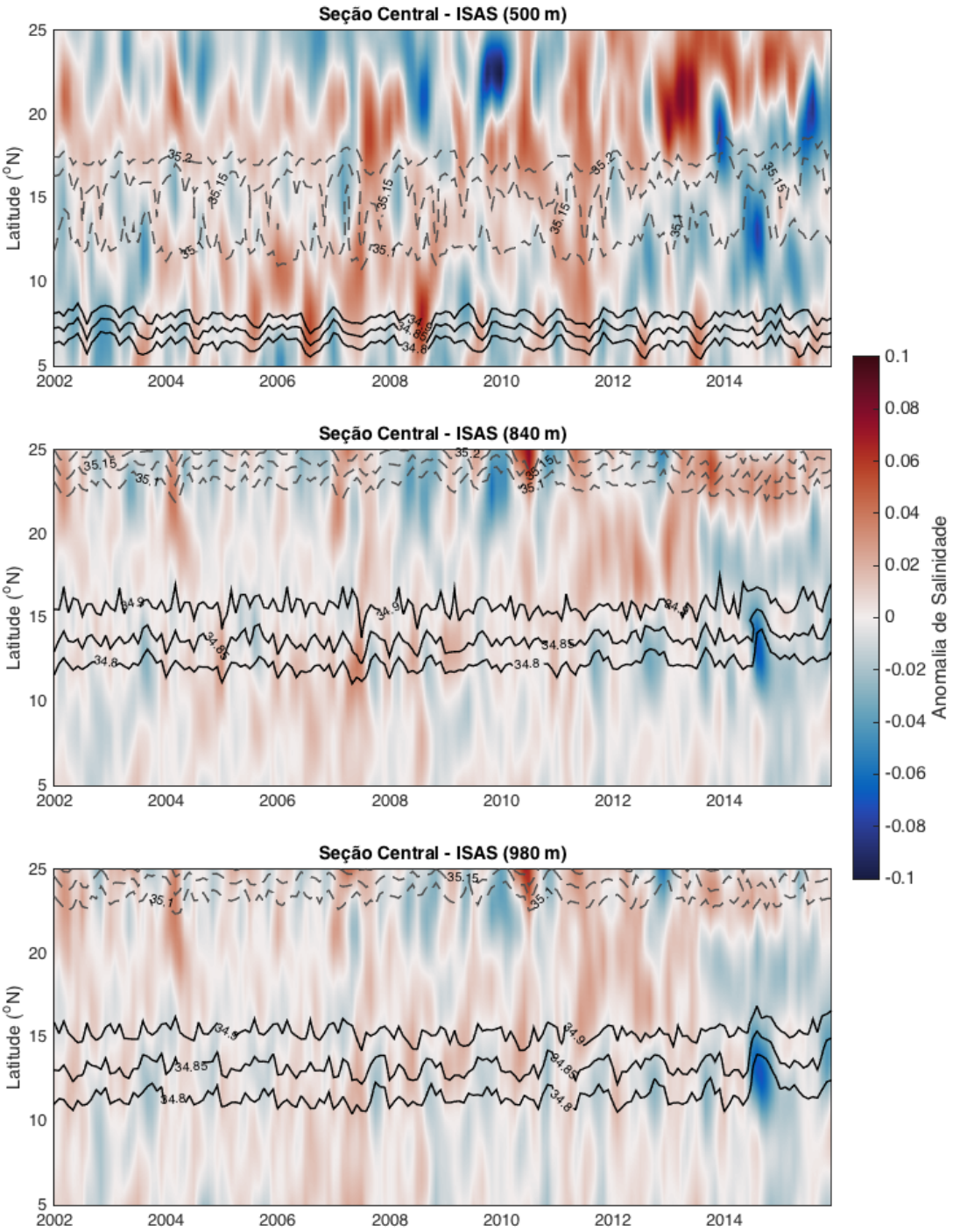

Figura 4.16: Diagramas de Hovmöller das anomalias de salinidade referentes ao topo (500 m), núcleo (840 m) e base (980 m) da AIA na região central do Atlântico (entre 20°W e 25°W) para os dados ISAS. Contornos pretos indicam isohalinas características e contornos tracejados isohalinas acima dos valores utilizados para identificar a massa d'água.

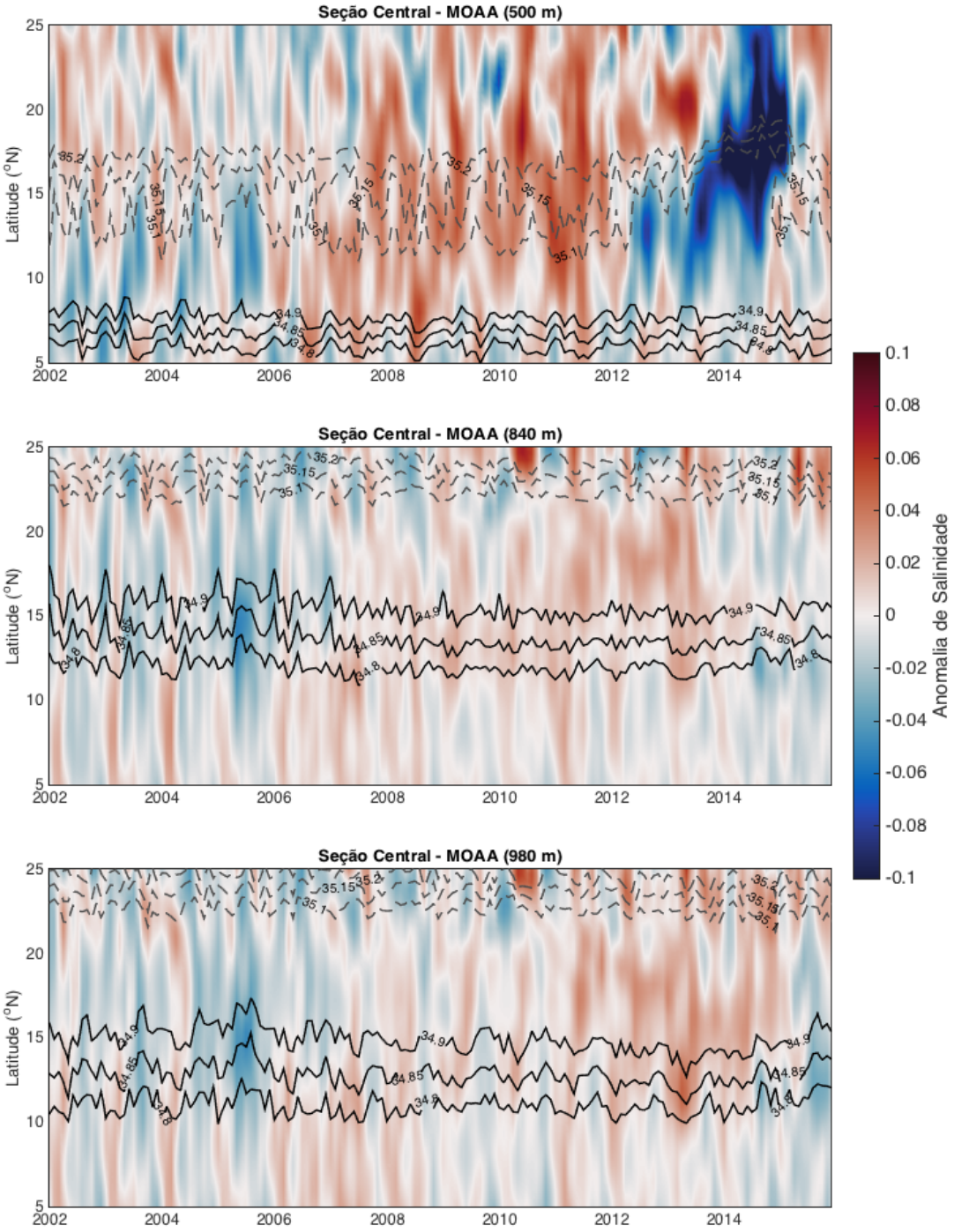

Figura 4.17: Semelhante a Figura 4.16, mas para os dados MOAA.

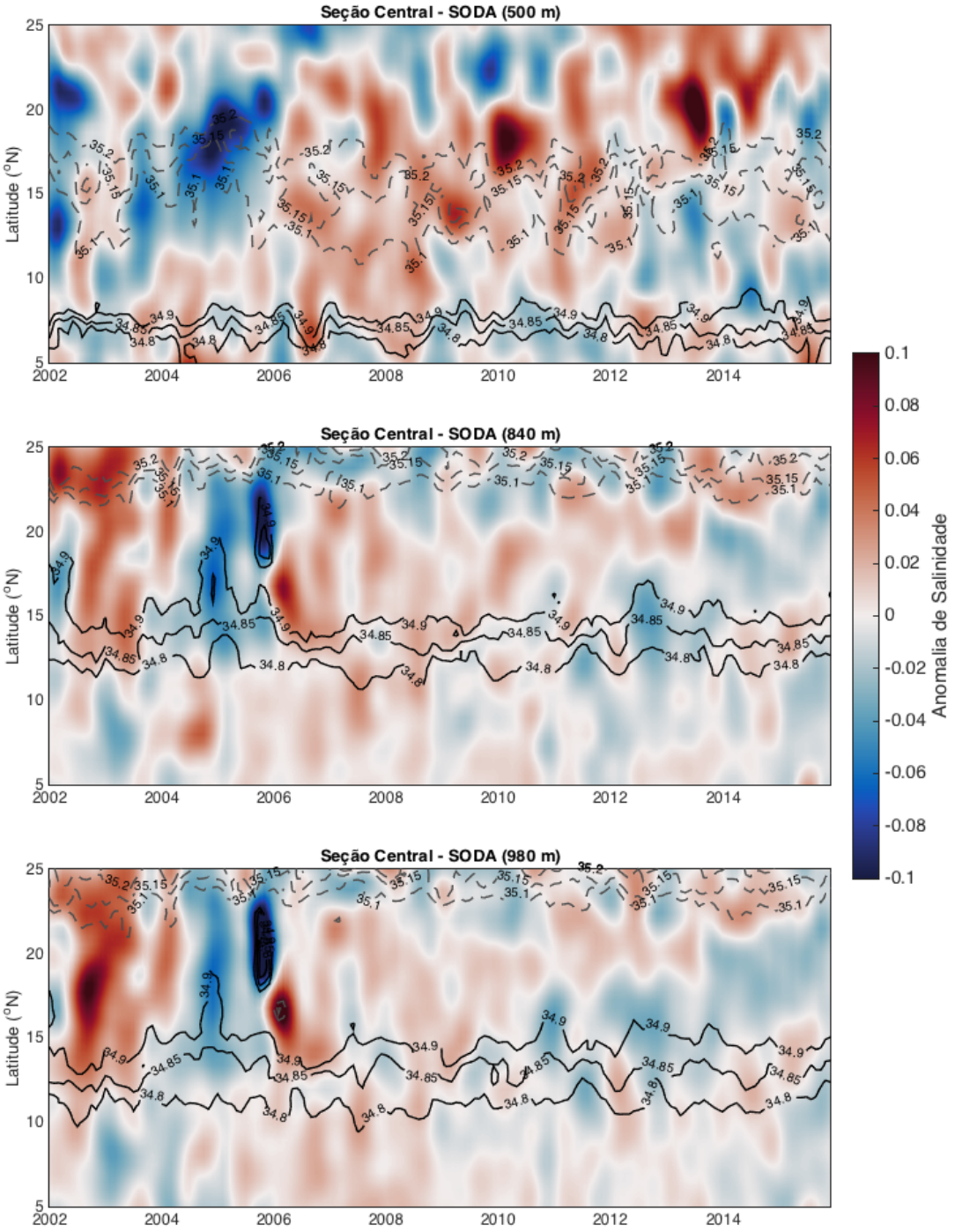

Figura 4.18: Semelhante a Figura 4.16, mas para os dados SODA.

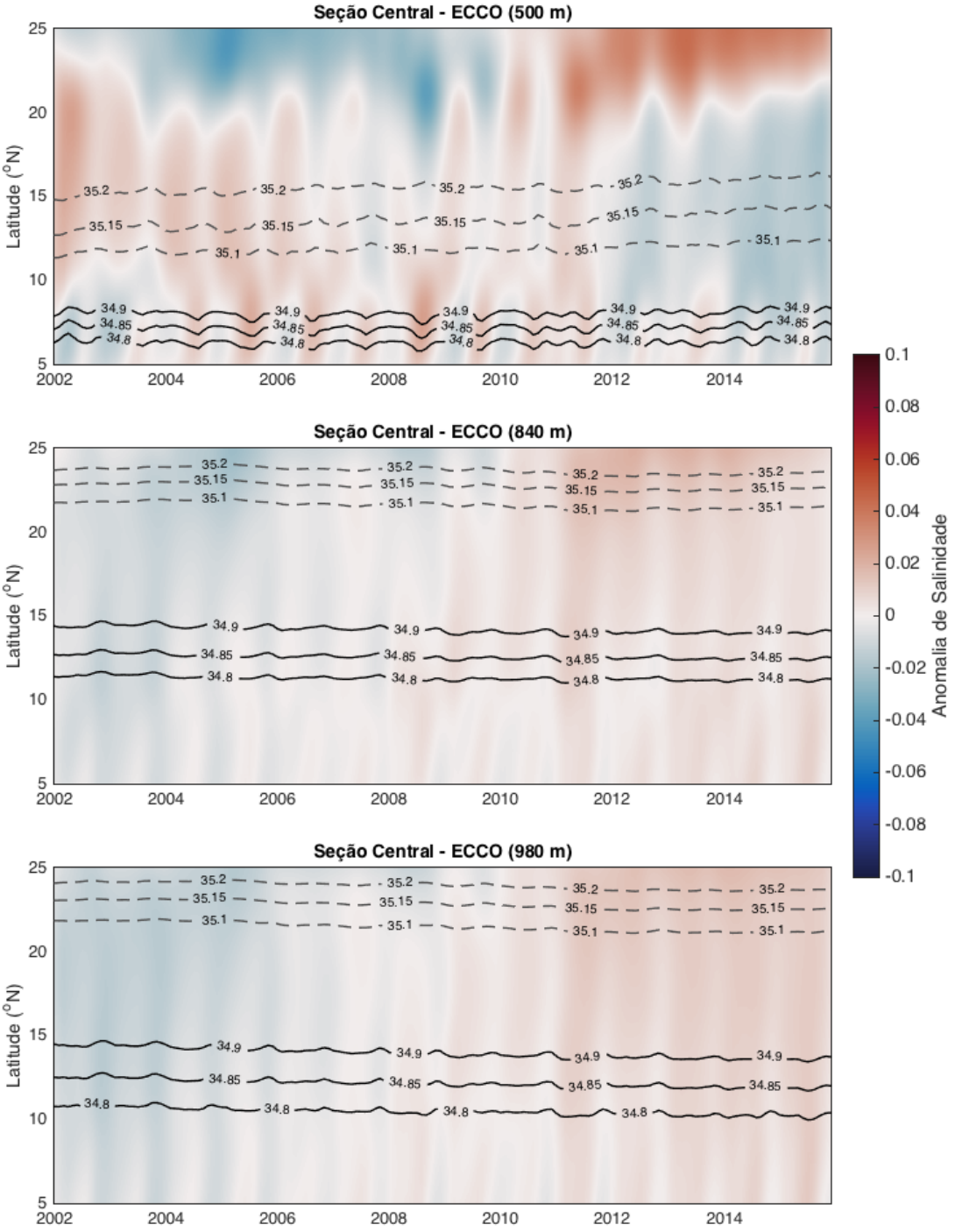

Figura 4.19: Semelhante a Figura 4.16, mas para os dados ECCO.

As Figuras 4.21 a 4.23 mostram os diagramas de Hovmöller e a variação meridional das isohalinas no setor oeste do Atlântico, para os dados ISAS, MOAA, SODA e ECCO, respectivamente. Novamente, os dados ISAS e MOAA (Figuras 4.20 e 4.21) mostram diagramas com variabilidade maior das anomalias, onde é possível identificar diferentes períodos sobrepostos. Tratando-se do SODA (Figura 4.22), os diagramas mostram que esse setor apresentou, sobretudo, anomalias negativas, indicando uma tendência de diminuição de salinidade ao longo da região da AIA, principalmente na região do núcleo e base inferior. Por fim, os diagramas de hovmöller para o ECCO (Figura 4.19) também mostram uma tendência de diminuição de salinidade para o topo e núcleo da AIA, e de salinificação em sua base inferior.

No trabalho de Fu et al. (2019), os autores também observaram uma tendência de salinificação da AIA no período anterior a 2005 seguido de uma forte anomalia negativa ao longo de 56°W, assim como uma propagação meridional das anomalias. Para melhor visualizar as variações de baixa frequência das anomalias de salinidade, na Figura 4.24 temos as anomalias filtradas para períodos acima de 2 anos na profundidade do núcleo da AIA em cada setor. Nela, observa-se que todos os dados mostram anomalias negativas a partir de 2006 no setor oeste, sendo estas menos intensas no ECCO. Além disso, podemos notar sobretudo um padrão característico em todos os dados: tendências predominantemente opostas em cada setor, o que fica mais evidenciado no período de 2006 a 2014, onde há a propagação meridional de anomalias com sinais positivas (negativas) no setor central (oeste).

Objetivando identificar possíveis relações em escalas interanuais entre os dois setores, foi feita uma filtragem nas séries temporais da variação meridional do alcance da AIA ao longo de sua posição média para períodos acima de dois anos e as séries foram correlacionadas (Figura 4.25).

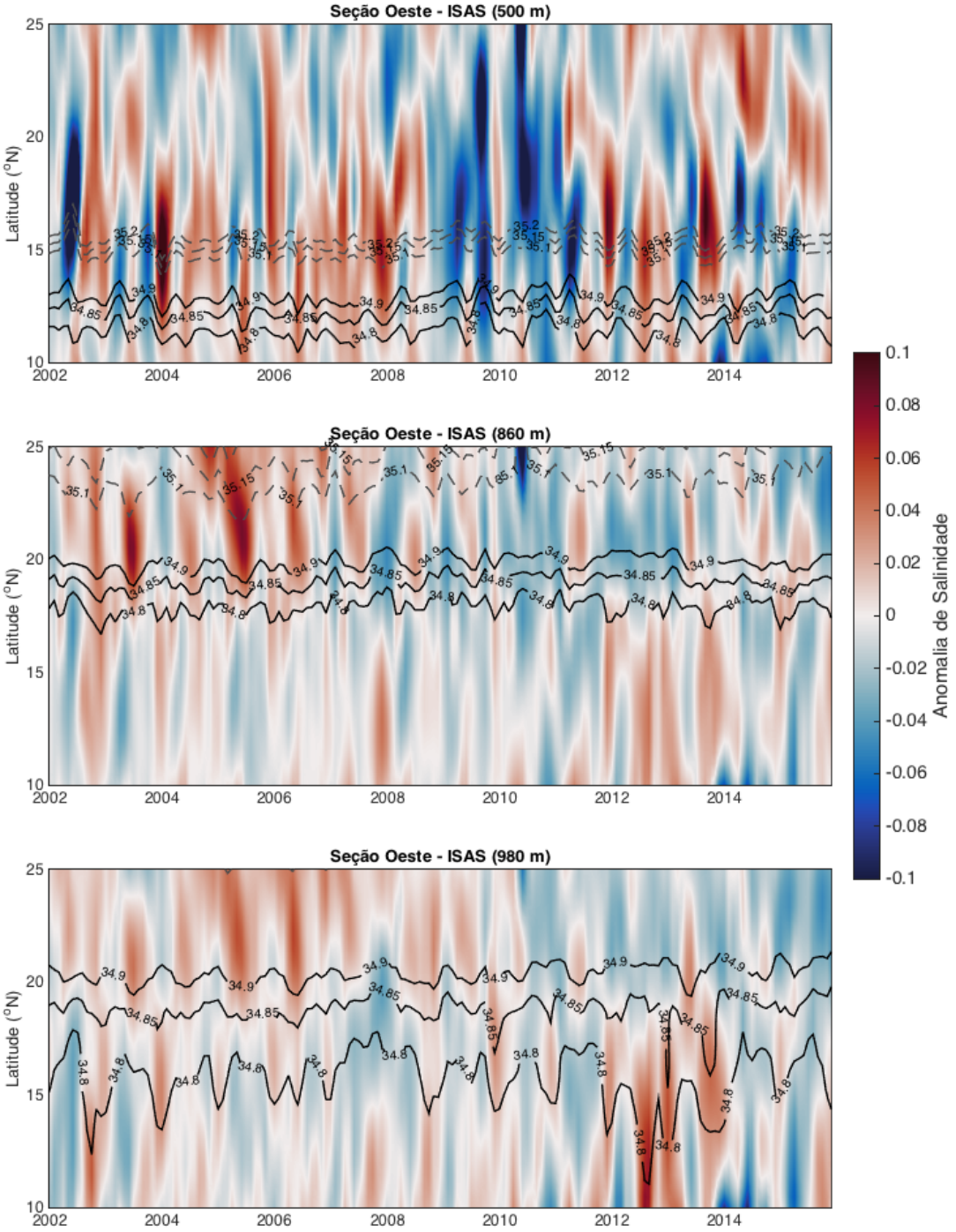

Figura 4.20: Diagramas de Hovmöller das anomalias de salinidade referentes ao topo (500 m), núcleo (860 m) e base (980 m) da AIA no setor oeste do Atlântico (entre 60°W e 55°W) para os dados ISAS.

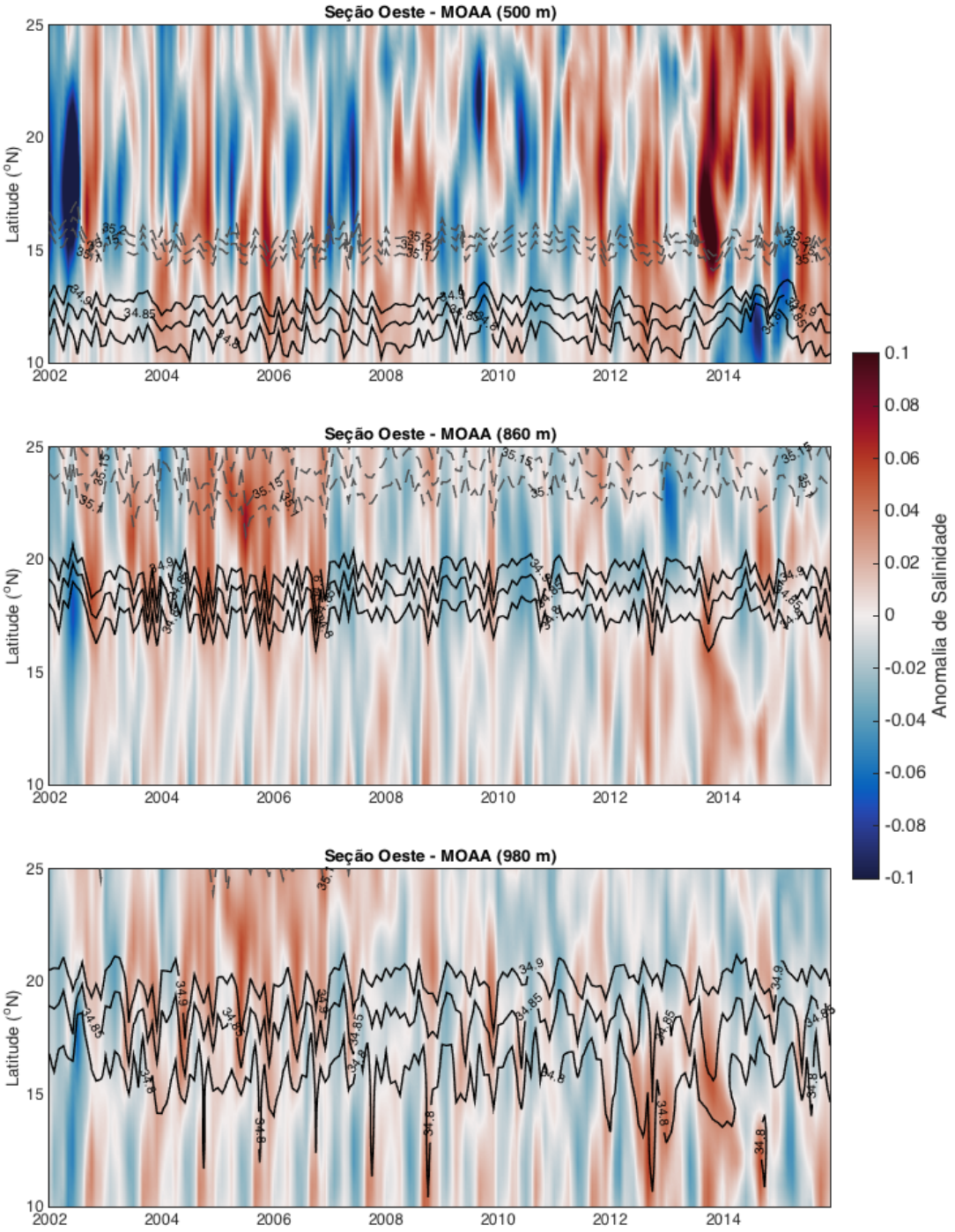

Figura 4.21: Similar a Figura 4.20, mas para os dados MOAA.

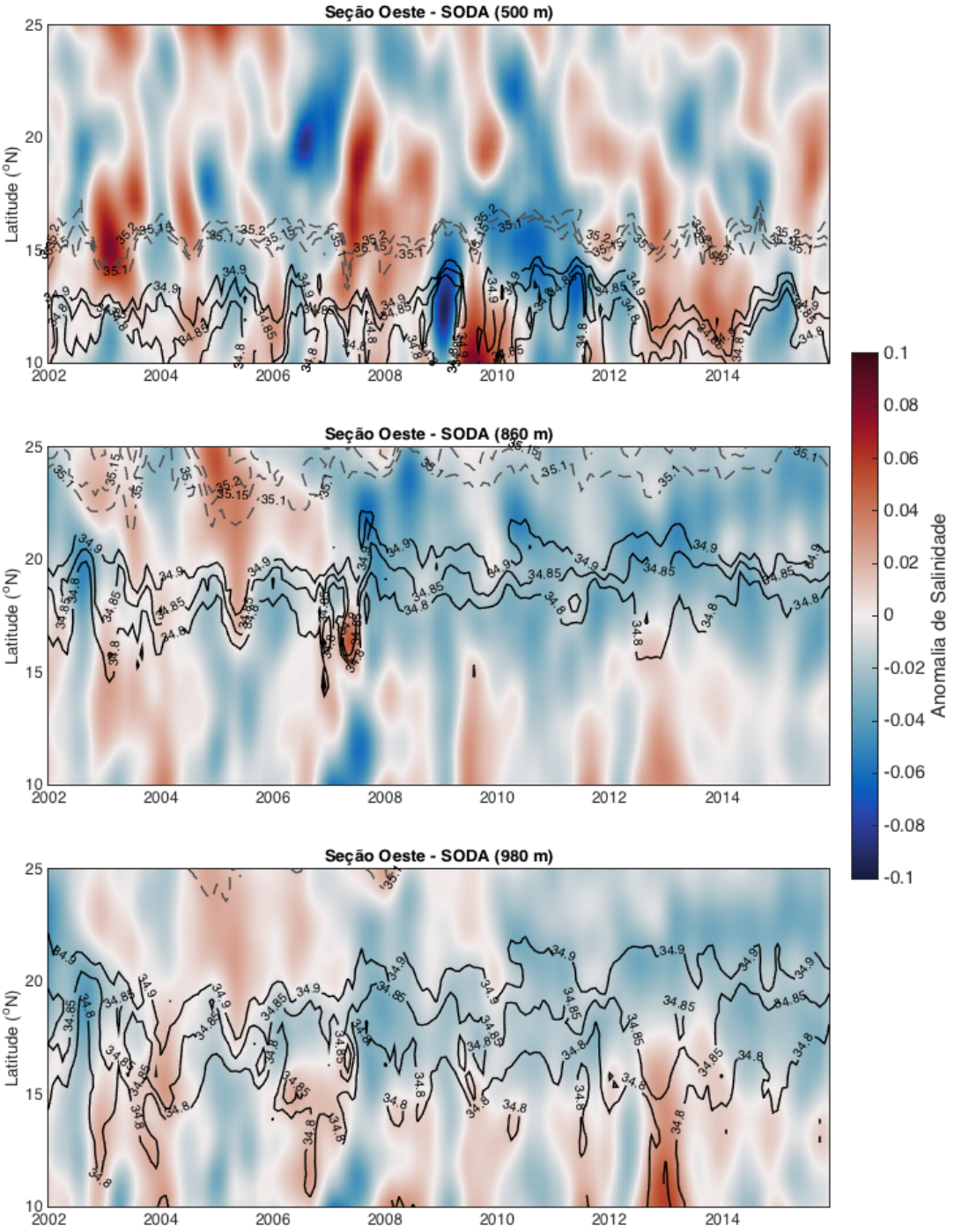

Figura 4.22: Similar a Figura 4.20, mas para os dados SODA.

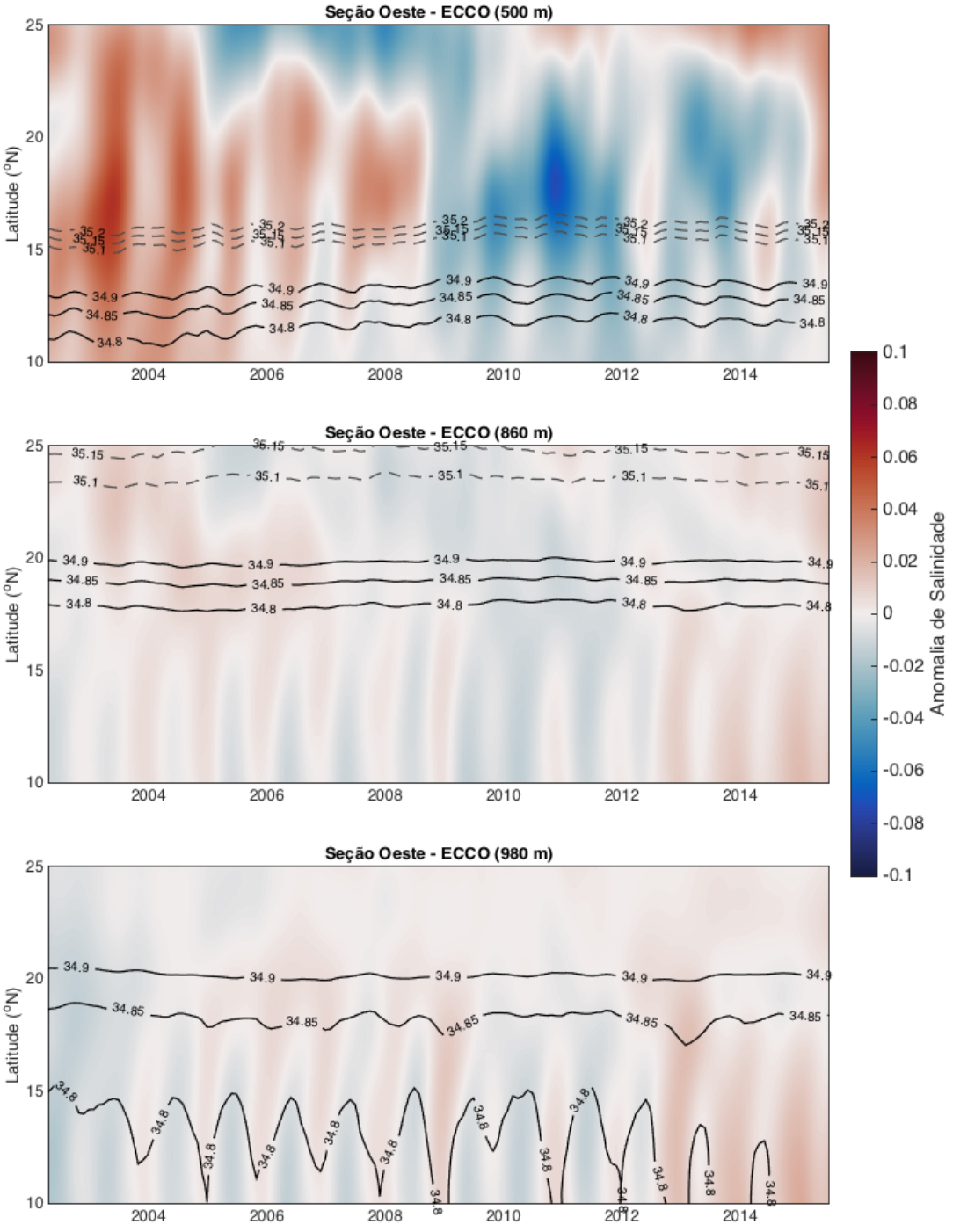

Figura 4.23: Similar a Figura 4.20, mas para os dados ECCO.

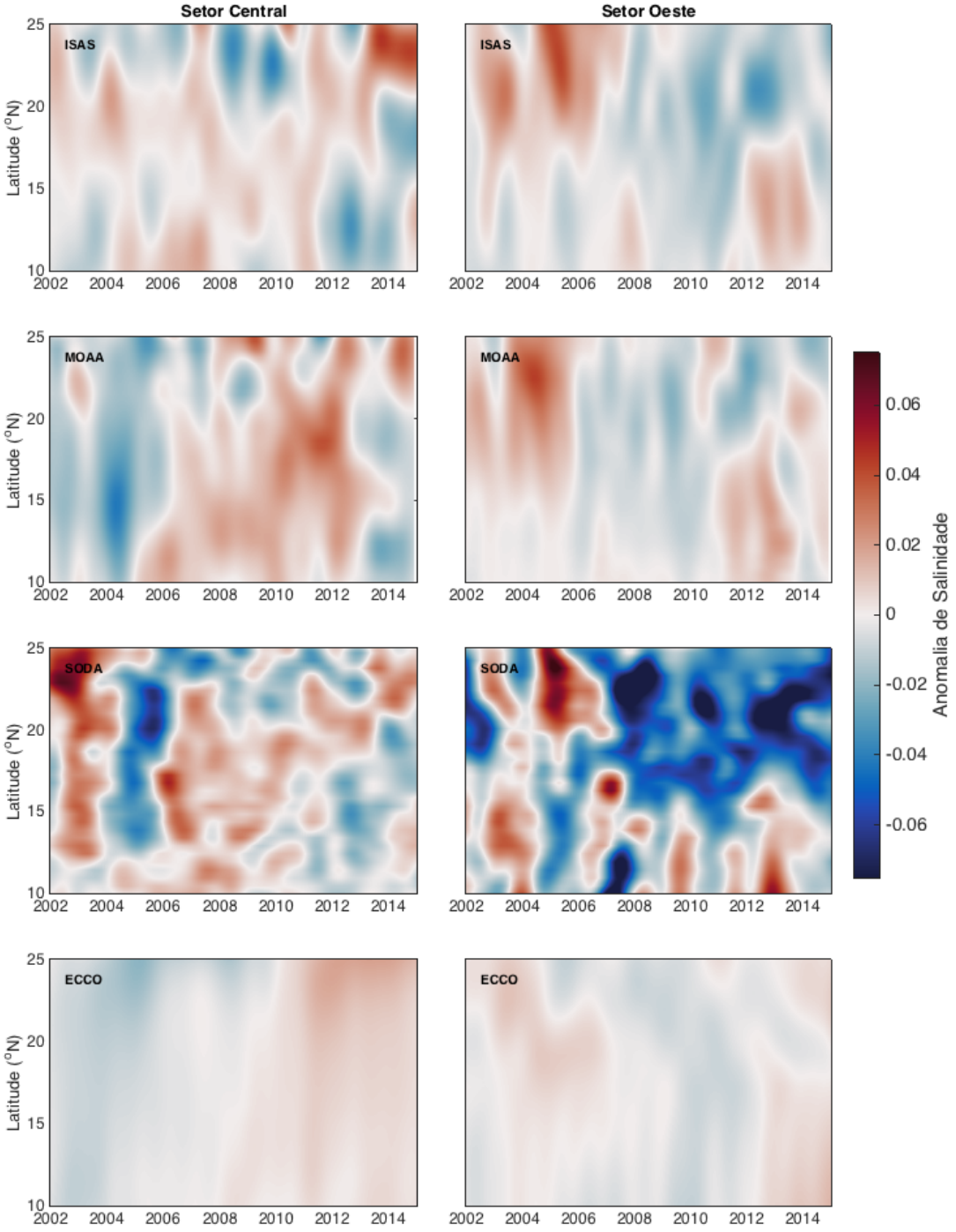

Figura 4.24: Variações interanuais (> 2 anos) de salinidade na profundidade referente ao núcleo da AIA nos dois setores e em cada conjunto de dado.

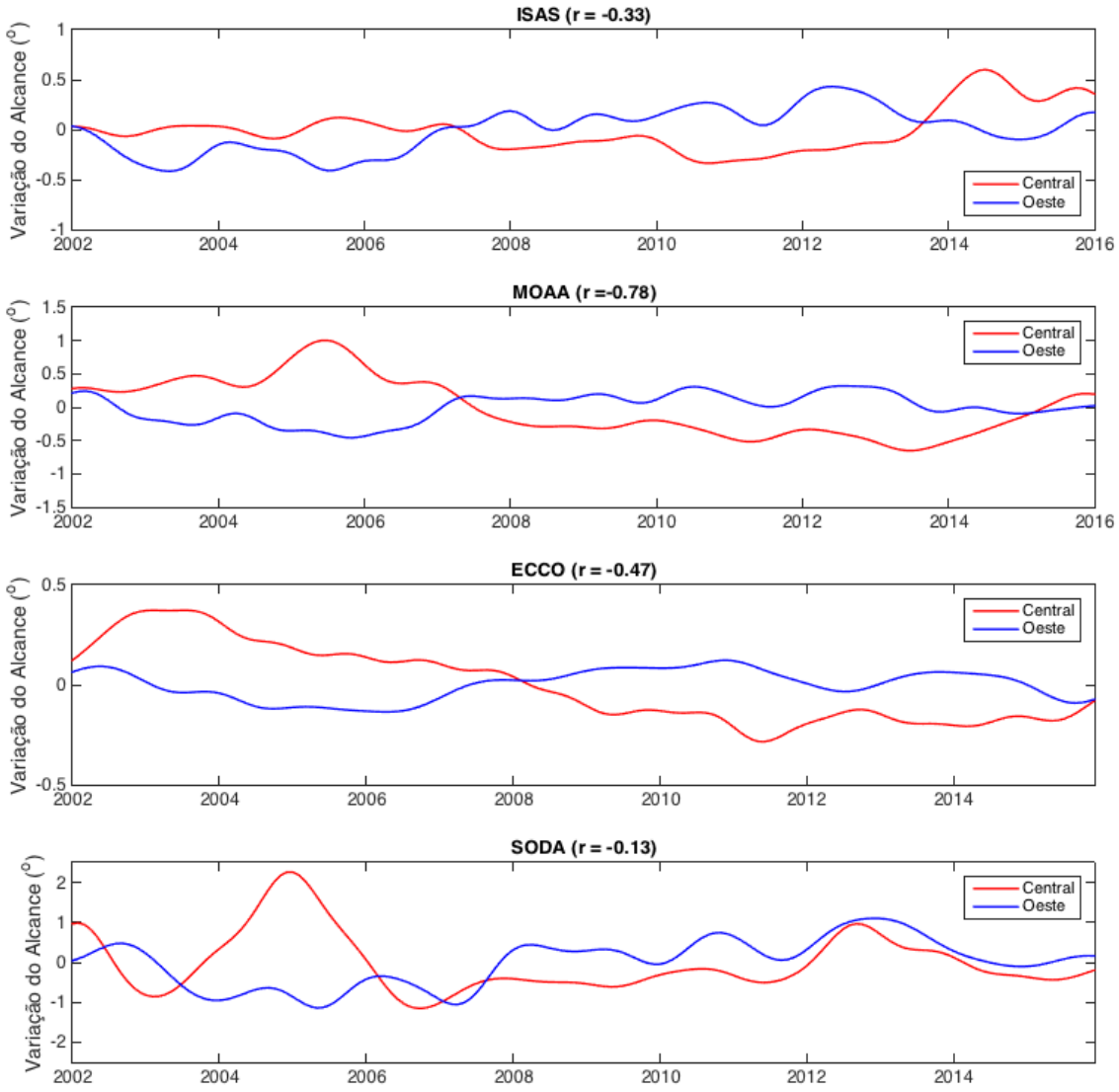

Figura 4.25: Séries temporais filtradas ($>$ 2 anos) da anomalia da variação do alcance nos dois setores do Atlântico e o coeficiente de correlação anotado no topo de cada painel.

Os resultados obtidos mostram coeficientes de correlação inversa significativos para os dados ISAS, MOAA e ECCO (que apesar deste último possuir uma variação de magnitude baixa em comparação ao restante dos dados, ela ocorre em fases opostas nas duas seções) indicando que em escalas interanuais as variações de salinidade nos dois setores da bacia tendem a ocorrer com sinais opostos.

4.2.2 Períodos de Variabilidade

Como observado pelos resultados da subseção anterior, a variação do alcance da AIA possui diferentes períodos sobrepostos, principalmente nos dados ISAS e MOAA. Dessa forma, a análise de ondaletas permitiu identificar e quantificar esses diferentes períodos relacionados com a variabilidade do alcance setentrional da AIA, e consequentemente relacionados a variação das anomalias de salinidade no núcleo da camada intermediária. Nas Figuras 4.26 a 4.29 temos os resultados das transformadas de ondaletas no setor central para os dados ISAS, MOAA, SODA e ECCO, respectivamente.

A Figura 4.26 B apresenta o espectrograma do alcance da AIA com base nos dados ISAS. Nele, observamos que grande parte da variabilidade da série temporal esteve associada a períodos intrasazonais (próximos de 3 meses), havendo apenas pequenos intervalos onde foi possível observar uma diminuição dessa influência. Ainda, outro período que esteve associado a variabilidade observada foi o anual. Tais períodos ficam ainda mais distintos na Figura 4.26 C, onde encontra-se o espectro global das ondaletas. O espectro global das ondaletas representa a integral ao longo do tempo, para cada período (escala) do espectrograma ao lado, mostrando assim quais períodos mais contribuiram para a variância observada ao longo de toda a série temporal. É válido ressaltar também que esse espectro foi integrado apenas para a região dentro do cone de influência, o que também foi repetido nas demais figuras a serem citadas. Pela Figura 4.26 C, verificam-se dois picos distintos, associados aos períodos previamente citados, assim como picos de menor intensidade, associados a períodos sazonais (próximos de 6 meses) e interanuais.

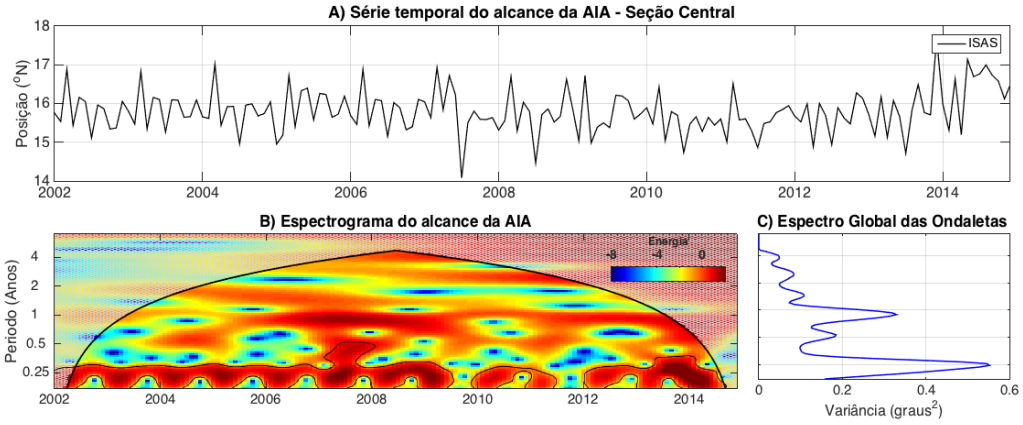

Figura 4.26: Conjunto dos resultados obtidos através da análise de ondaletas no setor central do Atlântico para os dados ISAS. A) Série bruta do alcance meridional; B) Espectrograma do alcance da AIA; C) Espectro global das ondaletas.

Na Figura 4.27, pelo espectrograma, nota-se que os dados MOAA também mostram uma forte variação intrasazonal, mais notável no período de 2002 a 2010. Pelo espectro global da mesma figura, observamos 3 picos distintos de energia associados a períodos intrasazonais, sazonal, e interanual (acima de 2 anos).

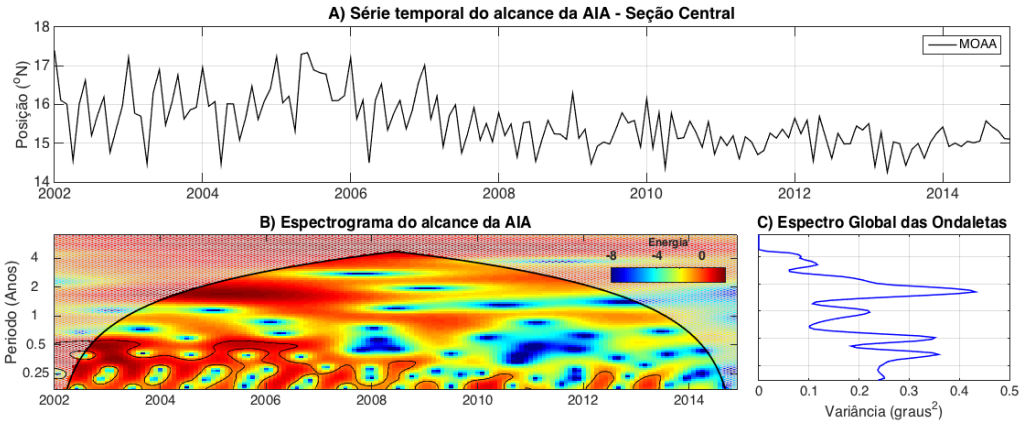

Figura 4.27: Similar a Figura 4.26, mas para os dados MOAA.

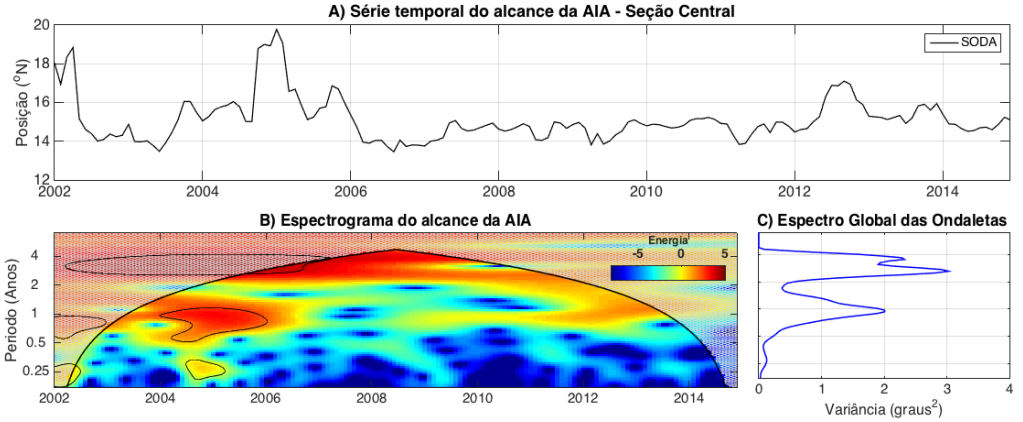

Figura 4.28: Similar a Figura 4.26, mas para os dados SODA.

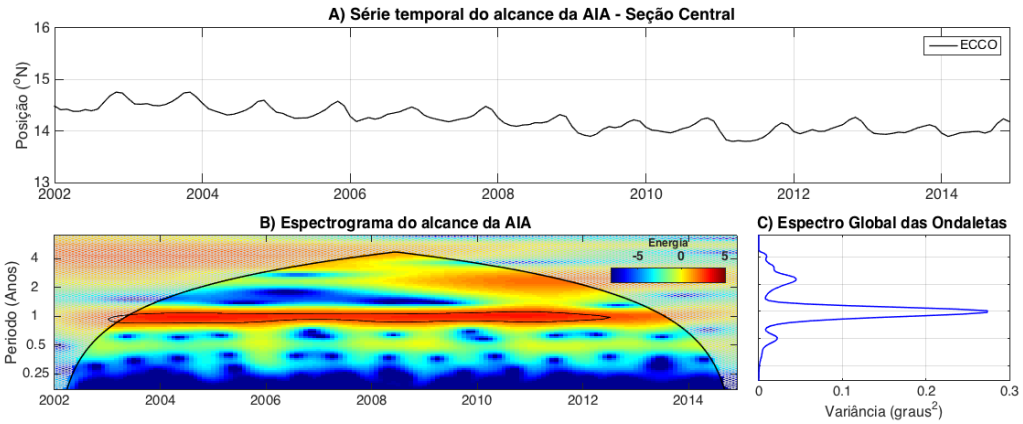

Figura 4.29: Similar a Figura 4.26, mas para os dados ECCO.

Pelas Figuras 4.26 a 4.27, os picos de maior energia das ondaletas para os dados ISAS e MOAA encontram-se em períodos que variam de trimestral a sazonal, enquanto que nos dados SODA e ECCO essa alta frequência não é observada. Para melhor comparar esses resultados, foram calculadas a porcentagem de variância explicada por cada período (vide apêndice A) e os resultados obtidos estão na Tabela 4.2.

Tabela 4.2: Porcentagem da variância associada ao da AIA no setor central explicada pelos sinais agrupados em: intrasazonal (2,4 a 3,6 meses), sazonal (4,8 a 8,4 meses), anual (9 a 15 meses) e interanual (18 a 54 meses).

	Intrasazonal	**Sazonal**	**Anual**	**Interanual**
ISAS	30.42%	10.79%	9.62%	5.34%
MOAA	14.48%	10.19%	4.22%	9.11%
SODA	3.84%	9.24%	21.16%	42.78%
ECCO	0.72%	7.72%	40.51%	11.78%

Para o setor oeste do Atlântico, os resultados da análise de ondaletas encontram-se nas Figuras 4.30 a 4.33. No espectro global das Figuras 4.30 e 4.31, referentes aos dados ISAS e MOAA, respectivamente, identificamos que ambos mostram um pico distinto de predominância, sendo esse pico referente ao período anual. Ainda, observamos também uma influência de variações intrasazonais nos dados do MOAA.

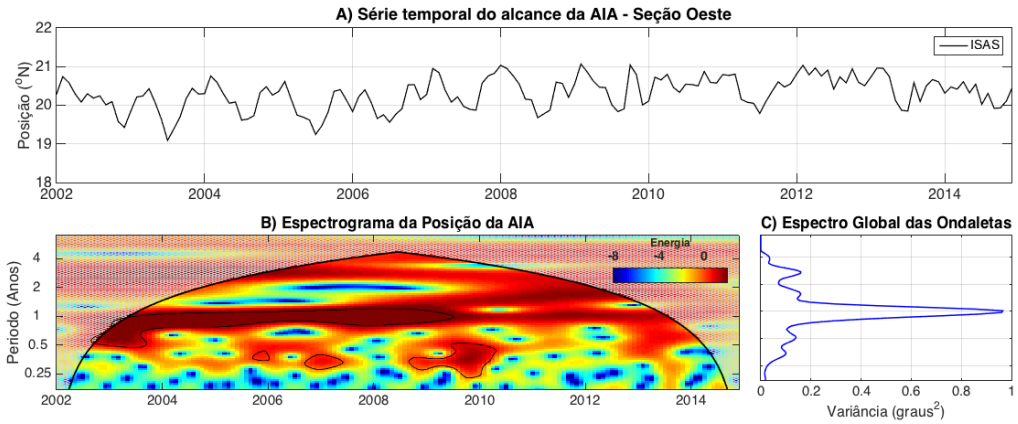

Figura 4.30: Conjunto dos resultados obtidos através da análise de ondaletas no setor oeste do Atlântico para os dados ISAS. A) Série bruta do alcance meridional; B) Espectrograma do alcance da AIA; C) Espectro global das ondaletas.

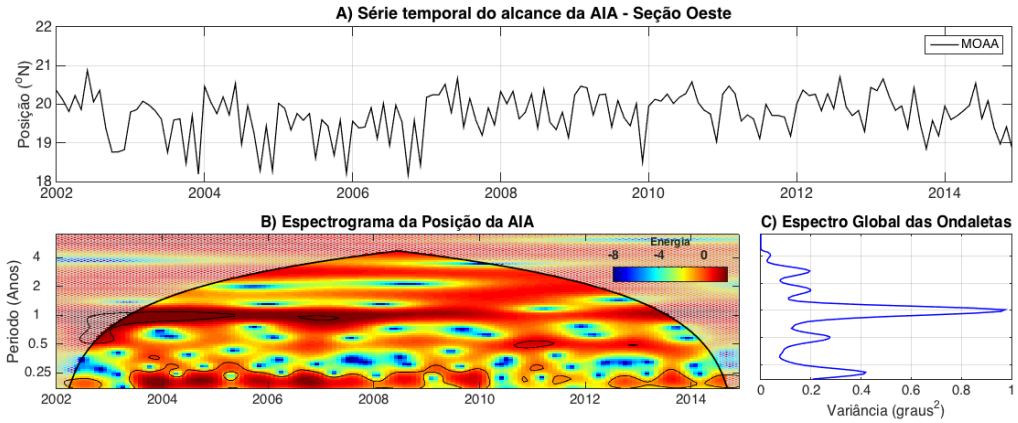

Figura 4.31: Similar a Figura 4.30 mas para os dados MOAA.

Os resultados obtidos para o SODA (Figura 4.32), diferentemente das figuras anteriores, mostram uma variabilidade associada a períodos interanuais, próximos de 1,5, a 3,5 anos.

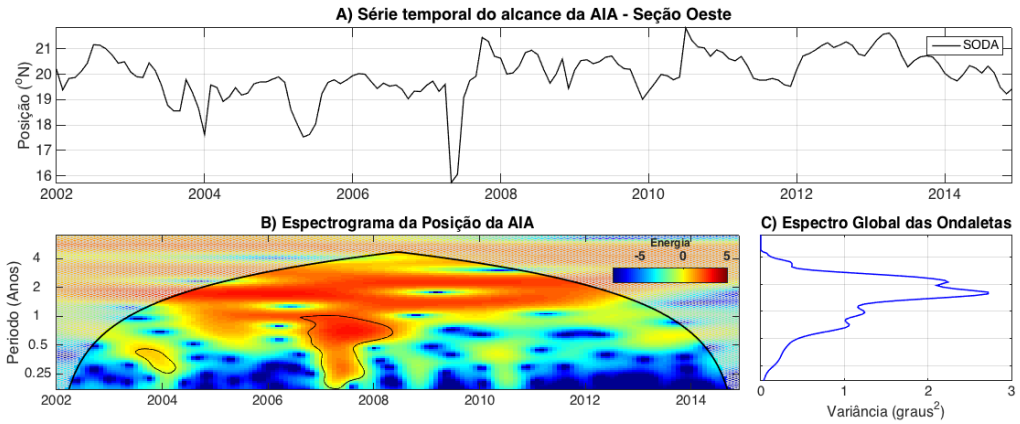

Figura 4.32: Similar a Figura 4.30 mas para os dados SODA.

Com relação aos resultados da saída do modelo ECCO (Figura 4.33), é possível observar uma variação de baixa frequência na posição da AIA ao redor de seu alcance médio, mesmo que a magnitude desta seja menor quando comparada aos outros dados. Pelo espectro global, observamos picos de variância associados a períodos que variam de 1, 2 e acima de 3 anos.

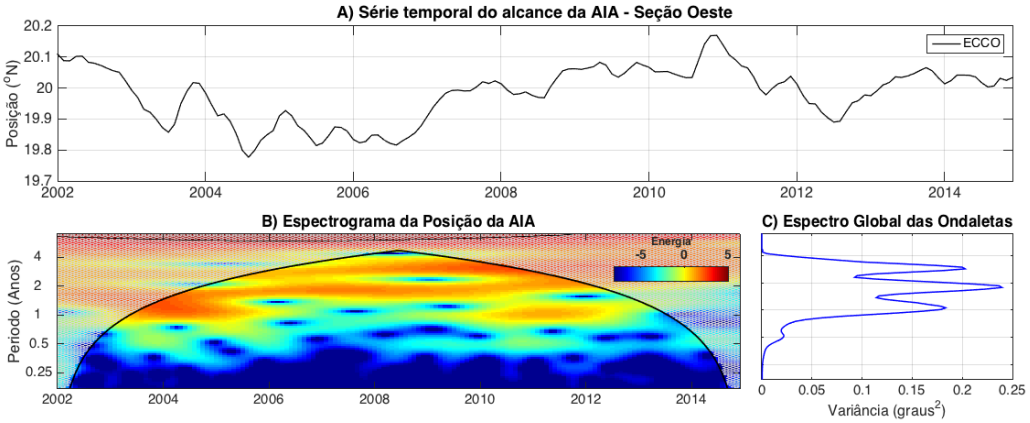

Figura 4.33: Similar a Figura 4.30 mas para os dados ECCO.

Pela Tabela 4.3, onde estão as porcentagens explicadas por cada sinal no setor oeste, observamos que além da maior porcentagem associada ao período anual, os dados ISAS e MOAA apresentam porcentagens próximas para os outros períodos. De outro modo, tanto as saídas do SODA quanto ECCO mostram uma maior porcentagem associada a períodos interanuais.

Tabela 4.3: Similar a Tabela 4.2 mas no setor oeste.

	Intrasazonal	**Sazonal**	**Anual**	**Interanual**
ISAS	6.24%	13.57%	36.06%	12.54%
MOAA	10.21%	13.46%	21.62%	9.11%
SODA	5.33%	15.11%	13.97%	26.73%
ECCO	0.36%	6.24%	8.98%	27.19%

Podemos verificar que, tratando-se dos períodos de variabilidade do alcance da AIA, há uma concordância entre os dados ISAS e MOAA, enquanto que os dados do SODA e do ECCO não conseguem representar de forma adequada a variabilidade de alta frequência. Evans et al. (2017) utilizando dados do ECCO e de uma climatologia interpolada oriunda de flutuadores Argo também verificaram que quando utiliza-se dados Argo ocorre uma variabilidade de alta frequência maior em comparação com saídas do ECCO, em virtude do modo de aquisição desses dados, que permite a "captura" de vórtices quando no momento da coleta.

Através das Tabelas 4.2 e 4.3, observamos também que os períodos de variabilidade encontrados mostram a maior predominância da intrasazonalidade no setor central do Atlântico em comparação com o setor oeste. Kashino et al. (2019) verificaram através de bóias do projeto TRITON, no Pacífico, uma forte variação intrasazonal na camada intermediária próximo de onde ocorre a retroflexão da Subcorrente da Nova Guiné para leste, convertendo-se na Subcorrente Equatorial. Ainda, os autores associaram a alta intrasazonalidade observada a efeitos de interações de vórtices subtermoclínicos. Ainda, a posição média do alcance da AIA no setor central foi próxima a uma região altamente energética denominada zona frontal de Cabo Verde, local onde a Corrente das Canárias sofre grandes variações espaciais e temporais e, mais tarde, forma o início da corrente Norte Equatorial (Vangriesheim et al. 2003; Martínez-Marrero et al. 2008). Segundo Onken and Klein (1991), as pertubações na camada intermediária nessa região propagam-se em períodos de 100 a 125 dias, o que vai de acordo com os resultados aqui obtidos.

4.3 Fenômenos Associados

Neste tópico serão apresentados e discutidos os resultados a respeito da verificação de possíveis forçantes associadas a movimentação meridional de baixa frequência (> 2 anos) observada no alcance da AIA (Figura 4.34), dando ênfase em processos específicos que foram estudados, como o transporte meridional de volume da MOC ao longo do Atlântico Sul e índices atmosféricos.

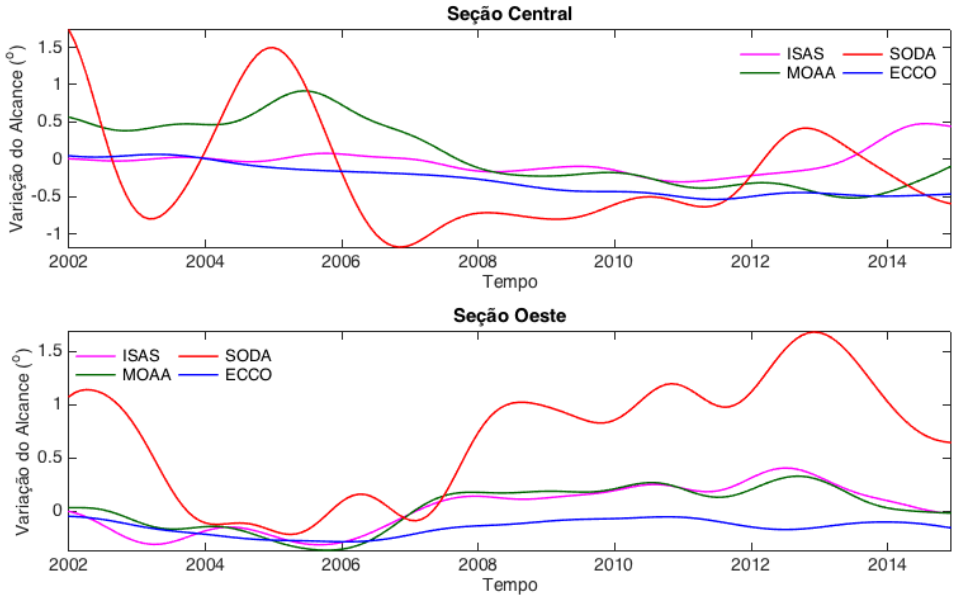

Figura 4.34: Variações de baixa frequência (> 2 anos) no alcance meridional da AIA nos setores central (painel superior) e oeste (painel inferior) do Atlântico.

4.3.1 Transporte de volume da MOC

Nesta subseção, serão apresentados e discutidos os resultados referentes ao transporte de volume da MOC nas latitudes de 34,5°S, 24,5°S e 10°S utilizando os dados de velocidade meridional das saídas do SODA e do ECCO. Previamente à busca de uma relação das séries temporais do alcance da AIA com o transporte de volume da MOC, foi feita uma breve comparação do transporte de volume de ambos com resultados presentes na literatura.

Na Figura 4.35 temos as séries temporais da MOC no período de 2002 a 2015. Em 34.5°S, observamos que apesar da diferença de magnitude na média de cada fonte, as séries apresentam variabilidade semelhante. Nas latitudes de 24,5°S e 10°S nota-se que

há uma maior semelhança entre os valores de transporte de volume a partir de 2008. Tratando-se dos ciclos sazonais (Figura 4.36), observamos que ambos representam padrões semelhantes. Em 34,5°S, o máximo do transporte ocorre durante os meses do inverno austral (em Junho para o SODA e Julho para o ECCO), e o mínimo entre Outubro e Março, sendo também observado um padrão semelhante em 24,5°S, onde para o SODA o máximo ocorre em Maio e para o ECCO em Junho, e os valores mínimos em Outubro. Em 10°S, por estar em uma zona mais tropical comparado com as outras latitudes examinadas, temos um padrão sazonal diferente, onde o máximo ocorre nos meses de Fevereiro (SODA) e Maio (ECCO), e os minimos de ambos ocorrem em Setembro.

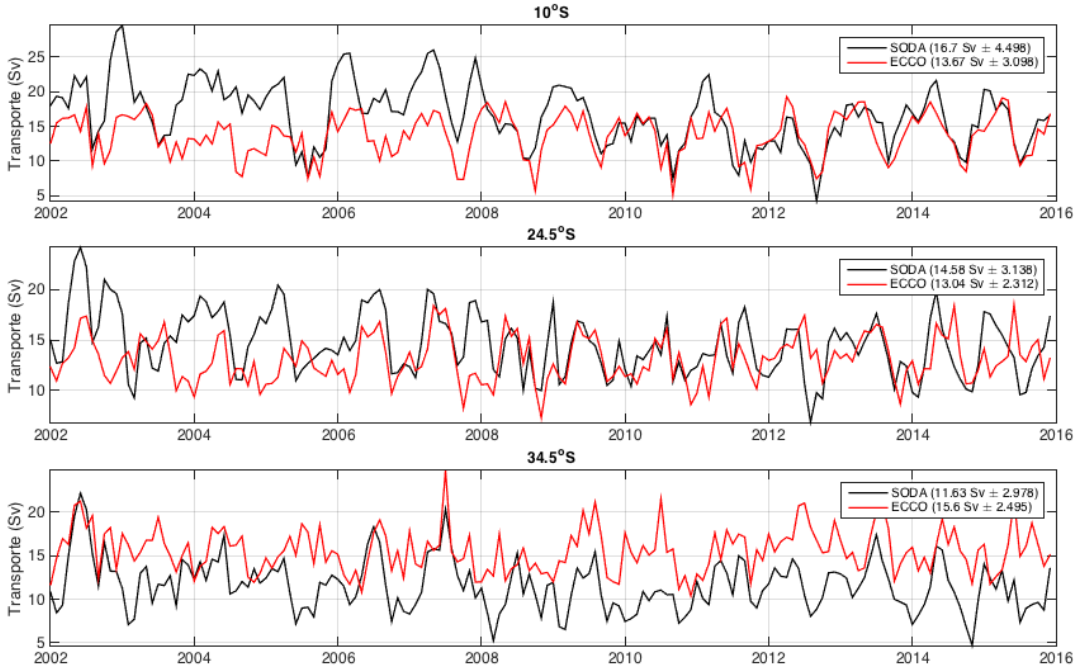

Figura 4.35: Séries temporais da componente meridional do transporte de volume da MOC no período de 2002 a 2015 em 10°S (painel superior), 24,5°S (painel central) e 34,5°S (painel inferior).

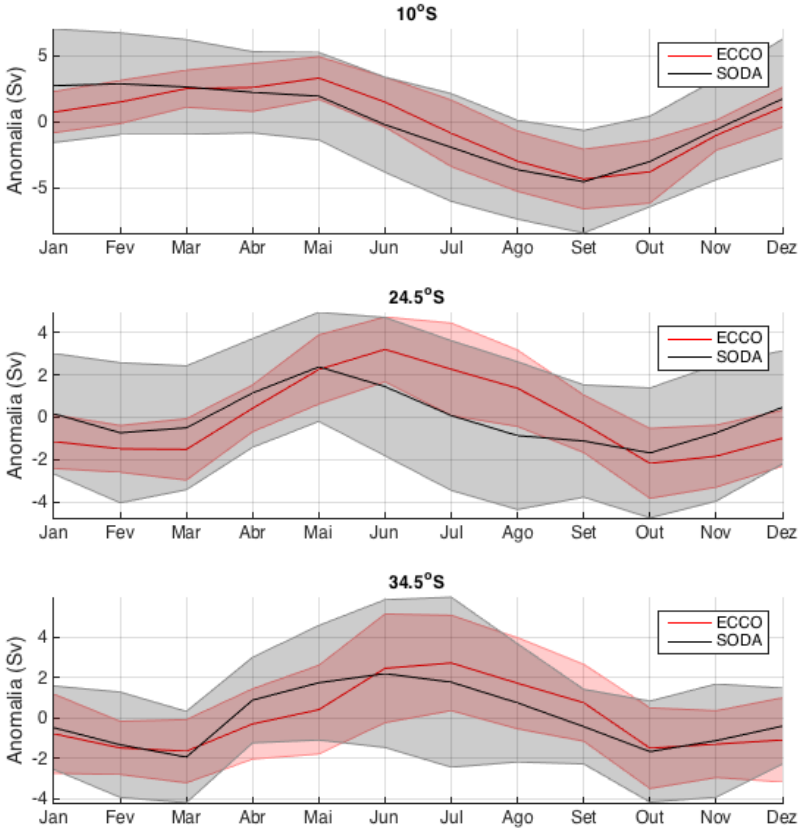

Figura 4.36: Ciclos sazonais do transporte de volume da MOC nas latitudes analisadas, as áreas hachuradas indicam o desvio padrão de cada mês.

Pela Tabela 4.4 é possível comparar os resultados deste trabalho com outros realizados no Atlântico Sul. Nela, verifica-se que o valor médio do SODA em 34,5°S está abaixo dos valores esperados, mas pelo seu desvio padrão, não difere muito do encontrado. Já nas latitudes de 24,5°S e 10°S os valores obtidos para o ECCO encontram-se ligeiramente mais baixos do reportado em outros trabalhos, entretanto, dentro do limite devido ao desvio padrão. No trabalho de Majumder et al. (2016) foram calculados o transporte da MOC em diferentes latitudes no Atlântico Sul usando diferentes modelos. Nele, os autores verificaram baixas estimativas da MOC (cujo transporte variava de 11 a 16 Sv) em comparação dos modelos com resultados obtidos através de medições *in situ*. Rabe et al. (2008) analisaram a circulação da MOC no Atlântico Tropical (entre 10°S e 10°N) utilizando dados de saída do modelo GECCO (versão alemã do modelo ECCO), e concluiram que o transporte da MOC desse modelo encontra-se no limiar inferior da faixa de estimativas do MOC no Atlântico Tropical. Dessa forma, verificamos que tanto os padrões

sazonais observados no presente trabalho quanto as estimativas da AMOC encontram-se dentro dos intervalos obtidos em estudos anteriores.

Tabela 4.4: Estimativas da MOC no Atlântico Sul obtidas em trabalhos anteriores.

Referência	**Latitude**	**Período**	**Transporte (Sv)**	**Dados**
Rabe et. al. (2008)	10°S	1989 - 1993	13.7 ± 3.2	GECCO
Lumpkin and Speer (2003)	10°S	-	16 ± 3	Modelo Inverso
Este estudo	10°S	2002 - 2015	16.7 ± 4.5	SODA 3.2.7
Este estudo	10°S	2002 - 2015	13.7 ± 3.1	ECCO 4.3
Perez et. al. (2015)	15°S	1986 - 1998	16.4 ± 2.2	OFES
Bryden et. al. (2011)	24°S	2009	21.5	Seção Hidrográfica
Bryden et. al. (2011)	24°S	1983	16.5	Seção Hidrográfica
Este estudo	24.5°S	2002 - 2015	14.6 ± 3.1	SODA 3.2.7
Este estudo	24.5°S	2002 - 2015	13.0 ± 2.3	ECCO 4.3
Perez et. al. (2015)	25°S	1986 - 1998	15.5 ± 1.8	OFES
Dong et. al. (2015)	25°S	1993 - 2013	18.2 ± 1.8	Altímetro e Perfis T-S
Smith & Heimbach (2019)	34°S	1992 - 2011	14.3 ± 3.1	ECCO 4.2
Perez et. al. (2015)	34.5°S	1986 - 1998	15.6 ± 3.1	OFES
Dong et. al. (2015)	34.5°S	1993 - 2011	19.4 ± 3.4	Altímetro e Perfis T-S
Este estudo	34.5°S	2002 - 2015	11.7 ± 2.9	SODA 3.2.7
Este estudo	34.5°S	2002 - 2015	15.6 ± 2.4	ECCO 4.3
Dong et. al. (2009)	35°S	2002 - 2006	17.9 ± 2.2	Seção Hidrográfica
Majumder et. al. (2016)	35°S	2000 - 2008	15.4 ± 3.0	SODA 2.2.4
Majumder et. al. (2016)	35°S	2001 - 2013	13.5 ± 5.4	NCEP/GODAS
Majumder et. al. (2016)	35°S	2000 - 2014	20.6 ± 4.1	Altímetro e Argo

Na Figura 4.37 encontram-se as séries temporais das anomalias interanuais da MOC (filtradas para períodos acima de 2 anos). Em 34,5°S, observa-se que as anomalias apresentam padrões semelhamtes, no entanto, a medida em que se desloca em direção ao equador, há um aumento das diferenças observadas, principalmente em relação a magnitude da variação observada no SODA em comparação com o ECCO.

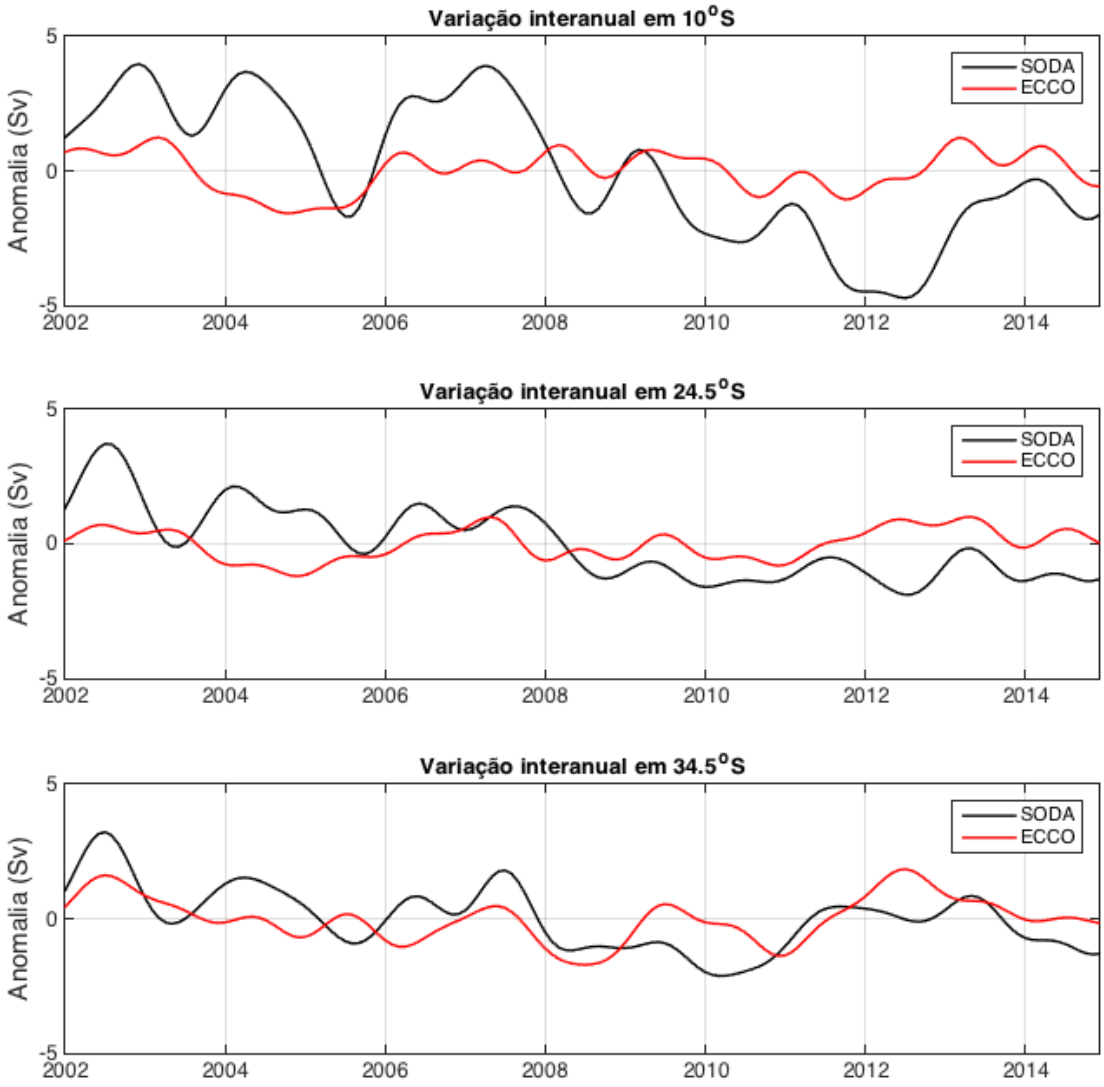

Figura 4.37: Anomalias interanuais (filtradas para períodos acima de 2 anos) no transporte de volume da MOC no Atlântico Sul.

Trabalhos que utilizaram sistemas de assimilação de dados e modelos para investigar a variabilidade de longo termo da MOC mostram diferentes resultados (e.g. Tett et al. (2014), Karspeck et al. (2017)). De acordo com Karspeck et al. (2017), que realizaram um estudo comparativo das estimativas da MOC no Atlântico Norte em diferentes conjuntos de dados, não há um consenso se houve uma diminuição ou aumento desta ao longo dos últimos 50 anos. Desse modo, mesmo apresentando ciclos sazonais semelhantes e médias próximas (exceto em 34,5°S, onde houve uma diferença de aproximadamente 3 Sv entre as médias), considera-se aceitável encontrar diferenças nos resultados dos dados ECCO e SODA, uma vez que cada modelo possui diferentes forçantes de entrada, formas de assimilação dos dados, dentre outras características específicas. Isso também fica evidente

ao analisarmos a circulação média na camada intermediária (entre 500 e 1000 m) em cada um desses modelos (Figuras 4.38 e 4.39). Pelas figuras, observamos que a circulação média na camada intermediária demonstrada pelo ECCO além de ser menos intensa em comparação ao SODA, é também menos turbulenta.

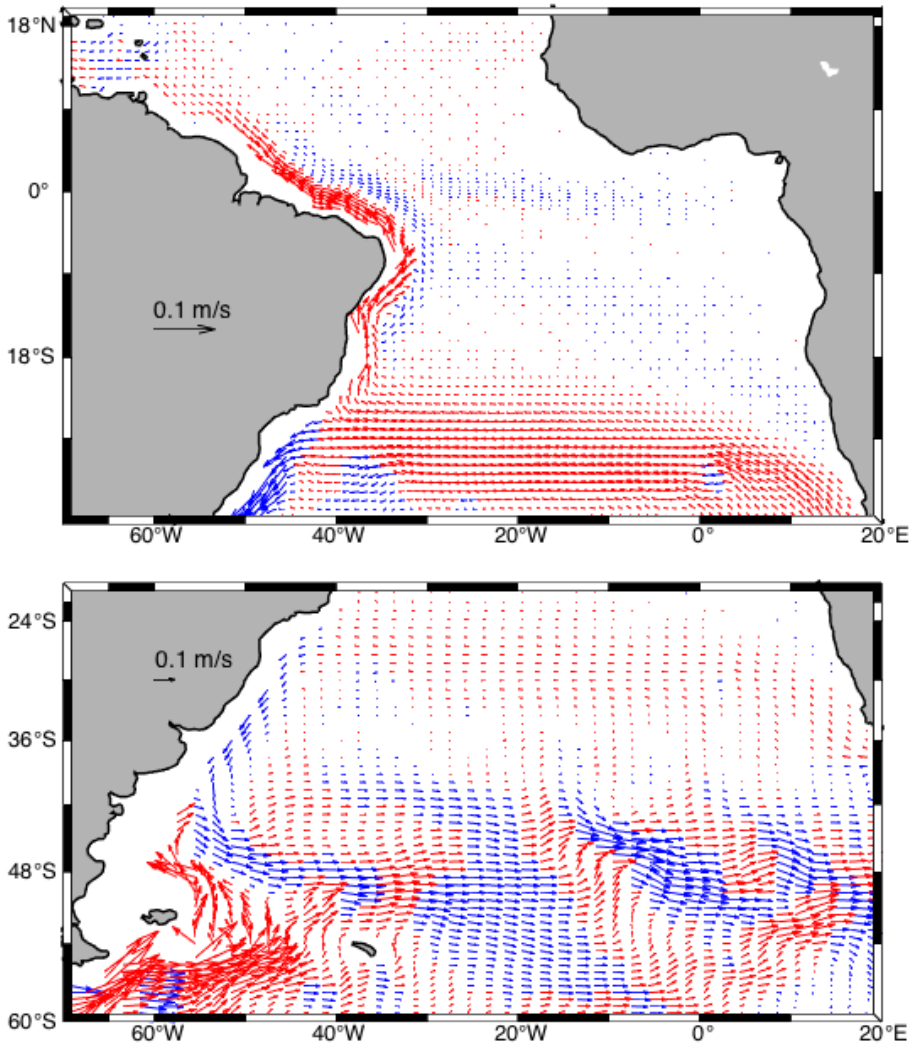

Figura 4.38: Campo vetorial da velocidade média da camada intermediária (entre 500 m e 1000 m) obtidos a partir das saídas do ECCO. Vetores vermelhos indicam componente meridional positiva e azuis componente meridional negativa. A opção de dois painéis deu-se em virtude das diferenças nas escalas de velocidade, de forma a melhorar a visualização dos vetores.

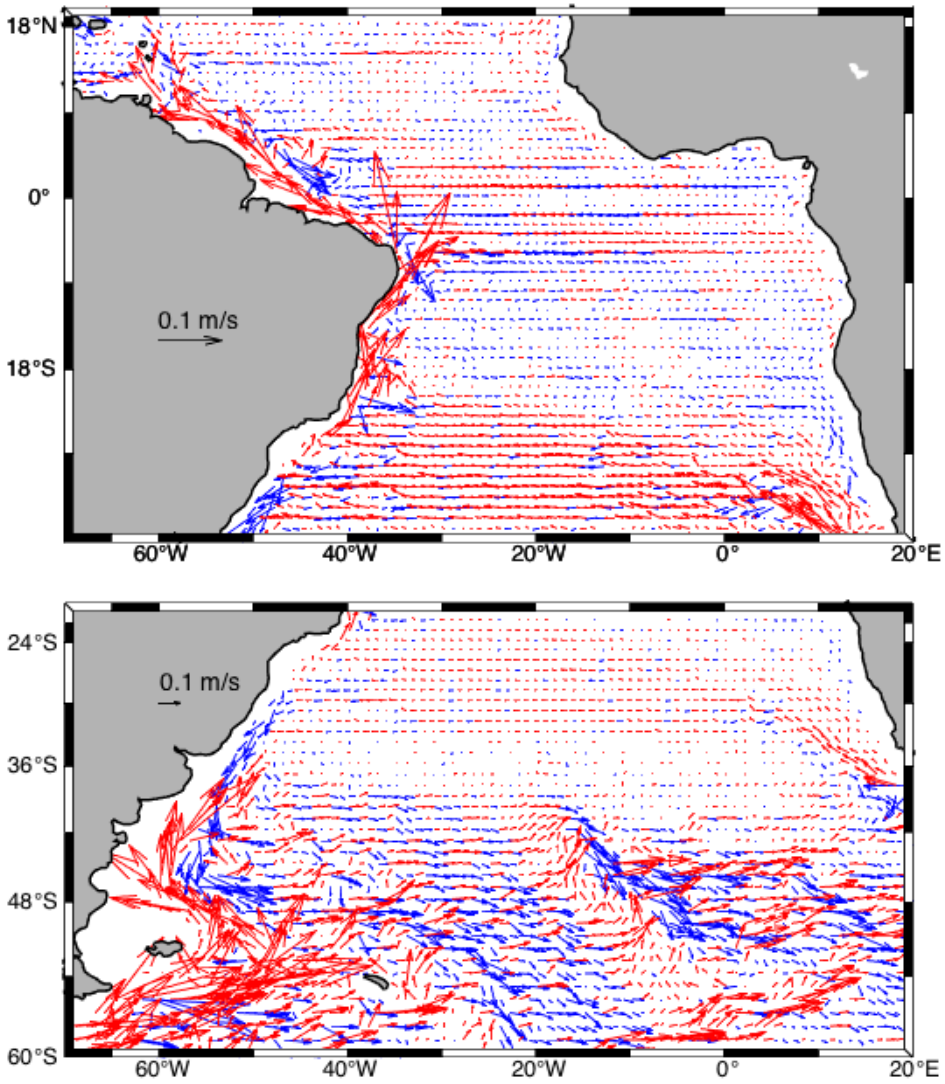

Figura 4.39: Similar a Figura 4.38, mas para as saídas do SODA.

Com isso, optou-se por analisar a variação do alcance da AIA e a possível relação com a MOC em cada dado distintamente, separando os resultados em dois cenários, cada qual representativo de um conjunto de dado.

Cenário 1: MOC no ECCO e alcance da AIA

Nesta subseção serão apresentados e discutidos os resultados da correlação entre o transporte de volume da MOC observado na saída do modelo ECCO com as séries temporais do alcance da AIA nos dados ISAS, MOAA e do próprio ECCO. Na Figura 4.40, encontram-se os resultados para a seção central do Atlântico. Em 34,5°S observamos uma correlação direta e significativa (acima de 90%) em todas as séries para períodos entre 1

a 3 anos de defasagem e também coeficientes inversos entre 6 e 7 anos. Para a latitude de 24,5°S, ocorrem coeficientes significativos apenas entre as séries do próprio ECCO, em defasagens de aproximadamente 1 ano. Por fim, tratando-se de 10°S, os maiores coeficientes apontam para uma relação direta, tanto entre as séries do ECCO quanto do ISAS, em defasagens entre aproximadamente 5 e 6,5 anos, respectivamente.

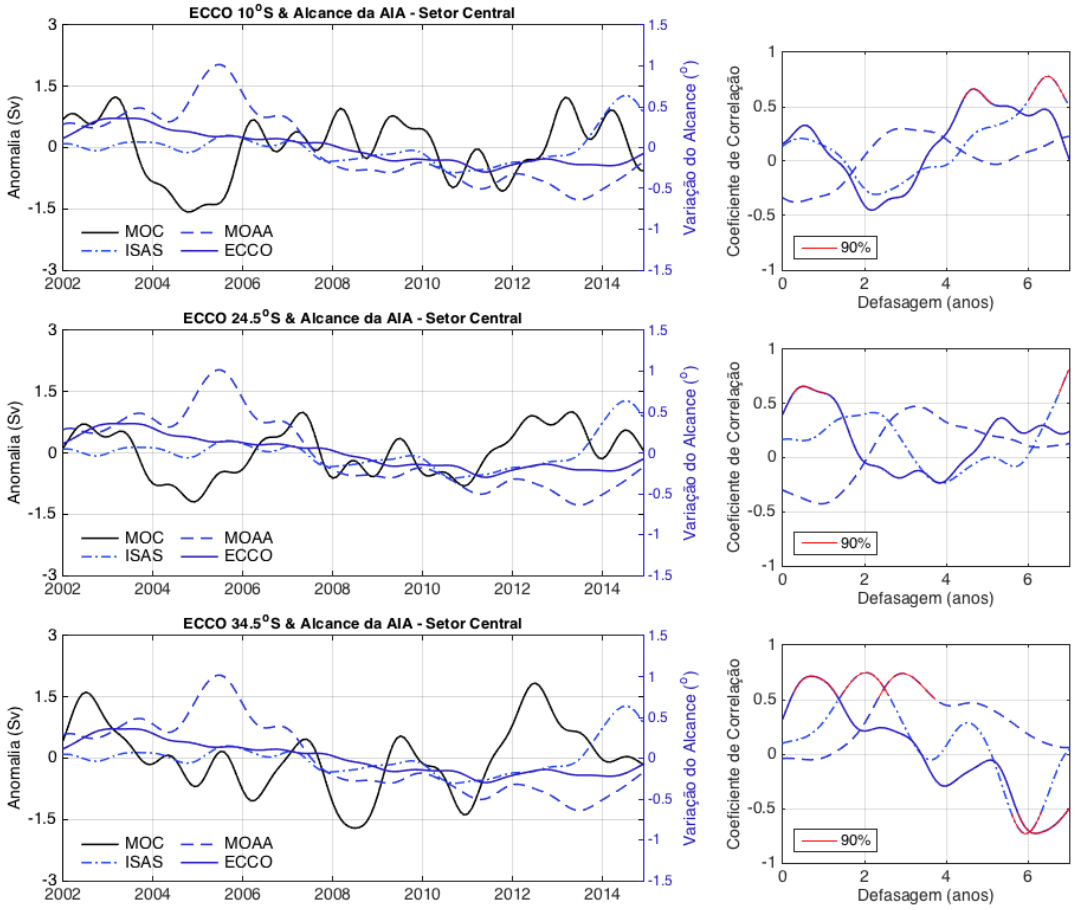

Figura 4.40: Resultados da análise de correlação cruzada entre as séries da MOC (ECCO) e do alcance da AIA no setor central do Atlântico. A esquerda encontram-se as séries temporais correlacionadas e a direita os coeficientes de correlação obtidos (traços vermelhos indicam valores significativos a 90% de significância).

Os resultados da correlação cruzada entre as séries da MOC no Atlântico Sul e o alcance da AIA no setor oeste encontram-se dispostos na Figura 4.41. Nela, observamos que na latitude de 34,5°S são encontrados coeficientes de correlação negativa significativos (a 90% de confiança) em todos os conjuntos de dados em intervalos de defasagem que variam entre aproximadamente 2 e 4 anos. Tratando-se da latitude de 24,5°S, não foram identificados coeficientes de correlação significativos. Por fim, em 10°S ocorrem coefici-

entes significativos para as séries do próprio ECCO em períodos de defasagem próximos de 1 ano.

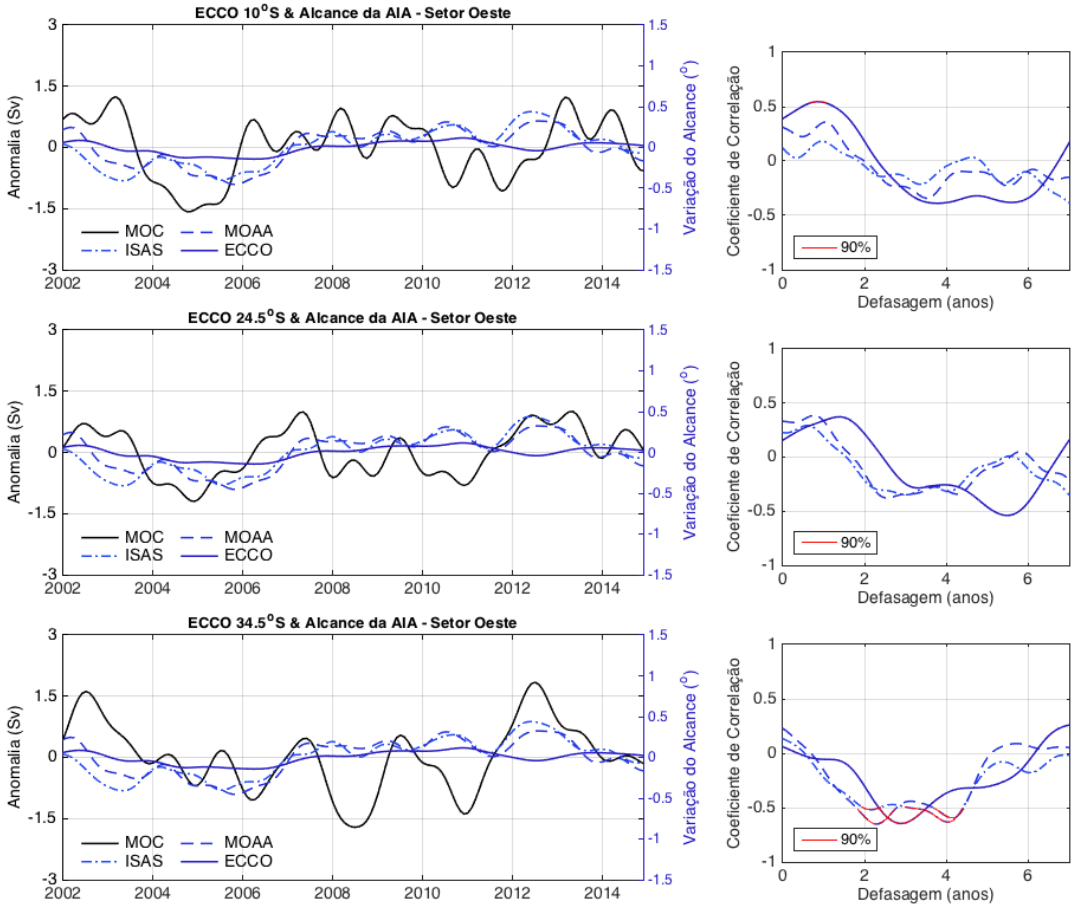

Figura 4.41: Similar a Figura 4.40, mas para o setor oeste do Atlântico.

Na Tabela 4.5, disposta a seguir, encontram-se agrupados os valores dos coeficientes de correlação máxima obtidos neste cenário agrupados de acordo com o setor e com a latitude.

Tabela 4.5: Valores dos máximos coeficientes estatisticamente significantes (> 90%) ao longo de cada latitude no cenário do ECCO. Valores entre parênteses indicam o período (em anos) no qual os coeficientes ocorrem.

	Central			**Oeste**		
	34,5°S	**24,5°S**	**10°S**	**34,5°S**	**24,5°S**	**10°S**
ECCO	- 0,72 (6,16)	0,65 (0,5)	0,66 (4,66)	- 0,64 (2,91)		0, 54 (0,83)
ISAS	0,75 (2)	0,81 (7)	0,77 (6,5)	- 0,63 (4)		
MOAA	0,74 (2,91)			- 0,65 (2,25)		

Cenário 2: MOC no SODA e alcance da AIA

Semelhante à subseção anterior, aqui serão apresentados e discutidos os resultados da relação entre o transporte de volume da MOC estimados através das saídas do SODA com as séries temporais do alcance da AIA nos dados ISAS, MOAA e do próprio SODA. Na Figura 4.42 encontram-se os resultados da correlação cruzada para o setor central do Atlântico. Nela, em 34,5°S, observam-se coeficientes inversos significativos em defasagens próximas a 4 anos entre as séries do próprio SODA, e em períodos de 4 a 6 anos para os dados ISAS, e para os dados MOAA, em períodos próximos a 7 anos, além de ocorrem também coeficientes de correlação direta em lags próximos a 3 anos para este último. Tratando-se da latitude de 24,5°S, existem coeficientes inversos significativos para períodos de 4 anos e 6 anos nas séries do SODA e ISAS, respectivamente. Por fim, em 10°S não são observados coeficientes significativos entre as séries do próprio SODA, ocorrendo apenas coeficientes inversos nos dados ISAS para períodos próximos a 4 anos.

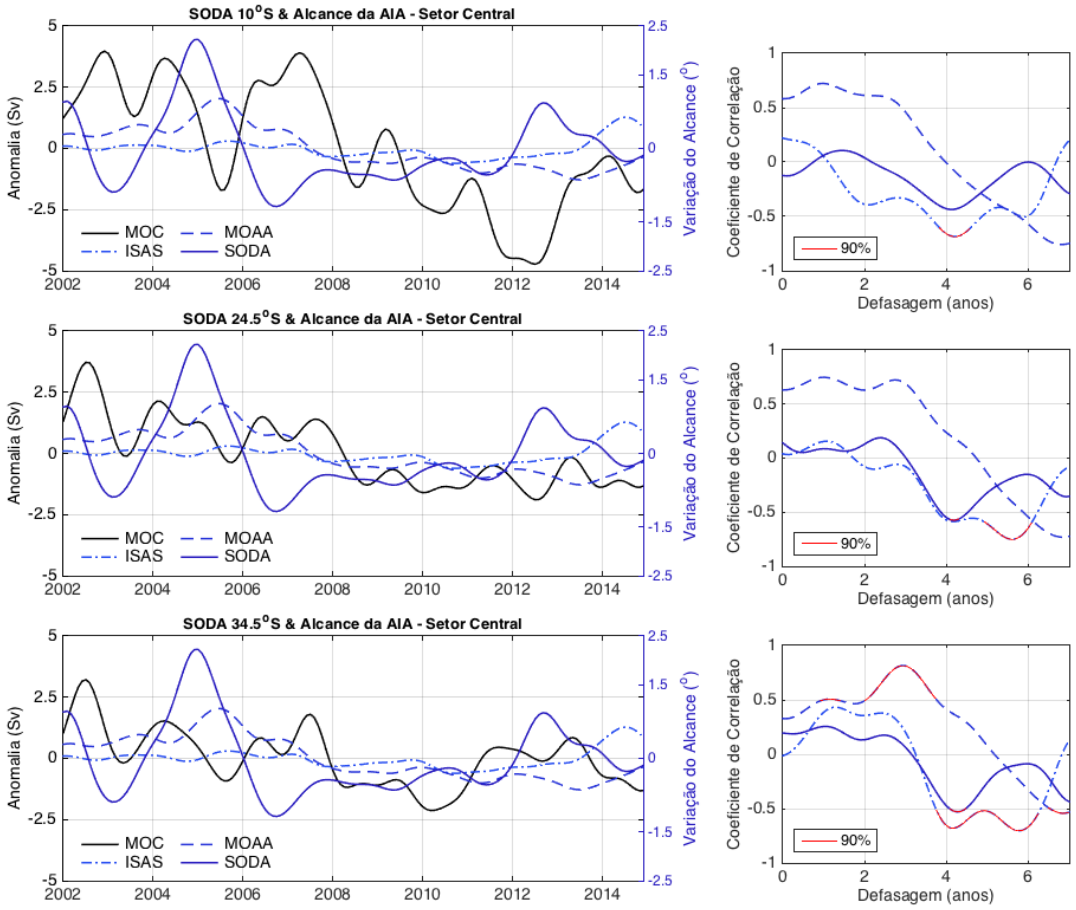

Figura 4.42: Resultados da análise de correlação cruzada entre as séries da MOC (SODA) e do alcance da AIA no setor central do Atlântico. A esquerda encontram-se as séries temporais correlacionadas e a direita os coeficientes de correlação obtidos (traços vermelhos indicam valores significativos a 90% de significância).

Tratando-se do setor oeste, os resultados da análise de correlação cruzada estão dispostos na Figura 4.43. Nela, observamos maior consistência em relação aos coeficientes obtidos para os três conjuntos de dados. No entanto, coeficientes significantes são encontrados apenas na latitude de 34,5°S, indicando correlação inversa com defasagem entre 2 e 3 anos e uma correlação direta para períodos de 6 anos.

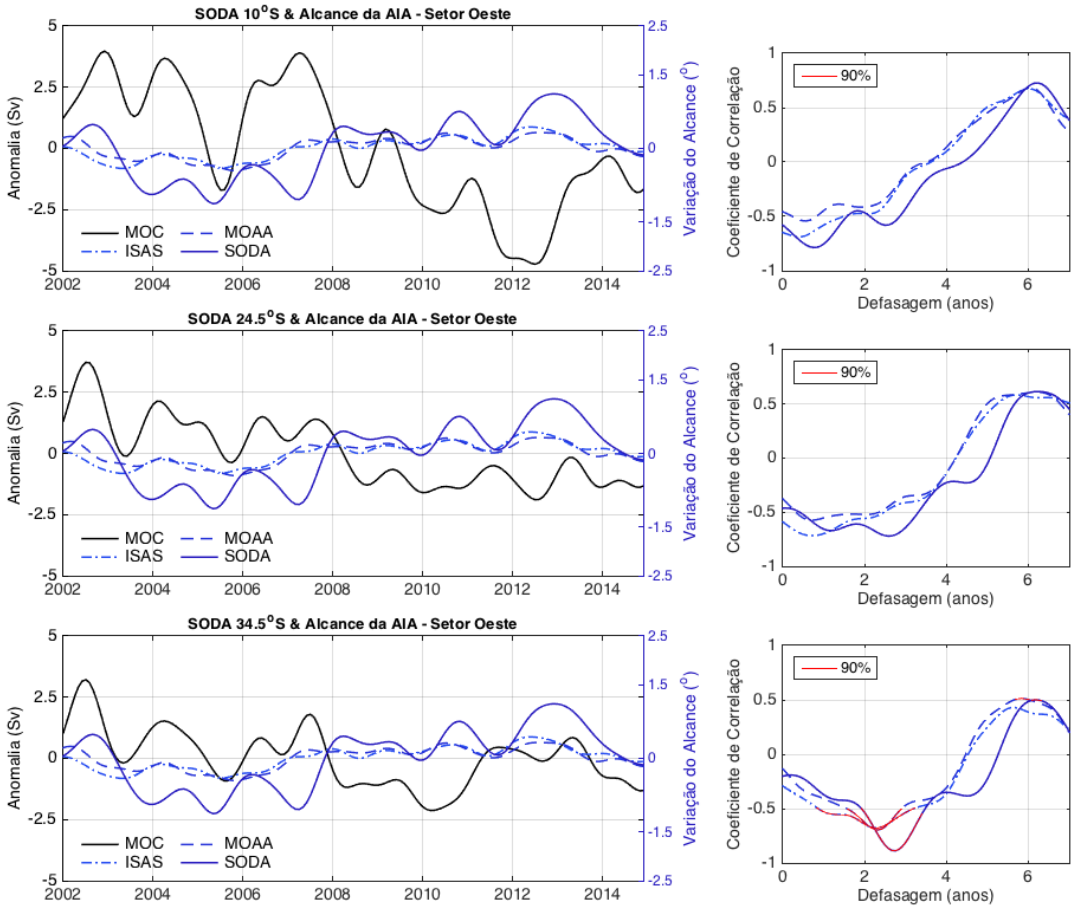

Figura 4.43: Similar a Figura 4.42, mas para o setor oeste do Atlântico.

Na Tabela 4.6, localizada abaixo, encontram-se agrupados os máximos coeficientes obtidos na análise do cenário do SODA, assim como as defasagens associadas aos mesmos.

Tabela 4.6: Similar a Tabela 4.5, mas para o cenário do SODA.

	Central			**Oeste**		
	34,5°S	**24,5°S**	**10°S**	**34,5°S**	**24,5°S**	**10°S**
SODA	- 0.53 (4,25)	- 0,57 (4,16)		- 0,88 (2,75)		
ISAS	- 0,70 (5,75)	- 0,75 (5,58)	- 0,68 (4,16)	- 0,67 (2,25)		
MOAA	0, 81 (2,91)			- 0,69 (2,33)		

Atualmente, ainda há grande esforço para entender a variabilidade natural da MOC e, como verificado neste trabalho, sua representação em modelos e reanálises não tem sido semelhante, o que requer cuidado na interpretação dos resultados obtidos. Definir qual dos

dois cenários investigados é o mais representativo da realidade é uma tarefa complicada, o que se deve principalmente pela ausência de dados *in situ* referentes ao transporte de volume da MOC no Atlântico Sul, que poderiam fornecer uma base de comparação mais acurada. Tanto no cenário do ECCO quanto no do SODA, foram encontrados coeficientes de correlação estatisticamente significativos em diferentes períodos de defasagem.

Dessa forma, os resultados dos dois cenários foram agrupados e investigados separadamente ao longo de cada latitude, dando ênfase aos coeficientes e períodos dispostos nas Tabelas 4.5 e 4.6. Com isso, procuramos encontrar possíveis processos físicos nas escalas de tempo demonstradas pela estatística e que pudessem explicar as correlações encontradas, e tal discussão encontra-se nos tópicos seguintes.

MOC em 10°S e o alcance da AIA

- **Setor Oeste**

Na latitude de 10°S, foram encontradas, no cenário demonstrado pelas saídas do modelo ECCO, correlações positivas e significativas para uma defasagem de aproximadamente 1 ano. Isso significa dizer que uma variação positiva (negativa) da MOC nessa latitude poderia contribuir com um avanço (recuo) no alcance da AIA no setor oeste, na escala de tempo encontrada. Uma possível justificativa para a correlação observada, residiria na contribuição da Corrente Norte do Brasil (CNB), juntamente com a Subcorrente Norte do Brasil (SCNB), para o transporte de volume da MOC. Rabe et al. (2008) verificaram que em 10°S, em escalas interanuais, o transporte da SNCB isolado é responsável por explicar 36% do transporte de volume da MOC observado nessa latitude. Ainda, Zhang et al. (2011) verificaram também que entre 6°S e 11°S, a CNB é responsável por modular grande parte do transporte de volume da MOC.

Dessa forma, os resultados desse cenário vão de acordo com essa relação, na qual um aumento do transporte de volume da MOC estaria associado a um maior transporte da SCNB. Logo, com um fluxo de volume maior, haveria um maior transporte de águas do Atlântico Sul (em geral mais doces) para a região tropical do Atlântico Norte, isso poderia resultar em anomalias negativas de salinidade e um consequente avanço no alcance da AIA. Para corroborar esta relação, foi calculado o transporte de volume da CNB e SCNB na latitude de 10°S, a Figura 4.44 mostra a localização da seção onde foi estimado o transporte e a seção de velocidade meridional.

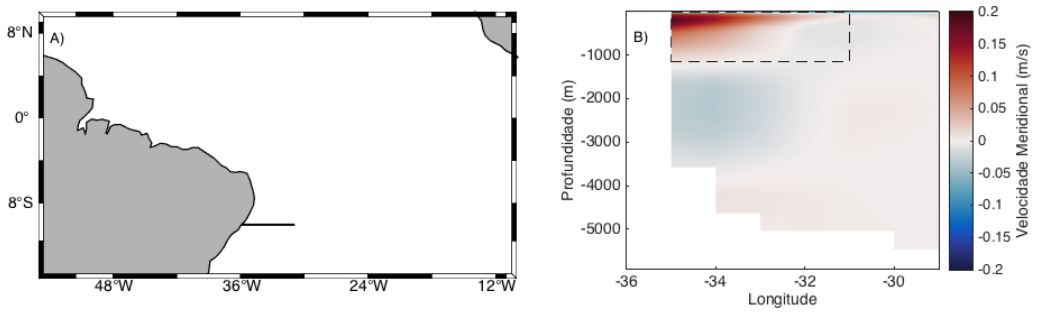

Figura 4.44: Localização geográfica da região onde foram calculados o transporte de volume da CNB e da SCNB. A) localização espacial da seção zonal. B) Seção zonal juntamente com a região delimitada para o cálculo do transporte de volume da CNB e SCNB nas saídas do ECCO, cores indicam a velocidade meridional média na seção.

As séries temporais do transporte da CNB e SCNB obtidas encontram-se dispostas na Figura 4.45, em comparação com as séries da MOC em 10°S. Pela figura, é possível observar a semelhança na variabilidade da MOC, tanto do sinal original quanto no sinal filtrado para períodos acima de 2 anos.

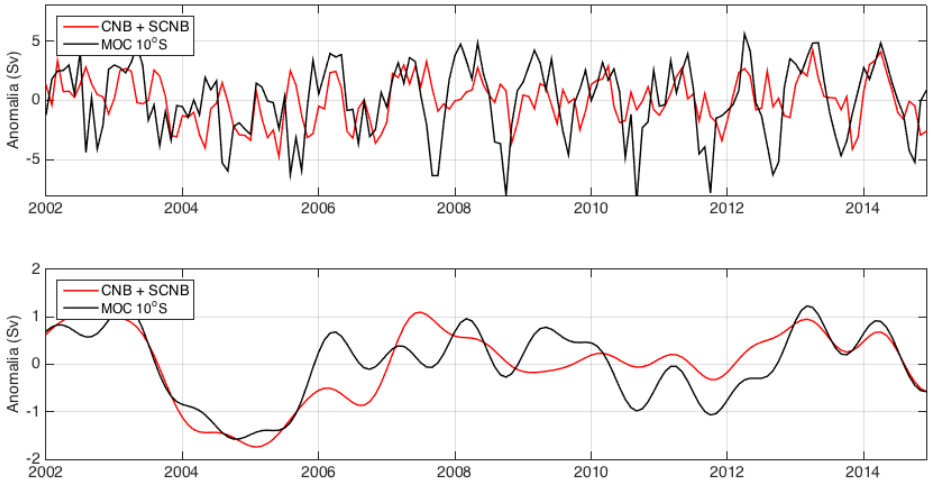

Figura 4.45: Séries temporais do transporte de volume da CNB e da SCNB em comparação com o transporte de volume da MOC em 10°S. Sinais de variação original (topo) e sinais filtrados para períodos interanuais (base).

A correlação entre a variação interanual do transporte da CNB e da SCNB apresentou o coeficiente máximo de 0,64 para uma defasagem de aproximadamente 8 meses, sendo este significativo a 90% de confiança. Tal fato vai de acordo com o observado no trabalho

de Fu et al. (2019), no qual os autores verificaram uma correlação semelhante entre o transporte de volume da corrente de contorno oeste intermediária e anomalias de salinidade em 14° e 56°W, onde haveria um controle da corrente no sinal das anomalias nessa região, sendo a correlação máxima em períodos de defasagem próximos a 1 ano.

Com isso, verificamos que o transporte da MOC em 10°S no ECCO apresenta-se relacionado com a variação do alcance da AIA no setor oeste, mesmo que a magnitude dessa variação seja muito baixa em comparação com os outros dados. Tratando-se do cenário do SODA, não houveram correlações significativas para o setor oeste ao longo das latitudes, uma possível explicação seria de que a atividade turbulenta nessa reanálise é maior em comparação ao ECCO, o que complicaria uma relação entre a variação do alcance da AIA e o transporte da MOC. Fu et al. (2019) também observaram isso em seu trabalho e indicaram que a variabilidade de correntes de contorno oeste e anomalias de salinidade na camada intermedária não estariam relacionadas no SODA.

- **Setor Central**

Com relação ao setor central do Atlântico e a MOC em 10°S, foram encontrados coeficientes de correlação positivos e significativos no cenário do ECCO em períodos de 4 e 6,5 anos para o alcance nesse setor nos dados de saída do ECCO e do ISAS respectivamente. Tratando-se do cenário do SODA, similar ao observado para a borda oeste, não houveram coeficientes significativos entre as séries da própria reanálise, havendo apenas coeficientes inversos próximos 4 anos entre a série da MOC e os dados do ISAS. Considerando os resultados para o setor oeste discutidos anteriormente, as escalas de tempo encontradas no cenário do ECCO poderiam estar associadas a um transporte mais lento das águas transportadas pela MOC para o setor leste do Atlântico. Anomalias de salinidade em 15°N foram observadas propagando-se ao longo de toda a bacia para leste em escalas decadais no trabalho de Fu et al. (2019). Dessa forma, apesar de ter sido encontrado um período mais curto ao reportado pelos autores, essa seria uma possível explicação, que talvez com o uso de séries temporais mais longas pudesse ficar mais evidente.

MOC em 24,5°S e o alcance da AIA

- **Setor Oeste**

Com relação ao transporte da MOC observado em 24°S e o alcance da AIA no setor oeste, não foram observadas correlações significativas nos dois cenários. Uma possível justificativa para a falta de correlação no cenário do ECCO, já que a disposição dos coeficientes de encontra de forma semelhante a observada em 10°S, pode estar relacionado ao fato de em 24°S, apesar de já existir o fluxo para norte da SCNB, a bifurcação e o surgimento da CNB encontra-se mais ao norte, em latitudes próximas a 14°S (Rodrigues et al. 2007). Tratando-se do cenário apresentado pelo SODA, a explicação do possível desacoplamento entre as correntes de contorno oeste e as variações de salinidade ainda se apresenta como válida para este caso.

- **Setor Central**

Tratando-se da relação do setor central do Atlântico com a MOC observada em 24,5°S, foram obtidos, no cenário do ECCO, coeficientes de correlação positiva significativos em períodos de defasagem entre 0,5 e 1 ano. No entanto, é necessário uma maior investigação a respeito de como esse sinal poderia ser transmitido de forma tão rápida, considerando a distância existente entre a latitude de 24,5°S e o alcance da AIA.

Com relação ao cenário do SODA, foram obtidos coeficientes negativos significativos em períodos próximos a 5 anos, no qual um maior (menor) transporte de volume da MOC resultaria em um recuo (avanço) da AIA nesse setor, o que seria possível caso houvesse um maior transporte de águas salinas para essa região. Como também foram observados coeficientes semelhantes para 34,5°S, uma possível explicação para a correlação encontrada será feita a seguir.

MOC em 34,5°S e o alcance da AIA

Em ambos os cenários, tanto do SODA quanto do ECCO, foram encontrados correlações negativas significativas entre o transporte de volume da MOC em 34,5°S com a posição do alcance da AIA nos dois setores da bacia, em defasagens que variam de aproximadamente 2,5 a 7 anos. Isso significa dizer que, um aumento (diminuição) da MOC nessa região poderia estar associado a um recuo (avanço) no alcance da AIA após essas escalas de tempo. Com isso, questiona-se por qual processo um maior transporte

de volume nessa latitude poderia resultar em um recuo da AIA. Uma possível explicação seria a influência da Corrente das Benguelas (CBg) sobre a variação de baixa frequência da MOC em 34,5°S, que poderia carregar águas mais salinas oriundas do oceano Índico, que uma vez no Atlântico, poderiam causar anomalias positivas de salinidade e assim recuar o alcance da AIA. No trabalho de Sen Gupta and England (2007) no qual os autores utilizaram traçadores lagrangeanos para um mapeamento da AIA, foi verificado que a fração dessa massa d'água que se estende para além do equador possui maior contribuição do oceano Índico, e demora períodos próximos de 20 anos para se deslocarem da região sudoeste do Índico para a latitude de 45°N no Atlântico.

Dessa forma, buscando-se verificar essa provável explicação para os coeficientes nos dois cenários, foram obtidas estimativas do transporte de volume da Corrente das Benguelas em 34,5°S de acordo com a região definida por Kersalé et al. (2019) (Figura 4.46) nos dados de saída do ECCO e do SODA.

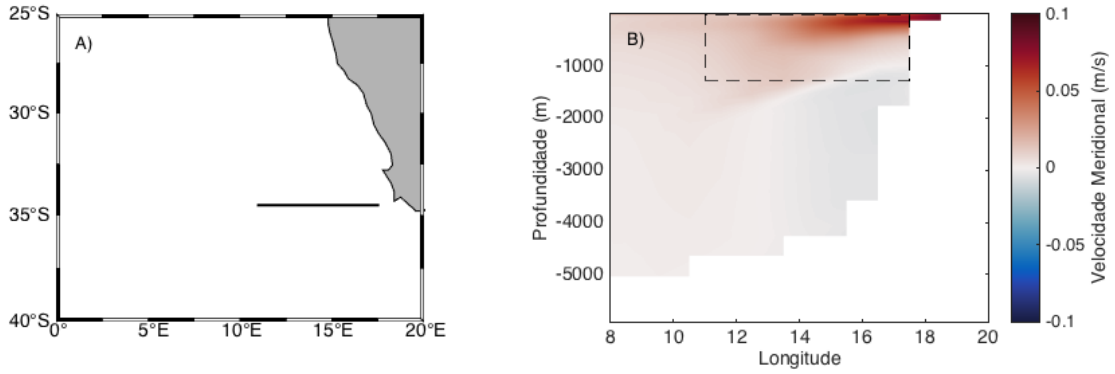

Figura 4.46: Localização geográfica da região onde foram obtidas as estimativas do transporte de volume da Corrente das Benguelas (CBg) em 34,5°S. A) Localização da seção entre 11°E e 17.5°. B) Representação da profundidade na qual o transporte foi calculado (entre 0 e 1250 m).

A variação interanual (filtrada para períodos acima de 2 anos) do transporte da CBg nas saídas dos dois modelos encontram-se na Figura 4.47, juntamente com a variação da MOC em 34,5°S. Nela, verificamos que tratando-se do ECCO, a variação da CBg em comparação com a variação da MOC apresenta magnitudes inferiores, e visualmente não é possível identificar uma variabilidade semelhante entre ambas. Com relação ao SODA, a magnitude da variação da CBg é superior a variação da MOC, mas apresenta uma variabilidade distinta.

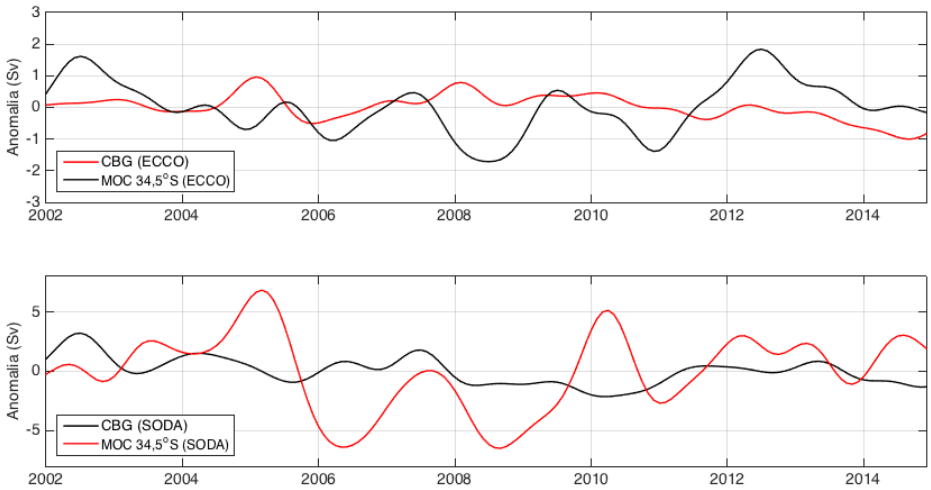

Figura 4.47: Variações interanuais (> 2 anos) do transporte meridional da CBg em comparação ao transporte da MOC em 34,5°S no ECCO (cima) e no SODA (baixo).

As variação interanual da CBg nos dois dados foram correlacionadas com as séries do alcance da AIA em cada modelo. No entanto, coeficientes de correlação significativos só foram obtidos para o alcance da AIA na borda oeste pelo SODA, onde foi encontrado um valor de -0,53 em um lag de 4,3 anos. Portanto, a partir desses resultados não foi possível verificar por completo a explicação a respeito de uma possível influência da corrente das Benguelas no alcance da AIA, sendo necessário uma maior investigação nesse aspecto, ou mesmo uma investigação de outra possível razão para a correlação inversa encontrada nos dois cenários.

4.3.2 Índices Atmosféricos

Neste tópico serão apresentados e discutidos os resultados obtidos para a correlação cruzada entre as séries do alcance da AIA nos dados ISAS e MOAA com os índices mensais da Oscilação Antártica e do Modo Meridional do Atlântico (filtrados para períodos acima de 2 anos). Como tais índices são oriundos de medições *in situ*, optamos por correlacioná-los apenas com as séries dos dados ISAS e MOAA.

Na Figura 4.48 temos dispostos os resultados da correlação cruzada entre as séries dos dois índices para a seção central do Atlântico. Tratando-se do índice da Oscilação Antártica, os maiores coeficientes são positivos para o ISAS, com um valor de 0,48 (com um atraso aproximado de 5,6 anos), enquanto para o MOAA o maior coeficiente indica

correlação negativa (-0.55) com defasagem próxima a 2,8 anos. Entretanto, apesar desses coeficientes, ambos não foram considerados significativos estatisticamente, mesmo o coeficiente do MOAA tendo ficado bem próximo ao limiar de significância de 90% (linhas cinzas tracejadas).

Para o Modo Meridional do Atlântico, foram obtidos coeficientes máximos de 0,23 para o ISAS e -0.44 para o MOAA, com defasagens em períodos próximos a 4 e 3 anos, respectivamente. Ainda, tais coeficientes também não foram significativos, o que pode ser um indício de que essa oscilação, apesar de ocorrer sobre a região do Atlântico Tropical, não consegue influenciar significativamente no alcance setentrional da AIA.

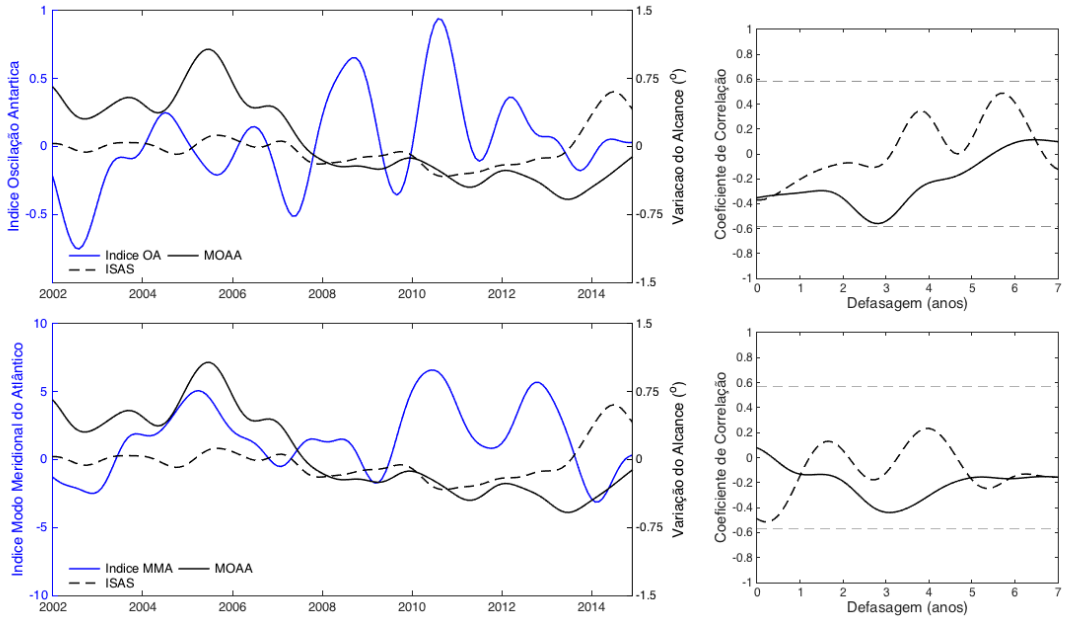

Figura 4.48: Resultados da correlação cruzada entre os índices climáticos utilizados e o alcance da AIA no setor central do Atlântico.

Os resultados da correlação cruzada para o setor oeste encontram-se dispostos na Figura 4.49. Para a Oscilação Antártica, tanto para os dados ISAS quanto MOAA, os maiores coeficientes de correlação ocorrem em períodos de defasagem próximos a 2 anos, com valores de 0,47. Com relação ao Modo Meridional do Atlântico, os maiores coeficientes também foram obtidos em períodos próximos a 2,5 anos para ambos os dados (ISAS e MOAA), com valores de 0,48 e 0,51, respectivamente.

Novamente, tal qual para o setor central, os coeficientes no setor oeste também não foram estatisticamente significantes. Naveira Garabato et al. (2009) verificaram que a Oscilação Antártica pode influenciar nas propriedades da AIA em regiões mais próximas

a passagem de Drake, no entanto, os resultados aqui obtidos mostram que esse fenômeno talvez não seja capaz de influenciar significativamente a AIA no que tange seu alcance setentrional. Tratando-se do Modo Meridional do Atlântico, Fu et al. (2019) também não conseguiram identificar uma relação precisa entre esse indíce e as variações de salinidade observadas na borda oeste do Atlântico Tropical.

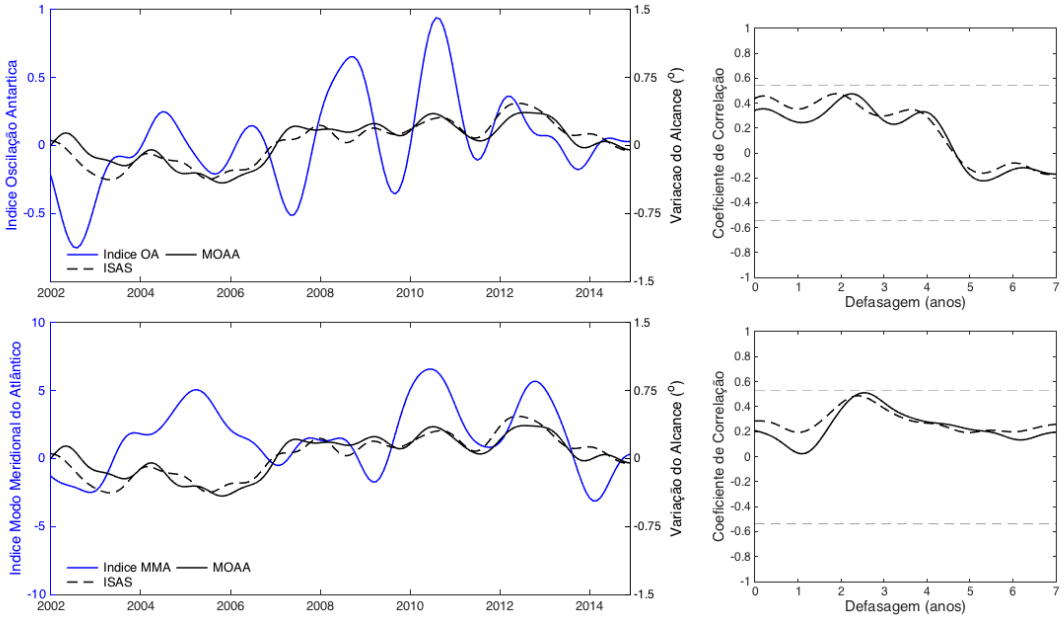

Figura 4.49: Semelhante a Figura 4.48 mas para o setor oeste.

5 *Conclusões*

Atualmente, estudos envolvendo a Água Intermediária Antártica têm ganhado atenção pela importância dessa massa d'água no transporte de água doce de regiões austrais para o hemisfério Norte. Devido a isso, essa massa d'água contribue tanto para a formação da APAN quanto para a estabilidade da MOC no Atlântico, uma vez que ela constitui parte do ramo superior de retorno dessa circulação. Dessa forma, mapear a extensão dessa massa d'água no Atlântico e entender como seu alcance varia ao longo do tempo faz-se necessário para melhor compreender a circulação oceânica de larga escala.

Neste trabalho, tivemos como objetivo estudar diversos aspectos referentes a variação do máximo alcance setentrional da AIA no oceano Atlântico utilizando também diferentes conjuntos de dados. De forma específica, procuramos verificar sua distribuição espacial média em cada conjunto de dado, quantificar as escalas de tempo associadas a variação de seu máximo alcance nos dois setores da bacia e verificar possíveis relações em escalas interanuais com o transporte da MOC no Atlântico Sul e com fenômenos atmosféricos.

Através de uma comparação com dados climatológicos de referência, verificou-se que os principais padrões de distribuição espacial dessa massa d'água na bacia conseguem ser reproduzidos de forma semelhante entre os diferentes conjuntos de dados utilizados neste trabalho. Ainda, foi verificado que o alcance da AIA na bacia ocorre de forma diferenciada nos setores central e oeste, havendo uma diferença de aproximadamente 5° de latitude entre o alcance da AIA no setor central da bacia, em comparação com o setor oeste.

A utilização da transformada de Ondaletas permitiu identificar e quantificar os diferentes períodos associados a variação meridional do alcance dessa massa d'água. Em ambos os setores, os dados oriundos de medições por flutuadores mostraram a presença de variações intrasazonais, que não foram verificadas na saída do modelo ECCO nem na reanálise SODA. Tais variações estão associadas a efeitos locais como a propagação de vórtices, aliados ao processo de aquisição dos dados por flutuadores. Isso demonstra que,

apesar de em termos climatológicos o ECCO e o SODA representarem de forma semelhante a distribuição da AIA na bacia, quando se trata da variação temporal do alcance setentrional, ainda existem diferenças entre os dados, principalmente em frequências mais altas.

A fim de verificar a hipótese inicial de que haveriam relações em escalas interanuais entre o transporte de volume da MOC no Atlântico Sul e o alcance meridional da AIA, dois cenários foram propostos: um de acordo com os resultados das saídas do ECCO e outro de acordo com as saídas do SODA, haja vista que é comum que diferentes modelos representem a MOC de forma diferente. Em suma, as principais diferenças encontradas consistem do fato das saídas do ECCO, em comparação com o SODA, apresentarem menores valores de variação, tanto no campo de salinidade, quanto no campo de velocidade. Tratando-se da velocidade, as saídas do SODA apresentam maior turbulência, o que por sua vez causa os maiores desvios e variações observados.

Pelo cenário proposto nas saídas do modelo ECCO, foi possível verificar uma correlação positiva entre o alcance da AIA na borda oeste com a variação da MOC observada em 10°S, havendo um atraso de aproximadamente 1 ano na resposta do alcance. Ainda, foi verificado que tal fato ocorre devido principalmente a influência da Corrente Norte do Brasil e da Subcorrente Norte do Brasil. Já para o setor central, foram encontrados coeficientes significativos em períodos de atrasos correspondentes a 5 anos. Tais resultados são ainda corroborados por estarem de acordo com o que foi observado em trabalhos anteriores em regiões próximas. Isso indica que, nesse modelo, mesmo possuindo variações de salinidade menores em comparação aos outros dados, elas encontram-se diretamente ligadas as variações no fluxo de volume.

Além disso, houve também correlações negativas significativas entre o transporte da MOC em 34,5°S e o alcance da AIA nos dois setores, e isso foi verificado em ambos os cenários. Uma correlação inversa implicaria em dizer que, com o aumento (diminuição) do transporte meridional de volume da MOC em 34,5°S, haveria um recuo (avanço) da AIA nos dois setores com defasagem entre 2 e 7 anos. Tal relação ocorre possivelmente devido à entrada de águas mais salinas oriundas do Índico por meio da corrente de Benguela, já que trabalhos anteriores sugerem que estas águas são capazes de se prolongarem para além do equador. No entanto, a verificação desse possível mecanismo, através da abordagem utilizada, não se mostrou tão conclusiva e indica a necessidade de maiores investigações utilizando outras abordagens.

Como sugestões para trabalhos futuros, sugere-se como abordagem a utilização de

partículas lagrangeanas e o mapeamento destas em diferentes cenários da MOC no Atlântico Sul. Com isso, talvez seja possível adquirir maiores evidências a fim de investigar como a MOC influencia no espalhamento da AIA (sobretudo na latitude de 34,5°S). Além disso, a utilização de séries temporais oriundas de medições *in situ* poderiam fornecer uma base de comparação mais acurada com relação as saídas dos modelos, ou mesmo a utilização de outros modelos a fim de verificar qual cenário é o mais representativo da realidade. Por fim, visto que essa massa d'água se estende para além do equador, estudos que também abordem processos atuantes no Atlântico Norte poderiam contribuir ainda mais para o entendimento do avanço da AIA nesse oceano.

Referências

Álvarez, M., F. F. Pérez, H. Bryden, and A. F. Ríos (2004). Physical and biogeochemical transports structure in the north atlantic subpolar gyre. *Journal of Geophysical Research: Oceans 109*(C3).

Baehr, J., J. Hirschi, J.-O. Beismann, and J. Marotzke (2004). Monitoring the meridional overturning circulation in the north atlantic: A model-based array design study. *Journal of Marine Research 62*(3), 283–312.

Blanke, B., M. Arhan, G. Madec, and S. Roche (1999). Warm water paths in the equatorial atlantic as diagnosed with a general circulation model. *Journal of Physical Oceanography 29*(11), 2753–2768.

Bolzan, M. A.-c. J. A. A. (2006, 00). Transformada em ondeleta: uma necessidade. *Revista Brasileira de Ensino de FÃsica 28*, 563 – 567.

Bretherton, F. P., R. E. Davis, and C. Fandry (1976). A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to mode-73. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, Volume 23, pp. 559–582. Elsevier.

Carracedo, L., P. C. Pardo, S. Flecha, and F. F. Pérez (2016). On the mediterranean water composition. *Journal of Physical Oceanography 46*(4), 1339–1358.

Carton, J. A. and B. S. Giese (2008). A reanalysis of ocean climate using simple ocean data assimilation (soda). *Monthly Weather Review 136*(8), 2999–3017.

Chen, Z. and L. Wu (2012). Long-term change of the pacific north equatorial current bifurcation in soda. *Journal of Geophysical Research: Oceans 117*(C6).

Chidichimo, M., T. Kanzow, S. Cunningham, and J. Marotzke (2010). The contribution of eastern boundary density variations to the north atlantic meridional overturning circulation at 26, 5 n. *Ocean Science 6*, 475–490.

Clark, P. U., N. G. Pisias, T. F. Stocker, and A. J. Weaver (2002). The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature 415*(6874), 863.

Close, S. E., A. C. Naveira Garabato, E. L. McDonagh, B. A. King, M. Biuw, and L. Boehme (2013). Control of mode and intermediate water mass properties in

drake passage by the amundsen sea low. *Journal of Climate 26*(14), 5102–5123.

Cunningham, S. A. and R. Marsh (2010). Observing and modeling changes in the atlantic moc. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change 1*(2), 180–191.

Daubechies, I. (1990). The wavelet transform, time-frequency localization and signal analysis. *IEEE transactions on information theory 36*(5), 961–1005.

Deacon, G. E. (1933). A general account of the hydrology of the south atlantic ocean. *Discovery Reports 7*, 171–238.

Dong, S., G. Goni, and F. Bringas (2015). Temporal variability of the south atlantic meridional overturning circulation between 20 s and 35 s. *Geophysical Research Letters 42*(18), 7655–7662.

Emery, W. J. (2001). Water types and water masses. *Encyclopedia of ocean sciences 6*, 3179–3187.

Evans, D. G., J. Toole, G. Forget, J. D. Zika, A. C. Naveira Garabato, A. G. Nurser, and L. Yu (2017). Recent wind-driven variability in atlantic water mass distribution and meridional overturning circulation. *Journal of Physical Oceanography 47*(3), 633–647.

Ferreira, M. L. and R. Kerr (2017). Source water distribution and quantification of north atlantic deep water and antarctic bottom water in the atlantic ocean. *Progress in Oceanography 153*, 66–83.

Fine, R. A. (1993). Circulation of antarctic intermediate water in the south indian ocean. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 40*(10), 2021–2042.

Flinchem, E. and D. Jay (2000). An introduction to wavelet transform tidal analysis methods. *Estuarine, Coastal and Shelf Science 51*(2), 177–200.

Foltz, G. R. and M. J. McPhaden (2010). Interaction between the atlantic meridional and niño modes. *Geophysical Research Letters 37*(18).

Forget, G., J.-M. Campin, P. Heimbach, C. N. Hill, R. M. Ponte, and C. Wunsch (2015). Ecco version 4: An integrated framework for non-linear inverse modeling and global ocean state estimation.

Fu, Y., C. Wang, P. Brandt, and R. J. Greatbatch (2019). *Journal of Geophysical Research: Oceans*.

Fukumori, I., I. Fenty, G. Forget, P. Heimbach, C. King, A. T. Nguyen, C. Piecuch, R. M. Ponte, N. Vinogradov, and O. Wang (2019). Data sets used in ecco version 4 release 3. Technical report.

Gaillard, F. (2012). Isas-tool version 6: Method and configuration. *Rapp. LPO 12 2*, 18.

Gaillard, F., T. Reynaud, V. Thierry, N. Kolodziejczyk, and K. von Schuckmann (2016). In situ–based reanalysis of the global ocean temperature and salinity with isas: Variability of the heat content and steric height. *Journal of Climate 29*(4), 1305–1323.

Garzoli, S. L. and M. O. Baringer (2007). Meridional heat transport determined with expandable bathythermographs—part ii: South atlantic transport. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 54*(8), 1402–1420.

Goes, M., I. Wainer, and N. Signorelli (2014). Investigation of the causes of historical changes in the subsurface salinity minimum of the south atlantic. *Journal of Geophysical Research: Oceans 119*(9), 5654–5675.

Gong, D. and S. Wang (1999). Definition of antarctic oscillation index. *Geophysical research letters 26*(4), 459–462.

Graham, J. A., D. P. Stevens, K. J. Heywood, and Z. Wang (2011). North atlantic climate responses to perturbations in antarctic intermediate water. *Climate dynamics 37*(1-2), 297–311.

Graps, A. (1995). An introduction to wavelets. *IEEE computational science and engineering 2*(2), 50–61.

Hosoda, S., T. Ohira, and T. Nakamura (2008). A monthly mean dataset of global oceanic temperature and salinity derived from argo float observations. *JAMSTEC Report of Research and Development 8*, 47–59.

Hurrell, J., T. Delworth, G. Danabasoglu, H. Drange, S. Griffies, N. Holbrook, B. Kirtman, N. Keenlyside, M. Latif, J. Marotzke, et al. (2010). Decadal climate prediction: Opportunities and challenges. In *OceanObs' 09: Sustained Ocean Observations and Information for Society*, pp. 521–533.

Jackett, D. R. and T. J. McDougall (1997). A neutral density variable for the world's oceans. *Journal of Physical Oceanography 27*(2), 237–263.

Jochum, M. and P. Malanotte-Rizzoli (2003). The flow of aaiw along the equator. In *Elsevier Oceanography Series*, Volume 68, pp. 193–212. Elsevier.

Karspeck, A., D. Stammer, A. Köhl, G. Danabasoglu, M. Balmaseda, D. Smith, Y. Fujii, S. Zhang, B. Giese, H. Tsujino, et al. (2017). Comparison of the atlantic meridional overturning circulation between 1960 and 2007 in six ocean reanalysis products. *Climate Dynamics 49*(3), 957–982.

Kashino, Y., T. Hasegawa, F. Syamsudin, and I. Ueki (2019). Temperature and salinity variability at intermediate depths in the western equatorial pacific revealed by triton buoy data. *Journal of Oceanography*, 1–19.

Kersalé, M., R. C. Perez, S. Speich, C. S. Meinen, T. Lamont, M. Le Hénaff, M. A. van den Berg, S. Majumder, I. J. Ansorge, S. Dong, et al. (2019). Shallow and deep eastern boundary currents in the south atlantic at 34.5 s: Mean structure and variability. *Journal of Geophysical Research: Oceans 124*(3), 1634–1659.

Kuhlbrodt, T., A. Griesel, M. Montoya, A. Levermann, M. Hofmann, and S. Rahmstorf (2007). On the driving processes of the atlantic meridional overturning circulation. *Reviews of Geophysics 45*(2).

Kumar, P. and E. Foufoula-Georgiou (1997). Wavelet analysis for geophysical applications. *Reviews of geophysics 35*(4), 385–412.

Levitus, S. (1982). *Climatological atlas of the world ocean*, Volume 13. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration.

Locarnini, R., A. Mishonov, O. Baranova, T. Boyer, M. Zweng, H. Garcia, J. Reagan, D. Seidov, K. Weathers, C. R. Paver, and I. Smolyar (2019). World Ocean Atlas 2018, Volume 1: Temperature. Technical report, NOAA Atlas NESDIS 81.

Locarnini, R. A., A. V. Mishonov, J. I. Antonov, T. P. Boyer, H. E. Garcia, O. K. Baranova, M. M. Zweng, C. R. Paver, J. R. Reagan, D. R. Johnson, et al. (2013). World ocean atlas 2013. volume 1, temperature.

Machín, F. and J. L. Pelegrí (2009). Northward penetration of antarctic intermediate water off northwest africa. *Journal of Physical Oceanography 39*(3), 512–535.

Majumder, S., C. Schmid, and G. Halliwell (2016). An observations and model-based analysis of meridional transports in the south atlantic. *Journal of Geophysical Research: Oceans 121*(8), 5622–5638.

Mamayev, O. I. (2010). *Temperature-salinity analysis of world ocean waters*, Volume 11. Elsevier.

Marcello, F., I. Wainer, and R. R. Rodrigues (2018). South atlantic subtropical gyre late twentieth century changes. *Journal of Geophysical Research: Oceans 123*(8),

5194–5209.

Marshall, J., A. Adcroft, C. Hill, L. Perelman, and C. Heisey (1997). A finite-volume, incompressible navier stokes model for studies of the ocean on parallel computers. *Journal of Geophysical Research: Oceans 102*(C3), 5753–5766.

Martínez-Marrero, A., A. Rodríguez-Santana, A. Hernández-Guerra, E. Fraile-Nuez, F. López-Laatzen, P. Vélez-Belchí, and G. Parrilla (2008). Distribution of water masses and diapycnal mixing in the cape verde frontal zone. *Geophysical Research Letters 35*(7).

Meyers, S. D., B. G. Kelly, and J. J. O'Brien (1993). An introduction to wavelet analysis in oceanography and meteorology: With application to the dispersion of yanai waves. *Monthly weather review 121*(10), 2858–2866.

Morlet, J. (1983). Sampling theory and wave propagation. In *Issues in acoustic Signal—image processing and recognition*, pp. 233–261. Springer.

Morozov, E. G., A. N. Demidov, R. Y. Tarakanov, and W. Zenk (2010). *Abyssal channels in the Atlantic Ocean: Water structure and flows*. Springer Science & Business Media.

Naveira Garabato, A. C., L. Jullion, D. P. Stevens, K. J. Heywood, and B. A. King (2009). Variability of subantarctic mode water and antarctic intermediate water in the drake passage during the late-twentieth and early-twenty-first centuries. *Journal of Climate 22*(13), 3661–3688.

Nobre, P. and J. Shukla (1996). Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical atlantic and south america. *Journal of climate 9*(10), 2464–2479.

Núñez-Riboni, I., O. Boebel, M. Ollitrault, Y. You, P. L. Richardson, and R. Davis (2005). Lagrangian circulation of antarctic intermediate water in the subtropical south atlantic. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 52*(3-4), 545–564.

Olbers, D., J. Willebrand, and C. Eden (2012). *Ocean dynamics*. Springer Science & Business Media.

Onken, R. and B. Klein (1991). A model of baroclinic instability and waves between the ventilated gyre and the shadow zone of the north atlantic ocean. *Journal of Physical Oceanography 21*(1), 53–67.

Pahnke, K. and R. Zahn (2005). Southern hemisphere water mass conversion linked with north atlantic climate variability. *Science 307*(5716), 1741–1746.

Perez, R. C., S. L. Garzoli, C. S. Meinen, and R. P. Matano (2011). Geostrophic velocity measurement techniques for the meridional overturning circulation and meridional heat transport in the south atlantic. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology 28*(11), 1504–1521.

Piola, A. R. and D. T. Georgi (1982). Circumpolar properties of antarctic intermediate water and subantarctic mode water. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers 29*(6), 687–711.

Rabe, B., F. A. Schott, and A. Köhl (2008). Mean circulation and variability of the tropical atlantic during 1952–2001 in the gecco assimilation fields. *Journal of Physical Oceanography 38*(1), 177–192.

Ribbe, J. (2001). Intermediate water mass production controlled by southern hemisphere winds. *Geophysical research letters 28*(3), 535–538.

Rimaud, J., S. Speich, B. Blanke, and N. Grima (2012). The exchange of intermediate water in the southeast atlantic: Water mass transformations diagnosed from the lagrangian analysis of a regional ocean model. *Journal of Geophysical Research: Oceans 117*(C8).

Rodrigues, R. R., L. M. Rothstein, and M. Wimbush (2007). Seasonal variability of the south equatorial current bifurcation in the atlantic ocean: A numerical study. *Journal of Physical Oceanography 37*(1), 16–30.

Saenko, O. A., A. J. Weaver, and J. M. Gregory (2003). On the link between the two modes of the ocean thermohaline circulation and the formation of global-scale water masses. *Journal of Climate 16*(17), 2797–2801.

Schmid, C. and S. L. Garzoli (2009). New observations of the spreading and variability of the antarctic intermediate water in the atlantic. *Journal of Marine Research 67*(6), 815–843.

Schmid, C., G. Siedler, and W. Zenk (2000). Dynamics of intermediate water circulation in the subtropical south atlantic. *Journal of Physical Oceanography 30*(12), 3191–3211.

Schmidtko, S. and G. C. Johnson (2012). Multidecadal warming and shoaling of antarctic intermediate water. *Journal of Climate 25*(1), 207–221.

Sen Gupta, A. and M. H. England (2007). Evaluation of interior circulation in a high-resolution global ocean model. part ii: southern hemisphere intermediate, mode, and thermocline waters. *Journal of physical oceanography 37*(11), 2612–2636.

Sevellec, F., A. Colin de Verdiére, and M. Ollitrault (2017). Evolution of intermediate water masses based on argo float displacements. *Journal of Physical Oceanography 47*(7), 1569–1586.

Silvestri, G. E. and C. S. Vera (2003). Antarctic oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern south america. *Geophysical Research Letters 30*(21).

Stramma, L. and M. England (1999). On the water masses and mean circulation of the south atlantic ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans 104*(C9), 20863–20883.

Sutton, R. T. and D. L. Hodson (2005). Atlantic ocean forcing of north american and european summer climate. *science 309*(5731), 115–118.

Sverdrup, H. U., M. W. Johnson, R. H. Fleming, et al. (1942). *The Oceans: Their physics, chemistry, and general biology*, Volume 7. Prentice-Hall New York.

Talley, L. (1996). Antarctic intermediate water in the south atlantic. In *The South Atlantic*, pp. 219–238. Springer.

Talley, L. D. (2003). Shallow, intermediate, and deep overturning components of the global heat budget. *Journal of Physical oceanography 33*(3), 530–560.

Talley, L. D. (2008). Freshwater transport estimates and the global overturning circulation: Shallow, deep and throughflow components. *Progress in Oceanography 78*(4), 257–303.

Talley, L. D. (2011). *Descriptive physical oceanography: an introduction*. Academic press.

Tett, S. F., T. J. Sherwin, A. Shravat, and O. Browne (2014). How much has the north atlantic ocean overturning circulation changed in the last 50 years? *Journal of Climate 27*(16), 6325–6342.

Tomczak, M. and J. S. Godfrey (2013). *Regional oceanography: an introduction*. Elsevier.

Torrence, C. and G. P. Compo (1998). A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological society 79*(1), 61–78.

Vangriesheim, A., C. Bournot-Marec, and A.-C. Fontan (2003). Flow variability near the cape verde frontal zone (subtropical atlantic ocean). *Oceanologica Acta 26*(2), 149–159.

Weng, H. and K. Lau (1994). Wavelets, period doubling, and time–frequency localization with application to organization of convection over the tropical western pacific. *Journal of the atmospheric sciences 51*(17), 2523–2541.

Yao, W., J. Shi, and X. Zhao (2017). Freshening of antarctic intermediate water in the south atlantic ocean in 2005–2014. *Ocean Science 13*(4), 521–530.

You, Y. (1999). Dianeutral mixing, transformation and transport of antarctic intermediate water in the south atlantic ocean. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 46*(1-2), 393–435.

You, Y. (2002). Quantitative estimate of antarctic intermediate water contributions from the drake passage and the southwest indian ocean to the south atlantic. *Journal of Geophysical Research: Oceans 107*(C4), 6–1.

Zhang, D., R. Msadek, M. J. McPhaden, and T. Delworth (2011). Multidecadal variability of the north brazil current and its connection to the atlantic meridional overturning circulation. *Journal of Geophysical Research: Oceans 116*(C4).

APÊNDICE A – Análise de Ondaletas

A análise de ondaletas é uma técnica relativamente recente, que tem sido utilizada em numerosos estudos em meteorologia e geofísica, como convecção tropical (Weng Lau, 1994), o ENSO (Gu Philander, 1995), frentes frias atmosféricas (Gamage Blumen, 1993) e outros fenômenos. Essa técnica foi originalmente empregada para análise de sinais sísmicos na geofísica no trabalho de Morlet (1983), contudo o seu estudo vem crescendo de maneira acelerada, estando aliado a poderosos algoritmos computacionais e ao interesse de uma ampla comunidade, das mais diversas áreas do conhecimento. Neste apêndice, procura-se apresentar algumas propriedades importantes a respeito dessa técnica, na tentativa de elucidar suas principais características e benefícios do seu uso, apresentando também pontos importantes do formalismo matemático necessários para uma maior compreensão da mesma.

A.1 Transformada de Fourier

Para uma melhor compreensão a respeito da transformada de ondaletas, é necessário que alguns conceitos a respeito da análise de Fourier sejam citados. Fourir foi um Matemático e físico francês, conhecido por iniciar a investigação sobre a decomposição de funções periódicas em séries trigonométricas conhecidas como Séries de Fourier (SF) e a sua aplicação aos problemas da condução do calor. De maneira geral, Fourier através de seus estudos postulou que toda função periódica $f(x)$ poderia ser reescrita do seguinte modo:

$$f(x) = a_0 + \sum_{k=1}^{+\infty} \{a_k cos(kx) + b_k sen(kx)\} \tag{A.1}$$

$$a_0 = \frac{2}{\pi} \int_0^{2\pi} f(x)dx,$$

$$a_k = \frac{1}{\pi}\int_0^{2\pi} f(x)cos(kx)dx,$$
$$b_k = \frac{1}{\pi}\int_0^{2\pi} f(x)sen(kx)dx$$

Sendo portanto $f(x)$ um somatório de senos e cossenos com diferentes coeficientes. Com relação a transformada de Fourier, ela é uma ferramenta que permite determinar a contribuição que cada função seno e coseno, presentes em um sinal, apresentam para a energia total deste sinal. A transformada de Fourier pode ser escrita como:

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(x)e^{-2\pi i\omega x}dx \tag{A.2}$$

onde $f(x)$ é o sinal analisado, ω é a freqüência que cada componente oscilatória inerente ao sinal apresenta (representa as diferentes freqüências contidas no sinal) e a exponencial transforma para o espaço das frequências. Considerando duas funções unidimensionais $f(x)$ e $g(x)$, e uma combinação linear de ambas $h(x) = f(x) + cg(x)$, onde c é uma constante qualquer, a transformada de Fourier para $h(x)$ é escrita como:

$$\begin{aligned}\widehat{h(x)} &= \int_{x=-\infty}^{+\infty} [f(x) + cg(x)]e^{-2\pi i}dx \\ &\rightarrow \int_{x=-\infty}^{+\infty} f(x)e^{-2\pi i\omega x}dx + c\int_{x=-\infty}^{+\infty} g(x)e^{-2\pi i\omega x}dx \\ &\rightarrow F(w) + G(w)\end{aligned} \tag{A.3}$$

Onde o circunflexo representa a transformada de Fourier para $h(x)$ e F(w) e G(w) são as transformadas de Fourier das funções $f(x)$ e $g(x)$, respectivamente. Com isso, observamos matematicamente que a transformada de Fourier é uma operação linear.

A.2 Transformada de Ondaletas

De maneira análoga à análise de Fourier, a análise de ondaletas procura aproximar uma função $f(t)$ por uma combinação linear de funções localizadas em diferentes escalas chamadas de ondaletas. Para que uma função possa ser denominada de função ondaleta, é necessário que duas propriedades sejam satisfeitas:

- **Propriedade 1**: A integral dessa função deve ser zero, ou seja:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \psi_0(t)dt = 0 \tag{A.4}$$

A Equação anterior assegura que a FO assuma uma forma do tipo onda.

- **Propriedade 2**: A FO deve possuir energia unitária, isto é:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} |\psi_0(t)|^2 = 1 \tag{A.5}$$

A propriedade 2 assegura que a FO possua suporte compacto, ou seja, um decaimento rápido de amplitude, o que garante à ondaleta-mãe uma localização espacial. As propriedades descritas acima são equivalentes a dizer que $\psi_0(t)$ é quadraticamente integrável, ou seja, que a FO pertence ao conjunto das funções de quadrado integrável $L^2(R)$ dentro do conjunto dos números reais R. As propriedades 1 e 2 também sugerem que $\psi_0(t)$ tende a oscilar acima e abaixo do eixo t e que tem sua energia localizada em uma certa região, já que ela é finita. Uma representação de uma função ondaleta pode ser dada por:

$$\psi_{u,s}(t) = \frac{1}{\sqrt{s}}\psi_0\left(\frac{t-u}{s}\right); s \neq 0 \tag{A.6}$$

onde s é denominado fator de escalamento (contração s aumenta e dilatação s diminui) e u é o fator de translação. A partir dessa função, denominada de ondaleta-mãe, são geradas as funções ondaletas filhas, um conjunto de funções escalonadas e transladadas da função mãe, escritas como:

$$\psi_u(t) = \psi_0(t-u) \rightarrow \text{Translação} \tag{A.7}$$

$$\psi_s(t) = \frac{1}{\sqrt{s}}\psi_0\left(\frac{t}{s}\right) \rightarrow \text{Escalamento} \tag{A.8}$$

O fator $\frac{1}{\sqrt{s}}$ é denominado de constante de normalização da energia de cada ondaleta filha, de forma a conservar a mesma energia da função ondaleta mãe. De um modo geral, as funções denominadas ondaletas possuem a propriedade básica de dupla localização: em freqüência e em tempo, com uma relação intrínseca entre elas (Figura A.1).

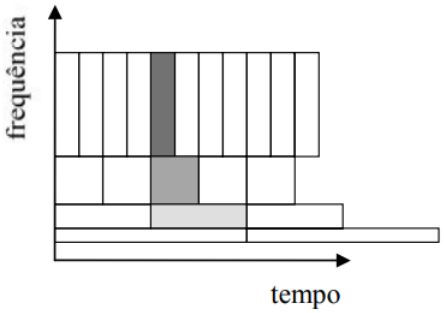

Figura A.1: Relação tempo-frequência presente na transformada de ondaletas. Quanto maior a localização temporal, menor será a localização em freqüência, e vice-versa. Adaptado de Regis Alves (1997).

Há dois tipos de funções ondaletas, as contínuas e as discretas, cada qual útil para determinadas aplicações. Segundo Bolzan (2006), as ondaletas discretas são comumente utilizadas para a decomposição e filtragem de séries temporais, onde sua aplicabilidade neste aspecto vem do fato de que estas ondaletas não provocam retundâncias de coeficientes entre escalas. Por outro lado, as ondaletas contínuas são comumentes utilizadas para visualizar, através de um periodograma, a relação existente entre as componentes de diferentes frequências em função da escala temporal do sinal estudado, onde estas relações são comumentes categorizadas como não-lineares. Neste trabalho, foi utilizada a transformada de ondaletas contínua, uma vez que o interesse foi identificar os diferentes períodos associados a variação do alcance da AIA e assim supor possíveis fenômenos influenciando na variação observada.

Desse modo, uma transformada de ondaletas contínua de uma função $f(t)$ é obtida através da convolução do sinal original com o complexo conjugado da ondaleta mãe escalada e normalizada, conforme a seguir:

$$W_{u,s}(t) = \frac{1}{\sqrt{s}} \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \psi^* \left(\frac{t-u}{s} \right) dt \tag{A.9}$$

O processo de convolução pode ser feito a partir da seguinte propriedade, que relaciona a convolução com a transformada de Fourier para duas funções $f(x)$ e $g(x)$:

$$\widehat{[f(x) \otimes g(x)]}(t) = \int_{x=-\infty}^{+\infty} \left[\int_{t=-\infty}^{t=+\infty} f(t) g(x-t) \right] e^{-2\pi i \omega x} dx, \tag{A.10}$$

onde o circunflexo refere-se a TF da convolução entre as funções, fazendo $k = x - t$,

obtemos:

$$k = x - t \rightarrow \frac{dk}{dx} = \frac{dx}{dx} - \frac{dt}{dx} \rightarrow dk = dx \tag{A.11}$$

Uma vez que k é função de x e t não, reescrevendo a equação A.10 obtemos:

$$\overbrace{[f(x) \otimes g(x)]}(t) = \underbrace{\int_{t=-\infty}^{+\infty} f(t) e^{-2\pi i \omega t} dt}_{\mathrm{F}(w)} \underbrace{\int_{k=-\infty}^{+\infty} g(k) e^{-2\pi i \omega k} dk}_{\mathrm{G}(w)} \tag{A.12}$$

Onde F(w) e G(w) representam as transformadas de Fourier para as funções $f(x)$ e g(x). A Equação A.12 mostra que a transformada de Fourier da convolução das funções $f(x)$ e $g(x)$ no ponto t é igual ao produto das TF's das mesmas. A importância da convolução no domínio da freqüência consiste no fato que se $f(x)$ tem uma TF definida por F(w) e $g(x)$ também possui sua TF definida por G(x), então:

$$[f(x) \otimes g(x)](t) \leftrightarrow F(w)G(w) \tag{A.13}$$

A aplicação do complexo conjugado da função $\psi_0(t)$ na Equação A.9, possibilita a utilização da propriedade apresentada acima, que relaciona a convolução e a TF. Tal fato torna-se vantajoso em virtude da convolução ser de aplicação muito mais complexa e trabalhosa do que o produto da TF de duas funções. Com isso, usa-se este teorema para determinar as integrais das funções convoluídas na Equação A.9, calculando se o produto das TFs das funções envolvidas no processo, podendo a Equação A.9 ser reescrita como:

$$W_{u,s}(t) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \frac{1}{\sqrt{s}} \psi^* \Big(\frac{t-u}{s} \Big) dt = f * \bar{\psi}_s(u) \tag{A.14}$$

sendo

$$\bar{\psi}_s(t) = \frac{1}{\sqrt{s}} \psi^* \Big(\frac{-t}{s} \Big)$$

cuja transformada de Fourier é dada por

$$\hat{\bar{\psi}}_s(\omega) = \sqrt{s} \hat{\psi}^*(s\omega)$$

Utilizando-se então o teorema da convolução, juntamente com a definição da transformada inversa de Fourier, reescrevemos então a Equação A.9 como:

$$W_{u,s}(t) = \int_{-\infty}^{\infty} \hat{f}(\omega)\hat{\psi}(\omega)e^{i\omega u}d\omega \tag{A.15}$$

Na qual $W_{u,s}(t)$ representa a semelhança entre a FO e o sinal analisado $f(t)$. Logo, quanto maior o valor de $W_{u,s}(t)$, maior será a similaridade entre a série analisada com a função ondaleta-mãe. Ainda, é importante ressaltar que o fato da energia ser conservada durante esse processo, permite com que a síntese dessa análise resulte no sinal original reconstruído.

A.2.1 Função Ondaleta de Morlet

A função de Morlet foi a primeira função ondaleta mãe gerada, resultante dos trabalhos de Morlet e é definida como:

$$\psi_o(t) = \pi^{-1/4}e^{i\omega_0 t}e^{\frac{-1}{2}t^2} \tag{A.16}$$

onde ω_0 é uma freqüência adimensional (ou seja, o valor que determina a forma do sinal modulador da FO) e t é cada valor da série temporal. Na Figura Xu, temos dispota um exemplo da representação gráfica dessa função.

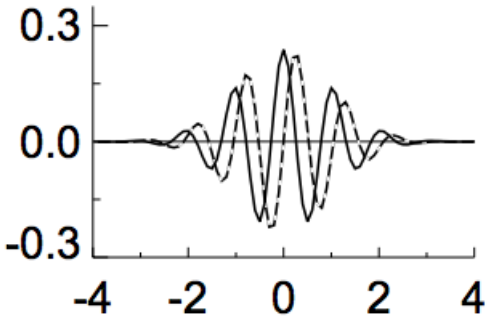

Figura A.2: Exemplo gráfico de uma função de Morlet

A transformada em ondaletas da função de Morlet é capaz de decompor e descrever uma função $f(t)$ no domínio da freqüência, de forma que se pode analisar esta função em diferentes escalas de freqüência e de tempo, sendo essa transformada dada por:

$$W_{j,k}\left(\frac{t-k}{j}\right) = \frac{\pi^{-1/4}}{\sqrt{j}}\int_{t=-\infty}^{+\infty} f(t)e^{i\omega_0(\frac{k-t}{j})}e^{-1/2(\frac{t-k}{j})^2} \tag{A.17}$$

A.2.2 Escalas e Frequência

Considerando a sua capacidade de convoluir funções com diferentes escalas e frequências, de forma a decompor um sinal a diferentes níveis de resolução, a transformada de ondaletas é conhecida como sendo uma análise de multiresolução. Desse modo, se faz necessário uma descrição a respeito do processo de decomposição das escalas e frequências presentes nessa técnica. É válido ressaltar que a frequência de um fenômeno ou processo é dada pela quantidade de observações deste durante um determinado período de tempo. Tratando-se da escala, essa indica a escala temporal (ou espacial) na qual determinados processos ocorrem. Portanto, esses conceitos se relacionam a partir do momento em que uma escala específica fornece limites para o comprimento de onda de determinado processo. Com isso, as diferentes resoluções e escalas permitem com que os detalhes presentes em um sinal, que geralmente caracterizam diferentes estruturas físicas do mesmo, sejam visualizados.

De acordo com Bolzan (2006), supondo uma série temporal com um comprimento de s pontos, este número deve ser colocado como potência de 2, tal que s = 2^n. Por exemplo, se s = 1024 pontos, então 1024 = 2^n, logo, n = 10. Isso significa que haverão 10 escalas que poderemos "enxergar" através das ondaletas. Assim, a primeira escala que a função ondaleta irá atuar é a escala de n - 1 = 9, isto implica dizer que a série temporal original será dividida em duas partes iguais, cada uma com n - 1 = 9, que em potência de 2 equivale a 512 pontos. Então, a função ondeleta mãe será comprimida pela metade e aplicada na primeira metade da série-temporal. Em seguida, será transladada para a segunda parte da mesma série temporal, como é mostrado na Figura A.3. Para o próximo nível de resolução, igual a n - 2 = 8, teremos 256 pontos. Isto equivale a dividir pela metade cada uma das duas séries anteriores. Com isso, a função ondeleta deve também ser novamente comprimida pela metade de modo a caber dentro do primeiro segmento da série de 256 pontos para, em seguida, ser transladada para os demais segmentos da série-temporal (Figura A.4). Tal processo será repetido até a última escala (n = 1), ou seja, 2 pontos. Ao final disso, será gerado um diagrama conhecido como periodograma de ondaleta, representado esquematicamente na Figura A.5.

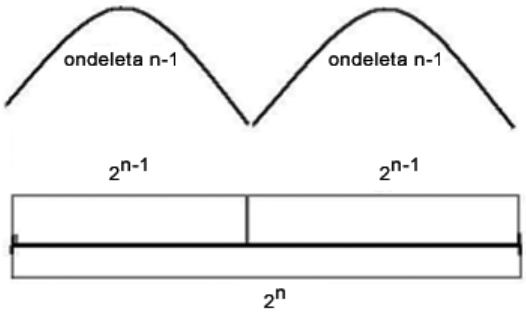

Figura A.3: Primeira análise multiresolução dada pela função ondaleta. Fonte: Bolzan (2006).

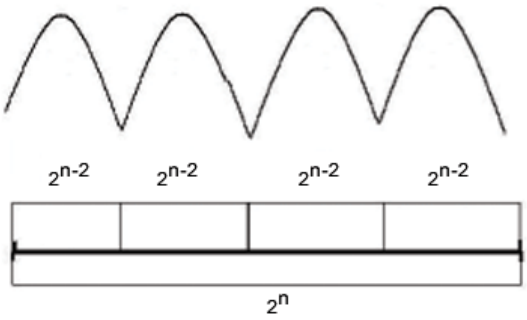

Figura A.4: Segunda análise multiresolução dada pela função ondaleta. Fonte: Bolzan (2006).

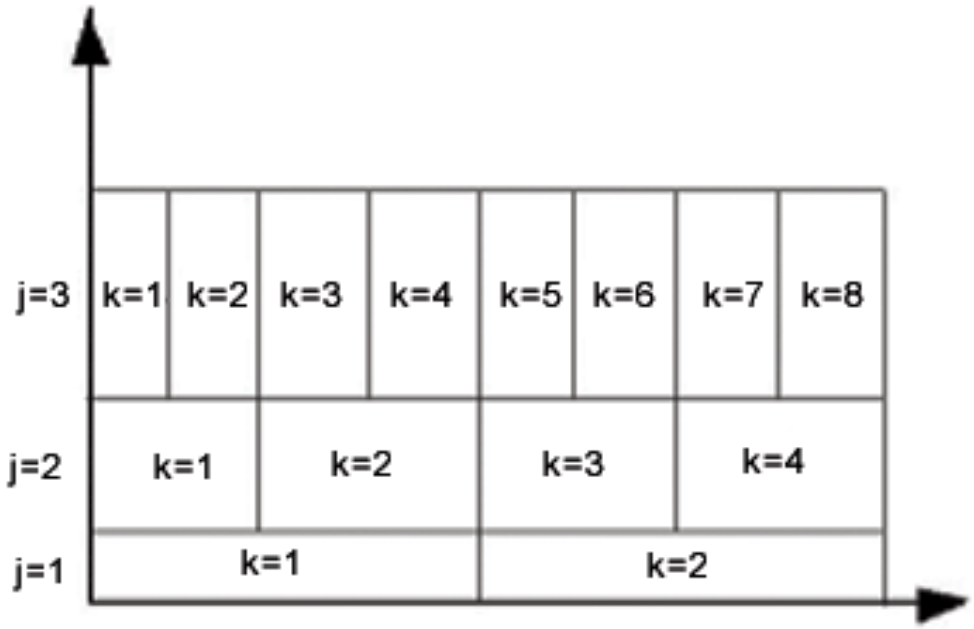

Figura A.5: Períodograma resultante da análise de multiresolução dada pela função ondaleta. Fonte: Bolzan (2006).

No períodograma obtido ao final da análise, é possível então verificar a relação de poder espectral de cada escala ao longo da série temporal. Devido a TO não ser completamente localizada no tempo, o resultado final possui efeitos de bordas e, por isso, a utiliza-se um cone de influência, onde delimita-se a área em que os efeitos de borda são desprezados. Dessa forma, a transformada de ondaletas revela, no tempo, que parte do sinal analisado transporta energia significativa e em quais frequências isso ocorre.

A.2.3 Aplicações e exemplos

Em se tratando de aplicações meteo-oceanográficas, Torrence and Compo (1998) fizeram um estudo detalhado a respeito da utilização da transformada de ondaletas em séries temporais de índices atmosféricos e de TSM, no qual os autores desenvolveram também um algorítimo computacional capaz de realizar a transformada de ondaletas dando ênfase em aplicações geofísicas. Aqui serão apresentados alguns exemplos de resultados obtidos com a utilização desse algoritmo para uma série temporal de TSM na região Niño-3 no Pacífico. Na Figura A.6 temos uma síntese dos resultados gerados a partir da análise de ondaletas, onde é possível ver a série temporal utilizada, o espectro de energia do períodograma e o espectro global das ondaletas.

Para o espectro de energia (Figura A.6b), a linha preta contínua no periodograma representa o cone de influência e os períodos fora dessa região devem ser negligenciados por não possuírem confiança estatística. O contorno em preto na energia do WPS indica os 5% de significância estatística contra um ruído vermelho, utilizado como 'hipótese nula' na qual considera-se o sinal original sendo um ruído vermelho. Tratando-se do espectro de energia global das ondaletas (Figura A.6c), ele é obtido a partir de uma integral ao longo do tempo do periodograma de energia e determina os períodos de maior variabilidade na energia de uma série temporal.

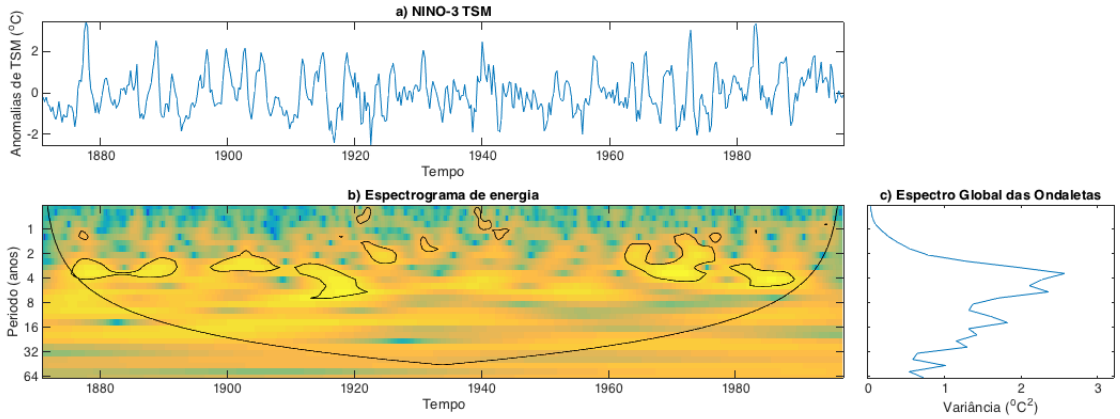

Figura A.6: Exemplos de resultados gerados a partir da análise de ondaletas para indíces de TSM na região NINO-3 no Pacífico. A) Série temporal; B) Espectrograma de energia; C) Espectro global das ondaletas.

Como a energia é conservada na transformada de ondaletas, isso permite a reconstrução do sinal analisado. Pelo algoritmo desenvolvido por Torrence and Compo (1998), tal reconstrução pode ser feita a partir da seguinte equação:

$$x_n = \frac{\delta j \delta t^{1/2}}{C_\delta \Psi_0(0)} \sum_{j=0}^{J} \frac{\mathscr{R}\{W_n(s_j)\}}{s_j^{1/2}}. \tag{A.18}$$

Onde δj é o intervalo entre as escalas, δt o intervalo de medição dos dados, C_δ uma constante de reconstrução (para a função de Morlet com $\omega = 6$, esse valor equivale a 0,776), $\Psi_0(0)$ um fator que remove o escalamento da energia, e $\mathscr{R}$ representa a parte real do periodograma de energia.

Ainda devido à conservação de energia, isso admite também a obtenção da variância do sinal analisado, dada por:

$$\sigma^2 = \frac{\delta j \delta t^{1/2}}{C_\delta N} \sum_{n=0}^{N-1} \sum_{j=0}^{J} \frac{|W_n(s_j)|^2}{s_j} \tag{A.19}$$

As Equações A.18 e A.19 foram utilizadas como testes para verificar a acurácia da transformada de ondaletas e ajustar os paramêtros de escalas de forma a se obter um melhor ajuste, diminuindo o erro quadrático médio entre o sinal original e o sinal reconstruído (Figura A.7). Além disso, a porcentagem de variância explicada por cada sinal foi obtida a partir da Equação A.19, delimitando os limites do somatório para as escalas desejáveis.

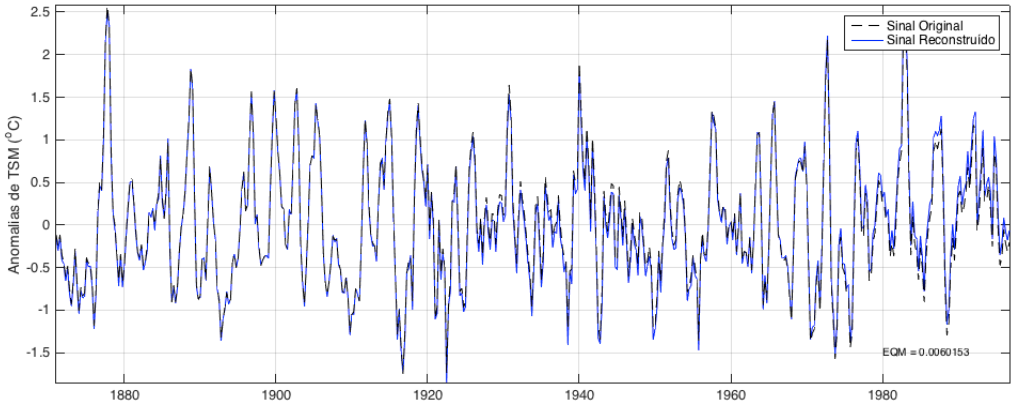

Figura A.7: Comparação entre o sinal original utilizado no exemplo anterior e sua reconstrução a partir dos resultados da análise de ondaletas.

APÊNDICE B – Avaliação da Metodologia

Neste apêndice serão apresentados alguns testes realizados na metodologia deste trabalho com o intuito de demonstrar que, apesar das séries temporais do alcance serem oriundas de uma superficie virtual de contorno, os resultados obtidos são robustos e válidos. Todos os dados analisados neste trabalho foram interpolados para uma mesma grade (vertical e horizontal), dessa forma, uma questão a ser levantada é se a interpolação realizada poderia resultar em falsos sinais nas séries temporais, criando frequências que não estão presentes originalmente nos dados. Objetivando responder essa pergunta, na Figura B.1 temos uma comparação entre os dados MOAA interpolados e os dados MOAA originais (por conveniência e para evitar repetição de figuras, serão mostrados apenas os dados MOAA por originalmente possuirem menor resolução espacial, mas tais testes foram feitos em todos os dados utilizados). Observamos que a diferença existente entre as séries é pequena (o que fica evidenciado pelo erro quadrático médio calculado), e que apesar dessas pequenas diferenças, os sinais são mantidos tal qual na série original.

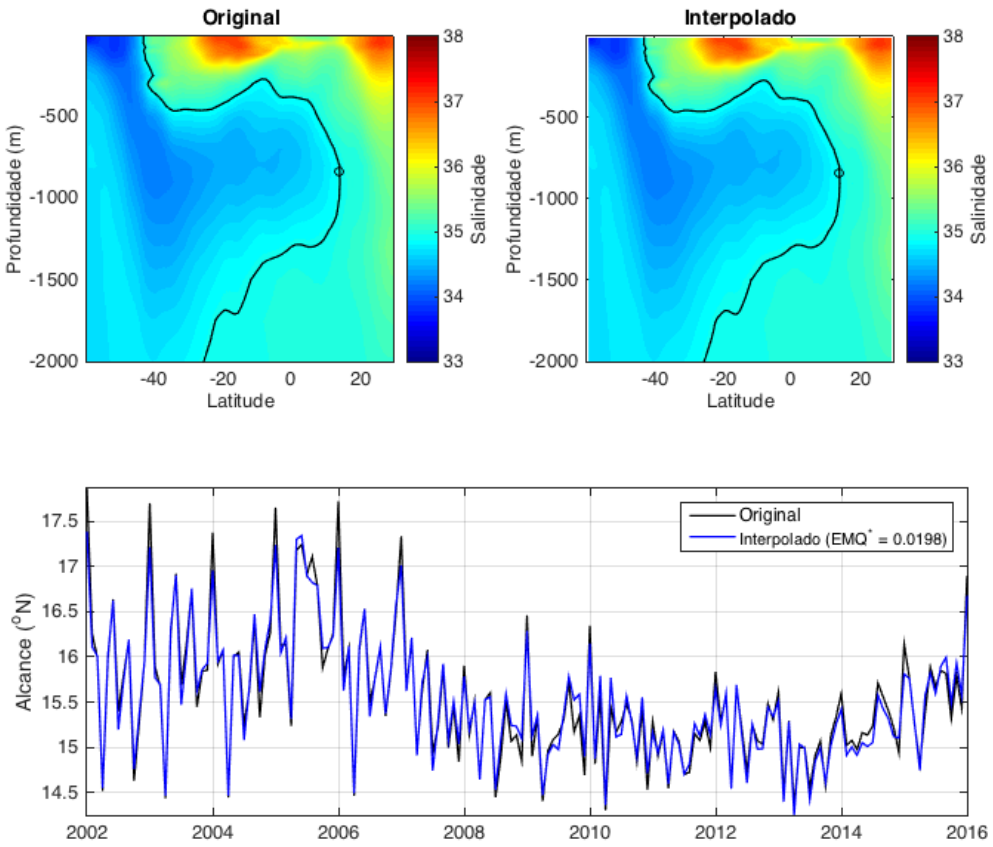

Figura B.1: Comparação entre os resultados obtidos a partir dos dados MOAA originais e interpolados.

Ainda, outra questão a ser levanta é a seguinte: poderia a superfície de contorno variar em cada imagem, gerando assim pontos aleatórios? Para responder essa pergunta, foram geradas séries temporais das anomalias de salinidade no ponto de grade mais próximo da posição da isohalina. Com isso, ao utilizar esse ponto, asseguramos que a variação presente nele é uma variação presente na grade original dos dados. Os resultados obtidos para esse teste encontram-se na Figura B.2. Nela, observamos uma alta correlação negativa entre as séries temporais das anomalias (ponto de grade original) e as séries temporais do alcance (ponto de grade virtual). Com isso, verificamos que os sinais obtidos pelo alcance setentrional representam os mesmos sinais presentes nas anomalias de salinidade, nesse caso, a vantagem de se optar por um valor de uma isohalina específica seria de assegurar que, do seu alcance máximo setentrional para trás, existe um mínimo de salinidade vertical bem definido, sendo esse uma das principais características de definição da AIA.

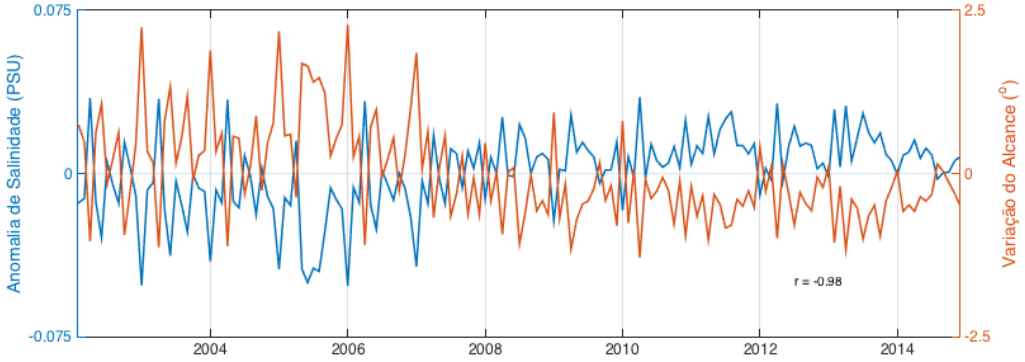

Figura B.2: Relação entre as anomalias de salinidade no ponto de grade (original) mais próximo a posição média da isohalina de 34.9 e a variação do alcance (ponto virtual) nos dados MOAA.

Por fim, o último teste foi o seguinte: a variação de baixa frequência do alcance, encontra-se presente em outros valores de salinidade? Para isso, optou-se por utilizar a mesma metodologia deste trabalho mas considerando o alcance para a isohalina de 34.8. Na Figura B.3, temos uma comparação entre sua variação de baixa frequência com a variação observada em 34.9. A partir de tais resultados, é possível verificar que grande parte da variação de baixa frequencia se encontra presente nas séries temporais das duas isohalinas, denotando que tais variações possuem extensões meridionais capazes de alterar não só o máximo alcance da isohalina de 34,9 mas também a de 34,8, que também se encontra no interior da AIA.

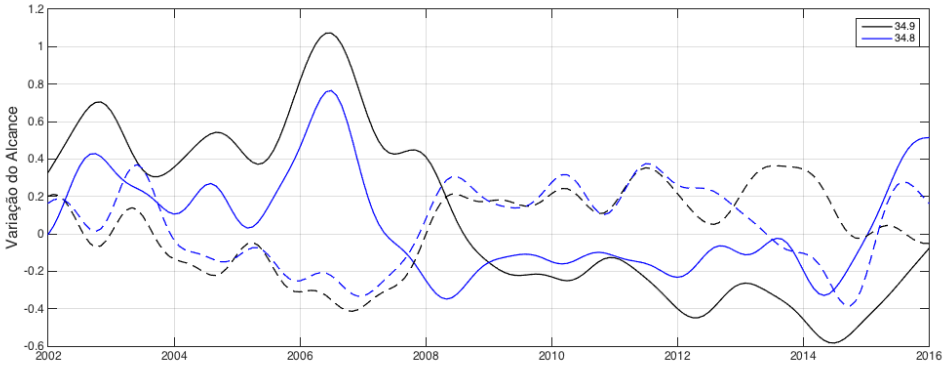

Figura B.3: Comparação entre a variação de baixa frequência no alcance setentrional das isohalinas de 34,9 e 34,8 nos dois setores do Atlântico (linhas contínuas setor central e linhas tracejadas setor oeste.)