

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**A concentração de sódio no testemunho de gelo da ilha
James Ross como indicador da variabilidade da
extensão do gelo marinho**

INGRID LINCK ROSENHAIM

ORIENTADOR:

Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Heitor Evangelista da Silva

Prof. Dr. Ulisses Franz Bremer

Prof. Dr. Sérgio Rebello Dillenburg

Dissertação de Mestrado apresentada como requisito para obtenção do Título de
Mestre em Geociências

Porto Alegre

2010

INGRID LINCK ROSENHAIM

**A concentração de sódio no testemunho de gelo da ilha
James Ross como indicador da variabilidade da
extensão do gelo marinho**

Dissertação de Mestrado apresentada
como requisito para obtenção do Título
de Mestre em Geociências pelo
Programa de Pós-Graduação em
Geociências da Universidade Federal do
Rio Grande do Sul

ORIENTADOR:

Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões

Porto Alegre

2010

Dedico esta dissertação aos meus pais, Margareth e Paulo, e ao meu irmão Henery, mas principalmente à minha mãe que me ensinou a paixão pela Ciência.

Agradecimentos

Ao meu orientador Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões pela oportunidade de estudar este continente tão fascinante que é o Continente Antártico, pela paciência com esta aluna tantas vezes atrapalhada. Agradeço pelos comentários, pelas questões que me fizeram pensar e me tornar ainda mais apaixonada pelo estudo das regiões polares. Espero um dia poder lhe retribuir tudo o que tens feito por mim pessoal e profissionalmente, desde o dia em que me deste a oportunidade de fazer parte da família que foi o Núcleo de Pesquisas Antárticas e Climáticas, e que hoje é o Centro Polar e Climático do INCT da Criosfera.

Aos meus colegas do CPC, os quais tem seu lugarzinho especial no meu coração, à Kátia Kellem da Rosa, pelo sorriso e paciência, pela amizade de tantos anos. À Rosemary Vieira, pelas risadas e pelos *happy hours* na Pde. Chagas. Ana Maria Sanches pela companhia no aquário GLUB-GLUB e pelo chimarrão amigo. À Flávia Moraes que por 6 meses me mostrou um pouquinho como é bom passar adiante o nosso conhecimento, e por sua companhia nas manhãs de terça-feira. A minha fadinha Patrícia Scalco que tanto tem feito por mim, que tanto tem cuidado de mim, por todos os cafés, capuccinos e sorrisos, e-mails.

Andréa Cury Marques, companhia de tantas viagens ao campus, sempre me fazendo rir, e sempre presente nos últimos tempos mesmo que de maneira virtual.

À amiga, mãe emprestada, Ingrid Lorenz Simões por todos os colos, pelos ouvidos que tanto me aguentaram, muito obrigada por tudo que tens sido para mim.

Agradeço em especial o meu amigo Prof. Ms. Luiz Felipe Velho, que esteve presente ao meu lado desde o início desta jornada, me apoiando, dando puxões de orelha, segurando as pontas quando eu dava *pitis* no laboratório, e me dizendo que eu tinha capacidade quando nem o psicológico mais ajudava.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, pela qualidade de ensino e pela oportunidade do Mestrado. Ao secretário do Pós, Roberto, pela ligação contando que eu tinha conseguido a bolsa da

CAPES e que sempre esteve super disposto a resolver qualquer problema e sanar qualquer dúvida que eu pudesse ter.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES, pela bolsa de mestrado concedida.

Ao meu pai, que sempre me apoiou, principalmente depois do falecimento de minha mãe, tem sido para mim, pai e mãe numa única figura. Pela paciência, pelos conselhos, pelos pudins de leite, e por estar sempre por perto, e ao meu irmão. Vocês dois e a mãe foram fundamentais para que eu chegasse até aqui.

Às amigas Vivian Kayser e Andréia Thiesen, que tantos “*não posso*” e tantos “*tenho que estudar*” ouviram durante todo o meu mestrado como resposta aos seus convites para festas e boliches.

As amigas da mãe, as tias e tios, aos primos e tios avós que sempre acompanharam a minha jornada até aqui.

Agradeço a paciência (principalmente) e a força dos novos amigos feitos em Orono, Maine, EUA, Ronaldo Bernardo pelos ouvidos e apoio, pela companhia na academia, e por torcer tanto pela finalização deste trabalho. Ao alemão Isaiás Thoen, pela amizade e carinho. Profa. Dra. Maria Lídia Vignol, pela grande ajuda no trabalho de laboratório. Ao Luciano Marquette pela paciência e à Franciele Schwank Carlos, pelo apoio, motivação e pela amizade. E ao meu parceiro de sala limpa nas últimas semanas Enoil Souza Jr pelo companheirismo e pelas risadas. E a Carolina Lorenz Simões pelas incontáveis vezes que me emprestou o seu MacBook para eu poder refazer alguns gráficos desta dissertação. Não poderia deixar passar, mesmo nestes últimos momentos, as festas, as risadas, os jogos de sinuca, as cervejas, as conversas e o fato de agora fazerem parte do meu grupo de amigos, Elena Korotkikh, Mariusz Potocki e sua *Penguin Family*, Amy Pierce e Bjorn Grigholm, Dan e Erika Dixon, Nora Weitz, Nick Spaulding and Bernardita Silva. O Maine não seria tão legal sem vocês.

RESUMO

Esta dissertação investiga a relação existente entre a concentração de sódio em um testemunho de gelo (D98) da ilha James Ross (Antártica) e a área coberta por gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen no período 1979–1991. A concentração total de sódio do D98 foi obtida de amostras analisadas por Joseph McConnell (McConnell *et al.*, 2007). A variação da cobertura de gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen origina-se de dados providos pelo algoritmo da Equipe da NASA no *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC) determinados a partir da temperatura de brilho captada por sensores satelitais como o *Scanning Multi-Channel Microwave Radiometer* e o *Special Sensor Microwave Imager*. Usando o Software ArcGis 9.3, calculou-se a área média mensal da cobertura do gelo marinho naqueles mares. Dados meteorológicos da estação antártica Marambio (da Argentina) originam-se do Projeto *Reference Antarctic Data for Environmental Research* (READER). Para determinar a direção do vento em altitude foram rodadas reanálises NCEP/NCAR da composição média do vetor de vento para os níveis 850 e 700 mb e que indicam o predomínio dos ventos de oeste na região da ilha James Ross. A regressão de Pearson calculada entre a série temporal da concentração de sódio e a velocidade do vento em Marambio é fraca ($r = -0,16$).

Para testar se a concentração de sódio total no testemunho D98 poderia ser considerado um indicador indireto da extensão do gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen, foi calculada a correlação entre as duas séries temporais. Uma correlação relativamente alta ($r = -0,60$) com alto nível de confiança ($p < 0,001$) indica que a concentração de Na no testemunho D98 está fortemente associada à extensão do gelo marinho naqueles mares. Ou seja, a concentração de sódio total pode ser considerado como um indicador indireto da extensão do gelo marinho em Amundsen e Bellingshausen, e apóia a hipótese de que o Na presente no D98 origina-se principalmente do borrifo marinho desses mares. No período analisado, a relação entre a concentração total de sódio e a extensão do gelo marinho nos dois mares é representada pela equação:

$$\text{Concentração Na total anual (ppb)} = 1056,1 - 548,59 \times \text{área coberta gelo marinho (10}^6 \text{ km}^2)$$

ABSTRACT

This dissertation investigates the relationship between the sodium concentration in an ice core (D98) from James Ross Island (Antarctica) and the area covered by sea ice in the Bellingshausen and Amundsen Seas during the 1979–1991 period. The D98 total sodium content derives from samples analyzed by Joseph McConnell (McConnell *et al.*, 2007). Sea ice coverage variations in the two seas come from data provided by algorithm of the NASA Team algorithm at the National Snow and Ice Data Center (NSIDC), determined from the brightness temperature recorded by satellite sensors such as the Scanning Multi-Channel Microwave Radiometer and the Special Sensor Microwave Imager. Using ArcGIS 9.3 software, the monthly sea ice coverage area in those seas was calculated. Data from the Antarctic meteorological station Marambio (Argentinean) originates from the Project Reference Data for Environmental Research (READER). To determine the wind direction at altitude, NCEP/NCAR reanalysis of the wind vector mean composition at 850 and 700 mb levels were run, indicating the predominance of westerly winds in James Ross Island region. Pearson's regression between the D98 sodium concentration D98 and wind speed at Marambio is weak ($r = -0.16$).

To test whether the D98 total sodium concentration could be considered a proxy for the sea ice extent in the Bellingshausen and Amundsen seas, this investigation calculated the correlation between the two series. A relatively high correlation coefficient ($r = -0.60$) and statistically significant ($p < 0.001$) indicates that the Na concentration in the D98 core is strongly associated to the extent of sea ice in those seas. Or in other words, the total sodium concentration can be considered a proxy of the sea ice extent in the Bellingshausen and Amundsen seas, and supports the hypothesis that Na present in the D98 originates mainly from sea spray of these seas. During the period analyzed, the relationship between the total concentration of sodium and the sea ice extent in the two seas is represented by the equation:

$$\text{Concentração Na total anual (ppb)} = 1056,1 - 548,59 \times \text{área coberta gelo marinho (10}^6 \text{ km}^2)$$

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1 – Geometria de um típico canal de drenagem de salmoura ⁴	
Figura 1.2 – Extensão média da cobertura do gelo marinho antártico.....	8
Figura 2.1 – Posição geográfica da Frente Polar Antártica.....	15
Figura 2.2 – Localização dos limites dos mares de Amundsen-Bellingshausen	16
Figura 2.3 – Oceano Circumpolar Antártico setorizado em seus principais mares	18
Figura 2.4 – Batimetria do Oceano Austral	19
Figura 2.5 – Ilustração da dinâmica dos ventos de barreira que ocorrem na região da Península Antártica	21
Figura 2.6 – Mapa de localização da ilha James Ross.....	24
Figura 2.7 – Ilustração do método de obtenção da área coberta por gelo marinho.....	29
Figura 2.8 – Regressão linear entre a concentração de Na e Cl.....	32
Figura 3.1 – Variação da extensão da cobertura de gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen	36
Figura 3.2 – Variação da concentração de Na total no testemunho de gelo da ilha James Ross	37
Figura 3.3 – Variação da velocidade do vento na estação Marambio	39
Figura 3.4 – Gráficos das séries anual e mensal da direção do vento na estação Marambio.....	40
Figura 3.5 – Comparação entre as variações na extensão do gelo marinho, a concentração de Na total e a velocidade do vent	41
Figura 3.6 - Regressão linear entre a extensão do gelo marinho e a concentração de Na total	42
Figura 3.7 - Regressão linear entre a velocidade do vento na estação Marambio e a concentração de Na total	43
Figura 3.8 – Reanálises NCEP/NCAR do vetor de vento em 850 e 700 mb.....	44

LISTA DE TABELAS

Tabela 2-1 – Sensores e respectivos períodos de coleta de dados de gelo marinho nas regiões polares.	25
Tabela 2-2 – Valores da regressão linear simples entre as séries temporais de Na e Cl. ...	33
Tabela 3-1 – Valores da Estatística Descritiva da série temporal da área coberta por gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen (10^6 km ²).	35
Tabela 3-2 – Valores da Estatística Descritiva da série temporal da concentração de Na (ppb).	37
Tabela 3-3 – Valores da Estatística Descritiva da série temporal da velocidade do vento medida na estação Marambio (nós).	38
Tabela 3-4 – Valores da regressão linear simples entre as séries temporais da concentração de Na e da área coberta por gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen.	41
Tabela 3-5 – Valores da regressão linear simples entre as séries temporais da concentração de Na e velocidade do vento na estação Marambio.	42
Tabela 3-6 – Valores da regressão linear múltipla entre as séries temporais da concentração de Na total vs área do gelo marinho e velocidade do vento na estação Marambio.	43

SUMÁRIO

Capítulo 1 – INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Motivação	1
1.2 Objetivos	2
1.3 O gelo marinho	3
1.3.1 Gênese.....	3
1.3.2 Fases de desenvolvimento do gelo marinho	5
1.3.3 Variabilidade do gelo marinho.....	6
1.3.4 Variabilidade do gelo marinho no mar de Amundsen- Bellingshausen	8
1.4 O papel do gelo marinho no sistema climático	9
1.5 O uso de testemunhos de gelo para derivar variações passadas na extensão do gelo marinho	11
Capítulo 2 – FONTE DE DADOS E MÉTODOS	14
2.1 Introdução.....	14
2.2 A região de estudo: caracterização ambiental	14
2.2.1 O Oceano Austral	14
2.2.2 Os mares de Amundsen e Bellingshausen	16
2.3 A Península Antártica	19
2.3.1 O clima da região da Península Antártica	20
2.3.2 A ilha James Ross.....	22
2.4 Fonte de dados.....	22
2.4.1 Dados de Sensoriamento Remoto	23
2.4.2 Dados climáticos	26
2.4.3 Dados de testemunhos de gelo	26

2.4.4	Reanálises climáticas.....	28
2.5	Procedimentos metodológicos.....	29
2.5.1	Tratamento de dados de sensoriamento remoto	29
2.5.2	Dados meteorológicos	30
2.5.3	Dados dos testemunhos de gelo.....	31
2.5.3	Tratamento estatístico dos dados	32
Capítulo 3 – RESULTADOS		35
3.1	Introdução.....	35
3.2	Descrição das séries temporais.....	35
3.2.1	Série temporal da cobertura de gelo marinho nos mares de Amundsen-Bellingshausen.....	35
3.2.2	Série temporal da concentração de Na no testemunho de gelo da ilha James Ross.....	36
3.2.3	Série temporal dos ventos na estação Marambio, ilha Seymour	38
3.2.4	Comparação das séries temporais de gelo marinho, concentração de sódio e vento.....	40
3.2.5	Relação entre a extensão do gelo marinho e a concentração de Na	41
3.2.6	Relação entre a velocidade do vento e a concentração de Na	42
3.2.7	Regressão múltipla entre extensão do gelo marinho, velocidade do vento e a concentração de Na	43
3.3	Reanálise NCEP/NCAR do vetor de vento.....	44
Capítulo 4 – DISCUSSÃO		45
4.1	Introdução.....	45
4.2	A variação da extensão do gelo marinho no período 1979–1991	45
4.3	A variação na concentração de Na no período 1979–1991	46
4.4	A relação entre as variações do gelo marinho e a concentração de Na	46

4.5	A relação entre as variações da velocidade do vento e a concentração de Na	47
4.6	O controle conjunto da extensão do gelo marinho e velocidade do vento sob a concentração de sódio	48
	Capítulo 5 – CONCLUSÃO	50
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	52
	Anexo I	57
	Anexo II	61
	Anexo III	65

Capítulo 1 – INTRODUÇÃO

1.1 Motivação

Em virtude da sua posição geográfica e condições climáticas, as regiões polares são de interesse para vários estudos ambientais. Primeiro por estarem situadas distantes dos continentes, as regiões Antártica e Ártica, fornecem um ambiente com atmosfera muito limpa dos seus respectivos hemisférios (Legrand e Mayewski, 1997).

Uma segunda característica específica das regiões polares reside em suas condições meteorológicas: seu ciclo sazonal bem marcado com uma longa noite polar, suas temperaturas muito frias, e a conseqüente secura do ar. As reações químicas na atmosfera polar são consideravelmente reduzidas se comparadas com a situação nas latitudes médias. A partir desse ponto de vista, as regiões polares podem ser consideradas como um laboratório natural gigante no qual pode ser mais simples do que em outros lugares verificar a composição química complexa que regem os ciclos biogeológicos. Uma terceira e exclusiva característica dessas regiões vem da precipitação sólida que acumula nas calotas polares (Legrand e Mayewski, 1997).

Testemunhos de gelo fornecem informações sobre o clima e condições ambientais do passado numa escala de tempo de décadas a centenas de milênios, e registros diretos da composição atmosférica. Desempenham um papel central em mostrar quão perto o clima e as concentrações de gases do efeito estufa estavam ligados no passado, e na demonstração de que uma mudança muito abrupta no clima pode ocorrer (Brook *et al.*, 2006). Fornecem ainda os registros mais diretos e na mais alta resolução temporal da precipitação química e da atmosfera passada numa escala meteorológica local e regional (McConnell, 2007).

Tais registros têm sido utilizados para reconstruir mudanças na circulação oceânica e atmosférica, para documentar a poluição industrial e emissões vulcânicas, e para investigar o balanço de massa do passado e atual da precipitação de neve. O registro químico do testemunho de gelo reflete as mudanças nas emissões das regiões

fontes e vias de transporte, assim matrizes do registro dos testemunhos são necessárias para a distinção entre esses fenômenos (McConnell, 2007).

Concentrações do íon Na^+ , um traçador de sal marinho, exibe um bem marcado máximo de inverno na neve da Groelândia central e Antártica, uma consequência da advecção mais frequente de massas de ar marinhas no inverno sobre os mantos de gelo (Legrand e Mayewski, 1997).

Os oceanos cobertos por gelo que circundam os polos do nosso planeta ocupam cerca de 7% da área total dos oceanos do mundo, uma área maior que a Europa e América do Norte juntas. São de enorme importância para o clima global e as atividades humanas e seu estudo constitui um importante ramo da ciência oceanográfica (Wadhams, 2000).

O gelo marinho é uma das substâncias naturais mais variáveis da superfície terrestre, tanto espacial quanto temporalmente. Ele ocupa vastas extensões oceânicas, cerca de 10% no Hemisfério Norte e 13 % no Hemisfério Sul, modificando profundamente o caráter destes (Squire, 1984).

1.2 Objetivos

Esta dissertação compara registros da concentração de sódio presente no testemunho de gelo¹ D98 da ilha James Ross (Antártica) com a área coberta por gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen. Essa comparação testa a hipótese que esse traçador de sal marinho possa ser utilizado como indicador indireto da variação da extensão do gelo marinho naqueles mares.

¹ O testemunho de gelo é formado por neve, *firn* e gelo propriamente dito. Os dados aqui utilizados são provenientes da neve deste testemunho, mas usa-se o termo testemunho de gelo.

1.3 O gelo marinho

1.3.1 Gênese

Gelo marinho é todo o gelo que se forma a partir do congelamento superficial da água do mar, o que ocorre quando a temperatura superficial da água com salinidade de 35‰ atinge a temperatura de aproximadamente $-1,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ (King e Turner, 1997). O gelo marinho se forma, cresce em espessura e extensão, e derrete no oceano.

O ponto de congelamento da água do mar não é apenas menor que $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, ele varia de acordo com a salinidade da água, quanto maior a salinidade, menor o ponto de congelamento.

Quando o gelo marinho se forma, aprisiona em sua estrutura sais contidos na água do mar. A salmoura aprisionada em pequenas células é drenada para fora do gelo à medida que ele cresce, produzindo uma rede de drenagem. Segundo Wadhams (2000), essas células de salmoura estão em equilíbrio térmico com o gelo, sendo sua concentração suficiente apenas para mantê-la líquida. No topo da célula o gelo é mais frio do que o centro, ocorre ali o congelamento. Por decorrência, a concentração da salmoura aumenta e provoca o derretimento no fundo da célula (mais quente), assim a célula lentamente migra em direção ao fundo da camada de gelo. O sal dentro dessa célula é sempre o mesmo, o que muda constantemente é a água a partir do derretimento e congelamento do gelo. Os canais gerados pela migração da salmoura seguem o fluxo em direção a um canal maior, como mostra a figura 1.1.

A camada de água situada logo abaixo do gelo marinho tem alta concentração de sal e é mais densa que a água a sua volta, por consequência essa camada de água afunda. O resfriamento de um oceano por uma atmosfera fria sempre gera uma superfície d'água mais densa, causando convecção até atingir o ponto de congelamento (Wadhams, 2000). Esse processo de convecção transporta o calor sensível armazenado em camadas mais profundas de água para a superfície, onde ele é dissipado (Weeks e Ackley, 1982).

A primeira vista pode parecer que toda a coluna d'água do oceano tem que ser arrefecida até o ponto de congelamento para que ocorra a formação de gelo

superficial, mas é claro que há a diferença de densidade na picnoclina², assim a convecção envolve apenas a camada superficial, aproximadamente até 300m de profundidade.

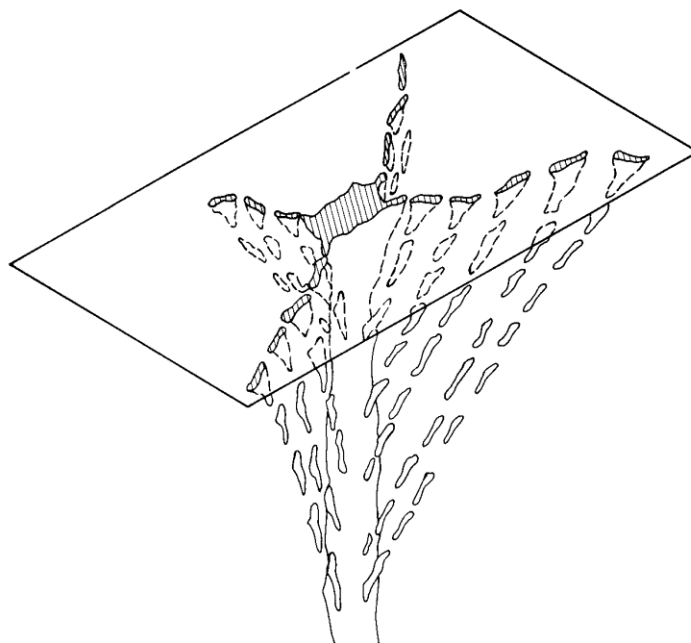


Figura 1.1 - Geometria de um típico canal de drenagem de salmoura (adaptado de Wadhams, 2000)

Embora a perda de calor para o ar sobrejacente, a velocidade de crescimento do cristal de gelo é, provavelmente, limitada pela taxa de dissipação de calor e de solutos através do líquido (Weeks e Ackley, 1982). É razoável assumir que os primeiros cristais a se formarem são diminutas esferas de gelo puro. O crescimento modifica rapidamente essas esferas em discos circulares finos, e esses em estrelas dendríticas hexagonais. Essa forma de disco é o resultado da alta energia anisotrópica superficial do gelo, o que determina uma forma plana, mas não uma direção de crescimento preferencial nesse plano (Weeks e Ackley, 1982).

O primeiro sinal de congelamento no mar é a aparência oleosa da água causada pela formação de cristais tipo agulha. Esses cristais são de gelo puro, livres de sal. Eles aumentam em número até o mar estar coberto por uma neve encharcada (*slush*) com consistência de sopa grossa. O gelo irá se formar primeiramente em águas rasas, próximo a costa ou sobre bancos de areia, e particularmente em baías, enseadas, e

² Picnoclina – camada na coluna d’água onde a densidade varia muito rapidamente.

estreitos nos quais não haja correntes, e em áreas de baixa salinidade (Canadian Ice Service, 2009).

1.3.2 Fases de desenvolvimento do gelo marinho

A formação do gelo marinho segue tipicamente esta sequência: Primeiramente forma-se o gelo frazil, que são espículas e plaquetas finas de gelo em suspensão na água. Essas, ao coalescerem, formam uma camada com aparência de sopa espessa na superfície d'água, o gelo oleoso, o qual reflete pouca luz, dando uma aparência fosca ao mar. Esse comporta-se de maneira semelhante a um fluido viscoso, e não forma blocos de gelo distintos (Simões, 2004).

Na próxima fase, a acumulação de pedaços de gelo branco esponjosos e com alguns centímetros de diâmetro caracteriza a shuga. Ela é formada a partir de gelo oleoso ou neve encharcada, e menos freqüentemente por gelo ancorado que chega a superfície. Nilas são crostas finas e elásticas de gelo jovem, facilmente deformadas pela ação das ondas ou do marulho, acavalandose quando sob pressão lateral. Tem uma superfície fosca e já atinge 10 cm de espessura. Gelo novo é o termo geral usado para esses quatro estágios iniciais do gelo marinho.

Em um segundo estágio, a aglutinação de gelo oleoso, neve encharcada ou shuga, ou pela quebra de crostas de gelo e nilas, leva a formação do gelo panqueca. Esses são pedaços de gelo novo usualmente de forma circular, entre 30 cm e 3 m de diâmetro, e com bordas elevadas devido ao acúmulo de gelo jogado para cima pela ação das ondas e do vento (Simões, 2004).

Um processo comum de desenvolvimento do gelo marinho na Antártica é “o ciclo panqueca”. As panquecas tem inicialmente um diâmetro de dezenas de centímetros, mas pela ação das ondas e do vento elas agregam-se com cristais soltos de gelo frazil, crescem em diâmetro e acavalam-se com outras panquecas, aumentando em espessura. Assim as panquecas de gelo podem crescer rapidamente, atingindo alguns metros em diâmetro e mais de 1 m de espessura. Eventualmente, as panquecas podem congelar juntas, formando grandes placas de gelo ou uma cobertura de gelo consolidada (Canadian Ice Service, 2009).

Já o gelo jovem é uma transição entre o gelo novo e o gelo do ano e tem entre 10 e 30 cm de espessura. A cobertura de neve é geralmente úmida e pastosa. Inclui o gelo cinza e o gelo cinza esbranquiçado. Chama-se “gelo do ano” aquele formado há menos de um ano a partir do gelo jovem. A espessura varia entre 0,3 e 2,0 m. Em geral ainda é plano, ou seja, ainda não foi deformado pela pressão. Porém pode ser irregular e anguloso quando ocorrem cristas de pressão (Simões, 2004).

O gelo cinza é o gelo jovem com 10–15 cm de espessura. É menos elástico que as nilas e quebra com o marulho e sob pressão lateral usualmente empilha. Gelo cinza esbranquiçado é o gelo jovem com 15–30 cm de espessura, diferente do gelo cinza, forma cristas de gelo quando sob pressão lateral (Simões, 2004).

O gelo de dois anos é o gelo marinho que não derreteu durante o primeiro verão de sua existência. No final do segundo inverno ele pode atingir 2 ou mais metros de espessura. Na superfície d’água é mais alto do que gelo do ano. O derretimento de verão pode suavizar e arredondar os montículos de gelo, acentuando feições menores devido ao derretimento diferencial. Manchas descobertas de neve e poças são geralmente de cor azul esverdeada (Simões, 2004).

O gelo marinho formado há mais de dois anos, com 3 ou mais metros de espessura, é o gelo velho. Inclui o gelo de dois anos e o gelo plurianual. Os montículos no gelo velho são mais aplainados do que no gelo de segundo ano. Este gelo é quase livre de sal e navios encontram mais dificuldade de navegação devido a maior dureza. Quando o gelo velho perde sua cobertura de neve, ele é azul e sem a tonalidade esverdeada típica de gelo do segundo ano. Este tipo de gelo é raro na região Antártica, devido a grande variação sazonal na extensão do mar congelado (Simões, 2004).

1.3.3 Variabilidade do gelo marinho

Uma das características do ambiente antártico é um cinturão de gelo marinho que circunda o continente e se estende desde a costa até o seu ponto máximo no final do inverno, por volta de 55°S em algumas faixas longitudinais (King e Turner, 1997).

O registro da extensão do gelo marinho na Antártica passou a ser disponível somente a partir do advento de sensores satelitais de microondas passivos quando do

primeiro vôo com órbita polar em 1973, desde então, é possível observar a variação na extensão do gelo marinho quase que diariamente e produzir estatísticas precisas sobre a área total do oceano coberta por ele (King e Turner, 1997).

O avanço do gelo marinho inicia e é mais rápido no outono, de abril a junho, mas continua a expandir-se em direção ao equador até o final do inverno e início da primavera quando então a sua extensão máxima ocorre (nos meses de agosto ou setembro). A retração do gelo é mais rápida no período de primavera e início do verão, entre outubro e dezembro. O período de crescimento do gelo é maior do que o período de retração, de modo que a extensão máxima do gelo é encontrada cerca de um mês após o final da temporada de inverno (King e Turner, 1997; Wadhams, 2000).

No final do verão, em fevereiro, as áreas mais extensas de gelo marinho encontram-se na região oeste do mar de Weddell e ao longo da costa dos mares de Amundsen e Bellingshausen como mostra a figura 1.2 (King e Turner, 1997).

A extensão do gelo marinho varia consideravelmente ao longo de um ano desde um mínimo médio em fevereiro de cerca de $3,5 \times 10^6 \text{ km}^2$ para um máximo médio em setembro de aproximadamente $19 \times 10^6 \text{ km}^2$ – uma área maior do que o próprio continente – e que tem um profundo efeito sobre as condições físicas e biológicas no oceano. Essa mudança sazonal de cerca de $16 \times 10^6 \text{ km}^2$ é muito maior do que a que ocorre no Ártico, onde a distribuição da massa continental inibe o crescimento da área coberta por gelo marinho (King e Turner, 1997).

A maior parte do gelo marinho na Antártica derrete durante os meses de verão, assim, ao contrário do Ártico, a maioria do gelo encontrado lá é novo ou gelo do ano, e relativamente fino (Weller, 1980) com menos de 1 m de espessura, e uma alta salinidade (King e Turner, 1997).

A principal exceção é a parte ocidental do mar de Weddell, onde áreas extensas de gelo marinho persistem durante o verão, resultando numa grande proporção de gelo velho (King e Turner, 1997).

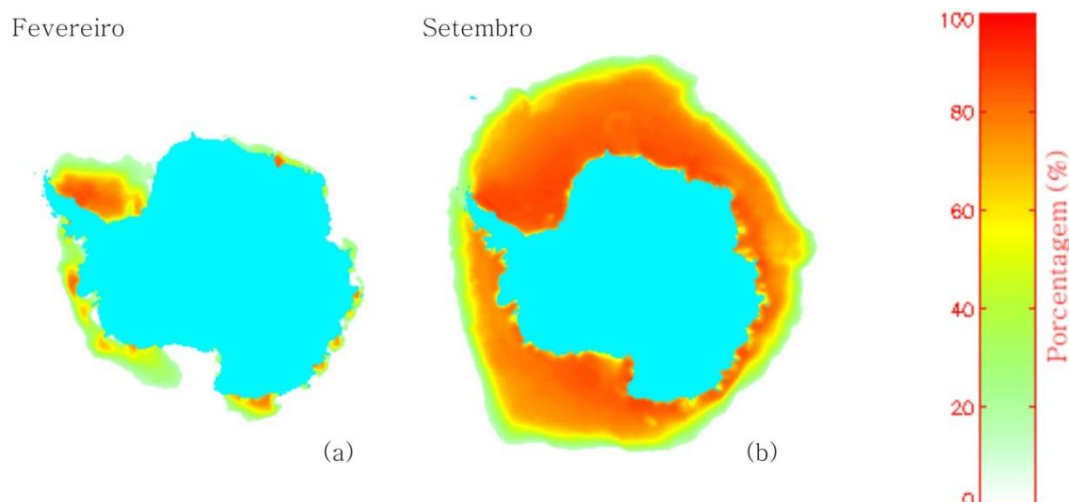


Figura 1.2 – Extensão média da cobertura do gelo marinho antártico no período de 1979–2007; a área mínima ocorre em fevereiro e a máxima em setembro (National Snow and Ice Center - NSIDC, 2010).

1.3.4 Variabilidade do gelo marinho no mar de Amundsen-Bellingshausen

Os mares de Amundsen e Bellingshausen (A-B) estão entre as longitudes de 60°W e 130°W, a oeste da Península Antártica (PA). Esta última é a região mais quente e úmida da Antártica, e também apresenta o maior aumento na temperatura média das últimas décadas, quase 3°C desde 1951. Esse aumento ocorreu predominantemente durante o outono e inverno austrais, entre os meses de abril e setembro (King e Meredith, 2005).

O setor dos mares de Amundsen-Bellingshausen é o único setor, além do mar de Weddell, com presença substancial de gelo velho. Jacobs e Comiso (1993) afirmam que a extensão do gelo marinho nessa região está fortemente correlacionada com a temperatura do ar em superfície.

Segundo Stammerjohn e Smith (1996), o ciclo anual de avanço e decaimento do gelo marinho no mar de Bellingshausen é caracterizado por um curto período de avanço do gelo (aproximadamente 5 meses) seguido por um longo período de retração (aproximadamente 7 meses). Em contraste, o ciclo no mar de Amundsen apresenta um longo período de avanço do gelo (aproximadamente 7 meses) seguido por um curto período de retração (aproximadamente 4-5 meses).

O mês com média mínima da cobertura de gelo para a região do mar de Amundsen é fevereiro, e março para a região do mar de Bellingshausen. Em agosto ocorre a média máxima mensal da cobertura de gelo para Bellingshausen, setembro-outubro para a região de Amundsen (Stammerjohn e Smith, 1996).

Os ciclos anuais do gelo marinho nessa região mostram considerável variabilidade de ano para ano. As taxas de avanço e recuo do gelo também são diferentes em cada ano (Stammerjohn e Smith, 1996).

Parkinson (2002) relatou a redução na extensão da cobertura de gelo e na duração dessa cobertura ao longo de 21 anos (1979-99) em quase todo o mar de Bellingshausen e na maior parte do mar de Amundsen. Apesar de ter mostrado um aumento global na cobertura de gelo marinho e na duração da temporada no oceano austral.

1.4 O papel do gelo marinho no sistema climático

A cobertura de gelo marinho na Antártica é uma das características mais importantes do ponto de vista climatológico no Hemisfério Sul (Wadhams, 2000). Os mares congelados representam a extremidade fria da enorme máquina de calor que é a hidrosfera terrestre, e possibilitam que a superfície terrestre ofereça, em sua maior parte, temperaturas adequadas para a vida humana (Wadhams, 2000).

A cobertura de gelo marinho é controlador do clima e da vida do Oceano Austral. O gelo reflete a maior parte da radiação solar incidente sobre ele, ou seja, tem alto albedo, contribuindo assim para manter a baixa temperatura da região. Também é um isolante eficiente, restringindo as trocas de calor, massa e momento entre o oceano e a atmosfera. Essa restrição ajuda a preservar o calor do oceano mesmo durante o inverno polar e reduz o movimento ondulatório e a evaporação (Parkinson, 2004).

A radiação solar recebida e absorvida nas latitudes equatoriais é transportada pelo oceano e transportada para norte e sul em direção as regiões polares onde é perdida. A taxa de perda é afetada pela extensão, espessura e consistência da cobertura de gelo marinho (Wadhams, 2000).

Um dos principais efeitos da cobertura de gelo marinho é a alteração do albedo da superfície do oceano, afetando assim a quantidade de radiação solar absorvida (King e Turner, 1997). O albedo do oceano não congelado é tipicamente cerca de 10–15% (Lamb, 1982), ou seja, a maior parte da radiação de ondas curtas incidentes é absorvida pela camada próxima a superfície. No entanto, o albedo do gelo marinho pode chegar a 90%, quando está coberto por neve fresca, de modo que a maior parte da radiação solar é refletida pela superfície (King e Turner, 1997).

O gelo marinho tem um efeito adicional sobre o balanço energético da superfície ao cobrir a camada superior do oceano, impedindo então a troca de calor e umidade com a atmosfera. De fato, durante os meses de inverno o gelo marinho é tão eficiente como isolante térmico que o fluxo de calor para a atmosfera a partir do oceano aberto pode ser de duas ordens de magnitude maior do que através do gelo marinho (King e Turner, 1997). Assim, o gelo marinho desempenha um papel importante no sistema climático da Antártica pelo seu papel na modificação dos processos de troca de radiação, energia e massa (King e Turner, 1997).

A cobertura de gelo marinho tem grande influência nos processos de estratificação oceânica e circulação atmosférica. O gelo libera sal para o oceano subjacente, enquanto se forma e envelhece, aumentando a salinidade e a densidade das camadas d'água diretamente sob o gelo, isso é fundamental para a formação de massas de águas profundas e, portanto, influencia a circulação termohalina global (Parkinson, 2004; Röthlisberger e Abram, 2009).

A presença de gelo marinho coberto com neve muda a entrada de radiação solar na coluna d'água, afetando os processos biológicos marinhos e o balanço de energia do oceano superior (Stammerjohn and Smith, 1996). Onde não há cobertura de gelo, a água é muitas vezes mais aquecida que o ar sobrejacente, proporcionando uma rica fonte de umidade e, portanto, calor latente para a atmosfera (Bigg, 2003). Essa umidade proporciona a formação de nevoeiro sobre o oceano e nuvens.

1.5 O uso de testemunhos de gelo para derivar variações passadas na extensão do gelo marinho

Ao precipitar a neve carrega uma série de impurezas presentes na atmosfera,. Posteriormente, transforma-se em gelo devido à pressão das camadas depositadas posteriormente. A seqüência anual das camadas e sua composição química são preservadas. Perfurando-se poços verticais nesse gelo e analisando-o, bem como as impurezas e gases inclusos, é possível obter-se séries temporais de informações ambientais. A idade da amostra de gelo dependerá da profundidade de perfuração e da taxa de acumulação anual de neve do local (Paterson, 1994).

Testemunhos de gelo fornecem informações paleoclimáticas e paleoambientais e registros diretos da composição atmosférica em uma escala de tempo de décadas a centenas de milênios (Brook *et al.*, 2006).

Esses registros são utilizados, por exemplo, para reconstruir mudanças na circulação oceânica e atmosférica, para documentar poluição industrial e emissões vulcânicas (McConnell, 2006). Os testemunhos de gelo fornecem registros de aerossóis e de gases constituintes em grande detalhe temporal (Legrand e Mayewski, 1997).

Para o objetivo desta dissertação é relevante o registro nos testemunhos de gelo de variáveis que indiquem indiretamente (*by proxy*) a variação na extensão do gelo marinho no passado, a qual é dedicada uma discussão mais aprofundada.

As concentrações iônicas de sódio (Na^+), um traçador de sal marinho, exibe seu máximo bem marcado na neve do inverno da Groenlândia e Antártica, como uma conseqüência da maior freqüência de advecção de massas de ar marinhas nesse período do ano sobre os mantos de gelo (Legrand e Mayewski, 1997).

Variações sazonais são mais fracas para o Cl^- que para o Na^+ . Os dois íons (Na^+ e Cl^-) estão presentes nas camadas de inverno como sal marinho, como sugerido pelas razões molares do Cl^- para Na^+ próximo do maior valor de referência da água do mar (Legrand e Mayewski, 1997).

Assim, alguns autores sugerem que a concentração de sais marinhos em testemunhos de gelo pode ser usada para inferir aspectos do ambiente marinho passado. Geralmente, esses estudos assumem que a concentração de sal marinho na atmosfera está relacionada a uma combinação da extensão do gelo marinho e a

velocidade do vento. A concentração de sal marinho pode estar ligada a mudanças nos padrões de circulação global e extensão regional do gelo marinho (Peel e Mulvaney, 1992 *apud* Hall e Wolff, 1998).

Petit *et al.* (1981 *apud* Hall e Wolff, 1998) afirmam que testemunhos do Domo C (74°39'S e 124°10'E), na Antártica Oriental, demonstram que durante períodos glaciais a concentração de sal marinho era cinco vezes maior que os níveis encontrados atualmente. Isso tem sido utilizado como argumento para uma circulação atmosférica mais forte, associada com um aumento de tempestades e que compensou a maior extensão do gelo marinho naqueles tempos.

O aerossol de sal marinho é geralmente derivado de pequenas bolhas de ar estourando sobre o oceano aberto. Entretanto, para a Antártica, a superfície de gelo marinho, mais do que a água aberta, tem sido sugerida como a fonte dominante do aerossol de sal marinho. Baseado nessa premissa, o fluxo de sódio de sal marinho (smNa^+) é utilizado como um indicador (*proxy*) qualitativo da extensão do gelo marinho ao redor da Antártica (Wolff *et al.*, 2003; 2006).

Segundo Rankin *et al.* (2000) e Yang *et al.* (2008), o gelo marinho recém formado está coberto por salmouras e foi demonstrado que neve soprada e pequenos cristais de gelo crescendo sobre essa superfície salina representa fontes efetivas de aerossóis de sal marinho na costa e interior da Antártica.

Röthlisberger e Abram (2009) afirmam que duas características importantes dos registros de aerossol de sais marinhos da Antártica suportam a conclusão de que a superfície do gelo marinho é uma fonte do aerossol desses sais na Antártica: (1) a concentração do aerossol de sal marinho tem seu pico no inverno, quando a fonte de água aberta está há dezenas de quilômetros da costa devido à extensa cobertura de gelo marinho; (2) o aerossol de sal marinho na Antártica exhibe marcada carência de sulfato, o qual é incompatível com uma fonte de oceano aberto.

As *frost flowers*³ (flores de congelamento) e a salmoura sobre a superfície do gelo marinho, entretanto, são empobrecidas em sulfato devido a precipitação de sulfato de sódio enquanto residiam sobre o gelo marinho (Röthlisberger e Abram,

³ *Frost flowers* são cristais de gelo na superfície do gelo marinho recém formado, quando o vapor d'água passa direto para a fase sólida. Fornecem um grande reservatório de íons de sal marinho com o triplo da concentração iônica da água do mar. Duram apenas alguns dias até que sejam arrastados por ventos fortes ou cobertas por neve precipitada.

2009). Hall e Wolff (1998) salientaram que na estação antártica britânica Halley (75°35'S, 26°27'W) o sal marinho na atmosfera é em grande parte gerado pelo recém formado gelo marinho de outono.

Mudanças na extensão do gelo marinho em períodos relativamente longos (muitos séculos), e escalas espaciais relativamente grandes, irão deixar uma marca no fluxo de smNa^+ que se destaca no contexto da variabilidade meteorológica (Röthlisberger e Abram, 2009).

As altas latitudes austrais, devido à sua enorme superfície marinha e as condições de vento forte, são regiões de alta produtividade de sal marinho (Aristarain *et al.*, 2004). Nos locais costeiros mais estudados, as concentrações de sal marinho tem seu pico no inverno, quando a borda do gelo marinho está situada mais ao norte (Wagenbach *et al.*, 1998).

Especificamente para a região de estudo, Aristarain *et al.* (2004) observaram que na neve da ilha James Ross, apesar da altitude (1640 m), o sal marinho é abundante no topo da calota de gelo. Isso é devido à proximidade dos mares de Weddell e Bellingshausen, e os eventos de fortes ventos que ocorrem ao longo do ano.

Capítulo 2 – FONTE DE DADOS E MÉTODOS

2.1 Introdução

Neste capítulo é apresentada a caracterização ambiental e climática da região de estudo e sua localização, assim como as fontes dos dados de sensoriamento remoto, dos dados meteorológicos e dos dados referentes ao registro dos elementos traçadores de sal marinho do testemunho de gelo D98 da ilha James Ross.

2.2 A região de estudo: caracterização ambiental

2.2.1 O Oceano Austral

O oceano Austral cobre $77 \times 10^6 \text{ km}^2$ ou 22% da área oceânica total e circunda a Antártica, tendo como limite sul a costa do continente e o limite norte, geralmente, determinado pelas características das massas de água. Armazena uma grande quantidade de calor e tem efeito moderador sobre o clima da região costeira antártica, especialmente quando a cobertura de gelo marinho presente é limitada. O oceano Austral desempenha papel importante na determinação das condições meteorológicas e climáticas das altas latitudes pelo fluxo de calor e umidade que ocorrem entre a superfície do oceano e as camadas mais baixas da atmosfera (King e Turner, 1997).

A extensão meridional da água de superfície Antártica não é limitada pela presença de massas de terra, como no Ártico, mas sim pelo encontro com as massas de água superficiais mais aquecidas que dominam as regiões de baixas latitudes. Segundo Wadhams (2000), esse limite de massas de água é conhecido como Convergência Antártica ou Frente Polar Antártica e ocorre nas proximidades de 50° S na maior parte do Oceano Antártico, e próximo de 60° S na região da Nova Zelândia (figura 2.1).

Nessas áreas de convergência, águas mais densas, a partir do Sul, são empurradas para baixo de águas menos densas, criando frentes oceânicas que podem ser identificadas pelo forte gradiente, por exemplo, de temperatura e salinidade (King e Turner, 1997).

Abaixo da água de superfície está a água Profunda Circumpolar, uma massa de água mais aquecida e mais salina originada nas baixas latitudes. Há, próxima ao fundo oceânico, uma massa de água densa conhecida como Água de Fundo circumpolar, com uma contribuição adicional devido ao resfriamento sob as plataformas de gelo (Wadhams, 2007).



Figura 2.1 – Posição geográfica da Frente Polar Antártica (antigamente denominada Convergência Antártica) e correntes associadas (adaptado de Rekeciewicz, 1997).

Wadhams (2000) cita que as plataformas continentais em torno da Antártica são muito estreitas, exceto no mar de Weddell e Ross, onde elas são amplas sob plataformas de gelo.

2.2.2 Os mares de Amundsen e Bellingshausen

Os mares de Amundsen e Bellingshausen encontram-se a oeste da Península Antártica e estendem-se até aproximadamente 130°W (figura 2.3). O mar de Bellingshausen está na extremidade sudeste do Oceano Pacífico entre as ilhas Alexander e Thurston, e ao norte das Terras de Ellsworth e adjacente, a oeste, ao mar de Amundsen. Este, por sua vez, encontra-se ao longo da costa da Terra de Marie Byrd, entre o cabo Dart (126°09'W) na ilha Siple e o cabo Flying Fich (102°29'W) na ilha Thurston como mostra a figura 2.2. O limite norte dos dois mares é definido pelas diferenças entre as massas de água mais aquecidas, provenientes de latitudes mais baixas (Jacobs, 2007; Read, 2007).

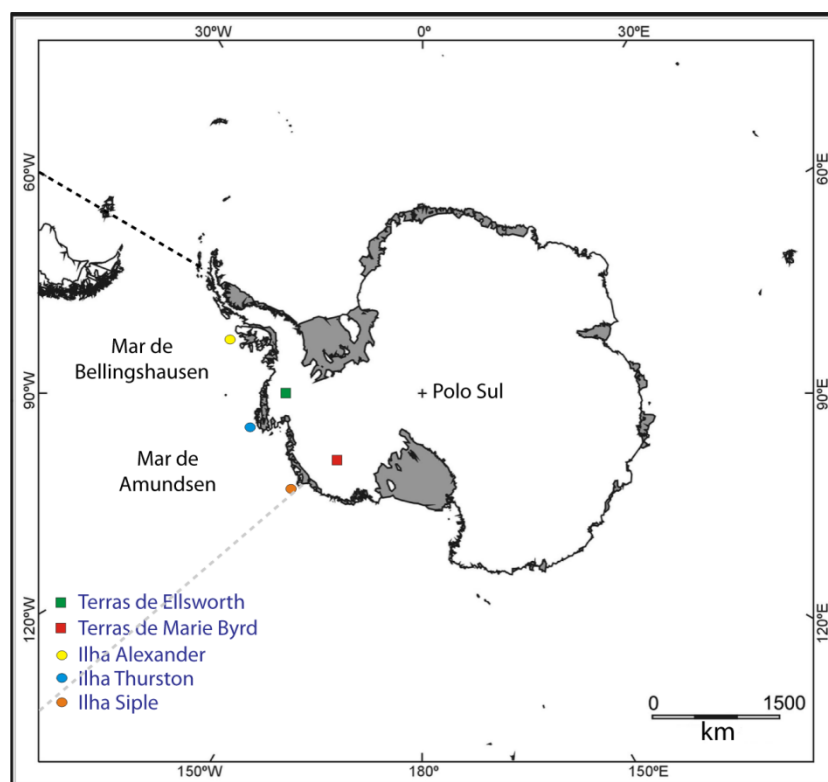


Figura 2.2 – Localização dos limites dos mares de Amundsen-Bellingshausen.

A Península Antártica e a região a leste da Terra de Ellsworth formam um arco magmático profundamente erodido, com grande parte da plataforma continental e ilhas formadas por seqüências clásticas e vulcanogênicas. Feições como a ilha Peter I

(68°50'S, 90°35'W) e o monte marinho Marie Byrd (70°S, 118°W) são picos vulcânicos (Read, 2007).

As geleiras e calotas de gelo da Península Antártica são drenadas por geleiras de vale que fluem para o mar de Weddell a leste, e para o mar de Bellingshausen a oeste. As geleiras no mar de Bellingshausen localmente coalescem para formar plataformas de gelo, cujo fluxo é limitado pela topografia local, ilhas e penínsulas (Read, 2007).

No mar de Bellingshausen, a largura da plataforma continental varia entre 100 a 450 km, com profundidade média variando entre 350 e 650 m (figura 2.4). A declividade da plataforma continental superior é mais acentuada no leste do mar de Bellingshausen, entre 13° e 17°, do que no oeste, que varia apenas de 1° a 4° (Read, 2007). No mar de Amundsen, a plataforma continental torna-se mais ampla para oeste, aproximadamente 200 km, em torno da ilha Thurston e sob a plataforma de gelo Abbot, e mais de 500 km ao longo do meridiano 104°W, passando pelas penínsulas King e Canisteo e sob a geleira da ilha Pine, quando a plataforma então volta a ficar mais estreita, até aproximadamente 200 km próximo a 120°W, em torno da ilha Carney, e próximo a 100 km a 135°W, além do extremo oeste da plataforma de gelo Getz (Jacobs, 2007).

Calhas foram entalhadas na plataforma continental dos dois mares por geleiras durante o Quaternário e contém uma variedade de feições geomorfológicas, variando de delineações sutis na topografia na escala de centenas de metros (Jacobs, 2007). O talude inferior é cortado por canais de erosão que se estendem através do sopé, descendo para a planície abissal (Read, 2007).

Segundo Jacobs (2007), as propriedades oceânicas na plataforma continental do mar de Amundsen são intermediárias entre a ligeiramente mais aquecida plataforma continental de Bellingshausen e a marcadamente mais fria e salina plataforma continental de Ross. O autor ainda comenta que as plataformas continentais, nesses mares, diferem de outras grandes baías ao redor da Antártica pela ausência geral de água fria e densa de plataforma.

A circulação oceânica é predominantemente impulsionada pelo vento, fluindo para leste na Corrente Circumpolar Antártica (CCA). Segundo Read (2007), ventos de leste ao sul de 65°S dirigem o fluxo de água de oeste para sudeste, mas o regime da

corrente é complexo, com meandros e giros ciclônicos e sem padrão de fluxo dominante.

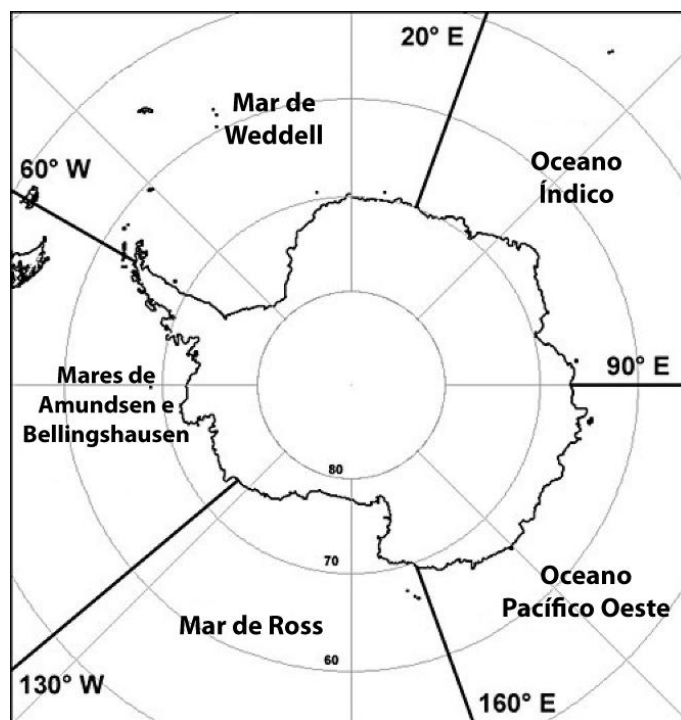


Figura 2.3 – Oceano Circumpolar Antártico setorizado em seus principais mares (adaptado de Parkinson, 2002).

Massas de água ressurgem na Corrente Circumpolar Antártica, trazendo a tépida e salina Água Profunda Circumpolar (APC) à superfície do mar. Não há frente marcada ao longo da quebra da plataforma continental, isso permite que a APC ressurgja na plataforma continental onde causa intenso derretimento da base da plataforma de gelo. A camada superficial consiste de Água Superficial Antártica fria ($< -1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$) e pouco salina (Read, 2007).

O clima é controlado pela faixa de baixa pressão atmosférica circumpolar antártica, situada à norte da linha de costa. Esta é fortemente influenciada pela extensão do gelo marinho, o qual afeta o padrão do tempo meteorológico em escala sinóptica, pela temperatura do ar e pela circulação atmosférica (Read, 2007).

O cinturão ciclogênético move-se de oeste para leste contornando o continente antártico, nos mares de Amundsen e Bellingshausen, esses ciclones trazem o ar mais aquecido e úmido do SE do Oceano Pacífico. Diferentemente do mar de Weddell onde o clima é predominantemente mais frio e seco, sendo considerado continental, os

mares de Amundsen e Bellingshausen apresentam um clima mais marítimo, úmido e mais aquecido.

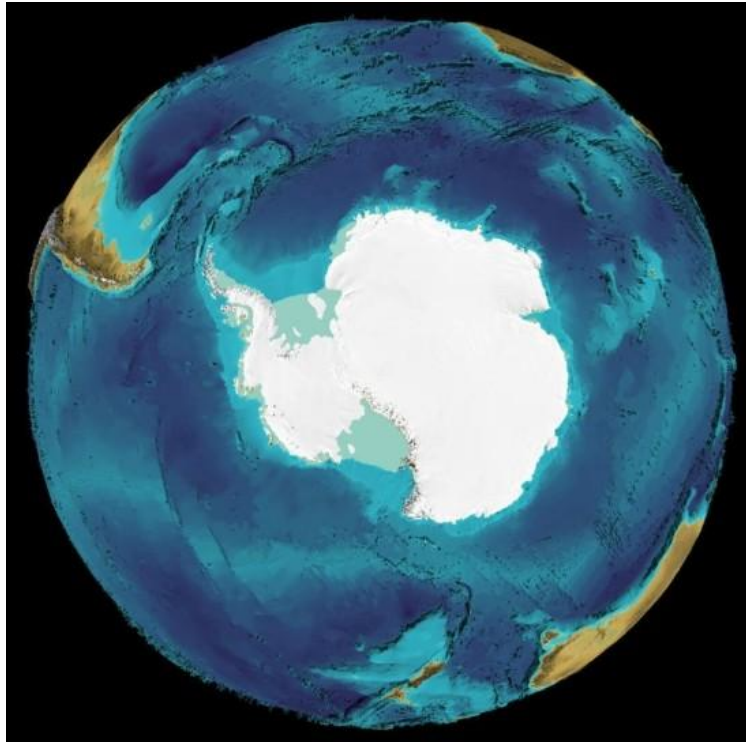


Figura 2.4 – Batimetria do Oceano Austral (adaptado de GEBCO, 2010). As plataformas de gelo estão em azul celeste. Os tons de azul no fundo marinho representam linhas batimétricas.

2.3 A Península Antártica

A Península Antártica consiste de uma estreita (menos de 250 km) e elevada (mais de 3500 m) faixa montanhosa que se projeta a partir do continente Antártico até 1250 km na direção norte (Domack, 2003). Sua área é de aproximadamente 520.000 km² (King e Turner, 1997). A Península Antártica é um grande divisor climático que apresenta condições marítimas no seu lado oeste e um ambiente continental no seu lado leste. Sua orientação norte-sul influencia a propagação longitudinal de sistemas meteorológicos (Simmonds, 2003).

2.3.1 O clima da região da Península Antártica

A pressão atmosférica diminui a partir das latitudes médias em direção ao Polo Sul Geográfico, produzindo ventos fortes de oeste. No interior do continente há uma região de alta pressão, que diminui na direção das baixas latitudes. Ao sul da latitude 65°S a pressão atmosférica aumenta produzindo ventos predominantes de leste (Ferron, 1999). Esta região de baixas pressões é conhecida como a Baixa Circumpolar (CPT).

Os altos gradientes de temperatura existentes entre o continente e o oceano geram ciclones continuamente sobre o oceano, que movimentam-se para leste ou sudeste. Estes ciclones formam uma zona de baixa pressão centrada entre as latitudes 60° e 65°S, a chamada Baixa Circumpolar (Dudenev, 1987). O clima na área oceânica que circunda o continente antártico é caracterizado por uma sucessão contínua de tempestades ciclônicas numa escala de tempo de dois a três dias, intercalados com curtos períodos de tempo bom (Dudenev, 1987).

Devido à presença da cadeia montanhosa que é a Península Antártica, essa região apresenta uma divisão climática bem distinta entre um clima marítimo nas porções oeste, e continental na porção leste (Martin e Peel, 1978).

A leste da península está o mar de Weddell, região mais fria devido à drenagem constante do ar frio do interior do continente. O ar nos primeiros 500 a 1000 metros de altitude é bastante estável em função do resfriamento provocado pela superfície da cobertura de gelo. Acima encontra-se uma camada de ar relativamente mais quente. Os ventos persistentes de leste na região costeira empurram o ar frio contra a barreira montanhosa da Península, que fica ali comprimido devido à forte inversão térmica (Schwerdtfeger, 1975, 1984; Schwerdtfeger e Amaturro, 1979). A massa de ar frio não consegue ascender e, portanto, deflete para norte e nordeste, paralelo à cordilheira, acompanhando o gradiente de pressão. Devido ao acúmulo dessas massas de ar frias e estáveis vindas do mar de Weddell, a barlavento da crista montanhosa, formam-se os ventos de barreira (Schwerdtfeger, 1975).

Quando as massas de ar começam a acumular-se a barlavento da Península Antártica, o ar quente acima dessa massa de ar frio ultrapassa a altura da barreira, fluindo para além da crista. Por essa razão, o clima do lado oeste da Península

Antártica é mais quente. O efeito desse vento catabático, juntamente com o bloqueio do ar frio na camada de inversão na porção leste, contribuem para a manutenção do intenso contraste de temperatura entre os dois setores da Península Antártica (King e Turner, 1997).

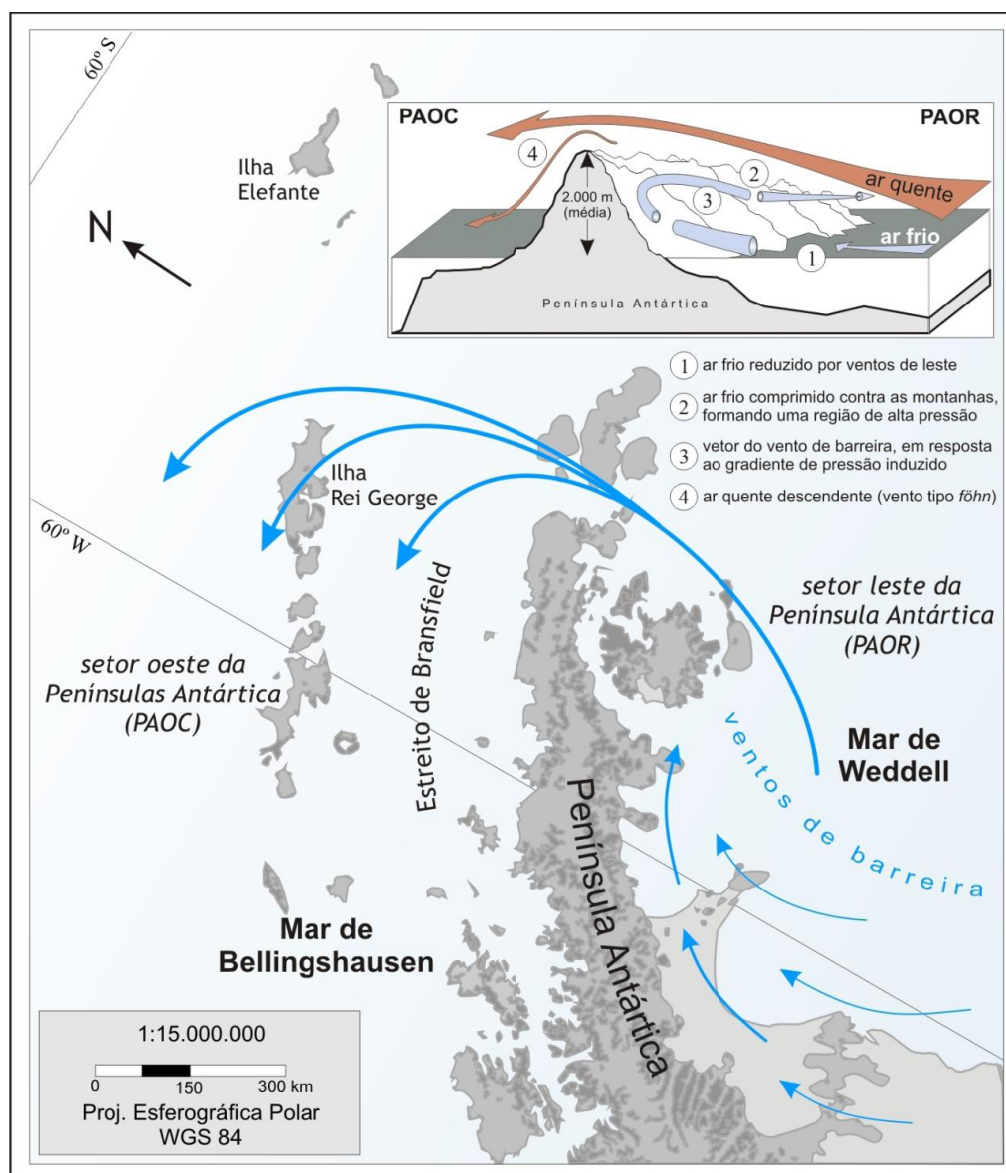


Figura 2.5 – Ilustração da dinâmica dos ventos de barreira que ocorrem na região da Península Antártica (Adaptado de Braga, 2010).

Esse acúmulo de massas de ar frias favorece a presença de ventos catabáticos do tipo *föhn* na porção a sotavento da cadeia montanhosa, que originam-se a partir da camada de ar quente que está sobre a camada de ar frio bloqueada no setor leste da Península Antártica como mostra a Figura 2.4 (King e Turner, 1997).

Fluxos inerciais de ar frio no estreito de Bransfield são comuns. No extremo da Península Antártica, quando termina a barreira montanhosa, o ar transportado nos ventos de barreira depara-se com um novo ambiente onde o gradiente de pressão horizontal não lhe exerce nenhuma oposição, sendo muitas vezes inexistente. A parcela de ar pode então manter a sua identidade por mais algum tempo, sofrendo apenas um ajuste inercial do efeito de Coriolis, que força a sua deflexão no sentido anti-horário como mostra a Figura 2.5 (Schwerdtfeger, 1984).

A costa oeste banhada pelo mar de Bellingshausen apresenta ventos com direção predominante de noroeste, sendo a zona mais temperada e úmida da Antártica (Aristarain *et al.*, 1986). Os ventos norte e noroeste gerados no Oceano Pacífico atingem o mar de Bellingshausen trazendo o ar quente e úmido para o setor oeste da Península Antártica (Carrasco *et al.*, 1997).

2.3.2 A ilha James Ross

A ilha James Ross fica na extremidade nordeste da Península Antártica (64°10'S e 57°45'W), da qual está separada pelo canal Príncipe Gustavo. Tem uma forma irregular e sua extensão norte-sul chega a 64 km. Sua área é de aproximadamente 2598 km², e o seu ponto mais elevado é o Monte Haddington (64°12'S e 57°37'W) com 1630 m (Stonehouse, 2002).

2.4 Fonte de dados

Neste item é apresentada a descrição dos dados utilizados para o desenvolvimento desta dissertação. Foram utilizados dados referentes a área coberta por gelo marinho dos mares de Amundsen e Bellingshausen obtidos através de sensores remotos. As concentrações totais de sais marinhos, Na e Cl, foram obtidos através da *Análise de Fluxo Contínuo Duplo de Elementos Traço* do testemunho de gelo D98 da ilha James Ross. E por fim os dados meteorológicos foram obtidos junto ao

Projeto *Reference Antarctic Data for Environmental Research*, do qual foram utilizados os dados meteorológicos da estação Marambio.

2.4.1 Dados de Sensoriamento Remoto

Os dados da extensão do gelo marinho utilizados nessa dissertação provém da temperatura de brilho registrada pelo sensor SMMR (*Scanning Multi-Channel Microwave Radiometer* – Radiômetro de Microondas Multicanal), a bordo da plataforma Nimbus-7 e dos sensores DMSP F8, F11 e F13 SSM/I (*Defense Meteorological Satellite Program* – Programa de Satélites Meteorológicos e de Defesa dos EUA – *Special Sensor Microwave Imager* – Sensor Especial Imageador de Microondas) ambos com resolução espacial de 25 km. Os dados são fornecidos em uma malha no Sistema de Projeção Estereográfica Polar pelo NSIDC (*National Snow and Ice Data Center* dos EUA).

Esses produtos são projetados para fornecer séries temporais consistentes da concentração do gelo marinho (fração ou percentual da área do oceano coberta pelo gelo marinho) abrangendo a cobertura espacial por diversos instrumentos passivos de microondas. Para auxiliar nesse objetivo, coeficientes do algoritmo de gelo marinho foram alterados para reduzir as diferenças na extensão do gelo marinho estimado usando os sensores SMMR e SSM/I (NSIDC, 2008).

Os dados foram gerados utilizando o algoritmo do NASA Team, desenvolvido pelo Oceans and Ice Branch, Laboratory for Hydrospheric, NASA Goddard Space Flight Center – GSFC. Esses dados incluem grades diárias (exceto os dados do SMMR, obtidos em dias intercalados) da concentração do gelo marinho para as duas regiões polares e são classificados e armazenados em grades de 316 colunas e 332 linhas e números digitais em 8 bits (NSIDC, 2008).

O conjunto de dados inclui grades de concentração de médias diárias e mensais do gelo marinho para as regiões polares desde 26 de outubro de 1978 até os dias atuais (tabela 2.1). Os dados do SMMR foram coletados em dias alternados até 1987, enquanto os dados o SSM/I são adquiridos diariamente (NSIDC, 2008).

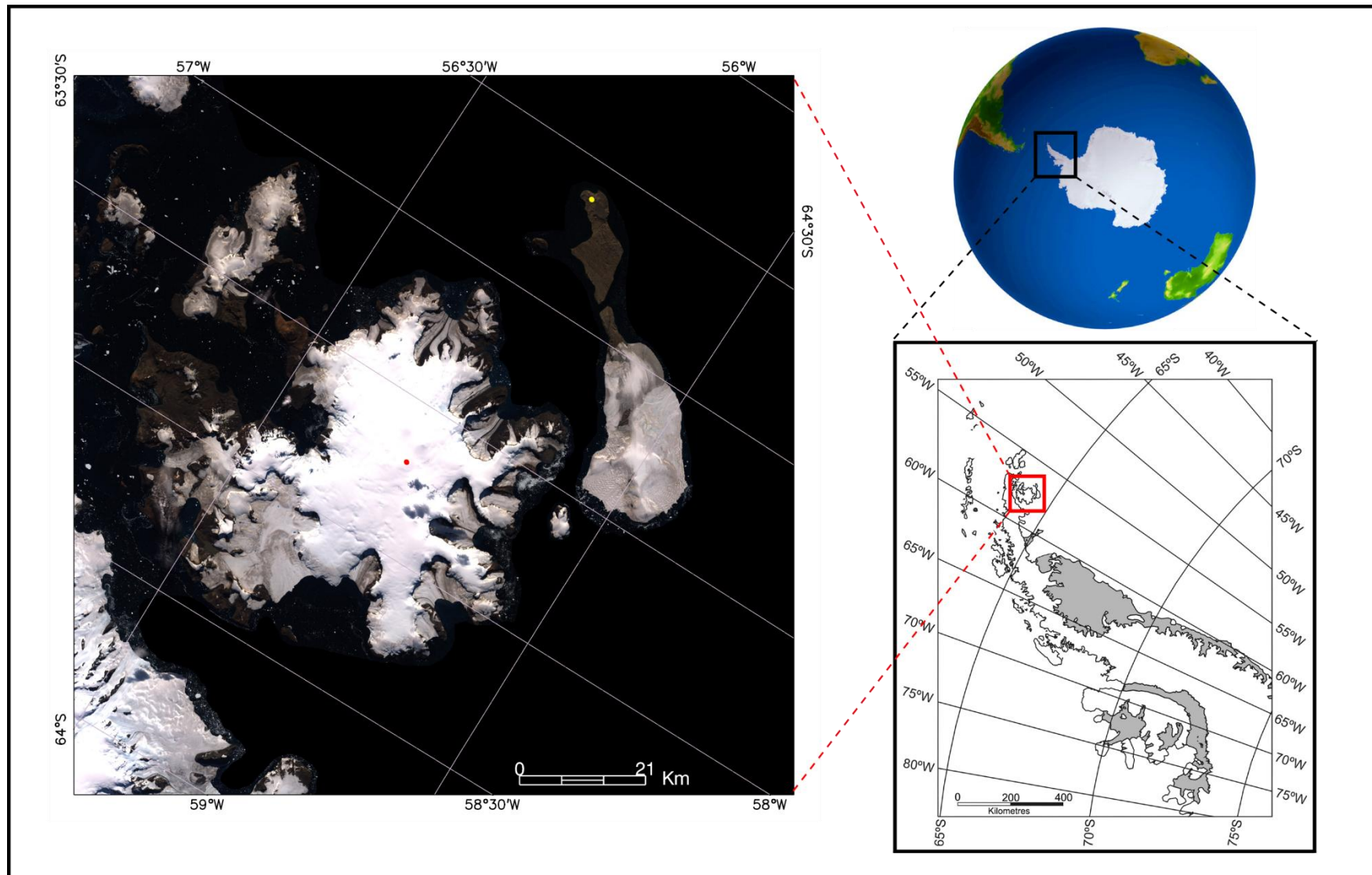


Figura 2.6 – Mapa de localização da ilha James Ross. O ponto vermelho indica o sítio do testemunho de gelo D98; o ponto amarelo indica a localização da estação argentina Marambio (adaptado de Simões *et al.*, 2004; Geographic Guide, 2010; a imagem satelital da ilha James Ross foi gentilmente cedida por Luiz Felipe Velho).

A concentração de gelo marinho representa uma cobertura de área de gelo marinho. Para um dado pixel, o parâmetro fornece uma estimativa da quantidade fracionária de gelo marinho que cobre a área do pixel. O restante da área é classificada como mar aberto. Áreas de terra são codificadas com um valor de máscara.

Estimativas da precisão do algoritmo da equipe da NASA variam de acordo com as condições do gelo marinho, dos métodos, e dos locais utilizados em estudos individuais. Em geral, no Ártico, a exatidão da concentração total do gelo marinho é $\pm 5\%$ da concentração real no inverno e $\pm 15\%$ durante o verão (devido ao grande número de lagos de derretimento na superfície do gelo). A precisão tende a ser melhor na banquisa consolidada, caso em que o gelo marinho é relativamente espesso (mais de 20 cm) e a concentração de gelo⁴ é alta. A precisão diminui proporcionalmente com o aumento da proporção de gelo fino⁵ (NSIDC, 2008).

Tabela 2-1 – Sensores e respectivos períodos de coleta de dados de gelo marinho nas regiões polares.

SENSOR	PERÍODO DE AQUISIÇÃO DOS DADOS
NIMBUS-7 SMMR	26 de outubro de 1978 a 20 de agosto de 1987
DMSP-F8 SSM/I	9 de julho de 1987 a 31 de dezembro de 1991
DMSP-F11 SSM/I	3 de dezembro de 1991 a 30 de setembro de 1995
DMSP-F13 SSM/I	Desde 3 de maio de 1995

O SMMR é um instrumento de 10 canais que adquire informações de dados de temperatura em 5 frequências bi-polarizadas (horizontal, vertical): 6,6 GHz, 10,7 GHz, 18,0 GHz, 21,0 GHz e 37,0 GHz por uma antena ortogonal polarizada. O SSM/I é um sistema passivo de microondas de 7 canais, polarizado ortogonalmente. O instrumento mede radiâncias combinadas da atmosfera e da superfície nas frequências 19,3 GHz, 22,2 GHz, 37,0 GHz e 85,5 GHz (NSIDC, 2008).

As concentrações de gelo marinho para este conjunto de dados foram produzidas utilizando-se um algoritmo revisado pela equipe da NASA e que utiliza um conjunto diferente de pontos de ligação e filtros meteorológicos daqueles utilizados no algoritmo original (Cavalieri *et al.*, 1997). O algoritmo revisado utiliza diferentes canais de dados de temperatura de brilho do SMMR e SSM/I (NSIDC, 2008).

⁴ Concentração de gelo é a proporção da área do oceano coberta por gelo.

⁵ Gelo fino é o gelo marinho com espessura inferior a 10 cm.

2.4.2 Dados climáticos

Nesta dissertação os dados climáticos (velocidade e direção dos ventos) foram obtidos junto ao Projeto *READER (Reference Antarctic Data for Environmental Research)*. É um projeto do Comitê Científico da Pesquisa Antártica (SCAR – *Scientific Committee on Antarctic Research*) e tem por objetivo criar um conjunto de dados, a longo prazo, de alta qualidade de medições meteorológicas, em superfície e em altitude a partir de sistemas de observação antártico *in situ (The READER Project)*.

As fontes primárias de dados são as estações meteorológicas automáticas. Dados de superfície e de altitude (ar) são coletados e as principais derivações são médias mensais e anuais (*The READER Project*).

Os dados climáticos utilizados pertencem à estação meteorológica Marambio, localizadas na região da Península Antártica. Marambio (64,2°S e 56,7°W) situa-se junto à estação antártica argentina de mesmo nome na ilha Seymour (64°16'59"S e 56°45'0"W), a leste da Península Antártica e próxima à ilha James Ross, no mar de Weddell (± 54 km entre a estação Marambio e o centro da ilha James Ross).

Os dados da estação meteorológica Marambio estão disponíveis a partir de setembro de 1970, para temperatura do ar e pressão atmosférica ao nível do mar, enquanto dados de direção e velocidade dos ventos só estão disponíveis a partir de fevereiro de 1974. Os dados apresentados são médias mensais de cada uma das variáveis.

Entre os anos de 1971 e 2008, a temperatura média em Marambio foi $-8,4$ °C, sendo a média mensal mínima -23 °C em julho de 2007 e a média mensal máxima $1,5$ °C em janeiro de 1995. A pressão atmosférica média no mesmo período foi $989,9$ hPa, a média mensal mínima foi de $971,4$ hPa em novembro de 1990 e a média mensal máxima foi $1006,9$ hPa em maio de 1990.

2.4.3 Dados de testemunhos de gelo

Os dados de concentração do Na total foram gentilmente fornecidos por Joseph R. McConnell do DRI-Reno (*Desert Research Institute – Nevada System of High*

Education, Reno, NV), e fazem parte dos dados obtidos do testemunho de gelo D98 coletado na ilha James Ross em fevereiro de 1998 por equipe franco-argentina com a participação do pesquisador brasileiro Jefferson C. Simões.

Segundo McConnell *et al.* (2007), o testemunho D98 foi coletado próximo ao Domo Dalinger, no topo da calota de gelo da ilha James Ross (64,4°S e 57,7°W), 1600 m acima do nível do mar. Esse testemunho foi obtido por uma perfuradora eletromecânica, com 10 cm de diâmetro até a profundidade de 121,91 m. Seguindo procedimentos padrões, as seções do testemunho foram medidas e pesadas no campo e acondicionadas em tubos plásticos *layflat* e caixas isolantes, para ser transportado até o Laboratório de Estratigrafia Glaciar y Geoquímica de la Nieve em Mendoza, Argentina, onde foram armazenadas em câmaras frias, em temperatura a baixo de -10 °C.

Amostras longitudinais do testemunho de gelo da ilha James Ross foram analisadas para uma ampla gama de elementos e espécies químicas em resoluções de profundidade muito altas (≈ 1 cm), utilizando um único sistema chamado Análise de Fluxo Contínuo Duplo de Elementos Traço (CFA-TED – *Continuous Flow Analysis with Trace Elements-Dual*). Nesse sistema, as amostras longitudinais (seção transversal $\approx 3,1 \times 3,1$ cm) foram analisadas ao passar por um aparelho de fusão de testemunhos de gelo acoplado a dois espectrômetros de massa: um HR-ICP-MS – *High-resolution Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometers*, e um ICP-OES – *Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometers*, e um sistema de análise tradicional de fluxo contínuo (McConnell *et al.*, 2007), e através da técnica descrita acima, foram obtidos os valores de concentração de Na e Cl do testemunho de gelo D98 da ilha James Ross.

Nesta dissertação usou-se, portanto, a concentração total de sódio (Na) como traçador prioritário de sal marinho, e não a concentração iônica (Na^+). Isso é aceitável, pois a principal fonte de sódio na Antártica é o sal marinho e, além disso, o sítio do testemunho de gelo está em uma ilha de tamanho médio. O Na não-marinho teria fonte terrígena, a partir de alguns minerais (especialmente argilas, que são os que conseguem chegar na Antártica), mas sempre com contribuição muito pequena (tanto pela concentração baixa de micropartículas e também pela baixa proporção de Na na composição de uma argila, que tem Si, Al, Fe Ca, entre outros). Já o Cl total é usado como traçador de sal marinho, porém também tem como fonte a conversão gás

atmosférico Cl_2 (que se converte em 2 Cl^\cdot). No entanto, a contribuição proporcional desta fonte torna-se importante somente no interior do continente, pois na periferia a magnitude da concentração de sais na atmosfera é tão grande que esse cloro não marinho se torna “insignificante”.

2.4.4 Reanálises climáticas

São disponibilizadas pelo *Climate Diagnostics Center* (ESRL, 2010) as reanálises NCEP/NCAR das composições climáticas do vetor de vento que foram rodadas para a análise de direção e velocidade do vento. Essas reanálises fazem parte de um projeto conjunto entre o *National Center for Environmental Prediction* e o *National Center for Atmospheric Research*, ambos dos EUA que tem por objetivo reconstruir o comportamento da atmosfera global desde 1948 até os dias atuais.

As reanálises são baseadas em dados observacionais e interpolações geradas através de modelos climáticos, e cobrem toda a atmosfera terrestre em uma grade com resolução de $2,5^\circ$ de latitude por $2,5^\circ$ de longitude. Devido as poucas medições feitas em regiões remotas até pouco tempo atrás pela inacessibilidade, espera-se que as reanálises para os períodos mais recentes tenham uma maior precisão do que as reanálises do início do período.

Para as análises deste trabalho utilizou-se a variável vetor de vento para os níveis 850 e 700 mb. Foram rodadas reanálises para cada um dos anos referentes ao período analisado nesta dissertação, entre os meses de janeiro e dezembro. Para a projeção do mapa foi selecionado Antártica e a projeção personalizada Estereográfica Polar do Hemisfério Sul.

2.5 Procedimentos metodológicos

2.5.1 Tratamento de dados de sensoriamento remoto

O NSIDC (*National Snow and Ice Data Center – NSIDC dos EUA*) disponibiliza, via FTP, os dados em formato binário da concentração média diária e mensal do gelo marinho e máscaras, tais como representação dos paralelos e meridianos e da divisão do oceano austral em mares setorizados. Essas informações foram utilizadas para o cálculo da área coberta por gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen. Tanto os dados como as máscaras foram trabalhados, desde a conversão do arquivo até o valor final da área coberta por gelo, com as ferramentas ArcMap e ArcToolbox no ArcGis 9.2.

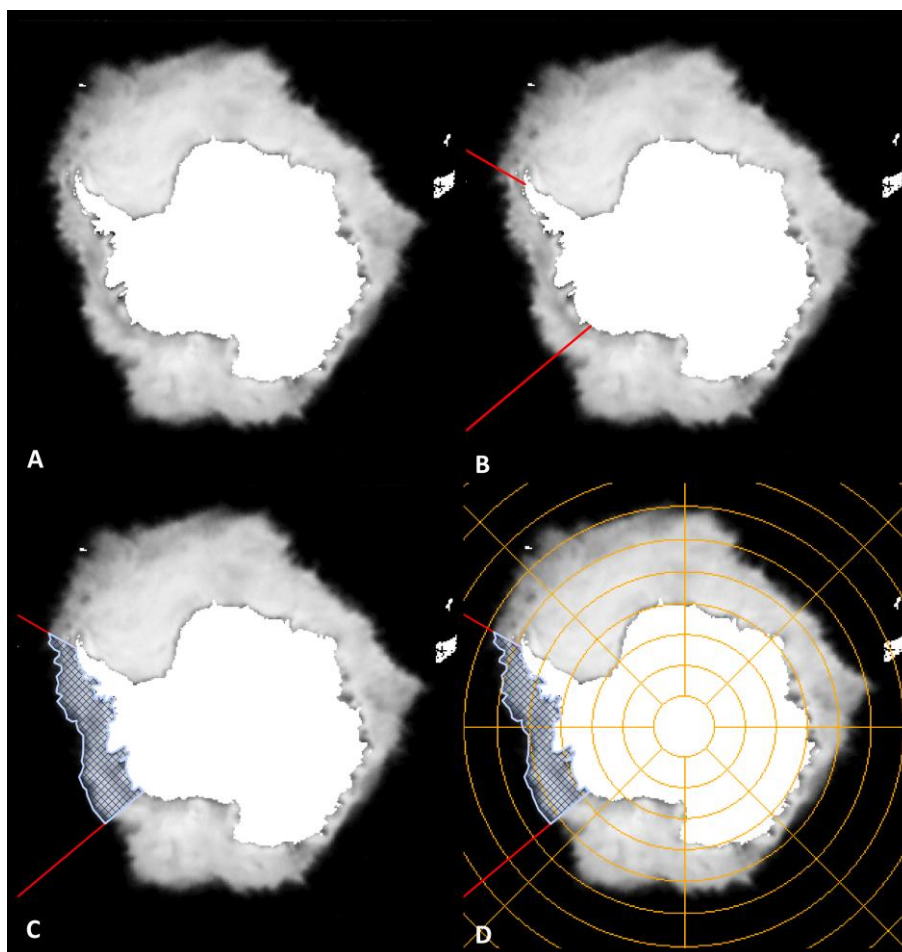


Figura 2.7 – Ilustração do método de obtenção da área coberta por gelo marinho: (A) cobertura média mensal do gelo marinho em setembro de 1980; (B) linhas que delimitam as longitudes de 60° e 130° W, setor dos mares de Amundsen e Bellingshausen; (C) polígono que representa a área coberta por gelo marinho; (D) imagem final compreendendo todos os elementos.

Para trabalhar com os dados no formato de imagens no ArcGis, foi necessário convertê-los para um formato de grade compatível com esse programa, para tal, os dados tiveram sua extensão trocada de .bin para .bil, seguindo os passos indicados pelo NSIDC. Os dados já renomeados foram definidos na Projeção Estereográfica Polar. As máscaras passaram pelo mesmo processo de troca de extensão do arquivo e de definição da projeção, foram utilizadas apenas as máscaras referentes a longitude e latitude e aos setores do oceano austral como mencionados.

Shapefiles poligonais foram criados para cada mês e tiveram suas projeções definidas, assim como as imagens e as máscaras. Nesses *shapefiles* foram desenhados polígonos representando a área coberta por gelo marinho. entre as longitudes de 60° e 130°W, e a partir da linha costeira do continente antártico até a borda mais ao norte que apresente cobertura de gelo marinho como mostra a figura 2.8. As áreas dos polígonos foram calculadas posteriormente com as ferramentas do ArcToolbox, e essas áreas correspondem a área coberta por gelo marinho em cada imagem (uma média mensal da cobertura de gelo marinho).

Esses valores de médias mensais da área coberta por gelo marinho foram utilizados para correlações e comparações com dados referentes à concentração de Na e os dados meteorológicos mensais. Os dados aqui utilizados compõem um período de apenas 13 anos, de janeiro de 1979 a dezembro de 1991, ou seja, o período no qual ocorre sobreposição entre os dados do testemunho D98 da ilha James Ross, e aqueles da cobertura do gelo marinho por sensores remotos.

2.5.2 Dados meteorológicos

Os dados meteorológicos utilizados para uma primeira observação e comparação com a área do gelo marinho e a concentração de Na total são aqueles referentes à temperatura do ar, pressão atmosférica, velocidade e direção do vento na estação meteorológica Marambio.

Pela proximidade da ilha Seymour, onde está localizada a estação Marambio com a ilha James Ross, os dados de velocidade e direção dos ventos dessa estação

foram aqui considerados como ideais para a análise da correlação entre essas variáveis climáticas e a concentração de Na no testemunho D98.

Utilizou-se do programa Windographer 2.1.2 para plotar o gráfico da direção do vento, a fim de obter uma melhor visualização do vento incidente sobre a estação Marambio. Esses gráficos apresentam a média da velocidade do vento para cada direção e a direção média incidente.

2.5.3 Dados dos testemunhos de gelo

O testemunho de gelo D98 foi datado considerando a variação sazonal das concentrações químicas, pois segundo McConnell *et al.* (2007) quase todos os elementos e espécies químicas registradas no testemunho de gelo D98 mostram concentrações em ciclos anuais que podem ser utilizados para auxiliar na datação desse registro, para tal foram utilizados principalmente medições de marcadores com origem do sal marinha, cloro e sódio juntamente com enxofre não marinho e peróxido de hidrogênio.

A datação do D98 feita por McConnell *et al.* (2007) foi validada pela comparação do enxofre não marinho, isótopos da água, e outros perfis de concentrações químicas com registros relacionados do testemunho de 1981 (64,22°S, 57,68°W – 1640 m anm) da ilha James Ross e do testemunho ITASE01-5 (77,06°S, 89,13°W – 1246 m acima do nível do mar) da base da Península Antártica.

O erro de datação foi estimado em ± 1 ano, embora a precipitação do enxofre de erupções vulcânicas conhecidas, como do vulcão Krakatoa na Indonésia em 1883 e do vulcão Cosiguina na Nicarágua em 1835, fornecerem uma confirmação aproximada da datação em 1884 e 1836 (McConnell *et al.*, 2007).

Os dados estão divididos em doze partes para cada ano, e essas doze partes foram aqui consideradas como meses, pois os dados do testemunho D98 da ilha James Ross estão em escala mensal (McConnell, 2007).

2.5.3 Tratamento estatístico dos dados

Foram selecionadas três variáveis para serem analisadas e correlacionados nesta dissertação: a concentração de Na, a área do gelo marinho e a velocidade do vento em Marambio. Segundo

Para testar a hipótese de que as séries de Na e Cl estão em balanço, e, portanto tem a mesma representatividade estatística, foi calculada a regressão linear entre as séries. O gráfico da figura 2.9 mostra que as duas séries estão fortemente correlacionadas ($r = 0,95$). A distribuição t Student valor de ρ igual a $2,51^{-10}$, ou seja, um alto nível de confiança ($< 0,001$) (tabela 2.2). Desta maneira, as duas séries podem ser consideradas similares. O testemunho D98 contém dados da concentração de Cl apenas até o ano de 1989, já da concentração de Na há dados até 1991, por este motivo, são utilizados nesta dissertação apenas os dados da concentração de Na total.

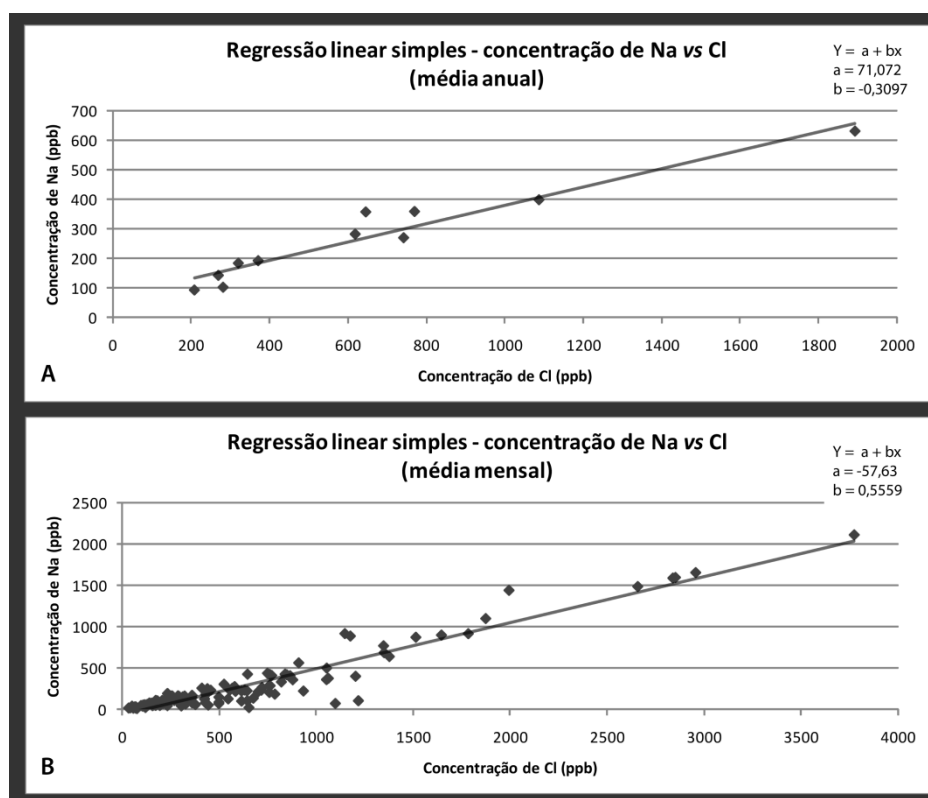


Figura 2.8 – Regressão linear entre a concentração de Na e Cl nas amostras do testemunho de gelo D98 da ilha James Ross.

Tabela 2-2 – Valores da regressão linear simples entre as séries temporais de Na e Cl.

	Pearson		t-Student
	r	T	ρ
Regressão Anual	0,95	-1,98	0,08
Regressão Mensal	0,95	6,88	2,51 ⁻¹⁰

Para as correlações entre essas variáveis, os cálculos do coeficiente de correlação de Pearson (r) e para o teste da significância, a distribuição t de *Student*, utilizou-se o programa MS Excel 2007. Foram calculados os coeficientes de correlação entre as variáveis concentração de Na e área do gelo marinho, concentração de Na e velocidade do vento na estação Marambio e entre a área do gelo marinho e essa velocidade de vento, tanto entre as médias anuais como as mensais das variáveis. O cálculo é feito com base na Equação 1 (Bussab & Morettin, 1986):

Equação 1

$$r = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{(\sum (x_i - \bar{x})^2)(\sum (y_i - \bar{y})^2)}}$$

Onde x_1, x_2, \dots, x_i e y_1, y_2, \dots, Y_i são os valores medidos das duas variáveis, \bar{x} e \bar{y} são as médias aritméticas das mesmas variáveis, como é apresentada pelas equações 2 e 3 (Bussab & Morettin, 1986).

Equação 2

$$\bar{x} = \frac{1}{n} * \sum_{i=1}^n x_i$$

Equação 3

$$\bar{y} = \frac{1}{n} * \sum_{i=1}^n y_i$$

Os cálculos para a análise da significância dos valores r -Pearson foram feitos como (Zar, 1999):

Equação 4

$$t = \frac{r\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}}$$

A regressão foi calculada entre as variáveis concentração de Na e de Cl, concentração de Na e área do gelo marinho, concentração de Na e velocidade do vento na estação Marambio e entre a área do gelo marinho e a velocidade do vento em Marambio, tomando como base a equação 5 (Bussab & Morettin, 1986):

Equação 5

$$Y_i = \alpha + \beta X_i$$

Onde Y_i é a variável dependente, α é uma constante que representa a interceptação da reta com o eixo vertical; β é a constante que representa o declive da reta; X_i é a variável independente.

Capítulo 3 – RESULTADOS

3.1 Introdução

O presente capítulo apresenta as séries temporais analisadas neste trabalho para o período de 13 anos que compreende o período 1979 – 1991. As séries temporais aqui são apresentadas em escala mensal e anual. Sendo relatados os resultados das análises estatísticas descritas no capítulo anterior para examinar a variabilidade das séries.

3.2 Descrição das séries temporais

3.2.1 Série temporal da cobertura de gelo marinho nos mares de Amundsen-Bellingshausen

A variabilidade da área média anual da cobertura de gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen ao longo dos 13 anos da série temporal (1979–1991) é apresentada na figura 3.1a. Essa série temporal apresentou valor de área mínimo de $1,18 \times 10^6 \text{ km}^2$ (1988) e máximo de $1,73 \times 10^6 \text{ km}^2$ (1986). O valor médio dessa área foi de $1,44 \times 10^6 \text{ km}^2$ com desvio padrão de $0,16 \times 10^6 \text{ km}^2$ (Tabela 3.1 e Figura 3.1)

Tabela 3-1 – Valores da Estatística Descritiva da série temporal da área coberta por gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen (10^6 km^2).

	N válidos	Mínimo	Máximo	Média	Desvio Padrão
Anual	13	1,2	1,7	1,44	0,16
Mensal	156	0,3	2,6	1,4	0,6

A série mensal (figura 3.1b) mostra a variação sazonal da cobertura do gelo marinho. A média mensal mínima ocorreu em fevereiro de 1991 ($0,3 \times 10^6 \text{ km}^2$) e a média mensal máxima em setembro de 1986 ($2,6 \times 10^6 \text{ km}^2$).

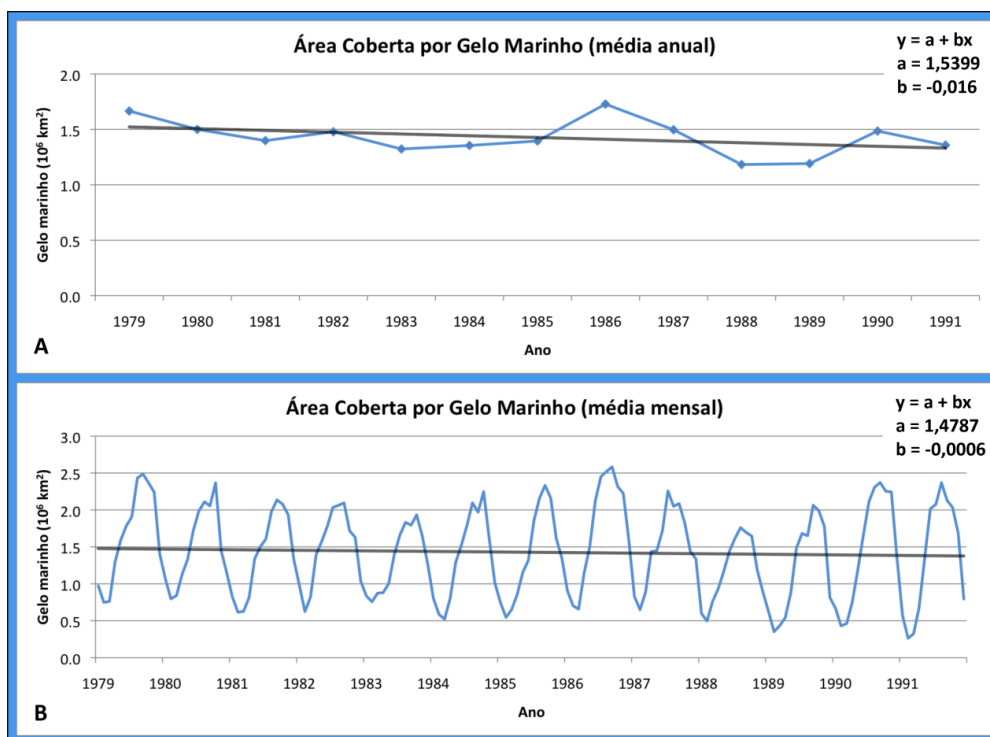


Figura 3.1 – Variação da extensão da cobertura de gelo marinho entre 1979 e 1992 nos mares de Amundsen e Bellingshausen (entre as longitudes 60°W e 130°W). O gráfico A apresenta a série temporal das médias anuais e o gráfico B representa aquelas das médias mensais. A reta representa o resultado da regressão linear expressa pela equação no canto superior direito da figura.

Entre setembro de 1981 e fevereiro de 1984 a amplitude da variação da cobertura mensal de gelo marinho foi menor. Já entre fevereiro de 1984 e fevereiro de 1987 essa amplitude voltou a aumentar, seguido de uma nova redução entre julho de 1987 e fevereiro de 1990.

A linha de tendência da série mostra o declínio da cobertura de gelo marinho entre 1979 e 1992. Essa redução da área coberta por gelo marinho é de 0,016 km² por ano, segundo a equação da reta de regressão apresentada no gráfico 3.1a.

3.2.2 Série temporal da concentração de Na no testemunho de gelo da ilha James Ross

A série temporal traçada a partir das médias anuais da concentração do Na total apresentou concentração mínima de 94,07 ppb e concentração máxima de 629,64 ppb. O valor médio da concentração de Na é 272,85 ± 145,07 ppb (tabela 3.2)

Tabela 3-2 – Valores da Estatística Descritiva da série temporal da concentração de Na (ppb).

	N válidos	Mínimo	Máximo	Média	Desvio Padrão
Anual	13	94,07	629,64	272,85	145,07
Mensal	156	15,42	2107,91	272,85	345,99

Já a série temporal formada a partir das médias mensais da concentração de Na, apresentou como valor de concentração mínima 15,42 ppb (fevereiro, 1984) e como concentração máxima 2107,91 ppb (julho, 1989). Evidentemente, a média tem o mesmo valor que a série anual e o desvio padrão é de 345,99 ppb.

A variação das médias anuais da concentração de Na apresenta três picos de concentração bem definidos durante os 13 anos. A linha de tendência mostra um aumento na concentração de Na ao longo da série de treze anos, 15,56 ppb ao ano, mas este aumento é mais acentuado devido à máxima concentração de 1989.

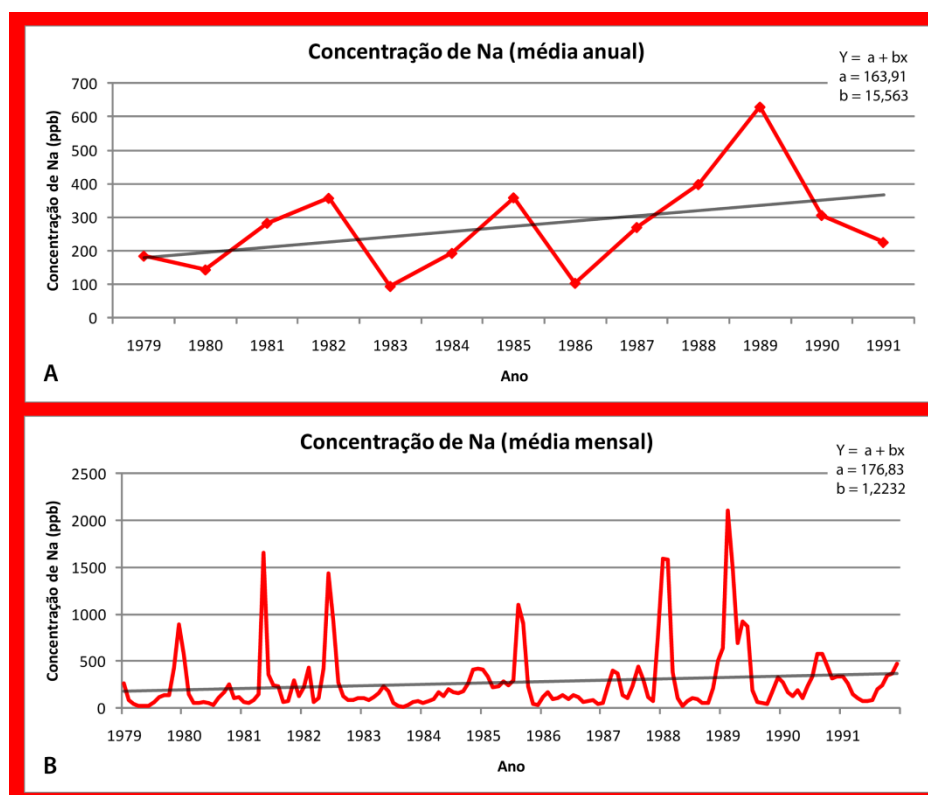


Figura 3.2 – Variação da concentração de Na total no testemunho de gelo da ilha James Ross no período 1979–1992. O gráfico A apresenta a série temporal das médias anuais e o gráfico B representa a série temporal das médias mensais. A reta representa o resultado da regressão linear expressa pela equação no canto superior direito.

Já no gráfico da série temporal de médias mensais (figura 3.2b), entre os anos 1979 e 1983 existem três picos de concentração de Na total, o primeiro em dezembro de 1979, o segundo em maio de 1981 e o terceiro pico em junho de 1982. Entre 1983 e 1986 há apenas um pico de concentração significativo, em agosto de 1985. E entre 1986 e 1991 aparecem dois picos de concentração de Na significativos, um em janeiro de 1988 e o outro em fevereiro de 1989.

Os três períodos citados correspondem aos três picos de concentração média anual de Na, deixando claro que é um artefato de uma anomalia mensal. As concentrações de Na no gráfico da série de médias mensais não apresentam sazonalidade regular.

3.2.3 Série temporal dos ventos na estação Marambio, ilha Seymour

As figuras 3.3a e b mostram as séries temporais anuais da velocidade e direção dos ventos na estação Marambio, respectivamente. No período 1979–1991, a velocidade média do vento em Marambio variou entre 15 e 25 nós e a direção predominante foi de oeste.

A série temporal formada a partir das médias anuais da velocidade do vento na estação Marambio apresentou valor mínimo de 15,1 nós (1984) e máximo de 23,1 nós (1980). A média da velocidade do vento para esta série é de $18,6 \pm 2,5$ nós.

Já a série temporal da velocidade do vento na estação Marambio traçada a partir das médias mensais apresentou valor mínimo de 7,9 nós (fevereiro, 1979) e máximo de 30,1 nós (março, 1981).

Tabela 3-3 – Valores da Estatística Descritiva da série temporal da velocidade do vento medida na estação Marambio (nós).

	N válidos	Mínimo	Máximo	Média	Desvio Padrão
Anual	13	15,1	23,1	18,6	2,5
Mensal	156	7,9	30,1	18,6	4,6

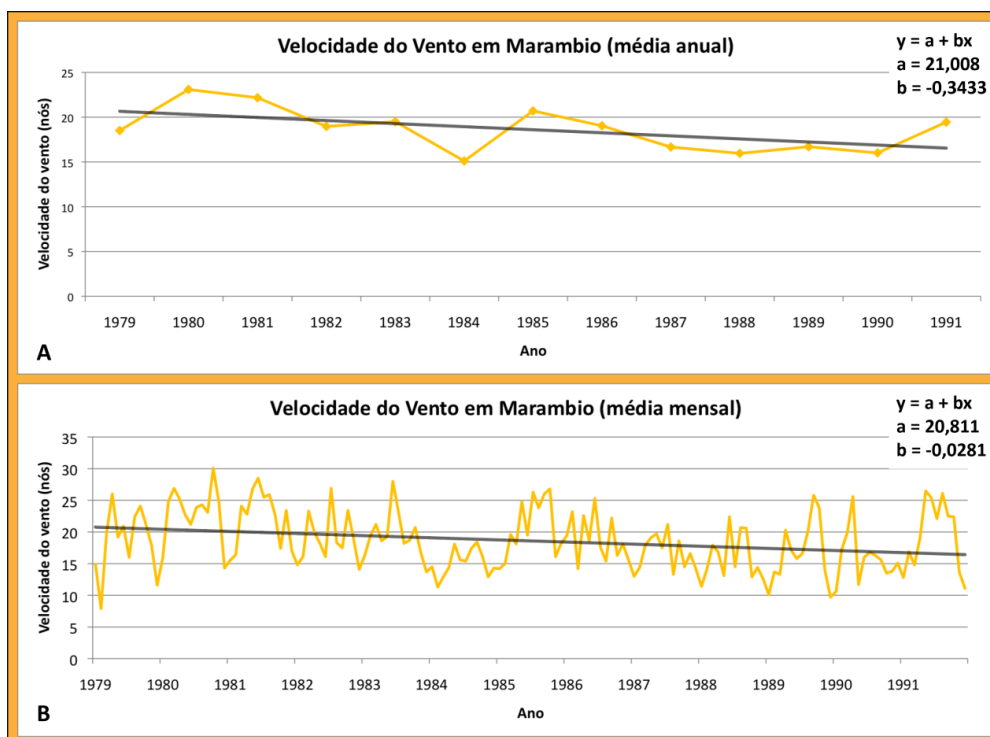


Figura 3.3 – Variação da velocidade do vento na estação Marambio no período 1979–1991. O gráfico A apresenta a série temporal das médias anuais e o gráfico B representa a série temporal das médias mensais. A reta representa o resultado da regressão linear expressa pela equação no canto superior direito.

No gráfico das médias mensais da velocidade do vento na estação Marambio (figura 3.3b) percebe-se que existe uma sazonalidade da força do vento sobre a ilha Seymor. Essa sazonalidade pode ser percebida pelas velocidades mínimas apresentadas no gráfico. A reta de tendência no gráfico da Figura 3.3 mostra a diminuição na velocidade do vento desde 1979.

O vento na estação Marambio apresentou pouca variação na sua direção tendo predominado os ventos de oeste (46,8%) e sudoeste (37,2%). As direções N, NE e E apresentaram menos de 1% de incidência, as direções SE, S e NW apresentaram menos de 10%. A tabela 3.4 e a figura 3.4 apresentam a variação da direção do vento na estação Marambio.

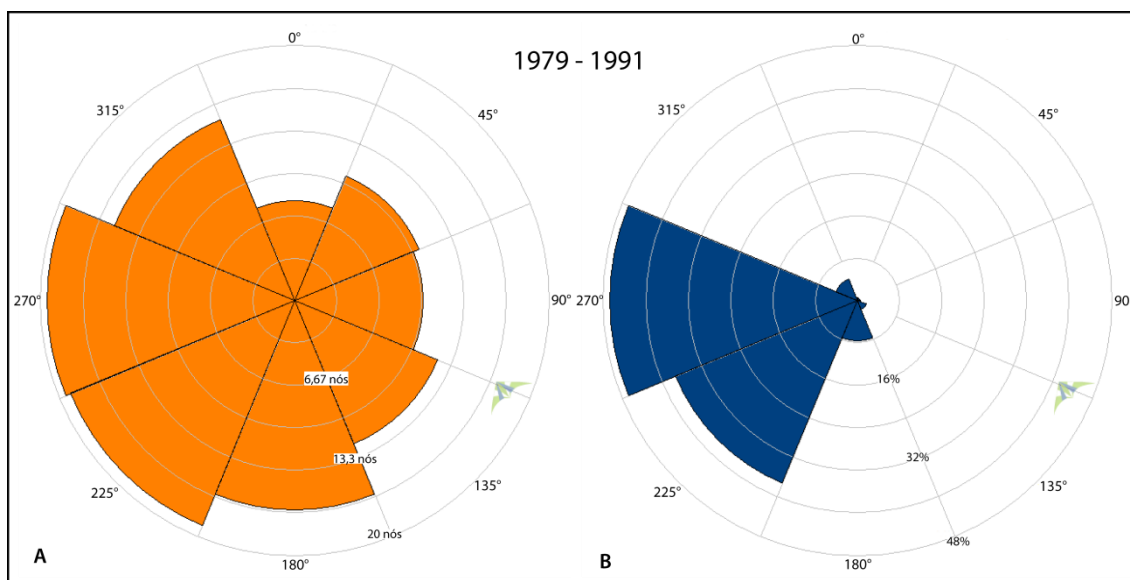


Figura 3.4 – Gráficos das séries anual e mensal da direção do vento na estação Marambio, entre 1979 e 1991. O gráfico A apresenta a série temporal das médias anuais e o gráfico B representa a série temporal das médias mensais.

3.2.4 Comparação das séries temporais de gelo marinho, concentração de sódio e vento

O gráfico na Figura 3.5 compara as três principais variáveis (área do gelo marinho, concentração do Na e velocidade do vento na estação Marambio) em médias anuais, ao longo dos treze anos da análise. É evidente que a área do gelo marinho e a velocidade do vento apresentam correlação positiva, enquanto que essas duas variáveis apresentam correlação negativa com a concentração de Na no testemunho D98 da ilha James Ross.



Figura 3.5 – Comparação entre as variações na extensão do gelo marinho (A) nos mares de Amundsen-Bellingshausen, a concentração de Na total em testemunho de gelo da ilha James Ross (B) e a velocidade do vento na estação Marambio (C). A linha azul representa a média entre os pontos.

3.2.5 Relação entre a extensão do gelo marinho e a concentração de Na

O gráfico da figura 3.6 mostra o resultado da regressão linear entre a variável extensão de gelo marinho e concentração de Na, a qual apresenta $r = -0,60$, com alto nível de confiança ($< 0,01$, tabela 3.5). Para a regressão calculada entre as séries mensais, $r = -0,15$ e nível de confiança ($< 0,001$) alto.

Tabela 3-4 – Valores da regressão linear simples entre as séries temporais da concentração de Na e da área coberta por gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen.

	Pearson		t-Student
	R	T	ρ
Regressão Anual	-0,60	3,33	0,006
Regressão Mensal	-0,15	5,64	$7,98^{-8}$

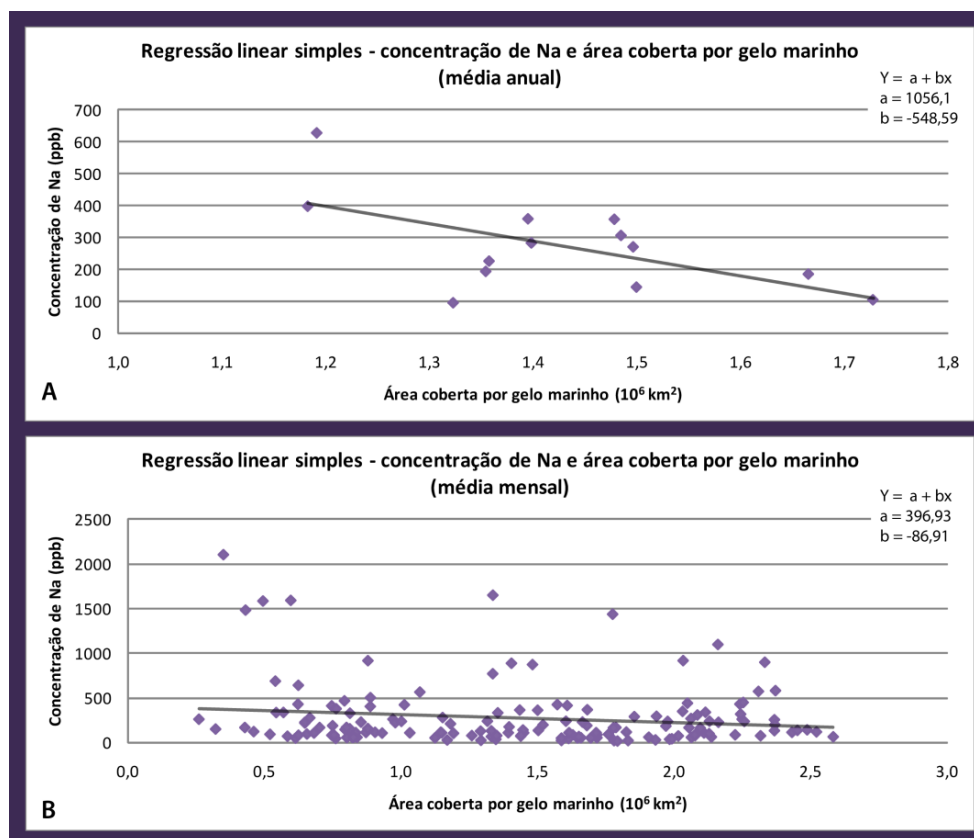


Figura 3.6 - Regressão linear entre a extensão do gelo marinho nos mares de Amundsen-Bellingshausen e a concentração de Na total no testemunho de gelo D98 da ilha James Ross; 3.6a médias anuais, 3.6b médias mensais. A reta representa o resultado da regressão linear expressa pela equação no canto superior direito.

3.2.6 Relação entre a velocidade do vento e a concentração de Na

A regressão linear simples entre as séries anuais da concentração de Na e velocidade do vento na estação Marambio apresentou r igual a $-0,16$, com $p < 0,1$. Já a regressão calculada entre as séries mensais, $r = -0,33$ com alto nível de confiança ($p < 0,001$) (Tabela 3.6 e Figura 3.8).

Tabela 3-5 – Valores da regressão linear simples entre as séries temporais da concentração de Na e velocidade do vento na estação Marambio.

	<i>Pearson</i>		<i>t-Student</i>	
	<i>R</i>		<i>t</i>	ρ
Regressão Anual	$-0,16$		$2,02$	$0,07$
Regressão Mensal	$-0,33$		$4,41$	$1,94^{-5}$

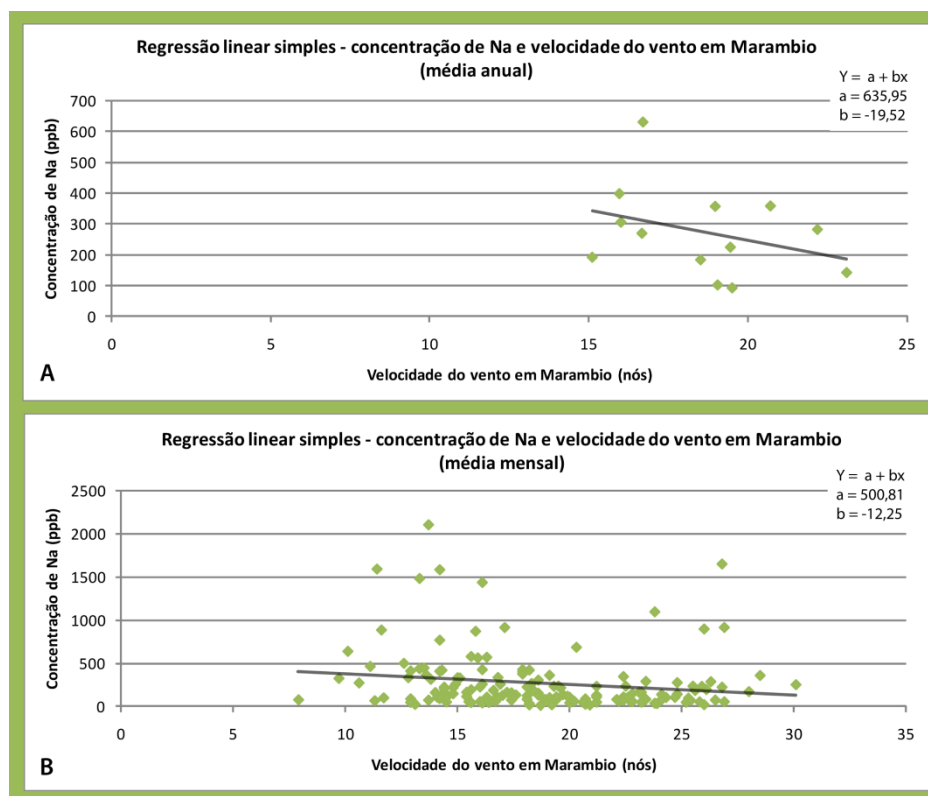


Figura 3.7 - Regressão linear entre a velocidade do vento na estação Marambio e a concentração de Na total no testemunho de gelo D98 da ilha James Ross; 3.6a médias anuais, 3.6b médias mensais. A reta representa o resultado da regressão linear expressa pela equação no canto superior direito.

3.2.7 Regressão múltipla entre extensão do gelo marinho, velocidade do vento e a concentração de Na

A tabela 3.5 resume os resultados das regressões lineares múltipla calculadas entre as séries anuais da concentração de Na vs área do gelo marinho e velocidade do vento na estação Marambio. No caso das séries das médias anuais, r é igual a 0,63. A distribuição *t-Student* apresentou valor de t igual a 3,18 e valor de p igual a 0,01. Para as séries mensais, r igual a 0,18 e um nível de confiança $< 0,1$.

Tabela 3-6 – Valores da regressão linear múltipla entre as séries temporais da concentração de Na total vs área do gelo marinho e velocidade do vento na estação Marambio.

	Pearson		t-Student
	r	T	p
Regressão Anual	0,63	3,18	0,01
Regressão Mensal	0,18	2,98	0,003

3.3 Reanálise NCEP/NCAR do vetor de vento

Foram rodadas reanálises anuais do vetor de vento para as altitudes em níveis de pressão de 850 e 700 mb nas quais como mostra a figura 3.11, o vento tem direção predominante do quadrante oeste, concordando com a direção do vento registrada na estação Marambio.

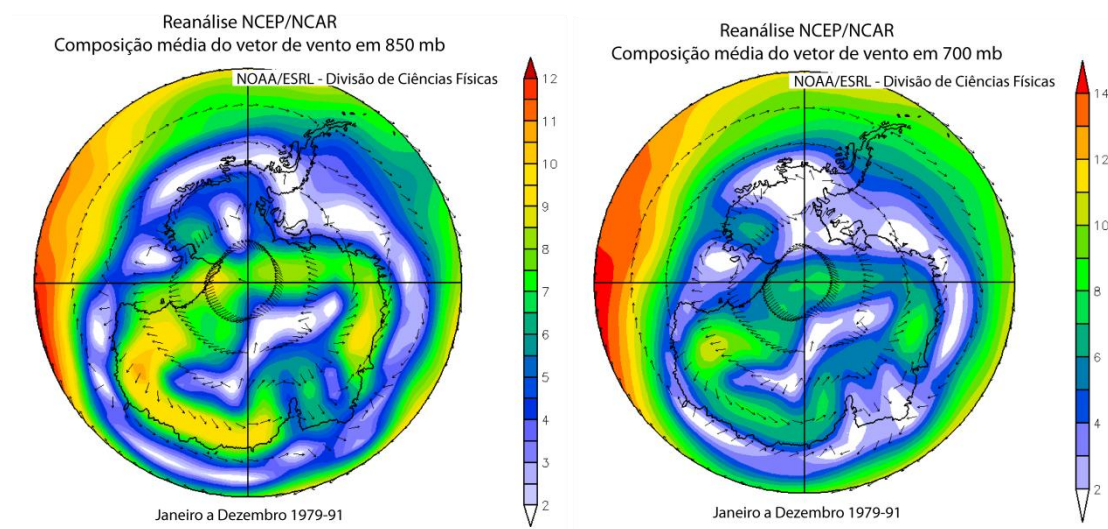


Figura 3.8 – Reanálises NCEP/NCAR do vetor de vento em 850 e 700 mb. Direção e velocidade do vento média do período entre 1979 a 1991.

Capítulo 4 – DISCUSSÃO

4.1 Introdução

Neste capítulo interpretam-se os resultados descritos no capítulo 3, tais como a variabilidade das séries temporais ao longo do período 1979 – 1991 e a relação existente entre elas, e como a concentração de Na total no testemunho de gelo D98 da ilha James Ross está relacionada com a extensão do gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen e a velocidade do vento registrada na estação Marambio.

4.2 A variação da extensão do gelo marinho no período 1979–1991

No período de estudo, a série da área coberta por gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen apresentou três máximas de extensão anual média (1979, 1986 e 1990). O ano de 1986 registrou a maior extensão máxima ($2,6 \times 10^6 \text{ km}^2$), a extensão mínima naquele ano ($0,66 \times 10^6 \text{ km}^2$) foi acima da média mínima do período de estudo ($0,57 \times 10^6 \text{ km}^2$).

A linha de tendência da cobertura do gelo marinho apresentou declínio de $0,016 \text{ km}^2\text{a}^{-1}$, tal decréscimo representa um maior derretimento durante os meses de verão, mesmo com grande formação de gelo marinho durante os meses de inverno, como pode ser visto no gráfico B da figura 3.1. A partir de 1988 ocorreu maior derretimento durante os meses de verão, concordando com Jacobs e Comiso (1997) e Stammerjohn e Smith (1997) que afirmam que a extensão do gelo plurianual diminuiu substancialmente durante os verões entre 1989 e 1994 nos mares de Amundsen e Bellingshausen. Parkinson (2002) relatou a redução na extensão da cobertura de gelo marinho e na sua duração ao longo de 21 anos (1979 – 1999) em quase todo o mar de Bellingshausen e na maior parte do mar de Amundsen.

4.3 A variação na concentração de Na no período 1979–1991

No gráfico da série de médias anuais (gráfico A da figura 3.2) da concentração de Na total do testemunho de gelo D98 da ilha James Ross, nota-se três anos com picos de concentração de Na (1982, 1985 e 1989) sendo que a concentração máxima (630 ppb) ocorreu em 1989. A linha de tendência dessa série de dados registra o aumento da concentração de Na ($15,53 \text{ ppb a}^{-1}$).

4.4 A relação entre as variações do gelo marinho e a concentração de Na

Procurando saber se a área coberta por gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen exerce influência na concentração de Na encontrada no testemunho D98, calculou-se o coeficiente de correlação de Pearson entre as duas séries, ($r = -0,60$). Diferentemente dos estudos previamente realizados por outros autores em estações costeiras (Hall e Wolff, 1998; Wagenbach *et al.*, 1998) na Antártica, a correlação existente entre a extensão do gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen e a concentração de Na no testemunho D98 da ilha James Ross é negativa. Ou seja, quanto menor for a área coberta por gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen, maior será a concentração de Na no D98.

Esse resultado também contradiz a afirmação de Röthlisberger e Abram (2009) de que a concentração do aerossol de sal marinho tem seu máximo no inverno, quando a fonte de água aberta está mais a norte. Aristarain *et al.* (2004) também acharam correlações negativas para a ilha James Ross, e afirmam que os resultados são diferentes daqueles para a ilha Dolleman. Atribuem essa diferença a elevação e a localização mais ao norte da ilha James Ross que reflete então as condições do extremo norte da Península Antártica e da região oceânica adjacente.

Dos três picos de concentração de Na que aparecem no gráfico das médias anuais (figura 3.2), apenas o primeiro pico de concentração de Na (1982) coincide com uma área coberta de gelo acima da média, os outros dois picos (1985 e 1989) coincidem com médias anuais abaixo da média. O ano de 1989 apresentou a mais alta concentração de sódio na série, coincidindo com uma das menores coberturas de gelo

marinho. O r calculado entre estas duas variáveis apresentou valor igual a $-0,78$ com valor de $p < 0,01$ para o ano de 1989.

Abram *et al.* (2007) estudaram o ácido metano sulfônico (AMS) que tem origem na oxidação atmosférica do borriço marinho do dimetilsulfeto (DMS) produzido pelo fitoplâncton marinho na margem do gelo marinho, como indicador indireto para a extensão do gelo marinho no mar de Weddell, encontrando correlação negativa entre estas duas variáveis. Eles citam, no entanto, que comparações de registros de AMS em testemunhos de gelo na Antártica com registros instrumentais de gelo marinho tem produzido resultados variados. Ainda, citam que em algumas regiões esses registros apresentam correlação positiva e outras negativas e que a variação dos resultados de estudos anteriores sugerem que a ligação entre os registros de AMS nos testemunhos de gelo e o gelo marinho não são os mesmos em todos os locais ao redor da Antártica.

Alexandre Alencar (por comunicação escrita) investigou a associação do Cl^- na ilha Rei George com a variabilidade do gelo marinho e da intensidade do vento, numa região que é caracterizada por fortes processos dinâmicos atmosféricos e que apresenta intensa retração do gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen. Os resultados que Alencar obteve mostraram que o Cl^- responde mais as mudanças na intensidade do vento que à extensão do gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen. Ressalta-se, no entanto, que a ilha Rei George localiza-se no lado oeste da Península Antártica, e portanto, sob regime climático diferente do sítio do testemunho D98.

4.5 A relação entre as variações da velocidade do vento e a concentração de Na

A partir do gráfico da série temporal de médias anuais da velocidade do vento na estação Marambio (a oeste da ilha James Ross), nota-se que predominaram velocidades médias relativamente altas, entre 15 e 25 nós, ao longo dos treze anos. Já a linha de tendência traçada para esta série anual mostra que houve ao longo do período uma diminuição na velocidade média do vento nessa estação ($0,34$ nós a^{-1}). Nos meses de inverno a velocidade do vento tende a ser maior, em função do maior

número de tempestades e ciclones ao redor da Antártica, e a camada de gelo marinho aumenta o gradiente térmico e baroclínico da camada atmosférica acima.

O vento predominante foi do quadrante oeste e sudoeste, com poucas variações (entre N e L, figura 3.4). A direção predominante do vento de oeste indica transporte de aerossóis dos mares de Amundsen e Bellingshausen. Já a direção sudoeste indica que há influência dos ventos de barreira nesta região. Observando as reanálises do NCEP/NCAR (seção 3.3), nota-se que a direção do vento predominante entre 850 e 700 mb de altitude em níveis de pressão, é predominantemente também de oeste (Anexo I).

A concentração de Na no testemunho de gelo D98 apresentou correlação negativa e fraca com a velocidade do vento registrada na estação Marambio. Esperava-se que esta correlação fosse positiva, pois alguns autores como Abram *et al.* (2007) afirmam que o sal marinho em testemunhos de gelo tem sido tradicionalmente visto como um indicador indireto de tempestades e força de transporte. Os gráficos das séries temporais da concentração de Na e da velocidade do vento (figuras 3.2 e 3.3), apresentam tendências contrárias, o mesmo pode ser visto na figura 3.5.

4.6 O controle conjunto da extensão do gelo marinho e velocidade do vento sob a concentração de sódio

A regressão múltipla entre as três séries discutidas acima mostra $r = 0,63$, aumento este pouco significativo. Peel e Mulvaney (1992) afirmaram que os estudos assumem que a concentração de sal marinho na atmosfera esteja relacionada a uma combinação da extensão do gelo com a velocidade do vento, e que a concentração de sal marinho pode estar ligada também as mudanças nos padrões de circulação global e extensão do gelo marinho.

Segundo Abram *et al.* (2007), o sal marinho em testemunhos de gelo é tradicionalmente visto como um indicador para a força de transporte e tempestades, mas que observações do aumento de sal marinho em testemunhos de gelo na Antártica durante o inverno e períodos glaciais, levou Wolff *et al.* (2003) a sugerir que

o sal marinho possa refletir a formação de *frost flowers* e salmouras sobre o gelo marinho recém formado.

Petit *et al.* (1999) afirmam que o aumento sazonal do aerossol marinho observado na atmosfera e na neve do Pólo Sul geográfico em setembro corresponde a máxima extensão do gelo marinho; segundo esses autores isso ocorre porque a maior distância da fonte é compensada pela maior atividade ciclônica, e pela circulação atmosférica.

A partir dos dados estudados nesta dissertação, entende-se que o que ocorre na ilha James Ross em relação à deposição de sais marinhos na neve, não corresponde aos mesmos processos que ocorrem em outros locais já estudados mais ao sul e no interior da Antártica. Possivelmente, pela localização geográfica da ilha James Ross no extremo norte da Península Antártica, que reflete as características climáticas dessa região e do oceano adjacente e da altitude de 1600 m onde foi coletado o testemunho D98 da ilha James Ross, o fator controlador da concentração de sódio e a extensão do gelo marinho.

É evidente que a Na presente na calota de gelo da ilha James Ross é proveniente do borrião marinho, em função da sua localização geográfica. O aerossol é transportado pelos ventos de oeste predominantes nesta região como mostram as reanálises NCEP/NCAR.

Capítulo 5 – CONCLUSÃO

A partir do estudo das séries temporais da concentração de Na total no testemunho D98 da ilha James Ross, da área coberta por gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen, da velocidade e direção dos ventos registrados na estação Marambio, e das reanálises NCEP/NCAR da composição média do vetor de vento, chegou-se a conclusão de que o Na é proveniente principalmente do borrfifo marinho desses mares.

As reanálises NCEP/NCAR da composição média do vetor de vento em 850 e 700 mb mostram ventos predominantes de oeste na região da ilha James Ross e norte da Península Antártica (figura 3.11 e Anexo I). A direção do vento registrada na estação Marambio também apresentou vento predominante de oeste no período estudado (figura 3.4 e Anexo II).

O coeficiente de correlação de Pearson calculado entre a concentração de Na e a velocidade do vento em Marambio apresentou $r = -0,16$ com valor de $p > 0,05$, ou seja, correlação fraca. A estação Marambio localiza-se a um altitude de 198 metros, enquanto que o sítio do D98 está a 1600 metros de altitude, assim não há representatividade em Marambio do vento predominante no alto da calota de gelo da ilha James Ross.

A correlação de Pearson entre a concentração de Na total e a área coberta por gelo marinho apresentou $r = -0,60$ com alto nível de confiança ($p < 0,01$), ou seja, quanto menor a área coberta por gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen maior a concentração de Na^+ no D98.

A linha de tendência da série temporal da área coberta por gelo marinho apresentou declínio de $0,016 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$ ao longo da série, enquanto que a da série temporal da concentração de Na^+ apresentou aumento de $15,5 \text{ ppb a}^{-1}$, concordando com a correlação de Pearson calculada. O gráfico de dispersão entre as duas séries mostra a relação inversa existente entre elas, como pode ser observado na figura 3.6 que mostra a equação da reta:

$$\text{Concentração Na total anual (ppb)} = 1056,1 - 548,59 \times \text{área coberta gelo marinho (10}^6 \text{ km}^2)$$

A regressão múltipla entre a concentração de Na, a área coberta por gelo marinho e a velocidade do vento, apresentou $r = 0,63$ com $p = 0,01$. Aumento pouco significativo do valor de r , assim pode-se afirmar que a concentração de Na no D98 é controlada principalmente pela área coberta por gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen, e que o vento registrado na estação Marambio provavelmente não representa o vento incidente no sítio do D98 a 1600 metros de altitude, onde possivelmente os ventos predominantes sejam influenciados pelo padrão de circulação ciclônica.

O Na encontrado no testemunho D98 da ilha James Ross pode ser considerado como indicador indireto da cobertura de gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen.

Sugere-se que sejam analisados dados de outros testemunhos e de outros sítios nas proximidades da Península Antártica ou áreas costeiras para um melhor entendimento dos processos climáticos que controlam a concentração de Na^+ nas regiões polares, utilizando séries temporais mais longas para uma melhor visualização da dinâmica desses processos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARISTARAIN, A. J.; JOUZEL, J.; POURCHET, M. Past Antarctic Peninsula climate (1850-1980) deduced from an ice core isotope record. **Climate Change**, v. 8, p. 69-89, 1986.
- ARISTARAIN, A.J.; DELMAS, R. J.; STIEVENARD, M. Ice-core study of the link between sea-salt aerosol, sea-ice cover and climate in the Antarctic Peninsula area. **Climate Change**, v. 67, p. 63-86, 2004.
- BIGG, G. **The Oceans and Climate**. Cambridge University Press, 2. Ed. 272p. 2003.
- BRAGA, R. B. **Variabilidade da cobertura de gelo marinho e as colônias de *Pygoscelidae* na costa oeste da baía do Almirantado, ilha Rei George, Antártica**. Dissertação de Mestrado, IG/UFRGS, 132p. 2010.
- BROOK, E. J.; WOLFF, E.; DAHL-JENSEN, D. FISCHER, H. STEIG, E. J. The future of ice coring: International partnerships in ice core science (IPICS). **Pages News**, v. 14, n. 1, p. 6-10, 2006.
- BUSSAB, W. O.; MORETTIN, P. A. **Estatística Básica**, 4 ed. São Paulo, Atual, 540p. 1986.
- CANADIAN ICE SERVICE. **Education Corner: Sea Ice**. Tutorial sobre formação e ciclo do gelo marinho. Disponível em <http://ice-glaces.ec.gc.ca/>. Acessado em 06/10/2009.
- CARRASCO, J. BROMWICH, D. H.; LIU, Z. Mesoscale cyclone activity over Antarctica during 1991. Part 2: Near the Antarctic Peninsula. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. D12, p. 13939-13954, 1997.
- CAVALIERI, D. J.; PARKINSON, C. L.; GLOERSEN, P.; ZWALLY, H. J. Arctic and Antarctic sea ice concentrations from multichannel passive-microwave satellite data sets: October 1978 to December 1996, **User's Guide**. NASA Technical Memorandum 104647, 17p. 1997. Disponível em: http://nsidc.org/data/docs/daac/nsidc0051_gsfc_seaice/TM104647.html. Acessado em 15/01/2009.

- DEWES, C. F. **Variabilidade do gelo marinho na baía do Almirantado, ilha Rei George, Antártica**. 2004. 86p. Trabalho de Graduação. Departamento de Geografia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2004.
- DOMACK, E. W. Environmental setting of the Antarctic Peninsula. **Antarctic Peninsula Climate Variability**, Antarctic Research Series, v. 79, p. 1-13, 2003.
- DUDENEY, J. R. The Antarctic climate today. In: Walton, D. W. H. (ed.). **Antarctic Science**. Cambridge University Press, p. 209-211. 1987.
- FERRON, F. A. **Variações nas razões de isótopos estáveis na neve e no gelo da ilha Rei George, Antártica**. Dissertação de Mestrado, IG/UFRGS, 125p. 1999.
- GEBCO – **General Bathymetric Chart of the Oceans**. Disponível em http://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/. Acessado em 04/08/2010.
- GEOGRAPHIC GUIDE. **Continent of Antarctica**. mapas.geographicguide.net/antarctica-fotos.html. Acessado em 24/10/2010.
- HALL, J. S.; WOLFF, E. W. Causes of seasonal and daily variations in aerosol sea-salt concentrations at a coastal Antarctic station. **Atmospheric Environment**, v. 32, n. 21, p. 3669-3677, 1998.
- JACOBS, S. S. Oceanography of Amundsen Sea. **Encyclopedia of the Antarctic**, v. 1 A-K Index, Riffenburgh, B., Editor, Taylor and Francis Group, p. 33-35, 2007.
- JACOBS, S. S.; COMISO, J. C. A recent sea-ice retreat west of the Antarctic Peninsula. **Geophysical Research Letters**, v. 20, n. 12, p. 1171-1174, 1993.
- KING, J. C.; TURNER, J. **Antarctic Meteorology and Climatology**. Cambridge: Cambridge University Press, 1997, 409p.
- LAMB, H. H. The climate environment of the Arctic Ocean. In: **The Arctic Ocean**, Rey, L., Editor, John Wiley and Sons, New York, pp. 135-161.
- LEGRAND, M.; MAYEWSKI, P. Glaciochemistry of polar ice cores: a review. **Reviews of Geophysics**, v. 35, n. 3 p.219-243, 1997.
- MARTIN, P. J.; PEEL, D. A. The spatial distribution of 10 m temperatures in the Antarctic Peninsula. **Journal of Glaciology**, v. 20, p. 311-317. 1978.
- MCCONNELL, J. R.; ARISTARAIN, A. J.; BANTA, R.; EDWARDS, P. R.; SIMÕES, J. C. 20th-century doubling in dust archived in an Antarctic Peninsula ice core parallels climate change and desertification in South America. **Proceedings**

of the National Academy of Sciences of the United States of America – **PNAS**, v. 104, n. 14, 2007.

MEREDITH, M. P.; KING, J. C. Rapid Climate change in the ocean west of the Antarctic Peninsula during the second half of the 20th century. **Geophysical Research Letters**, v. 32, 2005.

NSIDC – National Snow and Ice Data Center. **All About Sea Ice**. Tutorial sobre formação, ciclo e características do gelo marinho. Disponível em <http://nsidc.org/seaice/>. Acessado em 10/09/2008.

NSIDC – National Snow and Ice Data Center. **Monthly Climatology of Sea Ice Concentration**. Disponível em http://nsidc.org/data/smmr_ssmi_ancillary/monthly_means.html. Acessado via FTP em 9/02/2010.

NSIDC – National Snow and Ice Data Center. **Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I Passive Microwave Data**. São disponibilizados dados e tutorial em <http://nsidc.org/data/docs/daac/nsidc0051.html>. Acessado em 15/01/2009.

PARKINSON, C. L. Southern ocean sea ice and its wider linkages: insights revealed from models and observations. **Antarctic Science**, v. 16, n. 14, p. 387-400, 2004.

PARKINSON, C. L. Trends in the length of the southern ocean sea-ice season, 1979-99. **Annals of Glaciology**, v. 34, p. 435-440, 2002.

PATERSON, W. S. **The Physics of Glaciers**. Oxford: Pergamon. 3. Ed. 480p. 1994.

PEEL, D. A.; MULVANEY, R. Time-trends in the pattern of ocean-atmosphere exchange in an ice core from the Weddell Sea sector of Antarctica. **Tellus**, v. 44B, p. 430-442, 1992.

PETIT, J.; BRIAT, M. ROYER, A. Ice age aerosol content from East Antarctic ice core samples and past wind strength. **Nature**, v. 293, p. 391-394, 1981.

RANKIN, A. M.; AULD, V.; WOLFF, E. W. Frost Flowers as a source of fractionated sea salt aerosol in the polar regions. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 21, p. 3469-3472, 2000.

READ, J. F. Oceanography of Bellingshausen Sea. **Encyclopedia of the Antarctic**, v. 1 A-K Index, Riffenburgh, B., Editor, Taylor and Francis Group, p. 139-142, 2007.

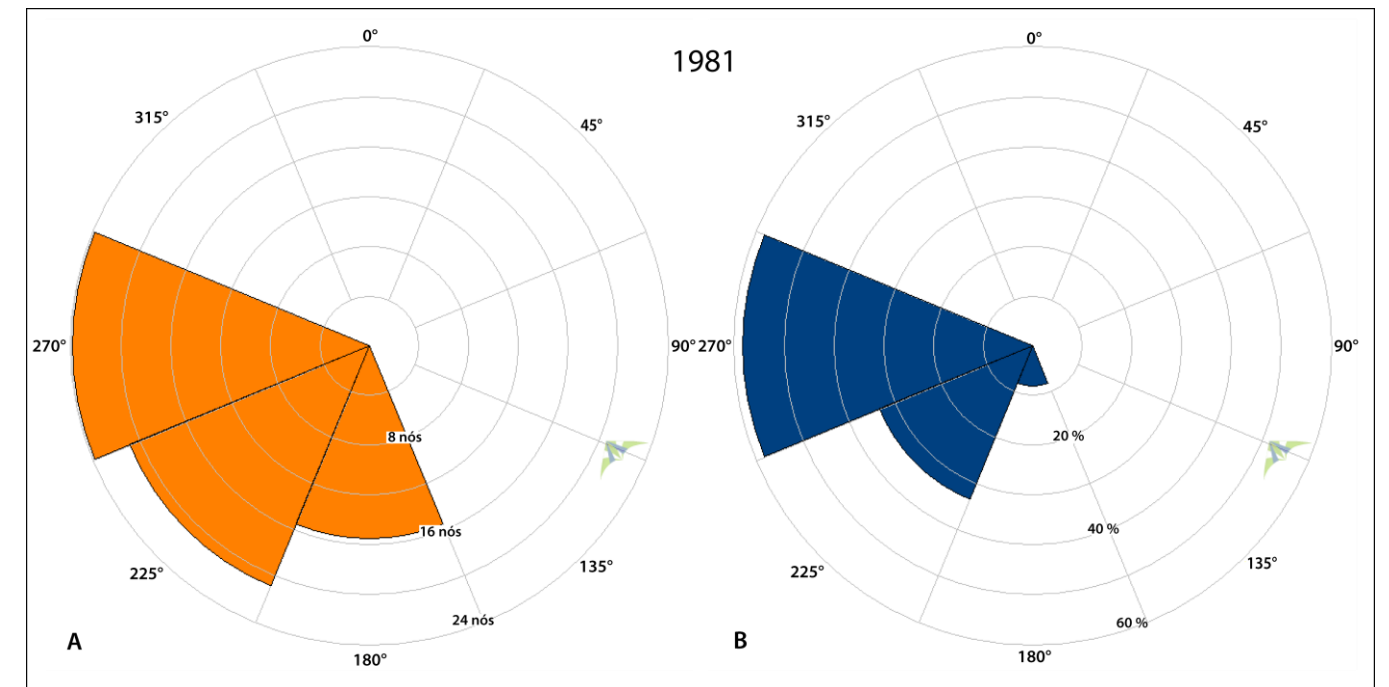
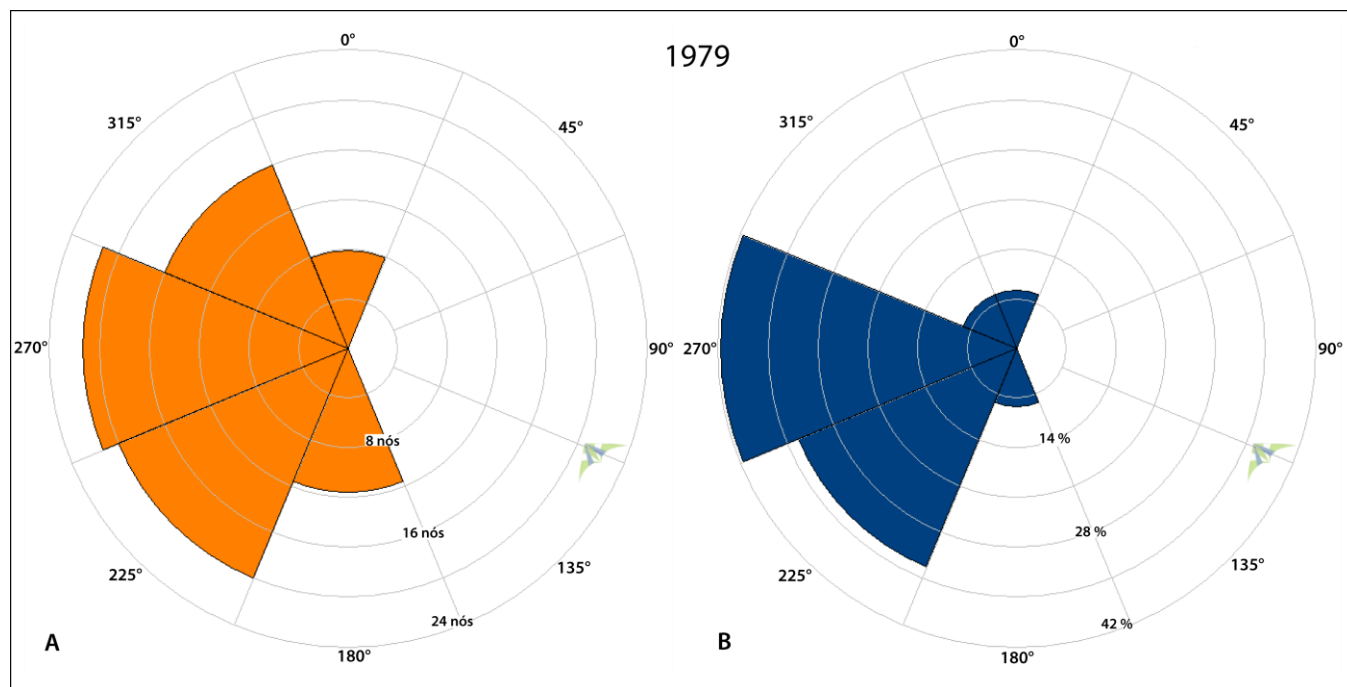
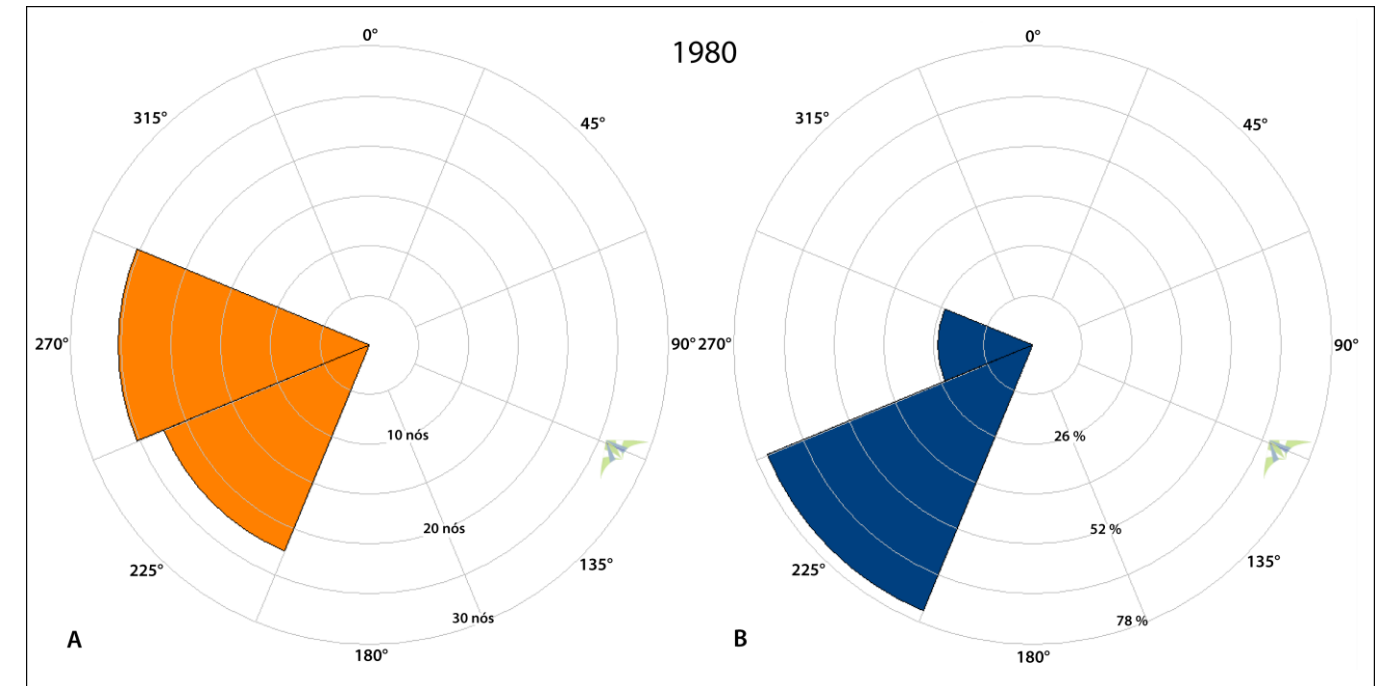
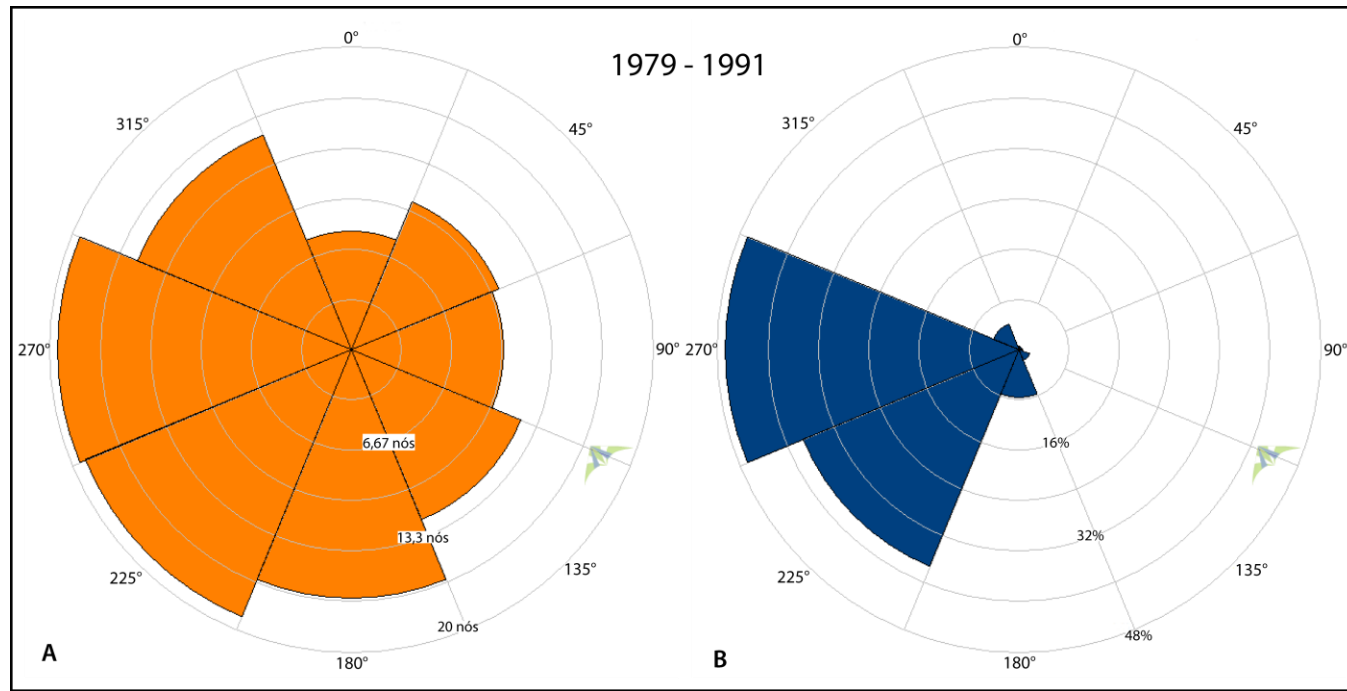
- READER – **Reference Antarctic Data for Environmental Research**. Dados meteorológicos disponibilizados em <http://www.antarctica.ac.uk/met/READER/>. Acessado em 05/02/2010.
- REKACEWICZ, P. **The Antartic Convergence**. UNEP/GRID-Arendal. Disponível em http://maps.grida.no/go/graphic/the_antarctic_convergence. Acessado em 15/05/2010. 1997.
- RÖTHLISBERGER, R; ABRAM, N. Chemical parameters routinely analyzed in ice cores hold information on past changes in sea ice extent around Antarctica, providing a long-term perspective on sea ice. **PAGES News**, v. 17, n. 1, 2009.
- SCHWERDTFEGER, W. The effect of the Antarctic Peninsula on the temperature regime of the Weddell Sea. **Monthly Weather Review**, v. 103, n. 1, p. 45-51. 1975.
- SCHWERDTFEGER, W. Weather and Climate of the Antarctic. **Developments in Atmospheric Sciences**, v. 15. Amsterdam: Elsevier, 261p. 1984.
- SCHWERDTFEGER, W.; AMATURO, L. R. **Wind and weather around the Antarctic Peninsula**. Department of Meteorology. Madison: University of Wisconsin, 65p. 1979.
- SIMMONDS, I. Regional and large-scale influence on Antarctic Peninsula climate. **Antarctic Peninsula Climate Variability**, Antarctic Research Series, v. 79, p. 31-42, 2003.
- SIMÕES, J. C. Glossário da lingual portuguesa da neve e, do gelo e termos correlatos. **Pesquisa Antártica Brasileira**, v. 4, p. 119-154, 2004.
- SIMÕES, J. C., ARIGONY NETO, J., BREMER, U. F. O uso de mapas antárticos em publicações. **Pesquisa Antártica Brasileira**. Academia Brasileira de Ciências, v.4, 2004.
- SQUIRE, V. A. Sea ice. **Science Progress**, v. 69, p. 19-43, 1984.
- STAMMERJOHN, S. E.; SMITH, R. C. Spatial and temporal variability of western Antarctic Peninsula sea ice coverage. **Foundations for Ecological Research West of the Antarctic Peninsula**, Antarctic Research Series, v. 70, p. 81-104, 1996.
- STATISTICA For Macintosh, **Volume III: Time Series and Forecasting Methods**. 231p. 1994.

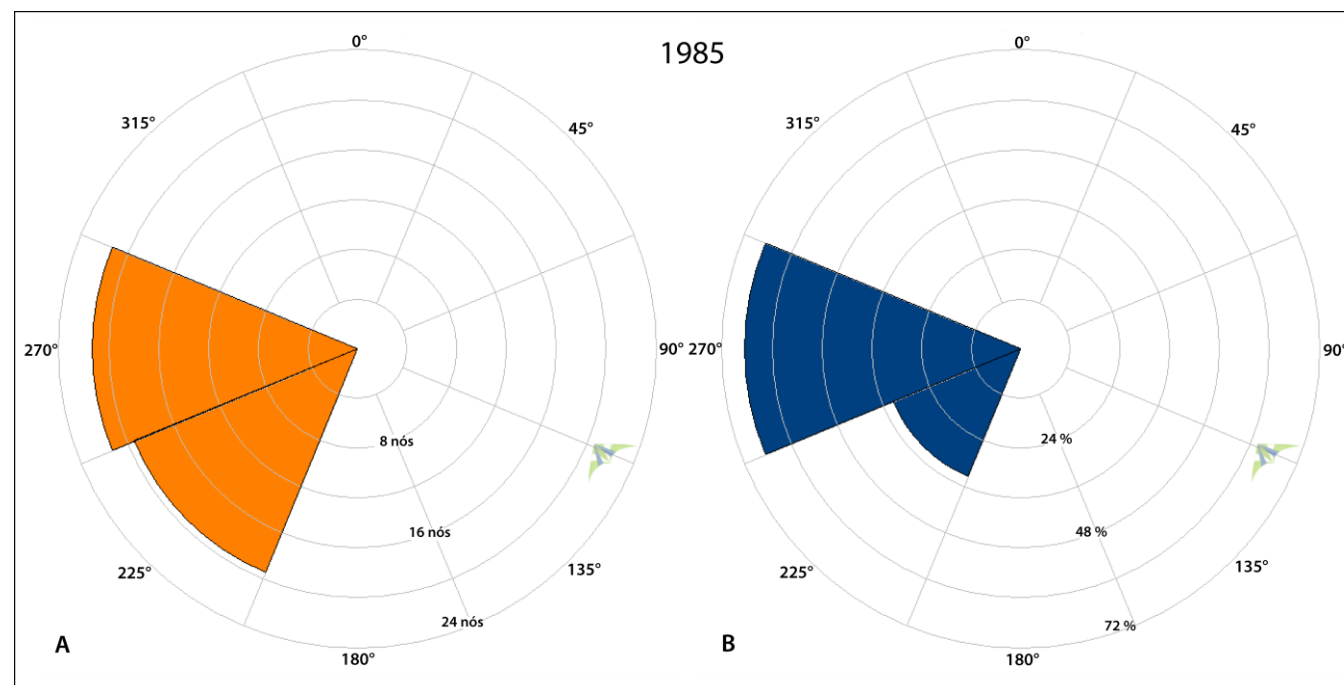
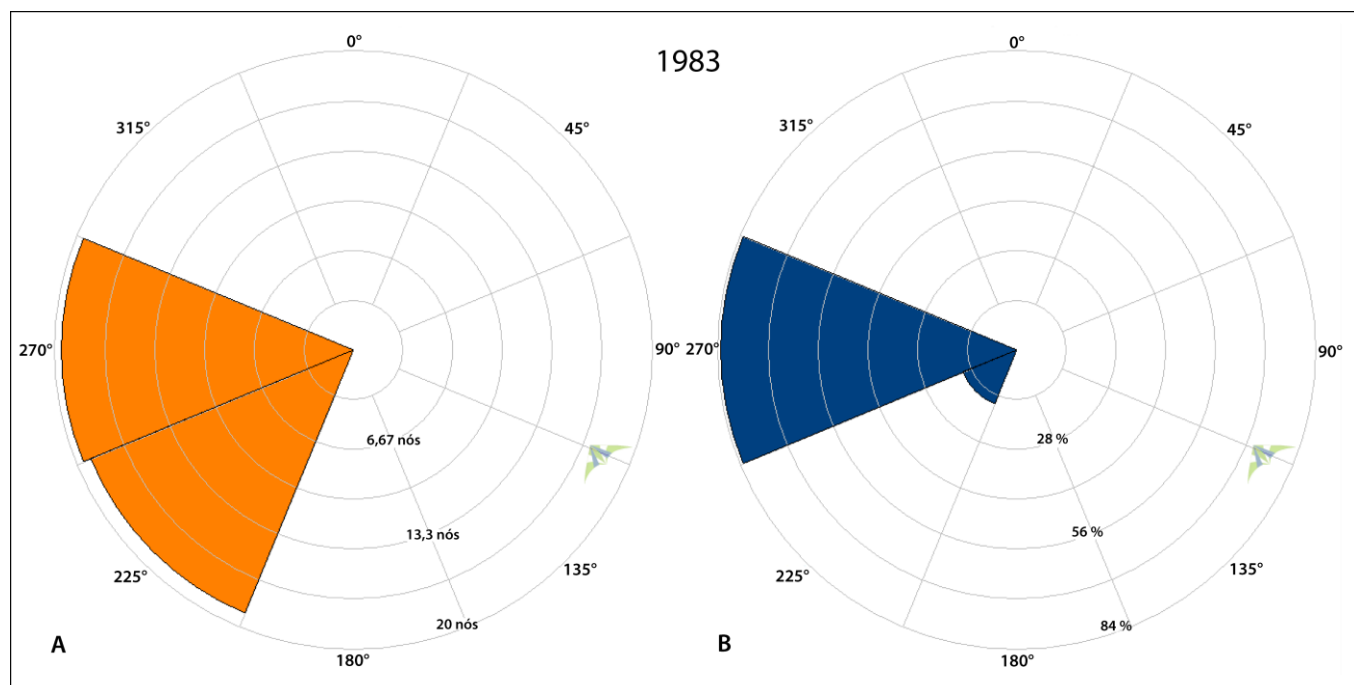
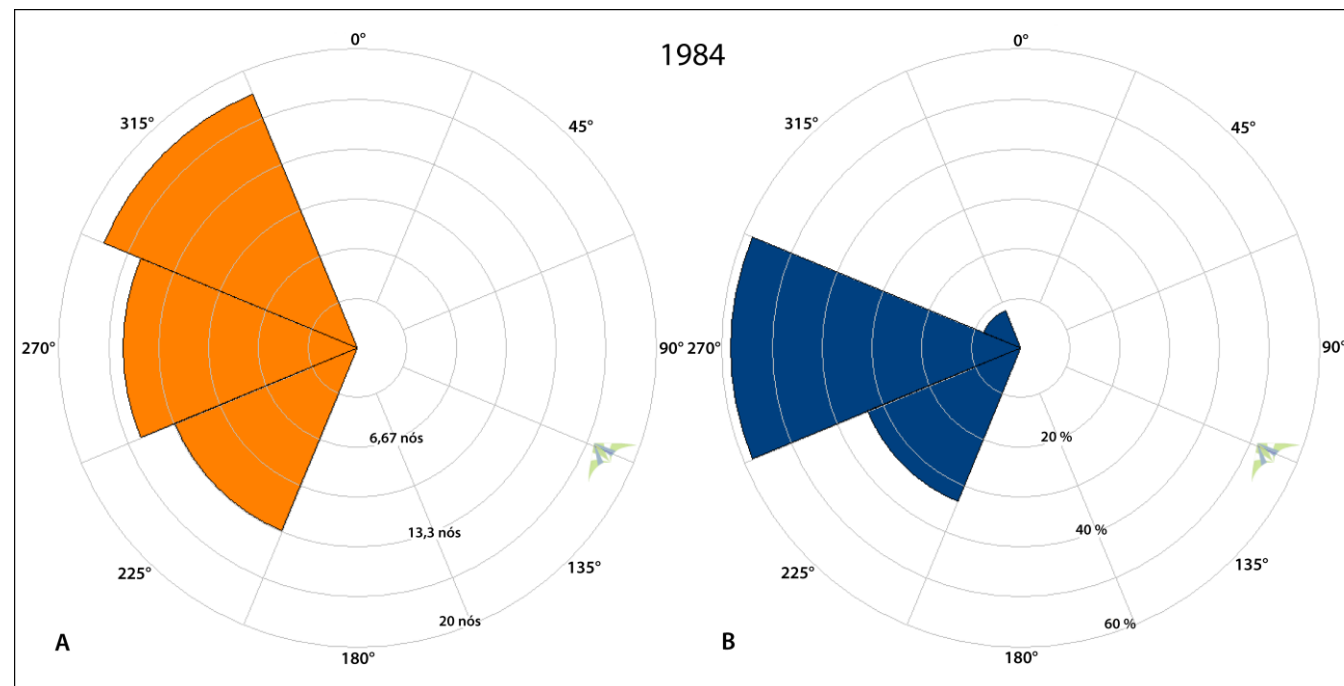
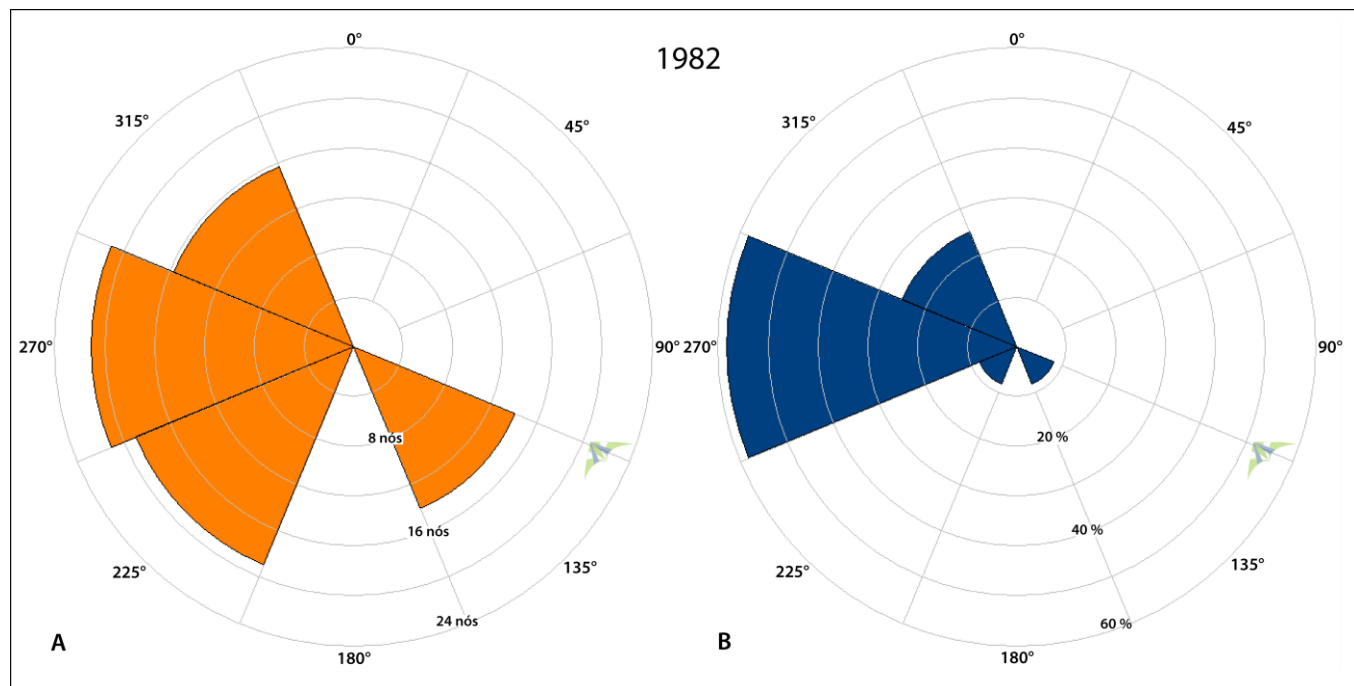
- STONEHOUSE, B. **Encyclopedia of Antarctica and the Southern Oceans**. Scott Polar Research Institute, John Wiley & Sons, LTD. 391p. 2002.
- WADHAMS, P. **Ice in the Ocean**. Amsterdam: Gordon and Breach Science Publishers, 2000. 351p.
- WAGENBACH, D.; DUCROZ, F.; MULVANEY, R.; KECK, L.; MINIKIN, A.; LEGRAND, M.; HALL, J. S.; WOLFF, E. W. Sea-salt aerosol in coastal Antarctic regions. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. D9, p. 10961-10974, 1998.
- WEEKS, W.F.; ACKLEY, S.F. **The growth, structure, and properties of sea ice**. CRREL Monograph, v. 82, n. 1, US Army Corps of Engineers, 1982, 136p.
- WELLER, G. Spatial and temporal variations in the South Polar surface energy balance. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 12, p. 2006-2014, 1980.
- WOLFF, E. W.; FISCHER, H.; FUNDEL, F.; RUTH, U.; TWARLOH, B.; LITTOT, G. C.; MULVANEY, R.; RÖTHLISBERGER, R.; DE ANGELIS, M.; BOUTRON, C. F.; HANSSON, M.; JONSELL, U.; HUTTERLI, M. A.; LAMBERT, F.; KAUFMANN, P.; STAUFFER, B.; STOCKER, T. F.; STEFFENSEN, J. P.; BIGLER, M.; SIGGAARD-ANDERSEN, M. L.; UDISTI, R.; BECAGLI, S.; CASTELLANO, E.; SEVERI, M.; WAGENBACH, D.; BARBANTE, C.; GABRIELLI, P.; GASPARI, V. Southern ocean sea-ice extent, productivity and iron flux over the past eight glacial cycles. **Nature**, v. 440, n. 23, p.491-496, 2006.
- WOLFF, E. W.; RANKIN, A. M.; RÖTHLISBERGER, R. An ice core indicator of Antarctic sea ice production? **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 22, 2003.
- YANG, X.; PYLE, J. A.; COX, R. A. Sea salt aerosol production and bromine release: Role of snow on sea ice. **Geophysical Research Letters**, v.35, 2008.
- ZAR, J. H. **Biostatistical Analysis**. 5 Ed. Editora Prentice Hall. 960p. 1999.

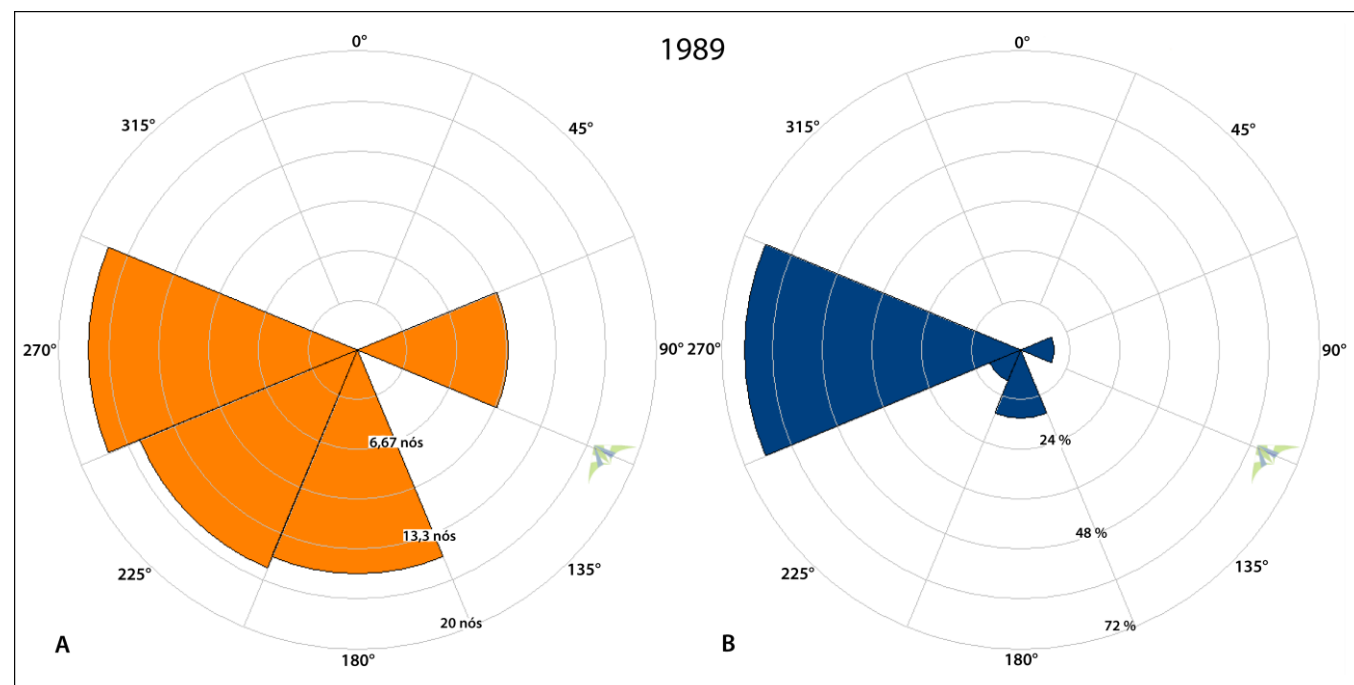
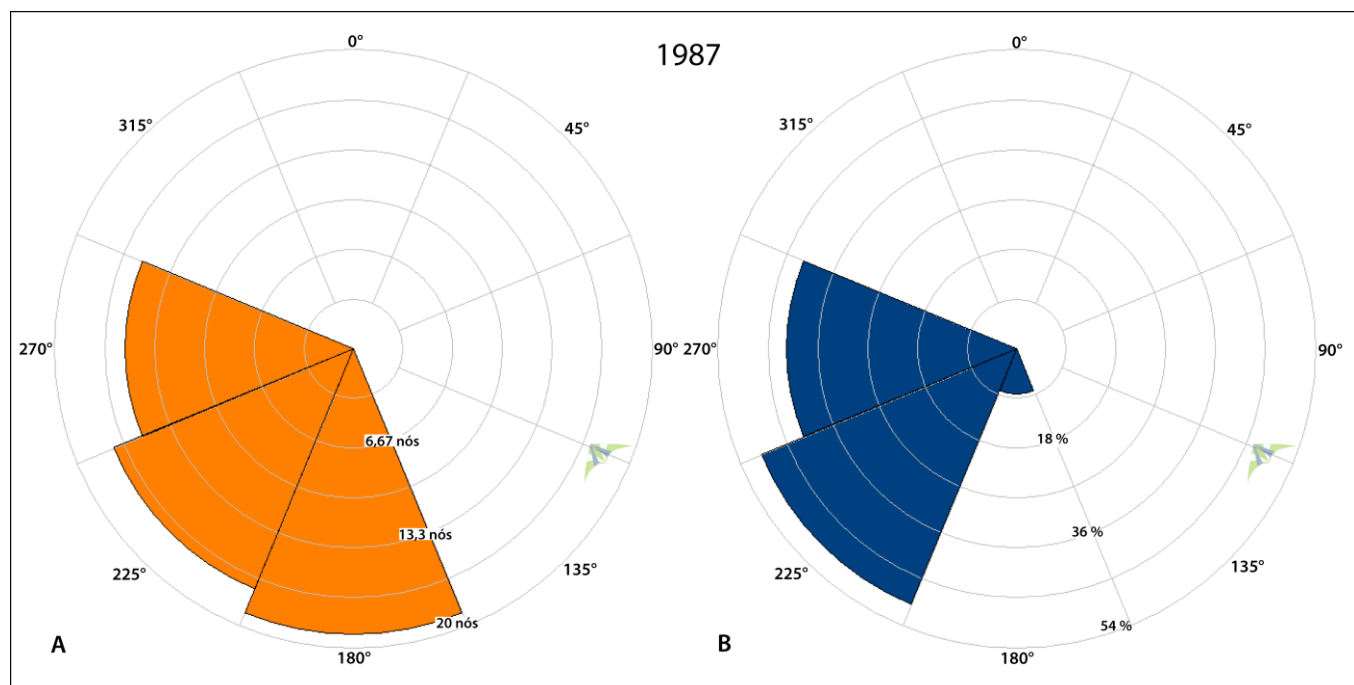
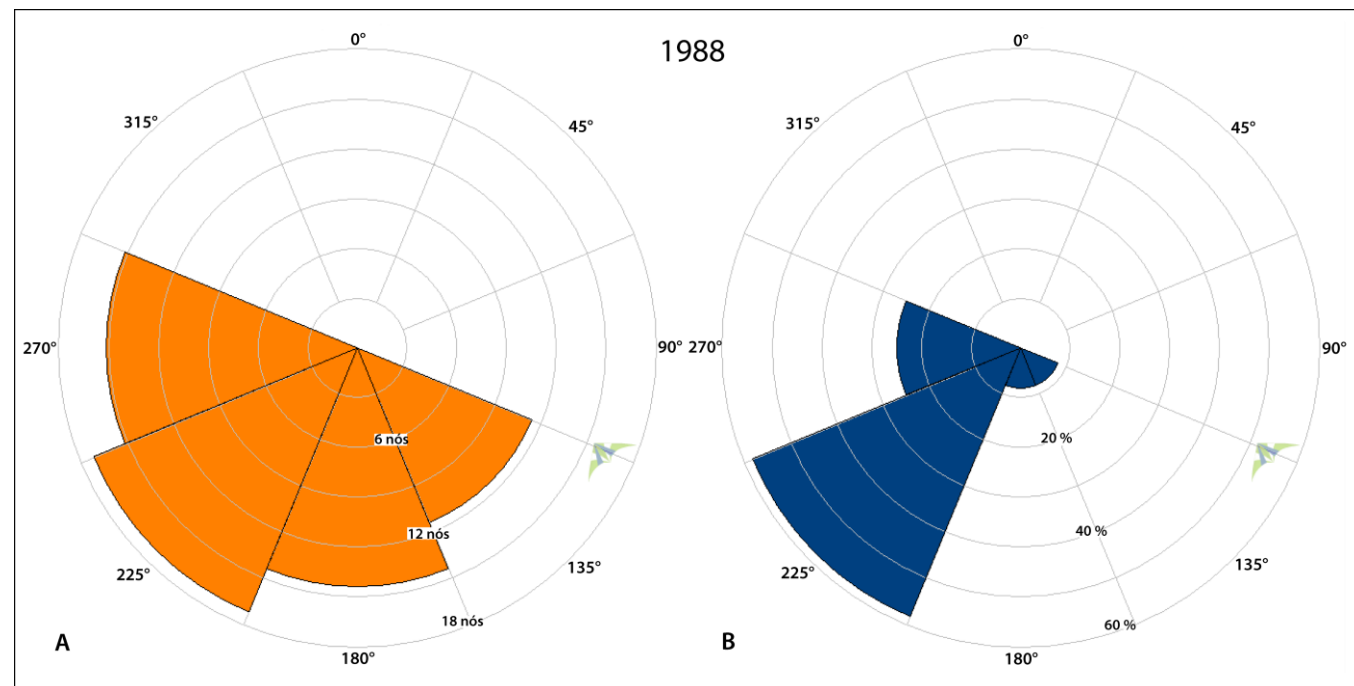
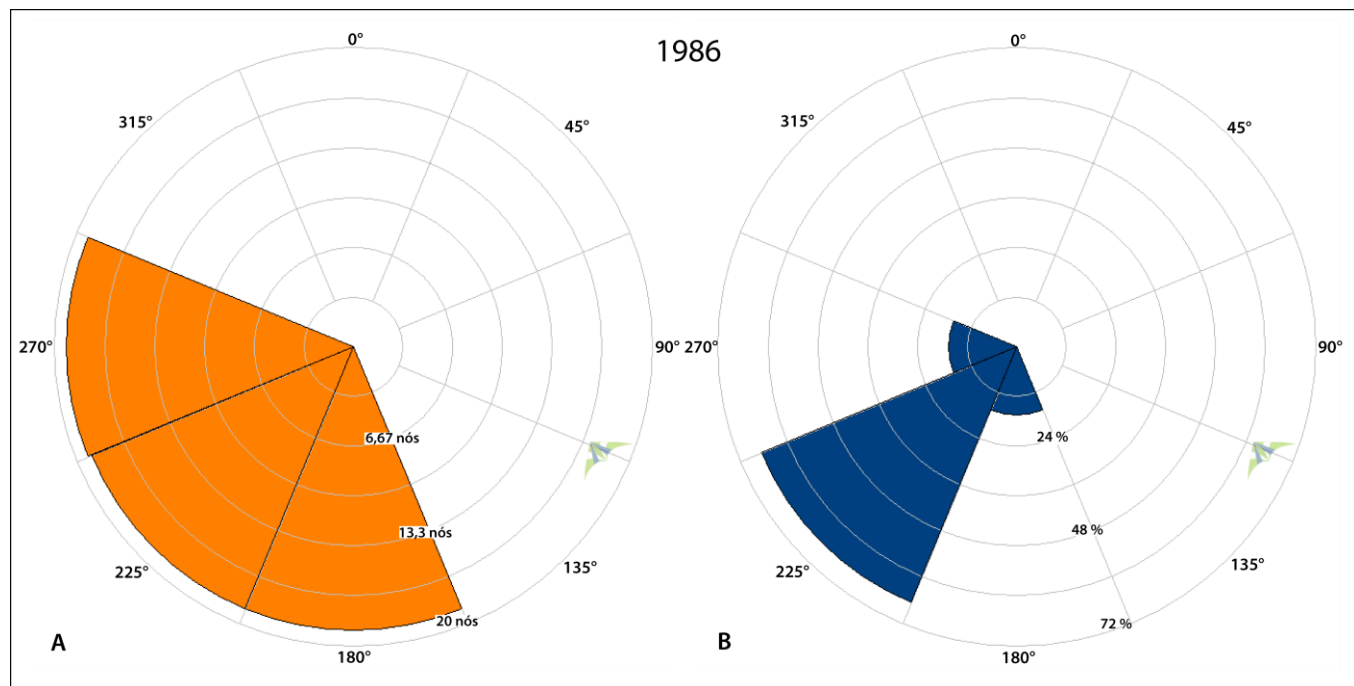
Anexo I

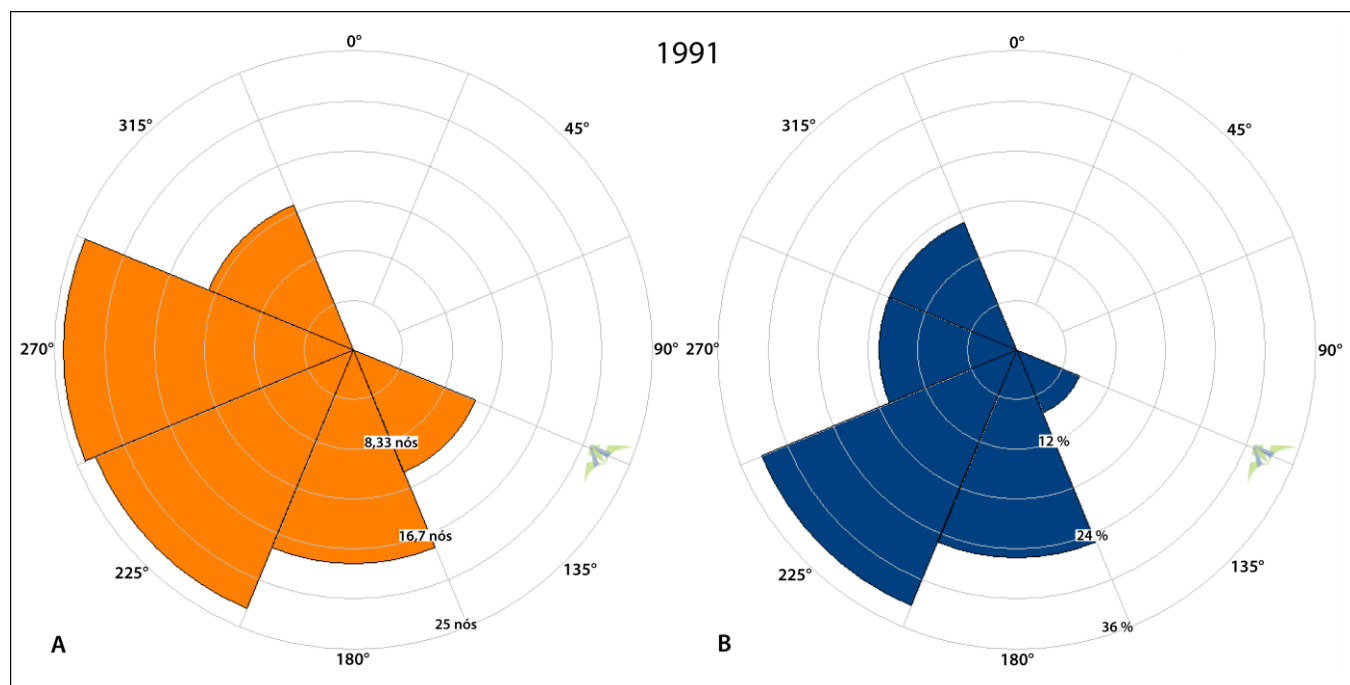
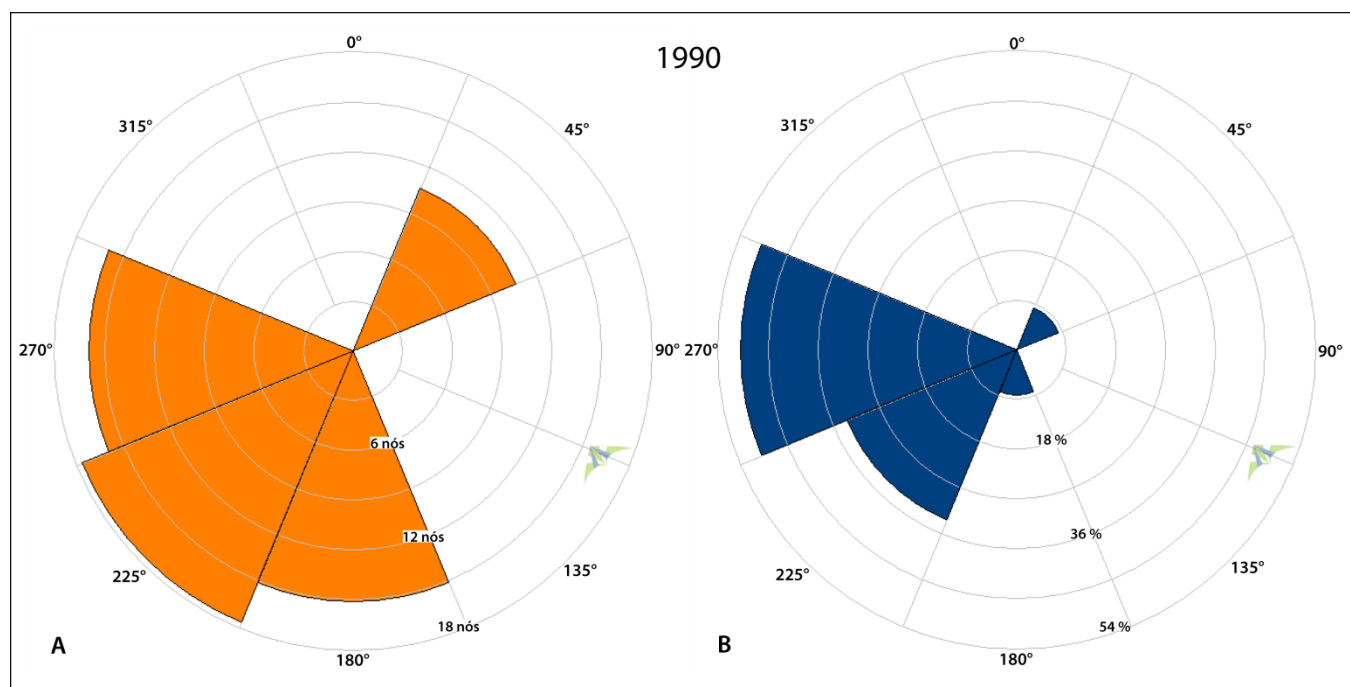
Representação da direção e velocidade do vento na estação Marambio.

- (A) Velocidade média em função da direção;
- (B) Frequência da direção do vento.





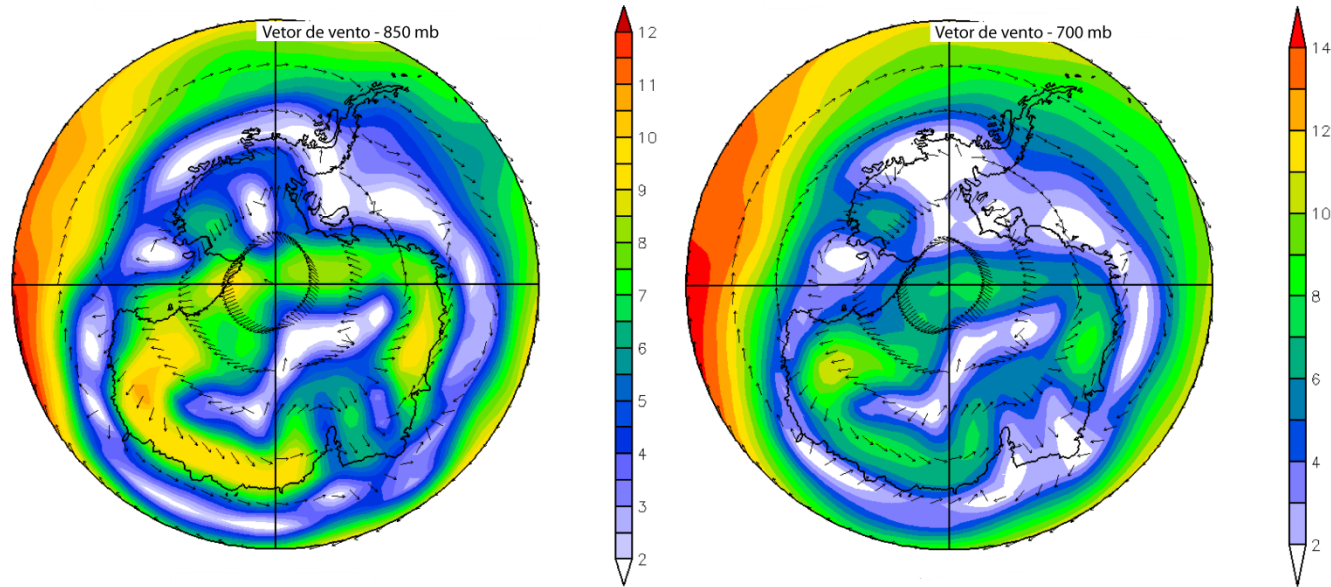




Anexo II

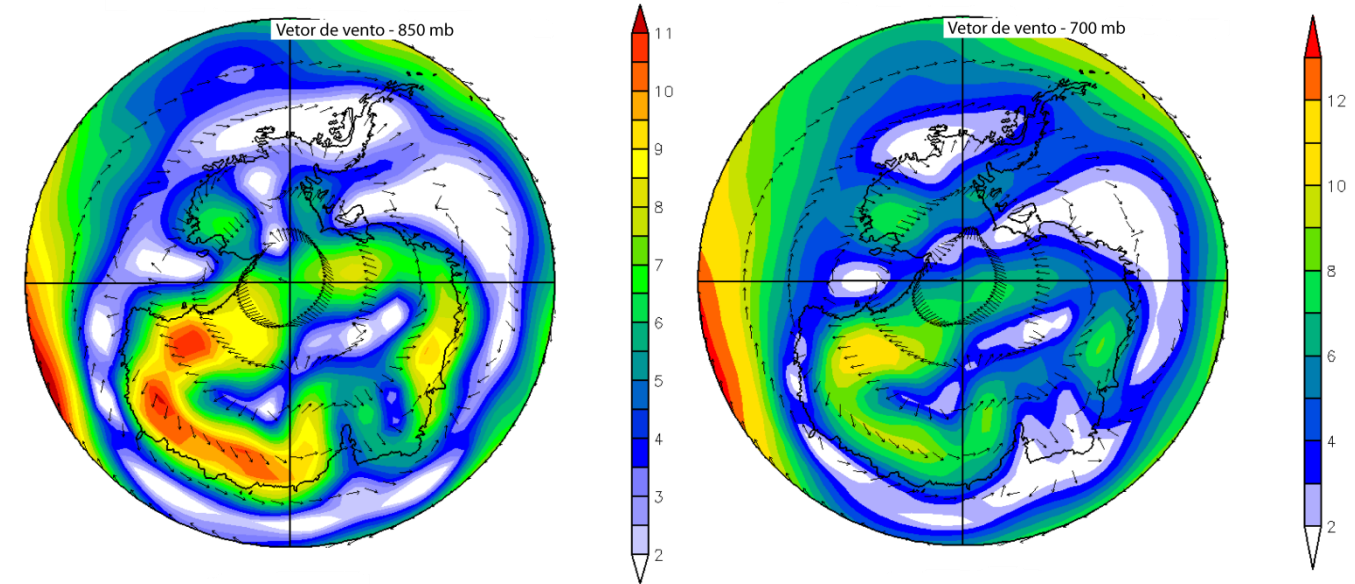
Reanálise NCEP/NCAR da composição média do vetor de vento em altitude para os níveis de pressão 850 e 700 mb.

Reanálise NCEP/NCAR
Composição média do vetor de vento



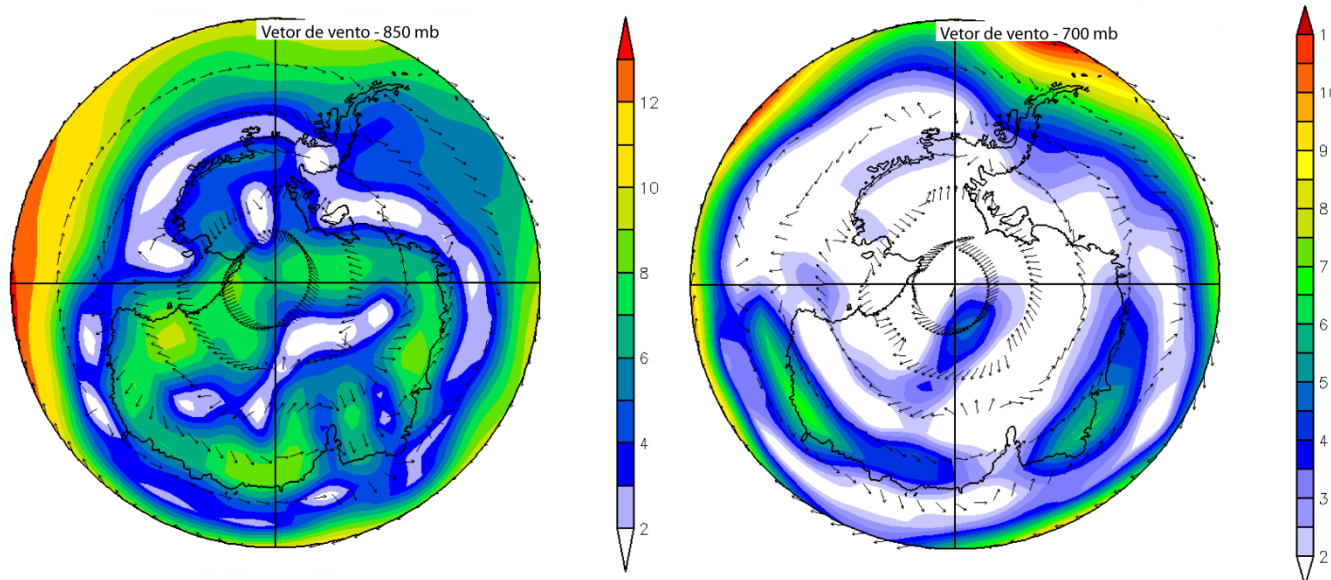
Janeiro a Dezembro 1979 - 1991

Reanálise NCEP/NCAR
Composição média do vetor de vento



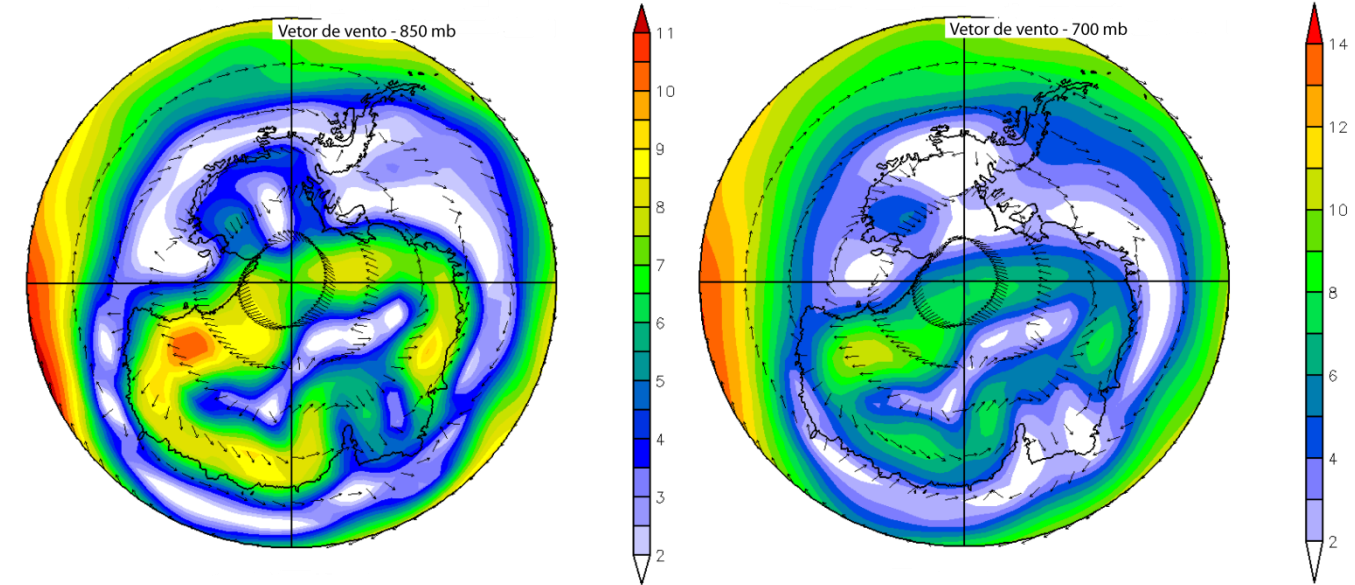
Janeiro a Dezembro 1980

Reanálise NCEP/NCAR
Composição média do vetor de vento



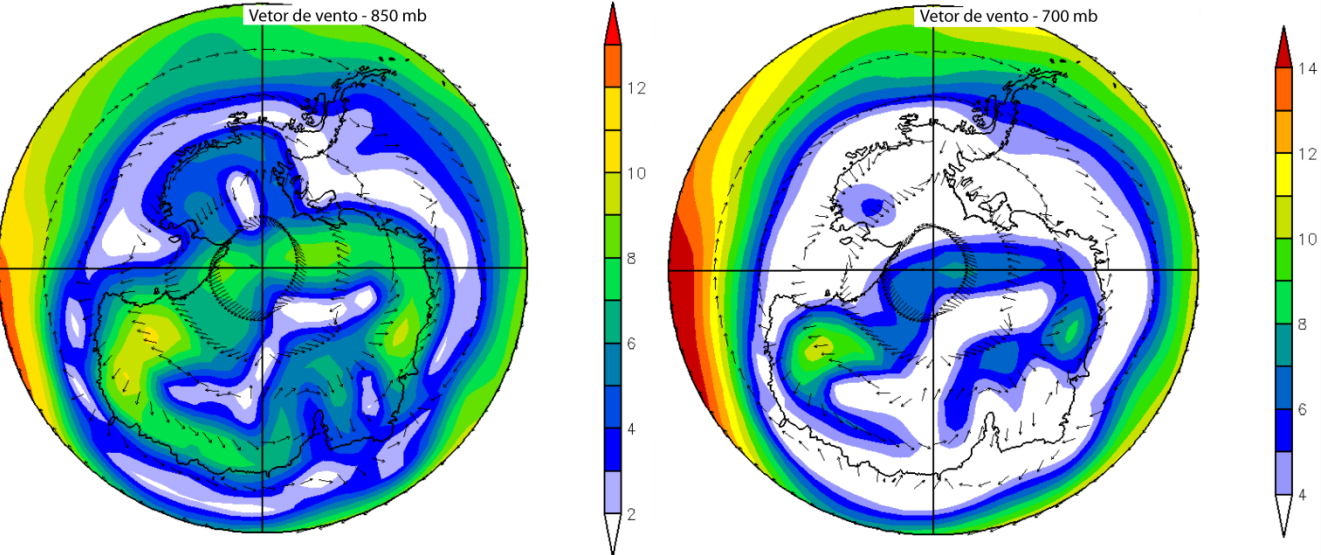
Janeiro a Dezembro 1979

Reanálise NCEP/NCAR
Composição média do vetor de vento



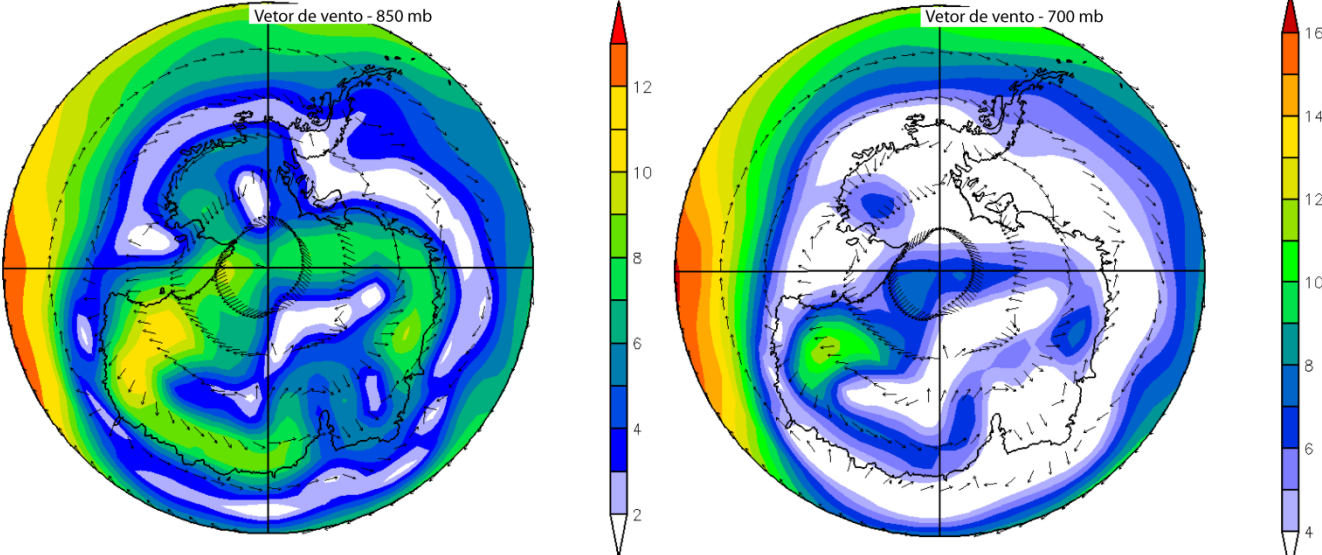
Janeiro a Dezembro 1981

Reanálise NCEP/NCAR
Composição média do vetor de vento



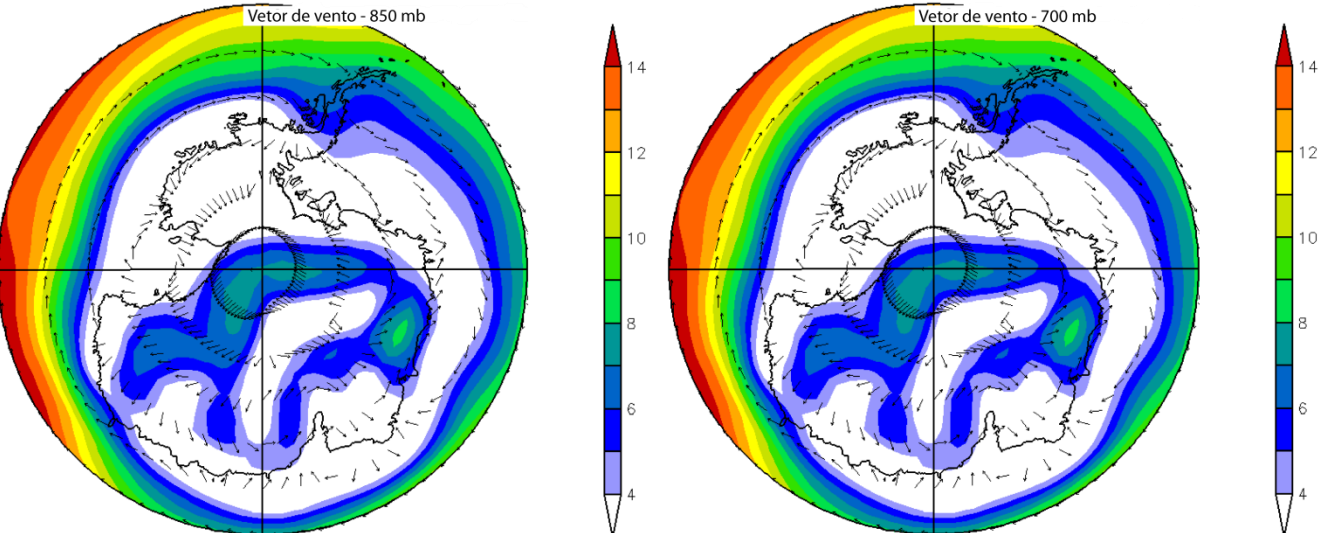
Janeiro a Dezembro 1982

Reanálise NCEP/NCAR
Composição média do vetor de vento



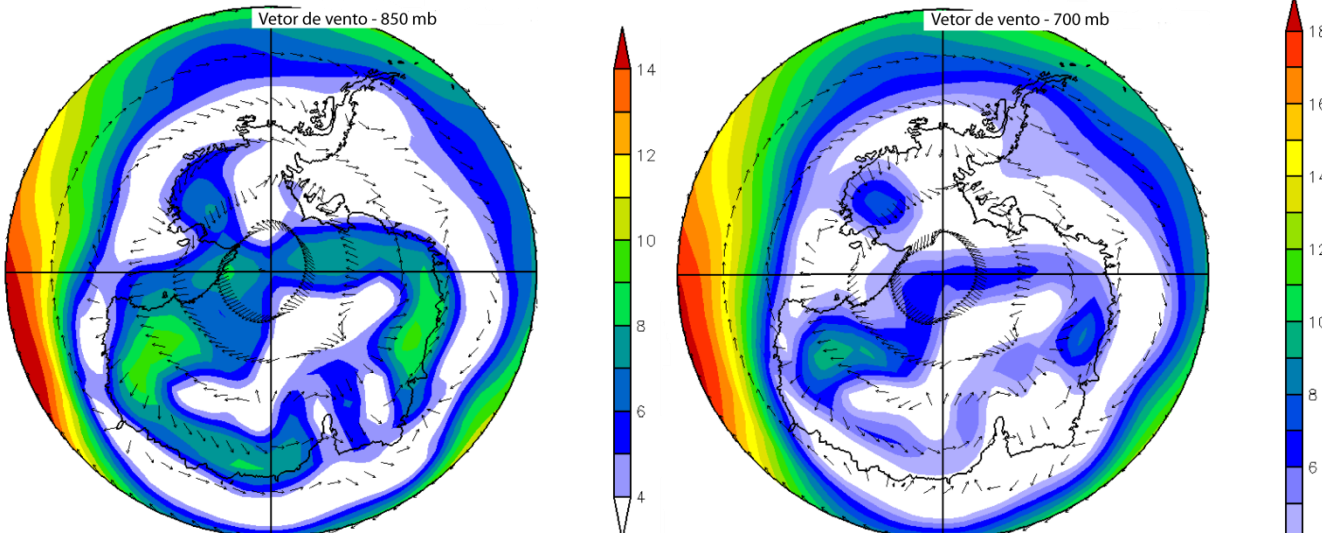
Janeiro a Dezembro 1984

Reanálise NCEP/NCAR
Composição média do vetor de vento



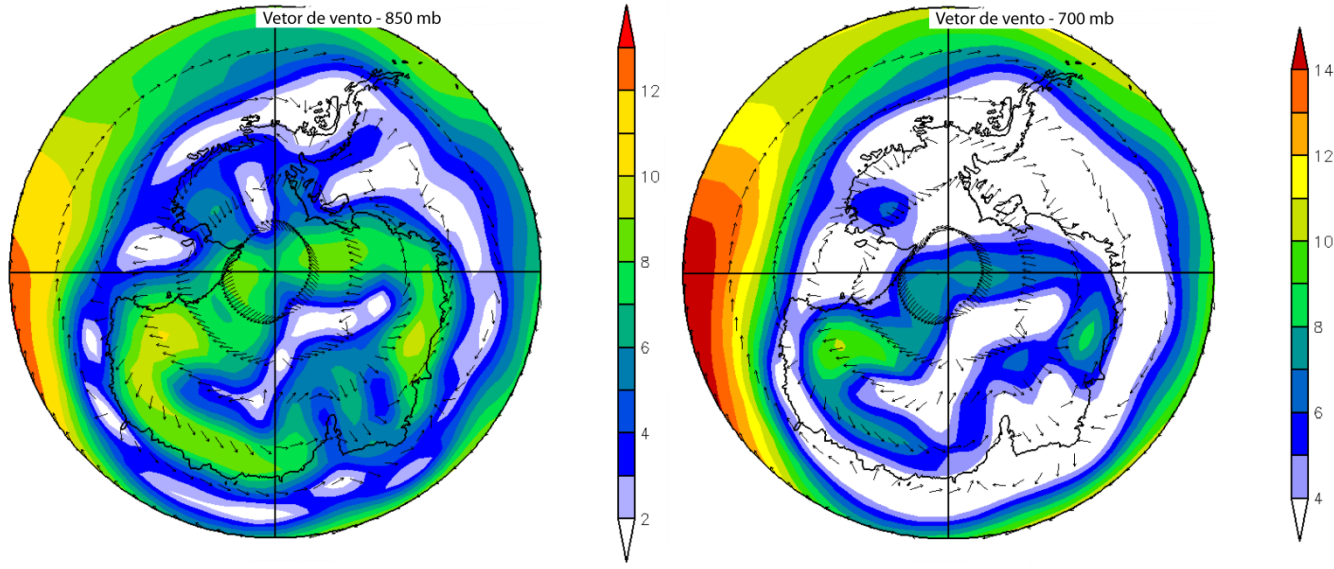
Janeiro a Dezembro 1983

Reanálise NCEP/NCAR
Composição média do vetor de vento



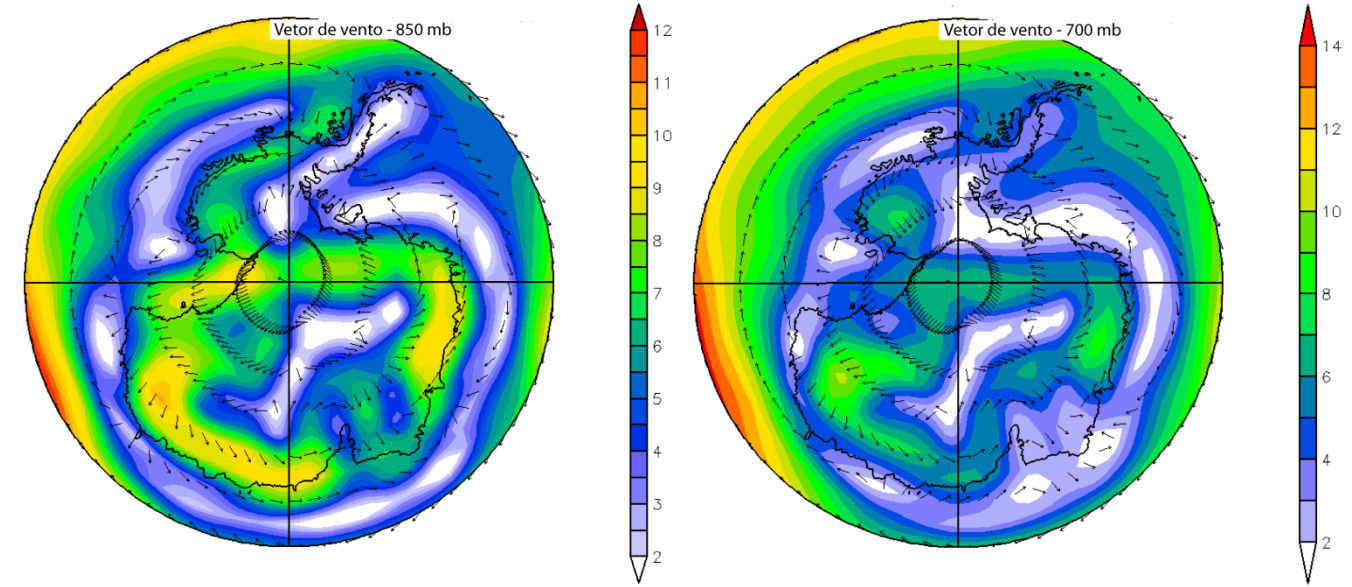
Janeiro a Dezembro 1985

Reanálise NCEP/NCAR
Composição média do vetor de vento



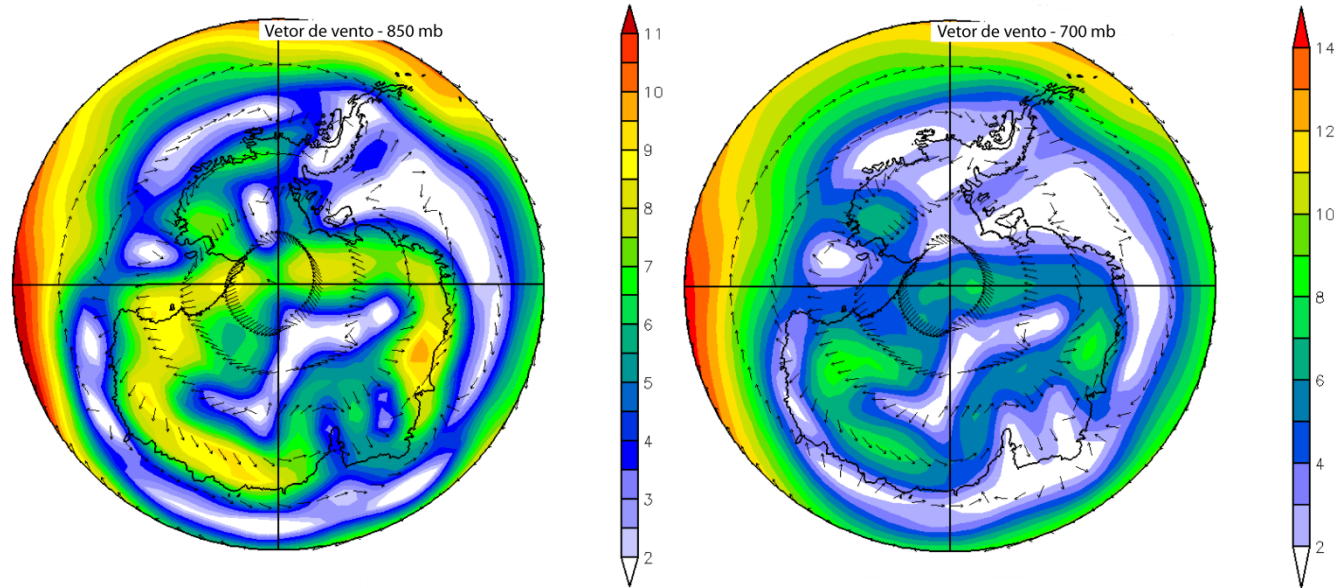
Janeiro a Dezembro 1986

Reanálise NCEP/NCAR
Composição média do vetor de vento



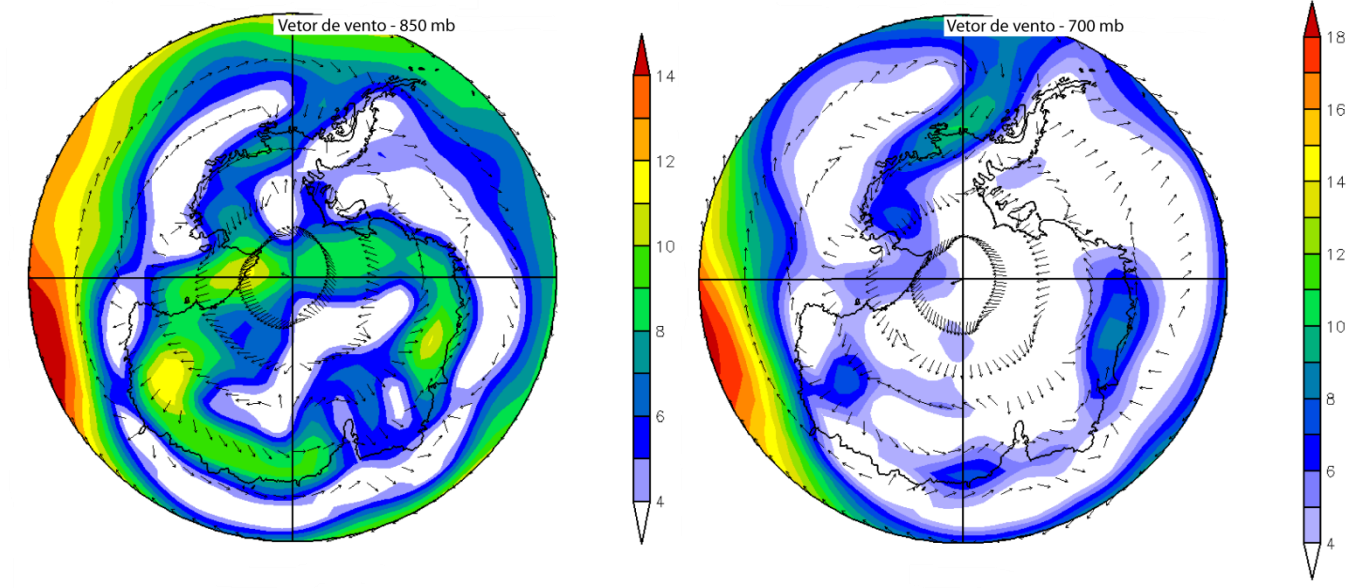
Janeiro a Dezembro 1988

Reanálise NCEP/NCAR
Composição média do vetor de vento



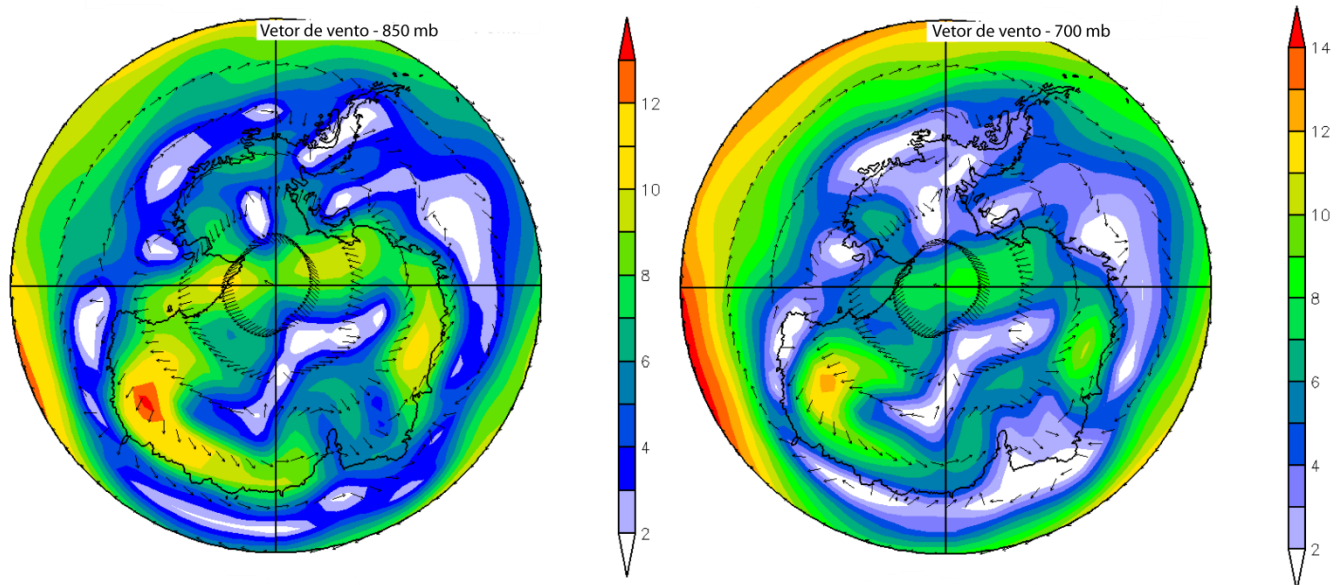
Janeiro a Dezembro 1987

Reanálise NCEP/NCAR
Composição média do vetor de vento



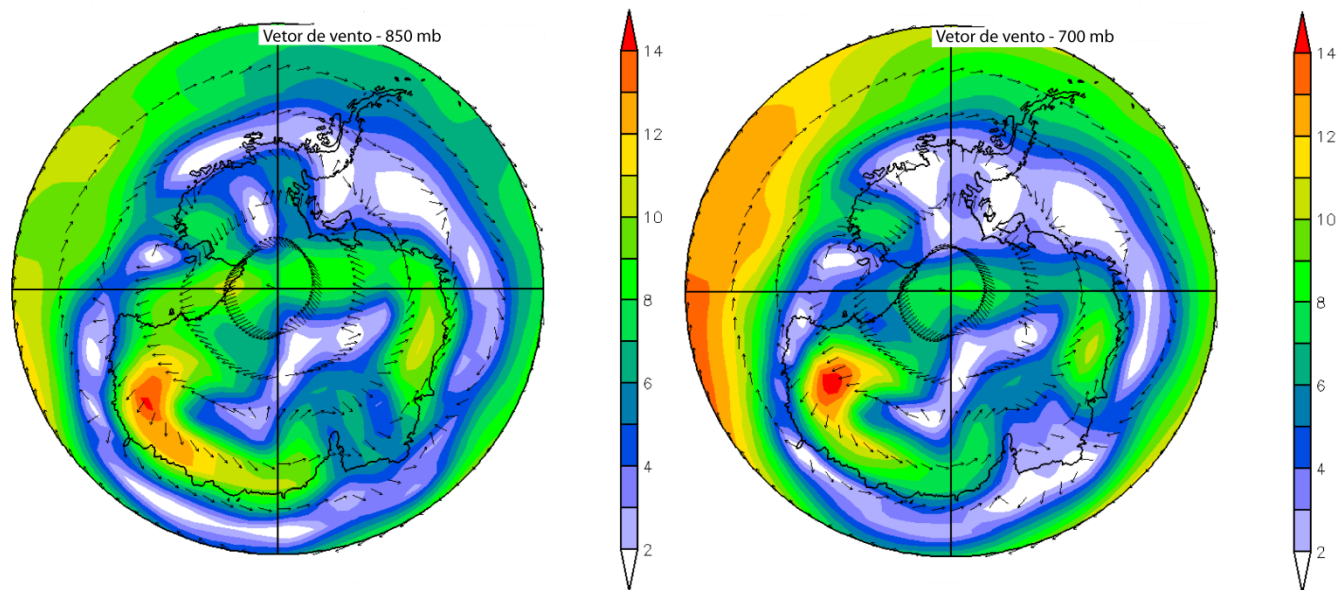
Janeiro a Dezembro 1989

Reanálise NCEP/NCAR
Composição média do vetor de vento



Janeiro a Dezembro 1990

Reanálise NCEP/NCAR
Composição média do vetor de vento



Janeiro a Dezembro 1991

Anexo III

Médias anuais das séries analisadas nesta dissertação.

Ano	Na total (ppb)	Gelo marinho (106 km²)	Vel. Vento (nós)	Dir. Vento (graus)	CI total (ppb)
1979	185	1,7	19	232	321
1980	144	1,5	23	236	270
1981	283	1,4	22	246	619
1982	357	1,5	19	265	646
1983	94	1,3	20	262	209
1984	193	1,4	15	258	372
1985	359	1,4	21	250	770
1986	103	1,7	19	219	282
1987	270	1,5	17	238	742
1988	398	1,2	16	221	1087
1989	630	1,2	17	237	1893
1990	306	1,5	16	231	
1991	225	1,4	19	229	

Médias mensais das séries analisadas nesta dissertação.

Ano	Na total (ppb)	Gelo marinho (10⁶ km²)	Vel. Vento (nós)	Dir. Vento (graus)	CI total (ppb)
01-1979	261	1,0	14,9	248,8	412
02-1979	80	0,7	7,9	1,4	153
03-1979	44	0,8	20	235,5	51
04-1979	24	1,3	26	266,2	43
05-1979	22	1,6	19,2	278,7	34
06-1979	20	1,8	20,9	246,6	58
07-1979	59	1,9	16	308,5	165
08-1979	113	2,4	22,4	284	270
09-1979	141	2,5	24,1	286,2	307
10-1979	132	2,4	21,2	234,8	346
11-1979	430	2,2	17,9	219,8	840
12-1979	889	1,4	11,6	171,6	1177
01-1980	565	1,1	15,9	244,2	911
02-1980	145	0,8	24,8	216	360
03-1980	57	0,8	26,9	239,3	109
04-1980	51	1,1	25,2	226,4	98
05-1980	65	1,3	22,7	259,7	175

06-1980	53	1,7	21,2	240,7	132
07-1980	36	2,0	23,9	236,5	71
08-1980	106	2,1	24,3	243	173
09-1980	166	2,1	23,1	249,9	323
10-1980	255	2,4	30,1	253	440
11-1980	108	1,5	24,7	219,2	205
12-1980	115	1,1	14,3	203,5	247
01-1981	59	0,8	15,5	195,3	192
02-1981	48	0,6	16,4	238,2	121
03-1981	81	0,6	24,1	231,8	175
04-1981	153	0,8	22,8	265,1	499
05-1981	1653	1,3	26,8	247,8	2958
06-1981	362	1,5	28,5	255	880
07-1981	238	1,6	25,5	266,2	632
08-1981	236	2,0	25,9	220,5	457
09-1981	61	2,1	22,8	266,2	117
10-1981	77	2,1	17,4	251,4	212
11-1981	294	1,9	23,4	282,4	760
12-1981	130	1,3	17	134,8	425
01-1982	222	1,0	14,8	324	585
02-1982	429	0,6	16,1	319	647
03-1982	67	0,8	23,3	255,6	131
04-1982	109	1,4	20	263,2	182
05-1982	425	1,6	18,2	265,7	762
06-1982	1440	1,8	16,1	327,7	1995
07-1982	918	2,0	26,9	261,7	1149
08-1982	268	2,1	18,3	287	722
09-1982	132	2,1	17,5	262,8	547
10-1982	86	1,7	23,4	252,9	328
11-1982	85	1,6	18,9	225,6	361
12-1982	108	1,0	14,1	140,1	343
01-1983	110	0,8	16,3	267,9	240
02-1983	82	0,8	19,4	237	141
03-1983	112	0,9	21,2	248,1	207
04-1983	156	0,9	18,6	262,4	313
05-1983	236	1,0	19,3	266,8	423
06-1983	174	1,4	28	275,2	361
07-1983	52	1,7	23,2	272,6	195
08-1983	21	1,8	18,2	282,4	71
09-1983	15	1,8	18,7	230,5	77
10-1983	28	1,9	20,7	265,8	121

11-1983	65	1,7	16,7	266,1	170
12-1983	77	1,3	13,7	266,4	191
01-1984	54	0,8	14,5	206,9	173
02-1984	69	0,6	11,3	246,2	153
03-1984	91	0,5	12,9	255,1	207
04-1984	168	0,8	14,4	268,2	289
05-1984	127	1,3	18,1	256,8	241
06-1984	197	1,5	15,6	249,4	234
07-1984	167	1,8	15,4	283,9	250
08-1984	161	2,1	17,4	285,5	294
09-1984	184	2,0	18,4	310,2	431
10-1984	261	2,2	16,1	267,3	569
11-1984	414	1,6	12,9	233,9	771
12-1984	423	1,0	14,3	234,9	849
01-1985	411	0,7	14,2	259,3	866
02-1985	335	0,5	15	208,5	821
03-1985	218	0,7	19,6	204,7	702
04-1985	228	0,9	18,1	256,9	645
05-1985	279	1,2	24,8	213,7	581
06-1985	238	1,3	19,5	260,2	556
07-1985	290	1,9	26,3	274,6	763
08-1985	1100	2,2	23,8	250,1	1875
09-1985	900	2,3	26	287,6	1647
10-1985	226	2,2	26,8	272,9	616
11-1985	44	1,6	16,1	282,8	107
12-1985	35	1,3	18,2	223,7	66
01-1986	114	0,9	19,4	164,8	173
02-1986	167	0,7	23,2	209,7	259
03-1986	94	0,7	14,2	209,2	174
04-1986	109	1,2	22,6	216,2	210
05-1986	134	1,5	18,6	200,4	275
06-1986	99	2,1	25,3	217,2	215
07-1986	135	2,5	17,6	224,3	229
08-1986	118	2,5	15,4	223,6	241
09-1986	63	2,6	22,2	257,7	378
10-1986	75	2,3	16,3	265,5	499
11-1986	85	2,2	18,1	204,3	430
12-1986	48	1,6	15,6	233,8	305
01-1987	57	0,8	13	206,2	444
02-1987	226	0,7	14,4	267,4	935
03-1987	404	0,9	17,9	254,4	1204

04-1987	364	1,4	19,1	297,4	1054
05-1987	140	1,4	19,7	218,9	677
06-1987	110	1,7	17,5	228,4	646
07-1987	236	2,3	21,2	227,7	718
08-1987	441	2,0	13,3	274,7	750
09-1987	308	2,1	18,6	228,4	526
10-1987	117	1,8	14,5	261	280
11-1987	70	1,4	16,6	268,3	1348
12-1987	771	1,3	14,2	224,1	2853
01-1988	1595	0,6	11,4	142,3	2840
02-1988	1588	0,5	14,2	254,4	1064
03-1988	379	0,8	17,2	207,5	616
04-1988	105	0,9	16,8	251,5	654
05-1988	27	1,2	13,1	210,7	1100
06-1988	76	1,4	22,4	207	1218
07-1988	109	1,6	14,5	260,8	499
08-1988	91	1,8	20,7	244,1	157
09-1988	50	1,7	20,6	235,2	234
10-1988	50	1,6	12,9	221,5	760
11-1988	209	1,2	14,4	182,8	1055
12-1988	502	0,9	12,6	230,2	1378
01-1989	642	0,6	10,1	99,7	3775
02-1989	2108	0,4	13,7	265,9	2659
03-1989	1485	0,4	13,3	258,2	1351
04-1989	688	0,5	20,3	195,5	1785
05-1989	917	0,9	17,1	278,8	1515
06-1989	874	1,5	15,8	236,6	788
07-1989	189	1,7	16,6	284,5	
08-1989	64	1,7	20,2	249,6	
09-1989	56	2,1	25,8	258,8	
10-1989	41	2,0	23,8	262,9	
11-1989	164	1,8	14	249,7	
12-1989	328	0,8	9,7	201,4	
01-1990	276	0,7	10,6	52,9	
02-1990	167	0,4	17,2	271,7	
03-1990	122	0,5	19,9	239,8	
04-1990	188	0,8	25,6	213,7	
05-1990	103	1,2	11,7	212,8	
06-1990	228	1,7	16	260,7	
07-1990	339	2,1	16,8	285,5	
08-1990	573	2,3	16,3	264,2	

09-1990	581	2,4	15,6	283,5
10-1990	449	2,3	13,5	235,2
11-1990	318	2,2	13,8	254,5
12-1990	332	1,4	15,1	202,4
01-1991	336	0,6	12,8	298,1
02-1991	260	0,3	16,9	185,9
03-1991	150	0,3	14,8	190,8
04-1991	105	0,7	19,1	224,7
05-1991	77	1,4	26,5	217,7
06-1991	73	2,0	25,4	221,7
07-1991	84	2,1	22,1	202,1
08-1991	198	2,4	26,1	260,8
09-1991	238	2,1	22,5	276,8
10-1991	349	2,0	22,4	243,8
11-1991	367	1,7	13,6	295,2
12-1991	467	0,8	11,1	135,1