



Universidade Federal do Rio Grande - FURG

Instituto de Oceanografia

Programa de Pós-Graduação em Oceanografia

Física, Química e Geológica



Mecanismos de formação de Água de Fundo Antártica em reanálises oceânicas

WILTON AGUIAR CARVALHO SILVA FILHO

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, como parte dos requisitos para a obtenção do Título de Mestre.

Orientador: *Prof. Dr.* MAURICIO MAGALHÃES MATA

Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Brasil.

Rio Grande, RS, Brasil

Fevereiro/2017

Mecanismos de formação de Água de Fundo Antártica em reanálises oceânicas

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, como parte dos requisitos para a obtenção do
Título de Mestre

por

WILTON AGUIAR CARVALHO SILVA FILHO

Rio Grande, RS, Brasil

Fevereiro/2017

© A cópia parcial e a citação de trechos desta tese são permitidas sobre a condição de que qualquer pessoa que a consulte reconheça os direitos autorais do autor. Nenhuma informação derivada direta ou indiretamente desta obra deve ser publicada sem o consentimento prévio e por escrito do autor.

Aguiar Carvalho Silva Filho, Wilton

Mecanismos de formação de Água de Fundo Antártica em reanálises oceânicas/ Wilton Aguiar Carvalho Silva Filho. – Rio Grande: FURG, 2017.

Número de páginas 80pp.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande. Mestrado em Oceanografia Física, Química e Geológica. Área de Concentração: Oceanografia Física.

1. AMOC. 2. Água de fundo. 3. Reanálises. I. Mecanismos de formação de Água de Fundo Antártica em reanálises oceânicas



ATA ESPECIAL DE DEFESA DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO - 01/2017


Às oito horas e trinta minutos do dia 23 de fevereiro do ano de dois mil e dezessete, na Sala de Reuniões do IO - FURG/Carreiros, reuniu-se a Comissão Examinadora da Dissertação de **MESTRADO** intitulada "**Mecanismos de Formação da Água de Fundo Antártica em Reanálises Oceânicas**", do **Acad. Wilton Aguiar Carvalho Silva Filho**. A Comissão Examinadora foi composta pelos seguintes membros: Prof. Dr. Maurício Magalhães Mata - Orientador/ Presidente (IO-FURG), Prof. Dr. Rodrigo Kerr Duarte Pereira (IO-FURG), Prof. Dr. Marcos Henrique Maruch Tonelli (IO-USP-UNIMONT). Dando início à reunião, a Coordenadora Adjunta do Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, Prof^a. Dr^a. Grasiela Lopes Leões Pinho, agradeceu a presença de todos, e fez a apresentação da Comissão Examinadora. Logo após, esclareceu que o Candidato teria de 45 a 60 min para explanação do tema, e cada membro da Comissão Examinadora, um tempo máximo de 30 min para perguntas. A seguir, passou à palavra ao Candidato, que apresentou o tema e respondeu às perguntas formuladas. Após ampla explanação, a Comissão Examinadora reuniu-se em reservado para discussão do conceito a ser atribuído ao Candidato. Foi estabelecido que as sugestões de todos os membros da Comissão Examinadora, que seguem em pareceres em anexo, foram aceitas pelo Orientador/Candidato para incorporação na versão final da Dissertação. Finalmente, a Comissão Examinadora considerou o candidato **APROVADO**, por unanimidade. Nada mais havendo a tratar, foi lavrada a presente ATA, que após lida e aprovada, será assinada pela Comissão Examinadora, pelo Candidato e pela Coordenadora Adjunta do Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica.


Prof. Dr. Maurício Magalhães Mata
Presidente


Prof. Dr. Rodrigo Kerr Duarte Pereira


Prof. Dr. Marcos Henrique Maruch Tonelli


Acad. Wilton Aguiar Carvalho Silva Filho


Prof^a. Dr^a. Grasiela Lopes L. Pinho
Coordenadora Adjunta do PPGOFQG

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE - FURG

Prof^a. Dr^a. Grasiela Lopes Leões Pinho
Coordenadora Adjunta do PPG em Oceanografia
Física, Química e Geológica

“If I fly or if I fall, at least I can say I gave it all”

RuPaul Andre Charles

Agradecimentos

Ao meu orientador, Mauricio Mata, por apostar em mim, por me mostrar os caminhos a seguir na pesquisa científica, pela enorme paciência, e pela atenção dada ao meu trabalho. Obrigado também por todo o suporte dado durante a tese, como também pelos embarques.

Aos meus pais Maria Aparecida e Wilton Aguiar, por terem me dado toda a base não só para a execução deste trabalho, mas também por terem investido em meu futuro, e pelo amor incondicional. À minha avó Madiana, pois sem você eu não chegaria onde estou. À minha irmã mais velha Mady, por ter me ajudado a todo momento e ser meu exemplo de sucesso. À Ricardo, por ter tornado meus dias mais alegres e completos.

À minha amiga Maria Isabel, por ter me apresentado ao programa de mestrado que estou hoje, por ter me auxiliado a me instalar em Rio Grande, e pela grande amizade. À Salém, por ter amadurecido meu senso de responsabilidade, por ter *me adotado* e me mostrado a força da paciência.

Às amigas Catherine, Fiamma, Camila, Mariah, Ana Paula, Nina, Iarema, Iole, bem como os demais que estiveram sempre ao meu lado quando precisei. Vocês não só foram companheiras de curso, mas de vida durante estes dois anos.

Aos demais colegas de laboratório: Lorena, Carlos Fujita, Mauro, Ella, Marília, Thiago, Eliana, bem como todos os outros estudantes e técnicos com quem compartilhei o laboratório e as pausas para o café na copa. Aos professores José Luiz e Rodrigo Kerr, pois contribuíram com seu grande conhecimento para a minha formação durante o mestrado, sendo peças importantes para minha formação.

Ao meu psicólogo Joubert, por ter me guiado de volta para o caminho da sanidade.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela bolsa de estudos concedida, e a FURG e ao PPGOFQG pelo ensino passado.

ÍNDICE

Agradecimentos	VI
Lista de figuras da dissertação.....	VIII
Lista de figuras do manuscrito.....	IX
Lista de Acrônimos e Abreviações	XI
Resumo.....	XIII
Abstract.....	XIV
Estrutura da Dissertação	XV
Capítulo I: Introdução	16
I.1-Introdução.....	17
I.2-Objetivos.....	22
Capítulo II: Material e Métodos.....	23
II.1-Área de Estudo.....	24
II.2- Produtos de reanálise e dados observacionais	29
II.3-Métodos de comparação	33
Capítulo III: Artigo Científico.....	35
III.1-Manuscrito	36
1 Introduction	36
2 Ocean Reanalysis data sets and Methods.....	38
3 Results and Discussion.....	41
3.1 Sea Ice Concentration	41
3.2 Water mass percentages by sector.....	44
3.3 Modelled and real ocean bottom water formation	50
4 Summary and Conclusions	53
Capítulo IV: Síntese dos resultados e conclusão	66
IV.1-Síntese de resultados e Discussão	67
IV.2-Conclusão	70
Referências	71

Lista de figuras da dissertação

Figura 1. Figura conceitual da Célula de Revolvimento Global (GOC) centralizada nas transformações de massas d'água do oceano Austral.. Fonte: Talley [2013].....	18
Figura 2. Esquema mostrando os processos resultantes na água devido à formação de polínias costeiras e oceânicas. Fonte: [Gordon 2014].....	20
Figura 3. Observação das características do oceano Austral. Editado de: Marshall & Speer [2012]. Linhas pontilhadas amarelas mostram a separação dos setores utilizados neste trabalho, e as estrelas branca e vermelha mostram a localização da Baía de <i>Prydz</i> e <i>Vinnccennes</i>	24
Figura 4. (a) Estrutura vertical do Oceano Austral, retirado do estudo de fluxos de carbono [Ito <i>et al.</i> 2010]. As Linhas brancas marcam os limites de densidade neutra das massas d'água. As setas pretas representam o fluxo de Carbono Antropogênico em Pg C ano ⁻¹ . (b) Estrutura vertical de massas d'água na passagem de Philip, no Mar de Weddell, retirado de Franco <i>et al.</i> [2007].	26
Figura 5. Diagrama θS contendo as massas d'água da região abaixo de 45S, midodificado de: Pardo <i>et al.</i> [2012].....	27
Figura 6. Diagrama θS para o mar de Weddell. Fonte: Kerr [2010].....	28
Figura 7. Esquema de grade Cubo-esférica retirado de Menemenlis <i>et al.</i> [2008]. A figura descreve contornos de velocidade de corrente em 15 metros de profundidade. É possível visualizar as regiões de baixas latitudes em projeção equidistante, enquanto os polos norte e sul se encontram em projeção equiangular.....	30
Figura 8. Esquema de gradeamento do UR025.4, com grade tripolar, retirado de Ferry <i>et al.</i> [2012]	31

Lista de figuras do manuscrito

Figure 1: Top: (a), (b) and (c) are mean ECCO2 Sea Ice concentration in November of 2004, 2007, 2010 respectively. Red contours delineate the 30% sea ice concentration, which is the border of the polynya. Dotted lines separate each southern ocean sectors analyzed. Bottom: Mean neutral density filled contours at 700 m for November in the same years as the Sea ice Concentration on the top. Grey lines delineate the 28.1 kg/m³ neutral density of WDW and black lines the 28.27 kg/m³ of the WSDW.56

Figure 2: Annual mean Sea Ice Concentration (left) and Thickness (right) of each sector of southern ocean. Red (○), green (*) and blue (□) lines are the annual mean time series for UR025.4, SoSE and ECCO2 respectively, and the circles, stars and squares its respective annual values. Black (●) line with filled black circles represent the mean Sea Ice Concentration from Goddard satellite Observations. Sectors are labeled as WS (Weddell Sea), RS (Ross Sea), PW (Pacific West), IS (Indian Sea) and B&A (Bellingshausen and Amundsen seas).....57

Figure 3: On the left: Map with sea ice concentration of SoSE in August 2005 showing the polynya. The transect used is marked in the green dashed line. Black areas are areas with 0% sea Ice concentration. The red line marks the 30% sea Ice concentration margin, as the border of the polynya. In the middle and on the left are neutral Density contours in a 20W vertical Section during January and August respectively. Neutral density lines of 28.1 kg m⁻³, 28.27 kg m⁻³ and 28.4 kg m⁻³ separate respectively AASW/WDW , WDW/WSDW and WSDW/WSBW.....58

Figure 4: Top: From Left to Right, monthly sea ice thickness of UR025.4 September of 2004, 2007 and 2010 respectively. The red line marks the 3.5 m sea ice thickness. Bottom: Neutral density contours in 700m depth in the same period as the top maps. . Grey lines delineate the 28.1 kg/m³ neutral density of WDW and black lines the 28.27 kg/m³ of the WSDW.....59

Figure 5: Percentage of Weddell Sea Sector occupied by the water mass, in volume. From Top to Bottom, the charts show the volume for: Antarctic Surface

Water (AASW), Warm Deep Water (WDW), Weddell Sea Deep Water (WSDW) and Weddell Sea Bottom Water (WSBW). Red/blue/green lines are respectively for UR025.4 , ECCO2 and SoSE reanalysis.....60

Figure 6: Percentage of Indian Sea Sector occupied by the water mass, in volume. From Top to Bottom, the charts show the volume for: Unclassified Surface Waters, Upper Circumpolar Deep Water (UCDW), Lower Circumpolar Deep Water (LCDW) and Antarctic Bottom Water (AABW). Red/blue/green lines are respectively for UR025.4 , ECCO2 and SoSE reanalysis.....61

Figure 7: Neutral densities filled contours at 250 m depth, in the center of the UCDW entrainment, in Indian Sea Sector and Pacific West Sector for March (a), April (c), May (e) and June (f) of 2004. Black lines mark the 28 kg m^{-3} neutral density values that separate UCDW from LCDW. The black arrow represents the direction of the density gradient. Maps (b), (d), (f) and (h) show the sea ice speed module (m/s) for the same months of the neutral density contours. Green arrows show the current speed at 250 m, the same depth as the neutral density contours. Black (★) and red stars (★), in all maps represent the location of Prydz bay and Vincennes Bay, respectively62

Figure 8: Same as figure 6, for Western Pacific Sector.....63

Figure 9: Same as figure 6, for Ross Sea Sector.....64

Figure 10: Same as figure 6, for Bellingshausen and Amundsen.....65

Lista de Acrônimos e Abreviações

A

AABW – Água de Fundo Antártica
(*Antarctic Bottom Water*)

AAIW – Água Intermediária Antártica
(*Antarctic Intermediate Water*)

AASW – Água de Superfície Antártica
(*Antarctic Surface Water*)

ACC – Corrente Circumpolar Antártica
(*Antarctic Circumpolar Current*)

AMOC – Cinturão de Revolvimento Meridional do Atlântico
(*Atlantic Meridional Overturning Circulation*)

B

B&A – Mares de Bellingshausen e Amundsen

C

CDW – Água Profunda Circumpolar
(*Circumpolar Deep Water*)

D

DSW – Água Densa de Plataforma
(*Dense shelf water*)

E

ECCO2 – Reanálise Oceânica
(*Estimating the Circulation and Climate of the Ocean Phase II*)

G

GOC – Circulação de Revolvimento Global
(*Global Overturning Circulation*)

H

HSSW – Água de Plataforma de Alta Salinidade
(*High Salinity Shelf Water*)

I

ISW – Água de Plataforma de Gelo
(*Ice Shelf Water*)

J

JRA-25 – Reanálise Atmosférica Japonesa
(*Japanese 25-Year Reanalysis*)

L

LCDW – Água Circumpolar Profunda Inferior
(*Lower Circumpolar Deep Water*)

LIM2 – Modelo de gelo (Louvain-la-Neuve Versão 2)

LWSDW – Água Profunda do Mar de Weddell Inferior
(*Lower Weddell Sea Deep Water*)

M

MITgcm – Modelo de Circulação Global do Instituto de Tecnologia de Massachusetts
(*Massachusetts*)

Institute of Technology General Circulation Model)

N

NASA – Centro Nacional de Pesquisas Atmosférica dos Estados Unidos (*National Center for Atmospheric Research*)

NCAR – Centro Nacional de Pesquisas Atmosféricas (*National Center for Atmospheric Research*)

NCEP – Centro Nacional de Previsões Ambientais (*National Center for Environmental Prediction*)

NSIDC – Centro Nacional de Dados de Neve e Gelo (*National Snow and Ice Data Center*)

P

PF – Frente Polar (*Polar Front*)

S

SAMW – Água Modal Subantártica (*Subantarctic Mode Water*)

SAF – Frente Subantártica (*Subantarctic Front*)

SoSE – Reanálise Oceânica (*Southern Ocean State Estimate*)

STF – Frente Subtropical (*Subtropical Front*)

U

UCDW – Água Circumpolar Profunda Superior (*Upper Circumpolar Deep Water*)

UR025.4 – Reanálise Oceânica (*My Ocean University Reading*)

W

WDW – Água Profunda Cálida (*Warm Deep Water*)

WSDW – Água Profunda do Mar de Weddell (*Weddell Sea Deep Water*)

WSBW – Água de Fundo do Mar de Weddell (*Weddell Sea Bottom Water*)

Resumo

Eventos de convecção profunda em polínias oceânicas são frequentes fontes de erro na representação da formação da Água de Fundo Antártica (AABW) em modelos de circulação oceânica. Ainda que a formação de AABW em polínias oceânicas tenha sido eficientemente identificada em modelos de circulação não assimilatórios, a detecção de uma polínia oceânica no produto de reanálise ECCO2 (*Estimating the Circulation and Climate of the Ocean Phase II*) levanta a dúvida se a convecção profunda em polínias oceânicas também é encontrada comumente em modelos de circulação oceânica de alta resolução com assimilação, i.e. produtos de reanálise. Pensando em responder esta pergunta, este trabalho se propôs a analisar a formação da AABW em três recentes produtos de reanálise, de alta resolução espaço-temporal. Foi encontrado que dois dos três produtos de reanálises analisados formam a AABW por episódios de convecção profunda em polínias oceânicas no mar de Weddell, devido à presença de Água Profunda Cálida nas proximidades da superfície, indicando que a assimilação de concentrações de gelo marinho não é o suficiente para evitar a abertura de polínias. A terceira reanálise do estudo – *My Ocean University Reading (UR025.4)* – forma AABW por um mecanismo similar ao *in situ* que ocorre no leste do oceano Austral, representando tanto a convecção em plataforma continental, como também a exportação de Água Densa de Plataforma para oceano aberto. Ainda que a acurácia da formação da AABW no último modelo demonstre um avanço na representação do oceano Austral, a geração de padrões espúrios de gelo marinho sugere que as reanálises oceânicas ainda necessitam de melhorias significativas na simulação dos processos inerentes àquela região.

Palavras-Chave: Água de Fundo Antártica, Convecção Profunda, Reanálises Oceânicas.

Abstract

Deep convection in oceanic polynyas are common sources of error in the representation of Antarctic Bottom Water formation (AABW) in ocean general circulation models. Even though those events are well described in non-assimilatory ocean simulations, recent appearance of open ocean polynya in the Estimating the Circulation and Climate of the Ocean Phase II (ECCO2) reanalysis product raises a question if open ocean deep convection is also present in other state of the art reanalysis products? In order to answer this question we evaluate how three recently released high-resolution ocean reanalysis form Antarctic Bottom Water (AABW) in their simulations. We found that two of them (ECCO2 and SoSE) create AABW by open ocean deep convection events in Weddell Sea, showing that sea ice assimilation has not been enough to avoid open ocean polynya appearance. The third reanalysis – My Ocean University Reading UR025.4– actually creates AABW by a rather dynamically accurate mechanism, depicting shelf break convection through the export of Dense Shelf Water to the open ocean. Although the accuracy of the AABW formation in this reanalysis shows an advance in representing Southern Ocean processes, the resulting spurious sea ice concentration in this product suggests that ocean reanalysis still needs substantial improvements to represent AABW formation.

Keywords: Deep Convection; Bottom Waters; Ocean reanalysis

Estrutura da Dissertação

Para a obtenção do Título de Mestre em Oceanografia Química, Física e Geológica na Universidade Federal do Rio Grande-FURG, é necessário a produção de uma dissertação e um artigo científico como primeiro autor em um periódico indexado. Sendo assim, esta dissertação contém os resultados da pesquisa realizada, bem como sua discussão em forma de artigo no seu corpo principal. Desta forma, esta dissertação está separada em quatro capítulos. No capítulo 1, é apresentada uma breve introdução da problemática, bem como os objetivos principais do estudo. No capítulo 2, as características da área de estudo relevantes para o entendimento da dissertação são explicitadas, bem como são descritos os produtos de reanálises usados, os dados observacionais e os métodos aplicados para alcançar os propostos objetivos. O capítulo 3, contém o manuscrito submetido para a publicação na revista *Ocean Science*. O manuscrito está redigido em língua inglesa, e todas as legendas, figuras e tabelas encontram-se no formato requisitado pelo jornal em questão. No capítulo 4, os principais resultados e conclusões do artigo são sucintamente descritos na língua portuguesa. Por fim, as referências apresentam os trabalhos utilizados para redigir tanto o artigo, como também outras partes da dissertação.

Capítulo I: Introdução

I.1-Introdução

No oceano Austral ocorrem uma gama de processos oceanográficos importantes para o clima global, especialmente num cenário de mudanças climáticas. A perda de calor do oceano para a atmosfera, aliada aos processos de interação com a criosfera (e.g., formação de gelo marinho), resulta no aumento da densidade da água do mar que, por sua vez, causa o afundamento de massas d'água que participam da dinâmica da Célula de Revolvimento Meridional (MOC), contribuindo para o equilíbrio do balanço de calor dos oceanos e do clima [Mantyla & Reid 1995]. Um exemplo deste processo está na dinâmica e formação da Água de Fundo Antártica (AABW). Depois de formada, a AABW afunda, ventilando as camadas de fundo do oceano e impulsionando o ramo inferior da Célula de Revolvimento Global [GOC; Talley 2013]. A GOC por sua vez é o mecanismo pelo qual os oceanos transportam sal, calor, nutrientes e carbono através do globo e, portanto, alterações na formação da AABW tem efeitos que se propagam diretamente no clima global [Santoso & England 2008].

A AABW é formada no oceano Austral por dois mecanismos principais. O primeiro modo de formação (i) ocorre através de processos costeiros de interação de massas d'água. Este inicia-se com águas profundas com alta salinidade geradas em altas latitudes do Atlântico Norte que são transportadas para sul pela circulação meridional do Atlântico¹, ganhando calor em seu caminho, lentamente emergindo e ressurgindo à superfície no oceano Austral. Este conjunto de águas é chamado de Água Profunda Circumpolar [CDW ; Talley 2013]. A CDW circula o oceano Austral através da Corrente Circumpolar Antártica (CCA), transportando calor e sal para o oceano Índico e Pacífico, e recebendo também contribuições de massas d'água profundas destas bacias oceânicas (Figura 1). Durante o processo de circulação, a CDW adentra mares regionais onde interage com Águas de Plataforma de Alta Salinidade (HSSW). A HSSW é formada principalmente devido á formação de gelo marinho no inverno e consequente liberação de salmoura, sendo composta então por águas de alta

¹ A circulação meridional ou célula de revolvimento meridional do Atlântico (AMOC), constitui-se pelo lento transporte meridional de águas profundas e de fundo em direções opostas no oceano Atlântico devido principalmente a gradientes termohalinos.

salinidade, portanto, a mistura da HSSW com a CDW aumenta a densidade da última criando a AABW [Carmack and Foster, 1975; Foster and Carmack, 1976]. A HSSW ainda pode perder calor e conteúdo de sal ao circular pela plataforma, se transformando em Águas de Plataforma de Gelo (ISW). A ISW então flui plataforma abaixo e se mistura com águas profundas para formar outras variedades AABW.

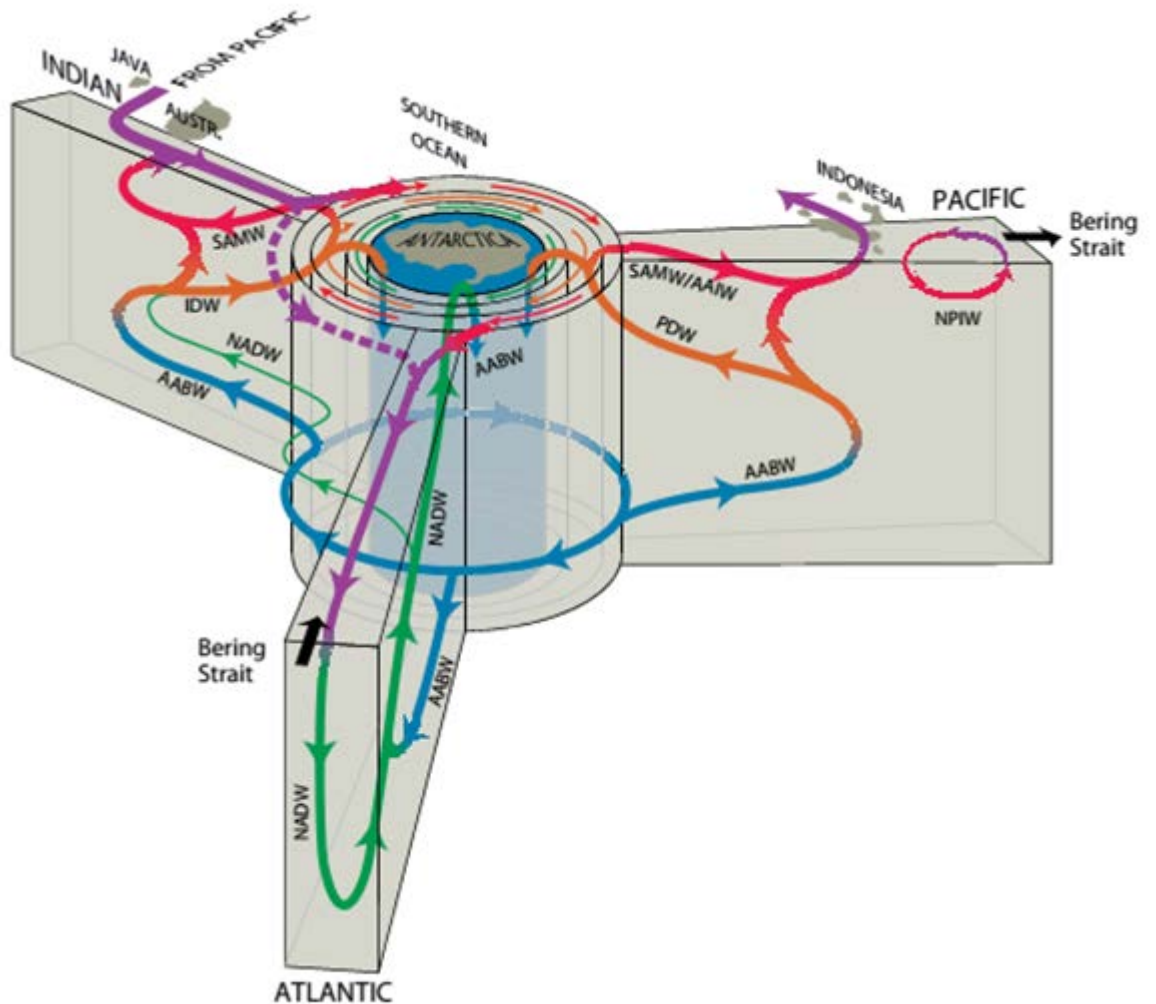


Figura 1. Figura conceitual da Célula de Revolvimento Global (GOC) centralizada nas transformações de massas d'água do oceano Austral. As abreviações de Massas d'água estão de acordo com aquelas descritas no sumário de abreviações. Fonte: Talley [2013].

Este processo de formação costeira ocorre principalmente no mar de Weddell onde o *entranhamento*² de grande volume de águas originárias da CDW

² Do ingles "Entraining"

a leste do giro de Weddell (30°E) forma maior parte da AABW [Orsi *et al.* 1999]. No entanto, outras regiões também são importantes formadoras de águas de fundo, como por exemplo a Baía de Prydz, Terra de Adélie, e o mar de Ross (Figura 10 do Manuscrito mostra tais localizações, pg 64), devido à presença de giros ciclônicos advectando CDW para a margem de gelo, e propiciando a exportação da AABW para o oceano profundo [Whitworth & Orsi 2006; Williams *et al.* 2016, 2008].

Alternativamente, a água de fundo pode ser criada através de (ii) convecção profunda em polínias oceânicas. Polínias são regiões abertas e estáveis no oceano, circundadas por gelo marinho e de contato direto da água com a atmosfera [Barber & Massom 2007]. As polínias são classificadas em dois tipos baseado na forma majoritária de calor perdido para a superfície: Polínias costeiras, ou de calor latente; e polínias oceânicas ou de calor sensível. Polínias de calor latente são regiões no entorno da costa, onde os ventos catabáticos transportam o gelo marinho para a direção *offshore* à medida em que este é formado por congelamento superficial do mar, exportando assim calor latente do oceano para a atmosfera (Figura 2) [Smith *et al.* 1990]. Estas polínias confinadas na costa tem grande importância para a produção da AABW pelo processo costeiro devido a produção intensa de gelo marinho nestas regiões. Durante a formação do gelo marinho, a salinidade (e, portanto, a densidade) das águas adjacentes é aumentada significativamente pelo efeito *Brine*). Por exemplo, as polínias de *Cape Darnley* e *Mackenzie Bay* são as principais responsáveis pela produção das variedades de Água Densa de Plataforma (DSW) que se misturam com a CDW na Baía de Prydz [Williams *et al.* 2016]. Outros exemplos de polínias costeiras são comumente encontradas ao redor da Baía de Terra Nova e no mar de Ross, [Kurtz & Bromwich 1985; Ohshima *et al.* 2013].

Polínias oceânicas ou de calor sensível, por sua vez, são formadas em regiões onde a mistura vertical ou ressurgência transportam calor suficiente para que o congelamento não ocorra na superfície. Assim, quando a polínia oceânica é formada, a perda de calor sensível para atmosfera é rápida, iniciando um processo de convecção profunda [e.g. Lazier 2001]. Nestas regiões, a perda de calor de águas relativamente salinas causa adensamento, e consequente

produção de AABW por resfriamento [Killworth 1983]. Este processo ocorre raramente na realidade, sendo que o último evento de convecção profunda em polínias oceânicas documentado ocorreu durante os invernos de 1974 a 1976, abrindo uma região livre de gelo no mar de Weddell com área superficial de aproximadamente 350.000 km² [Gordon 1978; Carsey 1980]. Apesar de outros eventos de formação de polínia em menor escala terem ocorrido no final do século XX, nenhuma área oceânica livre de gelo no inverno com as mesmas dimensões da polínia de Weddell foram observados novamente.

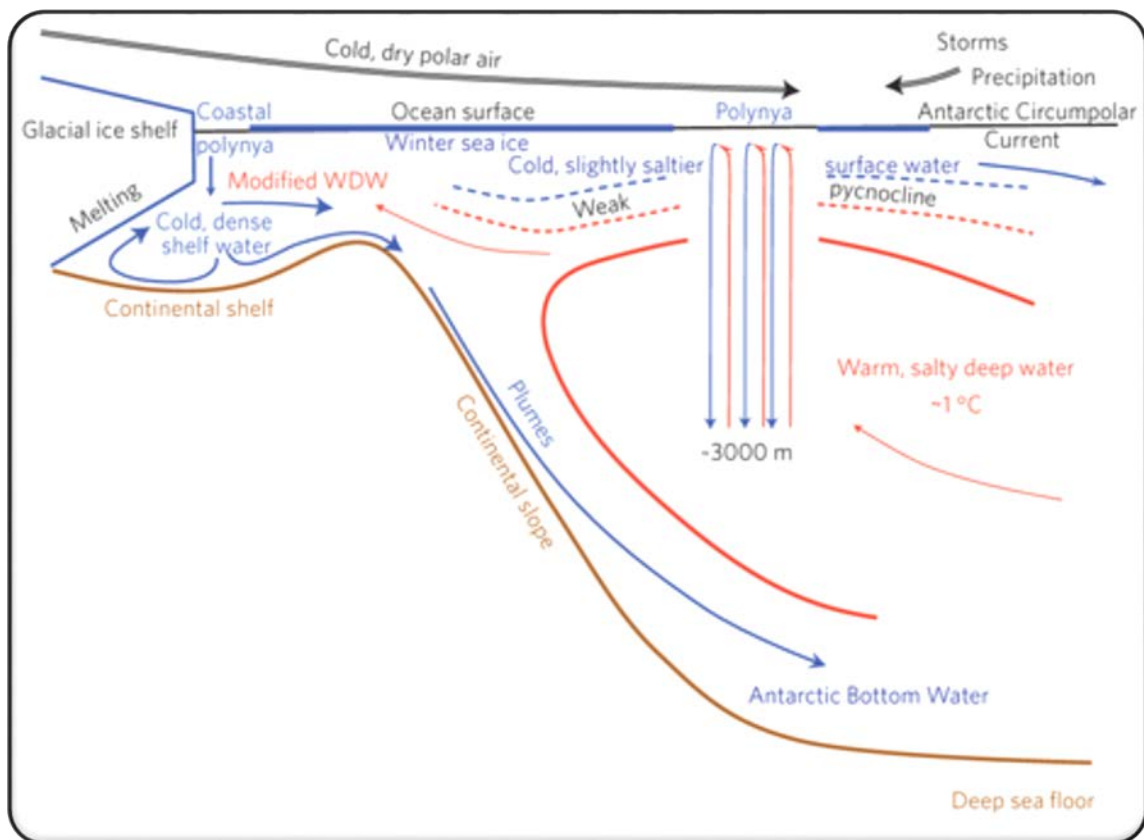


Figura 2. Esquema mostrando os processos resultantes na água devido à formação de polínias costeiras e oceânicas. Fonte: [Gordon 2014].

Ainda que a formação de polínias oceânicas seja um fenômeno raro, modelos de circulação oceânica global³ representam, frequentemente, a AABW sendo formada através destas feições. Heuzé *et al.* [2013], ao analisarem a formação de AABW em quinze modelos do *Coupled Model Intercomparison*

³ Tradução de *Ocean General Circulation Models - OGCM*
20

Project Phase 5 (CMIP5), mostram que nenhum deles representa a formação de água de fundo de maneira realística, criando alternativamente AABW através de convecção profunda em oceano aberto. Kerr *et al.* [2012] observaram que a apresentação apropriada das massas de água no oceano Austral para o modelo *Ocean Circulation and Climate Advanced Modelling (OCCAM)* deveu-se à convecção profunda, a qual supria o déficit de AABW exportado da zona costeira. Martin *et al.* [2013], ao avaliarem oscilações de baixa frequência do processo convectivo no oceano Austral usando simulações do modelo *Kiel Climate Model*, encontraram uma quase-periódica ocorrência de convecção profunda oceânica, gerada pelo acúmulo de calor em profundidades médias. De particular interesse para esta dissertação, Azaneu *et al.* [2014], ao validarem a eficiência da reanálise ECCO2 (*Estimating the Circulation and Climate of the Ocean - Phase II*) em representar a AABW, encontraram uma baixa contribuição dos processos costeiros na formação desta água e um pulso anômalo de formação de água de fundo associado com a abertura de uma grande polínia oceânica no mar de Weddell a partir de 2004. O surgimento de uma polínia espúria na reanálise ECCO2, aponta para inconsistências em sua simulação que afetam diretamente estimativas da GOC e do clima.

Reanálises oceânicas são criadas para produzir estimativas mais próximas possíveis do estado real do oceano a qualquer instante, devido a junção das equações de conservação de *momentum*, que governam a circulação oceânica, com a assimilação de dados *in situ* [Cushman-Roisin & Beckers 2011]. Devido à sua robustez, tais sínteses acopladas com modelos climáticos são frequentemente usadas para prever respostas oceânicas a importantes alterações do clima, como a variabilidade do nível do mar [Wunsch *et al.* 2007; Berge-Nguyen *et al.* 2008; Köhl & Stammer 2008], conteúdo de calor e circulação superficiais em bacias oceânicas [Schiller *et al.* 2008; Zhu *et al.* 2012] e variações decadais do transporte de calor oceânico [e.g. Carton *et al.* 2005]. Portanto, inconsistências na representação da formação da AABW em reanálises oceânicas e, conseqüentemente, na parte profunda da AMOC, tem o potencial de produzir diversas estimativas climáticas errôneas. Identificar, então,

os mecanismos de convecção profunda nas reanálises oceânica se torna muito importante para alcançar estimativas climáticas mais acuradas.

Pensando nisto, este trabalho propõe analisar as ocorrências de formação de AABW em polínias oceânicas, considerando novos conjuntos de reanálises liberados pela comunidade científica internacional.

I.2-Objetivos

Esta dissertação tem como objetivo principal avaliar se a convecção profunda em polínias oceânicas é um padrão consistente de formação de AABW em diferentes produtos de reanálises oceânicas. Além disto, como objetivos específicos tem-se:

- ✓ Descrever qual mecanismo é responsável pela abertura de polínias oceânicas em reanálises oceânicas, caso ocorram.
- ✓ Entender quais processos são responsáveis pela formação de AABW nas reanálises analisadas.

Capítulo II: Material e Métodos

II.1-Área de Estudo

O oceano Austral é único por possuir um fluxo zonal contínuo ao longo da latitude da passagem de Drake entre a América do Sul e a Península Antártica, e pela conexão direta com as demais bacias oceânicas do planeta (exceto o Ártico). Tomczak & Godfrey [1994] o definem como a região oceânica ao sul do afloramento da termoclina permanente em 34.5°S , ou seja, ao sul da frente subtropical (STF). A definição geopolítica segundo o tratado Antártico, todavia, define o oceano Austral ao sul de 60°S .

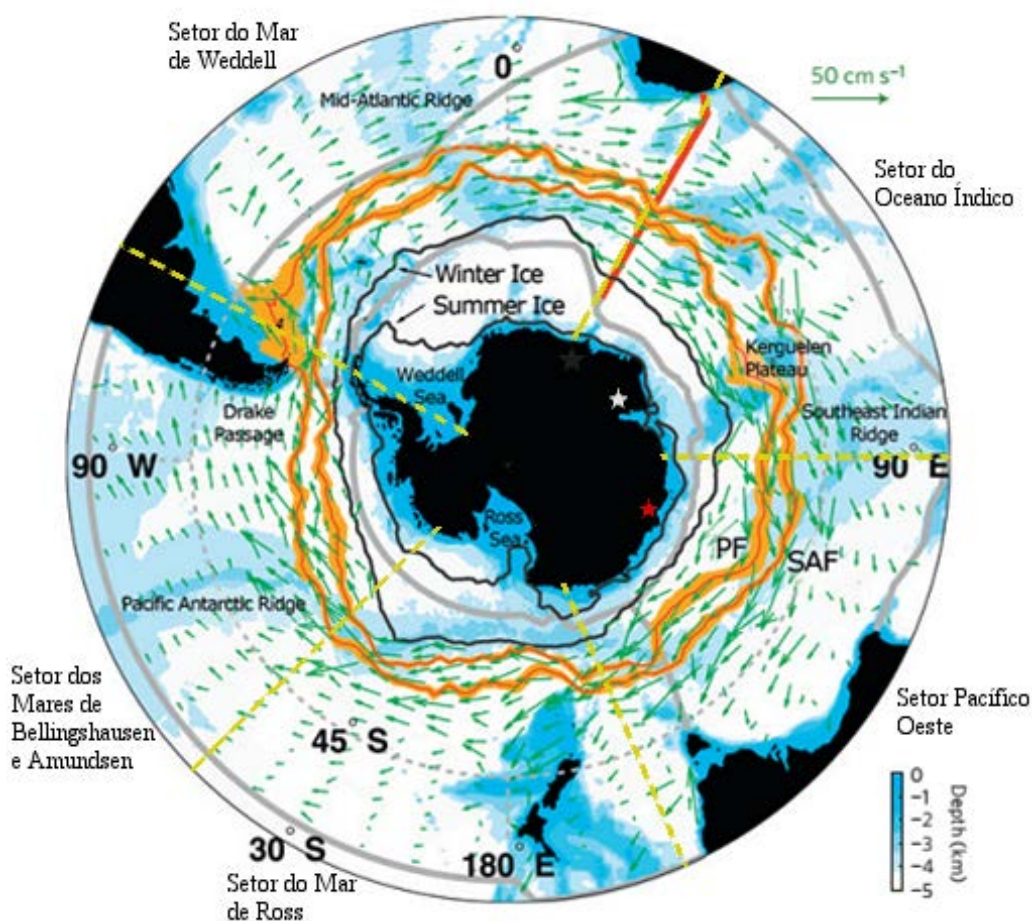


Figura 3. Observação das características do oceano Austral. Editado de: Marshall & Speer [2012]. Setas verdes mostram a velocidade média de superfície observada, com as setas maiores marcando a Corrente Circumpolar Antártica. Linhas laranjas e suas espessuras mostram as posições climatológicas das Frentes Subantártica (SAF) e Polar (PF). A profundidade das bacias oceânicas estão marcadas em gradiente de azul. Linhas pontilhadas amarelas mostram a separação dos setores utilizados neste trabalho, e as estrelas branca e vermelha mostram a localização da Baía de Prydz e Vincennes.

Devido aos pequenos gradientes de temperatura ao longo da coluna d'água, as variações de densidade com a profundidade são pequenas no oceano Austral. Este padrão faz com que as correntes superficiais sejam mais profundas, ultrapassando os primeiros 100 m de profundidade do oceano. Isto culmina, por exemplo, na Corrente Circumpolar Antártica (CCA) possuir o transporte de aproximadamente 136.7 SV ($15 \text{ SV} = 106 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), tornando a corrente com maior transporte do globo [Cunningham *et al.* 2003]. A CCA, a qual é dirigida pelos ventos de oeste, percorre todas as faixas longitudinais do globo, conectando os principais oceanos.

Frentes são encontradas em todo o oceano Austral, sendo estas definidas como gradientes horizontais de propriedades físico-químicas que variam em escala temporal e espacial (Figura 3). No caso da CCA, ela é entrecortada por duas frentes principais: a Frente Subantártica (SAF) e a Frente Polar (PF). Além disso, a CCA transporta a Água Circumpolar Profunda (CDW), que se estende de 200 a 4000 m de profundidade. Além da CCA, o oceano Austral é marcado pela presença de giros ciclônicos em mares regionais: os giros de Weddell e de Ross.

Relativo à topografia, a plataforma continental do oceano Austral é em geral mais profunda que nos demais oceanos, atingindo profundidades de aproximadamente 400 m. As profundidades abissais marcam três principais bacias: a Bacia Pacífico-Antártica que se estende do mar de Ross até a América do Sul; a Bacia Australiano-Antártica localizada no setor Índico do Oceano Austral, entre a Austrália e o Platô de *Kerguelen* (aproximadamente 70° Leste); e, por fim, a Bacia Atlântico-Índica, entre o Platô de *Kerguelen* e o Mar de Weddell [Tomczak & Godfrey 1994].

Verticalmente, quase toda a região abaixo da camada de mistura (exceto o Mar de Weddell) é dividida em cinco massas d'água principais: Água Modal Subantártica (SAMW), Água Intermediária Antártica (AAIW), Água Circumpolar Profunda Superior (UCDW), Água Circumpolar Profunda Inferior (LCDW) e finalmente AABW (Figura 4a).

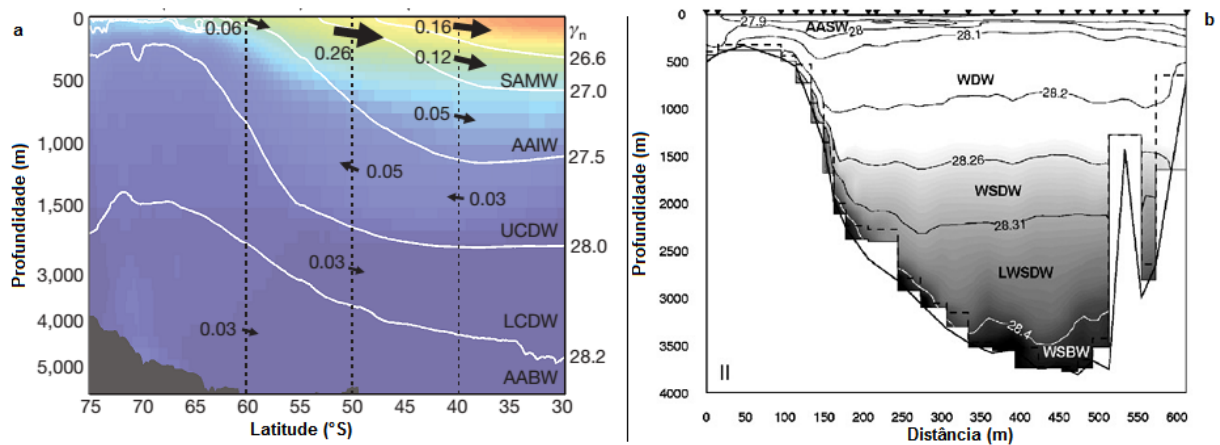


Figura 4. (a) Estrutura vertical do Oceano Austral, retirado do estudo de fluxos de carbono [Ito *et al.* 2010]. As Linhas brancas marcam os limites de densidade neutra das massas d'água. As setas pretas representam o fluxo de Carbono Antropogênico em Pg C ano⁻¹. (b) Estrutura vertical de massas d'água na passagem de Philip, no Mar de Weddell, retirado de Franco *et al.* [2007].

Note que abaixo de 60°S não há presença de SAMW e o volume das águas intermediárias é bem pequeno, formando uma fina camada que isola a UCDW da superfície. Já no mar de Weddell, águas mais densas são presentes na superfície, e por isto suas massas d'água são classificadas diferentemente (Figura 4b). O mar de Weddell pode ser dividido verticalmente em Água Superficial Antártica (AASW), Água Cálida Profunda (WDW), Água Profunda do Mar de Weddell (WSDW) e Água de Fundo do Mar de Weddell (WSBW) [Naveira Garabato *et al.* 2002; Franco *et al.* 2007]

As massas d'água no oceano Austral tem características de temperatura e salinidade diversas devido a contribuições tanto de processos de plataforma, bem como advecção para baixo de 60°S. No diagrama θS para o oceano Austral (Figura 5), é possível ver as principais massas d'água participantes do cinturão de revolvimento global, e suas características de temperatura e salinidade. Da superfície para o fundo, é possível ver a presença de Água Modal Subtropical (STMW) com temperaturas em torno de 15°C e salinidades acima de 35,5. Duas variedades de SAMW com grande variação de temperatura e salinidade entre elas se encontram também no diagrama. Estas duas massas d'água não adentram 60°S, porém se encontram no diagrama devido a construção dele se estender até 45°S. Abaixo se encontra a AAIW, mais fria que as águas acima

citadas, e com salinidade bem menor ($\theta=3,14^{\circ}\text{C}$, $S=34,14$). As águas de baixa salinidade da AAIW são separadas do continente pela frente Subantártica (Figura 3). Abaixo da AAIW se encontra a Água Profunda do Atlântico Norte (NADW), que a medida que adentra 60°S é chamada de CDW, esta última com temperatura de $0,65^{\circ}\text{C}$ e salinidade 34,7. A CDW como visto anteriormente pode ser dividida em duas variedades: uma porção com maior salinidade e menor temperatura chamada de LCDW, proveniente da transformação da NADW, e uma variedade de menor salinidade e maior temperatura (UCDW) proveniente das águas profundas do Pacífico e Índico [Talley, 2013]. Abaixo das águas profundas, o diagrama mostra três variedades de águas profundas, i.e. a Água de Fundo do Mar de Ross (RSBW) mais salina e quente ($\theta=-0,25^{\circ}\text{C}$, e $S=34,69$); a Água de Fundo do Mar de Weddell (WSBW) mais fria e menos salina ($\theta=-0,9^{\circ}\text{C}$, e $S=34,65$); e por fim a Água de Fundo da Terra de Adélie (ALBW) com características intermediárias ($\theta=-0,47^{\circ}\text{C}$, e $S=34,68$). Ainda é possível ver no gráfico a presença de HSSW com baixíssimas temperaturas e altas salinidades ($\theta=-1,9^{\circ}\text{C}$, e $S=34,8$), devido a sua formação ligada ao gelo marinho, e também das águas de superfície Antártica (AASW) com baixíssimas salinidades ($\theta=-1,9^{\circ}\text{C}$, e $S=33,8$). Todos os índices termohalinos das águas-tipo foram retirados de Pardo et al. [2012].

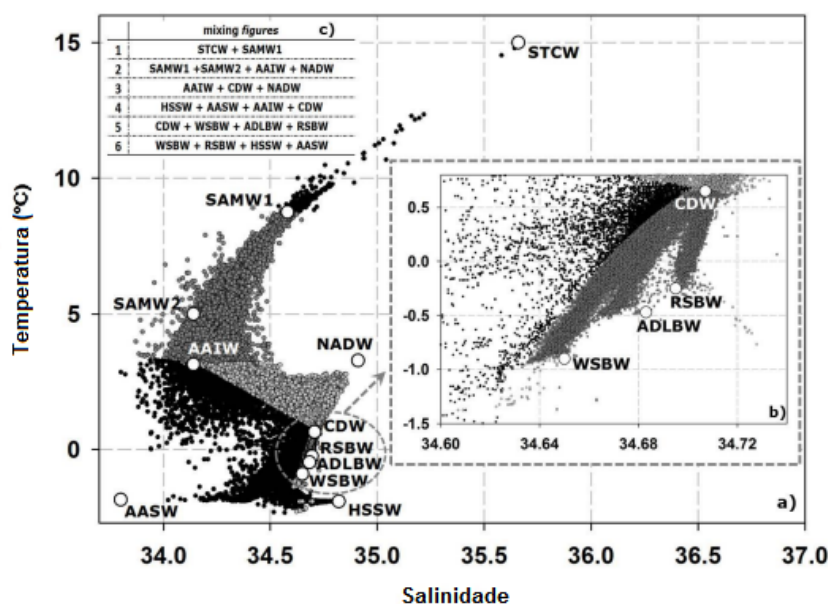


Figura 5. Diagrama θS contendo as massas d'água da região abaixo de 45°S , Fonte: Pardo et al. [2012]

Num segundo diagrama θS específico para o mar de Weddell, é possível notar diferentes massas d'águas. É possível ver na superfície a presença de três massas d'água de plataforma. A primeira, a Água de Plataforma de Baixa Salinidade (LSSW; $\theta < -1,7^\circ\text{C}$, e $34,3 < S < 34,4$), se encontra nas plataformas de gelo menores do leste do mar de Weddell, enquanto a segunda (HSSW; $\theta < -1,7^\circ\text{C}$, e $34,56 < S < 34,84$) tem maior salinidade devido a sua presença nas plataformas maiores do oeste do mar de Weddell. A Água de Plataforma de Gelo (ISW; $\theta < -1,9^\circ\text{C}$, e $34,2 < S < 34,7$) possui a menor temperatura devido ao contato com águas de derretimento de Plataforma de Gelo *Ronnie-Filchner*, em altas profundidades.

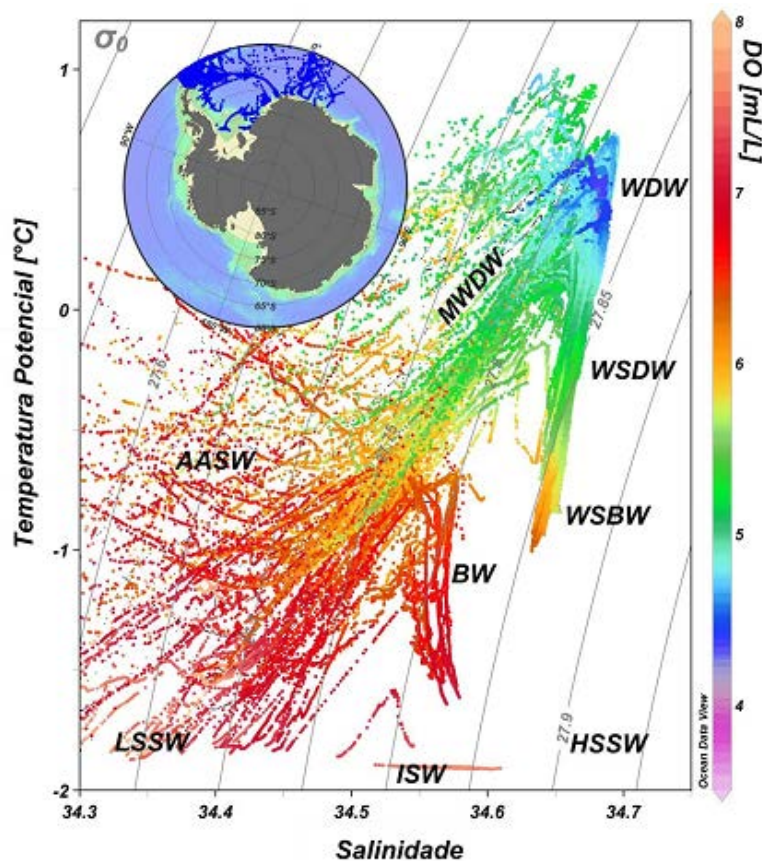


Figura 6. Diagrama θS para o mar de Weddell. Fonte: Kerr [2010]

Na parte mais oceânica se encontra a AASW ($\theta < -1^\circ\text{C}$, e $33 < S < 34,5$), com uma grande variação de temperatura e salinidade devido a sazonalidade na temperatura e na formação de gelo marinho afetando seus parâmetros termohalinos. Abaixo se encontra a WDW ($0 < \theta < 1^\circ\text{C}$, e $34,6 < S < 34,75$), relativamente mais quente e salina que a AASW. A WDW é originária da

modificação da LCDW ao entrar no mar de Weddell, e por isto então conserva os altos valores de salinidade de sua água fonte. Abaixo da WDW se encontram as variedades locais de AABW do mar de Weddell. A primeira, WSDW ($-0,7 < \theta < 0^{\circ}\text{C}$, e $34,62 < S < 34,68$), está sob a WDW, e possui menor densidade. A WSDW é a variedade de AABW do mar de Weddell que de fato é exportada para outros setores do oceano Austral [Foster and Carmack, 1976]. Abaixo dela se encontra a WSBW ($\theta < -0,7^{\circ}\text{C}$, e $34,62 < S < 34,68$), que é mais fria que a WSDW, e portanto mais densa, ficando aprisionada em nas bacias oceânicas do mar de Weddell pela topografia local [Carmack & Foster, 1975]. As faixas termohalinas apresentadas aqui para o mar de Weddell foram retiradas de [Kerr, 2010].

II.2- Produtos de reanálise e dados observacionais

O mecanismo de compensação na formação da AABW no ECCO2, foi utilizado como comparativo para as outras reanálises. O ECCO2 utiliza o modelo oceânico do *Massachusetts Institute of Technology General Circulation Model* [MITgcm; Marshall *et al.* 1997]. Este modelo oceânico possui um grade cubo-esférica, com projeção equidistante em latitudes baixas e médias, e equiangular em altas latitudes (Figura 5). A resolução espacial do MITgcm é de aproximadamente $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$, garantindo espaçamento aproximadamente constante ao longo do oceano. Um modelo de gelo marinho por Zhang *et al.* [1998] com capacidade de estimar espessura e concentração de gelo marinho é acoplado às configurações do MITgcm.

A solução do ECCO2 utilizada neste estudo é a *cube-92*, que possui uma grade regular de $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$ e cinquenta níveis verticais, com espessura mínima de célula de 10 m na superfície, chegando ao máximo de 450 m na profundidade máxima de 6150 m. A forçante superficial nesta solução é a reanálise atmosférica *Japanese 25-Year Reanalysis* [JRA-25; Onogi *et al.* 2007]. A correção dos produtos do modelo é feita através de ajuste de mínimos quadrados pelo método de função de Green, capaz de assimilar dados de temperatura, salinidade, velocidades zonal e meridional da água, concentração e velocidade do gelo marinho [Menemenlis *et al.* 2008]. A cobertura temporal do ECCO2 vai de 1992 até 2012.

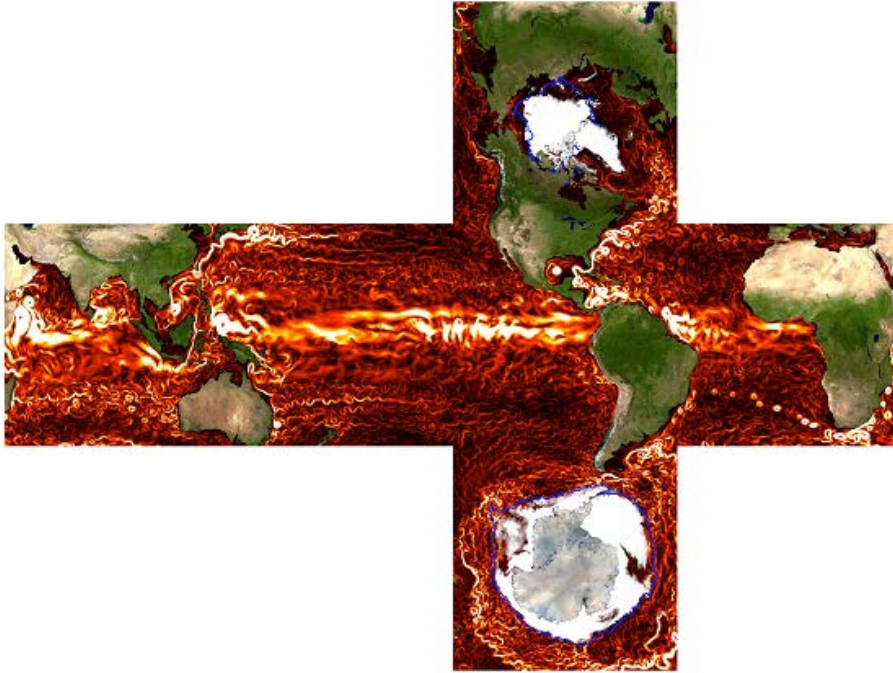


Figura 7. Esquema de grade Cubo-esférica retirado de Menemenlis *et al.* [2008]. A figura descreve contornos de velocidade de corrente em 15 metros de profundidade. É possível visualizar as regiões de baixas latitudes em projeção equidistante, enquanto os polos norte e sul se encontram em projeção equiangular.

A escolha das outras reanálises oceânicas a serem utilizadas no trabalho foi feita através da busca literária por evidências de convecção profunda. Azaneu *et al.* [2014] encontraram em seu estudo que a polínia oceânica formada esteve associada a três principais alterações dinâmicas do oceano Austral: o aumento intenso da densidade da camada de fundo, uma diminuição na concentração e espessura de gelo marinho e, no aumento do transporte do volume da AABW após sua abertura. Através da busca literária encontrou-se dois principais modelos com cobertura temporal recente, com possível formação de variedades de água de fundo.

Dotto *et al.* [2014], ao avaliarem as características das massas d'água do produto *My Ocean University Reading Reanalysis product* (UR025.4) para o mar de Weddell, encontraram um intenso aumento na densidade neutra das águas profundas e de fundo do mar de Weddell (WSDW e WSBW) após 2004, condizente com uma possível situação de convecção profunda. O UR025.4

utiliza como modelo de circulação o NEMO versão 3.2, que por sua vez é forçado na superfície pela reanálise atmosférica do ERA-Interim [Ferry *et al.* 2012]. Diferente do ECCO2, o UR025.4 possui uma grade tripolar, com dois polos no hemisfério norte (Canadá e Ásia) e um na Antártica (Figura 6). Este esquema de grade, apesar de evitar singularidades no polo norte, torna a área das células dependentes do cosseno da latitude e portanto altamente variável [Madec & Imbard 1996]. Para solucionar esta dificuldade, o modelo foi regradeado através de triangulação do ponto mais próximo para a resolução 0,25° de longitude e 0,125° de latitude, sendo este distanciamento escolhido por corresponder ao tamanho das arestas da maior célula do Oceano Austral. A resolução vertical com 75 níveis espaçados de forma não uniforme foi mantida. O UR025.4 utiliza modelo de gelo *marinho Louvain-la-Neuve Ice model Versão 2* [LIM2 ;Fichefet & Maqueda 1997], capaz de calcular concentração e espessura de gelo marinho. Dados oceânicos e de gelo marinho são assimilados na reanálise através do esquema de interpolação-ótima, desenvolvido pelo *UK Met Office operational FOAM-NEMO system* [Storkey *et al.* 2010]. Esta reanálise possui a cobertura temporal de 1993 até 2010.

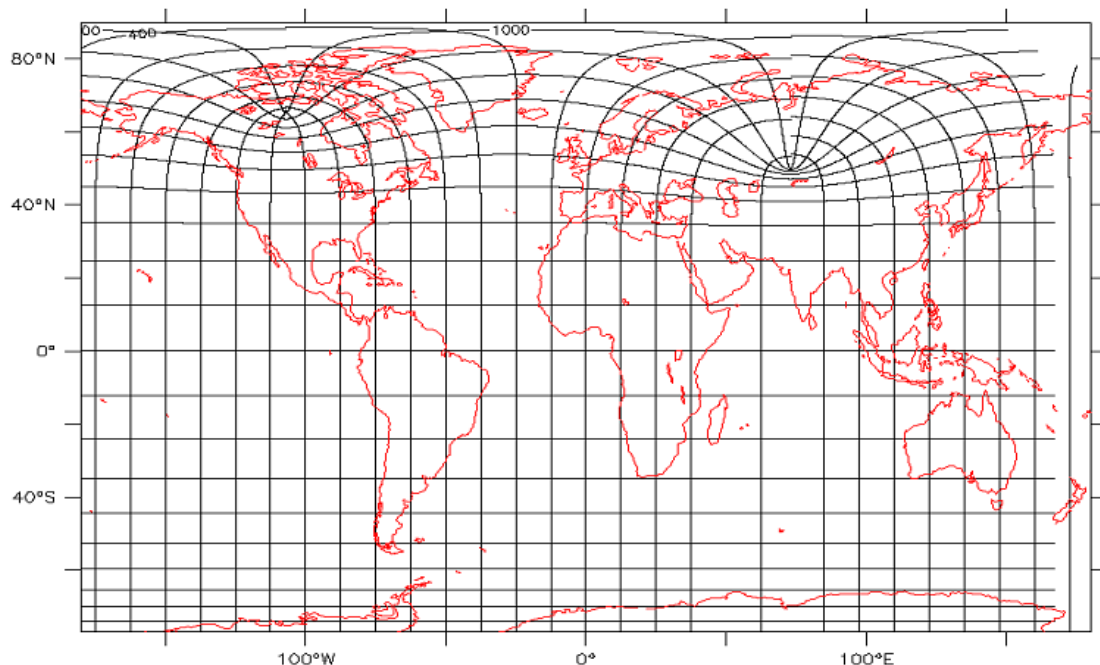


Figura 8. Esquema de gradeamento do UR025.4, com grade tripolar, retirado de Ferry *et al.* [2012].

A reanálise *Southern Ocean State Estimate* (SoSE) por sua vez, foi escolhida devido a evidência de polínias oceânicas no mar de Weddell geradas nas simulações de teste [Mazloff 2010]. A solução *SoSE version 2* utiliza uma versão mais refinada do MITgcm, sendo que as estimativas de variáveis oceânicas são feitas com resolução regular de $1/6^\circ$ e somente para latitudes maiores que 25°S , de forma a garantir a alta resolução necessária para representar regiões de altas latitudes. A resolução vertical é variável e conta com 42 níveis verticais, com menor espaçamento na superfície. A principal diferença entre o SoSE e o ECCO2 está na assimilação através do método *Adjunto*⁴, capaz de corrigir estimativas de variáveis atmosféricas tendo como comparativo a reanálise do *National Center for Environmental Prediction* e *National Center for Atmospheric Research reanalysis 1* [NCEP/NCAR; Kalnay *et al.* 1996]. O modelo de gelo de Hibler [1980] é acoplado ao arcabouço do MITgcm para estimar espessura e concentração de gelo marinho. Por fim, a solução *SoSE Version 2* foi disponibilizada para o período entre 2005-2010, devido a maior quantidade de dados Argo e satelitais assimilados neste período [Mazloff, 2010].

Os três produtos de reanálise acima citados distribuem estimativas mensais de concentração e espessura de gelo marinho, temperatura e salinidade, os quais foram usados neste estudo. Em especial, o UR025.4 oferece velocidade zonal e meridional do gelo, que também foram usados nesta análise. O UR025.4 está disponível para uso pela comunidade científica na *webpage* do *Centre for Environmental Data Analysis of the United Kingdom*. Já o produto ECCO2 é disponibilizado pelo *National Aeronautics and Space Administration - NASA*, e o SoSE pelo *Scripps Institute of Oceanography*, com os devidos links relatados no manuscrito.

Comparação entre os produtos de gelo marinho das reanálises e observações foram necessárias, e para isto foi utilizado os dados mensais do *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC). A concentração de gelo marinho do NSIDC é oriunda de medidas de temperatura de brilho de satélite de micro-ondas passivo do *Scanning Multichannel Microwave Radiometer*. Os sensores

⁴ Nome original *Adjoint method* ou *4D-Var*

utilizados foram o *Special Sensor Microwave Imager (SSM/I)* e o *Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSM/IS)*. As observações de concentração e espessura de gelo marinho já são disponibilizadas convertidas da temperatura de brilho através do algoritmo da *NASA-Goddard* (<https://www.nasa.gov/goddard>).

II.3-Métodos de comparação

Para melhor comparação entre os padrões regionais de formação de AABW e de concentração e espessura de gelo marinho, o oceano Austral foi então dividido em cinco setores, como descritos por Parkinson & Cavalieri [2012]: Setor do Mar de Bellingshausen/Amudsen de 60°W a 130°W, Mar de Ross de 130°W a 160°E, Setor Pacífico Oeste de 160°E a 90°E, Setor do Oceano Índico de 90°E a 20°E e, por último, o mar de Weddell de 20°E a 60°W. A figura 1 do manuscrito (página 53) mostra os limites zonais de cada setor. Neste trabalho foram analisadas águas do Oceano Austral ao sul de 60°S.

Valores médios anuais de concentração e espessura de gelo marinho por setor do oceano Austral foram calculados nas três reanálises e nos dados satelitais com o objetivo de comparar eles entre si, e verificar se há diminuição na quantidade de gelo condizente com a abertura de uma polínia oceânica. O cálculo das concentrações e espessuras médias foi feito através de médias ponderadas pela área de cada célula. Além disso, foi feita uma busca visual de polínias oceânicas através de mapas mensais de concentração de gelo marinho, onde as bordas da polínia oceânica foram definidas como regiões com concentração de gelo de 30% [Williams *et al.* 2007].

A densidade neutra (γ^n) de todas as camadas do oceano Austral foi calculada a partir dos dados de temperatura e salinidade das reanálises, através do algoritmo desenvolvido por Jackett & McDougall [1997] e adaptado por Serazin [2011]. Os valores de γ^n foram utilizados para a definir os limites verticais das camadas de massas d'água no oceano Austral. Para a maioria dos setores do oceano Austral, a coluna d'água foi separada em três massas principais: Água de Fundo Antártica (AABW) entre o limite superior de $\gamma^n =$

28,27 kg m⁻³ e a topografia de fundo, a Água Circumpolar Profunda Inferior (LCDW) entre 28 kg m⁻³ e 28,27 kg m⁻³, e a Água Circumpolar Profunda Superior (UCDW) entre 27,7 kg m⁻³ e 28 kg m⁻³, assim como utilizado por Abernathy *et al.* [2016]. Águas com densidades menores que 27,7 kg m⁻³ foram categorizadas num único grupo de águas superficiais. Vale ressaltar que as categoria de densidade neutra da AABW abrange todas as variedades locais de água de fundo do oceano Austral relatadas no diagrama θS (Figuras 5-6).

A estrutura vertical no mar de Weddell é diferente dos outros setores do Oceano Austral devido à inclinação das isopicnais em direção ao centro do giro de Weddell [de Steur *et al.* 2007]. Portanto, as massas d'água para o mar de Weddell foram divididas como: Água de Fundo do Mar de Weddell (WSBW) com densidades neutras maiores que 28,4 kg m⁻³, Água Profunda do Mar de Weddell (WSDW) com densidade neutra entre 28,27 kg m⁻³ e 28,4 kg m⁻³, Água Cálida Profunda (WDW) entre 28,1 kg m⁻³ e 28,27 kg m⁻³ e por fim Água de Superfície Antártica (AASW) com densidade menor que 28,1 kg m⁻³. As definições das águas do mar de Weddell foram retiradas de Orsi *et al.* [1999] e Franco *et al.* [2007].

O volume de cada massa d'água em cada setor nas três reanálises foi calculado através da Eq. 1:

$$V_{wm} = \frac{100}{V_{sector}} \int_{L_{coast}}^{60^{\circ}S} \int_{WL}^{EL} \int_{z_{\gamma 2}}^{z_{\gamma 1}} dz dx dy \quad (1)$$

onde $z_{\gamma 1}$ é a profundidade cuja densidade neutra mais se aproxima do limite superior da massa d'água, $z_{\gamma 2}$ a profundidade cuja densidade neutra se aproxima ao máximo do limite inferior da massa d'água, e dx é a extensão zonal da célula do modelo, e dy a distância meridional. Fazendo então integração na equação 1, tem-se o volume aproximado de cada massa d'água por setor. Tais volumes foram então divididos pelo volume total de água do setor (V_{sector}) para se obter o percentual volumétrico mensal das massas d'água, que foi utilizado para avaliar as transformações que culminaram no pulso de AABW.

Capítulo III: Artigo Científico

Para a obtenção do título de Mestre pelo Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, é requerido que o discente realize a submissão de pelo menos um artigo científico como primeiro autor em periódico com corpo indexado. Desse modo, os resultados da pesquisa desenvolvida durante o período de mestrado e a discussão dos resultados serão apresentados em forma de artigo neste Capítulo. O manuscrito é intitulado “***On the deep convection events and Antarctic Bottom Water formation in ocean reanalysis products***” e será submetido para publicação no periódico “***Ocean Science***”.

III.1-Manuscrito

On the deep convection events and Antarctic Bottom Water formation in ocean reanalysis products.

1 Introduction

Lately, different groups of experts have developed several state-of-art eddy-permitting general ocean circulation models with longer simulations and elegant assimilation methods. Based upon those models, the reconstruction of oceanic features by governing ocean equations and observed data, named ocean reanalysis products, have been coupled with global climate models (GCMs) to produce detailed climate estimates [e.g Lee et al., 2009]. Specific climate induced studies using ocean reanalysis focus on several features, such as the description of sources for Antarctic dense water mass contributions [Kerr et al. 2012a], estimates of sea level variability [Berge-Nguyen et al. 2008; Köhl & Stammer 2008; Wunsch et al. 2007], surface circulation and heat content of specific ocean basins [Schiller et al. 2008; Zhu et al. 2012], as well as decadal variability of ocean heat content [Carton et al. 2005]. One of the features receiving attention in ocean reanalysis products is the representation of the lower limb of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC), particularly due to the recent observed trends in the Southern Ocean bottom layer [Azaneu et al. 2013; Purkey & Johnson 2012]. In this sense, recent assessments have shown some model inconsistencies related to the Southern Ocean dense water formation and export, which is a key process to the AMOC lower limb dynamics [e.g. Azaneu et al., 2014].

The dense bottom waters in the Southern Ocean are formed mainly by two mechanisms. The first one is through (i) a complex interaction of deep and shelf waters and starts with deep waters, originally formed in the North Atlantic, being transported to the south through the AMOC, changing its properties and along

the way forming Circumpolar Deep Water (CDW) as it enters the Southern Ocean domain [e.g. Talley, 2013]. There, CDW circulates along with the Antarctic Circumpolar Current (ACC) and is eventually advected towards the Antarctic coastal margin. Near the coastal margins, the interaction of CDW-derived waters with High Salinity Shelf Waters (HSSW) formed from brine released during winter, enhance CDW density, and creates Antarctic Bottom Water [AABW; Carmack and Foster, 1975; Foster and Carmack, 1976]. Alternatively, HSSW can circulate under ice shelves, losing heat and salt to create Ice Shelf Water. Ice Shelf Water then flows downslope and mixes with deep waters to create AABW [Foldvik et al. 1985]. The coastal AABW formation occurs especially in the Weddell Sea, which is considered one of the Southern Ocean zones of highest AABW production [e.g. Orsi et al. 1999; Kerr et al. 2012b]. Other sparse regions around the Antarctic continent also contribute to bottom water formation, such as Prydz Bay [e.g. Williams et al., 2016], Adélie Land [e.g. Williams et al., 2008] and the Ross Sea [e.g. Whitworth and Orsi, 2006].

This complex coastal formation process of bottom waters is notably difficult to represent in GCMs, and instead GCMs create AABW through an alternative mechanism of (ii) open ocean deep convection. Open ocean deep convection in Southern Ocean happens when the water column stability decreases allowing heat transference to the surface, and hence creating an ice-free region, which is by definition an open ocean polynya. In the open ocean polynya, saline deep waters lose sensible heat to the atmosphere, creating AABW by cooling [Killworth 1983]. This process rarely occurs in the real ocean. In fact, the last known large open ocean polynya event was documented by Gordon [1978] and Carsey [1980], who reported a feature with 350,000 km² during the winters of 1974-1976 in the Weddell Sea. Although smaller size ocean polynyas happened in the 20th century [e.g. Comiso and Gordon, 1987], no winter ice-free area in Southern Ocean with the dimensions and persistence of the Weddell Polynya has been reported since the 70s events.

Nevertheless, ocean simulations recurrently represent bottom water formation by spurious open ocean deep convection events. Recently, Azaneu et al. [2014] evaluated the AABW properties in the Estimating the Circulation and

Climate of the Ocean Phase II (ECCO2) and found that an intense pulse of AABW formation happens in this reanalysis as a result of the opening of an unrealistic polynya in Weddell Sea. After the polynya opening, bottom layer transports and densities become unrealistically high, and all Southern Ocean representation turns unreliable. Moreover, Heuzé et al. [2013] found that all fifteen models of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP) Phase 5 fail to represent the dense waters formation accurately, creating AABW by open ocean deep convection instead. Several other simulations also reported unexpected open ocean polynyas creating AABW [Marsland et al. 2003; Timmermann and Beckmann 2004; Shaffrey et al. 2009]. The frequent occurrence of open ocean deep convection events in simulations raises a question if that unrealistic pattern is found in recently released reanalysis products, and if not, how those products represent the AABW formation issue? In this study, we analyzed three recent ocean reanalysis products, with documented evidence of AABW formation, to determine if open ocean convection is the common reason for the anomalous AABW formation in those products. Moreover, we investigate other mechanisms by which bottom water is created in each ocean reanalysis.

2 Ocean Reanalysis data sets and Methods

Three ocean reanalysis products were evaluated here. The first product investigated was ECCO2, which was chosen to be used as a comparison standard to the other reanalysis due to a deep convection event triggered by the polynya opening in Weddell Sea after 2004 [Azaneu et al. 2014]. This coupled ocean reanalysis is based in the Massachusetts Institute of Technology General Circulation Model (MITgcm) with a cube-sphere grid, as described by Marshall et al. [1997]. The cube-92 solution used in ECCO2 is forced by the Japanese 25-Year atmospheric Reanalysis (JRA-25). A sea ice model that estimates snow cover, sea ice thickness and concentration by Zhang et al. [1998] is incorporated in ECCO2 framework, and a Green's function method assimilates ocean variables and reduce model error, as described by Menemenlis et al. [2005]. ECCO2 reanalysis product spans from 1992 until 2012, with $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ horizontal resolution and 50 vertical levels unevenly spaced [Menemenlis et al. 2008].

We chose to work with other two reanalysis products with evidence of rapid AABW formation, i.e., rapid density increase in deep and bottom waters: *Southern Ocean State Estimate version 2* and *My Ocean University of Reading – UR025.4*. The Southern Ocean State Estimate reanalysis product version 2 (hereafter referred to as SoSE) have documented wintertime deep convection during the test runs [Mazloff et al. 2010]. SoSE also uses the MITgcm ocean model, but it estimates the air-sea buoyancy fluxes using NCEP-National Center for Atmospheric Research reanalysis as atmospheric forcing. The framework includes a sea ice model by Hibler [1980] and assimilation through a least square fit with observations to reduce model error. SoSE horizontal resolution is of 0.16° degrees, with 42 irregular vertical levels, and a time span from 2005 until 2010.

Finally, we looked at the MyOcean University Reading Reanalysis product (UR025.4) as it exhibits increasing neutral density in both deep and bottom layers of Weddell Sea after 2004 [Dotto et al. 2014], which suggests AABW formation. UR025.4 uses NEMO version 3.2 ocean circulation model, forced by ERA-Interim Atmospheric Reanalysis, and incorporates Louvain-la-Neuve Ice model Version 2 [LIM2; Fichefet & Maqueda 1997]. The Optimal Interpolation Scheme from the UK Met Office operational FOAM-NEMO system was used to assimilate ocean variables [Storkey et al. 2010]. UR025.4 covers the time range from 1993 until 2010, and has a tripolar grid with mean horizontal resolution of 0.25° × 0.25°, and 75 vertical levels [Ferry et al. 2012]. Those distinct patterns between the reanalysis products help to track how different features in the framework of the simulations affect AABW production.

ECCO2 and SoSE are available in National Aeronautics and Space Administration Jet Propulsion Laboratory (NASA; <http://ecco2.jpl.nasa.gov/>) and Scripps Institute of Oceanography (<http://sose.ucsd.edu/>) websites, respectively. UR025.4 simulations are available in the Centre for Environmental Data Analysis of UK (<http://catalogue.ceda.ac.uk/uuid/ef3e53aef4dca2030ebc9e84aa908d74>).

As sea ice formation and melting has direct relation to AABW formation, mean sea ice concentration and thickness have been analyzed in the present study. For a better description of distinct regional AABW formation processes and

sea ice patterns, we have split the Southern Ocean into five sectors, following Parkinson & Cavalieri [2012]: From 130°W until 60°W Bellingshausen and Amundsen seas sector, from 60°W until 20°E Weddell Sea sector, from 20°E until 90°E Indian Ocean sector, from 90°E until 160°E Western Pacific sector and finally from 160°E until 130°W Ross Sea sector (Figure 1). Mean annual averages of sea ice concentration and thickness were compared by sector between the reanalysis in order to identify the relationships between sea ice and AABW formation processes. Comparison with the observational dataset was necessary to grasp the sea ice alterations veracity, and for the comparison we used the sea ice concentration product derived from Special Sensor Microwave/Imagers (SSM/I) and Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSM/I/S) provided by National Snow and Ice Data Center (<https://nsidc.org/>). Both SSM/I and SSM/I/S come from Nimbus-7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer.

We analyzed oceanic regions south of 60°S and estimated the volume of water masses by sector. To achieve that, we used the water mass definitions by neutral density layers [γ^n ; Jackett & McDougall 1997; Serazin 2011]. The three reanalysis provide potential temperature and salinity, which were used to calculate the neutral density throughout this study. For the majority of the sectors, three water masses were defined: Antarctic Bottom Water (AABW), with neutral densities higher than 28.27 kg m⁻³, Lower Circumpolar Deep Water (LCDW), with γ^n ranging from 28 kg m⁻³ until 28.27 kg m⁻³, and Upper Circumpolar Deep Water (UCDW) with values from 27.7 kg m⁻³ until 28 kg m⁻³, following Abernathy et al. [2016]. Waters with densities lower than 27.7 kg m⁻³ were analyzed as a single group of “surface waters”. As the Weddell Sea has different water mass structure [e.g. Orsi et al., 1999], the layers were split as: Weddell Sea Bottom Water (WSBW) with neutral densities higher than 28.4 kg m⁻³, Weddell Sea Deep Water (WSDW) from 28.27 kg m⁻³ until 28.4 kg m⁻³, Warm Deep Water (WDW) from 28.1 kg m⁻³ until 28.27 kg m⁻³, and in the shallowest end, the Antarctic Surface Water (AASW) with neutral densities lower than 28.1 kg m⁻³ [Naveira Garabato et al., 2002; Franco et al., 2007]. The total volume of each water mass by sector was calculated by an integration described in Eq. (1):

$$V_{wm} = \frac{100}{V_{sector}} \int_{L_{coast}}^{60^{\circ}S} \int_{WL}^{EL} \int_{z_{\gamma 2}}^{z_{\gamma 1}} dz dx dy \quad (1)$$

in which $z_{\gamma 1}$ and $z_{\gamma 2}$ are the depth of the upper and lower neutral density limit of each water mass in each cell, and dx and dy are respectively the zonal and meridional length of each cell. Although dx and dy are not constant through the reanalysis grids, the integration process takes that into account so that the water mass estimates were not contaminated by errors due to the non-uniform cell size. The result of the vertical integration is then integrated again meridionally between $60^{\circ}S$ and the latitude of the coastline (L_{coast}), and zonally between the eastern (EL) and western (WL) limit of each section. This way, the result of equation 1 is the volume of the water mass (V_{wm}) relative to the total water volume of each sector (V_{sector}) in percentage. Those monthly volumetric percentages were then used to infer about the transformation and pulses of AABW as well as the processes involved. Finally, for a better description of the AABW formation process in UR025.4, we included the analysis of the sea ice velocity in this case.

3 Results and Discussion

We will first describe the sea ice mean patterns by sector, its spatial signature and evidence that this property is related to AABW formation in the reanalysis studied (Sect. 3.1). In the next section (Sec. 3.2), we discuss the water mass volume changes in each sector to scrutinize the triggers of deep convection in the different products. Finally, in Section 3.3, we highlight the differences of the AABW formation process in the three reanalysis and the real ocean AABW formation.

3.1 Sea Ice Concentration and Antarctic bottom water formation pulses

As seen in Figure 2, both UR025.4 and ECCO2 overestimate the annual mean sea ice concentrations when compared to National Snow and Ice Data Center observations (hereafter referred to as NSIDC) in all sectors until 2004, except in Ross and Bellingshausen seas, where the concentrations closely follow the ones obtained from NSIDC. The sectors with the highest overestimates are the Weddell and Indian sectors, where the model cells have at least 20% more sea ice cover than observations. Previous experiments with LIM2, under the

atmospheric forcing of NCEP/NCAR, show enhanced sea ice extent within the seasonal cycle, and a tendency to overestimate the sea ice thickness in Weddell Sea. The pattern of ice thickness overestimation in LIM2 was reported in the previous study to be due to westerlies stronger than real in NCEP/NCAR forcing [Massonnet et al. 2011]. Although UR025.4 uses LIM2 model, a different atmospheric forcing is applied (ERA-INTERIM), and when analyzing carefully coastal wind speeds and directions, one finds no significant westerlies overestimation. Nevertheless, UR025.4 still overestimates sea ice thickness (SIT) in Weddell Sea.

The analysis performed by Azaneu et al. [2014] shows that the high annual sea ice cover of ECCO2 is due to an overestimate of maximum sea ice in winter, thus rising the annual mean. However, ECCO2 is the reanalysis that better represents sea ice concentration (SIC) before 2004. It is important to highlight that both aforementioned reanalysis exhibit interannual variability patterns close to observations. It is only after 2004 that the most noticeable spurious signals in sea ice takes place. The SIC and SIT in Weddell sea and Indian ocean sectors in ECCO2 decreases quickly by approximately 20%, hence lowering the whole Southern Ocean average. This decreasing pattern is unrealistic since satellite observations of NSIDC show no such alteration. Also, estimates of sea ice extent in those sectors point to an actual increase until 2010 [Parkinson & Cavalieri 2012]. Hence, ECCO2 sea ice decrease points to the appearance of an oceanic polynya. Different from ECCO2, UR025.4 exhibits annual SIT increase in Weddell Sea, almost doubling that signal in 2009. Even though, to our knowledge no observational sea ice thickness database that covers efficiently the Southern Ocean is currently available, the comparison among the three reanalysis thicknesses and the magnitude of the signal suggest an UR025.4 overestimate. In spite of SoSE sea ice concentration and thickness being available only between 2005 and 2010, their variability seems to follow observations, with mean SIC being also higher than observed. SoSE has annual mean SIT values close to ECCO2.

The anomalous signals in mean SIC and SIT in ECCO2 and SoSE reanalysis are connected to the appearance of polynyas in Weddell Sea sector,

and to alterations in the mean neutral density layers. A large-scale sensible heat polynya happens in ECCO2 (Figure 1a-c). It starts to open by November 2003 near 20°E and spreads into Weddell, Indian and even Ross Sea sectors, reaching the border of the sea ice, and lowering mean SIC and SIT in all Southern Ocean. At the beginning of the polynya opening process in the Weddell Sea, only WDW is found in the intermediate layer. As the ECCO2 polynya spreads, the heat loss through the surface waters increase, and so their buoyancy diminishes. Neutral densities increase at intermediate layers, forming WSDW by cooling at the prime meridian initially, and then expanding the WSDW formation to the entire Weddell Sea (Figure 1d-f). The decrease of sea ice content that contributed to the polynya opening in ECCO2 could have been caused by several factors, such as alterations on the balance of heat between the atmosphere and heat supplied by the ocean under the mixed layer [Close & Goosse 2013], and mixing of warmer and saltier intermediate waters with surface waters [Morales-Maqueda et al., 2004]. ECCO2 polynya stays open and expanding until the end of the reanalysis, creating gradually higher volume of AABW in each sector and suggesting constant heat delivery to the surface layers to maintain the sea ice melting.

SoSE reanalysis shows the presence of an open ocean polynya in the first year of simulation from May until November 2005 in Weddell Sea sector (Figure 3a). From January until May, before the polynya opening, it is noticeable in SoSE neutral density transects the presence of WDW in a very shallow depth around 70°W. WSDW upper limit is located at approximately 1500 m depth, and WSBW surface at 4000 m depth (Figure 3b). After May, with the advance of the sea ice in winter, this WDW at surface cools down, but its enduring high heat content delays sea ice formation until December, allowing the open ocean polynya to form. As a result, the mean sea ice thickness in 2005 for Weddell Sea sector is the lowest of the entire SoSE time series. Neutral densities, after the polynya opening, show a shift of WSDW neutral density boundary towards the surface, increasing the total WSDW layer thickness (Figure 3c). Consequently, WDW layer thickness decreases. WDW has a higher temperature and salt content relative to local overlying AASW. The heat loss in the polynya during the winter allows WDW to lose buoyancy, forming WSDW from May until November. By

December, the polynya closes and the WSDW formation slows down. WSDW formation happens also in the following two winters, but in a much smaller scale.

In UR025.4 a different process occurs. After 2005, SIT in eastern Antarctic Peninsula rise, reaching values higher than three meters in 2009, and only then starting to decrease (Figure 4a-c). This persistent and regional sea ice increase is strong enough to rise mean Southern Ocean total SIT. The intense sea ice thickening signal suggests strong brine release, a process that could create AABW. The thickening signal is not seen in any other sector. Moreover, UR025.4 sea ice concentration does not show any anomalous increase elsewhere in the Southern Ocean either. Before the thickening event, only WDW is found in intermediate depths in the Weddell Sea, around 700 m. After 2007, WSDW is formed (Figure 4d-f) by the massive sea ice formation in Weddell Sea, releasing brine continuously. From 2007 to 2010 WSDW production area expands, taking all the eastern Antarctic Peninsula until the prime meridian.

Hence, the anomalous sea ice patterns in all three reanalysis should impose distinct variability to the WDW and WSDW content in Weddell Sea and Indian Ocean sectors. Further analysis of the water masses content in each model is performed to investigate this issue.

3.2 Water mass percentages by sector

The water mass percentages of both ECCO2 and UR025.4 reanalysis products are very similar in the beginning of their time series (Figure 5). ECCO2 exhibits the biggest shift in the percentages of water masses from the beginning of the time series until the end. AASW in this reanalysis occupies 10% of the Weddell Sea sector in 1992, and its contribution decreases throughout the time series. A initial slow decrease happens until 2000 and after that, the percentage goes down with a stronger pace reaching marks lower than 5% at the end of the series, i.e. half of its initial volume. With the decrease of the surface waters volume, seasonal cycles of AASW formation seem more apparent. While AASW percentages decline, the WDW volume seems to increase from its initial value of roughly 36%. This slow and steady increase reaches its highest value of 38% in 2000 and stays relatively stable until 2004. After that, volume percentages of

WDW decay swiftly. This change leads WDW to show volume percentages lower than 10% in 2012. The initial reduction of AASW volume and increment of underlying WDW volume causes the latter water mass core to migrate progressively to shallower depths, enhancing its mixing with the surface. The WDW is warmer and saltier than AASW, so the intensive cooling of this water mass by open ocean deep convection has the potential to form WSDW and even WSBW. In fact, after 2000, when WDW reaches its highest percentage, WSDW volume starts to increase gradually, evidencing an intensification in the production. After 2004, WSDW formation is enhanced due to the polynya opening. The mechanism explaining the polynya opening is the same one thought to trigger the 70s Weddell Polynya, in which WDW rose to near surface, exchanging heat with the overlying sea ice, and allowing an ice-free area to form in the Weddell Sea [e.g. Killworth, 1983; Cheon et al. 2015]. After 2008, it seems that with the expansion of the polynya area, heat exchange intensifies even further and WSBW starts to form in the region. During that time, WSDW formation stops and rapid conversion of WSDW to WSBW also occurs. In fact, during that period, WSBW percentage rises from 9% to unrealistic 70% of the water volume within the Weddell Sea.

SoSE reanalysis product shows similar changes to the ones in ECCO2. Although SoSE time series is shorter in length, it is easy to see that WDW volume for the whole series is at its highest by the beginning of 2005 (Figure 5). From May until November of 2005, the polynya in Weddell opens in SoSE, and the relatively high water volume of 32.6% of WDW swiftly decreases to 26%, and AASW decreases by its volume by 2%. During that period, WSDW percentage rises by 6%, pointing to transformation of WDW into those denser water masses during the polynya period. Moreover, WSBW is also formed in the beginning of the winter: a small increase from 14.8% to 16.6%, but in the end of the winter the WSBW volume goes back to 14.9%, thus showing no net conversion. In the following winter, the polynya does not open, but still WSDW created in 2005 keeps being converted to WSBW in the following two winters. In fact, in the winters of 2006 and 2007, the WSDW percentage decrease matches the rise in

WSBW and AASW values. Just as observed in ECCO2, the process seems to initiate with a high WDW content, interacting near the surface in that region.

In UR025.4, we can see that water mass changes for Weddell Sea sector induces small amplitude oscillation in WSDW and WSBW (Figure 5). UR025.4 AASW volume, when compared with ECCO2, has more pronounced seasonality from 1994 until the winter of 2005. In the winter of 2005, a drop of 2.5% in AASW percentage happens, and in 2008 another decrease of 3% is visible, thus lowering its total volume along time. During every winter, WDW volumes drop, and WSDW and WSBW have small increases in percentage. This opposite pattern also shows a seasonal trend of conversion of AASW and WDW into WSDW and WSBW. Although the UR025.4 formation of AABW in the Weddell Sea is lower than in the previous reanalysis products, two clear pulses happen in the winter of 2008 and 2009, probably due to the salt input during the SIT increase episodes.

Differently from the other reanalysis, the biggest pulse of AABW formation in UR025.4 originates from the Indian Ocean sector. In this sector, the water masses distribution along the water column is different from the Weddell Sea, and so the analysis was carried out with the appropriate vertical layers (as explained in section 2). A pulse of AABW volume percentage happens during the winter of 2004 (Figure 6) with values spanning from 43.4% to 51.8%, and during the same winter season, LCDW volume decreases by 6%. After that winter, AABW volume stays high, and LCDW remains low until the end of the reanalysis time series. That pattern suggests an event of transformation of LCDW into AABW. The 2% left of the conversion is a product of the UCDW. Actually, in May/2004 UCDW increases its volume by 3%, and afterwards further decreases its volume by 5.5%, summing a net 2.5% decrease in water mass volume. This net decrease of 2.5% complements the AABW volume increase observed in Figure 6.

Relatively high salinity and temperature CDW-derived waters, while entering Prydz Bay surroundings in real Southern Ocean interact with ice shelves and sea ice forming Dense Shelf Water (DSW). The later, when exported

downslope mixes with denser CDW layers and form the regional AABW variety [Williams et al. 2016]. The water mass pulses seen in the Indian Ocean sector suggests that a similar process is occurring in UR025.4. UCDW is warmer and fresher than the regional LCDW that circulates along the coast. Hence, while the UCDW circulates along the sea ice edge in UR025.4, it causes melting of sea ice, lowering the surface temperature and surface salinity. Those lower salinity and temperature surface waters are then transported through the Antarctic Coastal Current westward. Moreover, their higher freezing point potentially enhance sea ice formation (and thus brine release) as they flow downstream, i.e. over LCDW waters. That process concentrates salt over the LCDW, raising its density and forming DSW by continental shelf deep convection (Fig 10). After formed, the DSW in UR025.4 flows downslope, enhancing LCDW salinity and creating a very saline variety of AABW.

The small excess of UCDW that did not interact near Prydz Bay in UR025.4 was carried through Antarctic Coastal Current until the Weddell Gyre Western border, together with the underlying high salinity LCDW, and part of the AABW formed (observed in the model animations, not shown). This AABW advection from Indian Ocean sector is a successful representation of the process by which real ocean AABW enters Weddell Gyre [e.g. Jullion et al., 2014]. AABW is also formed locally in the Weddell Sea sector, due to the UCDW advection. UCDW of Indian origin is colder and has lower salinity than WDW. As a result from the process above, initially a freshening signal occurs in the Weddell Sea surface. As waters with lower salinity can boost sea ice formation, in the following winters of 2007-2009 sea ice production is enhanced in Weddell Sea, and SIT rises rapidly. The brine rejected that follows the enhanced freezing produces a HSSW pulse in the Weddell Sea, which flows down the water column, mixes with local WDW and WSDW, thus forming WSBW (Figure 4). This process occurring in the Weddell Sea seems to be responsible for the small AABW pulses observed in figure 5. The entrainment of CDW from Indian Ocean sector causing AABW formation and export in Weddell sea is a process recently suggested in real Southern Ocean [Couldrey et al. 2013], even though sea ice thickening was not reported in the study. Other factors than freshening likely contributed to the

increased sea ice thickness in Weddell Sea, such as the LIM2 ice model tendency to overestimate SIT reported by Massonnet et al. [2011]. However, because the atmospheric forcing used by that study is different from the one used in UR025.4, we do not believe that the overestimation trend played a major role in this simulation. In any case, validation of ERA-INTERIM wind fields have not reported overestimation of the westerlies around Antarctic Peninsula [Dee et al. 2011]. Furthermore, the increased sea ice thickness in Weddell Sea could also be due to the advection of sea ice from Indian Sea and Western Pacific sectors, as will be explained below. Different from ECCO2 and SoSE, UR025.4 does not form an oceanic polynya, and that could be because that model does not show either an increase of WDW volume reaching surface nor a diminishment of AASW volume. ECCO2 AABW volume percentages for Indian Ocean sector also result from the formation process in the Weddell Polynya (Fig 6). AABW volume rises due to WSDW and WSBW formation and advection through the ACC, and both LCDW and UCDW decrease due to local density increase after the polynya expansion to the Indian Ocean sector. Since SoSE polynya was smaller and with shorter duration than ECCO2, the AABW formation had only regional impact, not showing the AABW pulse in any other sector.

A similar process to the one that occurs in UR025.4 Indian Ocean sector occurs in the Western Pacific sector. An AABW pulse with 10% increase in volume happens parallel to a decrease of total 8% in LCDW and UCDW volume in 2004 winter (Figure 7). The 2% left is converted from surface water volume. Those percentage alterations also show a conversion of CDW to AABW. However, differently from the Indian Ocean sector, no previous rise in UCDW volume is clear in volumetric percentages. Figure 8 shows that UCDW coming from Indian Ocean sector actually entered Western Pacific sector, even though the volume was not enough to show up in the total UCDW volume series. As UCDW enters the Western Pacific sector, it also generates basal melting, causing initial freshening and cooling of UCDW. In Figure 8, it is possible to notice that the ACoC strengthens after the UCDW inflow. Since by April in UR025.4, the area surrounding Vincennes Bay is completely covered by sea ice a reasonable cause for the current intensification is the temperature/salinity gradient between UCDW

and LCDW. UCDW is fresher and warmer than LCDW, inducing a density gradient directed east along the coast. As a response to that gradient, a strong current opposite to the gradient (i.e. a westerward flow) appears in April contributing to speed up the ACoC near Vincennes Bay (Figure 8d),. After June (Figure 8f), the intense DSW formation seems to recirculate next to Vincennes Bay and is then exported northwest also due to a strong southeast density gradient. In any case, relatively fresh UCDW from sea ice melt is transported by both the strong ACoC and the offshore directed buoyancy current. As it is transported, UCDW loses even more heat, enhancing freezing and releasing brine over both LCDW and UCDW, and hence creating DSW (Figure 8 a, c and f). The high density of DSW then leads to deep convection next to the continental shelf, with the water flowing down the slope mixing even more with LCDW, and thus forming AABW. Hence, the higher inflow of UCDW in both Indian Ocean and Western Pacific sectors triggers a balance between melting and ice formation that favors LCDW salinity increase and ACoC acceleration. The fast baroclinic current that speeds up the ACoC enhances the transport of newly formed sea ice to Weddell Sea, possibly accumulating it near the Antarctic Peninsula. The enhanced sea ice advection also allows new sea ice to form, thus not accumulating at the original sector. As a result, Indian Ocean and Western Pacific sectors would have salinity increase without accountable signal of changes in mean SIC and SIT. SoSE AABW volume percentages for Western Pacific shows no pulse of AABW formation, while ECCO2 water masses for this sector shows exactly the same patterns as seen in the Indian sector, with LCDW volume rising until the polynya reach that sector (i.e. leading to form AABW locally). In fact, the ECCO2 signature of AABW production is seen in all sectors as the polynya expands, but Bellingshausen and Amundsen seas sectors (Figures 5 - 10).

The time series of Ross Sea water masses does not show major alterations due to the ECCO2 polynya mechanism until 2010 (Figure 9). In the first eighteen years of the reanalysis (1992-2010), LCDW volume percentage rises, while AABW volume percentage decreases. After 2010, with the expansion of the polynya to the Ross Sea sector, Antarctic Bottom Water in UR025.4 shows a small increase in volume in the winter of 2004. Finally, no pulse of AABW is

seen in any of the three reanalysis in Bellingshausen and Amundsen sector (Figure 10), which is expected since this sector in real Southern ocean lacks shelf water varieties that create AABW [Potter & Paren 1985]

It is important to highlight that the AABW formation processes by continental shelf waters convection in UR025.4 was a result of CDW originated waters interacting with the ice edge in the Indian Ocean and Western Pacific sectors, a process similar to the real ocean continental shelf convection that creates AABW [Williams et al., 2016].

3.3 Modelled and real ocean bottom water formation

Considering the three reanalysis investigated, two have formed AABW by open ocean deep convection. Starting from 1992, ECCO2 experiences an increase in the volume of WDW in the Weddell Sea, causing WDW isopycnal uplift until 2000, when WDW reaches the surface. After reaching the surface, WDW starts to interact with local sea ice and atmosphere, cooling and being slowly converted to WSDW during the first four years. By the winter of 2004, the heat transported by the WDW to the surface is enough to open a large polynya near the eastern limb of the Weddell Gyre, around 20°E. After the polynya opening, a more intense conversion of WDW to WSDW happens until 2008, when the latter starts to transform into WSBW. This four year delay value is very close to the five years estimate of residence time for WDW in the Weddell Gyre before being converted to denser local water mass varieties [Fahrbach et al. 2011]. After opening, the polynya expands every following winter, being present in the Weddell Sea, Indian Ocean and Western Pacific sectors of the Southern Ocean, and slightly diminishing the sea ice concentration in the Ross Sea sector. That expansion leads to the formation of unrealistic 70% WSBW volume. A similar process occurs in SoSE, but in smaller space and temporal scales: WDW reaching the surface in the beginning of the reanalysis time series seem to hinder sea ice formation by the beginning of the winter and, as a result, an elongated polynya develops in the Weddell Sea during the winter of 2005. Even though in SoSE no estimate of WDW prior to 2005 exists, the high volume of this water mass near the surface in 2005 (Figure 8) points to the referred surface interaction as a trigger for the polynya opening. Therefore, it is clear that WDW volume

50

increase near the surface causes a heat input in the upper layers during the 2004-2005 period in both of the previously mentioned reanalysis, eventually creating the large open ocean polynya in Weddell Sea.

Some other processes than the ones analyzed in this study may have influenced the polynya opening in abovementioned reanalysis. Parkinson [1983], while modelling the 1976 observed Weddell Polynya, noticed the wind patterns seemed to control whether the polynya would open or not in the simulation. In a more recent study, Gordon et al. [2007] noticed that during long periods of negative Southern Annular Mode Index [Limpasuvan & Hartmann 1999], the Weddell Sea has its sea ice formation and brine release enhanced, which destabilizes water column and allows a Weddell Polynya to happen. In that matter, a recent study found that GISS-E2-R and GFDL-ESM2.2 ocean models from CIMP5 have their frequent deep convection events due to stronger seasonality of sea ice, enhancing winter brine release and homogenizing Weddell Sea water column, which allows deep convection to transfer heat to surface [Heuzé et al. 2013]. According to Azaneu et al. [2014], ECCO2 also exhibits strong sea ice seasonality and that likely plays a role in the opening of the ECCO2 polynya. Despite none of those specific atmospheric and sea ice patterns were analyzed here, their manifestation allow WDW to rise to the surface leading deep convection and thus acting as triggers to polynya establishment. Moreover, several studies show the same pattern of WDW raising to surface, exchanging heat and opening the Weddell polynya in simulations [e.g. Hirabara et al. 2012; Martin et al. 2013; Cheon et al. 2015]. It is also worth to mention that both ECCO2 and SoSE reanalysis use the same MITgcm ocean model, hence the polynya opening in Weddell Sea might be an expression of the same features of that circulation model. In addition, since SoSE polynya happens at the beginning of the reanalysis, we cannot rule out the possibility that SoSE is still adjusting from its initial settings.

Although two of the reanalysis used in this study yielded open ocean polynya events forming AABW, the UR025.4 formed AABW in a completely different way. In this model, the first alteration observed is a substantial rise of UCDW volume in the Indian Ocean sector. As seen in Fig. 10, this water entered

the coastal regions of the Indian Ocean sector from surface up to the 250 m level, and interacted with the ice edge in that region, causing some of the ice to melt resulting initially in a freshening signal at the surface and intermediate layers in a relatively small area. That colder and fresher water resulting from the melting was transported westward through the ACoC. Because of the gradual heat lost along the way, sea ice formation happened eastern from the coastal UCDW signal, increasing the salinity over the denser LCDW positioned underneath and creating a high volume of DSW. DSW is then advected to the Weddell Sea by the ACoC system and offshore due to the buoyancy current formed Western Pacific sector. Although that process creates AABW through a mechanism similar to the real ocean, the AABW formation in Indian Ocean sector reported by Kitade et al. [2014] and Williams et al. [2016] still has significant differences. First, the real AABW formation in the Indian Ocean sector happens after the modified Circumpolar Deep Water (mCDW) circulates deeper under the ice shelves surrounding Prydz and Vincennes bays, mixing with DSW created in coastal polynyas, acquiring a higher salt content and cooling down [Williams et al. 2016]. The mCDW has neutral densities between 28.0 kg m^{-3} and 28.27 kg m^{-3} , hence a relatively small salt input and/or cooling can easily diminish mCDW buoyancy, thus forming AABW. In contrast, UR025.4 water mass in Prydz Bay (UCDW) is relatively warmer, less saline and lighter than mCDW, causing a balance between immediate melting under sea ice and freezing as the water circulates along the coast. This balance releases brine over LCDW, creating very saline LCDW and AABW varieties. In addition, the AABW formation in UR025.4 occurs mainly by salinization and as result, the final AABW has substantially higher salinity than expected. Also, the density increase by this salinization and the relative low density of UCDW causes a baroclinic current that speeds up the ACoC, and creates a creates a current component directed offshore that export DSW downslope from the shelf.

The results of AABW volume in UR025.4 suggest eastern Southern Ocean plays an important role on the AABW formation in this simulation. In real ocean, Meredith et al., [2000] found that important part of AABW content in Weddell Sea is advected from Indian Ocean sector such as happened in UR025.4. Also, Jullion

et al., [2014] finds that the great export of bottom water varieties from Weddell Gyre is largely due to recycling of AABW produced in Indian Ocean sector. Finally, [Couldrey et al. 2013] found that the export and change in properties of AABW in Weddell Sea are due to the entrainment of CDW around Prydz Bay, and further advection to Weddell Gyre. Therefore, the process of AABW formation in UR025.4 accurately mimics the bottom water formation reported by the previously mentioned articles.

The distinct AABW formation process present in UR025.4 might be caused by the advection of CDW-derived waters happened in an eastern region of Antarctica, and not in Weddell Sea. Eastern Antarctic deep waters are less dense than deep waters in Weddell Sea, and hence waters flowing along isopycnals flow up when reaching Weddell Sea. This natural upward shift of pycnoclines towards the center of Weddell gyre creates a region with low sea ice concentration and thickness around the center of Weddell Gyre [de Steur et al. 2007]. Thus, warm water volume increments in deep Weddell layers are potentially more destructive to sea ice than in deep waters of Indian Ocean sector. In fact, Timmermann and Beckmann [2004], while trying to reproduce accurately that so-called *warm water halo*, found an enhanced vertical heat exchange with sea ice which lead to opening an oceanic polynya in the Weddell Sea.

4 Summary and Conclusions

Deep convection in open ocean polynyas has been pointed as a frequent cause of spurious AABW formation and a source of erroneous ocean representation in non-assimilatory OGCM's. Spurious open ocean deep convection create AABW through a rather abrupt mechanism, enhancing bottom layer ventilation and heat/carbon uptake, which inserts errors in climate estimates [e.g. Heuzé et al., 2013]. Propagation of spurious open ocean deep convection in Southern Ocean simulations can go even further, causing warming of abyssal layer, cooling of surface waters and atmospheric warming [Latif et al. 2013; Pedro et al. 2016]. The mechanisms of bottom water formation in some of the reanalysis investigated here agree with those ideas: two of the three reanalysis created AABW by deep convection associated to areas of large open ocean polynyas. In

both ECCO2 and SoSE the presence of WDW at surface hinders sea ice formation during winter, and triggers a deep convection event, which creates AABW by cooling. In those two reanalysis, the mechanism of AABW formation resulted in erroneous representations of the Southern Ocean, such as high AABW volumes and lower sea ice concentrations and thicknesses, reinforcing that open ocean deep convection inserts errors in the simulation. Even though the appearance of open ocean polynyas in models without assimilation are a well-known modelling issue, the opening of the Weddell Polynya in reanalysis products is a less expected feature. Since reanalysis products are meant to be precise representations of ocean state due to the assimilation of observations, the appearance of spurious AABW formation by open ocean deep convection shows that the assimilation of sea ice concentrations has not been enough to hinder the appearance of oceanic polynyas.

One of the ocean reanalysis in this study (UR025.4) created AABW in a different way. Biggest AABW formation in UR025.4 happened mainly eastern from Weddell Sea sector, agreeing with real Southern Ocean evidences [Meredith et al., 2000; Jullion et al., 2014]. The entrainment of UCDW in this reanalysis Indian Ocean sector, created an equilibrium between melting and freezing that favoured LCDW salinization, leading to coastal deep convection. The salinization created DSW that mixed with LCDW formed AABW while flowing downslope. This mechanism of bottom water formation is dynamically similar to the real ocean formation of AABW since it depicts both the spilling of DSW off the continental shelf, and the exportation to open ocean, processes that do occur in Indian sector of real Southern Ocean [Kitade et al. 2014; Williams et al. 2016]. Although this mechanism is closer to the real bottom water formation in eastern Southern Ocean, some anomalous dynamic process were created by the sea ice balance. First, the density gradient seem to enhance ACoC circulation by creating a buoyancy current. The enhanced advection by the buoyancy current accumulates sea ice around the Antarctic Peninsula, creating unrealistically high sea ice thicknesses, which in turn induces the spurious deep and bottom layers salinization reported by Dotto et al. [2014]. Low salinity and temperature waters advected from Indian Ocean sector to Weddell Sea also contribute to AABW

formation in the later sector due to its higher freezing point. Nevertheless, the somewhat accurate dynamical representation of the AABW formation in UR025.4 is an advance in Southern Ocean representation in OGCM's, since it shows that ocean reanalysis advanced frameworks are getting closer to efficiently represent AABW formation . Furthermore, the substantial differences between the UR025.4 process and real ocean AABW formation in Indian Ocean sector, shows that improvements in simulations of AABW formation are still necessary to better represent the lower limb of the AMOC.

References

*As referências serão apresentadas no final do documento junto com as utilizadas em seções anteriores.

Figures

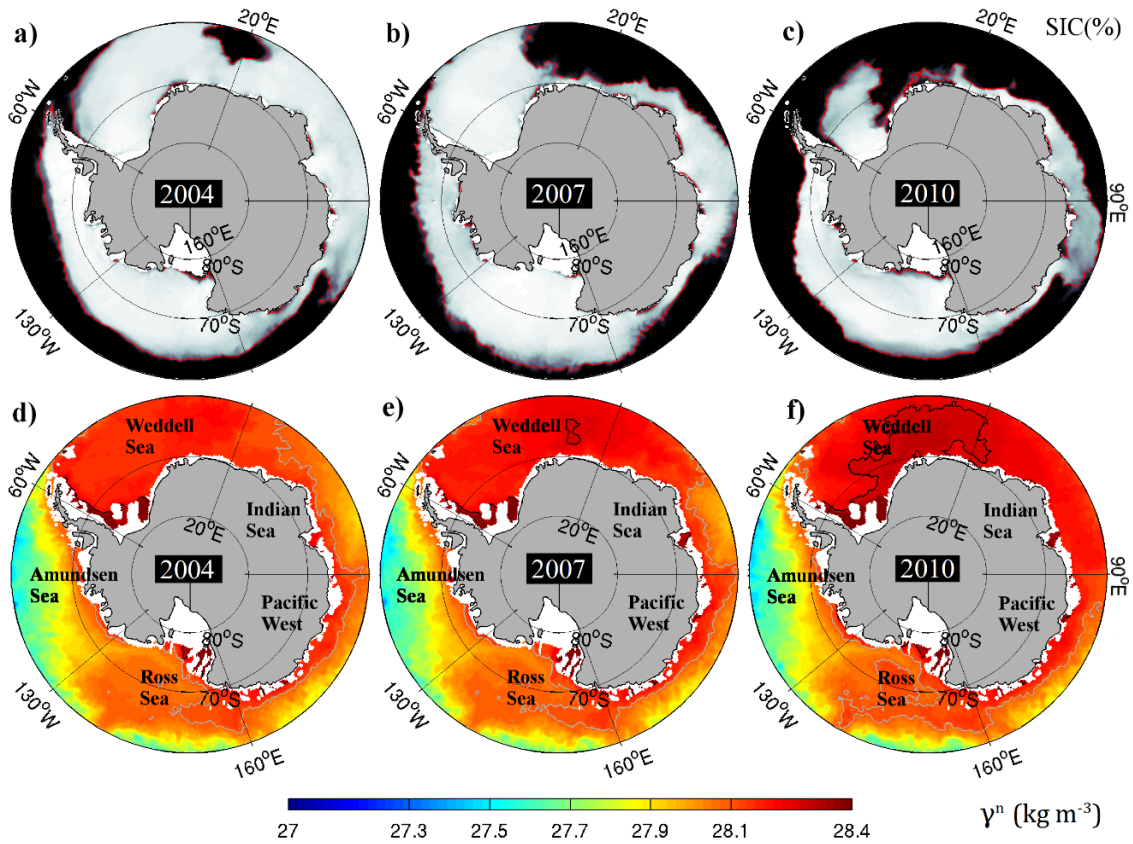


Figure 1: Top: (a), (b) and (c) are mean ECCO2 Sea Ice concentration in November of 2004, 2007, 2010 respectively. Red contours delineate the 30% sea ice concentration, which is the border of the polynya. Dotted lines separate each southern ocean sectors analyzed. Bottom: Mean neutral density filled contours at 700 m for November in the same years as the Sea ice Concentration on the top. Grey lines delineate the 28.1 kg/m³ neutral density of WDW and black lines the 28.27 kg/m³ of the WSDW.

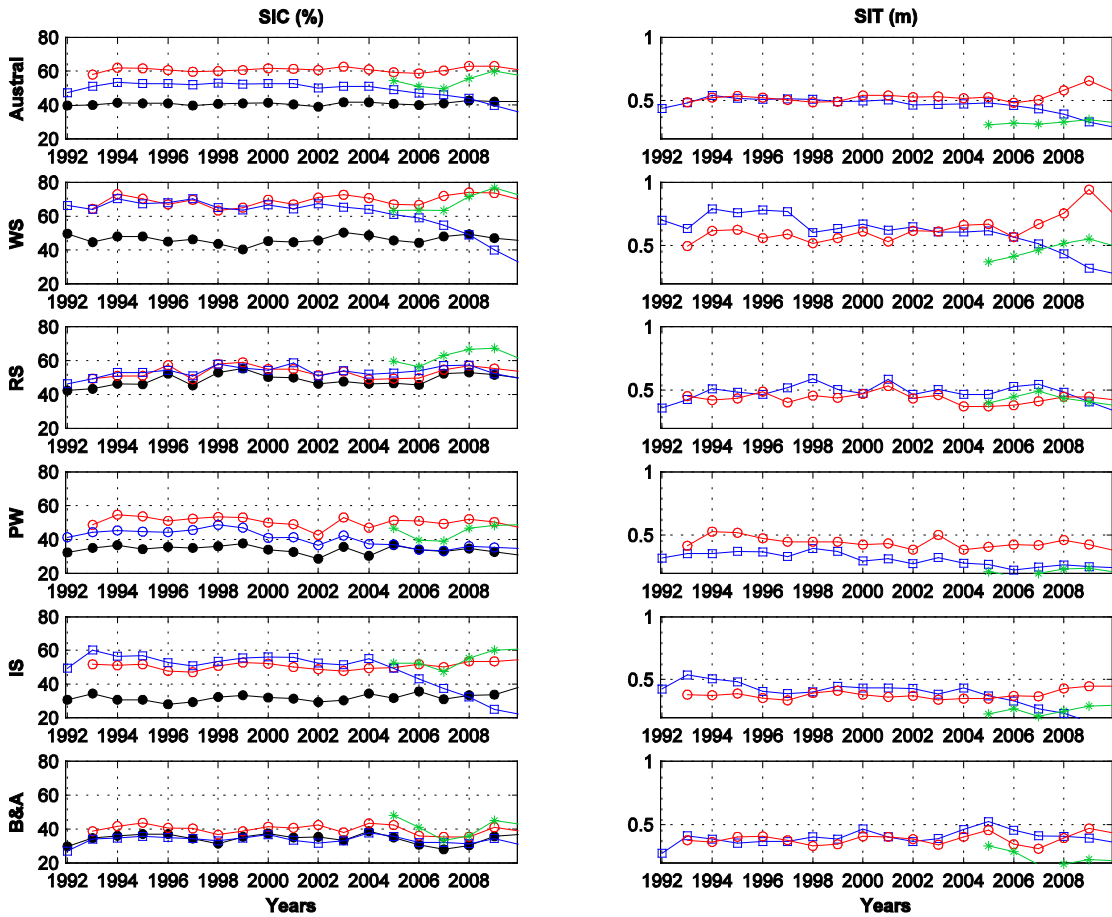


Figure 2: Annual mean Sea Ice Concentration (left) and Thickness (right) of each sector of southern ocean. Red (○), green (*) and blue (□) lines are the annual mean time series for UR025.4, SoSE and ECCO2 respectively, and the circles, stars and squares its respective annual values. Black (●) line with filled black circles represent the mean Sea Ice Concentration from Goddard satellite Observations. Sectors are labeled as WS (Weddell Sea), RS (Ross Sea), PW (Pacific West), IS (Indian Sea) and B&A (Bellingshausen and Amundsen seas).

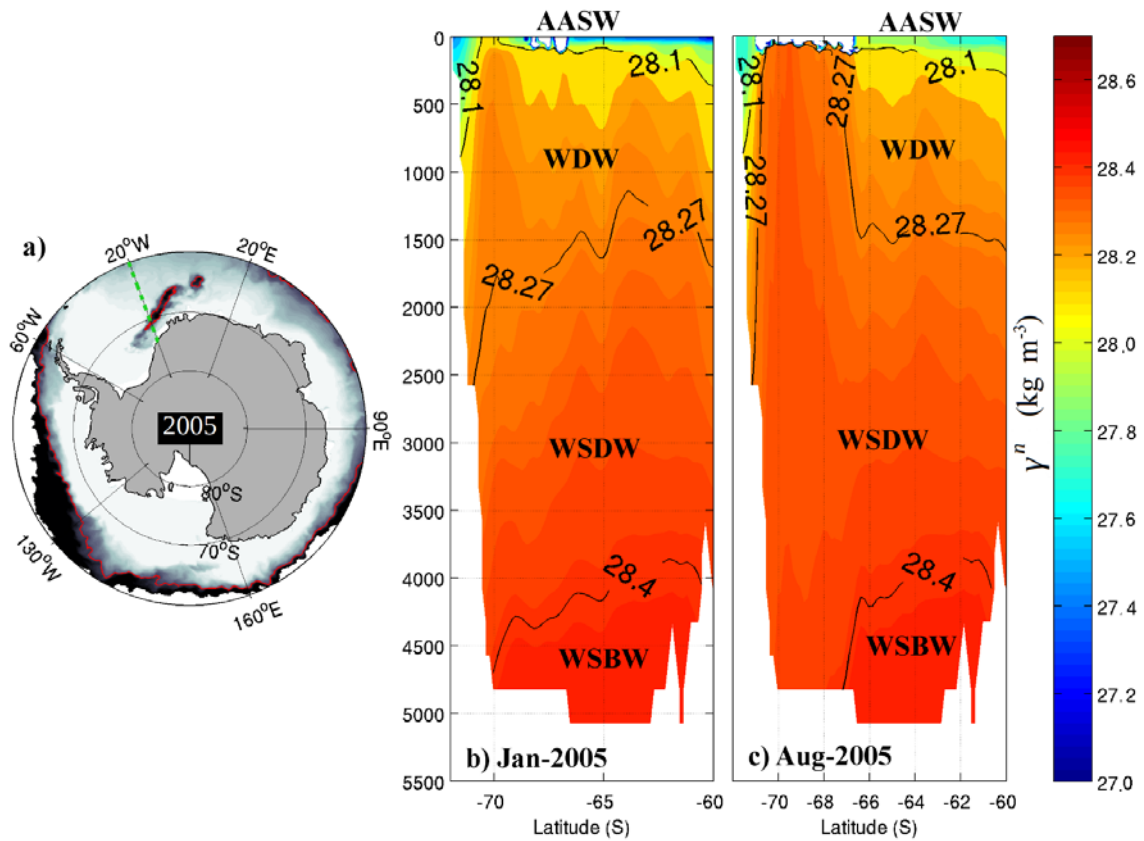


Figure 3: On the left: Map with sea ice concentration of SoSE in August 2005 showing the polynya. The transect used is marked in the green dashed line. Black areas are areas with 0% sea ice concentration. The red line marks the 30% sea ice concentration margin, as the border of the polynya. In the middle and on the left are neutral Density contours in a 20W vertical Section during January and August respectively. Neutral density lines of 28.1 kg m^{-3} , 28.27 kg m^{-3} and 28.4 kg m^{-3} separate respectively AASW/WDW , WDW/WSDW and WSDW/WSBW.

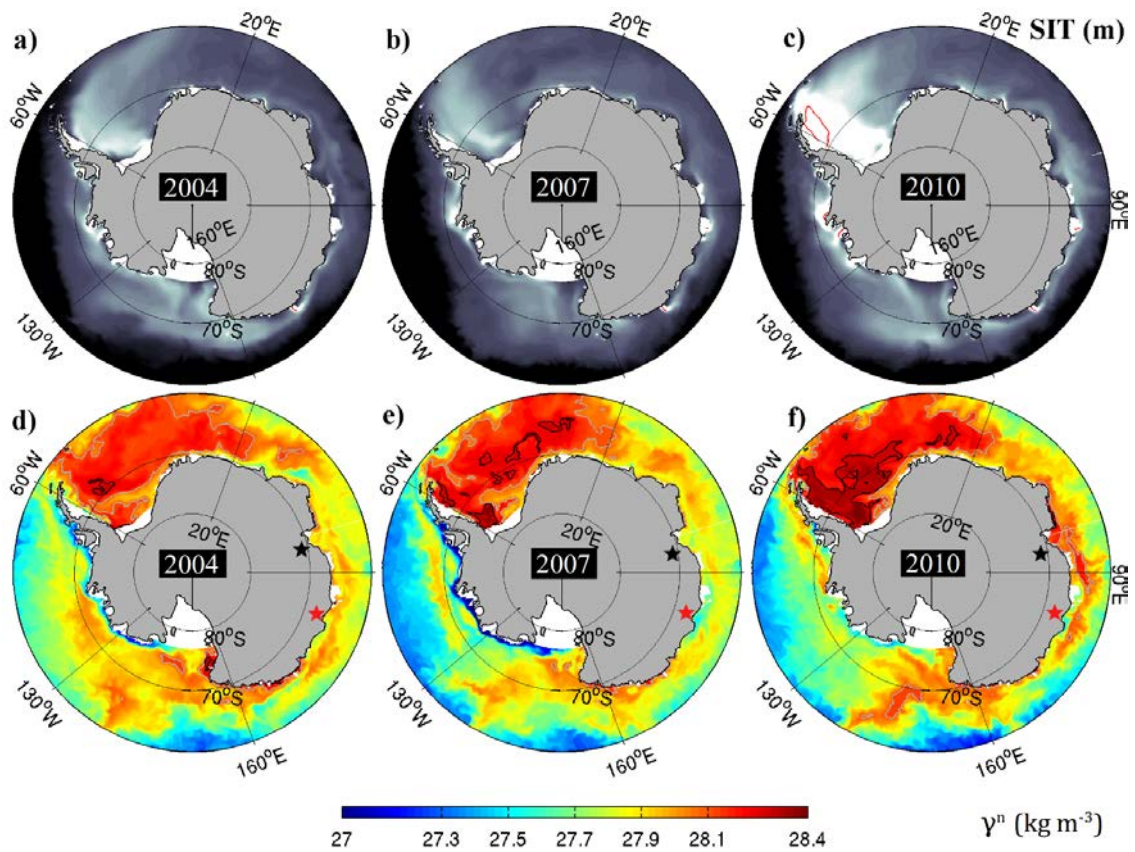


Figure 4: Top: From Left to Right, monthly sea ice thickness of UR025.4 September of 2004, 2007 and 2010 respectively. The red line marks the 3.5 m sea ice thickness. Bottom: Neutral density contours in 700m depth in the same period as the top maps. . Grey lines delineate the 28.1 kg m^{-3} neutral density of WDW and black lines the 28.27 kg m^{-3} of the WSDW.

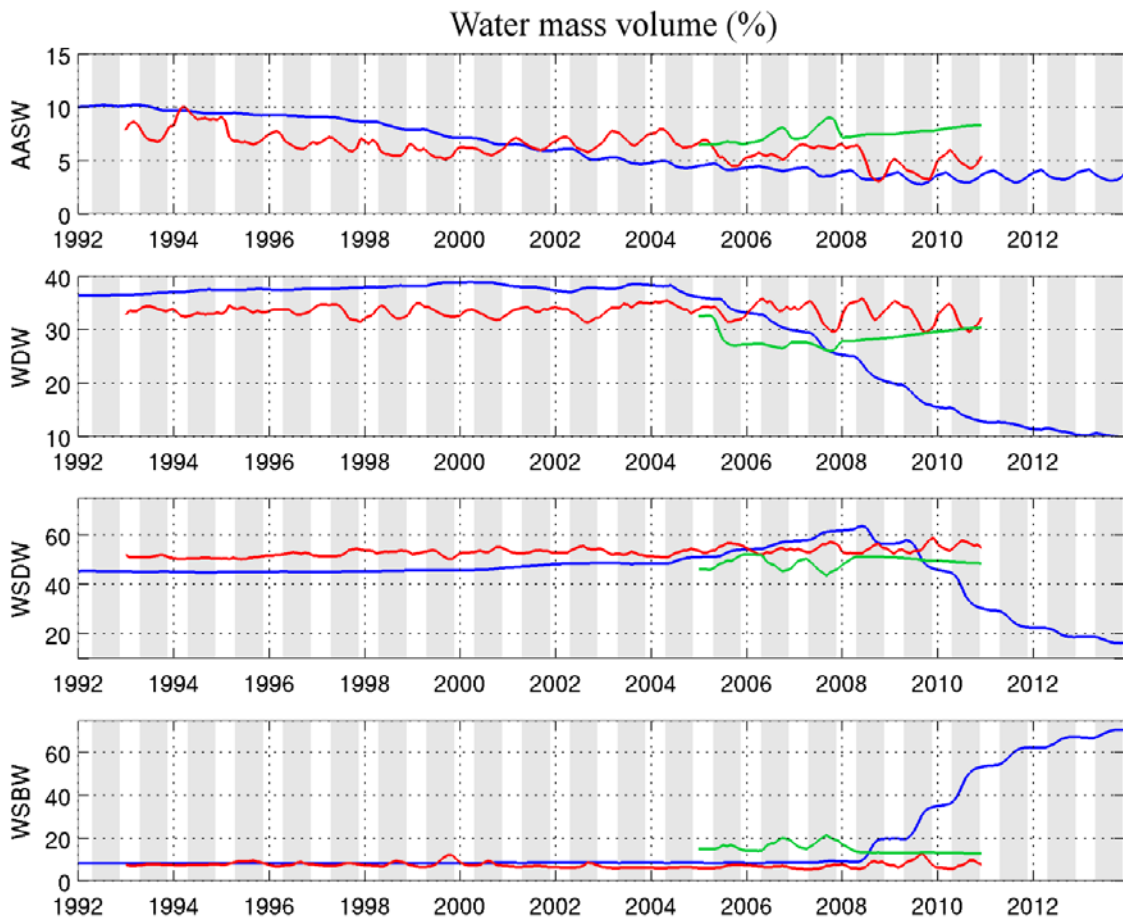


Figure 5: Percentage of Weddell Sea Sector occupied by the water mass, in volume. From Top to Bottom, the charts show the volume for : Antarctic Surface Water (AASW), Warm Deep Water (WDW), Weddell Sea Deep Water (WSDW) and Weddell Sea Bottom Water (WSBW). Red/blue/green lines are respectively for UR025.4 , ECCO2 and SoSE reanalysis.

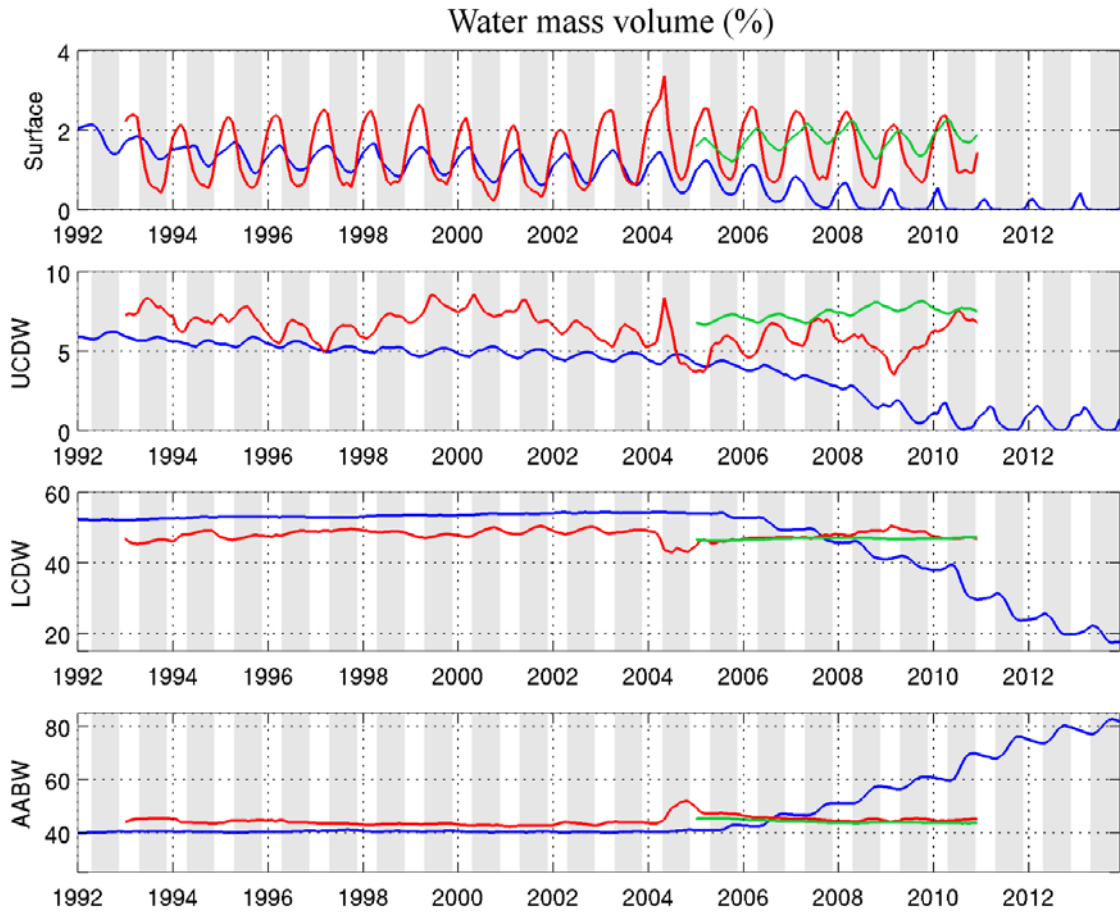


Figure 6: Percentage of Indian Sea Sector occupied by the water mass, in volume. From Top to Bottom, the charts show the volume for: Unclassified Surface Waters, Upper Circumpolar Deep Water (UCDW), Lower Circumpolar Deep Water (LCDW) and Antarctic Bottom Water (AABW). Red/blue/green lines are respectively for UR025.4 , ECCO2 and SoSE reanalysis.

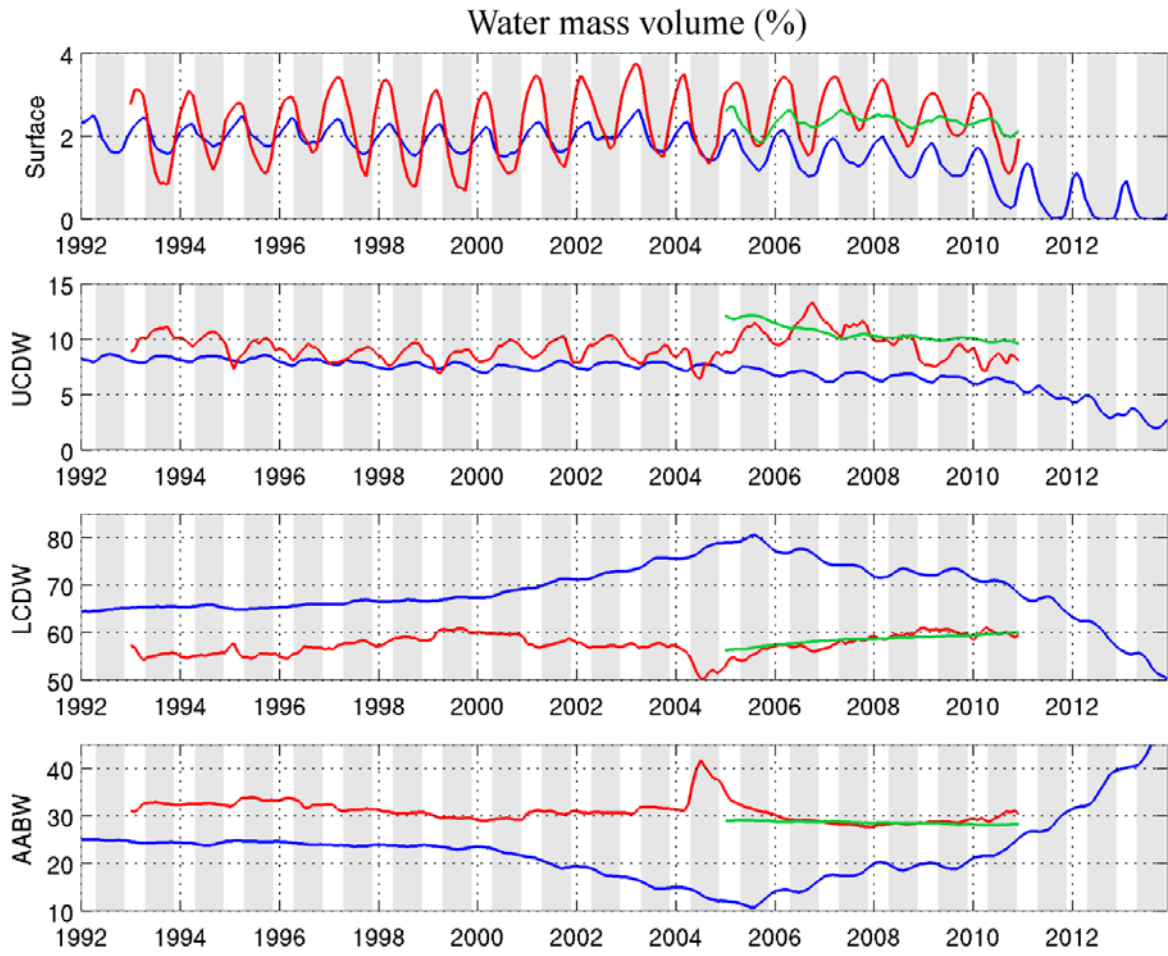


Figure 7: Same as figure 6, for Pacific West Sector

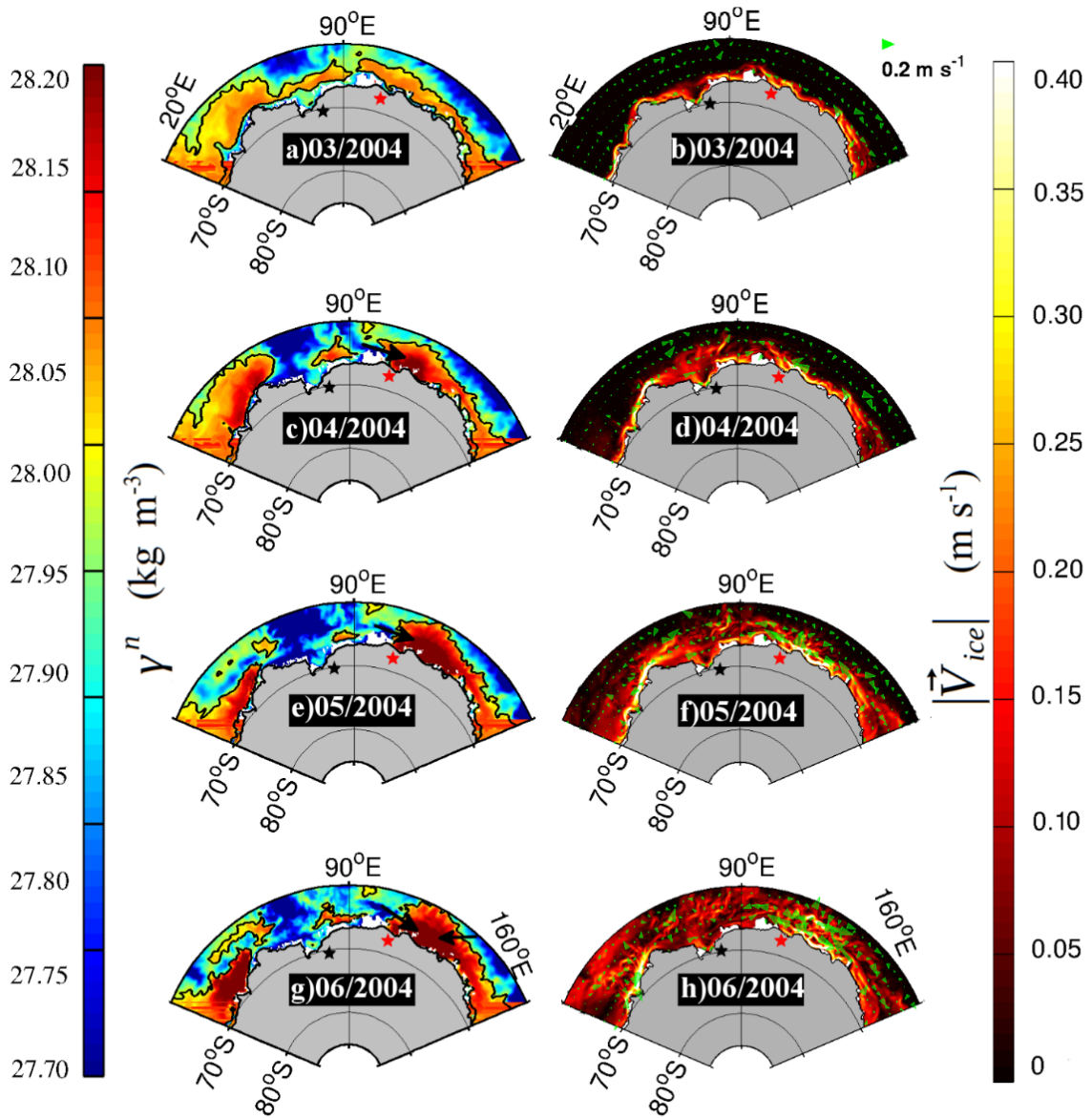


Figure 8: Neutral densities filled contours at 250 m depth, in the center of the UCDW entrainment, in Indian Sea Sector and Pacific West Sector for March (a), April (c), May (e) and June (f) of 2004. Black lines mark the 28 kg m^{-3} neutral density values that separate UCDW from LCDW. The black arrow represents the direction of the density gradient. Maps (b), (d), (f) and (h) show the sea ice speed module (m/s) for the same months of the neutral density contours. Green arrows show the current speed at 250 m, the same depth as the neutral density contours. Black (★) and red stars (★), in all maps represent the location of Prydz bay and Vincennes Bay, respectively.

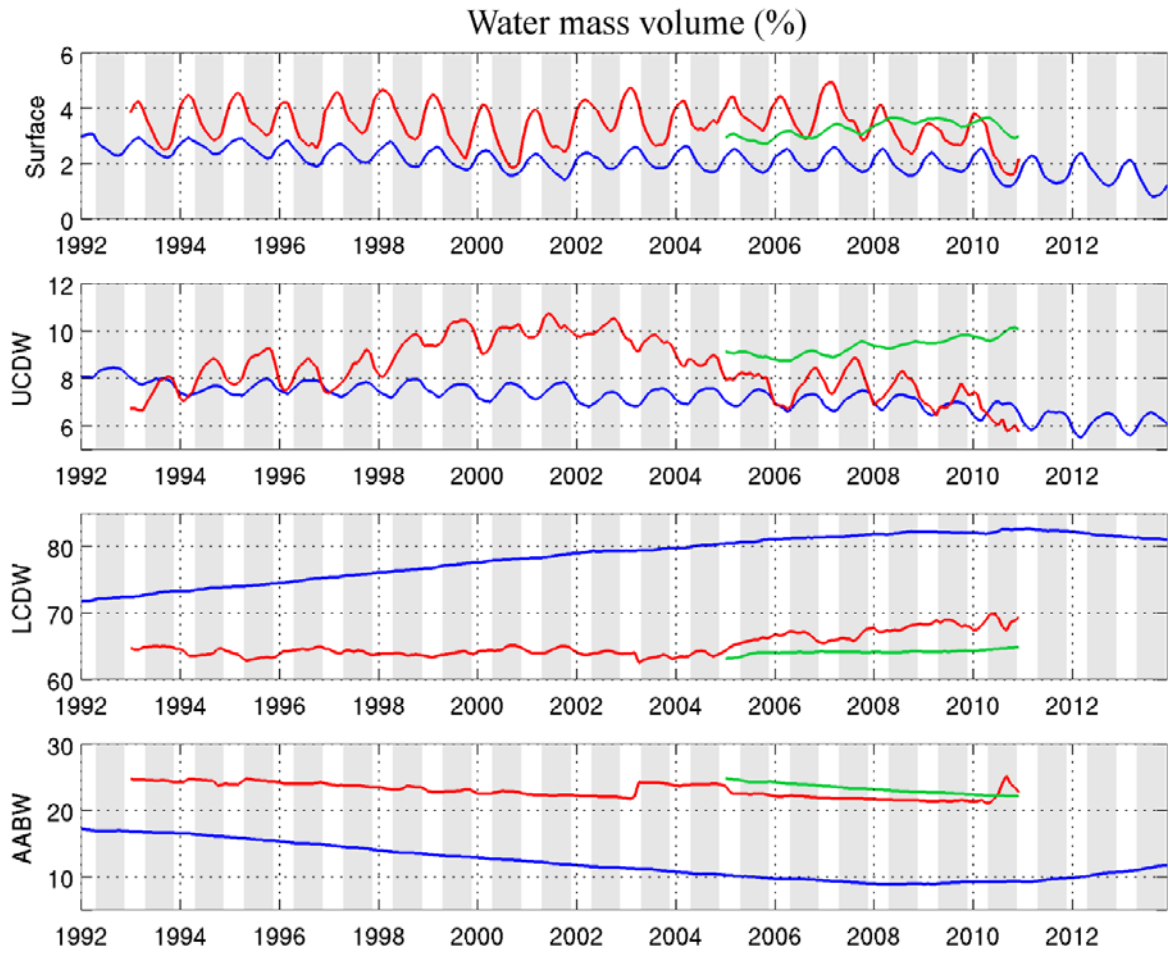


Figure 9: Same as figure 6, for Ross Sea Sector

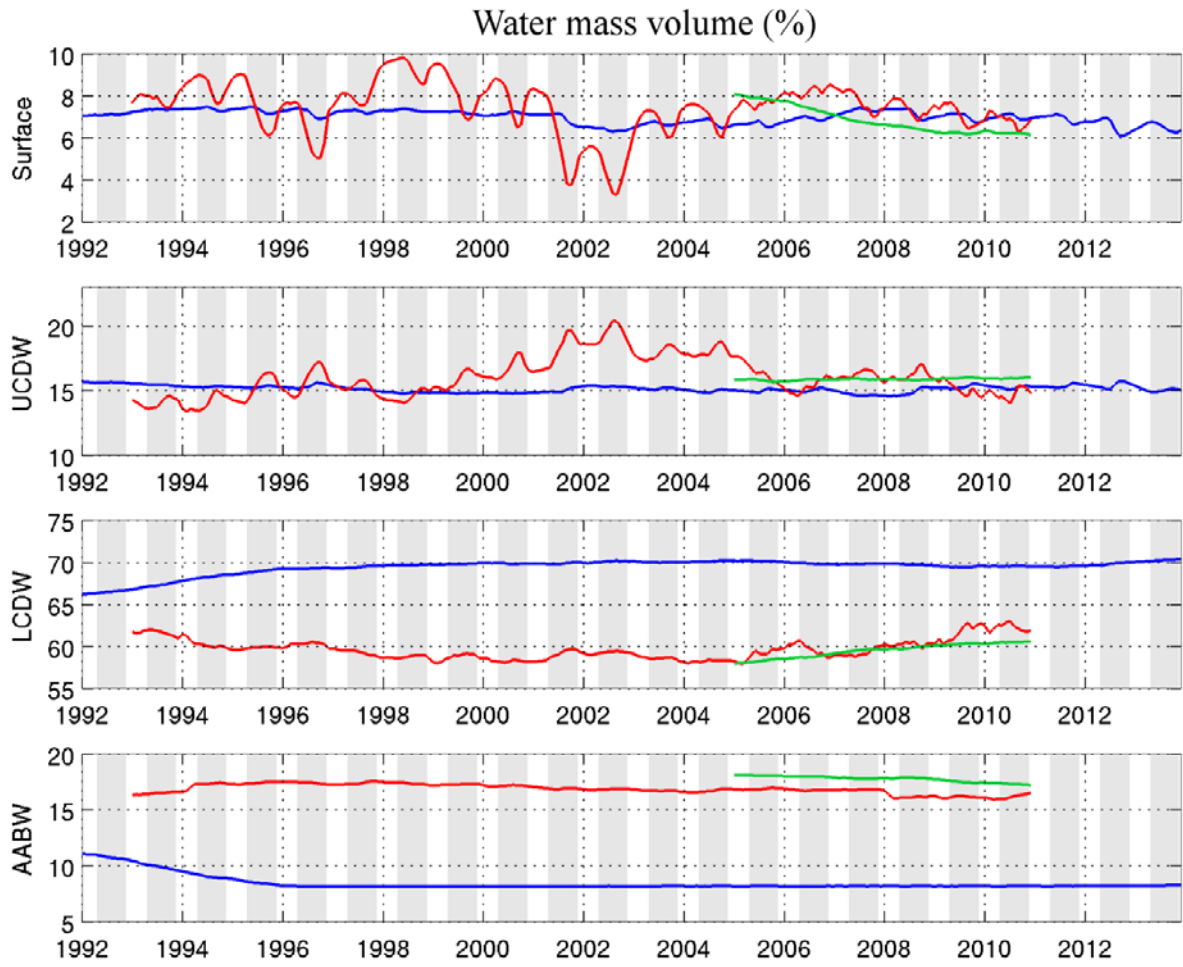


Figure 10: Same as figure 6, for Bellingshausen and Amundsen Sector

Capítulo IV: Síntese dos resultados e conclusão

IV.1-Síntese de resultados e Discussão

Os resultados mostram padrões anômalos na concentração e espessura de gelo marinho congruentes com a formação de AABW (Figura 2 do manuscrito, pg 56). No modelo ECCO2, as variações nas concentrações e espessuras de gelo marinho seguem as observadas pelo NSIDC, superestimando os valores anuais nos setores do Mar de Weddell, Pacífico Oeste e Índico até 2004. Após 2004, ambas as concentrações e espessuras de gelo marinho diminuem drasticamente nos Setores do Mar de Weddell e do Índico, indicando maiores trocas de calor com atmosfera e possível formação de águas profundas e de fundo. As médias anuais de espessura e concentração de gelo marinho do SoSE também são superestimadas, quando comparadas com o NSIDC. No entanto, a característica mais marcante na série de gelo marinho desta reanálise é um mínimo de espessura no mar de Weddell em 2005, no primeiro ano da reanálise. No UR025.4, a alteração mais marcante não é uma diminuição de gelo marinho, como encontrada nos modelos anteriores, mais sim uma superestimava na espessura do gelo marinho no mar de Weddell, com sinal forte o suficiente para aumentar a espessura média do gelo marinho do oceano Austral.

Os mínimos na concentração e espessura de gelo marinho no ECCO2 e SoSE, respectivamente, são resultado da abertura de polínias oceânicas nas simulações. Na reanálise ECCO2, entre 1992 e 2000, é possível observar um crescimento lento no volume da WDW e uma diminuição no volume da AASW no mar de Weddell (Figura 5 do manuscrito, pg 59). A AASW fica em contato direto com o gelo marinho e, portanto, a diminuição desta e concomitante aumento de WDW implica em subida da superfície da WDW. De fato, no ano 2000 a WDW alcança a superfície e começa a trocar calor com o gelo marinho, resfriando e lentamente convertendo WDW em WSDW. Em 2004, o calor transferido para superfície pela WDW se torna suficiente para derreter a cobertura de gelo, formando então uma polínia oceânica no centro do giro de Weddell em aproximadamente 20°E (Figura 1 do manuscrito, pg 55). Com a abertura da polínia oceânica, as trocas de calor com a atmosfera se tornam ainda mais intensas e a convecção profunda se intensifica, convertendo mais rapidamente WDW em WSDW, e aumentando a área da polínia. A partir de 2008,

a área da polínia preenche todo o leste do mar de Weddell e a intensa troca de calor com a atmosfera inicia a produção de WSBW. A polínia persiste até o fim da simulação, tomando todo o oceano Austral, diminuindo os valores médios de concentração de gelo marinho, e comprometendo severamente a qualidade da reanálise [Azaneu *et al.* 2014].

Na reanálise SoSE um processo similar a formação de água de fundo no ECCO2 ocorre. No início da série temporal, de janeiro a abril de 2005, WDW se encontra na superfície do mar de Weddell (Figura 3 do manuscrito, pg 57). Com a chegada do inverno, o gelo marinho começa a se formar na região, no entanto a presença da WDW na superfície impede a formação de gelo em uma estreita faixa do mar de Weddell, gerando uma estreita polínia oceânica que se estende de aproximadamente 10°E a 20°W. Após a abertura da polínia em Weddell, um pequeno pulso de formação de AABW ocorre devido ao resfriamento da WDW sob a polínia. Diferente do ECCO2, a polínia do SoSE acontece somente em 2005, e gera pulsos muito menores de AABW, não sendo notados em nenhum setor além do Setor do Mar de Weddell, o que possivelmente denota uma melhor performance do método Adjunto na correção dos valores de concentração de gelo marinho, quando comparado com o método de função de *Green*. No entanto, em ambas reanálises a formação da polínia implica em representação irreal do oceano Austral, i.e. altos volumes de AABW e baixos valores de concentração e espessura de gelo marinho.

As alterações na espessura de gelo marinho na reanálise UR025.4 também culminam na formação da AABW. Nesta reanálise, em 2004, nota-se a entrada de UCDW na superfície até 250 m de profundidade em regiões costeiras do Setor Índico do Oceano Austral (Figura 10 do manuscrito). A UCDW tem temperaturas maiores que a LCDW que circula próxima à costa nesta região e, como resultado disso, o gelo marinho superficial em torno da baía de *Prydz* e *Vincennes* inicialmente derrete, conseqüentemente diminuindo a salinidade e temperatura da UCDW. Os gradientes de densidade formados geram correntes de flutuabilidade⁵ na direção da ACoC e direcionada também para oceano

⁵ Do inglês: *Buoyancy currents*

aberto. A UCDW, com relativa baixa salinidade, é então carregada pela ACoC e pela corrente de fluatibilidade perpendicular à costa. À medida que esta é carregada, o contato com o gelo marinho diminui ainda mais a sua temperatura, causando congelamento mais à frente do caminho. Como consequência, há liberação de sal sobre ambas UCDW e LCDW, formando LCDW de maior salinidade e DSW. A DSW é, então, exportada para os setores do Mar de Weddell e do Pacífico Oeste, misturando-se ainda mais com a LCDW e WDW, o que irá resultar na formação de AABW. O aumento da velocidade da ACoC na costa, devido à corrente de fluatibilidade, aumenta a velocidade do gelo marinho e, como resultado, este é transportado para o mar de Weddell, acumulando-se finalmente na Península Antártica. A parcela da UCDW que foi transformada em LCDW de maior salinidade, ao ser transportada ao longo da plataforma pela ACoC incrementa ainda mais a salinidade ao longo do caminho, formando um pequeno pulso de AABW no mar de Weddell também.

No oceano real, a AABW é formada no setor Índico do oceano Austral após águas provenientes da CDW adentrarem a região da Baía de Prydz e serem transportadas para Oeste, interagindo com plataformas de gelo e com o gelo marinho, e formando DSW. Após isto, a DSW é exportada para fora da plataforma continental, misturando-se ainda mais com camadas densas da CDW e, portanto, formando AABW [Kitade *et al.* 2014; Williams *et al.* 2016]. No UR025.4, a UCDW adentrando o setor Índico do oceano Austral é mais quente e menos salina que a LCDW que, normalmente, circula nesta região da costa. Assim, à medida que UCDW percorre a borda de gelo no modelo, esta contribui para derretimento basal da plataforma de gelo, resultando na diminuição da sua temperatura e salinidade superficial. Esta água com menor salinidade e temperatura é então transportada pela ACoC, intensificando a formação de gelo marinho ao longo do caminho, e liberando *Brine* que forma a DSW. Portanto, é evidente que o processo de formação da AABW no UR025.4 tem características dinâmicas similares com a do oceano real. Vale salientar que, apesar do mecanismo de formação de AABW no UR025.4 ser dinamicamente similar ao real, a aceleração da ACoC gera um acúmulo espúrio de gelo na Península Antártica.

IV.2-Conclusão

Neste estudo, duas das três reanálises avaliadas formaram AABW através de convecção profunda em grandes polínias oceânicas, fenômeno que não ocorre, significativamente, no oceano Austral real desde 1976. Isto mostra que a convecção profunda ainda é necessária para compensar o déficit de formação da AABW em processos costeiros em modelos de circulação oceânica [Heuzé *et al.* 2013], mesmo aqueles com relativa alta resolução e assimilação de observações (i.e. *reanálises oceânicas*). Em um resultado mais relevante deste trabalho, observou-se que a reanálise UR025.4 foi a única capaz de representar a advecção e afundamento de DSW ao longo da quebra de plataforma e talude e a consequente exportação para oceano aberto, processos que ocorrem no oceano real. Ainda que a representação do UR025.4 tenha gerado acúmulo espúrio de espessura de gelo na Península Antártica, a correta representação dinâmica da formação da AABW no UR025.4 representa um avanço na representação do oceano Austral pelos modelos de circulação global. No entanto, as diferenças dinâmicas salientadas, apontam que melhorias substanciais na simulação da circulação do oceano Austral e na formação de variedades de água de fundo ainda são necessárias.

Por fim, melhorias na formação da AABW em OGCMs podem ser obtidas através de melhores simulações da dinâmica do gelo marinho. A correção mais vigorosa das estimativas de concentração de gelo marinho, diminuindo os valores de SIC superestimados no inverno pode diminuir a liberação de salmoura sazonal, e aumentar a estratificação do oceano Austral, dificultando a ocorrência de convecção profunda em oceano aberto [Heuzé *et al.* 2013]. Em estudos mais recentes, mostra-se também que o aumento de parâmetros de mistura vertical é capaz de diminuir as anomalias de temperatura e salinidade na superfície, também evitando a ocorrência de convecção profunda em polínias oceânicas [Heuzé *et al.* 2015]. Por fim a adição de modelos de plataforma de gelo tende a estabilizar a coluna d'água sobre a plataforma continental, melhorando a representação dos processos costeiros do oceano Austral, e evitando a formação de pulsos intensos e espúrios de AABW [Hellmer 2004].

Referências

- Abernathy RP, Cerovecki I, Holland PR, Newsom E, Mazloff M, Talley LD. (2016). Water-mass transformation by sea ice in the upper branch of the Southern Ocean overturning. *Nature Geoscience*. Retrieved from <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo2749>
- Azaneu M, Kerr R, Mata MM. (2014). Assessment of the representation of Antarctic Bottom Water properties in the ECCO2 reanalysis. *Ocean Science*, 10:923–946. <https://doi.org/10.5194/os-10-923-2014>
- Azaneu M, Kerr R, Mata MM, Garcia CAE. (2013). Trends in the deep Southern Ocean (1958-2010): Implications for Antarctic Bottom Water properties and volume export. *Journal of Geophysical Research*, 118:4213–4227. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20303>
- Barber DG, Massom RA. (2007). Chapter 1 -The Role of Sea Ice in Arctic and Antarctic Polynyas. *Polynyas: Windows to the World*, 74:1–54. Elsevier. [http://dx.doi.org/10.1016/S0422-9894\(06\)74001-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0422-9894(06)74001-6)
- Berge-Nguyen M, Cazenave A, Lombard A, Llovel W, Viarre J, Cretaux JF. (2008). Reconstruction of past decades sea level using thermosteric sea level, tide gauge, satellite altimetry and ocean reanalysis data. *Global and Planetary Change*, 62:1–13. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.11.007>
- Carmack EC, Foster TD. (1975). On the flow of water out of the Weddell Sea. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 22:711–724. [http://dx.doi.org/10.1016/0011-7471\(75\)90077-7](http://dx.doi.org/10.1016/0011-7471(75)90077-7)
- Carsey FD. (1980). Microwave Observation of the Weddell Polynya. *Monthly Weather Review*, 108:2032–2044. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1980\)108<2032:MOOTWP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1980)108<2032:MOOTWP>2.0.CO;2)
- Carton JA, Giese BS, Grodsky SA. (2005). Sea level rise and the warming of the oceans in the Simple Ocean Data Assimilation (SODA) ocean reanalysis.

Journal of Geophysical Research: Oceans, 110.
<https://doi.org/10.1029/2004JC002817>

Cheon WG, Lee S-K, Gordon AL, Liu Y, Cho C-B, Park JJ. (2015). Replicating the 1970's Weddell Polynya using a coupled ocean-sea ice model with reanalysis surface flux fields. *Geophysical Research Letters*, 42:5411–5418.
<https://doi.org/10.1002/2015GL064364>

Close SE, Goosse H. (2013). Entrainment-driven modulation of Southern Ocean mixed layer properties and sea ice variability in CMIP5 models. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118:2811–2827.
<https://doi.org/10.1002/jgrc.20226>

Comiso JC, Gordon AL. (1987). Recurring polynyas over the Cosmonaut Sea and the Maud Rise. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 92:2819–2833. <https://doi.org/10.1029/JC092iC03p02819>

Couldrey MP, Jullion L, Naveira Garabato AC, Rye C, Herráiz-Borreguero L, Brown PJ, Meredith MP, Speer KL. (2013). Remotely induced warming of Antarctic Bottom Water in the eastern Weddell gyre. *Geophysical Research Letters*, 40:2755–2760. <https://doi.org/10.1002/grl.50526>

Cunningham SA, Alderson SG, King BA. (2003). Transport and variability of the Antarctic Circumpolar Current in Drake Passage. *Journal of geophysical research*, 108. <https://doi.org/10.1029/2001JC001147>

Cushman-Roisin B, Beckers J-M. (2011). Introduction to geophysical fluid dynamics: physical and numerical aspects, Volume 101. Academic Press.

de Steur L, Holland DM, Muench RD, McPhee MG. (2007). The warm-water “Halo” around Maud Rise: Properties, dynamics and Impact. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 54:871–896.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2007.03.009>

Dee DP, Uppala SM, Simmons AJ, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Andrae U, Balmaseda MA, Balsamo G, Bauer P, Bechtold P, Beljaars ACM, van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Delsol C, Dragani R, Fuentes M, Geer AJ, Haimberger L, Healy SB, Hersbach H, Hólm EV, Isaksen L, Kållberg P, Köhler M, Matricardi M, McNally AP, Monge-Sanz BM, Morcrette JJ, Park BK, Peubey C, de Rosnay P, Tavalato C, Thépaut JN, Vitart F. (2011). The

- ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137:553–597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>
- Dotto TS, Kerr R, Mata MM, Azaneu M, Wainer I, Fahrbach E, Rohardt G. (2014). Assessment of the structure and variability of Weddell Sea water masses in distinct ocean reanalysis products. *Ocean Science*, 10:523–546. <https://doi.org/10.5194/os-10-523-2014>
- Fahrbach E, Hoppema M, Rohardt G, Boebel O, Klatt O, Wisotzki A. (2011). Warming of deep and abyssal water masses along the Greenwich meridian on decadal time scales: The Weddell gyre as a heat buffer. *Deep-Sea Research Part II*, 58:2509–2523. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2011.06.007>
- Ferry N, Barnier B, Garric G, Haines K, Masina S, Parent L, Storto A, Valdivieso M, Guinehut S, and Mulet S. (2012). Nemo: The modelling engine of global ocean reanalysis. *Mercator Ocean Quarterly Newsletter*, 46:46–59.
- Fichefet T, Maqueda MAM. (1997). Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics. *Journal of Geophysical Research*, 102:12609-12646.
- Foldvik A, Gammelsrød T, Tørresen T. (1985). Circulation and Water Masses on the Southern Weddell Sea Shelf. *Antarctic Research Series*, 43:5-20. <https://doi.org/10.1029/AR043p0005>
- Foster TD, Carmack EC. (1976). Frontal zone mixing and Antarctic Bottom water formation in the southern Weddell Sea. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 23:301–317. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(76\)90872-X](https://doi.org/10.1016/0011-7471(76)90872-X)
- Franco BC, Mata MM, Piola AR, Garcia CAE. (2007). Northwestern Weddell Sea deep outflow into the Scotia Sea during the austral summers of 2000 and 2001 estimated by inverse methods. *Deep Sea Research Part I*, 54:1815–1840. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2007.06.003>
- Gordon AL. (1978). Deep Antarctic Convection West of Maud Rise. *Journal of Physical Oceanography*, 8:600-612. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1978\)008<0600:DACWOM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1978)008<0600:DACWOM>2.0.CO;2)

- Gordon AL. (1982). Weddell Deep Water variability. *Journal of Marine Research*, 40:199–217.
- Gordon AL. (2014). Oceanography: Southern Ocean polynya. *Nature Climate Change*, 4:249–250. Retrieved from <http://dx.doi.org/10.1038/nclimate2179>
- Gordon AL, Visbeck M, Comiso JC. (2007). A possible link between the Weddell Polynya and the southern annular mode. *Journal of Climate*, 20:2558–2571. <https://doi.org/10.1175/JCLI4046.1>
- Hellmer HH. (2004). Impact of Antarctic ice shelf basal melting on sea ice and deep ocean properties. *Geophysical Research Letters*, 31. <https://doi.org/10.1029/2004GL019506>
- Heuzé C, Heywood KJ, Stevens DP, Ridley JK. (2013). Southern Ocean bottom water characteristics in CMIP5 models. *Geophysical Research Letters*, 40:1409–1414. <https://doi.org/10.1002/grl.50287>
- Heuzé C, Ridley JK, Calvert D, Stevens DP, Heywood KJ. (2015). Increasing vertical mixing to reduce Southern Ocean deep convection in NEMO3.4. *Geoscientific Model Development*, 8:3119–3130. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-3119-2015>
- Hibler WD. (1980). Modeling a Variable Thickness Sea Ice Cover. *Monthly Weather Review*, 108:1943–1973. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1980\)108<1943:MAVTSI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1980)108<1943:MAVTSI>2.0.CO;2).
- Hirabara M, Tsujino H, Nakano H, Yamanaka G. (2012). Formation mechanism of the Weddell Sea Polynya and the impact on the global abyssal ocean. *Journal of Oceanography*, 68:771–796. <https://doi.org/10.1007/s10872-012-0139-3>
- Ito T, Woloszyn M, Mazloff M. (2010). Anthropogenic carbon dioxide transport in the Southern Ocean driven by Ekman flow. *Nature*, 463:80–83. Retrieved from <http://dx.doi.org/10.1038/nature08687>
- Jackett DR, McDougall TJ. (1997). A Neutral Density Variable for the World's Oceans. *Journal of Physical Oceanography*, 27:237–263.
- Jullion L, Garabato ACN, Bacon S, Meredith MP, Brown PJ, Torres-Valdés S, Speer KG, Holland PR, Dong J, Bakker D, Hoppema M, Loose B, Venables HJ, Jenkins WJ, Messias MJ, Fahrbach E. (2014). The contribution of the

- Weddell Gyre to the lower limb of the Global Overturning Circulation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119:3357–3377. <https://doi.org/10.1002/2013JC009725>
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins W, Deaven D, Gandin L, Iredel M, Saha S, White G, Woollen J, Zhu Y, Reynolds R, Chelliah M, Ebisuzaki W, Higgins W, Janowiak J, Mo KC, Ropelewski C, Wang J, Jenne R, Joseph D. (1996). The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77:437–471. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2)
- Kerr R. (2010). Produção e exportação de águas Profundas no Entorno do continente Antártico. Tese de Doutorado em Oceanografia Física, Química e Geológica – FURG.
- Kerr R, Heywood KJ, Mata MM, Garcia C a E. (2012a). On the outflow of dense water from the Weddell and Ross Seas in OCCAM model. *Ocean Science*, 8:369–388. <https://doi.org/10.5194/os-8-369-2012>
- Kerr R, Wainer I, Mata MM, Garcia CAE. (2012b). Quantifying Antarctic deep waters in SODA reanalysis product. *Pesquisa Antártica Brasileira*, 59:47–59.
- Killworth PD. (1983). Deep convection in the World Ocean. *Reviews of Geophysics*, 21:1-26. <https://doi.org/10.1029/RG021i001p00001>
- Kitade Y, Shimada K, Tamura T, Williams GD, Aoki S, Fukamachi Y, Roquet F, Hindell M, Ushio S, Ohshima KI. (2014). Antarctic Bottom Water production from the Vincennes Bay Polynya, East Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 41:3528–3534. <https://doi.org/10.1002/2014GL059971>
- Köhl A, Stammer D. (2008). Decadal Sea Level Changes in the 50-Year GECCO Ocean Synthesis. *Journal of Climate*, 21:1876–1890. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI2081.1>
- Kurtz D, Bromwich D. (1985). A recurring, atmospherically forced polynya in Terra Nova Bay. *Oceanology of the Antarctic Continental Shelf*, 43:177–201.
- Latif M, Martin T, Park W. (2013). Southern ocean sector centennial climate variability and recent decadal trends. *Journal of Climate*, 26:7767–7782. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00281.1>

- Lazier JR, Pickart RS, Rhines PB. (2001) Deep convection. *Ocean Circulation and Climate Observing and Modelling the Global Ocean*. Academic Press. 634-643. <https://doi.org/10.1006/rwos.2001.0113>
- Lee T, Awaji T, Balmaseda MA, Greiner E, Stammer D. (2009). Ocean State Estimation for Climate Research. *Oceanography*, 22. <http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2009.74>
- Limpasuvan V, Hartmann DL. (1999). Eddies and the annular modes of climate variability. *Geophysical Research Letters*, 26:3133–3136. <https://doi.org/10.1029/1999GL010478>
- Madec G, Imbard M. (1996). A global ocean mesh to overcome the North Pole singularity. *Climate Dynamics*, 12:381–388. <https://doi.org/10.1007/BF00211684>
- Mantyla AW, Reid JL. (1995). On the origins of deep and bottom waters of the Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 100:2417–2439. <http://dx.doi.org/10.1029/94JC02564>
- Marshall J, Adcroft A, Hill C, Perelman L, Heisey C. (1997). A finite-volume, incompressible Navier Stokes model for studies of the ocean on parallel computers. *Journal of Geophysical Research*, 102:5753–5766.
- Marshall J, Speer K. (2012). Closure of the meridional overturning circulation through Southern Ocean upwelling. *Nature Geoscience*, 5:71–180. <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo1391>
- Marsland SJ, Haak H, Jungclaus JH, Latif M, Röske F. (2003). The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates. *Ocean Modelling*, 5:91–127. [http://dx.doi.org/10.1016/S1463-5003\(02\)00015-X](http://dx.doi.org/10.1016/S1463-5003(02)00015-X)
- Martin T, Park W, Latif M. (2013). Multi-centennial variability controlled by Southern Ocean convection in the Kiel Climate Model. *Climate Dynamics*, 40:2005–2022. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1586-7>
- Massonnet F, Fichefet T, Goosse H, Vancoppenolle M, Mathiot P, König Beatty C. (2011). On the influence of model physics on simulations of Arctic and Antarctic sea ice. *The Cryosphere*, 5:687–699. <https://doi.org/10.5194/tc-5-687-2011>

- Mazloff MR, Heimbach P, Wunsch C. (2010). An Eddy-Permitting Southern Ocean State Estimate. *Journal of Physical Oceanography*, 40:880–899. <https://doi.org/10.1175/2009JPO4236.1>
- Menemenlis D, Campin JM, Heimbach P, Hill C, Lee T, Nguyen A, Schodlok M, and Zhang H. (2008). ECCO2: High resolution global ocean and sea ice data synthesis. *Mercator Ocean Quarterly Newsletter*, 31:13–21.
- Meredith MP, Locarnini RA, Van Scoy KA, Watson AJ, Heywood KJ, King BA. (2000). On the sources of Weddell Gyre Antarctic Bottom Water. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 105:1093–1104. <https://doi.org/10.1029/1999JC900263>
- Morales Maqueda MA, Willmott AJ, Biggs NRT. (2004). Polynya Dynamics: a Review of Observations and Modeling. *Reviews of Geophysics*, 42. <https://doi.org/10.1029/2002RG000116>
- Naveira Garabato AC, Heywood KJ, Stevens DP. (2002). Modification and pathways of Southern Ocean Deep Waters in the Scotia Sea. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 49:681–705. [http://dx.doi.org/10.1016/S0967-0637\(01\)00071-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0967-0637(01)00071-1)
- Nihashi S, Ohshima KI. (2014). Circumpolar mapping of Antarctic coastal polynyas and landfast sea ice: relationship and variability. *Journal of Climate*, 3650–3670. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00369.1>
- Ohshima KI, Fukamachi Y, Williams GD, Nihashi S, Roquet F, Kitade Y, Tamura T, Hirano D, Herraiz-Borreguero L, Field I, Hindell M, Aoki S, Wakatsuchi M (2013). Antarctic Bottom Water production by intense sea-ice formation in the Cape Darnley polynya. *Nature Geoscience*, 6:235–240. <https://doi.org/10.1038/ngeo1738>
- Onogi K, Tsutsui J, Koide H, Sakamoto M, Kobayashi S, Hatsushika H, Matsumoto T, Yamazaki N, Kamahori H, Takahashi K, Kodokura S, Wada K, Kato K, Oyama R, Ose T, Mannoji N, Taira R. (2007). The JRA-25 Reanalysis. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Journal of Meteorological Society*, 85:369–432. <https://doi.org/10.2151/jmsj.85.369>

- Orsi AH, Johnson GC, Bullister JL. (1999). Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water. *Progress in Oceanography*, 43:55–109. [http://dx.doi.org/10.1016/S0079-6611\(99\)00004-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0079-6611(99)00004-X)
- Pardo PC, Pérez FF, Velo A, Gilcoto M. (2012). Water masses distribution in the Southern Ocean: Improvement of an extended OMP (eOMP) analysis. *Progress in Oceanography*, 103:92–105. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2012.06.002>
- Parkinson CL. (1983). On the Development and Cause of the Weddell Polynya in a Sea Ice Simulation. *Journal of Physical Oceanography*, 13:501–511. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1983\)013<0501:OTDACO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1983)013<0501:OTDACO>2.0.CO;2)
- Parkinson CL, Cavalieri DJ. (2012). Antarctic sea ice variability and trends, 1979–2010, 871–880. <https://doi.org/10.5194/tc-6-871-2012>
- Pedro JB, Martin T, Steig EJ, Jochum M, Park W, Rasmussen SO. (2016). Southern Ocean deep convection as a driver of Antarctic warming events. *Geophysical Research Letters*, 43:2192–2199. <https://doi.org/10.1002/2016GL067861>
- Potter JR, Paren JG. (1985). Interaction between Ice Shelf and Ocean in George VI Sound, Antarctica. *Oceanology of the Antarctic Continental Shelf*, 43:35–58. <https://doi.org/10.1029/AR043p0035>
- Purkey SG, Johnson GC. (2012). Global contraction of Antarctic Bottom Water between the 1980s and 2000s. *Journal of Climate*, 25:5830–5844. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00612.1>
- Santoso A, England MH. (2008). Antarctic Bottom Water Variability in a Coupled Climate Model. *Journal of Physical Oceanography*, 38:1870–1893. <https://doi.org/10.1175/2008JPO3741.1>
- Schiller A, Oke PR, Brassington G, Entel M, Fiedler R, Griffin DA, Mansbridge JV. (2008). Eddy-resolving ocean circulation in the Asian–Australian region inferred from an ocean reanalysis effort. *Progress in Oceanography*, 76:334–365. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2008.01.003>
- Serazin G. (2011). An approximate Neutral Density variable for the world's oceans. *Dissertação de mestrado*, CSIRO Centre for Marine and Atmospheric Research. École Centrale de Lyon.

- Shaffrey LC, Stevens I, Norton WA, Roberts MJ, Vidale PL, Harle JD, Jrrar A, Stevens P, Woodage MJ, Demory ME, Donners J, Clark DB, Clayton A, Cole JW, Wilson SS, Connolley WM, Davies TM, Iwi AM, Johns TC, King JC, New AI, Slingo JM, Steenman-Clark L, Martin GM. (2009). U.K. HiGEM: The New U.K. High-Resolution Global Environment Model - Model Description and Basic Evaluation. *Journal of Climate*, 22:1861–1896. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2508.1>
- Smith SD, Muench RD, Pease CH. (1990). Polynyas and leads: An overview of physical processes and environment. *Journal of Geophysical Research*, 95: 9461-9479. <https://doi.org/10.1029/JC095iC06p09461>
- Storkey D, Blockley EW, Furner R, Guiavarch C, Lea D, Martin MJ, Barciela RM, Hines A, Hyder P, Siddorn JR. (2010). Forecasting the ocean state using NEMO:The new FOAM system. *Journal of Operational Oceanography*, 3:3-15. <https://doi.org/10.1080/1755876X.2010.11020109>
- Talley LD. (2013). Closure of the Global Overturning Circulation through the Indian, Pacific, and Southern Oceans: schematics and transports. *Oceanography*, 26. <http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2013.07>
- Timmermann R, Beckmann A. (2004). Parameterization of vertical mixing in the Weddell Sea. *Ocean Modelling*, 6:83–100. [http://dx.doi.org/10.1016/S1463-5003\(02\)00061-6](http://dx.doi.org/10.1016/S1463-5003(02)00061-6)
- Tomczak M, Godfrey JS. (1994). Chapter 6 - Antarctic oceanography. *Regional Oceanography*, Pergamon. 62-87. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-08-041021-0.50010-2>
- Whitworth T, Orsi AH. (2006). Antarctic Bottom Water production and export by tides in the Ross Sea. *Geophysical Research Letters*, 33. <https://doi.org/10.1029/2006GL026357>
- Williams GD, Bindoff NL, Marsland SJ, Rintoul SR. (2008). Formation and export of dense shelf water from the Adélie Depression, East Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113. <https://doi.org/10.1029/2007JC004346>
- Williams GD, Herraiz-Borreguero L, Roquet F, Tamura T, Ohshima KI, Fukamachi Y, Frase AD, Gao L, Chen H, McMahon CA, Harcourt R, Hindell M. (2016). The suppression of Antarctic bottom water formation by melting

ice shelves in Prydz Bay. *Nature Communications*, 7:12577.
<http://dx.doi.org/10.1038/ncomms12577>

Williams WJ, Carmack EC, Ingram RG. (2007). Chapter 2 - Physical Oceanography of Polynyas. Smith WO, Barber DG. In *Polynyas, Windows to the World*. Elsevier Oceanography Series, 74:55–85.
[http://dx.doi.org/10.1016/S0422-9894\(06\)74002-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0422-9894(06)74002-8)

Wunsch C, Ponte RM, Heimbach P. (2007). Decadal Trends in Sea Level Patterns: 1993–2004. *Journal of Climate*, 20:5889–5911.
<https://doi.org/10.1175/2007JCLI1840.1>

Zhang J, Hibler WD, Steele M, Rothrock DA. (1998). Arctic Ice – Ocean Modeling with and without Climate Restoring, *Journal of Physical Oceanography*, 28:191–217.

Zhu J, Huang B, Balmaseda MA. (2012). An ensemble estimation of the variability of upper-ocean heat content over the tropical Atlantic Ocean with multi-ocean reanalysis products. *Climate Dynamics*, 39:1001–1020.
<https://doi.org/10.1007/s00382-011-1189-8>