



Universidade Federal do Rio Grande

Instituto de Oceanografia

Laboratório de Estudos dos Oceanos e Clima



**Circulação Costeira Antártica:
Variabilidade e Tendências a partir
de Dados do Modelo OCCAM**

JULIANA MARINI MARSON

Dissertação apresentada à Coordenação do Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, com parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre.

Orientador: PROF. DR. MAURICIO MAGALHÃES MATA

Rio Grande

Julho de 2010

À minha avó Julia (*in memoriam*), que me ensinou,
sem dizer nada, como viver da força de um amor
verdadeiro.

"O desconhecido exerce um fascínio tão sedutor que a sua beleza só pode ser classificada como mágica. Uma paixão ardente, onde cada pedaço das vestimentas vai sendo retirado com deleite, revelando aos poucos a intimidade da realidade que se oculta sob um delicado véu de veludo. Um amor profundo que vai se conhecendo aos poucos, e a cada dia deseja-se conhecer ainda mais." – Natokun

Agradecimentos

Quanto tempo leva para uma lagarta perceber que pode se transformar numa linda borboleta? E quando ela se dá conta de que pertence aos céus e não a terra? Como é difícil se manter fechada em seu casulo, apenas esperando poder sentir-se, finalmente, em seu lugar... Pra mim, este tempo de transformação e autoconhecimento durou cerca de dois anos, enquanto cursava o Mestrado. Por isso, considero que esta fase foi construída com muito esforço e abdições. Tentei me equilibrar sobre aquilo que, racionalmente, precisava fazer e o que meu coração pedia pra não deixar de lado. E nesta luta interna, só saíram vencendo os dois lados por conta de pessoas que me apoiaram, acreditaram em mim, esperaram e abriram mão de minha presença em momentos difíceis. Cada página deste trabalho contém um pouquinho de todos vocês.

Agradeço aos meus pais, João e Neuza, que me presentearam com a vida e com todo amor que pode caber dentro de alguém. Meus alicerces, nunca deixaram de me apoiar e de me mostrar que, independentemente de minhas escolhas, eles estariam ali pra dizer que tudo vai ficar bem. Agradeço também à minha irmã e amiga, Marcela, e a todos os familiares por torcerem por mim e vibrar a cada conquista alcançada.

Àquela que faz meu coração disparar com um olhar, agradeço pelo carinho sem fim, pela paciência, os cuidados – mesmo à distância, a espera ansiosa, a alegria pela minha felicidade e a força na minha tristeza. Fá, certamente grande parte da vontade de concluir este trabalho saiu do desejo de estar logo com você. Não me envergonho ao declarar meu amor por você a qualquer pessoa, pois sei que ele é verdadeiro e só me faz bem.

Ao meu orientador e amigo, Mauricio, agradeço por me ajudar a encontrar meu equilíbrio e por confiar em mim. Obrigada pelos 6 anos de convívio, conselhos e aprendizado, espero que venham muitos mais.

Aos meus amigos verdadeiros, especialmente à Cacá, que esteve comigo em absolutamente todos os momentos, mesmo a quilômetros de distância, muito obrigada. Sem vocês, faltariam forças, risadas, conversas sérias e bobas ao longo desta caminhada. Célia e Letícia, obrigada por me acolherem sempre, em todos os sentidos!

Agradeço também aos colegas de trabalho – e amigos, em especial à Marina, Rodrigo, Renan e Ilana, com quem dividi idéias, frustrações e descobertas.

Ao CNPq, pela concessão da bolsa de mestrado, processo 136238/2008-4, no âmbito do Edital CNPq 27/2007.

Finalmente, agradeço a todos os que me apresentaram a um grande amor que encontrei durante esta jornada. Ela é incerta e misteriosa, mas absolutamente apaixonante. E que eu possa engrandecê-la todos os dias com o meu trabalho – a ciência.

Índice

Resumo	8
Abstract	9
Lista de Figuras	10
Lista de Tabelas	15
Lista de Acrônimos	16
CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO	18
1.1. Motivação e Objetivos	20
1.2. A Região de Estudo	21
1.3. Estudos Anteriores com o Modelo OCCAM.....	24
CAPÍTULO 2: O MODELO OCEÂNICO	25
CAPÍTULO 3: AVALIAÇÃO DO MODELO OCCAM PARA O OCEANO AUSTRAL ...	32
3.1. Comparação de Elevação do Nível do Mar	32
3.1.1. Dados.....	32
3.1.2. Metodologia.....	35
3.1.3. Resultados e Discussão	36
3.2. Comparação de Médias de Velocidade de Corrente, Tensão Superficial do Vento, Temperatura Potencial e Salinidade	39
3.2.1. Resultados e Discussão	40
3.2.1.1. Correntes	40
3.2.1.2. Tensão Superficial do Vento.....	44
3.2.1.3. Temperatura Potencial	45
3.2.1.4. Salinidade	51
CAPÍTULO 4: O MODELO DE GELO MARINHO	55

4.1. Dados e Metodologia	56
4.1.1. Concentração de Gelo Marinho do OCAAM: O Modelo	56
4.1.2. Concentração de Gelo Marinho do SSM/I	57
4.1.3. Metodologia.....	58
4.2. Resultados e Discussão.....	59
CAPÍTULO 5: TENDÊNCIAS DE LONGO PERÍODO E VARIABILIDADE TEMPORAL DA CORRENTE COSTEIRA ANTÁRTICA.....	62
5.1. Tendências de Longo Período	62
5.1.1 Metodologia.....	62
5.1.2. Resultados e Discussão	64
5.1.2.1. Correntes	64
5.1.2.2. Tensão Superficial do Vento.....	65
5.1.2.3. Concentração de Gelo Marinho	68
5.1.2.4. Temperatura Potencial	71
5.1.2.5. Salinidade	72
5.2. Variabilidade Temporal da Corrente Costeira Antártica.....	75
5. 2.1. Dados.....	75
5.2.2. Metodologia.....	76
5.2.2.1. Análise de Ondeletas	76
5.2.2.2. Funções Ortogonais Empíricas	78
5.2.2.3. Cálculo do Índice SAM	79
5.2.2.4. Cálculo do Dipolo Antártico	79
5.2.3. Resultados	80
5.2.4. Discussão.....	100
CAPÍTULO 6: CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	109
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	111
ANEXO 1.....	121

Resumo

Diversos estudos têm se preocupado em estabelecer os impactos das recentes mudanças climáticas na circulação oceânica global e vice versa. Porém, ainda existem muitas lacunas do conhecimento sobre o efeito destas mudanças em menores escalas da circulação, especialmente no Oceano Austral. Embora a circulação costeira Antártica tenha papel fundamental na formação de águas de fundo, esta feição é pouco estudada devido à falta de dados *in situ*. Modelos numéricos muitas vezes são as únicas alternativas para que estudos sobre a variabilidade do Oceano Austral sejam possíveis e abrangentes. Assim, o presente trabalho dedica-se a investigar a circulação costeira Antártica através de dados do modelo OCCAM (*Ocean Circulation and Climate Advanced Modelling Project*). Numa análise preliminar acerca da eficiência do modelo em representar o Oceano Austral, notou-se que tanto a evolução temporal quanto os campos médios obtidos correspondem ao observado em campo e ao descrito pela literatura, respectivamente. Os maiores erros de representação encontrados foram na faixa costeira que abrange desde o Mar de Amundsen até a ponta da Península Antártica e no modelo de gelo marinho, onde a parametrização inadequada levou a concentrações de gelo super estimadas. As tendências de diminuição de velocidade na Corrente Costeira Antártica, especialmente no Mar de Weddell, parecem refletir o ajuste retardado do modelo ao aumento de cobertura de gelo no verão nesta região. Os picos mais energéticos dos espectros de frequência das séries temporais de velocidade de corrente estão concentrados nos períodos entre 2 e 4 anos. Eles podem estar relacionados ao Dipolo Antártico, modo de variabilidade observado nas bordas de gelo, resultante da teleconexão entre o clima tropical (essencialmente, do fenômeno El Niño – Oscilação Sul) e as altas latitudes.

Abstract

Several studies have been concerned about establishing links of recent climate change on the global oceanic circulation and vice versa. However, there are still many gaps on the knowledge about the effects of those changes on smaller scales of the circulation, especially in the Southern Ocean. Although Antarctic coastal circulation plays an essential role on bottom water formation, this feature is poorly understood due the lack of *in situ* data. Numerical models are many times the only alternative that makes possible comprehensive studies about Southern Ocean variability. Therefore, the present work focus on investigating the Antarctic coastal circulation using data extracted from the OCCAM global ocean model (*Ocean Circulation and Climate Advanced Modelling Project*). In a preliminary analysis about model efficiency on representing the Southern Ocean, it was noted that both the temporal evolution and the obtained mean fields correspond to the observed on nature and described on the literature. The major errors of representation were found on the coastal strip from the Amundsen Sea to the tip of Antarctic Peninsula, and on the sea ice model, where the inadequate parameterization leads to over estimated ice concentration. The negative trends of Antarctic Coastal Current velocity, mainly observed on the Weddell Sea, seem to reflect the retarded adjustment of the model in response to the sea ice cover excess on summer found for this region. The greatest power peaks of the current velocity temporal series spectra are concentrated on periods between 2 and 4 years. These peaks can be related to the Antarctic Dipole, a mode of variability observed on the sea ice edge, resulting from the teleconnections between tropical climate (essentially represented by El Niño – Southern Oscillation phenomenon) and high latitudes climate.

Lista de Figuras

- Figura 1:** Representação esquemática da Circulação Termohalina Global (adaptado de *Rahmstorf, Fig. 1, pg. 1, 2006*).....19
- Figura 2:** Mapa do entorno do continente Antártico (extraído do sítio www.apolo11.com)..22
- Figura 3:** Batimetria do Oceano Austral, com suas bacias e elevações principais. Profundidade em metros.23
- Figura 4:** Energia cinética média do modelo OCCAM (adaptado de *Coward e Cuevas, pg. 27, 2005*).28
- Figura 5:** Localização dos marégrafos.33
- Figura 6:** Séries temporais de elevação da superfície do mar para (a) Casey, (b) Davis, (c) Esperanza, (d) Faraday, (e) Macquarie, (f) Mawson e (g) Rothera. O coeficiente de correlação de Pearson (r) de cada série e seu respectivo valor p está indicado no canto superior esquerdo.....39
- Figura 7:** Média sobre o período de 1993-2004 do vetor velocidade de corrente, em cm/s, (a) na superfície e (b) a 200 m de profundidade. A cor de fundo associada à barra de cores abaixo mostra a intensidade, ou seja, o módulo do vetor de corrente. Os vetores apontam na direção e sentido do fluxo.....42
- Figura 8:** Detalhes das médias de velocidade de corrente, em cm/s, a 200 m de profundidade para o (a) Mar de Weddell e o (b) Mar de Ross.....43
- Figura 9:** Média sobre o período de 1993-2004 do vetor tensão superficial do vento, em N/m^2 . A cor de fundo associada à barra de cores à direita mostra a intensidade, ou seja, o módulo do vetor de tensão. Os vetores apontam na direção e sentido do fluxo.....44
- Figura 10:** Média sobre o período de 1993-2004 de temperatura potencial, em $^{\circ}C$, (a) na superfície, obtida com dados do OCCAM, e a (b) 50 m de profundidade, extraída de *Orsi e Whitworth III (2004)*.46
- Figura 11:** Média sobre o período de 1993-2004 de temperatura potencial, em $^{\circ}C$, a 200 m de profundidade, (a) obtida com dados do OCCAM e (b) extraída de *Orsi e Whitworth III (2004)*.47
- Figura 12:** Localização da Frente Polar Antártica (PF – linha verde cheia) e da Divergência Antártica (AD – linha preta tracejada) (adaptado de *Tomczak e Godfrey, 1994*).48
- Figura 13:** Média sobre o período de 1993-2004 de temperatura potencial, em $^{\circ}C$, a 200 m de profundidade, com limites menores na escala de cores.50

- Figura 14:** Média sobre o período de 1993-2004 de salinidade a (a) 3 m de profundidade, obtida com dados do OCCAM, e a (b) 50 m de profundidade, extraída de *Orsi e Whitworth III (2004)*.....53
- Figura 15:** Média sobre o período de 1993-2004 de salinidade a 200 m de profundidade, (a) obtida com dados do OCCAM e (b) extraída de *Orsi e Whitworth III (2004)*.....54
- Figura 16:** Localização do transecto no campo médio de concentração de gelo marinho.58
- Figura 17:** Média de concentração (%) de gelo marinho sobre o período de 1993-2004 a partir de dados (a) do modelo e (b) do sensor SSM/I. A Figura (c) mostra a diferença entre as médias de concentração de gelo marinho do modelo e do SSM/I (%) para o mês de fevereiro.....60
- Figura 18:** Séries temporais de concentração de gelo marinho no transecto posicionado na borda de gelo do Mar de Weddell. A linha azul mostra a evolução temporal dos dados do OCCAM, enquanto a linha vermelha mostra a evolução temporal dos dados do SSM/I.61
- Figura 19:** Tendências sobre o período de 1993-2004 do vetor velocidade de corrente, em $\text{cm s}^{-1} \text{ ano}^{-1}$, (a) na superfície e (b) a 200 m de profundidade. A cor de fundo associada à barra de cores à direita mostra a intensidade, ou seja, o módulo da tendência do vetor de corrente. Os vetores apontam na direção e sentido da tendência do fluxo.66
- Figura 20:** Detalhes das tendências de velocidade de corrente, em cm/s , a 200 m de profundidade para o (a) Mar de Weddell e o (b) Mar de Ross.....67
- Figura 21:** Tendências sobre o período de 1993-2004 do vetor tensão superficial do vento, em $\text{N m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$. A cor de fundo associada à barra de cores à direita mostra a intensidade, ou seja, o módulo da tendência do vetor tensão do vento. Os vetores apontam na direção e sentido da tendência do fluxo.68
- Figura 22:** Tendências sobre o período de 1993-2004 de concentração de gelo marinho (a) do modelo e (b) do SSM/I, em $\% \text{ ano}^{-1}$69
- Figura 23:** Tendências sobre o período de 1993-2004 de temperatura potencial, em $^{\circ}\text{C} \text{ ano}^{-1}$, (a) na superfície e (b) a 200 m de profundidade.....73
- Figura 24:** Tendências sobre o período de 1993-2004 de salinidade, em $\text{ups} \text{ ano}^{-1}$, (a) na superfície e (b) a 200 m de profundidade.74
- Figura 25:** Localização dos pontos selecionados para a análise de ondeletas.77
- Figura 26:** Séries temporais para os três pontos indicados na Figura 23 de (a) módulo da velocidade de corrente, (b) tensão do vento e (c) concentração de gelo marinho.82

- Figura 27:** Diagramas T-S temporais para os pontos (a) 1, (b) 2 e (c) 3. As cores indicam a evolução dos parâmetros ao longo do tempo: quanto mais avermelhado, mais recente o dado.....83
- Figura 28:** Análise de ondeletas para o módulo da velocidade de corrente no ponto 1. (a) Série temporal normalizada; (b) espectros de energia de ondeletas (\log_2 [cm/s^2]); (c) espectro das médias de energia ($[\text{cm/s}^2]$) para cada período (a linha pontilhada demarca o nível de 95% de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos). A linha branca em (b) indica o limite do cone de influência.84
- Figura 29:** Análise de ondeletas para o módulo da velocidade de corrente no ponto 2. (a) Série temporal normalizada; (b) espectros de energia de ondeletas (\log_2 [cm/s^2]); (c) espectro das médias de energia ($[\text{cm/s}^2]$) para cada período (a linha pontilhada demarca o nível de 95% de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos). A linha branca em (b) indica o limite do cone de influência.85
- Figura 30:** Análise de ondeletas para o módulo da velocidade de corrente no ponto 3. (a) Série temporal normalizada; (b) espectros de energia de ondeletas (\log_2 [cm/s^2]); (c) espectro das médias de energia ($[\text{cm/s}^2]$) para cada período (a linha pontilhada demarca o nível de 95% de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos). A linha branca em (b) indica o limite do cone de influência.86
- Figura 31:** Análise de ondeletas para o módulo da tensão superficial do vento no ponto 1. (a) Série temporal normalizada; (b) espectros de energia de ondeletas (\log_2 [N/m^2]); (c) espectro das médias de energia ($[\text{N/m}^2]$) para cada período (a linha pontilhada demarca o nível de 95% de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos). A linha branca em (b) indica o limite do cone de influência.87
- Figura 32:** Análise de ondeletas para o módulo da tensão superficial do vento no ponto 2. (a) Série temporal normalizada; (b) espectros de energia de ondeletas (\log_2 [N/m^2]); (c) espectro das médias de energia ($[\text{N/m}^2]$) para cada período (a linha pontilhada demarca o nível de 95% de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos). A linha branca em (b) indica o limite do cone de influência.88
- Figura 33:** Análise de ondeletas para o módulo da tensão superficial do vento no ponto 3. (a) Série temporal normalizada; (b) espectros de energia de ondeletas (\log_2 [N/m^2]); (c) espectro das médias de energia ($[\text{N/m}^2]$) para cada período (a linha

pontilhada demarca o nível de 95% de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos). A linha branca em (b) indica o limite do cone de influência.89

Figura 34: Análise de ondeletas para a concentração de gelo marinho no ponto 1. (a) Série temporal normalizada; (b) espectros de energia de ondeletas ($\log_2 [\%]^2$); (c) espectro das médias de energia ($[\%]^2$) para cada período (a linha pontilhada demarca o nível de 95% de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos). A linha branca em (b) indica o limite do cone de influência.90

Figura 35: Análise de ondeletas para a concentração de gelo marinho no ponto 2. (a) Série temporal normalizada; (b) espectros de energia de ondeletas ($\log_2 [\%]^2$); (c) espectro das médias de energia ($[\%]^2$) para cada período (a linha pontilhada demarca o nível de 95% de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos). A linha branca em (b) indica o limite do cone de influência.91

Figura 36: Análise de ondeletas para a concentração de gelo marinho no ponto 3. (a) Série temporal normalizada; (b) espectros de energia de ondeletas ($\log_2 [\%]^2$); (c) espectro das médias de energia ($[\%]^2$) para cada período (a linha pontilhada demarca o nível de 95% de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos). A linha branca em (b) indica o limite do cone de influência.92

Figura 37: Análise de ondeletas para a temperatura potencial no ponto 1. (a) Série temporal normalizada; (b) espectros de energia de ondeletas ($\log_2 [^\circ\text{C}]^2$); (c) espectro das médias de energia ($[\text{C}]^2$) para cada período (a linha pontilhada demarca o nível de 95% de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos). A linha branca em (b) indica o limite do cone de influência.93

Figura 38: Análise de ondeletas para a temperatura potencial no ponto 2. (a) Série temporal normalizada; (b) espectros de energia de ondeletas ($\log_2 [^\circ\text{C}]^2$); (c) espectro das médias de energia ($[\text{C}]^2$) para cada período (a linha pontilhada demarca o nível de 95% de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos). A linha branca em (b) indica o limite do cone de influência.94

Figura 39: Análise de ondeletas para a temperatura potencial no ponto 3. (a) Série temporal normalizada; (b) espectros de energia de ondeletas ($\log_2 [^\circ\text{C}]^2$); (c) espectro das médias de energia ($[\text{C}]^2$) para cada período (a linha pontilhada demarca o nível de 95% de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos). A linha branca em (b) indica o limite do cone de influência.95

- Figura 40:** Análise de ondeletas para a salinidade no ponto 1. (a) Série temporal normalizada; (b) espectros de energia de ondeletas ($\log_2 [\text{ups}]^2$); (c) espectro das médias de energia ($[\text{ups}]^2$) para cada período (a linha pontilhada demarca o nível de 95% de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos). A linha branca em (b) indica o limite do cone de influência.96
- Figura 41:** Análise de ondeletas para a salinidade no ponto 2. (a) Série temporal normalizada; (b) espectros de energia de ondeletas ($\log_2 [\text{ups}]^2$); (c) espectro das médias de energia ($[\text{ups}]^2$) para cada período (a linha pontilhada demarca o nível de 95% de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos). A linha branca em (b) indica o limite do cone de influência.97
- Figura 42:** Análise de ondeletas para a salinidade no ponto 3. (a) Série temporal normalizada; (b) espectros de energia de ondeletas ($\log_2 [\text{ups}]^2$); (c) espectro das médias de energia ($[\text{ups}]^2$) para cada período (a linha pontilhada demarca o nível de 95% de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos). A linha branca em (b) indica o limite do cone de influência.98
- Figura 43:** Série temporal de anomalias do índice SAM calculada a partir de dados de reanálise do NCEP-NCAR (linha azul) e do OCCAM (linha vermelha).102
- Figura 44:** Padrão de circulação atmosférica esquemático em resposta a um evento ENSO quente sobreposto às composições de temperatura superficial do mar (extraído de Yuan, Fig. 8, pg. 422, 2004).104
- Figura 45:** Dipolo Antártico calculado a partir dos dados do OCCAM (1ª EOF das anomalias de posição latitudinal da borda de gelo).105
- Figura 46:** Diferença de concentração de gelo marinho, em %, entre fevereiro de 1998 e fevereiro de 1997.106
- Figura 47:** Séries temporais de concentração de gelo marinho a partir de 1988 para os pontos 1 (superior), 2 (meio) e 3 (inferior).108

Lista de Tabelas

Tabela 1: Marégrafos selecionados para análise, tipo de instrumento posição (latitude e longitude) e período no qual os dados estão disponíveis.....	34
---	----

Lista de Acrônimos

- AABW** – *Antarctic Bottom Water* (Água Antártica de Fundo)
- AACW** – *Antarctic Circumpolar Water* (Água Circumpolar Antártica)
- AAO** – *Antarctic Oscillation* (Oscilação Antártica)
- ACC** – *Antarctic Circumpolar Current* (Corrente Circumpolar Antártica)
- ACCLAIM** – *Antarctic Circumpolar Current Levels by Altimetry and Island Measurements*
- ACoC** – *Antarctic Coastal Current* (Corrente Costeira Antártica)
- ACW** – *Antarctic Circumpolar Wave* (Onda Circumpolar Antártica)
- ADP** – *Antarctic Dipole* (Dipolo Antártico)
- APF** – *Antarctic Polar Front* (Frente Polar Antártica)
- BODC** – *British Oceanographic Data Centre*
- CDW** – *Circumpolar Deep Water* (Água Circumpolar Profunda)
- CPT** – *Circumpolar Trough* (Cavado Circumpolar)
- ECMWF** – *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*
- ENSO** – *El Niño – Southern Oscillation* (El Niño – Oscilação Sul)
- EOF** – *Empirical Orthogonal Functions* (Funções Ortogonais Empíricas)
- IRI** – *International Research Institute for Climate and Society*
- ISCCP** – *International Satellite Cloud Climatology Project*
- MOC** – *Meridional Overturning Circulation* (Circulação de Revolvimento Meridional)
- MSU** – *Microwave Sounding Unit*
- NADW** – *North Atlantic Deep Water* (Água Profunda do Atlântico Norte)
- NCAR** – *National Center for Atmospheric Research*
- NCEP** – *National Centers for Environmental Prediction*
- NOAA** – *National Oceanic and Atmospheric Administration*
- NSIDC** – *National Snow and Ice Data Center*
- OCCAM** – *Ocean Circulation and Climate Advanced Modelling Project*
- OGCM** – *Oceanic General Circulation Model*
- SAM** – *Southern Annular Mode* (Modo Anular Sul)
- SAO** – *Semi-Annual Oscillation* (Oscilação Semi-Annual)
- SMMR** – *Scanning Multichannel Microwave Radiometer*

SSH – *Sea Surface Height* (Elevação do Nível do Mar)

SSM/I – *Special Sensor Microwave/Imager*

THC – *Thermohaline Circulation* (Circulação Termohalina)

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

WOCE – *World Ocean Circulation Experiment*

Capítulo 1

INTRODUÇÃO

O Oceano Austral é o único que possui comunicação com todos os outros oceanos, sendo muitas vezes a origem ou o alvo de diversas alterações climáticas e hidrográficas encontradas ao redor do planeta. Esta comunicação, quase que ilimitada, permite também que águas densas formadas nessa região extremamente fria possam ser exportadas para o oceano global. Desta forma, estas águas passam a fazer parte das camadas abissais da coluna d'água em praticamente todas as áreas de todas as bacias oceânicas.

O entorno do continente Antártico abriga três pontos principais de formação de águas densas, as quais, quando exportadas para menores latitudes em profundidades abissais, são denominadas de Água Antártica de Fundo (*Antarctic Bottom Water* - **AABW**). As principais regiões de formação desta massa d'água são as plataformas continentais do Mar de Weddell, Mar de Ross e Terra de Adélie. O Mar de Weddell é a maior fonte de AABW, fornecendo cerca de 60% do total (Orsi *et al.*, 2002). O restante é dividido entre Mar de Ross e a região da Mertz Polynya na costa de Adélie, próximo a 145°E (Orsi *et al.*, 2002; Rintoul, 1998). A formação desta água de fundo é de grande importância já que faz parte do principal mecanismo que movimenta uma das componentes da Circulação de Revolvimento Meridional (*Meridional Overturning Circulation* – **MOC**), a Circulação Termohalina (*Thermohaline Circulation* – **THC**).

Rahmstorf (2006) descreve a THC (Figura 1) como parte da circulação oceânica que é movida por fluxos de calor e água doce através da superfície do mar e subsequente mistura interior de calor e sal. A THC é basicamente dirigida pelo resfriamento em altas latitudes. Em regiões frias, as maiores densidades de águas superficiais são alcançadas devido ao congelamento, o que causa o afundamento de água, que por sua vez move a circulação (com ajuda da mistura turbulenta provocada pelas marés e ventos). Embora esta circulação seja termicamente dirigida, a influência da salinidade é importante e dá origem a uma não-linearidade

interessante no sistema. Stommel (1961) mostrou que a salinidade está envolvida num *feedback* positivo: maiores salinidades nas áreas de formação de água profunda intensificam a circulação, e a circulação por sua vez transporta águas com maiores salinidades para as regiões de formação de água profunda.

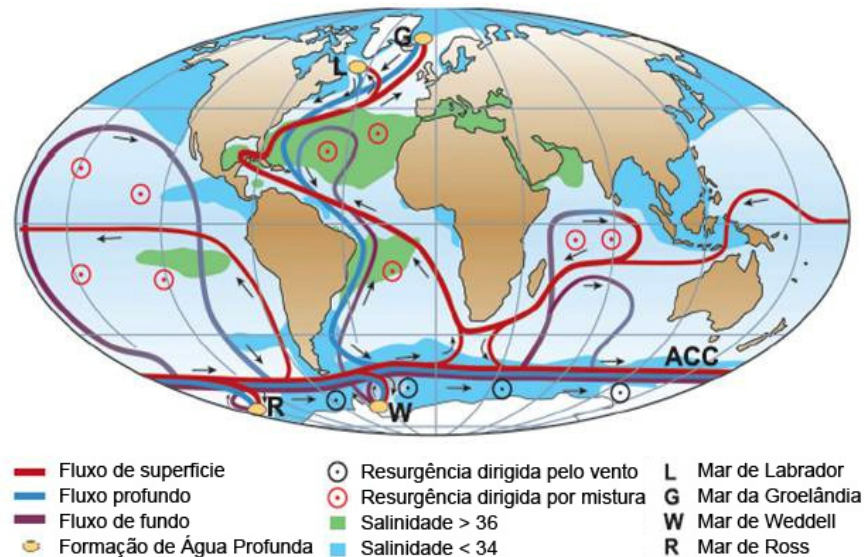


Figura 1: Representação esquemática da Circulação Termohalina Global (adaptado de Rahmstorf, Fig. 1, pg. 1, 2006).

A THC redistribui o calor absorvido na região do oceano intertropical para as regiões polares, mantendo o clima do planeta. Seager *et al.* (2002) estimaram que o transporte de calor pelos oceanos é responsável por aquecer a temperatura média da Europa Ocidental em 6°C. Portanto, qualquer mudança na THC poderia afetar a manutenção do clima global.

Um modo de estimar o efeito da THC no clima é fazer a MOC desacelerar, adicionando uma grande anomalia de água doce nas regiões de formação de águas densas. Weaver *et al.* (2003) propuseram que um grande pulso de água de degelo na Antártica desencadeou um aquecimento repentino durante a última deglaciação. Richardson *et al.* (2005) simularam um aporte de água doce instantâneo no Oceano Austral (redução de 1 na salinidade dos primeiros 666m do oceano ao sul de 65°S). A resposta mais forte ao longo de dez anos foi um resfriamento no Hemisfério Sul em médias e altas latitudes, onde o Oceano Pacífico apresentou resposta mais rápida. A temperatura superficial do mar no Oceano Austral decaiu nos primeiros cinco anos, e depois o resfriamento permanece em

cerca de 0,5°C. Este resfriamento estaria associado ao trapeamento de águas mais quentes (fonte de calor para as camadas superficiais) em profundidades maiores devido ao aumento de estabilidade da coluna d'água causado pelo pulso de água doce. As temperaturas superficiais do ar tiveram uma tendência de resfriamento similar.

1.1. Motivação e Objetivos

Antes de tentarmos entender como a alteração do clima pode afetar a circulação oceânica global e vice versa, precisamos compreender aspectos da circulação oceânica em altas latitudes e sua variabilidade espaço-temporal em diferentes escalas como, por exemplo, na circulação costeira no entorno do continente Antártico. Esta componente da circulação do Oceano Austral está diretamente ligada à formação das águas de fundo que serão posteriormente exportadas para todas as bacias oceânicas. Desta forma, este estudo concentra-se em algumas questões e lacunas do conhecimento com relação à circulação costeira Antártica, como as seguintes:

- A circulação costeira Antártica tem sofrido alterações nos últimos anos?
- Em caso positivo, quais seriam as possíveis causas destas mudanças?

Para responder a estas perguntas, entretanto, nos deparamos com um problema muito comum encontrado por cientistas que estudam o Oceano Austral: a falta de dados *in situ*. Apesar de sua importância e da necessidade de ser monitorado constantemente a fim de detectar quaisquer mudanças em sua condição básica, o oceano Austral é uma região de difícil acesso e que tem sido relativamente pouco amostrada ao longo dos anos. Normalmente, quando existem dados *in situ* para serem analisados, eles são limitados no tempo e espaço, permitindo apenas a realização de estudos descritivos.

Desta forma, para auxiliar no aprendizado sobre a dinâmica desta região tão carente de entendimento quanto de dados, modelos numéricos muitas vezes são as alternativas mais eficientes para que estudos acerca da variabilidade do Oceano Austral sejam possíveis e abrangentes. Os modelos devem reproduzir ou prever, da melhor forma, os mecanismos naturais do sistema oceano-gelo-atmosfera, para que os resultados obtidos a partir destes estudos sejam aplicáveis

no mundo real. Portanto, antes de respondermos às questões centrais utilizando tais simulações, é importante verificar sua correspondência com as condições reais já conhecidas da região.

Conduziremos este estudo nos próximos capítulos de forma a atingir o objetivo geral de **estudar os padrões médios, a variabilidade e as tendências da Circulação Costeira Antártica a partir das saídas de um dos modelos globais integrantes do *World Ocean Circulation Experiment (WOCE)*, o modelo OCCAM (*Ocean Circulation and Climate Advanced Modelling Project*)**, passando pelos seguintes objetivos específicos:

- Comparar dados de nível do mar do modelo com os dados obtidos *in situ* por marégrafos no entorno antártico;
- Comparar as médias de velocidade de corrente, temperatura potencial, salinidade (para a superfície e 200 m de profundidade), tensão do vento e concentração de gelo marinho com o que é descrito pela literatura;
- Estimar as tendências de longo período dos parâmetros acima citados;
- Investigar os sinais dominantes na variabilidade temporal da Corrente Costeira Antártica.

O OCCAM foi escolhido por existirem poucos estudos que abordem o Oceano Austral a partir dos dados deste modelo e pelos mesmos estarem disponíveis e facilmente acessíveis.

Este trabalho é uma contribuição para o Projeto SOS-Climate (processo 520189/2006-0) parte do IV Ano Polar Internacional e para o INCT da Criosfera (processo 573720/2008-8).

1.2. A Região de Estudo

O Oceano Austral é limitado ao sul pelo continente Antártico, ao norte pela Convergência Subtropical e não tem limites no sentido leste-oeste pois circunda o continente antártico. A Convergência Subtropical (normalmente posicionada a ~40°S) é muito variável em sua posição latitudinal devido à presença de vórtices e

meandros. Assim, foi escolhida a latitude de 50°S para delimitar a região de estudo ao norte.

A Figura 2 nomeia os principais mares e regiões do continente Antártico, para que seja clara a visualização de tais áreas quando houver futuras menções às mesmas. A Figura 3 mostra as principais feições batimétricas do Oceano Austral. Segundo a descrição dada por Tomczak e Godfrey (1994), a batimetria consiste de três grandes bacias com profundidades maiores que 4000 m e três “cristas”.

Os Planos Abissais de Amundsen, Bellingshausen e Mornington, também chamados coletivamente de Bacia Pacífico-Antártica, estendem-se a leste do Mar de Ross em direção à América do Sul. A Bacia Australiano-Antártica, localizada no setor Índico, estende-se para oeste a partir da longitude da Tasmânia até o Platô de Kerguelen. Os Planos Abissais de Enderby e de Weddell, também conhecidos como Bacia Atlântico-Índica, estão localizados entre o Platô de Kerguelen e o Mar de Weddell.

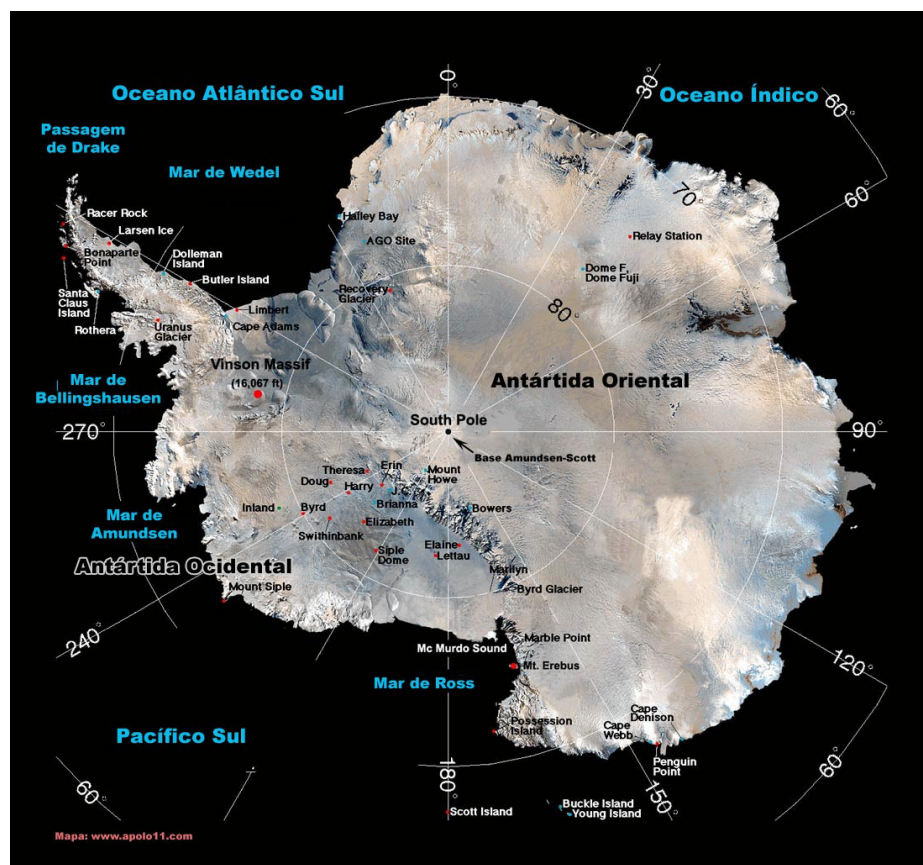


Figura 2: Mapa do entorno do continente Antártico (extraído do sítio www.apolo11.com).

A Cadeia Scotia (*Scotia Ridge*) conecta a Antártica à América do Sul e contém inúmeras ilhas e geralmente é mais profunda que 2000 m. O Platô de Kerguelen alcança e quase bloqueia o nível de 2000 m, embora a maior parte do platô esteja entre 2000 e 3000 m de profundidade. Finalmente, a cadeia Macquarie (*Macquarie Ridge*), a cadeia Pacífico-Antártica e a cadeia Indiana Sudeste, localizadas ao sul do leste da Austrália e Nova Zelândia, combinam-se para formar um terceiro obstáculo para as correntes, que alcança os 3000 m de profundidade. A cadeia Macquarie alcança acima de 2000 m e apresenta três ilhas.

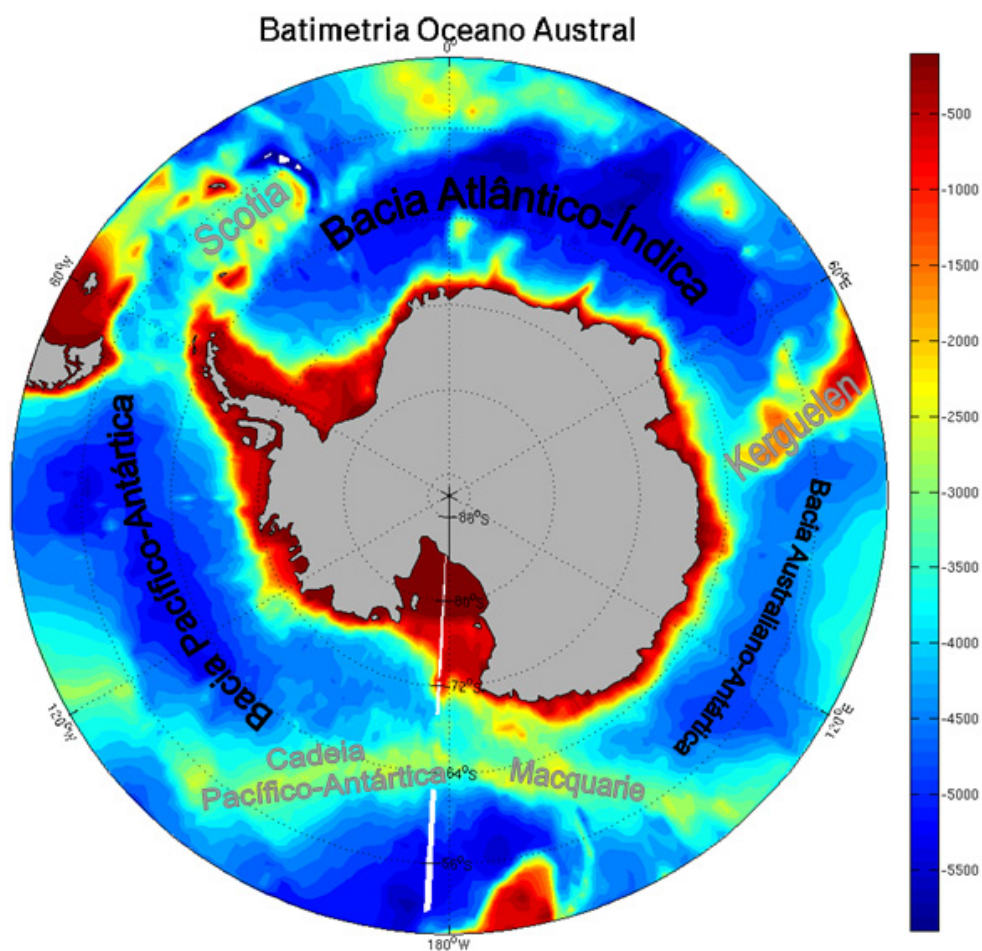


Figura 3: Batimetria do Oceano Austral, com suas bacias e elevações principais. Profundidade em metros.

Ênfase será dada na região de plataforma (tons de vermelho na Figura 3) e suas proximidades, principalmente na quebra de plataforma quando abordado o assunto da circulação costeira.

1.3. Estudos Anteriores com o Modelo OCCAM

Nenhum estudo que retratasse a circulação costeira antártica através de dados do OCCAM foi encontrado. No entanto, as saídas do modelo têm sido usadas para algumas outras investigações no Oceano Austral e em outras partes do globo.

Focando a região Antártica, Webb e Cuevas (2007) usaram o modelo OCCAM para mostrar como a Corrente Circumpolar Antártica responde a mudanças na tensão zonal do vento na região da Passagem de Drake. Também em Drake, Meredith *et al.* (2004) analisaram mudanças no transporte oceânico causadas pela variabilidade do *Southern Annular Mode* (SAM), utilizando as saídas do OCCAM (valores de transporte) e a série de pressão subsuperficial (PSS) em Faraday para os anos 80 e 90. Encontraram uma correlação de -0.79 entre os dois conjuntos de dados (transporte e PSS), a um nível de 95% de confiança. Thorpe *et al.* (2002) validaram o OCCAM na região do Mar de Scotia, utilizando dados hidrográficos do WOCE. Foi concluído que o modelo representou bem a circulação local e as massas d'água ali presentes, embora as águas superficiais tenham se apresentado mais salinas que o normal.

O modelo também foi usado, por exemplo, para análise de sua representatividade na região da Indonésia (Humphries e Webb, 2008) e para estudos no Mar de Barents, no Ártico (Levine e Webb, 2007). No Oceano Pacífico, Saunders *et al.* (1999) compararam saídas do OCCAM (versão anterior com 36 níveis verticais) com dados observacionais, mostrando que a climatologia do modelo é, na maior parte do Pacífico, deficiente em sua variabilidade.

Capítulo 2

O MODELO OCEÂNICO

Os dados utilizados neste trabalho para cálculo de médias e tendências de longo período de variáveis oceanográficas foram gerados pela rodada 401 do modelo OCCAM (*Ocean Circulation and Climate Advanced Modelling Project*), obtidos gratuitamente em <http://www.noc.soton.ac.uk/JRD/OCCAM/EMODS/>. Foram escolhidos a resolução espacial de $1/12^\circ$ latitude x $1/12^\circ$ longitude e o período de janeiro de 1993 a dezembro de 2004 para os campos de temperatura potencial, salinidade e velocidade de corrente; e de janeiro de 1993 a abril de 2004 (limite do modelo), para os campos de elevação do nível do mar, tensão superficial do vento e concentração de gelo marinho. O passo de tempo selecionado foi de cinco dias.

O modelo OCCAM vem sendo usado no Centro Oceanográfico de Southampton desde sua implementação no meio da década de 1990 (Webb *et al.*, 1998). Ao longo dos anos, o código original foi revisado, adicionando a ele uma forçante superficial total, um modelo totalmente acoplado de mar-gelo e aumentando a resolução vertical de 36 para 66 níveis (Coward e Cuevas, 2005). Uma breve descrição do modelo será dada a seguir. Maiores detalhes sobre o modelo OCCAM podem ser encontrados em Webb *et al.* (1998) e Coward e de Cuevas (2005).

O OCCAM é baseado no modelo de circulação oceânica geral de Bryan-Cox-Semtner (Bryan, 1969; Semtner, 1974; Cox, 1984). O modelo sustenta-se nas “equações primitivas” dos oceanos (Bryan, 1969). Sua principal diferença de outros modelos oceânicos é o uso de uma grade Arakawa-B, onde o campo de velocidade horizontal é deslocado em relação aos pontos da grade.

O esquema de Bryan (1969) para resolver essas equações divide o oceano em um grande número de elementos de volume ao longo de linhas de

mesma latitude, longitude e profundidade. Esses elementos formam uma grade tridimensional que cobre o oceano. A grade Arakawa-B é vantajosa por causa de seu melhor desempenho em representar os modos verticais maiores. Como resultado, ela deve ser melhor ao representar frentes e correntes oceânicas com uma pequena extensão vertical (Webb *et al.*, 1998). Uma segunda vantagem deste esquema é que próximo às linhas de costa os pontos de velocidade estão no contorno. Isto simplifica a implementação das condições de contorno da velocidade.

Para evitar um problema de convergência no Pólo Norte, o modelo foi dividido em duas partes. O Modelo 1, usado neste trabalho, usa uma grade padrão de latitude-longitude e cobre os oceanos Pacífico, Índico e Atlântico Sul. O Modelo 2 cobre o Atlântico Norte e o Oceano Ártico usando uma grade rotacionada, com os “pólos” nos oceanos Pacífico e Índico. Ele está orientado para encontrar o Modelo 1 no Equador no Atlântico.

O Modelo 1, resolução 1/12°, possui 4320 elementos na direção leste-oeste e 1735 elementos na direção norte-sul (dos quais foram utilizados os primeiros 338 elementos partindo do limite sul). Os limites externos na direção leste-oeste estão em 0°E e 360°E; na direção norte-sul, estão em 469/6°S e 797/12°N (neste trabalho, o limite norte está em 50.0417°S).

A grade vertical possui sessenta e seis níveis em intervalos variáveis, com 14 níveis nos primeiros 100 m. A profundidade na k-ésima camada é dada por:

$$z(k) = a * k + b * d * \log \left(\frac{\cosh \left(\frac{k-c}{d} \right)}{\cosh \left(\frac{-c}{d} \right)} \right) \quad (1)$$

onde $a = 10725$; $b = 10275$; $c = 36$ e $d = 13$.

O estado do oceano pode geralmente ser definido pela temperatura, salinidade e as três componentes da velocidade. Com essas variáveis, a evolução do oceano pode ser especificada usando a equação do *momentum* para dar a mudança no tempo da velocidade, e uma equação de advecção-difusão para as mudanças de temperatura e salinidade. O sistema também precisa da equação da continuidade, uma equação de estado e condições de contorno a serem especificadas.

Três importantes aproximações são feitas para reduzir o esforço computacional (Webb *et al.*, 1998):

- Assumir, na equação da continuidade, que o oceano é incompressível;
- Assumir, na equação vertical do *momentum*, que a velocidade vertical é pequena e que os termos que a compreende podem ser desprezados;
- Assumir, nas equações horizontais do *momentum*, que pequenas mudanças na densidade podem ser desprezadas exceto onde elas afetam o gradiente de pressão horizontal.

As equações do modelo numérico são obtidas integrando-se as equações primitivas em cada elemento para gerar uma equação na qual os termos advectivos e difusivos são substituídos pelos fluxos através dos contornos do elemento e os outros termos são escritos na forma de médias do elemento. As equações resultantes são então lançadas na forma de diferenças finitas, com gradientes calculados usando-se valores dos elementos vizinhos.

Segundo Webb *et al.* (1998), o modelo evolui no tempo numa série de passos de tempo discretos. Para ser numericamente estável, o passo de tempo deve ser menor que o tempo que uma onda leva para se mover de um elemento na grade para outro. A onda mais rápida dos oceanos é a de gravidade, seguida pelo primeiro modo interno, que é cem vezes mais lenta. Como a onda de gravidade externa tem pouco efeito na circulação de larga escala, ela pode ser removida com um filtro, permitindo que o passo de tempo seja aumentado em um fator de 100 vezes, aumentando grandemente a velocidade do modelo. O *spin-up* inicial do modelo durou 4 anos (de 1985 a 1988) (Figura 4). O tempo de relaxação foi de 30 dias na camada superficial e de 360 dias em todos os outros níveis. Foi permitido que o modelo rodasse por mais quatro anos após a fase de *spin-up* antes que as análises começassem (a partir de 1993).

O OCCAM separa as partes barotrópica e baroclínica da circulação oceânica e as resolve usando equações separadas. As duas partes são então recombinadas. A parte baroclínica usa um passo de tempo do tipo "*leapfrog*" para os termos advectivos e de onda nas equações, e um passo de tempo do tipo Euler avançado para os termos difusivos. Um passo de tempo do tipo Matsuno (Euler

atrasado) é usado a cada 96 passos de tempo para prevenir a divisão das soluções em passos de tempo pares e ímpares.

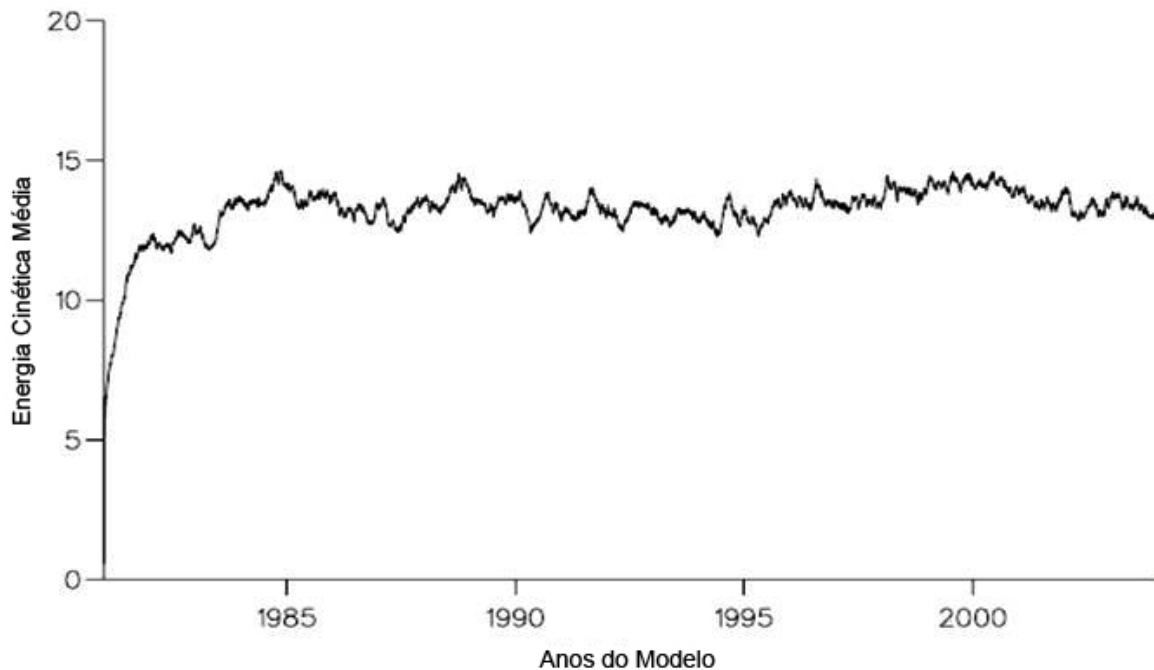


Figura 4: Energia cinética média do modelo OCCAM (adaptado de Coward e Cuevas, pg. 27, 2005).

O modelo substitui a aproximação da tampa rígida do esquema padrão de Bryan-Cox-Semtner por uma superfície livre. As equações barotrópicas resultantes são resolvidas usando-se um modelo de maré simples.

Foi usado o esquema KPP da camada de mistura de Large *et al.* (1994). O esquema de mistura isopicnal de Griffies *et al.* (1998) foi originalmente implementado usando o código MOM2 documentado em Pacanowski (1995), mas adaptado para obedecer ao MOM3 (Pacanowski e Griffies, 1998), quando este se tornou disponível.

O modelo de gelo marinho é descrito em detalhes em Aksenov (2002), e será abordado com mais detalhe no Capítulo 6. A termodinâmica é baseada em Semtner (1976) e a dinâmica na reologia elástico-viscoso-plástica (Hunke e Dukowicz, 1997).

A tensão do vento na superfície é dada por:

$$\tau = \rho_a c_D |u_{10} - u_{sfc}| u_{10} \quad (2)$$

onde ρ_a = densidade do ar; c_D = coeficiente de arrasto; u_{10} = velocidade do vento a 10 m; e u_{sfc} = velocidade da corrente de superfície do oceano.

As velocidades das correntes de superfície são, geralmente, significativamente menores que a velocidade do vento e u_{sfc} é desprezada. Mas isso deve ser reconsiderado no caso de modelos que resolvem vórtices os quais exibem intensas correntes de contorno oeste e grandes velocidades na Corrente Circumpolar Antártica (Barnier, 1998).

Os fluxos de calor turbulentos são calculados usando as equações padrão de transferência ar-mar (Large e Pond, 1982). Um albedo constante de 7% é aplicado aos dados do ISCCP (*International Satellite Cloud Climatology Project*) para calcular o calor sensível da água. O perfil de sub-superfície para o esquema da camada de mistura é calculado com a aproximação de Paulson e Simpson (1977). A rede de radiação de ondas longas é calculada a partir do volume de radiação de Berliand e Berliand (Fung *et al.*, 1984). A evaporação é obtida diretamente dividindo-se o calor latente pelo calor latente de vaporização.

A topografia modelo derivou de um conjunto de dados batimétricos global. Esses dados foram construídos sobre uma grade de 2 minutos de lat-lon a partir da topografia de Sandwell e Smith (versão 6.2), juntamente com trechos de outras fontes para os pólos norte e sul. O trecho polar sul é interpolado bilinearmente a partir de dados do banco americano de dados batimétricos digitais de 12 minutos de resolução (DBDB5).

O OCCAM assume que a velocidade é zero em todos os contornos sólidos e que os gradientes de temperatura potencial e salinidade normais a esses contornos (incluindo o fundo) são também iguais a zero. Condições de contorno na superfície são necessárias para movimentar os oceanos. Estas incluem tensão devido ao vento, fluxo de calor e água doce na interface oceano-atmosfera e pressão atmosférica. No contorno no fundo do oceano, há fricção, que depende da corrente adjacente ao contorno.

A forçante de *momentum* foi fornecida pela tensão do vento climatológica e posterior tensão do vento de 6 em 6 horas do ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*). Os dados de entrada de 1985-2003 foram fornecidos pelo NCAR (*National Center for Atmospheric Research*) e são descritos em Large *et al.* (1997, Apêndice A). Componentes zonal e meridional do vento a 10 m, de 6 em 6 horas, temperatura do ar a 2 m e umidade específica vêm da reanálise do NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*) (Kalnay *et al.*, 1996). A temperatura do ar e a umidade específica foram deslocadas para 10 m. Dados de fração de nuvens mensais vêm o conjunto de dados do ISCCP C1 (Rossow e Schiffer, 1991) para o período de 1985 – 1991.5 e são preenchidos com a climatologia para os anos procedentes. A radiação solar mensal é baseada nos dados diários do ISCCP (Bishop e Rossow, 1991) para o período de 1984 a 1991.5 e preenchidos com a climatologia para os anos procedentes. A precipitação mensal é baseada em dados mensais do sensor *Microwave Sounding Unit* (MSU) (Spencer, 1993) dos satélites da série TIROS-N. Quando disponíveis, dados observacionais de precipitação de Xie e Arkin (1996) foram misturados à climatologia MSU, mas para os últimos anos, a climatologia foi utilizada. Os dados de pressão ao nível do mar foram obtidos a partir do NCEP, sendo estes dados calculados de 6 em 6 horas, e adicionados à pressão no nível 1 do modelo.

Os campos marcadores iniciais (temperatura potencial e salinidade) foram interpolados da climatologia do WOCE (Gouretski e Jancke, 1996). O modelo foi inicializado com 15 cm de neve e 150 cm de gelo marinho ao sul de 65.25°S ao redor da Antártica e 10 cm de gelo marinho ao norte de 79°N no Ártico. Assumiu-se que a cobertura era de 99% em cada célula da grade afetada.

A cada passo de tempo do modelo, os campos de entrada são linearmente interpolados, no tempo para o passo de tempo atual, e no espaço para a grade do modelo. Eles são então usados em conjunto no modelo com a temperatura potencial do nível superior para calcular a tensão do vento, forçantes de calor e água doce para serem aplicados àquele passo de tempo.

A temperatura potencial, salinidade e velocidade horizontal são armazenadas em grades tridimensionais, onde a terceira dimensão é a profundidade. Para este trabalho, foram selecionadas as camadas em 2.66 e 204.72

m de profundidade, que serão tratadas no texto como superfície e 200 m, respectivamente, para simplificar sua citação. A elevação do nível do mar, tensão do vento e fração de gelo marinho são armazenados numa grade bidimensional sobre a superfície.

Capítulo 3

AVALIAÇÃO DO MODELO OCCAM PARA O OCEANO AUSTRAL

3.1. Comparação de Elevação do Nível do Mar

Como dito anteriormente, antes de começarmos a analisar tendências de longo período da corrente costeira, devemos saber se a evolução temporal da mesma se aproxima do que é visto no mundo real. Como as velocidades de corrente são dificilmente medidas na região de plataforma, onde a presença de gelo marinho dificulta a utilização e instalação de equipamentos, recorreremos a medidas que afetem a variação destas velocidades.

Dado que as correntes costeiras no Oceano Austral são essencialmente barotrópicas (pois a variação vertical de densidade é muito pequena) (e.g., Sverdrup, 1953; Núñez-Riboni e Fahrbach, 2009), a elevação da superfície do mar (*sea surface height* - **SSH**) é a principal geradora do gradiente de pressão responsável por movimentar estas correntes. Assim sendo, comparando-se dados de SSH do modelo com dados obtidos por estações maregráficas espalhadas pelo entorno Antártico, podemos avaliar, indiretamente, a correspondência entre o campo dinâmico do oceano no modelo e o real.

3.1.1. Dados

Os dados horários de altura do nível do mar *in situ* foram obtidos a partir do banco de dados do **British Oceanographic Data Centre (BODC)** e

escolhidos por formarem as séries temporais mais longas e contínuas possíveis. As medições feitas em Faraday e Rothera foram registradas por marégrafos do *Proudman Oceanographic Laboratory*, como parte da segunda fase do programa **ACCLAIM** (*Antarctic Circumpolar Current Levels by Altimetry and Island Measurements*). Já os dados de Casey, Davis, Macquarie e Mawson foram adquiridos pelo *National Tidal Facility*, da *Flinders University of South Australia*. Para Esperanza, medições foram feitas pelo *National Ocean Service* da **NOAA** (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), e distribuídos pelo *University of Hawaii Sea Level Center*. O mapa com a localização dos marégrafos encontra-se a seguir na Figura 5 e suas informações detalhadas são apresentadas na Tabela 1.

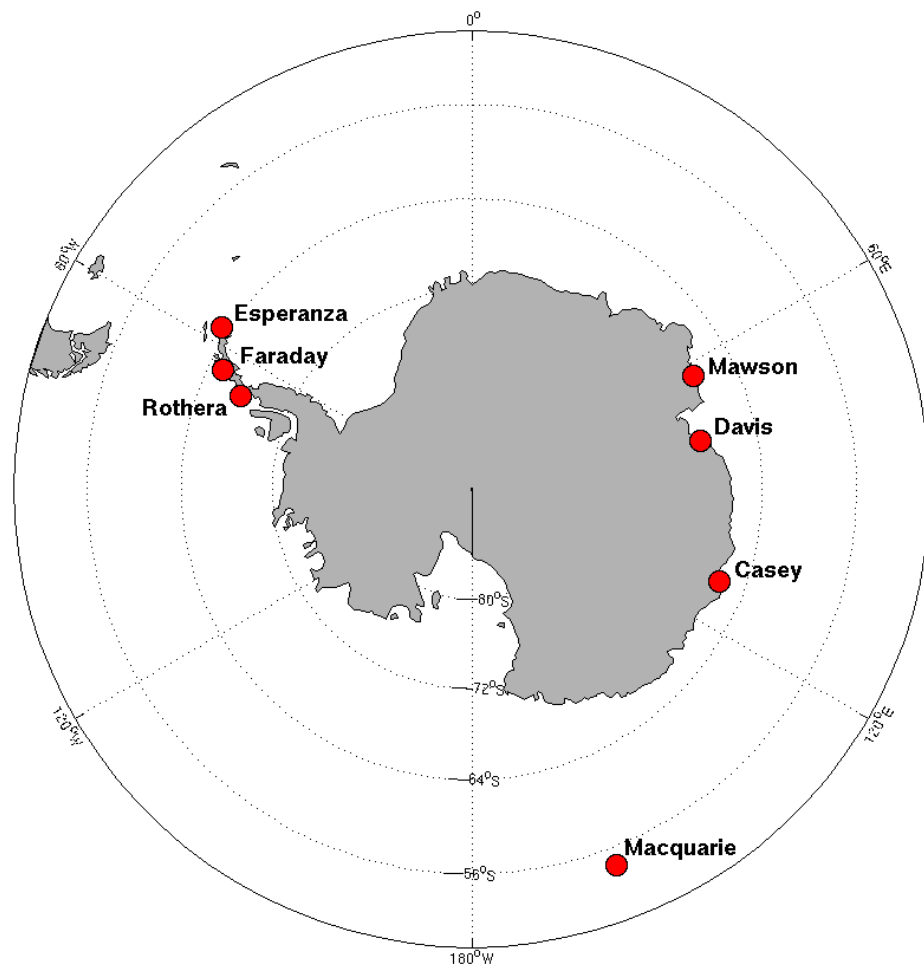


Figura 5: Localização dos marégrafos.

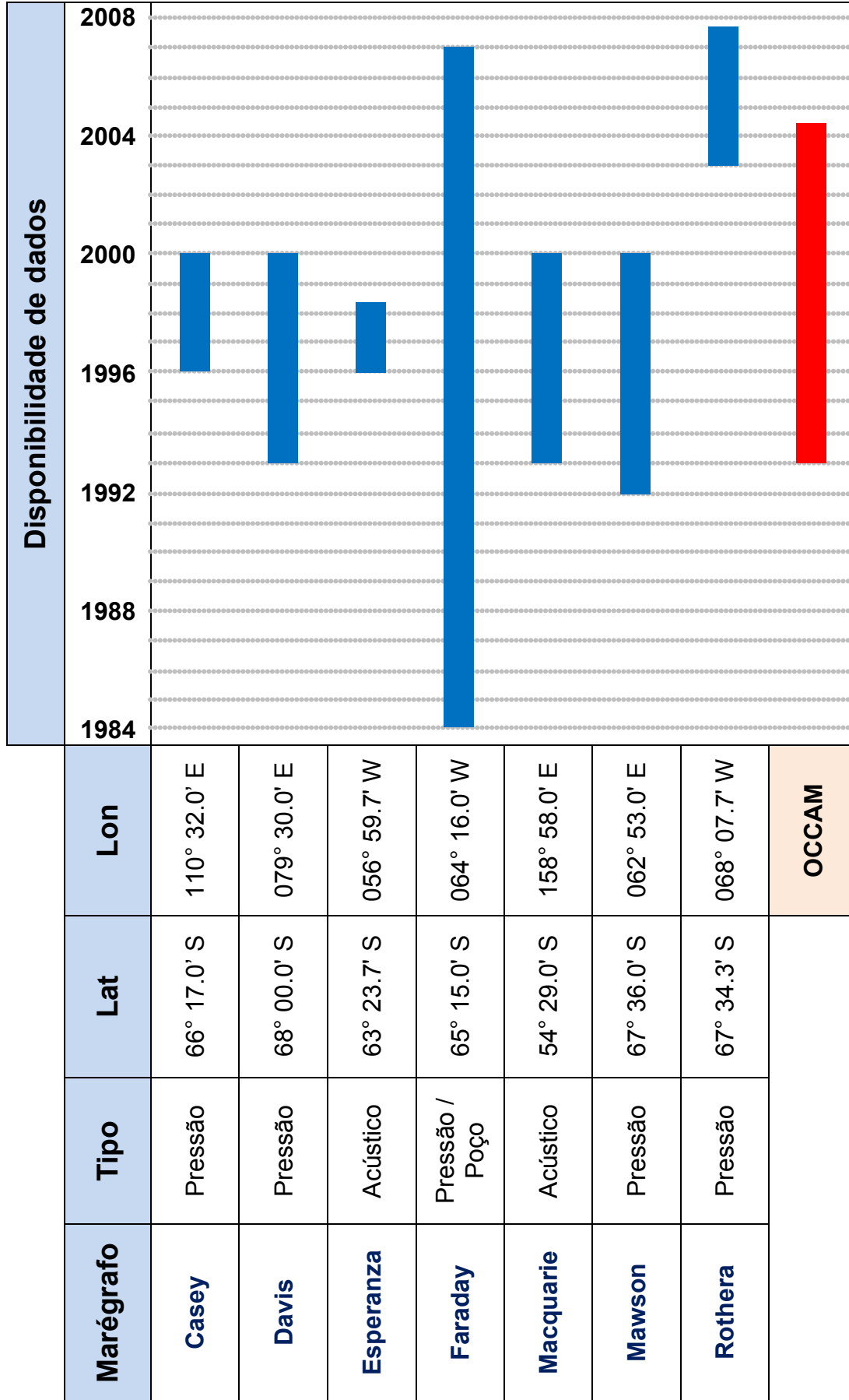


Tabela 1: Marégrafos selecionados para análise, tipo de instrumento posição (latitude e longitude) e período no qual os dados estão disponíveis.

As séries temporais de SSH do OCCAM foram extraídas dos dados bidimensionais adquiridos, selecionando os pontos da grade que mais se aproximavam, em latitude e longitude, da localização dos marégrafos acima citados. O período compreendido pelos dados de SSH do OCCAM é de Janeiro de 1993 a Abril de 2004.

3.1.2. Metodologia

Para melhor visualização das séries temporais, os gráficos mostram médias mensais dos dados de elevação, calculadas tanto para os dados horários dos marégrafos (cujas lacunas de dados horários não foram interpoladas) quanto para os dados obtidos de 5 em 5 dias no modelo. Destas médias mensais, foi subtraída a média ao longo de todo o período para cada ponto, de forma que as diferenças no *datum* não alterassem a comparação das séries.

De forma a avaliar proximidade na qual as séries evoluem no tempo de mesma forma, aplicamos uma análise de correlação entre a série do marégrafo (y) e a série do modelo (x), descrita por Emery e Thomson (1997), que pode ser calculada através da equação

$$r = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N \frac{(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{s_x s_y} \quad (3)$$

onde r é o coeficiente de correlação de Pearson, s_x e s_y são os desvios-padrão da série do modelo e do marégrafo (respectivamente) e N é o número de pares de dados presentes, sendo que as séries foram correlacionadas para um mesmo período em comum. Já que r é normalizado pelo produto dos desvios-padrão de ambas variáveis, ele varia de -1 a +1 e, tendo numerador e denominador a mesma unidade, r é adimensional.

Em geral, se o valor de r está próximo de zero, concluímos que não há correlação linear significativa entre x e y , mas se r está próximo de -1 ou +1, concluímos pela existência de correlação linear significativa entre x e y . Porém, esses valores críticos "próximos a" 0, -1 ou +1 são dependentes de N .

Assim, a melhor maneira de verificarmos se há correlação linear significativa entre as variáveis é através de um teste de hipóteses.

O teste de hipóteses (e.g., Triola, 1999) é feito admitindo-se a hipótese nula e alternativa como se segue:

$$H_0: r = 0 \quad (\text{Não há correlação linear significativa})$$

$$H_1: r \neq 0 \quad (\text{Correlação linear significativa})$$

Para testar essa hipótese utilizamos o valor p , sendo que, a um nível de 95% de confiança, se p for menor que 0,05 rejeitaremos a hipótese nula e diremos que há evidência suficiente para apoiar a existência de uma correlação linear entre as variáveis.

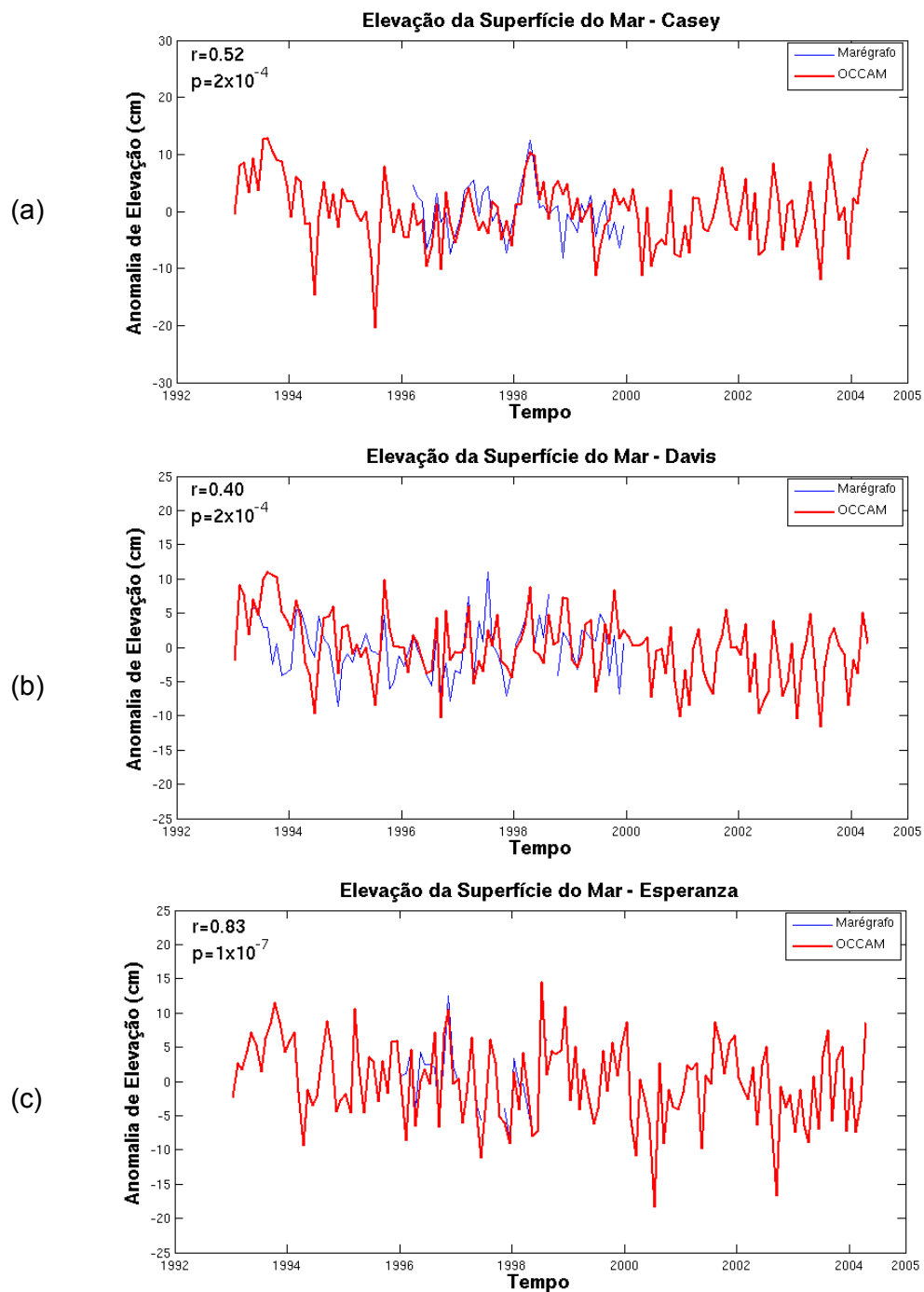
3.1.3. Resultados e Discussão

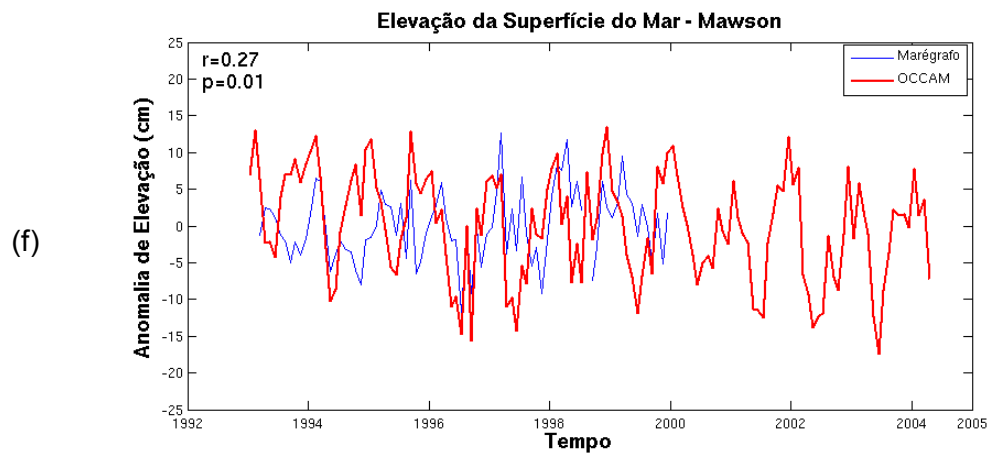
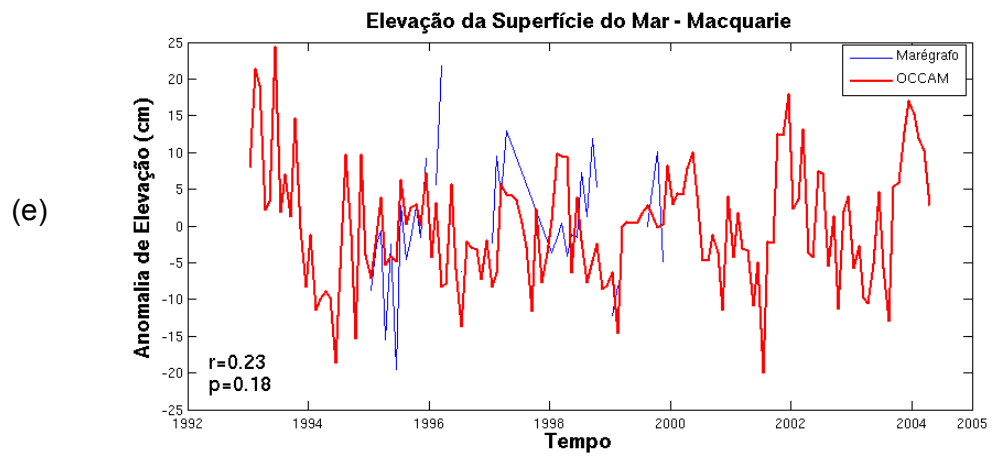
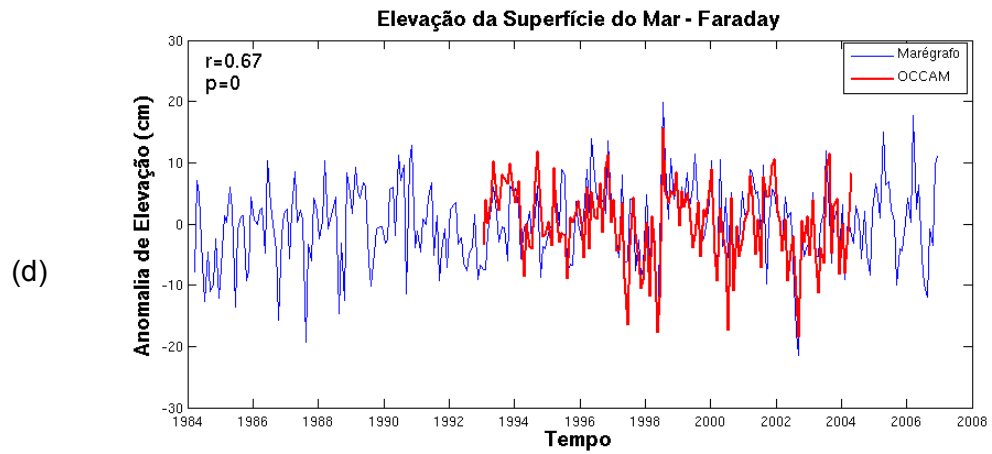
As séries temporais de anomalia de elevação da superfície do mar que comparam dados *in situ* com as saídas do OCCAM estão na Figura 6.

As estações que mostraram melhor representatividade no modelo foram Esperanza e Faraday, ambas localizadas no lado oeste da Península Antártica. A última é a estação que possui o registro mais longo de nível do mar, portanto sua boa correspondência no modelo é significativa. Provavelmente por possuir um elevado N amostral, Faraday apresentou um valor p tão pequeno que ele se aproxima de zero. Embora a série temporal de Esperanza tenha apresentado poucas medidas *in situ*, quando elas existem são muito próximas aos valores estimados pelo modelo, o que faz r aumentar e ser significativo. Casey e Davis mostraram correlações um pouco mais baixas, mas ainda assim significativas. As séries de Macquarie e Mawson apresentam um coeficiente de correlação abaixo do nível de significância já que mostram diferenças significativas entre os valores observados e os estimados pelo modelo, tendo, em alguns casos, sentidos opostos de evolução temporal (enquanto uma série aumenta a SSH, a outra diminui). Devemos notar que a estação de Macquarie não está localizada na costa como as outras. Nesta região onde ela se encontra, a elevação da superfície do mar recebe a influência da passagem de vórtices presentes na Corrente Circumpolar Antártica (e.g., Ivchenko *et al.*, 1996, 1997). Assim, a

estimativa da variabilidade deste parâmetro ali pode ser mais difícil de ser feita. Rothera teve a menor correlação de todas as estações e maior valor p , provavelmente devido ao curto período em que a série observada e a estimada têm em comum (pequeno N amostral).

A correlação entre as séries é também prejudicada pelas lacunas amostrais ao longo de cada mês existentes nos dados de marégrafos, o que resulta numa média mensal super ou subestimada.





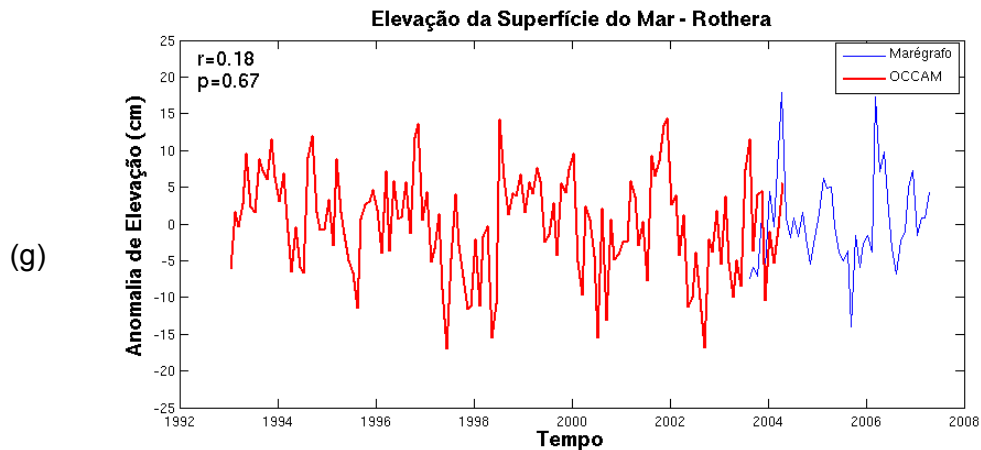


Figura 6: Séries temporais de elevação da superfície do mar para (a) Casey, (b) Davis, (c) Esperanza, (d) Faraday, (e) Macquarie, (f) Mawson e (g) Rothera. O coeficiente de correlação de Pearson (r) de cada série e seu respectivo valor p está indicado no canto superior esquerdo.

3.2. Comparação de Médias de Velocidade de Corrente, Tensão Superficial do Vento, Temperatura Potencial e Salinidade

Assim como comparar a evolução temporal de um parâmetro em um ponto específico entre dados observados e dados calculados pelo OCCAM, é importante também verificar se o modelo é representativo em termos da média de distribuição espacial dos diversos campos a serem analisados. Se a média estimada pelo modelo não apresentar padrões e feições semelhantes ao que já conhecemos através da literatura regional, a variabilidade sobre essa média estará claramente prejudicada com relação à realidade, sendo, portanto, inútil tentar avaliá-la sob o aspecto de longos períodos (tendências).

Esta seção visa, desta forma, avaliar as médias de velocidade de corrente, temperatura potencial e salinidade (na superfície e a 200 m de profundidade) e tensão do vento (na superfície). A média do campo de gelo marinho será abordada separadamente no próximo capítulo.

3.2.1. Resultados e Discussão

3.2.1.1. Correntes

As médias totais (ao longo de todo período) de velocidade de corrente na superfície e a 200 m estão ilustradas na Figura 7. Observa-se que, em geral, as correntes do Oceano Austral são essencialmente zonais, exceto por regiões onde encontramos elevações no fundo marinho ou mudanças de orientação da costa (ver Figura 3).

Na região mais afastada da costa, entre aproximadamente 64 e 50°S, a corrente tem sentido leste e módulo elevado, sendo contínua ao redor de todo globo. Esta corrente corresponde ao que conhecemos como Corrente Circumpolar Antártica (*Antarctic Circumpolar Current – ACC*), uma corrente profunda e intensa, dirigida pelos fortes ventos de oeste da região (Pickard e Emery, 1990). Alguns “braços” da ACC, gerados pela interação da corrente com a topografia de fundo, fluem para norte, entre Austrália e Nova Zelândia, costa oeste da América do Sul e no Atlântico, entre a América do Sul e as ilhas Malvinas, formando assim a Corrente das Malvinas (Pickard e Emery, 1990), como pode ser visto, por exemplo, nas feições em vermelho em torno de 60°W.

Próximo à costa da Antártica, as velocidades são menores e tem sentido oeste. Este fluxo corresponde à Corrente Costeira Antártica (*Antarctic Coastal Current – ACoC*), chamada por Deacon (1937) de Deriva do Vento Leste (*East Wind Drift*), já que é atribuída aos ventos predominantemente de leste encontrados próximos à costa. Esta corrente costeira não é completamente circumpolar, e acaba se tornando parte dos giros ciclônicos nos mares de Weddell e Ross, que podem ser observados em maior detalhe nas médias ilustradas na Figura 8. Notamos que a ACoC, no entanto, não foi bem representada pelo modelo da costa do Mar de Amundsen até a costa oeste da Península Antártica (de ~ 110°W a 60°W), onde o fluxo tem direção oposta (de leste) à que deveria ter, segundo a descrição da literatura

citada acima. Isso pode acontecer devido à proximidade que a ACC mantém em relação à costa nesta região.

Na Figura 7 pode-se observar também que pouca coisa muda no padrão das correntes da superfície para 200 m de profundidade. Isto acontece porque as correntes na Antártica são essencialmente barotrópicas, ou seja, as velocidades são praticamente iguais ao longo da coluna d'água, tanto próximo à costa quanto em maiores profundidades. De acordo com Núñez-Riboni e Fahrbach (2009), a Corrente Costeira Antártica é 82% barotrópica e 18% baroclínica. Nos trópicos e subtropicais, onde a densidade varia rapidamente ao longo da termoclina permanente, uma pequena inclinação desta termoclina produz um grande gradiente horizontal de pressão. É, então, possível balancear todo o fluxo geostroficamente na termoclina e reduzir as velocidades até praticamente zero abaixo dela. Na região Antártica, as variações de densidade com a profundidade são pequenas e a força do gradiente de pressão é mais uniformemente distribuída ao longo da coluna d'água. Como resultado, as correntes não estão restritas às primeiras centenas de metros superficiais, mas alcançam grandes profundidades. Observações na Passagem de Drake mostram velocidades médias de correntes de 0,01 – 0,04 m/s a 2500 m de profundidade, ou 10-30% da velocidade observada a 500 m de profundidade. Desta forma, fica fácil entender porque a ACC tem o maior transporte de massa entre todas as correntes oceânicas: ela move uma camada de água de mais de 2000 m de espessura com velocidades comparáveis a outras correntes superficiais (Baines, 2006). Pickard e Emery (1990) estimam o transporte da ACC em, aproximadamente, 110 Sv.

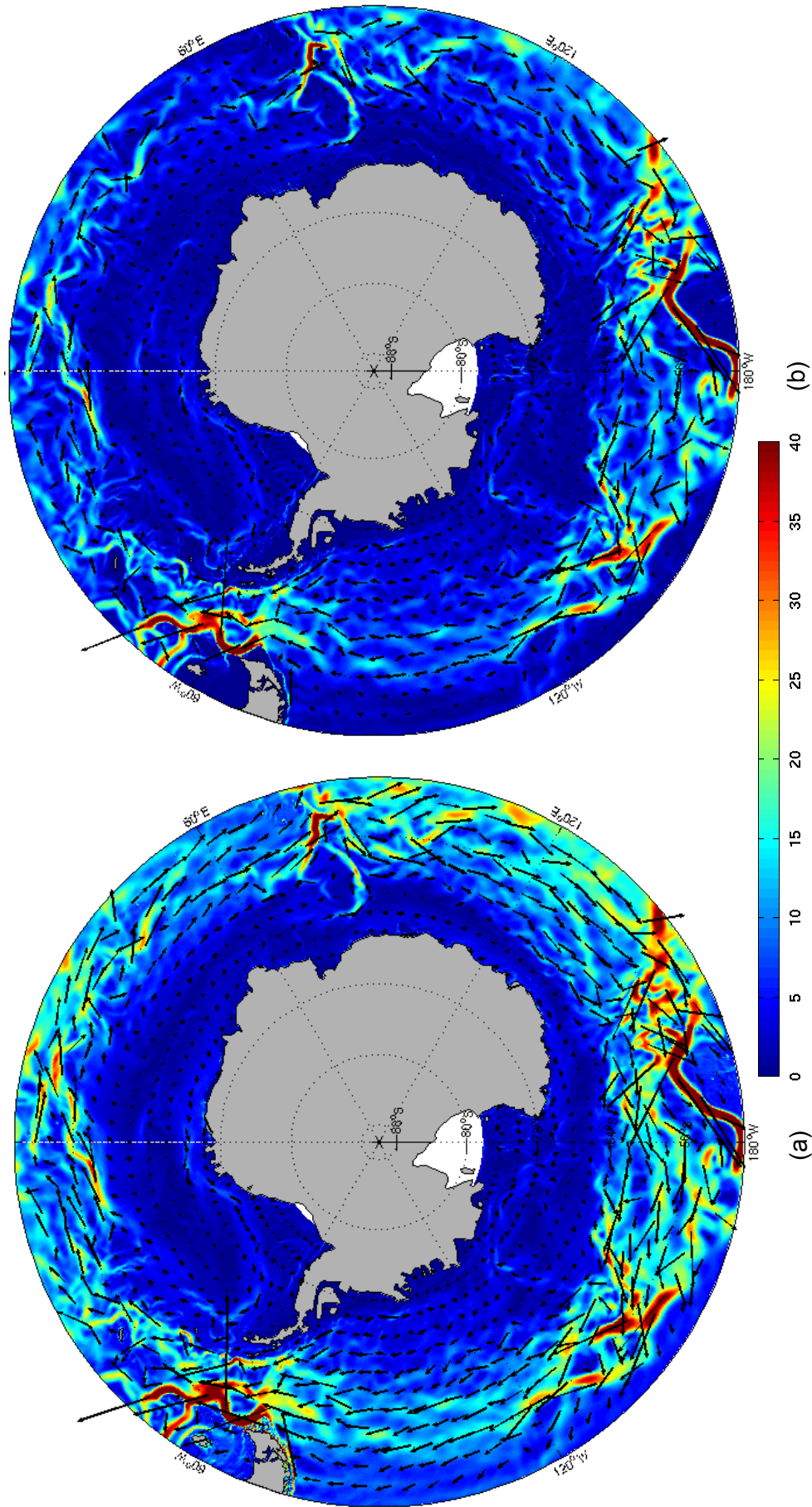


Figura 7: Média sobre o período de 1993-2004 do vetor velocidade de corrente, em cm/s. (a) na superfície e (b) a 200 m de profundidade. A cor de fundo associada à barra de cores abaixo mostra a intensidade, ou seja, o módulo do vetor de corrente. Os vetores apontam na direção e sentido do fluxo.

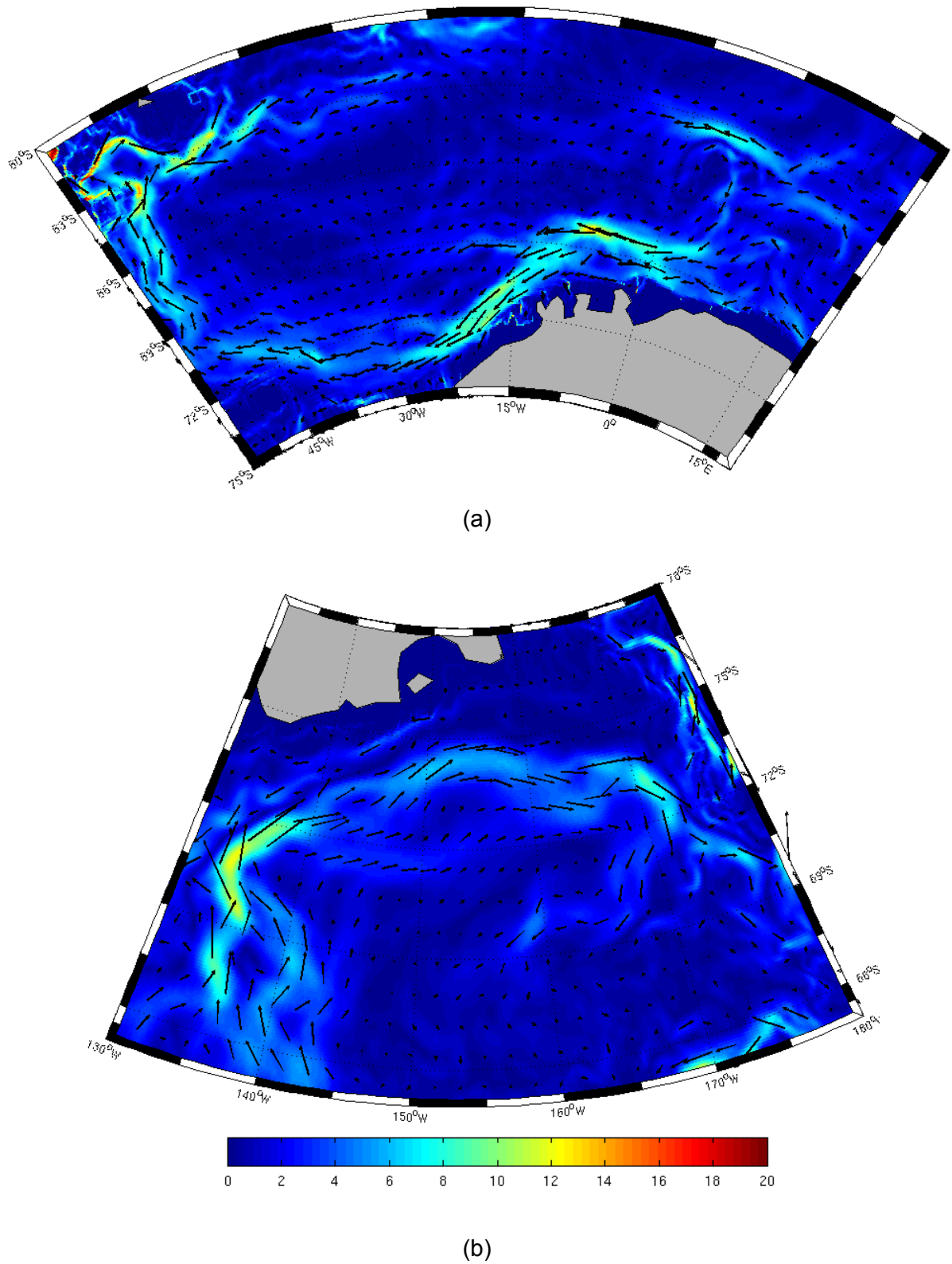


Figura 8: Detalhes das médias de velocidade de corrente, em cm/s, a 200 m de profundidade para o (a) Mar de Weddell e o (b) Mar de Ross.

3.2.1.2. Tensão Superficial do Vento

A Figura 9 mostra a média total de tensão superficial do vento obtida a partir de dados bidimensionais do modelo. Assim como as médias de velocidade de corrente (Figura 7), as tensões na superfície geradas pelo vento também são essencialmente zonais, apontando para leste entre 64° e 50°S e para oeste na região mais próxima à costa, inclusive na costa dos mares de Amundsen e Bellingshausen, onde a ACoC não estava representada corretamente pelo modelo. Este padrão de distribuição de tensões corresponde à descrição do campo de ventos encontrada na literatura (e.g., Baines, 2006).

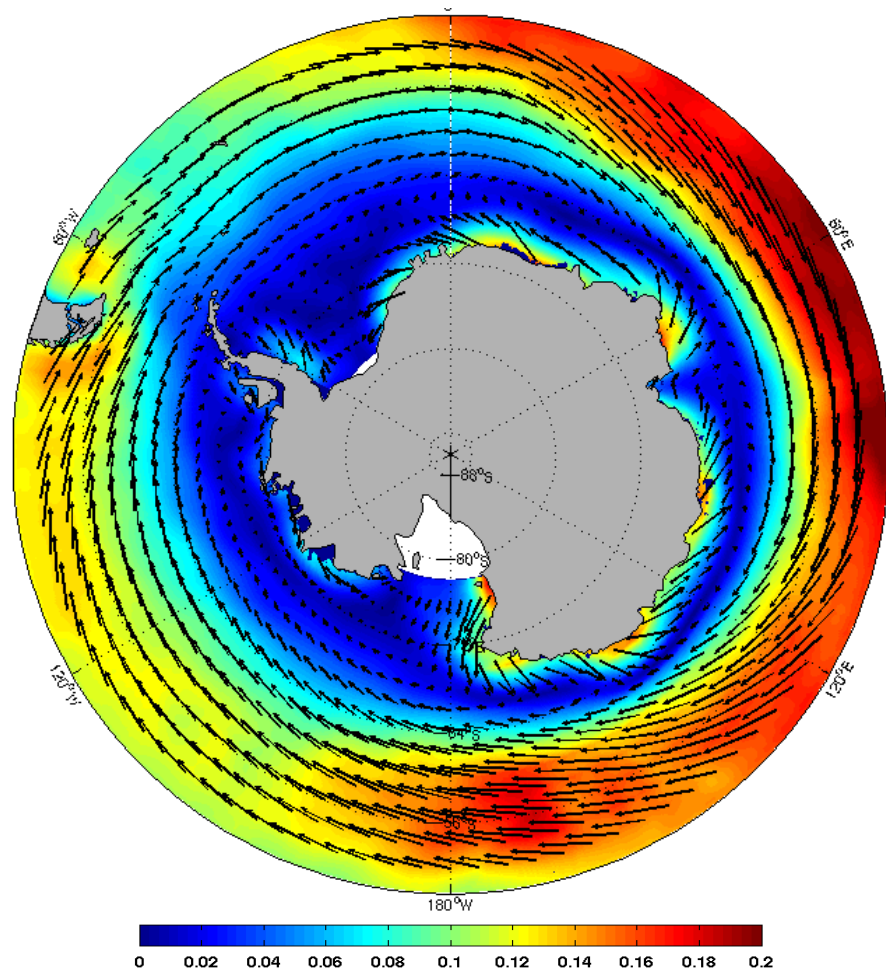


Figura 9: Média sobre o período de 1993-2004 do vetor tensão superficial do vento, em N/m^2 . A cor de fundo associada à barra de cores à direita mostra a intensidade, ou seja, o módulo do vetor de tensão. Os vetores apontam na direção e sentido do fluxo.

De acordo com Baines (2006), a pressão atmosférica superficial ao redor da Antártica mostra uma “crista” de alta pressão de aproximadamente 25° a 35°S, com as maiores pressões sobre cada bacia oceânica, e um “cavado” de baixa pressão em 65°S. A partir desta disposição, concluímos que o vento geostrófico médio entre estes centros de pressão é de oeste. Próximo ao continente, o vento mostra uma reversão, indicando a presença dos ventos polares de leste ao longo da costa.

3.2.1.3. Temperatura Potencial

As Figuras 10(a) e 11(a) mostram as médias totais de temperatura potencial na superfície e a 200 m de profundidade. Próximo à superfície (Figura 10(a)), as temperaturas potenciais são muito baixas no entorno do continente (abaixo de 0°C), até aproximadamente 60°S. Sobre a plataforma continental, os valores ficam muito próximos ao ponto de congelamento (~ -1.9°C). Ao norte de 55°S no Oceano Pacífico e de 50°S no restante do globo, as temperaturas potenciais chegam a 10°C. Enquanto dentro destas duas faixas distintas os valores variam pouco no sentido norte-sul, entre elas há uma variação rápida de temperatura potencial, indicando a presença de uma frente circumpolar.

Em torno de 200 m de profundidade (Figura 11(a)), as águas ao sul de 60°S são, em geral, relativamente mais quentes do que na superfície, tendo temperaturas potenciais de cerca de 1°C, exceto sobre a plataforma e nos Giros de Weddell e Ross, onde os valores continuam negativos. Ao norte de 55°S no Oceano Pacífico e de 50°S no restante do globo, as temperaturas potenciais são ligeiramente mais baixas em relação às de superfície. A frente entre as duas faixas distintas de temperatura potencial continua existindo nesta profundidade.

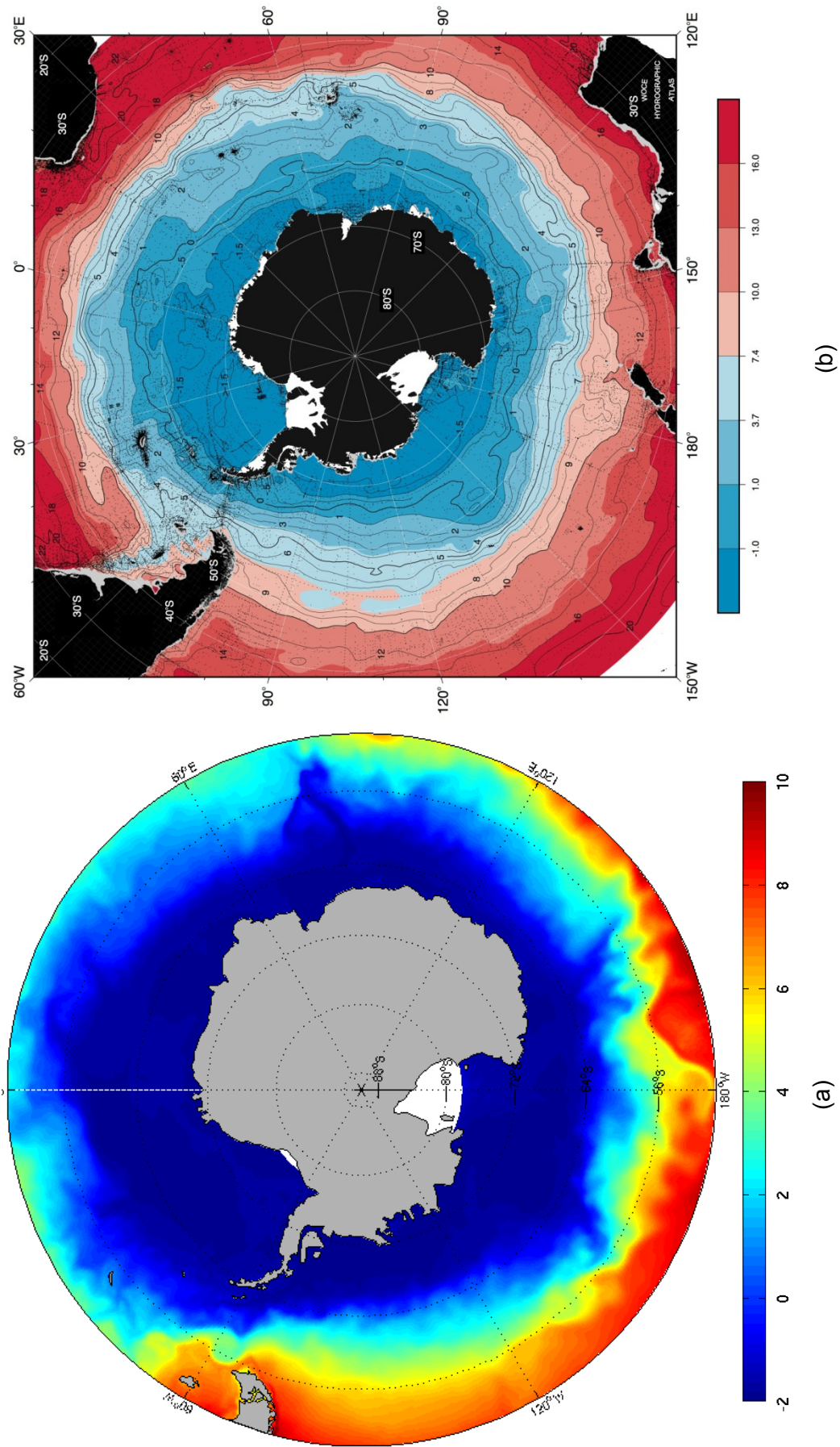


Figura 10: Média sobre o período de 1993-2004 de temperatura potencial, em °C, (a) na superfície, obtida com dados do OCCAM, e a (b) 50 m de profundidade, extraída de Orsi e Whitworth III (2004).

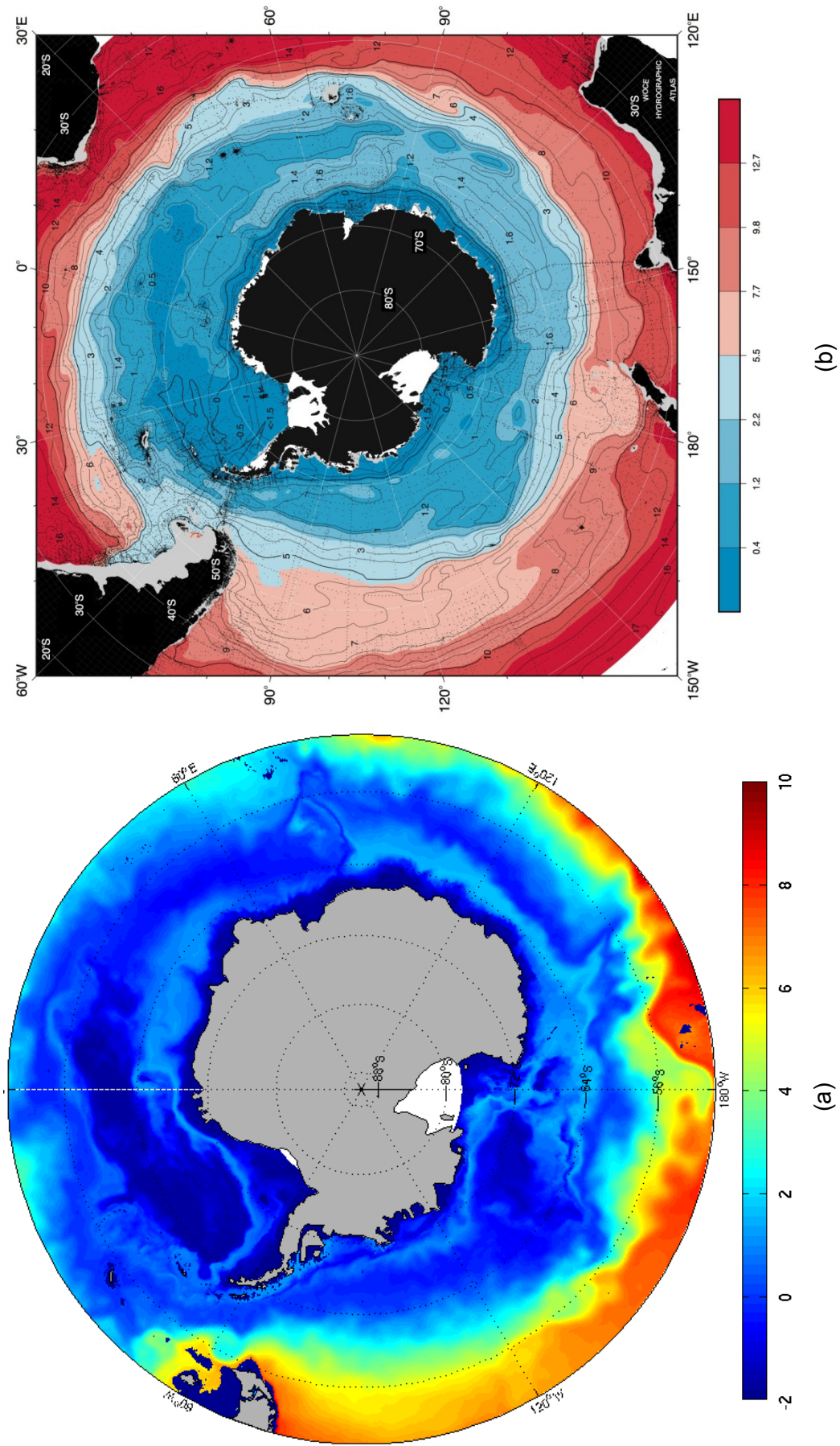


Figura 11: Média sobre o período de 1993-2004 de temperatura potencial, em °C, a 200 m de profundidade, (a) obtida com dados do OCCAM e (b) extraída de Orsi e Whitworth III (2004).

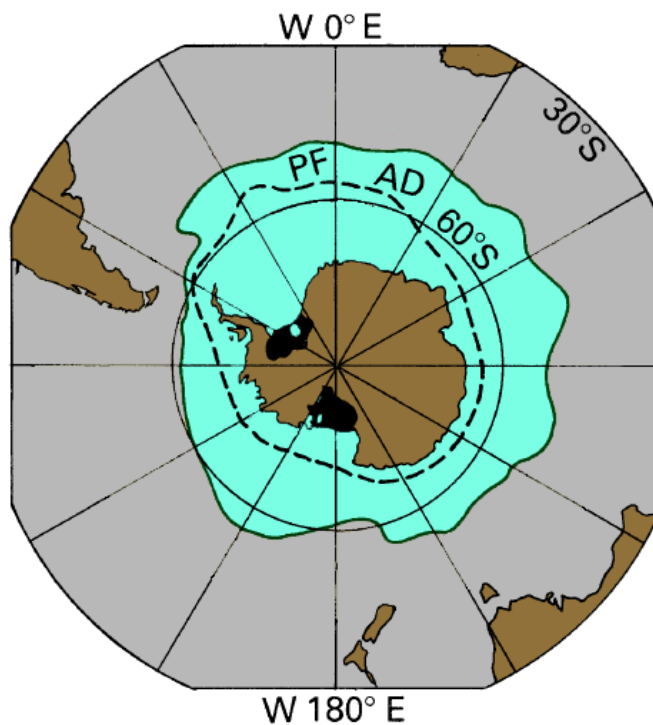


Figura 12: Localização da Frente Polar Antártica (PF – linha verde cheia) e da Divergência Antártica (AD – linha preta tracejada) (adaptado de Tomczak e Godfrey, 1994).

Para sabermos se estes padrões espaciais de distribuição de temperatura potencial calculados pelo modelo correspondem à média real de temperatura do Oceano Austral, comparamos as Figuras 9(a) e 10(a) com os mapas publicados no *Southern Ocean Atlas* (Orsi e Whitworth III, 2004). Estes mapas foram produzidos com dados coletados durante o programa **WOCE** (*World Ocean Circulation Experiment*) e estão presentes nas Figuras 10(b) e 11(b). Como a resolução espacial destes dados (cerca de 24 km) é menor comparada ao modelo, é possível que feições obtidas pelo OCCAM estejam ausentes dos mapas referentes aos dados WOCE.

Embora a Figura 10(b) retrate a média de temperatura potencial a 50 m e não na superfície como na Figura 10(a), a correspondência entre o padrão espacial de ambas as figuras (tanto

mais próximo a superfície quanto em torno de 200 m – Figura 11(a)) é boa.

De acordo com a descrição de Pickard e Emery (1990), dirigindo-se para norte a partir da costa Antártica, a temperatura superficial média aumenta suavemente até que uma região é atingida, onde a temperatura aumenta rapidamente em cerca de 2 a 3°C. A água superficial ao sul desta região move-se para norte e afunda quando alcança a mesma. Assim, na superfície, a água está convergindo nesta região conhecida como Convergência Antártica ou Frente Polar Antártica (*Antarctic Polar Front – APF*) (Figura 12), que é a região de transição entre as duas faixas de temperatura potencial na Figura 10, citada acima. Segundo Pickard e Emery (1990), a APF localiza-se aproximadamente na latitude de 50°S nos oceanos Atlântico e Índico e na latitude 60°S no Pacífico. Ao norte desta região, a temperatura continua a aumentar suavemente até cerca de 10°C, onde encontramos o limite norte do nosso domínio espacial.

Tomczak e Godfrey (1994) citam a presença de uma água na superfície da Zona Antártica (ao sul da APF) com temperaturas muito baixas, atingindo valores próximos ao ponto de congelamento (-1.9°C), como resultado do derretimento de verão do gelo marinho e resfriamento superficial no inverno. Ao norte, a água tem uma variação maior de temperatura, pois a variabilidade sazonal do aquecimento solar torna-se mais importante.

Abaixo da superfície na Zona Antártica, estendendo-se até 4000 m de profundidade, está a Água Circumpolar Antártica (*Antarctic Circumpolar Water - AACW*), com temperaturas de 1.5 a 2.5°C (Tomczak e Godfrey, 1994). Na região da Divergência Antártica (Figura 12), onde os ventos de oeste e de leste se encontram, a Água Profunda do Atlântico Norte (*North Atlantic Deep Water - NADW*) ressurge de 2000 m de profundidade para 200 m. Sendo a NADW uma água de temperaturas relativamente maiores que a AACW, podemos observar a presença desta massa d'água na Divergência como uma

faixa de maior temperatura potencial na Figura 13. Nesta figura, um sinal de maior temperatura potencial também é observado na quebra de plataforma, onde a Água Circumpolar Profunda (*Circumpolar Deep Water – CDW*) ascende sobre o talude para entrar na plataforma, onde participará, em alguns locais, da formação da AABW. Esta feição aparece na região onde está localizada a Frente de Talude Antártica (*Antarctic Slope Front*), descrita por Jacobs (1986,1991) como o limite (abaixo da camada superficial) entre águas relativamente doces e frias da plataforma e águas mais quentes e salinas da região *offshore*. Esta frente está presente na maioria das longitudes, com exceção da região a oeste da Passagem de Drake (Baines, 2006).

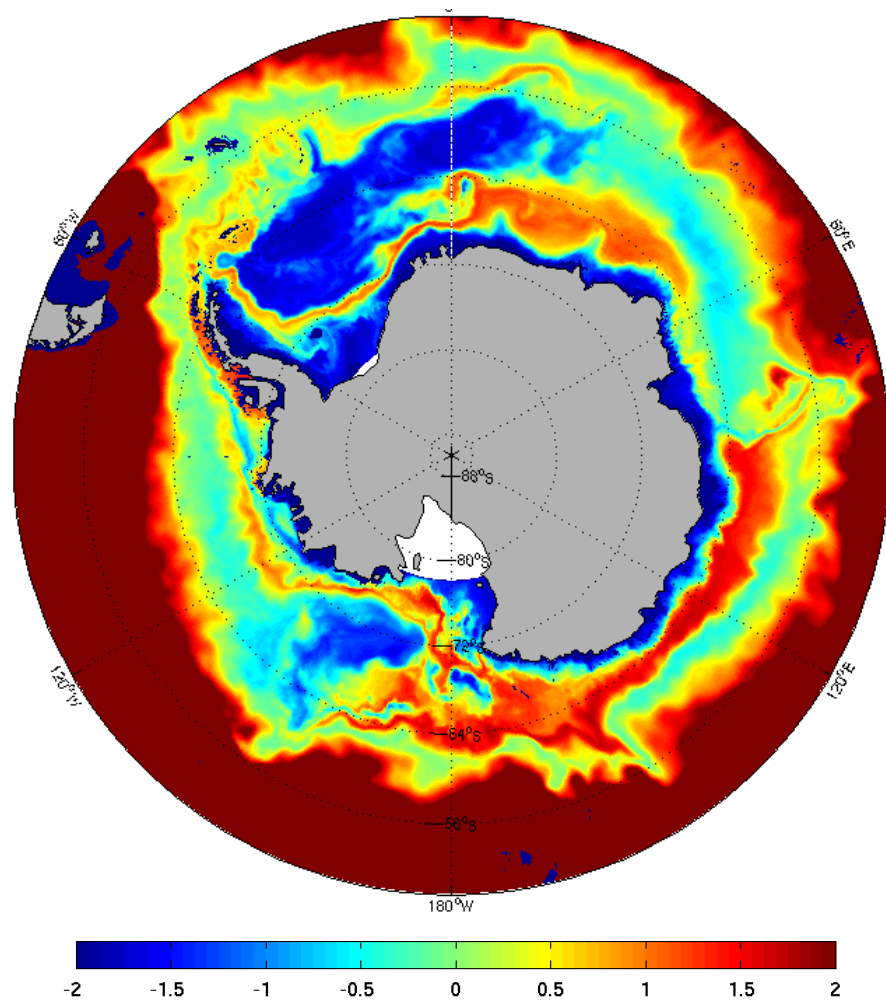


Figura 13: Média sobre o período de 1993-2004 de temperatura potencial, em °C, a 200 m de profundidade, com limites menores na escala de cores.

3.2.1.4. Salinidade

As médias totais de salinidade na superfície e a 200 m de profundidade obtidas com os dados do OCCAM são apresentadas a seguir nas Figuras 14(a) e 15(a), respectivamente. Na camada mais superficial (Figura 14(a)), observamos que as maiores salinidades (em torno de 34.5) estão concentradas sobre as plataformas continentais de Weddell e Ross e ao norte de 56°S no Oceano Pacífico. Valores intermediários são observados sobre as outras regiões da plataforma continental. Já os menores valores de salinidade aparecem nos Mares de Amundsen e Bellingshausen e no entorno da costa leste do continente Antártico (de ~10°E a 170°E, prolongando-se para a parte mais externa do Mar de Ross). Este padrão espacial de distribuição de salinidade representa bem a distribuição observada na salinidade média a 50 m de profundidade encontrada por Orsi e Whitworth III (2004) a partir de dados do WOCE (Figura 14(b)).

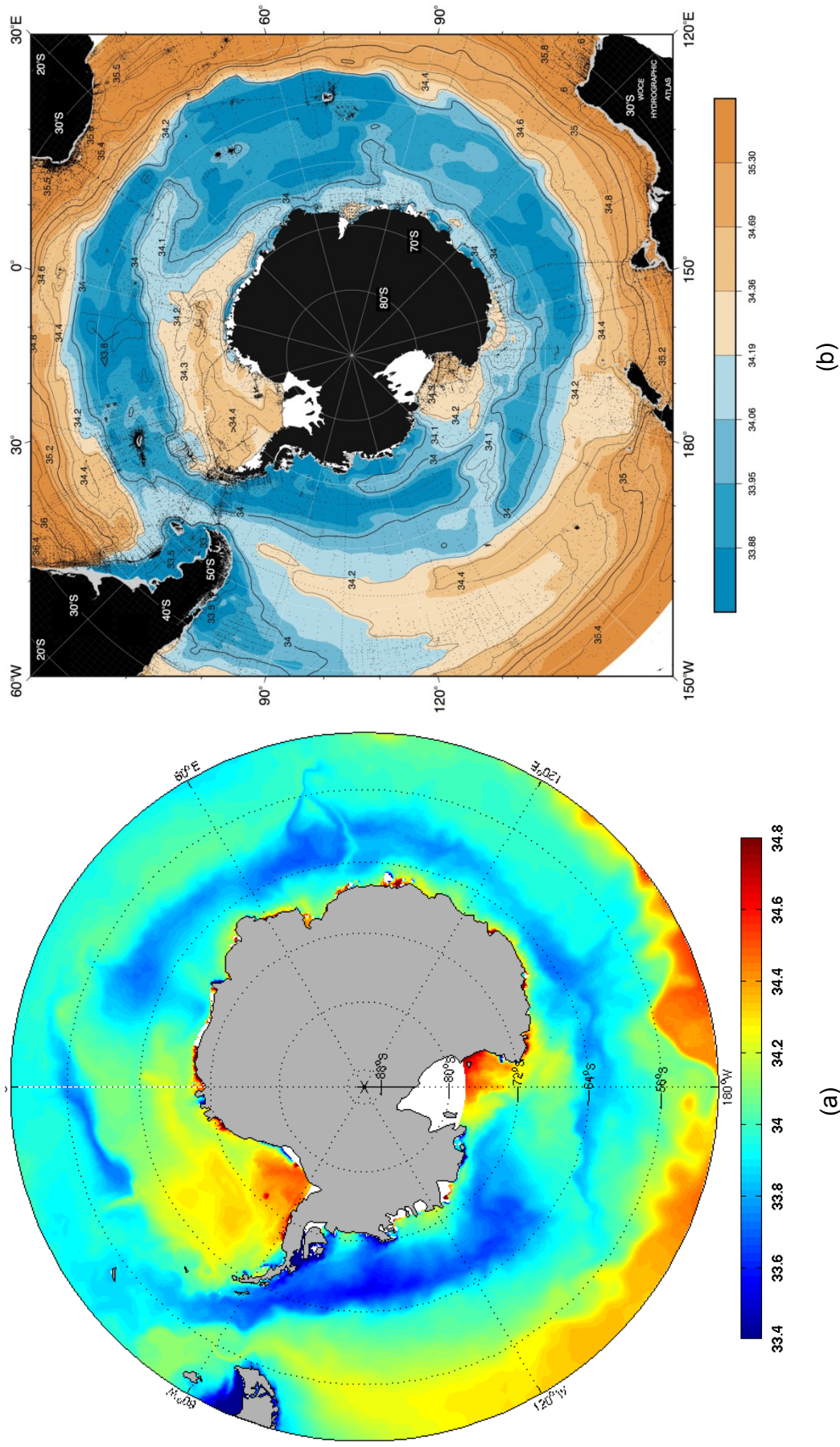
Para a profundidade de 200 m (Figura 15(a)), as médias de salinidade são maiores, não apresentando valores abaixo de cerca de 33.9. Tanto na média calculada pelo modelo quanto naquela observada por Orsi e Whitworth III (2004), os maiores valores estão no entorno do continente, abrangendo áreas maiores nos mares de Weddell e Ross. No entanto, a média estimada pelo modelo mostra um núcleo de salinidade relativamente menor a leste do Giro de Weddell (centrado em ~ 0°E) e outro no Giro de Ross, que apresentam valores, portanto, subestimados em relação à média vista na Figura 15(b). Em contrapartida, os valores de salinidade sobre a plataforma nos Mares de Amundsen e Bellingshausen parecem estar superestimados na Figura 15(a) em relação à média ilustrada por Orsi e Whitworth III (2004) (Figura 15(b)). A menor salinidade obtida nesta região a partir dos dados WOCE, coletados na década de 1990, pode estar relacionada ao derretimento acelerado de geleiras na costa oeste da Antártica nos últimos anos (*e.g.*, Thomas *et al.*, 2004; Cook *et al.*, 2005;

Rignot *et al.*, 2005). Como o OCCAM não incorpora o manto de gelo e sua dinâmica no modelo, este sinal não apareceria na média obtida a partir de seus dados.

Informações de troca de massa entre a atmosfera e o oceano são escassas na região. De acordo com Tomczak e Godfrey (1994), uma banda larga de elevada precipitação envolve a Antártica, centrada em aproximadamente 50°S, na região de ventos mais fortes (na Figura 14, observamos essa banda centrada em 55°S). Já que a evaporação é muito pequena em altas latitudes, o balanço de massa entre oceano e atmosfera é dominado pelo ganho de água doce para o oceano. Este efeito é ainda aumentado pelo derretimento de gelo no verão. Isto explica a baixa salinidade das águas próximas à superfície na região Antártica.

Nas plataformas do Mar de Weddell e Mar de Ross as salinidades são mais altas, tanto na superfície quanto no fundo, porque são regiões de intensa formação de gelo marinho, principalmente no inverno. Durante este processo, o sal contido na parcela de água que se congela é expelido para as camadas da coluna d'água logo abaixo da cobertura de gelo. Esta "salmoura" tem papel importante na formação da AABW, já que torna as águas de plataforma mais densas. Mosby (1934, 1966) constatou que a salinidade da água de plataforma deve ser aumentada pela formação de gelo marinho e chegar a uma salinidade crítica de 34.62, necessária para gerar convecção e assegurar a relação T/S apropriada para a formação da AABW. Os valores intermediários sobre outras regiões da plataforma podem ser resultantes da formação e derretimento de gelo, ambos importantes nestas áreas.

A cerca de 200 m de profundidade, as salinidades aumentam provavelmente pela influência da Água Circumpolar Antártica, que tem salinidades em torno de 34.7 (Pickard e Emery, 1990).



(a) (b)

Figura 14: Média sobre o período de 1993-2004 de salinidade a (a) 3 m de profundidade, obtida com dados do OCCAM, e a (b) 50 m de profundidade, extraída de Orsi e Whitworth III (2004)

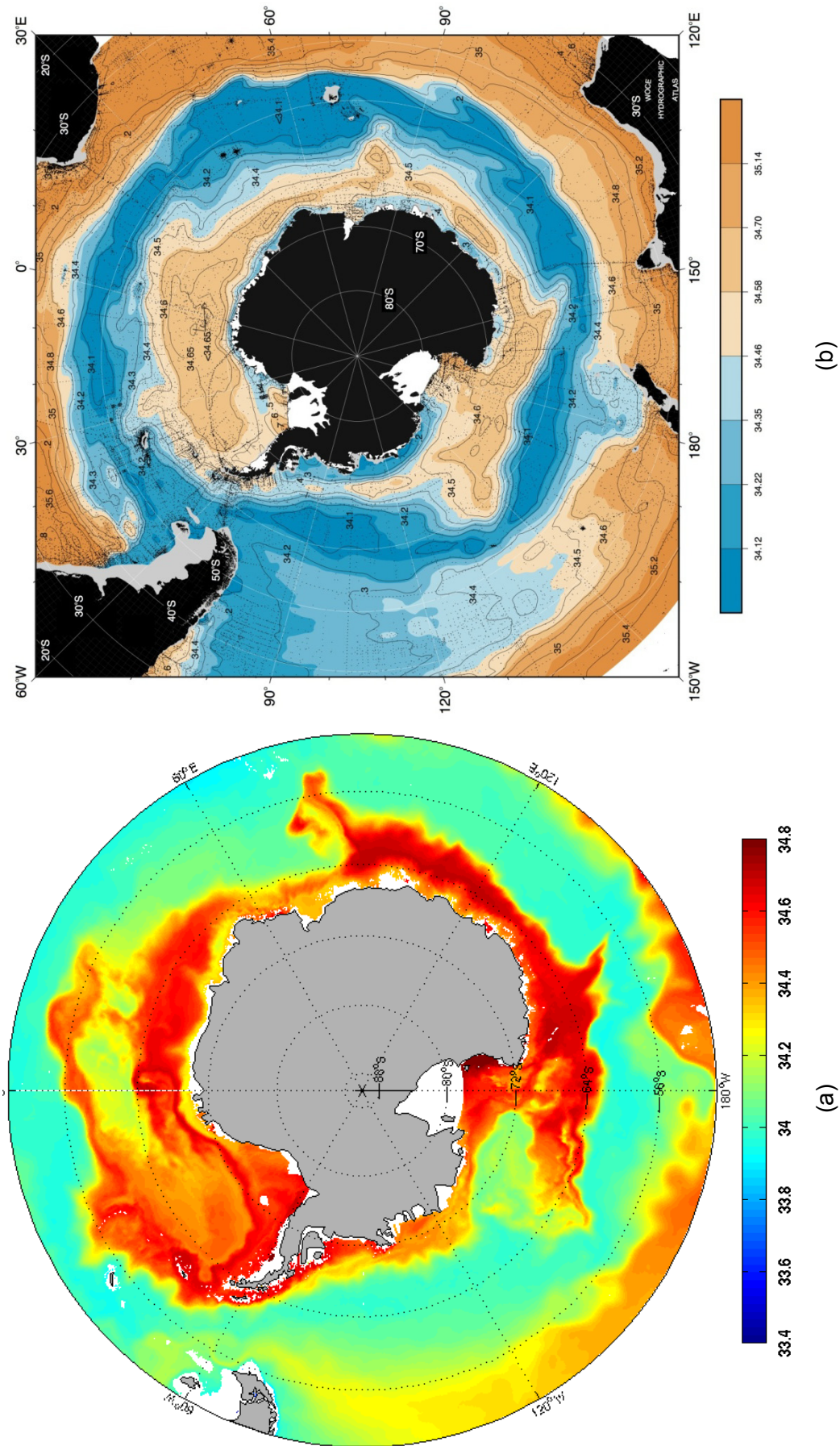


Figura 15: Média sobre o período de 1993-2004 de salinidade a 200 m de profundidade, (a) obtida com dados do OCCAM e (b) extraída de Orsi e Whitworth III (2004).

Capítulo 4

O MODELO DE GELO MARINHO

A necessidade de se melhorar a física dos modelos numéricos, principalmente em maiores resoluções espaciais, levou os OGCMs (*Oceanic General Circulation Model*) a incorporarem modelos de gelo marinho acoplados ao sistema oceano-atmosfera. A cobertura de gelo marinho modifica a troca de calor e o balanço de água doce na superfície do oceano em altas latitudes, além de poder inibir localmente a convecção profunda através de seu derretimento ou aumentá-la através do congelamento (e.g., Stössel *et al.*, 1998). Em seu estudo acerca do impacto do gelo marinho Antártico num modelo oceânico global, Stössel *et al.* (1998) indicaram que a taxa de formação da AABW está fortemente acoplada aos processos locais de gelo marinho no Oceano Austral que, por sua vez, variam sensivelmente dependendo da formulação de seu modelo e sua forçante na atmosfera. Além disso, as propriedades da AABW também são alteradas na presença de gelo marinho nos modelos, principalmente sua temperatura, que tende a ser menor como consequência da rejeição de sal no processo de formação de gelo (Goosse *et al.*, 1997). Estudos indicam ainda (e.g., Cai e Baines, 1996) que a taxa de AABW formada tem grande impacto na intensidade da Corrente Circumpolar Antártica nos OGCMs.

O objetivo deste capítulo é, então, mostrar a robustez do modelo OCCAM ao parametrizar e representar a concentração de gelo marinho antártico, comparando médias e variabilidade destes dados com observações feitas pelo sensor SSM/I (*Special Sensor Microwave/Imager*) no período de janeiro de 1993 a abril de 2004.

4.1. Dados e Metodologia

4.1.1. Concentração de Gelo Marinho do OCCAM: O Modelo

A descrição completa do modelo de gelo marinho implementado no OCCAM é dada em Aksenov (2002). Uma descrição sucinta deste modelo de gelo é dada a seguir.

A cobertura de gelo marinho no modelo é considerada um contínuo situado entre a atmosfera e o oceano. Esta aproximação despreza a presença de rachaduras, faixas de águas abertas e blocos de gelo. A influência destas feições na dinâmica e termodinâmica do gelo marinho é tratada implicitamente pela concentração média de gelo na célula da grade, sendo que para cada uma das células foi definido um mínimo de 1% de área de água aberta. Essa aproximação é plausível em resoluções mais baixas, mas as altas resoluções requerem mais estudos específicos. A justificativa para utilizar a aproximação contínua é que o gelo é um meio fragmentado que se move como um conglomerado de placas quase rígidas separadas por zonas de intensa deformação: as “*slip lines*” (Overland *et al.*, 1998; Kwok, 2001). Estas zonas não são feições estáticas: elas aparecem, migram e desaparecem. A plasticidade controla a deformação na *slip line*, enquanto as placas sofrem deformações elásticas de pequena magnitude e se arrastam (Overland *et al.*, 1998; Goldstein *et al.*, 2001). As médias temporais e espaciais reduzem o movimento descontínuo predominantemente instantâneo do gelo para o movimento do contínuo viscoso-plástico (Hibler, 1977; Leppäranta e Hibler III, 1987; Rothrock e Stern, 1993).

A parte termodinâmica do modelo é resolvida pela bem desenvolvida relação termodinâmica de Semtner (Semtner, 1976). O gelo começa a se formar na superfície livre quando a temperatura da camada superficial cai abaixo do ponto de congelamento, parametrizado como -1.9°C . De acordo com a perda ou ganho de calor, um volume de gelo V é formado ou derretido.

Um valor de V positivo leva a formação de gelo que aumenta a concentração A para 99%. Valores negativos de V iniciam o derretimento das bordas e a concentração passa a ser

$$A_{nova} = A_{anterior} + \frac{V}{H_{anterior}} \quad (4)$$

onde $H_{anterior}$ é a espessura do gelo antes do derretimento. É assumido que o gelo é completamente doce (0 de salinidade).

O modelo dinâmico de gelo tem quatro componentes básicas: equação de balanço do *momentum*, reologia* do gelo elástico-viscoso-plástica (Hunke e Dukowicz, 1997), advecção de gelo e os chamados ajustes de gelo (mais detalhes em Aksenov, 2002).

4.1.2. Concentração de Gelo Marinho do SSM/I

Os dados de concentração de gelo marinho usados neste capítulo para a comparação com os resultados do modelo de gelo marinho foram obtidos a partir do banco de imagens do *National Snow and Ice Data Center* dos Estados Unidos (**NSIDC**, <ftp://sidacs.colorado.edu>). Eles foram originalmente gerados a partir da medição da temperatura de brilho feita pelo sensor orbital *Special Sensor Microwave/Imager* (SSM/I).

O instrumento SSM/I é um radiômetro de microondas de multi-freqüências e bi-polarizado, que captura radiação de microondas em um ângulo de incidência de aproximadamente 53° e uma altitude de ~800 km. Nas freqüências das microondas, a radiância observada varia linearmente com a temperatura do material emissor, de acordo com a lei de Rayleigh-Jeans, e é geralmente expressada em termos de temperatura de brilho. A conversão da temperatura de brilho para concentração de gelo foi feita através do algoritmo Bootstrap, que utiliza os canais de 19- e 37-GHz na polarização vertical (Comiso, 1995; Comiso, 1999; Comiso e Nishio, 2008).

* Reologia é a parte da física que investiga as propriedades e o comportamento mecânico de corpos que sofrem uma deformação (sólidos elásticos) ou um escoamento (fluido-líquido ou gás) devido à ação de uma tensão de cisalhamento.

O sensor SSM/I vem operando desde Agosto de 1987, quando substituiu o sensor SMMR (*Nimbus-7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer*). As imagens são médias mensais feitas a partir de imagens diárias e possuem resolução espacial de 25 x 25 km.

4.1.3. Metodologia

Foram calculadas as médias gerais (todos os meses juntos) do campo de gelo do modelo e do sensor SSM/I e médias apenas para os meses de fevereiro, quando temos a menor extensão de gelo marinho ao redor da Antártica (e.g., Zwally *et al.*, 2002; Cavalieri e Parkinson, 2008). Nos resultados apresentados a seguir, serão mostradas as duas médias gerais (modelo e SSM/I) e a diferença das médias feitas para fevereiro.

Para uma avaliação da representatividade do modelo quanto à variabilidade da cobertura de gelo marinho, foi feito um gráfico das séries temporais de concentração média de gelo ao longo de um transecto pré-determinado (Figura 16), tanto para os dados simulados do OCCAM (médias mensais) quanto para os dados do SSM/I. A escolha do transecto foi aleatória sobre a borda de gelo.

Os dados utilizados compreenderam o período de janeiro de 1993 a abril de 2004.

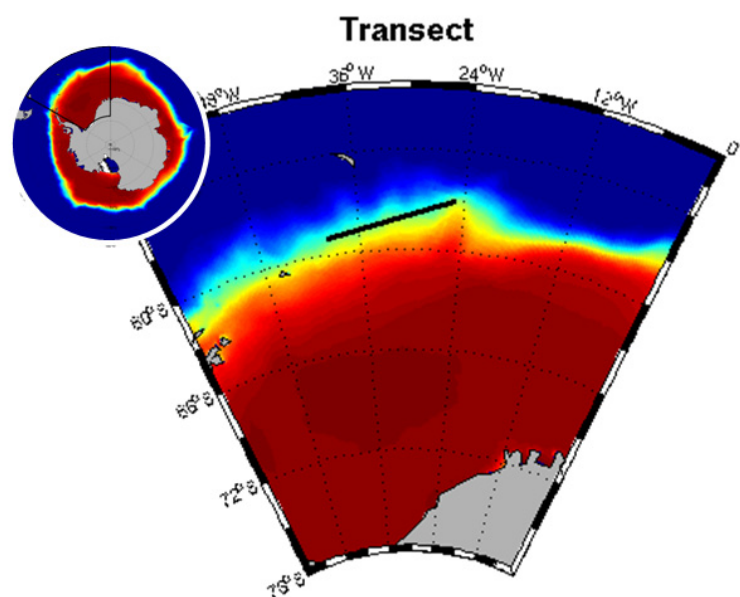


Figura 16: Localização do transecto no campo médio de concentração de gelo marinho.

4.2. Resultados e Discussão

A Figura 17(a) mostra o campo médio da concentração de gelo marinho obtido a partir dos dados bidimensionais do modelo OCCAM. Podemos observar que ao sul de 64°S as concentrações em praticamente todas as células da grade estão acima de 90%, enquanto a média obtida a partir dos dados do SSM/I (Figura 17(b)) mostra concentrações mais elevadas apenas sobre a plataforma continental, abrangendo maiores áreas nos mares de Weddell e Ross. Na Figura 17(c), observamos ainda que a diferença entre modelo e sensor na cobertura média de gelo para o mês de fevereiro (quando deveríamos encontrar a menor cobertura de gelo possível) é bastante grande, exceto para a região da plataforma e a parte oeste do Mar de Weddell.

Fica claro, então, que o modelo OCCAM superestima as concentrações de gelo em todo seu ciclo sazonal e também sua extensão, especialmente no verão. Renner *et al.* (2009), em seu estudo de validação de modelos oceânicos globais para o Mar de Weddell, também encontraram uma superestimativa para a extensão de gelo no verão. Isso possivelmente acontece devido às duas principais parametrizações que envolvem a concentração de gelo marinho aplicadas ao modelo, já descritas anteriormente:

- 1) Assumir, no início da simulação, que todas as células da grade possuem 99% de concentração de gelo ao sul de 65.25°S;
- 2) Induzir as células da grade que formam qualquer volume de gelo marinho a um aumento de concentração de gelo para 99%.

Para verificarmos se, além das médias, a variação da concentração do gelo marinho também é afetada por essas parametrizações e outras, analisaremos a Figura 18, referente ao transecto (Figura 16) posicionado na borda de gelo no Mar de Weddell.

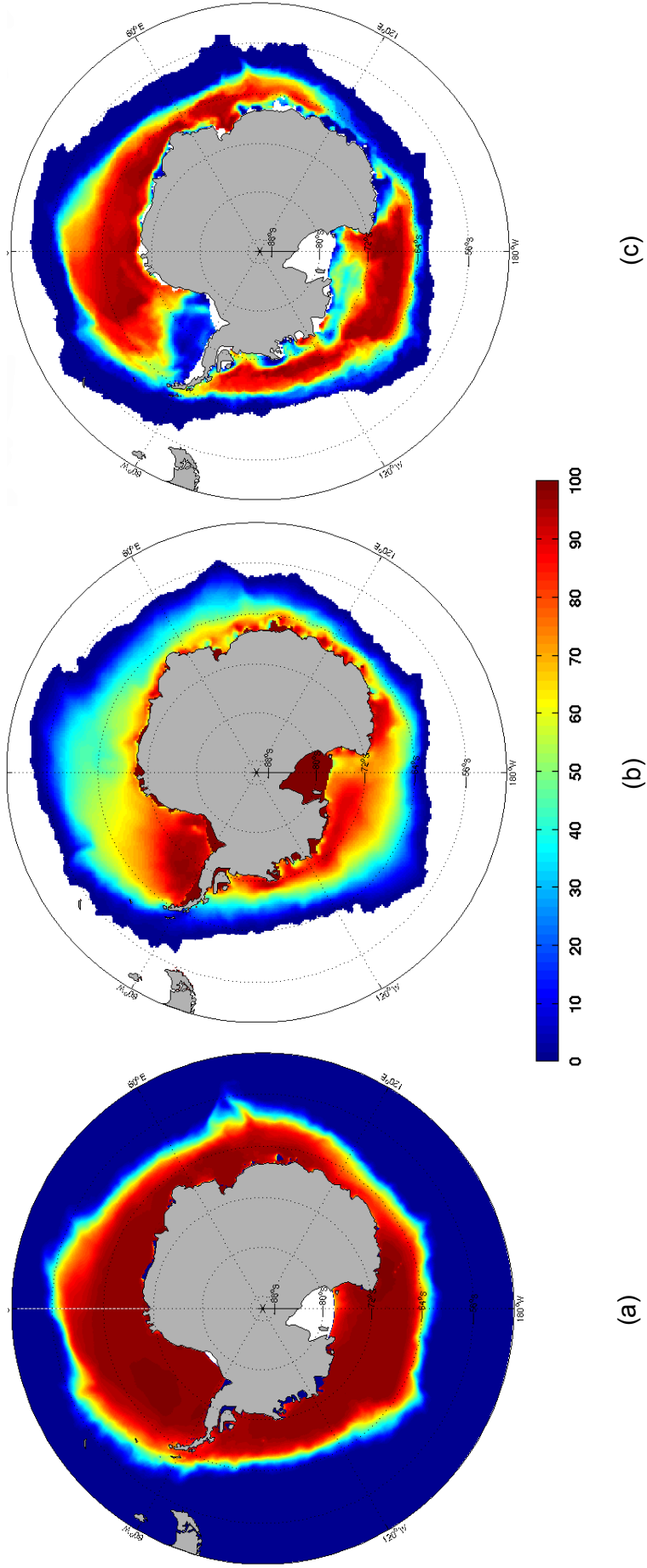


Figura 17: Média de concentração (%) de gelo marinho sobre o período de 1993-2004 a partir de dados (a) do modelo e (b) do sensor SSM/I. A Figura (c) mostra a diferença entre as médias de concentração de gelo marinho do modelo e do SSM/I (%) para o mês de fevereiro.

Na linha azul da Figura 18, notamos novamente que os valores de concentração obtidos pelo modelo são quase sempre maiores que 90%, logicamente quando a extensão de gelo é grande o suficiente para alcançar a região do transecto. Se compararmos, nesta figura, a linha azul com a linha vermelha (obtida a partir de dados do sensor SSM/I), veremos que além de as concentrações serem geralmente maiores, a permanência de gelo marinho naquela região é também mais prolongada no modelo. Entretanto, se confrontarmos as duas evoluções temporais desconsiderando estas super estimativas, a variação da cobertura de gelo em geral é bem representada pelo modelo. Isto é, quando observamos nos dados de satélite um período de maior concentração, maior cobertura ou de maior duração da cobertura de gelo, o mesmo é visto nos dados gerados pelo modelo.

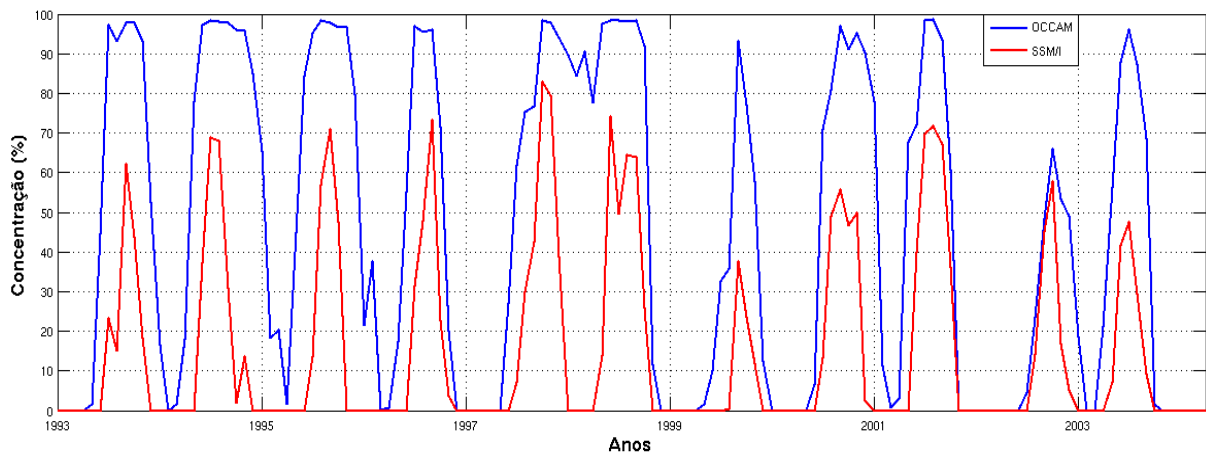


Figura 18: Séries temporais de concentração de gelo marinho no transecto posicionado na borda de gelo do Mar de Weddell. A linha azul mostra a evolução temporal dos dados do OCCAM, enquanto a linha vermelha mostra a evolução temporal dos dados do SSM/I.

Capítulo 5

TENDÊNCIAS DE LONGO PERÍODO E VARIABILIDADE TEMPORAL DA CORRENTE COSTEIRA ANTÁRTICA

5.1. Tendências de Longo Período

Muitos estudos têm sido publicados nas últimas décadas com respeito aos efeitos das mudanças climáticas nos diversos parâmetros ambientais, nas mais variadas regiões do globo. Geralmente, estes estudos envolvem a análise de tendências lineares de longo período, ou seja, buscam taxas de constante aumento ou diminuição das variáveis de interesse ao longo dos anos. Na maior parte dos parâmetros oceanográficos, as séries temporais de dados existentes não permitem investigar a variabilidade temporal em períodos maiores do que algumas décadas.

Assim, de forma a investigar as alterações da circulação costeira Antártica e de parâmetros possivelmente associados à mesma, este capítulo mostra os resultados da análise de tendências lineares sobre os campos de velocidade de corrente, tensão do vento, concentração de gelo, temperatura potencial e salinidade.

5.1.1. Metodologia

Para cada ponto na grade do modelo foi feita uma regressão linear com sua série temporal para que se determinasse qual a taxa de aumento/diminuição do parâmetro em questão ao longo do tempo. Isso é feito encontrando-se a equação da reta que melhor se ajusta à distribuição dos

dados, através do método de mínimos quadrados descrito por Emery e Thomson (1997) para o caso mais simples, ou seja, para encontrar o polinômio de primeira ordem mais adequado.

Podemos representar matematicamente cada dado pela equação

$$Y_i = y_i + \varepsilon_i \quad (5)$$

onde

$$y_i = a + bx_i, \quad x_i = 1, 2, 3 \dots N \quad (6)$$

é a parte determinística de Y_i e ε_i é a parte randômica de Y_i (erro dado pela diferença entre o valor do dado real e seu correspondente na reta).

Para que a solução seja a reta mais ajustada aos dados em questão, devemos determinar o coeficiente linear (a) e angular (b) que minimizem a soma dos erros quadráticos (SEQ) entre os pontos reais e os estimados pela reta para cada x , ou seja,

$$SEQ = \sum_{i=1}^N \varepsilon_i^2 = \sum_{i=1}^N (Y_i - y_i)^2 = \sum_{i=1}^N [y_i - (a + bx_i)]^2 \quad (7)$$

com

$$\frac{\partial SEQ}{\partial a} = 0 \quad \text{e} \quad \frac{\partial SEQ}{\partial b} = 0 \quad (8)$$

Combinando estas equações, encontramos:

$$a = \frac{\sum_{i=1}^N y_i \sum_{i=1}^N x_i^2 - \sum_{i=1}^N x_i \sum_{i=1}^N x_i y_i}{N \sum_{i=1}^N x_i^2 - (\sum_{i=1}^N x_i)^2} \quad (9)$$

e

$$b = \frac{N \sum_{i=1}^N x_i y_i - \sum_{i=1}^N x_i \sum_{i=1}^N y_i}{N \sum_{i=1}^N x_i^2 - (\sum_{i=1}^N x_i)^2} \quad (10)$$

Desta forma, o valor de b representará a tendência de longo período procurada, isto é, a taxa linear na qual a variável estudada aumenta ou diminui com o passar do tempo.

Foi feito um teste de hipóteses para determinar quais tendências eram significativas (em níveis de 95% e 99% de confiança). Porém, como o N amostral é muito grande (tendendo a infinito), praticamente todas as tendências foram significativas, já que os parâmetros amostrais podem então ser representativos da população total. Neste momento, tem-se que ter em mente que as tendências encontradas podem simplesmente demonstrar partes de sinais de período mais longo, que não são propriamente resolvidos pela nossa série temporal.

5.1.2. Resultados e Discussão

5.1.2.1. Correntes

Assim como as médias dos módulos dos vetores de corrente (Figura 7), suas tendências também seguem padrões muito semelhantes ao longo da profundidade (Figura 19), embora em 200 m (Figura 19(b)), as tendências tenham módulos um pouco maiores.

As estruturas que aparecem sobre o oceano profundo (ao norte de $\sim 64^\circ\text{S}$) são possivelmente anomalias geradas pela passagem de vórtices que, segundo Tomczak e Godfrey (1994), são formados pela interação da ACC com a topografia de fundo, e importantes no computo do fluxo meridional de calor na região Antártica.

Observando mais atentamente a região costeira – foco deste estudo – notamos que as maiores tendências estão posicionadas sobre a quebra de plataforma do Mar de Weddell (Figura 20 (a)). Estas tendências apontam no sentido contrário à média, sugerindo então que a ACoC nesta região, ou o ramo sul do Giro de Weddell, esteja se enfraquecendo ao longo dos anos. Nesta área, a taxa encontrada chega a $-1,5 \text{ cm/s ano}^{-1}$.

O transporte da ACoC é importante para a advecção de nutrientes e krill (Heywood *et al.*, 2004) e influencia dois aspectos da

física do Oceano Austral (Núñez-Riboni e Fahrbach, 2009). Primeiro, a corrente costeira age como uma barreira dinâmica, mantendo a Água Cálida Profunda (*Warm Deep Water* – **WDW**, derivada da CDW) fora da cavidade da plataforma de gelo da Antártica no Mar de Weddell através da depressão da termoclina (Smedsrud *et al.*, 2006). A variabilidade da ACoC, então, tem papel nas propriedades hidrográficas das águas próximas à plataforma de gelo, já que a extensão na qual a WDW entra em contato com a plataforma de gelo regula sua taxa de derretimento. Segundo, como parte do “braço” sul do Giro de Weddell, a parte *off-shore* da ACoC é o maior veículo da WDW na área de formação da AABW no sudoeste do Mar de Weddell (Gill, 1973; Foster e Carmack, 1976). As tendências na quebra de plataforma do Mar de Weddell serão melhor investigadas na seção 5.2.

5.1.2.2. Tensão Superficial do Vento

As tendências de tensão superficial do vento (Figura 21) mostraram valores muito baixos, na ordem de $O(10^{-3})$. Ou seja, apenas cerca de 1% dos valores de tensão do vento aumentam/diminuem a cada ano. Estas pequenas tendências, junto ao padrão desordenado em que se apresentam, sugerem a influência da passagem de feições de meso-escala na região do Oceano Austral (como vórtices, por exemplo, que podem ser a causa dos padrões circulares na Figura 21). Na ausência (ou insignificância) de uma variabilidade de longo período dominante de 1993 a 2004, a ocorrência de anomalias de média duração acarretaria no aparecimento da tendência observada, sendo esta pequena devido à pontualidade do evento na série temporal. Além disso, a variabilidade sazonal do campo de ventos pode também ter ordem de magnitude maior que a das tendências, podendo assim mascarar padrões que seriam observados caso o ciclo anual fosse removido.

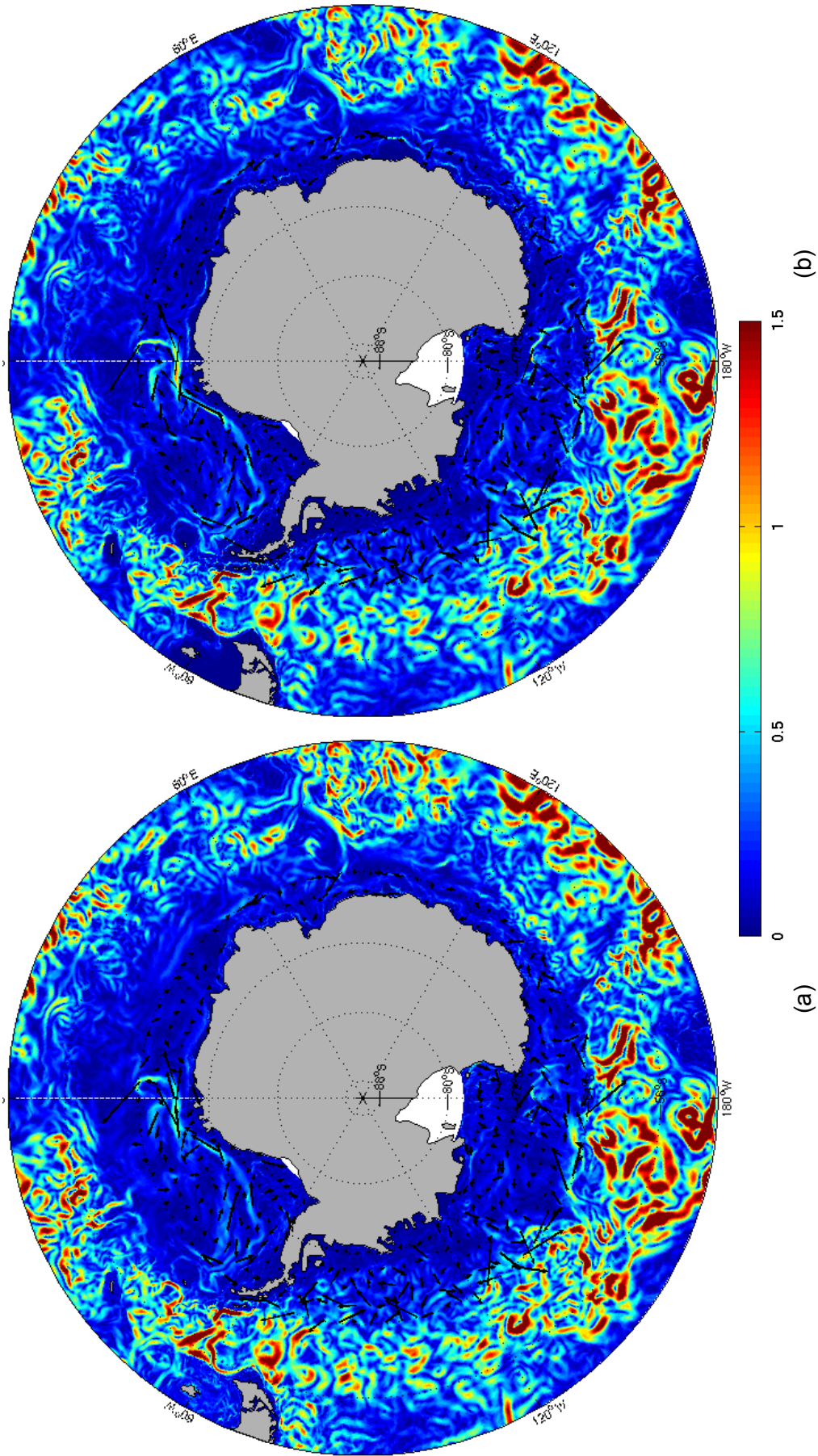


Figura 19: Tendências sobre o período de 1993-2004 do vetor velocidade de corrente, em $\text{cm s}^{-1} \text{ano}^{-1}$, (a) na superfície e (b) a 200 m de profundidade. A cor de fundo associada à barra de cores à direita mostra a intensidade, ou seja, o módulo da tendência do vetor de corrente. Os vetores apontam na direção e sentido da tendência do fluxo.

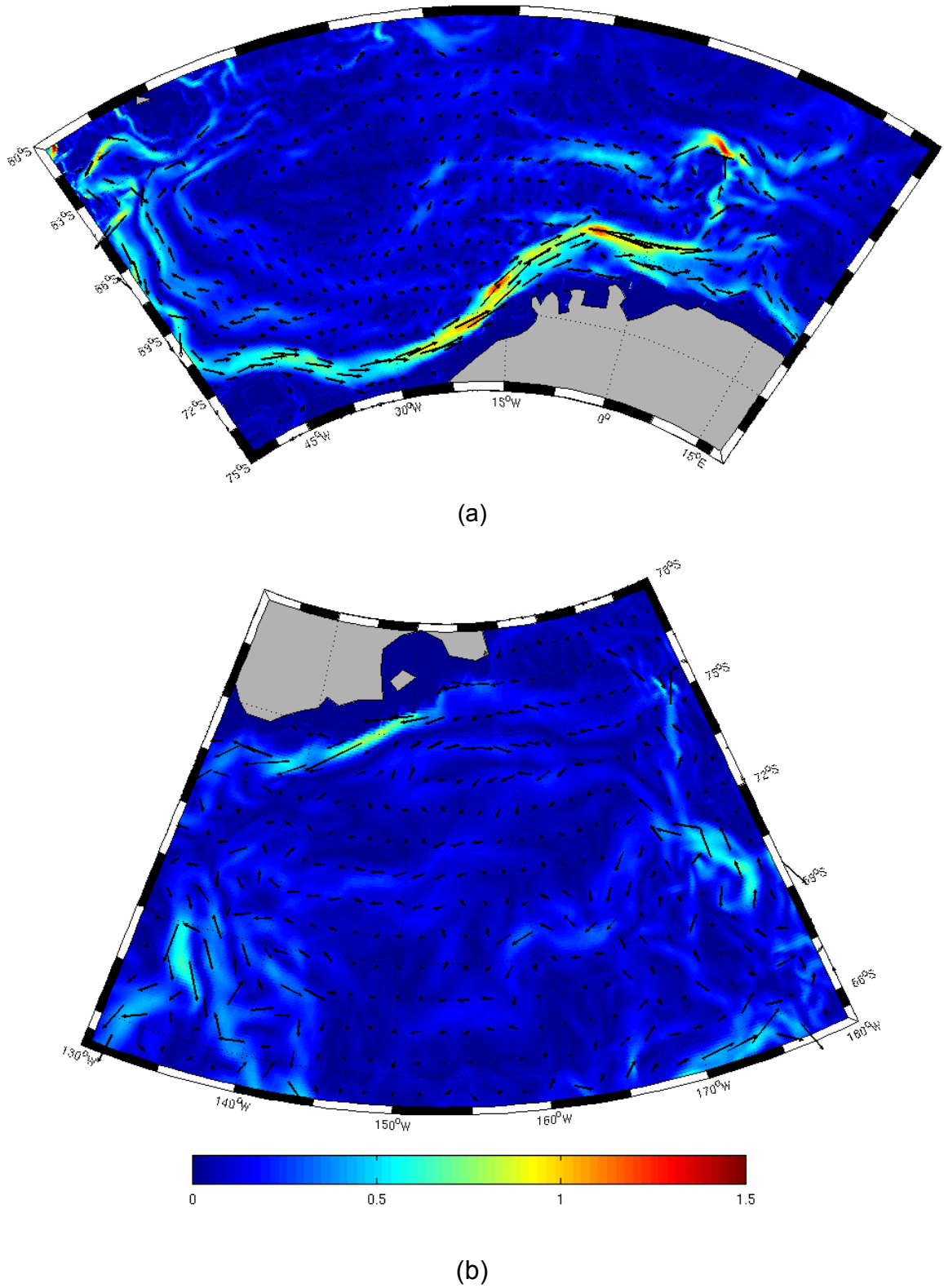


Figura 20: Detalhes das tendências de velocidade de corrente, em cm/s, a 200 m de profundidade para o (a) Mar de Weddell e o (b) Mar de Ross.

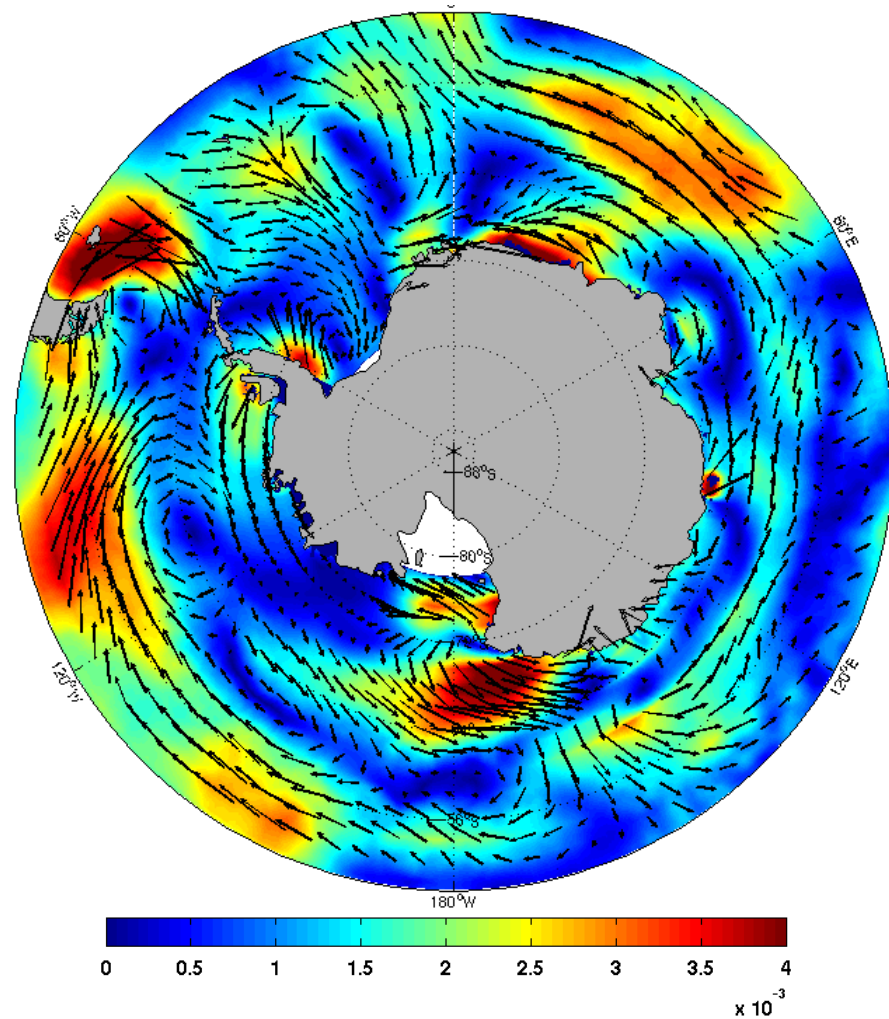


Figura 21: Tendências sobre o período de 1993-2004 do vetor tensão superficial do vento, em $N m^{-2} ano^{-1}$. A cor de fundo associada à barra de cores à direita mostra a intensidade, ou seja, o módulo da tendência do vetor tensão do vento. Os vetores apontam na direção e sentido da tendência do fluxo.

5.1.2.3. Concentração de Gelo Marinho

A Figura 22(a) mostra as tendências no campo de concentração de gelo marinho obtidas a partir de dados do OCCAM. Estas tendências ocorrem essencialmente próximas à borda do gelo, sendo positivas no setor do Oceano Índico oeste e nos Mares de Bellingshausen e Amundsen (podendo alcançar uma taxa de aumento de 4% ao ano) e negativas nos demais setores (até -3% de concentração por ano).

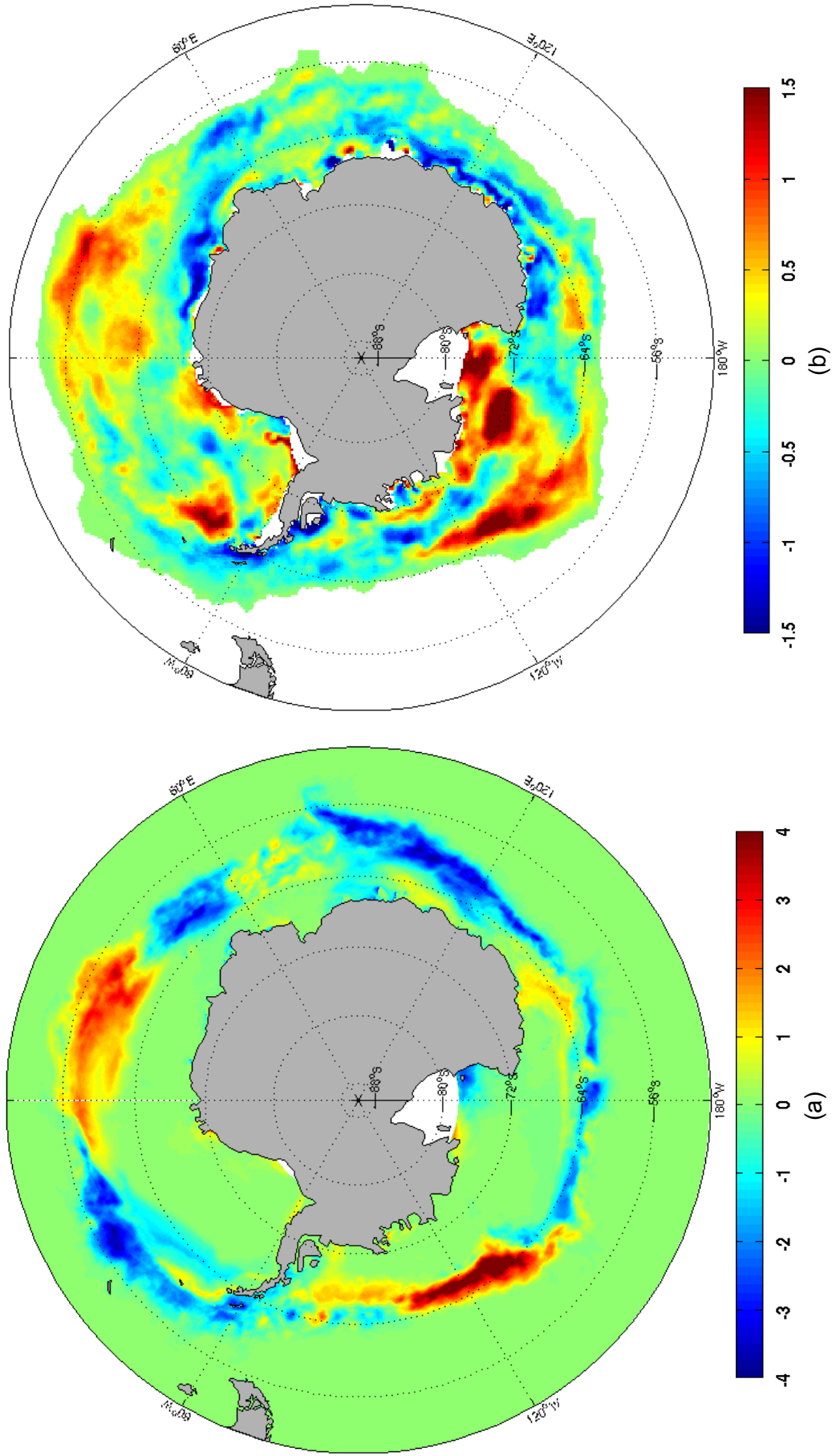


Figura 22: Tendências sobre o período de 1993-2004 de concentração de gelo marinho (a) do modelo e (b) do SSM/I, em % ano⁻¹.

As tendências obtidas para o mesmo período (1993-2004) a partir de dados do sensor SSM/I estão ilustradas na Figura 22(b). A primeira diferença que notamos ao compará-la com a Figura 22(a) é a menor magnitude das taxas, que em 22(b) não ultrapassam 1,5%, em módulo. Além disso, os dados de satélite apontam para tendências em todo o campo de gelo e não só para as bordas. Estas duas disparidades podem ser justificadas pelas parametrizações feitas pelo modelo já discutidas no capítulo 4: as maiores taxas correspondem à super estimativa feita pelo OCCAM das concentrações, e a ausência de variabilidade no interior do campo de gelo deve-se à extrapolação para 99% de concentração no elemento de grade, quando há formação de gelo marinho.

No entanto, há certa correspondência nos padrões das tendências na borda do gelo. Na Figura 22(b), também observamos taxas de aumento para o Mar de Amundsen e oeste do setor do Oceano Índico, e pequenas taxas de diminuição no setor do Pacífico Oeste e oeste do Mar de Weddell.

Diversos trabalhos têm sido publicados a cerca das tendências do campo de gelo marinho desde o primeiro sensor orbital capaz de estimar a temperatura de brilho foi lançado, na década de 1970. Um dos mais recentes (Cavalieri e Parkinson, 2008) mostra que a tendência para a extensão de gelo marinho antártico observada para o período de 1979 a 2006, foi de $+11.5 \pm 4.6 \times 10^3 \text{ km}^2 \text{ ano}^{-1}$. Ainda assim, esta tendência não é homogênea para todo entorno do continente Antártico, havendo uma variabilidade regional muito grande (Zwally *et al.*, 1983; Stammerjohn e Smith, 1997).

A região que tem apresentado a única tendência negativa significativa para extensão de gelo marinho é o oeste da Península Antártica, que teve o maior aquecimento nos últimos 50 anos registrado na região do continente Antártico, com taxas de aumento de temperatura do ar da ordem de $0.56^\circ\text{C} \text{ década}^{-1}$ (Turner *et al.*, 2005). A Península foi considerada como uma das três regiões de altas latitudes

que tiveram um aquecimento regional recente substancialmente mais rápido que a média global (Vaughan *et al.*, 2003). Em 1997, Jacobs e Comiso mostraram uma diminuição de 20% na extensão do gelo marinho no mares de Amundsen e Bellingshausen nas duas décadas seguintes a 1973.

Já a tendência positiva mais evidente na cobertura de gelo marinho foi observada no setor do Mar de Ross (e.g., Zwally *et al.*, 2002). A explicação pode estar na tendência de aumento da intensidade do SAM (*Southern Annular Mode*, explicado na seção 5.2.) e na forte atuação de ventos catabáticos, que são dirigidos pela topografia regional e transportam ar frio pelo Mar de Ross (Liu *et al.*, 2004).

5.1.2.4. Temperatura Potencial

As tendências de temperatura potencial na superfície (Figura 23(a)) mostram que praticamente nada mudou no padrão de distribuição de temperaturas superficiais próximo à costa ao longo dos anos. Na região que coincide com a posição da borda de gelo, as taxas de aumento/diminuição de temperatura potencial parecem acompanhar as tendências observadas para concentração de gelo marinho (Figura 22(a)). O oeste do setor do Oceano Índico e os Mares de Amundsen e Bellingshausen mostram tendências de diminuição de temperatura potencial (até $-0,1^{\circ}\text{C}$ por ano), que pode ser a causa ou consequência do aumento da concentração de gelo nestas áreas. No restante do entorno Antártico, onde observamos tendências negativas de concentração de gelo marinho (Figura 22(a)), observamos taxas de aumento de temperatura potencial em cerca de $+0,15^{\circ}\text{C ano}^{-1}$.

Já a 200 m de profundidade (Figura 23(b)), observamos uma faixa de tendências positivas sobre a quebra de plataforma ($0,15-0,20^{\circ}\text{C ano}^{-1}$), o que pode indicar uma maior penetração da Água Circumpolar Profunda (trazida pela ACC) na região costeira ou um

aumento de sua temperatura. Jacobs (2006) sugeriu que mais CDW ou CDW mais quente têm entrado no Giro de Weddell ao longo do tempo, talvez associada ao deslocamento para sul do limite sul da ACC. Gille (2002) encontrou um aumento de 0.17°C na temperatura para as profundidades médias do Oceano Austral, principalmente na ACC, entre as décadas de 1950 e 1980.

No interior dos Giros de Weddell e Ross (Figura 23(b)), há um sinal de diminuição de temperatura potencial de cerca de $-0,15^{\circ}\text{C ano}^{-1}$, podendo indicar um fortalecimento destes giros ciclônicos (o que acarretaria na ascensão de águas mais frias).

5.1.2.5. Salinidade

As tendências de salinidade estão ilustradas na Figura 24. Na camada mais superficial (Figura 24(a)), as taxas de aumento/diminuição da salinidade também acompanham o padrão encontrado para as tendências de concentração de gelo marinho (Figura 22(a)), sendo que tendências positivas ($\sim 0,01 \text{ ano}^{-1}$) estão associadas a perdas de gelo, e as negativas ($\sim -0,01 \text{ ano}^{-1}$) ao aumento de gelo (já que seu derretimento acarreta numa diminuição da salinidade). Tendências positivas de salinidade são também observadas no interior dos Giros de Weddell e Ross na superfície, que em 200 m (Figura 24(b)) tornam-se negativas. Porém, deve ser lembrado do capítulo 3 que os campos médios de salinidades nos Giros já foram subestimadas pelo modelo e, desta forma, sua variabilidade nestes pontos é duvidosa.

Na Figura 24(b), observamos uma feição semelhante à faixa de tendências positivas de temperatura potencial na quebra de plataforma (Figura 23(b)) a 200 m de profundidade. Esta feição possui taxas de aumento de salinidade ($\sim 0,03 \text{ ano}^{-1}$) e também pode estar associada a uma maior proximidade da ACC na região costeira Antártica e à presença de mais CDW na plataforma.

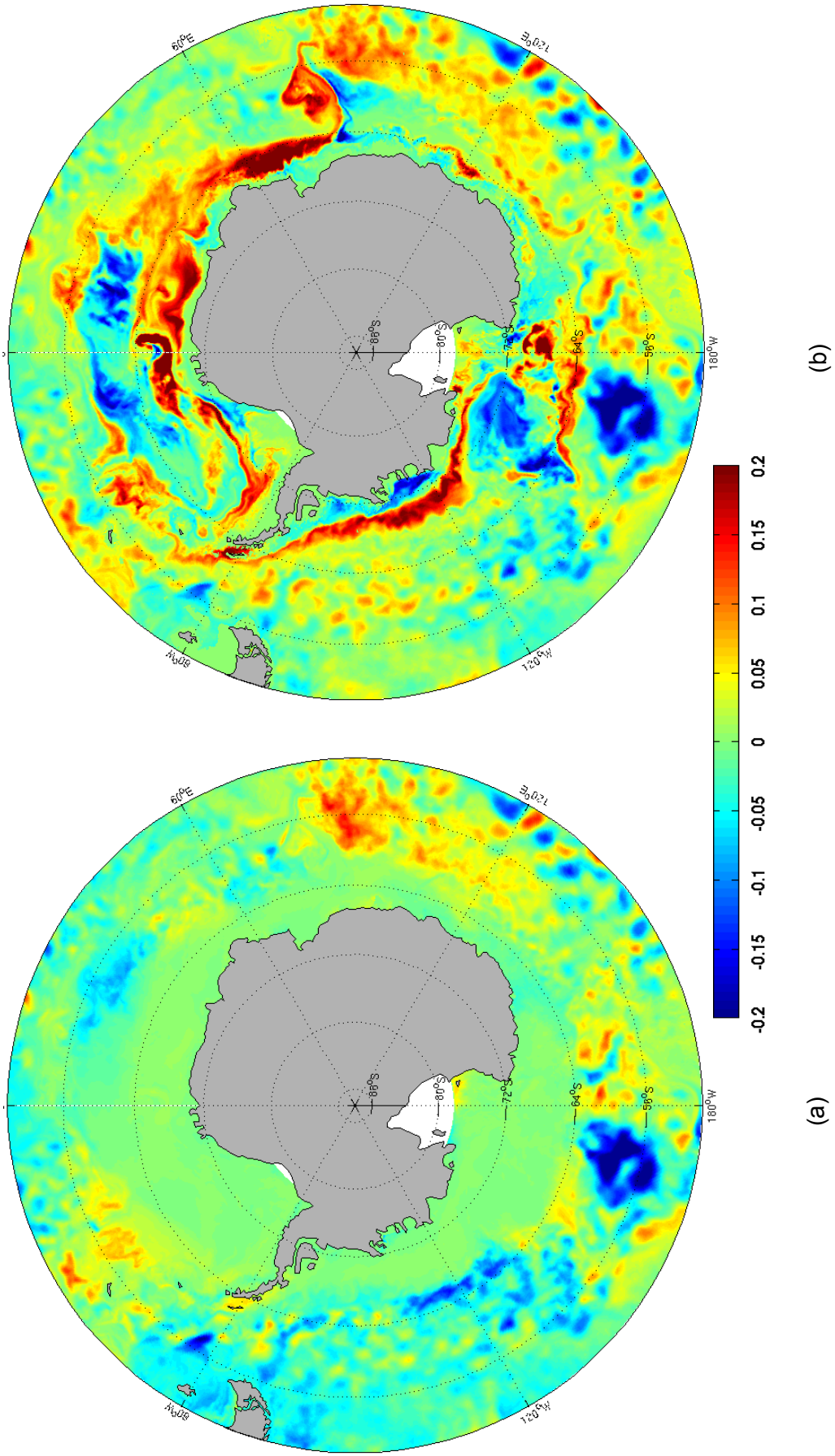


Figura 23: Tendências sobre o período de 1993-2004 de temperatura potencial, em $^{\circ}\text{C}\text{ano}^{-1}$, (a) na superfície e (b) a 200 m de profundidade.

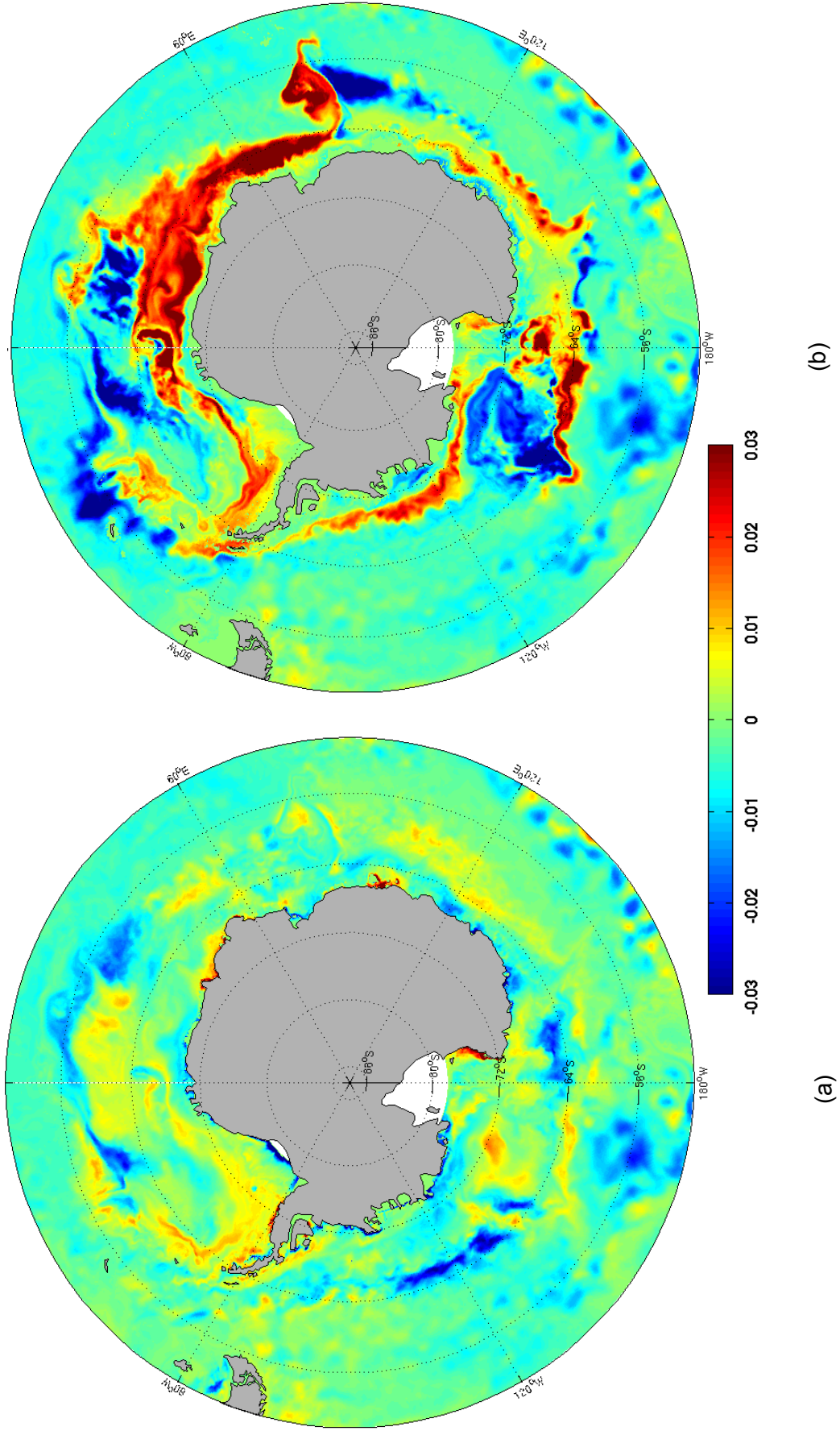


Figura 24: Tendências sobre o período de 1993-2004 de salinidade, em $\text{psu} \cdot \text{ano}^{-1}$, (a) na superfície e (b) a 200 m de profundidade.

5.2. Variabilidade Temporal da Corrente Costeira Antártica

Uma vez estimada a eficiência do modelo em representar campos médios e posteriormente, analisada a componente linear de suas tendências de longo período, focamos agora em investigar um dos principais objetivos deste trabalho: a variabilidade temporal da circulação costeira Antártica.

Isto será feito neste capítulo analisando as séries temporais de três pontos posicionados na quebra de plataforma. Dois deles estão sobre o braço sul do Giro de Weddell, onde as maiores tendências da ACoC foram observadas na seção anterior (Figura 20(a)). O terceiro está no braço sul do Giro de Ross, que não apresentou tendências significativas e foi usado para fins de comparação e controle, já que possui características médias semelhantes às observadas em Weddell.

Tais séries temporais foram submetidas à análise de ondeletas, de forma a identificar os longos períodos mais significativos que possam estar atuando no aparecimento destas tendências. Estes períodos trarão indícios de como as mudanças observadas na ACoC se relacionam com a dinâmica climática global.

5.2.1. Dados

As séries temporais aqui analisadas (velocidade de corrente, tensão do vento superficial, concentração de gelo marinho, temperatura potencial e salinidade) foram retiradas do conjunto de dados do OCCAM (de 5 em 5 dias) para a profundidade de 200 m. Estas séries dizem respeito à evolução temporal de tais parâmetros nos três pontos cujas localizações estão exibidas na Figura 25.

Para o cálculo do índice SAM, foram utilizados dados mensais do OCCAM e dados de Reanálise do NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 para comparação. Os últimos foram obtidos a partir do *website* do IRI (*International Research Institute for Climate and Society*), que disponibiliza os dados

mensais, de janeiro de 1949 a outubro de 2009. Para o cálculo do Dipolo Antártico, foram utilizados os dados do OCCAM com resolução temporal de 5 dias.

5.2.2. Metodologia

5.2.2.1. Análise de Ondeletas

A análise de ondeletas é uma ferramenta utilizada para avaliar o espectro de energia em uma série temporal. Decompondo a série no espaço tempo-freqüência é possível determinar os modos dominantes de variabilidade e como estes modos variam no tempo (Torrence e Compo, 1998). Esta é a sua principal vantagem, pois, enquanto a transformada de Fourier extrai informações locais de freqüência de um sinal e pressupõe que os harmônicos estimados sejam estacionários, a transformada de ondeletas pode ser usada para analisar séries temporais que contém energia não-estacionária ao longo do espectro de freqüências (Daubechies, 1990).

Os detalhes sobre o cálculo da transformada de ondeletas se encontram em Torrence e Compo (1998). A função de ondeleta usada neste trabalho é do tipo *Morlet*. A escolha deste algoritmo foi baseada em sua simplicidade, por ser comumente usada e por ter a forma de onda. A análise foi feita com o auxílio do pacote de funções “*wavelet*” para MATLAB®.

As figuras que serão apresentadas a seguir dividem-se em três partes. O primeiro gráfico (**a**) mostra a série temporal em estudo normalizada, onde as anomalias da série temporal foram divididas por seu desvio-padrão. O segundo (**b**), é o resultado da análise de ondeletas em si, mostrando a quantidade de energia concentrada em cada banda de freqüência ao longo dos anos. Como as energias compreendem um intervalo de valores muito grande, este gráfico as mostram na forma de logaritmo de base 2. O gráfico **c**, por fim,

representa a média de energia, ao longo do tempo, para cada banda de frequência.

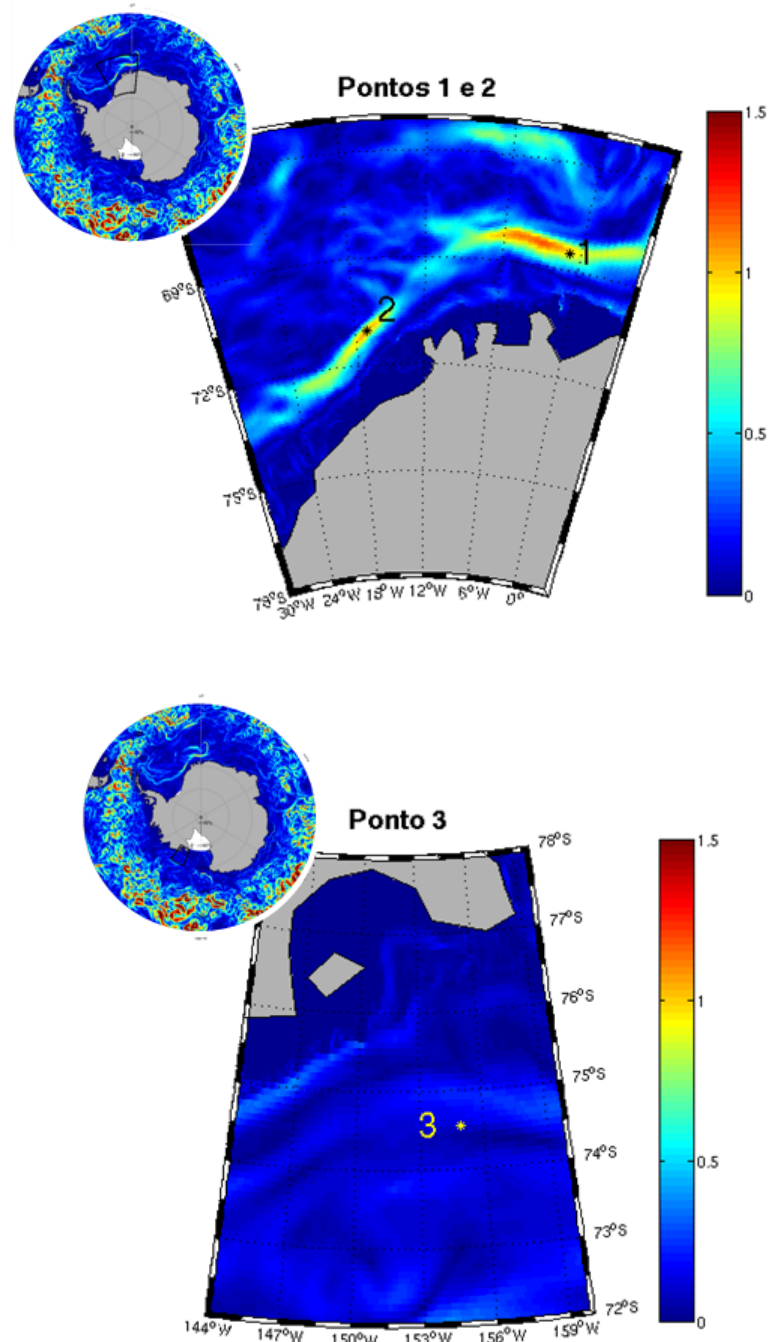


Figura 25: Localização dos pontos selecionados para a análise de ondeletas.

A linha pontilhada em **c** marca um nível de confiança de 95%, enquanto a linha branca em **b** demarca o chamado **cone de influência**. Como a série temporal analisada é finita, erros acontecem

no começo e no fim da série porque a transformada assume que os dados são cíclicos. A parte externa a este cone de influência, então, é a região do espectro de ondeletas na qual os efeitos das bordas tornam-se importantes.

5.2.2.2. Funções Ortogonais Empíricas (EOF)

Esta análise foi baseada na descrição detalhada do método das Funções Ortogonais Empíricas (*Empirical Orthogonal Functions – EOF*) para aplicações climáticas dada por Björnsson e Venegas (1997), e aplicada a partir da função **svd** do MATLAB®, com opção 'econ'.

A função **svd** decompõe qualquer matriz F ($n \times m$), na forma:

$$F = U\Gamma V^t \quad (11)$$

onde F é a matriz de dados menos a média para cada série temporal; U é uma matriz ortonormal $n \times n$; V é uma matriz ortonormal $m \times m$ e Γ é uma matriz diagonal $n \times m$, com ρ elementos na diagonal. Os valores na diagonal da matriz Γ ($\gamma_{i,i}$, para $i = 1, 2, \dots, \rho$) são chamados os **valores singulares** da matriz. As colunas das matrizes U e V contêm os vetores singulares de F .

Para tornar esta função aplicada (**svd**) equivalente à análise de EOF, sabemos que os vetores singulares de V são iguais aos **autovetores**, e os valores singulares ao quadrado correspondem aos **autovalores**. As séries temporais (**coeficientes de expansão**) dos autovetores são obtidas fazendo-se:

$$A = FV \quad (12)$$

As colunas de A contêm os coeficientes de expansão dos autovetores de V correspondentes a estas colunas.

Cada autovetor representa um modo de variabilidade espacial dos dados e cada modo é linearmente independente do outro (são ortogonais entre si). Esses modos podem, quando analisamos a variabilidade de parâmetros ambientais, ser concebidos como modos físicos ou processo naturais que interagem com este parâmetro. A

divisão de um autovalor pela soma de todos os autovalores resulta na importância, em porcentagem, do modo associado a este autovalor, isto é, quanto da variabilidade linear total dos dados é explicada por aquele autovetor.

5.2.2.3. Cálculo do Índice SAM

O índice SAM (*Southern Annular Mode*) é dado por

$$SAM = P^*_{40^{\circ}S} - P^*_{65^{\circ}S} \quad (13)$$

onde $P^*_{40^{\circ}S}$ e $P^*_{65^{\circ}S}$ são as médias zonais de pressão ao nível do mar normalizadas em 40°S e 65°S para cada mês, respectivamente (Gong e Wang, 1999). Os passos para o cálculo deste índice foram:

1. Isolar os dados mensais do OCCAM 1/12° para 40°S e 65°S, criando um vetor com todas as pressões de 1993 a 2004 para cada uma das latitudes;
2. Fazer uma média de todos os pontos da latitude em cada passo de tempo – assim ficamos com uma série temporal pontual;
3. Retirar a média de cada mês dos seus correspondentes, isto é, remover o ano climatológico da série temporal para a latitude 40°S e para 65°S;
4. Normalizar ambas as séries dividindo-as por seus respectivos desvios-padrão;
5. Subtrair os valores da série temporal de 65°S dos de 40°S;
6. Calcular as médias anuais do índice obtido.

5.2.2.4. Cálculo do Dipolo Antártico

O Dipolo Antártico foi definido por Yuan e Martinson (2001) como a primeira EOF (*Empirical Orthogonal Functions*) das anomalias de posição latitudinal da borda de gelo. Os passos para o cálculo deste índice foram:

1. Calcular médias mensais para o campo de concentração de gelo;
2. Encontrar a borda de gelo (onde a concentração atinge 30%) para cada longitude, em cada passo de tempo;
3. Montar uma matriz com as posições latitudinais da borda de gelo, sendo as linhas a evolução temporal, e as colunas as diferentes longitudes;
4. Aplicar um filtro de médias móveis (janela tamanho 12) sobre as séries de posição latitudinal da borda de gelo para cada longitude, de forma a atenuar os sinais com períodos menores que um ano;
5. Remover a média de posição latitudinal de cada série temporal;
6. Aplicar a análise de EOF sobre a matriz resultante de anomalias de posição da borda de gelo.

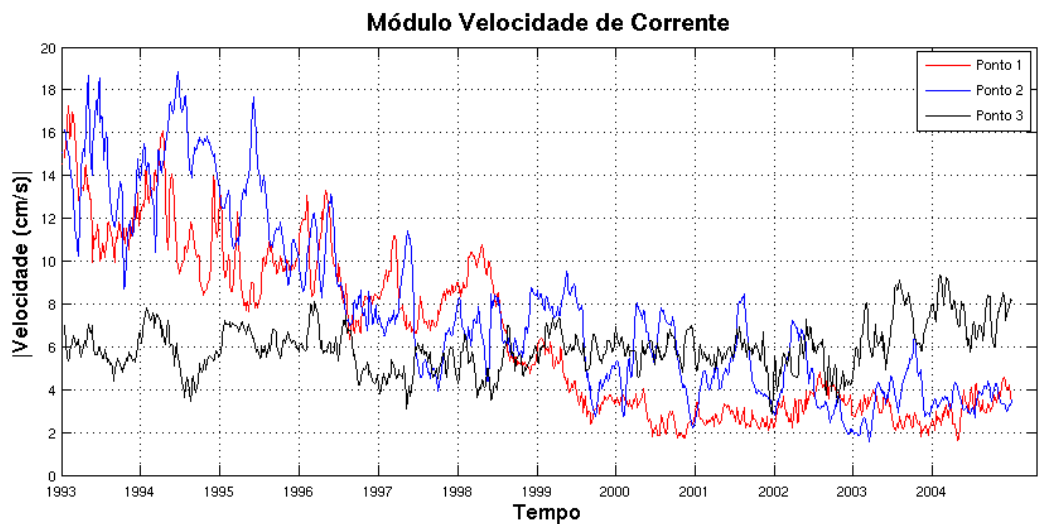
5.2.3. Resultados

As séries temporais dos parâmetros analisados para os três pontos indicados na Figura 25 seguem nas Figuras 26 e 27. Para o módulo da velocidade de corrente (Figura 26(a)), observamos que as os pontos 1 e 2 realmente apresentam uma tendência maior que a série temporal para o ponto 3. No entanto, estas tendências negativas não acontecem de forma contínua ao longo do tempo, mas parece se concentrar nos primeiros oito anos analisados.

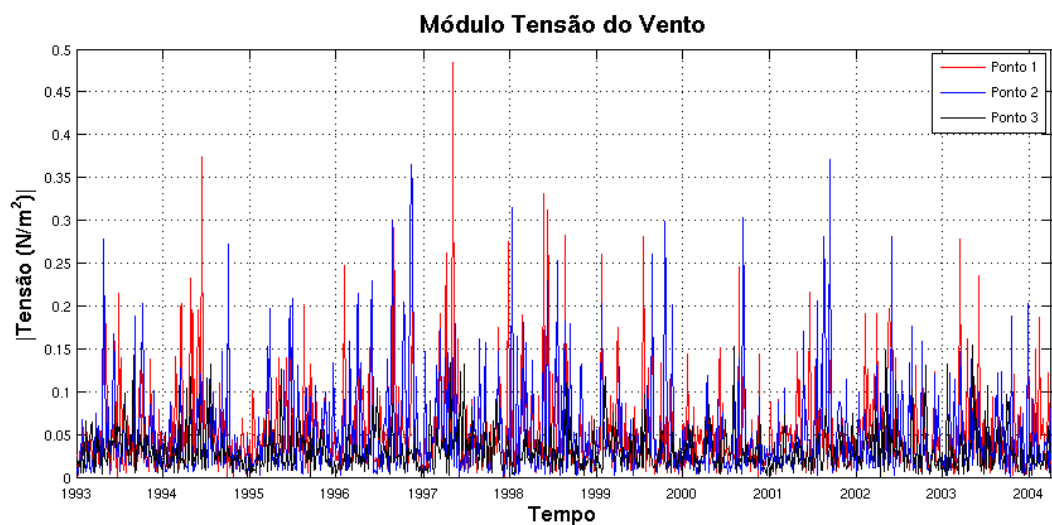
Já na Figura 26(b), notamos que o mesmo não acontece com as séries temporais de tensão do vento. Os três pontos aparentam possuir muita similaridade na variabilidade dos ventos locais, embora muitos dos picos observados para os pontos 1 e 2 não estejam presentes na série temporal do ponto 3. Isto pode ser visto na média de tensão do vento (Figura 9, página 44), onde os valores médios para o sudeste do Mar de Weddell são maiores que os valores encontrados no Mar de Ross.

A variação de concentração de gelo marinho, na maioria das vezes, é maior no ponto 3 do que nos demais, como pode ser visto na Figura 26 (c). Além disso, podemos notar que no começo da série temporal (até 1994), os verões continham coberturas de gelo bem menores.

Na Figura 27, a temperatura e salinidade dos 3 pontos foram graficadas na forma de diagramas T-S temporais. A barra de cores indica a evolução temporal de tais parâmetros, onde os pontos mais azulados estão no começo da série temporal (próximo a 1993) e os avermelhados estão no final (próximo a 2005). Para o ponto 1 (Figura 27(a)), a água presente a 200 m de profundidade tende no geral a ficar mais quente e salina ao longo do tempo.; para o ponto 2 (Figura 27(b)), torna-se um pouco mais salina e, para o ponto 3, os valores das propriedades apontam ligeiramente para uma diminuição nos últimos anos.



(a)



(b)

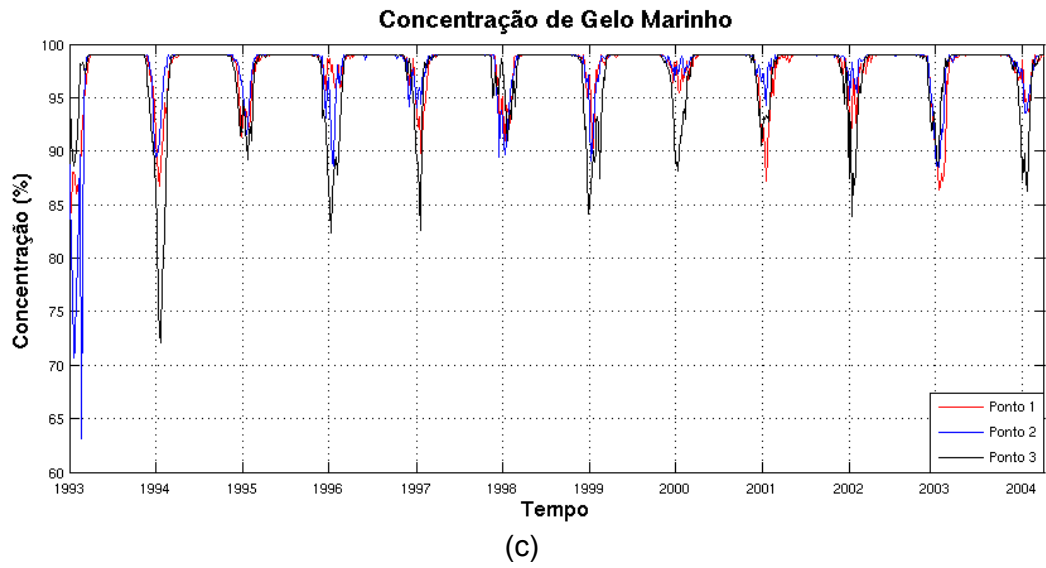
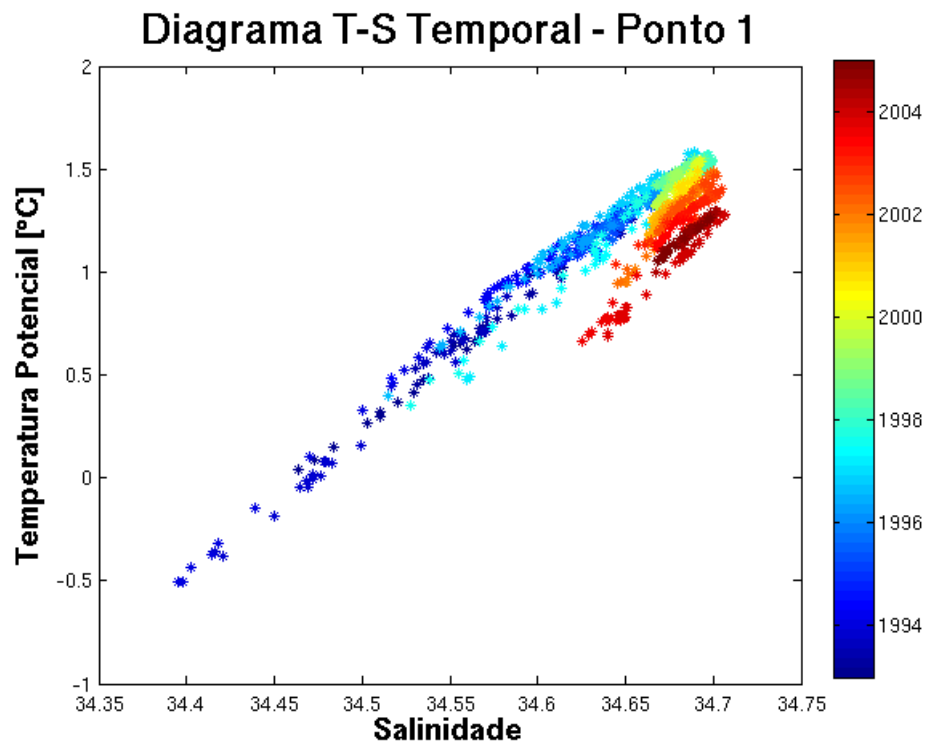
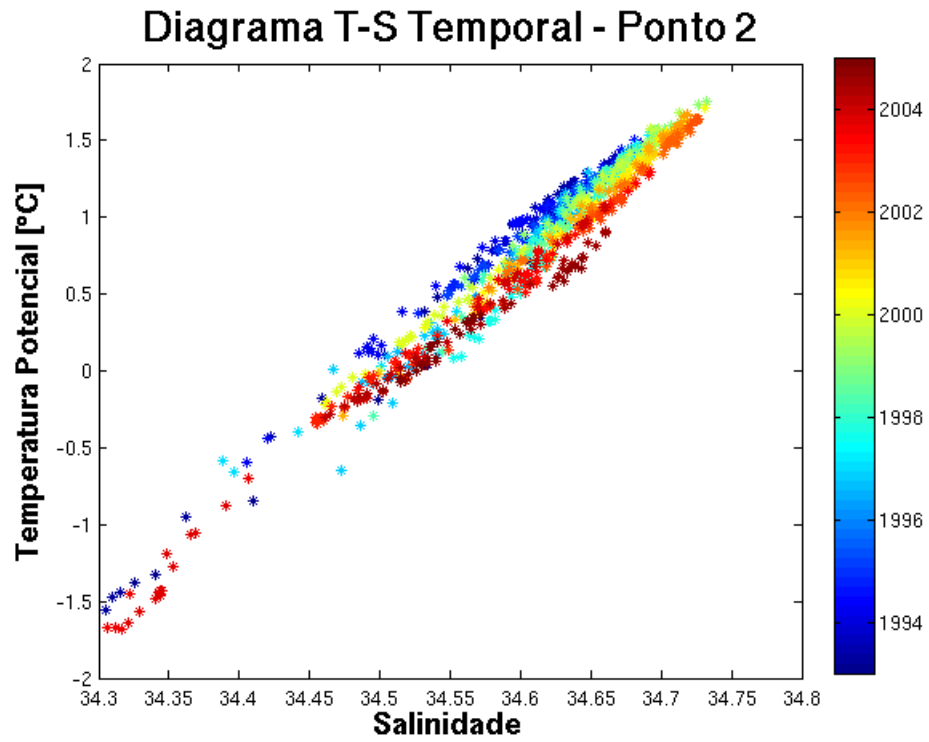
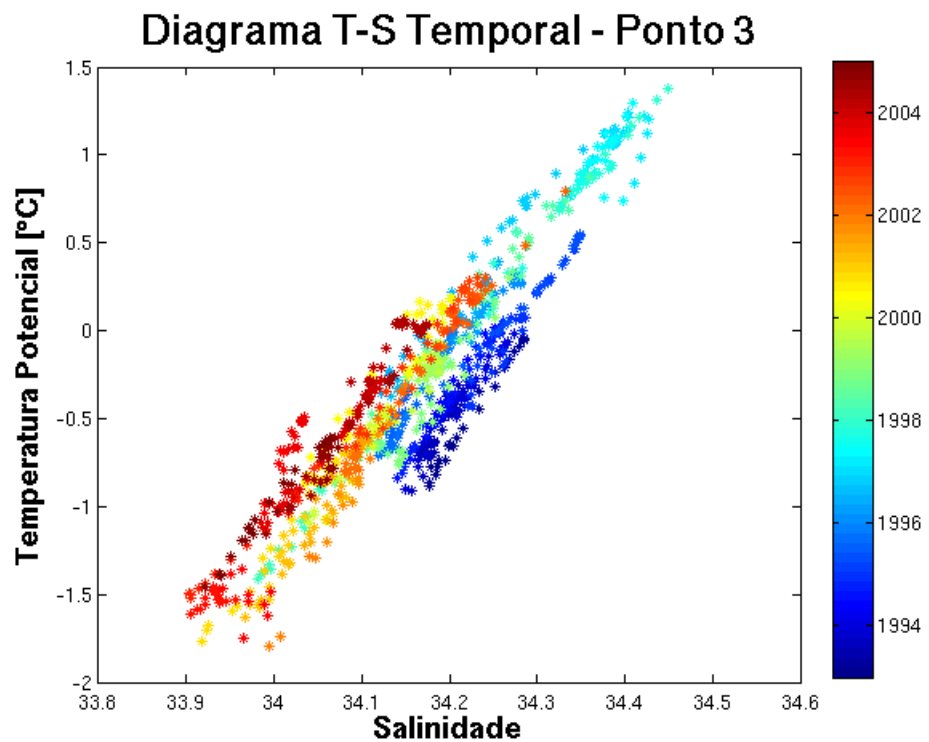


Figura 26: Séries temporais para os três pontos indicados na Figura 23 de (a) módulo da velocidade de corrente, (b) tensão do vento e (c) concentração de gelo marinho.





(b)



(c)

Figura 27: Diagramas T-S temporais para os pontos (a) 1, (b) 2 e (c) 3. As cores indicam a evolução dos parâmetros ao longo do tempo: quanto mais avermelhado, mais recente o dado.

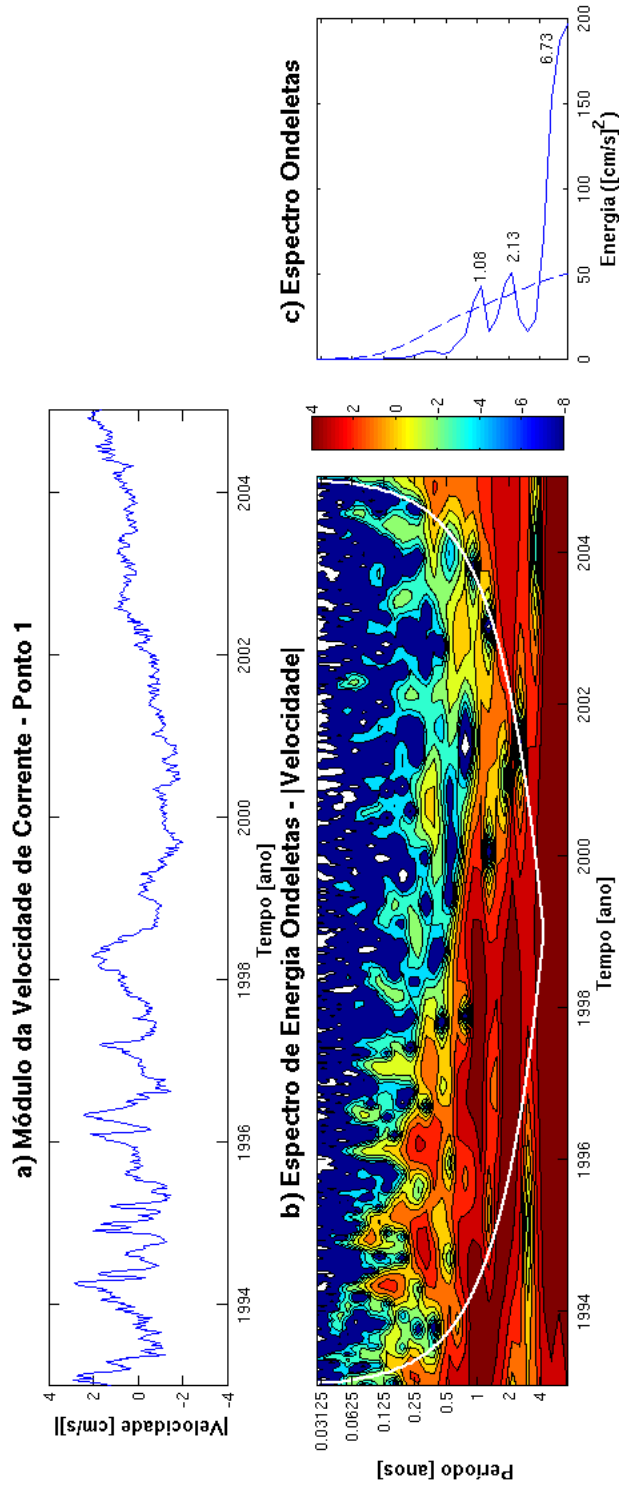


Figura 28: Análise de ondeletas para o módulo da velocidade de corrente no ponto 1. (a) Série temporal normalizada; (b) espectros de energia de ondeletas ($\log_2 [cm/s]^2$) (c) espectro das médias de energia ($[cm/s]^2$) para cada período (a linha pontilhada demarca o nível de 95% de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos). A linha branca em (b) indica o limite do cone de influência.

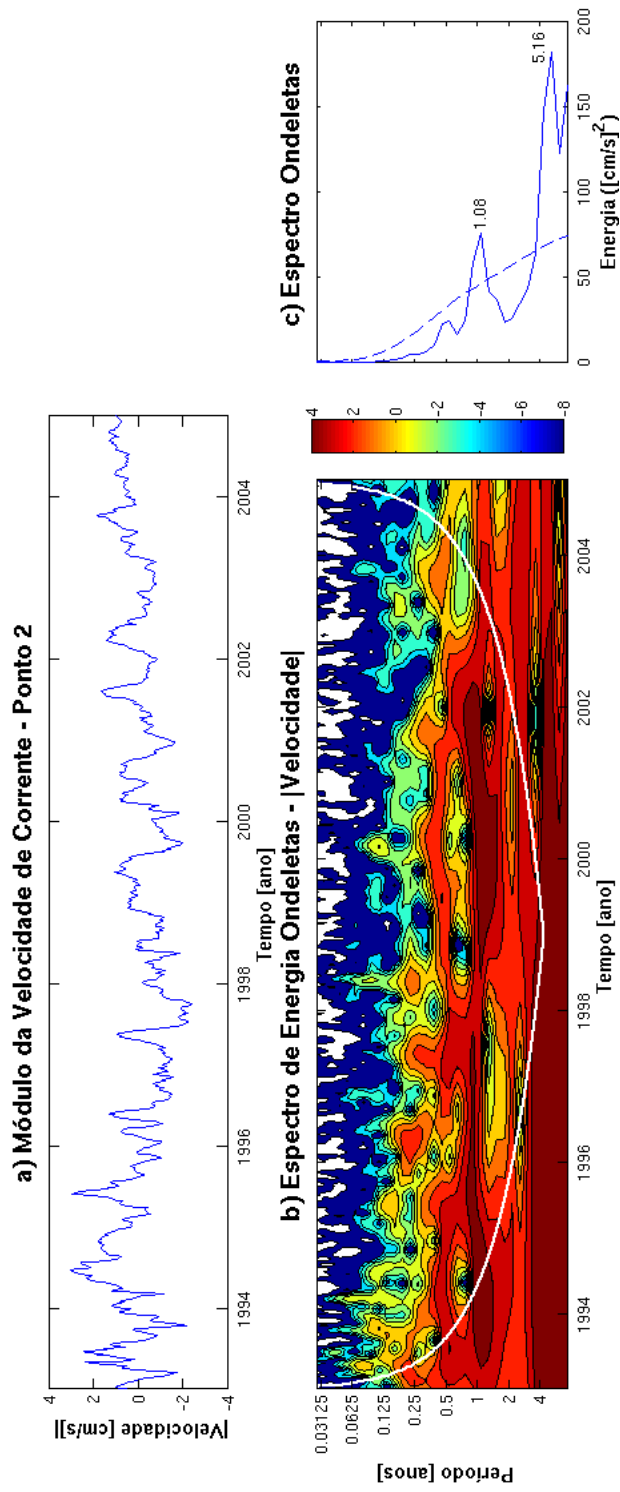


Figura 29: Análise de ondeletas para o módulo da velocidade de corrente no ponto 2. (a) Série temporal normalizada; (b) espectros de energia de ondeletas ($\log_2 [cm/s]^2$); (c) espectro das médias de energia ($[cm/s]^2$) para cada período (a linha pontilhada demarca o nível de 95% de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos). A linha branca em (b) indica o limite do cone de influência.

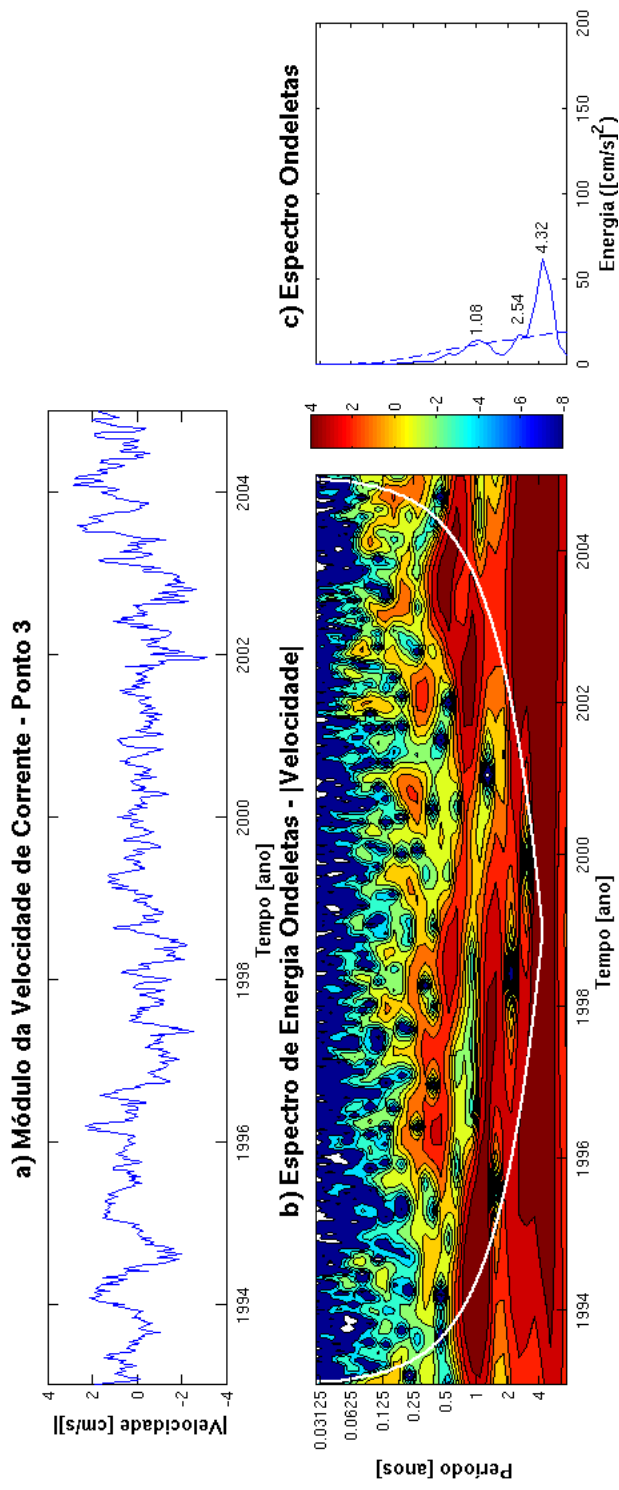


Figura 30: Análise de ondeletas para o módulo da velocidade de corrente no ponto 3. (a) Série temporal normalizada; (b) espectros de energia de ondeletas (\log_2 [cm/s]²); (c) espectro das médias de energia ([cm/s]²) para cada período (a linha pontilhada demarca o nível de 95% de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos). A linha branca em (b) indica o limite do cone de influência.

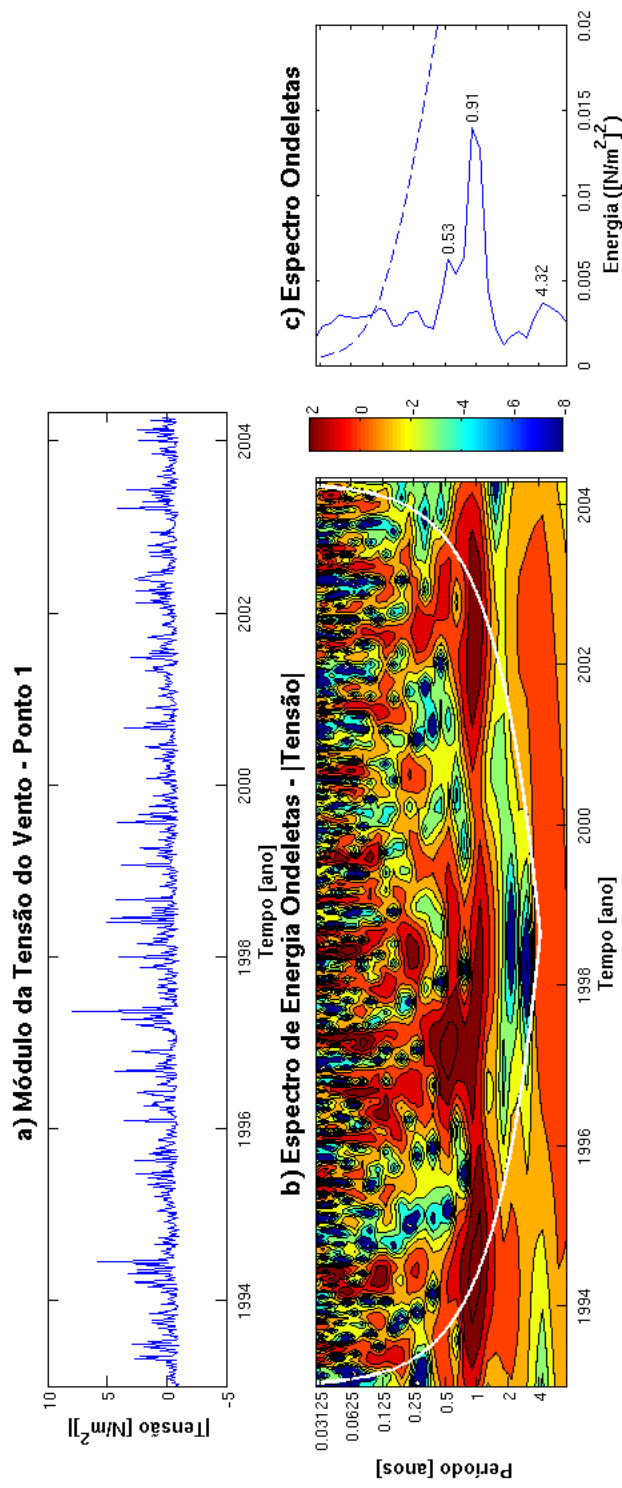


Figura 31: Análise de ondeletas para o módulo da tensão superficial do vento no ponto 1. (a) Série temporal normalizada; (b) espectros de energia de ondeletas ($\log_2 [N/m^2]$); (c) espectro das médias de energia ($[N/m^2]$) para cada período (a linha pontilhada demarca o nível de 95% de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos). A linha branca em (b) indica o limite do cone de

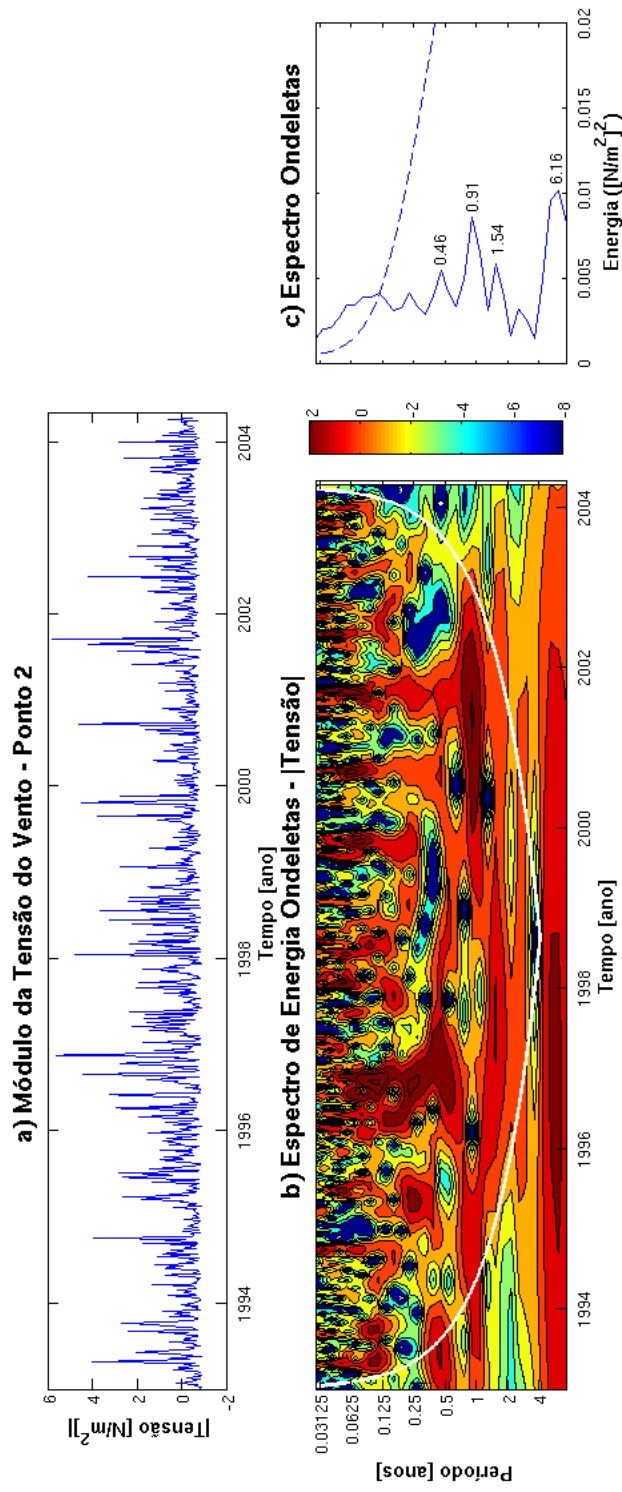


Figura 32: Análise de ondeletas para o módulo da tensão superficial do vento no ponto 2. (a) Série temporal normalizada; (b) espectros de energia de ondeletas ($\log_2 [N/m^2]$); (c) espectro das médias de energia ($[N/m^2]$) para cada período (a linha pontilhada demarca o nível de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos). A linha branca em (b) indica o limite do cone de influência.

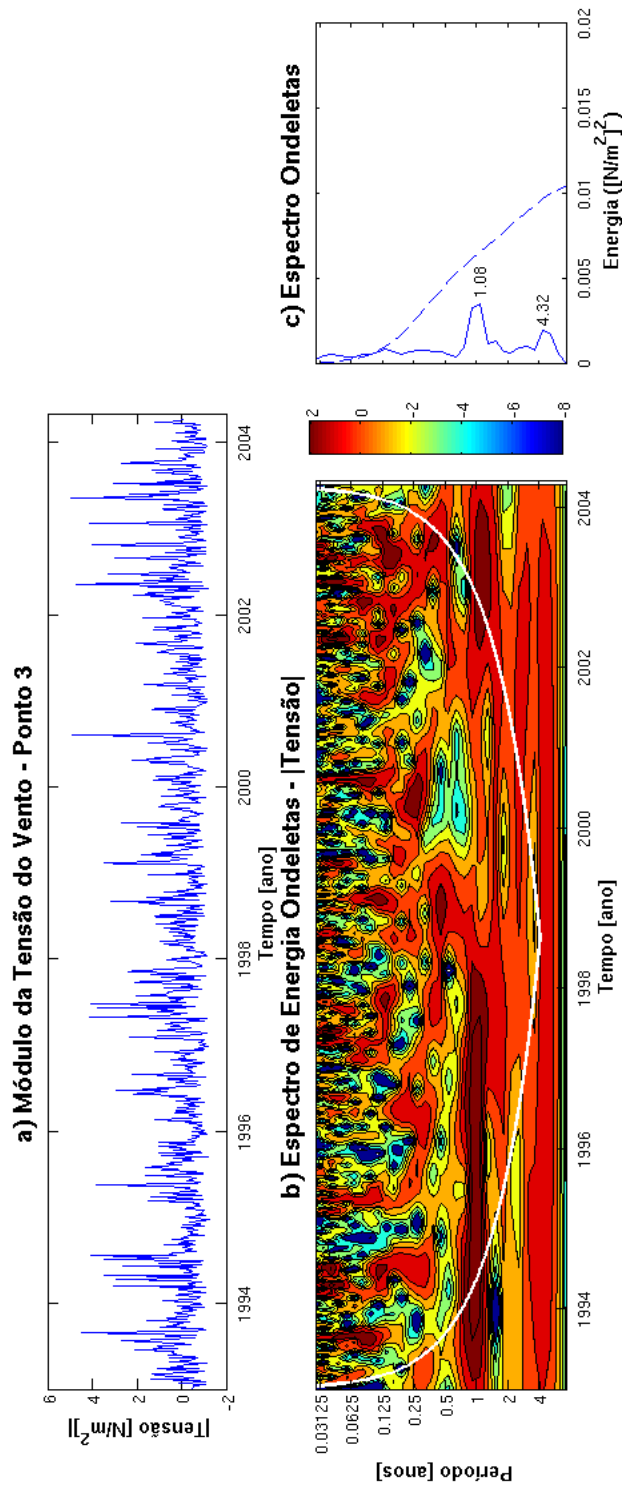


Figura 33: Análise de ondeletas para o módulo da tensão superficial do vento no ponto 3. (a) Série temporal normalizada; (b) espectros de energia de ondeletas ($\log_2 [N/m^2]$); (c) espectro das médias de energia ($[N/m^2]$) para cada período (a linha pontilhada demarca o nível de 95% de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos). A linha branca em (b) indica o limite do cone de influência.

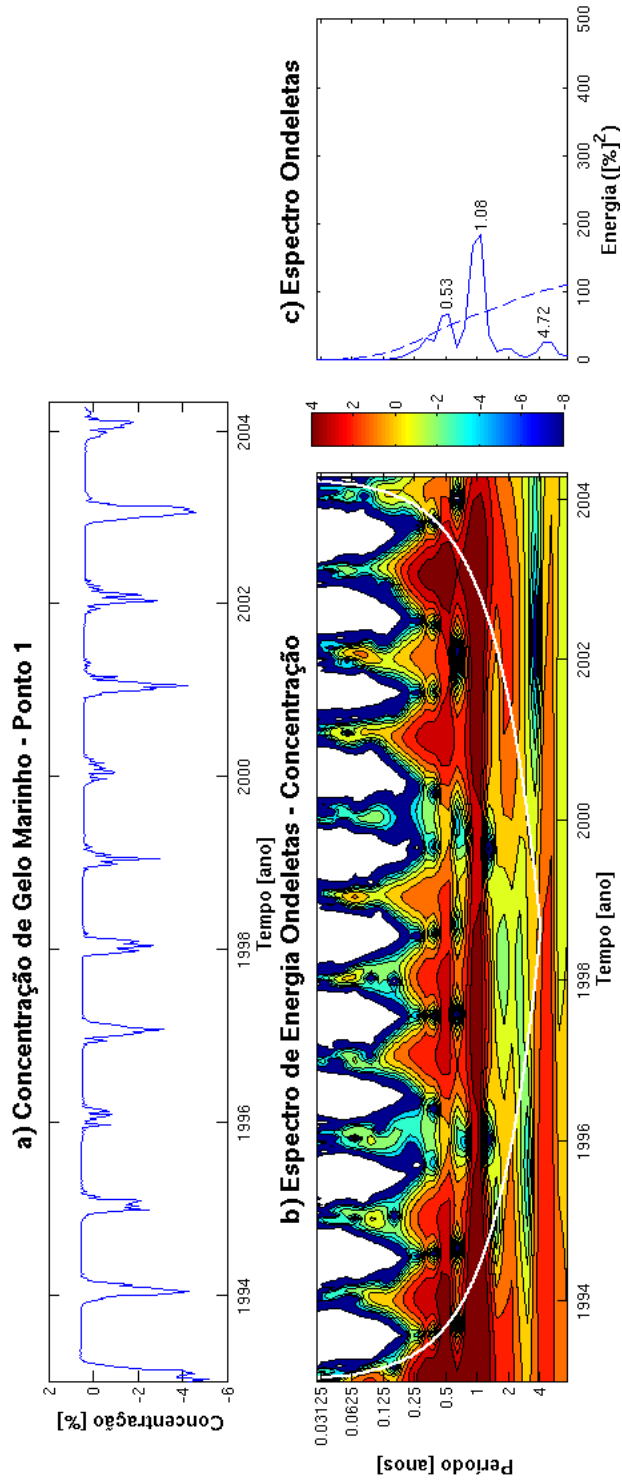


Figura 34: Análise de ondeletas para a concentração de gelo marinho no ponto 1. (a) Série temporal normalizada; (b) espectros de energia de ondeletas ($\log_2 [\%]^2$); (c) espectro das médias de energia ($[\%]^2$) para cada período (a linha pontilhada demarca o nível de 95% de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos). A linha branca em (b) indica o limite do cone de influência.

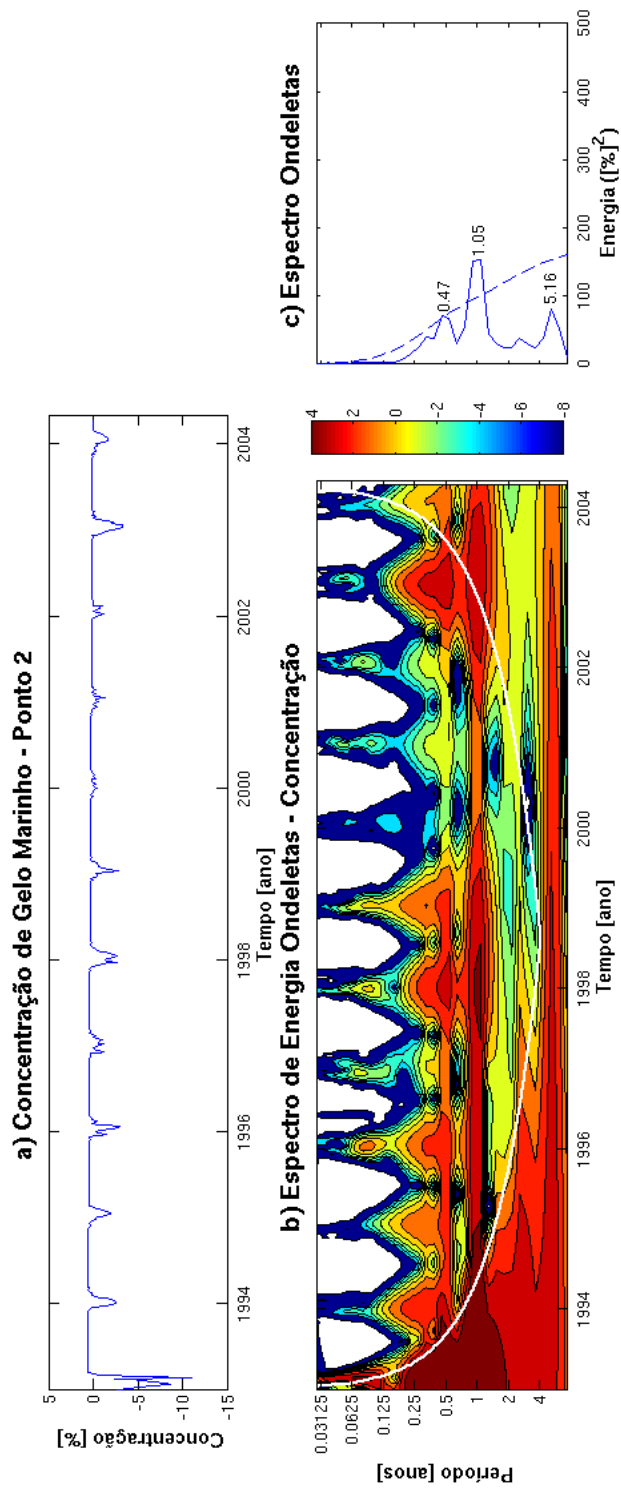


Figura 35: Análise de ondeletas para a concentração de gelo marinho no ponto 2. (a) Série temporal normalizada; (b) espectros de energia de ondeletas ($\log_2 [\%]^2$); (c) espectro das médias de energia $[\%]^2$ para cada período (a linha pontilhada demarca o nível de 95% de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos). A linha branca em (b) indica o limite do cone de influência.

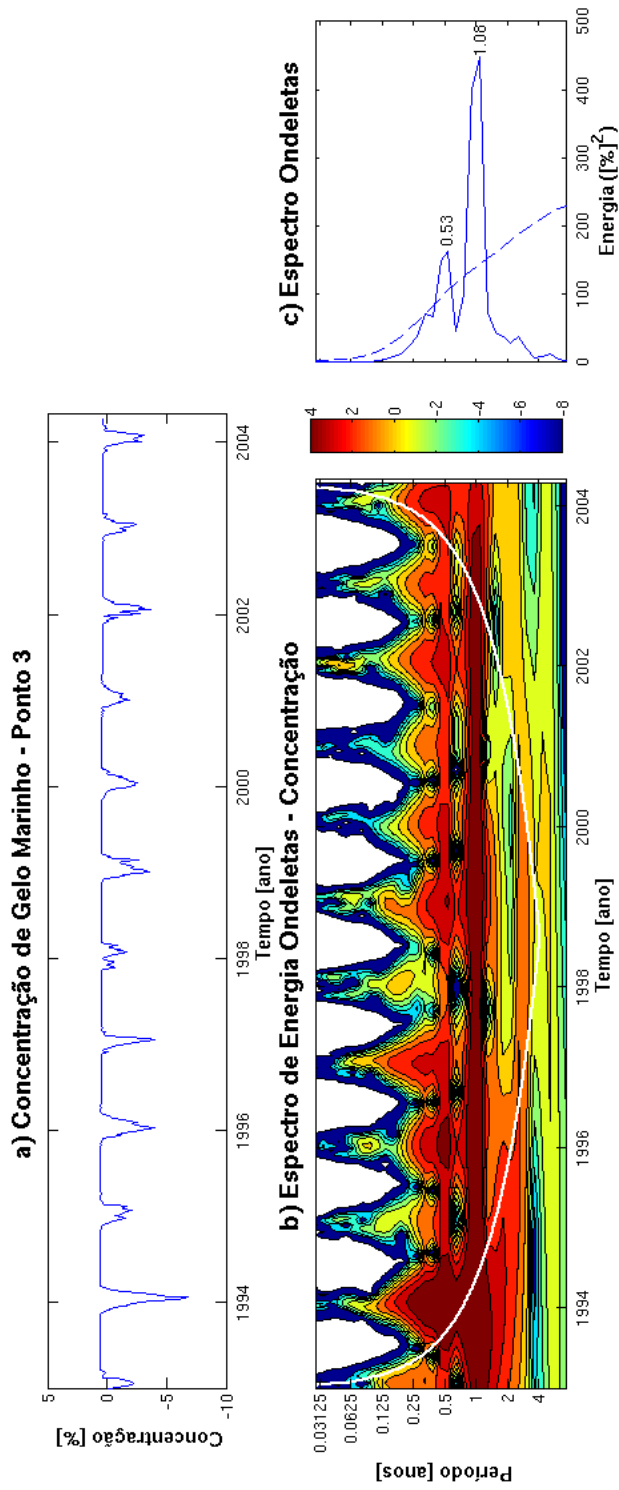


Figura 36: Análise de ondeletas para a concentração de gelo marinho no ponto 3. (a) Série temporal normalizada; (b) espectros de energia de ondeletas ($\log_2 [\%]^2$); (c) espectro das médias de energia ($[\%]^2$) para cada período (a linha pontilhada demarca o nível de 95% de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos). A linha branca em (b) indica o limite do cone de influência.

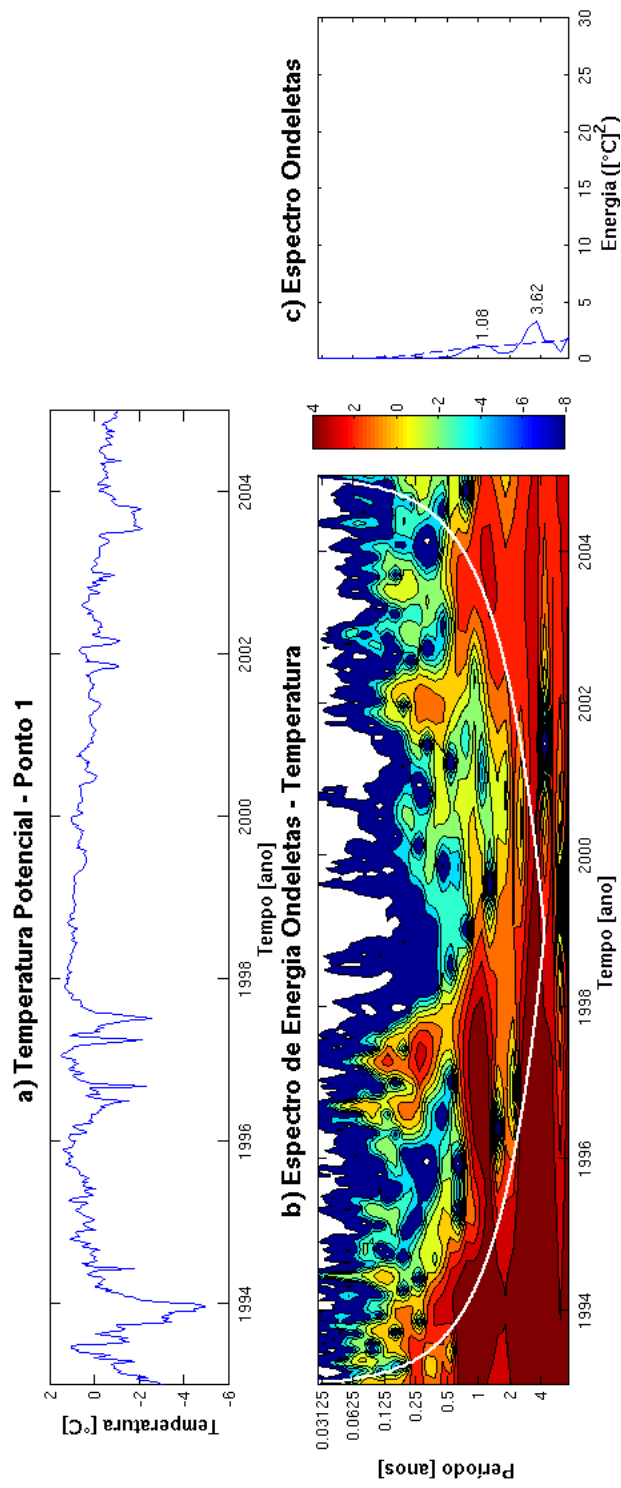


Figura 37: Análise de ondeletas para a temperatura potencial no ponto 1. (a) Série temporal normalizada; (b) espectros de energia de ondeletas ($\log_2 [^\circ\text{C}]^2$); (c) espectro das médias de energia ($[^\circ\text{C}]^2$) para cada período (a linha pontilhada demarca o nível de 95% de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos). A linha branca em (b) indica o limite do cone de influência.

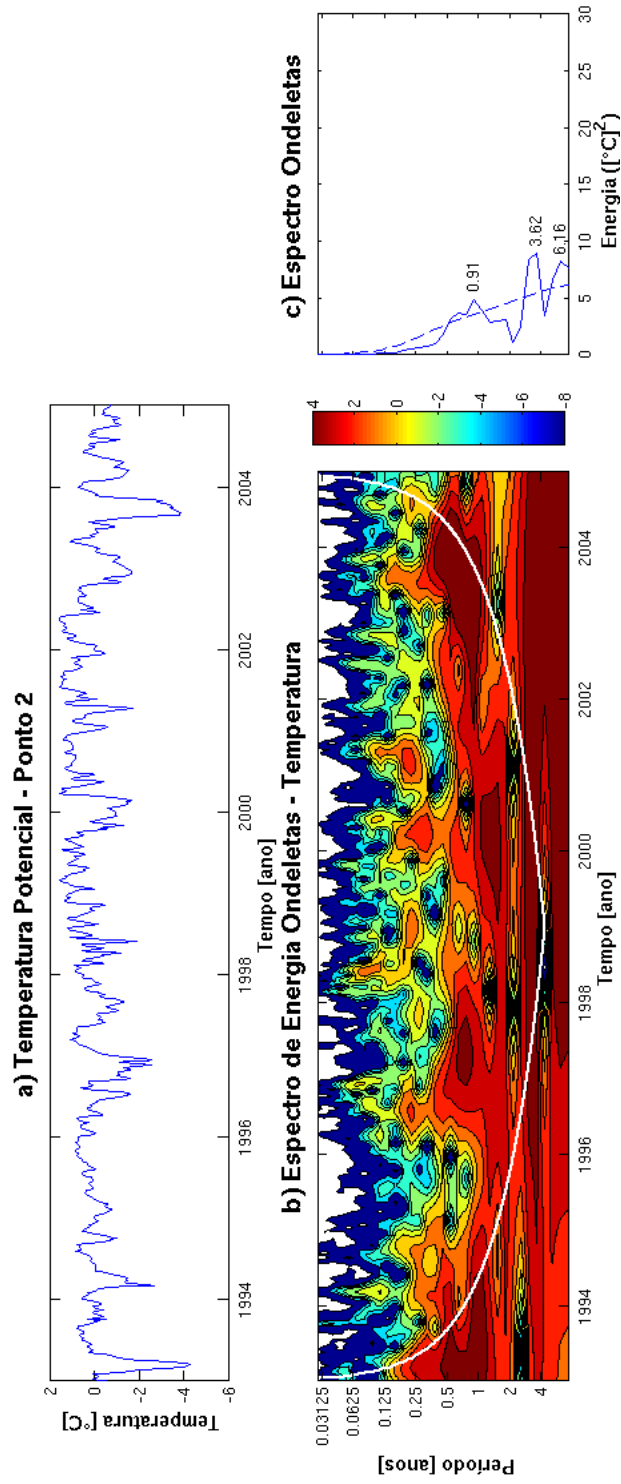


Figura 38: Análise de ondeletas para a temperatura potencial no ponto 2. (a) Série temporal normalizada; (b) espectros de energia de ondeletas ($\log_2 [^{\circ}\text{C}]^2$); (c) espectro das médias de energia ($[^{\circ}\text{C}]^2$) para cada período (a linha pontilhada demarca o nível de 95% de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos). A linha branca em (b) indica o limite do cone de influência.

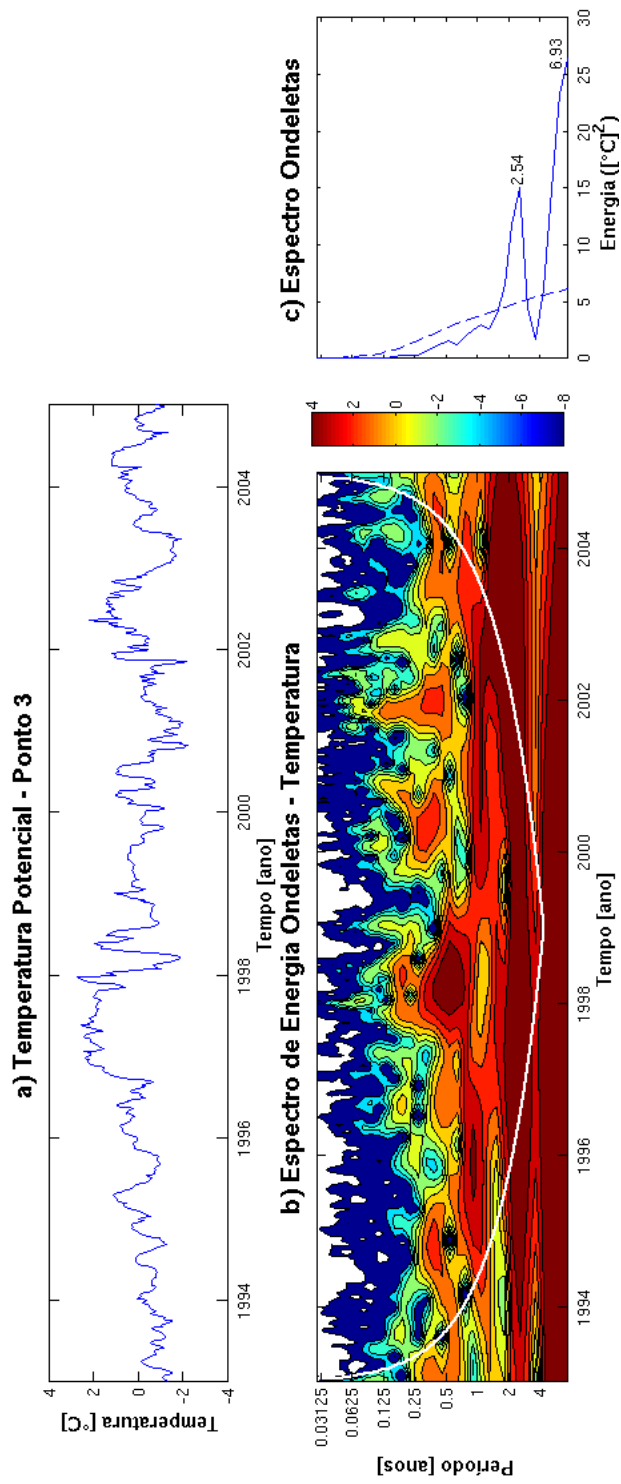


Figura 39: Análise de ondeletas para a temperatura potencial no ponto 3. (a) Série temporal normalizada; (b) espectros de energia de ondeletas ($\log_2 [^{\circ}\text{C}^2]$); (c) espectro das médias de energia ($[^{\circ}\text{C}^2]$) para cada período (a linha pontilhada demarca o nível de 95% de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos). A linha branca em (b) indica o limite do cone de influência.

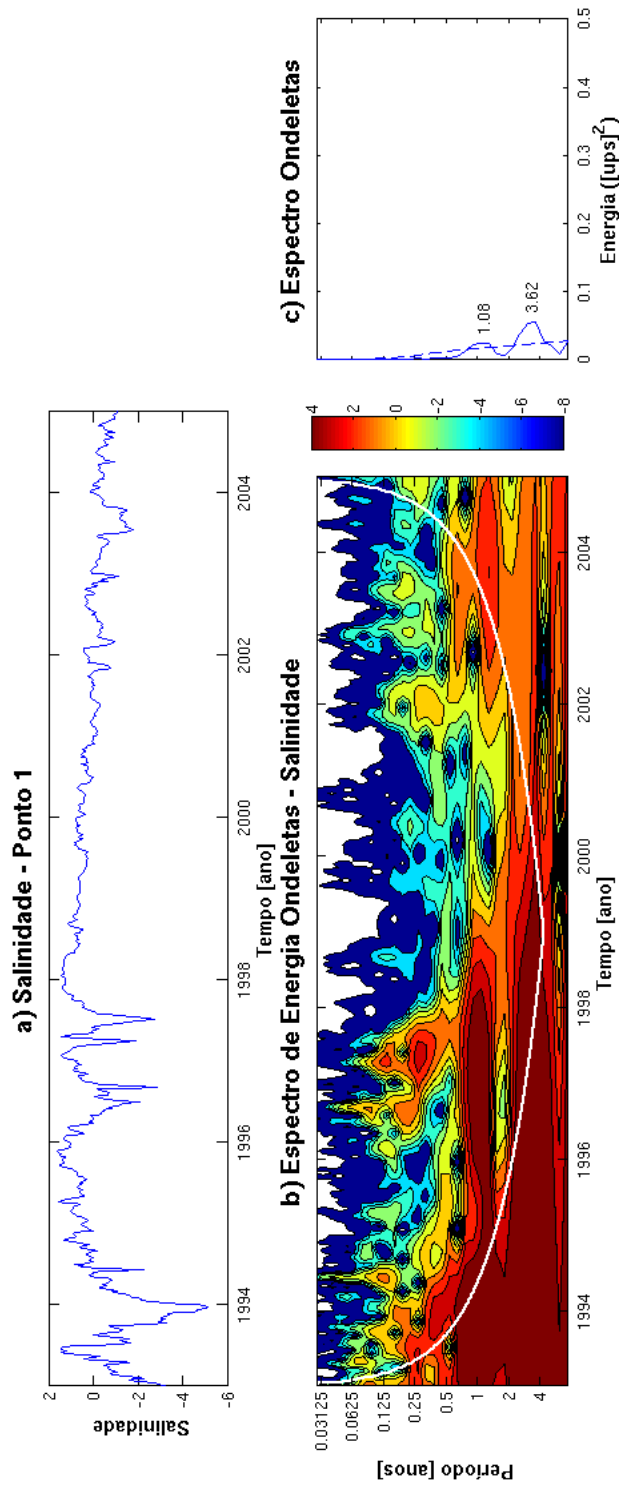


Figura 40: Análise de ondeletas para a salinidade no ponto 1. (a) Série temporal normalizada; (b) espectros de energia de ondeletas (\log_2 [lups]²); (c) espectro das médias de energia ([lups]²) para cada período (a linha pontilhada demarca o nível de 95% de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos). A linha branca em (b) indica o limite do cone de influência.

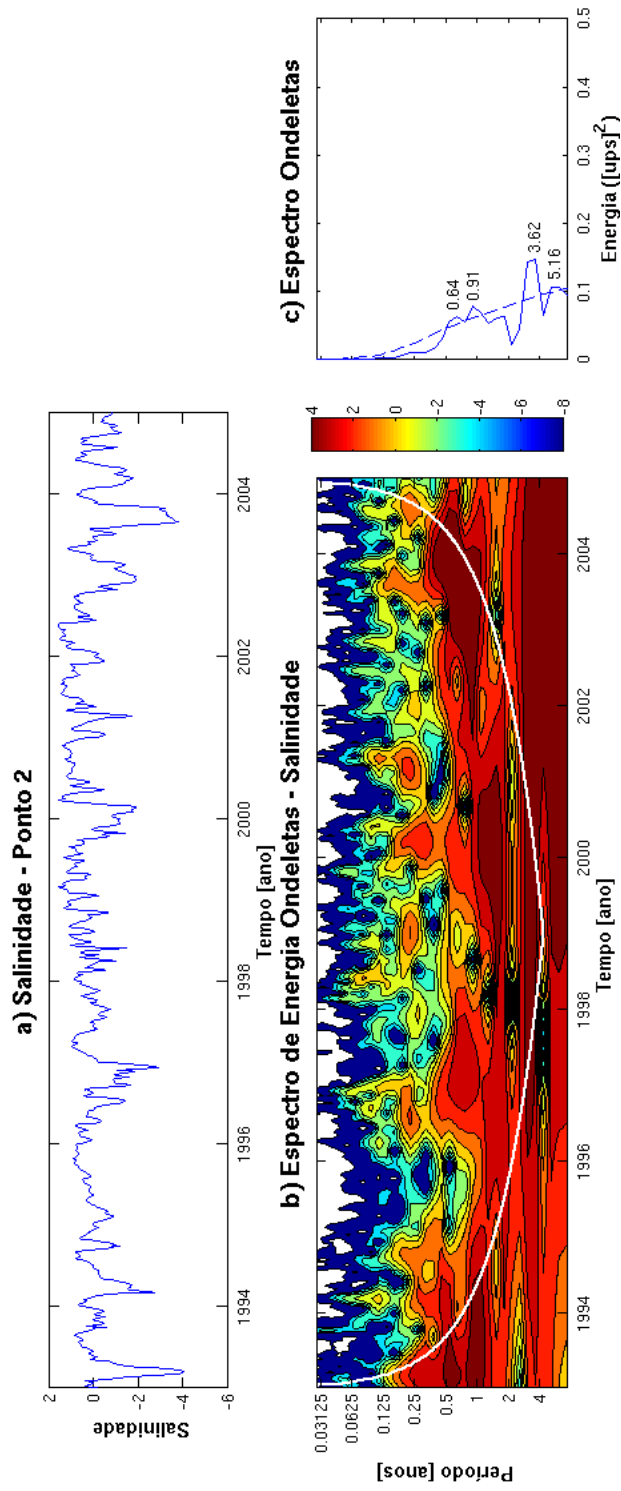


Figura 41: Análise de ondeletas para a salinidade no ponto 2. (a) Série temporal normalizada; (b) espectros de energia de ondeletas ($\log_2 [\text{lups}]^2$); (c) espectro das médias de energia ($[\text{lups}]^2$) para cada período (a linha pontilhada demarca o nível de 95% de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos). A linha branca em (b) indica o limite do cone de influência.

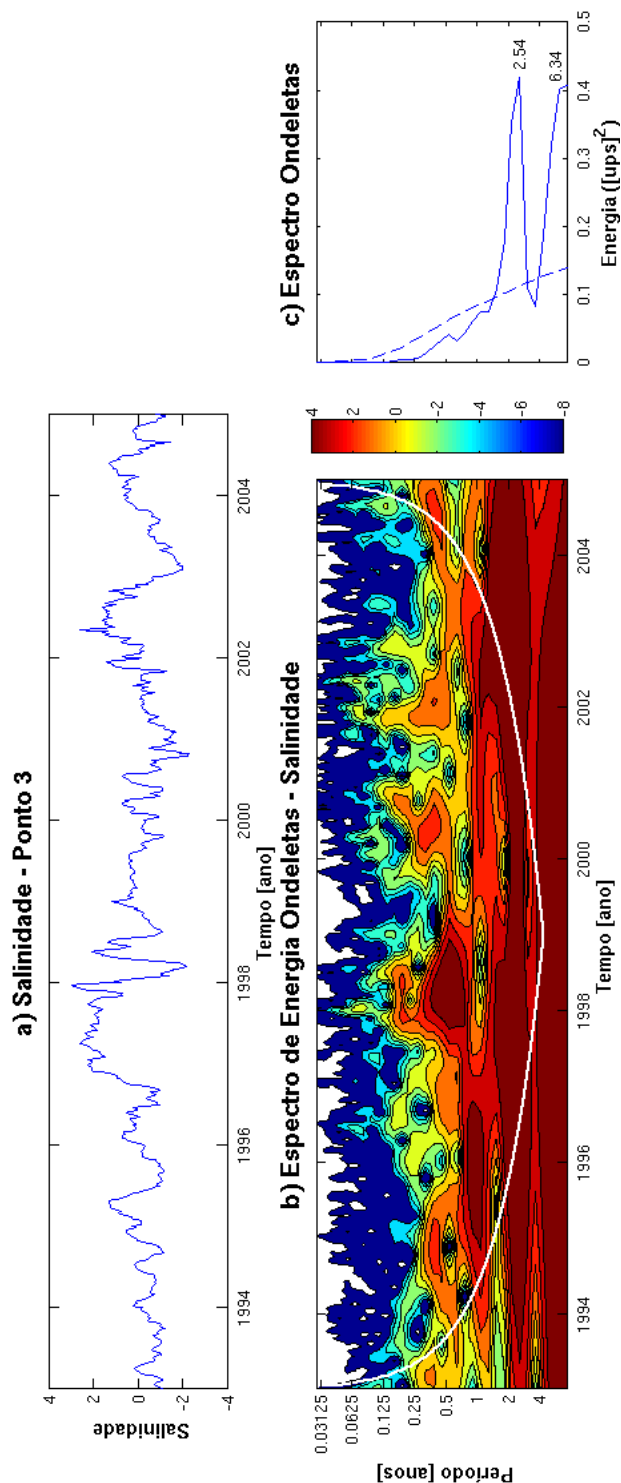


Figura 42: Análise de ondeletas para a salinidade no ponto 3. (a) Série temporal normalizada; (b) espectros de energia de ondeletas (\log_2 [ups]²); (c) espectro das médias de energia ([ups]²) para cada período (a linha pontilhada demarca o nível de 95% de significância e os picos são indicados com seus respectivos períodos). A linha branca em (b) indica o limite do cone de influência.

Vamos focar agora, nos resultados obtidos pela análise de ondeletas, o ciclo anual. Para o módulo da velocidade de corrente (Figura 28), temperatura potencial (Figura 37) e salinidade (Figura 40) do ponto 1, este ciclo parece ter mais importância até 1998, quando a energia no período de 1 ano passa a ter picos menores (Figuras (b)). Além disso, a energia média para o período em torno de 1 ano é relativamente baixa (Figuras (c)) para estes parâmetros, mas ultrapassa a linha de 95% de significância (pico indicado com o período de 1.08 anos).

Já para os campos de tensão do vento e concentração de gelo marinho (Figuras 31 e 34, respectivamente), o ciclo anual é o mais importante dentro das séries temporais e possui intensidades aproximadamente constantes ao longo da série temporal. O período em torno de 1 ano possui pico de energia em ambos parâmetros (Figuras (c)), porém não está acima da linha de 95% de significância para a tensão do vento.

No ponto 2, o ciclo anual parece ganhar um pouco mais de importância nas séries temporais de velocidade de corrente, temperatura potencial e salinidade (Figuras 29 (c), 38(c) e 41(c), respectivamente). Entretanto, para o campo de tensão do vento, o período em torno de 1 ano apresenta picos de baixa energia entre 1996 e 2000, dando menor destaque para este ciclo perante outros períodos (Figura 32 (c)). O campo de concentração de gelo marinho continua apresentando destacado ciclo anual (Figura 35).

Para o ponto 3, a concentração de gelo marinho possui elevada energia no período em torno de 1 ano que não oscila ao longo do tempo (Figura 36). A série do módulo da velocidade de corrente neste ponto passa a apresentar um sinal anual menos energético que nos outros pontos (Figura 30(c)), embora ainda esteja acima da linha de 95% de significância. A série de vento também apresenta menor energia no ciclo anual, mas este ainda é o mais importante entre todos os períodos (Figura 33(c)). Tanto para o módulo da velocidade de corrente quanto para o da tensão do vento, o ciclo anual é mais intenso do começo da série até início de 1998 (Figuras 30(b) e 33(b)). Para temperatura potencial e salinidade (Figuras 39 e 42, respectivamente), a energia contida no sinal anual mal chega a formar um pico nas Figuras (c),

ficando abaixo da linha de significância. No entanto, embora tenha importância relativamente menor que outros períodos, o ciclo anual se faz presente, como podemos observar nas Figuras (b).

É interessante notar que, em todas as figuras referentes à concentração de gelo marinho (Figuras 34, 35 e 36), há também um ciclo semi-anual marcante, produzindo o segundo maior pico significativo de energia observado nas Figuras (c).

Voltando nossa atenção para os períodos interanuais, notamos que embora a maior parte do sinal esteja fora do cone de influência, as energias alcançam os maiores picos em torno de períodos entre 2 e 7 anos. Esses picos são, muitas vezes, significativos a um nível de 95% (Figuras (c)).

5.2.4. Discussão

De modo geral, observamos na seção anterior que geralmente as variáveis oceânicas (velocidade de corrente, temperatura potencial e salinidade) apresentam ciclo anual menos marcado e intenso que a atmosfera. Isto pode ser explicado pelo fato do oceano nestas latitudes estar suscetível a fenômenos em outras escalas temporais com o mesmo nível de energia que o ciclo anual, como vórtices de mesoescala, interações entre grandes giros (Weddell e Ross) e um forte sistema de correntes como a ACC. Os grandes giros possuem a capacidade de tamponar parte dos sinais externos e mantêm características dinâmicas independentes. Além disso, o enfraquecimento relativo do ciclo anual é mais evidente na profundidade de 200 m, onde já nos distanciamos da interface oceano-atmosfera e nos encontramos na camada de mistura. O campo de gelo marinho por sua vez, guiado pela variabilidade sazonal da temperatura do ar e radiação solar (principalmente), tem ciclo anual marcado. A tensão do vento, por ser extremamente variável, apresenta séries temporais ruidosas, e por isso qualquer um de seus picos energéticos geralmente não ultrapassam a linha de 95% de significância.

Além de todas as variáveis apresentarem boa parte da energia concentrada nas oscilações com período em torno de um ano, as séries de concentração de gelo marinho mostraram também um ciclo semi-anual significativo. Este ciclo pode estar relacionado à Oscilação Semi-Anual Antártica (SAO), descrita por Van den Broeke (2000). A SAO consiste em uma contração e uma expansão do cavado de pressão circumpolar (CPT) que ocorre duas vezes por ano, em resposta a diferenças na absorção de energia entre o continente Antártico e seu oceano circundante. Na máxima contração do CPT (março e setembro), a área de baixa pressão migra para sudeste do Mar de Amundsen até próximo à linha de costa da Antártica Oeste. Na fase de expansão (abril-julho e outubro-janeiro), esta área migra para noroeste. Um acoplamento positivo existe entre a amplitude da SAO e a extensão de gelo no inverno nos mares de Bellingshausen e Amundsen (Van den Broeke, 2000): em anos de SAO pouco desenvolvida, a ausência do deslocamento do CPT para noroeste de abril a julho suprime o crescimento de gelo.

Para explicar a energia de ondeletas concentrada em períodos interanuais em torno de 2 a 7 anos, investigamos os principais modos de variabilidade encontrados no Oceano Austral que tenham períodos nesta faixa.

O modo dominante de variabilidade da circulação atmosférica extratropical do Hemisfério Sul é o **SAM** (*Southern Annular Mode*) ou **AAO** (*Antarctic Oscillation*) (Thompson e Wallace, 2000; Hall e Visbeck, 2002). O SAM é calculado pela diferença de pressão atmosférica entre médias e altas latitudes (Gong e Wang, 1999), e representa a intensificação e enfraquecimento periódicos do vórtice circumpolar, o “cinturão” de ventos de oeste troposféricos que circunda o continente Antártico (Van den Broeke e Van Lipzig, 2004). Altos valores do índice SAM indicam um vórtice circumpolar intensificado. Nos últimos 30 anos, uma tendência positiva neste índice resultou num fortalecimento e deslocamento em direção ao pólo dos ventos de oeste nas altas latitudes do hemisfério sul (Marshall *et al.*, 2004; Thompson e Solomon, 2002). É esperado então um transporte de Ekman mais intenso para norte (Hall e Visbeck, 2002), o que poderia explicar maior ressurgência da Água Profunda Circumpolar (CDW), derivada da APAN e relativamente quente, observada nas tendências positivas de temperatura

potencial ao longo da Divergência Antártica (Figura 23(b), página 73). A tendência de SAM positivo também provoca um deslocamento para sul e uma intensificação da ACC e uma expansão para sul de condições atmosféricas mais quentes e úmidas (Hall e Visbeck, 2002). Jacobs (2006) enfatiza ainda que tudo isso age para trazer água mais quente em contato com a base do gelo glacial flutuante e ocasionar um derretimento maior, especialmente no Mar de Amudsen-Bellingshausen.

A linha vermelha na Figura 43 mostra a série temporal do índice SAM calculada a partir dos dados de pressão ao nível do mar utilizadas no OCCAM. Embora esta série não apresente, aparentemente, uma tendência considerável, analisando a linha azul, onde o índice foi calculado para várias décadas a partir dos dados de reanálise do NCEP-NCAR, percebemos que o período em questão (a partir de 1993) realmente não mostra uma tendência tão significativa dentro do contexto de aumento do índice. Além disso, ainda que os valores absolutos do índice SAM sejam diferentes entre as duas linhas da Figura 43, suas variações obtidas pelo modelo correspondem bem às obtidas pela reanálise, indicando que este modo está bem representado no modelo.

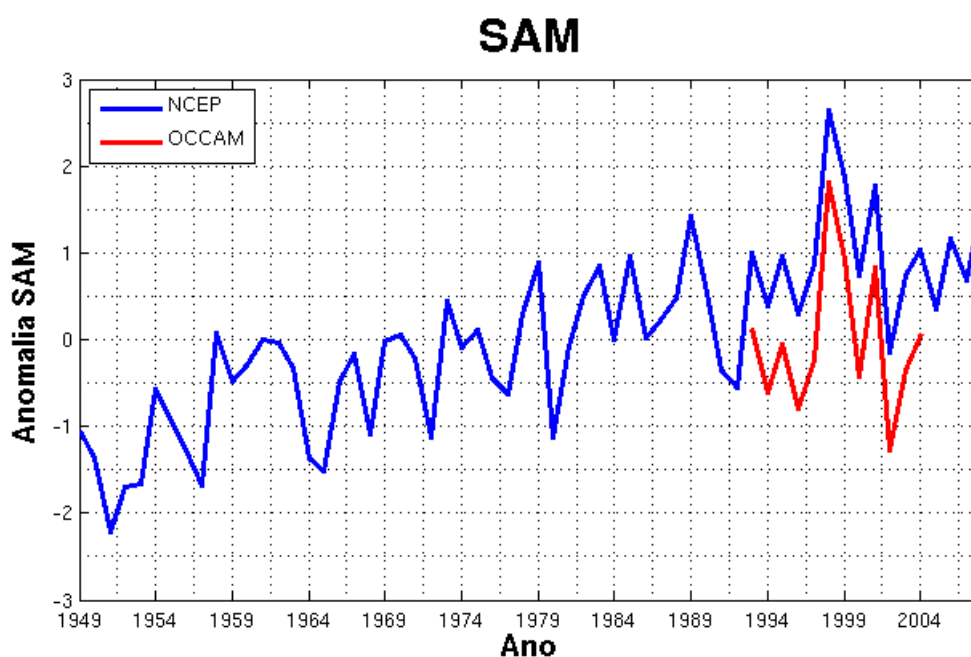


Figura 43: Série temporal de anomalias do índice SAM calculada a partir de dados de reanálise do NCEP-NCAR (linha azul) e do OCCAM (linha vermelha).

Outro modo de variabilidade de longo período conhecido no Oceano Austral é o Dipolo Antártico (**ADP**). Este modo é caracterizado por uma relação fora de fase entre gelo marinho e anomalia de temperatura do ar de superfície no Pacífico Sul e Atlântico Sul, manifestando-se e persistindo de 3 a 4 estações após ser desencadeado por um evento El Niño – Oscilação Sul (**ENSO**) (Yuan, 2004). Pode ser determinado pela primeira EOF das anomalias de posição da borda de gelo marinho, já que esta última responde mais sensitivamente ao clima extra-polar (Yuan e Martinson, 2001).

A interação entre o fenômeno ENSO e o campo de gelo marinho antártico é explicada em detalhes por Yuan (2004). Resumidamente, em eventos de El Niño, a alta temperatura superficial do mar no Pacífico tropical aumenta a convecção nesta região e também o gradiente termal meridional entre equador e pólo. Isto fortalece e contrai as Célula de Hadley e Ferrel (Rind *et al.*, 2001). Como consequência, o jato subtropical que passa próximo à Austrália e Nova Zelândia é também fortalecido e a região de tempestades é deslocada em direção ao Equador no Pacífico Sul. Esse deslocamento leva a uma mudança na circulação zonal para leste, o que faz com que o fragmento descendente da célula estabeleça-se no Atlântico tropical. Isto relaxa e expande a Célula de Hadley nesta região, bem como a Célula de Ferrel (subpolar). Conseqüentemente, a região de tempestades desloca-se em direção ao Pólo no Atlântico Sul (Rind *et al.*, 2001). Assim, mais (menos) calor é transportado para a região polar do Pacífico Sul (Atlântico Sul) nos níveis mais baixos da atmosfera (Liu *et al.*, 2002). Esta variação no transporte de calor para os Pólos contribui diretamente para a formação de anomalias de temperatura fora de fase (enquanto uma anomalia é positiva, a outra é negativa) no Pacífico Sul e Atlântico Sul. Adicionalmente, em resposta a um evento quente (El Niño), um centro anômalo de alta pressão forma-se sobre o Mar de Bellingshausen e cria uma circulação regional que traz ar quente de latitudes mais baixas para a região polar do Pacífico Sul e ar frio antártico para o Mar de Weddell. Este padrão espacial, caracterizado por centros anômalos no nordeste do giro de Ross no setor do Pacífico, e no giro central de Weddell no setor Atlântico, é conhecido como ADP, e representa a maior variabilidade interanual no campo do gelo marinho antártico (Yuan e Li, 2008),

com período similares aos do ENSO. Um desenho esquemático de todo o processo descrito pode ser observado na Figura 45.

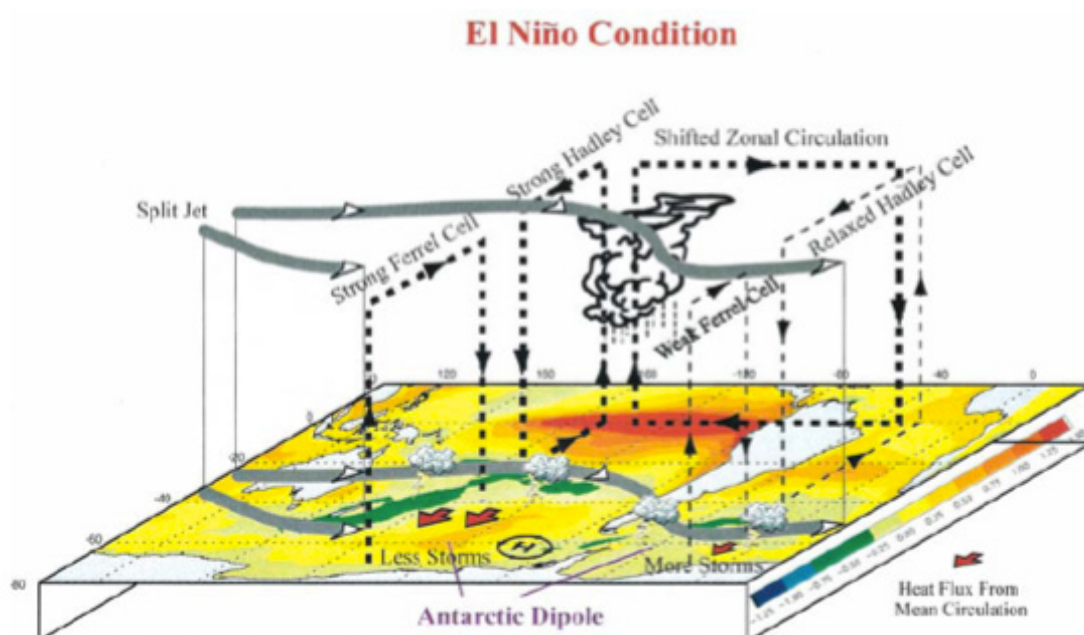


Figura 44: Padrão de circulação atmosférica esquemático em resposta a um evento ENSO quente sobreposto às composições de temperatura superficial do mar (extraído de Yuan, Fig. 8, pg. 422, 2004).

Yuan e Martinson (2001) relacionam ainda o Dipolo Antártico à Onda Circumpolar Antártica (*Antarctic Circumpolar Wave - ACW*), descrita por White e Peterson (1996), cuja propagação foi observada nos campos de gelo, pressão, vento e temperatura ao redor do continente nos anos 1990. Como os dois fenômenos possuem períodos semelhantes, eles sugeriram que o ADP é excitado por teleconexões extra-polares e sua anomalia é advectada para fora da área do dipolo pela ACC e/ou por processos de acoplamento ar-mar-gelo. Um dos motivos para acreditar que a ACW é consequência da advecção do padrão dipolar nas anomalias de temperatura e na borda de gelo é pelo fato de que a magnitude da variabilidade do ADP é mais que o dobro da variabilidade da ACW (Yuan e Martinson, 2001).

De forma a identificar a presença do Dipolo Antártico nos dados gerados pelo modelo OCCAM, foi calculada a primeira EOF das anomalias de posição da borda de gelo, exibida na Figura 46.

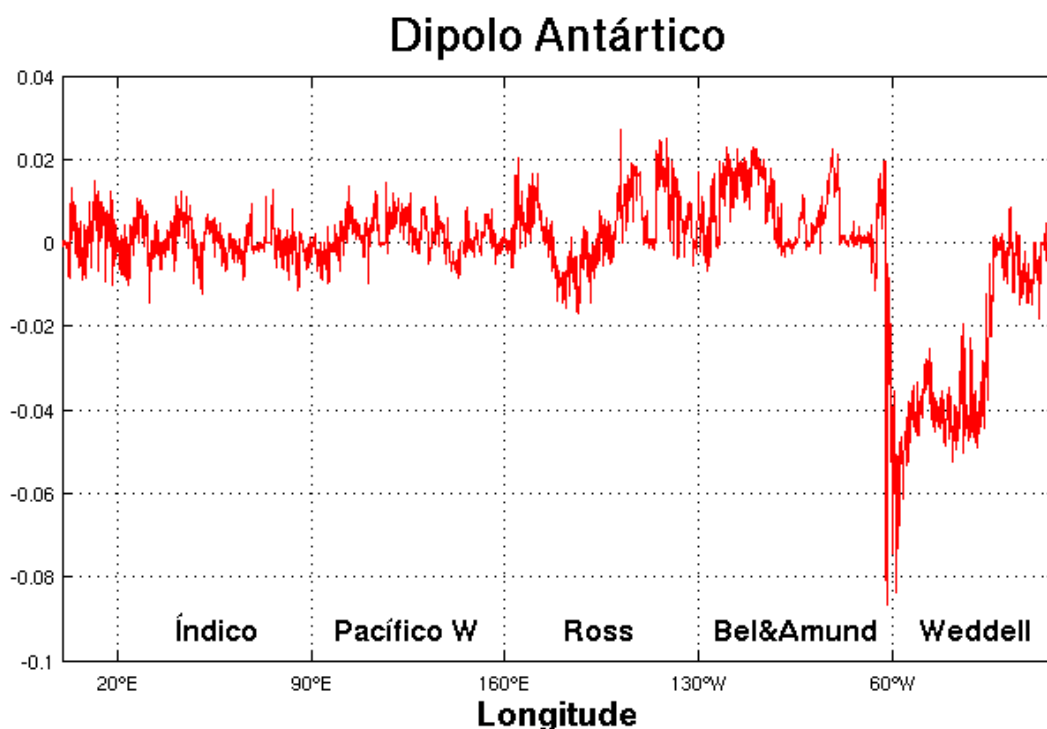


Figura 45: Dipolo Antártico calculado a partir dos dados do OCCAM (1ª EOF das anomalias de posição latitudinal da borda de gelo).

É possível identificar um padrão onde o Mar de Weddell e o nordeste do Mar de Ross, Amundsen e Bellingshausen estão fora de fase. Ou seja, enquanto a borda de gelo está mais ao norte (sul) que o normal em Ross, Amundsen e Bellingshausen, ela está mais ao sul (norte) que o normal no Mar de Weddell. Esta EOF calculada explica 35,42% da variabilidade total da borda de gelo, o que é consistente com o valor encontrado por Yuan e Martinson (2001), de 37%, usando também a análise de EOF.

Para mostrar o padrão dipolar no campo de gelo marinho desencadeado por um evento El Niño, as concentrações de gelo no verão de 1997 e 1998 do modelo foram comparadas. Sabe-se que em 1997 teve início um dos mais intensos eventos quentes de ENSO observados, com grandes impactos climáticos sentidos ao redor do mundo (McPhaden, 1999). Considerando que no verão de 1998 o evento já estava bem desenvolvido enquanto no verão de 1997 estava apenas começando, as concentrações médias para fevereiro de 1997 foram subtraídas das concentrações médias para fevereiro de 1998. O resultado é exibido na Figura 47.

Diferença de Concentração de Gelo Marinho - FEV 1998 - FEV 1997

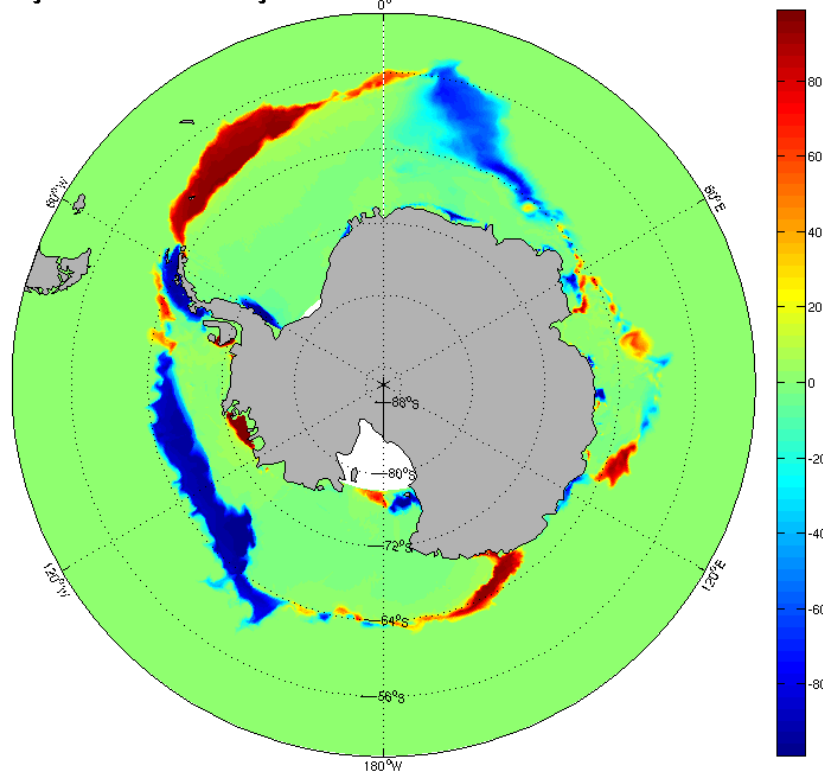


Figura 46: Diferença de concentração de gelo marinho, em %, entre fevereiro de 1998 e fevereiro de 1997.

Fica claro nesta figura que há um padrão fora de fase entre Pacífico Sul e Atlântico Sul: como descrito no processo acima, em anos de El Niño o Mar de Weddell fica sujeito a maiores concentrações de gelo enquanto o nordeste do Mar de Ross, Amundsen e Bellingshausen exibem uma retração na borda de gelo. Por isso, as diferenças entre 1998 e 1997 são positivas para o setor Atlântico e negativas para o setor Pacífico.

Sabendo que estas anomalias no campo de gelo marinho e na temperatura superficial podem afetar a variabilidade dos outros parâmetros em estudo, é provável então que boa parte da energia de ondeletas concentrada nos períodos entre 2 e 7 anos possa ser explicada pela teleconexão entre o clima na região tropical e o Oceano Austral, essencialmente representada pelo ENSO.

As tendências negativas observadas no módulo da velocidade da ACoC para o Mar de Weddell sugerem duas hipóteses:

1. As tendências são, na verdade, parte de um ciclo de longo período sub-amostrado;
2. As tendências mostram que o Mar de Weddell ainda estava respondendo ao ajuste do modelo nos primeiros anos da série analisada.

Esta última ainda é sustentada pelo fato de observarmos uma diminuição na variabilidade dos parâmetros oceânicos após o período de tendência negativa, principalmente no ponto 1. Assim, a hipótese 2 parece ser a mais plausível.

A diminuição da velocidade da ACoC em Weddell como resposta retardada ao ajuste do modelo pode estar relacionada à mudança súbita ocorrida em 1993 na concentração de gelo marinho no verão, devido à mudanças feitas no modelo de gelo. Na Figura 48 observamos as séries temporais de concentração de gelo marinho para os três pontos em estudo, construídas a partir de 1988, após o término da fase de *spin-up* do modelo.

Nesta figura, fica claro que a alteração ocorrida na cobertura de gelo de verão no Mar de Weddell foi muito maior que a observada em Ross (onde praticamente não há diferença entre o período anterior e o posterior a 1993). Enquanto nos primeiros cinco anos de simulação a concentração de gelo marinho em Weddell chegava a 0% no verão, após 1993 esta taxa passou a variar entre ~80-99%. Desta forma, repentinamente, o gelo marinho passou a fazer o papel de um "cobertor" sobre o oceano, dificultando sua comunicação com a atmosfera. Isto pode ter permitido que a componente baroclínica da ACoC aumentasse sua importância em relação à componente barotrópica. Fahrback *et al.* (1992) sugeriu que uma importante componente baroclínica da ACoC é gerada por um gradiente de densidade entre as águas antárticas superficiais e a água de plataforma, que por sua vez gera na ACoC uma tendência de fluir para **leste** (Núñez-Riboni e Fahrback, 2009). Como sugerido por Smedsrud *et al.* (2006), este fluxo para leste pode ser a causa da contra corrente observada no talude continental, quando o aumento da velocidade para leste sobrepõe a componente barotrópica da corrente (para oeste). Esta contra corrente foi observada em 1995 numa seção hidrográfica em 17°W (Heywood *et al.*, 1998) e em 2009 a 18°W (Chavanne *et al.*, 2010). Assim, a intensificação desta componente baroclínica da ACoC, causada por

uma maior cobertura de gelo no verão, pode ser o motivo da diminuição de velocidade para oeste observada nos pontos 1 e 2, juntamente à tendência positiva do índice SAM já discutida anteriormente.

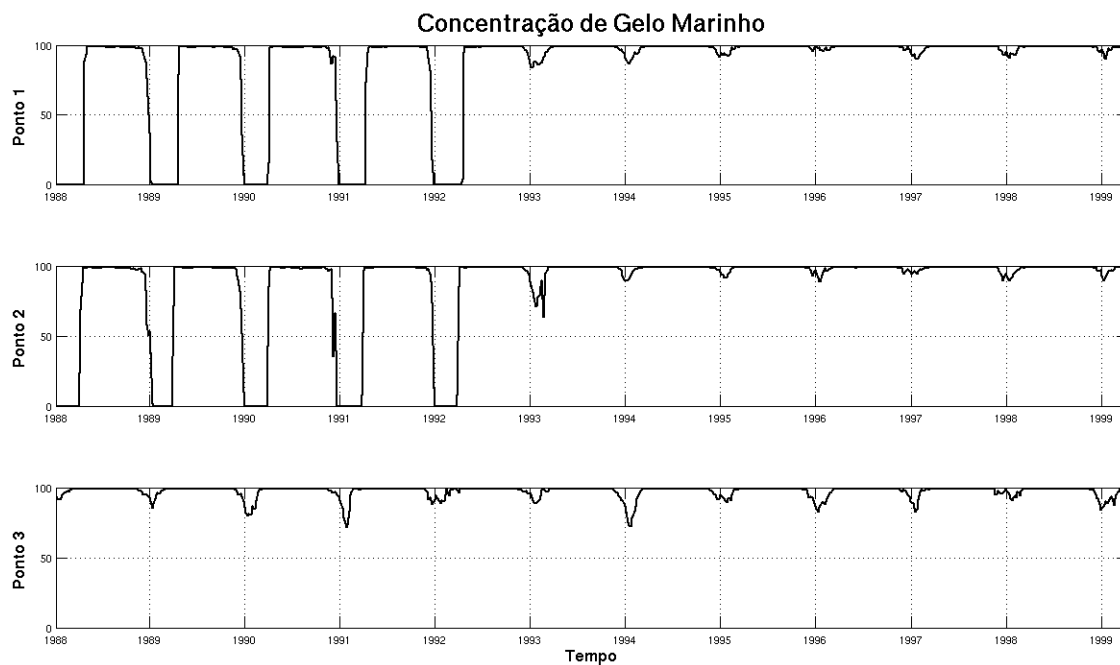


Figura 47: Séries temporais de concentração de gelo marinho a partir de 1988 para os pontos 1 (superior), 2 (meio) e 3 (inferior).

Capítulo 6

CONSIDERAÇÕES FINAIS

De modo geral, o modelo OCCAM representou bem os campos médios e a variabilidade dos parâmetros analisados, já que as principais feições do Oceano Austral relatadas na literatura foram observadas nos resultados. Uma das exceções desta boa representatividade é a faixa costeira que abrange desde o Mar de Amundsen até o lado oeste da Península Antártica, onde a ACoC não está presente e os valores de salinidade a 200 m de profundidade são sobre-estimados. Nesta mesma profundidade, a salinidade também apresenta erros nos Giros de Weddell e Ross, onde foi subestimada.

Contudo, certamente os maiores erros do modelo estão ligados à parametrização deficiente do campo de gelo marinho. Embora a variabilidade da concentração de gelo produzida pelas equações dinâmicas e termodinâmicas pareça corresponder bem à realidade, os valores absolutos de concentração apresentados são super-estimados, especialmente no verão. Como consequência, a cobertura de gelo marinho age como “cobertor” sobre o oceano, fazendo que a componente baroclínica das correntes oceânicas ganhe importância.

As tendências de diminuição na velocidade da ACoC (que flui para oeste) encontradas principalmente no Mar de Weddell parecem, então, estar ligadas a esta super-estimativa. Elas podem estar sendo produzidas pelo próprio modelo que, durante os primeiros 8 anos de análise, aparentemente ainda se ajustava às alterações repentinas ocorridas no campo de gelo marinho na região. Além disso, mudanças na intensidade da ACoC são esperadas como resultado do fortalecimento e aproximação dos ventos de oeste na costa (tendência de índice SAM positiva), que pôde ser observada neste estudo (Figura 40).

Assim, nossa questão inicial

“A circulação costeira Antártica tem sofrido alterações nos últimos anos?”

permanece sem resposta, já que as tendências negativas observadas neste estudo,

por serem provavelmente resultado do ajuste do modelo, não podem ser estendidas para o mundo real. É importante lembrar também que as recentes perdas aceleradas de massa no manto de gelo Antártico (que não é representado no modelo), especialmente na Península Antártica (e.g., Scambos *et al.*, 2000; Cook *et al.*, 2005; Rignot *et al.*, 2005), e a desintegração ou excessivo derretimento das plataformas de gelo (e.g., Scambos *et al.*, 2004) afetam a circulação costeira local ou regionalmente.

Por fim, este estudo mostrou que embora existam falhas de representação da região Antártica no modelo OCCAM em termos de valores absolutos, sua variabilidade interanual pode ser estudada a partir do mesmo. Assim como observado na natureza, o Oceano Austral aparentemente respondeu, em seus mais diversos aspectos físicos (especificamente, neste caso, na circulação costeira), a fenômenos extrapolares e globais, tais com o ENSO e o SAM. Isto mostra que é possível encontrar conexão entre as altas latitudes e o clima ao redor do planeta neste modelo, mesmo com os erros existentes no modelo de gelo, principalmente. São necessárias, além do aprimoramento da modelagem numérica na região do Oceano Austral, séries temporais mais longas para permitir melhor determinação das tendências, assim como medidas *in situ* para validação deste modelo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AKSENOV, Y. The sea ice-ocean global coupled ARCICE project report part I: Description of dynamical-thermodynamical sea ice model. *SOC Research and Consultancy Rep.* **103**, 83 pp, 2002.
- BAINES, P. G. Coastal and regional currents of Antarctica. *In: Encyclopaedia of the Antarctic*, editado por B. Riffenburgh, Routledge, 2006.
- BARNIER, B. Forcing the oceans. *Ocean Modeling and Parameterization*, editado por E. P. Chassignet e J. Verron, NATO Advanced Study Institute, Kluwer Academic, 45–80, 1998.
- BISHOP, J. K. B.; ROSSOW, W. B. Spatial and temporal variability of global surface solar irradiance. *J. Geophys. Res.*, **96**, 16.839-16.858, 1991.
- BJÖRNSSON, H.; VENEGAS, S. A. A manual for EOF and SVD analyses of Climatic Data. Department of Atmospheric and Oceanic Sciences. *Centre for Climate and Global Change Research*, McGill University, 1997.
- BRYAN, K. A numerical method for the study of the circulation of the world ocean. *J. Comp. Phys.*, **4**, 347–376, 1969.
- CAI, W.; BAINES, P. G. Interactions between thermohaline and wind-driven circulations and their relevance to the dynamics of the Antarctic Circumpolar Current, in a coarse-resolution global ocean general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **101**(C6), 14 073–14 093, 1996.
- CAVALIERI, D. J.; PARKINSON, C. L. Antarctic sea ice variability and trends, 1979-2006. *J. Geophys. Res.*, **113**, C07007, 2008.
- CHAVANNE, C. P.; HEYWOOD, K. J.; NICHOLLS, K. W.; FER I. Observations of the Antarctic Slope Undercurrent in the southeastern Weddell Sea. *Geophys. Res. Lett.*, 2010 (*in press*).

- COMISO, J. C. SSM/I sea ice concentrations using the Bootstrap Algorithm. NASA RP, 1380, 1995.
- COMISO, J. C. Bootstrap sea ice concentrations for NIMBUS-7 SMMR and DMSP SSM/I. Digital Media, National Snow and Ice Data Center, 1999.
- COMISO, J. C.; NISHIO, F. Trends in the sea ice cover using enhanced and compatible AMSR-E, SSM/I, and SMMR data. *J. Geophys. Res.*, **113**, C02S07, 2008.
- COOK, A. J.; FOX, A. J.; VAUGHAN, D. G.; FERRIGNO, J. G. Retracting glacier fronts on the Antarctic Peninsula over the past half-century. *Science*, **308**, 541-544, 2005.
- COWARD, A. C.; DE CUEVAS, B. A. The OCCAM 66 Level Model: physics, initial conditions and external forcing. *SOC Internal Report No. 99*, 2005.
- COX, M.D. A primitive equation, 3-dimensional model of the ocean. *GFDL Ocean Group Tech. Rep. 1*, Geophys. Fluid Dyn. Lab./ Princeton University, Princeton, N.J., 1984.
- DAUBECHIES, I. The wavelet transform time-frequency localization and signal analysis. *IEEE Trans. Inform. Theory*, **36**, 961–1004, 1990.
- DEACON, G. E. R. The hydrology of the Southern Ocean. *Discovery Rep.*, **15**, 1– 124, 1937.
- EMERY, W. J.; THOMSON, R. E. Data analysis methods in physical oceanography. Pergamon, 1997.
- FAHRBACH, E.; ROHARDT, G.; KRAUSE, G. The Antarctic Coastal Current in the southeastern Weddell Sea. *Polar Biology*, **12**, 171–182, 1992.
- FOSTER, T.D.; CARMACK, E.C. Frontal zone mixing and Antarctic Bottom Water formation in the southern Weddell Sea. *Deep-Sea Research*, **23**, 301–317, 1976.
- FUNG, I. Y.; HARRISON, D. E.; LACIS, A. A. On the variability of the net longwave radiation at the ocean surface. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **22**, 177–193, 1984.

- GILL, A. E. Circulation and bottom water production in the Weddell Sea. *Deep-Sea Res.* **20**, 111-140, 1973.
- GILLE, S. T. Warming of the southern ocean since the 1950s. *Science*, **295**, 1275-1277, 2002.
- GOLDSTEIN, R.V.; OSIPENKO, N.M.; LEPPÄRANTA, M. On the formation of the large scale structural features. *In: Scaling Laws in Ice Mechanics and Ice Dynamics*, **94**, Proc. of the IUTAM Symposium, Fairbanks 2000, editado por J.P. Dempsey e H.H. Shen, Kluwer Academic Publishers, 323-334, 2001.
- GONG, D.; WANG, S. Definition of Antarctic Oscillation index. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 459–462, 1999.
- GOOSSE, H.; CAMPIN, J. M.; FICHEFET, T.; DELEERSNIJDER, E. The impact of sea-ice formation on the properties of Antarctic bottom water. *Ann. Glaciol.*, **25**, 276–281, 1997.
- GOURETSKI, V. V.; JANCKE, K. A new hydrographic data set for the South Pacific: Synthesis of WOCE and historical data. *Tech. Rep. 2*, WOCE Hydrogr. Programme Spec. Anal. Cent., Hamburg, Germany, 1996.
- GRIFFIES, S. M.; GNANADESIKAN, A.; PACANOWSKI, R. C.; LARICHEV, V.; DUKOWICZ, J. K.; SMITH, R. D. Isoneutral diffusion in a z-coordinate ocean model. *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 805–830, 1998.
- HALL, A.; VISBECK, M. Synchronous variability in the southern hemisphere atmosphere, sea ice and ocean resulting from the annular mode. *J. Clim.*, **15**, 3043–3057, 2002.
- HEYWOOD, K. J.; NAVEIRA-GARABATO, A. C.; STEVENS, D. P.; MUENCH, R.D. On the fate of the Antarctic Slope Front and the origin of the Weddell Front. *J. Geophys. Res.*, **109** (C06021), 1–13, 2004.
- HEYWOOD, K.; LOCARNINI, R.; FREW, R.; DENNIS, P.; KING, B. Transport and water masses of the Antarctic Slope Front system in the Eastern Weddell Sea. *Ocean, ice, and atmosphere: interactions at the Antarctic continental margin*, editado por S. S. Jacobs e R. Weiss, AGU, *Antarctic Research Series*, **75**, 203–214, 1998.

- HIBLER, W.D. A viscous sea ice law as a stochastic average of plasticity. *J. Geophys. Res.*, **82**, 3932-3938, 1977.
- HUMPHRIES, U.W., WEBB, D.J. On the Indonesian Throughflow in the OCCAM 1/4 degree ocean model. *Ocean Science*, **4**, 183-198, 2008.
- HUNKE, E. C.; DUKOWICZ, J. K. An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics. *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 1849–1867, 1997.
- IVCHENKO, V. O., RICHARDS, K. J., STEVENS, D. P. The dynamics of the Antarctic Circumpolar Current. *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, 753–774, 1996.
- IVCHENKO, V. O., TREGUIER, A. M., BEST, S. E. A kinetic energy budget and internal instabilities in the Fine Resolution Antarctic Model. *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 5–22, 1997.
- JACOBS, S. S. The Antarctic Slope Front. *Antarct. J. U. S.*, **21**, 123 – 124, 1986.
- JACOBS, S. S. On the nature and significance of the Antarctic Slope Front. *Mar. Chem.*, **35**, 9 –24, 1991.
- JACOBS, S. Observations of change in the Southern Ocean. *Philosophical Transactions of the Royal Society, A*, **364**, 1657–1681, 2006.
- JACOBS, S. S.; COMISO, J. C. Climate Variability in the Amundsen and Bellingshausen Seas. *Journal of Climate*, **10**, 697-709, 1997.
- KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K. C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; JENNE, R.; JOSEPH, D. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471, 1996.
- KWOK, R. Deformation of the Arctic ocean sea ice cover between November 1996 and April 1997: A qualitative survey. In: *Scaling Laws in Ice Mechanics and Ice Dynamics*, **94**,

Proc. of the IUTAM Symposium, Fairbanks 2000, editado por J.P. Dempsey e H.H. Shen, Kluwer Academic Publishers, 315-322, 2001.

LARGE, DANABASOGLU, G.; DONEY, S. C.; MCWILLIAMS, J. C. Sensitivity to surface forcing and boundary layer mixing in a global ocean model: Annual-mean climatology. *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 2418–2447, 1997.

LARGE, W. G.; MCWILLIAMS, J. C.; DONEY, S. C. Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Rev. Geophys.*, **32**, 363–403, 1994.

LARGE, W. G.; POND, S. Sensible and latent heat flux measurements over the ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 464–482, 1982.

LEPPÄRANTA, M.; HIBLER III, W.D. Mesoscale sea ice deformation in the East Greenland Marginal Ice Zone. *J. Geophys. Res.*, **92**(C7), 7,060-7,070, 1987.

LEVINE, R.C., WEBB, D.J. On available energy in the ocean and its application to the Barents Sea. *Ocean Science Discussions*, **4**, 897-931, 2007.

LIU, J.; CURRY, J. A.; MARTINSON, D. G. Interpretation of recent Antarctic sea ice variability. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L02205, 2004.

LIU, J.; YUAN, X.; RIND, D.; MARTINSON, D. G. Mechanism study of the ENSO and southern high latitude climate teleconnections. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 24-1 - 24-4, 2002.

MARSHALL, G. J.; STOTT, P. A.; TURNER, J.; CONNELLY, W. M.; KING, J. C.; LACHLAN-COPE, T. A. Causes of exceptional atmospheric circulation changes in the Southern Hemisphere. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L14205, 2004.

MCPHADEN, M. J. Genesis and evolution of the 1997–98 El Niño, *Science*, **283**, 950–954, 1999.

MEREDITH, M. P., WOODWORTH, P. L., HUGHES, C. W., STEPANOV V. Changes in the ocean transport through Drake Passage during the 1980s and 1990s, forced by changes in the Southern Annular Mode. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L21305, 2004.

- MOSBY, H. The waters of the Atlantic Antarctic Ocean. *Scientific Results of the Norwegian Antarctic Expedition, 1927–1928*. 11, 1–131, 1934.
- MOSBY, H. Bottom water formation. *In: "Symposium on Antarctic Oceanography"*, 47-57. *Polar Res. Inst. Sci. Comm. Antarctic Res.*, Santiago, Chile, 1966.
- NÚÑEZ-RIBONI, I.; FAHRBACH, E. Seasonal variability of the Antarctic Coastal Current and its driving mechanisms in the Weddell Sea. *Deep-Sea Research I*, **56**: 11, 1927-1941, 2009.
- ORSI, A. H.; SMETHIE JR., W. M.; BULLISTER, J. L. On the total input of Antarctic waters to the deep ocean: A preliminary estimate from chlorofluorocarbon measurements. *J. Geophys. Res.*, **107**(C8), 3122, 2002.
- ORSI, A. H.; WHITWORTH III, T. Hydrographic Atlas of the World Ocean Circulation Experiment (WOCE). Volume 1: Southern Ocean, editado por M. Sparrow, P. Chapman e J. Gould. International WOCE Project Office, Southampton, U. K., ISBN 0-904175-49-9, 2004.
- OVERLAND, J. E.; MCNUTT, S. L.; SALO, S.; GROVES, J.; LI, S. Arctic sea ice as a granular plastic. *J. Geophys. Res.*, **103**(C10), 21,845-21,867, 1998.
- PACANOWSKI, R. MOM 2 documentation, user's guide and reference manual. *GFDL Tech. Rep. 3*, 123 pp, 1995.
- PACANOWSKI, R. C.; GRIFFIES, S. M. MOM 3.0 Manual. NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton, USA, 1998.
- PAULSON, C. A.; SIMPSON, J. Irradiance measurements in the upper ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **7**, 952-956, 1977.
- PICKARD, G. L.; EMERY, W. J. Descriptive Physical Oceanography. Pergamon, New York, 1990.

- RAHMSTORF, S. Thermohaline Ocean Circulation. In: *Encyclopedia of Quaternary Sciences*, editado por S. A. Elias, Elsevier, Amsterdam, 2006.
- RENNER, A. H. H.; HEYWOOD, K. J.; THORPE, S. E. Validation of three global ocean models in the Weddell Sea. *Ocean Modelling*, **30**, 1–15, 2009.
- RICHARDSON, G.; WADLEY, M. R.; HEYWOOD, K. J.; STEVENS, D. P.; BANKS, H. T. Short-term climate response to a freshwater pulse in the Southern Ocean. *Geophysical Research Letters*, **32** (L03702), 2005.
- RIGNOT, E.; CASASSA, G.; GOGINENI, S.; KANAGARATNAM, P.; KRABILL, W.; PRITCHARD, H.; RIVERA, A.; THOMAS, R.; TURNER, J.; VAUGHAN, D. Recent ice loss from the Fleming and other glaciers, Wordie Bay, West Antarctic Peninsula. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L07502, 2005.
- RIND., D.; CHANDLER, M.; LERNER, J.; MARTINSON, D.G.; YUAN, X. The climate response to basin-specific changes in latitudinal temperature gradients and the implications for sea ice variability. *J. Geophys. Res.*, **106**, 20 161–20 173, 2001.
- RINTOUL, S. R. On the origin and influence of Adélie Land Bottom Water, in Ocean, Ice, and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin. *Antarct. Res. Ser.*, **75**, editado por S. S. Jacobs and R. F. Weiss, 151 – 171, AGU, Washington, D. C., 1998.
- ROSSOW, W. B.; SCHIFFER, R. A. ISCCP cloud data products. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **72**, 2–20, 1991.
- ROTHROCK, D.A.; STERN, H.L. Seaiice deformation observed with ERS-1 SAR. In: *Space at the service of our environment*, Proc. of the First ERS-1 Symposium, Vol I, 301-306, 4-6 Nov., 1992, Cannes, France, editado por B.Kaldeich, 1993.
- SAUNDERS, P. M., COWARD, A. C., CUEVAS, B. A. Circulation of the Pacific Ocean seen in a global ocean model (OCCAM). *J. Geophys. Res.*, **104**, C8, 18281-18299, 1999.
- SCAMBOS, T. A.; BOHLANDER, J. A.; SHUMAN, C. A.; SKVARCA, P. Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L18402, 2004.

- SCAMBOS, T. A.; HULBE, C.; FAHNESTOCK, M.; BOHLANDER, J. The link between climate warming and break up of ice shelves in the Antarctic Peninsula. *J. Glaciol.*, **46**, 516–530, 2000.
- SEAGER, R.; BATTISTI, D. S.; YIN, J.; GORDON, N.; NAIK, N.; CLEMENT, A. C.; CANE, M. A. Is the Gulf Stream responsible for Europe's mild winters?. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **128**, 2563–2586, 2002.
- SEMTNER, A. J. A general circulation model for the World Ocean. *Tech Rep No. 8*. Department of Meteorology, University of California, Los Angeles, CA, 1974.
- SEMTNER, A. J. A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate. *J. Phys. Oceanogr.*, **6**, 379–389, 1976.
- SMEDSRUD, L.H.; JENKINS, A.; HOLLAND, D.M.; NOST, O.A. Modeling ocean processes below Fimbulisen, Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **111** (C01007), 1–14, 2006.
- SPENCER, R. W. Global oceanic precipitation from MSU during 1979–91 and comparison to other climatologies. *J. Climate*, **6**, 1301–1326, 1993.
- STAMMERJOHN, S. E.; SMITH, R. C. Opposing Southern Ocean climate patterns as revealed by trends in regional sea ice coverage. *Climatic Change*, **37**, 617–639, 1997.
- STOMMEL, H. Thermohaline convection with two stable regimes of flow. *Tellus*, **13**, 224–230, 1961.
- STÖSSEL, A.; KIM, S. J.; DRIJFHOUT, S. S. The impact of Southern Ocean sea ice in global ocean model. *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 1999–2018, 1998.
- SVERDRUP, H. U. On conditions for the vernal blooming of phytoplankton. *J. Cons. perm. int Explor. Mer*, **18**, 287–295, 1953.
- THOMAS, R., RIGNOT, E., CASASSA, G., KANAGARATNAM, P., ACUÑA, C., AKINS, T., BRECHER, H., FREDERICK, E., GOGINENI, P., KRABILL, W., MANIZADE, S., RAMAMOORTHY, H., RIVERA, A., RUSSELL, R., SONNTAG, J., SWIFT, R.,

- YUNGEL, J., ZWALLY J. Accelerated sea-level rise from West Antarctica. *Science*, **306**, 255-258, 2004.
- THOMPSON, D. W. J.; SOLOMON S. Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change, *Science*, **296**, 895– 899, 2002.
- THOMPSON, D. W.; WALLACE, J. M. Annular modes in extratropical circulation, Part II: Trends. *J. Clim.*, **13**, 1018– 1036, 2000.
- THORPE, S. E., HEYWOOD, K. J., BRANDON, M. A., STEVENS, D. P. Variability of the southern Antarctic Circumpolar Current front north of South Georgia. *Journal of Marine Systems*, **37**, 87– 105, 2002.
- TOMCZAK, M.; GODFREY, J. S. Regional Oceanography: An Introduction. *Pergamon*, New York, 1994.
- TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **79**, 61–78, 1998.
- TRIOLA, M. F. Introdução à Estatística. JC editora, Sétima Edição, 1999.
- TURNER, J.; COLWELL, S. R.; MARSHALL, G. J.; LACHLAN-COPE, T. A.; CARLETON, A. M.; JONES, P. D.; LAGUN, V.; REID, P. A.; IAGOVKINA, S. Antarctic climate change during the last 50 years. *International Journal of Climatology*, **25**, 279-294, 2005.
- VAN DEN BROEKE, M. R. On the interpretation of Antarctic temperature trends. *J. Climate*, **13**, 3885-3889, 2000.
- VAN DEN BROEKE, M. R.; VAN LIPZIG, N. P. M. Changes in Antarctic temperature and precipitation in response to the Antarctic Oscillation. *Annals of Glaciology*, **39**, 119– 126, 2004.
- VAUGHAN, D. G.; MARSHALL, G. J.; CONNOLLEY, W. M.; PARKINSON, C. L.; MULVANEY, R.; HODGSON, D. A.; KING, J. C.; PUDSEY, C. J.; TURNER J. Recent rapid regional climate warming on the Antarctic Peninsula. *Climate Change*, **60**, 243-274, 2003.

- WEAVER, A. J.; SAENKO, O. A.; CLARK, P. U.; MITROVICA, J. X. Meltwater pulse 1-A from Antarctica as a trigger of the bolling-allerod warm interval. *Science*, **299**, 1709–1713, 2003.
- WEBB, D. J.; COWARD, A. C.; DE CUEVAS, B. A.; GWILLIAM, C. S. The first main run of the OCCAM global ocean model. *Internal Document No. 34*, Southampton Oceanography Centre, 1998.
- WEBB, D. J., CUEVAS, B. A. On the fast response of the Southern Ocean to changes in the zonal wind. *Ocean Sci.*, **3**, 417–427, 2007.
- WHITE, W. B.; PETERSON, R. G. An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent. *Nature*, 1996.
- XIE, P.P; ARKIN, P.A. Analysis of global monthly precipitation using gauge, satellite observations and numerical model precipitation. *J. Climate*, **9**, 840-858, 1996.
- YUAN, X. ENSO-related impacts on Antarctic sea ice: a synthesis of phenomenon and mechanisms. *Antarctic Science*, **16**, 415-425, 2004.
- YUAN, X.; LI, C. Climate modes in southern high latitudes and their impacts on Antarctic sea ice. *J. Geophys. Res.*, **113**, C06S91, 2008.
- YUAN, X.; MARTINSON, D. G. The Antarctic Dipole and its predictability. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(18), 3609–3612, 2001.
- ZWALLY, H. J.; COMISO, J. C.; PARKINSON, C. L.; CAMPBELL, W. J.; CARSEY, F. D.; GLOERSEN, P. Antarctic sea ice, 1973-1976: Satellite passive-microwave observations. *NASA Spec. Publ.*, **459**, 206pp, 1983.
- ZWALLY, H. J.; COMISO, J. C.; PARKINSON, C. L.; CAVALIERI, D. J.; GLOERSEN, P. Variability of Antarctic sea ice 1979-1998. *J. Geophys. Res.*, **107**, 9-1 - 9-19, 2002.

ANEXO 1

PRODUÇÃO ACADÊMICA

Artigos aceitos para publicação

MARSON, J. M., MATA, M. M., GARCIA, C. A. E.. Antarctic Sea Ice: Variability and Trends from 1978 to 2006. *Pesquisa Antártica Brasileira*, 2010.

Trabalhos publicados em anais de eventos (completo)

MARSON, J. M., MATA, M. M., GARCIA, C. A. E. Gelo marinho antártico: tendências de 1978 a 2006. In: XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2009, Natal.

Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR. p.6563 – 6570, 2009.

Trabalhos publicados em anais de eventos (resumo expandido)

MARSON, J. M., DIERKING, W. Application of SAR images on thin sea ice type classification. In: Simpósio Brasileiro sobre Pesquisa Antártica, 2009, São Paulo.

Programa & Resumos XVII SBPA. , 2009.

MARSON, J. M., MATA, M. M., GARCIA, C. A. E. Gelo marinho antártico: Variações desde 1978. In: XVI Simpósio de Pesquisa Antártica, 2008, São Paulo.

Anais do XVI Simpósio Brasileiro sobre Pesquisa Antártica. , 2008.

Trabalhos a serem publicados em anais de eventos

MARSON, J. M., MATA, M. M. Antarctic coastal circulation changes and their possible causes. In: SCAR XXXI & Open Science Conference, 2010, Buenos Aires, ARG.