Piero Silveira Bernardo

**Estudo da variação espaço-temporal da Água
Modal Subtropical do Atlântico Sul**

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.

Orientadora:

Profa. Dra. Olga Tiemi Sato

São Paulo

2016

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO OCEANOGRÁFICO

**Estudo da variação espaço-temporal da Água Modal
Subtropical do Atlântico Sul**

Piero Silveira Bernardo

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.

Julgada em ____ / ____ / ____

Prof(a). Dr(a).

Conceito

Prof(a). Dr(a).

Conceito

Prof(a). Dr(a).

Conceito

Sumário

Lista de Figuras	iii
Lista de Tabelas	vii
Resumo	ix
Abstract	x
1 Introdução	1
1.1 Águas Modais	1
1.2 Características das águas modais globais	9
1.2.1 Oceano Índico	10
1.2.2 Pacífico Norte	11
1.2.3 Pacífico Sul	12
1.2.4 Oceano Austral	13
1.2.5 Atlântico Norte	15
1.2.6 Atlântico Sul	17
2 Objetivos	22
2.1 Hipótese	22
2.2 Objetivos geral e específicos	22
3 Área de estudo	23
4 Dados e metodologia	26
4.1 Dados de temperatura e salinidade do ISAS	26
4.2 Tratamento dos dados de temperatura e salinidade	27
4.3 Critérios de identificação e cálculo de volume	28
4.4 Formação da água modal	32
4.5 Dados de fluxo de calor	33
4.6 Estimativa do volume formado por fluxo de calor pela superfície	34

5	Resultados e discussão	41
5.1	Pré-seleção dos perfis de AMSTAS	41
5.2	Análise de dados – Seleção 1: Isotermas	43
5.3	Análise de dados – Seleção 2: Isopicnais	51
5.4	Identificação da AMSTAS baseada na Seleção 1	52
5.5	Variação temporal e espacial da AMSTAS	55
5.5.1	AMSTAS de superfície	55
5.5.2	AMSTAS de subsuperfície	61
5.6	Média mensal da espessura da AMSTAS	64
5.7	Identificação da AMSTAS baseada na Seleção 2	69
5.8	Variação do volume das camadas de AMSTAS	73
5.9	Taxa de formação anual da AMSTAS	77
6	Conclusão	83
	Referências	89
7	Apêndice A	

Lista de Figuras

- 1 Principais frentes e feições oceanográficas do oceano Antártico, fonte Talley et al. (2011). A título de simplificação, apenas as legendas relacionadas as frentes da região das águas modais citadas no presente trabalho serão descritas, que na figura em questão, as legendas estão em inglês. Temos Frente Subtropical (STF) (limite norte da região); a Frente Subantártica (SAF) e a Frente Polar (PF). 4
- 2 Distribuição global das águas modais segundo Hanawa e Talley (2001). As áreas em vermelho indicam Águas Modais Subtropicais, em rosa, Águas Modais Subtropicais de Leste e em marrom, Águas Modais Subpolares e Subantárticas. As flechas em preto mostram os giros subtropicais e os números serão utilizados para referenciar as águas modais descritas nas próximas seções. 5
- 3 Esquema traduzido de Holte et al. (2012) dos diferentes processos que contribuem para a formação da AMSA do Pacífico Sul. 6
- 4 Diagrama das três fases do processo de convecção profunda: (a) pré-condicionamento, (b) convecção profunda e mistura, e (c) afundamento e espalhamento. O fluxo de flutuabilidade através da superfície do oceano está indicado pelas flechas curvas e as curvas na superfície e em subsuperfície representam a estratificação e o afloramento. A região cinza representa o volume formado pelo processo convectivo. Fonte: Marshall and Schott (1999). 8
- 5 Diagrama retirado de Gordon et al. (1970) e McCartney (1977) de uma projeção equiespaçada do globo, centrada no continente Antártico. A Frente Subantártica está indicada pelo cinturão pontilhado mais escuro entre 39°S e 62°S circunvizinhando a Antártica. 14
- 6 Distribuição da AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde), resultado da análise de cluster de acordo com Sato e Polito (2014). 20

7	Representação das correntes geostróficas superficiais de larga escala do Atlântico Sul. Do sul para o norte (siglas referentes aos nomes em inglês): Corrente Circumpolar Antártica (AACC), Corrente das Malvinas (MC), Corrente do Atlântico Sul (SAC), Corrente das Agulhas (CA), Corrente do Brasil (BC), Corrente de Benguela (BgC), Corrente Sul Equatorial (SEC) com o ramo central (SEcC) e equatorial (SEeC), Contracorrente Sul Equatorial (SECC), Subcorrente Sul Equatorial (SCSE), Subcorrente Equatorial (EUC) e a Corrente Norte do Brasil (NBC). Fonte: Adaptado de Stramma e England (1999).	23
8	Exemplo de perfis típicos de temperatura contendo água modal de superfície (esquerda) e de subsuperfície (direita), evidenciadas na figura pelos segmentos dentro do retângulo laranja.	29
9	Diagrama retirado de Marshall (1999) que ilustra na figura (a) a região cinza R limitada lateralmente pelas superfícies isopícnais e , verticalmente, pela superfície do oceano e por uma profundidade definida por $H(x, y)$. As áreas destas superfícies limitantes são definidas por $\mathcal{A}_\sigma(\sigma, t)$, $\mathcal{A}_\sigma(\sigma_1, t)$, $\mathcal{A}_{th}(\sigma, t)$ e $\mathcal{A}_S(\sigma, t)$. Os fluxos diapícnais através das isopícnais são definidos por $A(\sigma, t)$ e o fluxo através de H é dado por $M(\sigma, t)$. Na figura (b) observamos a área onde ocorre o afloramento na superfície de R denominada por $\mathcal{A}_S$	35
10	Diagrama retirado de Maze (2009) que ilustra o volume (V_Θ) da camada Θ contido entre as duas isotermas (θ_1 e θ_2). Observamos também a taxa de transformação diatermal superficial F e o fluxo difusivo interno $\partial_\theta D$. E por fim, observamos o fluxo para fora da região de controle $M(\Theta)$ e o fluxo vertical de calor Q_{net} na superfície do oceano indicado pela seta cinza.	37
11	Espessuras médias da camada de AMSTAS dos casos da aplicação do gradiente vertical de temperatura ($\frac{dT}{dz} = 0,02^\circ\text{C m}^{-1}$) (topo) e sem esse critério na superfície (lado esquerdo) e na subsuperfície (lado direito) entre os anos de 2002 e 2014.	42
12	Frequência de ocorrência da AMSTAS de superfície entre os anos de 2002 a 2014 para os casos de $\frac{dT}{dz} = 0,020^\circ\text{C m}^{-1}$ (A), $0,015^\circ\text{C m}^{-1}$ (B) e $0,010^\circ\text{C m}^{-1}$ (C).	44
13	Profundidade da camada de mistura climatológica máxima. Fonte: de Boyer Montegut et al. (2004).	46

14	Distribuição do volume pelas classes de temperatura (entre 11,5°C e 18,5°C, variando de 0,1°C em 0,1 °C) entre os anos de 2002 a 2014 para A) $\frac{dT}{dz} < 0,020^{\circ}\text{C m}^{-1}$; B) $\frac{dT}{dz} < 0,015^{\circ}\text{C m}^{-1}$ e C) $\frac{dT}{dz} < 0,010^{\circ}\text{C m}^{-1}$ da superfície até 300 m.	48
15	Distribuição do volume pelas classes de densidade (entre 25,5 kg m ⁻³ a 27 kg m ⁻³ , variando de 0,01 em 0,01 kg m ⁻³) entre os anos de 2002 a 2014 da superfície até 300 m.	52
16	Espessuras médias da AMSTAS dos casos A e B, na superfície (lado esquerdo) e na subsuperfície (lado direito) entre os anos de 2002 e 2014, após a aplicação do critério mais restrito de temperatura (13°C e 16°C).	53
17	Mapas de frequência de ocorrência dos casos A (topo) e B, na superfície (lado esquerdo) e na subsuperfície (lado direito) entre os anos de 2002 e 2014.	54
18	Espessuras médias da camada de AMSTAS do caso A para superfície (topo) e de subsuperfície entre os anos de 2002 e 2014, excluindo perfis com valores de frequência de ocorrência menores que 25%.	55
19	Distribuição mensal da profundidade do limite superior das AMSTAS identificada através da Seleção 1, no caso A para 2009.	56
20	Mapa da distribuição horizontal do número de ocorrências (N) da AMSTAS na superfície para o mês de junho entre 2002 a 2014.	57
21	Similar a Figura 20 mas para o mês de julho.	57
22	Similar a Figura 20 mas para o mês de agosto.	58
23	Similar a Figura 20 mas para o mês de setembro.	59
24	Similar a Figura 20 mas para o mês de outubro.	59
25	Similar a Figura 20 mas para o mês de novembro.	60
26	Mapa da distribuição horizontal do número de ocorrências (N) da AMSTAS na subsuperfície de janeiro a junho entre 2002 a 2014.	62
27	Similar a Figura 26 mas para o mês de julho.	62
28	Similar a Figura 26 mas para o mês de agosto.	63
29	Similar a Figura 26 mas para o período entre setembro e dezembro.	63
30	Mapa das espessuras médias das camadas mensais de superfície da AMSTAS com as curvas em branco sendo $0,5 < \mathbb{C} < 0,9$ e preta $\mathbb{C} = 1$	65
31	Mapa de médias sazonais do balanço de calor através da superfície, onde: A.Verão; B.Outono; C.Inverno; D.Primavera.	66

32	Mapa da distribuição horizontal da camada de subsuperfície da AMSTAS – Seleção 1, onde as cores representam a espessura média ao longo da série temporal entre 2002 e 2014 e com as curvas em branco sendo $0,5 < \mathbb{C} < 0,9$ e preta $\mathbb{C} = 1$	67
33	Mapa da média mensal das profundidades do limite superior da camada de subsuperfície da AMSTAS.	69
34	Espessuras médias do caso <i>D</i> (Seleção 2) na superfície (topo) e na subsuperfície entre os anos de 2002 e 2014 após a seleção de perfis com σ_θ entre $26,2 \text{ kg m}^{-3}$ e $26,6 \text{ kg m}^{-3}$	70
35	Gradiente vertical médio de temperatura (esquerda) e das profundidades mínimas (direita) dos perfis de AMSTAS referentes a Seleção 2, entre os anos de 2002 e 2014 através dos dados ISAS.	71
36	Mapa da distribuição horizontal da camada de subsuperfície da AMSTAS – Seleção 2, onde as cores representam a espessura média ao longo da série temporal entre 2002 e 2014 e com as curvas em branco sendo $0,5 < \mathbb{C} < 0,9$ e preta $\mathbb{C} = 1$	72
37	Série temporal do volume da AMSTAS em superfície (linha preta) e em subsuperfície (linha vermelha) entre 2002 e 2014. Os asteriscos são utilizados para facilitar a marcação de mês a mês.	73
38	Média das posições das isotermas de 13°C (mais ao sul) e 16°C entre 2002 e 2009. O valor de 0 a 1 apresentado na figura representa a frequência de ocorrência da posição dentro dos 8 anos de dados.	78
39	Série temporal do fluxo de volume (S_v) da formação da AMSTAS estimada através da metodologia de Walin (1982) (linha preta) e através da aplicação de valores menores de VP ($q < 1,2 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) sobre os dados selecionados (vermelha) entre 2002 e 2009.	79
40	Variação temporal da relação entre a taxa de formação ΔF com Δf , em porcentagem, entre 2002 e 2009.	81
41	Diagrama retirado de Walin (1982) que ilustra todos os fatores envolvidos na teoria proposta.	

Lista de Tabelas

1	Sumário dos parâmetros dos tipos de AMSTAS onde T é a temperatura potencial; S a salinidade; σ_θ a densidade potencial; N o número de perfis selecionados para cada tipo; E é a espessura média e E_{max} a espessura máxima.	20
2	Intervalos da profundidade original do conjunto de dados ISAS.	27
3	Profundidades médias dos tipos de AMST identificados por Sato e Polito (2014). . . .	46
4	Valores médios de temperatura e desvio padrão dos perfis selecionados a partir da imposição de três diferentes máximos de gradientes verticais de temperatura, em perfis até 300 m de profundidade.	47
5	Valores médios de temperatura dos perfis selecionados a partir da imposição de três diferentes máximos de gradientes verticais de temperatura, sem limitação de profundidade.	50
6	Critérios finais baseados na seleção do intervalo de temperatura para a identificação de perfis com a presença da AMSTAS, em superfície e subsuperfície.	51
7	Densidades potenciais médias no caso com limitação dos perfis a 300 m de profundidade e sem este limite.	51
8	Critérios finais baseados na seleção do intervalo de densidade para a identificação de perfis com a presença da AMSTAS, em superfície e subsuperfície.	52
9	Valores mensais para os casos de ocorrência da AMSTAS de superfície $N > 7$ (I), $N \leq 7$ (II) e razão entre os casos (I α II).	60
10	Volume máximo (v_{max}) da camada de superfície para cada ano, entre 2002 e 2014. . . .	74
11	Volume máximo (v_{max}) e o mês respectivo desse valor, da camada de subsuperfície para cada ano, entre 2002 e 2014.	74
12	Volume mínimo (v_{min}) e o mês respectivo desse valor, da camada de subsuperfície para cada ano, entre 2002 e 2014.	75
13	Volume mensal médio da camada em superfície (v_{sup}) e em subsuperfície (v_{sub}) entre 2002 e 2014.	76
14	Valores anuais médios das taxas de formação ΔF e Δf	80
15	Valores das taxas de formação ΔF , Δf e das estimadas no trabalho de Donners et al. (2005) da AMSTAS (em Sv).	82

Agradecimentos

Gostaria de agradecer todo apoio e orientação que obtive da Profa. Dra. Olga T. Sato durante esses anos, transformando-me em um pesquisador e aluno melhor. Muito obrigado pela sua paciência e ajuda. Gostaria também de agradecer ao Prof. Dr. Paulo S. Polito por dicas preciosas ao longo de todo o trabalho.

Muito obrigado todos os meus colegas do LOS, aos que ainda permanecem e aos que já seguiram outros caminhos! Em especial, obrigado Carol e Paulinha, por me ensinarem a dar bom dia e ser mais educado, e a Mariana por ser cobaia durante esse processo! Valeu Wandrey, por me ajudar em vários momentos e por me apresentar o pastel de camarão de Arraial! Muito obrigado Marouan pela paciência em me ouvir em dias complicados e de me orientar em passos importantes pro meu futuro! E um grande obrigado ao meu companheiro de água morna, antiguidade do laboratório, Comte. Márcio Borges! Valeu por todos os almoços e parceria!

Gostaria de agradecer meus companheiros de mestrado (Rafinha, Leandro, Pedro Calixto, Pedro Cabeça e Franti)! Valeu por toda a luta durante esse processo! Valeu por me transformar em uma pessoa menos paulistana. E muito obrigado a todos os meus colegas do IO, são muitos, muitos anos aqui! Agradecerei pessoalmente, melhor.

Um obrigado muito especial aos meus pais e irmãos! Obrigado novamente pelo apoio em mais uma fase da minha vida!

E obrigado Deus, por me sustentar durante todos esses anos.

Resumo

Águas modais são formações oceânicas caracterizadas por camadas de propriedades praticamente homogêneas. Essa particularidade pode ser observada tanto através de baixos gradientes verticais de temperatura e salinidade, quanto de baixos valores de vorticidade potencial (VP). Portanto, para avaliarmos a formação da Água Modal Subtropical do Atlântico Sul (AMSTAS) foi utilizado o conjunto de dados *In Situ Analysis System* (ISAS, do IFREMER) entre 2002 e 2014 para a região de 20° a 45°S. Sobre esses dados foram testadas duas abordagens distintas para a identificação da AMSTAS, em conjunto aos critérios estabelecidos por Sato e Polito (2014). A primeira (Seleção 1) baseou-se na determinação de um intervalo de temperatura (13°C a 16°C) e utilização de um gradiente vertical de temperatura ($\frac{dT}{dz} = 0,02^\circ\text{C m}^{-1}$). A segunda abordagem (Seleção 2) teve fundamento na definição de um intervalo típico de densidade (26,2 a 26,6 kg m⁻³). Em ambos os casos, foi aplicado o critério de $VP < 1,5 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ e seleção apenas de perfis com espessura mínima de 100 m. Após a aplicação dessas duas seleções constatou-se que apenas a Seleção 1 foi capaz de identificar de modo preciso a AMSTAS, tanto em superfície (perfis com início a 0 m), nos meses entre julho e novembro, quanto em subsuperfície ao longo de todo o ano. Desse modo, os perfis selecionados foram utilizados para avaliar a variação do volume das camadas de AMSTAS, que apresentaram volumes anuais máximos médios de $(5,62 \pm 0,55) \times 10^{14} \text{ m}^3$ na superfície e de $(7,47 \pm 0,53) \times 10^{14} \text{ m}^3$ na camada afundada. Dentre a camada de superfície, buscou-se identificar os perfis que haviam sido recentemente afetados pela convecção local, que representa o principal mecanismo para a formação das águas modais, apenas entre julho e outubro. Para tanto, reduziu-se o valor máximo de VP dos perfis para $1,2 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$. A partir da aplicação desse critério mais restritivo, calculou-se a taxa de formação de AMSTAS (Δf) mensal, entre 2002 e 2009, para compararmos com a taxa de formação estimada (ΔF) pela teoria de Walin (1982), utilizando os dados do projeto *Objectively Analyzed air-sea Fluxes* (OAFlux). O Δf apresentou média $(5,26 \pm 1,47 \text{ Sv})$ inferior a ΔF $(8,97 \pm 1,40 \text{ Sv})$, indicando assim a necessidade de avaliarmos o conjunto de processos que afetam a formação da AMSTAS, em adição ao balanço de calor pela superfície.

Descritores: Água Modal Subtropical do Atlântico Sul, balanço de calor pela superfície, taxa de formação, ISAS, OAFlux.

Abstract

Mode waters are oceanic formations characterized by layers of nearly homogeneous properties. This feature can be observed both at low temperature and salinity vertical gradients, as in low potential vorticity (PV) values. Therefore, to evaluate the formation of South Atlantic Subtropical Mode Water (SASTMW) the *In Situ Analysis System* (ISAS, from IFREMER) data set was used for the period between 2002 and 2014 for the 20° to 45°S region. Over these data two different approaches for identification of the SASTMW were used, jointly with the criteria set by Sato e Polito (2014). The first one (Selection 1) was based on the determination of a temperature range (13°C a 16°C) and the use of a vertical temperature gradient ($\frac{dT}{dz} = 0.02^{\circ}\text{C m}^{-1}$). The second approach (Selection 2) was grounded on the definition of a typical density range (26.2 a 26.6 kg m⁻³). In both cases, the criterion of $\text{PV} < 1.5 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ was applied and only profiles with a minimum layer thickness of 100 m were selected. After the application of these two selections it was found that only the Selection 1 was able to precisely identify the SASTMW, both in surface (profiles starting at 0 m), in the months between June and November, as in the subsurface throughout the year. Thus, the selected profiles were used to evaluate changes in the volume of the layers of SASTMW, which presented a maximum annual mean volume of $(5.62 \pm 0.55) \times 10^{14} \text{ m}^3$ at the surface and $(7.47 \pm 0.53) \times 10^{14} \text{ m}^3$ in the submerged layer. Within the surface layer data, we sought to identify profiles that had been recently affected by the local convection, which is the main mechanism for the formation of mode water, only between July to October. Thereby, we reduced the maximum PV value of the profiles to $1.2 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$. From the application of this more restrictive criteria, we calculated the SASTMW monthly formation rate (Δf) between 2002 and 2009 to compare with the estimated formation rate (ΔF) from the Walin (1982) theory, using the data from the project *Objectively Analyzed air-sea Fluxes* (OAFlux). The Δf showed a mean value ($5.26 \pm 1.47 \text{ Sv}$) lower than the ΔF rate ($8.97 \pm 1.40 \text{ Sv}$), indicating the need to evaluate a broader set of processes that affect the SASTMW formation, in addition to the heat balance through the surface.

Key words: South Atlantic Subtropical Mode Water, surface net heat balance, formation rate, ISAS, OAFlux.

1 Introdução

1.1 Águas Modais

O termo ‘água modal’ é proveniente de uma adaptação da expressão em inglês *mode water*. A tradução literal do vocábulo ‘*mode*’ é dada pela palavra ‘moda’, que da estatística, representa o valor de uma determinada variável que apresenta o maior número de observações dentro de um conjunto de dados. Ou seja, em um recenseamento do volume, as classes de densidade, temperatura e salinidade referentes as águas modais, ocupam os maiores volumes de água se compararmos as demais classes destes parâmetros (McCartney e Talley 1982; de Miranda et al. 1999).

Água modal é, de forma simplificada, definida como uma camada de água quase homogênea, vertical e horizontalmente, que ocupa extensas áreas oceânicas, geralmente no lado mais quente de correntes de contorno ou em frentes oceânicas. Elas estão presentes em todas as bacias (Hanawa e Talley 2001) e apresentam como característica baixos valores de vorticidade potencial (VP). Segundo McCartney e Talley (1982), a VP tem extrema importância como traçador da água modal, em primeiro lugar, devido ao seu caráter conservativo, ou seja, a água modal pode ser identificada distante de seu local de formação, mesmo em regiões com alta mistura horizontal. Em segundo, devido a relação diretamente proporcional da VP com a estabilidade hidrostática da coluna d’água, que por sua vez, descreve o estado da estratificação vertical da camada, ou seja, quanto menor o valor de VP, menor a estratificação.

A conservação da baixa vorticidade potencial identificada nas camadas de água modal possui grande importância no entendimento da participação da água modal na ventilação da termoclina permanente. Como consequência, observa-se a inclusão de uma água renovada, com alta concentração de oxigênio, nas camadas mais profundas dos oceanos (McCartney e Talley 1982). Sendo assim, os baixos valores de VP funcionam como traçador dessa renovação da camada altamente estratificada que cerca a camada de água modal (Talley 1988).

Em relação a homogeneidade dessas camadas, torna-se evidente devido o fato da água modal ser comumente identificada logo acima da picnoclina permanente. Assim, é notável o contraste entre a camada de água modal com baixos gradientes verticais de temperatura, salinidade e densidade, e as camadas altamente estratificadas da picnoclina permanente e sazonal. Ou seja, identifica-se uma termostata/picnostata (camada com baixo gradiente vertical de tempera-

tura/densidade) entre camadas com altos gradientes verticais (termoclina/picnoclina) (Hanawa e Talley 2001).

Hanawa e Talley (2001) destacam a importância do estudo das águas modais. Observamos que as características das águas modais afundadas possuem relação direta com as condições oceânicas e climáticas do momento de formação. Desta forma, o entendimento da distribuição espacial e dos parâmetros típicos das águas modais possibilitará melhor compreensão dos processos na interface oceano-atmosfera e da dinâmica regional (Holte et al. 2012), que afetam diretamente o processo de formação da água modal.

Ao examinarmos esse processo, temos que a formação da água modal está geralmente relacionada a um intenso processo de resfriamento da superfície durante os meses de inverno (Provost et al. 1999; Davis et al. 2013). Durante esse período, o oceano perde calor através de sua interface com a atmosfera, o que reduz a temperatura superficial. Isso provoca um aumento da densidade das camadas superiores e, assim, reduz a flutuabilidade, ou seja, o empuxo. Dessa maneira, a porção do oceano afetada por esse regime de transferência negativa de calor é conduzida a um processo convectivo. A convecção é um mecanismo que incrementa a mistura vertical das camadas superiores dos oceanos que, conseqüentemente, pode causar um aumento da liberação de calor armazenado do oceano para a atmosfera. Isso explica, por exemplo, porque as camadas de mistura tendem a ser mais profundas durante o inverno, podendo chegar até 1000 m de profundidade quando promovidas por convecção em adição à mistura promovida pelo vento (de Boyer Montegut et al. 2004).

Deste modo, a melhoria do nosso conhecimento sobre a capacidade de conservação de atributos adquiridos no período de formação, ampliará a nossa compreensão sobre o transporte e armazenamento de nutrientes, clorofluorcarbonetos, CO_2 (gás carbônico), água doce e calor dos oceanos (Cerovečki e Mazloff 2015). Assim, entre estes fatores citados, a camada de água modal é capaz de armazenar calor entre ciclos de formação (Kelly e Dong 2013), de forma que esta pode influenciar a camada de mistura formada nos anos seguintes, em regiões distantes da área de formação (Hanawa 1987), além das camadas inferiores através da subducção.

Em termos de identificação, existem duas maneiras para categorizarmos o tipo de água modal estudada, ambas relacionadas ao processo de formação. Essa separação é baseada na região onde a água modal é gerada e os processos termodinâmicos envolvidos no mecanismo de gênese desta camada (Li 2012). Dessa maneira, a primeira característica a ser observada dentro do

processo de formação de água modal é a identificação de um processo de intensa perda de calor através da interface oceano-atmosfera durante o final do outono e o inverno. O fluxo de calor negativo é devido a advecção promovida por correntes que transportam águas mais quentes de baixas latitudes, em direção aos pólos (Worthington 1972). Deste modo, temos como exemplo as correntes de borda oeste dos giros subtropicais que proporcionam a redistribuição meridional de calor pois carregam águas mais quentes em direção a regiões de altas latitudes com condições atmosféricas extremas de baixa temperatura e umidade. Por causa da redução da temperatura da superfície do mar (TSM), a termoclina sazonal geralmente presente na região subtropical é destruída anualmente, formando-se uma camada de mistura mais profunda (Warren 1972).

O volume de água formado pode ser quantificado através da metodologia inicialmente desenvolvida por Walin (1982) que relaciona a taxa de formação/destruição de uma água vinculada a uma certa classe de temperatura com o balanço dos fluxos de calor e de volume através das superfícies dessa região delimitada pela isoterma em questão. O balanço através da superfície oceano-atmosfera é o maior fator a ser avaliado para o entendimento do processo convectivo, por consequência, da formação da camada de água modal. Portanto, a análise do volume formado através do balanço de calor é de fundamental importância para examinarmos a relação da formação de água modal com o fluxo de calor através da superfície oceano-atmosfera.

Ao analisarmos a região onde a água modal é formada, a região onde identificamos perfis de temperatura e salinidade homogêneos na superfície, observamos que o processo convectivo ocorre em uma pequena parte dessa região de potencial formação (McCartney e Talley 1982). Ou seja, a região diretamente influenciada pela convecção é muito inferior a área ocupada, a posteriori, pela água modal anteriormente ao afundamento.

A segunda característica importante durante a formação é o local de afloramento das isopícnais na superfície. Tendo isto em vista, podemos identificar três principais classes de água modal: a Água Modal Subtropical (AMST), a Água Modal Subantártica (AMSA), chamada assim no Hemisfério Sul, e a Água Modal Subpolar (AMSP) do Hemisfério Norte.

A AMST foi inicialmente identificada por Worthington (1959) cujo estudo definiu a Água de 18°C do Atlântico Norte, que será abordada com mais detalhes nas próximas seções. Essa água modal está associada à Corrente do Golfo, corrente de borda oeste do giro subtropical do Atlântico Norte (Hanawa e Talley 2001). A classificação de "subtropical", foi introduzida por Masuzawa (1969), ao também estudar a Água de 18°C do Atlântico Norte, sendo o primeiro

trabalho direcionado ao estudo das águas modais.

Da mesma forma que as AMSTs, a AMSA apresenta o estabelecimento de uma termos-tata/picnostata, adquirida durante o processo de formação. Porém, esta possui relação com as frentes circumpolares subantárticas (conhecida como Frente Subantártica (FSA)) (McCartney 1977; Piola e Georgi 1982), diferentemente da AMST que se encontra ao norte da Frente Subtropical (FST) (Provost et al. 1999), onde encontramos, no Hemisfério Sul, as camadas de mistura mais profundas (Holte et al. 2012). A Figura 1 ilustra a localização das principais frentes oceânicas ao sul dos giros subtropicais do Hemisfério Sul (Talley et al. 2011). Podemos observar que a FST encontra-se no limite norte do oceano Antártico e a FSA, ao mais ao sul entre a FST e a Frente Polar (FP).

Figura 1: Principais frentes e feições oceanográficas do oceano Antártico, fonte Talley et al. (2011). A título de simplificação, apenas as legendas relacionadas as frentes da região das águas modais citadas no presente trabalho serão descritas, que na figura em questão, as legendas estão em inglês. Temos Frente Subtropical (STF) (limite norte da região); a Frente Subantártica (SAF) e a Frente Polar (PF).

Por fim, temos a AMSP que está associada aos sistemas ciclônicos subpolares do Atlântico Norte (McCartney e Talley 1982). A principal diferença entra a AMSA e a AMSP, além da

localização geográfica de cada tipo, é de que a primeira está associada, ao longo de toda sua extensão, à picnoclina permanente. Já a AMSP possui influência da picnoclina permanente em sua porção leste e de uma picnoclina mais profunda no oeste (McCartney e Talley 1982).

Existe ainda uma variação da AMST que é denominada Água Modal Subtropical de Leste (AMSTL) que se posiciona no lado leste das bacias. Porém, em termos de espessura e área ocupada, as AMST de leste são inferiores a AMST de oeste (Hanawa e Talley 2001). Podemos visualizar essas diferentes classes de água modal descritas na literatura e a distribuição global destas através da compilação desenvolvida por Hanawa e Talley (2001) (Figura 2).

Figura 2: Distribuição global das águas modais segundo Hanawa e Talley (2001). As áreas em vermelho indicam Águas Modais Subtropicais, em rosa, Águas Modais Subtropicais de Leste e em marrom, Águas Modais Subpolares e Subantárticas. As flechas em preto mostram os giros subtropicais e os números serão utilizados para referenciarmos as águas modais descritas nas próximas seções.

Além de reconhecermos a presença de água modal em todas as bacias, observamos que a existência de uma termoclina/picnostata é similar em todos os tipos de água modal. Dessa forma, observamos que as fases do processo de formação são similares em todas as águas modais (McCartney 1977). Temos que, de forma geral, este processo envolve as seguintes etapas:

1. perda de calor pela superfície no outono e no inverno;
2. erosão da termoclina sazonal durante o inverno (Sutton e Allen 1997);
3. formação de uma picnostata através de convecção profunda devido a exposição dessa camada a atmosfera nesse período (McCartney 1977).

Apesar da transferência de calor na interface oceano–atmosfera ser o principal contribuinte para a formação de uma camada de mistura profunda, da termostata/picnostata e, por consequência, da água modal, outros fatores possuem essencial participação durante este processo. Esses fatores contribuem para estabelecer as propriedades típicas de cada água modal e para a variabilidade interanual do volume formado anualmente. Holte et al. (2012) discutem em seu trabalho relacionado a AMSA a combinação de três cenários para a formação da água modal:

- a estratificação inicial da região;
- as forçantes na interface oceano–atmosfera;
- a mistura vertical.

A relação dessas três conjunturas influenciam as propriedades das águas modais, a profundidade da termostata/picnostata, área ocupada pela água modal, relação com as frentes e correntes da bacia, que no caso do trabalho em questão, são a Frente Subantártica (FSA) e as correntes do Pacífico, do giro subtropical. Portanto, citaremos os principais resultados encontrados que ilustram a contribuição de fatores como o 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 (diferença entre a precipitação e a evaporação) e a própria mistura vertical e horizontal, conforme esquematizado na Figura 3:

Figura 3: Esquema traduzido de Holte et al. (2012) dos diferentes processos que contribuem para a formação da AMSA do Pacífico Sul.

Da Figura 3, vale destacar a ação de três principais fatores:

1. Ventos: promove o transporte de Ekman e gera mistura na base da camada de mistura (Sloyan et al. 2010);
2. Transporte de Ekman: ao tratarmos sobre a formação da AMSA, observamos que esse fator transporta águas mais frias e menos salinas através da FSA para a região de formação da AMSA, influenciando, junto ao fluxo de calor através da superfície, as propriedades da região;
3. Vórtices: são capazes de alterar o transporte de Ekman e os balanço de calor através da superfície, tendo participação na composição das propriedades da área de formação.

Para a AMSA do Pacífico do Sul, a mistura devido a convecção e ao vento é suficientemente forte para promover o espessamento da camada de mistura profunda durante os períodos de fluxo de calor negativo, resultado citado anteriormente para todas as formações de água modal (de Boyer Montegut et al. 2004). Durante o verão e outono austral, identificou-se a ação da mistura interna devido ao vento reduzindo a estratificação na região, favorecendo, a posteriori, a rápida formação da camada profunda de AMSA, quando há a ação de processos convectivos (Sloyan et al. 2010). Desse modo, um perfil altamente estratificado e com grande diferença de calor armazenado entre as estações quentes e as frias, apresenta menor probabilidade de ter formação de uma camada de mistura profunda com a entrada do inverno. Esses resultados ressaltam assim a relevância da configuração da coluna d'água previamente a perda de calor superficial da região.

Apesar do destaque do processo convectivo para o espessamento da camada de mistura, o fluxo de calor pela superfície possui limitada influência sobre as propriedades características da água modal (Sloyan e Rintoul 2001). Mas, indiretamente, o efeito da convecção sobre a profundidade da camada, citado anteriormente, tem forte papel sobre o estabelecimento das propriedades (temperatura, salinidade, oxigênio e densidade). Dessa maneira, encontramos que fenômenos como vórtices, intrusões de massas d'água e o transporte de Ekman possuem um papel mais efetivo sobre a variação das propriedades adquiridas durante o processo de formação, porém, não sobre a homogeneização e aprofundamento da camada. Qinyu e Aijun (2002) investigaram o mecanismo de formação da AMST do Pacífico Norte e identificaram, da mesma forma, diversos outros fatores que influenciam a formação da água modal, como a transferência de calor, vento, fluxo de água doce e o estado inicial da estratificação da região.

Durante o processo de formação, a camada de mistura torna-se mais espessa até atingir o máximo no final do inverno (Bingham 1992). Em seu trabalho, Hanawa (1987) identificou um aumento anômalo da espessura da camada de mistura durante o processo de formação da AMST do Pacífico Norte. Em áreas onde tipicamente eram encontradas camadas de mistura de aproximadamente 100 m, foi observado um espessamento, aumentando a camada para profundidades de 300 m a 400 m. Ao final do inverno, o oceano começa a aquecer e a estratificação nas camadas superiores dos oceanos se inicia, formando assim a termoclina sazonal (Williams 2001). Na Figura 4 podemos observar um região onde condições iniciais favoráveis para a formação de água modal são definidas, como o estado do oceano e sua interação com a atmosfera (diagrama **a**), a formação da camada de mistura mais espessa durante o processo de convecção e de mistura vertical (**b**) e por fim, no diagrama **c**, o afundamento da camada de mistura no final do inverno e o estabelecimento da termoclina sazonal sobre essa camada afundada no verão, representada pela região cinza.

Figura 4: Diagrama das três fases do processo de convecção profunda: **(a)** pré-condicionamento, **(b)** convecção profunda e mistura, e **(c)** afundamento e espalhamento. O fluxo de fluabilidade através da superfície do oceano está indicado pelas flechas curvas e as curvas na superfície e em subsuperfície representam a estratificação e o afloramento. A região cinza representa o volume formado pelo processo convectivo. Fonte: Marshall and Schott (1999).

Simultâneo ao processo de estratificação da superfície e o estabelecimento da termoclina sazonal, observamos a ocorrência de um mecanismo denominado de subducção (Price 2001). A subducção nos oceanos está relacionada a transferência de fluido da camada de mistura através da termoclina permanente (Williams 2001). A camada de mistura renova o interior dos oceanos trocando calor, umidade e gases dissolvidos adquiridos no recente contato com a superfície, neste processo que é denominado de ventilação dos oceanos (Iselin 1939). Este mecanismo está diretamente relacionado com a formação das águas modais (Suga et al. 1989).

Segundo Stommel (1979), somente as camadas de mistura formadas no final do inverno e no começo da primavera conseguem influenciar a termoclina permanente, com a intrusão de fluido

de forma irreversível para baixo desta camada. Esses resultados confirmam o fato de Suga et al. (2008) identificarem a AMST e a Água Modal Central do Pacífico Norte como as principais componentes da água subductada para a picnoclina permanente da região. Neste ponto, torna-se válido destacar que as águas modais são usualmente definidas como tais a partir do momento em que afundam e se posicionam entre a termoclina sazonal e permanente, ou incorporam-se a termoclina permanente (Hanawa e Talley 2001).

Neste presente trabalho, abordaremos apenas a parte do processo de subducção da camada de mistura para dentro das camadas superiores do oceano, ou seja, apenas o afundamento da camada de água modal formada na superfície, sem abordar o volume transferido para dentro da termoclina permanente. Após o afundamento desta camada, a água modal já estabelecida com suas características típicas fica aprisionada abaixo da superfície, entre a termoclina sazonal e a permanente. Em seguida, esta é advectada lateralmente pela circulação oceânica para longe da região de formação (McCartney e Talley 1982), conservando a homogeneidade da camada, adquirida na superfície através da convecção.

Da mesma forma, os baixos valores de VP observados na formação da camada de mistura profunda permanecem no volume afundado devido a natureza conservativa desse parâmetro, mesmo sendo advectada para longe da região de convecção. Tornando-se assim, juntamente com a temperatura, salinidade e densidade, o mais importante traçador para a identificação da água modal (McCartney e Talley 1982), assim como os ciclos sazonais (Maze e Marshall 2011) e a participação dessas águas na composição das correntes.

1.2 Características das águas modais globais

Segundo Talley (1999), podemos identificar a ocorrência da água modal em diversas bacias oceânicas. Nesta seção apresentaremos as águas modais identificadas em cada bacia, expondo os principais estudos existentes para estas formações, assim como as principais características de cada uma. No começo de cada seção, serão listadas as águas modais encontradas em cada bacia, seguindo a divisão proposta por Hanawa e Talley (2001) (com o superscrito indicando a numeração referente a Figura 2).

1.2.1 Oceano Índico

- Água Modal Subtropical do Oceano Índico (AMSTOI)¹;

No Oceano Índico podemos encontrar a formação de uma termocline com temperatura entre 17°C e 18°C, correspondendo a uma picnocline de 26 kg m⁻³. Essa água foi identificada por Toole e Warren (1993) no cruzeiro *R.R.S. Darwin*, em uma seção a 32°S no período de novembro–dezembro de 1987. Na região onde foi encontrada a formação, termoclines dentro deste intervalo de temperatura tendem a apresentar baixos valores de salinidade (neste caso, salinidade de 35,6) (Gordon et al. 1987).

Como discutido anteriormente, a formação dessas camadas homogêneas é devido a influência da mistura convectiva na região. Sendo assim, Gordon et al. (1987) discutiram sobre o fato de que picnoclines com temperaturas próximas a 18°C serem referentes a camadas de misturas remanescentes do inverno e, assim, podem ser chamadas de AMST. A formação dessa AMST se dá principalmente nas águas isoladas da retroflexão da corrente das Agulhas (Olson et al. 1992), gerando tanto águas mais frias e menos salinas. Essas são encontradas no vazamento dessa corrente na forma de anéis no Atlântico Sul (Olson e Evans 1986), com características das águas mais quentes encontradas no Sul do Oceano Índico (dentro do intervalo de 17°C e 18°C). Essas águas modais encontradas já no Atlântico Sul acabam entrando na classificação das águas modais do Atlântico Sul, apesar da sua possível origem remota. Assim, temos também que devido a característica de temperaturas mais quentes da Corrente das Agulhas, ao encontrar rigorosas condições durante o inverno, torna essa região propícia para a formação da AMST, que representa o maior volume das águas que compõem as correntes da região e tem amplo domínio sobre as classes de salinidade das águas de subsuperfície (Gordon et al. 1987).

Na porção leste da bacia do oceano Índico, encontramos o domínio da AMSA (Hanawa e Talley 2001), que pode ser tratado como parte da AMSA do Oceano Austral. Contudo, como destacamos na Figura 2, alguns autores (McCarthy e Talley 1999; Thompson e Edwards 1981) tratam essa porção da AMSA com destaque devido ao fato dessa formação possuir maior impacto na ventilação da termocline do giro subtropical da bacia do Oceano Índico do que em outras bacias. Em consequência do foco desse presente trabalho não estar no processo de subducção das águas modais, trataremos desta água modal dentro da seção referente ao Oceano Austral, com o conjunto total de AMSA.

1.2.2 Pacífico Norte

- Água Modal Subtropical do Pacífico Norte (AMSTPN)³;
- Água Modal Subtropical de Leste do Pacífico Norte (AMSTLPN)⁴;
- Água Modal Central do Pacífico Norte (AMCPN)⁵;

No Pacífico Norte são identificados três formações de águas modais. Nesta seção trataremos primeiro da AMST presente na região, que pode ser observada no lado oeste da bacia, na porção nordeste do giro subtropical (Bingham 1992). Esta formação foi inicialmente estudada por Masuzawa (1969), classificando-a dentro de um intervalo de temperatura de 14°C a 19°C e salinidade entre 34,5 e 34,9, centrada em 16°C e 34,7. Posteriormente, esse intervalo típico para essa água foi restringido para temperaturas entre 16°C e 18°C, salinidade de 34,75 a 34,85 e densidade potencial de 25,0 kg m⁻³ a 25,4 kg m⁻³ (Hanawa e Suga 1995).

Durante os meses de inverno, águas superficiais com temperatura entre 16°C e 19°C movem-se para o sul, encontrando-se com uma porção da extensão da Corrente de Kuroshio. Durante o período de resfriamento da região, em intensos invernos, essa água se espalha e forma uma camada de mistura profunda e amplamente difundida (Hanawa 1987). Esse processo acontece mais precisamente entre a extensão da Corrente de Kuroshio e 28°N, ao norte da Frente Subtropical que está em 26°N, onde a Contra Corrente Subtropical flui para leste (Hanawa e Suga 1995).

Esse desenvolvimento ocorre conforme genericamente descrevemos sobre o mecanismo de formação da água modal. Isto posto, essa camada submersa de água modal, nas estações mais quentes, é isolada da superfície e move-se para o sul (Suga e Hanawa 1990), entre a termoclina permanente e a sazonal, como identificado por Suga et al. (1989) através da recirculação da Corrente de Kuroshio. Nesse mesmo trabalho, Suga et al. (1989) identificaram que a água presente no verão em subsuperfície, em sua maioria, é composta pela água formada no inverno anterior, através da análise de observações hidrográficas ao longo de 137°L obtidas pela *Japan Meteorological Agency*.

No lado leste do Pacífico, foi identificada a formação de uma água menos densa denominada como AMSTLPN. Essa água foi observada pela identificação de uma área isolada de baixa VP no lado leste da bacia (Hautala e Roemmich 1998) através da utilização dos mapas de distribuição de vorticidade potencial no Pacífico Norte fornecida por (Talley 1988). A AMSTLPN é localizada a leste do Havaí com temperaturas entre 12°C e 22°C e densidade potencial de

24,0 kg m⁻³ a 25,4 kg m⁻³. Uma atenção especial deve ser atribuída à essa água modal devido ao fato de que a região está ocupada é potencialmente importante para variações atmosféricas decadais (Hanawa e Talley 2001).

A terceira formação a ser abordada do Pacífico Norte é a Água Modal Central (AMC), que é a mais densa dentre as três da bacia. A AMC é definida por apresentar homogeneidade e valores baixos de VP no centro do giro subtropical, com densidade de $\sim 26,25$ kg m⁻³ (Nakamura 1996). Assim, por estar no centro do giro, essa água é advectada para o sul de sua região de afloramento pelo próprio giro subtropical. De forma mais precisa, é possível localizar a AMC ao sul da bifurcação da frente de Kuroshio (ou Frente de 12°C) e ao norte da Frente de Kuroshio (ou Frente de 9°C), consequentemente, com temperaturas entre 9°C e 12°C (Suga et al. 1997).

Outros autores estimam a ocorrência de uma quarta água na região denominada Água Modal da Região de Transição (AMRT) (Toyama e Suga 2010). Essa quarta formação se dá devido a identificação de uma picnostata (26,5 kg m⁻³ a 26,7 kg m⁻³) que funciona como transição entre a AMSTLPN e a AMC (Saito et al. 2007). Porém, como estamos seguindo a classificação proposta por Hanawa e Talley (2001), essa AM não será considerada na classificação.

1.2.3 Pacífico Sul

- Água Modal Subtropical do Pacífico Sul (AMSTPS)⁶;
- Água Modal Subtropical de Leste do Pacífico Sul (AMSTLPS)⁷;

Semelhantemente ao Pacífico Norte, os tipos de águas modais encontrados com formação no Pacífico Sul são de origem subtropical. Porém, não é observada a formação de uma AMC, como ocorre no norte.

Dessa forma, trataremos inicialmente sobre a água do lado oeste da bacia denominada AMSTPS. Mais precisamente, a AMSTPS se estende ao longo de todo o mar da Tasmânia, entre a Convergência Tropical no norte e a costa sudeste Australiana, seguindo a Frente da Tasmânia (Holbrook e Maharaj 2008). Essa AMST tem origem nos processos convectivos atuantes nas águas da Corrente Leste Australiana. A termostata formada neste processo tem temperaturas entre 15°C e 19°C, com gradiente vertical de temperatura de 0,02°C/m (Roemmich e Cornuelle 1992) e com salinidade de aproximadamente 35,5 (Hanawa e Talley 2001). Devido a um gradiente vertical de temperatura relativamente alto, reconhecemos que a termostata da AMSTPS é considera menos homogênea e estável que as encontradas no Atlântico e Pacífico

Norte (Roemmich e Cornuelle 1992). Este fato contribui para uma maior instabilidade da formação dessa água e, assim, há alta variação do volume médio encontrado e baixa advecção da água para longe da região de formação. Essa instabilidade se dá ao fato da corrente de borda oeste da bacia ser fraca e a região não ser influenciada pelos ventos subpolares no inverno, como ocorre no hemisfério norte.

Do lado leste do Pacífico Sul, observa-se uma água menos densa ($\sigma_\theta = 25,5 \text{ kg m}^{-3}$) denominada por AMSTLPS. Inicialmente Tsuchiya e Talley (1996) identificaram uma camada espessa de água subtropical, abaixo da piconclina, que supostamente era remanescente da camada de mistura do inverno. Posteriormente Wong e Johnson (2003) avaliaram a estrutura, a formação e destruição, a extensão geográfica e propriedades físico-químicas da já nomeada AMSTLPS (Hanawa e Talley 2001), através de dados de alta qualidade de seções de CTD entre 1991 e 1996.

A AMSTLPS apresenta um gradiente horizontal de temperatura que reflete a distribuição da TSM do último inverno na região. Assim, encontram-se águas mais frias no sudeste e mais quentes a noroeste e, dependendo da longitude, é possível identificar diferentes intervalos de temperatura, por exemplo, o aumento da temperatura de $13,3^\circ\text{C}$ a $15,5^\circ\text{C}$ em 33°S para 18°C a 19°C no limite norte, a 14°S . Desta maneira, devido à mudança desses intervalos de temperatura espacialmente, a AMSTLPS é definida através de um amplo intervalo de temperatura que pode variar entre $13,3^\circ\text{C}$ e 24°C . Da mesma forma, observamos uma grande variação horizontal da salinidade, com águas menos salinas no sudoeste e águas mais salinas no noroeste, encontrando variação entre 34,3 e 36,2. Sendo assim, no sudoeste identificam-se as águas mais densas no sudoeste, com valores de densidade maiores que $25,53 \text{ kg m}^{-3}$, com máximo de $\sigma_\theta = 25,74 \text{ kg m}^{-3}$. No noroeste, encontram-se mínimos de densidade ($\sigma_\theta = 25,0 \text{ kg m}^{-3}$). Sendo que na identificação desta água, a seleção foi submetida a valores de VP menores que $3 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$.

1.2.4 Oceano Austral

- Água Modal Subantártica do Índico Sudeste (AMSAISE)²;
- Água Modal Subantártica (AMSA)⁸;

A AMSA apresenta-se ao longo de todas as bacias no Hemisfério Sul associada a Frente Circumpolar Subantártica, que está presente ao redor de toda a Antártica, como podemos obser-

var na Figura 5. Notamos também que a frente varia sua posição entre 39°S e 62°S , de maneira espiral e, da mesma forma, a AMSA apresentará variações latitudinais, seguindo o mesmo padrão de distribuição. Como já discutido anteriormente, a formação desta água apresenta o mesmo processo identificado nas AMSTs (McCartney 1977), com uma intensa relação com a formação de uma camada de mistura profunda (Dong et al. 2008). Por esse motivo, gostaria de incluir essa breve descrição da AMSA.

Figura 5: Diagrama retirado de Gordon et al. (1970) e McCartney (1977) de uma projeção equiespaçada do globo, centrada no continente Antártico. A Frente Subantártica está indicada pelo cinturão pontilhado mais escuro entre 39°S e 62°S circunvizinhando a Antártica.

Temos como característica comum entre as águas modais o fluxo para leste ou a advecção em sentido do Equador (Hanawa e Talley 2001). Sendo assim, o fluxo para leste da AMSA transporta águas entre diferentes bacias. Juntamente com esse fluxo, observa-se a variação da temperatura, cujos valores máximos são encontrados no Atlântico Sudoeste, reduzindo em sentido leste. E da mesma maneira que a alteração da temperatura das termostatas é identificada, a intensidade desse fluxo também muda em sentido leste. Porém, enquanto há redução de temperatura, a termostatas aumentam, de maneira irregular, sua homogeneidade, estabilidade e persistência.

Assim, McCartney (1977) identificou na AMSA temperaturas de 15°C no lado oeste do Atlântico Sul a 40°O , formando uma termostata com gradiente vertical de $130\text{ m}/^{\circ}\text{C}$, diminuindo para temperaturas entre 5°C e 6°C , a oeste do Atlântico Sul, na Passagem de Drake a

80°O, com gradiente vertical de 447 m / °C. Dessa forma, observou um gradiente térmico horizontal de 1°C / 3000 km. Neste ponto torna-se válido observar que este gradiente horizontal é semelhante aos identificados nas AMSTs.

Em relação a densidade, também observamos o mesmo tipo de variação para o leste. Isto é, no Atlântico Sul identificamos águas menos densas ($\sigma_\theta = 26,5 \text{ kg m}^{-3}$) e no Pacífico Sul, águas mais densas ($\sigma_\theta \sim 27,1 \text{ kg m}^{-3}$) (Piola e Georgi 1982). Dessa forma, observamos a mesma variabilidade na salinidade, porém com a redução dos valores de salinidade, ou seja, os valores menores, próximos a 35,8, no Atlântico Sul e águas com salinidade menor de 34,2, mas regiões de maior densidade (Hanawa e Talley 2001).

Por fim, vale observar que existe uma importante relação entre a AMSA e a Água Intermediária Antártica (AIA), que, por sua vez, tem extrema participação sobre a formação da AMSA do Atlântico Sul (McCartney e Talley 1982). Segundo McCartney (1977), a AMSA do Pacífico Sudeste da origem a AIA que é encontrada no Atlântico Sul. Essa relação entre a AIA e a AMSA foi estudada por diversos autores (Piola e Georgi 1982; Sloyan e Rintoul 2001; Sloyan et al. 2010).

1.2.5 Atlântico Norte

- Água Modal Subtropical do Atlântico Norte (AMSTAN)⁹ ou Água Modal de 18°C;
- Água Modal da Madeira (AMM)¹⁰;
- Água Modal Subpolar (AMSP)¹¹;

No Atlântico Norte, podemos identificar a formação de três tipos de água modal. Dentre todas as águas modais aqui listadas, a AMST, mais comumente conhecida como Água de Dezoito Graus (ADG), foi a primeira formação de água modal a ser identificada. Apresenta temperatura ($17,9^\circ\text{C} \pm 0,3^\circ\text{C}$) e salinidade ($36,50 \pm 0,10$) quase uniforme em sua extensão, com densidade de $26,5 \text{ kg m}^{-3}$ (Worthington 1959).

A ADG é a água modal mais investigada, utilizando-se para isso desde dados pontuais até séries temporais de longo termo das propriedades básicas, permitindo melhor avaliação dos processos de formação, subducção e advecção da ADG (Peng et al. 2006). CLIVAR MOde Water Dynamics Experiment (CLIMODE) (Marshall et al. 2005), é um projeto observacional que visou avaliar os processos de advecção, subducção, mistura transversal e fluxo de calor para melhor compreensão da dinâmica envolvida no processo de formação (Joyce et al. 2013).

As águas modais podem ser detectadas tanto em seus locais de formação, quanto em outras regiões mais distantes devido à advecção pela circulação oceânica (Hanawa e Talley 2001). A ADG é formada no lado sudeste da Corrente do Golfo, com espessuras médias de 200 m e, subsequentemente, é identificada espalhada no Mar de Sargasso, preenchendo o giro subtropical a oeste da bacia, centrada a cerca de 300 m de profundidade (Talley e Raymer 1982).

Diversos autores estudaram a variação da temperatura da ADG ao longo das últimas décadas (Talley e Raymer 1982; Klein e Hogg 1996; Kwon e Riser 2004) e o ciclo da variação do volume (Forget et al. 2011), através da utilização, por exemplo, de perfiladores (Peng et al. 2006), dados de fundeios (Davis et al. 2013) e modelos (Douglass et al. 2013). Esta vasta quantidade de estudos é devido ao fato da ADG ser considerada um importante reservatório de calor com variabilidade interanual (Kelly e Dong 2013), contribuindo para o sistema climático da região, de CO_2 (Andersson et al. 2013), servindo até como um dissipador desse gás antropogênico, e de nutrientes (Palter et al. 2005). Devido ao fato da água modal afundar durante as estações mais quentes, este reservatório poderá reemergir anos depois, influenciando a produção primária, interações oceano-atmosfera e a estratificação da camada de mistura (Fratantoni et al. 2013) através dessas propriedades previamente armazenadas e integradas na camada de ADG.

A segunda formação a ser abordada é a AMST de Leste da região, que por ser próxima a região da Madeira, a leste da bacia, tornou-se melhor conhecida por Água Modal da Madeira (Siedler et al. 1987). Essa água modal apresenta temperaturas entre $16^{\circ}C$ e $18^{\circ}C$, diferenciando da ADG devido as menores temperaturas e as maiores densidades, entre $26,5 \text{ kg m}^{-3}$ e $26,8 \text{ kg m}^{-3}$.

O estudo de Käse et al. (1985), prévio a classificação da AMM, observou na região camadas de misturas com espessuras de cerca de 200 m, associadas ao lado quente da Frente do Mar de Açores. Esta formação é advectada para o sul da sua região de formação e toma parte da Água Central do Atlântico Norte (ACAN), representando cerca de 15% a 20% do volume formado da ACAN, dentro do intervalo de densidade potencial estabelecido (Siedler et al. 1987). Por fim, a AMM desaparece quase que completamente entre os invernos devido a mistura vertical e a sua restrita extensão vertical.

Por fim, ao norte do giro subtropical, podemos identificar a formação de uma água mais fria e mais densa, denominada Água Modal Subpolar (McCartney e Talley 1982). Como citado anteriormente, esta formação é semelhante a AMSA do Oceano Austral, apresentando a geração

de termostatas em maiores latitudes que as AMSTs (McCartney 1982). Seu desenvolvimento é detectado no centro e no leste do Atlântico Norte, associado a circulação subpolar desta bacia (McCartney e Talley 1982), mais precisamente à Corrente de Irminger, Corrente do Labrador e às Correntes de Greenland de Leste e Oeste. O afloramento das camadas de mistura apresenta densidades potenciais entre $26,9 \text{ kg m}^{-3}$ e $27,7 \text{ kg m}^{-3}$, com temperaturas entre cerca de 8°C a 15°C (McCartney e Talley 1982). Desta forma, AMSPs menos densas, com temperaturas entre 10°C e 15°C , participam do giro subtropical anticiclônico a leste e a sul do Atlântico Norte. Por sua vez, as picnóstatas mais densas e frias (8°C a 10°C), denominadas Águas do Mar de Labrador, influenciam indiretamente as Águas Centrais em latitudes subtropicais (Talley e McCartney 1982).

1.2.6 Atlântico Sul

- Água Modal Subtropical do Atlântico Sul (AMSTAS)¹²;
- Água Modal Subtropical de Leste do Atlântico Sul (AMSTLAS)¹³.

Tsuchiya et al. (1994) através de uma longa seção de CTD do Oceano Atlântico de $0^\circ40'\text{N}$ até 54°S , ao longo de 25°O , identificaram duas categorias de águas modais, vinculadas a frentes oceânicas (Frente Polar ($49,5^\circ\text{S}$), Subantártica (45°S), Subtropical (41° a 42°S), Corrente do Brasil (35°S) e uma frente entre 20° e 22°S). Tsuchiya et al. (1994) classificaram ambas as águas como pertencentes ao conjunto das AMSAs. A mais densa localiza-se ao sul de 36°S com temperatura em torno de $11,6^\circ\text{C}$, salinidade de 35,1 e densidade potencial de $26,72 \text{ kg m}^{-3}$, vinculada à frente Subtropical (41° a 42°S). A menos densa apresenta temperaturas entre 13°C e $13,5^\circ\text{C}$, salinidade entre 35,2 e 35,4 e intervalo de densidade entre $26,5 \text{ kg m}^{-3}$ e $26,6 \text{ kg m}^{-3}$, a norte de 36°S , separadas pela Frente da Corrente do Brasil (35°S).

A partir desse trabalho e de outros estudos realizados no Atlântico Sul (Rodén 1989; McCartney 1982), pode-se compreender que a picnóstata mais densa ($\sigma_\theta > 26,72 \text{ kg m}^{-3}$) continua sendo classificada como AMSA, pois apesar de ser identificada próxima a Frente Subtropical, sua formação ocorre vinculada a FSA. Porém, a porção menos densa, encontrada mais ao norte, tem sua formação relacionada à região da FST (Provost et al. 1995), portanto, foi reclassificada como AMST.

Tendo essa nova categoria de água modal proposta para o Atlântico Sul, Provost et al. (1999) identificaram três variações da AMST e uma AMST de Leste no Atlântico Sul. Para tal fim, foram utilizados dados hidrográficos de diversos projetos (*South Atlantic Ventilation Experiment* – SAVE, *Oceanus*, *Ajax*, *Marathon Expedition* e cruzeiros do programa *Confluence*) entre 1980 e 1990, juntamente com dados de XBT (do inglês, *Expandable Bathythermograph*) do programa *World Ocean Circulation Experiment* (WOCE).

Foram observados valores mínimos de VP ($1,2 \times 10^{-12} \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$) vinculados a três classes de densidade: $26,2 \text{ kg m}^{-3}$, $26,45 \text{ kg m}^{-3}$ e $26,6 \text{ kg m}^{-3}$. Estes três conjuntos foram denominados AMST1, AMST2 e AMST3. Dentre as três, a variedade mais quente é representada pela AMST1, com temperatura de $17^\circ\text{C} \pm 1^\circ\text{C}$, salinidade de $36,0 \pm 0,1$, centrada a 100 m de profundidade. Este tipo de AMST apresenta densidade de $26,2 \text{ kg m}^{-3}$ com valores de VP inferiores a $1,2 \times 10^{-12} \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$. A AMST2 é identificada pela isopicnal de $26,45 \text{ kg m}^{-3}$ e pelos menores valores de VP ($Q < 0,5 \times 10^{-12} \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$) dentre as três variedades. Esta é definida por temperatura de $15,0^\circ\text{C} \pm 1^\circ\text{C}$ e salinidade de $35,60 \pm 0,15$, afundada entre 150 m e 400 m. O terceiro tipo (AMST3) é identificada pela isopicnal mais densa ($\sigma_\theta = 26,65 \text{ kg m}^{-3}$), menores temperaturas ($\theta = 13^\circ \pm 1^\circ\text{C}$) e menores valores de salinidade ($S = 35,30 \pm 0,25$). Este tipo de AMST é localizada mais profundamente, entre 400 m e 600 m com valores de VP entre $(0,8 \text{ e } 1,2) \times 10^{-12} \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$.

Gordon (1981) havia identificado a formação de termostatas de 12°C a 17°C , com densidade entre $26,3 \text{ kg m}^{-3}$ e $26,8 \text{ kg m}^{-3}$, na região da Confluência Brasil–Malvinas, devido a processos convectivos ocorridos no inverno. Provost et al. (1999), da mesma forma, observaram que a formação das AMSTs ocorrem principalmente do oeste da bacia (da costa até cerca 28°O), nas proximidades da recirculação e retroflexão da Corrente do Brasil, dentro da porção quente da Água Central do Atlântico Sul (ACAS), transportadas para dentro da região da Confluência pela Corrente do Brasil (Maamaatuaiahutapu et al. 1999). Algumas porções destes tipos de água, principalmente da AMST3, são constatadas sendo formadas a leste de 20°O , durante invernos intensos, porém, os volumes detectados são considerados baixos em relação a formação da porção oeste.

Uma formação, diferente dos três tipos identificados, no lado leste da bacia foi também identificada, em uma seção perpendicular a África do Sul, correspondente a uma AMST advectada pelos anéis da Corrente das Agulhas do Oceano Índico para o Atlântico Sul. Esta água apre-

senta valores de densidade próximos aos da AMST1, porém, mais quente ($15,5^{\circ}\text{C} \pm 0,6^{\circ}\text{C}$) e mais salina (35,4). Assim, com uma picnostata de $26,2 \text{ kg m}^{-3} \pm 0,1 \text{ kg m}^{-3}$, essa AMST pode ser considerada o caso de Leste do Atlântico Sul. Porém, nenhum trabalho mais aprofundado sobre o tema foi produzido.

Posteriormente, 15 anos após o estudo da Provost et al. (1999), as águas modais subtropicais do Atlântico Sul foram observadas através de dados de temperatura e salinidade de perfiladores Argo por Sato e Polito (2014). Os autores impuseram os seguintes requisitos para a identificação destas camadas homogêneas:

- temperatura potencial dentro do intervalo de $11,5^{\circ}\text{C}$ a $18,5^{\circ}\text{C}$;
- salinidade dentro do intervalo de 34,7 a 36,5;
- valor mínimo de vorticidade potencial: $q < 1,5 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$;
- gradiente vertical de temperatura menor que $0,01^{\circ}\text{C m}^{-1}$;
- camadas posicionadas acima da termoclina permanente;
- espessura da camada de no mínimo 100 m;

Após a seleção destes pontos, dependendo da localização e da época do ano que foram observados, os perfis foram separados em duas diferentes configurações, baseado na distribuição vertical destes. A primeira configuração está relacionada aos perfis dos meses de inverno que apresentavam perfis homogêneos com baixos valores de VP e em contato com a superfície. Essa configuração teria relação com o processo de formação da camada de água modal que contribuiu com o aprofundamento da camada mistura preexistente. A segunda configuração pode estar presente durante todo o ano e tem relação com os perfis localizados abaixo da superfície, que apresentam as mesmas características de homogeneidade e de VP.

Dentre um dos critérios do processo de seleção, Sato e Polito (2014) somente consideraram como água modal aqueles perfis cuja profundidades médias referentes à suposta camada de mistura que fosse significativamente mais profunda que a média climatológica da camada de mistura, baseado em dados desenvolvidos por Holte et al. (2010). Dessa maneira, tornou-se possível distinguir os perfis que potencialmente continham uma camada de mistura significativamente mais profunda, em outras palavras, relacionada com a formação da AMST.

Em seguida da seleção de perfis representativos da AMST, os autores buscaram, da mesma maneira que o feito no trabalho da Provost et al. (1999), classificar os dados encontrados

em tipos de AMST. Para tanto, foi aplicado um método *K means* de análise de Cluster não-hierárquica (Gong e Richman 1995). Desta maneira, os 3306 perfis selecionados foram divididos entre três tipos de AMST, entre 25°S e 50°S com suas temperaturas, salinidades e densidades típicas.

Na tabela abaixo apresentamos os resultados de Sato e Polito (2014) (Tabela 1):

Tabela 1: Sumário dos parâmetros dos tipos de AMSTAS onde T é a temperatura potencial; S a salinidade; σ_θ a densidade potencial; N o número de perfis selecionados para cada tipo; E é a espessura média e E_{max} a espessura máxima.

AMSTAS	$T(^{\circ}\text{C})$	S	$\sigma_\theta \text{ (kg m}^{-3}\text{)}$	N	$E \text{ (m)}$	$E_{max} \text{ (m)}$
1	$15,0 \pm 0,9$	$35,6 \pm 0,2$	$26,4 \pm 0,1$	1157	159 ± 53	380
2	$16,7 \pm 0,9$	$35,7 \pm 0,2$	$26,1 \pm 0,1$	1110	152 ± 42	325
3	$13,2 \pm 0,9$	$35,2 \pm 0,2$	$26,5 \pm 0,1$	1039	164 ± 61	335

A partir desses resultados vimos que a AMSTAS1 se concentra a oeste de 25°O na recirculação da Corrente do Brasil (CB), a AMSTAS2, que representa a água menos densa das três, ocupa uma vasta área desde cerca de 55°O até o lado leste da bacia e a AMSTAS3, que é a mais densa dentre as três, é formada ao longo da FST, na parte sul do giro subtropical, como podemos observar a distribuição na Figura 6.

Figura 6: Distribuição da AMSTAS1 (vermelho), AMSTAS2 (azul) e AMSTAS3 (verde), resultado da análise de cluster de acordo com Sato e Polito (2014).

Em conjunto com a identificação e classificação das AMSTs no Atlântico Sul, Sato e Polito (2014) buscaram relacionar o processo de formação e transporte destas com energia cinética, vórtices e balanço de calor pela superfície. Apesar de terem sido encontrados alguns resultados,

as relações deste fenômeno com a formação da AMST continuaram imprecisas. Ou seja, os estudos de AMST na região do Atlântico Sul ainda precisam ser investigados através de outras fontes de dados como *gliders*, cruzeiros oceanográficos, fundeios e até mesmo um aumento da cobertura dos Argos na região.

2 Objetivos

2.1 Hipótese

A hipótese científica que foi testada neste trabalho é de que as variações em escala intra e interanuais do volume formado de água modal subtropical do Atlântico Sul estão correlacionadas com as flutuações do balanço de fluxo de calor pela superfície.

2.2 Objetivos geral e específicos

O objetivo geral desse projeto é identificar e determinar o volume de água modal subtropical no Atlântico Sul a partir de um conjunto de dados de temperatura e salinidade capaz de representar a sua variabilidade no tempo e no espaço de forma contínua. Para tanto, foi utilizado um conjunto de dados com médias mensais de campo tridimensionais desses parâmetros oceânicos. Como objetivos específicos, podemos destacar:

- Selecionar do conjunto de dados de temperatura e salinidade, perfis que apresentam características específicas da água modal subtropical do Atlântico Sul, através da utilização de critérios de temperatura, salinidade, densidade típicas e valores mínimos de vorticidade potencial, comparando a utilização de dois métodos de seleção de perfis representantes de AMSTAS;
- Avaliar a distribuição espacial e temporal dos perfis selecionados, separando entre perfis associados ao processo convectivo de formação da camada de mistura profunda, perfis superficiais anteriores ao processo de afundamento e perfis representantes da AMSTAS consolidada em subsuperfície;
- Estimar a espessura da camada de água modal mensalmente e assim, em conjunto com a distribuição horizontal, determinar a variação temporal do volume da AMSTAS das três subdivisões: formação, superficiais e subsuperficiais;
- Utilização da metodologia de Walin (1982) e Maze et al. (2009) para a avaliação do papel da fluxo de calor na interface oceano-atmosfera sobre a formação da AMST do Atlântico Sul através, no primeiro caso, de um intervalo de duas isothermas e, no segundo caso, um intervalo de duas isopícnais típicas da formação da AMSTAS.

3 Área de estudo

A região de estudo inclui a porção sul do Atlântico Sul entre 20°S a 50°S e 70°O a 10°O, onde observamos o giro subtropical do Atlântico Sul, que é formado por quatro principais correntes, Figura 7: na borda oeste, observamos a Corrente do Brasil, que escoar para o sul ao longo da costa brasileira; ao sul, a Corrente do Atlântico Sul, que flui para leste; na borda leste, observamos a Corrente de Benguela; ao norte, notamos uma corrente para oeste, chamada Corrente Sul Equatorial, que se divide em Corrente do Brasil e na Corrente Norte do Brasil (Peterson e Stramma 1991), quando atinge a costa brasileira por volta de 10°S. A água modal geralmente ocorre associada à região das correntes de contorno e das frentes oceânicas associadas ao limite sul do giro subtropical.

Figura 7: Representação das correntes geostroficas superficiais de larga escala do Atlântico Sul. Do sul para o norte (siglas referentes aos nomes em inglês): Corrente Circumpolar Antártica (AACC), Corrente das Malvinas (MC), Corrente do Atlântico Sul (SAC), Corrente das Agulhas (CA), Corrente do Brasil (BC), Corrente de Benguela (BgC), Corrente Sul Equatorial (SEC) com o ramo central (SEcC) e equatorial (SEeC), Contracorrente Sul Equatorial (SECC), Subcorrente Sul Equatorial (SCSE), Subcorrente Equatorial (EUC) e a Corrente Norte do Brasil (NBC). Fonte: Adaptado de Stramma e England (1999).

O giro subtropical possui importantes particularidades em sua composição para a formação das águas modais subtropicais. A primeira é a influência da Corrente das Agulhas (Gordon

1985), ao sul da África, cuja variação está associada aos ventos de oeste (Beal et al. 2011). Com o deslocamento do campo de ventos para o sul durante períodos climáticos quentes, há o aumento do vazamento devido ao alargamento da passagem entre o continente africano e a Frente Subtropical. Caso ocorra o deslocamento do campo de ventos para o norte durante períodos de climas frios, ocorrerá uma diminuição do vazamento das águas vindas da corrente das Agulhas (Beal et al. 2011). Estas variações podem causar efeitos, em menor escala temporal, na intensidade da circulação do Atlântico Sul e em maior escala, nas propriedades termohalinas. Segundo Olson et al. (1992), a retroflexão da Corrente das Agulhas (RCA) introduz, superficialmente, uma água relativamente mais quente (13°C a 18°C) e salina (35,1 a 35,8) no Atlântico Sul, que juntamente com a ação de massas de ar subpolares, ocorre o afundamento dessas águas e a consequente formação da água subtropical do Atlântico Sul (Gordon 1985; Fine et al. 1988).

A segunda particularidade a ser observada é que, diferente de outras correntes de borda oeste, a Corrente do Brasil (CB) possui fluxo relativamente fraco (Stommel 1965), devido à oposição das componentes de velocidade (“termohalina” e “gerada pelo vento”).

Por fim, uma última feição do giro subtropical importante para a região de formação das águas modais subtropicais é a Confluência Brasil–Malvinas (CBM) (Gordon e Greengrove 1986). Esta confluência ocorre entre 35°S a 40°S , onde a Corrente do Brasil se encontra com a Corrente das Malvinas (CM), que flui em sentido oposto a Corrente do Brasil (Gordon 1989) com menores temperaturas que a CB. Junto a esta confluência podemos caracterizar a Frente Subtropical do Atlântico Sul (Legeckis e Gordon 1982) devido aos diferentes gradientes de temperatura entre as correntes durante a primavera e o verão. Esta frente estende-se para leste até o oceano Índico (Deacon e Britain 1937).

Segundo Gordon (1997) a frente é considerada como uma descontinuidade superficial da temperatura e da salinidade de até 4°C e 0,005, associada ao ponto onde ocorre o distanciamento da CBM da plataforma continental (Piola et al. 2000). Entre 1993 e 2008 ocorreu uma variação de 1,5 graus de latitude da CB para o Sul, aproximando esta corrente com a CM, porém não foram notadas alterações significativas no transporte geostrófico entre estas correntes (Goni et al. 2011). Para tanto, devido ao contraste termohalino identificado, a Confluência Brasil–Malvinas é considerada um região de intensa dinâmica e instabilidade (Escoffier e Provost 1998). E por consequência, podemos identificar intensos gradientes de fluxos de energia e em momento, que influenciam verticalmente a termodinâmica atmosférica e oceânica.

Essas feições são importantes pois nessas regiões observamos potencial ocorrências dos processos de ventilação no Atlântico Sul através de camadas de mistura profundas (Gordon 1981), proporcionando a formação de águas modais coincidindo com médias anuais negativas de fluxo de calor no final de cada inverno. Em ambas as costas, nota-se também que o processo de ventilação não se estende sobre toda a região, mesmo apresentando um fluxo de calor negativo. Isto ocorre devido ao fato de que a termoclina permanente torna-se mais rasa ao norte de 30°S, formando uma barreira para a formação dessas camadas (Provost et al. 1999).

4 Dados e metodologia

O objetivo do projeto foi examinar a distribuição vertical e horizontal e a variação volumétrica intra e interanual da AMSTAS, e a relação da formação dessa classe de água modal com o balanço de calor através da superfície dos oceanos. Para tanto, a investigação da hipótese envolveu a utilização de dados de temperatura (T) e salinidade (S), aplicados na identificação da AMSTAS e na investigação sobre a influência do fluxo de calor sobre a sua formação.

4.1 Dados de temperatura e salinidade do ISAS

Para avaliar a estrutura vertical de temperatura e salinidade foi utilizado um conjunto de dados de médias mensais produzido e distribuído pelo French Research Institute for Exploitation of the Sea (IFREMER). Esse conjunto de dados globais é denominado In Situ Analysis System (ISAS) (Gaillard et al. 2009; Brion e Gaillard 2012), sendo desenvolvido e mantido pelo Laboratoire de Physique des Océans – IFREMER (LPO – IFREMER) em conjunto com o sistema de observação ARGO – Observing System (ARGO – SO).

O ISAS foi criado como uma ferramenta de análise dos campos interpolados de temperatura e salinidade, inicialmente desenvolvida para a síntese do conjunto de dados dos flutuadores Argo para o Atlântico Nordeste. Com o aumento da disponibilidade de dados Argo, o ISAS tornou-se um produto de cobertura global e, posteriormente, incorporou outras fontes de dados. Dessa forma, atualmente, o ISAS é composto por dados de diferentes equipamentos autônomos, derivadores fixos ou lançados por navios. Mais especificamente, as fontes principais são dados dos perfiladores Argo, XBTs, CTDs e sensores instalados em bóias de deriva ou fundeados (Gaillard e Charraudeau 2008).

Sobre esse conjunto bruto de dados já foi aplicado um controle de qualidade antes da interpolação, visando a retirada de informações errôneas e dados repetidos. Assim, a exclusão dos dados errados é baseada na detecção de valores anômalos (*spikes*) através da avaliação da primeira e segunda derivada dos pontos sobre a distribuição das medidas nas adjacências de um determinado ponto no tempo e no espaço, e na diferença do valor de ponto a ponto com a climatologia. Já para os dados sobrepostos, ou seja, mais de um dado para um ponto de grade é calculada a média entre eles e substituído por este valor encontrado.

Após o controle de qualidade, a LPO utiliza a metodologia de Bretherton et al. (1976) para

a interpolação na forma de mapas com grade regular a partir desse conjunto irregularmente espaçado. Após este processo, uma variável denominada "Quality Code (QC)" (em português, Código de Qualidade) é criada para representar a qualidade da interpolação para cada ponto da grade. Este valor representa a diferença entre o valor real e o interpolado, ou seja, quanto menor o valor, melhor terá sido a interpolação.

A interpolação aplicada sobre os dados gera, para a salinidade e a temperatura, uma grade horizontal com a longitude variando de $0,5^\circ$ em $0,5^\circ$ e com a resolução variando com a latitude de $0,5^\circ$ no Equador a $0,1125^\circ$ ($77^\circ\text{N} / 77^\circ\text{S}$). Para a vertical, é gerada uma grade com 152 níveis, seguindo o seguinte padrão (Tabela 2):

Tabela 2: Intervalos da profundidade original do conjunto de dados ISAS.

Níveis	Intervalo de profundidade (m)	Variação (m)
1°	0 e 3	—
2°	5 a 100	de 5 em 5
3°	110 a 800	de 10 em 10
4°	820 a 2000	de 20 em 20

Para o presente trabalho, utilizamos o ISAS na versão V.5.1 para o período de 2002 a 2009 e a versão V.6 para 2010 a 2014. Esses conjuntos de dados mensais incluíram um total de 156 meses, de 2002 a 2014. Atualmente o ISAS tem sido atualizado em tempo quase real.

4.2 Tratamento dos dados de temperatura e salinidade

Conforme descrito anteriormente, o conjunto de T e S do ISAS são interpolados na forma de mapas, porém a grade não é uniforme no espaço. Para tanto, após a seleção dos dados na região de interesse do estudo, os dados foram interpolados para uma grade regular de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Ou seja, com esta interpolação, retirou-se a variação da resolução dos dados em função da latitude.

Houve necessidade também da interpolação linear vertical, gerando uma grade com 401 níveis variando da superfície (0 m) a 2000 m em intervalos de 5 em 5 metros. Com o aumento da quantidade de níveis verticais dos dados, tornou-se mais preciso avaliarmos o volume dos perfis de água moda.

Fundamentado nesta nova grade, foram calculadas, ponto a ponto, a temperatura potencial e densidade potencial referenciados na superfície (Fofonoff e Hall 1983). Assim, a partir deste ponto, ao nos referirmos a temperatura e densidade potencial, omitiremos a escrita "potencial" para facilitar a escrita e compreensão do texto.

Estimamos os gradientes verticais de temperatura e de densidade, fatores que são essenciais para a identificação da água modal. Por fim, em posse do gradiente de densidade, tornou-se possível determinar o valor da vorticidade potencial (VP), de acordo com a equação 1:

$$q = \frac{f}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}, \quad (1)$$

onde $\frac{\partial \rho}{\partial z}$ é o gradiente vertical da densidade, f é o parâmetro de Coriolis e ρ a densidade ponto a ponto.

4.3 Critérios de identificação e cálculo de volume

As águas modais, como visto anteriormente, são identificadas através da utilização de critérios de seleção aplicados a perfis de salinidade, temperatura e densidade. Esses perfis apresentam características verticalmente homogêneas, com espessas camadas com valores mínimos de vorticidade potencial. Desta forma, podemos abordar a localização destas águas de maneiras diferentes utilizando a combinação destes parâmetros.

O método utilizado baseou-se na metodologia desenvolvida por Sato e Polito (2014), brevemente descrita na seção 1.2.6. Esse método, de forma geral, fundamenta-se na aplicação de critérios como o valor baixo de VP, intervalo de temperatura (11,5°C a 18,5°C) e salinidade (34,7 a 36,5) mais amplos e gradiente vertical de temperatura menor que 0,010°C m⁻¹, entretanto, este último critério foi testado novamente, com diferentes valores, no conjunto de dados ISAS.

Após a aplicação dos critérios de temperatura, salinidade e PV definidos por Sato e Polito (2014), todos os perfis foram submetidos aos seguintes critérios adicionais para garantirmos que os segmentos selecionados são representativos do processo dinâmico que estamos investigando:

- Perfis deveriam apresentar mais de 31 níveis de profundidade, ou seja, maiores que 100 m, baseado nos valores das profundidades médias de Sato e Polito (2014) (Tabela 3);

- Visando a identificação da homogeneidade, os perfis não poderiam apresentar *gaps* (ausência de dados dentro de um perfil) maiores que 20 m.

Os perfis encontrados com a presença da AMSTAS foram separados em duas categorias: os de superfície e de subsuperfície conforme ilustrado na Figura 8. Os de superfície representam os perfis homogêneos em contato com a interface oceano–atmosfera, ou seja, com o topo posicionado entre 0 e 15 m. Os perfis de subsuperfície foram definidos como a AMSTAS durante o processo de submersão, ou seja já afundada, portanto, já sem contato com a superfície. Os perfis foram relocados para essa categoria de subsuperfície através da análise da profundidade mínima, isto é, caso o topo da camada estivesse a profundidades mínimas maiores que 15 m, o classificaríamos como de subsuperfície.

Figura 8: Exemplo de perfis típicos de temperatura contendo água modal de superfície (esquerda) e de subsuperfície (direita), evidenciadas na figura pelos segmentos dentro do retângulo laranja.

Para os casos em que os perfis apresentaram falhas (*gap*) superiores a 20 m, foi analisada a possibilidade de identificar a presença tanto da camada superficial quanto de subsuperfície.

Para tanto, ambas as camadas deveriam ser maiores que 100 m. Após a subdivisão, os perfis de superfície foram comparados aos dados de profundidade média da camada de mistura climatológica(CMC) (Holte et al. 2010), ou seja, perfis selecionados com profundidades menores que o valor da CMC foram excluídos do conjunto.

Após a aplicação deste critérios, foram testados três diferentes gradientes verticais de temperatura ($\frac{dT}{dz} = 0,020^{\circ}\text{C m}^{-1}$, $0,015^{\circ}\text{C m}^{-1}$ e $0,010^{\circ}\text{C m}^{-1}$) e valores de VP mínimos como limitantes na seleção de perfis com água modal. A definição do maior valor de $\frac{dT}{dz}$ ($0,020^{\circ}\text{C m}^{-1}$) teve como base o critério de identificação da profundidade do topo da termoclina, que tem como característica a variação vertical de temperatura maior que $0,2^{\circ}\text{C}$ a cada 10 m observada a partir dos dados ISAS (de Boyer Montégut et al. 2007). Dessa forma, garantimos a seleção de perfis no limite que a camada selecionada estará sempre acima da termoclina principal. A escolha dos outros dois valores de $\frac{dT}{dz}$ ($0,010^{\circ}\text{C m}^{-1}$ e $0,015^{\circ}\text{C m}^{-1}$) foi baseada nos valores típicos da AMST apresentados por Provost et al. (1999). Neste trabalho, observamos que os valores menores do gradiente vertical de temperatura se concentram a leste de 20°O e os valores medianos ($0,015^{\circ}\text{C m}^{-1}$), a oeste de 20°O .

Após esta seleção prévia, dentro dos três conjuntos formados, foram identificadas as classes de temperatura mais incidentes que possuíam água modal associada. Deste modo, tornou-se possível estimar o volume relacionado a cada tipo de temperatura (entre $11,5^{\circ}\text{C}$ e $18,5^{\circ}\text{C}$). Assim, os dados foram novamente manipulados, porém, com a aplicação desse novo intervalo de temperatura estabelecido, baseado nas classes de temperatura com os maiores volumes vinculados do conjunto de dados em acréscimo ao que processamento anterior.

Posteriormente, em uma segunda abordagem, adotamos a vorticidade potencial como forma de identificar a presença de camadas homogêneas. Com base nestas camadas selecionadas, foi determinado o valor de densidade médio e o desvio padrão, visando estimar um valor típico para essa formação. Em posse desses valores médios, determinamos um intervalo típico de densidade para a AMSTAS, que foi combinado ao critério aplicado de VP baixo para refinar a seleção. Uma forma alternativa de selecionarmos perfis homogêneos é a avaliação do gradiente vertical de temperatura somente, ao invés do uso da VP, que considera o gradiente de densidade, ou seja, inclui-se o efeito da salinidade.

Como o nosso objetivo não é excluir o efeito da salinidade nesta primeira avaliação, tivemos a criação de dois conjuntos de perfis de AMSTAS, onde o primeiro conjunto priorizou a avali-

ação da influência da temperatura ao aplicarmos o critério de $\frac{dT}{dz}$ sobre os dados e o segundo a combinação da salinidade e da temperatura, sumarizados na densidade, sem priorizar nenhum dos parâmetros. No Capítulo 5, nas seções 5.2 e 5.3, esta avaliação foi realizada, com as etapas de desenvolvimento e os resultados encontrados sobre os dois conjuntos de perfis selecionados de AMSTAS.

Após a aplicação dos critérios estipulados pelas duas seleções, foram gerados gráficos, que chamamos de "mapas de frequência de ocorrência", com a quantidade de vezes, dentro do conjunto de dados, em que identificamos a ocorrência de água modal em determinado ponto da grade amostral dividido pelo número total de possíveis observações. Dessa forma, a quantidade de ocorrências foi apresentada com valores em porcentagem de cada ponto.

A idealização destes mapas está relacionada a necessidade de estimarmos uma distribuição horizontal típica da AMSTAS e de seus parâmetros dentro do conjunto de 13 anos de dados (2002 a 2014). Para o período de formação (julho, agosto, setembro e outubro, que denominamos por JASO) obtivemos a possibilidade de 52 eventos com água modal, na superfície, e para os perfis em subsuperfície o total de 156 possíveis ocorrências para cada ponto. Então, estes mapas foram empregados para avaliarmos a relevância de determinado ponto ou região dentro do cálculo de média das espessuras, para criarmos regiões típicas de água modal para cada tipo de seleção.

Em seguida da definição de uma região típica de água modal, usamos uma variante do mapa de frequência de ocorrência para estudarmos a distribuição horizontal da AMSTAS interanualmente para cada mês. Portanto, devido a menor quantidade de possíveis eventos, não apresentaremos os dados em porcentagem, e sim, através do valor real de número de ocorrências (N entre 0 e 13 ocorrências).

O estudo dos padrões da distribuição horizontal mensal da camada de água modal, tanto de superfície quanto de subsuperfície, foi expandida para uma análise vertical das camadas, através do exame da variação mensal das espessuras. Para tanto, transformamos os valores de N em um fator de 0 a 1 denominado de $\mathbb{C}$, através do simples cálculo de $\mathbb{C} = \frac{N}{13}$ representando os 13 anos de dados. Dessa maneira, ao combinarmos $\mathbb{C}$ de cada mês com os valores médios mensais das espessuras, obtivemos mapas de espessura com a ocorrência daquele ponto ao longo dos anos, em outras palavras, podemos observar a espessura média e a relevância de cada ponto dentro de um conjunto de 13 anos de dados. Isto posto, destacamos dos mapas médios aqueles pontos que

apresentaram baixos valores de $\mathbb{C}$ (menores que a metade). Através dessa análise, foi possível determinar um ciclo típico da água modal subtropical do Atlântico Sul.

Por fim, estudamos a variação volumétrica interanual das camadas de superfície e subsuperfície da AMSTAS. Para tanto, consideramos cada ponto da grade como um cubo de volume (v_c) de $L \times L \times \Delta h$, onde L é o valor em metros da resolução da grade de dados e Δh o intervalo vertical de ponto a ponto. Deste modo, o cálculo do volume pode ser definido através da seguinte formulação:

$$V = \sum_n H \times v_c \times \cos(lat) \quad , \quad (2)$$

onde V é o volume estimado (m^3) que é a somatória dos n perfis identificados em cada mês, H o número de pontos no perfil (m), $\cos(lat)$ o valor do cosseno da latitude do ponto, e v_c o volume do cubo (m^3), que para este estudo é calculado sendo $L = 56000$ m e $\Delta h = 5$ m. Sendo que a variação da distância entre os paralelos é considerada através da utilização da função cosseno.

4.4 Formação da água modal

Até a presente seção, definimos apenas a divisão entre perfis de AMSTAS de superfície e de subsuperfície. Contudo, há neste trabalho uma terceira subdivisão dos dados identificados com água modal, chamada "formação" que inclui perfis com valores de VP ainda menores.

A utilização de um valor baixíssimo de VP foi baseada no trabalho de Forget et al. (2011), que consideraram que perfis com VP menores que $2 \times 10^{-11} m^{-1} s^{-1}$ representariam camadas de mistura recentemente afetadas por processos convectivos. Isto é, dentre todos os perfis de água modal, definidos como camadas de baixa VP, selecionamos perfis com valores ainda menores que representam águas recém formadas através da interface oceano-atmosfera. Esta nova seleção permitiu concentrarmos nas camadas de formação de AMSTAS recém influenciadas pelas trocas de calor através da superfície.

O volume estimado destes perfis selecionados com baixa VP foi comparado com o volume calculado através das equações 11 e 12 da metodologia descrita na seção 4.6 da formação de água. Esta comparação nos permitiu compreender o impacto do balanço de calor na formação da AMSTAS. O resultado dessa seleção será apresentado posteriormente na seção 5.9.

4.5 Dados de fluxo de calor

A radiação solar de ondas curtas é a principal fonte de energia para o sistema climático, sendo que, devido a esfericidade da Terra, ela atinge a superfície terrestre com diferentes intensidades. O calor introduzido na superfície dos oceanos é redistribuído da região equatorial (máxima incidência da radiação solar) para os pólos (menores incidências), através das correntes oceânicas de borda oeste. Podemos assim considerar os oceanos como moderadores climáticos.

O balanço de calor através da superfície foi calculado através de dados de fluxo de calor do projeto Objectively Analyzed air–sea Fluxes (OAFlux) (Jin e Weller 2008), obtidos no site <http://www.oaflux.whoi.edu>. O projeto recebe este nome por utilizar análise objetiva, assim, possibilitando a avaliação do erro nos dados visando a melhoria dos fluxos de calor globais. Dessarte, ao reduzir o erro em cada fonte de dado, gerando um produto com variância mínima de erro. Esse projeto visa a produção de análises globais, consistentes e multidecadais, de fluxo de momentum ($\text{N}\cdot\text{s}\cdot\text{m}^{-2}$), balanço de calor atmosfera–oceano ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) e de evaporação para estudos de balanço de energia global, ciclo da água, circulação do oceano e da atmosfera, e clima.

Os dados do OAFLUX foram gerados desde o início da década de 1950 até os dias atuais através da combinação de informações provenientes de satélites, observações por embarcações compilados pelo Comprehensive Ocean–Atmosphere Data Set (COADS) (Woodruff et al. 1998)) e saída de modelos de reanálises atmosféricas de diversos centros de previsões climáticas (Numerical Weather Prediction – NWP). Devido ao fato da acurácia destes dados depender da densidade amostral, a combinação destas diversas fontes contribuiu para uma cobertura global diária em grades de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ (Zeng et al. 2009). É importante salientar que os dados de satélite só começaram a ser utilizados a partir de 1987 (Yu e Weller 2007).

O cálculo do balanço de calor pela superfície é desenvolvido com base na seguinte definição (equação 3):

$$Q_T = Q_i + Q_b + Q_l + Q_s \quad , \quad (3)$$

onde Q_T é o fluxo de calor através da interface, dividido em 4 componentes ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$): Q_i é o fluxo de radiação solar de ondas curtas, sendo o maior termo da equação e sempre positivo, Q_b é

o fluxo de ondas longas devido as emissões térmicas entre a superfície do planeta e a atmosfera, é também conhecida de radiação de corpo negro, Q_l representa o fluxo de calor latente, que é a energia associada à mudança de fase de uma substância durante a evaporação, e o Q_s o fluxo de calor sensível, que é associado a transferência de energia por condução entre dois corpos à temperaturas diferentes.

O fluxo de calor latente e sensível do OAFlux são constituídos através do uso das variáveis meteorológicas e oceânicas obtidas para satélites ou modelos, utilizando o algoritmo de fluxo de momento e energia para parametrização, baseado em fórmulas bulk do COARE versão 3.0 (Fairall et al. 2003). Essas componentes do fluxo do calor pela superfície também conhecidos como turbulentas estão disponíveis desde 1958 até 2016. Os fluxos radiativos são provenientes dos dados de radiação de ondas longas e curtas calculados continuamente através do International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP), disponíveis entre 1983 até 2009.

Para a análise do balanço de calor pela superfície, foram usados os dados de fluxo de calor diários entre os anos de 2002 e 2009. Os dados foram selecionados na região de estudo, para avaliarmos a relação entre a formação das águas modais subtropicais do Atlântico Sul e o balanço de calor pela superfície, conforme avaliado qualitativamente por Provost et al. (1999).

4.6 Estimativa do volume formado por fluxo de calor pela superfície

A utilização dos dados de fluxo de calor teve como objetivo estimar o volume de água modal potencialmente formado mensalmente devido apenas a troca de calor na interface oceano-atmosfera. Para tanto, usamos a metodologia inicialmente proposta por Walin (1982), que foi modificada, aprimorada e aplicada por diversos autores (Garrett et al. 1995; Marshall et al. 1999; Donners et al. 2005; Maze et al. 2009; Forget et al. 2011; Cerovecki et al. 2011).

Tendo como motivação o princípio de que a variação de temperatura da superfície do mar tem relação com a variação espacial da mesma, Walin (1982) buscou identificar as relações da circulação referente a esta variação espacial com a transferência de calor pela superfície do oceano. Em outras palavras, buscou-se examinar a formação de água dentro de um dado intervalo de isotermas, anterior ao processo final de afundamento desta água nos polos. Assim, ao definir uma determinada região no oceano, o método considera três principais pontos: o estado térmico da região, os processos térmicos dentro desta região e as interações com as regiões adjacentes que formarão e transformarão as águas dentro dessa região. De maneira mais

específica e elucidativa, o início do desenvolvimento teórico é melhor explorado no **Apêndice A**.

Baseado nos resultados encontrados por Walin (1982) sobre a relação da variação do fluxo de volume de uma região com a soma dos fluxos de calor e de volume de regiões adjacentes, Marshall et al. (1999) analisou a taxa de transformação de uma massa d'água dentro de um dado intervalo de densidade relacionada com os fluxos de suas interfaces. Por meio desta análise, concluiu-se que o volume de uma região R , para uma dada densidade (σ) em um dado tempo (t), ou seja, $V(\sigma, t)$, na ausência de processos difusivos, só é alterado pelo fluxo de volume através dos limites da região, como podemos observar na Figura 9.

Figura 9: Diagrama retirado de Marshall (1999) que ilustra na figura (a) a região cinza R limitada lateralmente pelas superfícies isopícnais e, verticalmente, pela superfície do oceano e por uma profundidade definida por $H(x, y)$. As áreas destas superfícies limitantes são definidas por $A_\sigma(\sigma, t)$, $A_{\sigma_1}(\sigma_1, t)$, $A_{th}(\sigma, t)$ e $A_s(\sigma, t)$. Os fluxos diapícnais através das isopícnais são definidos por $A(\sigma, t)$ e o fluxo através de H é dado por $M(\sigma, t)$. Na figura (b) observamos a área onde ocorre o afloramento na superfície de R denominada por A_s .

Dessa forma, excluindo o transporte de volume através da superfície e do fundo do oceano, a conservação do volume é dado por (equação 4):

$$\frac{\partial V(\sigma, t)}{\partial t} = A(\sigma_1, t) - A(\sigma, t) - M(\sigma, t) , \quad (4)$$

onde A é o fluxo de volume diapicnal limitado pela superfície isopicnal $\sigma_i = 1, 2$; e $M(\sigma, t)$ é o fluxo de volume em direção ao fundo.

Posteriormente, Maze et al. (2009) utilizaram essa metodologia para estudar o papel do fluxo de calor na interface oceano-atmosfera sobre a formação e destruição da Água de Dezoito Graus. Para tanto, os autores avaliaram a formação dentro do intervalo típico de temperatura da EDW, entre 17°C e 19°C. Assim, para mensurar a taxa em que há transformação entre diferentes classes de temperatura, baseado na teoria de Walin (1982) e Marshall et al. (1999), foi proposto, de maneira adaptada, a seguinte equação (5):

$$\frac{\partial V_\Theta}{\partial t} = A(\theta_2, t) - A(\theta_1, t) - M(\Theta, t) , \quad (5)$$

onde Θ é uma camada de água limitada pelas isotermas de θ_1 e θ_2 , onde $\theta_1 < \theta < \theta_2$. Assim, $A(\theta_i, t)$ é o fluxo de volume diaternal através da superfície isothermal $\theta_i = 1, 2$; e $M(\Theta, t)$ é o fluxo de volume para fora do volume de controle, em direção ao oceano.

Temos que A depende apenas da difusão que ocorre internamente na região e do fluxo na interface oceano-atmosfera, ou seja, de fluxos não-advectivos. Assim, Maze et al. (2009) utilizou-se das notações de Garrett et al. (1995) e Marshall et al. (1999) para desmembrar o suprimento não-advectiva de calor para o volume em contribuições associadas a processos difusivos interiores e ao fluxo de calor da interface oceano-atmosfera, temos (equação 6):

$$A(\theta, t) = F(\theta, t) - \frac{\partial D(\theta, t)}{\partial \theta} , \quad (6)$$

onde $D(\theta, t)$ é o fluxo difusivo de temperatura pela superfície do volume, determinado por Marshall et al. (1999) como $D = \int \int_{\mathcal{A}_\sigma, \mathcal{A}_h} N_\sigma \cdot n \, d\mathcal{A}$, onde o fluxo não-advectivo de densidade

potencial (N_σ) é integrado através das superfícies $\mathcal{A}_\sigma$ e $\mathcal{A}_{th}$ (Figura 9a).

Da equação 6, definimos $F(\theta, t)$ como a "taxa de transformação", ou, em outras palavras, a contribuição proveniente fluxo de calor através da superfície do oceano, sendo descrito por (equação 7):

$$F(\theta, t) = \frac{\partial}{\partial \theta} \int_{\theta_0}^{\theta} -\frac{Q_{net}}{\rho C_p} ds, \quad (7)$$

onde $Q_{net} = Q_{net}(t, x, y)$ (Watts m^{-2}) é o fluxo de calor na interface (positivo no sentido para cima), ρ é a densidade da superfície de referência ($\rho = 1035,0 \text{ kg m}^{-3}$), C_p é o calor específico da água do mar ($C_p = 4000 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$), θ_0 é a temperatura de referência da superfície e ds é o elemento de área da superfície do oceano.

Podemos observar na Figura 10 um esquema com as componentes apresentadas nas equações 5, 6 e 7:

Figura 10: Diagrama retirado de Maze (2009) que ilustra o volume (V_Θ) da camada Θ contido entre as duas isotermas (θ_1 e θ_2). Observamos também a taxa de transformação diatrmal superficial F e o fluxo difusivo interno $\partial_\theta D$. E por fim, observamos o fluxo para fora da região de controle $M(\Theta)$ e o fluxo vertical de calor Q_{net} na superfície do oceano indicado pela seta cinza.

A taxa F é dada em $m^3 s^{-1}$, podendo ser expressa por Sverdrups ($Sv = 10^6 m^3 s^{-1}$), e quando apresenta valores positivos, indica transferência de água através de θ de temperaturas quentes a frias e, assim, está relacionado com um aumento de volume entre as isotermas θ_0 e θ .

Discretizando F , temos (equação 8):

$$F(\theta, t) = \frac{1}{\Delta\theta} \left(\int \int_{\theta_0}^{\theta+\Delta\theta/2} -\frac{Q_{net}}{\rho C_p} ds - \int \int_{\theta_0}^{\theta-\Delta\theta/2} -\frac{Q_{net}}{\rho C_p} ds \right) = \frac{1}{\Delta\theta} \int \int_{\theta-\Delta\theta/2}^{\theta+\Delta\theta/2} -\frac{Q_{net}}{\rho C_p} ds , \quad (8)$$

representando assim a integral sobre uma isoterma, definindo uma superfície dentre uma dada classe de temperatura $\theta \pm 1/2 \Delta\theta$.

Da forma que, rescrevendo $F(\theta, t)$, temos (equação 9):

$$F(\theta, t) = \int \int^{xy} \mathcal{F}(t, x, y) ds , \quad \text{sendo :} \quad (9)$$

$$\mathcal{F}(t, x, y) = -\frac{Q_{net}(t, x, y)}{\rho C_p} \frac{1}{\Delta\theta} , \quad (10)$$

definido como um mapa 2D da taxa de transformação F onde $\theta_i - \frac{\Delta\theta}{2} < \theta < \theta_i + \frac{\Delta\theta}{2}$.

Tendo estas equações e condições estabelecidas, podemos calcular a contribuição do fluxo de calor na interface oceano-atmosfera sobre a variação do volume numa camada arbitrária Θ .

A taxa de formação, ΔF , é definida por (equação 11):

$$\Delta F(\Theta, t) = F(\theta_2, t) - F(\theta_1, t) , \quad (11)$$

ou seja, é definida pela diferença entre as taxas de transformação de duas isotermas que delimitam a região estudada (definida como camada Θ na Figura 10).

Assim, por definição o termo F da "transformação" é a taxa em que um volume de água muda para determinada classe de temperatura. Portanto, definindo um intervalo de duas isotermas (ou seja, duas classes de temperatura), a taxa de formação (ΔF) é dada pela subtração do volume de água que flui para fora de uma classe de temperatura da quantidade que entra, indicando assim o volume de nova água formada devido ao fluxo pela superfície entre as duas isotermas (Kelly e Dong 2013).

Como o objetivo desse trabalho é compreender, inicialmente, o volume de água formado dentro de uma superfície delimitada por duas isothermas, e não o volume transportado através destas isothermas ou o volume transformado de uma isoterma a outra, precisamos apenas estimar o valor de $\Delta F(\Theta, t)$, baseados na equação 11. De maneira mais simplificada, este cálculo envolveu as seguintes etapas:

1. Seleção de duas isothermas que formam um intervalo típico de formação da AMSTAS, baseada nos critérios definidos através da metodologia detalhada nas seções 5.2 e 5.3;
2. Aplicação da equação 8 sobre cada isoterma, isto é, foi calculada a taxa de transformação (F) de $\theta - 1/2 \Delta\theta$ para $\theta + 1/2 \Delta\theta$, estimando, por fim, $F(\theta_1, t)$ e $F(\theta_2, t)$;
3. Utilização da equação 11 para estimativa da taxa de formação ΔF através da camada Θ , ao longo do tempo.

Analogamente, estendemos a estimativa da taxa de formação baseado em intervalos de densidade ao invés de temperatura, como no trabalho de Marshall et al. (1999) e, mais recentemente, Cerovečki e Giglio (2015). Reescrevendo a equação 11 em termos de σ teremos:

$$\Delta F(\sigma, t) = F(\sigma_2, t) - F(\sigma_1, t) , \quad (12)$$

ou seja, a taxa de transformação é dada pela diferença da taxa de transformação em cada isopical.

$F(\sigma, t)$, por envolver a variação de temperatura e de salinidade, seria determinado por (Donners et al. 2005):

$$F(\sigma, t) = \frac{\delta B_S(\sigma, t)}{\delta \sigma} , \quad (13)$$

onde B_S representa o fluxo de fluatibilidade, que combina o fluxo de calor através da superfície do oceano com o fluxo de água doce.

Para tanto, definimos B_S como (equação 14):

$$B_S = \frac{g}{\rho_0} \int \int \left[\frac{\alpha Q_{net}}{C_p} + \rho_0 \beta S(E - P) \right] dA_\sigma , \quad (14)$$

onde α e β são, respectivamente, os coeficientes de expansão termal e contração halina da água do mar, Q_{net} e $(E - P)$ são o fluxo de calor e de água doce entre a atmosfera e oceano, sendo

E a evaporação e P a precipitação, C_p é o calor específico da água do mar, S é a salinidade da superfície integrados através da superfície de afloramento das isopícnais, dentro do intervalo de $\sigma - \delta\sigma < \sigma < \sigma + \delta\sigma$, analogamente a temperatura.

Temos que valores positivos do fluxo de fluatibilidade significam uma redução da densidade do oceano, devido ao aumento da temperatura, isto é, ao ganho de calor dos oceanos ou a redução da parcela ($E - P$).

Sendo assim, o cálculo da taxa de formação em uma superfície σ ocorreria de maneira similar ao descrito para a taxa de formação entre duas isotermas, na superfície Θ , porém com a adição do fluxo de água doce ($E - P$). Para tanto, foi necessário a identificação das isotermas/isopícnais típicas da formação da AMSTAS.

5 Resultados e discussão

Neste capítulo discutiremos, primeiramente, sobre os resultados da aplicação da metodologia descrita em relação a seleção dos perfis com segmentos homogêneos de AMSTAS. Como citado na seção 4.3, a seleção dos dados foi desenvolvida por duas formas: a Seleção 1, priorizando a influência da temperatura como principal limitante e a Seleção 2, a influência da densidade.

Foram definidas duas isotermas para o primeiro caso, e duas isopicnais para o segundo, como intervalos típicos da água modal. Dessa maneira, apresentaremos em duas seções (5.2 e 5.3) o processo de seleção dos perfis em cada método e a comparação do resultado dos dois processos. Em uma terceira seção (5.9) a seleção de camadas com VP baixíssima, representando perfis de formação recente da AMSTAS.

Em seguida, apresentaremos os resultados provenientes das seleções de dados propostas anteriormente, exibindo a distribuição mensal e anual destes pontos com a presença de água modal. Posteriormente, através da análise da distribuição espacial destes perfis, foram feitas as estimativas de volume e a comparação com o volume calculado a partir do fluxo de calor e do fluxo de fluabilidade.

5.1 Pré-seleção dos perfis de AMSTAS

Nessa seção apresentaremos os resultados ao aplicarmos os parâmetros de seleção de perfis com AMSTAS baseado nos intervalos mais amplos de temperatura (11.5°C a 18.5°C), salinidade (34.7 a 36.5), sem intervalo definido de densidade, VP menores do que $1.5 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ e espessura mínimas (apresentados na seção 4.3) para dois diferentes casos: com e sem a aplicação do critério do gradiente vertical de temperatura ($\frac{dT}{dz}$) máximo (Figura 11). O valor definido para $\frac{dT}{dz}$ máximo foi de $0,02 \text{ }^{\circ}\text{C m}^{-1}$, baseado no trabalho de de Boyer Montégut et al. (2007), que definiu este valor como gradiente característico do limite da termoclina, e foi utilizado sobre o conjunto de dados para avaliarmos a importância do estudo de diferentes casos e alternativas para a seleção de perfis com água modal.

Figura 11: Espessuras médias da camada de AMSTAS dos casos da aplicação do gradiente vertical de temperatura ($\frac{dT}{dz} = 0,02 \text{ °C m}^{-1}$) (topo) e sem esse critério na superfície (lado esquerdo) e na subsuperfície (lado direito) entre os anos de 2002 e 2014.

Ao compararmos o caso sem o $\frac{dT}{dz}$ ao outro caso da Figura 11, observamos que a utilização de valores baixos de VP sem a aplicação de um intervalo de densidade ou limitação da variação vertical de temperatura como critério selecionou perfis que não correspondem a AMSTAS. Observamos que os perfis selecionados vão além do limite norte identificado no trabalho de Sato e Polito (2014), ultrapassando a latitude de 20°S em subsuperfície. Notamos que nas figuras do caso sem $\frac{dT}{dz}$, os perfis selecionados estão presentes em quase toda a bacia com espessuras muito elevadas, muito provavelmente referentes as camadas já abaixo da termoclina principal.

Notamos também que, apesar de não restringirmos o intervalo de temperatura, o caso com a aplicação do $\frac{dT}{dz}$ apresenta a distribuição vertical e horizontal mais realista, ao compararmos com os resultados de Sato e Polito (2014), expostos na Tabela 1 e 3, e na Figura 6. Constatamos perfis identificados ao norte de 30°S, como também visto na Figura 6, potencialmente representando AMSTAS do tipo 2. A partir deste diagrama, observamos as variações tanto na horizontal como na vertical dos perfis selecionados ao compararmos a Figura 11 com os diagramas das próximas seções, com diferentes critérios de seleção.

Ao observarmos o impacto da aplicação do gradiente vertical de temperatura sobre o conjunto de dados, fomos motivados a avaliar diferentes valores de $\frac{dT}{dz}$ para a região (citados na seção 4.3, relacionados aos trabalhos de Boyer Montégut et al. (2007) e Provost et al. (1999)). Com isso visamos compreender o impacto destes sobre a seleção da água modal dentro dos perfis disponibilizados por este conjunto de dados e o intervalo de temperatura típico da AMSTAS. Posteriormente a esta análise, avaliamos a combinação de um intervalo de den-

sidade com baixos valores de VP, para melhor compreender se a combinação do gradiente de densidade vertical, presente na VP, com um intervalo de densidade possui o mesmo efeito que a combinação de um gradiente vertical de temperatura com um intervalo típico de temperatura.

5.2 Análise de dados – Seleção 1: Isotermas

O primeiro método de seleção baseou-se no uso de um intervalo de duas isotermas para identificação da água modal, tanto na superfície quanto em subsuperfície. Os dados foram, a princípio, selecionados com base na metodologia adaptada de Sato e Polito (2014). Sendo assim, escolhemos perfis homogêneos com baixos valores de VP ($q < 1,5 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$), temperatura potencial entre 11,5°C e 18,5°C e salinidade entre 34,7 e 36,5. Porém, diferentemente da metodologia proposta por Sato e Polito (2014), foram analisados três valores máximos do gradiente vertical de temperatura ($\frac{dT}{dz}$): 0,020°C m⁻¹, 0,015°C m⁻¹ e 0,010°C m⁻¹.

Foram testados esses diferentes gradientes verticais de temperatura devido ao fato do produto utilizado para este presente trabalho ser diferente do conjuntos de dados utilizados por Provost et al. (1999) e Sato e Polito (2014). Apesar da utilização de um conjunto de perfis baseado em dados Argo, o dados ISAS são um produto interpolado, apresentando variações dos dados originais.

A primeira fase da seleção de dados concentrou-se em avaliar a posição das isotermas que afloram, ou seja, aquelas que estão potencialmente relacionadas com a formação da água modal. A distribuição horizontal média desses perfis de superfície podem ser vistos na Figura 12, na forma de frequência de ocorrência (em porcentagem) da AMSTAS, ou seja, o número de meses que um perfil que apresenta a AMSTAS aparece ao longo da série temporal num determinado ponto da grade espacial dividido pelo número total de meses na série temporal.

Figura 12: Frequência de ocorrência da AMSTAS de superfície entre os anos de 2002 a 2014 para os casos de $\frac{dT}{dz} = 0,020^{\circ}\text{C m}^{-1}$ (A), $0,015^{\circ}\text{C m}^{-1}$ (B) e $0,010^{\circ}\text{C m}^{-1}$ (C).

Ao observarmos a distribuição horizontal dos perfis selecionados ao longo do período estudado, é notável a diminuição de dados selecionados conforme há a redução do valor de $\frac{dT}{dz}$ máximo. Sendo assim, com a aplicação do valor mais abrangente ($\frac{dT}{dz} < 0,020^{\circ}\text{C m}^{-1}$), encontramos 20972557 perfis com AMSTAS ao longo de toda a série temporal, tanto na superfície quanto na subsuperfície. Podemos observar que há maior concentração na porção oeste da região, porém podemos constatar uma alta concentração também a leste.

Ao reduzir o valor de $\frac{dT}{dz}$ para $0,015^{\circ}\text{C m}^{-1}$, observamos uma redução brusca da quantidade de perfis identificado nos valores maiores. Neste caso, notou-se a presença de água modal em 7724306 perfis, isto é, observamos a redução de 63,2% dos perfis identificados comparados com o caso anterior. Podemos observar que a redução dos perfis acontece mais acentuadamente a leste de 20°O .

Por fim, temos que a aplicação do valor mais restritivo de $\frac{dT}{dz}$ ($0,010^{\circ}\text{C m}^{-1}$) gerou uma redução em 77,6% em relação ao segundo caso e 91,8% em relação ao primeiro critério, restringindo a seleção para 1727419 perfis. Além disso, podemos observar na Figura 12 que a redução ocorre ao longo de toda a bacia. Dessa forma, observamos que a utilização do gradiente de temperatura vertical funciona como um parâmetro importante para a compreensão da distribuição dos pontos de água modal.

Após essa análise, utilizamos os perfis selecionados de superfície para identificar a temperatura predominante das camadas de superfície nos três casos. Dessa maneira, estimamos, através da utilização da média e do desvio padrão, duas isotermas que limitarão a seleção dos dados. Para tanto, limitamos a próxima análise para perfis até 300 m de profundidade, priorizando as águas das camadas superiores, que estão em contanto ou tiveram recente contato com a superfície. Esta profundidade foi determinada tendo como base a estimativa das profundidades das camadas de mistura em escala global obtidas através de perfis climatológicos, num trabalho desenvolvido por de Boyer Montegut et al. (2004) (Figura 13).

Figura 13: Profundidade da camada de mistura climatológica máxima. Fonte: de Boyer Montegut et al. (2004).

Como podemos observar na Figura 13, em média, a máxima profundidade da camada de mistura na região de estudo é encontrada em profundidades entre 150 m e 200 m nos meses de junho a outubro. Em complementação à informação sobre a profundidade máxima da camada de mistura, utilizamos as profundidades médias das AMSTs identificadas por Sato e Polito (2014) (Tabela 3):

Tabela 3: Profundidades médias dos tipos de AMST identificados por Sato e Polito (2014).

	AMST1	AMST2	AMST3
Prof. média (m)	159 ± 53	152 ± 42	164 ± 61

A partir dessa tabela, a maior profundidade média identificada com AMSTs é de 225 m e como a camada de mistura no Atlântico Sul em média não ultrapassa esse valor, a escolha da limitação da profundidade da análise em 300 m priorizará o processo de formação. Sendo assim, foram calculadas as médias dos três diferentes limites de $\frac{dT}{dz}$ seguindo o máximo de profundidade determinado e encontramos as seguintes médias e desvio padrão (Tabela 4):

Tabela 4: Valores médios de temperatura e desvio padrão dos perfis selecionados a partir da imposição de três diferentes máximos de gradientes verticais de temperatura, em perfis até 300 m de profundidade.

dT/dz máximo ($^{\circ}\text{C m}^{-1}$)	T média ($^{\circ}\text{C}$)
0,020 (A)	$14,43 \pm 0,49$
0,015 (B)	$14,53 \pm 0,57$
0,010 (C)	$14,39 \pm 0,78$

Podemos também identificar essa distribuição de temperatura nos dados de superfície (até 300 m) e visualizarmos as classes de temperatura que apresentam maior volume relacionado agregado ao longo de toda a série. Para tanto, foi estimado o volume vinculado a cada classe de temperatura, de $11,5^{\circ}\text{C}$ a $18,5^{\circ}\text{C}$, variando de $0,1^{\circ}\text{C}$ em $0,1^{\circ}\text{C}$ para os três casos (Figura 14). Para tanto, além do número de vezes em que determinado valor de temperatura ocorreu, utilizamos o volume do cubo (v_c) da grade, como definido na seção 4.3, através da equação 2. Portanto, a quantidade encontrada de cada classe de temperatura mensalmente, foi multiplicada pelo v_c típico desta grade de dados.

Figura 14: Distribuição do volume pelas classes de temperatura (entre 11,5°C e 18,5°C, variando de 0,1°C em 0,1 °C) entre os anos de 2002 a 2014 para A) $\frac{dT}{dz} < 0,020^\circ\text{C m}^{-1}$; B) $\frac{dT}{dz} < 0,015^\circ\text{C m}^{-1}$ e C) $\frac{dT}{dz} < 0,010^\circ\text{C m}^{-1}$ da superfície até 300 m.

Nos três diagramas, observamos que, ao longo dos anos, encontramos periodicamente faixas sem nenhum volume associado. Isto ocorre porque ao limitarmos os perfis a colunas de 0 m a 300 m de profundidade, só contemplamos as AMSTs que estão em contato com a superfície,

que ocorrem apenas durante os períodos de inverno. Portanto, durante as estações quentes, não encontramos nenhum volume afiliado a nenhuma classe de temperatura apresentada na superfície.

A maior concentração de volume é identificado nas isotermas de 13°C e 16°C, com volume associado entre $(2,5 \text{ e } 4,0) \times 10^{12} \text{ m}^3$ no caso *A* e entre $(2,0 \text{ e } 3,5) \times 10^{12} \text{ m}^3$ no caso *B*. No terceiro caso (*C*), não há dominância do mesmo intervalo de isotermas, encontrado nos dois outros casos, ao longo de todos os anos. Além disso foram encontrados menores volumes no caso *C*, atingindo no máximo cerca de $2,5 \times 10^{12} \text{ m}^3$. Esta redução de volume foi justificada anteriormente com a avaliação da quantidade de perfis encontrados em cada situação.

Observamos que existe um aumento do volume nos anos de 2008 e 2010 nos três casos. Porém, não podemos considerar-os como anos atípicos, pois ao compararmos os valores médios desses anos com o valor médio de cada caso, observamos os volumes identificado nesses anos estão dentro do desvio padrão da média de cada caso. Este aumento fica evidenciado no caso *C*, devido a quase homogeneidade da distribuição nos outros anos. Logo, temos a confirmação do observado nas médias calculadas, que mostram uma variação menor (menor desvio padrão) nos casos *A* e *B*, refletindo um predomínio de classes de temperatura próximas a média, menos amplo. A variação maior no caso *C*, exprime uma dominância menos restrita das temperaturas, ou seja, um intervalo mais abrangente de temperatura.

A partir desta avaliação, definimos um intervalo de temperatura a ser utilizado na seleção de perfis com a presença de AMSTAS, estimado a partir das médias encontradas nos casos *A* e *B*. Desta maneira, os dados originais foram novamente submetidos aos critérios listados anteriormente, porém a temperatura mínima e máxima foram, respectivamente, de 13°C e 16°C. A média encontrada no caso *C* não foi utilizada devido ao fato desta apresentar um intervalo muito amplo de temperatura e ser representativa de uma quantidade muita baixa de dados, se compararmos com os outros limites do gradiente vertical de temperatura.

Apesar de nos basearmos em gradientes verticais de temperatura diferentes do utilizado por Sato e Polito (2014), os critérios de homogeneidade e a busca por água modal acima da termoclina permanente continuam a ser preservadas. Esse novo intervalo representa as isotermas afloradas nos meses de inverno, onde ocorreu a formação da camada de mistura profunda, típica da água modal. Como o foco desse trabalho está na avaliação da formação da AMSTAS e sua relação com o balanço de calor através da superfície, valores baixos de temperatura,

referentes as águas modais mais profundas, não foram considerados nesta análise.

Os valores mais frios identificados abaixo de 300 m podem ser observados quando não restringimos a profundidade da médias. Ao analisarmos todos os perfis de AMSTAS, independentemente da profundidade, observamos valores diferentes da análise anterior, como podemos visualizar na Tabela 5. Isto é, ao não limitarmos a profundidade, observa-se um valor médio menor do que no caso com a limitação a 300 m, ou seja, menores temperaturas devido a águas identificados em maiores profundidades.

Tabela 5: Valores médios de temperatura dos perfis selecionados a partir da imposição de três diferentes máximos de gradientes verticais de temperatura, sem limitação de profundidade.

dT/dz máximo ($^{\circ}\text{C m}^{-1}$)	T média ($^{\circ}\text{C}$)
0,020 (A)	$13,48 \pm 0,43$
0,015 (B)	$13,99 \pm 0,57$
0,010 (C)	$14,27 \pm 0,76$

A partir dessas médias, percebemos que no caso *A* e *B* a média diminui, respectivamente, em mais de 1°C e em $0,5^{\circ}\text{C}$, confirmando que a escolha das isotermas baseado apenas nos dados de superfície, excluirá perfis mais frios que satisfazem o critério mais amplo de gradiente vertical de temperatura. Porém, no caso *C*, a média praticamente não é alterada, diminuindo em apenas $0,08^{\circ}\text{C}$. Isto nos faz entender que o critério de $\frac{dT}{dz} < 0,01^{\circ}\text{C m}^{-1}$, por si só, praticamente exclui os dados presentes abaixo de 300 m, que introduziriam temperaturas menores no cálculo na média. Este resultado não é desejado neste estudo.

O foco do nosso estudo é a formação da AMSTAS na superfície, porém queremos preservar as camadas afundadas para melhor compreensão de todos os processos que envolvem a água modal. Por esse motivo, tornou-se válido a utilização de um critério para o gradiente vertical de temperatura menos excludente (caso *A* e *B*), que ao ser combinado com o novo intervalo de temperatura (13°C a 16°C), privilegiou as temperaturas típicas da superfície durante a época de formação, sem excluir por completo as águas em subsuperfície.

Tendo o resultado destas duas análises, optamos pela redefinição dos critérios usados na primeira seleção, da seguinte forma (Tabela 6):

Tabela 6: Critérios finais baseados na seleção do intervalo de temperatura para a identificação de perfis com a presença da AMSTAS, em superfície e subsuperfície.

dT/dz máximo ($^{\circ}\text{C m}^{-1}$)	T ($^{\circ}\text{C}$)	S	VP ($\text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$)
0,020 (A) ou 0,015 (B)	13 a 16	34,7 a 36,5	$q < 1,5 \times 10^{-10}$

Com a utilização desse novo intervalo de temperatura, obtivemos a seleção de 3884698 perfis no caso *B* e 9094458 no caso *A*. Posteriormente, reavaliamos estes dois casos para a identificação de camadas de misturas recém formadas, isto é, com recente esfriamento e valores mais baixos de VP.

5.3 Análise de dados – Seleção 2: Isopicnais

O segundo método utilizado é similar ao método descrito anteriormente, porém baseando-se na determinação de um intervalo de densidade típica. Tendo em vista esse objetivo, reutilizamos os dados processados segundo a metodologia de Sato e Polito (2014), com a VP inferior a $1,5 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{s}^{-1}$, temperaturas entre temperatura potencial entre $11,5^{\circ}\text{C}$ e $18,5^{\circ}\text{C}$ e salinidade entre 34,7 e 36,5. O objetivo desta análise foi avaliar a contribuição tanto da temperatura como da salinidade através do gradiente vertical da densidade. Definimos esta avaliação como caso *D*, visando facilitar futuras referências.

Os perfis selecionados a partir da aplicação desses critérios mais amplos, foram utilizados para calcular a média da densidade observada desde a superfície até 300 m de profundidade, seguindo a mesma proposta da seção anterior. Posteriormente, foi calculada a média sem a limitação da profundidade. A comparação dos resultados é dada na Tabela 7:

Tabela 7: Densidades potenciais médias no caso com limitação dos perfis a 300 m de profundidade e sem este limite.

Profundidade (m)	σ_{θ} média (kg m^{-3})
0 a 300	$26,38 \pm 0,06$
0 a 1000	$26,43 \pm 0,06$

Podemos observar que a diferença na média entre os dois casos não é significativa pois é menor que o desvio padrão ($0,05 \text{ kg m}^{-3}$), e isto é devido o baixo valor de VP garantir uma mínima variação vertical de densidade ($\frac{dp}{dz}$). Portanto, os novos critérios a serem aplicados sobre os dados, com o intervalo de densidade proposto, foi (Tabela 8):

Tabela 8: Critérios finais baseados na seleção do intervalo de densidade para a identificação de perfis com a presença da AMSTAS, em superfície e subsuperfície.

σ_θ média (kg m^{-3})	T ($^\circ\text{C}$)	S	VP ($\text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$)
26,2 a 26,6	11,5 a 18,5	34,7 a 36,5	$q < 1,5 \times 10^{-10}$

Assim como desenvolvido para a análise da distribuição de temperatura por classes de temperatura, fizemos a avaliação da predominância de determinadas classes de densidade que apresentam maior volume ao longo de toda a série. Analogamente, foi estimado o volume vinculado a cada σ_θ determinada, de 25,5 a 27 kg m^{-3} , variando de 0,01 em 0,01 kg m^{-3} (Figura 15).

Figura 15: Distribuição do volume pelas classes de densidade (entre 25,5 kg m^{-3} a 27 kg m^{-3} , variando de 0,01 em 0,01 kg m^{-3}) entre os anos de 2002 a 2014 da superfície até 300 m.

5.4 Identificação da AMSTAS baseada na Seleção 1

A observação das AMSTs no conjunto de dados foi baseada nos parâmetros listados na Tabela 6, onde foi definido um intervalo de temperatura entre 13 $^\circ\text{C}$ e 16 $^\circ\text{C}$, um intervalo amplo de salinidade (34,7 e 36,5), vorticidade potencial inferior a $1,5 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{s}^{-1}$ e para dois casos de gradiente vertical de temperatura, que são denominados por caso A ($\frac{dT_A}{dz} = 0,020 \text{ } ^\circ\text{C m}^{-1}$) e caso B ($\frac{dT_B}{dz} = 0,015 \text{ } ^\circ\text{C m}^{-1}$). Para esta seleção não houve a definição de um intervalo típico de densidade, portanto, o principal parâmetro restritivo para a identificação da AMSTAS foi a temperatura. Após a aplicação desses critérios, obtivemos mapas com a espessura média da

AMSTAS (Figura 16) separados em superfície e em subsuperfície, visando a comparação com os diagramas dos dois primeiros casos apresentados na Figura 11.

Figura 16: Espessuras médias da AMSTAS dos casos A e B, na superfície (lado esquerdo) e na subsuperfície (lado direito) entre os anos de 2002 e 2014, após a aplicação do critério mais restrito de temperatura (13°C e 16°C).

Ao compararmos as Figuras 11 e 16, percebemos que no caso A a aplicação do intervalo de temperatura implicou uma diminuição de 56,4% dos pontos com AMSTAS e uma alteração sobre a espessura média das camadas. O uso de uma faixa de temperatura mais restritiva teve maiores reflexos nas águas de superfície, limitando a porção oeste da AMSTAS (70°O a 20°O) a sul de 33°S e a parcela leste (20°O a 20°L) a sul de 30°S, com espessura máxima de 360 m, reduzindo a média de $(297,2 \pm 30,3)$ m para $(237,4 \pm 21,4)$ m. Na camada de subsuperfície, os perfis identificados continuam se estendendo a norte de 30°S, como visto na Figura 6, porém com espessuras menores, como podemos observar através das médias, reduzidas de $(227,4 \pm 13,2)$ m para $(193,6 \pm 9,5)$ m. As camadas mais espessas permaneceram concentradas na porção mais ao norte na superfície e na porção sudoeste na subsuperfície.

Ao analisarmos o caso B, antes e depois da aplicação do intervalo de temperatura, observamos que ocorreu a diminuição de pontos identificados em 49,6%, 6,8% a menos do que o observado na utilização dos limites no caso A, porém, sobre um quantidade de perfis menores. Apesar das maiores espessuras serem identificadas nos mesmos pontos que no primeiro caso, identificamos no caso B a ausência de perfis ao norte de 30°S em subsuperfície, indicando que a utilização de um $\frac{dT}{dz} < 0,15 \text{ } ^\circ\text{C m}^{-1}$ é um parâmetro muito restrigente, ao comparamos com os resultados de Sato e Polito (2014). Todavia, ainda não descartaremos a seleção dos dados do

caso *B*.

A média da espessura das camadas de AMSTs é referente a 13 anos de dados (2002 a 2014). Portanto, tornou-se necessária a utilização dos mapas de frequência de ocorrência, para definirmos um número mínimo de eventos para considerarmos o ponto em questão dentro do cálculo da média (Figura 17). Este valor mínimo é relacionado a quantidade de eventos, ou seja, caso o ponto em questão esteja presente na maioria dos anos (metade mais um), este ponto possuirá maior relevância em nossa análise.

Figura 17: Mapas de frequência de ocorrência dos casos *A* (topo) e *B*, na superfície (lado esquerdo) e na subsuperfície (lado direito) entre os anos de 2002 e 2014.

Ao examinarmos os mapas do caso *B*, notamos uma quantidade inferior de pontos (como também podemos visualizar na Figura 11), em comparação ao caso *A*. Mais precisamente ocorre uma redução de 57,1% do caso *A* para o *B*. Notamos também que se limitarmos a seleção dos dados para pontos com frequência de ocorrência maior ou igual a 25%, excluimos a fração mais ao leste que se apresenta destacada no diagrama da direita (de subsuperfície). O mesmo acontecerá para o caso *A*, excluindo os perfis relacionados ao braço sudeste do conjunto. Portanto, a partir da análise desses mapas, baseamos as próximas análises somente aos dados do caso *A*, por apresentar uma quantidade maior de perfis disponíveis com a presença da AMSTAS, além de estabelecermos uma maior relação com a distribuição encontrada por Sato e Polito (2014) (Figura 6), que também identificaram AMSTAS a norte de 30°S.

Para assegurarmos robustez das nossas análises, utilizamos apenas perfis com valores de frequência de ocorrência maiores que 25% do caso *A* para a continuação da análise. Para exemplificar a aplicação dessa última condição, combinamos os mapas da Figura 17 com os

diagramas da Figura 16, gerando assim a distribuição horizontal dos perfis em superfície e sub-superfície que utilizaremos a partir deste ponto (Figura 18).

Figura 18: Espessuras médias da camada de AMSTAS do caso A para superfície (topo) e de subsuperfície entre os anos de 2002 e 2014, excluindo perfis com valores de frequência de ocorrência menores que 25%.

Com o conjunto de dados definido a partir da metodologia de Seleção 1, visando melhor compreender o processo de formação e a distribuição da AMSTAS na bacia examinamos a variabilidade em escala intra e interanual da distribuição horizontal e vertical, e do volume.

5.5 Variação temporal e espacial da AMSTAS

Na subseção anterior estabelecemos uma região típica da AMSTAS em superfície e em subsuperfície. Passaremos agora a avaliar a evolução mensal e interanual da área ocupada por essas camadas. Para tanto, investigamos primeiro a variação horizontal da AMSTAS de superfície.

5.5.1 AMSTAS de superfície

Determinamos a média mensal da área ocupada pela camada de superfície. Dessa forma, compreendemos se a variação dentro de um ciclo anual médio apresenta um padrão de distribuição horizontal. Então, para sabermos quais meses serão examinados, criamos mapas mensais para o ano de 2009 (escolhido arbitrariamente), com os valores das profundidades do limite superior

da camada de AMSTAS, ou seja, os meses que possuem seu topo localizado na superfície (< 15 m) serão destacados (Figura 19).

Figura 19: Distribuição mensal da profundidade do limite superior das AMSTAS identificada através da Seleção 1, no caso A para 2009.

Através desses diagramas podemos identificar que as camadas de água modal afloram entre junho e novembro (porção representada pelo azul mais escuro na Figura 19). Apesar de previamente termos definido os meses de formação entre julho e outubro, mantemos junho e novembro dentro desta análise, por não estarmos tratando, nesse ponto, exclusivamente sobre a formação da AMSTAS.

Com o objetivo de estudarmos se há variação interanual da distribuição horizontal da AMSTAS em superfície, as observações, por mês, de todos os anos foram sobrepostas, de modo que fosse possível estimar a repetição de uma determinada posição. Deste modo, entre 2002 e 2014, temos que cada ponto de grade pode apresentar o máximo de 13 ocorrências (N) para cada mês, que serão visualizadas nos mapas das Figuras de 20 a 25. Conforme a distribuição dessas ocorrências, é possível qualificarmos a variação horizontal da camada superficial. Consideramos que caso a maioria dos pontos estiverem na faixa de $N > 7$, a análise para a distribuição de perfis representará o padrão do ciclo de formação da camada superficial da AMSTAS. Este valor para N foi definido pois representa que aquele ponto aparece na maioria das 13 possíveis ocorrências.

Figura 20: Mapa da distribuição horizontal do número de ocorrências (N) da AMSTAS na superfície para o mês de junho entre 2002 a 2014.

Como podemos observar na Figura 20, identificamos já em junho os primeiros perfis com baixa VP em superfície. Apesar dos pontos com $N > 7$ representarem apenas 8% de todos os perfis identificados, percebemos pontos com alta frequência de ocorrência ($N > 11$). Dessa maneira, entendemos que apesar da inconstância da quantidade de perfis por ano e da ausência de um padrão sobre a distribuição horizontal destes pontos, em junho já podemos reconhecer reflexos do balanço de calor negativo da superfície dos oceanos.

Figura 21: Similar a Figura 20 mas para o mês de julho.

Em julho podemos observar a formação da camada de superfície em três diferentes porções (Figura 21). A primeira se concentra a oeste da bacia, ao longo da maioria dos anos ($N > 7$ em 74,5% dos casos), entre 45° e 14°O, e 35° e 41°S, apresentando a maior extensão, e onde 30,4% do pontos ocorrem em todos os anos ($N=13$). A segunda porção, central, está presente entre 12°O e 0° e 36° e 38°S, sendo meridionalmente e zonalmente menor que a primeira porção, mantendo a regularidade na maioria dos anos ($N > 7$ em 53,1% dos casos). A terceira porção encontrada mais a leste tem a distribuição meridional semelhante a primeira porção,

entre 34° e 41°S , e a extensão zonal semelhante a segunda porção, entre 4° e 16°L , porém sua frequência de ocorrência ao longo dos anos não é constante, apresentando apenas 15,4% onde $N > 7$, ou seja, apresenta grande variação da distribuição horizontal ao longo dos anos.

Figura 22: Similar a Figura 20 mas para o mês de agosto.

No mês de agosto ocorre o aumento de pontos da camada superficial e devemos, através da Figura 22, nos atentar para ocorrência de três cenários. O primeiro observado é a divisão da maior parcela identificada a oeste da bacia em julho, onde o fragmento mais próximo do continente sulamericano aumenta zonalmente para oeste, atingindo a longitude de 52°O , porém limitado em 27°O . Este aumento zonal é acompanhado por um deslocamento meridional em cerca de 1° para norte, isto é, esta porção, em agosto, ocupa a região entre 34° e 40°S . O segundo tem relação com o outro fragmento da camada dividida do mês de julho, que exibe um aumento para leste. Dessa forma, essa porção ocupa a região entre 21°O e 1°L , 33° e 38°S , englobando a região central vista em julho e se aproximando da camada mais ao leste. Essa aproximação tem relação com o terceiro cenário que é o aumento da região mais ao leste vista em julho. Essa apresenta um aumento zonal para 2°L e um deslocamento para 15°L , a mesma intervalo de latitudes, entre 34° e 41°S . Nesse mês notamos o aumento da frequência das ocorrências $N > 7$, representando 38% dos pontos encontrados na região, assim, o aumento da região não possui um padrão bem definido ao longo dos anos. Podemos, por fim, observar uma pequena parcela entre 22° e 24°O , que apesar de não ocupar uma grande extensão, como as áreas adjacentes, apresentará um aumento significativo nos próximo mês. Portanto, merece ser destacada nesse diagrama.

Figura 23: Similar a Figura 20 mas para o mês de setembro.

Em setembro, verificamos a formação de duas camadas superficiais distintas (Figura 23). Na parte leste da bacia, notamos a junção entre a parcela central e leste observada no mês anterior, ocupando uma área entre 20°O e 15°L. Já na parte oeste, vemos o espessamento meridional da camada, principalmente entre 41° e 36°O, transpondo o limite de 37°S. Simultaneamente ocorre a expansão da pequena parcela citada anteriormente, que ocupava a região entre as latitudes 22° e 25°O, que aumenta no mês de setembro e se acopla na região oeste. Dessa maneira, a porção ocupará a área entre 52° e 21°O, com pontos com $N > 7$ ocupando 60,2% da região. Já a porção leste possui 55,6% dos pontos dentro da faixa de ocorrências $N > 7$. De modo geral, verificamos um aumento da região ocupada pela camada de superfície através do aumento de 589 pontos com $N > 7$ do mês de agosto para 781.

Figura 24: Similar a Figura 20 mas para o mês de outubro.

Após a formação ocorrida em setembro de duas porções bem distintas, em outubro (Figura 24), constatamos novamente a fragmentação da porção leste e a definição de uma parcela central, entre 19° e 10°O, porém, devido a maioria dos pontos nessa região apresentarem baixa ocorrência ao longo da série temporal ($N \leq 7$ ocupa 52,4% da região), porém, apesar desse

Tabela 9: Valores mensais para os casos de ocorrência da AMSTAS de superfície $N > 7$ (I), $N \leq 7$ (II) e razão entre os casos ($I\alpha II$).

	junho	julho	agosto	setembro	outubro	novembro
I	25	503	589	781	627	210
II	257	392	541	583	528	483
$I\alpha II$	0,09	1,28	1,09	1,34	1,18	0,43

Através da Tabela 9, torna-se evidente o aumento de área ocupada anualmente entre os meses de junho a setembro e a diminuição que ocorre entre setembro e novembro. Percebemos que durante os meses identificados como meses de formação da camada de mistura mais profunda (JASO), a relação $I\alpha II$ é maior do que 1, ou seja, existem mais pontos onde comumente é possível identificar perfis de superfície do que pontos com ausência dessa feição. Posteriormente utilizamos o índice N para criarmos um ano médio, juntamente com os perfis de subsuperfície.

5.5.2 AMSTAS de subsuperfície

Dando continuidade a análise, focaremos nas camadas de subsuperfície que, como observamos na Figura 19, são evidentes ao longo de todo o ano. Da mesma forma que procedemos sobre os perfis de superfície, utilizamos o número de ocorrências (N) para avaliar o padrão de distribuição encontrado para cada mês, através de uma comparação interanual e a evolução da camada entre os meses.

A avaliação da variação horizontal da camada de AMSTAS em subsuperfície será exposta de maneira diferente da apresentação dos resultados para a camada de superfície. Nesse caso, dividiremos a análise em duas etapas, sendo a primeira a evolução da camada de janeiro a julho, que representa parte do período sem formação, e a segunda os meses de julho a dezembro, onde é possível identificar a adição de nova água modal formada através do aumento da área ocupada pela camada afundada.

Figura 26: Mapa da distribuição horizontal do número de ocorrências (N) da AMSTAS na subsuperfície de janeiro a junho entre 2002 a 2014.

Na Figura 26, verificamos que entre janeiro e julho há pouca alteração na direção zonal da área ocupada a oeste de 10°O , sendo identificado apenas um avanço para leste de uma porção com pontos com $N > 7$, para próximo do meridiano de 6°O , em março. Ainda sobre essa parcela a oeste, notamos que a ocupação meridional apresenta-se restrita entre 28° e 39°S , sendo que a fração mais a oeste é mais larga do que a fração mais a leste.

A alteração mais evidente dentro desse período é observada a leste de 8°O , onde notamos um fragmento da AMSTAS em subsuperfície, que ao examinarmos mais a frente o mês de dezembro (Figura 29) notaremos o processo ocorrido para esta separação identificada em janeiro. Além de visualizarmos esse fracionamento da camada de subsuperfície, vemos que entre janeiro e julho, essa porção a leste é dissipada, reduzindo a quantidade de ocorrências (N) até o mês de julho, onde só encontramos eventos esporádicos ($N < 4$). Contudo, essa condição de redução da camada a leste é revertida a partir de julho.

Figura 27: Similar a Figura 26 mas para o mês de julho.

Como descrito anteriormente, observamos dois fenômenos na Figura 27, sendo o primeiro o aumento do número de ocorrências de determinados pontos na porção leste. Segundo, em um processo inverso, podemos observar a redução da quantidade de pontos com alta ocorrência ($N > 7$) na porção oeste, entre junho e julho. Especulamos que isso é devido ao processo de formação de uma nova água modal estar no início, ou seja, identificamos em julho o máximo desgaste das camadas de subsuperfície. Esse novo volume de água modal formada será adicionada posteriormente a água que já está em subsuperfície, de ciclos de anos anteriores. Com o aumento da formação no mês de agosto, é esperado que cesse a redução da área ocupada pela camada em subsuperfície e comece a ocorrer um incremento da camada afundada.

Figura 28: Similar a Figura 26 mas para o mês de agosto.

Em agosto (Figura 28), visualizamos a intensificação do processo observado no mês de julho na fração leste, porém, notamos que a porção oeste não apresenta mais redução dos pontos com valores de $N > 7$. Pelo contrário, em agosto os pontos com $N > 11$ ocupam uma área maior do que em julho, e juntamente com a intensificação do processo de formação da AMSTAS (Figura 22) na superfície, veremos a partir de agosto o estabelecimento de uma camada continua de água modal afundada.

Figura 29: Similar a Figura 26 mas para o período entre setembro e dezembro.

Por fim, através da Figura 29 podemos observar o estabelecimento da camada de AMSTAS em subsuperfície, com a instauração de uma camada horizontalmente continua já em outubro, que permanece até dezembro, pois, como visto na Figura 26, em janeiro esta camada se fragmenta em duas porções. Em setembro, notamos a consolidação do processo identificado em agosto com aumento da área da camada de subsuperfície, exibindo de maneira mais consolidada, se compararmos com o mês anterior, o início de uma camada sem fragmentação afundada. Podemos afirmar então que a formação afeta a camada afundada, de maneira mais intensa, os meses de setembro até dezembro, apesar da formação ter início em julho e terminar, praticamente, em outubro. Isso indica que há uma defasagem de tempo entre a formação de uma parcela nova de água modal e a presença de novo volume em subsuperfície.

5.6 Média mensal da espessura da AMSTAS

A partir dos resultados encontrados na seção anterior, utilizamos os mapas do número de ocorrências combinado a mapas da espessura média para cada mês, das camadas em superfície e em subsuperfície, com objetivo de desenvolvermos mapas representativos da distribuição das camadas de AMSTAS através da utilização do fator $\mathbb{C}$, definido na seção 4.3. Com tal aplicação, criamos mapas mensais com a distribuição horizontal e vertical da espessura média das camadas de superfície (Figura 30) e de subsuperfície (Figura 32), com as curvas com valores de $\mathbb{C}$ maiores que 0,5, ou seja, com a demarcação das áreas presentes na maioria dos anos.

Figura 30: Mapa das espessuras médias das camadas mensais de superfície da AMSTAS com as curvas em branco sendo $0,5 < \mathbb{C} < 0,9$ e preta $\mathbb{C} = 1$.

Com a combinação do fator $\mathbb{C}$ com os valores de espessura nas figuras, consolidamos o fato do período de formação ser restrita aos meses de julho a outubro, entre o inverno e a primavera, tanto por apresentarem maior área ocupada quanto pela maior contribuição vertical dos

perfis nestes meses. Ou seja, exclui-se os demais meses pois observamos no mês de junho uma ínfima parcela de água modal com $\mathbb{C} > 0,5$ com espessuras inferiores a 200 m e no mês de novembro, apesar de identificarmos uma camada horizontalmente maior do que em junho, esta continua sendo inferior as dos meses de formação (JASO), ao observarmos apenas as camadas com $\mathbb{C} > 0,5$. Como discutido anteriormente, a formação é devido, principalmente, ao balanço de calor entre a superfície do oceano e a atmosfera, portanto, tornando-se necessário visualizarmos a variação sazonal deste balanço (Figura 31).

Figura 31: Mapa de médias sazonais do balanço de calor através da superfície, onde: A.Verão; B.Outono; C.Inverno; D.Primavera.

Podemos observar, dentro da região do estudo que durante o outono e o inverno, o oceano perde calor para a atmosfera (valores negativos), e o inverso ocorre durante o verão e a primavera. Em média, o oceano começa a perder calor no outono e a ganhar de forma mais intensa na primavera. Estas informações são essenciais para o entendimento da formação de água modal.

Desse modo, notamos que em junho a camada de água modal em superfície ainda não está estabelecida pois o oceano ainda não perdeu calor o suficiente para que o efeito convectivo afetasse camada mais profundas, mesmo após todo o período de outono e começo do inverno, onde o oceano já apresenta balanço de calor negativo (perda de calor para a atmosfera). Em novembro, observamos um processo inverso, isto é, as condições relacionadas ao balanço de calor entre o oceano e atmosfera para a formação são insuficientes, pois durante a primavera, o fluxo de calor é positivo, ou seja, o oceano está recebendo calor. Dessa forma, a convecção é enfraquecida e a formação reduzida, tanto verticalmente quanto horizontalmente.

Portanto, observa-se que apesar do oceano começar a perder calor anteriormente a julho, existe um descompasso com o início da formação da água modal. Do mesmo modo, apesar do oceano inverter o sentido do fluxo de calor, ou seja, começar a receber calor, em setembro, ainda continua formando água modal. Consequentemente, notamos que até o início de formação em

julho, a região é submetida, em média, a 4 meses de fluxo de calor negativo, e apesar de receber calor desde setembro, o processo de formação só é totalmente interrompido após 3 meses, em novembro. Exemplificando assim, a divergência entre o fluxo de calor e início da formação de água modal.

Vale também destacar a polarização de duas parcelas nos meses de agosto até outubro, onde observamos as maiores espessuras (350 m) na porção oeste, e perfis com espessuras maiores que 300 m em todos os meses. Já a parcela leste, além de somente a identificarmos a partir do mês de agosto, notamos que espessuras maiores que 300 m são apenas observadas no mês de setembro. Notamos também que a parcela leste é consumida/afundada mais rapidamente do que a oeste, se fragmentando de setembro para outubro.

Dessa forma, observamos que a parcela oeste da camada de superfície é mais persistente e mais profunda do que a camada de leste, que apresenta camadas mais rasas, ao compararmos mês a mês. Esse consumo mais rápido da porção a leste, tem relação direta por ser mais rasa e, assim, apresentar menor estabilidade. Pois, como observado por Roemmich e Cornuelle (1992), termostatas mais fracas e mais rasas possuem relação com maior instabilidade durante o processo de formação.

Figura 32: Mapa da distribuição horizontal da camada de subsuperfície da AMSTAS – Seleção 1, onde as cores representam a espessura média ao longo da série temporal entre 2002 e 2014 e com as curvas em branco sendo $0,5 < C < 0,9$ e preta $C = 1$.

Ao examinarmos os mapas gerados da camada de subsuperfície (Figura 32), notamos que a contribuição durante os meses de formação não se reflete apenas na distribuição horizontal da AMSTAS afundada mas também na espessura da camada total de água modal. Isto é, entre julho e outubro, vemos um o aumento da espessura das camadas afundadas, com perfis maiores

que 300 m, tendo início a oeste da bacia, assim como observado na superfície. Da mesma forma como citado anteriormente, confirmamos a defasagem entre a formação de água modal e o incremento da camada afundada. Isso pode ser confirmado ao observarmos que a parcela formada mais a leste na superfície em agosto, só começa a ser observada nos perfis de subsuperfície em setembro.

Ainda em relação as espessuras dos perfis de subsuperfície, observamos que a partir do fim do período de formação e após a defasagem de cerca de 1 (um) mês, ou seja, a partir de novembro, notamos a redução tanto da área horizontal ocupada quanto da espessura. Ao analisarmos a variação vertical destas camadas, observamos que há uma redução dos máximos das espessuras de dezembro (263,5 m) para junho (224,3 m). Na seção 5.8 examinaremos de modo mais minucioso a relação do volume identificado em superfície e em subsuperfície.

Podemos observar que dentro de um ciclo anual, a porção de água modal a leste é praticamente toda consumida entre dezembro e maio, diferentemente do que é notado na parcela oeste. Nessa porção, visualizamos o consumo das bordas juntamente com a redução da espessura dos perfis mais externos para o centro. Assim, como ocorrido na superfície, a parcela de leste é consumida mais rapidamente do que a de oeste, que persiste durante todo o ciclo.

Outra característica importante do processo de advecção da água modal é o aprofundamento do limite superior da camada, ou seja, conforme a água modal é carregada para fora da região de formação é possível observar um movimento vertical. Através da Figura 33, examinamos a variação mensal da profundidade em que os perfis de AMSTAS são identificados conforme se afastam da região de formação.

Figura 33: Mapa da média mensal das profundidades do limite superior da camada de subsuperfície da AMSTAS.

Nos meses de formação (JASO) e em novembro, é evidente a relação entre os perfis que se iniciam nas menores profundidades com as maiores espessuras, e a redução destas conforme as camadas de água modal afundam. Porém, depois desse período onde encontramos um perceptível reflexo das camadas de superfície sobre as camadas afundadas, não existe uma relação tão determinante entre a profundidade do limite superior do perfil e a espessura. Dessa forma, entendemos que de dezembro a junho, a camada de água modal em subsuperfície é praticamente uniforme na vertical, independentemente da profundidade do topo da AMSTAS.

5.7 Identificação da AMSTAS baseada na Seleção 2

A identificação da AMSTs do Atlântico Sul da Seleção 2 teve como objetivo testarmos se a combinação da variação vertical de densidade presente na VP com um intervalo típico de densidade possuiria a mesma efetividade para a identificação da AMSTAS que os critérios da Seleção 1, que são baseados no gradiente vertical de temperatura e em um intervalo de isotermas. Assim, essa segunda seleção foi baseada nos critérios listados na Tabela 8, onde foi determinado um intervalo de duas isopicnais ($26,2 \text{ kg m}^{-3}$ e $26,6 \text{ kg m}^{-3}$) como critério de seleção de camadas homogêneas de água modal, juntamente com valor baixos de VP ($q < 1,5 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$). Diferentemente da Seleção 1, não foi definido um intervalo de temperatura para a escolha dos perfis de AMSTAS. Como resultado dessa seleção, foram gerados mapas de espessura média para a superfície e subsuperfície destes perfis entre 2002 e 2014 (Figura 34).

Figura 34: Espessuras médias do caso *D* (Seleção 2) na superfície (topo) e na subsuperfície entre os anos de 2002 e 2014 após a seleção de perfis com σ_θ entre $26,2 \text{ kg m}^{-3}$ e $26,6 \text{ kg m}^{-3}$.

Seguindo o mesmo padrão de análise desenvolvida na seção 5.4, ao compararmos a Figura 34 com o caso *D* da Figura 11, observamos que a aplicação do intervalo de densidade proposto impactou drasticamente na quantidade de perfis identificados em superfície, reduzindo em 79,25% os pontos selecionados com AMSTAS. A principal diferença foi a distribuição horizontal dos perfis, restringindo-os quase em sua totalidade, ao sul de 30°S .

No caso dos perfis de subsuperfície, a redução foi inferior a encontrada nos perfis de superfície, sendo de 59%. Porém, através dos valores de espessura média exibidos na Figura 34, notamos que a consequência da aplicação dos parâmetros da Seleção 2 sobre a camada de subsuperfície teve maior influência sobre a distribuição vertical do que horizontal, ou seja, observamos a redução das espessuras médias (valores 32,28% menores) ao longo de toda a bacia de maneira mais contundente do que sobre a diminuição da área (redução de 12,75% da área ocupada) ocupada pela água modal. Isto posto, ao compararmos os resultados encontrados na Figura 34 com os resultados encontrados por Sato e Polito (2014) (expostos na Figura 6), notamos que o resultado da aplicação da Seleção 2 não restringe os dados que estão a norte de 25°S na porção leste e a 30°S na porção oeste.

Tendo em vista que a Seleção 2 não contempla a utilização do gradiente vertical da temperatura como base para a seleção de perfis de água modal, não há nenhum fundamento que garanta que as camadas selecionadas estão acima da termoclina permanente, definida como uma das

características principais da água modal o posicionamento entre a termoclina sazonal e a permanente. Portanto, como definido anteriormente (de Boyer Montégut et al. 2007), podemos utilizar o valor de $\frac{dT}{dz} > 0.02 \text{ } ^\circ\text{C m}^{-1}$ ao longo da coluna para definir a camada estratificada relativo a termoclina permanente. Deste modo, ao investigarmos a distribuição do $\frac{dT}{dz}$ médio tanto dos perfis de superfície quanto dos de subsuperfície (Figura 35) dos perfis escolhidos através da aplicação da Seleção 2, podemos estimar a latitude limite para a classificação da AMSTAS para este conjunto de dados.

Figura 35: Gradiente vertical médio de temperatura (esquerda) e das profundidades mínimas (direita) dos perfis de AMSTAS referentes a Seleção 2, entre os anos de 2002 e 2014 através dos dados ISAS.

Ao analisarmos na Figura 35, percebemos o aumento do $\frac{dT}{dz}$ médio no sentido do equador conforme as profundidades mínimas médias também aumentam. Em outras palavras, quanto mais profundo encontramos o topo dos perfis, identificamos maior estratificação da temperatura, e nos pontos onde $\frac{dT}{dz} > 0.02 \text{ } ^\circ\text{C m}^{-1}$, a estratificação nos indica que as camadas identificadas como água modal não podem ser identificadas como AMSTAS. Estes perfis com valores típicos de $\frac{dT}{dz}$ encontrados na termoclina encontram-se a norte de 30°S .

Para conferirmos a frequência de ocorrência destas camadas a norte de 30°S ao longo de um ciclo de formação e afundamento da água modal, aplicamos o mesmo método desenvolvido para a Seleção 1 baseado na aplicação do fator $\mathbb{C}$, na criação de um ano padrão com a distribuição vertical e horizontal corriqueira da camada de subsuperfície. Deste modo, podemos avaliar mês a mês, na Figura 36, a posição da camada de subsuperfície e a relação com as latitudes encontradas com $\frac{dT}{dz}$ típicos da termoclina permanente.

Figura 36: Mapa da distribuição horizontal da camada de subsuperfície da AMSTAS – Seleção 2, onde as cores representam a espessura média ao longo da série temporal entre 2002 e 2014 e com as curvas em branco sendo $0,5 < C < 0,9$ e preta $C = 1$.

Ao examinarmos a Figura 36, vemos que em todos os meses, a água modal é identificada ao norte da latitude de 30°S , nos auxiliando a compreender que parte desta camada de AMSTAS identificada não pode ser considerada como uma camada típica de água modal. Portanto, considerando que dentro da seleção utilizada na análise da seção, perfis são erroneamente classificados como de água modal, portanto, devemos ponderar sobre os parâmetros utilizados. Ou seja, através desses resultados, compreendemos que a utilização apenas do critério de baixa VP combinado ao intervalo de densidade ($26,2 \text{ kg m}^{-3}$ e $26,6 \text{ kg m}^{-3}$) é insuficiente para definir com acurácia os perfis de água modal para o Atlântico Sul.

Isto é posto apesar dos perfis de superfície vistos na diagrama da esquerda na Figura 34 estarem todos a sul da linha de $\frac{dT}{dz}$ limite para a determinação de água modal. Como o objetivo desta análise é identificar tipos de seleção eficazes para a detecção da AMSTAS, portanto, como estes critérios não foram suficientes para a determinação totalmente correta, tanto os perfis de superfície quanto dos de subsuperfície, consideramos incompleto os parâmetros de escolha da Seleção 2. Juntamente com esta interpretação, observamos a necessidade de priorizarmos a seleção de água modal baseada na utilização de fundamentos relacionados a temperatura, ou seja, a aplicação da variação vertical de temperatura e/ou de intervalos típicos de temperatura para a água modal da região.

Portanto, sem a definição de um intervalo de isotermas, não será possível estimarmos a taxa de formação baseada no fluxo de flutuabilidade (B_S da equação 14), através da equação 12 e 13. Isto é devido ao fato que a taxa de formação $\Delta F(\sigma, t)$ é função da densidade.

5.8 Variação do volume das camadas de AMSTAS

O cálculo do volume de água modal possui essencial importância sobre o entendimento de mecanismos que ocorrem nas camadas de superfície e subsuperfície. Através dessa estimativa, é possível examinar as taxas, por exemplo, de formação de nova água modal, para tentar inferir sobre os processos de afundamento da camada de superfície, de dissipação, de subsidência e advecção. Além disso, a determinação do volume é uma forma objetiva para a análise da variabilidade sazonal e interanual destas camadas.

O volume foi determinado para cada mês, entre 2002 e 2014, utilizando a equação 2 (Figura 37). Como citado anteriormente, o $v_c = L \times L \times \Delta h$ (onde L é o valor em metros da resolução da grade de dados e Δh o intervalo vertical de ponto a ponto) é calculado sendo $L = 56000$ m e $\Delta h = 5$ m, para $V = \sum_n H \times v_c \times \cos(lat)$.

Figura 37: Série temporal do volume da AMSTAS em superfície (linha preta) e em subsuperfície (linha vermelha) entre 2002 e 2014. Os asteriscos são utilizados para facilitar a marcação de mês a mês.

O volume de água modal é fortemente dominado pela variação sazonal da formação da camada de superfície, cujos valores máximos ocorrem em setembro. O máximo do volume em subsuperfície ocorre entre novembro e dezembro, retratando uma defasagem de $2,46 \pm 0,52$

meses entre esses máximos. Para a superfície, a média calculada utilizando-se todos os valores de volume máximo anual é de $(5,62 \pm 0,55) \times 10^{14} \text{ m}^3$. Observamos que em 2008 e 2010, o volume em superfície é 11,6% e 16,62%, respectivamente, acima dessa média total, como podemos observar na Tabela 10:

Tabela 10: Volume máximo ($v_{\max}$) da camada de superfície para cada ano, entre 2002 e 2014.

	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008
$v_{\max} (\times 10^{14} \text{ m}^3)$	5,39	5,30	5,15	4,79	5,13	5,18	6,36
	2009	2010	2011	2012	2013	2014	$\bar{v}_{\max}$
$v_{\max} (\times 10^{14} \text{ m}^3)$	5,75	6,74	6,07	5,46	5,85	5,93	5,62

Notamos também que em 2005 o volume de setembro está 14,8% abaixo da média encontrada, porém, como vemos adiante, variações da média, não representam necessariamente anomalias no volume em subsuperfície. Isso nos leva a especular que as diferenças identificadas na formação da camada de superfície entre os anos, não garantem, necessariamente, que a mesma variação será observada na camada de subsuperfície.

Através da Figura 37 fica evidente o quão inferior é o volume formado em junho e em novembro ao compararmos com o volume máximo identificado em cada ano. Em média, estimamos que o volume de novembro é $(72,0 \pm 11,6)\%$ menor do que o de setembro, e o de junho é $(94,1 \pm 4,9)\%$ menor se comparado ao de setembro. Deste modo, em acréscimo ao discutido na seção 5.6, percebemos que em junho, a convecção local não possui intensidade suficiente para a formação de uma camada de mistura mais profunda e altamente homogênea, porém, para o mês de novembro, podemos presumir duas conjecturas. Podemos supor que o volume identificado é pequeno devido ao fato do oceano estar recebendo calor e a capacidade de formação da camada de superfície foi reduzido, ou de que esse volume observado é referente apenas as camadas residuais da formação do mês anterior.

Baseado nas duas suposições sobre o volume identificado no mês de novembro, nota-se que é necessário estimarmos a taxa de afundamento da camada de superfície para quantificarmos quanto de volume novo é formado na superfície a cada mês. Para tanto, precisamos examinar a variação do volume da camada em subsuperfície (Tabelas 11 e 12).

Tabela 11: Volume máximo (v_{max}) e o mês respectivo desse valor, da camada de subsuperfície para cada ano, entre 2002 e 2014.

	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008
$v_{max} (\times 10^{14} \text{ m}^3)$	7,17	7,75	6,56	7,37	7,51	8,05	7,64
Mês v_{max}	NOV	NOV	DEZ	DEZ	NOV	NOV	NOV
	2009	2010	2011	2012	2013	2014	$\bar{v}_{max}$
$v_{max} (\times 10^{14} \text{ m}^3)$	7,02	8,73	7,65	7,50	6,82	7,35	7,47
Mês v_{max}	NOV	NOV	DEZ	DEZ	DEZ	DEZ	–

Tabela 12: Volume mínimo (v_{min}) e o mês respectivo desse valor, da camada de subsuperfície para cada ano, entre 2002 e 2014.

	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008
$v_{min} (\times 10^{14} \text{ m}^3)$	3,25	3,47	3,26	3,70	3,20	2,90	3,55
Mês v_{min}	JUL	JUL	JUL	JUL	JUN	JUN	JUL
	2009	2010	2011	2012	2013	2014	$\bar{v}_{min}$
$v_{min} (\times 10^{14} \text{ m}^3)$	3,52	3,50	3,80	4,31	4,12	3,72	3,56
Mês v_{min}	JUL	MAI	JUL	JUL	JUN	MAI	–

Anteriormente, destacamos 2008 e 2010 como anos com volume máximo na superfície acima da média e 2005 com volume máximo abaixo da média. Ao examinarmos esses anos nas Tabelas 11 e 12, observamos que só 2010 apresenta o maior valor máximo tanto na superfície quanto na subsuperfície, porém, não existe relação direta entre alto volume de 2008 e o baixo volume de 2005 na superfície com os respectivos máximos em subsuperfície. Assim como ao avaliarmos os valores mínimos, não existe volume inicial em subsuperfície, anterior a formação da camada de superfície, que justifique os valores máximos. Ao testarmos os outros anos, o mesmo ocorre, portanto, os volumes em superfície não possuem uma relação com o volume identificado em subsuperfície, ou seja, não podemos observar uma relação de conservação de volume.

A partir destes resultados, em adição as suposições geradas a partir do volume em superfície de novembro, podemos compreender que o afundamento da água modal da camada de superfície não envolve o imergir de todo o volume superficial formado naquele mês. Caso todo o volume afunde dentro do seu mês de formação, o processo ocorre juntamente com mecanismos de dissipação (mistura e advecção) ao afundar. Porém, como citado anteriormente, ao examinarmos os volumes máximos nas diferentes camadas, notamos uma defasagem em média de

2,46 meses, o que implica que existe um acúmulo em superfície de um mês para o outro. Então, a proposição de que toda água formada em superfície afunda de um mês para o outro, pode ser descartada.

Constatamos o mesmo fato ao examinarmos os meses de volume mínimo na porção afundada com o início da formação da camada superficial. Juntamente com esta verificação, ao avaliarmos esses meses, podemos aprofundar a segunda proposição sobre a importância do estudo dos fatores dissipativos sobre a água modal. Para tanto, utilizamos a média mensal dos volumes encontrados em superfície e em subsuperfície para observarmos o resultado da soma dos processos atuantes após a formação da água modal.

Tabela 13: Volume mensal médio da camada em superfície (v_{sup}) e em subsuperfície (v_{sub}) entre 2002 e 2014.

	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN
$v_{sup} (\times 10^{14} \text{ m}^3)$	–	–	–	–	0,05	0,33
$v_{sub} (\times 10^{14} \text{ m}^3)$	6,31	5,55	4,78	5,06	4,21	3,85
	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
$v_{sup} (\times 10^{14} \text{ m}^3)$	3,18	3,88	5,62	4,34	1,54	0,05
$v_{sub} (\times 10^{14} \text{ m}^3)$	3,72	4,44	5,68	6,59	7,23	7,05

Como observado na Tabela 13, identificamos tanto na superfície quanto na água modal afundada, quatro meses quando ocorre um aumento de volume (de junho a setembro, na superfície, e de agosto a novembro, na subsuperfície), sendo mais uma evidência sobre a relação direta do aumento dos volumes. Porém, notamos que o aumento quantitativo não possui relação direta.

Ao observarmos o primeiro aumento nas camadas, vemos em superfície $0,33 \times 10^{14} \text{ m}^3$, enquanto em subsuperfície, de julho para agosto, o acréscimo de $0,72 \times 10^{14} \text{ m}^3$. Este volume, em superfície, só é formado após o segundo mês (julho), onde observamos valor superior de $3,18 \times 10^{14} \text{ m}^3$. Dessa maneira, podemos compreender que a simples comparação entre o volume identificado em superfície com o estimado em subsuperfície não é o suficiente para determinarmos a porcentagem de água modal afundada, advertida ou difundida ao longo dos meses, interanualmente.

Segundo Kelly e Dong (2013), para a Água de 18° , apenas 35% da água modal formada é transferida para a subsuperfície, sendo que o restante é perdido através da mistura. Para compre-

ender o processo de mistura, seria necessário identificar a relação da região de formação e afundamento da AMSTAS com, por exemplo, a Corrente do Brasil, Confluência Brasil–Malvinas e advecção devido a dinâmica de Ekman.

5.9 Taxa de formação anual da AMSTAS

Ao observarmos a complexidade envolvida entre o processo de formação e a subsidência das camadas de água modal, nota-se necessário avaliarmos o processo de formação em superfície e a relação desta com o balanço de calor pela superfície. Para tanto, utilizamos, como descrito anteriormente, a metodologia desenvolvida inicialmente por Walin (1982) e adaptada por Marshall et al. (1999) e Maze et al. (2009).

Vale destacar que devido ao fato da Seleção 2 não ter apresentado resultado satisfatório para a seleção das camadas de subsuperfície da AMSTAS, não avaliamos a relação da formação de água modal com o fluxo de água doce, incluído nas equações 12 a 14. A justificativa é porque não conseguimos definir um intervalo de densidade típico para toda a camada de água modal através da metodologia proposta nesse trabalho.

Para essa análise temos como base a equação 11, onde precisamos definir a taxa de transformação das isothermas de 13°C e 16°C, em combinação com a equação 8. O resultado da aplicação destas equações nos mostrará o fluxo de volume em Sverdrups da água formada, entre as isothermas típicas da AMSTAS, devido apenas ao balanço de calor pela superfície. Portanto, aplicando a equação 8, foram feitos cálculos das taxas mensais de transformação das isothermas de 13°C e 16°C. Ao definirmos $\Delta\theta = 0,5^\circ\text{C}$, integramos o balanço do fluxo vertical de calor na superfície (Q_{net}) ao longo do intervalo de $(13 \pm 0,25)^\circ\text{C}$ e $(16 \pm 0,25)^\circ\text{C}$ (Figura 38).

Figura 38: Média das posições das isotermas de 13°C (mais ao sul) e 16°C entre 2002 e 2009. O valor de 0 a 1 apresentado na figura representa a frequência de ocorrência da posição dentro dos 8 anos de dados.

Podemos observar que a posição das isotermas varia ao longo dos meses, que juntamente com a variação do fluxo de calor através da superfície influenciará a taxa de formação/destruição de novas águas. Ou seja, entre os meses de dezembro e abril, vemos que as duas isotermas estão mais ao sul e mais próximas, situando a possível janela de formação de água modal fora da região de maior perda de calor pela superfície mostrada na Figura 31.

Ao determinarmos a diferença entre essas taxas de transformação ($F(13)$ e $F(16)$), estimamos a taxa de formação (ΔF) mensal, ou seja, o fluxo do volume formado na superfície (Θ) delimitada por estas duas isotermas. Em seguida, após o cálculo de ΔF , os valores anuais relacionados a formação de nova água (valores positivos), foram comparados aos volumes estimados através dos dados provenientes da Seleção 1.

O fluxo de volume foi estimado através dos perfis encontrados através da seleção utilizando valores ainda menores de VP (seção 4.4), inferiores ao definidos para identificação da água modal anteriormente. O valor de $q < 1,2 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ representa camadas de mistura recém afetadas pela convecção, ou por intenso processo convectivo. Este valor é inferior ao apresentado por Forget et al. (2011) e foi encontrado após testarmos diferentes valores de VP entre 1 e $2 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, sendo $1,2 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ o menor valor que ainda possibilita a identificação de perfis com AMSTAS. Ou seja, abaixo desse valor, não foi possível identificar perfis de água modal em todos os meses. Portanto, dentre todos os perfis de superfície, apenas uma pe-

quena quantidade será classificada como parte do processo de formação de água modal devido ao fluxo de calor e estando próximo ao limite mínimo de VP, garantimos os perfis mais recentemente formados em cada mês. Essa classificação teve como base o fato de apenas uma pequena parcela do volume encontrado em superfície representa a região diretamente influenciada pela convecção (McCartney e Talley 1982). Ou seja, a partir destas pequenas regiões de baixíssima VP, a água em superfície é formada, devido a combinação dos processos de convecção com a mistura promovida pelo vento, principalmente (de Boyer Montegut et al. 2004).

Figura 39: Série temporal do fluxo de volume (Sv) da formação da AMSTAS estimada através da metodologia de Walin (1982) (linha preta) e através da aplicação de valores menores de VP ($q < 1,2 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) sobre os dados selecionados (vermelha) entre 2002 e 2009.

Na Figura 39 podemos observar que a estimativa proveniente da metodologia estabelecida por Walin (1982) apresenta valores positivos e negativos. Os valores positivos representam a formação de uma nova água e os negativos, destruição ou consumo da água em superfície, de águas dentro da classe de temperatura determinada no início do método (13°C e 16°C).

Ao relacionarmos a Figura 39 com a Figura 31, observamos que os valores negativos (destruição), dentro da região definida pelas duas isotermas (Figura 38), estão vinculados aos meses de outubro a março, e em metade dos casos de setembro. Este intervalo de meses representa as estações de verão e primavera, onde identificamos ganho de calor através da superfície do

oceano. Por conseguinte, os meses de valores positivos (formação) são representados pelo intervalo entre abril e agosto, e em parte por setembro, que por sua vez estão incluídos nas estações de outono e inverno. Ao contrário do caso anterior, como já visto, nestes meses o oceano perde calor através da superfície para a atmosfera. Portanto, observamos que o sinal do fluxo de calor através da superfície é inversamente relacionado ao sinal da taxa de formação/destruição.

Sendo o foco dessa seção a avaliação da taxa de formação, examinamos apenas os meses onde identificamos valores positivos. Assim, ao observarmos o gráfico da Figura 39, podemos destacar três principais características:

1. Descompasso entre a taxa de formação estimada e a taxa calculada a partir dos dados;
2. Os valores das taxas calculadas são inferiores às estimadas;
3. Não existe uma relação quantitativa direta entre as taxas.

A primeira característica reafirma as conclusões expostas na seção 5.6, sobre a existência de uma defasagem entre o início da perda de calor da superfície com o início da formação de água modal, nos conduzindo a discussão das outras duas características observadas. Se a superfície do oceano precisa perder calor para a atmosfera durante um determinado período de tempo para que o processo de convecção seja eficiente para a formação de uma camada homogênea, e o volume é inferior ao potencialmente formado pelo balanço de calor pela superfície, então entende-se que parte dessa água formada é destruída nos meses dessa defasagem. Portanto, existe um desgaste entre o volume identificado a partir da taxa de formação do Walin (1982) (ΔF) com a taxa do volume identificado nos dados (Δf) devido ao tempo para o início da formação e a processos de mistura horizontal e advecção local. Por meio da Tabela 14, podemos comparar os valores anuais médios dessas taxas e através da Figura 40, é possível complementar a avaliação da diferença entre essas duas taxas, através da porcentagem da dedução entre a taxa encontrada nos dados com a estimada pelos cálculos.

Tabela 14: Valores anuais médios das taxas de formação ΔF e Δf .

	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009
$\Delta \bar{F} (Sv)$	9,45	9,66	9,88	7,23	7,27	11,30	8,01	8,95
$\Delta \bar{f} (Sv)$	3,96	4,58	7,24	3,44	6,36	5,66	6,91	3,96

Figura 40: Variação temporal da relação entre a da taxa de formação ΔF com Δf , em porcentagem, entre 2002 e 2009.

Assim, podemos observar que não existe uma relação constante entre a taxa de formação ΔF e a Δf ao longo dos anos. Observamos que apenas em 2004, 2006 e 2008 a relação entre os valores das duas taxas foi superior a 70%, indicando que o balanço de calor pela superfície é o fator majoritário sobre a formação da AMSTAS. Porém, nos outros anos, essa relação se manteve inferior a 50%, ou seja, as taxas médias de formação Δf desses anos não atingem a metade dos valor cálculo através da metodologia do Walin (1982). Isso indica que na maioria dos anos, existe uma grande complexidade de processos que podem reduzir o volume de água modal formada ao compararmos com o potencial de formação estimado. Isso mostra que mesmo em anos onde a taxa de formação ΔF é maior do que a média de todos os anos ($8,97 \pm 1,40$) Sv, como podemos observar em 2007, a taxa de formação identificada nos dados é cerca de 50% menor. Assim, uma taxa potencial de formação maior não garante necessariamente que o volume formado será maior, dentro de uma série temporal. O contrário também é verdadeiro e pode ser visto ao observarmos o ano de 2006, onde identificamos a segunda menor taxa ΔF , porém, observamos a terceira maior taxa Δf . Portanto, confirmando assim que não existe uma relação quantitativa direta entre as taxas, nem um padrão na variação dessas taxas e de que os processos que ocorrem durante a formação da AMSTAS não são constantes ao longo dos anos.

Por fim, comparamos as duas taxas encontrados com os valores de taxas de formação de

massas d'água induzidas por fluxos na interface oceano-atmosfera no Atlântico Sul do trabalho de Donners et al. (2005). Os autores basearam-se em dados de diferentes modelos e conjuntos de dados para estimar, dentre as diversas massas d'água, a taxa de formação da AMSTAS e da AMSA. Para tanto, foram utilizados dados dos seguintes modelos e conjunto de dados: Ocean Circulation and Climate Advanced Modeling (OCCAM), Estimating the Circulation and Climate of the Ocean (ECCO), a reanálise da ECMWF – 40 (ERA – 40) e a reanálise dos dados da National Centers for Environmental Prediction (NCEP). Sobre estes dados foram aplicadas as metodologias de Walin (1982) e Marshall et al. (1999) e o resultado está apresentado na Tabela 15.

Tabela 15: Valores das taxas de formação ΔF , Δf e das estimadas no trabalho de Donners et al. (2005) da AMSTAS (em Sv).

	$\Delta \bar{F}$	$\Delta \bar{f}$	OCCAM	ECCO	ERA-40	NCEP
AMSTAS	$8,97 \pm 1,40$	$5,26 \pm 1,47$	$6,0 \pm 0,7$	$6,1 \pm 4,7$	$10,0 \pm 1,8$	$10,7 \pm 3,8$

Como podemos constatar na Tabela 15 os valores estimados no presente trabalho estão coerentes com os encontrados em trabalhos anteriores. Porém, como Donners et al. (2005) utilizaram o fluxo de fluatibilidade (fluxo de calor juntamente com o fluxo de água doce) definido na equação 14, os valores não podem ser comparados com total exatidão. Dessa forma, apesar da utilização de diferentes metodologias, entendemos que os nossos cálculos e estimativas foram desenvolvidas, de acordo com a metodologia inicialmente proposta por Walin (1982) e apresentam a mesma ordem de grandeza de estimativas de outros trabalhos.

6 Conclusão

Das características da água modal, destacam-se a homogeneidade vertical dos parâmetros físico-químicos (temperatura, salinidade, densidade e oxigênio) e a conservação de valores baixos de vorticidade potencial (VP). Esses aspectos são claramente observados devido a posição típica da água modal, quando afundada, entre a termoclina permanente e a sazonal, que são camadas de alta estratificação. A homogenização das camadas de água modal é devido a fortes processos convectivos, devido a vigorosos invernos da região de formação, ou seja, intenso resfriamento da superfície.

A convecção é resultado da perda de calor da superfície dos oceanos para a atmosfera que incrementa a mistura vertical já existente do local. Portanto, com a redução da temperatura de superfície no inverno a termoclina sazonal é dissipada, dando lugar a uma camada de mistura mais profunda. A destruição da termoclina sazonal permite o afloramento de isopicnais, que durante os meses quentes, apresentam-se mais profundas. Juntamente com a troca de calor pela superfície, outros fatores influenciam as características futuras da água modal formada, como a configuração da região anterior ao processo convectivo, as forçantes na interface oceano-atmosfera e a mistura vertical. Portanto, para presente trabalho, nos utilizamos dessas principais características relacionadas a água modal e sua formação para o desenvolvimento das análises sobre a Água Modal Subtropical do Atlântico Sul (AMSTAS).

Sendo assim, a hipótese científica proposta nesse trabalho é de que as variações em escala intra e interanuais do volume formado de água modal subtropical do Atlântico Sul estão correlacionadas com as flutuações do balanço do fluxo de calor pela superfície. Em adição, desenvolvemos a análise da variação volumétrica das camadas de água modal identificadas.

Para tanto, tornou-se necessário selecionarmos dois conjuntos de dados para examinarmos a hipótese proposta. O primeiro conjunto selecionado para a investigação da temperatura (T) e salinidade (S) da AMSTAS foi o *In Situ Analysis System* (ISAS) do French Research Institute for Exploitation of the Sea (IFREMER), que contém dados para o período entre 2002 e 2014. Esse projeto é baseado em, principalmente, dados de flutuadores Argo e adição de outros perfiladores (XBTs, CTDs, etc), em uma grade horizontal interpolada de $0,5^\circ$ na longitude e com resolução variante na latitude (de $0,5^\circ$ no Equador a $0,1125^\circ$ em 77°N ou 77°S). A resolução vertical apresentava 152 níveis, de 0 m a 2000 m, com variações diferentes entre diferentes intervalos

de profundidade. Desta forma, os dados foram interpolados novamente para uma grade regular de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ com 401 níveis de profundidade, variando de 5 em 5 metros, de 0 m a 2000 m. Da temperatura e salinidade provenientes do primeiro conjunto de dados, foram calculadas a temperatura e a densidade potencial, vorticidade potencial e o gradiente vertical de temperatura ($\frac{dT}{dz}$ em $^\circ\text{C m}^{-1}$).

O segundo conjunto de dados, que foi utilizado para o cálculo da taxa de formação de água modal, é proveniente do projeto *Objectively Analyzed air–sea Fluxes* (OAFlux), que produz, entre diversos produtos, a análise global do balanço de calor atmosfera–oceano ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) usado no presente trabalho. Esse conjunto de dados apresenta grade regular de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ entre 1983 até 2009.

Após a escolha dos conjuntos necessários para o estudo, iniciou-se a identificação da AMSTAS dentro dos perfis de temperatura e salinidade. Para tanto, foram utilizados intervalos propostos por Sato e Polito (2014) para temperatura ($11,5^\circ\text{C}$ a $18,5^\circ\text{C}$) e salinidade (34,7 a 36,5), junto com uma limitação do valor de VP de no máximo $1,5 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ e perfis com espessura mínima de 100 m. Esses intervalos e critérios foram aplicados de início para selecionarmos apenas perfis com características homogêneas e robustas, sem nos atentarmos com as classes de temperatura e/ou salinidade predominantes da AMSTAS para esse conjunto de dados. Assim, após essa seleção inicial, estabeleceu-se uma série de perfis quase homogêneos a norte da Frente Subtropical do Atlântico Sul.

Em posse da seleção desses perfis, foi investigada a possibilidade de selecionarmos perfis contendo AMSTAS apenas utilizando um intervalo de temperatura mais restrito junto com um gradiente de temperatura vertical, assim como feito em outros trabalhos (Provost et al. 1999; Sato e Polito 2014), ou se era necessário a incorporação da salinidade na seleção através da definição de um intervalo de densidade típico, sem a utilização do gradiente vertical de temperatura. Para tanto, foram testadas quatro casos diferentes, sendo assim, foram definidos três valores de $\frac{dT}{dz}$ ($0,020^\circ\text{C m}^{-1}$, $0,015^\circ\text{C m}^{-1}$ e $0,010^\circ\text{C m}^{-1}$) para e aplicados como critério (caso A, B e C, respectivamente) e um quarto caso (caso D) não se aplicou nenhum valor máximo de $\frac{dT}{dz}$ mas definiu-se um intervalo de densidade entre $26,2 \text{ kg m}^{-3}$ e $26,6 \text{ kg m}^{-3}$. A triagem feita utilizando critérios de temperatura foi definida como Seleção 1 e a baseada na densidade, Seleção 2.

Dos casos onde foram aplicados os diferentes limites de $\frac{dT}{dz}$, definiu-se um intervalo típico

de temperatura para a seleção de perfis com a presença de AMSTAS baseado na avaliação do volume de água modal associada a cada classe de temperatura (de 11,5°C e 18,5°C, variando de 0,1°C em 0,1°C) e na temperatura média identificada em cada caso. Utilizando essas duas formas para identificação das temperaturas mais recorrentes dentre os perfis pré-selecionados, identificou-se um novo intervalo de temperatura entre 13°C e 16°C. Porém, da Seleção 1, testamos apenas o caso *A* e *B*, pois o caso *C* mostrou-se um critério muito excludente. Já no caso sem a aplicação do gradiente vertical de temperatura como critério, usamos as mesmas formas utilizados para os outros casos, porém, ao invés de determinarmos um intervalo de temperatura, definimos um de densidade para a Seleção 2.

Ao aplicarmos os critérios da Seleção 1 (caso *A* e *B*) sobre os dados, observamos que a utilização do $\frac{dT}{dz} = 0,015^\circ\text{C m}^{-1}$ também mostrou-se muito limitante ao observarmos uma redução de 57,1% do caso *A* para o caso *B*. Dessa maneira, em relação a seleção baseada nos limites de temperatura, utilizamos apenas o critério do caso *A* onde o $\frac{dT}{dz}$ máximo é $0,02^\circ\text{C m}^{-1}$, que garante que os perfis estão fora da termoclina permanente e/ou sazonal, baseado na definição de de Boyer Montégut et al. (2007) da estratificação mínima da termoclina.

Com a aplicação dos critérios estabelecidos, separamos os perfis em duas categorias: de superfície (perfis com o topo da coluna em profundidades menores que 15 m) e em subsuperfície (profundidades mínimas maiores que 15 m). Após todo o processo de identificação através da Seleção 1 e classificação dos perfis entre 2002 e 2014, obtivemos os seguintes resultados:

- Observamos a formação de camadas homogêneas na superfície entre junho e novembro, ocupando, nos meses com maior volume (julho a outubro), a área entre 50°O e 20°L, reincidindo anualmente. Dessa, foi possível compreender que existe um padrão horizontal nos meses onde identificamos essas camadas na superfície, revelando assim que o fenômeno de formação da AMSTAS não é esporádico, pelo contrário, é extremamente recorrente e regrado;
- Sobre as camadas em subsuperfície, são identificadas ao longo de todo o ano, ocupando uma área maior do que as águas em superfície, como previsto por McCartney e Talley (1982). Assim, zonalmente, a área ocupada é semelhante a camada de superfície, porém, meridionalmente, visualizamos perfis com água modal a norte de 33°S, que representa, em geral, o limite das camadas superficiais;
- Ao observarmos as duas camadas, torna-se nítida a relação entre a formação das camadas

em superfície e o aumento do volume nas camadas afundadas. Essa relação é evidente ao verificarmos um aumento da área ocupada e o espessamento das camadas em subsuperfície a partir do mês de julho, onde já começamos a observar uma camada bem estabelecida em superfície;

- Na avaliação das espessuras médias das camadas, em superfície, juntamente com a frequência de ocorrências de água modal analisada para cada ponto de grade, notamos que na superfície, o mês de junho representa apenas o início da formação de colunas homogêneas, devido ao resfriamento da superfície no outono. Portanto, observamos que os pontos de grade que apresentam grande incidência de formação ao longo dos anos (que aparecem na maioria dos anos), são quase inexistentes e apresentam uma média de espessura inferior a 200 m. Do mesmo modo, observamos que em novembro os perfis identificados são resquícios do processo convectivo mais intenso que ocorreu nos meses anteriores (JASO), devido as mesmas observações feitas sobre o mês de junho, ou seja, poucos pontos com alta incidência e pequena espessura;
- Os resultados sobre a distribuição espacial da espessura média da camada para o caso em subsuperfície são diferentes. Notamos que há maior ocorrência no lado oeste da bacia ao longo de quase todos os meses, com exceção de setembro até dezembro, onde a adição do volume proveniente da superfície homogeniza a distribuição horizontal dessas camadas. É possível observar também que as camadas são mais espessas na porção sudoeste e atingem as maiores profundidades em direção noroeste.

Ao avaliarmos a Seleção 2, notamos que a utilização da densidade como fator limitante não funciona de maneira adequada para os perfis de subsuperfície, apresentando baixa capacidade de seleção desses dados. Ou seja, observamos que para a superfície, a aplicação do intervalo de densidade sem o gradiente vertical de temperatura consegue selecionar de maneira adequada, ao visualizarmos a distribuição horizontal dessas camadas e compararmos aos resultados de Sato e Polito (2014). Porém, para as camadas afundadas, o critério é extremamente flexível, a distribuição horizontal ultrapassa os limites esperados das camadas de água modal, a norte de 25°S. Ao examinarmos os valores de $\frac{dT}{dz}$ dessas camadas mais ao norte, observamos que estes valores são superiores ao limite mínimo determinado para a estratificação típica da termoclina permanente (0,02 °C m⁻¹). Ou seja, parte dos perfis escolhidos através da Seleção 2 estão, provavelmente, imersos na termoclina permanente, ou seja, não representam camadas de água

modal.

Dessa forma, concluímos que a utilização da densidade como principal critério de identificação da AMSTAS é insuficiente. Portanto, para a região do estudo, a utilização do gradiente vertical de temperatura é determinante para a seleção correta de perfis que contém água modal, e não somente perfis com baixa VP dentro dos critérios propostos por Sato e Polito (2014). Isto confirma que a temperatura tem maior influência sobre a formação e estabelecimento das camadas de AMSTAS do que a salinidade. A partir disso, estimamos a variação do volume das camadas de superfície e de subsuperfície dos perfis da Seleção 1. Através da observação da variação intra e interanual, alcançamos os seguintes resultados:

- Foi confirmada a relação do volume em superfície com o volume em subsuperfície, com um atraso de $2,46 \pm 0,52$ meses. Porém, não é possível encontrar uma relação quantitativa entre esses volumes identificados. Também é possível identificar o ciclo de formação e afundamento da AMSTAS através dos aumentos e reduções dos volumes nas camadas;
- Através das observações anteriores, notamos que para entendermos melhor a relação do volume em superfície com o volume afundado, é necessário a estimativa de taxas de dissipação e difusão, ou seja, quanto do volume de água modal em superfície é perdido para as águas adjacentes através da mistura vertical e horizontal. Com essas taxas, seria possível entender quanto do volume formado em superfície afunda para as camadas de subsuperfície e quanto do volume é perdido ao longo do processo de afundamento.

Por fim, identificando que o principal fator para a identificação da AMSTAS é a temperatura e que essa está relacionada com a convecção que ocorre durante o outono e o inverno, tornou-se fundamental examinarmos o balanço de calor pela superfície e a sua relação com a formação de água modal. Para tanto, nos utilizamos das metodologias propostas por Walin (1982, Marshall et al. (1999, Maze et al. (2009) que relacionam a fluxo de calor pela superfície com a taxa de formação (ΔF) de água em um determinado intervalo de temperatura, no nosso caso, entre 13°C e 16°C .

Com essa estimativa gerada mensalmente entre os 2002 e 2009, pode-se comparar com a taxa de formação identificada nos perfis dos dados ISAS (Δf). Os perfis com formação de água modal foram identificadas a partir da redução do valor máximo de $VP = 1,2 \times 10^{-11} m^{-1} s^{-1}$, pois segundo Forget et al. (2011), perfis com valores ainda menores de VP representam camadas

recentemente influenciadas pelo processo convectivos, ou seja, pontos com alta homogenização, que é típico da água modal. Dessa avaliação, encontramos os seguintes resultados:

- A taxa Δf apresentou valores médios inferiores ($5,26 \pm 1,47$) Sv a ΔF , ou seja, da taxa de volume potencialmente formado devido ao balanço de calor pela superfície, apenas uma pequena parcela é efetivamente formada;
- Ao observarmos a relação das taxas em 2004 (73,23%), 2006 (87,36%) e 2008 (86,38%) notamos que a taxa de volume cálculo sobre os perfis está próximo dos estimado, indicando que ou o balanço de calor pela superfície obteve maior eficiência sobre formação, ou de que os outros processos envolvidos não possuíram a mesma influência encontrada nos outros anos. Em ambos os casos, observa-se que o balanço de calor deteve papel dominante sobre o processo de formação;
- Não podemos identificar uma tendência da relação dos valores estimados com os encontrados pela metodologia de Walin (1982) entre os anos, ou seja, os processos envolvidos durante a formação não repetem os mesmos comportamentos ao longo dos anos.

Através desses resultados, observamos que é necessário compreendermos melhor todos os processos envolvidos na região de formação de água modal que potencialmente podem influenciar na taxa e no volume formado, como o vento, o consequente transporte de Ekman, vórtices e correntes oceânicas. Assim, o que podemos concluir é que de fato as variações do volume formado possuem certa relação com as flutuações do balanço de calor pela superfície, porém, outros fatores influenciam na redução do potencial de AMSTAS formada na região.

Dessa maneira, nossa hipótese não pode ser totalmente comprovada, pois não são todos os anos que identificamos uma correlação robusta entre a taxa de formação do volume identificada com a estimada. Sendo assim, não é possível afirmar que as flutuações do balanço de calor é o fator que regem as variações em escala interanual. Já sobre a escala intra-anual, observamos um padrão constante em todos os anos da relação entre o fluxo de calor pela superfície e a formação de AMSTAS, respeitando um ciclo sazonal.

Referências

- Andersson, A. J., L. A. Krug, N. R. Bates, and S. C. Doney, 2013:. Sea-air CO₂ flux in the North Atlantic subtropical gyre: Role and influence of Sub-Tropical Mode Water formation. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **91**, 57–70.
- Beal, L. M., W. P. De Ruijter, A. Biastoch, R. Zahn, et al., 2011:. On the role of the Agulhas system in ocean circulation and climate. *Nature* 472(7344), 429–436.
- Bingham, F., 1992:. Formation and spreading of subtropical mode water in the North Pacific. *Journal of Geophysical Research-Oceans* 97(C7).
- Bretherton, F. P., R. E. Davis, and C. Fandry, 1976:. A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, Volume 23, pp. 559–582. Elsevier.
- Brion, E. and F. Gaillard, 2012:. ISAS-tool version 6: User's manual.
- Cerovečki, I. and D. Giglio, 2015:. North Pacific Subtropical Mode Water volume decrease in 2006-2009 estimated from Argo observations: influence of surface formation and basin scale oceanic variability. *Journal of Climate* (2015).
- Cerovečki, I. and M. R. Mazloff, 2015:. The spatiotemporal structure of diabatic processes governing the evolution of SubAntarctic mode water in the Southern Ocean. *Journal of Physical Oceanography* (2015).
- Cerovecki, I., L. D. Talley, and M. R. Mazloff, 2011:. A comparison of Southern Ocean air-sea buoyancy flux from an ocean state estimate with five other products. *Journal of climate* 24(24), 6283–6306.
- Davis, X. J., F. Straneo, Y.-O. Kwon, K. A. Kelly, and J. M. Toole, 2013:. Evolution and formation of North Atlantic Eighteen Degree Water in the Sargasso Sea from moored data. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **91**, 11–24.
- Davis, X. J., R. A. Weller, S. Bigorre, and A. J. Plueddemann, 2013:. Local oceanic response to atmospheric forcing in the Gulf Stream region. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*.
- de Boyer Montegut, 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. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012) 109(C12).
- de Boyer Montégut, C., J. Mignot, A. Lazar, and S. Cravatte, 2007:. Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean: 1. General description. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 112(C6).
- de Miranda, A. P., B. Barnier, and W. K. Dewar, 1999:. Mode waters and subduction rates in a high-resolution South Atlantic simulation. *Journal of marine research* 57(2), 213–244.
- Deacon, S. G. E. R. and G. Britain, 1937:. *Note on the dynamics of the Southern Ocean*. University Press.
- Dong, S., J. Sprintall, S. T. Gille, and L. Talley, 2008:. Southern Ocean mixed-layer depth from Argo float profiles. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 113(C6).
- Donners, J., S. Drijfhout, and W. Hazeleger, 2005:. Water mass transformation and subduction in the South Atlantic. *Journal of physical oceanography* 35(10), 1841–1860.
- Douglass, E. M., Y.-O. Kwon, and S. 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*, **91**, 139–151.
- Escoffier, C. and C. Provost, 1998:. Surface forcing over the South West Atlantic according to NCEP and ECWMF reanalyses over the period 1979–1990. *Physics and Chemistry of the Earth* 23(5), 537–542.
- Fairall, C., E. F. Bradley, J. Hare, A. Grachev, and J. Edson, 2003:. Bulk parameterization of air-sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm. *Journal of Climate* 16(4), 571–591.
- Fine, R. A., M. J. Warner, and R. F. Weiss, 1988:. Water mass modification at the Agulhas Retroflection: chlorofluoromethane studies. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 35(3), 311–332.
- Fofonoff, N. P. and M. M. Hall, 1983:. Estimates of mass, momentum and kinetic energy fluxes of the Gulf Stream. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 1868–1877.
- Forget, G., G. Maze, M. Buckley, and J. Marshall, 2011:. Estimated seasonal cycle of North Atlantic eighteen degree water volume. *Journal of Physical Oceanography* 41(2), 269–

286.

- Fratantoni, D. M., Y.-O. Kwon, and B. A. Hodges, 2013:. Direct observation of subtropical mode water circulation in the western North Atlantic Ocean. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **91**, 35–56.
- Gaillard, F., E. Brion, and R. Charraudeau, 2009:. ISAS–v5: Description of the method and user manual. *IFREMER Rapport LPO*, 09–04.
- Gaillard, F. and R. Charraudeau, 2008:. ISAS_v4. 1b: Description of the method and user manual. *IFREMER Rapport LPO*, 08–03.
- Garrett, C., K. Speer, and E. Tragou, 1995:. The relationship between water mass formation and the surface buoyancy flux, with application to Phillips’ Red Sea model. *Journal of physical oceanography* 25(7), 1696–1705.
- Gong, X. and M. B. Richman, 1995:. On the application of cluster analysis to growing season precipitation data in North America east of the Rockies. *Journal of Climate* 8(4), 897–931.
- Goni, G. J., F. Bringas, and P. N. DiNezio, 2011:. Observed low frequency variability of the Brazil Current front. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)* 116(C10).
- Gordon, A. G., 1997:. Which is it: Warm or Cold Route, or Maybe Both? *WOCE News.*, **28**, 33–34.
- Gordon, A. L., 1981:. South Atlantic thermocline ventilation. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 28(11), 1239–1264.
- Gordon, A. L., 1985:. Indian-Atlantic transfer of thermocline water at the Agulhas Retro-flection. *Science* 227(4690), 1030–1033.
- Gordon, A. L., 1989:. Brazil-Malvinas Confluence–1984. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 36(3), 359–384.
- Gordon, A. L., R. D. Goldberg, K. Hunkins, et al., 1970:. Circumpolar characteristics of Antarctic waters.–Sound channels in Antarctic waters.
- Gordon, A. L. and C. L. Greengrove, 1986:. Geostrophic circulation of the Brazil-Falkland confluence. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 33(5), 573–585.

- Gordon, A. L., J. R. Lutjeharms, and M. L. Gruendlingh, 1987:. Stratification and circulation at the Agulhas Retroflection. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 34(4), 565–599.
- 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), 358–374.
- Hanawa, K. and T. Suga, 1995:. A review on the subtropical mode water in the North Pacific (NPSTMW). *Biogeochemical Process and Ocean Flux in the Western Pacific*, 613–627.
- Hanawa, K. and L. Talley, 2001:. Mode waters, ocean circulation and climate. *International Geophysics Series*, 373–386.
- Hautala, S. L. and D. H. Roemmich, 1998:. Subtropical mode water in the Northeast Pacific Basin. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 13.
- Holbrook, N. J. and A. M. Maharaj, 2008:. Southwest Pacific subtropical mode water: A climatology. *Progress in Oceanography* 77(4), 298–315.
- Holte, J., J. Gilson, L. Talley, and D. Roemmich, 2010:. Argo mixed layers. *Scripps Institution of Oceanography/UCSD*.
- 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. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 117(C3).
- Iselin, C., 1939:. The influence of vertical and lateral turbulence on the characteristics of the waters at mid-depths. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 20(3), 414–417.
- Jin, X. 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. Technical report, OAFlux Project Tech. Rep. OA-2008-01.
- Joyce, T. M., L. N. Thomas, W. K. Dewar, and J. B. Girton, 2013:. Eighteen degree water formation within the Gulf Stream during CLIMODE. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **91**, 1–10.
- Käse, R., W. Zenk, T. Sanford, and W. Hiller, 1985:. Currents, fronts and eddy fluxes in the Canary Basin. *Progress in Oceanography*, **14**, 231–257.

- Kelly, K. A. and S. 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*, **91**, 111–127.
- Klein, B. and N. Hogg, 1996:. On the variability of 18 degree water formation as observed from moored instruments at 55 W. *Deep-Sea Research Part I* 43(11-12), 1777–1806.
- Kwon, Y.-O. and S. C. Riser, 2004:. North Atlantic Subtropical Mode Water: A history of ocean-atmosphere interaction 1961–2000. *Geophysical research letters* 31(19).
- Legeckis, R. and A. L. Gordon, 1982:. Satellite observations of the Brazil and Falkland currents—1975 1976 and 1978. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 29(3), 375–401.
- Li, Z., 2012:. Interannual and decadal variability of the subtropical mode water formation in the South Pacific Ocean. *Ocean Modelling*, **47**, 96–112.
- Luyten, J., J. Pedlosky, and H. Stommel, 1983:. The Ventilated Thermocline. *J. Phys. Oceanogr.*, 292–309.
- Maamaatuaiahutapu, K., C. Provost, C. Andri, and X. Vigan, 1999:. Origin and ages of mode waters in the Brazil-Malvinas Confluence region during austral winter 1994. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 104(C9), 21051–21061.
- Marshall, J. et al., 2005:. CLIMODE: A mode water dynamics experiment in support of CLIVAR. *US Clivar Variations* 3(2), 8–14.
- Marshall, J., D. Jamous, and J. Nilsson, 1999:. Reconciling thermodynamic and dynamic methods of computation of water-mass transformation rates. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 46(4), 545–572.
- Marshall, J. and F. Schott, 1999:. Open ocean deep convection: Observations, models and theory. *Rev. Geophys* 37(1), 1–64.
- Masuzawa, J., 1969:. Subtropical mode water. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, Volume 16, pp. 463–468. Elsevier.
- Maze, G., G. Forget, M. Buckley, J. Marshall, and I. Cerovecki, 2009:. Using transformation and formation maps to study the role of air-sea heat fluxes in North Atlantic Eighteen Degree Water formation. *Journal of Physical Oceanography* 39(8), 1818–1835.

- Maze, G. and J. Marshall, 2011:. Diagnosing the observed seasonal cycle of Atlantic subtropical mode water using potential vorticity and its attendant theorems. *Journal of Physical Oceanography* 41(10), 1986–1999.
- McCarthy, M. C. and L. D. Talley, 1999:. Three-dimensional isoneutral potential vorticity structure in the Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research* 104(C6), 13251–13.
- McCartney, M., 1977:. Subantarctic mode water. *A Voyage of Discovery: George Deacon 70th Anniversary Volume*, 103–119.
- McCartney, M. S., 1982:. The subtropical recirculation of mode waters. *J. Mar. Res.*, **40**, 427–464.
- McCartney, M. S. and L. D. Talley, 1982:. The subpolar mode water of the North Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr* 12(11), 1169–1188.
- 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* 52(2), 171–188.
- Olson, D. B. and R. H. Evans, 1986:. Rings of the Agulhas current. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 33(1), 27–42.
- Olson, D. B., R. A. Fine, and A. L. Gordon, 1992:. Convective modifications of water masses in the Agulhas. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, **39**, S163–S181.
- Palter, J. B., M. S. Lozier, and R. T. Barber, 2005:. The effect of advection on the nutrient reservoir in the North Atlantic subtropical gyre. *Nature* 437(7059), 687–692.
- Peng, G., E. P. Chassignet, Y.-O. Kwon, and S. C. Riser, 2006:. Investigation of variability of the North Atlantic Subtropical Mode Water using profiling float data and numerical model output. *Ocean Modelling* 13(1), 65–85.
- Peterson, R. G. and L. Stramma, 1991:. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in oceanography* 26(1), 1–73.
- Piola, A. R., E. J. Campos, O. O. Möller, M. Charo, and C. Martinez, 2000:. Subtropical shelf front off eastern South America. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012) 105(C3), 6565–6578.

- Piola, A. R. and D. T. Georgi, 1982:. Circumpolar properties of Antarctic intermediate water and Subantarctic Mode Water. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 29(6), 687–711.
- Price, J. F., 2001:. .3 Subduction. *International Geophysics*, **77**, 357–371.
- Provost, C., C. Escoffier, K. Maamaatuaiahutapu, A. Kartavtseff, and V. Garçon, 1999:. Subtropical mode waters in the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research-Oceans* 104(C9), 21,033–21,049.
- Provost, C., S. Gana, V. Garçon, K. Maamaatuaiahutapu, and M. England, 1995:. Hydrographic conditions in the Brazil-Malvinas Confluence during austral summer 1990. *Journal of Geophysical Research-Oceans* 100(C6).
- Qinyu, L. and P. Aijun, 2002:. Recent advances in studies on formation mechanism of subtropical mode water and its climate features in North Pacific. *Journal of Ocean University of Qingdao* 1(1), 1–7.
- Roden, G. I., 1989:. The vertical thermohaline structure in the Argentine Basin. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 94(C1), 877–896.
- Roemmich, D. and B. Cornuelle, 1992:. The subtropical mode waters of the South Pacific Ocean. *Journal of Physical Oceanography* 22(10), 1178–1187.
- Saito, H., T. Suga, K. Hanawa, and T. Watanabe, 2007:. New type of pycnostad in the western subtropical-subarctic transition region of the North Pacific: transition region mode water. *Journal of oceanography* 63(4), 589–600.
- Sato, O. and P. Polito, 2014:. Observation of South Atlantic subtropical mode waters with Argo profiling float data. *Journal of Geophysical Research, submitted*.
- Siedler, G., A. Kuhl, and W. Zenk, 1987:. The Madeira mode water. *Journal of Physical Oceanography* 17(10), 1561–1570.
- Sloyan, B. M. and S. R. Rintoul, 2001:. The southern ocean limb of the global deep overturning circulation*. *Journal of Physical Oceanography* 31(1), 143–173.
- Sloyan, B. M., L. D. Talley, T. K. Chereskin, R. Fine, and J. Holte, 2010:. Antarctic Intermediate Water and Subantarctic Mode Water formation in the southeast Pacific: The role of turbulent mixing. *Journal of physical oceanography* 40(7), 1558–1574.

- Stommel, H., 1965:. *The Gulf Stream, A Physical and Dynamical Description* (2 ed.). University of California Press, Berkeley, 248 pp.
- Stommel, H., 1979:. Determination of water mass properties of water pumped down from the Ekman layer to the geostrophic flow below. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 76(7), 3051–3055.
- Suga, T., Y. Aoki, H. Saito, and K. Hanawa, 2008:. Ventilation of the North Pacific subtropical pycnocline and mode water formation. *Progress in Oceanography* 77(4), 285–297.
- Suga, T., H. Hanawa, and Y. Toba, 1989:. Subtropical mode water in the 137 E section. *Journal of Physical Oceanography* 19(10), 1605–1618.
- Suga, T. and K. Hanawa, 1990:. The mixed-layer climatology in the northwestern part of the North Pacific subtropical gyre and the formation area of Subtropical Mode Water. *Journal of Marine Research* 48(3), 543–566.
- Suga, T., Y. Takei, and K. Hanawa, 1997:. Thermocline distribution in the North Pacific subtropical gyre: The central mode water and the subtropical mode water. *Journal of physical oceanography* 27(1), 140–152.
- Sutton, R. and M. Allen, 1997:. Decadal predictability of North Atlantic sea surface temperature and climate. *Nature* 388(6642), 563–567.
- Talley, L. and M. Raymer, 1982:. Eighteen degree water variability. *J. Mar. Res.*, **40**, 757–775.
- Talley, L. D., 1988:. Potential vorticity distribution in the North Pacific. *Journal of Physical Oceanography* 18(1), 89–106.
- Talley, L. D., 1999:. Some aspects of ocean heat transport by the shallow, intermediate and deep overturning circulations. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, **112**, 1–22.
- Talley, L. D. and M. S. McCartney, 1982:. Distribution and circulation of Labrador Sea Water. *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 1189–1205.
- Talley, L. D., G. L. Pickard, W. J. Emery, and J. H. Swift, 2011:. *Descriptive physical oceanography: an introduction*. Access Online via Elsevier.
- Thompson, R. O. and R. Edwards, 1981:. Mixing and water-mass formation in the Australian Subantarctic. *Journal of Physical Oceanography*, **11**, 1399–1406.

- Toole, J. M. and B. A. Warren, 1993:. A hydrographic section across the subtropical South Indian Ocean. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 40(10), 1973–2019.
- Toyama, K. and T. Suga, 2010:. Vertical structure of North Pacific mode waters. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 57(13), 1152–1160.
- Tsuchiya, M., L. Talley, and M. 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), 55–81.
- Tsuchiya, M. and L. D. Talley, 1996:. Water-property distributions along an eastern Pacific hydrographic section at 135W. *Journal of Marine Research* 54(3), 541–564.
- Walín, G., 1982:. On the relation between sea-surface heat flow and thermal circulation in the ocean. *Tellus* 34(2), 187–195.
- Warren, B. A., 1972:. Insensitivity of subtropical mode water characteristics to meteorological fluctuations. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, Volume 19, pp. 1–19. Elsevier.
- Williams, R., 2001:. Ocean subduction. *Management*, **25**, 1.
- Williams, R. G., J. C. Marshall, and M. A. Spall, 1995:. Does Stommel’s mixed layer “demon” work? *Journal of Physical Oceanography* 25(12), 3089–3102.
- Wong, A. P. and G. C. Johnson, 2003:. South Pacific Eastern Subtropical Mode Water*. *Journal of Physical Oceanography* 33(7), 1493–1509.
- Woodruff, S., H. Diaz, J. Elms, and S. Worley, 1998:. COADS Release 2 data and metadata enhancements for improvements of marine surface flux fields. *Physics and Chemistry of the Earth* 23(5), 517–526.
- Worthington, L., 1959:. The 18° water in the Sargasso Sea. *Deep Sea Research (1953)* 5(2), 297–305.
- Worthington, L. V., 1972:. Negative oceanic heat flux as a cause of water-mass formation. *Journal of Physical Oceanography* 2(3), 205–211.
- Yu, L. and R. A. Weller, 2007:. Objectively analyzed air-sea heat fluxes for the global ice-free oceans (1981–2005).

REFERÊNCIAS

Zeng, L., P. Shi, W. T. Liu, and D. Wang, 2009:. Evaluation of a satellite-derived latent heat flux product in the South China Sea: A comparison with moored buoy data and various products. *Atmospheric Research* 94(1), 91–105.

7 Apêndice A

Em sua teoria, Walin (1982) considerou uma região R , cercada por um oceano A , uma região de controle B adjacente a região oceânica e as diversas interações que ocorrem entre estas regiões. Esta combinação de processos é utilizada para avaliar a transformação e a formação de novas águas e pode ser melhor explorada através da Figura 41.

Figura 41: Diagrama retirado de Walin (1982) que ilustra todos os fatores envolvidos na teoria proposta.

Sendo:

$T_0(r, t)$: temperatura no ponto r no tempo t , sendo que r é um ponto dentro da região R ;

T : variável independente de temperatura;

R_T : subregião de R onde definimos que $T_0(r, t) < T$;

A_T : subregião da superfície A onde $T_0(r, t) < T$;

S_T : superfície dentro de R onde $T_0(r, t) = T$

B_T : subregião da superfície de controle B onde $T_0(r, t) < T$;

$V(T, t)$: volume de R_T ;

$A(T, t)$: área de A_T ;

$S(T, t)$: área de S_T ;

$G(T, t)$: fluxo de volume através de S_T ;

$H(T, t)$: fluxo de calor através de S_T ;

$M(T, t)$: fluxo de volume através de B_T ;

$Q(T, t)$: fluxo de calor total através de A_T incluindo a transferência de calor sensível, latente e radiativo;

$E(T, t)$: fluxo de volume através de A_T ;

Todos os fluxos são considerados positivos em direção a R_T . Retomando o conceito dos três principais pontos do método, temos que $V(T, t)$, $A(T, t)$ e $S(T, t)$ estão relacionados ao estado térmico da região (R); $G(T, t)$ e $H(T, t)$ descrevem os processos térmicos dentro de R ; e $M(T, t)$, $Q(T, t)$ e $E(T, t)$ se associam com as interações com regiões próximas.

Temos que $H(T, t)$ pode ser definido pela soma do fluxo de calor advectivo ($c \cdot GT$, onde c é a capacidade térmica por unidade de volume) com o fluxo difusivo ($F(T, t)$), dado por (equação 15):

$$F(T, t) = H(T, t) - c \cdot GT . \quad (15)$$

Através da combinação dos fluxos de volume, temos que a conservação de volume é definida por (equação 16):

$$\frac{\partial}{\partial t} V(T, t) = M(T, t) + E(T, t) + G(T, t) , \quad (16)$$

onde temos que a variação temporal do volume da região R é dada pela soma do fluxo de volume através de B_T (fundo), do fluxo de volume através de A_T (superfície) e do fluxo de volume através de S_T (interface interna).

Assim como a conservação de calor é definida como (equação 17), a partir da avaliação dos fluxos de volume no tempo com os fluxos de calor:

$$c \frac{\partial}{\partial t} \int_{-\infty}^T v T dt = c \int_{-\infty}^T (m + e) T dt + c GT + F + Q , \quad (17)$$

onde $v = \frac{\partial V}{\partial T}$, $m = \frac{\partial M}{\partial T}$, $e = \frac{\partial E}{\partial T}$.

Temos também que $c \int_{-\infty}^T m T dt$ precisa ser real para que a conservação de calor seja verdadeira, isto é, o fluxo difusivo através de B tem que desaparecer com o tempo.

Assim, através da equação 17, notamos que o volume integrado no tempo da região é dada pelo fluxo de volume integrado em B_T e A_T , fluxo de calor através de $S_T(H(T, t) = c \cdot GT + F(T, t))$ e o fluxo de calor total através de A_T . Gerando desse modo, base teórica para a avaliação da formação e transformação de águas dentro de uma determinada região, baseado no fluxo de volume.