Thaís Marina Fernandes

Detecção da água modal subtropical do Atlântico Sul através de dados de satélite

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
2019

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO OCEANOGRÁFICO

Detecção da água modal subtropical do Atlântico Sul através de dados de satélite

Thaís Maria Fernandes

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

Versão corrigida

Julgada em _____ /_____ /_____

_____	_____
Prof(a). Dr(a).	Conceito
_____	_____
Prof(a). Dr(a).	Conceito
_____	_____
Prof(a). Dr(a).	Conceito

Sumário

1 Introdução **1**

1.1 Água modal 1

1.2 Água modal: Formação 2

1.3 Águas modais globais 6

1.3.1 Oceano Pacífico 6

1.3.2 Oceano Índico 7

1.3.3 Oceano Antártico 7

1.3.4 Oceano Atlântico 8

1.4 Água modal subtropical do Atlântico Sul 9

1.5 Satélites como instrumentos de estudos oceanográficos 11

1.6 Altura dinâmica 13

2 Hipótese e objetivos **17**

2.1 Hipótese 17

2.2 Objetivos 17

3 Fundamentação teórica **18**

3.1 Dados *in-situ*: Perfiladores Argo 18

3.1.1 Determinação da altura dinâmica 20

3.2 Dados de temperatura da superfície do mar de satélite: sistema OSTIA 20

3.3 Dados de altura da superfície do mar de satélite: altímetro (serviço CMEMS) . . 21

4 Metodologia **24**

4.1 Região e período de estudo 24

4.2 Dados *in-situ*: Perfiladores Argo 25

4.2.1 Seleção de dados e controle de qualidade nos perfis Argo 25

4.2.2 Determinação dos perfis com água modal 26

4.2.3 Determinação da altura dinâmica 27

4.3 Dados de temperatura da superfície do mar de satélite: sistema OSTIA 27

4.3.1 Seleção dos dados OSTIA 27

4.3.2 Determinação de regiões de formação de água modal: dados de temperatura OSTIA 28

4.3.3 Estatística 28

4.4 Dados de satélite: altímetro (serviço CMEMS) 29

4.4.1 Seleção dos dados de altímetro 29

4.4.2 Determinação de regiões de formação de água modal: dados de altura da superfície do oceano (CMEMS) 29

5 Resultados e Discussão **30**

5.1 Argo 30

5.1.1 Detecção de água modal 32

5.1.2 Altura dinâmica 43

5.2 OSTIA 49

5.2.1 Determinação de regiões com formação de água modal: temperatura OSTIA 49

5.3 Altímetro 57

5.3.1 Determinação de regiões com formação de água modal: altímetro 57

6 Conclusão **64**

Lista de abreviações

σ_θ – Densidade potencial

AASM - Anômalia da altura da superfície do mar

AM - Água modal

AMSA - Água modal subantártica

AMSASI - Água modal subantártica do Sudeste do Índico

AMSP - Água modal subpolar

AMSPAN - Água modal subpolar do Atlântico Norte

AMSPS - Água modal subtropical do Pacífico Sul

AMST - Água modal subtropical

AMST1 - Água modal subtropical do tipo 1

AMST2 - Água modal subtropical do tipo 2

AMST3 - Água modal subtropical do tipo 3

AMSTAN - Água modal subtropical do Atlântico Norte

AMSTAS - Água modal subtropical do Atlântico Sul

AMSTI - Água modal subtropical do Índico

AMSTL - Água modal subtropical de Leste

AMSTLAS - Água modal subtropical do Leste do Atlântico Sul

AMSTLPS - Água modal subtropical do Leste do Pacífico Sul

AMSTM - Água modal subtropical da Madeira

AMSTPN - Água modal subtropical do Pacífico Norte

AMSTPNC - Água modal subtropical do Pacífico Norte Central

AMSTPNL - Água modal subtropical do Leste do Pacífico Norte

ASM - Altura da superfície do mar

CMEMS - Copernicus Marine Environment Monitoring Service

m - Coeficiente angular

OSTIA - Operational Sea Surface Temperatura and Sea Ice Analysis

R^2 – Coeficiente de determinação

RMS - Erro quadrático médio da diferença

S - Salinidade

SA - Salinidade Absoluta

T - Temperatura

TC - Temperatura conservativa

TSM - Temperatura da superfície do mar

VP - Vorticidade potencial

Lista de Figuras

1 Diagrama ilustrativo do Giro Subtropical do Atlântico Norte (topo) com a Giro da Corrente do Golfo (em vermelho) e Giro Subtropical do Atlântico Sul (abaixo) com a Frente Subantártica (verde). Adaptada de Hanawa 1987. 4

2 Distribuição global das águas modais. As regiões em vermelho indicam águas modais subtropicais, regiões em rosa indicam águas modais subtropicais de Leste e as regiões em marrom indicam águas modais subpolares e subantárticas. As flechas em preto indicam os giros subtropicais (adaptada de Hanawa e Talley 2001). 4

3 Processos que contribuem para a formação de água modal (adaptada de Holte e Sloyan 2012). 15

4 Altura dinâmica a 1000 dbar no Atlântico Norte e Sul (adaptada de Reid 1994). . 16

5 a) Esquema do ciclo de operação de perfiladores Argo para medição de perfis de temperatura e salinidade no oceano e b) Estrutura interna do perfilador Argo (adaptado de projeto Coriolis, http://www.coriolis.eu.org). 19

6 Mapa de temperaturas da superfície do mar dos dados OSTIA, em 01 de maio de 2011. (retirado de Donlon et al., 2012). 21

7 Mapas de variações médias da altura da superfície do mar, entre 1992 - 2002 (mm por ano). (retirado de Traon, Pierre-Yves, 2013). 23

8 Seleção da região de estudo utilizada nesse trabalho (obtida através do site coriolis.eu.org). 24

9 Diagrama de dispersão (vermelho) e reta de regressão (azul) de um conjunto de dados. 28

10 Distribuição espacial dos perfis Argo, em uma grade de $1^\circ \times 1^\circ$, no período de 2002 a 2017, após a aplicação do controle de qualidade, onde n representa o número de perfis. R1, R2 e R3 são as regiões 1, 2 e 3 selecionadas na bacia. . . . 31

11 Número de perfis Argo (N) por ano, na região de estudo, entre 2002 e 2017. . . . 32

12 Número de perfis Argo (N) contendo água modal, no Atlântico Sul, entre os anos 2002 e 2017. 33

13 Distribuição espacial dos perfis Argo com água modal, para o Atlântico Sul (em preto), e para as regiões 1 (em vermelho), 2 (em azul) e 3 (em verde). 34

14 Diagrama TS com os contornos da densidade potencial para as regiões da bacia do Atlântico Sul (ciano), região 1 (vermelho), região 2 (azul) e região 3 (verde), nos anos de 2002 até 2017. 35

15 Para a região total, esquerda, temos os limites superior (cinza) e inferior (preto) da profundidade da camada de água modal para a região total. A direita, temos os ciclo (mesma notação de cores, onde as linhas cheias representam os ciclos e as linhas pontilhadas os desvios para mais e para menos. 36
16 Para as regiões 1 (vermelho), 2 (azul) e 3 (verde) temos, a esquerda, os limite superior (cor clara) e inferior (cor escura) das camadas de água modal. A direita temos o ciclo anual delas (seguindo a mesma notação), onde as linhas cheias representam os ciclos e as linhas pontilhadas os desvios para mais e para menos. . 37
17 Série temporal da espessura para a região 1 (vermelho), região 2 (azul), região 3 (verde) e região total (preto), para os perfis com água modal, no período de 2002 a 2017. 38
18 Ciclo anual da espessura dos perfis com água modal, para a região 1 (vermelho), região 2 (azul), região 3 (verde) e região total (preta), no período de 2002 a 2017. 39
19 Série temporal da temperatura para a região 1 (vermelho), região 2 (azul), região 3 (verde) e região total (preto), para os perfis com água modal, no período de 2002 a 2017. 40
20 Ciclo anual da temperatura para a região 1 (vermelho), região 2 (azul), região 3 (verde) e região total (preto), para os perfis com água modal, no período de 2002 a 2017. 41
21 Série temporal da salinidade para região 1 (vermelho), região 2 (azul), região 3 (verde) e região total (preto), para os perfis com água modal, no período de 2002 a 2017. 42
22 Ciclo anual da salinidade para a região 1 (vermelho), região 2 (azul), região 3 (verde) e região total (preto), para os perfis com água modal, no período de 2002 a 2017. 43
23 Altura dinâmica média dos perfis para toda a região de estudo, para os níveis de referência de 700 m (preto), 800 m (ciano), 900 m (magenta) e 1000 m (vermelho). 44
24 Média anual da altura da superfície do mar Argo, para região 1 (vermelho), região 2 (azul), região 3 (verde) e região total (preto), nos anos de 2002 até 2017. 47
25 Média mensal da altura da superfície do mar Argo, para região 1 (vermelho), região 2(azul), região 3 (verde) e região total (preto), nos anos de 2002 até 2017. . 48
26 Diferença entre as temperaturas Argo e OSTIA, para os anos de 2002 até 2017, em toda a região de estudo. 49

27 Diagrama de dispersão das TSM Argo e OSTIA, reta regressão linear (vermelha cheia) e intervalo de confiança de 95% (vermelha tracejada), para as regiões região 1 (vermelha), região 2 (azul), 3 (verde) e total (preto). 50
28 Série temporal dos dados de temperatura Argo (x rosa), OSTIA(x ciano) e diferença entre eles (x amarelo), na região total, para o período de 2002 a 2017. . . . 52
29 Ciclo anual dos dados de temperatura Argo (preto cheio), OSTIA (preto tracejado) e diferença entre eles (preto pontilhado) para região total, no período de 2002 a 2017. 52
30 Série temporal dos dados de temperatura Argo (x preto), OSTIA (x azul) e diferença entre eles (x verde) na região 1, para o período de 2002 a 2017. 53
31 Ciclo anual dos dados de temperatura Argo (vermelho cheio), OSTIA (vermelho tracejado) e diferença entre eles (vermelho pontilhado) na região 1, para o período de 2002 a 2017. 53
32 Série temporal dos dados de temperatura Argo (x preto), OSTIA (x vermelho) e diferença entre eles (x verde) na região 2, para o período de 2002 a 2017. 54
33 Ciclo anual dos dados de temperatura Argo (azul cheio), OSTIA (azul tracejado) e diferença entre eles (azul pontilhado) na região 2, para o período de 2002 a 2017. 54
34 Série temporal dos dados de temperatura Argo (x preto), OSTIA (x vermelho) e diferença entre eles (x rosa) na região 3, para o período de 2002 a 2017. 55
35 Ciclo anual dos dados de temperatura Argo (verde cheio), OSTIA (verde tracejado) e diferença entre eles (verde pontilhado) na região 3, para o período de 2002 a 2017. 56
36 Diagrama de dispersão da altura da superfície do mar Argo e altímetro, com a reta de regressão linear(vermelho cheio) e intervalo de confiança de 95% (vermelho tracejado), para as regiões 1 (vermelho), 2 (azul), 3 (verde) e total (preto), no período de 2002 a 2017. 58
37 Distribuição espacial dos perfis com água modal (azul) e sem água modal (rosa), para toda a região de estudo, no período de 2002 a 2017. 59
38 Série temporal da altura da superfície do mar Argo e de sua anomalia, para os dados com água modal, em toda a região de estudo, durante o período de 2002 até 2017. 60
39 Série temporal da altura da superfície do mar Argo e de sua anomalia, para os dados sem água modal, em toda a região de estudo, de 2002 até 2017. 61

40 Ciclo anual da altura da superfície do mar Argo dos dados com água modal (a esquerda) e sem água modal (a direita) para toda a região, dos anos de 2002 até 2017. 61
41 Mapas de anomalia da altura da superfície do mar do altímetro: (a) se refere aos dados totais (com e sem água modal) nos meses de formação (julho-outubro), (b) refere-se aos dados totais nos meses de afundamento (janeiro-abril), (c) refere-se aos dados em regiões que sabemos ter água modal (MW) nos meses de formação. 63

Lista de Tabelas

1 Número de perfis (N), valores médios e desvio padrão encontrados para densidade potencial (σ_θ), temperatura potencial (T), salinidade absoluta (S) e espessura das camadas de água modal (H), para a região do Atlântico Sul e suas subdivisões, para perfis Argo com água modal. 34

2 Média e desvio padrão do RMS da diferença entre os dados de altura dinâmica Argo e altímetro, para os vários valores de profundidade de referência. 45

3 Coeficiente de determinação (R^2), coeficiente angular (m) e RMS (°C) para as temperaturas Argo e OSTIA. 51

4 Coeficiente de determinação (R^2), coeficiente angular (m) e RMS (cm) para as alturas da superfície do mar Argo e altímetro. 57

Agradecimentos

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

Gostaria de agradecer também ao projeto Coriolis, ao COPERNICUS MARINE ENVIRONMENT MONITORING SERVICE, ao Prof. Dr. Paulo Polito e ao Prof. Dr. Marouan Bouali pela disponibilização ou ajuda com os dados utilizados nesse estudo.

Obrigada a minha orientadora, Prof. Dra. Olga T. Sato, pela ajuda, disposição e paciência. Por sempre me atender e me auxiliar quando eu tive dúvidas ou quando eu precisei.

Também gostaria de agradecer aos meus colegas do LOS pela ajuda e disponibilidade, especialmente a Giovana (a melhor dupla do mundo), pelas imensas ajudas, pelas risadas e desabafos e ao Piero, pela paciência, por me ajudar a encontrar e corrigir meus erros e por todo auxilio e explicações extras que ele me deu. Agradeço também a Carol, que mesmo não sendo do nosso laboratório, estava sempre lá nos animando e tornando nossas tardes melhores.

Agradeço ao meu noivo Alex, por ser meu ponto de segurança, o meu farol nas horas de tempestades. Sem a sua presença e a sem a sua ajuda talvez eu tivesse me perdido.

Também agradeço a minha família pelo apoio. Aos meus avós, que mesmo sem muito estudo sempre me incentivarem a estudar, vocês não estão mais entre nós, mas chegar até aqui também foi mérito de vocês. Aos meus tios, tias e primos, pelas conversas e por mandarem comidinhas e docinhos quando eu não pude estar com vocês, especialmente a tia Nice, por sempre me incentivar e apoiar. Agradeço aos meus pais pelo apoio, especialmente a minha mãe, pelo incentivo, pela ajuda, pelas orações, por sempre me apoiar incondicionalmente, pelo incentivo, por me ensinar a ir atrás do que eu quero, pelo exemplo e por sempre acreditar em mim. Se eu cheguei até aqui, foi porque eu tive todas essas pessoas ao meu lado, principalmente essas mulheres incríveis.

Por fim, eu agradeço a Deus, por me abençoar, por me dar a oportunidade de estar e de chegar até aqui, pela ajuda nos momentos ruins, pela esperança, pelo consolo quando eu mais precisei, mas especialmente eu agradeço por ter todas essas pessoas na minha vida, porque sem a Sua ajuda e sem a ajuda delas eu não teria conseguido.

Resumo

Águas modais são fenômenos oceânicos caracterizadas por camadas com propriedades praticamente homogêneas, observado através de baixos valores de vorticidade potencial (VP). Para o estudo de regiões com formação de Água Modal Subtropical do Atlântico Sul (AMSTAS) utilizamos os conjuntos de dados de perfiladores Argo, de temperatura da superfície do mar (TSM) de satélite do projeto Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA) e altura da superfície do mar (ASM) e anomalia da superfície do mar (AASM) de altímetro do serviço Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS), entre 2002 e 2017, na região compreendida na faixa de 25° a 45°. Sobre dados Argo, utilizamos a metodologia de /citeNsatopolito14 para determinar perfis com água modal, utilizando critérios de temperatura potencial (13°C - 17°C), salinidade (35 - 36), VP (< 1,5x$10^{-10} m^{-1} s^{-1}$) e gradiente vertical de temperatura menores do que 0,015°$C\ m^{-1}$. Em seguida, determinamos ASM Argo, utilizando as rotinas GSW (The Gibbs-SeaWater Oceanography), do projeto TEOS-10. Os dados de TSM OSTIA foram selecionados a partir de pontos e datas Argo, respeitando o raio de busca de 0,03°. Já os dados de altímetro, foram selecionados da mesma maneira, mas seguindo o raio de busca 0,13°.

Analisamos os dados de TSM Argo e OSTIA encontramos que, uma correlação fraca entre os dados e o coeficiente de determinação baixo, sugerindo que a escola do modelo linear para representar a relação entre os conjuntos de dados, não foi.

Para os dados de ASM Argo encontramos séries com baixa variabilidade, onde podemos ver a formação e o afundamento dos perfis com água modal. Além disso, encontramos ciclo estáveis mostrando o aumento de ASM no verão e diminuição no inverno. Esses resultados se repetem quando utilizamos a AASM também. Esses resultados não se repetem para os dados sem água modal. Já para os dados de AASM do altímetro, se comparar os dados totais (com e sem água modal), notamos que nos meses de formação, o que prevalece é o sinal da AASM da água modal, mostrando que, mesmo quando temos dados de AASM de satélite para a região total, no período de formação, o sinal da água modal é o que prevalece. Ou seja, durante os meses de formação, podemos detectar o sinal de AASM da água modal, utilizando altímetros.

Palavras chave: Água modal, água modal subtropical do Atlântico Sul, altímetro

Abstract

Mode water is an oceanic phenomena which is characterized by nearly homogeneous properties in its layers. This peculiarity can be observed throughout low vertical temperature and salinity gradients, and shallow values of potential vorticity (PV). Thus, to study the regions of the South Atlantic Subtropical Mode Water (SASMW) formation, Argo profilers data sets were used. Satellite data of Sea Surface Temperature (SST) from the Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA) were adopted, whilst the Sea Surface Height (SSH) and Anomaly Sea Surface Height (ASSH) data set were taken from the altimeter of teh service Copernicus Marine Environment Monitoring Service(CMEMS), which controls all the data set, between 2002 and 2017, within the range of 25°S a 45°S for the South Atlantic region. For the Argo inputs, Sato and Polito, 2014, methodology were applied to determine the modal water profiles, where the criteria as potential temperature 13°C -17°C, salinity (35 - 36), potential vorticity (< 1,5x$10^{-10} m^{-1} s^{-1}$) and vertical temperature gradient < 0,015°$C\ m^{-1}$ were used. Furthermore, for Argo data, dynamic height was generated through the GSW (The Gibbs Sea Water Oceanography) routines, from the Thermodynamic Equation of Seawater (TEOS-10) project. The SST OSTIA data were selected from Argo dates and points, taking into account the radius search of 0,03°. Additionally, the altimeter data was obtained with the same method, but with the radius search of 0,13°. We analyzed the SST Argo and OSTIA data and found that a weak correlation between the data and the low coefficient of determination, suggesting that the linear model school to represent the relationship between data sets was not. For ASM Argo data we find series with low variability, where we can see the formation and sinking of the profiles with modal water. In addition, we found stable cycle showing the increase in ASM in summer and decrease in winter. These results are repeated when we use ASSM as well. These results are not repeated for data without modal water. For the altimeter ASSH data, if we compare the total data (with and without modal water), we note that in the months of formation, what prevails is the ASSH signal of modal water, showing that even when we have data from ASSH of satellite to the total region, during the formation period, the modal water signal is what prevails.

Keywords: Modal water, South Atlantic subtropical modal water, altimeter

1 Introdução

1.1 Água modal

Água modal é um fenômeno oceânico caracterizado por picnostatas (camadas de baixo gradiente vertical de densidade), alojadas entre a termoclina sazonal e a termoclina permanente na maior parte do ano. Elas podem ser identificadas em qualquer bacia oceânica, sempre do lado mais quente de uma frente ou corrente, ocupando grandes extensões oceânicas (Hanawa and Talley 2001). Suas principais características são apresentar homogeneidade (vertical e horizontal) de suas propriedades (temperatura, salinidade, densidade, etc.) e baixa vorticidade potencial (Provost et al. 1999).

Dentre essas características, a homogeneidade é importante, pois essas camadas costumarem aparecer próximas do topo da picnoclina permanente, camada da coluna de água onde ocorre uma rápida mudança no gradiente vertical de densidade. Isso garante o contraste entre a camada de água modal com baixo gradiente vertical (de temperatura, salinidade e densidade) e as camadas altamente estratificadas da picnoclina, indicando a existência de uma termostata/picnostata (camada com baixo gradiente vertical de temperatura/densidade) entre camadas com altos gradientes verticais (termoclina/picnoclina), (McCartney and Talley 1982a).

A vorticidade potencial (VP) é importante, pois pode ser usada como um traçador natural de águas modais, pois i) é uma propriedade conservativa, o que garante que água modal possa ser estudada longe do seu local de origem, e ii) fornece informações sobre a estratificação da camada vertical, pois quanto menor a vorticidade potencial menor será a estratificação (Hanawa and Talley 2001).

A conservação da baixa vorticidade potencial também é importante para o entendimento da participação da água modal na ventilação da termoclina permanente, pois ela pode promover a inclusão de águas que tiveram recente contato com a atmosfera nas camadas mais profundas do oceano. A VP funcionar como um traçador dessa ventilação (Talley 1988).

Em seu estudo, Hanawa and Talley (2001), observaram que as características das águas modais possuem relação direta com as condições oceânicas e climáticas do momento da formação. Dessa forma, entender a distribuição espacial e os parâmetros típicos das águas modais possibilita compreender processos ocorrendo na interface oceano–atmosfera e a dinâmica regional, o que afeta diretamente o processo de formação da água modal.

1.2 Água modal: Formação

A formação da água modal costuma ser estudada como resultado de processos de interação entre o oceano e a atmosfera, acontecendo desde o inverno até a primavera, onde ventos mais intensos, associados a massas de ar com baixas temperaturas e menor quantidade de chuvas, causam aumento do fluxo de calor latente do oceano para atmosfera (Yu, Jin, and Weller 2008), resultando na convecção dessa massa de água.

Durante o inverno, as correntes de borda oeste carregam águas quentes em direção aos pólos, onde encontram regiões com temperatura e umidade relativamente baixas. Assim, nessas regiões, temos altas perdas de calor latente do oceano para a atmosfera, fazendo com que camadas superiores fiquem mais densas e afundem até as camadas inferiores devido à perda de empuxo. Isso causa convecção dessa porção do oceano, o que incrementa a mistura vertical das camadas superiores dos oceanos, resultando no aumento da liberação de calor armazenado do oceano para a atmosfera, o que explica, as camadas de mistura serem mais profundas no inverno (de Boyer Montégut et al. 2004).

Nos meses de primavera e verão, quando ocorre a formação da termoclina sazonal, essa camada homogênea formada por processos convectivos durante o inverno, e, portanto, com características adquiridas na superfície, é isolada abaixo da superfície. Dessa forma, temos essa camada de água modal formada confinada abaixo da termoclina sazonal e acima da termoclina permanente, com suas temperaturas, salinidades e vorticidade potencial características e bem definidas (Provost et al. 1999).

Após ser submersa, essa água passa por um processo de acomodação sobre uma isopicnal de equilíbrio, e esse volume de água sofre advecção lateral ao longo da isopicnal, causada pela circulação do giro subtropical (Douglass, Kwon, and Jayne 2013). Parte dessa água pode ser subduzida para maiores profundidades abaixo da termoclina (Suga, Hanawa, and Toba 1989), processo conhecido como a ventilação da termoclina principal (Welander 1959; Luyten, Pedlosky, and Stommel 1983).

Outro ponto importante do processo de formação de água modal é que podemos identificá-las encontrando processos de intensa perda de calor através da interface, como o que foi mostrado no estudo de Worthington (1972) sobre fluxo de calor e massas de água, onde os autores relacionaram o surgimento de camadas de água modal com um fluxo negativo de calor. No entanto, é importante citar, que ainda não é possível detectar o local de formação de água modal só examinando o balanço de calor na superfície.

Considerando as características específicas e de formação das águas modais, é possível identificá-las em três principais grupos (ou classes):

- **Água modal subtropical (AMST)**: investigada inicialmente por Worthington (1959) em seu estudo sobre água modal de 18° no mar de Sargaço, essa água modal está associada à Corrente do Golfo (em vermelho na Figura 1(a)) e a corrente de borda oeste do giro subtropical do Atlântico Norte (Hanawa and Talley 2001).

- **Água modal subantártica (AMSA)**: termo introduzido por Masuzawa (1969) em seu trabalho sobre água modal Subtropical, e caracteriza águas modais associadas a Frente Subantártica (em verde na Figura 1).

- **Água modal subpolar (AMSP) do Atlântico Norte (AMSPAN)**: termo introduzido por McCartney and Talley (1982a) em seu estudo sobre sistemas ciclônicos subpolares do Atlântico Norte. Essa é a água modal mais densa no norte do giro subtropical e do giro subpolar do Atlântico Norte, podendo aparecer de leste da Terra Nova até o Mar do Labrador (Hanawa and Talley 2001).

Hanawa and Talley (2001) ainda consideram uma variação da água modal Subtropical, chamada de **água modal subtropical de leste (AMSTL)**, localizada no lado leste das bacias, porém com espessura e área ocupada muito menor do que as da AMST.

Os diferentes tipos de água modal e sua distribuição global podem ser vistos na Figura 2.

Hanawa and Talley (2001), Provost et al. (1999) e Sato and Polito (2014) fazem ainda uma outra divisão de águas modais Subtropicais quanto aos tipos e formação, onde, seguindo a classificação de Hanawa and Talley (2001):

- **Tipo I (AMST1)**: associadas a extensões de corrente de contorno oeste de giros subtropicais (ex. Kuroshio, Corrente do Golfo, Corrente do Leste da Austrália, Corrente do Brasil, Corrente de Agulhas), esse tipo de água modal surge devido a convecção nas camadas mais densas, em todos os hemisfério. Segundo Provost et al. (1999), essa água apresenta densidade potencial (σ_θ) de 26,2 kg m^{-3} e se localiza a aproximadamente 100 m de profundidade.

- **Tipo II (AMST2)**: essa água costuma ser encontrada na parte oriental dos giros subtropicais, apresenta densidade 26,45 kg m^{-3} e se localiza numa profundidade entre 150 m e 400 m (Provost et al. 1999).

- **Tipo III (AMST3)**: essa água está associada às frentes subpolares e se caracteriza por ser mais densa que as anteriores, apresentando densidade potencial igual a 26,65 kg m^{-3}, estando localizada entre 400 m e 600 m de profundidade (Provost et al. 1999).

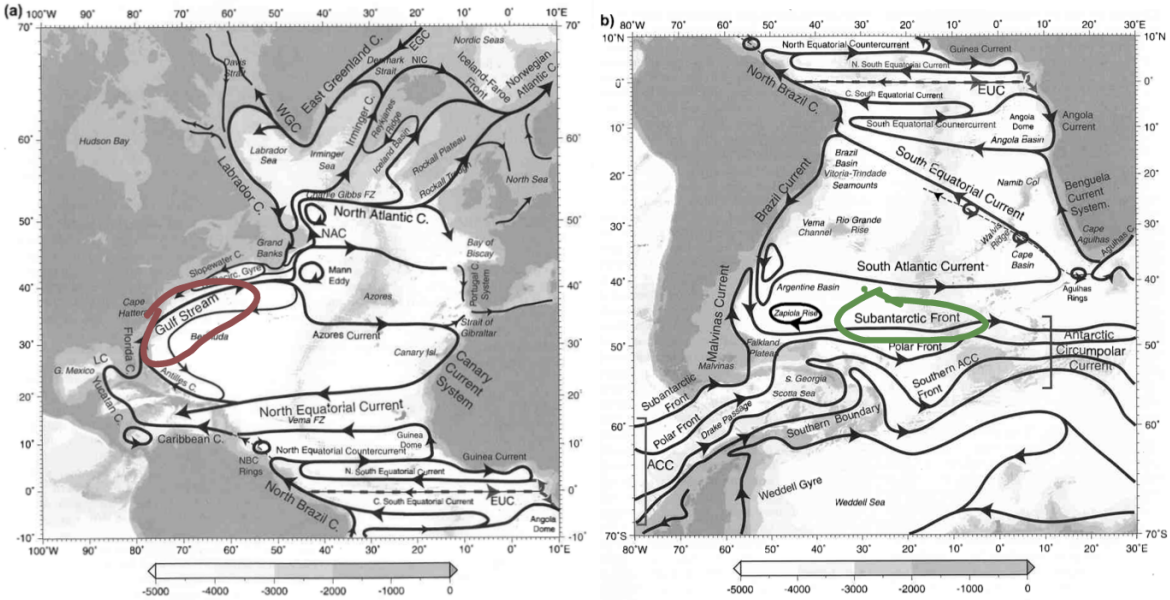

Figura 1: Diagrama ilustrativo do Giro Subtropical do Atlântico Norte (topo) com a Giro da Corrente do Golfo (em vermelho) e Giro Subtropical do Atlântico Sul (abaixo) com a Frente Subantártica (verde). Adaptada de Hanawa 1987.

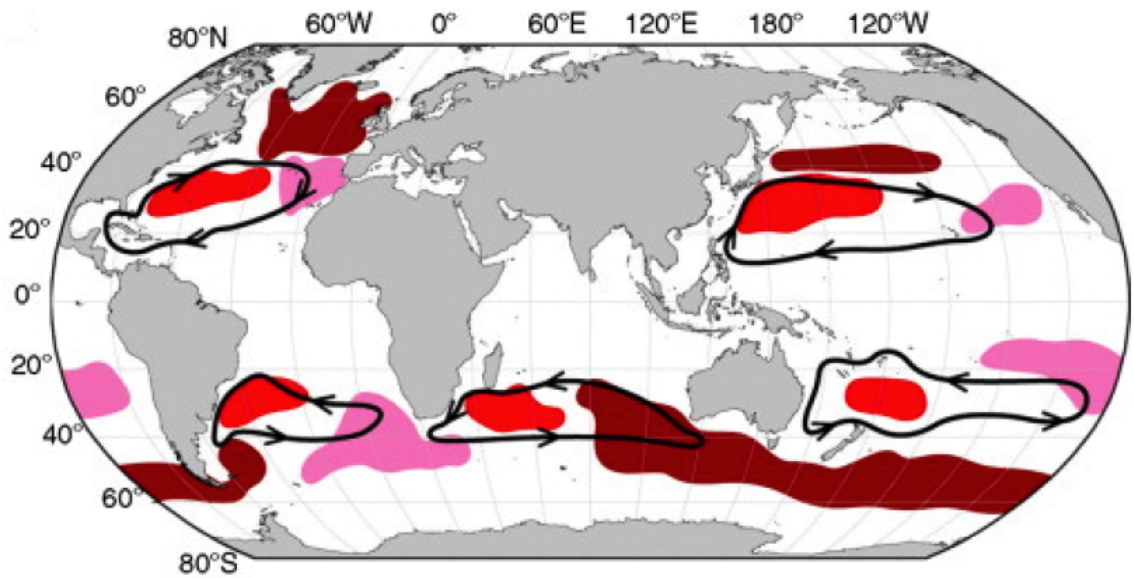

Figura 2: Distribuição global das águas modais. As regiões em vermelho indicam águas modais subtropicais, regiões em rosa indicam águas modais subtropicais de Leste e as regiões em marrom indicam águas modais subpolares e subantárticas. As flechas em preto indicam os giros subtropicais (adaptada de Hanawa e Talley 2001).

Outro fato importante sobre a formação da água modal é que ela está associada ao aprofundamento da camada de mistura. A formação da camada de mistura dos oceanos é afetada pela mistura convectiva ou pela ação dos ventos, o que pode causar um aumento na perda de calor armazenado do oceano para atmosfera. Assim, a camada de água modal, por armazenar calor entre ciclos de formação, pode influenciar na camada de mistura de regiões inferiores (pela subducção) e de regiões distantes da sua área de formação (Kelly and Dong 2013), pois apresenta características próprias da sua região de formação. Em seu estudo sobre variação interanual do afloramento de água modal no oeste do Pacifico, Hanawa (1987) identificou que a camada de mistura ficava mais espessa durante a formação de água modal, encontrando áreas onde a camada de mistura que costumava ser de 100 m passou a ser de 300 m a 400 m.

Vale ainda destacar que McCartney (1977) observou que além de as águas modais aparecerem em todas as bacias, suas termostatas/picnostatas também eram semelhantes, indicando que o processo de formação de todas elas também deva ser parecido. Isso envolve perda de calor pela superfície durante o outono e inverno, desgaste da termoclina sazonal durante o inverno e formação da picnostata profunda por convecção.

As propriedades típicas de cada água modal são fatores importantes e contribuem para a formação das mesmas e para a variabilidade interanual do volume de água formado anualmente. Holte and Sloyan (2012) em seu estudo discutem sobre os possíveis cenários de formação de água modal, chegando a três fatores: a estratificação inicial da região, as forçantes na interface oceano–atmosfera e a mistura vertical. A junção dessas três condições influencia nas propriedades das águas modais, na região ocupada por essa água, na profundidade da termostata/picnostata e na relação com as frentes e correntes da bacia.

Holte and Sloyan (2012), ao estudarem os mecanismos de formação da água modal subantática, criaram um esquema para ilustrar os processos responsáveis pela formação de todos os tipos de água modal, incluindo o foco desse trabalho, a modal do Atlântico Sul (ver Figura 3): transporte de Ekman, vórtices, intrusões de águas profundas, advecção de correntes através dos giros, fluxo de calor na interface oceano–atmosfera e na base da camada de mistura, fluxo de água doce e a própria mistura vertical e horizontal.

Dentre esses processos o transporte de Ekman e a advecção são os mais importantes, pois, durante o processo convectivo a camada de mistura fica mais espessa, limitando a influência do fluxo de calor sobre as propriedades da água modal (Sloyan and Rinntoul 2001), mas afetando as propriedades da região, fazendo com que vórtices, intrusões de massas d'água e o transporte de Ekman tenham um papel mais efetivo sobre a variação das propriedades adquiridas durante o processo de formação, mas não na homogenização e aprofundamento da camada. O vento também carrega sua importância, pois é através dele que o transporte de Ekman é promovido

nas regiões. O transporte de Ekman é o que carrega as águas mais frias e menos salinas através da Frente Subantártica para as regiões de formação de água modal, afetando as propriedades da região (Sloyan 2010). Já os vórtices podem alterar o transporte de Ekman e os balanço de calor através da superfície, influenciando nas propriedades da área de formação.

1.3 Águas modais globais

Na subseção anterior, quando foi falado sobre afloramento de água modal, vimos que existem, três grandes divisões mundiais de água modal (subpolar, subantártica e subtropical), podendo ainda haver águas modais específicas para certas regiões (ex. água modal da Madeira, no Atlântico Norte e água modal do Pacífico Norte Leste, no Pacífico Norte). Dentro dessas divisões, existem várias subdivisões globais propostas por inúmeros autores, como por exemplo a classificação sugerida por Hanawa and Talley (2001), que usa uma separação geral por bacias oceânicas, como descrita abaixo:

1.3.1 Oceano Pacífico

No **Pacífico Norte** aparecem três tipos de Água Modal:

- **Água modal subtropical do Pacífico Norte (AMSTPN)**: Foi estudada primeiro por Masuzawa (1969). Costuma ser encontrada em toda a parte noroeste do giro subtropical (Hanawa 1987). Podemos citar alguns estudos sobre essa água modal: i)(Graham 1994), em seu estudo sobre variabilidade climática, utilizando modelos, onde ele encontra que mudanças na circulação extra-tropical coincidem com uma mudança no estado de fundo do sistema oceano-atmosfera acoplado sobre o Pacífico tropical, e ii) Sugimoto et al. (2017), que tratam do aquecimento da água modal subtropical no Pacífico e Atlântico Sul, utilizando dados históricos de temperatura, mostrando que o aquecimento das águas modais nesses oceanos foi duas vezes maior na superfície e pode ser rastreado até sua região de formação.

- **Água modal subtropical do Pacífico Norte Central (AMSPNC)**: Um pouco mais densa que a anterior, foi descrita por Nakamura (1996) e Suga and Hanawa (1997). Ela aparece no Pacífico Norte Central (aproximadamente entre 170°E e 150°W) entre a extensão da frente Kuroshio (próximo de 33°N) e da frente de Bifurcação Kuroshio (aproximadamente 40°N). Alguns estudos sobre essa água: i) Nakamura (1996), estudou sobre formação e distribuição da picnostata no Pacífico Norte, ii) Suga and Hanawa (1997), estudaram a água modal através da distribuição da termostata na região e iii) Sugimoto et al. (2017), já descrito acima.

- **Água modal do leste Pacífico Norte (AMPNL)**: Apresenta baixa densidade e é encontrada próxima ao giro no Pacífico Leste. Foi estudada inicialmente por Hautala and Roemmich (1998), ao encontrarem uma faixa de baixa vorticidade potencial do lado leste da bacia.

No **Pacífico Sul** existem dois tipos:

- **Água modal subtropical do Pacífico Sul(AMSPS)**: Estudada inicialmente por Roemmich and Cornuelle (1992), esta água se localiza no Pacífico, próxima ao giro subtropical do Pacífico Sul, entre a Nova Zelândia e Fiji, se estendendo ao longo de todo o mar da Tasmânia, entre a Convergência Tropical no norte e a costa sudeste Australiana, acompanhando a Frente da Tasmânia (Holbrook and Maharaj 2008).

- **Água modal subtropical do leste do Pacífico Sul(AMSLPS)**: Localizada a leste no Pacífico Sul, essa Água foi estudada inicialmente por Tsuchiya and Talley (1996).

1.3.2 Oceano Índico

No **Oceano Índico** temos apenas um tipo de água modal:

- **Água modal subtropical do Oceano Índico**: identificada inicialmente por Gordon and Owens (1987) é encontrada na região da corrente das Agulhas e no vazamento dessa corrente na forma de anéis no Atlântico Sul (Olson and Evans 1986). Alguns resultados importantes sobre essas águas foram obtidos por i) Olson (1992), ao estudar modificações convectivas das massas na retroflexão da Agulhas, usando dados de cruzeiro e modelos, criando um modelo de mistura na região e ii)Stramma and Lutjeharms (1997), ao realizar estudos sobre o giro no Oceano Índico, determinando o transporte e fluxo médio para região.

1.3.3 Oceano Antártico

No **oceano Antártico (ou Austral)** temos dois tipos de água modal:

- **Água modal subantártica (AMSA)**: Foi McCartney (1977) quem descreveu primeiro essa água. Ela pode aparecer a oeste da passagem de Drake e ao longo de todas as bacias no Hemisfério Sul, já que essa frente está presente ao redor de toda a Antártica. Os estudos realizados por (Talley and McCartney 1982), Hanawa and Talley (2001) e Provost et al. (1999), apresentam características de salinidade, temperatura e densidade dessa água.

- **Água modal subantártica do sudeste do Índico(AMSSI)**: Essa água é bem mais espessa do que a anterior e, apesar de aparecer a sudeste do oceano Índico sua ocorrência é devido ao seu grande impacto na ventilação da termoclina do giro subtropical do oceano Índico através de subducção e advecção em direção ao norte (Hanawa and Talley 2001). Dentre os estudos realizados sobre essa água modal, citamos o de Piola and Georgi (1982), que ao estudarem as propriedades da água moda Subantática Central, encontram que a espessura da AMSSI pode variar, sendo mais espessa próxima do oceano Índico Oriental e no Pacífico Sul, e menos espessa no Atlântico Sul e no Oceano Índico ocidental.

1.3.4 Oceano Atlântico

No **Atlântico Norte** temos a presença de três tipos de água modal:

- **Água modal subtropical do Atlântico Norte ou água de dezoito graus(AMSTAN)**: Definida inicialmente por Worthington (1959), aparece em toda a parte noroeste do giro subtropical, sendo formada na parte sudeste da Extensão da Corrente do Golfo. Podemos citar os trabalhos de: i) McCartney and Talley (1982b), que em seu estudo sobre água modal no Atlântico Norte, encontraram águas com espessuras médias em torno de 200 m, preenchendo o giro subtropical a oeste de toda a bacia, ii) Ebbesmeyer and Lindstrom (1986), que estudaram a estrutura e a origem dessa água, encontrando estabilidade nas sua propriedades, com a presença de mudanças na espessura podendo ocorrer devido a variações na taxa de formação e mudanças na temperatura e salinidade, o que pode indicar alterações na forçante de superfície ou troca com outras regiões.

- **Água modal da Madeira (AMM)**: localizada próximo de 25°N e 25°W, Käse and Hiller (1985) foram os primeiros a fazer referência sobre esse tipo de água. Siedler, Kuhl, and Zenk (1987) foram os primeiros a estudá-la mais a fundo. Esse tipo de água está associada ao lado quente da Fronteira dos Açores e próxima da área de ressurgência costeira.

- **Água modal subpolar(AMSP)**: estudada inicialmente por McCartney and Talley (1982a), está água se localiza ao norte do giro subtropical. Estudos importantes sobre ela: i) (Hanawa and Talley 2001), encontraram que essa água costuma se localizar ao norte do Giro Subtropical, sendo mais fria e densa que as outras águas da região, ii) McCartney (1982), encontraram que essa água se forma no centro e no leste do Atlântico Norte e está associada a circulação subpolar desta bacia.

No **Atlântico Sul** temos a presença de dois tipos de água modal:

- **Água modal subtropical do Atlântico Sul (AMSTAS)**: estudada inicialmente por Provost et al. (1999), essa água aparece principalmente a oeste do Atlântico Sul, dentro da porção quente da água central do Atlântico Sul, nas proximidades da recirculação da corrente do Brasil. Alguns estudos importantes sobre essa água serão descritos nas próximas seções.

- **Água modal subtropical do Leste Atlântico Sul (AMSTLAS)**: Essa água foi inicialmente estudada por Provost et al. (1999), aparecendo a leste do Atlântico Sul.

1.4 Água modal subtropical do Atlântico Sul

Gordon (1981), em seu estudo sobre a ventilação termoclina no Atlântico Sul, foi o primeiro a descrever a água modal subtropical do Atlântico Sul (AMSAS). Em seu trabalho ele utilizou estações hidrográficas (dezembro de 1979 - janeiro de 1980) e caracterizou a massa d'água encontrada, na estação 37 ($53,5°$W - $42,5°$S como uma espessa camada aproximadamente homogênea de 200 m, coberta por uma fina camada de 50m de água de superfície de baixa salinidade. Ele observou os seguintes parâmetros nessa massa: temperaturas de 13°C a 14°C, salinidade 35,7 e densidade potencial (σ_θ) de 26,65kg m^3. Gordon, atribuiu a origem dessa água modal a extensão da água central do Atlântico Sul (ACAS) transportada em direção ao pólo sul pela Corrente do Brasil, entretanto ele a denominou primeiramente como água modal subantártica.

McCartney and Talley (1982b), em seu estudo sobre água modal subpolar no Atlântico Norte, e Roden (1989), em seu estudo sobre a estrutura termossalina na bacia da Argentina, observaram dois tipos de água modal no Atlântico Sul: i) uma formada na zona subantártica, com densidade potencial de 27,2 kg m^{-3}, classificada como água modal subantártica e ii) outra com densidade potencial em torno de 26,5 kg m^{-3}, relacionada com a água modal subantártica descrita por (Gordon 1981), sendo que essa água modal também foi observada por McCartney (1982) e por Tsuchiya, Talley, and McCartney (1994).

Tsuchiya, Talley, and McCartney (1994), em seu estudo sobre distribuições de massa de água no Atlântico Sul ocidental, identificaram algumas frentes de longo alcance em relação à circulação em larga escala e à distribuição de águas modais, sendo as mais proeminentes: Frentes Polar ($49,5°S$), Subantártica ($45°S$), Subtropical ($41-42°S$), Corrente do Brasil ($35°S$) e uma frente adicional a 20°S - 22°S.

O giro subtropical do Atlântico Sul apresenta uma grande variabilidade de águas modais, mas seus estudos só foram aprofundados a partir do trabalho de Provost et al. (1999) sobre água modal no Atlântico Sul, que acrescentou informações ao estudo de Tsuchiya, Talley, and McCartney (1994). Esses autores utilizaram dados de XBT para classificar águas modais, no período de 1983 até 1996, onde encontraram que a variabilidade dessas águas está relacionada com as

flutuações das forçantes atmosféricas na região. Os autores, também mostraram a distribuição geográfica dessas águas e forneceram detalhes sobre suas regiões de formação, utilizando o critério de baixa vorticidade potencial, classificando elas em três tipos: tipo 1) parecem ser formadas ao longo da região entre 35°S e 45°W, apresentando densidade de 26,2kg m^{-3}, temperatura potencial (θ) de (17 ± 1)°C, salinidade (S) de $(36,0 \pm 0,1)$ e vorticidade potencial menor do que 1,2 x $10^{-12} m^{-1} s^{-1}$, encontrada numa profundidade de cerca de 100 m , com espessura em torno de 50 m; tipo 2) se formam a sul de 35°S e a oeste de 28°W, encontrada entre 150 m e 400 m de profundidade, apresenta temperatura potencial de (15 ± 1)°C, densidade de $(26,45 \pm 0,05) kgm^{-3}$, salinidade de $(35,6 \pm 0,15)$ e vorticidade potencial menor que $0,5x10^{-12} m^{-1} s^{-1}$; tipo 3) se formando em torno de 40°S e 40°W, apresenta vorticidade potencial entre $0,8x10^{-12} m^{-1} s^{-1}$ e $1,2x10^{-12} m^{-1} s^{-1}$, temperatura potencial de $(13,0 \pm 1)$°C e salinidade $(35,3 \pm 0,25)$, densidade de $(26,65 \pm 0,05) kgm^{-3}$, localizadas entre 400 m e 600 m.

Hanawa and Talley (2001), ao realizarem uma revisão sobre água modal global, apresentam as características dessa água modal, citando que, entre a Frente da Corrente Brasil e a parte sul do giro subtropical (região entre 30°S e 40°S e 40°W e 20°W) essas águas apresentam temperatura de 12°C, salinidade de 35,1 e σ_θ de 26,7 kg m^{-3}, já ao norte da Frente do Brasil (região entre 40°S - 45°S e 50°W e 40°W)) encontramos temperaturas de 13,5°C, salinidade de 35,3 e σ_θ de 26,6 kg m^{-3}. No entanto, é importante salientar que McCartney and Talley (1982b), apresentam essas duas separações águas modais como uma só, com densidade de 26,5 kg m^{-3}, indicando assim uma área com uma água modal com menor densidade potencial do que em outras regiões.

Sato and Polito (2014), em seu estudo sobre águas modais subtropicais no Atlântico Sul, utilizaram perfiladores Argo, para classificar os três tipos de águas modais encontrados na região, utilizando um critério bem mais robusto do que aquele utilizado por Provost et al. (1999). Os autores selecionaram perfis de temperatura potencial, salinidade em toda a bacia do Atlântico Sul e determinaram perfis com vorticidade potencial menor do que 1,5 x 10^{-10} $m^{-1} s^{-1}$, gradiente vertical de temperatura menor que $0,01$°C m^{-1} acima da termoclina principal, temperaturas variando entre $11,5$°C a 18,5°C e salinidade variando de 34,7 a 36,5, como possíveis candidatos a água modal subtropical. Em seguida, eles fizeram uma seleção dos dados através da análise de clusters para agrupar as amostras selecionadas de acordo com valores semelhantes de temperatura potencial, salinidade, densidade potencial, posição geográfica e tempo, e distribuíram pontos semelhantes ao redor de um centróide de referência, sob a condição de que as distâncias relativas fossem minimizadas. Com isso, Sato and Polito (2014) observaram a existência de três tipos de Água Modal:

- **AMSTAS do tipo 1**: encontra-se concentrada a oeste de 25°W, na região da retroflexão da Corrente do Brasil e na região afetada por incursões da Corrente do Brasil, prolongando-

se para o sul (Stramma and England 1999). Essa água apresentou temperatura média de $(15,0 \pm 0,9)$°C e salinidade média de $(35,6 \pm 0,2)$, densidade potencial média de $(26,4 \pm 0,1) kgm^{-3}$ e sua espessura média da camada de (159 ± 53) m.

- **AMSTAS do tipo 2**: localizada desde a África até 55°W, apresenta espessura média de (152 ± 42)m, temperatura média de $(16,7 \pm 0,9)$°C, densidade potencial média de $(26,1 \pm 0,1) kgm^{-3}$ e salinidade média de $(35,7 \pm 0.2)$.

- **AMSTAS do tipo 3**: formada ao longo da Frente Subtropical, na fronteira sul do giro subtropical, apresenta salinidade média de $(35,2 \pm 0,2)$, temperatura média de $(13,2 \pm 0,9)$°C, densidade potencial média de $(26,5 \pm 0.1) kgm^{-3}$ e espessura média da camada de (164 ± 61) m.

Os autores verificaram que a formação desses três tipos de água modal ocorreu, principalmente, entre os meses de julho e outubro, no inverno e, nas outras estações, elas permaneceram submersas.

Sato and Polito (2014) ainda realizaram um estudo sobre a energia cinética turbulenta associada às espessuras da camada de AMSTAS, onde observaram que a AMSTAS do tipo 1 foi a única a apresentar correlação entre as duas coisas, pois a máxima espessura da camada de AMSTAS 1 ocorre 80 dias antes da máxima de energia cinética turbulenta.

1.5 Satélites como instrumentos de estudos oceanográficos

Quanto ao estudo de água modal, a literatura cita o uso de diversos tipos de equipamentos e métodos, dentre os quais, podemos citar:

- **XBT** (Bathythermograph): um tipo de sonda, que, quando lançada ao mar por navios, mede perfis de temperatura. Esse tipo de equipamento foi utilizado por Provost et al. (1999), em seu estudo sobre água modal subtropical do Atlântico Sul e por Qiu et al. (2006) em seu estudo sobre a evolução da água modal subtropical na Extensão de Kuroshio, etc.

- **perfilador Argo**: um tipo de perfilador autônomo, que mede temperatura e salinidade a profundidades de até 2000m. Foi utilizado como principal instrumento de coleta de dados nos trabalhos de Sato and Polito (2014), ao estudarem água modal subtropical no Atlântico Sul, e por Tsubouchi, Suga, and Hanawa (2010), em seu estudo sobre a formação e distribuição da água modal subtropical do Oceano Índico, por Qiu and Chen (2006) em seu estudo sobre a formação de água modal no Pacífico Norte etc.

- **CTD**: é um tipo de sonda capaz de medir condutividade, temperatura e pressão/profundidade do oceano. Foi utilizada nos trabalhos de Suga, Hanawa, and Toba (1989), em seu estudo sobre a água modal subtropical na sessão 137L, por Qiu et al. (2006) em seu estudo sobre a evolução da água modal subtropical na Extensão de Kuroshio, em conjunto com perfiladores Argo, por Qiu and Chen (2006) em seu estudo sobre a formação de água modal no Pacífico Norte, em conjunto com XBT, etc.

No entanto, apesar da maioria desses equipamentos apresentarem algum tipo de transmissão/conexão com satélites, eles apenas fornecem dados *in-situ*, o que já vem sendo usado amplamente para estudar a formação e detecção de água modal em todas as bacias.

Já sabemos que satélites são uma importante ferramenta de estudo dos oceanos, pois fornecem dados observados em escala global, com alta resolução espacial e temporal das principais variáveis oceânicas, por exemplo, temperatura da superfície do oceano (TSM), salinidade, concentração de clorofila e altura da superfície do mar. Sabemos também, que cada satélite tem seu objetivo dentro da missão de lançamento e, portanto, tem características e sensores de medidas diferentes, por exemplo, para medir TSM, salinidade e concentração de clorofila temos o AQUA/MODIS, operando na faixa do infravermelho e na faixa do visível, para medir salinidade temos o AQUARIUS, operando na faixa do microondas e para medir altura da superfície do mar temos o TOPEX-POSEIDON, equipado com radar altimétrico, radiômetro de microondas e radar de dupla frequência. Dentre os tipos de satélites existentes, o satélite altimétrico é um dos mais utilizados em oceanografia. Esse equipamento é responsável por fornecer dados de altura da superfície do mar, e fornecem ótimos resultados, apresentando precisão de cerca de centímetros (Cheney 1984).

Podemos citar inúmeros trabalhos utilizando altímetria, dentre eles o de Douglas, Agreen, and Sandwell (1984). Os autores realizaram um estudo sobre a circulação oceânica global, utilizando os dados do altímetro SEASAT. Eles desenvolveram um algoritmo não-dinâmico para corrigir falhas no raio geocêntrico da órbita do SEASAT, num período de 3 dias, tempo necessário para o satélite fazer uma varredura global, com uma resolução de 900 km. Com essa correção, os autores encontraram um erro de 2 m a 7 m na superfície do mar, o que foi muito interessante e promissor, para o estudo de circulação global dos oceanos, principalmente por utilizarem um período de dados tão curto.

Smith and Sandwell (1997) também utilizaram dados de altímetro. Os autores fizeram um estudo sobre a topografia global do assoalho marítimo, onde utilizaram mapas batimétricos e informações das espaçonaves Geosat e ERS1, para o Sul do Pacífico, para encontrar relações entre as distribuições de profundidade, área e idade do fundo marinho.

Kelly (1995) utilizaram dados de satélite altimétrico para estudar o fluxo de calor na parte

ocidental do Atlântico Norte. Os autores criaram um modelo de camada de mistura que incluía a temperatura e a velocidade geostrófica, vindos de satélite, e incluíram no fluxo de calor a difusão turbulenta, a advecção e o arrasto vertical. Eles obtiveram algumas divergências entre os dados, que pode ser melhorado utilizando dados climatológicos. Também encontraram bons resultados, ao utilizarem o modelo ECMWF como modelo atmosférico e encontraram que o fluxo superficial médio era condizente com o esperado, exceto em fevereiro e março, quando a camada de mistura do modelo estava maior do que o esperado.

Dentre todos os estudos citados na literatura sobre o uso de satélites, nenhum deles faz menção ao uso de dados de altura da superfície do oceano para estudar a formação de água modal. Dessa forma, este é um campo que ainda necessita investigação, já que temos diversos tipos de dados de satélite disponíveis para uso.

1.6 Altura dinâmica

A altura dinâmica é a capacidade de uma coluna de água realizar trabalho devido a diferenças no geopotencial (a quantidade de trabalho necessária para mover uma unidade de massa de água verticalmente de um nível do mar para outro), ou seja, é a energia potencial por unidade de massa. Ela será calculada utilizando dados de profundidade/pressão, salinidade e temperatura.

Com a utilização dos satélites para estudos oceanográficos, a altura dinâmica ou altura da superfície do mar (ASM) acabou se tornando um importante parâmetro tanto para estudos de topografia oceânica quanto para outros tipos de estudos. No Atlântico Norte destacamos o estudo sobre circulação geostrófica de Reid (1994), onde o autor tenta explicar como o fluxo de calor e o transporte de sal no Atlântico Norte afeta os padrões de circulação. Esse trabalho se destaca especialmente pelos mapas de temperatura, salinidade, densidade e altura dinâmica (sob vários níveis de profundidade), para todo o Oceano Atlântico (ver Figura 4).

Outro trabalho importante é o de Gordon and Haxby (1990), utilizando dados do altímetro Geosat (1986-1987) para detectar que certas características migram da Retroflexão de Agulhas para o noroeste, atravessam a Cordilheira de Walvis, e continuam até o oeste do Atlântico Sul, na faixa de latitude de 20°S a 30°S. Além disso os autores encontraram que altura dinâmica da superfície do mar (a 3000 dbar) apresenta picos de 30 dyn cm, coincidindo com dados do Geosat.

No Pacífico, destaca-se o trabalho de (Roemmich, Gilson, and Davis 2007), sobre estudos do Giro Subtropical do Sul do Pacífico. Onde os autores, utilizando dados do WOCE e de perfiladores Argo, encontram que o aumento na circulação do giro subtropical do Oceano Pacífico Sul, que se estende desde a superfície do mar até a profundidade média, é observado ao longo de 12 anos. Além disso, eles detectam aumento de 12 cm da ASM durante os anos de 1993 até 2004, devido a variações de densidade na coluna de água, causado pelo aprofundamento de superfícies

isopcionais.

O trabalho de Roemmich and Gilson (2009), determina o ciclo anual médio (2004 – 2008) da altura dinâmica no oceano global do utilizando perfiladores Argo, construindo uma climatologia, que é comparada aos dados do World Ocean Atlas. Além disso, eles utilizam dados de altímetro, encontrando consistências entre todos os conjuntos de dados em escalas hemisféricas ou globais. No entanto, aparecem diferenças, quando a escala passa a ser regional, causando erros devidos aos processos físicos de cada região.

Além desses estudos, é possível encontrar diversos trabalhos relatando comparações entre as alturas dinâmicas dos dados Argo e dos dados altimétricos. Destacam-se três estudos, com metodologias semelhantes, mas com objetivos e resultados distintos: 1) o trabalho de Guinehut et al. (2009), utiliza dados de altímetro para verificar a qualidade da série temporal dos flutuadores de perfil Argo, com o objetivo de complementar as verificações existentes, 2) o estudo de Legeais, Prandi, and Guinehut (2016), que utilizada dados de ASM Argo e de altímetro, para detectar variações, impactos em novos padrões do altímetro, calibração e validação, tudo isso através dos erros do altímetro, e 3) Guinehut et al. (2011), que busca as diferenças, semelhanças e complementaridades entre anomalias do nível do mar do altímetro e do Argo, encontrando que os dados da Argo fornecem uma cobertura espacial muito melhor do que o altímetro, para todos os oceanos, especialmente para o Oceano Antártico.

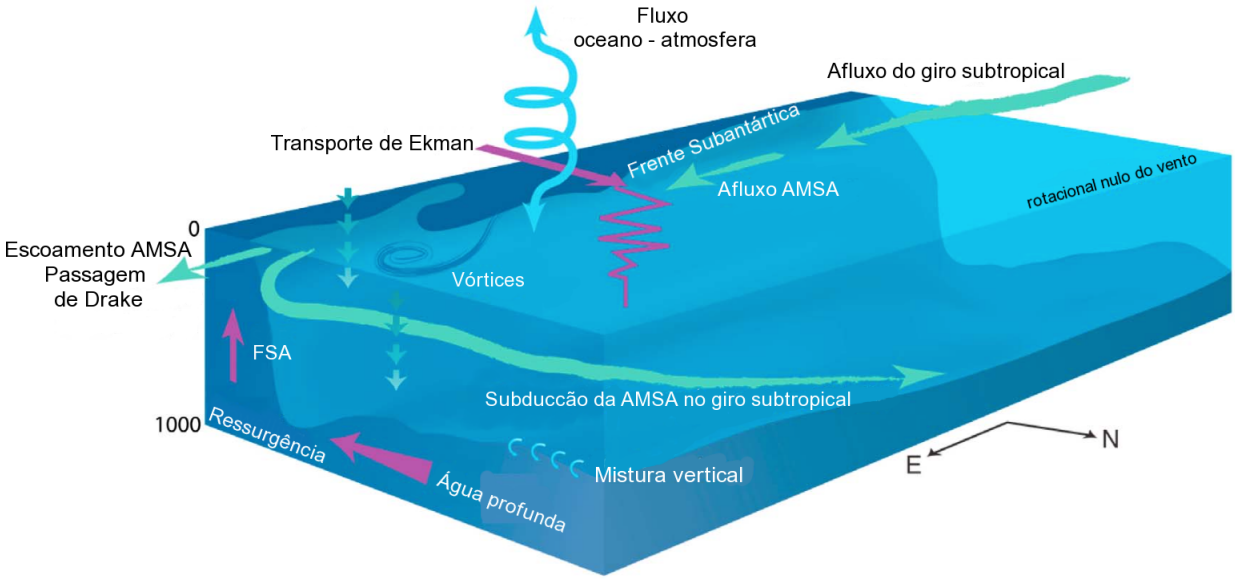

Figura 3: Processos que contribuem para a formação de água modal (adaptada de Holte e Sloyan 2012).

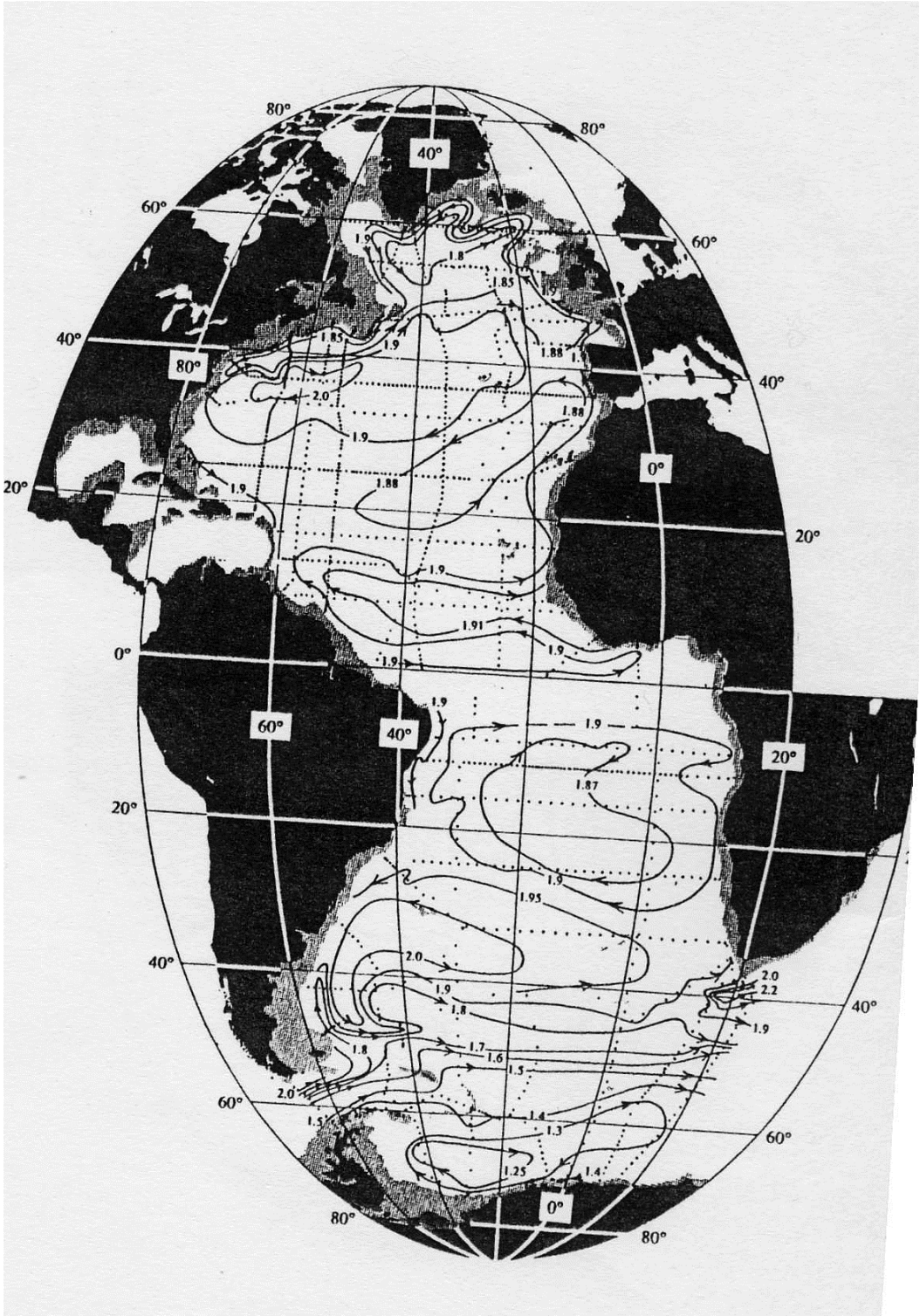

Figura 4: Altura dinâmica a 1000 dbar no Atlântico Norte e Sul (adaptada de Reid 1994).

2 Hipótese e objetivos

2.1 Hipótese

A hipótese testada nesse trabalho é que a presença da água modal é capaz de impor um sinal significativo na altura da superfície do mar (ASM) e, portanto, poderá ser medida através de satélites altimétricos.

2.2 Objetivos

O objetivo geral desse trabalho é verificar se dados de satélite são confiáveis para auxiliar na detecção de regiões com formação de água modal.

Os objetivos específicos são:

- Obter dados de água modal *in-situ*, utilizando perfiladores Argo, seguindo a metodologia de Sato and Polito (2014);
- utilizar os dados de satélite, de temperatura, do projeto OSTIA, para medir a temperatura na época de formação de água modal, utilizando isso como uma uma primeira aproximação para determinar regiões de formação de água modal;
- Utilizar dados de satélite altimétrico, do serviço CMEMS, para tentar detectar variações da altura da superfície do mar, utilizando isso como um possível critério de seleção de regiões comm formação de água modal.

3 Fundamentação teórica

Para estudos oceanográficos existem três tipos de abordagens possíveis: i) medições *in-situ*, através de navios e de sistemas autônomos ancorados ou a deriva, ii) uso de satélites, através de observações da superfície do mar e iii) utilizando modelos, para por exemplo, estudar a circulação oceânica.

Neste trabalho, serão usadas medições *in-situ*, com dados de perfiladores Argo e medições de satélite empregando dados de temperatura da superfície do mar vindo do projeto OSTIA (satélite de alta resolução) e dados de altura da superfície do oceano vindos do serviço CMEMS.

3.1 Dados *in-situ*: Perfiladores Argo

Perfiladores Argo são aparelhos robóticos que coletam medidas de temperatura e salinidade desde a superfície dos oceanos até uma profundidade que pode variar de 1000 m a 2000 m. Ao ser lançado, esse instrumento afunda até a profundidade de 1000 m e, a deriva, o Argo é levado pelas correntes oceânicas por 10 dias. Nesse ponto, o instrumento ascende até a superfície. Ao chegar na superfície, o Argo transmite as informações para um sistema de coleta de dados por satélites e, ao final da transmissão, o instrumento retorna à sua profundidade de deriva e recomeça o ciclo. Segundo informações do site do projeto (site do projeto Coriolis 2018), atualmente, existem aproximadamente 3.900 flutuadores nos oceanos globais, rendendo cerca de 100.000 perfis de temperatura e salinidade por ano.

Segundo o próprio site, o projeto Coriolis surgiu em 2001, quando sete institutos oceanográficos franceses (CNES, CNRS, Ifremer, IPEV, IRD, Météo-France, Shom) se uniram para criar uma infra-estrutura de coordenação da medição, gerenciamento, validação e distribuição de dados *in-situ* do oceano global. Dentre os dados disponibilizados pelo projeto Coriolis estão os dados dos perfiladores Argo.

Fisicamente, o flutuador Argo é um instrumento composto por um tubo de alumínio, com cerca de 1,3 m de comprimento, 20 cm de diâmetro e pesando cerca de 40 kg. Com uma antena no topo, responsável pela comunicação com o satélite de coleta de dados. O instrumento é equipado por uma espécie de bexiga, protegida por uma capa na parte inferior, sendo que essa bexiga pode ser calibrada para ter a mesma densidade que a água do mar na profundidade em que flutua (ver Figura 8(b)).

A subida e a descida do Argo são realizadas pela hidráulica, através do controle da bexiga externa inflável, que é feita bombeando ou retirando óleo dela. Os flutuadores são alimentados por baterias projetadas para durarem cerca de 140 ciclos (quase 4 anos), podendo variar dependendo da profundidade a que se relacionam e da densidade da água em que o flutuador opera. O controle

das funções e a programação são feitos pelos microprocessadores.

As medições e transmissões dos dados, ilustrados na Figura 5 (a), são feitas da seguinte maneira:

- Navios ou aviões lançam o perfilador Argo em alguma região do oceano;
- Os perfiladores afundam, com velocidade de aproximadamente 10 cm cm^{-1}, demorando em torno de 6 h para descer até 2000 m;
- Ao atingirem 1000 m de profundidade (ou 1000 dbar de pressão) os flutuadores derivam levados pelas correntes locais, fazendo medições de perfis de salinidade e temperatura;
- Depois, descem a profundidades maiores, chegando a 2000 m (ou 2000 dbar) e fazem mais medições de salinidade e temperatura, quando possível;
- Em seguida, sobem, com velocidade de aproximadamente 10 cm s^{-1}, obtendo medidas de temperatura e salinidade;
- Atingem a superfície, totalizando um ciclo de 10 dias;
- Permanecem na superfície, de 6 h à 12 h até transmitir os dados, e afundarem novamente, recomeçando o ciclo.

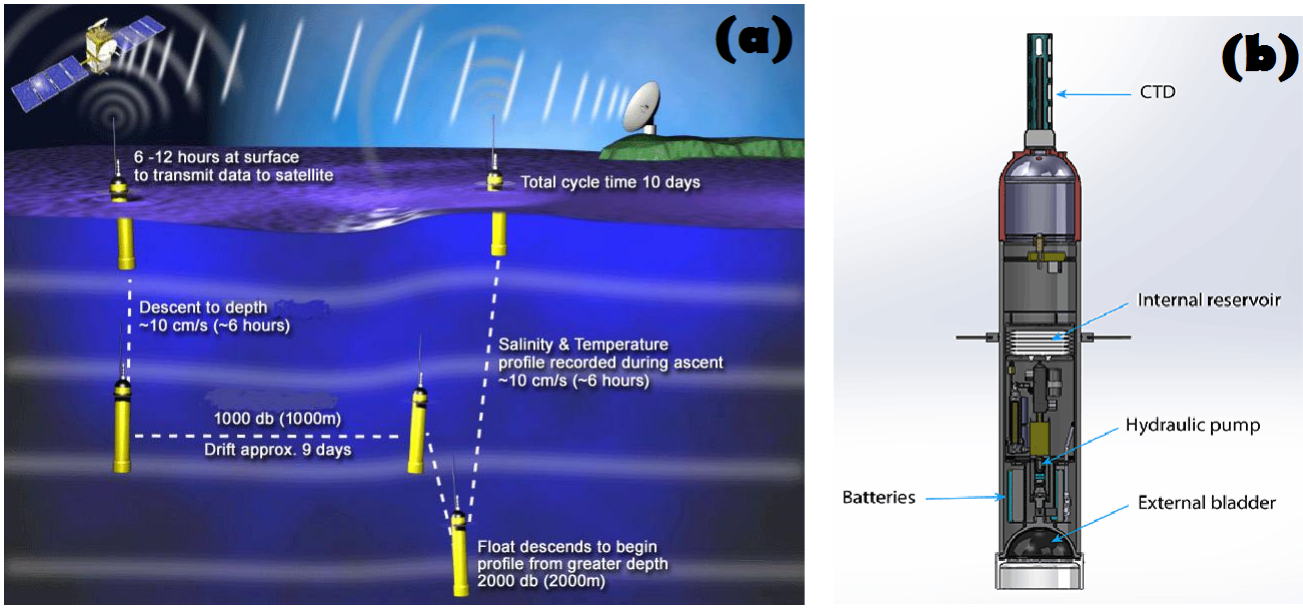

Figura 5: a) Esquema do ciclo de operação de perfiladores Argo para medição de perfis de temperatura e salinidade no oceano e b) Estrutura interna do perfilador Argo (adaptado de projeto Coriolis, http://www.coriolis.eu.org).

3.1.1 Determinação da altura dinâmica

O Thermodynamic equation of Seawater (TEOS-10) foi criando em 2010, quando a Intergovernmental Oceanographic Commission (ICO), a International Association for the Physical Sciences of the Oceans (IAPSO) e o Scientific Committee on Oceanic Research (SCOR) decidiram adotar, em conjunto, um novo padrão para o cálculo das propriedades termodinâmicas da água do mar. Este novo padrão, foi chamado TEOS-10. O TEOS-10 foi o principal produto do grupo Thermodynamics and Equation of State of Seawater (SCOR / IAPSO 127) e do Seawater Subcommittee of the International Association for the Properties of Water and Steam (IAPWS). Agora é mantido por um grupo permanente, o Committe on the Properties of Seawater (JCS), composto por SCOR / IAPSO / IAPWS (Pawlowicz 2010).

Dentre os produtos mantidos pelo grupo, encontram-se as ferramentas The Gibbs-SeaWater Oceanography (GSW), que contém as sub-rotinas para avaliar as propriedades termodinâmicas da água pura (usando IAPWS-09) e água do mar (usando IAPWS-08 para a parte salina). Sendo que a altura dinâmica é calculada seguindo a Equação 1:

$$H = -\frac{1}{g}\int_{p}^{p_0} \frac{1}{\rho} dp \tag{1}$$

sendo, g a aceleração da gravidade, p_0 o nível de referência e ρ é a densidade.

3.2 Dados de temperatura da superfície do mar de satélite: sistema OSTIA

Como a temperatura da superfície do mar (TSM) é um importante parâmetro para estudos oceânicos e meteorológicos, existem diversos conjuntos de dados globais dessa variável, variando em resolução espacial e temporal, em satélites e nos tipos de sensores usados para sua detecção. Alguns desses conjuntos de dados são gerados a partir da combinação de dados de diferentes sensores operando em diferentes faixas espectrais o até mesmo a partir de vários conjuntos de dados resultantes de vários projetos ou satélites.

Dentre esses conjuntos de dados chama-se à atenção para àquele pertencente ao projeto Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA). Esses dados são produzidos pela United Kingdom Meteorological Office (UKMO), usando dados de TSM global vindos do grupo Group for High Resolution SST (GHRSST), disponíveis a partir de uma análise diária e global.

Os produtos do GHRSST incluem dados de sensores de microondas, dados de satélites com infravermelho e suas incertezas. Também incluem o uso de dados *in-situ* de TSM disponiveis através do Global Telecommunications System (GTS) e concentração de gelo marinho fornecido pelo Europaische Organisation Fur meteorologische Satelliten (EUMETSAT), segundo site

GHRSST (2018).

Esses diferentes tipos de dados são agregados através da interpolação ótima multi-escalar, desenvolvida para aplicações em previsão numérica do tempo e sistemas de previsão da circulação oceânica (Martin 2007). Esse sistema produz uma estimativa de temperatura fundamental, que é a TSM sem a variação diurna. Esses dados são disponibilizados numa grade de resolução de aproximadamente $1/20°$ (5km).

O conjunto de dados OSTIA ofereciam dados de TSM global, nível L4 (aqueles dados distribuídos após passarem por correções e interpolações, são os dados disponibilizados com as melhores correções possíveis) e apresentavam resolução temporal diária. A figura 6 nos mostra um mapa de TSM global OSTIA (Donlon 2012).

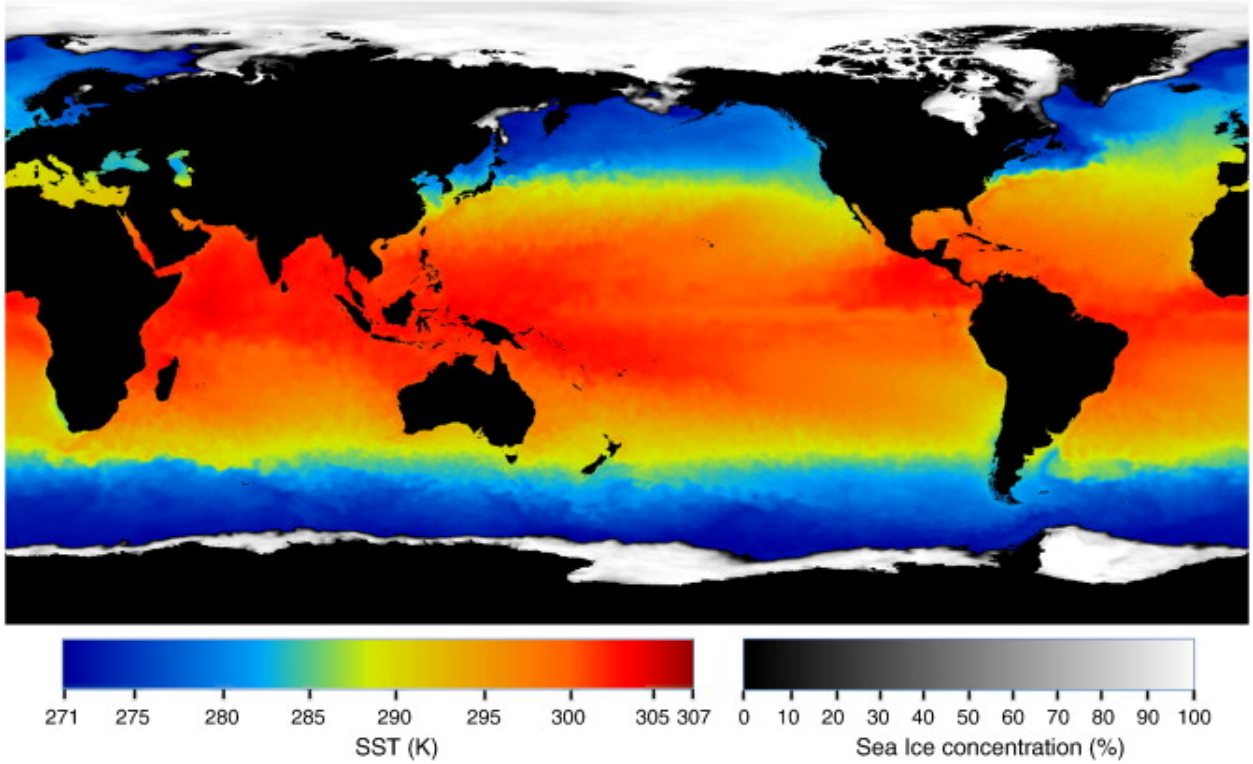

Figura 6: Mapa de temperaturas da superfície do mar dos dados OSTIA, em 01 de maio de 2011. (retirado de Donlon et al., 2012).

3.3 Dados de altura da superfície do mar de satélite: altímetro (serviço CMEMS)

Os altímetros de satélite são equipamentos utilizados para medir a altura da superfície dos oceanos. Isso é feito medindo o tempo gasto pelo pulso do radar emitido pelo satélite para viajar de sua antena até a superfície do oceano e retornar ao receptor de satélite. Isso, mais a combinação

com dados precisos de localização de satélite fornecem as medições de altura da superfície do mar (ASM).

Historicamente, os estudos com satélite altimétricos se iniciaram em 1973, com o lançamento do satélite Skylab, pela NASA, na missão Saturno V, que encerrou seu funcionamento em 1974. Em seguida, em 1978, houve o lançamento do satélite Seasat, também pela National Aeronautics and Space Administration (NASA), projetado especialmente para atuar sobre oceanos. Entre 1985 e 1989, esteve em órbita o Geosat. Lançado pela Marinha dos Estados Unidos, ele carregava um altímetro capaz de realizar medidas com precisão de 5cm.

De 1991-2001 esteve em órbita o satélite ERS1 e de 1995-2011 o ERS2, ambos lançados pela Agência Espacial Européia, carregando equipamentos para medidas de TSM, além de altímetro. Em 1992, a NASA lançou o satélite TOPEX/POSEIDON, encerrando seu funcionamento em 2002. Em 1998, a NASA lança o GFO, em órbita até hoje, carregado com equipamentos capazes de estudar a circulação oceânica, topografia do gelo e mudanças climáticas.

Em 2001, houve o lançamento do satélite Jason-1, que também continha um altímetro e que alcançava a mesma órbita do TOPEX/POSEIDON, capaz de cobrir até 90% dos oceanos globais (Desai 2003). Em 2016, houve o lançamento do Jason-3, em parceria Center National D'études Spatiales(CNES), NASA, European Organization for Meteorological Satellites (EUMETSAT) e a National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) , segundo Center National D'études Spatiales (2016). Atualmente os altímetros estão presentes a bordo de várias missões, entre elas, Jason-3, SARAL / AltiKa, CryoSat-2, Sentinel-3A, HY-2A, etc.

Além da ASM o altímetro mede a magnitude e a forma da onda refletida, o que contém informações sobre as características da superfície que causaram a reflexão. Como o oceano é uma superfície considerada homogênea, os resultados obtidos sobre o oceano sobre sua superfície estão em conformidade com as estatísticas conhecidas. O mesmo não acontece com superfícies que não são homogêneas (descontinuidades ou declives significativos), por exemplo, gelo, rios ou superfícies terrestres, pois isso dificulta a interpretação precisa da onda refletida. A figura 7 mostra um mapa de ASM (Traon 2013).

Em altimetria é possível utilizar várias frequências diferentes, sendo que, cada banda de frequência tem suas vantagens e desvantagens, por exemplo, a banda Ku apresenta sensibilidade às perturbações atmosféricas, já a banda Ka, apresenta uma melhor observação de gelo e chuva.

Além disso, também é possível combinar vários satélites e altímetros, o que melhora significativamente a descrição da variabilidade da meso escala oceânica, reduzindo os erros de mapeamento em até 30% ((Center National D'études Spatiales 2016)).

Entre os conjuntos de dados altimétricos disponíveis, vamos utilizar o conjunto SSALTO/DUACS disponibilizado pelo serviço do Copernicus Marine Environment Monitoring Service(CMEMS).

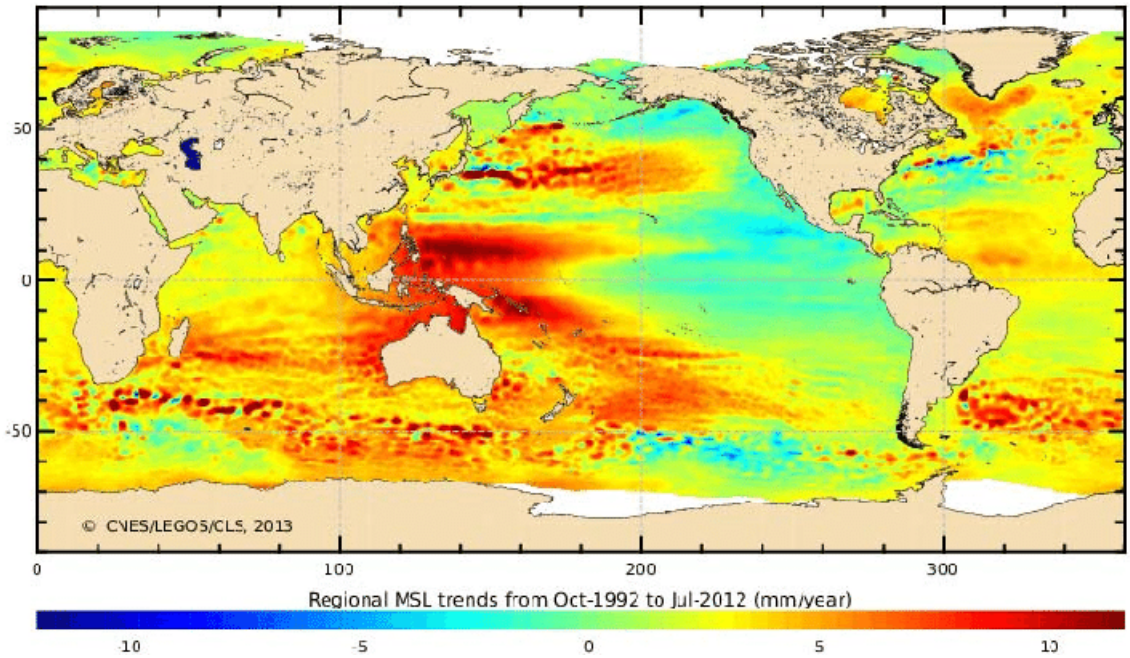

Figura 7: Mapas de variações médias da altura da superfície do mar, entre 1992 - 2002 (mm por ano). (retirado de Traon, Pierre-Yves, 2013).

Esses são os dados do projeto AVISO (Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data), disponiblizados através de uma análise e harmonização de dados altimétricos de várias missões, entre elas das missões Jason-3, Saral/AltiKan (realizada pela CMEMS, com o objetivo de estudar circulação oceânica em meso escala), CryoSat-2 (satélite de pesquisa ambiental da Agência Espacial Européia que foi lançado em abril de 2010) e OSTM / Jason-2 (lançado pela NASA, para estudar topografia oceânica, segundo Center National D'études Spatiales (2016)).

No geral, podemos dizer que o CMEMS/AVISO foi criado para processar, arquivar e distribuir dados e produtos de missões de satélite de altimétrico, fornecendo produtos voltados para o estudo do oceano, para aplicações hidrológicas, costeiras e de gelo.

4 Metodologia

4.1 Região e período de estudo

A área de estudo será o Atlântico Sul (ver Figura 8) entre 25°S - 45°S, região onde temos formação e permanência da água modal subtropical (Sato and Polito 2014).

O período estudado será entre os anos de 2002 e 2017, totalizando 16 anos de dados.

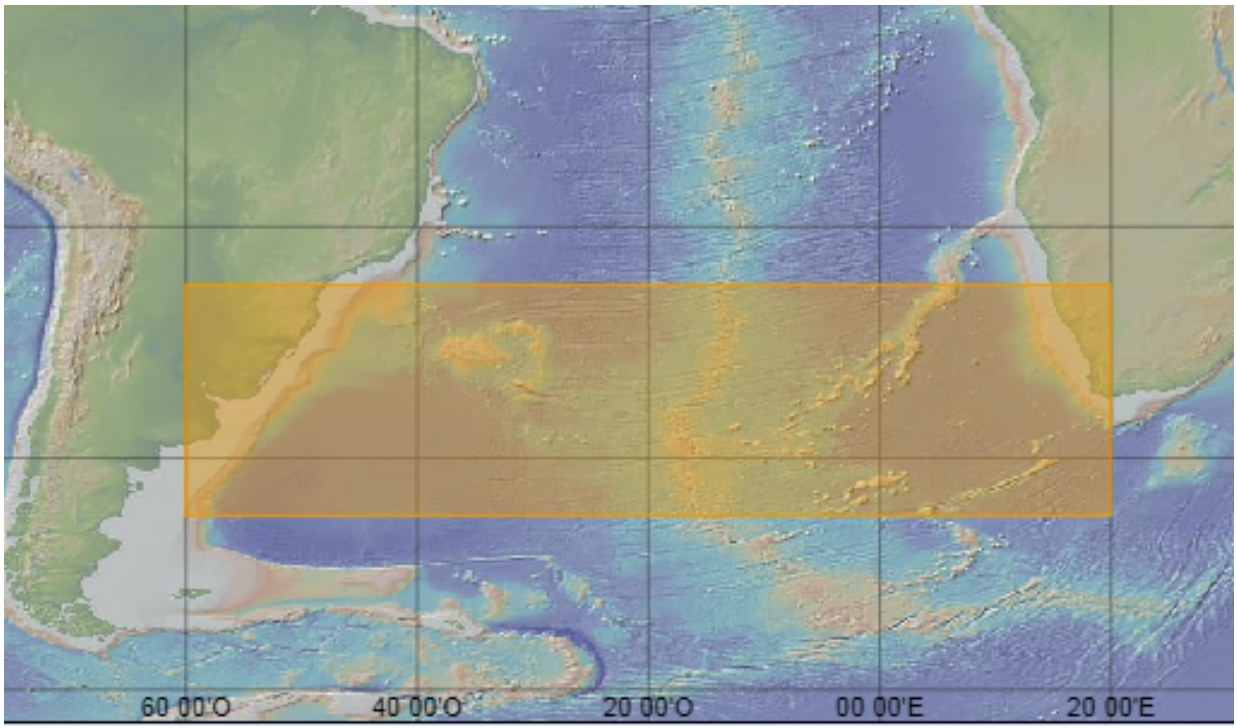

Figura 8: Seleção da região de estudo utilizada nesse trabalho (obtida através do site coriolis.eu.org).

Seguindo os critérios de Sato and Polito (2014), dividimos a região de estudo em três:

- **região1** (R1), localizada 40°S - 30°S, e 50°W - 30°W, englobando a recirculação da Corrente do Brasil;
- **região2** (R2), delimitada entre 35°S - 30°S 25°W - 15°E, passando nas bordas do griro subtropical;
- **região3** (R3), limitada entre 40°S - 35°S e 30°W - 10°E, ao longo da Frente Subtropical, passando na parte Sul do Giro Subtropical.
- Também apresentamos os resultados de toda a região de estudo, denominada de **região total** (Rt).

4.2 Dados *in-situ*: Perfiladores Argo

4.2.1 Seleção de dados e controle de qualidade nos perfis Argo

Os dados dos perfiladores Argo foram obtidos no site http://www.coriolis.eu.org.

Os dados foram baixados do site do projeto, onde tínhamos um total de 269616 perfis de 628 perfiladores Argo. Esses dados estavam disponíveis de duas formas: aqueles vindos de medições ditas em “tempo real” e em “tempo atrasado”.

As medições em “tempo real” devem ser distribuídas em até 24h após a coleta, sendo filtradas apenas por algumas correções automáticas, apresentando precisão na temperatura de $\pm 0{,}002^{o}C$, na salinidade de $\pm 0,01$ e na pressão de $\pm 2,4$ dbar.

Já nas medições do "tempo atrasado"são levadas em conta correções necessárias, o que permitem medições com maior acurácia, onde essa precisão é dada pelo parâmetro ADJUSTED_QC (QC). Assim, as medições em “tempo atrasado” são àquelas usadas em trabalhos científicos e são os que vamos utilizar nesse trabalho. Esses dados geralmente são considerados ruins, ou não ajustáveis, quando esse sinalizador QC for ’3’ ou ’4’. Isso pode acontecer, por exemplo, quando flutuador teve problemas na medição de algum perfil, e, por isso, perfis com QC 3 ou 4 foram excluídos desse trabalho.

Mesmo os dados passando por processamento prévio nos centros de processamento do projeto, resultando em perfis que eles chamam de ‘alta qualidade’, ainda existe a possibilidade de que alguns perfis possam apresentar problemas nas medidas, como dados espúrios ou ausentes. Assim, se faz necessário um controle de qualidade nosso, baseado em análise estatística e prévio conhecimento das relações de temperatura e salinidade da região estudada.

Para isso, começamos fazendo uma análise dos perfis de temperatura e salinidade, onde detectamos valores extremos, impróprios para a região e até mesmo ausência de valores, ocorrido em muitos perfis. Nesse exame inicial, os perfis com esses problemas foram excluídos, restando quase 100000 perfis aptos para o estudo.

Como o parâmetro QC é um sinalizador da qualidade dos dados Argo, aplicamos ele como um controle, onde selecionamos apenas os perfis de temperatura e salinidade que apresentassem $QC = ‘1'$.

A seguir, para podermos realizar uma estimativa do número de perfis Argo existentes na região de estudo, reunimos esses perfis em grades regulares de 1° x 1°, o que foi feito para melhorar a visualização da densidade de perfis na região de estudo.

Cada perfil, inicialmente, apresentava diferentes níveis de profundidade, dificultando analisar todos em conjunto. Para resolver isso, primeiro verificamos se algum perfil apresentava ausência de dados e, se isso ocorresse, esses perfis foram eliminamos. Em seguida, padronizamos os

níveis de pressão/profundidade de 0 a 1000 m, de 5 m em 5 m, e interpolamos todos os perfis de temperatura e salinidade nessa profundidade, garantindo a mesma quantidade de níveis/camadas para todos os perfis.

Analisando os perfis resultantes, encontramos que alguns perfis ainda apresentavam ausência de dados na superfície. Por isso, decidimos extrapolar esses dados acima de 10 m, ou seja, se havia falta de dados até 10 m utilizamos no lugar o dado mais próximo. Isso pode ser realizado, pois 10 m é uma profundidade menor do que a da camada de mistura durante o inverno, logo, essa operação não causa invenção de dados que possam ser interpretados erroneamente no futuro como perfis com água modal.

Mesmo após esse primeiro tratamento, ainda existiam perfis temperatura e salinidade com valores fora do esperado (muito distantes da média encontrada), principalmente nos perfis de salinidade. Para resolver isso, escolhemos remover toda a estação cujo valor do desvio padrão fosse maior do que 3 desvios padrões (3σ) em relação a média da salinidade e da temperatura.

Observamos que, mesmo após esses tratamentos, ainda restavam perfis com grande quantidade de dados faltando. Para resolver isso, assumimos que perfis com buracos maiores que 15 pontos (referentes à 75 m) deveriam ser excluídos. Logo em seguida suavizamos esses perfis usando utilizando uma interpolação linear a cada 5m, mesmo valor da diferença entre dois níveis de profundidade seguidos. Como resultado obtivemos 28567 perfis.

Por fim, realizamos uma nova análise nos dados, buscando perfis onde na superfície houvesse dados faltantes. Caso isso acontecesse em mais de 20 m seguidos (3 níveis), escolhemos eliminar esses perfis. Isso foi feito, pois temos interesse em analisar a formação de água modal, ou seja, analisar dados na superfície, e perfis com essa ausência de dados, nesses níveis, não seriam relevantes para o estudo. Com isso, obtivermos um total de 24301 perfis.

4.2.2 Determinação dos perfis com água modal

Para determinação dos perfis com água modal foi utilizado a metodologia e os critérios descritos por Sato and Polito (2014), onde se faz necessário o uso dos dados de temperatura, salinidade, vorticidade potencial e gradiente vertical de temperatura.

Assim, após o controle de qualidade realizamos o cálculo da vorticidade potencial, conforme a equação 2:

$$VP = \frac{f}{\rho}\frac{\partial \sigma_\theta}{\partial z} \tag{2}$$

sendo, VP a vorticidade potencial, f o parâmetro de Coriolis, σ_θ a densidade potencial, e z o eixo cartesiano vertical.

A seguir, aplicamos um conjunto de condições que seriam os critérios de seleção para a temperatura, salinidade e vorticidade potencial, seguindo a metodologia de Sato and Polito (2014). Esses critérios são a vorticidade potencial menor do que $1.5 \times 10^{-10} m^{-1} s^{-1}$, a temperatura entre $13°C$ e $17°C$, a salinidade entre $35,0$ e $36,0$ e o gradiente vertical de temperatura menores do que $0,015°\text{C}\ m^{-1}$. Encontramos um total de 6311 perfis que continham água modal.

Sabendo quais perfis apresentavam água modal, decidimos separar os dados em blocos: com água modal e com dados totais (com e sem água modal).

4.2.3 Determinação da altura dinâmica

Nesse trabalho os cálculos envolvendo variáveis de estado da água do mar e a altura dinâmica foram feitos usando as rotinas do GSW, pertencentes ao programa TEOS-10 (http://www.teos-10.org/pubs/gsw/html/gsw_contents.html) .

Para calcular a altura dinâmica o programa necessita como entrada a pressão (p), a salinidade absoluta (SA) e a temperatura conservativa (TC), no entanto, os dados Argo nos fornecem a temperatura *in-situ* e a salinidade prática, dessa forma, primeiro tivemos que fazer as respectivas conversões: salinidade prática em absoluta e temperatura *in-situ* em temperatura conservativa, utilizando rotinas do GSW específicas para cada um dos casos. Já para os valores de pressão decidimos utilizar os valores de profundidade mesmo.

4.3 Dados de temperatura da superfície do mar de satélite: sistema OSTIA

4.3.1 Seleção dos dados OSTIA

Dentro do conjunto de dados OSTIA, selecionamos àqueles referentes ao período de 1 de janeiro de 2002 a 31 de dezembro de 2017, nível L4, resolução diária (aproximadamente $1/20°$ ou 5 km). As temperaturas fornecidas vinham em escala Kelvin, dessa forma, inicialmente foi necessário realizar a conversão das mesmas para a escala Celsius, mesma escala utilizada nos dados Argo.

Em seguida, gostaríamos de encontra a temperatura OSTIA na posição e no tempo mais próximos o possível da temperatura Argo. Para isso, selecionamos uma data Argo e o ponto (latitude e longitude) respectivo a ela, e encontramos o respectivo ponto OSTIA. Como nem sempre era possível encontrar um ponto OSTIA exatamente no mesmo local do ponto Argo, estipulamos que o ponto mais próximo fosse localizado obedecendo a um raio de busca de 0,03°. E, nos casos em que mais de um ponto satisfaziam esse critério, escolhemos o ponto mais próximo à posição Argo.

Realizamos esse procedimento a partir dos dados Argo totais e dos dados Argo com água modal água modal. Dessa forma, quando formos nos referir a esses dados os chamaremos de

dados OSTIA totais e com água modal.

4.3.2 Determinação de regiões de formação de água modal: dados de temperatura OSTIA

Com os dados de temperatura da superfície do mar OSTIA, temos a intenção de realizar duas verificações: i) se com TSM's fornecidas por satélites é possível medir a temperatura na época de formação de água modal e, caso isso ocorra, ii) se essa TSM pode ser usada como uma primeira aproximação para determinar a região de formação de água modal, ou seja, se isso pode ser utilizado como um critério prévio para determinar regiões com formação de água modal. Isso será feito através da estatística (diagrama de dispersão, reta de regressão, coeficiente angular, coeficiente de determinação e RMS da diferença) e da interpretação dos resultados obtidos da mesma.

4.3.3 Estatística

Como essas estatísticas serão importantes para nosso trabalho, vamos descrevê-las um pouco melhor:

- **Diagrama de dispersão**: mostra a relação entre os dois tipos de variáveis (em vermelho na Figura 9) .
- **Reta de regressão**: traçar uma reta sobre o diagrama de dispersão que resume os dados (em azul na Figura 9).

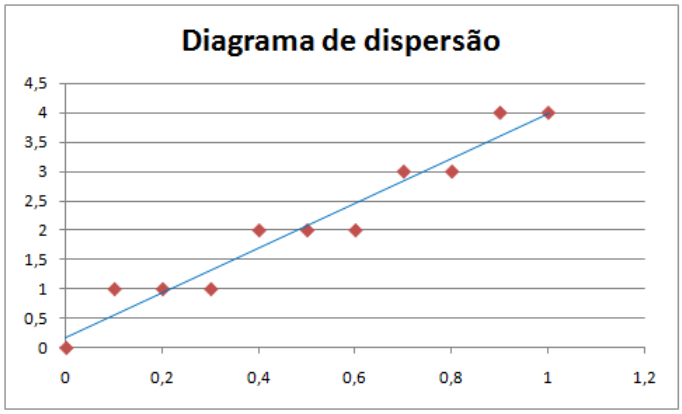

Figura 9: Diagrama de dispersão (vermelho) e reta de regressão (azul) de um conjunto de dados.

- **Coeficiente angular (m)**: mede a relação de uma característica quando a outra se modifica. (se existe correlação ou não, e se ela é positiva ou negativa).

- **Coeficiente de determinação (R^2)**: indica a porcentagem de quanto o modelo escolhido consegue explicar os valores obtidos (indica o ajuste do modelo).

- **RMS da diferença (RMS)**: indica variabilidade (n=número de dados).

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i^a - x_i^b)^2}{n}} \tag{3}$$

4.4 Dados de satélite: altímetro (serviço CMEMS)

4.4.1 Seleção dos dados de altímetro

Dentre os conjuntos de dados altimétricos disponíveis, para esse estudo escolhemos nível L4, que fornece mapas de velocidade e altura da superfície dos oceanos globais, com uma grade de resolução espacial de 1/4° ou $0,25°$, onde selecionamos dados desde o ano de 2002 até o ano de 2017.

Para encontrar a altura da superfície do mar, na posição e tempo próximo da altura dinâmica Argo, realizamos o mesmo procedimento realizado para os dados OSTIA: selecionamos uma data Argo e o ponto (latitude e longitude) respectivo a ela, e encontramos o ponto do altímetro referente a ele. Nesse caso, também nem sempre era possível encontrar um pondo satélite relativo a ele, por isso estipulamos que o ponto mais próximo seria o escolhido, utilizando um raio de busca de $0,13°$. E, novamente, nos casos em que mais de um ponto satisfaziam esse critério, escolhemos o ponto mais próximo à posição Argo.

Realizamos esse procedimento a partir dos dados Argo totais, com água modal e sem água modal. Assim, quando me referir a esses dados os chamarei de dados altímetro totais, com água modal e sem água modal.

4.4.2 Determinação de regiões de formação de água modal: dados de altura da superfície do oceano (CMEMS)

Em posse dos dados de ASM do altímetro vamos verificar se eles coincidem com os dados ASM Argo, para a época de formação de água modal e, caso isso ocorra, gostaríamos de verificar se essa ASM vinda de satélite pode ser utilizada como um critério que nos permita estimar uma possível região de formação de água modal. Essas verificações serão efetuadas através de análise estatística (diagrama de dispersão, reta de regressão, coeficiente angular, coeficiente de determinação e RMS da diferença) e comparação entre os dados encontrados (Argo e altímetro).

5 Resultados e Discussão

Nesta seção, primeiramente, iremos discutir os resultados obtidos para seleção dos perfis Argo com água modal, verificando se esses perfis estão de acordo com o esperado para região e com a metodologia adotada. Discutiremos a distribuição desses dados e seu uso para detectar água modal, após o controle de qualidade aplicado a eles. E, conforme descrito nas seções anteriores, a seleção dos dados foi feita utilizando a metodologia de Sato and Polito (2014), onde restringimos os perfis por gaps de salinidade, temperatura, vorticidade potencial e gradiente vertical de temperatura.

As seleções espaciais foram realizadas por regiões, onde a região total (Rt), equivale ao Atlântico Sul, entre 25°S e 45°S, a região 1 (R1), equivale 40°S - 30°S e 50°W - 30°W, região 2 (R2), delimitada entre 35°S - 30°S e 25°W - 15°E e a região 3 (R3), limitada entre 40°S - 35°S e 30°W - 10°E. Além disso, selecionamos os dados em perfis com e sem água modal. Tudo isso para o período de 2002 à 2017.

Em seguida, discutiremos a utilização de dados de TSM, vindos de satélite (projeto OSTIA), na determinação de regiões com formação de água modal, através da comparação com dados de TSM Argo. Para isso iremos verificar as séries temporais desses dados e correlação entre esses diferentes conjuntos de dados.

Por fim, iremos discutir a utilização da altura da superfície do mar, vindas de satélite altimétrico, na determinação de regiões com formação de água modal. Para isso, iremos realizar comparação entre os dados de altura da superfície do mar (ASM) de altímetro e a altura dinâmica dos dados Argo, o que por conveniência eu chamei de altura da superfície do mar Argo (ASM Argo).

5.1 Argo

Nessa subseção, discutiremos as distribuições espacial e temporal dos perfis encontrados, após o controle de qualidade, antes da seleção de água modal.

Após a seleção e o controle de qualidade dos perfis Argo verificamos a distribuição espacial dos perfis encontrados (ver Figura 10), antes de realizar a seleção de água modal. Na Figura é possível ver que os perfis estão distribuídos sobre toda a região de estudo, no entanto, essa distribuição não é homogênea, tanto na região total quanto nas regiões subdivididas (selecionadas por retângulos coloridos, indicando cada região). Isso acontece, pois, existem locais com maior concentração de perfis e enquanto que em outros temos ausência parcial ou total deles, o que ocorre devido às características próprias de cada região, o que pode favorecer, prejudicar ou até impedir o deslocamento dos perfiladores Argo.

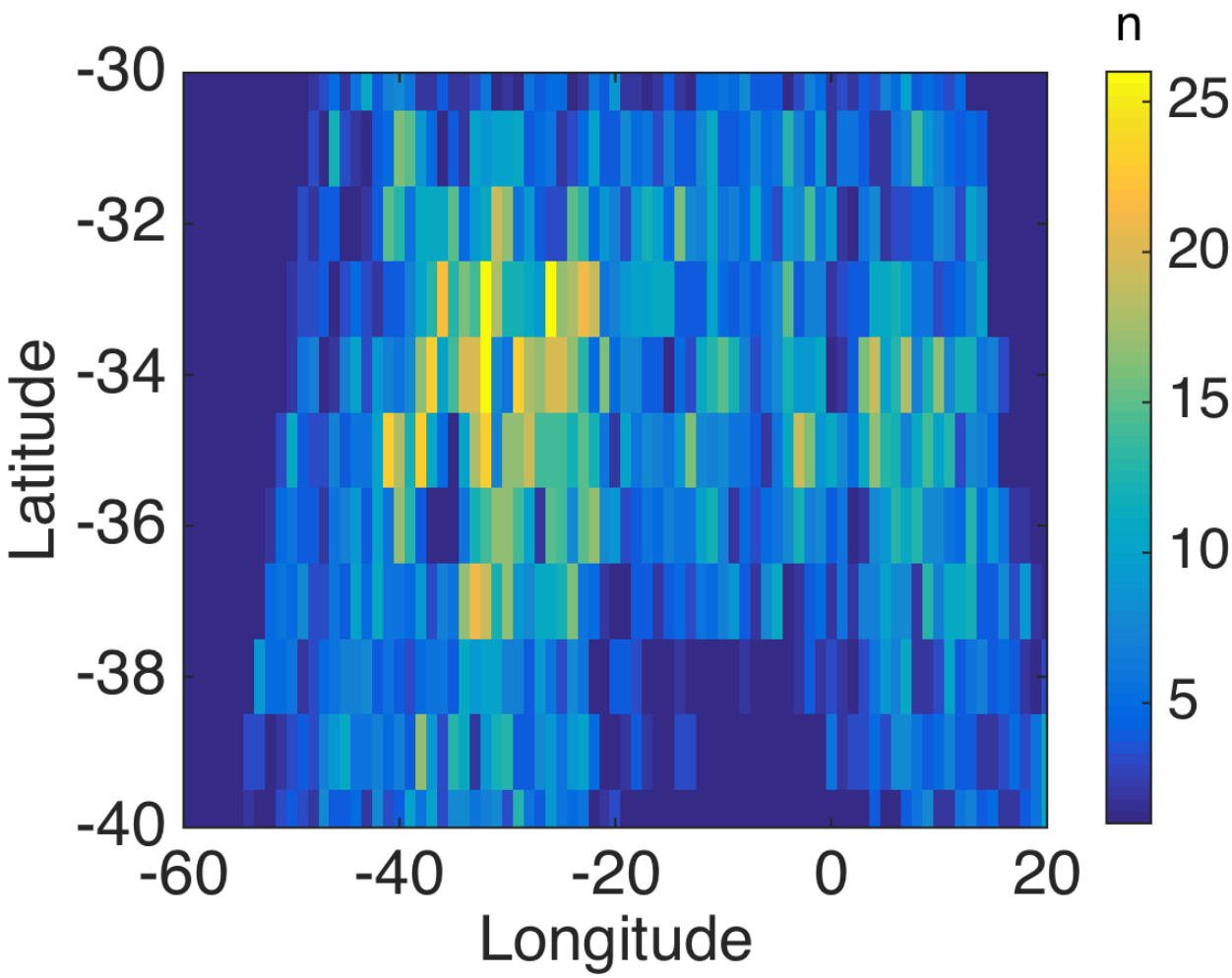

Figura 10: Distribuição espacial dos perfis Argo, em uma grade de $1^\circ \times 1^\circ$, no período de 2002 a 2017, após a aplicação do controle de qualidade, onde n representa o número de perfis. R1, R2 e R3 são as regiões 1, 2 e 3 selecionadas na bacia.

A seguir, fizemos uma análise da distribuição temporal dos perfis Argo (ver Figura 11), sem a seleção de água modal. Nela, vemos que de 2002 a 2012 a distribuição foi crescente, onde, de 2012 até 2013 temos uma estagnação no número de perfis e de 2013 a 2017 temos novamente esse aumento. Esse resultado parece coerente com as informações disponíveis no site coriolis.com, pois, de 2002 até 2005 tínhamos apenas 162 perfiladores disponíveis, enquanto que de 2006 até 2017 já totalizavam 787.

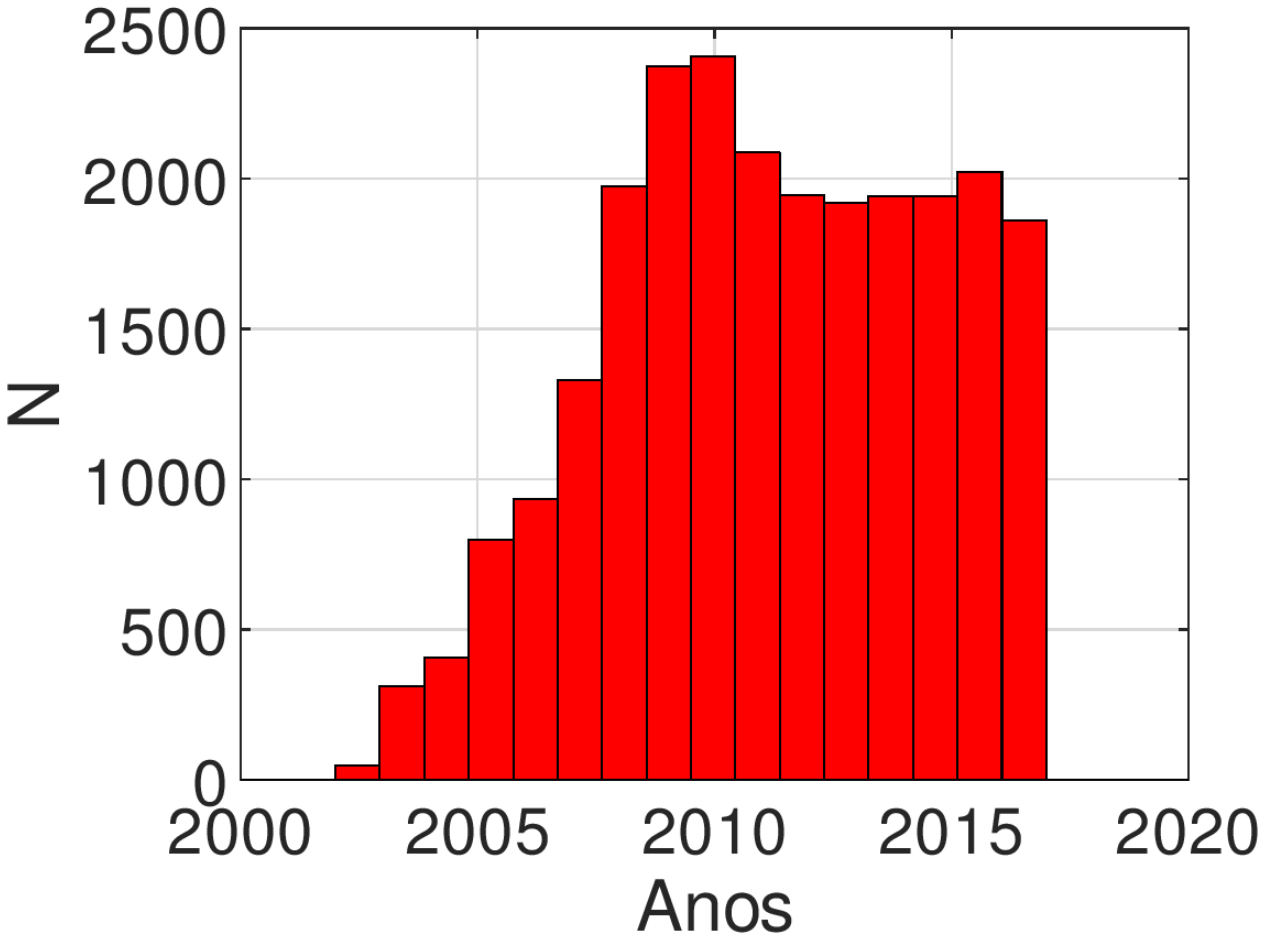

Figura 11: Número de perfis Argo (N) por ano, na região de estudo, entre 2002 e 2017.

5.1.1 Detecção de água modal

Nesta subseção, apresentaremos os resultados encontrados após a seleção de perfis com água modal, baseados nos seguintes intervalos: temperatura (13°C a 17°C), salinidade (35 a 36), sem intervalo definido de densidade, vorticidade potencial menores do que 1.5×10^{-10} m $^{-1}$ s^{-1} com a aplicação do critério do gradiente vertical de temperatura ($\frac{dT}{dz}$) máximo de 0,015°C m^{-1}. Vale ressaltar que os perfis não foram subdivididos em perfis em formação e perfis afundados, sendo que os resultados apresentados englobam os dois conjuntos.

Inicialmente, realizamos uma análise da distribuição temporal dos perfis com água modal (Figura 12). Nela vemos que esses perfis se apresentam de maneira semelhante àquela a que os dados totais (com e sem água modal) se apresentavam. Destaca-se que, os perfis com água modal correspondem a aproximadamente 26% dos perfis totais obtidos após o controle de qualidade.

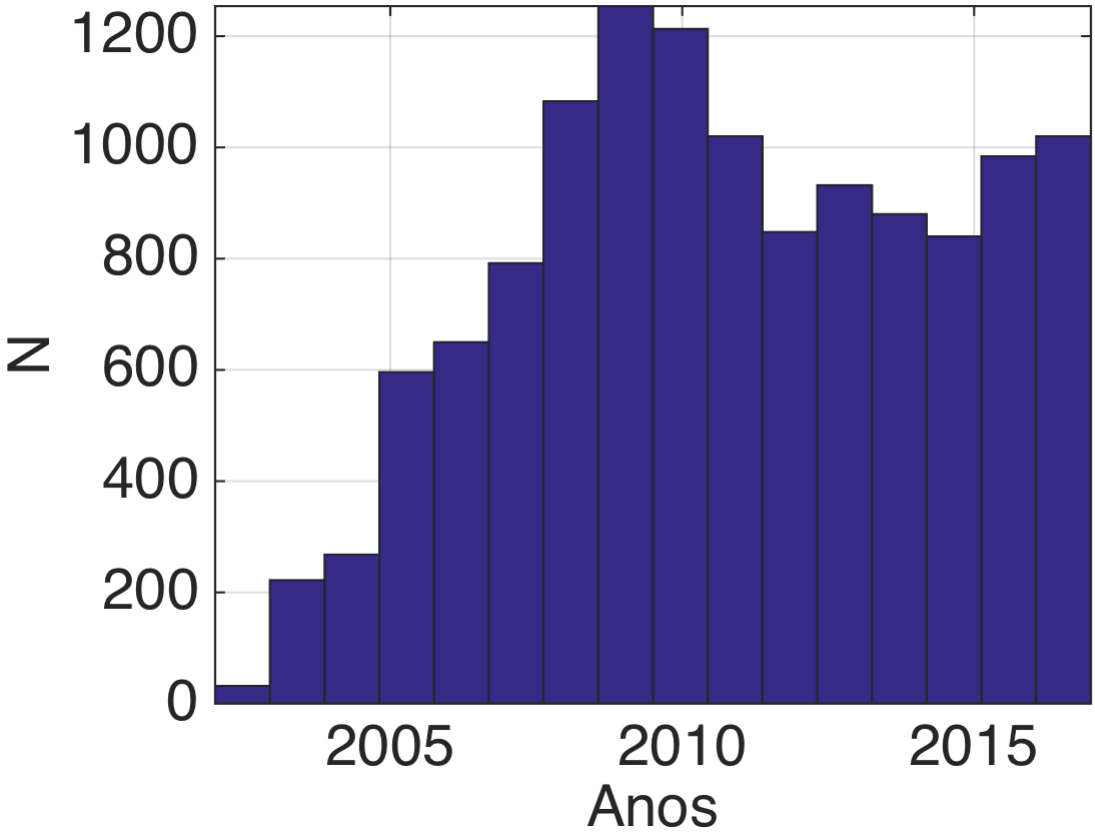

Figura 12: Número de perfis Argo (N) contendo água modal, no Atlântico Sul, entre os anos 2002 e 2017.

Realizando a análise da distribuição espacial para os dados com água modal (ver Figura 13),vemos que os dados se encontram bem distribuídos, ou seja, temos uma grande quantidade de perfis, tanto na bacia do Atlântico Sul (em preto), quanto nas regiões 1, 2 e 3 (em vermelho, azul e verde, respectivamente) da bacia.

Na Tabela 1 notamos que os valores médios das espessura estão um pouco abaixo daqueles obtidos por Sato and Polito (2014), mas ainda dentro do esperado para região. Além disso, a densidade potencial varia bem pouco, como esperamos encontrar para esse fenômeno.

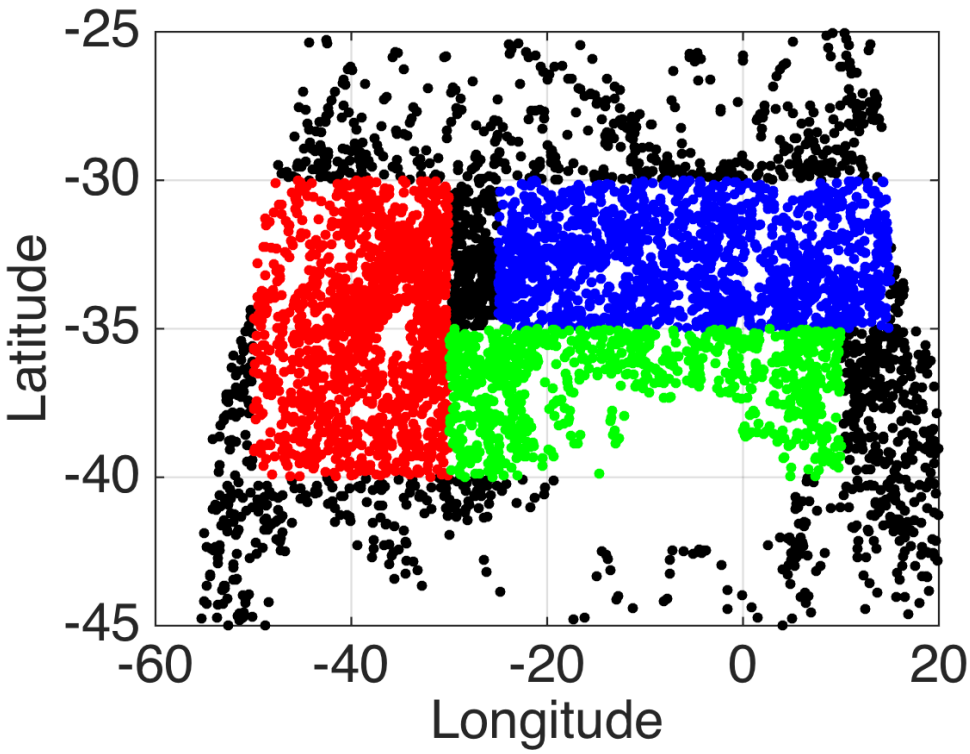

Figura 13: Distribuição espacial dos perfis Argo com água modal, para o Atlântico Sul (em preto), e para as regiões 1 (em vermelho), 2 (em azul) e 3 (em verde).

Região	**N**	σ_θ **(kg** m^{-3}**)**	**T** ($^\circ C$)	**S**	**H(m)**
Região1	1533	(26,4 $\pm 0,3$)	(14,6 $\pm 1,0$)	(35,5 $\pm 0,2$)	(192 $\pm$78)
Região2	1599	(26,3 $\pm 0,3$)	(15,0 $\pm 1,0$)	(35,4 $\pm 0,2$)	(200 $\pm$95)
Região3	910	(26,2 $\pm 0,3$)	(14,2 $\pm 1,0$)	(35,3 $\pm 0,2$)	(201 $\pm$88)
Atlântico Sul	6311	(26.4 $\pm 0,3$)	(15,1 $\pm 1,0$)	(35,5 $\pm 0,2$)	(170 $\pm$92)

Tabela 1: Número de perfis (N), valores médios e desvio padrão encontrados para densidade potencial (σ_θ), temperatura potencial (T), salinidade absoluta (S) e espessura das camadas de água modal (H), para a região do Atlântico Sul e suas subdivisões, para perfis Argo com água modal.

O diagrama TS com isolinhas de densidade potencial (ver Figura 14) além nos ajudar a detectar erros de salinidade e temperatura nos nossos perfis, nos dá uma noção dá densidade dos perfis estudados, podendo ser de grande ajuda no estudo de perfis com água modal, já que perfis com maior densidade devem estar mais fundos do que os àqueles de menor densidade.

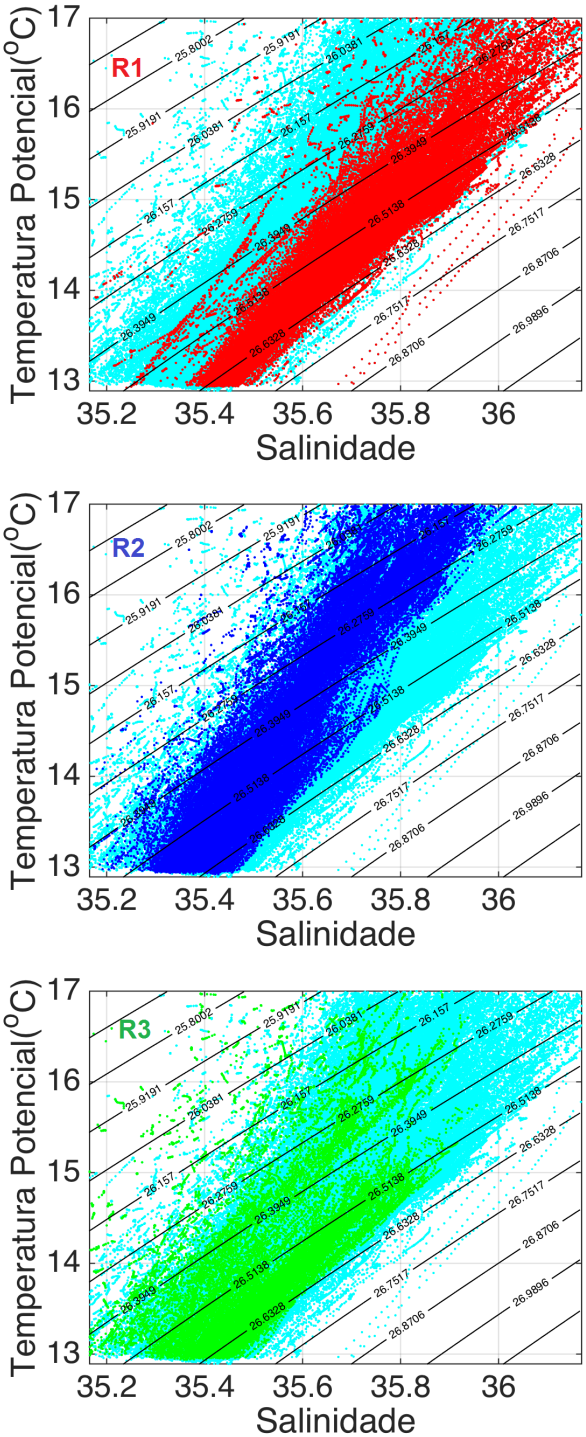

Figura 14: Diagrama TS com os contornos da densidade potencial para as regiões da bacia do Atlântico Sul (ciano), região 1 (vermelho), região 2 (azul) e região 3 (verde), nos anos de 2002 até 2017.

Da Figura 14 e da Tabela 1, temos que, para as regiões total, 1, 2 e 3 encontramos valores bem definidos de temperatura, salinidade e densidade potencial, onde, os valores médios encontrados, estão na faixa do valores esperados para a região e daqueles obtidos por Sato and Polito (2014) e por Provost et al. (1999). Chamamos atenção para as temperaturas, pois apesar de encontrarem-se menores do que aquelas obtidas pelos autores, dentro do erro, encontram-se próximos do esperado para região.

Em seguida, gostaríamos de analisar a distribuição das camadas de água modal. Para isso, determinamos seus limites superior e inferior, o que é importante para a compreensão da fase, formação ou afundamento, dessas camadas. Fizemos isso, estipulando a profundidade dos limites superior e inferior, dentro da coluna d'água, na camada de água modal. Isso também nos permite estudar a espessura das camadas de água modal. Dessa espessura é esperado um aumento de julho até outubro (inverno), já que esses são os meses de formação da AM.

As Figuras 15 e 16, mostram os limites superior e inferior das camadas e seus ciclos. Inicialmente vemos que os limites superiores dessas camadas, nos meses de formação, encontram-se próximo a superfície. Além disso, em todas as regiões há aumento da espessura das camadas de água modal durante o inverno, onde atingimos profundidades máximas de 430 m para região 1, 600 m para região 2, 490 m para região 3 e 600 m para região total. Por fim, podemos ver as camadas se formando durante os meses de julho até outubro, e afundando no verão. Ou seja, todos os resultados encontrados estão de acordo com o esperado para região e do que foi encontrado por Sato and Polito (2014).

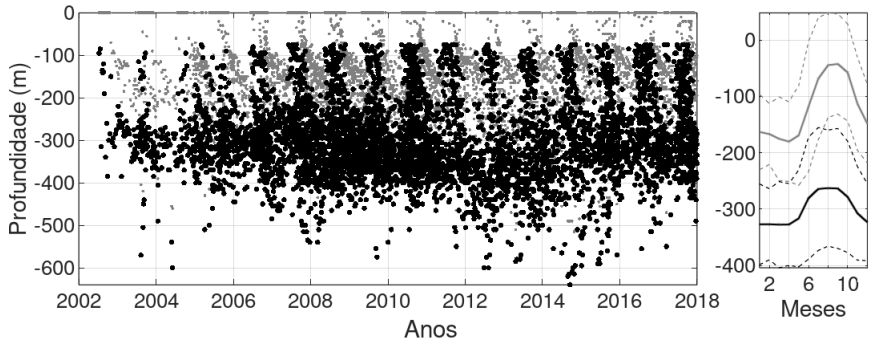

Figura 15: Para a região total, esquerda, temos os limites superior (cinza) e inferior (preto) da profundidade da camada de água modal para a região total. A direita, temos os ciclo (mesma notação de cores, onde as linhas cheias representam os ciclos e as linhas pontilhadas os desvios para mais e para menos.

Podemos notar que, apesar dos nossos ciclos não tocarem a superfície em todas as regiões, quando observamos os desvios eles tocam, indicando que os nossos resultados estão dentro do esperado para essa região.

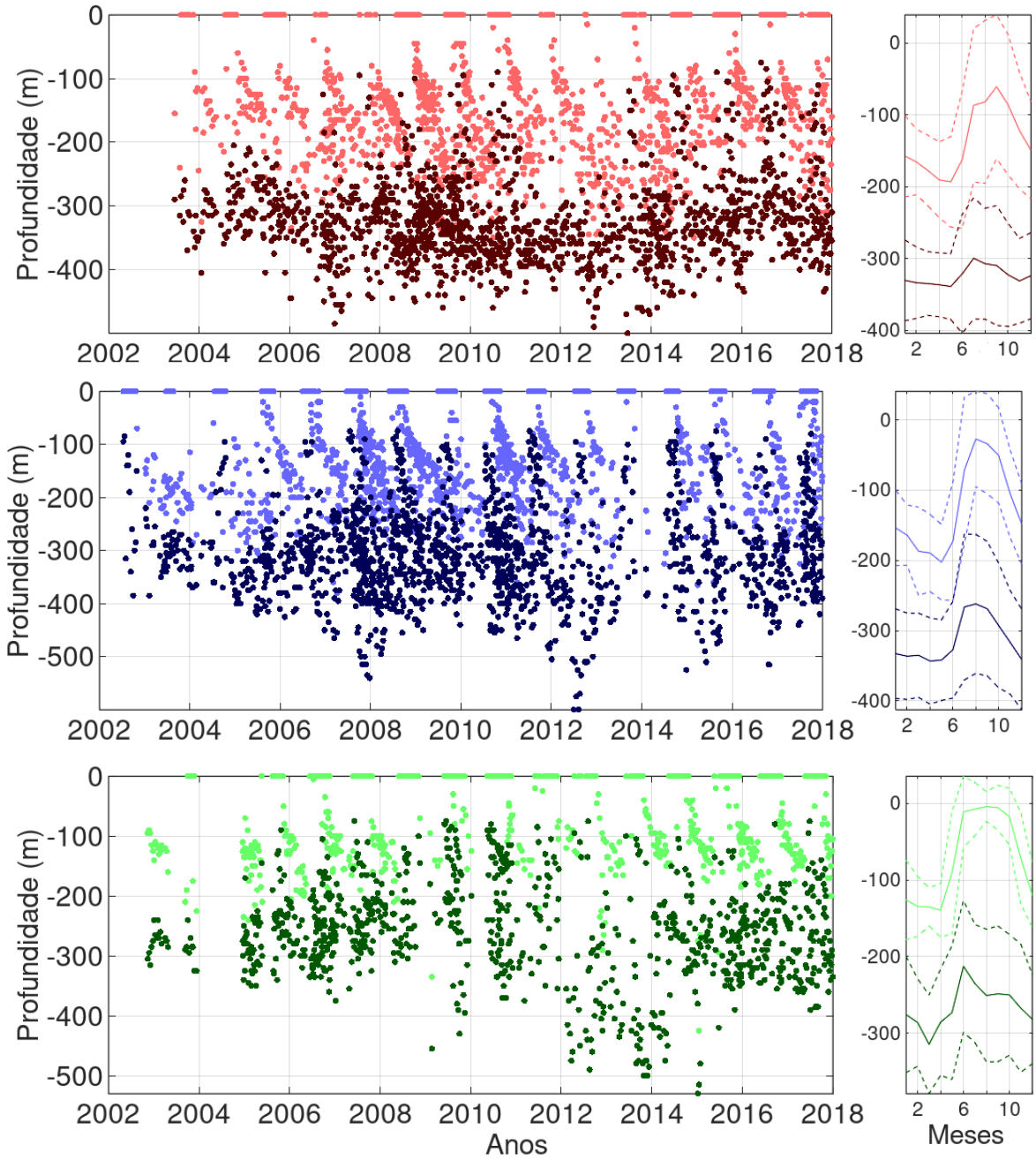

Figura 16: Para as regiões 1 (vermelho), 2 (azul) e 3 (verde) temos, a esquerda, os limite superior (cor clara) e inferior (cor escura) das camadas de água modal. A direita temos o ciclo anual delas (seguindo a mesma notação), onde as linhas cheias representam os ciclos e as linhas pontilhadas os desvios para mais e para menos.

A determinação da série temporal é importante para entender o comportamento da variável estudada durante o período de estudo. Outro fator importante para a compreensão dos dados é o ciclo anual, que nos dá informações sobre intervalos entre picos característicos da variação daquela variável. Com esse intuito, determinamos as séries temporais da espessura, da temperatura e da salinidade.

A série temporal da espessura das camadas dos perfis com água modal (Figura 17) parece estar bem estável e nos mostra que há variações dessa espessura em intervalos regulares, nos meses de formação de água modal. Além disso, podemos ver que as espessuras médias estão entre 200 m e 300 m, o que é esperado para a região.

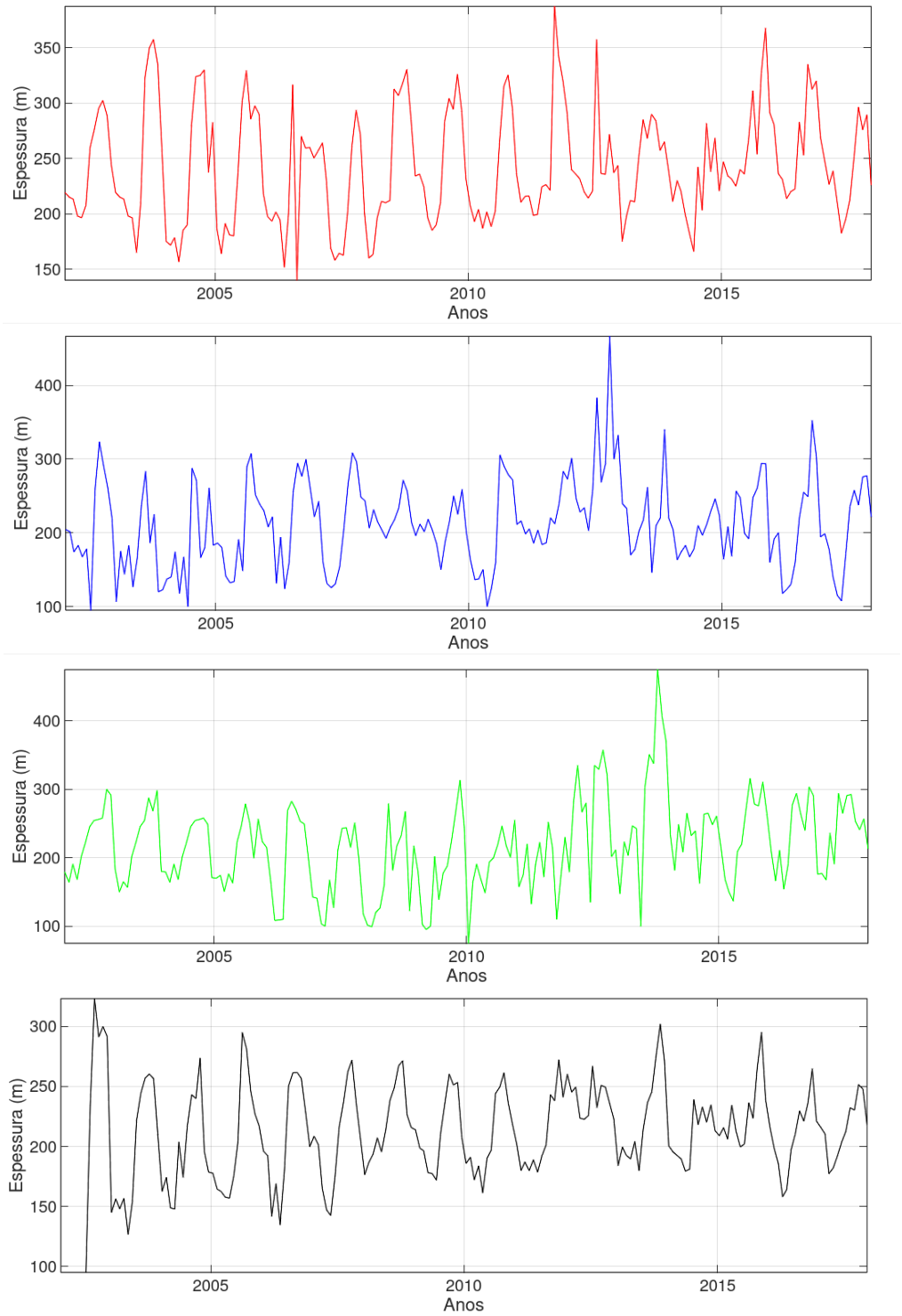

Figura 17: Série temporal da espessura para a região 1 (vermelho), região 2 (azul), região 3 (verde) e região total (preto), para os perfis com água modal, no período de 2002 a 2017.

Na Figura 17 botamos ainda alguns picos de profundidades, chegando em torno de 350 m. Isso não foge daquilo esperado para essa região, mas também, devemos considerar, que pode ter sido causado por problemas na seleção dos dados, o que pode ter ocorrido, já que selecionamos grandes regiões. Além disso, esse efeito pode ter aparecido por algum fenômeno ocorrido naquela região na data da coleta.

O ciclo anual da espessura das camadas de água modal é mostrado na Figura 18. Em todas as regiões é possível ver variações nos ciclos ao longo do ano e aumento nos meses de formação de água modal (julho até outubro). Outra coisa que vale a pena ressaltar é que eles apresentaram barras de erros grandes, sugerindo que houve grande variação mensal ao longo dos anos, o que pode ter sido causado por fenômenos ocorridos na região ou em anos específicos.

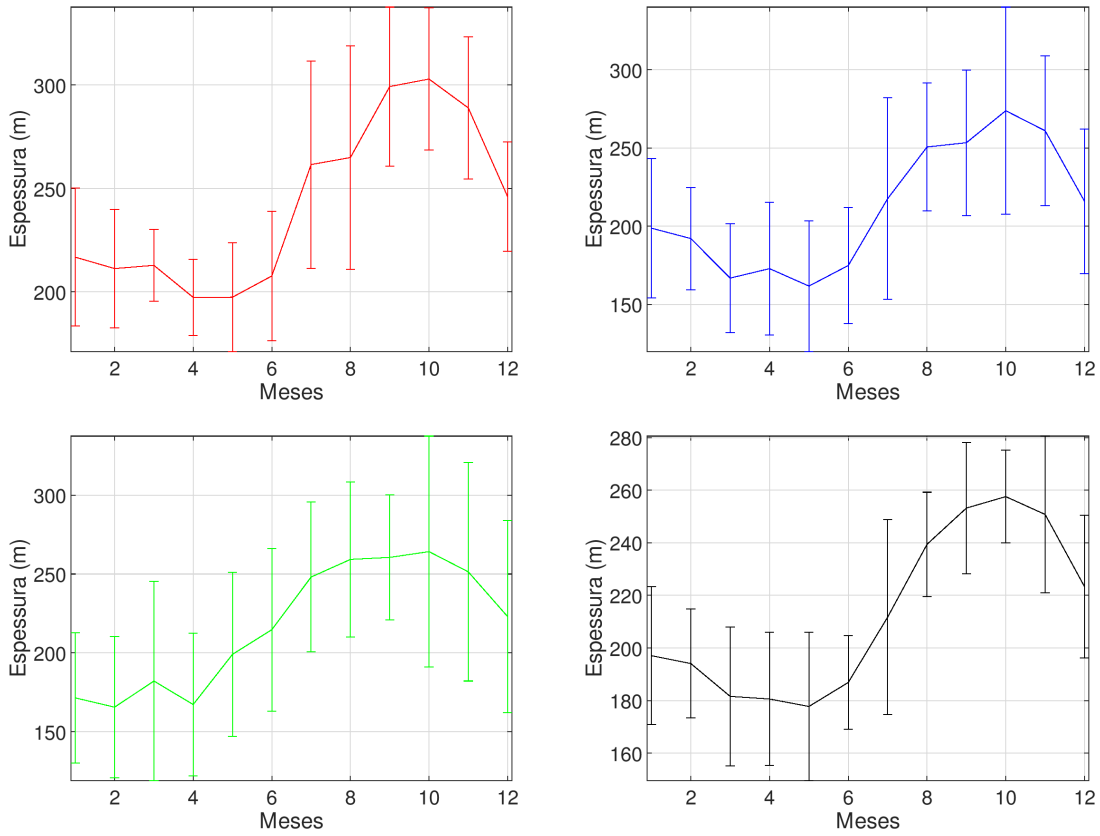

Figura 18: Ciclo anual da espessura dos perfis com água modal, para a região 1 (vermelho), região 2 (azul), região 3 (verde) e região total (preta), no período de 2002 a 2017.

Na série temporal da temperatura dos perfis água modal (ver Figura 19), inicialmente notamos a variação da temperatura. Vemos o aumento e diminuição da mesma nos anos e ao longo do período de estudo. Vale notar, que em alguns anos temos picos ou vales mais proeminentes, o que pode ter ocorrido devido a fenômenos que aconteceram na região no período de medida e/ou a quantidade de dados para aquela data, por exemplo, para região 1, no ano de 2012, só temos 109

perfis, aumentando a chance de não termos dados em alguns meses do ano ou termos bem poucos dados, o que não favorece o cálculo, e isso ocorre para todas as regiões.

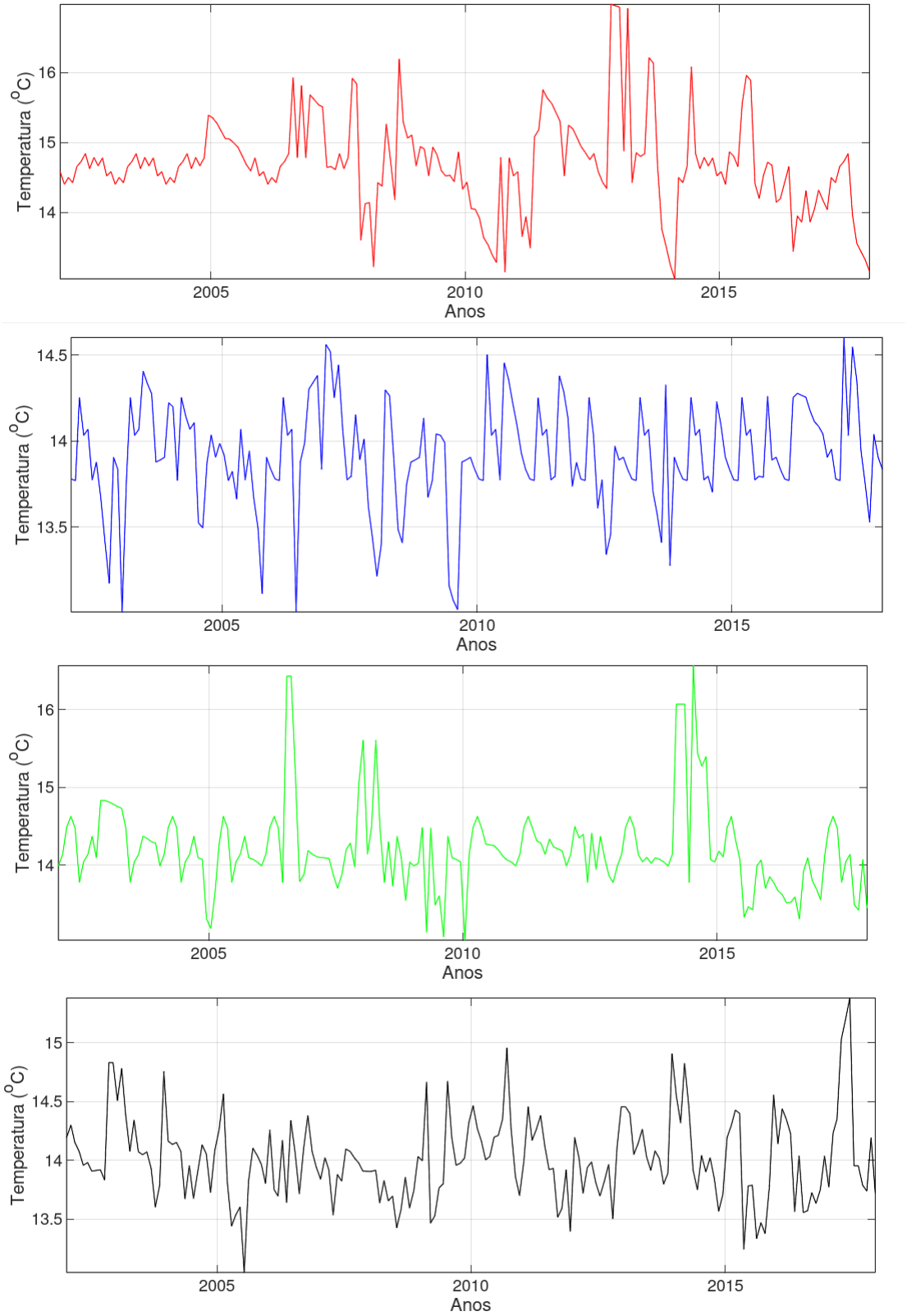

Figura 19: Série temporal da temperatura para a região 1 (vermelho), região 2 (azul), região 3 (verde) e região total (preto), para os perfis com água modal, no período de 2002 a 2017.

Para o ciclo anual da temperatura (Figura 20), é esperado que as temperaturas caíssem de julho até outubro. Notamos que há variação do ciclo durante os meses de formação, e que ela se apresenta em torno de 0,3°C, ficando dentro do esperado, dentro do erro. Além disso, podemos notar que as barras de erro estão relativamente altas, chegando a 1°C em algumas regiões. Isso pode ter ocorrido porque, em alguns anos, podemos ter encontrado muitos perfis afundados, além disso, estamos falando de meses em anos diferentes, e que podem estar sujeitos a fenômenos ou condições climáticas contrastantes, o causaria essa grande variação entre as temperaturas dos perfis num determinado mês.

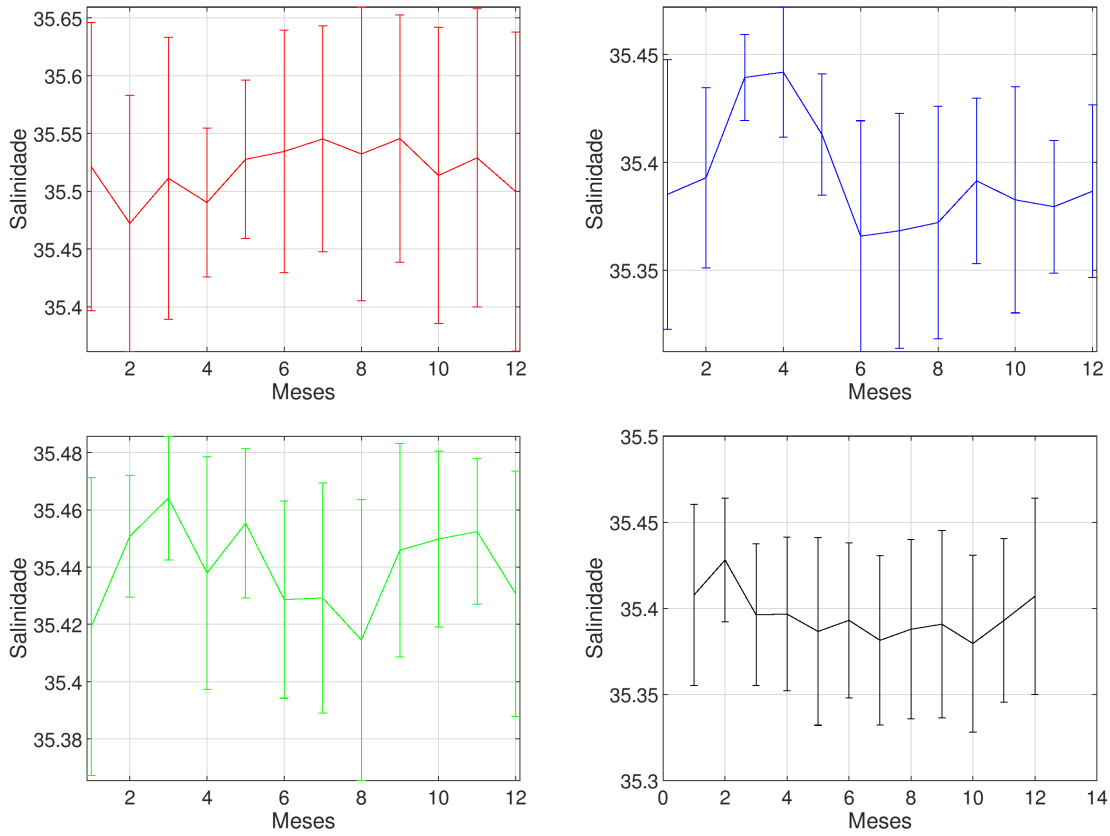

Figura 20: Ciclo anual da temperatura para a região 1 (vermelho), região 2 (azul), região 3 (verde) e região total (preto), para os perfis com água modal, no período de 2002 a 2017.

Na série temporal dos perfis de salinidade esperamos que, conforme a camada afundasse a salinidade diminuísse, ou seja, quanto mais fundo a camada de AM estiver menor será a salinidade.

A Figura 21 apresenta a série temporal da salinidade dos perfis com AM. Nelas é possível ver que as séries variam durante o ano, apresentando picos e vales durante um ano, o que se repete para todos os anos.

Vale ressaltar que, em alguns meses, há picos e vales mais proeminentes, no entanto, eles diferem dos outros em no máximo 0,05, ou seja, a série dos dados está dentro do esperado.

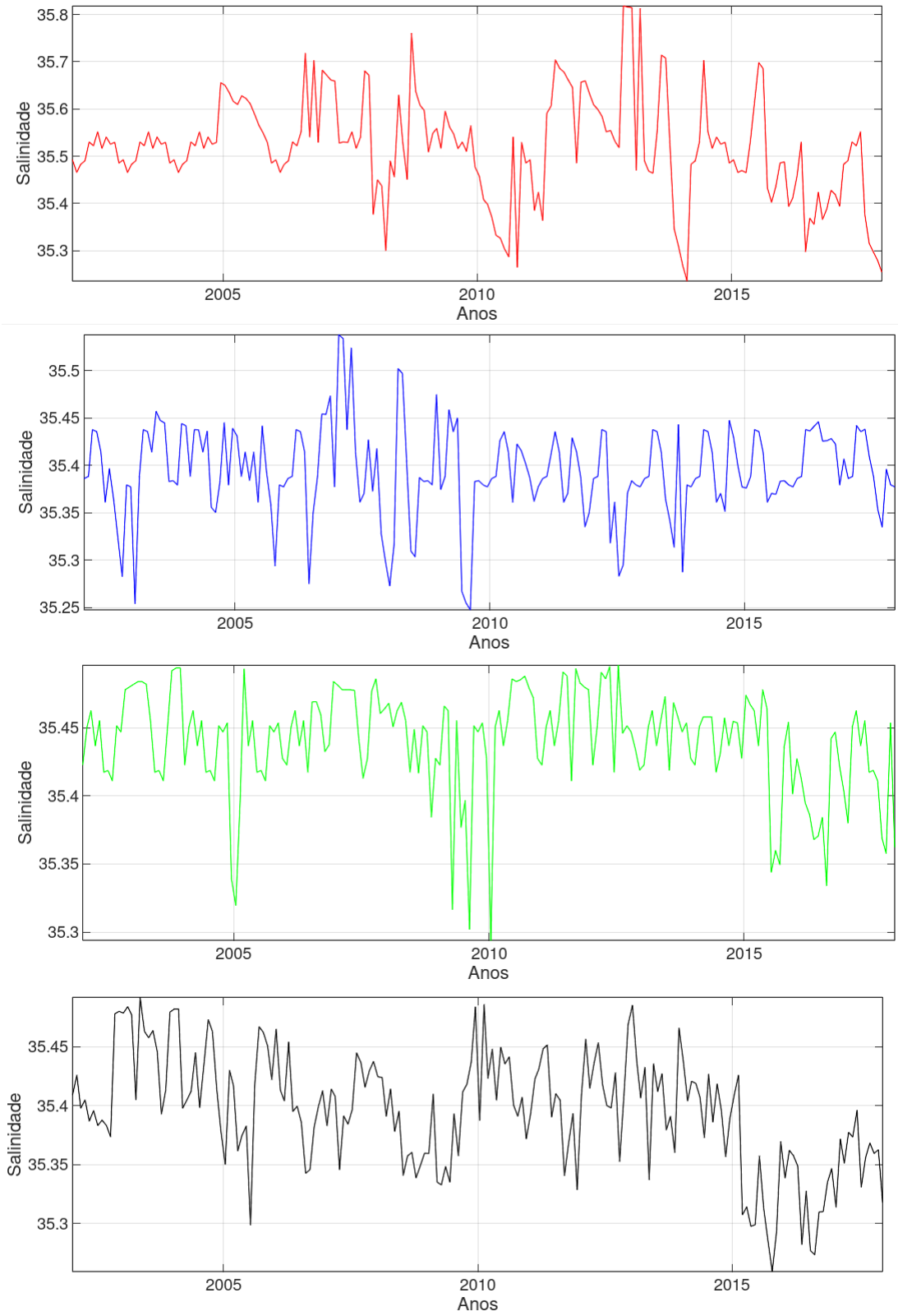

Figura 21: Série temporal da salinidade para região 1 (vermelho), região 2 (azul), região 3 (verde) e região total (preto), para os perfis com água modal, no período de 2002 a 2017.

A ciclo anual da salinidade é mostrado na Figura 22. Nele podemos ver que há variação da salinidade, tendo um pequeno aumento de no máximo 0,05 meses de formação, indicando que os

dados coincidem com o esperado para o período e para região de estudo.

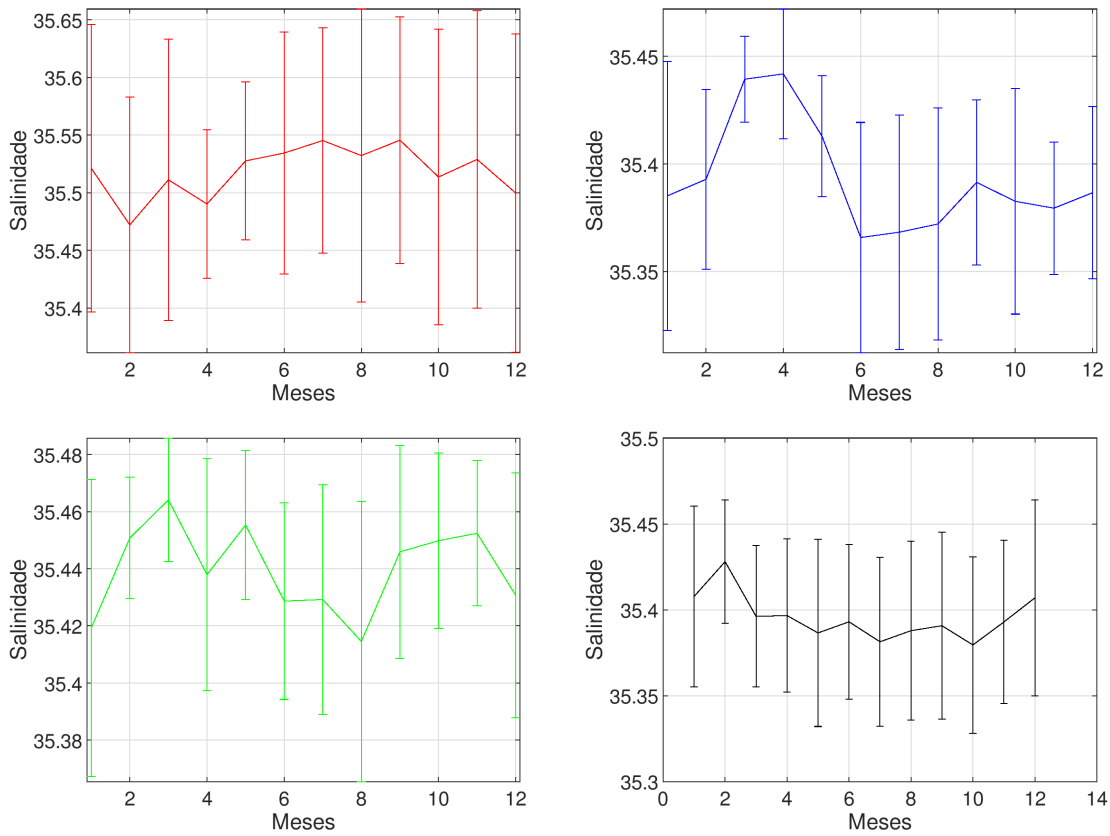

Figura 22: Ciclo anual da salinidade para a região 1 (vermelho), região 2 (azul), região 3 (verde) e região total (preto), para os perfis com água modal, no período de 2002 a 2017.

Notamos ainda que as barras de erro parecem grande, sugerindo grande variabilidade dentro do conjunto de dados, no entanto, observando mais atentamente, vemos que elas variam entre 0,02 e 0,05, ou seja, os dados de salinidade apresentam baixa variabilidade.

5.1.2 Altura dinâmica

Nesta subseção, apresentaremos resultados encontrados para o cálculo da altura dinâmica dos perfis Argo, nas regiões com água modal. Para esse cálculo é necessário determinar a profundidade de referência, por isso, nesta subseção, também iremos descrever como fizemos essa escolha e quais os critérios utilizados para tal.

- **Escolha da profundidade de referência**

Dentro do controle de qualidade feito sobre os dados Argo, fizemos a transformação da temperatura *in-situ*, proveniente dos dados Argo original, em temperatura potencial. Para o cálculo

da altura dinâmica, tivemos que realizar outras transformações, convertendo a temperatura potencial em temperatura conservativa e salinidade prática (original dos dados Argo) em salinidade absoluta.

Para esse cálculo, além da temperatura e salinidade, se faz necessário o uso da profundidade de referência. Fazendo uma pesquisa na literatura, vemos que, para esse tipo de cálculo, os mais diversos valores de referência são utilizados. Dentre os trabalhos que tratam do tema, podemos citar os de Guinehut et al. (2009), onde os autores utilizam a profundidade de referência de 1000 m em seu estudo sobre o uso de dados de satélite altimétrico no controle de qualidade dos dados Argo, Guinehut et al. (2011) que utilizada dados com profundidade de referência 700 m, 1000 m e 1500 m em seu trabalho sobre a comparação de dados Argo e de satélite altimétrico, e Roemmich and John (2009), que utilizou profundidades de referência de 0 a 2000 m, variando, em seu estudo sobre os ciclos anuais e mensais da temperatura, salinidade e altura dinâmica no programa Argo.

Isso nos dá uma noção da diferentes opções de escolha de nível de referência, para decidir qual nível iríamos escolher, decidimos fazer uma verificação em alguns níveis de profundidade (700 m, 800 m, 900 m e 1000 m), para, em seguida, decidir em qual deles devemos focar nosso estudo.

Como o nosso interesse é, nas subseções posteriores, comparar os dados de ASM Argo com os dados de ASM do altímetro, para escolher qual a profundidade de referência mais adequada para este estudo, utilizamos a diferença entre os dados Argo e os dados do altímetro para cada profundidade (ver Figura 23).

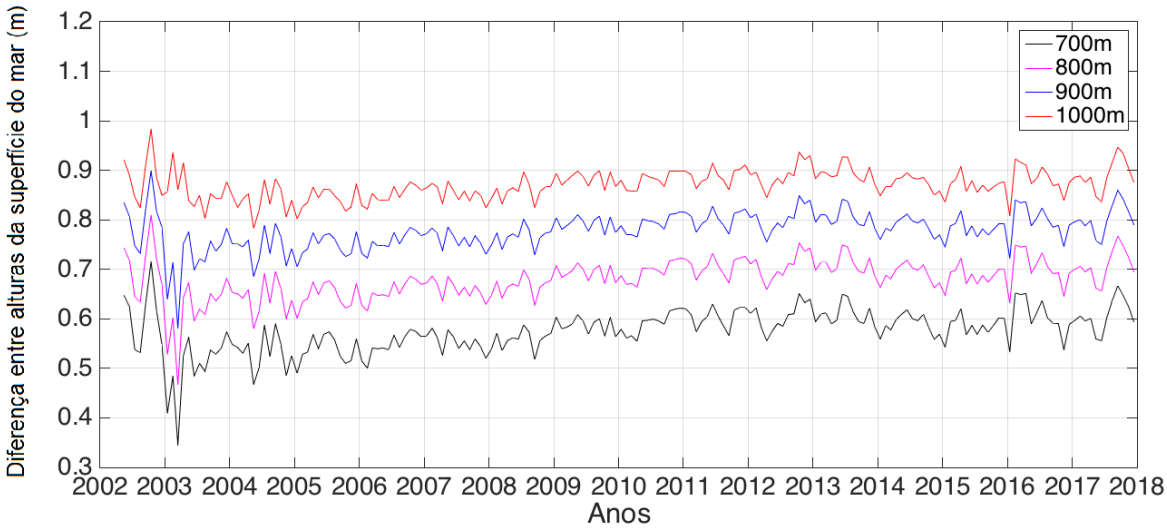

Figura 23: Altura dinâmica média dos perfis para toda a região de estudo, para os níveis de referência de 700 m (preto), 800 m (ciano), 900 m (magenta) e 1000 m (vermelho).

Para verificar a variabilidade em todos os casos, realizamos os cálculos das médias e dos

desvios, para o RMS da diferença em cada uma das profundidades, o que é mostrado na Tabela 2. Nela encontramos que, a profundidade que apresentou a menor variabilidade entre os dados de RMS, comparados a média, foi a profundidade de referência de 1000 m. Dessa forma, escolhemos o nível de referência de 1000 m para esse estudo.

Profundidade (m)	**RMS (m)**	**Desvio do RMS(m)**
700	0,6	0,3
800	0,7	0,3
900	0,8	0,2
1000	0,9	0,1

Tabela 2: Média e desvio padrão do RMS da diferença entre os dados de altura dinâmica Argo e altímetro, para os vários valores de profundidade de referência.

Sobre essa escolha algumas considerações são necessárias. Primeiro, a origem da ASM Argo e da ASM do altímetro são distintas. A ASM altímetro e calculada como a distância da superfície do mar até o elipsoide de referência (Center National D'études Spatiales 2016) e, portanto, leva em consideração a coluna toda. Já a ASM Argo vem de cálculos dinâmicos (Guinehut et al. 2011), considerando profundidades fixas de 700 m a 1000 m.

Esse fato é importante, pois, a maior parte da variabilidade oceânica se encontra até 200 m, onde temos a camada de mistura, região de extrema importância na manutenção do clima (armazenamento de calor), além de sua profundidade determinar o nível de luz visto pelos organismos marinhos e reabastecer os estoques de nutrientes superficiais oceânicos (Mellor 1975). Isso também explica porque na Figura 23 vemos que quanto maior a profundidade de referência, maior diferença média entre os dois conjuntos de dados.

Além disso, é possível ver na Tabela 2 que, apesar do menor RMS e, por consequência, a menor variabilidade, aparecer para a profundidade de 1000 m, a variabilidade entre todos os conjuntos de dados é bem parecida, indicando, pelo menos a princípio, que qualquer um dos níveis de referência testados poderiam ser tomados como nível de referência sem perda de resultados. Porém, como a variabilidade na coluna nos interessa e como a profundidade de 1000 m é a mais utilizada na literatura, optamos por escolhê-la como nível de referência no cálculo da altura da superfície do oceano Argo.

Como discutido, dado as diferenças no cálculo da ASM Argo e altímetro, é coerente esperar que houvesse um viés entre os conjuntos de dados. Considerando isso, calculamos a média e o desvio da ASM do altímetro, encontrando o valor de 0,6 $\pm$ 0,2 m, e subtraímos esse valor da ASM Argo.

- **Altura da superfície do mar**

Com a diminuição da temperatura esperamos que a altura da superfície do mar diminuísse isso devido à contração térmica e a perda de calor armazenado, dessa forma, no período de formação da água modal espera-se que a altura dinâmica diminua.

As médias anuais e mensais das ASM Argo durante os anos (ver Figuras 24 e 25) nos mostram variação dessas alturas durante os anos, apresentando queda nos meses de inverno. Além disso, observando a média mensal dessas profundidades, isso fica bem claro, onde vemos claramente que, para todas as regiões, há queda de ASM Argo durante os meses de formação de água modal.

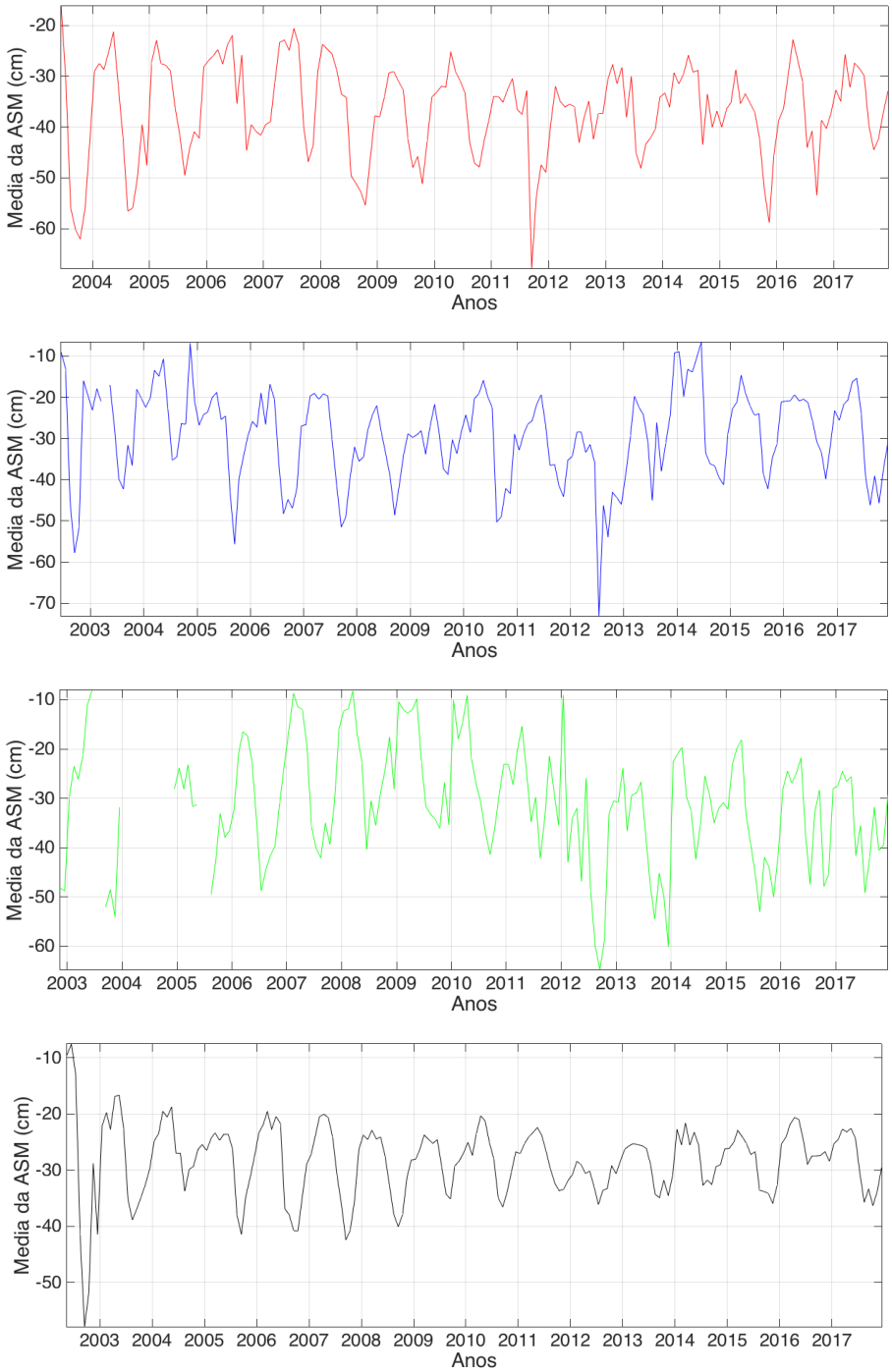

Figura 24: Média anual da altura da superfície do mar Argo, para região 1 (vermelho), região 2 (azul), região 3 (verde) e região total (preto), nos anos de 2002 até 2017.

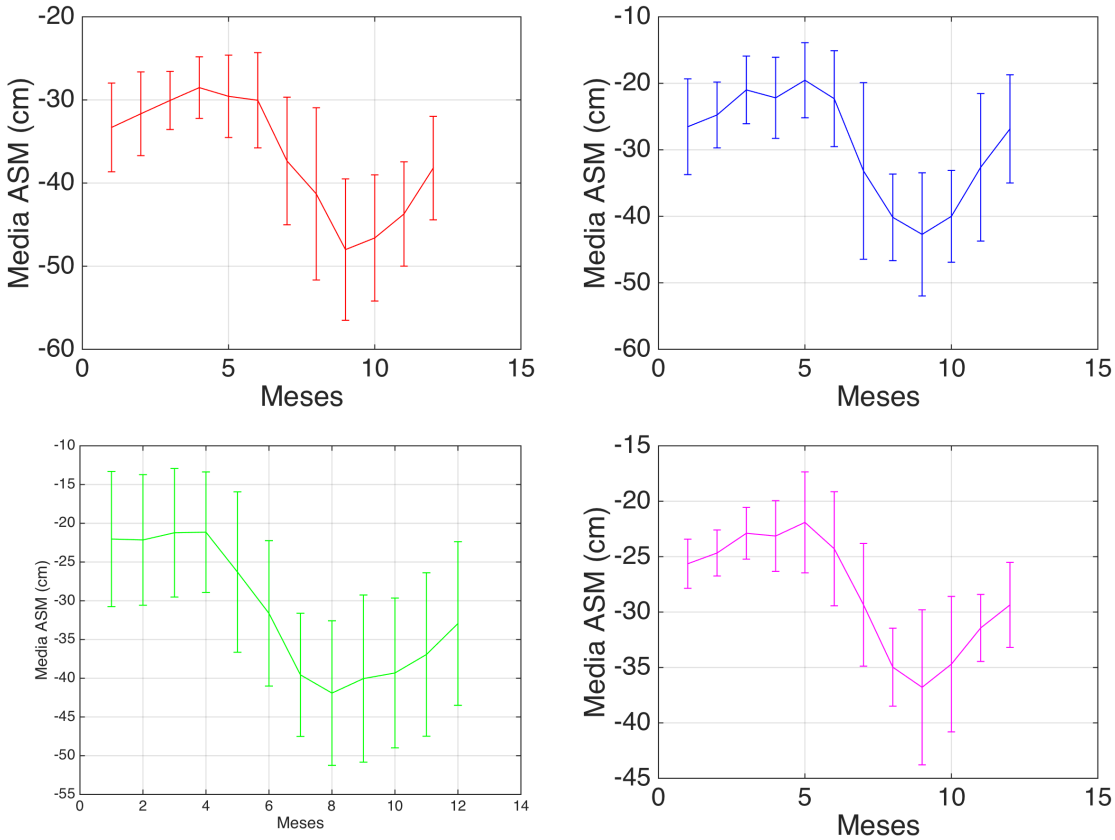

Figura 25: Média mensal da altura da superfície do mar Argo, para região 1 (vermelho), região 2(azul), região 3 (verde) e região total (preto), nos anos de 2002 até 2017.

5.2 OSTIA

Nesta subseção iremos mostrar os resultados obtidos quando realizamos a comparação entre os dados de TSM Argo e OSTIA. Inicialmente iremos verificar os nossos dados. Em seguida, mostraremos os resultados encontrados na tentativa de detecção de água modal em formação utilizando essas temperaturas.

Em seu estudo sobre a reanálise de dados de alta resolução OSTIA usando dados Argo, Roberts-Jones, Fiedler, and Martin (2012) encontraram que os valores do RMS da diferença entre as temperaturas Argo e OSTIA para a região do Atlântico Sul são menores do que 0,4°C.

Após a seleção dos dados OSTIA via perfis Argo de temperatura, calculamos o RMS da diferença dos nossos conjuntos de dados, onde encontramos um valor de RMS da diferença de 0,8°C. O valor encontrado mostra que há grande variabilidade entre os dois conjuntos de dados, o que pode ter sido causado pela forma como selecionamos esses dados (a partir de pontos).

A Figura 26 mostra a média da diferença entre as temperaturas Argo e OSTIA. Para esse dado, encontramos o valor médio de $0,3 \pm 0,6$°C, o que condiz com o encontrado no RMS, indicando alta variabilidade entre os nossos dois conjuntos de dados.

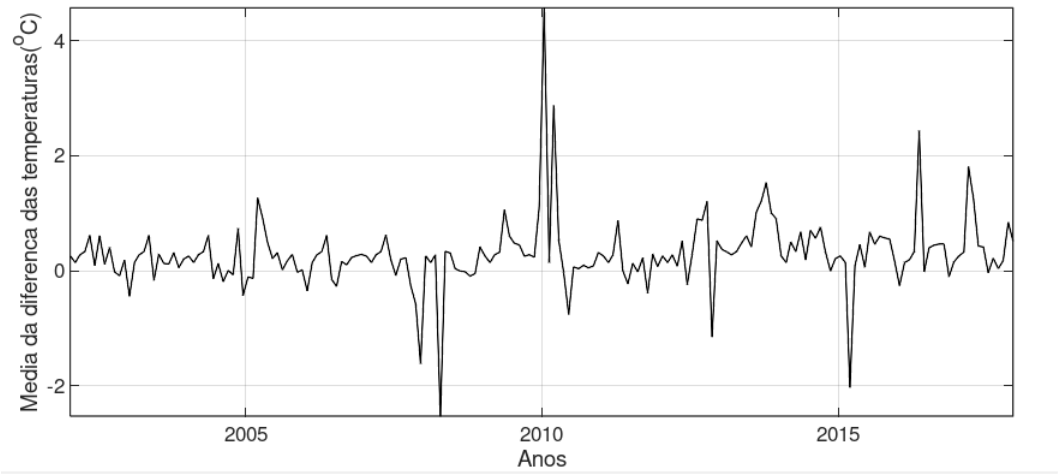

Figura 26: Diferença entre as temperaturas Argo e OSTIA, para os anos de 2002 até 2017, em toda a região de estudo.

5.2.1 Determinação de regiões com formação de água modal: temperatura OSTIA

Inicialmente queríamos ver a relação entre as temperaturas Argo e OSTIA. Para isso, utilizamos um diagrama de dispersão dessas temperaturas para os pontos com água modal (Figura 27). Para complementar, inserimos a curva de regressão linear e as curvas para um intervalo de confiança de 95%. Em seguida, determinamos o coeficiente de determinação R^2, o coeficiente angular (m) e o RMS da diferença para cada caso em cada região (ver Tabela 3).

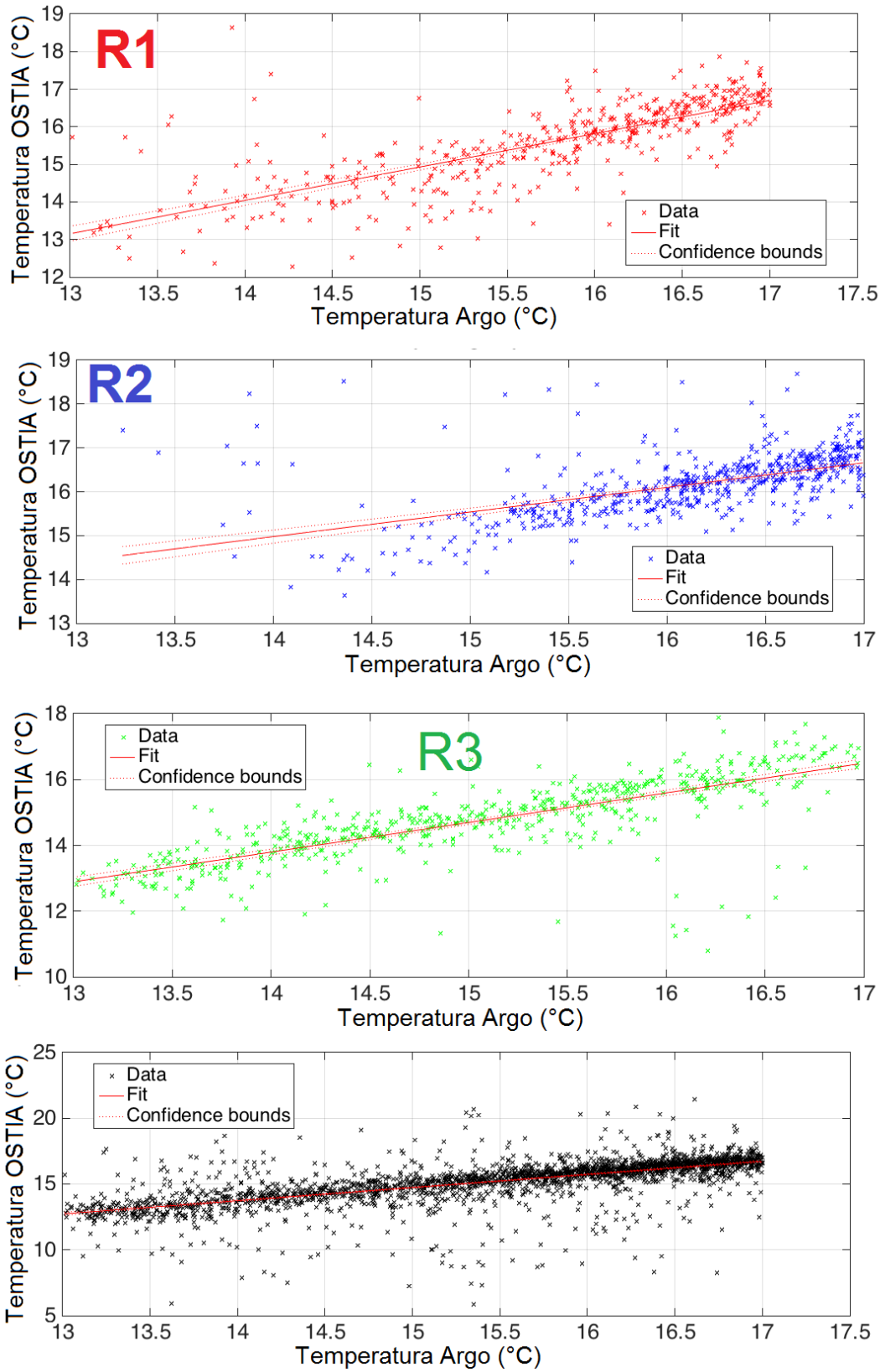

Figura 27: Diagrama de dispersão das TSM Argo e OSTIA, reta regressão linear (vermelha cheia) e intervalo de confiança de 95% (vermelha tracejada), para as regiões região 1 (vermelha), região 2 (azul), 3 (verde) e total (preto).

Região	R^2	m	RMS
R1	0,6	0,7	2,3
R2	0,3	0,5	2,1
R3	0,6	0,7	0,9
Rt	0,4	0.,4	0,8

Tabela 3: Coeficiente de determinação (R^2), coeficiente angular (m) e RMS (°C) para as temperaturas Argo e OSTIA.

Analisando a Figura 27, inicialmente temos que a reta de regressão linear parece se adaptar razoavelmente ao modelo dos dados. No entanto, vemos que a maioria dos dados, para todas as regiões, não se encontra dentro do intervalo de confiança de 95%. Além disso, para os dados com AM, as correlações encontradas entre as temperaturas são médias ou fracas.

Na Tabela 3 temos que o coeficiente angular (ou correlação) varia entre 0,4 e 0,7 para as diferentes regiões. Essa grande diferença entre regiões sugere que esse não parece ser um bom critério para a detecção de perfis candidatos a apresentarem água modal. Essa diferença pode ter aparecido devido ao fato de selecionarmos os pontos da grade OSTIA, o que não garante que os dados de temperatura estejam no intervalo característico da temperatura da água modal.

Sabemos que coeficiente de determinação indica a porcentagem de quanto o modelo escolhido consegue explicar os valores observados. Assim, fazendo uma análise desses coeficientes na Tabela 3, vemos que a relação entre os dados com água modal, não ultrapassa 60%. Ou seja, esse também não parece ser um critério confiável para determinação de possíveis dados com água modal.

Quanto ao RMS (Tabela 3), encontramos valores um pouco mais altos (acima de 2) nas regiões 1 e 2 e valores um pouco mais baixos (menores que 1) para as regiões 3 e total. Isso indica variabilidade não tão baixa entre os conjuntos de dados. Dessa forma, esse também não é um critério interessante para seleção perfis com presença de água modal.

Como o uso da estatística não pareceu interessante para determinação de possíveis regiões com AM, tentamos determinar isso utilizando as séries temporais (Figuras 28, 30, 32 e 34) e os ciclos anuais (Figura 29, 31, 33 e 35), e realizamos isso para os dois conjuntos de dados e para a diferença eles.

Na região total, as séries temporais (ver Figura 28) das temperaturas OSTIA e Argo (superfície) se apresentam variabilidade ao longo dos anos, com picos e quedas durante os anos. Quanto aos ciclos (Figura 29), eles se apresentam estáveis, com variações de temperatura durante o ano, e queda de temperatura durante os meses de formação para o ciclo OSTIA, Argo e diferença, os dois últimos dentro da barra de erros.

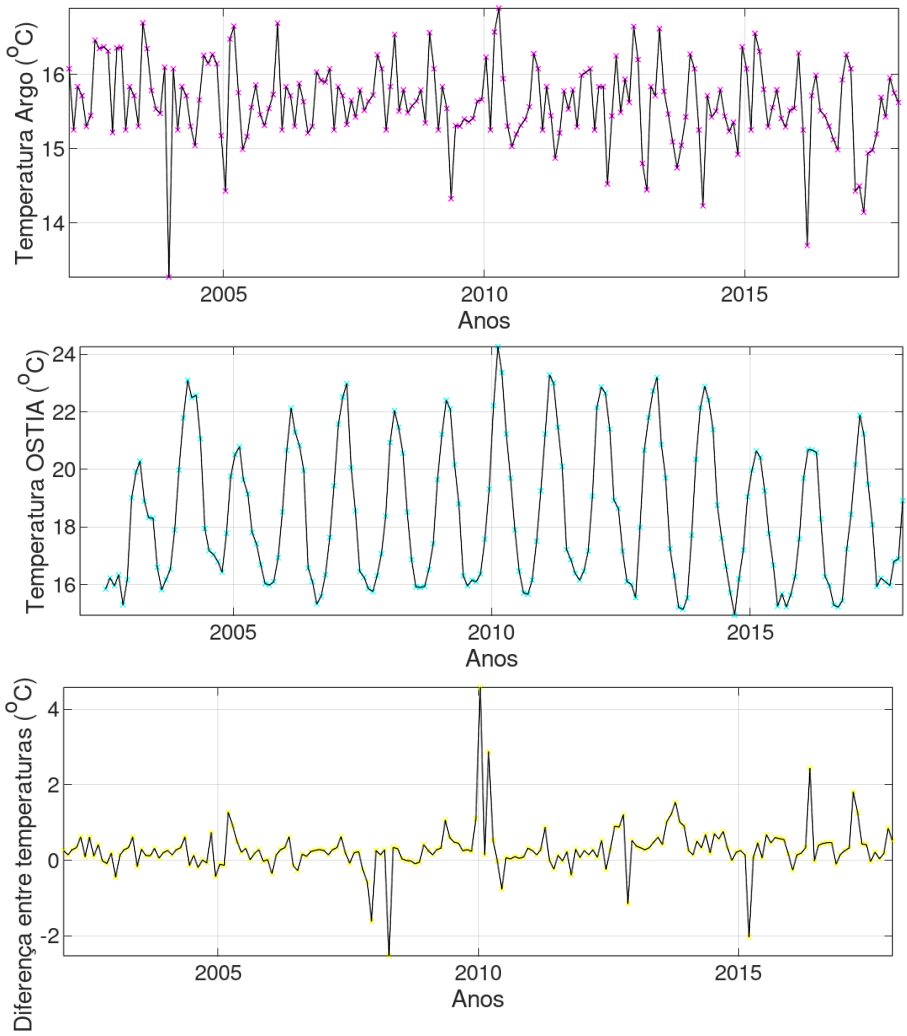

Figura 28: Série temporal dos dados de temperatura Argo (x rosa), OSTIA(x ciano) e diferença entre eles (x amarelo), na região total, para o período de 2002 a 2017.

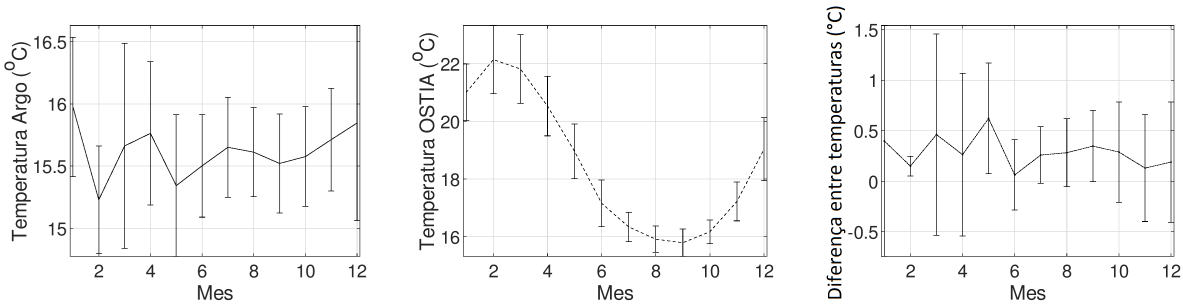

Figura 29: Ciclo anual dos dados de temperatura Argo (preto cheio), OSTIA (preto tracejado) e diferença entre eles (preto pontilhado) para região total, no período de 2002 a 2017.

Na região 1, as séries (Figura 30) se apresentam estáveis, com picos e vales durante os anos de estudo. Os ciclos Argo e OSTIA (Figura 31) apresentam-se estáveis, com queda de temperatura no período de formação de AM, como era esperado. Já o ciclo da diferença entre as temperaturas

(Figura 31) apresenta aumento de temperatura no inverno e barras de erros menores, com variações entre os conjuntos de dados de até 2°C. Isso pode justificar esse comportamento anômalo do ciclo da diferença, já que essa alta variabilidade entre os dados pode levar ao erro.

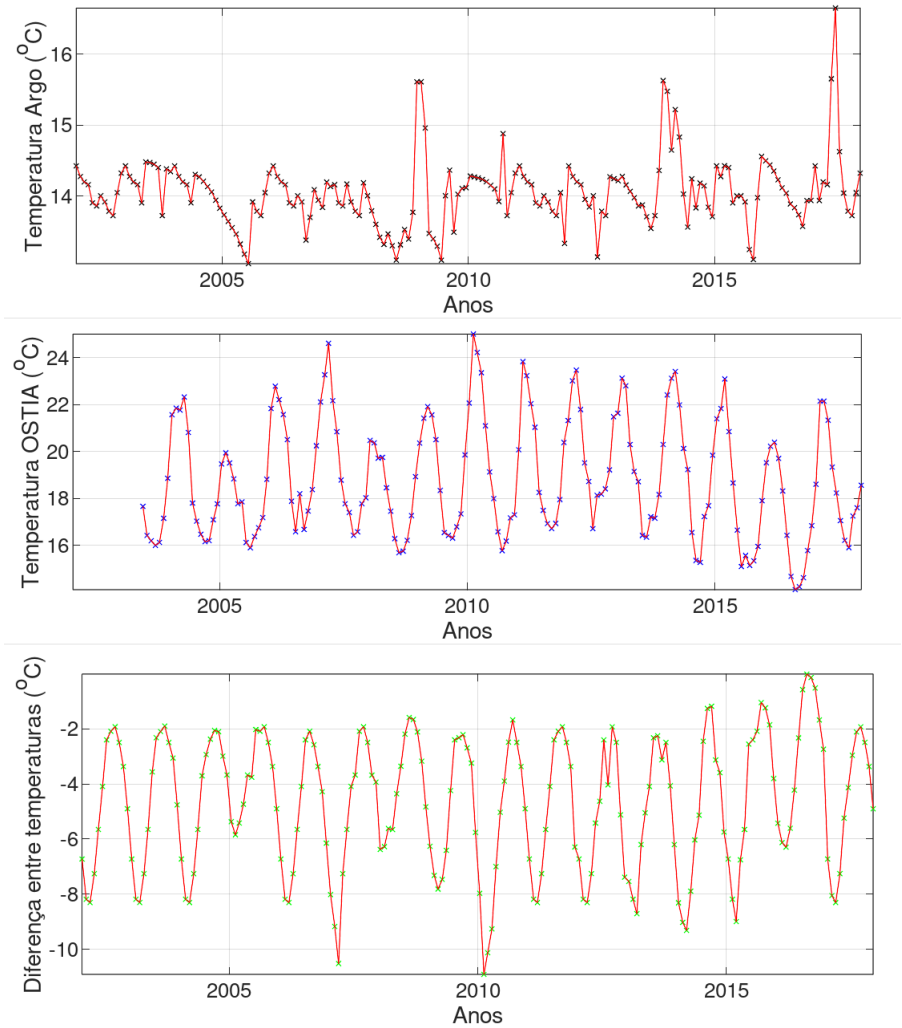

Figura 30: Série temporal dos dados de temperatura Argo (x preto), OSTIA (x azul) e diferença entre eles (x verde) na região 1, para o período de 2002 a 2017.

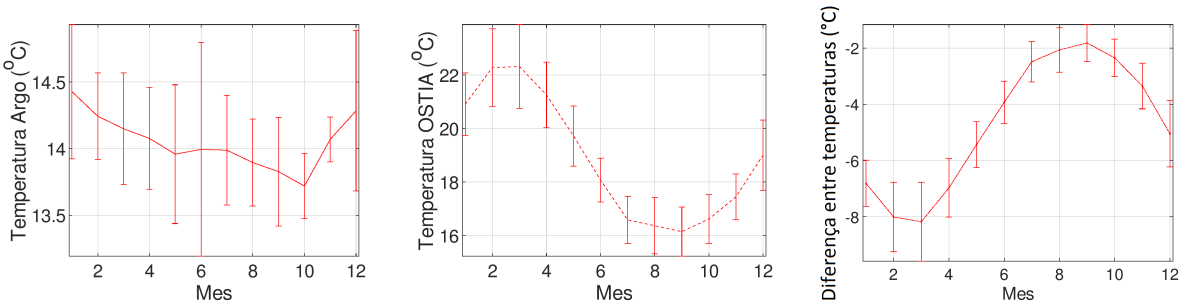

Figura 31: Ciclo anual dos dados de temperatura Argo (vermelho cheio), OSTIA (vermelho tracejado) e diferença entre eles (vermelho pontilhado) na região 1, para o período de 2002 a 2017.

Na região 2, as séries (Figura 32) apresentam baixa variabilidade, com picos e vales ao longo do ano em todos os anos. Os ciclos Argo e OSTIA (Figura 33) apresentam queda de temperatura durante os meses de inverno. O ciclo da diferença (Figura 33) também apresenta queda de temperatura durante os meses de formação, mas ele não se apresenta tão estável quanto os outros dois, onde vemos barras de erro grandes, chegando a até 2°C, e alta variabilidade entre os dois conjuntos de dados.

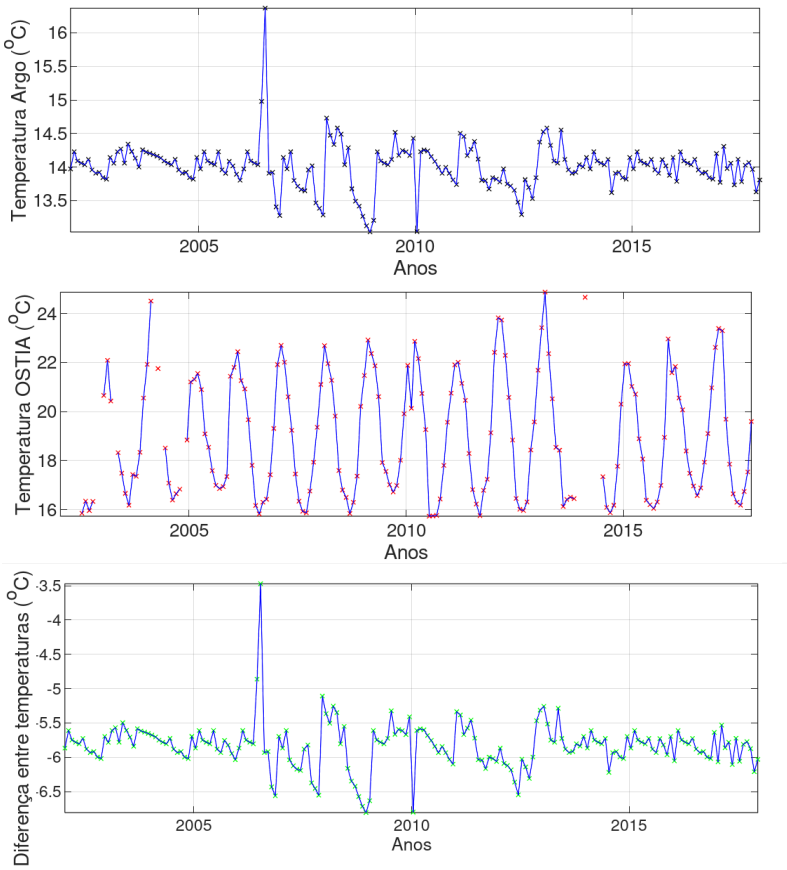

Figura 32: Série temporal dos dados de temperatura Argo (x preto), OSTIA (x vermelho) e diferença entre eles (x verde) na região 2, para o período de 2002 a 2017.

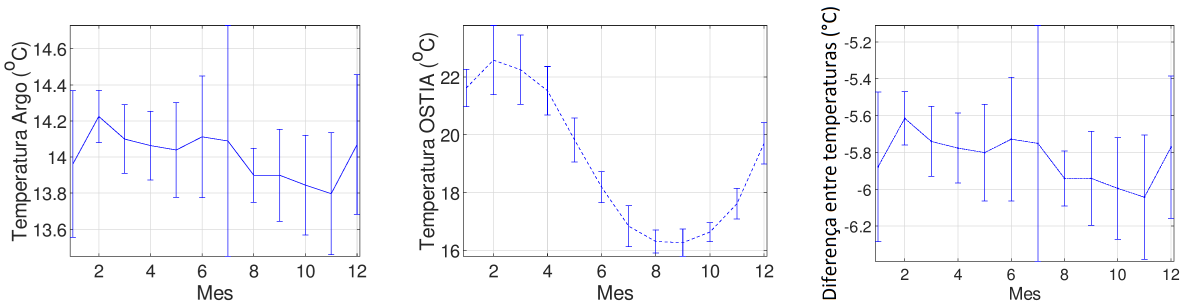

Figura 33: Ciclo anual dos dados de temperatura Argo (azul cheio), OSTIA (azul tracejado) e diferença entre eles (azul pontilhado) na região 2, para o período de 2002 a 2017.

Na região 3, as séries (Figura 34) se apresentam estáveis, com picos e vales ao longo do ano, dentro de cada ano. Os ciclos Argo e da diferença (Figura 35) não estão muito estáveis, mas, dentro da barra de erros, apresentam queda da temperatura nos meses de formação. Além disso, as barras de erro apresentam-se um pouco grande, no entanto, a diferença entre os dois conjuntos de dados se apresenta um pouco menor do que nas outras regiões (entre 0,5°C e 1,0°C). Já o ciclo OSTIA (Figura 35) se apresenta estável, com diminuição de temperatura nos meses de inverno aumento no verão.

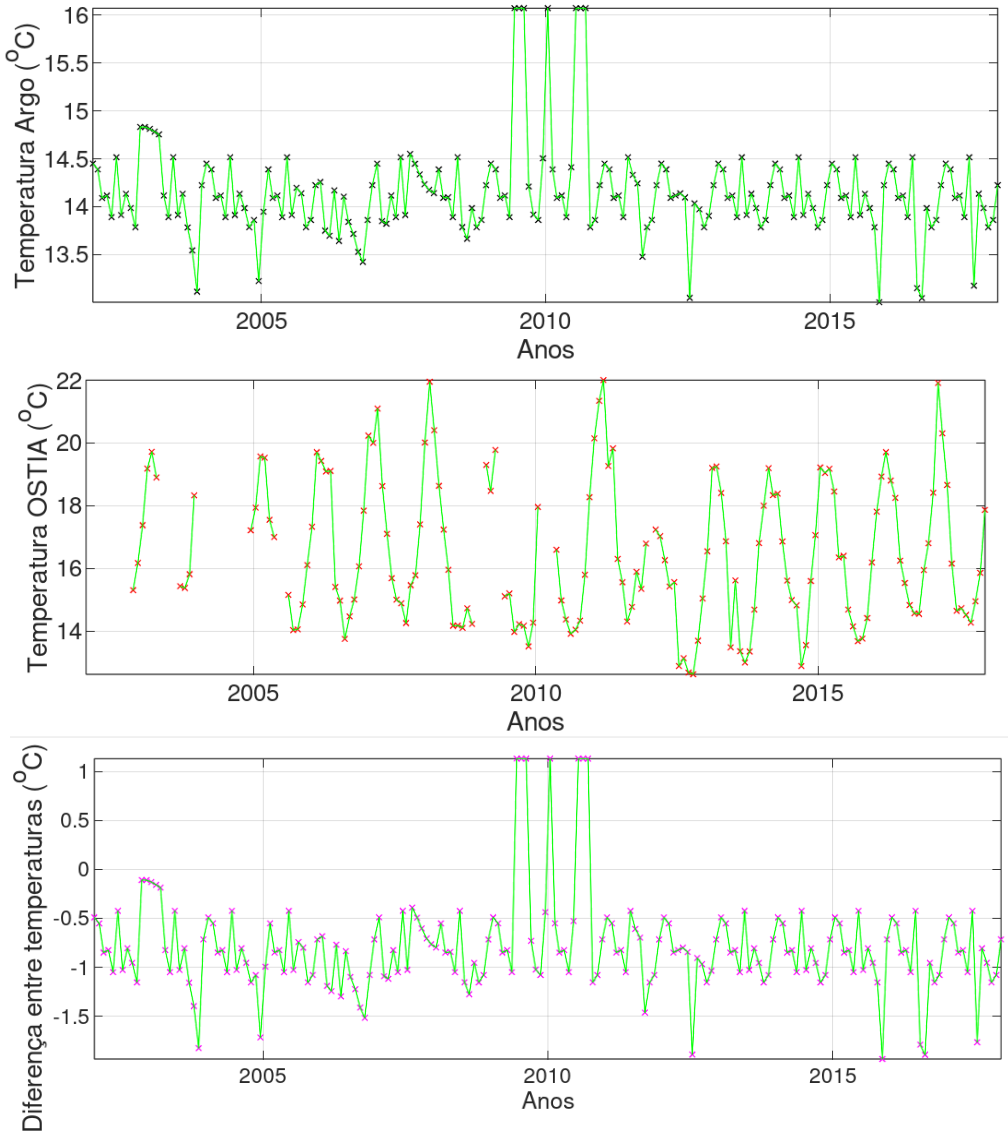

Figura 34: Série temporal dos dados de temperatura Argo (x preto), OSTIA (x vermelho) e diferença entre eles (x rosa) na região 3, para o período de 2002 a 2017.

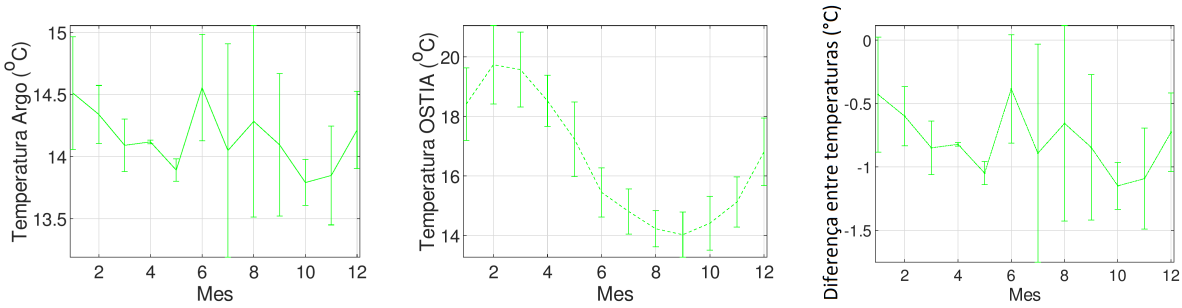

Figura 35: Ciclo anual dos dados de temperatura Argo (verde cheio), OSTIA (verde tracejado) e diferença entre eles (verde pontilhado) na região 3, para o período de 2002 a 2017.

Vale destacar que nos ciclos temos as barras de erros grande, onde em alguns meses, elas chegam a 2°C. Isso não condiz com o esperado já que entre esses dois conjuntos de dados, segundo o próprio grupo que distribui esses dados, o erro entre eles deveria ser menor ou igual a 0,6°C. Acreditamos que, isso deva ter acontecido porque selecionamos os dados OSTIA apenas pela posição, o que deixou passar algumas temperaturas fora da faixa dos dados Argo com AM.

5.3 Altímetro

Nesta seção, iremos apresentar os resultados obtidos com a comparação entre os dados de altura da superfície do mar Argo (também chamado de altura dinâmica) e os dados de ASM do altímetro. Inicialmente vamos discutir um pouco sobre nossos dados e em seguida, vamos apresentar os resultados encontrados para a análise desses dados.

Coerência entre os conjuntos de dados

Guinehut et al. (2011), comparou dados de ASM Argo e ASM de altímetro, observando que a correlação média para diferença entre esses dois conjuntos de dados, para o nível de referência de 1000 m no cálculo da altura dinâmica Argo, se encontra próximo de 5,6 cm. Removendo a da média da ASM altímetro da ASM Argo, encontramos o valor de 3,5 $\pm$1cm, valor um pouco menor do que o esperado para região. No entanto, conforme discutido da seção sobre altura dinâmica Argo, essa diferença entre a ASM dos dois conjuntos de dados é esperada, devido a natureza dos cálculos das alturas da superfície do mar Argo e altímetro. Dessa forma, é esperado que não haja correspondência perfeita entre os dois conjuntos de dados.

5.3.1 Determinação de regiões com formação de água modal: altímetro

Como estamos interessados em ver a relação entre as alturas da superfície do mar Argo e altímetro, inicialmente fizemos um diagrama de dispersão dos pontos com água modal (Figura 36). Para complementar, inserimos a curva de regressão linear e as curvas para um intervalo de confiança de 95%. Também calculamos o coeficiente de determinação R^2, o coeficiente angular (m) e o RMS da diferença entre os dois conjuntos de dados, para cada região (ver Tabela 4).

Região	R^2	**m**	**RMS**
R1	0,4	1,3	44
R2	0,6	1,2	53
R3	0,3	1,1	66
Rt	0,5	0,8	54

Tabela 4: Coeficiente de determinação (R^2), coeficiente angular (m) e RMS (cm) para as alturas da superfície do mar Argo e altímetro.

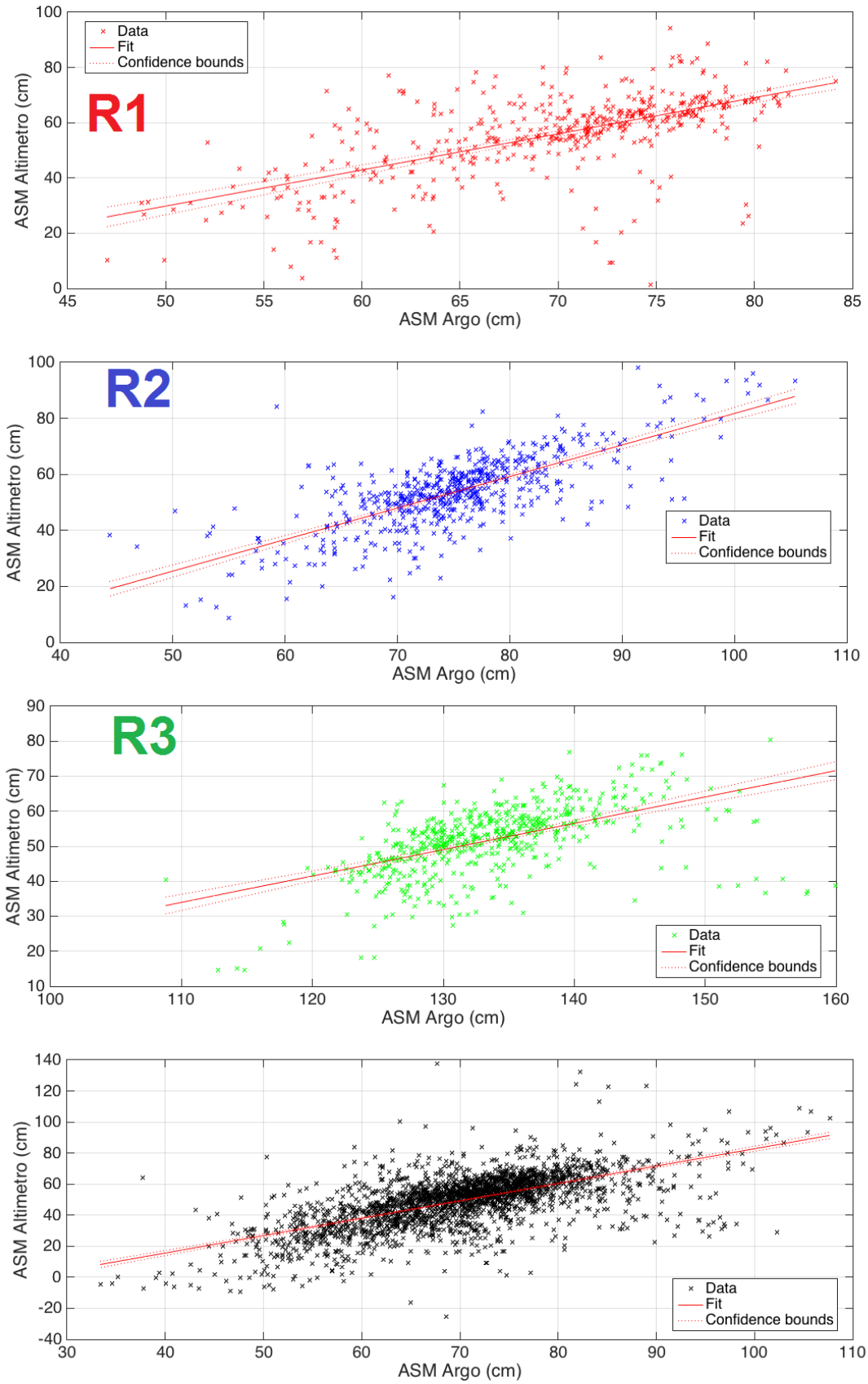

Figura 36: Diagrama de dispersão da altura da superfície do mar Argo e altímetro, com a reta de regressão linear(vermelho cheio) e intervalo de confiança de 95% (vermelho tracejado), para as regiões 1 (vermelho), 2 (azul), 3 (verde) e total (preto), no período de 2002 a 2017.

Analisando a Figura 36, de início temos que a reta de regressão linear parece se adaptar razoavelmente ao modelo dos dados. No entanto, a maioria dos dados para todas as regiões, não se encontram dentro do intervalo de confiança de 95%.

Na Tabela 4 temos que o coeficiente angular (ou correlação) não nos ajuda muito a encontrar alguma relação entre os dois conjuntos de dados, pois, para todas as regiões temos coeficientes angulares baixos.

Já o coeficiente de determinação R^2 (Tabela 4) varia entre 30% e 50%, ou seja, o modelo escolhido também não explica muito bem a relação entre os dois conjuntos de dados, indicando que esse também não parece ser um critério confiável para determinação de possíveis dados com água modal.

Para o RMS (Tabela 4), encontramos valores de 44 a 66, mostrando variabilidade não tão baixa entre os dois conjuntos de dados.

Como a estatística não ajudou a descobrir se existe ou não alguma relação entre os dois conjuntos de dados nos período de formação de AM, decidimos realizar novas análises. Inicialmente fomos verificar como os dados com e sem AM se distribuíam na região de estudo. Na Figura 37) é possível notar que os dados com água modal encontram-se no centro da região de estudo, enquanto que os dados sem água modal, encontram-se, em sua maioria, nas bordas da região, parece ser possível distinguir eles espacialmente.

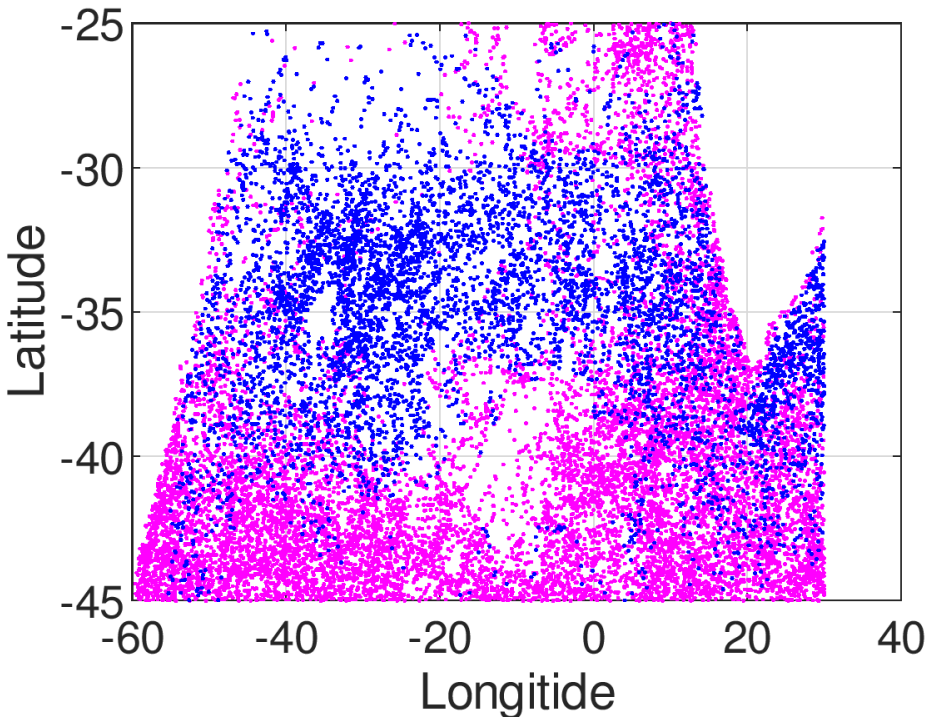

Figura 37: Distribuição espacial dos perfis com água modal (azul) e sem água modal (rosa), para toda a região de estudo, no período de 2002 a 2017.

Em seguida, para ver como esses dados se comportavam durante o período de estudo, fizemos as séries temporais da altura da superfície do mar (ASM) e da anomalia da altura da superfície do mar (AASM) e os ciclos anuais, dos dados com e sem água modal (Figuras 38, 39 e 40).

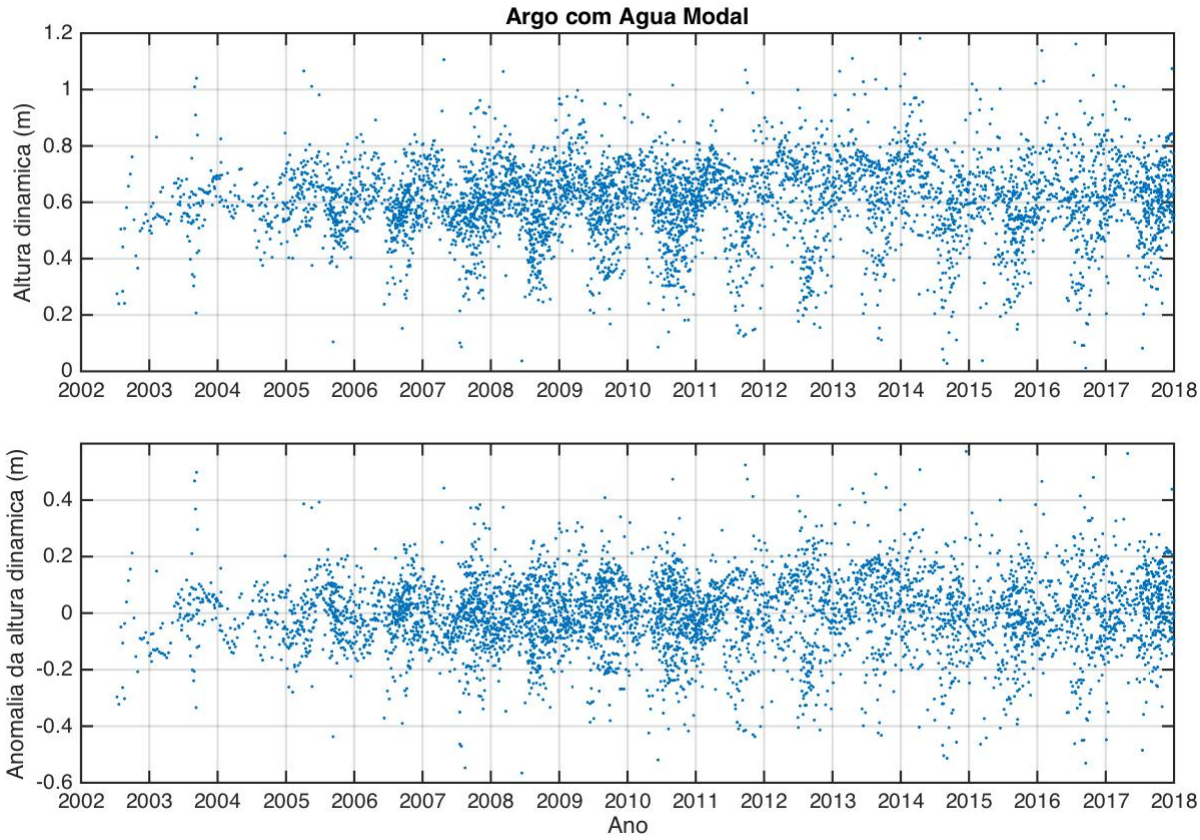

Figura 38: Série temporal da altura da superfície do mar Argo e de sua anomalia, para os dados com água modal, em toda a região de estudo, durante o período de 2002 até 2017.

Na Figura 38 temos a série temporal para os dados de ASM e AASM com água modal. Nela podemos ver que, para os dados com AM, a série é estável, onde vemos a formação e o afundamento da AM durante os anos, o que se repete para todos os anos, com a altura e com a anomalia da altura.

A Figura 39 nos mostra a série temporal para os dados de altura da superfície do mar e sua anomalia sem água modal. Nela podemos notar que, nos perfis sem AM, a série não parece estável. Não é possível enxergar nitidamente a formação ou o afundamento da AM em nenhum mês do ano e em nenhum ano ao longo do período de estudo, diferente do que acontecia nos perfis com AM.

Fazendo uma análise nos ciclos anuais (Figura 40) para os dados com e sem AM, notamos que nos dados com água modal o ciclo se apresenta estável e com baixa variabilidade, onde vemos diminuição da ASM durante os meses de formação da AM. Já nos dados sem água modal o ciclo

é pouco estável, o corrobora com o que vimos nas séries temporais.

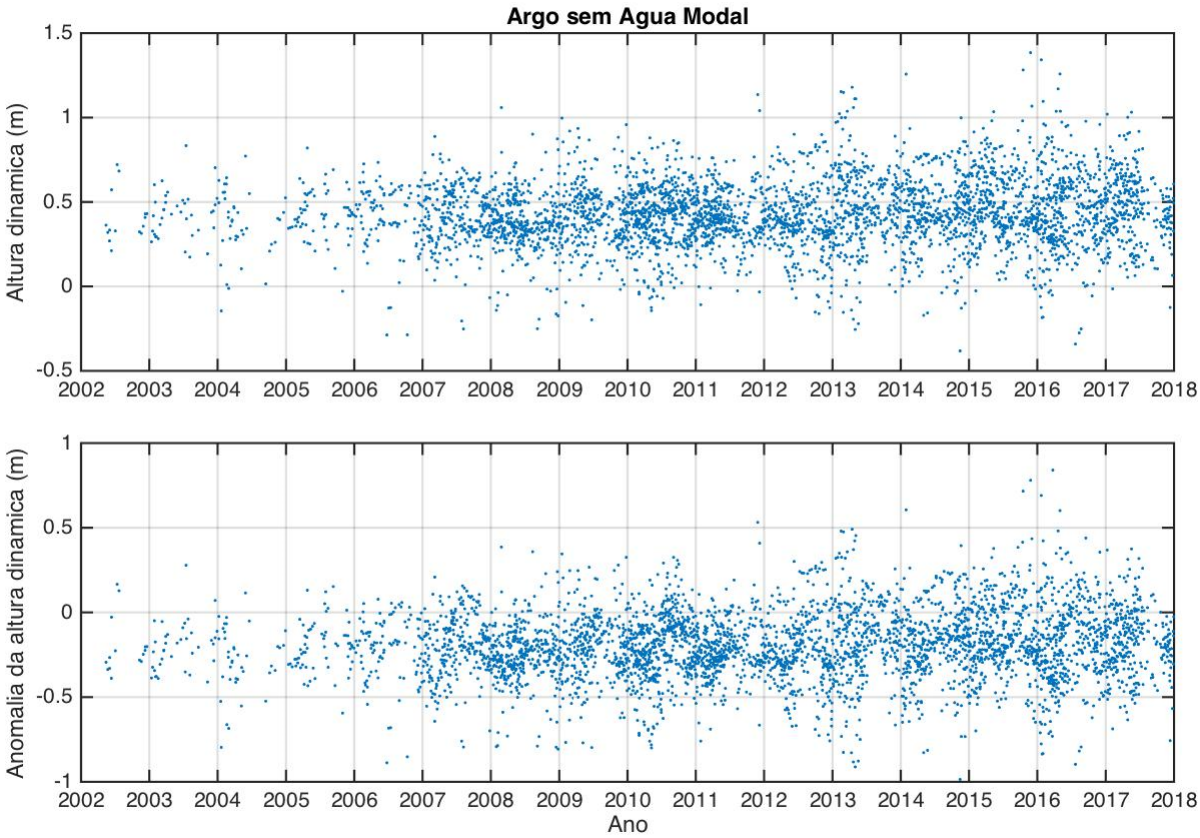

Figura 39: Série temporal da altura da superfície do mar Argo e de sua anomalia, para os dados sem água modal, em toda a região de estudo, de 2002 até 2017.

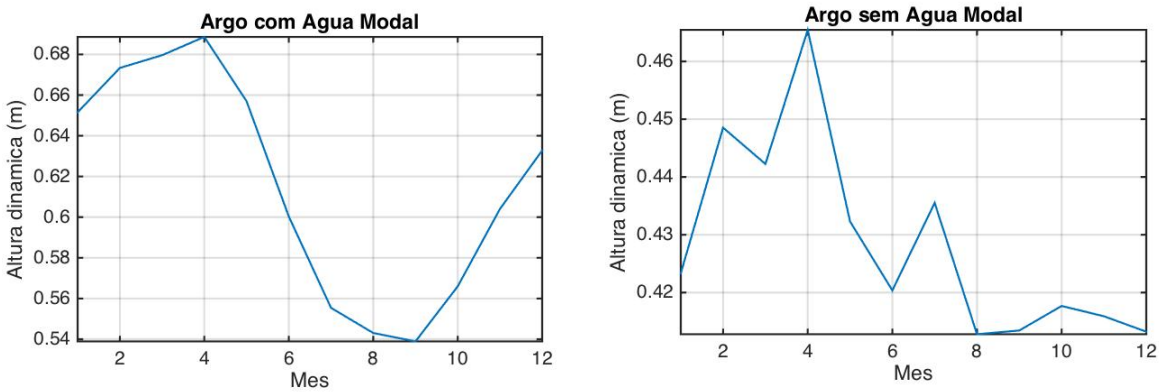

Figura 40: Ciclo anual da altura da superfície do mar Argo dos dados com água modal (a esquerda) e sem água modal (a direita) para toda a região, dos anos de 2002 até 2017.

Chamamos a atenção para o fato de que os resultados obtidos nas séries e ciclos são idênticos quando utilizamos os dados de ASM ou AASM, tanto para os dados com AM quanto para os dados sem AM. Dessa forma, quando fomos comparar os dados de altura da superfície do mar Argo com o altímetro, optamos por realizar os cálculos com a anomalia. Isso é interessante pois a anomalia garante a remoção do ciclo sazonal dos nossos dados, já que o ciclo sazonal acrescenta um sinal próprio aos dados.

A Figura 41 nos dá os mapas de anomalia da altura da superfície do mar do altímetro para os dados com e sem AM, onde a figura (a) mostra o mapa de AASM dos dados totais (com e sem AM) nos meses de formação de AM, a figura (b) mostra o mapa de AASM dos dados totais (com e sem AM) nos meses de afundamento e a figura (c) mostra o mapa de AASM dos dados de altímetro, selecionados a partir dos dados Argo com AM, nos meses de formação.

Comparando esses três mapas (Figura 41) percebemos que, apesar de as figuras (a) e (c) serem referentes ao mesmo conjunto de dados elas não mostram o mesmo mapa, indicando que há diferença nas AASM nos meses com e sem formação de AM.

Comparando as figuras (b) e (c), também notamos que elas não apresentam nenhuma semelhança, mostrando que há diferenças entre as AASM nos dados totais e com AM, e nos meses com e sem formação de AM.

Já comparando as figuras de (a) e (c), notamos que há semelhança entre elas, indicando que, nos meses com formação de AM, o sinal da AASM com AM é aquele que domina o sinal nos dados totais. Ou seja, conseguimos verificar que a presença de água modal é capaz de impor um sinal significativo na anomalia da altura da superfície do mar (o mesmo vale para ASM), podendo ser detectada utilizando dados de satélite altimétrico.

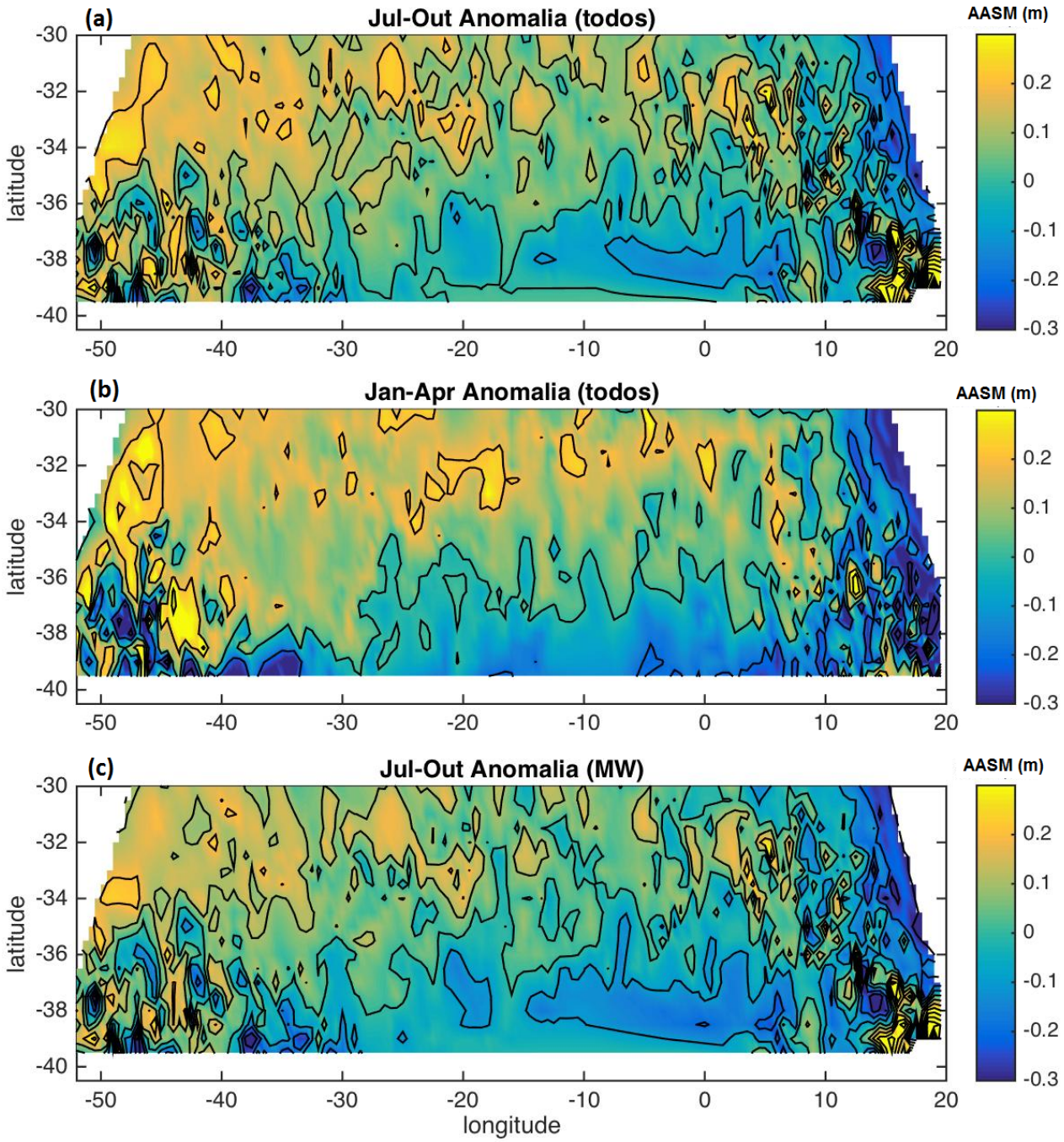

Figura 41: Mapas de anomalia da altura da superfície do mar do altímetro: (a) se refere aos dados totais (com e sem água modal) nos meses de formação (julho-outubro), (b) refere-se aos dados totais nos meses de afundamento (janeiro-abril), (c) refere-se aos dados em regiões que sabemos ter água modal (MW) nos meses de formação.

6 Conclusão

Águas modais são fenômenos oceânicos caracterizados por picnostatas (camadas de baixo gradiente vertical de densidade), alojadas entre a termoclina sazonal e a termoclina permanente na maior parte do ano, podendo ser identificadas em qualquer bacia oceânica, sempre no lado quente de uma frente ou corrente.

Suas principais características são homogeneidade (vertical e horizontal) de suas propriedades (temperatura, salinidade, densidade, etc.) e baixa vorticidade potencial (Provost et al. 1999). A homogeneidade é importante, pois essas camadas costumarem aparecer próximas do topo da picnoclina permanente, onde ocorre uma rápida mudança no gradiente vertical de densidade, garantindo o contraste entre a camada de água modal com baixo gradiente vertical (de temperatura, salinidade e densidade) e as camadas altamente estratificadas da picnoclina. A vorticidade potencial é importante, pois pode ser usada como um traçador natural de águas modais, já que é uma propriedade conservativa, o que garante que água modal possa ser estudada longe do seu local de origem, e porque fornece informações sobre a estratificação da camada vertical, já que, quanto menor a vorticidade potencial menor será a estratificação (Hanawa and Talley 2001).

No inverno, nas regiões de formação, devido aos processos convectivos, essas camadas se homogeneízam. Esses processos convectivos acontecem pela perda de calor que ocorre da superfície dos oceanos para a atmosfera, o que incrementa a mistura vertical na região. Além da troca de calor, a configuração da região anterior ao processo convectivo, as forçantes na interface oceano-atmosfera e a mistura vertical também são processos que influenciam nas propriedades da camada. E, são essas propriedades que utilizamos para caracterizar a formação e o desenvolvimento da água modal, na nossa região de estudo, Atlântico Sul (25°S até 45°S).

Satélites são instrumentos de grande importância na oceanografia, pois fornecem dados globais e de alta qualidade de variáveis importantes, como temperatura, salinidade, concentração de clorofila, altura da superfície do mar, etc. Dentre os tipos de satélites existentes, o satélite altimétrico é um dos mais utilizados, fornecendo dados de altura da superfície do mar com precisão de centímetros (Cheney 1984).

Nossa hipótese científica é a de que a presença da água modal é capaz de impor um sinal significativo na altura da superfície do mar (ASM) e, portanto, poderá ser medida através de satélites altimétricos. O principal objetivo desse trabalho será verificar se dados de satélite são confiáveis para auxiliar na detecção de regiões com formação de água modal. Para isso, utilizamos dados de temperatura de perfiladores Argo, de temperatura de satélite e de altura da superfície do mar de altímetro.

Para determinação dos perfis com água modal seguimos a metodologia de Sato and Polito

(2014), onde selecionamos perfis com vorticidade potencial menor do que $1,5 \times 10^{-10} m^{-1} s^{-1}$, com temperatura entre $13°C$ - $17°C$, com salinidade entre $35,0$ - $36,0$ e com gradiente vertical de temperatura menor do $0,015°Cm^{-1}$, o que resultou em 6311 perfis com água modal. Por fim, subdividimos a região de estudo em três: **região1** (R1), localizada 40°S - 30°S e 50°W - 30°W; **região2** (R2), delimitada entre 35°S - 30°S 25°W - 15°E; **região3** (R3), limitada entre 40°S - 35°S e 30°W - 10°E.

A altura da superfície do mar Argo (altura dinâmica) foi determinada utilizando a Equação 1, dentro das rotinas GSW do projeto Thermodynamic Equation of Seawater(TEOS-10), para uma profundidade de referência de 1000 m, o que foi escolhido por essa apresentar menor variação da média do RMS entre os dados de altura da superfície do mar (ASM) Argo e altímetro. Além disso, calculamos a média da ASM altímetro e subtraímos de todos os dados de ASM Argo, para remover o viés existente entre os dados.

A temperatura da superfície do mar (TSM) de satélite foi obtida através do conjunto de dados do projeto Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA), que fornece dados de TSM global, com resolução espacial de $0,05° \times 0,05°$. Esses dados foram selecionados a partir da posição e da data Argo, onde selecionamos uma data Argo e o ponto (latitude e longitude) respectivo a ela, e encontramos o respectivo ponto OSTIA, mas, como nem sempre era possível encontrar um ponto OSTIA exatamente no mesmo local do ponto Argo, estipulamos um raio de busca de $0,03°$. E, nos casos em que mais de um ponto satisfaziam esse critério, escolhemos o ponto mais próximo à posição Argo. Fizemos essa seleção para perfis Argo gerais e com água modal.

Utilizamos o conjunto de dados altimétricos disponível pelo CMEMS, com resolução espacial de 1/4°. Sua seleção foi realizada da mesma maneira que a feita para os dados OSTIA, só que escolhendo um raio de busca de $0,13°$. Em seguida, realizamos essa seleção para dados com água modal e dados totais.

Os dados Argo, nos forneceram os perfis de água modal, os quais verificamos estarem bem distribuídos sobre a região de estudo, espacial e temporalmente. Realizando uma análise dos limites superior e inferior dessas camadas, e dos perfis de temperaturas, salinidade e densidade médias, dentro do erro, temos temperaturas e profundidades de acordo com as encontradas por Sato and Polito (2014) e para a região.

Na análise das séries temporais de profundidade, temperatura e salinidade, encontramos que as séries estão com baixa variabilidade e os ciclos estão estáveis, apresentando barras de erros grandes para as regiões selecionadas. Acreditamos que esses resultados tenham aparecido por selecionamos regiões muito grandes, sujeitas a diversos fenômenos alterando seus resultados ou devido a fenômenos ocorridos na região naquele período especifico.

No cálculo da altura dinâmica se fez necessário escolher a profundidade de referência, onde fizemos testes com as profundidades de 700 m, 800 m, 900 m e 1000 m. Ao analisarmos o RMS entre as alturas da superfície do mar (ASM) Argo e altímetro em cada uma dessas profundidades, vimos que a profundidade de 1000 m apresentava menor variação entre os conjuntos dos dados, por isso, escolhemos essa profundidade como referência.

Em seguida, decidimos verificar se os valores encontrados para os dados OSTIA estavam dentro do esperado para região, o que se mostrou verdade, pois encontramos valores de RMS de $0,09 \pm 0,03$°C, o que condiz com o encontrado no RMS.

Analisando os dados de TSM Argo e OSTIA, encontramos que eles apresentam correlações médias e fracas para as regiões com água modal e que o R^2 é menor do que 60% em todos os casos. Isso indica que o modelo escolhido não descreve bem a distribuição dos dados. Acreditamos que isso aconteceu porque selecionamos os dados OSTIA a partir de posições Argo, não considerando o intervalo característico da água modal.

Quando observamos as diferenças entre os dados e o RMS deles, vemos que existe grande variabilidade entre eles e, em algumas regiões, a diferença chega a 2°C, indicando novamente que a seleção dos dados OSTIA a partir de posição Argo não foi algo acertado.

Após a seleção dos dados de altímetro e o cálculo da altura dinâmica Argo, realizamos uma verificação dos valores encontrados, onde obtivemos um RMS menor do que o esperado para a região. Isso não é tão estranho se lembrarmos que os dois conjuntos de dados apresentam cálculos distintos, levando em conta profundidades diferentes.

Analisando esses dados de ASM Argo e altímetro, encontramos correlações médias e fracas para todas as regiões. O coeficiente de determinação (R^2) também foi baixo, apresentando valores menores do que 60% em todos os casos. Além disso, o RMS também não nos forneceu bons resultados. Ou seja, supor uma relação linear entre os dois conjuntos de dados também não apresentou bons resultados para os dados de altímetro.

Fazendo uma verificação espacial dos dados com e sem água modal, vimos que percebemos que os dados com água modal se localizam no centro da região de estudo, enquanto que os dados sem água modal, em sua maioria, se localizam nas bordas. Ou seja, é possível verificar uma distinção espacial entre eles.

Realizando mapas de contorno da anomalia da superfície do mar (AASM) dos dados de altímetro totais (com e sem água modal, no inverno e verão) e dos dados com água modal (meses de formação), e comparando notamos que as duas apresentam o mesmo padrão de contorno, mostrando que, mesmo quando temos dados de AASM de satélite para a região total o que domina é o sinal da água modal. Dessa forma, tanto faz se usarmos os dados de ASM ou AASM, mas escolhemos utilizar os dados de AASM para garantir a remoção do ciclo sazonal.

Comparando os três mapas de AASM altímetro, podemos ver que há diferenças na AASM nos meses com e sem formação e entre os dados totais e com AM (selecionados a partir de perfis Argo com AM). Já comparando os dados com AM e totais (com e sem AM), nos meses de formação, notamos que o sinal de AASM dos dados com AM domina o sinal nos dados totais, indicando que a presença de AM é capaz de impor um sinal significativo na AASM (e ASM), podendo ser detectada utilizando dados de satélite altimétrico.

Referências

Center National D'études Spatiales. 2016. *SSALTO/DUACS User Handbook*. Center National D'études Spatiales.

Cheney, R. E.; Doglas, B. C; Sandwell D. T.; Marsh J. G.; Martin T. V.; McCarthy J. J. 1984. "Applications of Satellite Altimtry to Oceanography and Geophysics." *Marine Geophysical Researches* 7:pp. 17–32.

de Boyer Montégut, C., G. Madec, A.S. Fischer, A. Lazar, and D. Iudicone. 2004. "Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology." *J. Geophys. Res* 109:pp. C12003.

Desai, S; Picot, N; Case K; Vincent P. 2003. "Aviso and podaac user handbook: Igdr and gdr jason products." *Technical report, AVISO-CNES / PODAAC-NASA*.

Donlon, C. J.; Martin, M.M.; Stark J.; Roberts-Jones J.; Fiedler E.; Wimmer W. 2012. "The Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA) system." *ELSEVIER* 116:pp. 140 – 148.

Douglas, B. C., R. W. Agreen, and D. T. Sandwell. 1984. "Observing global ocean circulation with SEASAT altimeter data." *Marine Geodesy* 8:67—83.

Douglass, Elizabeth M, Young-Oh Kwon, and Steven R Jayne. 2013. "A comparison of North Pacific and North Atlantic subtropical mode waters in a climatologically-forced model." *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*.

Ebbesmeyer, CC, and E J Lindstrom. 1986. "Structure and origin of 18C water observed during the POLYMODE Local Dynamics experiment." *J. Phys. Oceanogr.* 16:pp. 443 – 453.

Gordon, A. L., and W. F.. Haxby. 1990. "Agulhas eddies invade the south Atlantic: Evidence From Geosat altimeter and shipboard conductivity-temperature-depth survey." vol. 95.

Gordon, A.L., and W.B. Owens. 1987. "Polar oceans." *Rev. Geophys*, no. 25:227 – 233.

Gordon, Arnold L. 1981. "South Atlantic thermocline ventilation." *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 28 (11): pp. 1239–1264.

Graham, N. 1994. "Decadal–scale climate variability in the tropical and North Pacific during the 1970s and 1980s: Observations and model results." *Climate Dyn.* 10:pp. 135–162.

Guinehut, S., C. Coatanoan, A-L. Dhomps, P-Y. Traon, and G. Larnicol. 2009. "On the use of Satellite Altimeter data in Argo Quality Control." 26:395–402.

Guinehut, S, C Coatanoan, A L Dhomps, P Y Traon, and G Larnicol. 2011. "A global comparison of Argo and satellite altimetry observations." *Journal of Atmospheric and Oceanic Thechnology - Notes and Correspondence* 7:pp. 1755–183.

Hanawa, K. 1987. " Interannual variations of the winter-time outcrop area of subtropical mode water in the western north pacific ocean." *Atmosphere-Ocean* 25 (4): pp. 358 – 374.

Hanawa, K., and L. D. Talley. 2001. Chapter 5.4 of *Mode waters, ocean circulation and climate*, edited by G. Siedler, J. Church, and J. Gold, Volume 77, pp. 373–386. Academic Press.

Hautala, S. L., and D. H. Roemmich. 1998. "Subtropical mode water in the Northeast Pacific Basin." *Journal of Geophysical Research*, no. 103,13:pp. 1561–1570.

Holbrook, N. J., and A. M. Maharaj. 2008. "Southwest Pacific subtropical mode water: A climatology." *Progress in Oceanography* 77(4):pp. 846–859.

Holte, J. W., L. D. Talley T. K. Chereskin, and B. M. Sloyan. 2012. *The role of air-sea fluxes in Subantarctic Mode Water formation*.

Kelly, K. A. ; Qiu, B. 1995. "Heat Flux Estimates for the Western North Atlantic. Part I: Assimilation of Satellite Data into a Mixed Layer Model." *Advanced Science*.

Kelly, Kathryn A, and Shenfu Dong. 2013. "The contributions of atmosphere and ocean to North Atlantic Subtropical Mode Water volume anomalies." *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*.

Käse, R., W. Zenk T. Sanford, and W. Hiller. 1985. "Currents, fronts and eddy fluxes in the Canary Basin." *Progress in Oceanography* 14:pp. 231 – 257.

Legeais, J-F., P. Prandi, and S. Guinehut. 2016. "A Analyses of altimetry errors using Argo and GRACE data." *Ocean Science* 12:647–662.

Luyten, J.R., J. Pedlosky, and H. Stommel. 1983. "The ventilated thermocline." *J. Phys. Oceanogr.*, pp. pp. 292–309.

Martin, M.; Hines, A.; Bell M. 2007. "Data assimilation in the foam operational short-range ocean forecasting system: a description of the scheme and its im- pact." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Bracknell: Royal Meteorological Society* 133 (625): pp. 981–996.

Masuzawa, J. 1969. "Subtropical mode water." *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* 77:pp. 463 – 468.

McCartney, M. 1977. "Subantarctic mode water." *A Voyage of Discovery: George Deacon 70th Anniversary Volume*, pp. pp. 103 – 119.

McCartney, M. S. 1982. “The subtropical recirculation of mode waters.” *J. Mar. Res* 40:pp. 427–464.

McCartney, M S, and L D Talley. 1982a. “The subpolar mode water of the North Atlantic Ocean.” *Ocean. J. Phys. Oceanogr* 12(11):pp. 1169 – 1188.

McCartney, M.S., and L.D. Talley. 1982b. “The subpolar mode water of the North Atlantic Ocean.” *Phys. Oceanogr* 12:pp. 1169 – 1188.

Mellor, G. L.; Durbin, P. A. 1975. “The Structure and Dynamics of the Ocean Surface Mixed Layer.” *Journal of Physical Oceanography*, vol. 5.

Nakamura, H. 1996. “A pycnostad on the bottom of the ventilated portion in the central subtropical North Pacific: Its distribution and formation.” *Journal of Oceanography*, no. 52(2):pp. 171 – 188.

Olson, D. B., and R. H. Evans. 1986. “Crings of the Agulhas current.” *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 33(1):pp. 27 – 42.

Olson, D.B.; Fine, R. A.; Gordon A.L. 1992. “Convective modifications of water masses in the Agulhas.” *Deep-Sea Res*, no. 39:S163–S181.

Pawlowicz, R. 2010. What every oceanographer needs to know about TEOS-10(The TEOS-10 Primer). http://www.teos-10.org/pubs/TEOS-10_Primer.pdf. Access date: 10 novembro 2018.

Piola, A., and D.T. Georgi. 1982. “Circumpolar properties of Antarctic Intermediate Water and Subantarctic Mode Water.” *Deep-Sea Res* 29:pp. 687 – 711.

Provost, C., C. Escoffier, K. Maamaatuaiahutapu, A. Kartavtseff, and V. Garçon. 1999. “Subtropical mode waters in the South Atlantic Ocean.” *J. Geophys. Res.* 104 (C9): 21,033–21,049.

Qiu, Bo, and Shuiming Chen. 2006. “Decadal variability in the formation of the North Pacific Subtropical Mode Water: Oceanic versus atmospheric control.” *J. Phys. Oceanogr.* 36 (7): pp. 1365–1380.

Qiu, Bo, Peter Hacker, Shuiming Chen, Kathleen A Donohue, D Randolph Watts, Humio Mitsudera, Nelson G Hogg, and Steven R Jayne. 2006. “Observations of the subtropical mode water evolution from the Kuroshio Extension System Study.” *J. Phys. Oceanogr.* 36 (3): pp. 457–473.

Reid, J. L. 1994. “On the total geostrophic circulation of the North Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports.” 33:1–92.

Roberts-Jones, J, E K Fiedler, and M J Martin. 2012. "Daily, Global, High-Resolution SST and Sea Ice Reanalysis for 1985–2007 Using the OSTIA System." *Journal of Climate* 25:pp. 6215–6232.

Roden, G. I. 1989. "The vertical thermohaline structure in the Argentine Basin." *Journal of Geophysical Research* 94:877–896.

Roemmich, D., and B. Cornuelle. 1992. "The subtropical mode waters of the South Pacific Ocean." *Journal of Physical Oceanography* 22(10):pp. 1178 – 1187.

Roemmich, D., and J. Gilson. 2009. "The 2004–2008 mean and annual cycle of temperature, salinity, and steric height in the global ocean from the Argo Program."

Roemmich, D., J. Gilson, and R. Davis. 2007. "Decadal Spinup of the South Pacific Subtropical Gyre." *Advanced Science*.

Roemmich, D, and G John. 2009. "The 2004–2008 mean and annual cycle of temperature, salinity, and steric height in the global ocean from the Argo Program." *Elsevier - Progress in Oceanography*, no. 82:81–100.

Sato, O. T., and P. S. Polito. 2014. "Observation of South Atlantic subtropical mode waters with Argo profiling float data." *J. Geophys. Res.*

Siedler, Gerold, Anni Kuhl, and Walter Zenk. 1987. "The Madeira mode water." *J. Phys. Oceanogr.* 17 (10): pp. 1561–1570.

site do projeto Coriolis. 2018. About Coriolis. http://www.coriolis.eu.org. Access date: 08 abril 2018.

site GHRSST. 2018. About GHRSST. https://www.ghrsst.org/about-ghrsst/advisory-council/. Acess date: 20 abril 2018.

Sloyan, B. M., and S. R. Rinntoul. 2001. "The southern ocean limb of the global deep overturning circulation." *Journal of Physical Oceanography* 31:143–173.

Sloyan, B. M.; Talley, L. D.; Chereskin T. K.; Fine R.; Holte J. 2010. "Antartic Intermediate Water and Subantartic Mode Water formation in southeast Pacific: The role of turbulent mixing." *Journal of Physical Oceanography* 40:1558–1574.

Smith, W. H. F., and D. T. Sandwell. 1997. "Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings." *Science* 277:1956—1962.

Stramma, L., and M. England. 1999. "On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean." *J. Geophys. Res.* 104 (C9): pp. 20–863.

Stramma, L., and J . R . E . Lutjeharms. 1997. "The flow field of the subtropical gyre of the South Indian Ocean." *Geophys. Res.*, no. 102:5513 – 5530.

Suga, T., Y. Takei, and K. Hanawa. 1997. " Thermostad distribution in the North Pacific subtropical gyre: The central mode water and the subtropical mode water." *Journal of physical oceanograph*, no. 27(1):pp. 140 – 152.

Suga, Toshio, Kimio Hanawa, and Yoshiaki Toba. 1989. "Subtropical mode water in the 137 E section." *J. Phys. Oceanogr.* 19 (10): pp. 1605–1618.

Sugimoto, Shusaku, Kimio Hanawa, Tomowo Watanabe, Toshio Suga, and Shang-Ping Xie. 2017. "Enhanced warming of the subtropical mode water in the North Pacific and North Atlantic." *Nature Climate Change*, no. 7.

Talley, L. D. 1988. "Potential Vorticity Distribution in the North Pacific." *Advanced Science*.

Talley, L. D., and M. S. McCartney. 1982. "Distribution and circulation of Labrador Sea Water." *J. Phys. Oceanogr.* 12:pp. 1189–1205.

Traon, Pierre-Yves. 2013. "From satellite altimetry to Argo and operational oceanography: Three revolutions in oceanography." *Ocean Science Discussions* 10 (07): 1127–1167.

Tsubouchi, T., T. Suga, and K. Hanawa. 2010. "Indian Ocean Subtropical Mode Water: its water characteristics and spatial distribution." *Ocean Science* 6:41–50.

Tsuchiya, M., and L. D. Talley. 1996. "Water-property distributions along an eastern Pacific hydrographic section at 135W." *Journal of Marine Research* 54(3):pp. 541 – 564.

Tsuchiya, M., L.D. Talley, and M.S. McCartney. 1994. "Water-mass distributions in the western South Atlantic; A section from South Georgia Island (54S) northward across the equator." *Journal of Marine Research* 52 (1): pp. 55–81.

Welander, P. 1959. "An advective model of the ocean thermocline." *Tellus* 11 (3): pp. 309–318.

Worthington, L. V. 1959. "The 18 degree water in the Sargasso Sea." *Deep Sea Research* 5 (2-4): pp. 297–305.

Worthington, L Valentine. 1972. "Negative oceanic heat flux as a cause of water-mass formation." *J. Phys. Oceanogr.* 2 (3): pp. 205–211.

Yu, L., X. Jin, and R. A. Weller. 2008. *Multidecade Global Flux Datasets from the Objectively Analyzed Air-sea Fluxes (OAFlux) Project: Latent and sensible heat fluxes, ocean evaporation, and related surface meteorological variables*. Volume OA-2008-01. Woods Hole Oceanographic Institution.