



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/08.28.19.18-TDI

**INFLUÊNCIA CONJUNTA DO EL NIÑO-OSCILAÇÃO
SUL E DIPOLO DA ANTÁRTICA NO GELO MARINHO
DOS MARES DE BELLINGSHAUSEN-AMUNDSEN E
NO MAR DE WEDDELL**

Carlos Diego de Sousa Gurjão

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pelo Dr.
Luciano Ponzi Pezzi, aprovada em
04 de agosto de 2017.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3PGUL5B>>

INPE
São José dos Campos
2017

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

E-mail: pubtc@inpe.br

**COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO
DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):****Presidente:**

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

Membros:

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação de Ciências Espaciais e Atmosféricas
(CEA)

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (CTE)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação de Engenharia e Tecnologia Espacial
(ETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos
Climáticos (CPT)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Duca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação
(SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/08.28.19.18-TDI

**INFLUÊNCIA CONJUNTA DO EL NIÑO-OSCILAÇÃO
SUL E DIPOLO DA ANTÁRTICA NO GELO MARINHO
DOS MARES DE BELLINGSHAUSEN-AMUNDSEN E
NO MAR DE WEDDELL**

Carlos Diego de Sousa Gurjão

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pelo Dr.
Luciano Ponzi Pezzi, aprovada em
04 de agosto de 2017.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3PGUL5B>>

INPE
São José dos Campos
2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Gurjão, Carlos Diego de Sousa.

G962i Influência conjunta do El Niño-oscilação sul e dipolo da Antártica no gelo marinho dos mares de Bellingshausen-Amundsen e no mar de Weddell / Carlos Diego de Sousa Gurjão. – São José dos Campos : INPE, 2017.
xxiv + 111 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/08.28.19.18-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2017.
Orientador : Dr. Luciano Ponzi Pezzi.

1. Dipolo da Antártica. 2. El Niño oscilação sul. 3. Gelo marinho. 4. Teleconexões. I.Título.

CDU 551.583(292.3)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

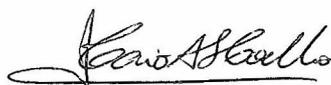
This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Carlos Diego de Sousa Gurjão**

Título: "INFLUÊNCIA CONJUNTA DO EL NIÑO OSCILAÇÃO SUL E DIPOLO DA ANTÁRTICA NO GELO MARINHO DOS MARES DE BELLINGSHAUSEN-AMUNDSEN E NO MAR DE WEDDELL".

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de **Mestre** em **Meteorologia**

Dr. Caio Augusto dos Santos Coelho



Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Luciano Ponzi Pezzi



Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Douglas Francisco Marcolino Gherardi



Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dr. Flávio Barbosa Justino



Convidado(a) / UFV / Viçosa - MG

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 04 de agosto de 2017

*A minha avó, Dona Mocinha (in memoriam), amor
incondicional.*

AGRADECIMENTOS

A minha mãe Fátima e meus irmãos, Carlinhos e Mayza, pelo incentivo, apoio emocional e formação de caráter.

A minha esposa Jéssyca pelo companheirismo e apoio, os quais foram fundamentais na conclusão dessa etapa acadêmica.

Ao meu orientador Dr. Luciano Pezzi pela oportunidade, orientação, apoio, paciência e por acreditar na minha capacidade para realização deste trabalho.

A minha coorientadora Dra. Claudia Parise pela oportunidade, confiança, paciência e disponibilidade em ajudar sempre nas horas necessárias.

Aos pesquisadores Dr. Flávio Justino, Dr. Caio Coelho e Dr. Douglas Gherardi pela disponibilidade em me avaliar, fazendo parte da banca examinadora.

A todos os professores da PGMET, que contribuíram para a formação do meu conhecimento e diretamente para a concretização deste trabalho.

A todos os funcionários da PGMET, em especial a Isabel.

Ao CNPq, pelo auxílio financeiro.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) pela utilização de equipamentos e instalações.

Aos amigos dos cursos de Pós-Graduação em Meteorologia e Sensoriamento Remoto do INPE, muito obrigado pelos momentos vividos e pelas trocas de experiências compartilhadas.

Ao Dr. Guilherme Martins pelas valiosas ajudas com o CDO durante o mestrado.

RESUMO

O Dipolo da Antártica (DPA) é um modo de variabilidade climática observado em inúmeras variáveis atmosféricas entre os setores do Atlântico e Pacífico do Oceano Austral. O entendimento do DPA tem ajudado na compreensão dos mecanismos de teleconexões entre o Pacífico Equatorial Central e os diferentes setores do Oceano Austral. Existem vários estudos na literatura que sugerem algum tipo de teleconexão entre os campos de Gelo Marinho (GM) e o clima global. Com base nesta hipótese, este trabalho pretende analisar se o padrão DPA se manifesta no campo de anomalias sazonais de Concentração de Gelo Marinho (CGM) e de variáveis atmosféricas de duas bases de dados de reanálises atuais durante eventos extremos do El Niño Oscilação Sul (ENOS). A segunda etapa visa avaliar os principais modos de variabilidade sazonal do campo de CGM e dos campos atmosféricos adjacentes, isto é, Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM) e Temperatura do Ar em Superfície (TAS). O estudo compreende o período entre os anos de 1979 e 2014. A ligação entre as variáveis atmosféricas e GM durante o evento ENOS decorre em uma persistência de anomalias de GM configurando um padrão DPA confinado entre os setores do Atlântico e Pacífico do Oceano Austral. Em todas as composições verificou-se que o padrão DPA é bem mais definido nos compostos da CGM, no inverno e na primavera. A influência do DPA na variabilidade do GM, assim como na atmosfera, não foi detectada no verão austral. Outro ponto de discussão é a natureza do deslocamento dos centros de anomalias positivas e negativas da PNMM, durante eventos de El Niño. Verificou-se que a localização dos centros de anomalias não coincidem com as regiões do Atlântico e Pacífico do Oceano Austral; um centro de anomalia positiva centrado na Passagem de Drake é um exemplo. Através dos campos de anomalias de Altura do Geopotencial (AGP), verificou-se que os padrões ciclônicos e anticiclônicos que estão confinados entre os setores do Oceano Austral mantiveram-se com a mesma estrutura vertical em toda a sua profundidade, indicando que o sinal atmosférico é basicamente barotrópico. A análise das Funções Ortogonais Empíricas (FOEs) mostra que os primeiros modos de variabilidade da CGM, do verão (DJF) e outono (MAM), no Oceano Austral, apresentam frequência interanual. No entanto, os principais modos do gelo marinho no inverno (JJA) e primavera (SON) apresentam o padrão DPA e estão associados à influência do ENOS. Os primeiros modos das FOEs associados à PNMM, em todas as estações revelam características da Oscilação Antártica (OA). No geral, este trabalho cumpriu o objetivo de verificar as respostas da influência do ENOS às anomalias do campo atmosférico e impactos associados no gelo marinho, em escala interanual.

Palavras-chave: Dipolo da Antártica. El Niño Oscilação Sul. Gelo Marinho. Teleconexões.

JOINT INFLUENCE OF EL NIÑO-SOUTHERN OSCILLATION AND ANTARCTIC DIPOLE ON THE BELLINGSHAUSEN-AMUNDSEN SEAS SEA ICE AND THE WEDDELL SEA

ABSTRACT

The Antarctic Dipole (ADP) is a mode of climatic variability observed in several atmospheric variables between the Atlantic and Pacific sectors of the Southern Ocean. The understanding of ADP has helped in understanding the teleconnection mechanisms between the Central Equatorial Pacific and the different sectors of the Southern Ocean. There are several studies in the literature that suggest some kind of teleconnection between the Sea Ice (SI) fields and the global climate. Based on this hypothesis, this work intends to analyze if the ADP pattern is manifested in the field of seasonal anomalies of Sea Ice Concentration (SIC) and atmospheric variables of two current reanalysis databases during extreme events of the El Niño Southern Oscillation (ENSO). The second stage aims to evaluate the leading seasonal modes variability of the SIC field and the adjacent atmospheric fields, i.e., Sea Level Pressure (SLP) and Surface Air Temperature (SAT). The study comprises the period between 1979 and 2014. The link between the atmospheric variables and SI during the ENOS event result in a persistence of SI anomalies by configuring a confined ADP pattern between the Atlantic and Pacific sectors of the Southern Ocean. In all compositions it has been found that the ADP standard is much more defined in SIC compounds in winter and spring. The influence of ADP on SI variability, as well as on the atmosphere, was not detected in the austral summer. Another point of discussion is the nature of the displacement of the centers of positive and negative anomalies of the SLP, during El Niño events. It was found that the location of the centers of anomalies did not coincide with the Atlantic and Pacific regions of the Southern Ocean; a center of positive anomaly centered on the Drake Pass is an example. Through the Geopotential Height (HGT) anomaly fields it was verified that the cyclonic and anticyclonic patterns that are confined between the Southern Ocean sectors remained the same vertical structure throughout their depth, indicating that the atmospheric signal is basically barotropic. The analysis of the Empirical Orthogonal Functions (EOF) shows that the first modes of variability of SIC, summer (DJF) and autumn (MAM), in the Southern Ocean, present a year-on-year frequency. However, the leading modes of winter sea ice (JJA) and spring (SON) show the ADP pattern and are associated with the influence of ENSO. The first modes of EOF associated to the SLP, in all the stations reveal characteristics of the Antarctic Oscillation (AAO). In general, this work fulfilled the objective of verifying the responses of the ENSO influence to the atmospheric field anomalies and associated impacts on sea ice, in inter-annual scale.

Keywords: Antarctic Dipole. ENSO. Sea Ice. Teleconnections.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 Compostos de anomalia de TSM (°C) para (a) condição de El Niño e (b) condição de La Niña.	3
2.1 Climatologia da concentração de gelo marinho antártico (%) para o verão (DJF) (a), inverno (JJA) (b) e a série climatológica mensal (c): Mar de Weddell (curva azul), Mares de Bellingshausen & Amundsen (curva vermelha), Mar de Ross (curva preta), Mar do Oceano Pacífico Oeste (curva cinza) e Mar do Oceano Índico (curva verde). Os dados de CGM são oriundos do NSIDC (National Snow and Ice Date Center) entre o período de 1979 a 2014.	9
2.2 Os cinco setores do Oceano Austral definidos por Zwally et al. (1983). . .	12
2.3 Esquema representativo das condições oceânicas e atmosféricas em anos de El Niño (a), normais (b) e La Niña (c).	15
2.4 Estrutura espacial da OA obtida a partir do primeiro modo da Função Ortogonal Empírica das anomalias mensais de AGP em 850 hPa, no período de 1979 a 2015. Os dados mensais de AGP são oriundos da base de dados da reanálise do ERA-Interim.	17
2.5 FOE 1 e FOE 2 das anomalias diárias de função de corrente em 200 hPa. . .	19
3.1 Área de localização do El Niño 3 (5°N-5°S, 150°W-90°W) e El Niño 3.4 (5°N-5°S, 120°W-170°W).	26
3.2 Anomalias mensais de TSM do Oceano Pacífico Tropical nas áreas do El Niño 3 e El Niño 3.4.	27
3.3 Áreas escolhidas para representar os setores do Oceano Atlântico (Mar de Weddell: 60°W-10°W,60°S-70°S) e Oceano Pacífico (Mares de Bellingshausen & Amundsen: 120°W-70°W,60°S-70°S).	28
4.1 Compostos sazonais das anomalias não padronizadas de Concentração de Gelo Marinho (CGM) (%) para seis eventos de El Niño.	33
4.2 Compostos sazonais das anomalias não padronizadas de Concentração de Gelo Marinho (CGM) (%) para seis eventos de La Niña.	34

4.3	Série temporal da anomalia anual de CGM (%) para o período de 1979 a 2014 para o Mar de Weddell (60°W-10°W,60°S-70°S) (linha cinza) e Mares de Bellingshausen & Amundsen (120°W-70°W,60°S-70°S) (linha preta): a) Dados observados (NSIDC) e reanálise do CFSR; b) Dados observados (NSIDC) e reanálises do ERA-Interim.	35
4.4	Compostos trimestrais sazonais das anomalias não padronizadas de Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM) (hPa) para seis eventos de El Niño.	37
4.5	Compostos trimestrais sazonais das anomalias não padronizadas de Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM) (hPa) para seis eventos de La Niña.	38
4.6	Compostos trimestrais sazonais das anomalias não padronizadas de Temperatura do Ar em Superfície (TAS) (°C) para seis eventos de El Niño. .	40
4.7	Compostos trimestrais sazonais das anomalias não padronizadas de Temperatura do Ar em Superfície (TAS) (°C) para seis eventos de La Niña. .	41
4.8	Compostos trimestrais sazonais das anomalias não padronizadas de advecção de temperatura (k/hora) em 1000 hPa para seis eventos de El Niño.	43
4.9	Compostos trimestrais sazonais das anomalias não padronizadas de advecção de temperatura (k/hora) em 1000 hPa para seis eventos de La Niña.	44
4.10	Compostos sazonais das anomalias trimestrais não padronizadas da Altura do Geopotencial (AGP) para seis eventos de El Niño, analisando a sua estrutura espacial nos seguintes níveis: 850 hPa, 500 hPa e 200 hPa. .	46
4.11	Compostos sazonais das anomalias trimestrais não padronizadas da Altura do Geopotencial (AGP) para seis eventos de La Niña, analisando a sua estrutura espacial nos seguintes níveis: 850 hPa, 500 hPa e 200 hPa. .	47
4.12	Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de CGM da Antártica para o período de DJF (1979 - 2014). .	49
4.13	Coeficientes de expansão dos três primeiros modos de variabilidade de CGM austral para o período de DJF (1979 - 2014).	50
4.14	Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de CGM da Antártica para o período de MAM (1979 - 2014).	52
4.15	Coeficientes de expansão dos três primeiros modos de variabilidade das anomalias não normalizadas de CGM de MAM sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2014).	53
4.16	Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de CGM da Antártica para o período de JJA (1979 - 2014). .	55

4.17	Coeficientes de expansão dos três primeiros modos de variabilidade das anomalias não normalizadas de CGM de JJA sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2014).	56
4.18	Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de CGM da Antártica para o período de SON (1979 - 2014).	57
4.19	Coeficientes de expansão dos três primeiros modos de variabilidade das anomalias não normalizadas de CGM de SON sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2014).	58
4.20	Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de PNMM de DJF sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	60
4.21	Coeficientes de expansão dos três primeiros modos de variabilidade de PNMM de DJF sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	61
4.22	Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de PNMM de MAM sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	63
4.23	Coeficientes de expansão dos três primeiros modos de variabilidade de PNMM de MAM sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	64
4.24	Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de PNMM de JJA sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	65
4.25	Coeficientes de expansão dos três primeiros modos de variabilidade de PNMM de JJA sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	66
4.26	Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de PNMM de SON sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	67
4.27	Coeficientes de expansão dos três primeiros modos de variabilidade de PNMM de SON sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	68
4.28	Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de TAS de DJF sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	70
4.29	Coeficientes de expansão dos três primeiros modos de variabilidade de TAS de DJF sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	71
4.30	Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de TAS de MAM sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	72
4.31	Coeficientes de expansão dos três primeiros modos de variabilidade de TAS de MAM sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	73

4.32	Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de TAS de JJA sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	74
4.33	Coeficientes de expansão dos três primeiros modos de variabilidade de TAS de JJA sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	75
4.34	Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de TAS de SON sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	76
4.35	Coeficientes de expansão dos três primeiros modos de variabilidade de TAS de SON sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	77
A.1	Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de TSM de DJF sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	96
A.2	Séries temporais dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de TSM de DJF sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	97
A.3	Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de TSM de MAM sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	98
A.4	Séries temporais dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de TSM de MAM sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	99
A.5	Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de TSM de JJA sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	100
A.6	Séries temporais dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de TSM de JJA sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	101
A.7	Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de TSM de SON sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	102
A.8	Séries temporais dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de TSM de SON sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	103
A.9	Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de AGP de DJF sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	104

A.10 Séries temporais dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de AGP de DJF sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	105
A.11 Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de AGP de MAM sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	106
A.12 Séries temporais dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de AGP de MAM sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	107
A.13 Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de AGP de JJA sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	108
A.14 Séries temporais dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de AGP de JJA sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	109
A.15 Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de AGP de SON sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	110
A.16 Séries temporais dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de AGP de SON sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).	111

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Período usado de cada sensor.	22
3.2 Características dos produtos de reanálises	24
3.3 Episódios de ENOS selecionados para este estudo	27
4.1 Variância total explicada pelos seis primeiros modos de variabilidade da CGM, para o período de DJF.	48
4.2 Variância total explicada pelos seis primeiros modos da FOE da CGM, para o período de MAM.	51
4.3 Variância total explicada pelos seis primeiros modos da FOE da CGM, para o período de JJA.	54
4.4 Variância total explicada pelos seis primeiros modos da FOE da CGM, para o período de SON.	56
4.5 Total da variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da PNMM, de DJF.	59
4.6 Total da variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da PNMM, de MAM.	62
4.7 Total da variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da PNMM, de JJA.	65
4.8 Total da variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da PNMM, de SON.	67
4.9 Total da variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da TAS, de DJF.	69
4.10 Total da variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da TAS, de MAM.	72
4.11 Total da variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da TAS, de JJA.	74
4.12 Total da variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da TAS, de SON.	76
A.1 Total da Variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da TSM, de DJF.	95
A.2 Total da Variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da TSM, de MAM.	97
A.3 Total da Variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da TSM, de JJA.	99

A.4	Total da Variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da TSM, de SON.	101
A.5	Total da Variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da AGP, de DJF.	103
A.6	Total da Variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da AGP, de MAM.	105
A.7	Total da Variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da AGP, de JJA.	107
A.8	Total da Variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da AGP, de SON.	109

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ADP	–	Antarctic Dipole
ACP	–	Análise de Componentes Principais
B&A	–	Bellingshausen & Amundsen
CCA	–	Corrente Circumpolar Antártica
CGM	–	Concentração de Gelo Marinho
CFSR	–	Climate Forecast System Reanalysis
CFSV2	–	Climate Forecast System Version 2
DMSP	–	Defense Meteorological Satellite Program
DPA	–	Dipolo da Antártica
DVS	–	Decomposição de Valores Singulares
EOF	–	Empirical Orthogonal Functions
ENOS	–	El Niño Oscilação Sul
ENSO	–	El Niño South Oscillation
EN	–	El Niño
FOE	–	Função Ortogonal Empírica
GM	–	Gelo Marinho
GCM's	–	Modelos de Circulação Geral de Clima
HN	–	Hemisfério Norte
HS	–	Hemisfério Sul
JP	–	Jato Polar
LN	–	La Niña
MAS	–	Modo Anular Sul
MW	–	Mar de Weddell
MON	–	Modular Ocean Model
NCEP	–	National Centers for Environmental Prediction
NSIDC	–	National Snow and Ice Data Center
OSISAF	–	Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility
OSTIA	–	Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis
OA	–	Oscilação Antártica
PA	–	Península Antártica
PSA	–	Pacific-South American
PNMM	–	Pressão ao Nível Médio do Mar
SAM	–	Southern Annular Mode
SI	–	Sea Ice
SIC	–	Sea Ice Concentration
SIS	–	Sea Ice Simulator
SLP	–	Sea Level Pressure
SMMR	–	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
SSM/I	–	Special Sensor Microwave/Imager
SSMIS	–	Special Sensor Microwave Imager/Sounder

SVD – Singular Value Decomposition
TAS – Temperatura do Ar em Superfície
TSM – Temperatura de Superfície do Mar

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos	5
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	7
2.1 Características Físicas do Continente Antártico	7
2.2 Divisão Regional do Oceano Austral	10
2.3 Modos de Variabilidade e Teleconexões Climáticas Relacionadas ao Gelo Marinho	12
2.3.1 El Niño-Oscilação Sul	14
2.3.2 Oscilação Antártica	16
2.3.3 Onda Circumpolar Antártica	17
2.3.4 Oscilação Pacífico-América do Sul	18
3 MATERIAL E MÉTODOS	21
3.1 Caracterização da Região de Estudo	21
3.2 Dados	21
3.2.1 Dados de Concentração de Gelo Marinho	21
3.2.2 Dados de Reanálises	22
3.3 Métodos	24
3.4 Análises Estatísticas	28
3.4.1 Funções Ortogonais Empíricas	29
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	31
4.1 Análise dos Compostos Climáticos	31
4.1.1 Compostos de Gelo Marinho, Temperatura do Ar em Superfície e Pres- são ao Nível Médio do Mar	31
4.1.2 Compostos de Advecção de Temperatura	42
4.1.3 Compostos de Altura Geopotencial	45
4.2 Análise dos Modos de Variabilidade	48
4.2.1 Concentração de Gelo Marinho	48
4.2.2 Pressão ao Nível Médio do Mar	58
4.2.3 Temperatura do Ar em Superfície	68

5	Conclusões	79
6	Sugestões para Trabalhos Futuros	81
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	83
	APÊNDICE A	95

1 INTRODUÇÃO

O gelo marinho (GM) tem um importante papel na variabilidade climática global através de processos dinâmicos e termodinâmicos, assim como nos mecanismos de retroalimentação (atmosféricos e oceânicos) atuando sobre uma hierarquia de escalas espaciais e temporais (WALSH, 1983). O gelo marinho é caracterizado em termos da sua espessura, concentração (percentual de área coberta), idade e espessura da camada de neve superior (STORCH; ZWIERS, 1999). Como as anomalias de gelo marinho tendem a persistir por vários meses elas têm o potencial de afetar fortemente a circulação atmosférica e oceânica (LEMKE et al., 1980). Sua presença tem o efeito de reduzir a temperatura da superfície do mar (TSM), redirecionar as correntes de superfície e alterar a taxa de subsidência das águas de superfície nas latitudes Antárticas.

O GM causa impacto no clima de diversas maneiras. Dentre as características geradoras de impactos climáticos mais importantes destaca-se a reflexão dos raios solares incidentes sobre o gelo, a qual influencia o albedo planetário. Portanto, o gelo funciona como um isolador eficiente que restringe as trocas de calor, massa e momentum entre a atmosfera e o oceano adjacente (PARKINSON., 2004). Em seu máximo sazonal o gelo marinho cobre cerca de 10% de toda a superfície oceânica do respectivo hemisfério. A extensão na qual o gelo varia no espaço e tempo vem sendo avaliada desde 1973, quando esses dados tornaram-se disponíveis pela primeira vez (STRETEN; PIKE, 1980).

À medida que a água superficial do Oceano começa a congelar com temperatura de aproximadamente $-1,83^{\circ}\text{C}$, pequenos cristais de gelo se formam e chamam a forma frazil. Estes cristais são normalmente de 3 a 4 milímetros de diâmetro. Quando se forma o cristal de gelo, o sal é liberado para água, elevando a salinidade e densidade das águas no entorno (NSIDC, 2017). Segundo Simoes (2004), o gelo frazil faz parte do estágio inicial de formação do gelo marinho, pois apresenta espículas e plaquetas finas de gelo em suspensão na água.

A extensão e a cobertura de gelo marinho dependem de diversos parâmetros atmosféricos e oceanográficos, incluindo as correntes oceânicas, a temperatura e a salinidade das camadas superiores do oceano, assim como da circulação atmosférica e a temperatura do ar (TURNER et al., 1998).

Uma vez que as observações por satélites ficaram disponíveis na década de 1970, foram realizados vários estudos, no qual foi investigado a variabilidade interanual

do gelo marinho e sua correlação com o clima global (YUAN, 2004). Alguns desses estudos sugeriram que os campos de gelo marinho da Antártica correlacionam-se linearmente com o fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS) (CARLETON, 1989; WHITE; PETERSON, 1996; SIMMONDS; JACKA, 1995; YUAN; MARTINSON, 2000). Além da variabilidade do fenômeno ENOS, o gelo marinho da Antártica também estava associado a outros padrões climáticos. Yuan and Martinson (2000) descobriram que uma onda quase estacionária apresentando uma relação fora de fase no GM, Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e Temperatura do Ar em Superfície (TAS) está fortemente ligada à variabilidade do ENOS e também domina a variabilidade interanual do campo do GM. Esta onda estacionária foi chamada de Dipolo da Antártica (DPA).

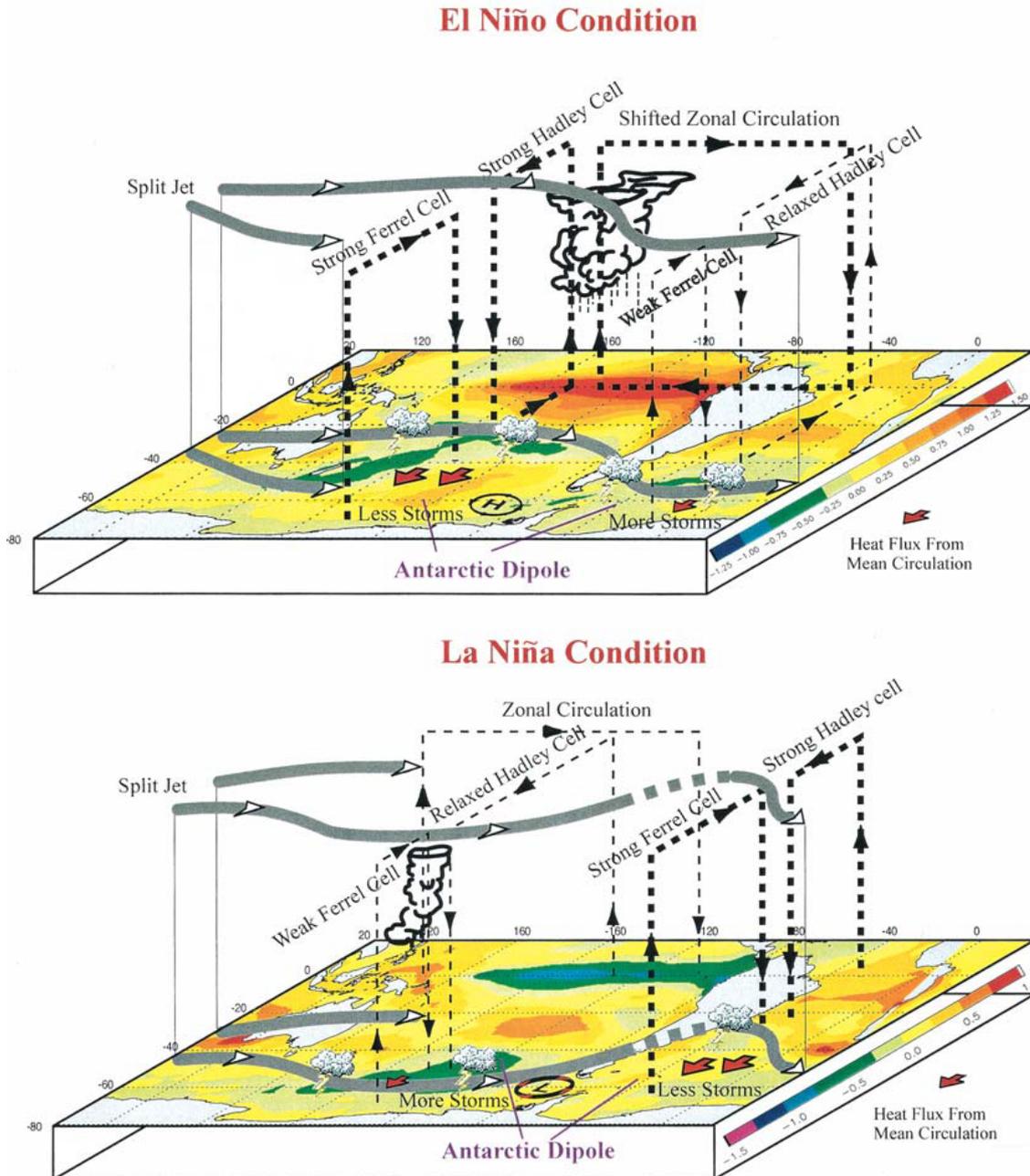
O DPA é a mais forte teleconexão circumpolar, refletindo uma relação fora de fase entre os setores da Antártica localizados no centro e leste do Oceano Pacífico Sul e Atlântico Sul, onde a extensão do gelo marinho é mais sensível à variabilidade climática extrapolar. Este modo é observado fortemente na temperatura do ar em superfície e na cobertura de gelo marinho (YUAN; MARTINSON, 2000; YUAN; MARTINSON, 2001).

A forçante tropical pode desencadear dois processos atmosféricos diferentes: um alterando a circulação meridional média no Pacífico Sul e Atlântico Sul; e outro iniciando a onda de Rossby estacionária. Ambos contribuem para gerar anomalias no ADP nas altas latitudes. As contribuições destes dois mecanismos estão em fase, resultando em anomalias persistentes do ENOS no sistema acoplado ar-gelo marinho no Hemisfério Ocidental da Antártica.

Para ilustrar o acoplamento entre o sistema gelo marinho-atmosfera, Yuan (2004) fez compostos mensais de anomalias de diversos campos atmosféricos em superfície e de cobertura de gelo marinho para eventos quentes e frios de ENOS. Em eventos quentes de ENOS (Figura 1.1a), o aquecimento anômalo nas águas superficiais do Pacífico Tropical aumenta a convecção na região, assim como ocorre com o gradiente térmico meridional entre o Equador e o Pólo. Esse mecanismo fortalece e contrai a Célula de Hadley (RIND et al., 2001). O jato subtropical que passa próximo à Austrália e Nova Zelândia também é fortalecido e a região de tempestades é deslocada em direção às latitudes baixas no Pacífico Sul. Esse deslocamento ocasiona uma mudança na circulação zonal para leste, fazendo com que o ramo descendente da célula se estabeleça no Atlântico Tropical, o que por sua vez relaxa e expande a Célula de Hadley. Assim, a região de tempestades desloca-se em direção às latitudes altas no

Atlântico Sul.

Figura 1.1 - Compostos de anomalia de TSM ($^{\circ}\text{C}$) para (a) condição de El Niño e (b) condição de La Niña.



Fonte: Yuan (2004).

Nesse sentido, as mudanças no jato subtropical e nas Células de Hadley regionais aparentemente resultam em uma Célula de Ferrel fortalecida no Pacífico Sul e uma Célula de Ferrel enfraquecida no Atlântico Sul. Desse modo, mais (menos) calor

é transportado para a região Polar no setor do Pacífico (Atlântico) Sul nos níveis mais baixos da atmosfera (LIU, 2002). Essa variação no transporte de calor para os Pólos contribui diretamente para a formação de anomalias de temperatura fora de fase no Pacífico e Atlântico Sul. Entretanto, o mesmo aquecimento tropical pode desencadear o trem de Ondas de Rossby estacionário que resulta no padrão PSA nas médias e altas latitudes. Logo, em resposta a um evento quente (El Niño), um centro de alta pressão anômalo do PSA forma-se sobre o Mar de Bellingshausen e cria uma circulação regional que traz ar quente de baixas latitudes para a região polar do Pacífico Sul e ar frio Antártico para o oceano aberto no Mar de Weddell. Esse padrão especial, caracterizado por centros anômalos no nordeste do giro de Ross, no setor do Pacífico, e no giro central de Weddell, no setor do Atlântico, é conhecido como modo Dipolo Antártico, e representa o principal modo de variabilidade interanual no campo do GM antártico (YUAN; LI, 2008).

A circulação atmosférica na condição de La Niña é oposta à condição de El Niño. A figura 1.1b) mostra que o resfriamento do Pacífico Centro-Leste relaxa a Célula de Hadley e enfraquece a Célula de Ferrel no Pacífico. A circulação zonal se desloca para oeste nos trópicos devido à piscina quente encolhida, então o ramo descendente está localizado no leste do Pacífico Tropical. Portanto, a Célula de Hadley é relativamente forte no Atlântico Sul devido ao aquecimento anômalo da TSM e da falta de competição do ramo descendente zonal. Como consequência, o Jato Polar (JP) no Pacífico Sul é reforçado e a corrente de jato é direcionada ao setor equatorial do Atlântico Sul. As mudanças na Célula de Ferrel regional aumentam o fluxo de calor em direção ao pólo no Atlântico e diminui o fluxo de calor em direção ao pólo no Pacífico, criando anomalias de DPA para a fase fria do ENOS. O trem de Ondas de Rossby cria um padrão PSA de fase fria com um centro de baixa pressão no Mar de Bellingshausen. Este centro de baixa pressão é reforçado pela intensa atividade ciclônica associado com forte JP naquele lugar.

A evolução do DPA durante eventos de El Niño é bastante semelhante ao de eventos La Niña, mas com anomalias de fases opostas. O centro de alta pressão no Mar de Bellingshausen estabelecido durante eventos quentes persiste apenas duas estações do ano após um El Niño amadurecido nos trópicos, em oposição a três estações do ano na fase La Niña. O centro de alta pressão está enfraquecido entre outono e inverno após os eventos quentes de El Niño (GARREAUD; BATTISTI, 1999). Entretanto, as anomalias do DPA em campos de composições de temperatura do ar e gelo marinho ainda são amplificados e persistem três estações após eventos quentes amadurecidos nas análises compostas.

Das principais configurações de teleconexões que afetam a variabilidade global e do continente Antártico estão os fenômenos ENOS e o DPA. O ENOS é o principal modulador da variabilidade interanual e, o DPA tem sido considerado como um importante padrão dominante da variabilidade interanual da cobertura de gelo marinho e da temperatura do ar em superfície (YUAN; MARTINSON, 2001). O DPA tem uma similaridade com a Onda Circumpolar Antártica (OCA), que inclui anomalias de sinais opostos nos setores do Pacífico e Atlântico do Oceano Austral e um período similar. Yuan and Martinson (2001) verificaram, entretanto, que a magnitude da variabilidade do dipolo é consideravelmente maior do que a OCA. Eles sugerem que a onda permanente exibida pelo DPA é influenciada por teleconexões remotas e as anomalias são advectadas pelas interações da Corrente Circumpolar Antártica (CCA) e/ou acopladas às variações no GM, contribuindo para a variabilidade da OCA.

A ligação entre o fenômeno El Niño e o modo de Oscilação Sul é bastante simples. Uma onda de Rossby estacionária conduzida pelo aquecimento e resfriamento da água do mar cria os padrões de dipolo para a CGM, pressão do nível do mar (PNMM) e temperatura do ar na superfície (TAS) (YUAN, 2004). Além disso, a intensidade máxima do fenômeno El Niño, por exemplo, deve afetar a região antártica cerca de seis meses depois durante o inverno no Hemisfério Sul (HS)(YUAN; MARTINSON, 2000).

Yuan (2004) verificou que a variabilidade climática remota e local influenciam o gelo marinho da Antártica em diferentes escalas de tempo. A mais forte teleconexão do gelo marinho na escala de tempo interanual foi observada entre os eventos de ENOS e o modo de variabilidade de alta latitude: DPA. A autora destacou que o sistema sintetizado sugere que os dois principais mecanismos responsáveis pela formação e manutenção do Dipolo da Antártica são o fluxo de calor devido à circulação média meridional da Célula de Ferrel regional e à circulação anômala regional gerada pelos vórtices estacionários. Os processos dinâmicos e termodinâmicos que relacionam a influência do ENOS no GM da Antártica foram estudados apenas no Oceano Ocidental (YUAN, 2004). No entanto, os mecanismos que determinam a variabilidade local e remota do GM em outros setores da Antártica ainda permanecem desconhecidos.

1.1 Objetivos

O presente estudo tem como objetivo principal investigar a influência conjunta dos modos de variabilidade El Niño Oscilação Sul e Dipolo da Antártica na variabilidade espaço-temporal da concentração do gelo marinho nos mares de Bellingshausen &

Amundsen e Weddell.

Especificamente, este estudo visa:

- Verificar se o padrão Dipolo da Antártica, originalmente detectado por Yuan and Martinson (2000) e Yuan (2004) com base na Reanálise 1 do NCEP/NCAR, se manifesta nas reanálises do CFSR e ERA-Interim.
- Determinar regiões representativas do Dipolo da Antártica nos setores dos Oceanos Pacífico e Atlântico do Oceano Austral.
- Estabelecer relações entre a variabilidade climática local (Dipolo da Antártica) e remota (ENOS) com o campo de concentração de gelo marinho antártico.
- Avaliar os principais modos de variabilidade do campo de Concentração de Gelo Marinho, bem como dos campos atmosféricos de Temperatura do Ar em Superfície e Pressão ao Nível Médio do Mar, nos setores dos Mares de Bellingshausen & Amundsen e Mar de Weddell.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 Características Físicas do Continente Antártico

O prestígio da Antártica no cenário climático atual se dá por sua influência na formação de parte dos ramos inferior e intermediário da circulação termohalina, isto é, Água Antártica de Fundo e Água Intermediária Antártica. O movimento destas massas de água mantém o oceano oxigenado, regulando a distribuição de calor e massa nos oceanos. Além disso, é sabido que a região polar tem uma importância substancial na troca de propriedades entre os oceanos por meio da Corrente Circumpolar Antártica (CCA)(JUSTINO et al., 2007).

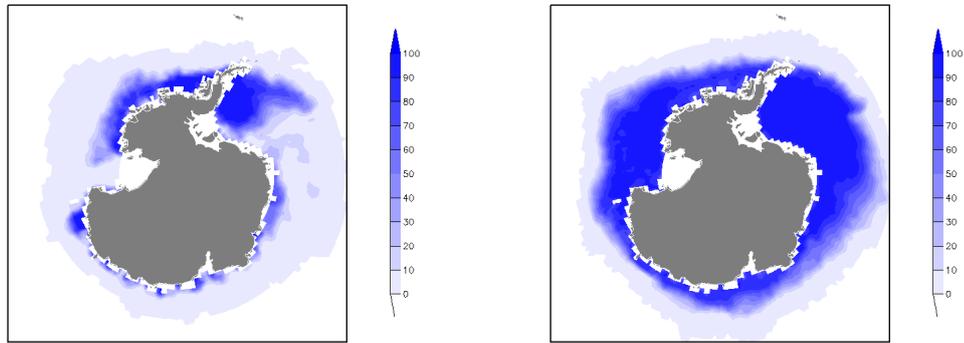
Ao longo do ano, o Gelo Marinho Antártico atinge sua extensão máxima no fim do inverno e início da primavera (setembro), com área de cerca de $20 \times 10^6 \text{km}^2$ e alcança sua extensão mínima no fim do verão (fevereiro/março) apresentando uma área de aproximadamente $3 \times 10^6 \text{km}^2$, o que resulta numa variação de cerca de $17 \times 10^6 \text{km}^2$ superando a própria área do continente ($14 \times 10^6 \text{km}^2$)(SIMMONDS, 1998). Este cinturão de gelo atinge, em alguns pontos, a latitude de 55°S no fim do inverno e desempenha um importante papel em muitos processos meteorológicos causando impactos no clima das regiões costeiras e marinhas (KING; TURNER, 1997).

Uma característica importante do GM é a sua baixa condutividade térmica, a qual determina que o gelo marinho opere como um isolante entre a atmosfera fria e o oceano relativamente quente. Quando o gelo se rompe e expõe áreas oceânicas os transportes de calor do oceano para a atmosfera polar assumem valores de magnitude superiores aos transportes sobre o gelo circunvizinho (TRENBERTH, 1992).

A Figura 2.1 exibe o comportamento médio sazonal da CGM Antártico no verão (DJF) (Figura 2.1a) e inverno (JJA) (Figura 2.1b) e a série climatológica mensal (Figura 2.1c). É possível perceber que a concentração mínima de gelo marinho antártico ocorre no verão, e máxima no inverno, que corrobora com resultados obtidos por outros autores (PARKINSON, 2002; ZWALLY et al., 1983). A concentração mínima (máxima) de gelo marinho coincide com o término do verão (inverno) em termos sazonais. Analisando o ciclo anual da CGM (Figura 2.1c), percebe-se que na maior parte da Antártica, apresenta um período de menor concentração de CGM que vai de outubro a fevereiro. A incidência da radiação solar é responsável pelo derretimento do gelo marinho, seja pelo aquecimento direto da superfície do gelo, ou pelo aquecimento direto da camada superficial do Oceano que leva ao derretimento basal e das bordas dele. É perceptível maiores concentrações de GM entre os meses de março

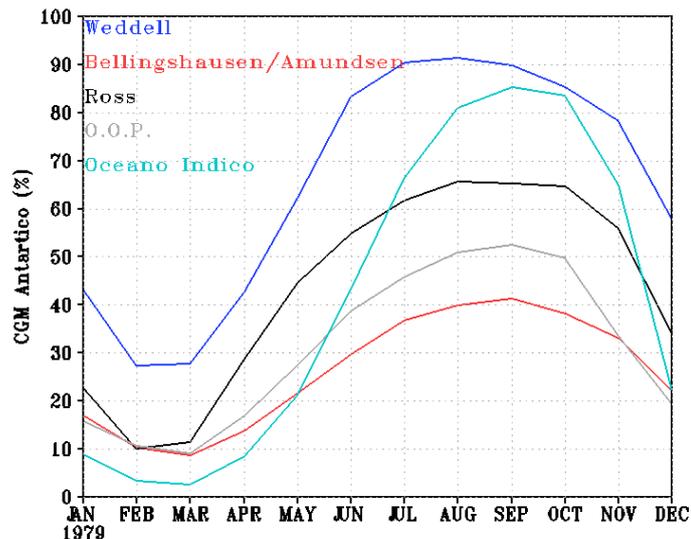
a setembro. Averiguando o comportamento do CGM ao longo do ano, é explícito que o setor do Mar de Weddell (leste da Península Antártica) apresenta as maiores concentrações de gelo marinho entre os demais setores. Isso se deve a uma circulação ciclônica climatológica, definida como Giro de Weddell (RIFFENBURGH, 2007), de forma que na costa da Península Antártica há convergência de gelo marinho em razão do transporte de Ekman, tornando o gelo marinho mais espesso por deformação (THOMAS; DIECKMANN, 2010). A Península Antártica é uma formação natural que separa os dois mares, sendo que os mesmos possuem somente uma ligação ao norte pelo Estreito de Drake. Além disso, a região da Península Antártica, incluindo os dois mares, é a região sujeita às influências de médias latitudes, incluindo os sistemas atmosféricos de propagação longitudinal e fenômenos de grande escala (SIMMONDS; KING, 2004).

Figura 2.1 - Climatologia da concentração de gelo marinho antártico (%) para o verão (DJF) (a), inverno (JJA) (b) e a série climatológica mensal (c): Mar de Weddell (curva azul), Mares de Bellingshausen & Amundsen (curva vermelha), Mar de Ross (curva preta), Mar do Oceano Pacífico Oeste (curva cinza) e Mar do Oceano Índico (curva verde). Os dados de CGM são oriundos do NSIDC (National Snow and Ice Date Center) entre o período de 1979 a 2014.



(a) Verão (DJF)

(b) Inverno (JJA)



(c) CGM - Média climatológica mensal (período de 1979 a 2014)

Fonte: Produção do próprio autor.

A atmosfera da região antártica perde mais calor por resfriamento radiativo do que ganha por trocas de energia em superfície. Isso porque a presença de neve e gelo origina uma retroalimentação fortemente positiva, aumentando o resfriamento nas altas latitudes por refletir mais radiação solar (50-90%) do que as superfícies com rocha exposta (4-15%) e oceânicas (10%) (KING; TURNER, 1997).

A variabilidade sazonal e interanual da cobertura de gelo do mar tem também um impacto significativo nos processos de modificações das massas de água, em particular nas bacias do Mar de Wedell, assim como no Mar de Ross (COMISO; GORDON, 1996). A formação e derretimento do gelo marinho influenciam a estabilidade do oceano superior devido à mudança da salinidade nessas duas regiões chaves (MARTINSON; IANNUZZI, 1998; VENEGAS; DRINKWATER, 2001).

Estudos anteriores indicam que os mecanismos físicos subjacentes à redução do gelo marinho no verão, no Ártico, incluem mudanças nos ventos e correntes oceânicas e mudanças na temperatura do ar, fluxo de calor turbulento, armazenamento de calor oceânico e albedo do gelo marinho (MCCREIGHT, 2008).

2.2 Divisão Regional do Oceano Austral

A fim de estudar a variabilidade regional no Oceano Austral, Zwally et al. (1983), propuseram uma divisão em cinco setores, atualmente utilizada pelos vários autores que escrevem sobre o tema (Figura 2.2). Esta divisão baseia-se em características topográficas, oceanográficas e meteorológicas regionais:

Setor do Mar de Weddell: limitado entre 60°W e 20°E, o Mar de Weddell (MW) é considerada a principal região de formação de Água de Fundo Antártica, a fonte predominante de águas de alta densidade transportada nas camadas mais profundas das bacias oceânicas (REID, 1983; ORSI et al., 1999; HELLMER et al., 2005). Uma interação complexa entre as forçantes de superfície significativamente modificadas por processos de interação com o gelo marinho, pela dinâmica oceânica na quebra da plataforma continental (MUENCH; GORDON, 1995), e pelas transformações de massas d'água na plataforma de gelo (GROSFELD et al., 1997) é o resultado característico de exportação de massa d'água dessa região. O Mar de Weddell é limitado pela área do giro ciclônico de Weddell, incluindo a Bacia de Weddell e parte da Bacia de Enderby.

Setor do Oceano Índico: limitado entre 20°E e 90°E. A associação de ciclones com as correntes oceânicas promove uma ressurgência de água profunda relativamente morna e mais salgada, que impede o crescimento do gelo marinho possibilitando a formação de polínias (COMISO; GORDON, 1996).

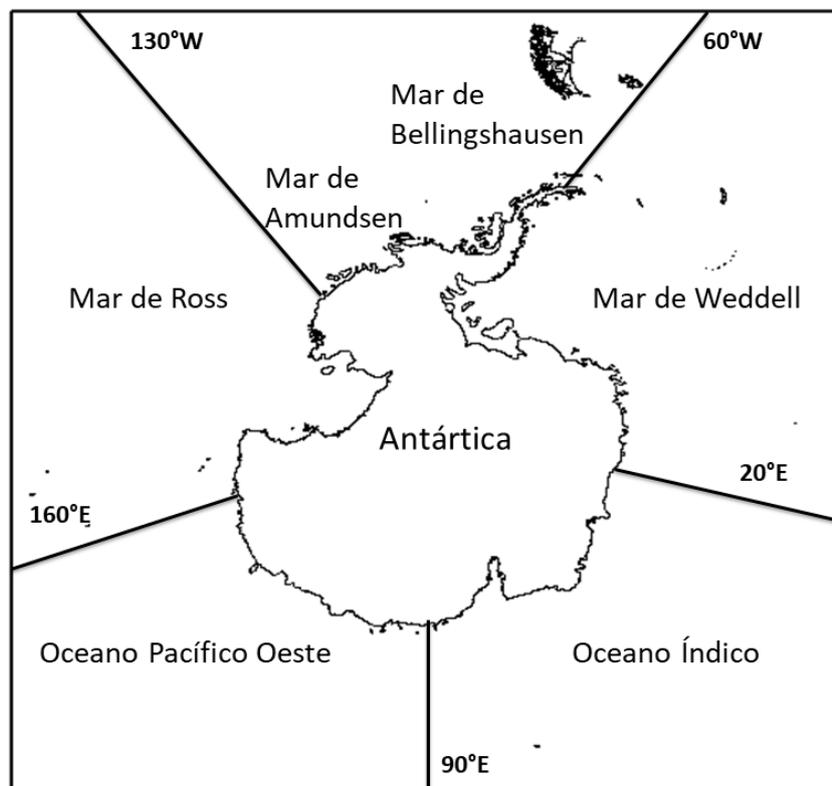
Setor do Oceano Pacífico Oeste: limitado entre 90°E e 160°E. É o mais distante do Polo Sul geográfico e de configuração de costa convexa. Apresenta

grande retração de margem de gelo no verão e as menores espessuras médias de gelo marinho no Hemisfério Sul, devido principalmente a curta temporada de gelo e a tendência divergente da cobertura de gelo, o que causa diminuição na sua concentração (WORBY et al., 2008).

Setor do Mar de Ross: limitado entre 160°E e 130°W. Nele o oceano Austral está mais próximo ao Polo Sul geográfico. A costa, de configuração côncava, e a presença da Plataforma de Gelo Ross, com seus ventos catabáticos associados a fortes tempestades, interferem na circulação oceânica, afastando o gelo da costa e determinando a quantidade de água que ocorre dentro do pacote de gelo marinho próximo a esta plataforma (KWOK et al., 2007).

Setor dos Mares de Bellingshausen & Amundsen: Limitados entre 100° e 130°W e 60° e 100°W encontram-se no setor do Oceano Austral voltado para a região sudeste do Pacífico Sul, ao sul dos 65°S. Os seus limites são o Monte Siple (130°W) e a Península Antártica (PA) e, por convenção, mais uma pequena porção a leste da PA, no Mar de Weddell, até atingir a longitude de 60°W (JACOBS; COMISO, 1997). A cobertura de gelo marinho neste setor tem grande correlação com a temperatura do ar, de modo que seu aumento na Península Antártica atua na redução da camada de gelo marinho segundo dados registrados desde o final da década de 1980. (LIU, 2002).

Figura 2.2 - Os cinco setores do Oceano Austral definidos por Zwally et al. (1983).



Fonte: Adaptado de Parkinson and Cavalieri (2012).

2.3 Modos de Variabilidade e Teleconexões Climáticas Relacionadas ao Gelo Marinho

O termo teleconexão se refere à ligação entre anomalias climáticas locais e forçantes remotas (REBOITA; SANTOS, 2015). De acordo com Liu and Alexander (2007), as teleconexões são desencadeadas pela propagação de ondas e transporte de energia na atmosfera e nos oceanos. O uso do termo teleconexão só começou a se disseminar com o trabalho de Bjerknes, no final dos anos de 1960, sobre os impactos de grande escala do fenômeno El Niño Oscilação Sul (BJERKNES, 1969).

No início dos anos de 1980 foram publicados vários estudos sobre a associação dos padrões de teleconexão com a variabilidade da temperatura da superfície nos oceanos tropicais, exemplo: (KHANDEKAR, 1982). Além disso, essa associação foi relacionada com a teoria da dispersão de ondas de Rossby (HOSKINS; KAROLY, 1981).

Os padrões de teleconexão são mais evidentes na média e na alta troposfera e são ca-

racterizados por uma estrutura vertical barotrópica, i.e., os centros de ação possuem a mesma fase ao longo de toda a troposfera. Alguns destes modos de variabilidade apresentam centros de ação que se estendem dos trópicos até os extratropicos, tal como o padrão Pacífico-Sul Americano (PSA). O PSA é um exemplo da resposta extratropical de fenômeno tropical, tal como o ENOS.

Teleconexões entre o ENOS e a Antártica têm sido documentados em vários trabalhos (ZILLMAN; JOHNSON, 1985; KRISHNAMURTI et al., 1986). Yuan and Martinson (2000) estabeleceram correlações entre os índices do ENOS e a extensão do gelo marinho na Antártica e reportaram que aproximadamente 24% da variância da extensão do gelo marinho pode ser explicada por ENOS.

Para um melhor entendimento da conexão ENOS, Krishnamurti et al. (1986) analisaram 16 anos (1961-1976) de dados mensais e pressão ao nível médio do mar, filtrados na escala interanual, e identificaram um padrão das anomalias de pressão com propagação meridional. Para enfatizar oscilações na escala decadal, os autores examinaram as anomalias por meio de um diagrama latitude-tempo e encontraram um padrão de propagação decadal das anomalias da pressão das latitudes austrais para latitudes boreais, com propagação reversa na década seguinte. Nos anos de El Niño (EN) de 1965 e 1969 foi identificada a propagação em direção à Antártica, sugerindo um possível papel dos mecanismos atmosféricos das altas latitudes do HS em modular o ENOS. Além disso, encontraram que 30% da variância da pressão, próximo à Antártica, ocorreu na escala do ENOS (30-50 meses).

Hoskins and Karoly (1981), por meio de uma investigação teórica, mostraram que regiões de convecção profunda próxima ao equador podem gerar ondas de Rossby, através da vorticidade gerada por aquecimento diabático. Estas ondas movem-se em direção aos pólos em ambos os hemisférios, e proporcionam uma forma de teleconexão entre o ENOS e o clima de médias latitudes. Karoly (1989) relatou que um trem de ondas é observado durante o inverno austral em anos de El Niño. Esse trem de ondas afeta as condições sinóticas sobre a região sul da América do Sul, assim como a Península Antártica (HARANGOZO, 2000).

A identificação e caracterização dos modos de variabilidade dominantes em torno da Antártica são essenciais para compreender o clima global. A variabilidade de escala interanual e interdecadal nas altas latitudes pode afetar o clima global alterando o gradiente de temperatura equador-pólo que ajuda a controlar a dinâmica do oceano, assim como da atmosfera. A variabilidade da Antártica também pode influenciar o clima global em grandes escalas de tempo por mudanças nas taxas de formação de

águas profundas e de fundo, e eventualmente, a transferência de calor entre o oceano e atmosfera (VENEGAS, 2003).

Modos de variabilidade climática local, regional e remota influenciam o gelo marinho em diferentes escalas de tempo. Vários estudos sugerem uma forte associação entre a variabilidade do gelo marinho antártico e o fenômeno tropical ENSO (e.g. , (CARLETON, 1989; ??; WHITE; PETERSON, 1996; YUAN, 2004)).

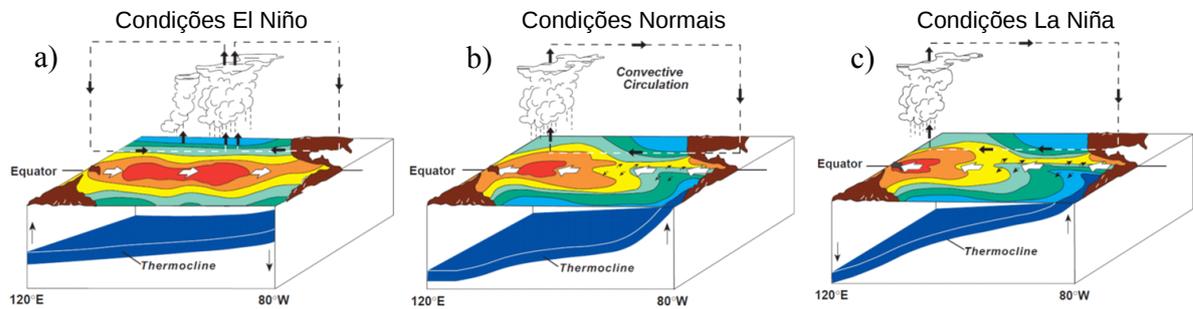
Hoskins and Karoly (1981), por meio de um estudo teórico, mostraram que uma área da convecção profunda próxima ao Equador pode agir como área geradora de ondas de Rossby através da vorticidade gerada por aquecimento diabático. Esses trens de ondas de Rossby viajam em direção aos pólos, em ambos os hemisférios, e fornecem meios para o estabelecimento de teleconexões entre o ENOS e as áreas remotas de médias e altas latitudes.

2.3.1 El Niño-Oscilação Sul

O fenômeno El Niño-Oscilação Sul (PHILANDER, 1985) é o principal modo de variabilidade climática em escala global (TRENBERTH; CARON, 2000; GRIMM; AMBRIZZI, 2009). É um fenômeno acoplado oceano-atmosfera gerado por mudanças na redistribuição de calor e momento no Pacífico Equatorial (MCPHADEN, 2002). O ENOS perturba a circulação zonal de Walker e com isso afeta a convecção tropical, o que causa distúrbios na circulação atmosférica e, conseqüentemente, no clima (PHILANDER, 1990; TRENBERTH; HOAR, 1997; MCPHADEN, 2002). A componente atmosférica do ENOS é chamada de Oscilação Sul e a oceânica de El Niño (PHILANDER, 1985).

Um evento de El Niño (EN) é caracterizado pelo aumento anômalo da temperatura das águas superficiais e subsuperficiais no Central-Leste do Pacífico Equatorial. Esse aquecimento favorece o decréscimo da pressão atmosférica no Pacífico Tropical Leste em relação ao Pacífico Tropical Oeste; nesse caso tem-se a fase negativa da Oscilação Sul e a fase positiva do ENOS. Em anos de El Niño ocorre o surgimento das águas quentes no Pacífico Central, os ventos alísios perdem intensidade, podendo até inverter a direção em algumas regiões do Pacífico Equatorial (Figura 2.3a). A diferença do nível do mar entre a parte leste e oeste diminui e a camada de água quente que se encontrava no Pacífico Oeste migra para leste, eventualmente atingindo o limite da bacia, fazendo com que o aprofundamento da termoclina induza anomalias positivas na TSM (WANG et al., 2017).

Figura 2.3 - Esquema representativo das condições oceânicas e atmosféricas em anos de El Niño (a), normais (b) e La Niña (c).



Fonte: Adaptado de *El Niño Theme Page*:
http://www.pmel.noaa.gov/tao/elnino/nino_normal.html, 2017.

Em anos de condições normais (Figura 2.3b), o padrão climatológico da célula de circulação zonal de Walker é caracterizado por movimentos ascendentes no setor oeste do Pacífico Tropical. Já os movimentos subsidentes ocorrem próximo à costa oeste da América do Sul. A La Niña (LN) (Figura 2.3c) é caracterizada pelo resfriamento anômalo da TSM no setor Centro-Leste do Pacífico Tropical, onde ocorre um aumento na pressão atmosférica; nessa situação tem-se a fase positiva da Oscilação Sul e negativa do ENOS (REBOITA; SANTOS, 2015).

As relações entre o clima do Hemisfério Sul (HS) e a TSM do Pacífico Tropical, particularmente aqueles relacionados com o ENOS, têm sido extensivamente estudadas, (KAROLY, 1989; MO, 2000; YUAN, 2004; HEUREUX; THOMPSON, 2006; LEE; MCPHADEN, 2010).

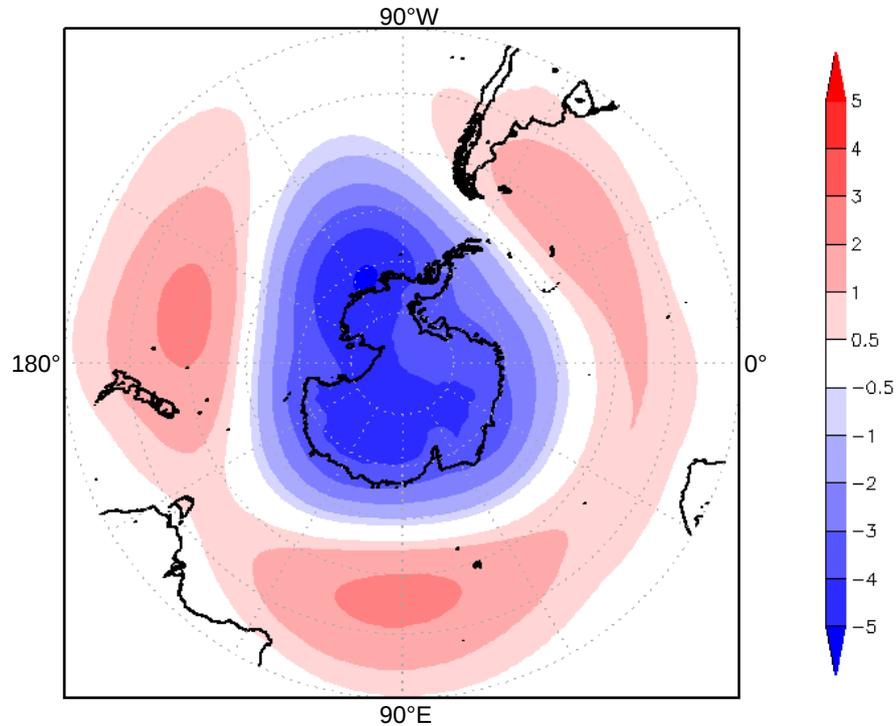
Com relação a influência da Oscilação Sul na circulação atmosférica do oceano Austral e nas anomalias de GM ao redor da Antártica, Kwok and Comiso (2002) concluíram que as regiões a oeste da Península, ou seja, setores dos Mares de Bellingshausen & Amundsen e Mar de Ross são as mais afetadas pelo fenômeno, através de alterações na TSM, CGM, TAS e PNMM. Segundo os autores, durante a fase quente do fenômeno ENOS haveria uma tendência para diminuição do GM nestas regiões, com o predomínio de ventos provenientes do quadrante norte e anomalias positivas de TAS.

2.3.2 Oscilação Antártica

A Oscilação Antártica - OA (*Antarctic Oscillation - AAO*), também conhecida como Modo Anular do Hemisfério Sul - MAS (*Southern Annular Mode - SAM*) é o modo dominante de variabilidade atmosférica do Hemisfério Sul (GONG; WANG, 1998; THOMPSON; WALLACE, 2000). É uma estrutura atmosférica zonalmente simétrica de anomalias de pressão com sinais opostos oscilando entre as médias e altas latitudes (KAROLY, 1990) (Figura 2.4), sendo o principal modo da Função Ortogonal Empírica (FOE) em muitos campos atmosféricos, *e.g.*, PNMM, TAS, AGP e vento zonal (MARSHALL, 2003). A fase positiva da OA é caracterizada por um deslocamento em direção ao pólo e intensificação dos ventos circumpolares de oeste (THOMPSON; WALLACE, 2000). Na fase negativa ocorre o oposto.

O padrão OA é predominante durante todo o ano. A estação ativa se dá no final da primavera quando a OA parece modular a intensidade da circulação na baixa troposfera, assim como a intensidade dos ventos (THOMPSON; WALLACE, 2000).

Figura 2.4 - Estrutura espacial da OA obtida a partir do primeiro modo da Função Ortogonal Empírica das anomalias mensais de AGP em 850 hPa, no período de 1979 a 2015. Os dados mensais de AGP são oriundos da base de dados da reanálise do ERA-Interim.



Fonte: Produção do próprio autor.

2.3.3 Onda Circumpolar Antártica

A Onda Circumpolar Antártica - OCA (*Antarctic Circumpolar Wave - ACW*) é um padrão climático de grande escala no sistema oceano-atmosfera, que se propaga para leste inerente às médias e altas latitudes do Hemisfério Sul, sendo caracterizado por apresentar anomalias positivas (negativas) de temperatura da superfície do mar associadas a ventos meridionais de norte (de sul), e à retração (expansão) da cobertura de gelo marinho Antártico (WHITE; PETERSON, 1996).

O DPA tem um número de similaridades com a OCA, incluindo sinais de anomalias opostos nos setores do Pacífico Central/Leste e Atlântico e um período similar (HOLLAND et al., 2005). Yuan and Martinson (2001) discutem que a magnitude da variabilidade do dipolo é consideravelmente maior do que a da OCA. Eles sugerem que a onda estacionária exibida pelo DPA é provocada por teleconexões remotas e as

anomalias são, então, advectadas pelas interações da Corrente Circumpolar Antártica (CCA), contribuindo para a variabilidade da OCA. Tanto a OCA, assim como o DPA foram relacionados à variabilidade no Pacífico Tropical, particularmente o ENOS (PETERSON; WHITE, 1998).

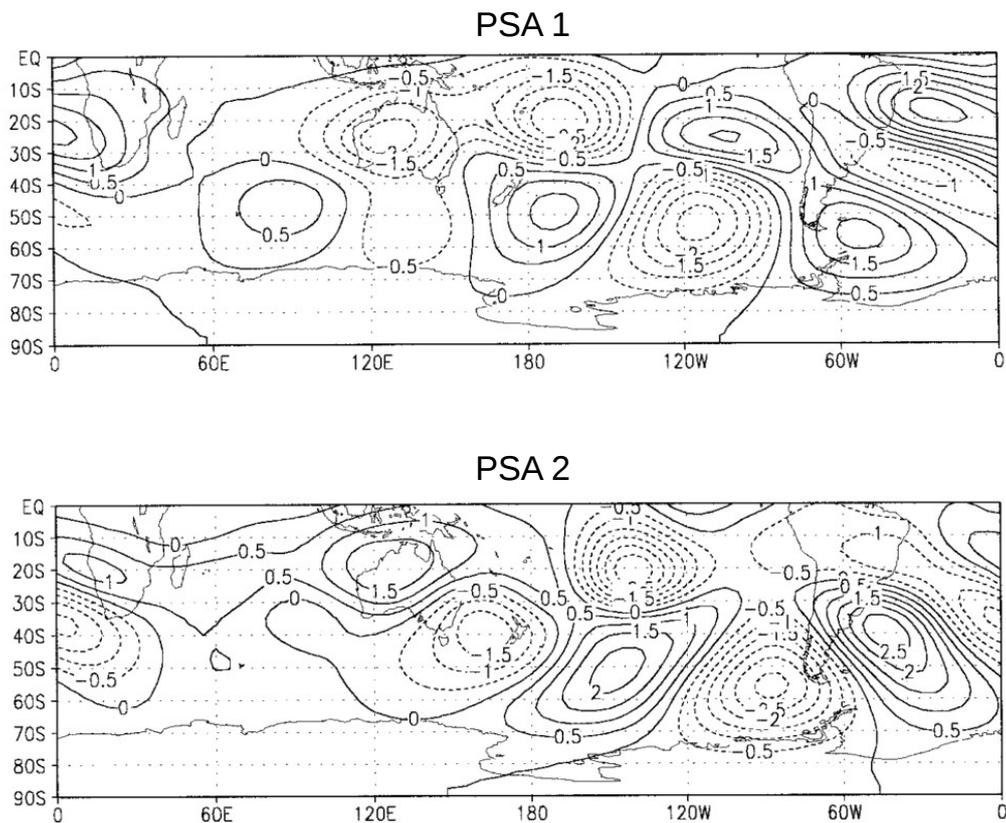
2.3.4 Oscilação Pacífico-América do Sul

A Oscilação Pacífico-América do Sul - PAS (*Pacific-South American - PSA*) é o modo dominante da variabilidade climática de baixa frequência entre a região tropical do Pacífico/Indonésia e a América do Sul. Sugere-se que esse padrão seja parte do trem de ondas de Rossby estacionário (MO; HIGGINS, 1998). Alguns estudos atribuíram às ondas de Rossby a propagação do sinal do ENOS para as altas latitudes do HS (KAROLY, 1989; MO; HIGGINS, 1998; GARREAUD; BATTISTI, 1999).

A fase positiva do PAS é conhecida por estar relacionada à La Niña e a fase positiva do PAS ao El Niño (MO, 2000). Estudos anteriores mostraram que o ENOS, juntamente com várias fases do PSA, pode influenciar as TSMs do Oceano Austral (CIASTO; THOMPSON, 2008; LEE; MCPHADEN, 2010; YEO; KIM, 2015).

De acordo com Mo and Higgins (1998), o modo PSA apresenta dois padrões: PSA1 e PSA2 (Figura 2.5). O PSA1 está associado à intensificação da convecção no Pacífico Central entre 140°E e 170°W e a supressão da convecção sobre o Oceano Índico, padrão que se assemelha ao fenômeno ENOS. Já o PSA2 está associado com a intensificação da convecção no Pacífico Central estendendo-se de 169°E a 150°W, ligeiramente ao sul do equador, e com supressão no Pacífico Oeste.

Figura 2.5 - FOE 1 e FOE 2 das anomalias diárias de função de corrente em 200 hPa.



Fonte: Adaptado de Mo and Higgins (1998).

Yuan and Li (2008) estudaram as principais características dos modos de variabilidade do HS e seus impactos sobre o gelo marinho antártico, entre 1978 e 2002. Os autores observaram que o PSA, padrão mais diretamente relacionado à variabilidade do ENOS, tem a maior influência sobre o gelo marinho na região do DPA no Hemisfério Ocidental, na escala de tempo interanual.

3 MATERIAL E MÉTODOS

Este capítulo tem como propósito apresentar a região de estudo, os conjuntos de dados e descrever os procedimentos e metodologias utilizados na elaboração dos compostos nesse estudo. Vale ressaltar que um dos objetivos desse trabalho é comparar os dados de reanálise com os dados observados de CGM Antártico. Para isso serão utilizadas as reanálises do CFSR e ERA-Interim que fazem parte da nova geração de reanálises.

3.1 Caracterização da Região de Estudo

Neste estudo a região estudada engloba os setores do Atlântico do Oceano Austral, conhecido como Mar de Weddell e o setor Pacífico do Oceano Austral, conhecido como Mares de Bellingshausen & Amundsen. Os Mares de Weddell e Bellingshausen & Amundsen são aqueles cuja localização é a mais próxima da América do Sul.

3.2 Dados

3.2.1 Dados de Concentração de Gelo Marinho

Para a realização desta pesquisa foram utilizados os dados mensais de Concentração de Gelo Marinho (CGM), os quais foram obtidos a partir do banco de imagens do *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC) disponíveis de 1979 à março de 2015. O algoritmo Bootstrap, desenvolvido para a determinação da CGM a partir da temperatura de brilho do oceano, foi originalmente desenvolvida para a Antártica (COMISO et al., 1984) e Ártico (COMISO, 1986).

Esses conjuntos de dados foram derivados dos seguintes sensores: o *Nimbus-7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer* (SMMR), o *Defense Meteorological Satellite Program* (DMSP)-F8,-F11 e -F13 *Special Sensor Microwave/Imagers* (SSM/Is), e o *DMSP-F17 Special Sensor Microwave Imager/Sounder* (SSMIS). A Tabela 3.1 lista os sensores juntamente com o intervalo de tempo durante o qual a medição da temperatura de brilho desses instrumentos foram usados para o processamento dos produtos do NSIDC.

Tabela 3.1 - Período usado de cada sensor.

Sensores	Intervalo de Tempo
Nimbus-7 SMMR	26 de outubro de 1978 - 20 de agosto de 1987
DMSP-F8 SSM/I	21 de agosto de 1987 - 18 de dezembro de 1991
DMSP-F11 SSM/I	19 de dezembro de 1991 - 29 de setembro de 1995
DMSP-F13 SSM/I	30 de setembro de 1995 - 31 de dezembro de 2007
DMSP-F17 SSMIS	01 de janeiro de 2008 - 31 de março de 2016
DMSP-F18 SSMIS	01 de abril de 2016 - presente

Fonte: Adaptado de http://nsidc.org/data/docs/noaa/g02135_s_eaice_index/.

Estes sensores são radiômetros de microondas de multi-frequências e bi-polarizados que absolvem radiação de ondas longas a uma altitude de aproximadamente 800 km. A capacidade multi-canal permite a discriminação de diferentes efeitos superficiais e atmosféricos, bem como do desenvolvimento dos algoritmos que provêm uma gama de informações geofísicas sobre a superfície (COMISO, 1995). As imagens têm resolução espacial de 25x25 km em projeção estereográfica polar, totalizando em 332x316 pixels. A concentração de gelo marinho é definida como a fração, ou porcentagem, sendo superior a 15% para cada pixel da área oceânica coberta de gelo marinho, abrangendo a cobertura de vários instrumentos de microondas passivos (CAVALIERI et al., 1991).

3.2.2 Dados de Reanálises

Devido à escassez de medições diretas no continente antártico, assim como no Oceano Austral, os produtos de reanálises são instrumentos fundamentais para estudar a variabilidade e as tendências atmosféricas na Antártica (BROMWICH et al., 2011). Os dados de reanálises do *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) (SAHA et al., 2014) do *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) foram utilizados neste estudo. Foram obtidos dados a cada 6h das variáveis de CGM, PNMM, TAS, TSM e AGP, numa resolução espacial 0,5° de latitude e longitude durante o período de 1979 a 2010. A nova geração dos produtos de reanálises, o CFSR foi desenvolvido para simular de forma acoplada o sistema oceano-atmosfera-terra e gelo marinho, com alta resolução para o período de 1979 a março de 2011. O modelo atmosférico

global possui resolução horizontal de aproximadamente 38 km (T382) com 64 níveis na vertical (Tabela 3.2). Na componente oceânica é utilizado o modelo MOM (*Modular Ocean Model*) versão 4p0d (GRIFFIES et al., 2004). Este modelo possui espaçamento horizontal de grade de $0,25^\circ$ entre as latitudes de 10°S e 10°N , aumentando gradualmente na direção dos pólos até $0,5^\circ$ nas latitudes de 30°N e 30°S . Na vertical o MOM possui 40 níveis, contendo 27 camadas acima de 400, até uma profundidade de 4737 metros. O modelo de superfície tem quatro camadas no solo e o modelo de gelo marinho tem três camadas. As análises operacionais acopladas empregando o mesmo modelo acoplado usado para gerar os dados do CFSR no período de 1979 a 2010, foram utilizados os dados do *Climate Forecast System Version 2* (CFSV2) para complementar e estender esse período para 2011 a 2015. Yuan and Martinson (2000) concluíram que os dados mensais de reanálises do NCEP/NCAR no Hemisfério Sul são confiáveis para estudar variabilidade interanual e teleconexões pólos-extrapolos.

Também foram utilizados os dados de CGM, PNMM, TAS, TSM e AGP do ERA-Interim que é a reanálise atmosférica global mais recente produzida pelo ECMWF. Possui uma série de melhorias quando comparada com seus antecessores (ERA-15 e ERA-40). Abrange o período de janeiro de 1979 até o presente. Foi originalmente concebida para melhorar o período entre os anos de 1990 e 2000, onde passou a existir uma quantidade maior de dados disponíveis. A resolução horizontal do modelo atmosférico é de aproximadamente 79 km em uma grade gaussiana reduzida. É atualizado duas vezes por dia (0000 UTC e 1200 UTC), mas oferece dados de 6 em 6 h (0000 UTC, 0600 UTC, 1200 UTC, 1800 UTC)(DEE et al., 2011). Vale lembrar que a partir destes foram obtidos as médias e anomalias mensais, afim de padronizar as variáveis para que seja possível a comparação com os outros dados nestas mesmas escalas temporais.

Tabela 3.2 - Características dos produtos de reanálises

Reanálises	CFSR	ERA-Interim
Intervalo de Tempo	1979-presente	1979-presente
Domínio	Global	Global
Resolução do Modelo	T382 (38 km)	T255 (79 km)
Resolução Espacial	0.5°x0.5°	0.75°x0.75°
Níveis Verticais	Sigma Híbrido (64 níveis)	Sigma Híbrido (60 níveis)
Esquema de Assimilação	3D-Var	4D-Var

Fonte: Produção do próprio autor.

3.3 Métodos

Para visualizar os padrões do DPA e a ligação com o ENOS nos dados de reanálise do CFSR e ERA-Interim, foram definidas regiões nos setores do Pacífico e Atlântico do Oceano Austral onde foram calculados compostos de anomalias de TAS, CGM, PNMM, TSM e AGP, cada um contendo em média seis anos de El Niño e seis anos de La Niña. Estes anos de compostos de El Niño e de La Niña revelaram padrões de dipolo com um atraso de seis meses entre o Pacífico Tropical e o Oceano Austral em torno da Península Antártica.

Nesse estudo foi incluída a variável AGP para analisar a estrutura vertical nos níveis de 850 hPa, 500 hPa e 200 hPa. Os padrões de anomalias espaciais trimestrais destas variáveis foram criados levando em conta a média de seis eventos intensos de El Niño e seis eventos intensos de La Niña (Tabela 3.1) e após subtraído a média de todos os eventos de El Niño e La Niña, respectivamente. Dessa maneira, seis composições foram examinadas para cada fase do ENOS: setembro-outubro-novembro (SON_0) do ano que antecede o evento, dezembro-janeiro-fevereiro (DJF_{0-1}) do ano de transição do ano do evento ENOS, e março-abril-maio (MAM_1), junho-julho-agosto (JJA_1) e setembro-outubro-novembro (SON_1) do ano que sucede o evento. As anomalias trimestrais foram calculadas através da diferença entre os valores trimestrais e a climatologia trimestral para o período de 1979 a 2014.

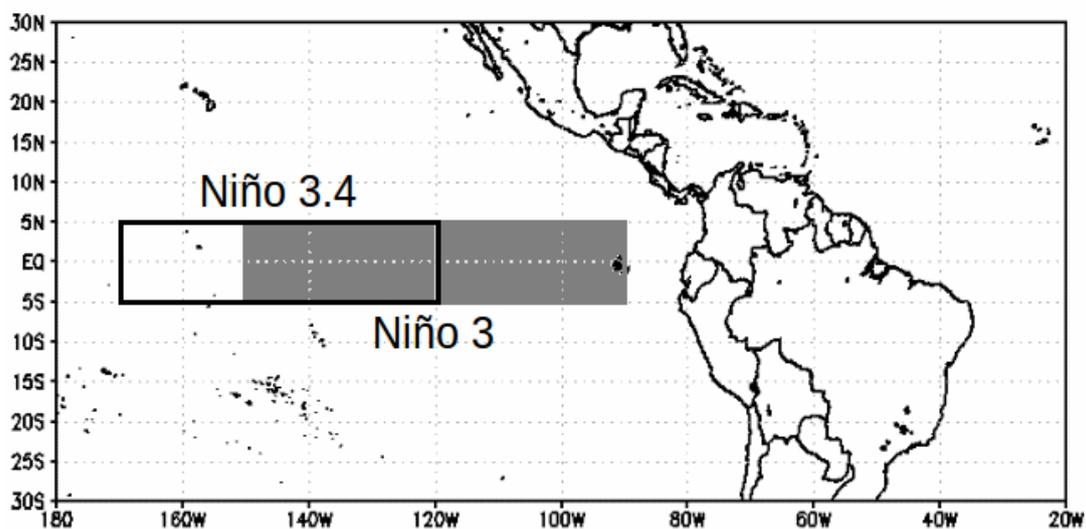
As diferenças entre os dados de reanálises, no entanto, existem, e isso deve ser abordado. Bromwich et al. (2011) testaram a consistência de cinco diferentes conjuntos de dados de reanálises (NCEP-2, JRA-25, ERA-Interim, MERRA e CFSR) ao analisar as diferenças de precipitação e evaporação no Oceano Austral. A simulação numérica do Oceano Austral sempre foi uma difícil tarefa devido à falta de dados observacionais no Hemisfério Sul. Sem uma base sólida de observações para assimilar, o resultado é principalmente gerado pelo modelo, e, portanto, carece a credibilidade. Segundo os autores, as séries temporais do saldo de precipitação e evaporação (P-E) revelaram diferenças visíveis de magnitude das variações sazonais. As diferenças foram especialmente evidentes nos anos posteriores a 2006, quando o ERA-Interim, bem como o CFSR apresentaram valores negativos e discrepantes, enquanto os outros conjuntos de dados de reanálises mostravam valores positivos. Bromwich et al. (2011) observaram que algumas das discrepâncias entre as várias análises vêm da adição de novos dados ao longo do tempo.

As diferenças tornam-se um problema ainda maior quando se tenta analisar dados mais antigos. Bromwich and Fogt (2004) estudaram a relação entre os dados do ERA-40 e NCEP, de 1958 a 2001, e, ao fazerem comparações das séries temporais de dados de reanálises com os dados observados, puderam observar que os resultados eram superestimados nos anos anteriores a 1970. Após os anos 70, com a utilização de novas bases de dados como condições iniciais e de contorno, o ERA-40 passou a apresentar um melhor desempenho comparado ao NCEP1.

Nas reanálises, cada conjunto de dados tem sua própria resolução horizontal e vertical, número de níveis verticais, condições iniciais e de contorno e esquema de assimilação de dados, o que explica a maioria das diferenças entre eles (BROMWICH et al., 2011). O problema de se trabalhar com reanálises sendo tão distintas é que qualquer resultado baseado em apenas uma reanálise pode entrar em questão. Dessa forma, a fim de se verificar um padrão climático do DPA, será realizada uma investigação com base em duas reanálises.

Para a seleção dos eventos intensos do modo ENOS, foram calculadas anomalias mensais de TSM do ERA-Interim sobre áreas de ocorrências dos El Niño 3 e 3.4 (Figura 3.1), áreas onde se verifica a sua fase de maturação (TRENBERTH; HOAR, 1997).

Figura 3.1 - Área de localização do El Niño 3 (5°N-5°S, 150°W-90°W) e El Niño 3.4 (5°N-5°S, 120°W-170°W).

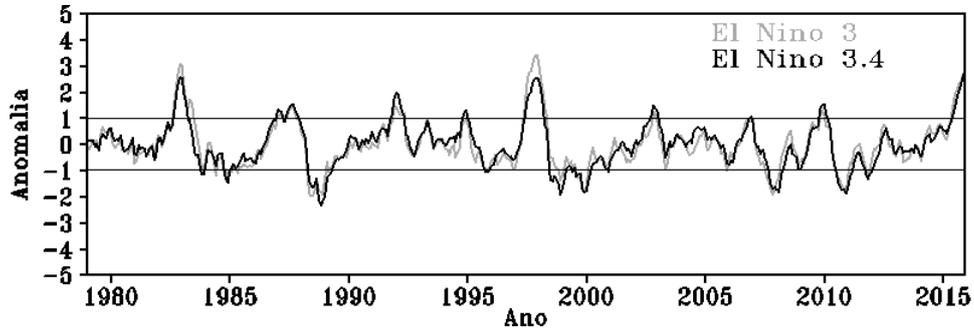


Fonte: Produção do próprio autor.

Nuncio and Yuan (2015) verificaram que as áreas do Oceano Austral se correlacionam em escalas sazonal e interanual com ambas as áreas mencionadas acima.

A seleção dos episódios adotou os seguintes critérios: Anomalias de TSM $\geq 1,0^{\circ}\text{C}$ ($\leq -1,0^{\circ}\text{C}$) para caracterização de um evento de El Niño (La Niña). Seguindo os critérios de seleção foi possível escolher 6 episódios para cada fase do ENOS. Na Figura 3.3, são visualizados os anos capturados com base neste critério. As linhas horizontais foram inseridas propositalmente apenas para identificar e facilitar na escolha dos episódios ENOS.

Figura 3.2 - Anomalias mensais de TSM do Oceano Pacífico Tropical nas áreas do El Niño 3 e El Niño 3.4.



Fonte: Produção do próprio autor.

Os episódios El Niño e La Niña selecionados na Tabela 3.1 estão de acordo com eventos discutidos em [DELECLUSE et al. \(1994\)](#), [Trenberth and Hoar \(1997\)](#).

Tabela 3.3 - Episódios de ENOS selecionados para este estudo

El Niño	La Niña
1982/1983	1984/1985
1986/1987	1988/1989
1992/1993	1995/1996
1997/1998	1999/2000
2002/2003	2007/2008
2009/2010	2011/2012

Fonte: Produção do próprio autor.

Para determinar as regiões nos setores do Pacífico e Atlântico do Oceano Austral capazes de capturar o sinal do DPA, foi necessário escolher áreas que representassem os setores dos Mares de Bellingshausen & Amundsen e Mar de Weddell (Figura 3.3). A região do Pacífico no Oceano Austral foi definida entre as longitudes de 120°W

e 70°W e de latitudes 60°S e 70°S , e representa os Mares de Bellingshausen & Amundsen. A região do Atlântico no Oceano Austral foi definida entre as longitudes de 60°W e 10°W e latitudes de 60°S e 70°S , representando o Mar de Weddell. As áreas foram selecionadas para capturar o sinal do DPA, que posteriormente, através da série temporal das anomalias anuais de CGM será possível verificar a relação fora de fase e a comparação dos dados de reanálises.

Figura 3.3 - Áreas escolhidas para representar os setores do Oceano Atlântico (Mar de Weddell: $60^{\circ}\text{W}-10^{\circ}\text{W}, 60^{\circ}\text{S}-70^{\circ}\text{S}$) e Oceano Pacífico (Mares de Bellingshausen & Amundsen: $120^{\circ}\text{W}-70^{\circ}\text{W}, 60^{\circ}\text{S}-70^{\circ}\text{S}$).



Fonte: Produção do próprio autor.

3.4 Análises Estatísticas

Com o objetivo de estudar a variabilidade espacial e temporal do campo de Concentração de Gelo Marinho, Temperatura do Ar em Superfície e Pressão ao Nível Médio do Mar, na Antártica, bem como seu comportamento em evento ENOS, utilizou-se da técnica de Análises de Componentes Principais (ACP) ou Funções Ortogonais Empíricas (FOEs), a qual encontra-se descrita a seguir. Através da análise das FOEs

pode-se obter padrões espaciais de variabilidade e a variação temporal de um único campo escalar (VENEGAS et al., 1997). Este método é bastante utilizado em estudos de variabilidade climática e tem duas vantagens básicas: (i) permite que a descrição de um campo seja feita por um número relativamente pequeno de funções e coeficientes temporais associados, que explicam uma fração maior da variância total do que qualquer outra transformação; (ii) permite investigar processos geofísicos, tais como os que ocorrem em variações oceânicas ou atmosféricas.

3.4.1 Funções Ortogonais Empíricas

As Funções Ortogonais Empíricas (FOE) (do inglês, *Empirical Orthogonal Functions - EOFs*), e as Componentes Principais (do inglês, *Principal Components - PCs*) são funções que permitem selecionar e avaliar os padrões de variabilidade espacial e temporal de uma determinada variável, fornecendo uma medida do total de variância explicada (ou autovalor) para cada padrão (RAYNER, 1997). O método da FOE é utilizado para se obter os principais modos de variabilidade, sua variação no tempo, e a quantificação da importância relativa desses padrões (TASCETTO; WAINER, 2003).

A análise de dados utilizando FOE tornou-se um procedimento amplamente usado em Meteorologia e Oceanografia, desde os anos 50. A formulação matemática desta técnica pode ser encontrada detalhadamente em Kutzbach (1967) ou Hardy (1978). As FOEs são definidas como autovetores da matriz de correlação cruzada entre os pontos de grade (NORTH et al., 1982).

Esta técnica tem como propósito reduzir a série temporal um conjunto menor que represente uma grande fração da variância contida nos dados originais. Bergant and Bogataj (2002), cita que os resultados das análises das FOEs também servem para detectar valores espúrios nos dados climatológicos. Além do mais, é uma técnica utilizada para determinar os padrões de alta frequência de variáveis em áreas selecionadas (CAVALCANTI; KAYANO, 1999). O método da FOE é utilizado para analisar a variabilidade de um campo, como por exemplo, um campo possuindo apenas uma variável escalar, tal como TSM, AGP e PNMM.

A fração de variância total de uma variável explicada pela FOE é proporcional aos autovalores associados. O modo principal, relacionado ao maior autovalor, explica a maior fração da variância total, o segundo explica a maior fração da variância restante, e assim por diante (VENEGAS et al., 1997).

Este método de análise estatística já foi aplicado anteriormente a variáveis atmosféricas e oceânicas por diversos autores (WEARE, 1977; SERVAIN; LEGLER, 1986). Justino and Peltier (2008) utilizaram a FOE como ferramenta para avaliar as anomalias climáticas induzidas por oscilações do Ártico (OAr) e da Antártica (OA), além da Oscilação Decadal do Pacífico (ODP).

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Análise dos Compostos Climáticos

Este capítulo mostra os resultados obtidos a partir dos compostos climáticos para os campos de gelo marinho Antártico, temperatura do ar em superfície, pressão atmosférica, advecção de temperatura e altura geopotencial. Os compostos foram construídos com base em dados de reanálise do ERA-Interim, CFSR e dados de satélite (i.e, observados), com exceção dos da advecção de temperatura e altura de geopotencial as quais foram baseados integralmente nas Reanálise do ERA-Interim.

4.1.1 Compostos de Gelo Marinho, Temperatura do Ar em Superfície e Pressão ao Nível Médio do Mar

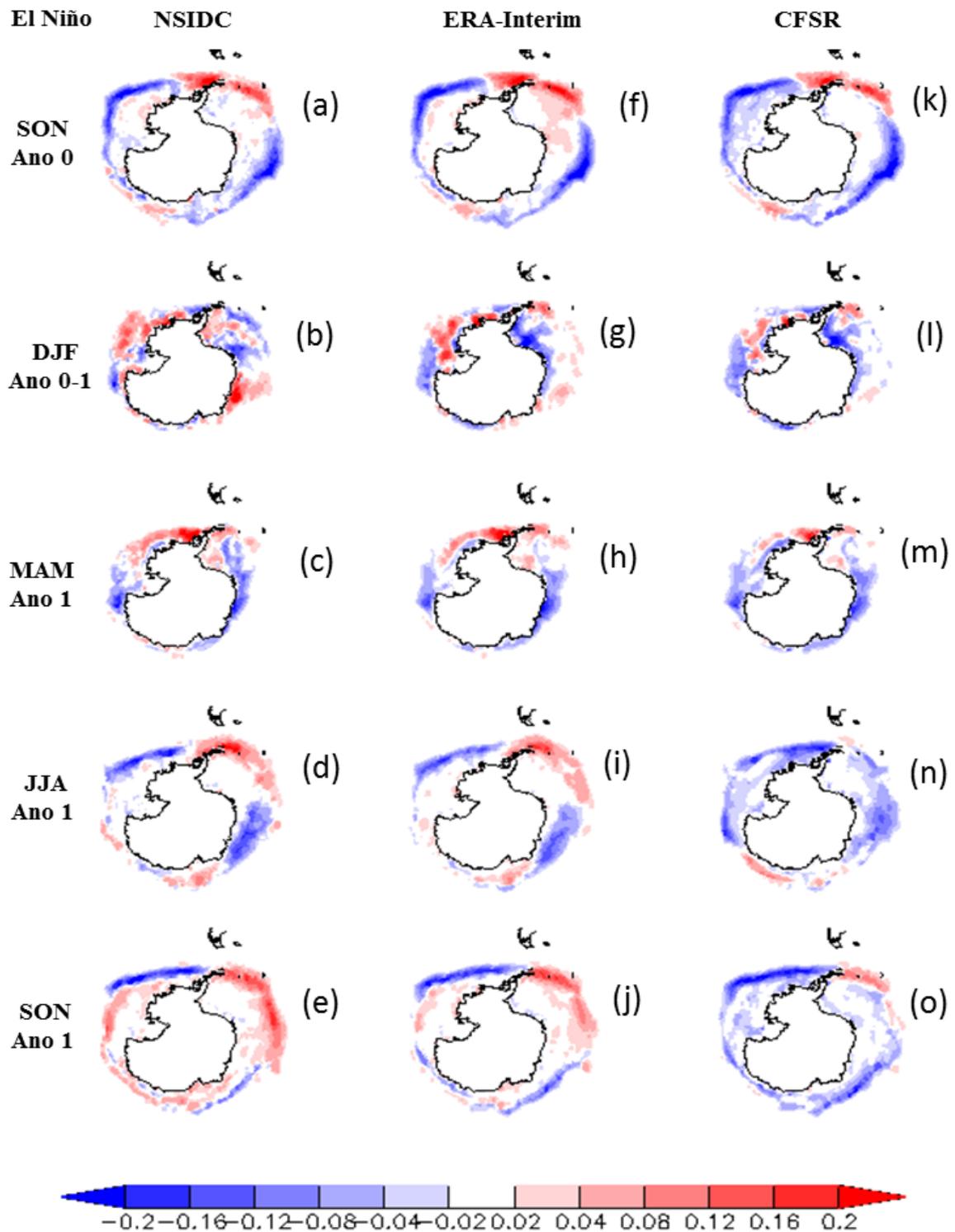
A característica definida do DPA é o padrão dipolar testemunhado entre os setores dos Mares de Weddell e B&A. Portanto, as anomalias positivas e negativas nas composições de eventos ENOS para cada uma das variáveis são apresentados como projeções estereográficas polares no Oceano Austral.

Nas Figuras 4.1 e 4.2 são apresentados os padrões espaciais de anomalias do CGM referentes às fases ENOS. Como esperado, as maiores anomalias positivas e negativas estão contidas principalmente nos setores que apresentam as maiores variações de concentrações de gelo marinho, exibindo uma relação fora de fase entre as anomalias de CGM sobre os Mares de B&A e Mar de Weddell. As diferenças entre as Reanálises do ERA-Interim e CFSR com os dados observados do NSIDC são quase imperceptíveis, exceto para o período JJA 1 (Figura 4.1n). Também, observa-se que o dipolo se inverte no trimestre MAM 1 em eventos de El Niño. Em termos espaciais, há uma pequena diferença no agrupamento das anomalias positivas e negativas, embora se estabeleçam sobre as mesmas regiões para cada fase ENOS.

Através da Figura 4.3 é possível fazer uma comparação entre os dados observados de concentração de gelo marinho (NSIDC) e as reanálises do ERA-Interim e CFSR para todo o período disponível. Nota-se que a reanálise do ERA-Interim (Figura 4.3a) é capaz de acompanhar as magnitudes das anomalias anuais de CGM antártico ao longo da série temporal. Para os valores extremos da série, entretanto, observam-se pequenas diferenças na base de dados do CFSR com relação aos dados observados (Figura 4.3b). Além disso, nota-se a tendência da reanálise de subestimativa entre o período de 1980 a 1995 e superestimativa entre o período de 2008 a 2014. O bom desempenho do ERA-Interim em representar as variações anuais de gelo marinho

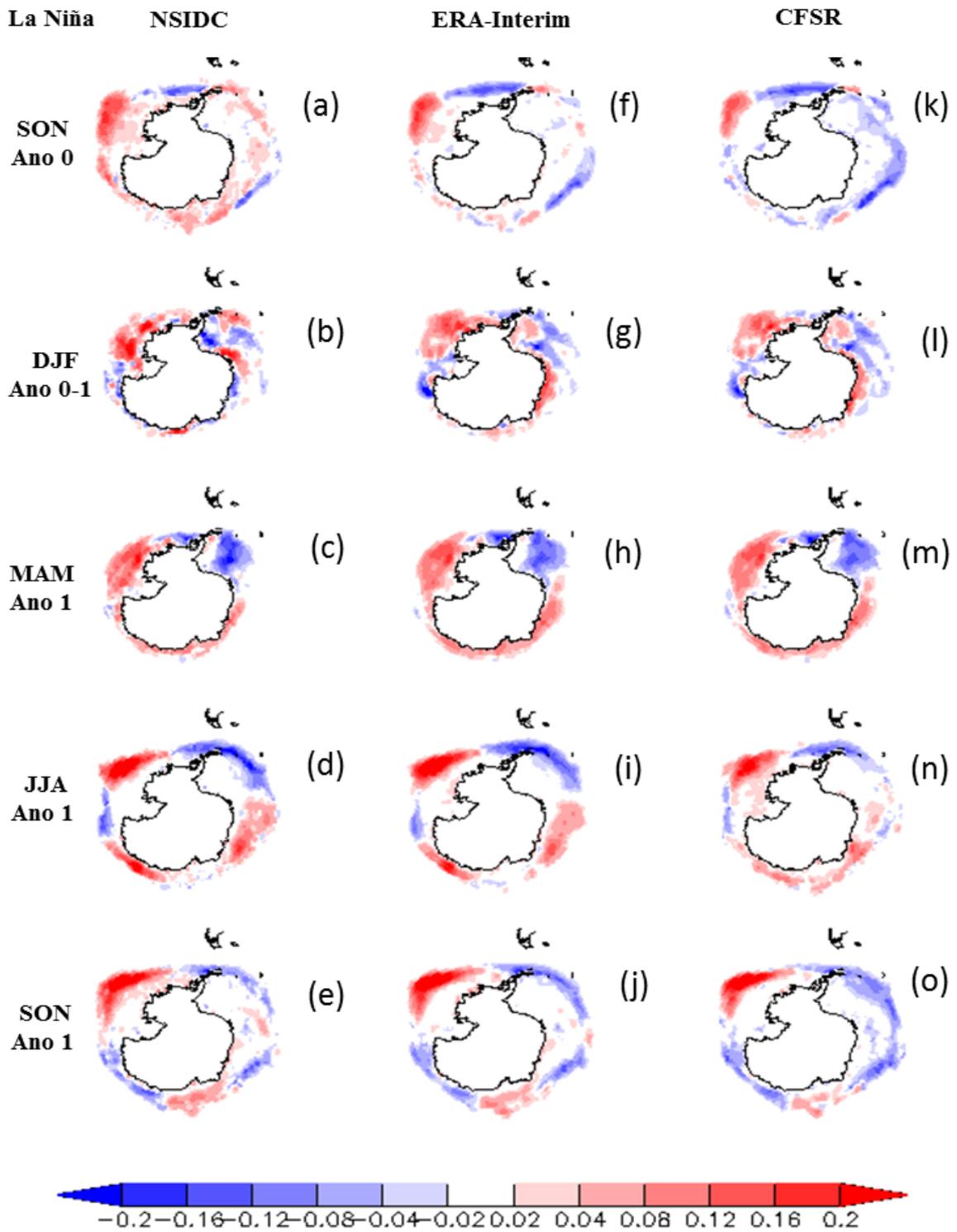
Antártico se justifica pelo fato de que nessa reanálise o campo de gelo marinho é prescrito, e fornecido ao modelo atmosférico a cada passo de tempo. A partir de 2009 esta reanálise passou a usar a concentração de gelo marinho do Operation Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA)([DEE et al., 2011](#)). Em alguns períodos da série, nota-se que o CFSR não acompanha o perfil da anomalia de CGM, entretanto, o CFSR é a única reanálise acoplada a um modelo oceânico e de gelo marinho. O padrão DPA parece estar presente quando se observa uma relação fora de fase entre as séries temporais das anomalias de CGM dos setores dos Mares de Bellingshausen & Amundsen e Mar de Weddell.

Figura 4.1 - Compostos sazonais das anomalias não padronizadas de Concentração de Gelo Marinho (CGM) (%) para seis eventos de El Niño.



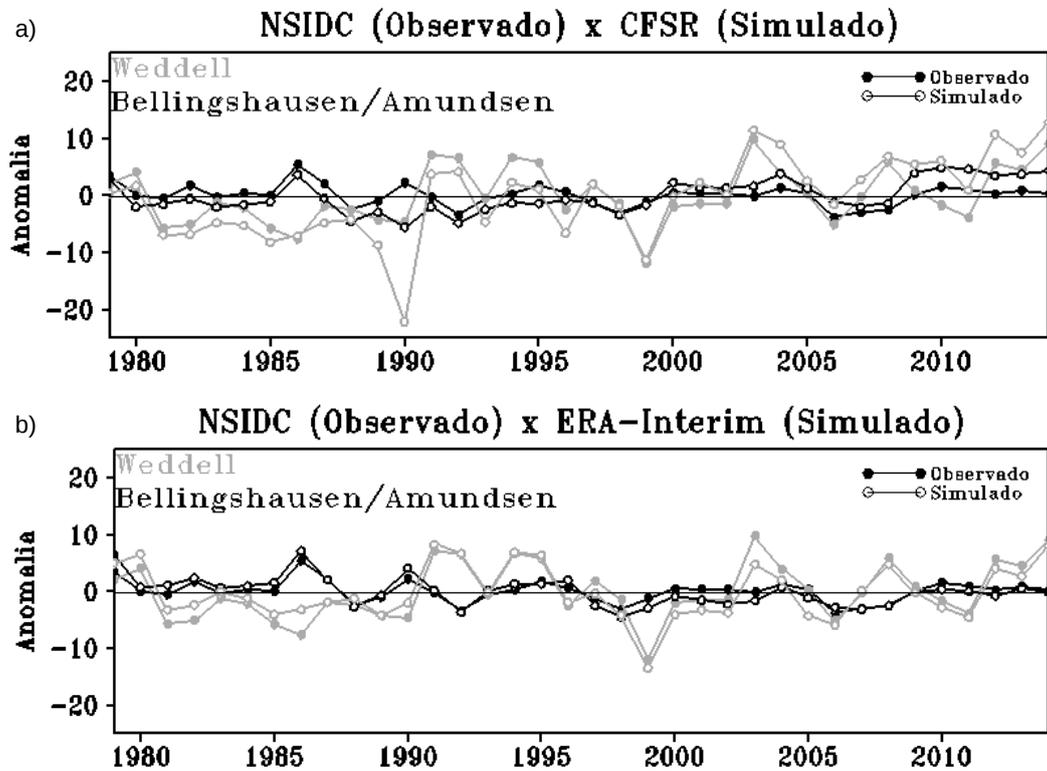
Fonte: Produção do próprio autor.

Figura 4.2 - Compostos sazonais das anomalias não padronizadas de Concentração de Gelo Marinho (CGM) (%) para seis eventos de La Niña.



Fonte: Produção do próprio autor.

Figura 4.3 - Série temporal da anomalia anual de CGM (%) para o período de 1979 a 2014 para o Mar de Weddell (60°W-10°W,60°S-70°S) (linha cinza) e Mares de Bellingshausen & Amundsen (120°W-70°W,60°S-70°S) (linha preta): a) Dados observados (NSIDC) e reanálise do CFSR; b) Dados observados (NSIDC) e reanálises do ERA-Interim.



Fonte: Produção do próprio autor.

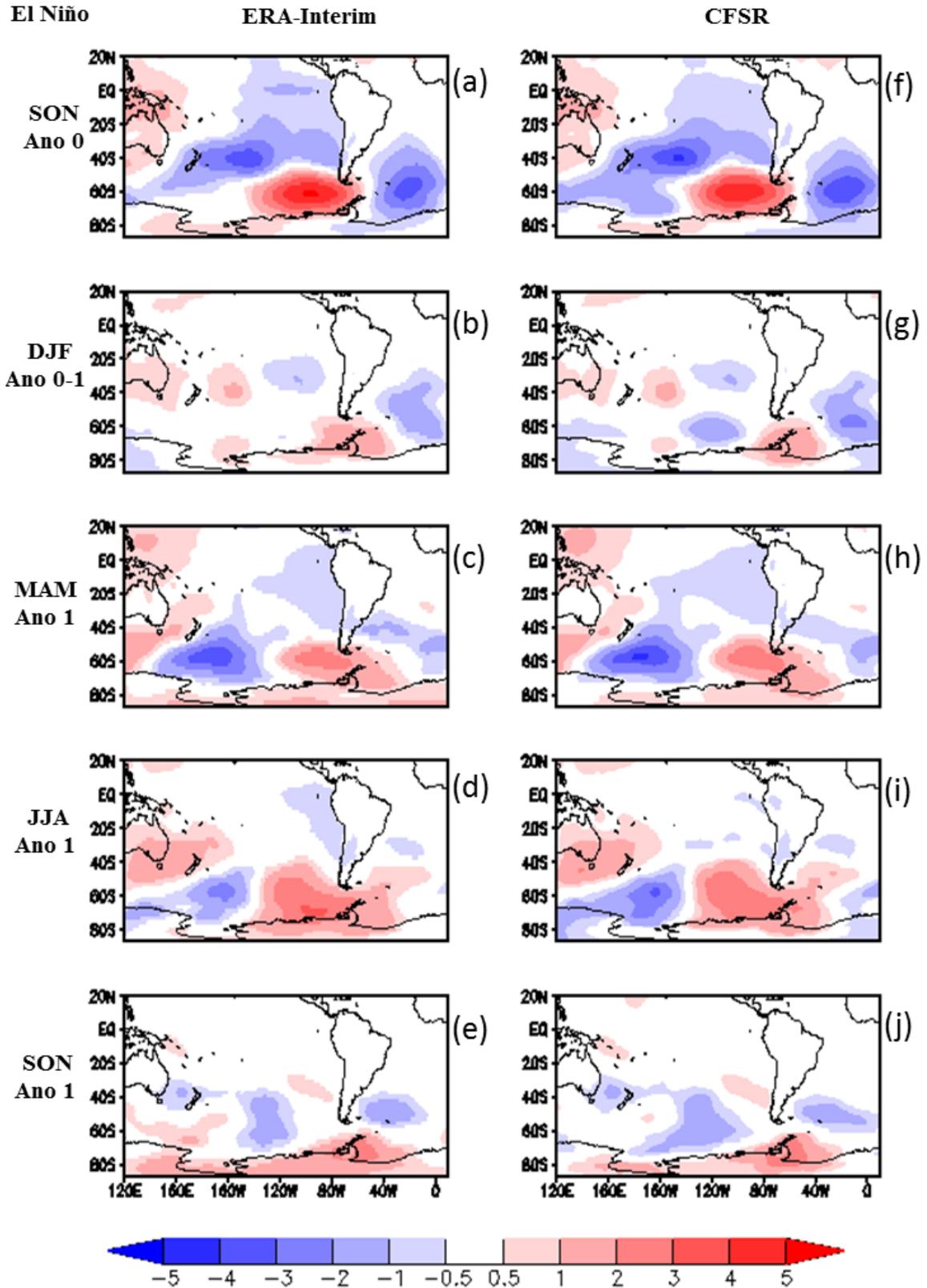
O padrão dipolo não ocorre nos 36 anos de dados. Nota-se uma relação fora de fase com mais clareza em anos de eventos extremos da La Niña, enquanto que em anos de El Niño são perceptíveis apenas nos anos de 1992-1993 e 2002-2003 (Figura 4.3a,b). Seguindo o conceito do padrão DPA, seria esperado que as séries temporais mostrassem anomalias positivas de CGM sobre o setor do Mar de Weddell durante o evento de El Niño. Os valores das anomalias para ambas as reanálises, bem como para o dado observado, no entanto, são negativos. Isso pode ser explicado pelo fato de que o tamanho e localização das áreas selecionadas destes setores desempenham um papel importante na obtenção da média da área. A área definida para o setor do Mar de Weddell mostra valores de anomalias positivas que se estendem mais a leste, pela presença de anomalias negativas a oeste dessas, as quais influenciam os valores médios obtidos para a área.

As Figuras 4.4 e 4.5 contem os padrões espaciais de anomalias de PNMM para os compostos de eventos de El Niño e La Niña. Percebe-se que os centros de anomalias positivas e negativas de PNMM exibem um padrão dipolo e estão confinadas aos setores do Mar de Weddell e Mares de Bellingshausen & Amundsen, na primavera (SON_0) (Figuras 4.4a e 4.4f).

Embora os centros de anomalias positivas e negativas ainda exibam um padrão dipolo nos períodos de DJF_{0-1} (Figuras 4.4b e 4.4g), MAM_1 (Figuras 4.4c e 4.4h), JJA_1 (Figuras 4.4d e 4.4i) e SON_1 (Figuras 4.4e e 4.4j), eles não se limitam aos setores do Atlântico e Pacífico do Oceano Austral. Cronologicamente, nota-se um deslocamento dos centros de anomalias positivas e negativas para leste, de modo que em MAM_1 e JJA_1 o centro de anomalia positiva está posicionado sobre a Península Antártica, enquanto que o centro de anomalias negativas estende-se para o nordeste do Atlântico Sul. A magnitude e extensão espacial dos centros de anomalias negativas e positivas das reanálises do CFSR e ERA-Interim são similares, mas, no entanto, mudam entre eles e é pouco perceptível. O padrão espacial das anomalias do DPA parece ser mais variável nos compostos de El Niño, no ano que antecede o evento, em ambas as reanálises (Figura 4.4).

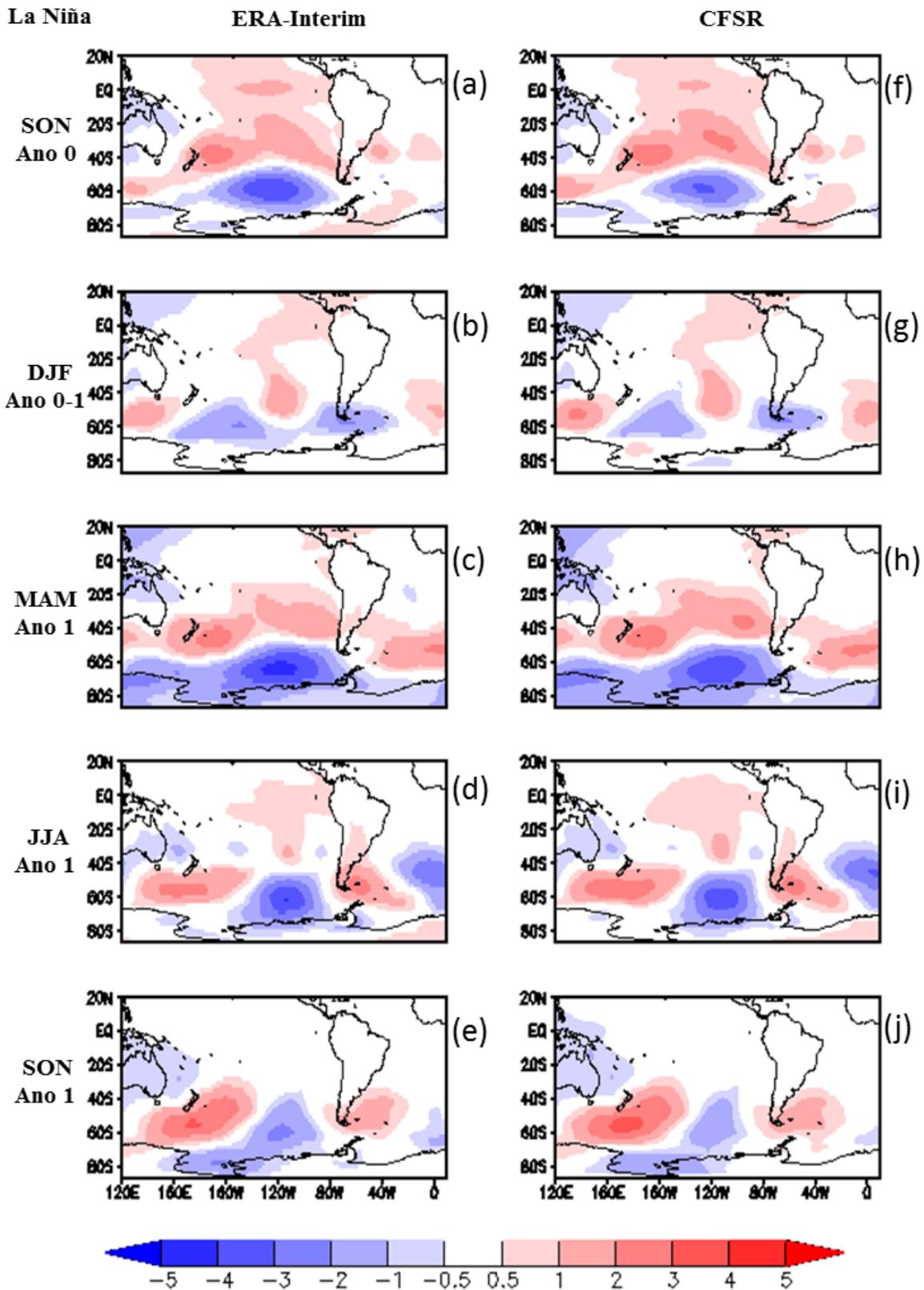
Durante os eventos de La Niña, no outono austral (Figuras 4.5a e 4.5f), é notório a manifestação do padrão DPA, com centros de anomalias negativas sobre o setor dos Mares de Bellingshausen & Amundsen, enquanto que anomalias positivas posicionam-se sobre o setor do Mar de Weddell. Porém, no verão (Figuras 4.5b e 4.5g), o padrão dipolo desloca-se para leste com o centro de anomalias negativas sobre a passagem de Drake e enquanto que o centro de anomalias positivas estendendo-se para o nordeste do Atlântico Sul, em torno de $30^\circ W$. A PNMM, no período de MAM_1 (Figuras 4.5 (c) e 4.5 (h)), é caracterizada com um grande centro de baixa pressão no Oceano Austral, mais precisamente no sudeste do Pacífico Sul e cristas em médias latitudes, estando associado à influência do modo de Oscilação Antártica sobre o DPA, corroborando com os resultados obtidos por Liu and Alexander (2007), Yuan and Li (2008). O padrão DPA, durante a la Niña, perdura e mostra-se bastante intensificado até o final da primavera (Figuras 4.5e e 4.5j) que sucede o evento.

Figura 4.4 - Compostos trimestrais sazonais das anomalias não padronizadas de Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM) (hPa) para seis eventos de El Niño.



Fonte: Produção do próprio autor.

Figura 4.5 - Compostos trimestrais sazonais das anomalias não padronizadas de Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM) (hPa) para seis eventos de La Niña.

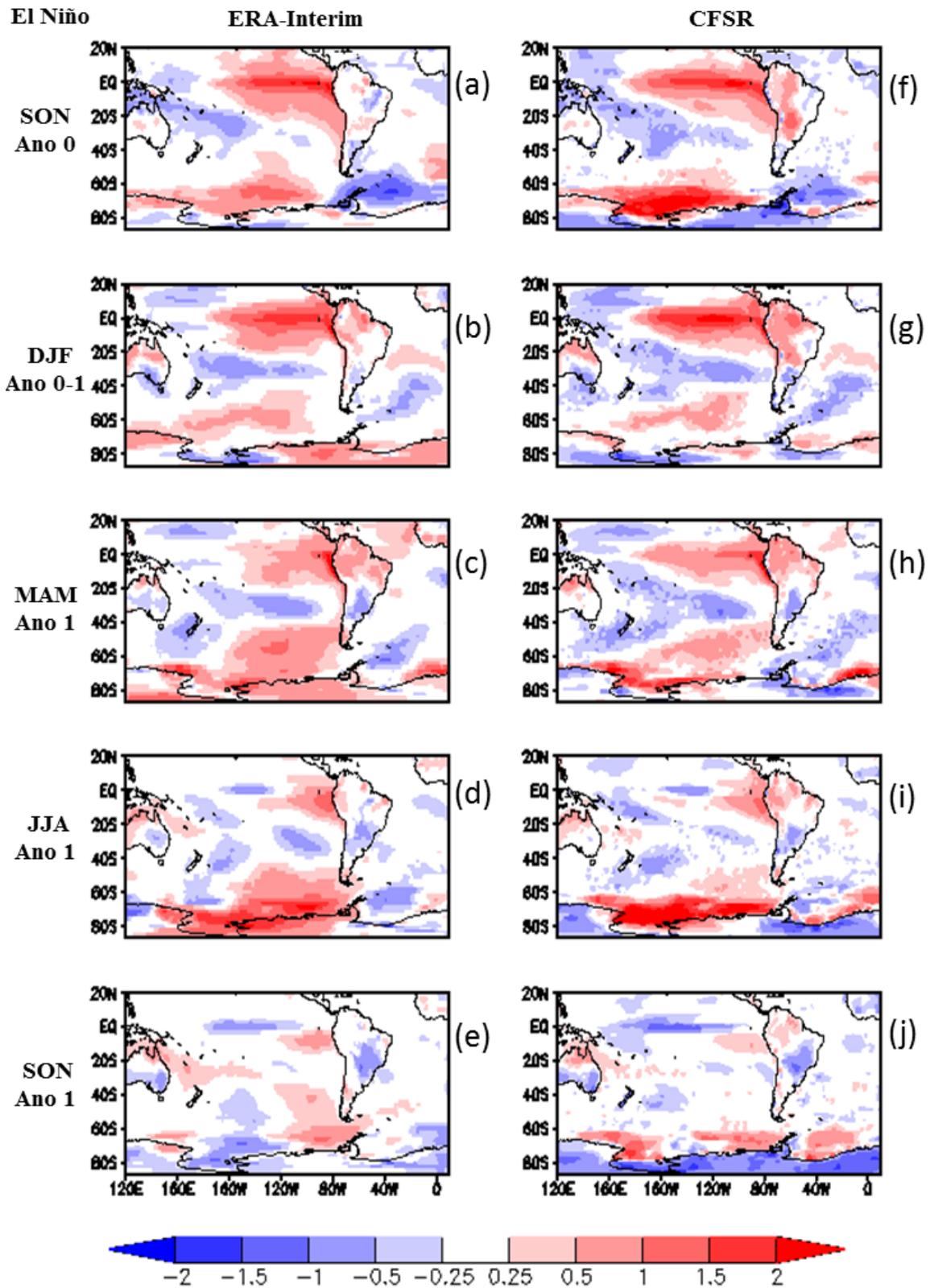


Fonte: Produção do próprio autor.

Nas Figuras 4.6 e 4.7 é apresentado o padrão espacial de anomalias de TAS. O padrão dipolo é estruturado nos Mares de Bellingshausen & Amundsen e Weddell. As fases de El Niño e La Niña exibem magnitudes similares com sinais opostos e espacialmente as duas reanálises são bastantes consistentes. As circulações anômalas intensas no sudeste do Pacífico Sul causam um fluxo meridional de calor anômalo em direção ao equador (pólo) sobre a superfície dos Mares de Ross-Amundsen, assim como nos Mares de Bellingshausen & Weddell (LIU; ALEXANDER, 2007). Os padrões de TAS mostram que o forte aquecimento (resfriamento) anômalo é coincidente com a redução (aumento) de CGM sobre os setores dos Mares de Bellingshausen & Amundsen (Weddell), respectivamente.

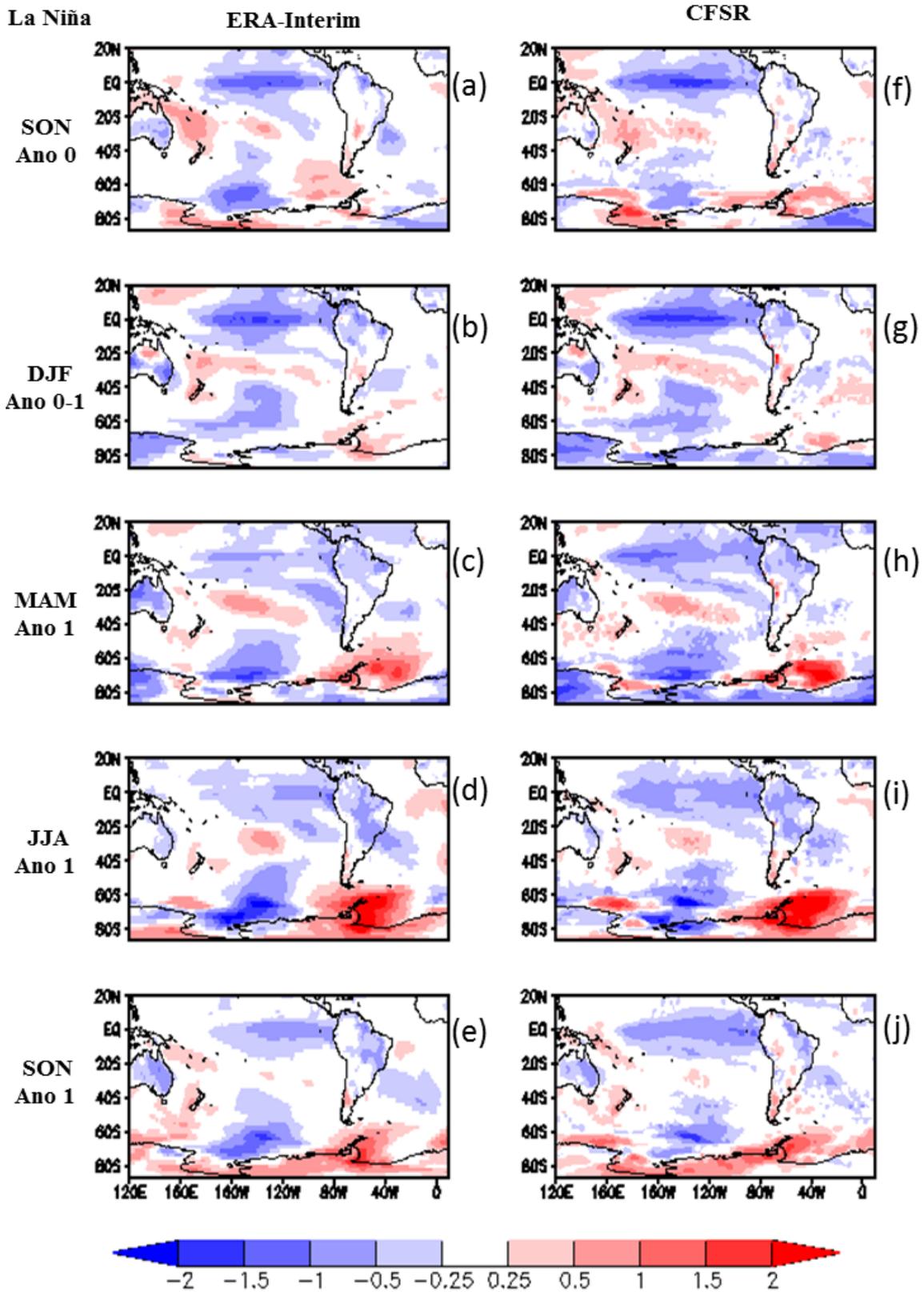
As anomalias de TAS e CGM, na região do DPA, geralmente persistem por três a quatro estações após um evento ENOS (YUAN, 2004). O dipolo de anomalias de TAS tem um melhor desenvolvimento temporal e persiste por mais tempo em um evento La Niña do que em eventos El Niño. Durante a primavera (SON), quando o El Niño está se desenvolvendo, anomalias positivas de PNMM se estabelecem no sudeste do Pacífico Sul e desencadeiam anomalias de TAS e CGM na região do DPA. Por outro lado, as anomalias de TAS e CGM na fase fria não são estabelecidas até o verão devido à grande variabilidade em todos os campos nesta fase inicial de desenvolvimento das anomalias no DPA (YUAN, 2004).

Figura 4.6 - Compostos trimestrais sazonais das anomalias não padronizadas de Temperatura do Ar em Superfície (TAS) ($^{\circ}\text{C}$) para seis eventos de El Niño.



Fonte: Produção do próprio autor.

Figura 4.7 - Compostos trimestrais sazonais das anomalias não padronizadas de Temperatura do Ar em Superfície (TAS) ($^{\circ}\text{C}$) para seis eventos de La Niña.



Fonte: Produção do próprio autor.

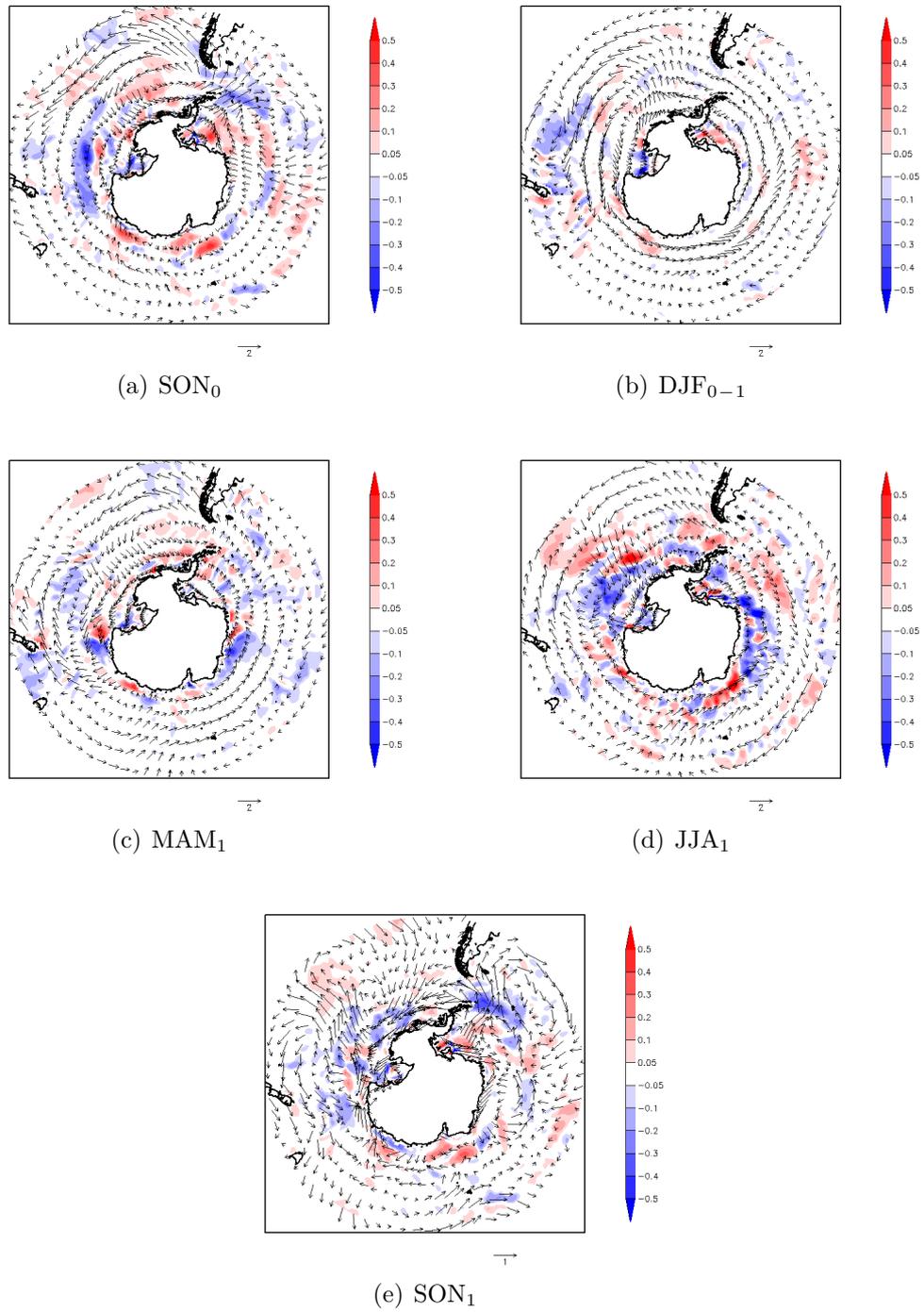
4.1.2 Compostos de Advecção de Temperatura

Foram observados os compostos de Advecção de Temperatura durante os eventos de El Niño (Figura 4.8) e La Niña (Figura 4.9) com base nos dados de reanálise do ERA-Interim. É possível perceber advecção de ar frio a leste da Península Antártica, no Mar de Weddell durante a primavera que antecede o evento El Niño (SON_0) (Figura 4.8a), contribuindo para o aumento da extensão de gelo marinho deste mar, enquanto que advecção de ar quente nos Mares de Bellingshausen & Amundsen favorece a diminuição da extensão de GM. No composto do verão (DJF_{0-1}) (Figura 4.8b) observa-se advecção de ar quente em áreas da baía do Mar de Weddell, enquanto que fraca advecção de ar frio é visto a norte dos Mares de Bellingshausen & Amundsen. Nos compostos do outono (MAM_1) (Figura 4.8c) e inverno (JJA_1) (Figura 4.8d) a advecção de ar quente, proveniente das baixas latitudes começa a se estabelecer com moderada intensidade a oeste da Península Antártica devido a um centro de alta pressão anômalo que se forma sobre os Mares de Bellingshausen & Amundsen, enquanto que um centro de baixa estabiliza-se no Mar de Weddell. Na primavera (SON_1) (Figura 4.8e) há o predomínio de advecção de ar frio no Mar de Weddell, proveniente do continente Antártico e advecção de ar quente nos Mares de Bellingshausen & Amundsen, ou seja, a oeste da Península Antártica.

A circulação da atmosfera na condição de La Niña é oposta à condição do El Niño. A Figura 4.9 mostra que de advecção de ar frio sobre grande parte do setor dos Mares de Amundsen & Bellingshausen, proveniente do continente Antártico, enquanto que a advecção de ar quente oriunda das baixas latitudes se propaga em direção ao Mar de Weddell. Portanto, a advecção de temperatura provoca um aquecimento (resfriamento) anômalo sobre o(os) Mar (Mares) de Weddell (Bellingshausen & Amundsen) favorecendo a diminuição (aumento) da extensão de GM.

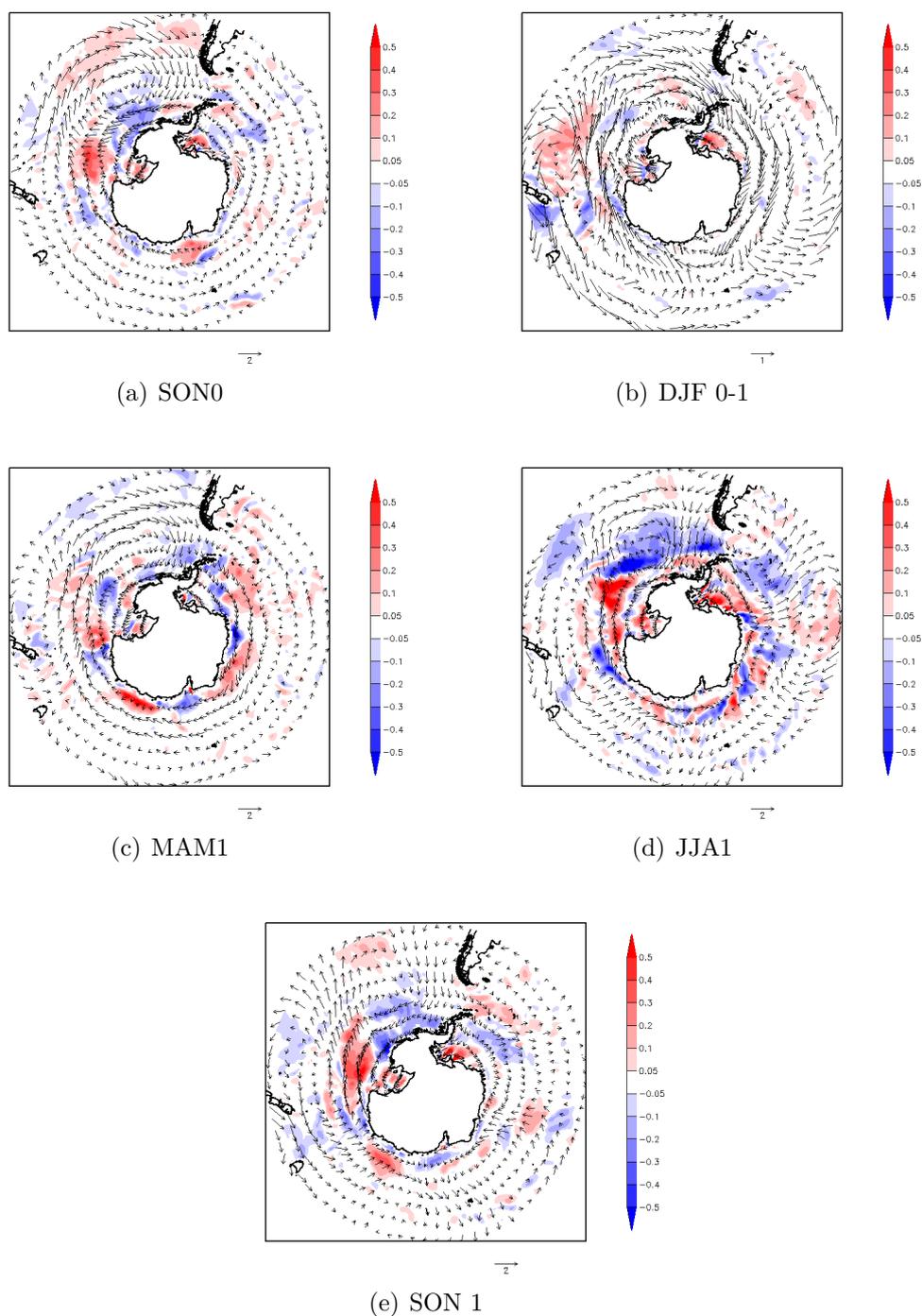
Nos meses do inverno (JJA_1) durante o evento ENOS (Figuras 4.8d e 4.8d) há advecção quente sobre a Antártica ocidental. Conforme sugerido por Ding et al. (2011), o aquecimento sobre a Antártica ocidental (i.e., Mar de B&A) observado nos meses do inverno, pode-se dar pela propagação das ondas de Rossby.

Figura 4.8 - Compostos trimestrais sazonais das anomalias não padronizadas de advecção de temperatura (k/hora) em 1000 hPa para seis eventos de El Niño.



Fonte: Produção do próprio autor.

Figura 4.9 - Compostos trimestrais sazonais das anomalias não padronizadas de advecção de temperatura (k/hora) em 1000 hPa para seis eventos de La Niña.



Fonte: Produção do próprio autor.

4.1.3 Compostos de Altura Geopotencial

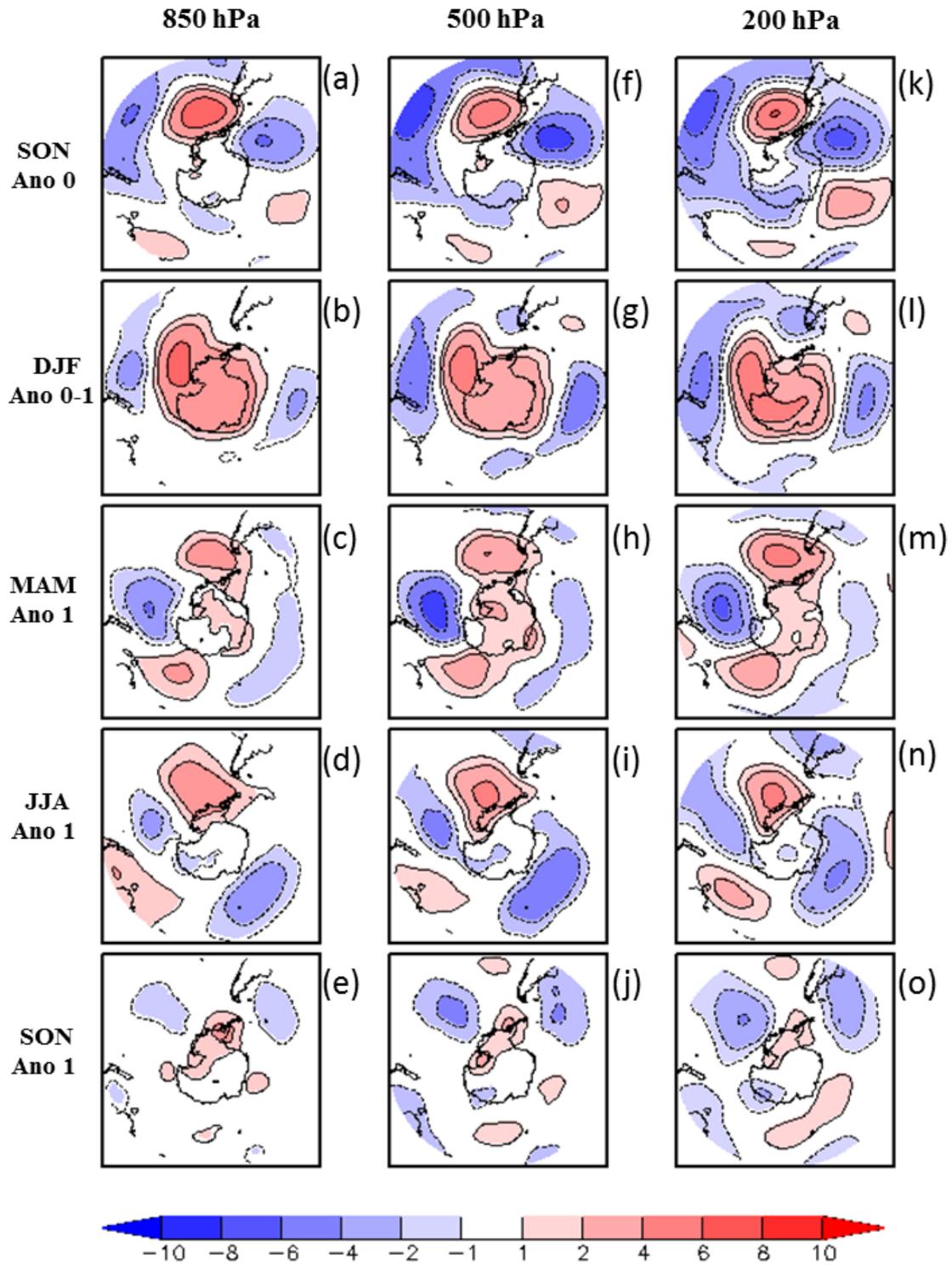
Nesta seção foram gerados os mapas de anomalias de Altura de Geopotencial (AGP) em 850 hPa (Fig.4.10a-e e Fig.4.11a-e), em 500 hPa (Fig.4.10f-j e Fig.4.11f-j) e em 200hPa (Fig.4.10k-o e Fig.4.11k-o).

Composições do período da primavera (SON_0) (Figuras 4.10a, 4.10f e 4.10k) que antecede o evento quente (El Niño) evidenciam a configuração do trem de ondas conhecido como PSA (GHIL et al., 1991), com um centro de anomalias positivas forma-se sobre o setor dos Mares de Bellingshausen & Amundsen e um centro de anomalias negativas estaciona-se em torno do giro central de Weddell, no setor do Atlântico, caracterizando-se como padrão DPA. No verão (DJF_{0-1}) é possível visualizar a OA configurada ao longo da coluna troposférica (Figuras 4.10b, 4.10g e 4.10l). Carvalho et al. (2005) indicaram que fases negativas (positivas) da OA durante o verão são dominantes quando o padrão de anomalias de TSM, convecção e circulação assemelham-se às fases El Niño (La Niña). Heureux and Thompson (2006), utilizando dados de reanálises do NCEP/NCAR, mostraram que 25% da variabilidade interanual da OA é linearmente relacionada com a flutuação do ENOS e que essa relação ocorre durante o verão austral.

Nas estações que sucedem o evento El Niño (MAM_1 , JJA_1 e SON_1), percebe-se que o padrão DPA volta a se configurar, porém, com o centro de baixa anômalo sobre o Mar de Weddell deslocado para leste, estendendo-se a nordeste do Atlântico Sul. Os resultados mostram que ao longo da coluna troposférica, os padrões espaciais permanecem com a mesma estrutura indicando sua estrutura barotrópica.

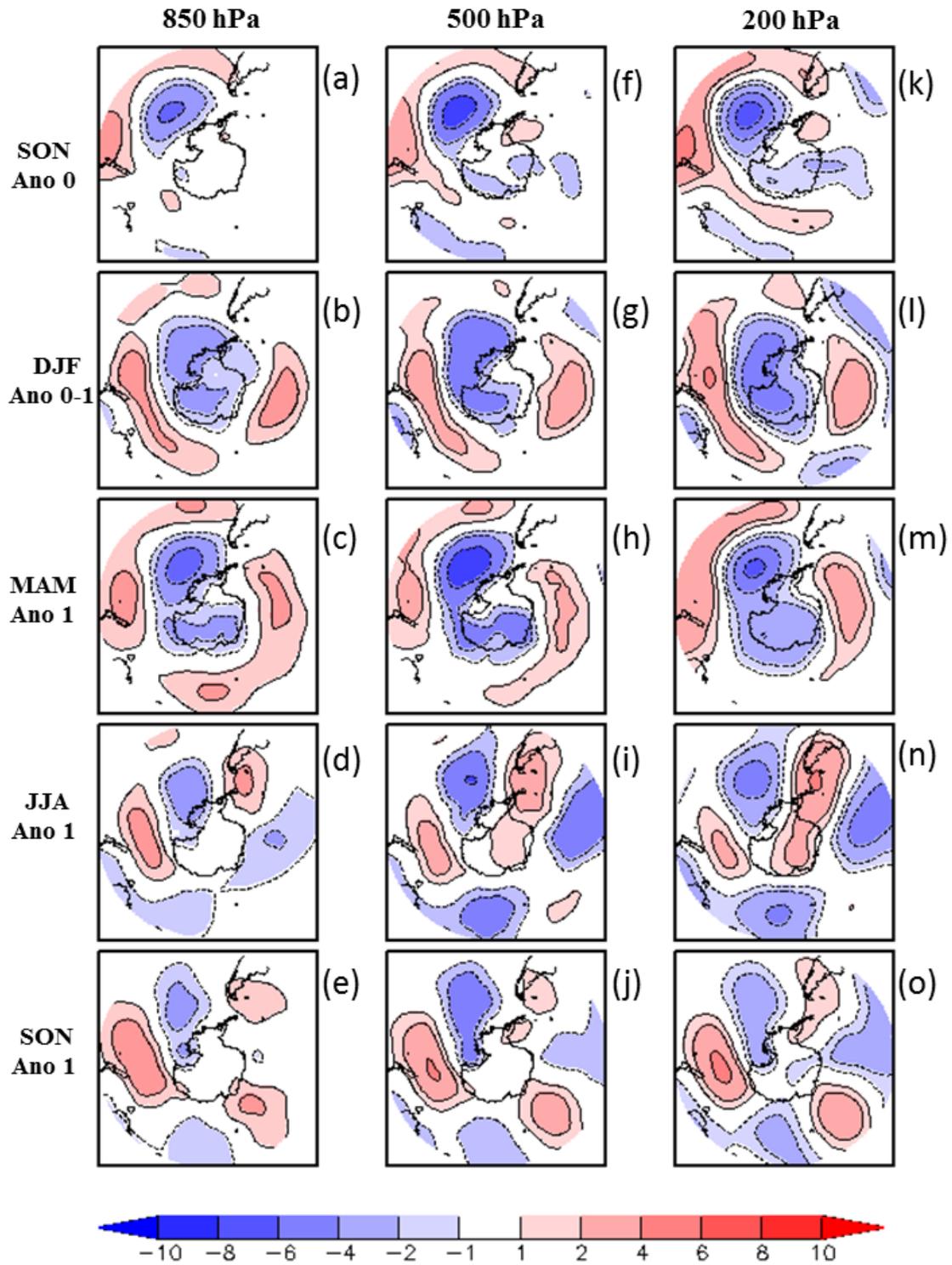
A configuração espacial dos centros anômalos do DPA nos compostos de La Niña (Figura 4.11) é oposta àquela dos compostos de El Niño. O centro de anomalias positivas sobre o Mar de Bellingshausen durante eventos El Niño persiste apenas duas estações do ano após um El Niño amadurecido e a três estações do ano na fase da La Niña.

Figura 4.10 - Compostos sazonais das anomalias trimestrais não padronizadas da Altura do Geopotencial (AGP) para seis eventos de El Niño, analisando a sua estrutura espacial nos seguintes níveis: 850 hPa, 500 hPa e 200 hPa.



Fonte: Produção do próprio autor.

Figura 4.11 - Compostos sazonais das anomalias trimestrais não padronizadas da Altura do Geopotencial (AGP) para seis eventos de La Niña, analisando a sua estrutura espacial nos seguintes níveis: 850 hPa, 500 hPa e 200 hPa.



Fonte: Produção do próprio autor.

4.2 Análise dos Modos de Variabilidade

Abaixo são mostrados os modos principais de variabilidade, isto é, seus autovetores e autovalores e seus respectivos coeficientes de expansão para os campos de GM, PNMM e TAS, respectivamente. É indispensável ressaltar que os dados apresentados não foram filtrados a fim de não extrair da série a influência do ENOS e da OA.

4.2.1 Concentração de Gelo Marinho

As Figuras 4.12(a), 4.14(a), 4.16(a) e 4.18(a), apresentam os padrões espaciais dos seis primeiros modos, do CGM e os percentuais de suas variâncias explicadas (Tabela 4.1) dos compostos do trimestre Dezembro, Janeiro e Fevereiro, para o período de 1979 a 2015. As três primeiras FOEs da CGM totalizam 39,4% da variância acumulada, em que a FOE1 representa 18,13%, seguida por 12,74% da FOE2 e 8,53% da FOE3. O primeiro padrão (Figura 4.12) exhibe autovetores distintos sobre quase toda a área analisada, com maiores amplitudes sobre os setores dos Mares de Weddell, Bellingshausen & Amundsen e Ross.

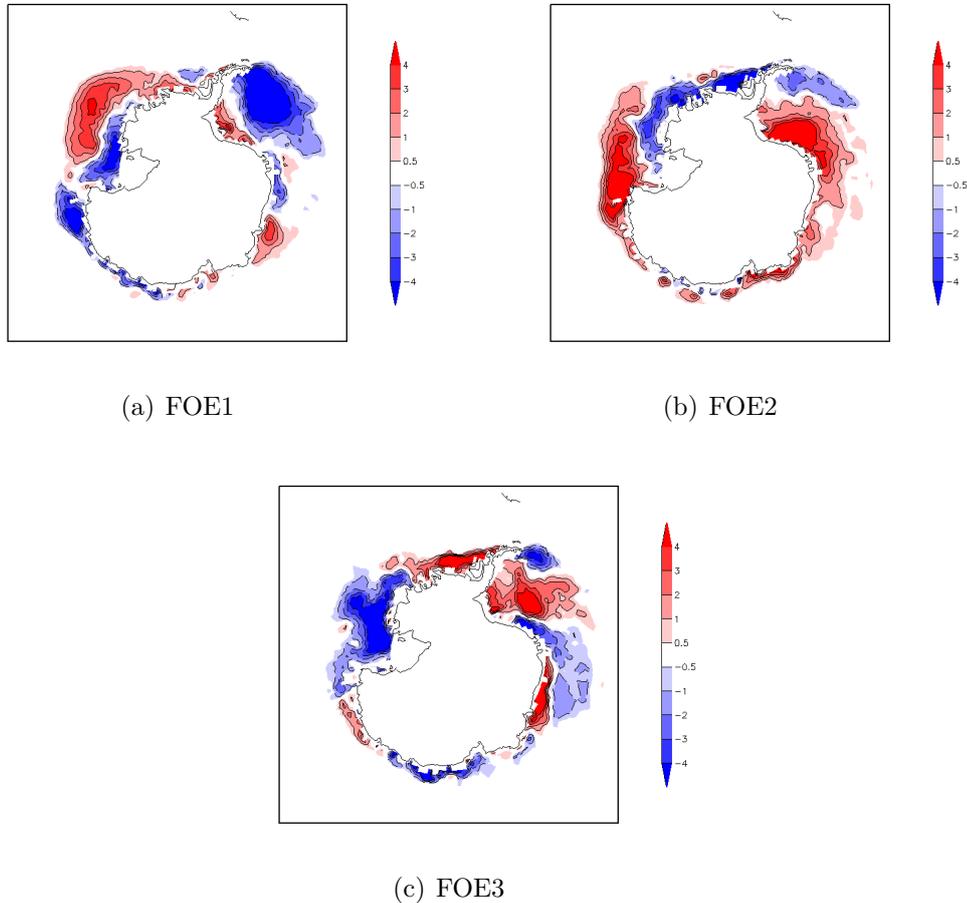
Embora o trimestre DJF apresente menores concentrações de GM, foi quando observou-se maior variabilidade em relação as demais estações. Semelhante à OA, a influência da circulação atmosférica nas anomalias de CGM antártico em anos ENOS varia em função da estação. Existem fortes semelhanças entre as assinaturas atmosféricas da OA e do ENOS durante o verão (KAROLY, 1989; HEUREUX; THOMPSON, 2006). A série temporal associada ao primeiro padrão das anomalias de CGM sobre o Oceano Austral mostra acentuada variabilidade interanual (Figura 4.13a), com amplitudes acentuadas em anos intensos de El Niño (La Niña), como em 1982-1983, 1997-1998 (1998-2000), respectivamente.

Tabela 4.1 - Variância total explicada pelos seis primeiros modos de variabilidade da CGM, para o período de DJF.

FOE	% da variância	Variância Acumulada
1	18,13	18,13
2	12,74	30,87
3	8,53	39,4
4	5,75	45,15
5	5,00	50,15
6	4,69	54,84

Fonte: Produção do próprio autor.

Figura 4.12 - Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de CGM da Antártica para o período de DJF (1979 - 2014).

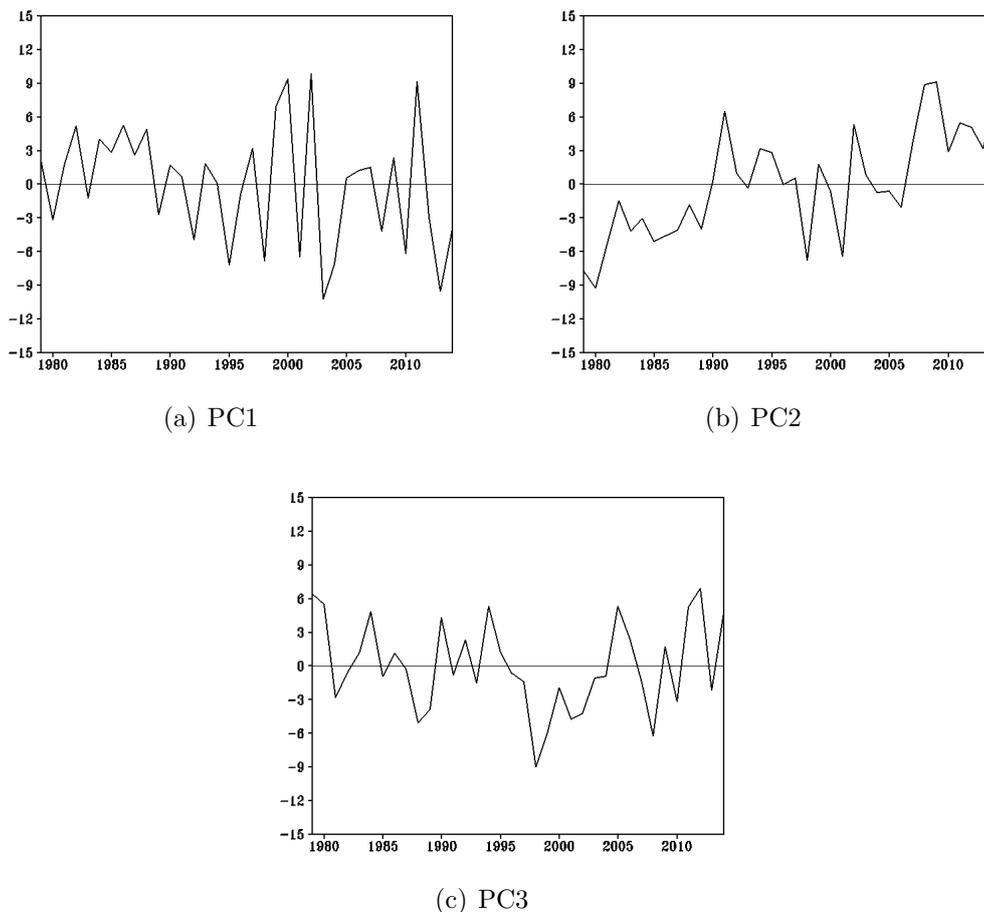


Fonte: Produção do próprio autor.

Com o verão, o gelo marinho derrete e se retrai em altas latitudes. A situação corresponde à FOE2 (Figura 4.14b). O campo de anomalias corresponde a um dipolo entre os setores do Mar de Weddell e Mar de Bellingshausen. Pode-se perceber que em grande parte do Mar de Weddell permanece com uma alta concentração de gelo marinho, enquanto que nos Mares de Bellingshausen & Amundsen se retrai completamente, ou seja, apresentando uma baixa concentração. A segunda série temporal da CP (CP2) de DJF, Fig.4.13(b), mostra uma tendência positiva que quando combinado com as regiões de maior variância no padrão espacial (Figura 4.12(b)), pode ser interpretada como diminuição da CGM sobre o setor do Mar de Bellingshausen & Amundsen e setor leste do Mar de Weddell. Em observações realizada por Liu et al. (2004), entre os anos de 1979 a 2002, comprovam que o GM mostrou uma diminuição de 4 a 10% por década.

Os eventos de El Niño intenso têm ocorrido com maior frequência nos últimos anos o que pode indicar que esta forçante tropical tenha uma ligação significativa nas mudanças climáticas sobre os setores do Oceano Austral. Por outro lado, a explicação para o aumento da CGM, ao longo dos anos, no setor do Mar de Ross, pode estar associada a uma tendência positiva da fase positiva da OA e na forte atuação dos ventos catabáticos, impulsionados pela topografia regional acidentada das montanhas de gelo da Antártica, que transportam ar frio continental em direção a plataforma de gelo do Mar de Ross. O terceiro modo principal de variabilidade do marinho antártico mostra concentrações muito baixas sobre os setores dos Mares de Weddell e Bellingshausen & Amundsen devido a retração do gelo sobre o Oceano Austral que ocorre no verão. No entanto, ocorrem concentrações relativamente altas no interior do Mar de Weddell.

Figura 4.13 - Coeficientes de expansão dos três primeiros modos de variabilidade de CGM austral para o período de DJF (1979 - 2014).



Fonte: Produção do próprio autor.

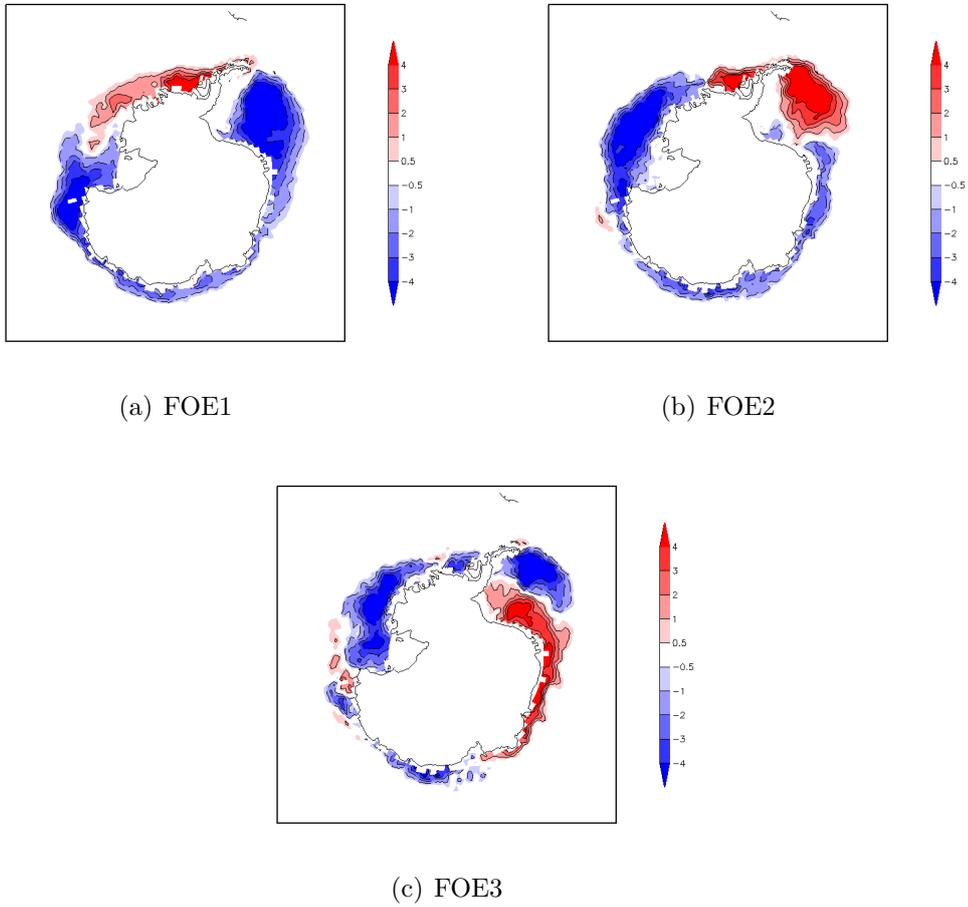
O primeiro modo de variabilidade do outono (MAM)(Figura 4.14a) é possível observar variância com amplitude fora de fase entre os mares de Weddell e Bellingshausen & Amundsen. Este modo indica variabilidade devido à transição do verão para o outono. É observada uma tendência de aumento da concentração de gelo marinho sobre o Mar de Weddell quando o peso do campo espacial é combinado com a CP (PC1) (Figura 4.15a), enquanto que os Mares de Bellingshausen & Amundsen apresentam uma tendência de baixa concentração. O segundo modo dominante do GM, FOE2 (Figura 4.14b) para o outono apresenta 13,77% de variância explicada e a CP (CP2) (Figura 4.15b) está associada à variabilidade interanual.

Tabela 4.2 - Variância total explicada pelos seis primeiros modos da FOE da CGM, para o período de MAM.

FOE	% da Variância	Variância Acumulada
1	25,76	25,76
2	13,77	39,53
3	9,40	48,93
4	7,75	56,68
5	6,08	62,76
6	4,13	66,89

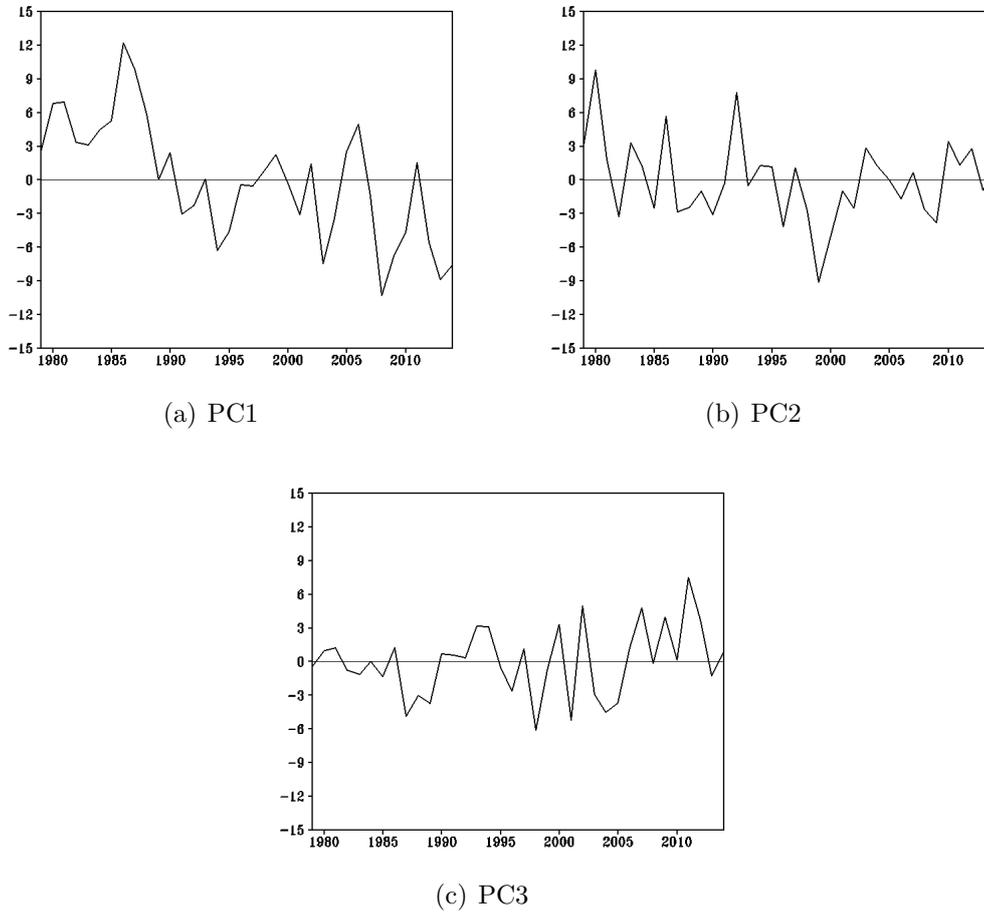
Fonte: Produção do próprio autor.

Figura 4.14 - Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de CGM da Antártica para o período de MAM (1979 - 2014).



Fonte: Produção do próprio autor.

Figura 4.15 - Coeficientes de expansão dos três primeiros modos de variabilidade das anomalias não normalizadas de CGM de MAM sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2014).



Fonte: Produção do próprio autor.

Os principais modos de variabilidade obtidos a partir das FOE1 (Figura 4.16a) e FOE2 (Figura 4.16b) para a concentração de gelo marinho, no inverno (JJA), exibem um padrão dipolo com anomalias de sinal no Pacífico e sinal oposto no Atlântico. Assim, o modo de variabilidade DPA explica 25,33% e 14,5% da variabilidade total da CGM (YUAN; MARTINSON, 2001).

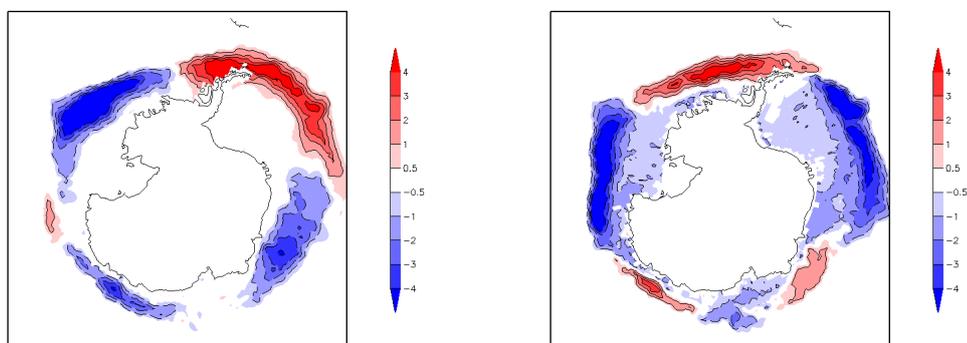
Tabela 4.3 - Variância total explicada pelos seis primeiros modos da FOE da CGM, para o período de JJA.

FOE	% da Variância	Variância Acumulada
1	25,33	25,33
2	14,50	39,83
3	9,12	48,95
4	6,84	55,79
5	4,91	60,7
6	4,77	65,47

Fonte: Produção do próprio autor.

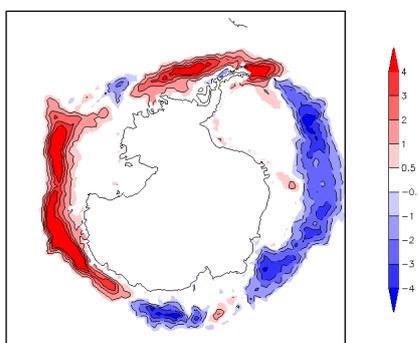
Nota-se que a série temporal correspondente à primeira FOE (CP1), de JJA, (Figura 4.17a), apresenta variabilidade interanual e está associada ao ENOS. Isto mostra que o ciclo ENOS é ligado aos campos de CGM. É possível observar que a segunda FOE (CP2)(Figura 4.17) exibe uma situação resultante do crescimento de CGM no leste do Mar de Weddell, enquanto que o crescimento sobre os Mares de Bellingshausen & Amundsen é limitado. As variações do GM podem afetar a circulação atmosférica através de mudanças no albedo superficial e fluxos superficiais de calor, umidade e momentum. No inverno austral, o efeito do albedo é suprimido devido à baixa insolação.

Figura 4.16 - Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de CGM da Antártica para o período de JJA (1979 - 2014).



(a) FOE1

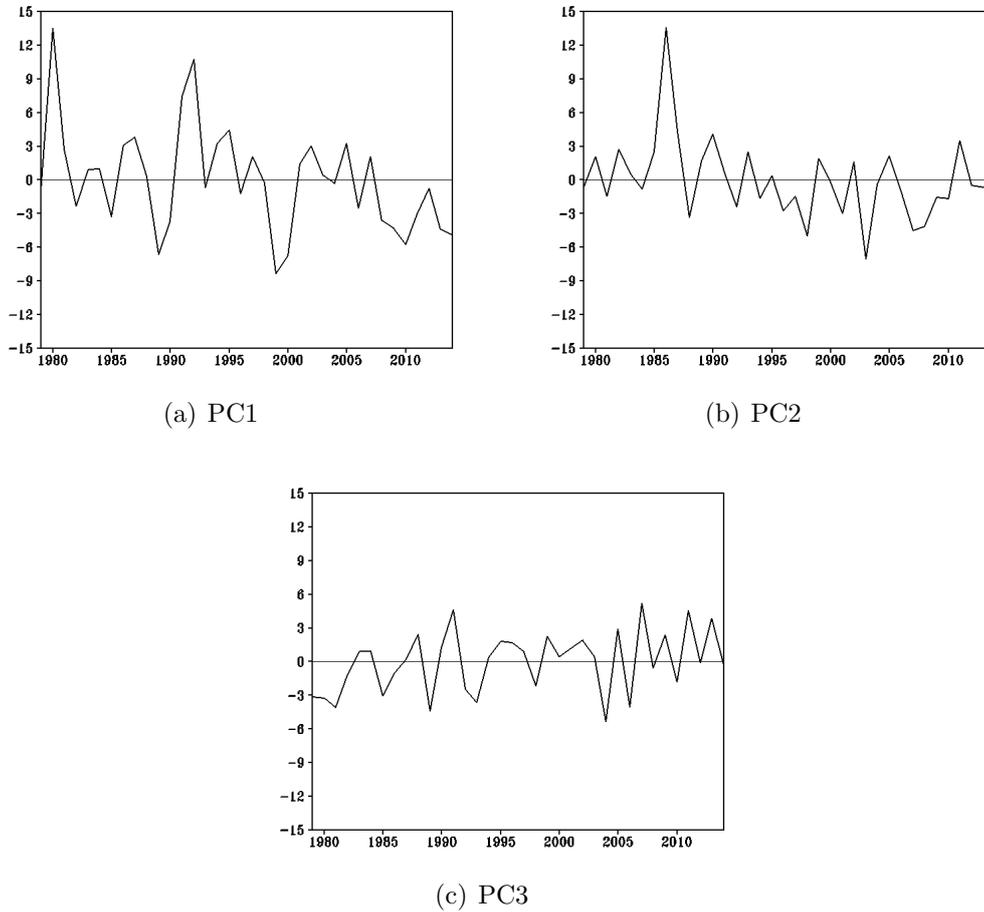
(b) FOE2



(c) FOE3

Fonte: Produção do próprio autor.

Figura 4.17 - Coeficientes de expansão dos três primeiros modos de variabilidade das anomalias não normalizadas de CGM de JJA sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2014).



Fonte: Produção do próprio autor.

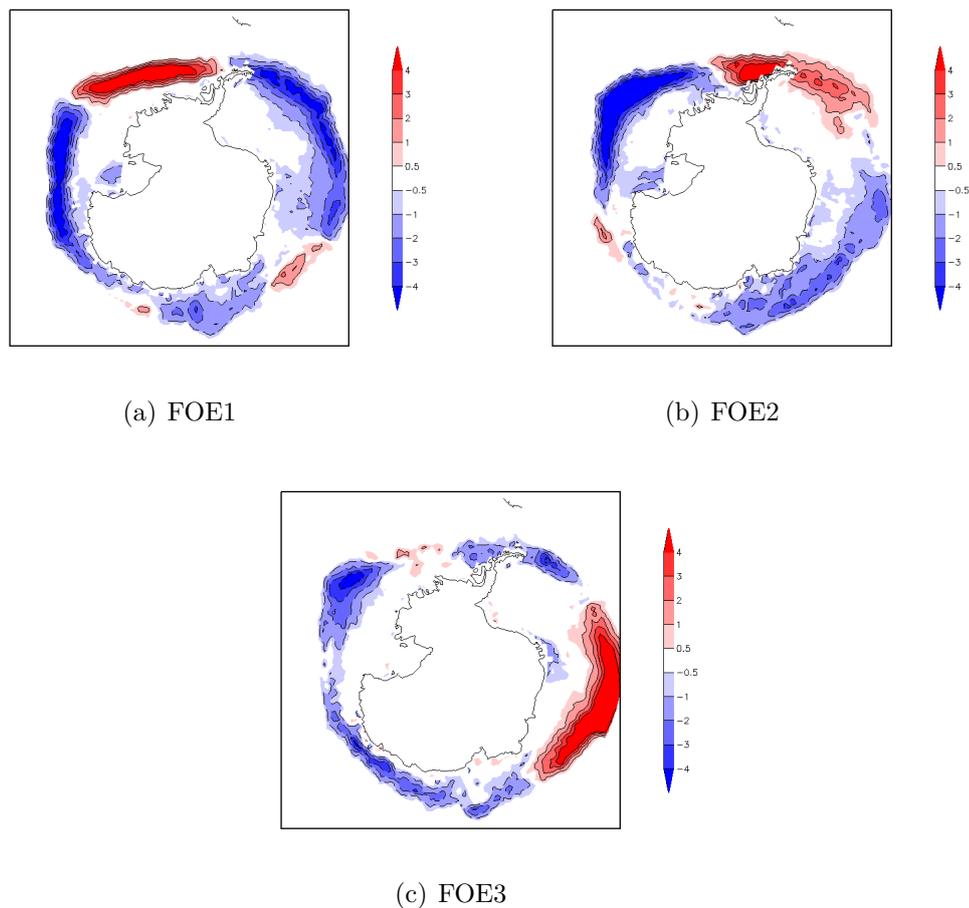
Tabela 4.4 - Variância total explicada pelos seis primeiros modos da FOE da CGM, para o período de SON.

FOE	% da Variância	Variância Acumulada
1	21,03	21,03
2	14,93	35,96
3	9,92	45,88
4	7,33	53,21
5	5,71	58,92
6	4,77	63,69

Fonte: Produção do próprio autor.

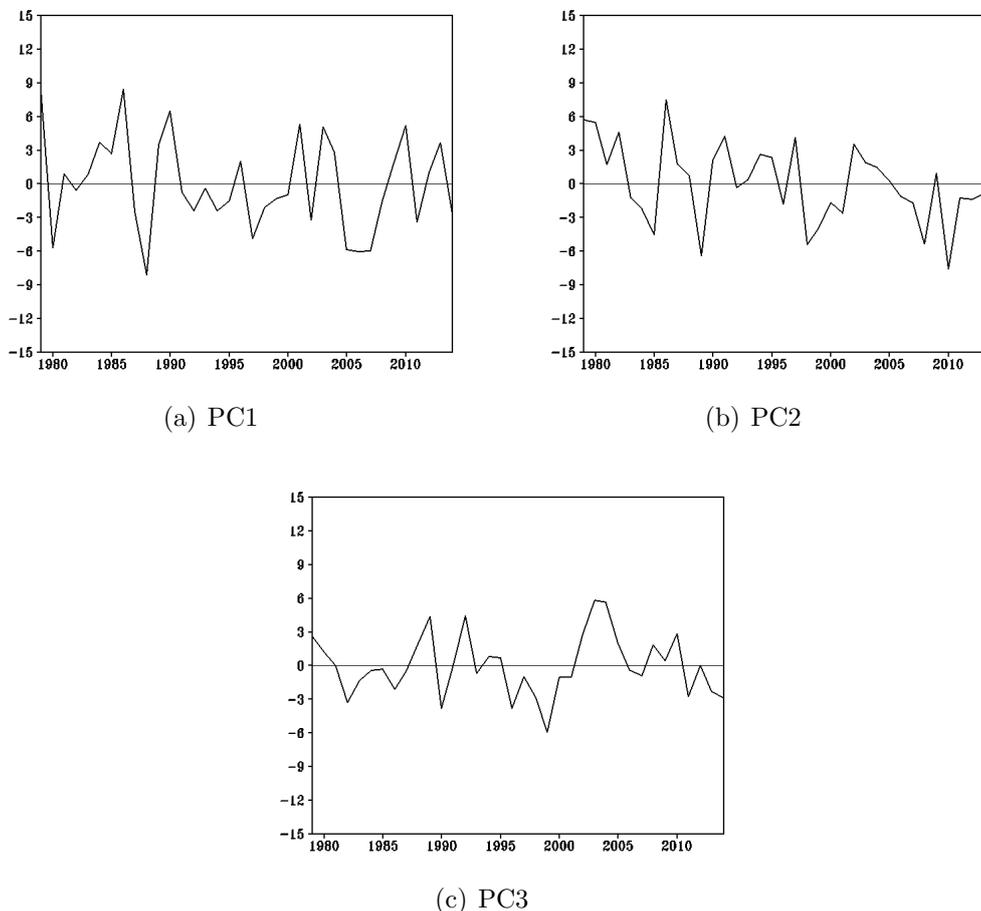
O primeiro modo da FOE da primavera (SON) (Figura 4.18a) representa 21,03% da variância explicada do campo espacial da CGM, correspondendo ao padrão DPA. Observa-se que entre os Mares de Bellingshausen & Amundsen há um região de anomalias positivas que é estabelecida, enquanto que o Mar de Weddell apresenta o inverso, ou seja, anomalias negativas se estabelecem naquele mar. É perceptível que o segundo modo da FOE (Figura 4.18b) também apresente o padrão DPA, sendo este com variância explicada de 14,93%, porém, apresentando o modo inverso do dipolo. As séries temporais referentes as duas primeiras componentes principais (Figuras 4.19a e 4.19b) mostram alternâncias entre valores positivos e negativos, onde os extremos positivos e negativos correspondem a anos de eventos ENOS.

Figura 4.18 - Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de CGM da Antártica para o período de SON (1979 - 2014).



Fonte: Produção do próprio autor.

Figura 4.19 - Coeficientes de expansão dos três primeiros modos de variabilidade das anomalias não normalizadas de CGM de SON sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2014).



Fonte: Produção do próprio autor.

4.2.2 Pressão ao Nível Médio do Mar

As Figuras 4.20(a), 4.22(a), 4.24(a) e 4.26(a), mostram os primeiros modos das FOE's de PNMM para DJF, MAM, JJA, e SON, explicando 43,26%, 36,76%, 36,71% e 35,44% das variâncias totais, respectivamente (Tabela 4.5). As maiores variâncias dos modos principais de variabilidade da PNMM ocorrem ao sul de 30°S. Pode-se notar a predominância de uma estrutura zonalmente simétrica e fora de fase entre as médias latitudes (Figura 4.20a).

No entanto, uma estrutura não-anular da PNMM, com uma estrutura zonalmente alongada, pode ser observada a oeste da Península Antártica. O fato é que a OA é o padrão dominante associado ao primeiro modo da FOE. A FOE2 (Figura 4.20b) do

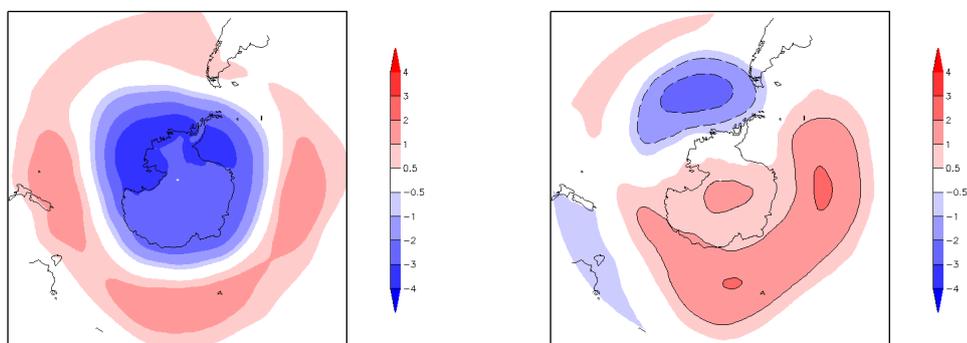
verão exibe 11,64% da variância explicada. Observa-se Anomalias negativas a oeste da Península Antártica indicam a presença da baixa climatológica (RAPHAEL et al., 2015; PARISE, 2014). Nas séries temporais das primeiras FOEs, de DJF (Figura 4.21a), MAM (Figura 4.23a), JJA (Figura 4.25a) e SON (Figura 4.27a), são exibidos valores negativos do índice OA os quais estão associados a anomalias negativas (positivas) de PNMM sobre as altas (médias) latitudes, respectivamente.

Tabela 4.5 - Total da variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da PNMM, de DJF.

FOE	% da Variância	Variância Acumulada
1	43,26	43,26
2	11,64	54,9
3	8,23	63,13
4	6,77	69,9
5	5,22	75,12
6	4,16	79,28

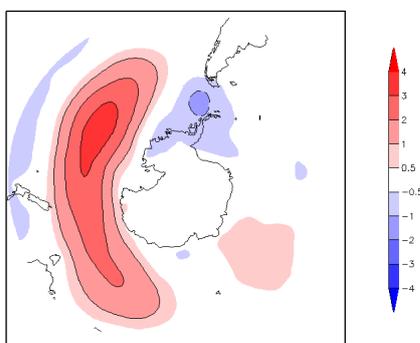
Fonte: Produção do próprio autor.

Figura 4.20 - Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de PNMM de DJF sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).



(a) FOE1

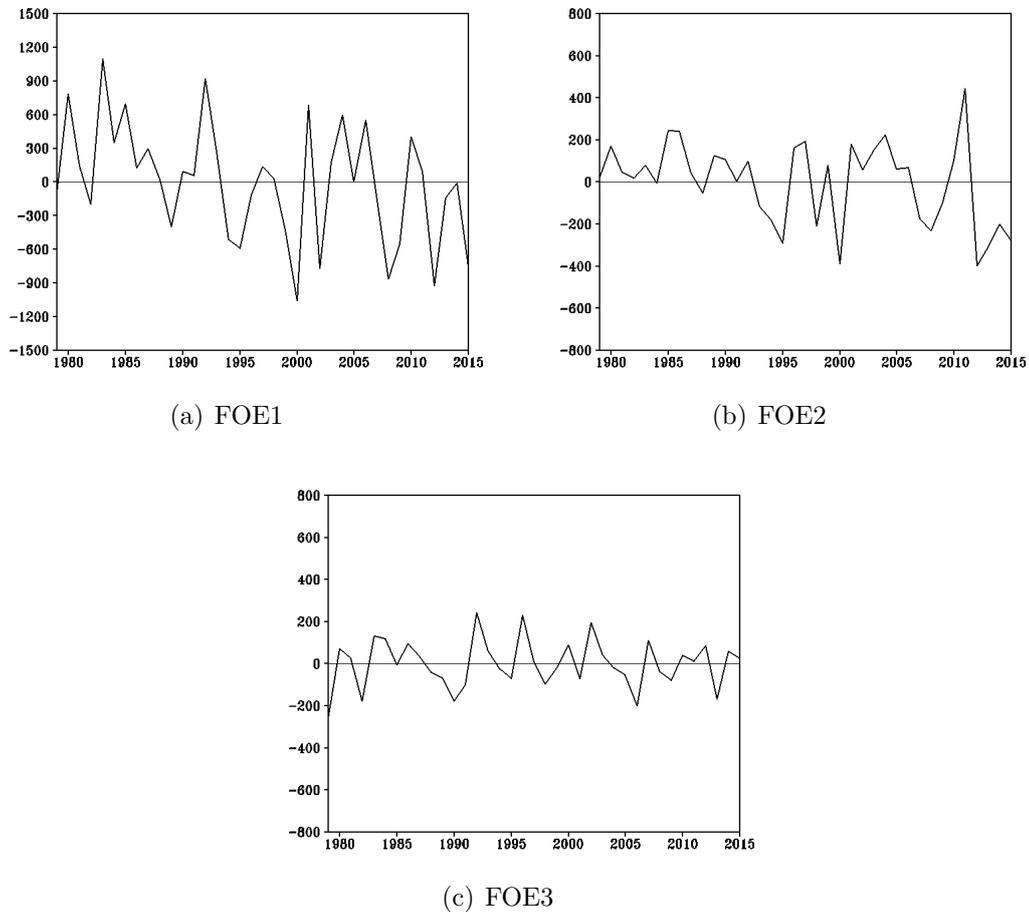
(b) FOE2



(c) FOE3

Fonte: Produção do próprio autor.

Figura 4.21 - Coeficientes de expansão dos três primeiros modos de variabilidade de PNMM de DJF sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).



Fonte: Produção do próprio autor.

Nota-se que a FOE1 da PNMM (Figura 4.22a) do outono (MAM) é caracterizada por sinais opostos de anomalias entre as regiões polares e latitudes médias, estando associadas à OA, com 36,76% de variância explicada. Também se observa trem de ondas de número 3 nas latitudes médias. A FOE2 (Figura 4.24b) explica 14,8% da variância dos dados, apresentando anomalias positivas de pressão associadas a um bloqueio atmosférico (anticiclone) confinado a oeste da Península Antártica.

O terceiro modo de variabilidade da PNMM exibe um padrão de ondas 2 associado ao PSA (MO, 1987)(Figura 4.26c), com 11,46% de variância explicada. A terceira componente principal (CP3)(Figura 4.23c) apresenta um comportamento oscilatório entre a fase negativa e positiva que se associa ao padrão PSA. Estudos recentes também indicam que o padrão PSA desempenha um papel importante na variabilidade

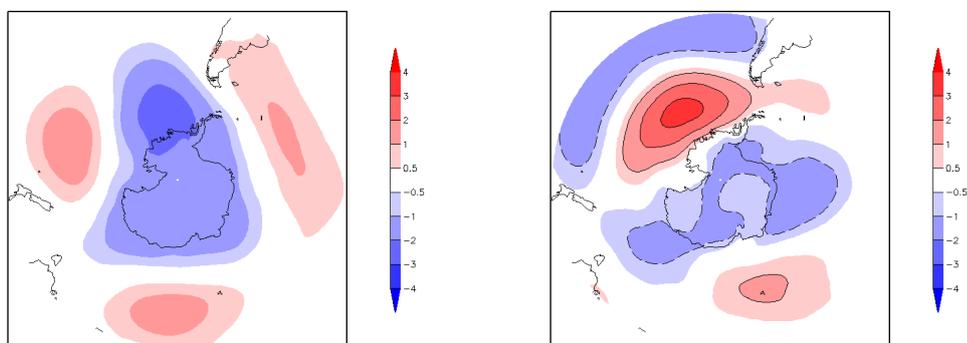
do gelo marinho nos Mares de Bellingshausen & Amundsen Raphael and Hobbs (2014).

Tabela 4.6 - Total da variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da PNMM, de MAM.

FOE	% da Variância	Variância Acumulada
1	36,76	36,76
2	14,80	51,56
3	11,46	63,02
4	6,17	69,19
5	5,06	74,25
6	4,12	78,37

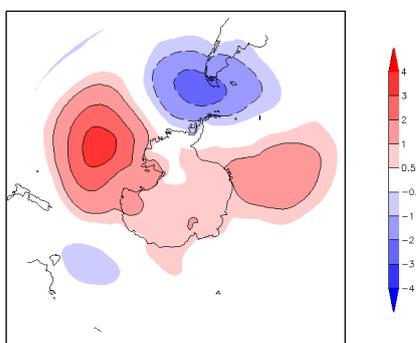
Fonte: Produção do próprio autor.

Figura 4.22 - Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de PNMM de MAM sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).



(a) FOE1

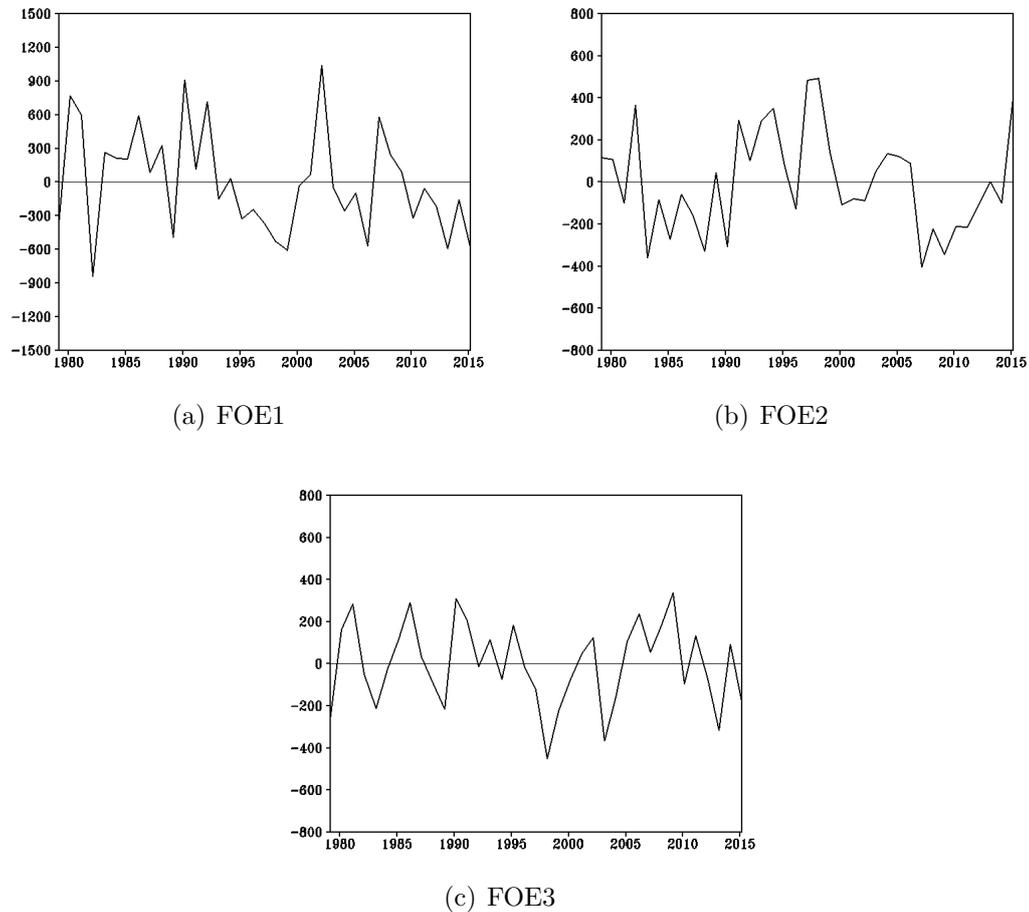
(b) FOE2



(c) FOE3

Fonte: Produção do próprio autor.

Figura 4.23 - Coeficientes de expansão dos três primeiros modos de variabilidade de PNMM de MAM sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).



Fonte: Produção do próprio autor.

Os três primeiros modos da FOE para as anomalias de PNMM durante a estação de inverno (JJA) apresentam variância acumulada de 63,71% (Tabela 4.7). A estrutura espacial do principal modo da FOE1 (Figura 4.24a) possui o mesmo sinal em altas latitudes, o qual é oposto em médias latitudes, e está associada à OA. A FOE2 (Figura 4.24b) é caracterizada por uma onda zonal de número 3 sobre os setores do Oceano Austral. A FOE3 (Figura 4.24c) explica 12,51% de variância.

A sua estrutura espacial caracteriza-se por um sinal de anomalias negativas centrado em 50°S e 120°W, que pode estar associado a eventos de ciclogêneses próximos da PA (TURNER et al., 1998). Os autores ressaltaram que o principal mecanismo de desenvolvimento dos mesociclones foram os centros de baixa pré-existentes na região da PA. Esta atividade ciclônica devido aos centros de baixa tem impacto significativo

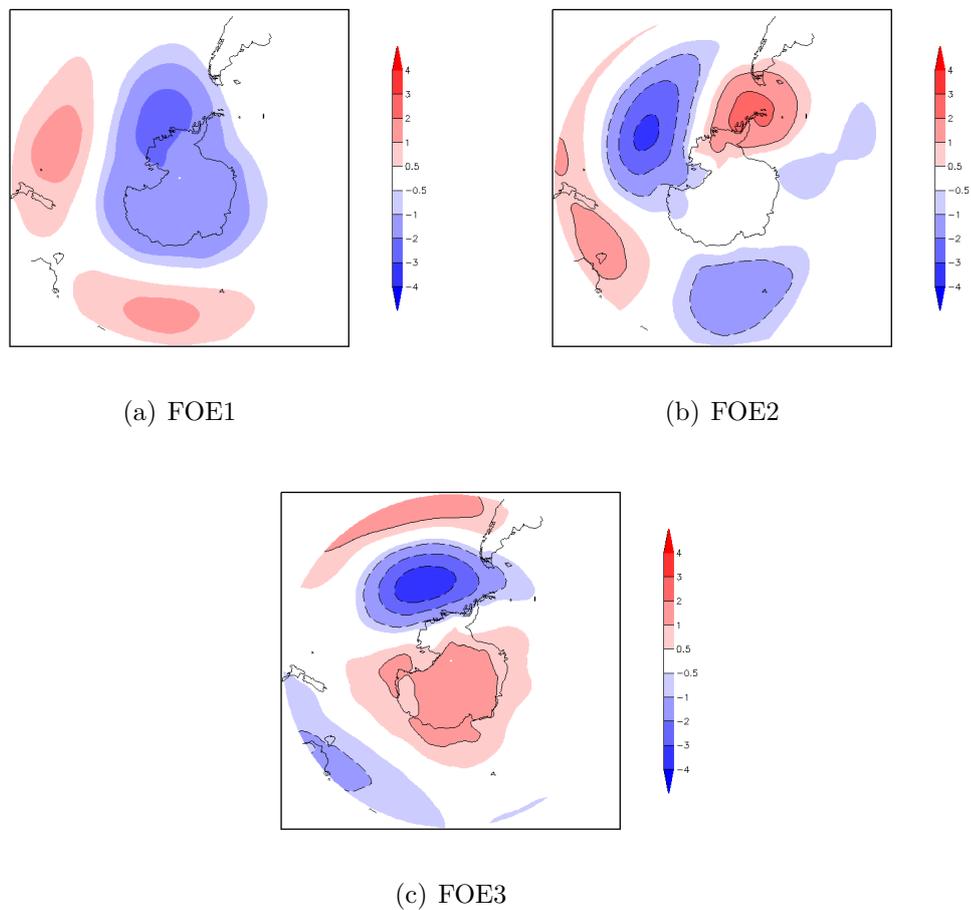
sobre o clima local e as condições de gelo marinho em torno da PA.

Tabela 4.7 - Total da variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da PNMM, de JJA.

FOE	% da Variância	Variância Acumulada
1	36,71	36,71
2	13,88	50,59
3	12,51	63,1
4	7,41	70,51
5	5,46	75,97
6	4,02	79,99

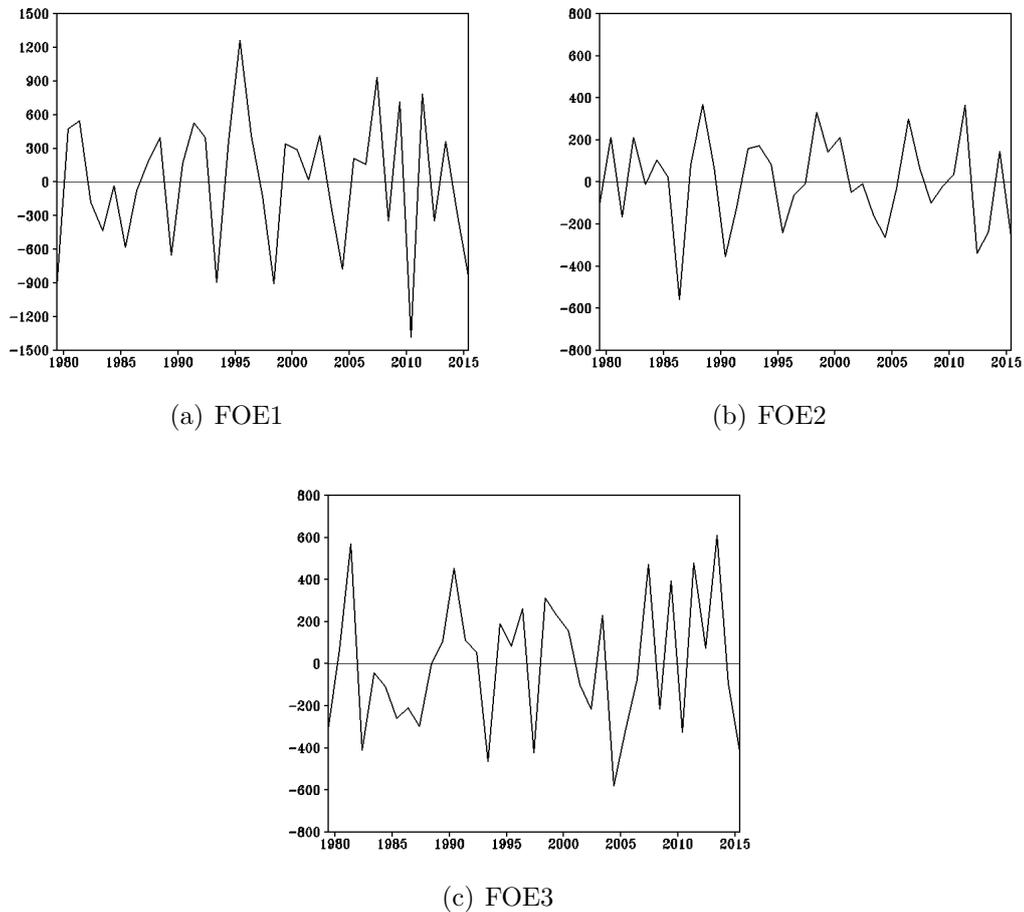
Fonte: Produção do próprio autor.

Figura 4.24 - Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de PNMM de JJA sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).



Fonte: Produção do próprio autor.

Figura 4.25 - Coeficientes de expansão dos três primeiros modos de variabilidade de PNMM de JJA sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).



Fonte: Produção do próprio autor.

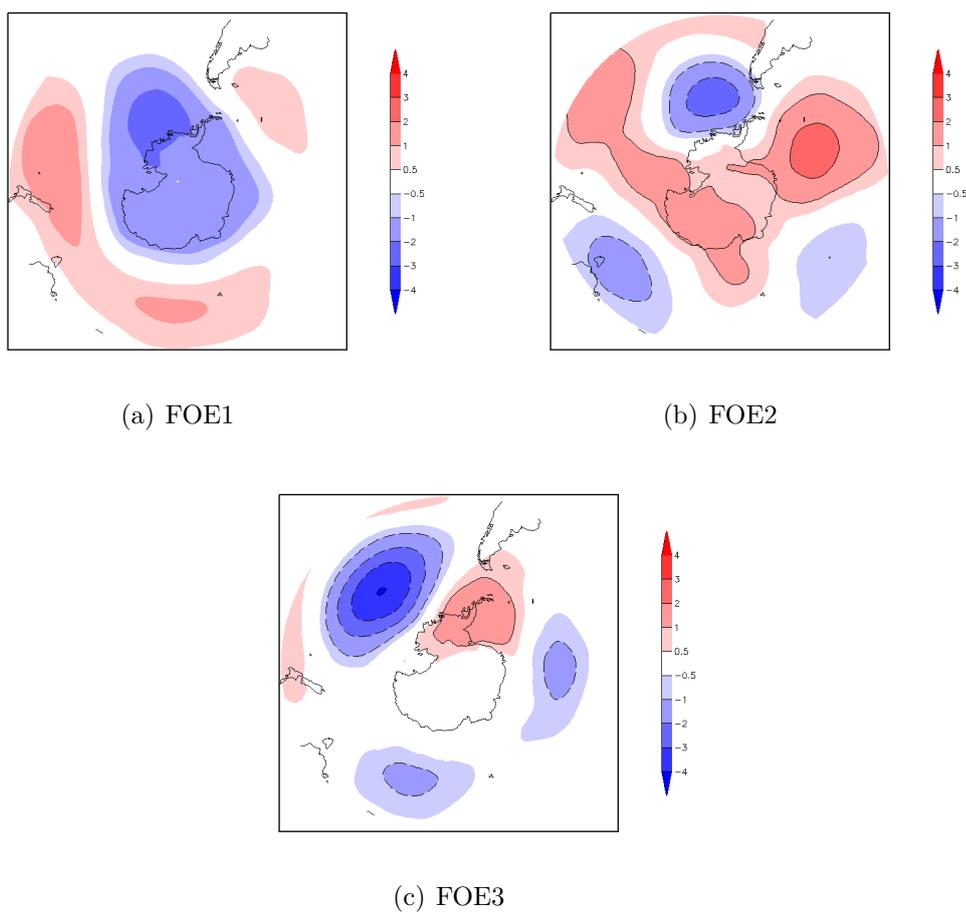
O principal modo (FOE1) da PNMM (Figura 4.26a) na primavera (SON), mostra claramente o padrão espacial OA, explicando 35,44% da variância. A FOE2 (Figura 4.26b) explica 14,55% da variância, sendo caracterizada por um padrão dipolo associado ao Dipolo da Antártica (YUAN; MARTINSON, 2000), assim como um estrutura de número de onda 3 associada ao padrão PSA (MO, 1987). Analisando a CP (CP2)(Figura 4.27b), observa-se que a série está relacionada com o ENOS, pois apresenta periodicidade de 2-5 anos (YUAN; MARTINSON, 2000). O terceiro modo dominante (FOE3)(Figura 4.26c) da primavera explica 11,03% de variância, apresentando novamente uma estrutura de padrão DPA. Se caracteriza por um centro de anomalias positivas localizado sobre grande parte do setor do Mar de Weddell, enquanto que um centro de anomalias negativas predomina entre os Mares de Bellingshausen & Amundsen.

Tabela 4.8 - Total da variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da PNMM, de SON.

FOE	% da Variância	Variância Acumulada
1	35,44	35,44
2	14,55	49,99
3	11,03	61,02
4	7,79	68,81
5	6,84	75,65
6	5,14	80,79

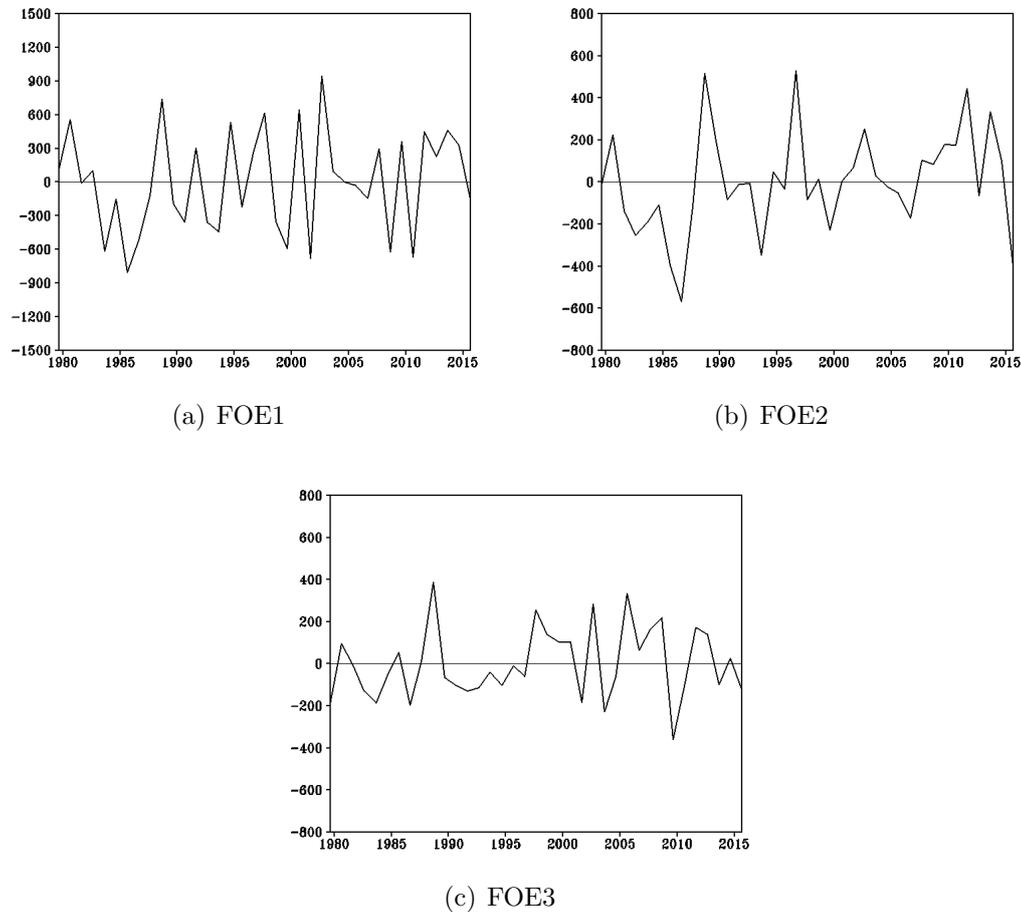
Fonte: Produção do próprio autor.

Figura 4.26 - Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de PNMM de SON sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).



Fonte: Produção do próprio autor.

Figura 4.27 - Coeficientes de expansão dos três primeiros modos de variabilidade de PNMM de SON sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).



Fonte: Produção do próprio autor.

4.2.3 Temperatura do Ar em Superfície

O primeiro modo de variabilidade da TAS (Figura 4.28a), no verão (DJF), explica 18,25% da variância. Seu padrão espacial está associado à OA, uma vez que apresenta anomalias positivas nas latitudes médias e anomalias negativas nas altas latitudes.

A estrutura espacial das anomalias de TAS da FOE2 (Figura 4.28b) é caracterizada por uma onda zonal de número 4 sobre os setores do Oceano Austral, o que sugere uma relação com a configuração da PSA (GHIL et al., 1991), explicando 10,10% da variância. A FOE3 (Figura 4.28c) explica 9,18% da variância e se caracteriza por uma padrão dipolo similar ao DPA.

O primeiro modo de variabilidade da TAS concentra sua maior variância na escala

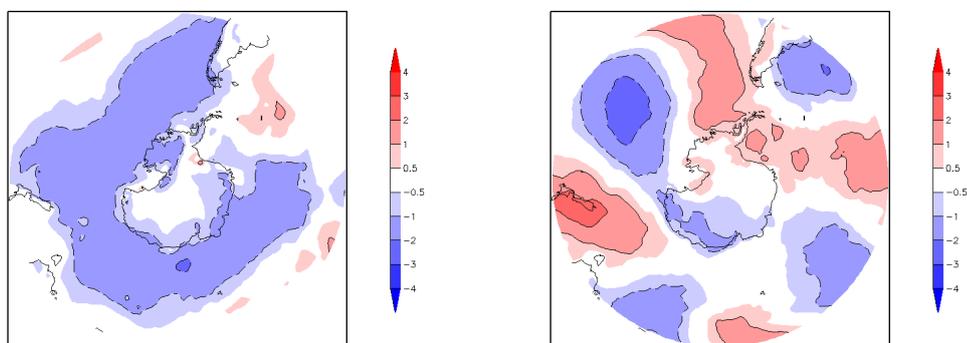
interdecenal (Figura 4.29a), com tendência de resfriamento sobre grande parte do Oceano Austral (Figura 4.28a), exceto no setor do Mar de Weddell. A segunda componente principal (CP2) (Figura 4.29b) exibe um padrão de comportamento interanual.

Tabela 4.9 - Total da variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da TAS, de DJF.

FOE	% da Variância	Variância Acumulada
1	18,25	18,25
2	10,10	28,35
3	9,18	37,53
4	7,64	45,17
5	6,43	51,6
6	6,05	57,65

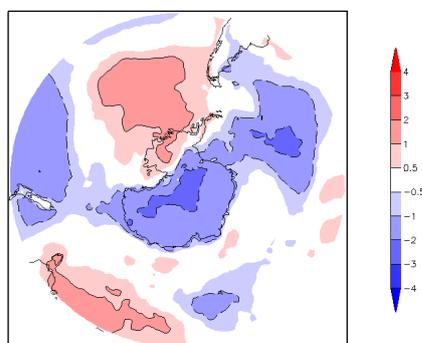
Fonte: Produção do próprio autor.

Figura 4.28 - Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de TAS de DJF sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).



(a) FOE1

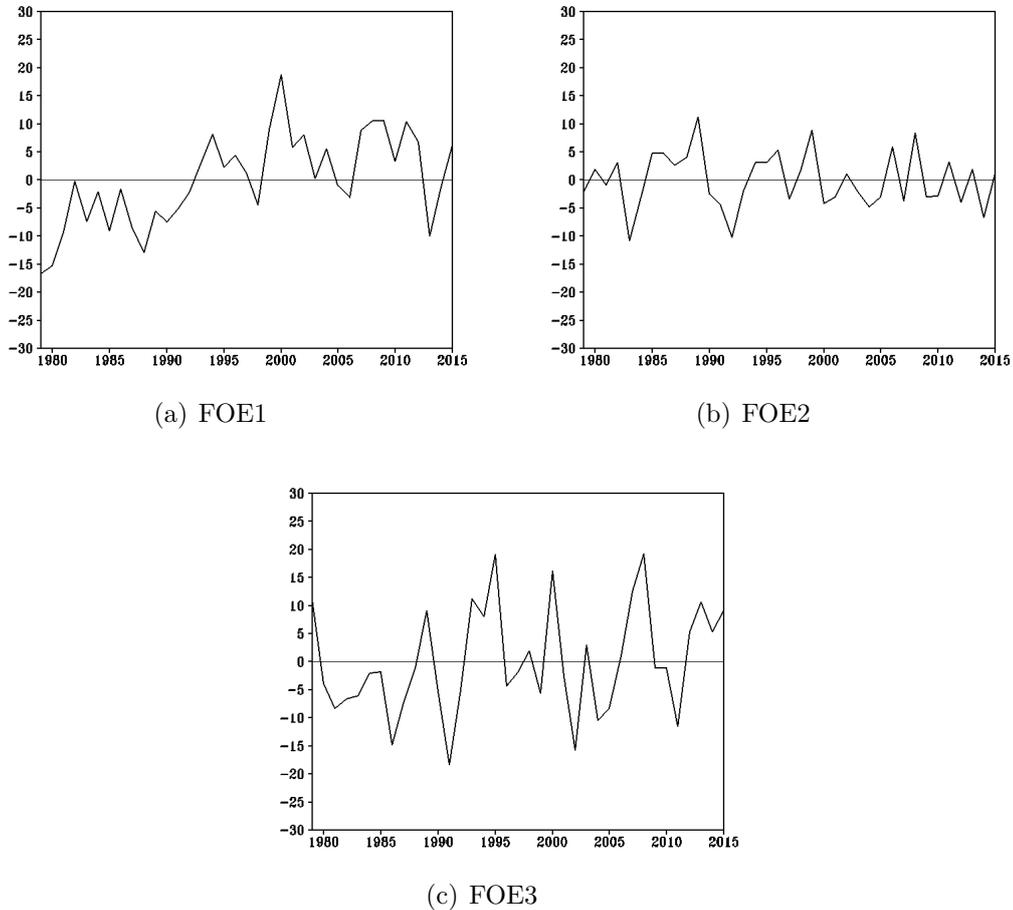
(b) FOE2



(c) FOE3

Fonte: Produção do próprio autor.

Figura 4.29 - Coeficientes de expansão dos três primeiros modos de variabilidade de TAS de DJF sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).



Fonte: Produção do próprio autor.

A FOE1 da TAS (Figura 4.30a) no outono (MAM) exibe um padrão de ondas de número 3 e representa 17,59% de variância explicada. A série temporal da primeira componente principal (CP1) (Figura 4.31) exibe um comportamento interanual e pode estar associada com o padrão PSA.

Observa-se que na FOE2 (Figura 4.30b) o padrão espacial representa 11,78% de variância explicada. A sua componente principal (Figura 4.31b) indica uma tendência de resfriamento no Mar de Weddell, enquanto que há aumento sobre os Mares de Bellingshause & Amundsen. A FOE3 (Figura 4.30c) exibe 8,79% da variância explicada e é caracterizada pelo padrão DPA. A variabilidade temporal deste modo (CP3) (Figura 4.31c) é predominantemente dominada por oscilações interanuais, com as maiores amplitudes apresentando períodos de 2-4 anos, um padrão que se

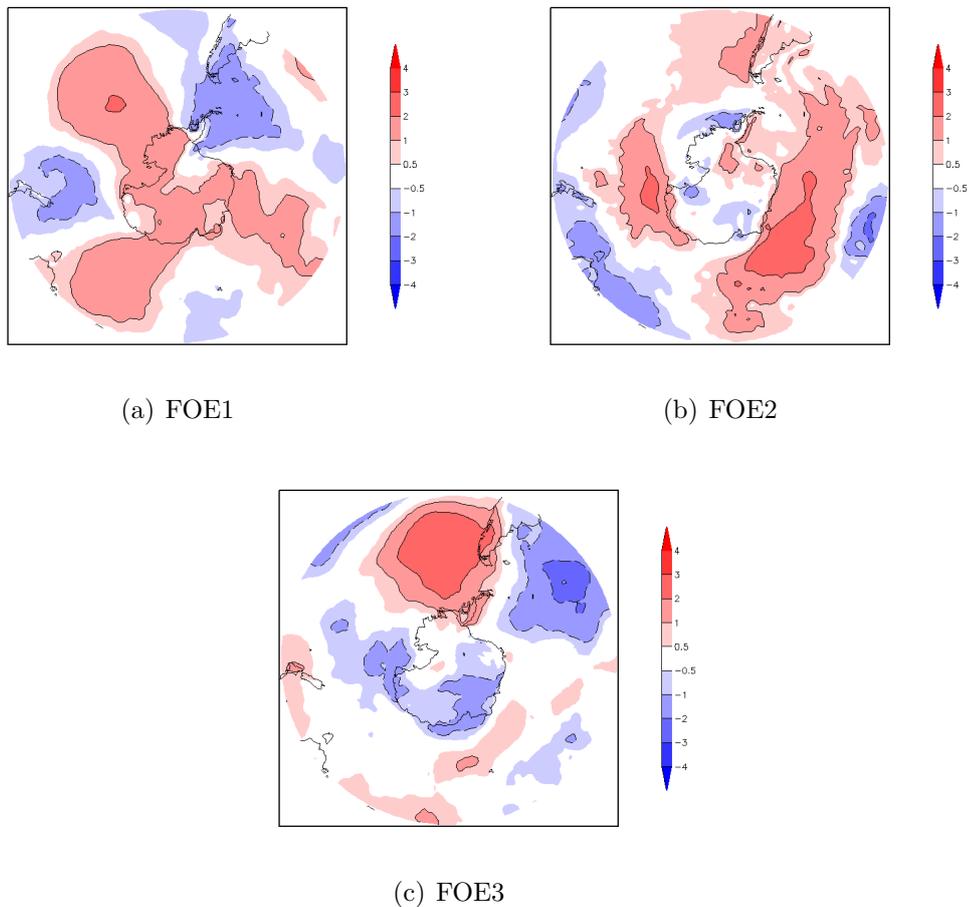
assemelha à estrutura do ENOS.

Tabela 4.10 - Total da variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da TAS, de MAM.

FOE	% da Variância	Variância Acumulada
1	17,59	17,59
2	11,78	29,37
3	8,79	38,16
4	7,34	45,5
5	6,28	51,78
6	5,07	56,85

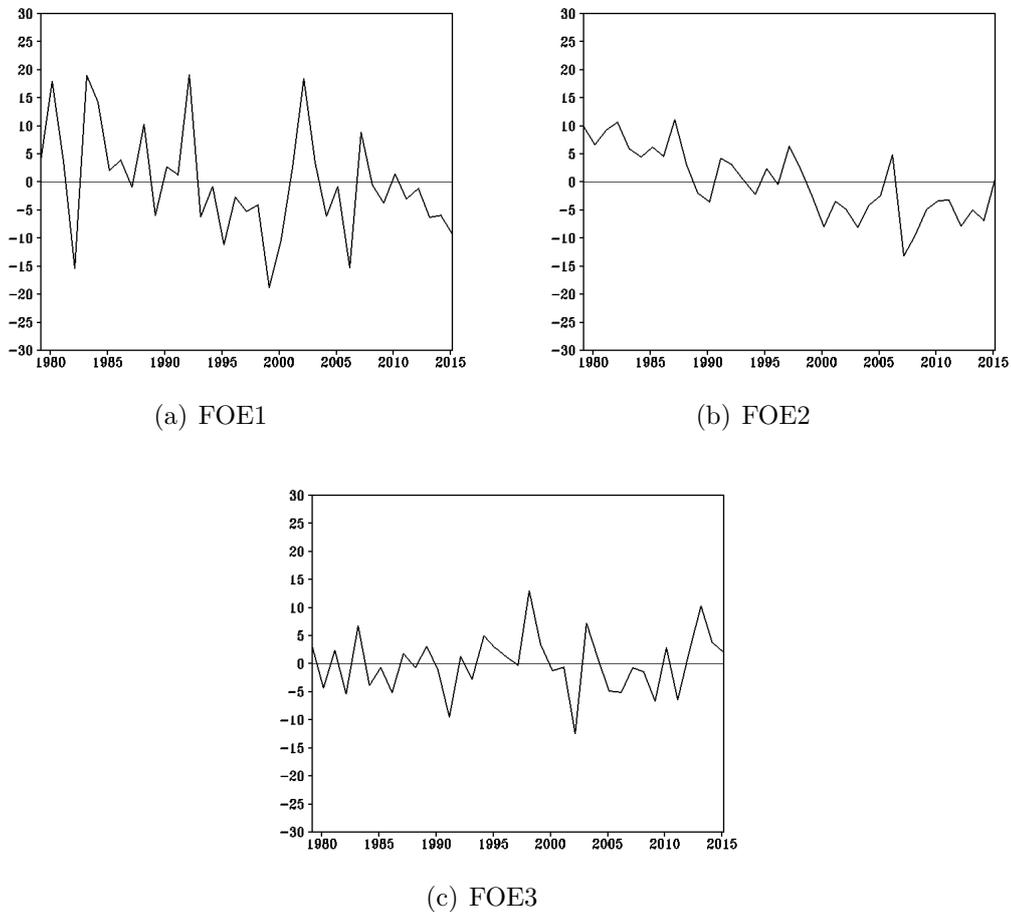
Fonte: Produção do próprio autor.

Figura 4.30 - Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de TAS de MAM sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).



Fonte: Produção do próprio autor.

Figura 4.31 - Coeficientes de expansão dos três primeiros modos de variabilidade de TAS de MAM sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).



Fonte: Produção do próprio autor.

A Figura 4.32a mostra o principal modo do inverno (JJA), o qual explica 16,21% da variância total da TAS, e representa o padrão DPA sobre os Mares de Bellingshause & Amundsen (anomalias negativas) e o Mar de Weddell (anomalias positivas).

O segundo modo do inverno explica 11,06% da variância, apresenta variabilidade interanual (Figura 4.32b) e a série temporal da CP2 (Figura 4.33b) exibe uma tendência de resfriamento sobre grande parte do Oceano Austral, exceto sobre o setor do Mar de Weddell que apresenta um aumento da TAS.

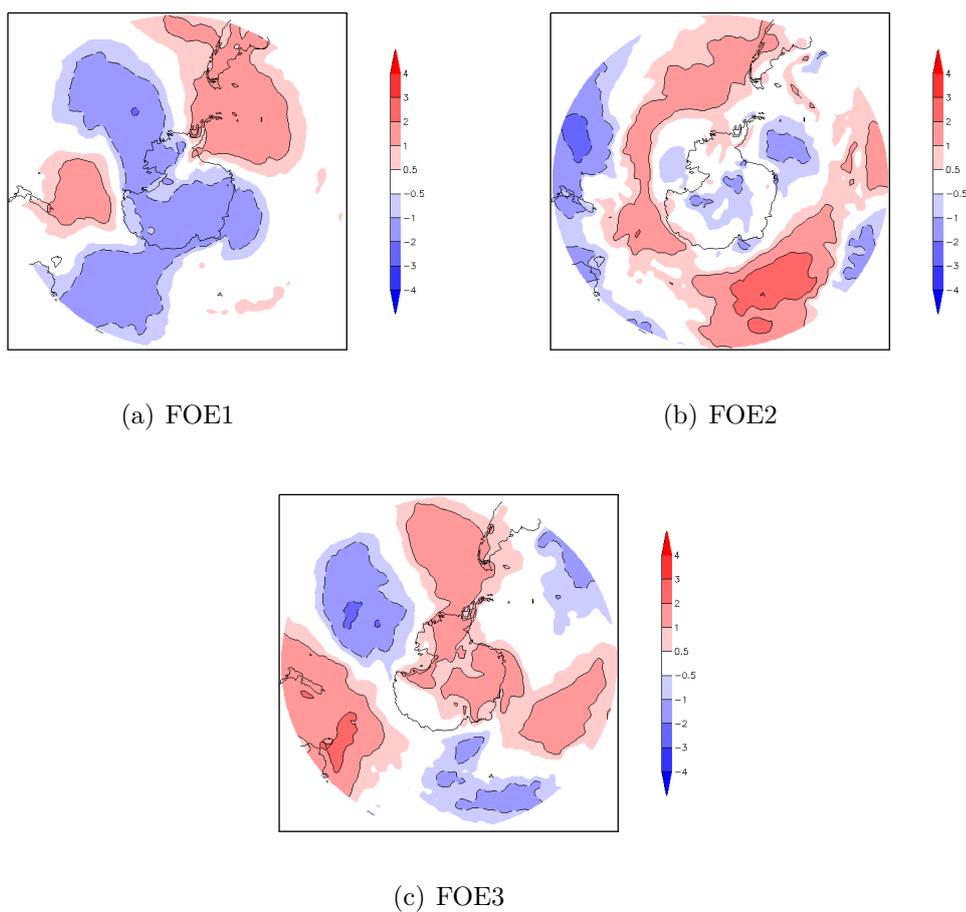
O terceiro modo de variabilidade da TAS (Figura 4.32c), no inverno, explica 9,16% da variância. Nota-se que há uma configuração de onda 3 entre as latitudes altas e latitudes médias, representando bem o padrão tipo PSA.

Tabela 4.11 - Total da variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da TAS, de JJA.

FOE	% da Variância	Variância Acumulada
1	16,21	16,21
2	11,06	27,27
3	9,16	36,43
4	6,82	43,25
5	6,16	49,41
6	5,38	54,79

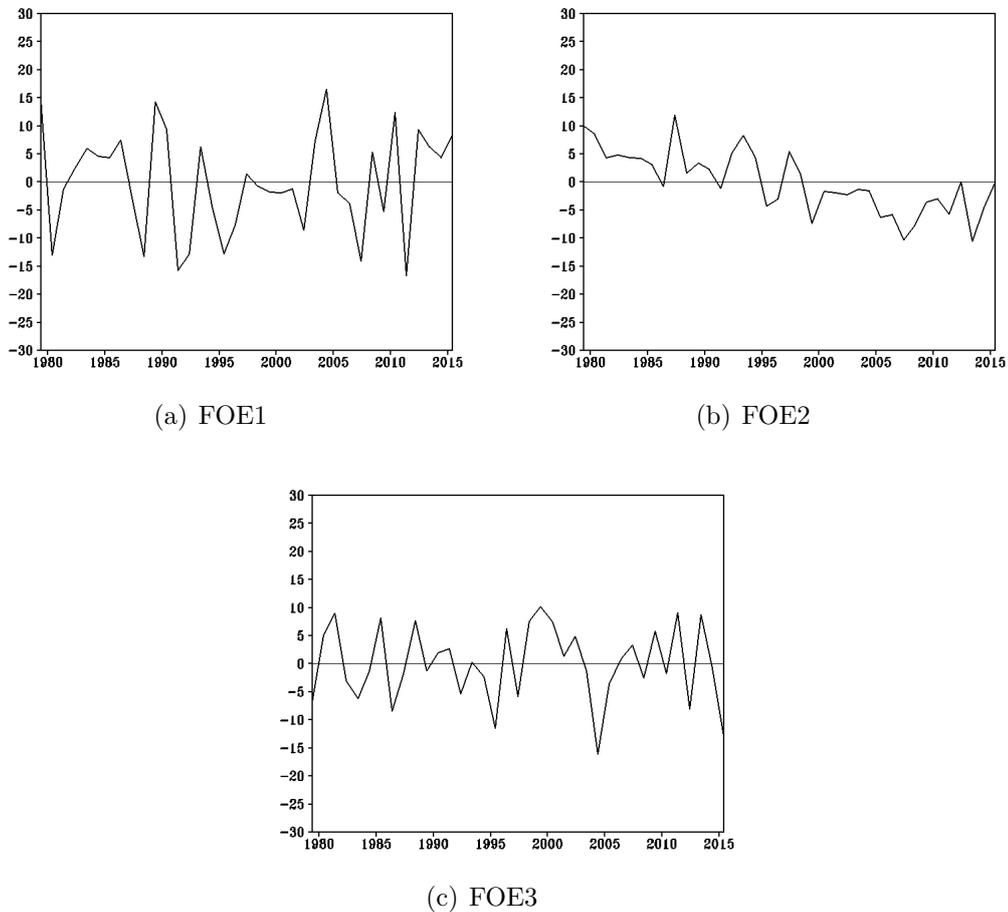
Fonte: Produção do próprio autor.

Figura 4.32 - Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de TAS de JJA sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).



Fonte: Produção do próprio autor.

Figura 4.33 - Coeficientes de expansão dos três primeiros modos de variabilidade de TAS de JJA sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).



Fonte: Produção do próprio autor.

Os três primeiros modos de variabilidade da TAS na primavera (SON) explicam 14,85%, 11,33% e 10,14% da variância total (Tabela 4.12). A FOE1 (Figura 4.34a) caracteriza-se pelo padrão DPA confinado entre os setores dos Mares de Bellingshausen & Amundsen. Ao observar a CP1 (Figura 4.35a) verificou-se que a mesma relaciona-se ao ENOS com periodicidade de 2 a 5 anos.

Também é possível verificar o DPA na FOE2 (Figura 4.34b). Nota-se uma tendência de aumento da TAS sobre o Mar de Weddell CP1 (Figura 4.35a), enquanto que os Mares de Bellingshausen & Amundsen apresentam uma tendência de diminuição de temperatura que pode estar relacionada a eventos de La Niña.

A FOE3 (Figura 4.34c) é caracterizada por uma onda zonal de número 3 sobre o

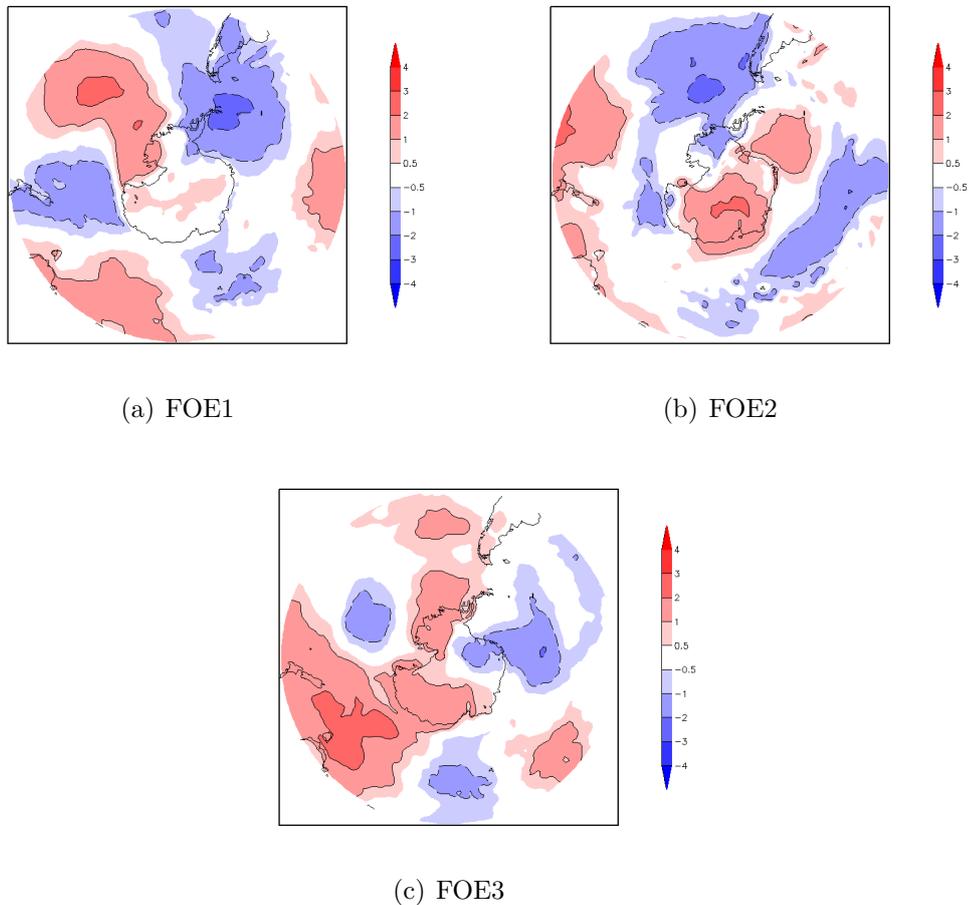
Oceano Austral (Figura 4.35c) com um comportamento interdecadal.

Tabela 4.12 - Total da variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da TAS, de SON.

FOE	% da Variância	Variância Acumulada
1	14,85	14,85
2	11,33	26,18
3	10,14	36,32
4	8,13	44,45
5	5,68	50,13
6	5,32	55,32

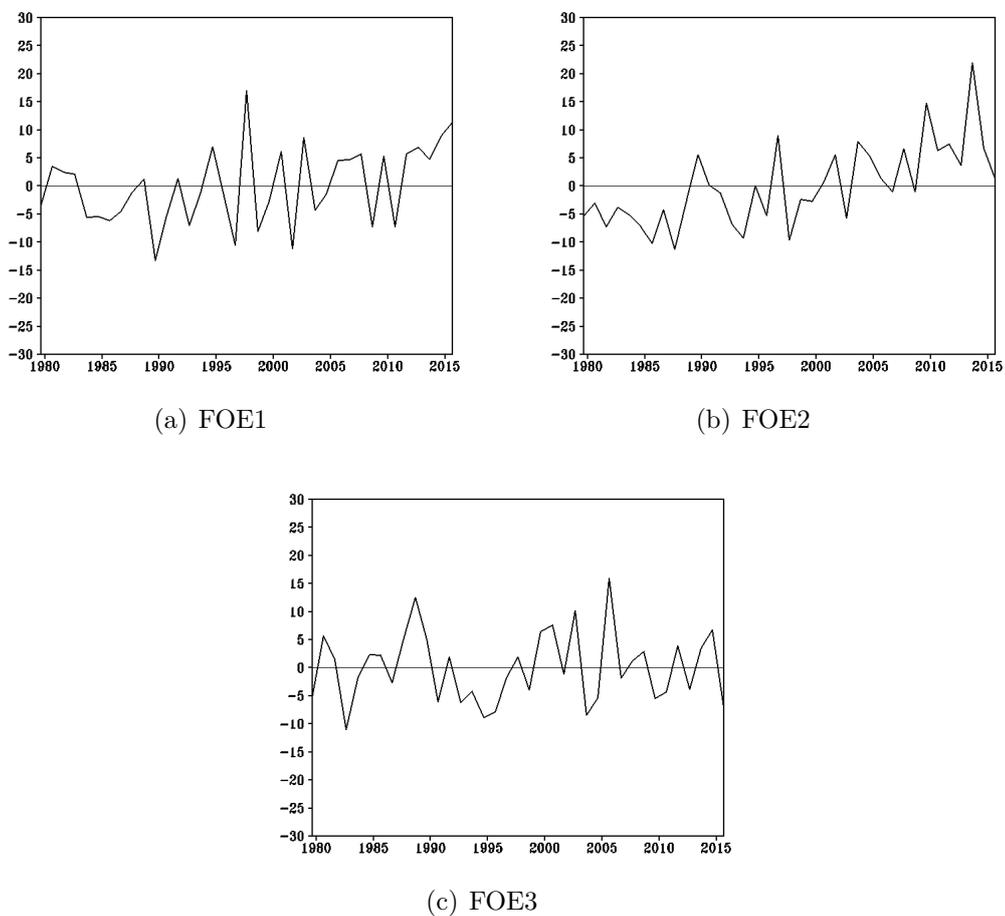
Fonte: Produção do próprio autor.

Figura 4.34 - Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de TAS de SON sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).



Fonte: Produção do próprio autor.

Figura 4.35 - Coeficientes de expansão dos três primeiros modos de variabilidade de TAS de SON sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).



Fonte: Produção do próprio autor.

5 Conclusões

Neste estudo foram discutidos os mecanismos dinâmicos associados aos períodos ativos e inativos do Dipolo da Antártica, principalmente na questão da interação criosfera-oceano-atmosfera. Primeiramente, procurou-se selecionar anos de El Niño e La Niña intensos para estudar suas relações com o DPA. Após, avaliou-se a sazonalidade do DPA nos campos atmosféricos e sobre o Oceano Austral.

A análise dos dados do CFSR e ERA-Interim permite concluir que, em geral, eles produzem padrões similares de anomalias de CGM, TAS e PNMM. Os resultados mostram que o DPA é o principal padrão de variabilidade interanual no campo do gelo marinho antártico. Tem sido relacionado com a variabilidade das anomalias de TSM do Oceano Pacífico Equatorial decorrentes de eventos ENOS (YUAN; MARTINSON, 2000) e as forçantes atmosféricas associadas a Oscilação Antártica, padrão de ondas quase estacionárias de número 3 e ao PSA.

Foi encontrado uma ligação entre as anomalias de CGM e as variáveis atmosféricas, o que sugere que tais influências estão associadas ao forçamento do ENOS. A ligação entre as variáveis atmosféricas e o GM durante o evento ENOS decorre em uma persistência de anomalias de gelo marinho apresentando o padrão DPA confinado entre os setores do Atlântico e Pacífico do Oceano Austral. Essa persistência pode ser explicada por processos dinâmicos e termodinâmicos, porém para uma confirmação real necessitaria de maiores estudos.

O presente estudo verificou que o padrão DPA encontra-se mais definido nos compostos do GM durante o inverno e primavera. A influência do padrão DPA na variabilidade do GM, assim como na atmosfera, não foi detectado no verão austral.

Outro ponto de discussão é a natureza do deslocamento das anomalias positivas e negativas da PNMM, durante o El Niño cuja localização não coincide com as regiões do Atlântico e Pacífico do Oceano Austral. Um centro de anomalia positiva centrado na Passagem de Drake é um exemplo. Áreas com centro de alta pressão (anomalia positiva) sobre a passagem de Drake estariam promovendo ventos *onshore* para oeste e *offshore* a leste. Os ventos *onshore* (*offshore*) advectam ar quente (frio), e, portanto, são consistentes com áreas de TAS aumentando (diminuindo) e CGM diminuindo (aumentando) no setor do Pacífico (Atlântico), respectivamente. O deslocamento das anomalias é, portanto, parte da variabilidade natural do sistema climático acoplado.

Os anos selecionados para a construção dos compostos de anomalias espaciais foram

os mesmos utilizados por Yuan (2004) e esta combinação específica mostrou um padrão de dipolo consistente para ambas as fases do ENOS. Os anos utilizados nesse estudo foram selecionados com base em anos de eventos intensos de El Niño e La Niña. Porém, a análise do período do verão (DJF_{0-1}) para todas as variáveis, de uma ou ambas as fases do ENOS, não representou o esperado dipolo, o que pode ser justificado pela escolha dos anos dos compostos.

Os anos de ENOS selecionados e as áreas definidas para um possível estabelecimento do DPA tornam-se ainda mais importantes quando relacionados a um dos objetivos principais desta pesquisa: verificar se há diferença entre as reanálises. Os padrões dos compostos de anomalias espaciais mostram que os resultados podem variar dependendo de qual reanálise é utilizada.

Verificou-se que os padrões ciclônicos e anticiclônicos que estão confinados nos setores do Oceano Austral, mais precisamente sobre os Mares de Bellingshausen & Amundsen e Weddell, mantiveram-se com a mesma estrutura vertical em toda a sua profundidade, indicando que o sinal atmosférico é basicamente barotrópico. Esses resultados corroboram com estudos anteriores que mostram que uma atmosfera barotrópica favorece a redução da concentração de gelo marinho nos mares do Ártico, comportamento observado em estudos observacionais (WU; ZHANG, 2010) e de modelagem numérica (DESER C.; PHILLIPS, 2004).

A análise das Funções Ortogonais Empíricas (FOEs) mostra que os primeiros modos das anomalias de Concentração de Gelo Marinho (CGM) Antártico, no verão (DJF) e outono (MAM) apresentam periodicidade interanual. No entanto, os principais modos do inverno (JJA) e primavera (SON) representam o padrão Dipolo da Antártica e estão associados ao ENOS. A avaliação dos modos de variabilidade dos campos atmosféricos analisados (TAS e PNMM) mostrou que os principais modos exibem um padrão de dipolo sobre o setor do Oceano Austral. A primeira componente dos campos associados à PNMM revela a característica predominante da OA e as demais componentes caracterizam o Dipolo da Antártica.

No geral, este trabalho cumpriu com os objetivos propostos inicialmente, de analisar se o padrão DPA manifestava-se através de base de dados atuais de reanálises; determinar regiões representativas do DPA no leste do Pacífico Sul e oeste do Atlântico Sul; avaliar as respostas da influência do ENOS às anomalias do campo atmosférico e impactos associados no gelo marinho, em escala interanual.

6 Sugestões para Trabalhos Futuros

A partir do conhecimento adquirido, trabalhos futuros poderão avançar nessa linha de pesquisa. A seguir, são apresentadas sugestões para estes trabalhos:

- Sejam utilizadas múltiplas fontes de dados de reanálises e métodos estatísticos para verificar o padrão e magnitude do Dipolo da Antártica.
- Avaliar os principais modos de variabilidade do campo do GM e variáveis atmosféricas considerando apenas anos neutros, e verificar se o Dipolo da Antártica se manifesta nos setores dos Mares de Bellingshause & Amundsen e Mar de Weddell.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BERGANT, K.; BOGATAJ, K. The Use of {EOF} Analysis for preparing the phenological and climatological data for statistical downscaling - case study: the beginning of flowering of the Dandelion (*Taraxacum officinale*) in Slovenia. **Developments in Statistics**, p. 163–174, 2002. 29

BJERKNES, J. Atmospheric Teleconnections From The Equatorial Pacific. **Monthly Weather Review**, v. 97, n. 3, p. 163–172, 1969. ISSN 0027-0644.

Available from:

<[http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493\(1969\)097{T1\textless}0163:ATFTEP{T1\textgreater}2.3.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493(1969)097{T1\textless}0163:ATFTEP{T1\textgreater}2.3.CO;2)>. 12

BROMWICH, D. H.; FOGT, R. L. Strong trends in the skill of the ERA-40 and NCEP-NCAR reanalyses in the high and midlatitudes of the southern hemisphere, 1958-2001. **Journal of Climate**, v. 17, n. 23, p. 4603–4620, 2004. ISSN 08948755. 25

BROMWICH, D. H.; NICOLAS, J. P.; MONAGHAN, A. J. An Assessment of precipitation changes over antarctica and the southern ocean since 1989 in contemporary global reanalyses. **Journal of Climate**, v. 24, n. 16, p. 4189–4209, 2011. ISSN 08948755. 22, 25

CARLETON, A. Antarctic Sea-Ice relationships with indices of the atmosphere circulation of the Southern Hemisphere. **Climate Dynamics**, v. 3, p. 207–220, 1989. 2, 14

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; AMBRIZZI, T. Opposite phases of the Antarctic oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the austral summer. **Journal of Climate**, v. 18, n. 5, p. 702–718, 2005. ISSN 08948755. 45

CAVALCANTI, I. F. a.; KAYANO, M. T. High-frequency patterns of the atmospheric circulation over the southern hemisphere and South America. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 69, n. 3-4, p. 179–193, 1999. ISSN 0177-7971. 29

CAVALIERI, D. J.; CRAWFORD, J. P.; DRINKWATER, M. R.; EPPLER, D. T.; FARMER, L. D.; JENTZ, R. R.; WACKERMAN, C. C. Aircraft Active and Passive Microwave Validation of Sea Ice Concentration From the Defense

Meteorological Satellite Program Special Sensor Microwave Imager. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. C12, p. 8,21922–21989, 1991. ISSN 0148-0227.

Available from:

<<http://www.agu.org/pubs/crossref/1991/91JC02335.shtml>> <http://www.agu.org/journals/jc/v096/iC12/91JC02335/91JC02335.pdf>>. 22

CIASTO, L. M.; THOMPSON, D. W. J. Observations of large-scale ocean-atmosphere interaction in the Southern Hemisphere. **Journal of Climate**, v. 21, n. 6, p. 1244–1259, 2008. ISSN 08948755. 18

COMISO, J. SSM/I Sea Ice Concentrations Using the Bootstrap Algorithm. **Nasa Reference Publication**, v. 1380, p. 1–53, 1995. 22

COMISO, J. C. Characteristics of Arctic Winter Sea Ice From Satellite Multispectral Microwave Observations. **Journal of Geophysical Research**, v. 91, n. 15, p. 975–994, 1986. ISSN 0148-0227. 21

COMISO, J. C.; ACKLEY, S. F.; GORDON, A. L. Antarctic sea ice microwave signatures and their correlation with in situ ice observations. **Journal of Geophysical Research**, v. 89, n. C1, p. 662, 1984. ISSN 0148-0227. Available from: <<http://doi.wiley.com/10.1029/JC089iC01p00662>>. 21

COMISO, J. C.; GORDON, A. L. Cosmonaut polynya in the Southern Ocean: Structure and variability. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. C8, p. 18297–18313, 1996. ISSN 01480227. 10

DEE, D. P.; UPPALA, S. M.; SIMMONS, A. J.; BERRISFORD, P.; POLI, P.; KOBAYASHI, S.; ANDRAE, U.; BALMASEDA, M. A.; BALSAMO, G.; BAUER, P.; BECHTOLD, P.; BELJAARS, A. C. M.; BIDLOT, J.; BORMANN, N.; DELSOL, C.; DRAGANI, R.; FUENTES, M.; GEER, A. J.; ISAKSEN, L.; HAIMBERGER, L.; HEALY, S. B.; HERBACH, H.; MATRICARDI, M.; MCNALLY, A. P.; PEUBEY, C.; ROSNAY, P. D.; TAVOLATO, C.; VITART, F. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 143, n. 706, p. 553–597, 2011. 23, 32

DELECLUSE, P.; SERVAIN, J.; LEVY, C.; ARPE, K.; BENGTTSSON, L. **On the connection between the 1984 Atlantic warm event and the 1982–1983 ENSO**. 1994. 448–464 p. 27

DESER C., G. M. R. S.; PHILLIPS, A. S. The effects of North Atlantic SST and sea ice anomalies on the winter circulation in CCM3. Part II: direct and indirect components of the response. **Journal of Climate**, v. 17, p. 877–889, 2004. 80

DING, Q.; STEIG, E. J.; BATTISTI, D. S.; KÜTTEL, M. Winter warming in West Antarctica caused by central tropical Pacific warming. **Nature Geoscience**, Nature Publishing Group, v. 4, n. 6, p. 398–403, 2011. ISSN 1752-0894. Available from: <<http://www.nature.com/doi/10.1038/ngeo1129>>. 42

GARREAUD, R. D.; BATTISTI, D. S. Interannual (ENSO) and interdecadal (ENSO-like) variability in the Southern Hemisphere tropospheric circulation. **Journal of Climate**, v. 12, n. 7, p. 2113–2123, 1999. ISSN 08948755. 4, 18

GHIL, M.; MO, K.; GHIL, M.; MO, K. **Intraseasonal Oscillations in the Global Atmosphere. Part II: Southern Hemisphere**. 1991. 780–790 p. Available from: <[http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0469\(2011\)281991\(29048\)3C0780\(3A10ITGA\)3E2.0.CO\(3\)B2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0469(2011)281991(29048)3C0780(3A10ITGA)3E2.0.CO(3)B2)>. 45, 68

GONG, D.; WANG, S. Definition of Antarctic Oscillation Index. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 4, p. 459–462, 1998. ISSN 0094-8276. 16

GRIFFIES, S. M.; HARRISON, M. J.; Pacanowski, Ronald, C.; ROSATI, A. A Technical Guide to MOM4, GFDL OCEAN GROUP TECHNICAL REPORT NO. 5. **NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory**, p. Available online at www.gfdl.noaa.gov, 2004. 23

GRIMM, M.; AMBRIZZI. Teleconnections into South America from the tropics and extratropics on interannual and intraseasonal timescales. **Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions**, v. 14, p. 353–393, 2009. 14

GROSFELD, K.; GERDES, R.; DETERMANN, J. Thermohaline circulation and interaction between ice shelf cavities and the adjacent open ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, p. 15595, 1997. ISSN 0148-0227. 10

HARANGOZO, S. A search for enso teleconnections in the west antarctic peninsula climate in austral winter. **International Journal of Climatology**, John Wiley and Sons, v. 20, 05 2000. Available from: <[http://gen.lib.rus.ec/scimag/index.php?s=10.1002/\(sici\)1097-0088\(200005\)20:6<663::aid-joc493>3.0.co;2-i](http://gen.lib.rus.ec/scimag/index.php?s=10.1002/(sici)1097-0088(200005)20:6<663::aid-joc493>3.0.co;2-i)>. 13

HARDY, D. Principal components analysis of vector wind measurements. **Journal of Applied Meteorology**, v. 17, p. 1153–1162, 1978. [29](#)

HELLMER, H. H.; SCHODLOK, M. P.; WENZEL, M.; SCHRÖTER, J. G. On the influence of adequate Weddell Sea characteristics in a large-scale global ocean circulation model. **Ocean Dynamics**, v. 55, n. 2, p. 88–99, 2005. ISSN 16167341. [10](#)

HEUREUX, M. L.; THOMPSON, D. W. J. Observed relationships between the El-Niño-Southern oscillation and the extratropical zonal-mean circulation. **Journal of Climate**, v. 19, n. 1, p. 276–287, 2006. ISSN 08948755. [15](#), [45](#), [48](#)

HOLLAND, M. M.; BITZ, C. M.; HUNKE, E. C. Mechanisms forcing an Antarctic dipole in simulated sea ice and surface ocean conditions. **Journal of Climate**, v. 18, n. 12, p. 2052–2066, 2005. ISSN 08948755. [17](#)

HOSKINS, B. J.; KAROLY, D. J. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, n. 6, p. 1179–1196, 1981. [12](#), [13](#), [14](#)

JACOBS, S. S.; COMISO, J. C. Climate variability in the Amundsen and Bellingshausen Seas. **Journal of Climate**, v. 10, n. 4, p. 697–709, 1997. ISSN 08948755. [11](#)

JUSTINO, F.; HASTENREITER, F.; GRIMM, A. Impacto Da Concentração Do Dióxido De Carbono Atmosférico No Gelo Marinho Antártico. **Oecologia Brasiliensis**, v. 11, n. 2006, p. 69–77, 2007. ISSN 19806442. [7](#)

JUSTINO, F.; PELTIER, W. R. Climate anomalies induced by the Arctic and Antarctic Oscillations: Glacial Maximum and present-day perspective. **Journal of Climate**, v. 21, n. 3, p. 459–475, 2008. ISSN 08948755. [30](#)

KAROLY, D. J. The role of transient eddies in low-frequency zonal variations of the Southern Hemisphere circulation. **Tellus**, v. 42, n. 1, p. 41–50, 1990. [16](#)

KAROLY, D. J. Southern Hemisphere Circulation Features Associated with El Niño-Southern Oscillation Events. **Journal of Climate**, v. 2, n. 11, p. 1239–1252, 1989. [15](#), [18](#), [48](#)

KHANDEKAR, M. L. Comments on “planetary-scale atmospheric phenomena associated with the southern oscillation”. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 10, p. 1495–1496, 1982. [12](#)

- KING; TURNER. Antarctic meteorology and climatology. Cambridge: University Press. **Antarctic Meteorology and Climatology**, p. 409, 1997. 7, 9
- KRISHNAMURTI, T. N.; CHU, S. H.; IGLESIAS, W. On the sea level pressure of the Southern Oscillation. **Archiv fur Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Series A**, A34, p. 385–425, 1986. 13
- KUTZBACH, J. E. Empirical eigenvectors of sea-Level pressure, surface temperature and precipitation complexes over North America. **Journal of Applied Meteorology**, v. 6, n. 5, p. 791–802, 1967. 29
- KWOK, R.; COMISO, J. C. Southern Ocean climate and sea ice anomalies associated with the Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 15, n. 5, p. 487–501, 2002. ISSN 08948755. 15
- KWOK, R.; COMISO, J. C.; MARTIN, S.; DRUCKER, R. Ross Sea polynyas: Response of ice concentration retrievals to large areas of thin ice. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 112, n. 12, p. 1–13, 2007. ISSN 21699291. 11
- LEE, T.; MCPHADEN, M. J. Increasing intensity of El Niño in the central-equatorial Pacific. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 14, p. 1–5, 2010. ISSN 00948276. 15, 18
- LEMKE, P.; TRINKL, E. W.; HASSELMANN, K. Stochastic dynamic analysis of polar sea ice variability. **Journal of Physical Oceanography**, v. 10, p. 2100–2120, 1980. 1
- LIU, J. Mechanism study of the ENSO and southern high latitude climate teleconnections. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 14, p. 8–11, 2002. ISSN 0094-8276. 4, 11
- LIU, J.; CURRY, J. A.; MARTINSON, D. G. Interpretation of recent Antarctic sea ice variability. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. September 2003, p. 2000–2003, 2004. 49
- LIU, Z.; ALEXANDER, M. Atmospheric bridge, oceanic tunnel, and global climate teleconnections. **Reviews of Geophysics**, v. 45, n. 2005, p. 1–34, 2007. 12, 36, 39
- MARSHALL, G. J. Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. **Journal of Climate**, v. 16, n. 24, p. 4134–4143, 2003. ISSN 08948755. 16

- MARTINSON, D. G.; IANNUZZI, R. A. Antarctic ocean-ice interaction: Implications from ocean bulk property distributions in the Weddell Gyre. **Antarctic Research Series**, v. 74, p. 243–271, 1998. ISSN 0875909027. Available from: <<http://www.agu.org/books/ar/v074/AR074p0243/AR074p0243.shtml>\delimitter"026E30F\$npapers2://publication/uuid/5BC279B6-7D5E-44EF-9951-472B5B1438D9>. 10
- MCCREIGHT, J. Arctic sea-ice variability revisited. n. 2000, p. 71–81, 2008. 10
- MCPHADEN, M. J. El Niño and La Niña: Causes and Global Consequences. **The Earth system: physical and chemical dimensions of global environmental change**, v. 1, p. 353–370, 2002. 14
- MO, K. Relationships between low-frequency variability in the Southern Hemisphere and sea surface temperature anomalies. **Journal of Climate**, v. 13, n. 20, p. 3599–3610, 2000. ISSN 08948755. 15, 18
- MO, K. C. Statistics and dynamics of persistent anomalies. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 5, p. 877–902, 1987. ISSN 0022-4928. 61, 66
- MO, K. C.; HIGGINS, R. W. The Pacific–South American Modes and Tropical Convection during the Southern Hemisphere Winter. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 6, p. 1581–1596, 1998. ISSN 0027-0644. 18, 19
- MUENCH, R. D.; GORDON, A. L. Circulation and transport of water along the western Weddell Sea margin. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, n. C9, p. 18503, 1995. ISSN 0148-0227. 10
- NORTH, G. R.; BELL, T. L.; CAHALAN, R. F. **Sampling Errors in the Estimation of Empirical Orthogonal Functions**. 1982. 699–706 p. Available from: <[http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493\(1982\)110{ }3C0699{ }3ASEITE0{ }3E2.0.CO{ }3B2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493(1982)110{ }3C0699{ }3ASEITE0{ }3E2.0.CO{ }3B2)>. 29
- NSIDC. 2017. Access date: 1 jun. 2017. Available from: <<http://nsidc.org/cryosphere/seaice/index.html>>. 1
- NUNCIO, M.; YUAN, X. The influence of the Indian Ocean dipole on Antarctic sea ice. **Journal of Climate**, v. 28, n. 7, p. 2682–2690, 2015. ISSN 08948755. 26
- ORSI, A. H.; JOHNSON, G. C.; BULLISTER, J. L. Circulation, mixing, and production of {Antarctic Bottom Water}. **Progress in Oceanography**, v. 43, p. 55–109, 1999. 10

- PARISE, K. Sensitivity and memory of the current mean climate to increased antarctic sea ice: the role of sea ice dynamics. 2014. 59
- PARKINSON. Southern Ocean sea ice and its wider linkages: insights revealed from models and observations. **Antarctic Science**, v. 16, n. May 2015, p. 387–400, 2004. ISSN 0954-1020. 1
- PARKINSON, C. L. Trends in the length of the Southern Ocean Sea Ice Season , 1979-1999. **Annals of Glaciology**, v. 34, n. 1, p. 435–440, 2002. 7
- PARKINSON, C. L.; CAVALIERI, D. J. Antarctic sea ice variability and trends, 1979-2010. **Cryosphere**, v. 6, n. 4, p. 871–880, 2012. ISSN 19940416. 12
- PETERSON, R. G.; WHITE, W. B. Slow oceanic teleconnections linking the \textsc{A}ntarctic \textsc{C}ircumpolar \textsc{W}ave with the tropical El Niño-\textsc{S}outhern Oscillation. **J. Geophys. Res.**, v. 103, n. C11, p. 24,524–573,583, 1998. 18
- PHILANDER, S. El Nino, La Nina, and the Southern Oscillation. **International Geophysics Series**, v. 46, 1990. 14
- PHILANDER, S. G. H. **El Niño and La Niña**. 1985. 2652–2662 p. 14
- RAPHAEL, M. N.; HOBBS, W. The influence of the large-scale atmospheric circulation on Antarctic sea ice during ice advance and retreat seasons. **Geophysical Research Letters**, v. 41, n. 14, p. 5037–5045, 2014. ISSN 19448007. 62
- RAPHAEL, M. N.; MARSHALL, G. J.; TURNER, J.; FOGT, R.; SCHNEIDER, D.; DIXON, D. a.; HOSKING, J. S.; JONES, J. M.; HOBBS, W. R. The Amundsen Sea Low: Variability, Change and Impact on Antarctic Climate. **Bulletin of the American Meteorological Society**, n. January, p. 150331122920005, 2015. ISSN 0003-0007. Available from: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/BAMS-D-14-00018.1>>. 59
- RAYNER, N. a. **A Manual for EOF and SVD**. 1997. 4407 p. Available from: <<http://www.geog.mcgill.ca/gec3/wp-content/uploads/2009/03/Report-no.-1997-1.pdf>>\delimitter"026E30F\$nhhttp://doi.wiley.com/10.1029/2002JD002670>. 29
- REBOITA, M. S.; SANTOS, I. Influência De Alguns Padrões De Teleconexão Na Precipitação No Norte E Nordeste Do Brasil. **Revista Brasileira de**

Climatologia, v. 15, n. 1935, p. 28–48, 2015. ISSN 2237-8642. Available from:
<<http://ojs.c3sl.ufpr.br/ojs/index.php/revistaabclima/article/view/37686>>. 12, 15

REID, A. W. M. J. L. Abyssal characteristics of the world ocean waters. **Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers**, Elsevier Science, v. 30, 1983. Available from: <[http://gen.lib.rus.ec/scimag/index.php?s=10.1016/0198-0149\(83\)90002-x](http://gen.lib.rus.ec/scimag/index.php?s=10.1016/0198-0149(83)90002-x)>. 10

RIFFENBURGH, B. Encyclopedia of the Antarctic, Volume 1. p. 1146, 2007. Available from:
<<http://books.google.com/books?id=fRJtB2MNdJMC{&}pgis=1>>. 8

RIND, D.; CHANDLER, M.; LERNER, J.; MARTINSON, D. G.; YUAN, X. Climate response to basin-specific changes in latitudinal temperature gradients and implications for sea ice variability. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. D17, p. 20161, 2001. ISSN 0148-0227. 2

SAHA, S.; MOORTHY, S.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA, S.; TRIPP, P.; BEHRINGER, D.; HOU, Y. T.; CHUANG, H. Y.; IREDELL, M.; EK, M.; MENG, J.; YANG, R.; MENDEZ, M. P.; Van Den Dool, H.; ZHANG, Q.; WANG, W.; CHEN, M.; BECKER, E. The NCEP climate forecast system version 2. **Journal of Climate**, v. 27, n. 6, p. 2185–2208, 2014. ISSN 08948755. 22

SERVAIN, J.; LEGLER, D. M. Empirical orthogonal function analyses of tropical Atlantic sea surface temperature and wind stress: 1964–1979. **Journal of Geophysical Research**, v. 91, n. C12, p. 14181, 1986. ISSN 0148-0227. 30

SIMMONDS; JACKA, T. Relationships between the interannual variability of Antarctic sea ice and the southern oscillation. **American Meteorological Society**, v. 8, p. 637–647, 1995. 2

SIMMONDS, I. The climate of the Antarctic Region. **Climates of the southern continents**, p. 137–160, 1998. 7

SIMMONDS, I.; KING, J. C. Global and hemispheric climate variations affecting the Southern Ocean. **Antarctic Science**, v. 16, n. 4, p. 401–413, 2004. ISSN 0954-1020. Available from:
<<http://www.journals.cambridge.org/abstract{ }S0954102004002226>>. 8

SIMOES, J. Glossário da língua portuguesa da neve, do gelo e termos correlatos. **Pesquisa Antártica Brasileira**, v. 154, p. 119–154, 2004. 1

STORCH, H. V.; ZWIERS, F. W. Statistical Analysis in Climate Research. **Journal of the American Statistical Association**, v. 95, p. 1375, 1999. ISSN 01621459. Available from:
<<http://ebooks.cambridge.org/ref/id/CB09780511612336>>. 1

STRETEN, N. A.; PIKE, D. J. Characteristics of the broadscale antarctic sea ice extent and the associated atmospheric circulation 1972–77. **Archiv für Meteorologie, Geophysik and Bioklimatologie**, v. 299, p. 279–299, 1980. 1

TASCETTO, A. S.; WAINER, I. A influência dos gases estufa no oceano Atlântico Sul : Estudo climatológico. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 51, p. 39–54, 2003. 29

THOMAS, D.; DIECKMANN, G. Sea ice. 2d. UK: **Wiley-Blackwell Publishing**, v. 57, n. 201, p. 191–192, 2010. 8

THOMPSON, D. W. J.; WALLACE, J. M. Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends. **Journal of Climate**, v. 13, n. 5, p. 1018–1036, 2000. ISSN 08948755. 16

TRENBERTH, K. E. **Climate system modelling**. 1992. 788 p. 7

TRENBERTH, K. E.; CARON, J. M. The southern oscillation revisited: Sea level pressures, surface temperatures, and precipitation. **Journal of Climate**, v. 13, n. 24, p. 4358–4365, 2000. ISSN 08948755. 14

TRENBERTH, K. E.; HOAR, T. J. El Niño and climate change. **Geophysics Research Letters**, v. 24, n. 23, p. 3057–3060, 1997. 14, 25, 27

TURNER, J.; MARSHALL, G. J.; LACHLAN-COPE, T. A. Analysis of synoptic-scale low pressure systems within the antarctic peninsula sector of the circumpolar trough. **International Journal of Climatology**, v. 280, p. 253–280, 1998. 1, 64

VENEGAS, S. A. The Antarctic circumpolar wave: A combination of two signals? **Journal of Climate**, v. 16, n. 15, p. 2509–2525, 2003. ISSN 08948755. 14

VENEGAS, S. a.; DRINKWATER, M. R. Sea ice, atmosphere and upper ocean variability in the Weddell Sea, Antarctica. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. C8, p. 16747, 2001. ISSN 0148-0227. 10

VENEGAS, S. A.; MYSAK, L. A.; STRAUB, D. N. Atmosphere-ocean coupled variability in the South Atlantic. **Journal of Climate**, v. 10, n. 11, p. 2904–2920, 1997. ISSN 08948755. 29

WALSH, J. E. The role of sea ice in climatic variability: Theories and evidence 1. **Atmosphere-Ocean**, v. 21, n. February 2015, p. 229–242, 1983. ISSN 0705-5900. Available from:

<<http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/07055900.1983.9649166>>.

1

WANG, C.; OCEANIC, N.; ADMINISTR, A. Coral Reefs of the Eastern Tropical Pacific. v. 8, n. January, 2017. Available from:

<<http://link.springer.com/10.1007/978-94-017-7499-4>>. 14

WEARE, C. Empirical orthogonal analysis of atlantic ocean surface temperatures. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 6, 1977. 30

WHITE, W. B.; PETERSON, R. G. An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent. **Nature**, v. 380, n. 6576, p. 699–702, 1996. ISSN 0028-0836. 2, 14, 17

WORBY, A. P.; GEIGER, C. A.; PAGET, M. J.; Van Woert, M. L.; ACKLEY, S. F.; DELIBERTY, T. L. Thickness distribution of Antarctic sea ice. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 113, n. 5, p. 1–14, 2008. ISSN 21699291. 11

WU, Q.; ZHANG, X. Observed forcing-feedback processes between Northern Hemisphere atmospheric circulation and Arctic sea ice coverage. **Journal of Geophysical Researches**, v. 115, p. 1–9, 2010. 80

YEO, S.-R.; KIM, K.-Y. Decadal changes in the Southern Hemisphere sea surface temperature in association with El Niño–Southern Oscillation and Southern Annular Mode. **Climate Dynamics**, n. 1989, p. 3227–3242, 2015. ISSN 0930-7575. Available from:

<<http://link.springer.com/10.1007/s00382-015-2535-z>>. 18

YUAN; MARTINSON, D. G. Antarctic sea ice extent variability and its global connectivity. **J. Climate**, v. 13, n. 10, p. 1697–1717, 2000. 2, 5, 6, 13, 23, 66, 79

YUAN, X. ENSO-related impacts on Antarctic sea ice: a synthesis of phenomenon and mechanisms. **Antarctic Science**, v. 16, n. 4, p. 415–425, 2004. ISSN 0954-1020. 2, 3, 5, 6, 14, 15, 39, 80

YUAN, X.; LI, C. Climate modes in southern high latitudes and their impacts on Antarctic sea ice. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 113, n. 6, p. 1–13, 2008. ISSN 21699291. 4, 19, 36

YUAN, X.; MARTINSON, D. G. The Antarctic dipole and its predictability. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 18, p. 3609–3612, 2001. ISSN 00948276. 2, 5, 17, 53

ZILLMAN, J. W.; JOHNSON, D. R. Thermally-Forced Mean Mass Circulations in the Southern-Hemisphere. **Tellus Series a-Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 37, n. 1, p. 56–76, 1985. ISSN 0027-0644. Available from: [GotoISI://WOS:A1985AGN9500006](http://www.isi.edu/WOS/A1985AGN9500006). 13

ZWALLY, H. J.; COMISO, P.; CAMPBELL, G. Antarctic sea ice, 1973-1976 satellite passive microwave observation. **NASA Special Publication**, v. 107, p. 1–206, 1983. xiii, 7, 10, 12

APÊNDICE A

Nesta sessão são apresentados os campos dos modos principais das FOEs encontrados nos campos de TSM e AGP.

Tabela A.1 - Total da Variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da TSM, de DJF.

FOE	% da variância	Variância Acumulada
1	18,25	18,25
2	10,10	28,35
3	9,18	37,53
4	7,64	45,17
5	6,43	51,6
6	6,05	57,65

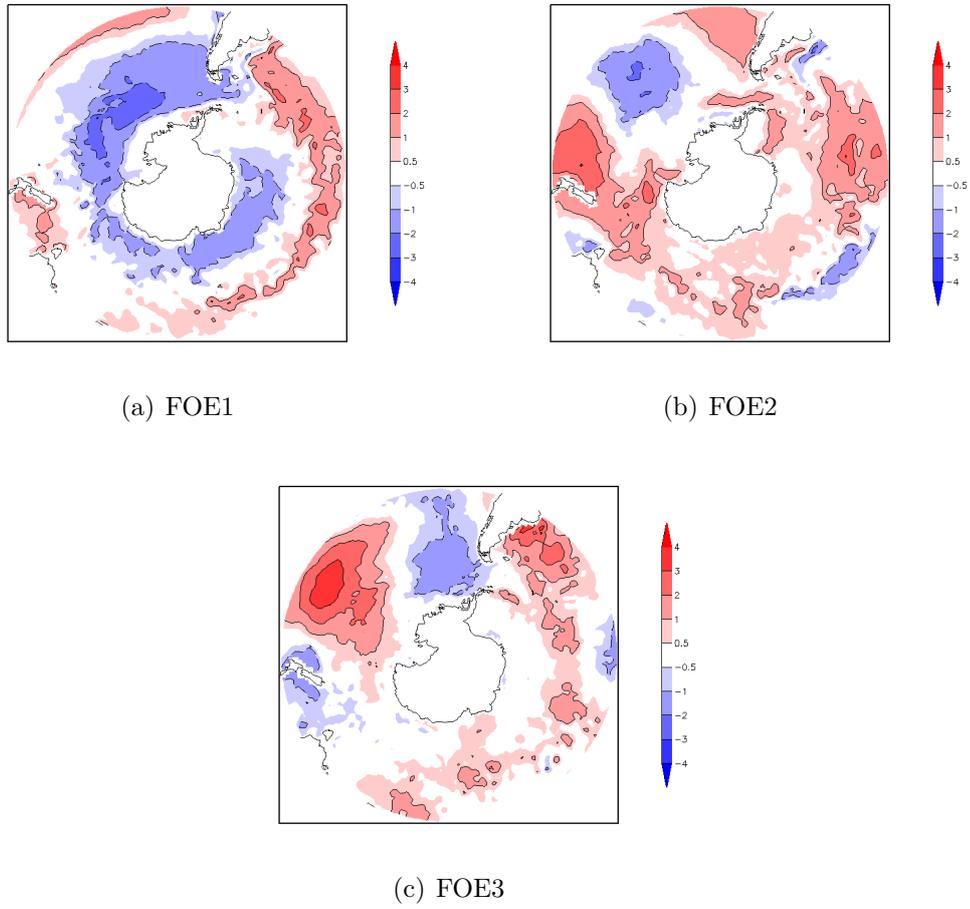


Figura A.1 - Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de TSM de DJF sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).

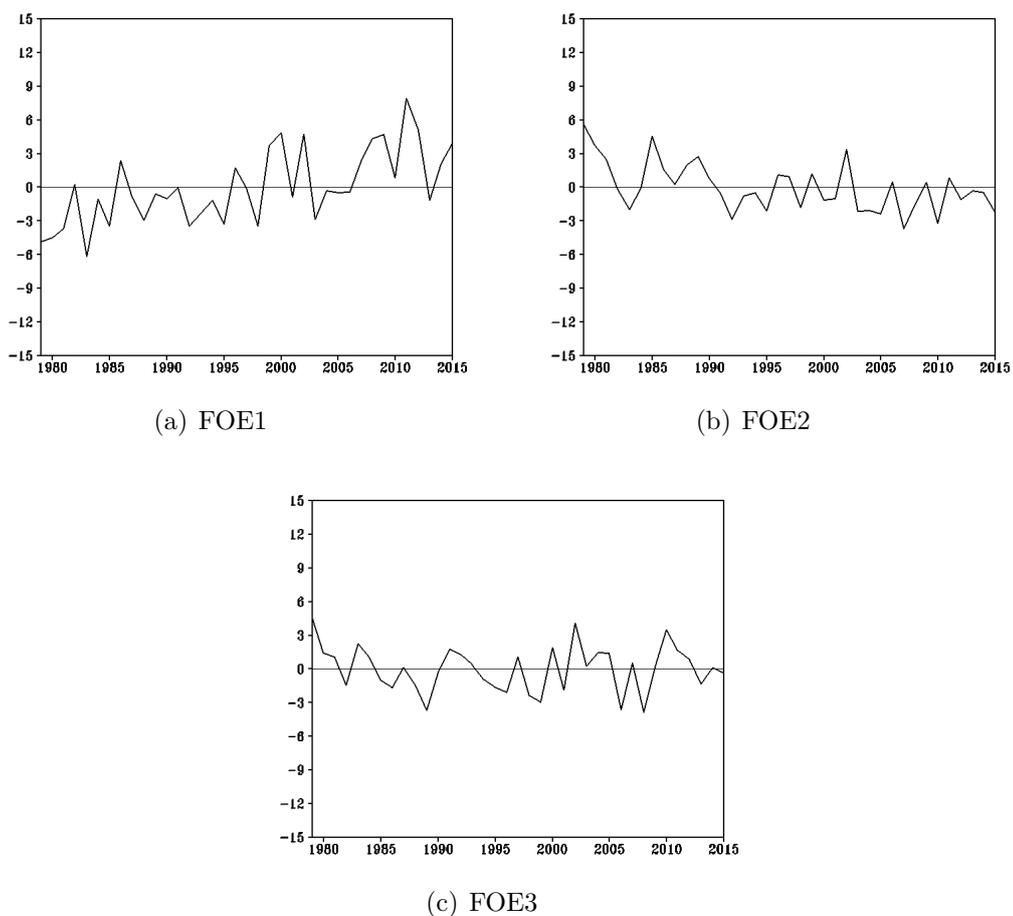


Figura A.2 - Séries temporais dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de TSM de DJF sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).

Tabela A.2 - Total da Variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da TSM, de MAM.

FOE	% da variância	Variância Acumulada
1	17,59	17,59
2	11,78	29,37
3	8,79	38,16
4	7,34	45,5
5	6,28	51,78
6	5,07	56,85

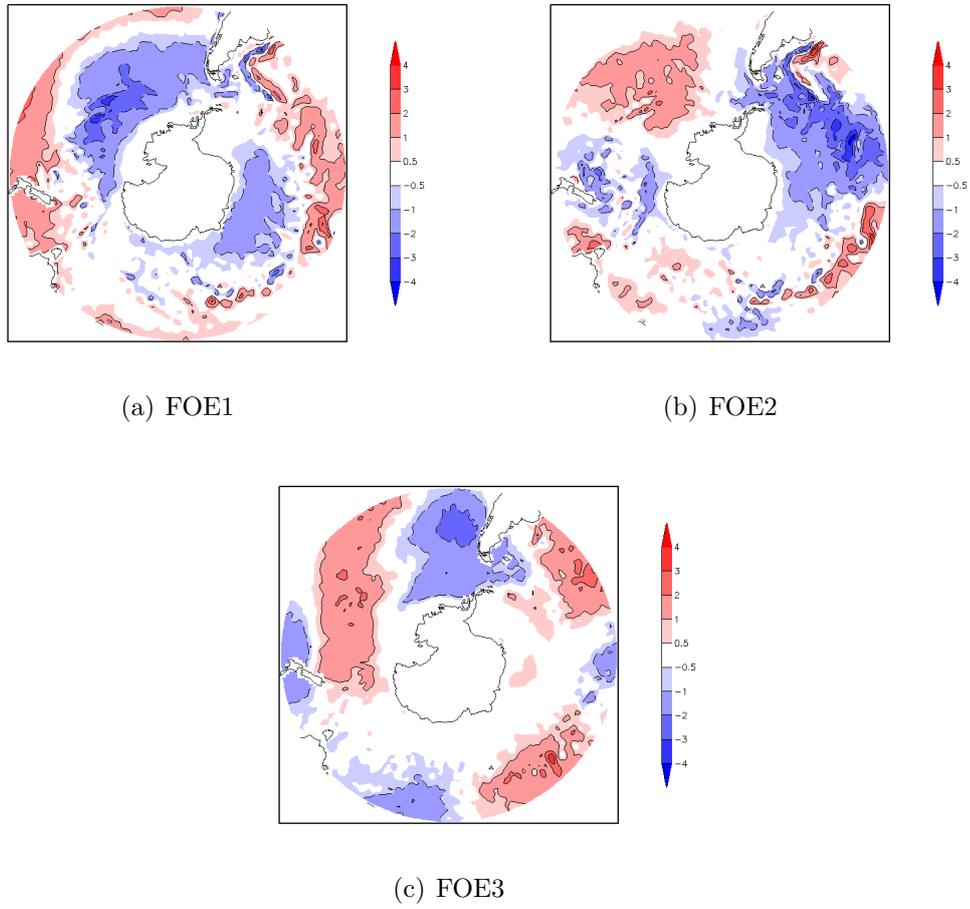


Figura A.3 - Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de TSM de MAM sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).

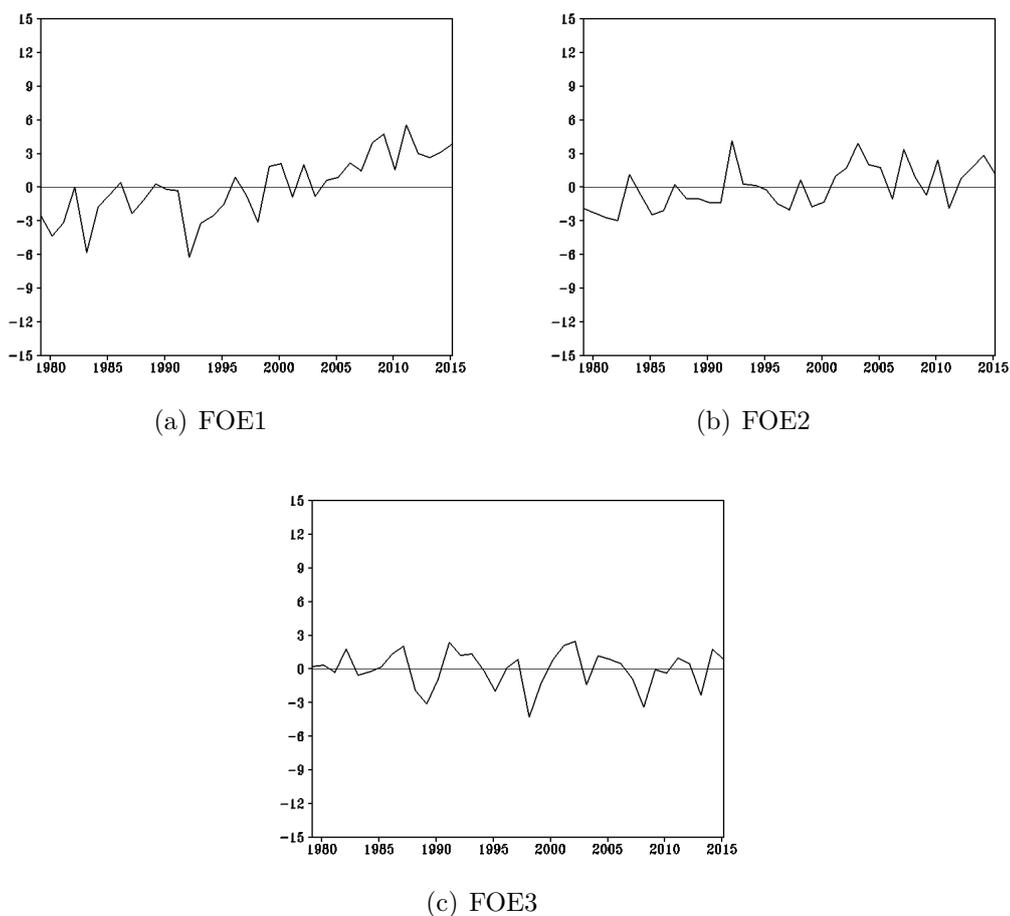


Figura A.4 - Séries temporais dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de TSM de MAM sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).

Tabela A.3 - Total da Variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da TSM, de JJA.

FOE	% da variância	Variância Acumulada
1	16,21	16,21
2	11,06	27,27
3	9,16	36,43
4	6,82	43,25
5	6,16	49,41
6	5,38	54,79

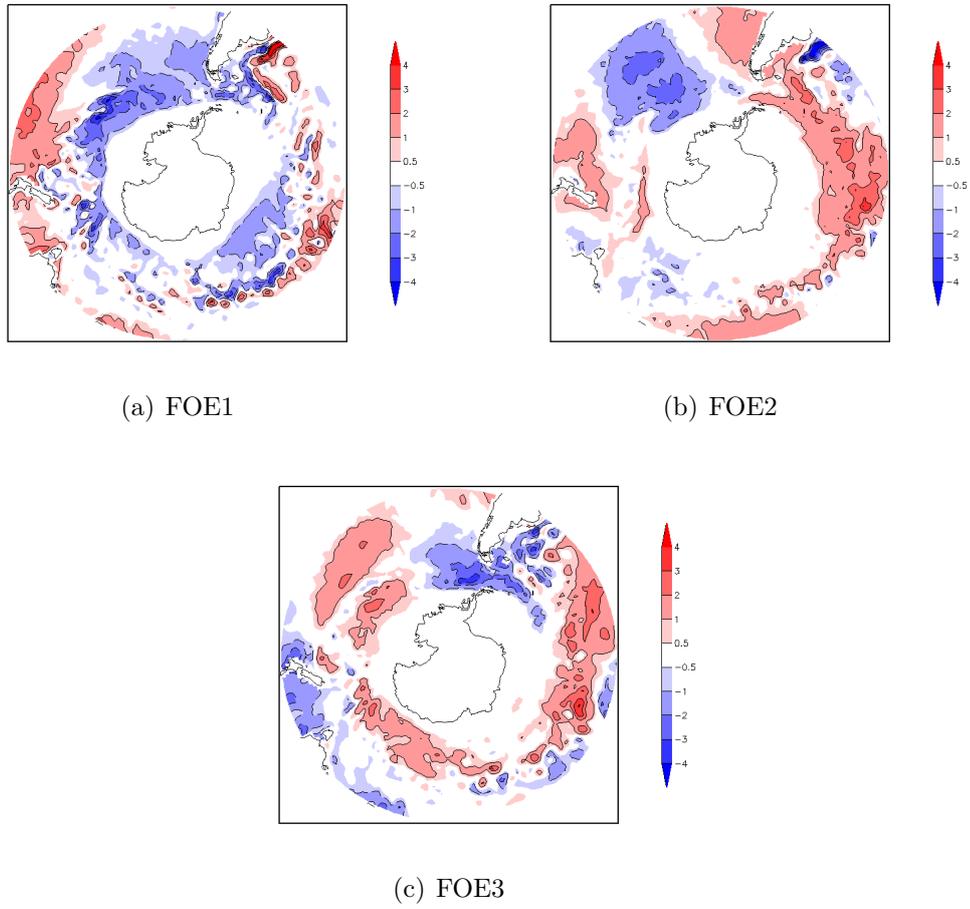


Figura A.5 - Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de TSM de JJA sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).

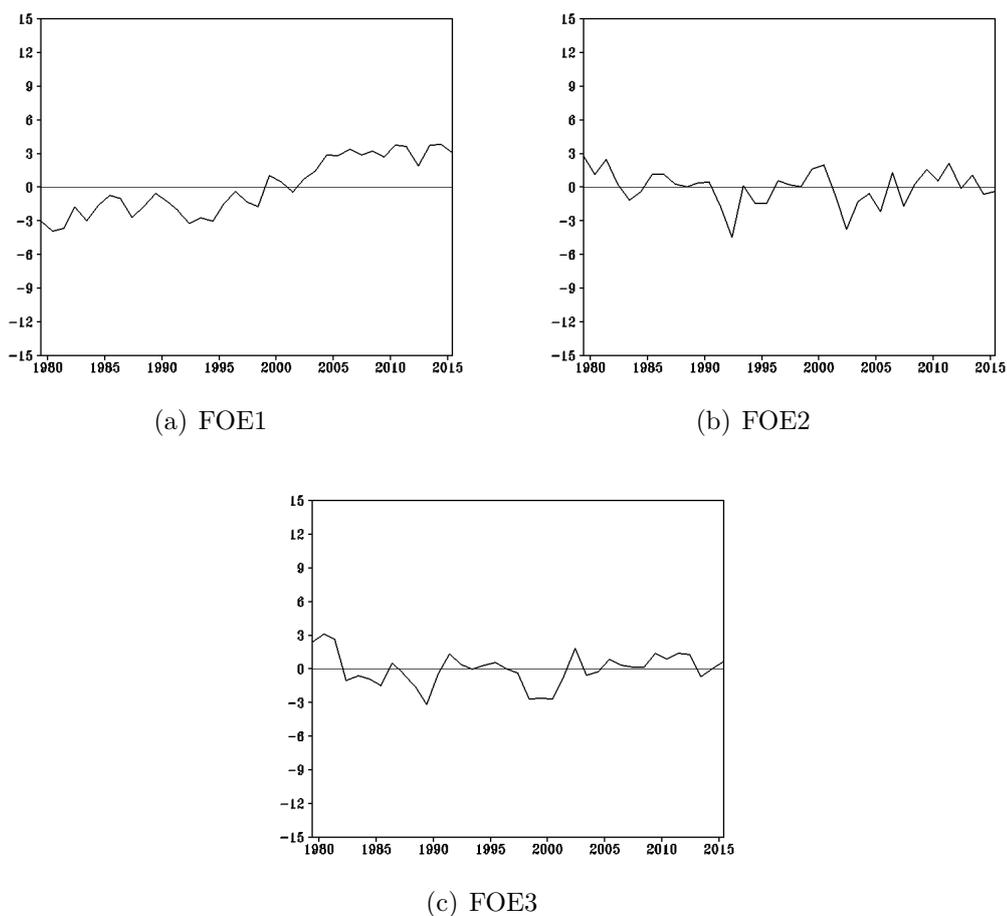


Figura A.6 - Séries temporais dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de TSM de JJA sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).

Tabela A.4 - Total da Variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da TSM, de SON.

FOE	% da variância	Variância Acumulada
1	14,85	14,85
2	11,33	26,18
3	10,14	36,32
4	8,13	44,45
5	5,68	50,13
6	5,32	55,45

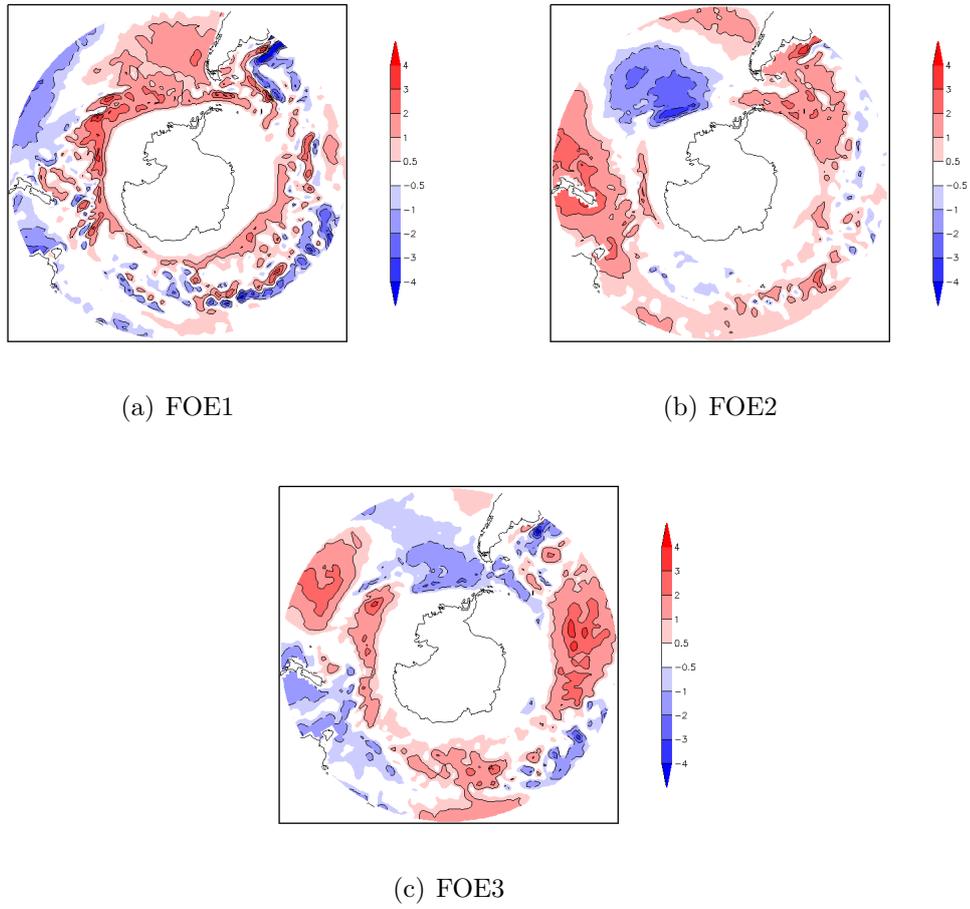


Figura A.7 - Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de TSM de SON sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).

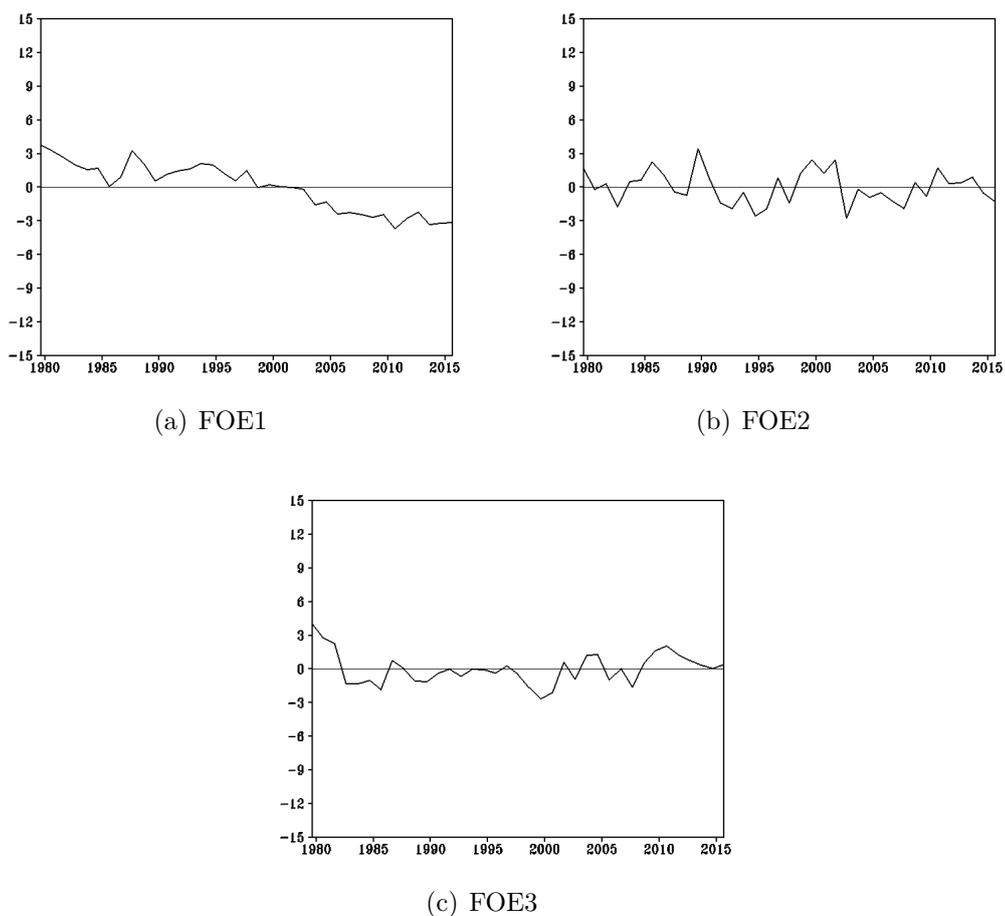


Figura A.8 - Séries temporais dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de TSM de SON sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).

Tabela A.5 - Total da Variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da AGP, de DJF.

FOE	% da variância	Variância Acumulada
1	38,76	38,76
2	13,43	52,19
3	7,66	59,85
4	6,37	66,22
5	5,29	71,51
6	4,10	75,61

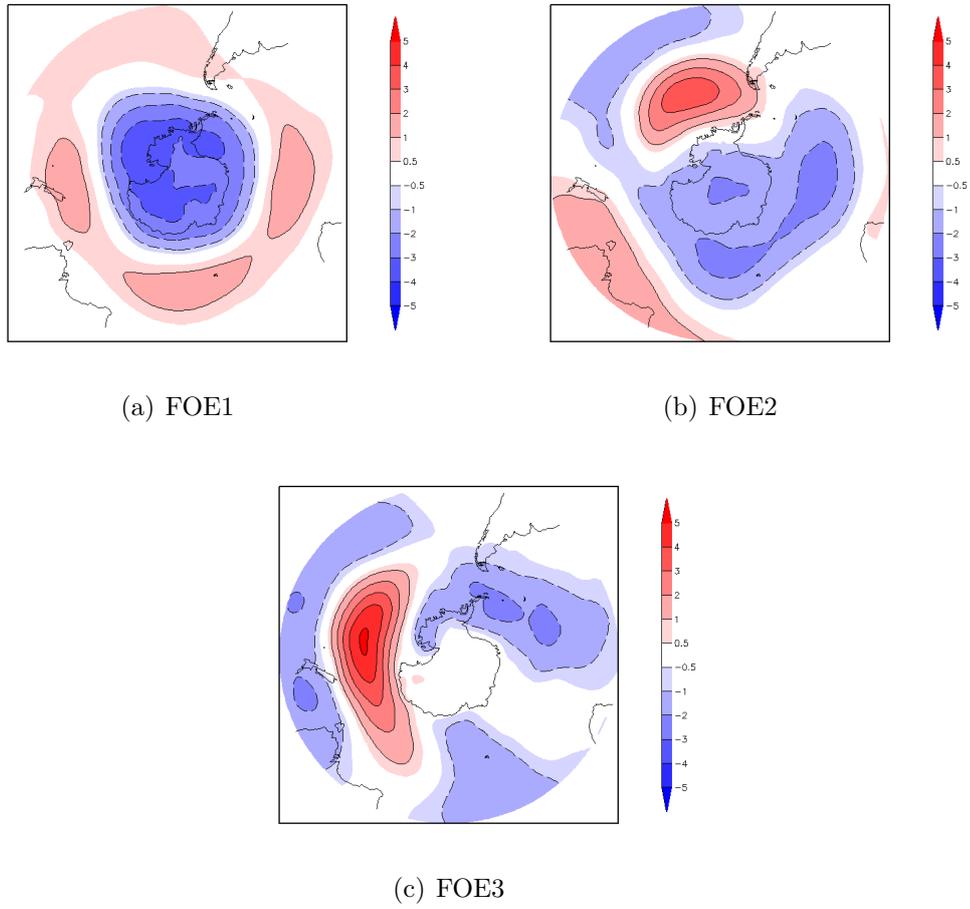


Figura A.9 - Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de AGP de DJF sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).

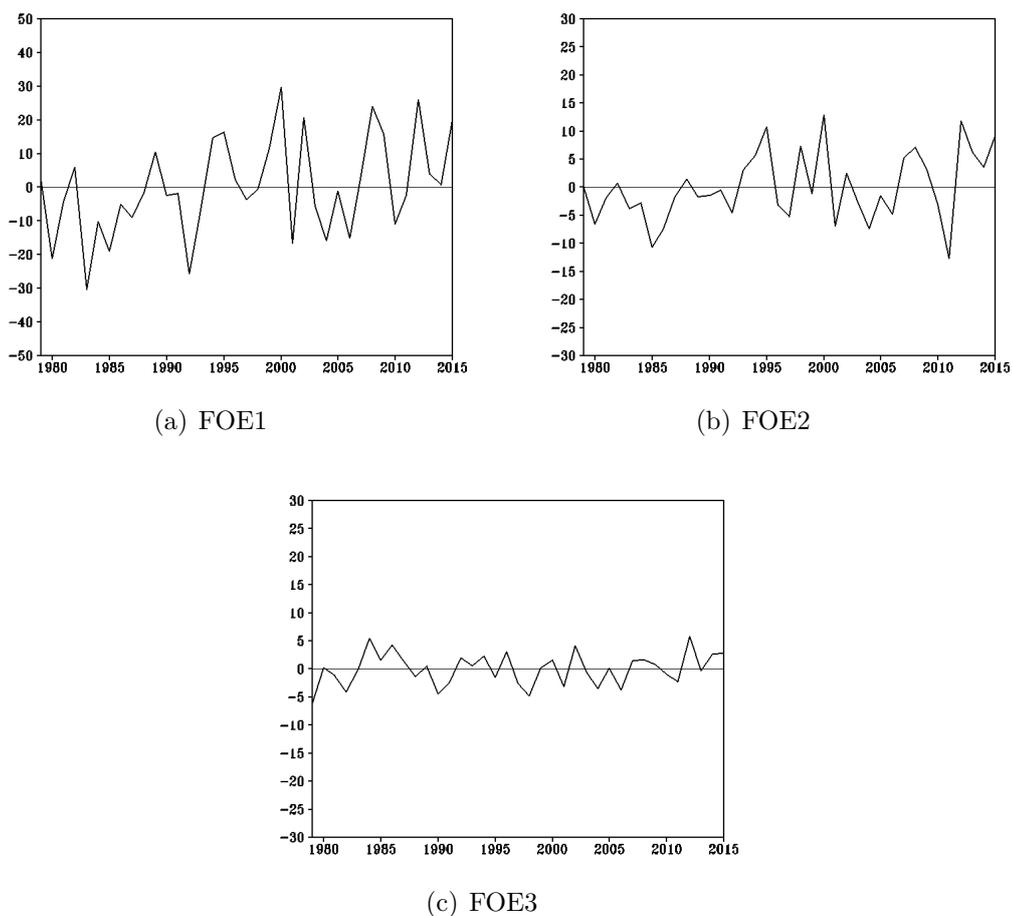


Figura A.10 - Séries temporais dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de AGP de DJF sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).

Tabela A.6 - Total da Variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da AGP, de MAM.

FOE	% da variância	Variância Acumulada
1	35,52	35,52
2	15,53	51,05
3	10,98	62,03
4	5,58	67,61
5	4,87	72,48
6	3,80	76,28

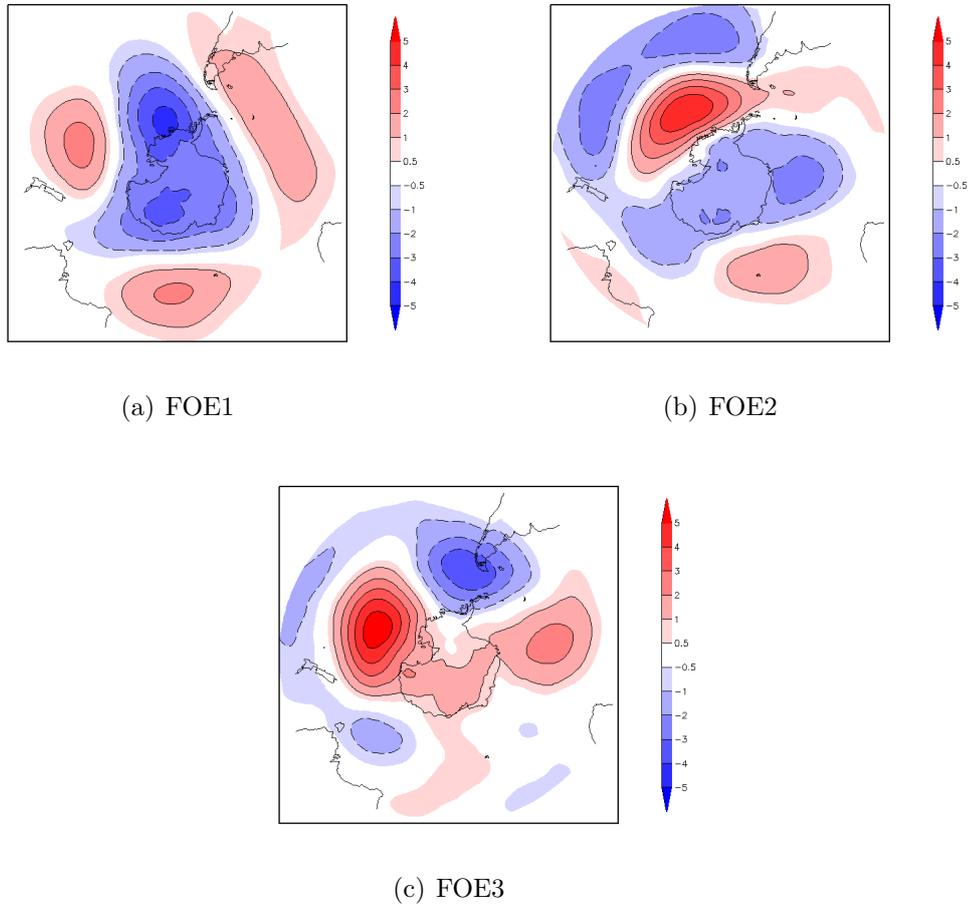


Figura A.11 - Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de AGP de MAM sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).

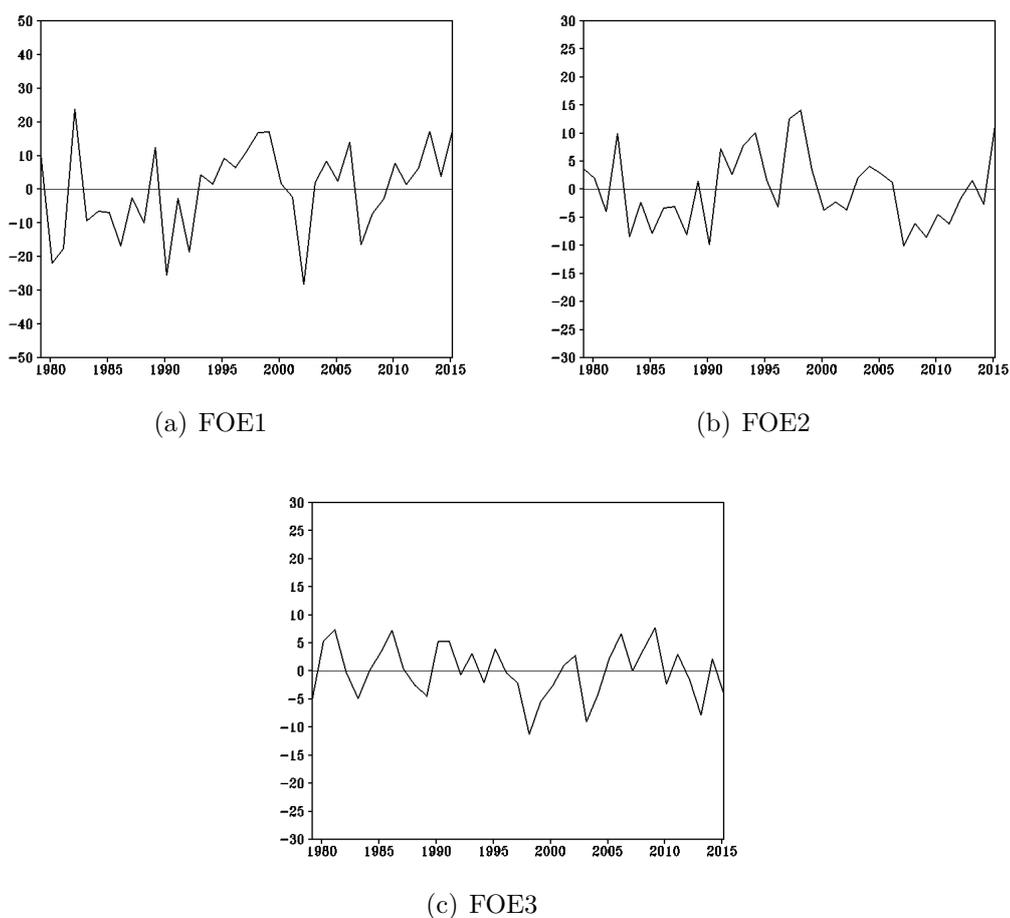


Figura A.12 - Séries temporais dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de AGP de MAM sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).

Tabela A.7 - Total da Variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da AGP, de JJA.

FOE	% da variância	Variância Acumulada
1	35,06	35,06
2	13,77	48,83
3	12,90	61,73
4	7,67	69,4
5	5,29	74,69
6	4,11	78,8

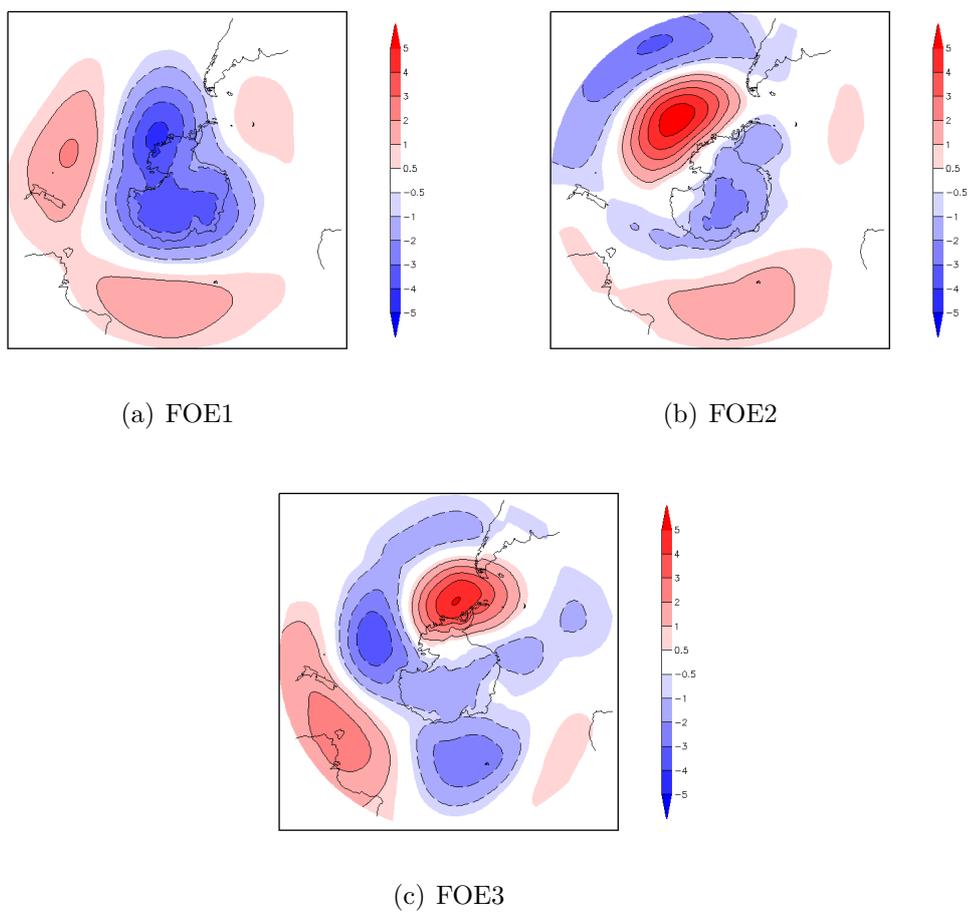


Figura A.13 - Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de AGP de JJA sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).

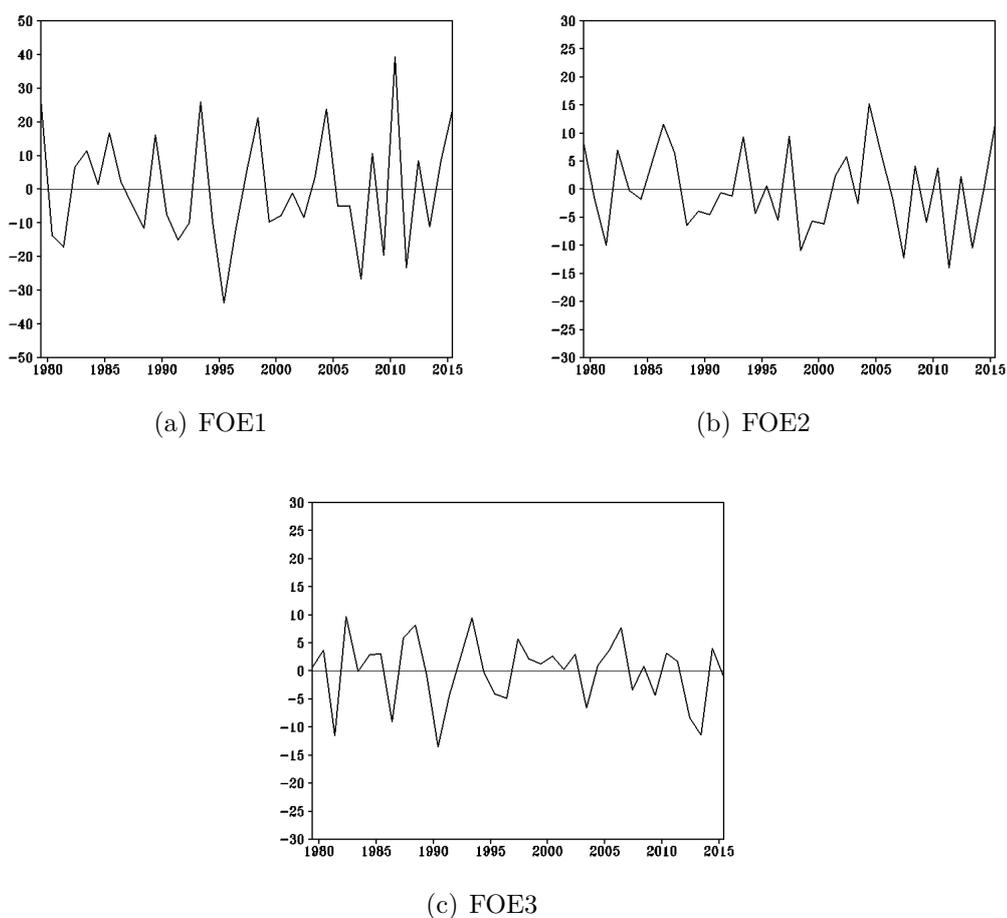


Figura A.14 - Séries temporais dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de AGP de JJA sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).

Tabela A.8 - Total da Variância pelos seis primeiros modos da FOE selecionados da AGP, de SON.

FOE	% da variância	Variância Acumulada
1	32,66	32,66
2	16,04	48,7
3	10,67	59,37
4	8,95	68,32
5	5,99	74,31
6	4,58	78,89

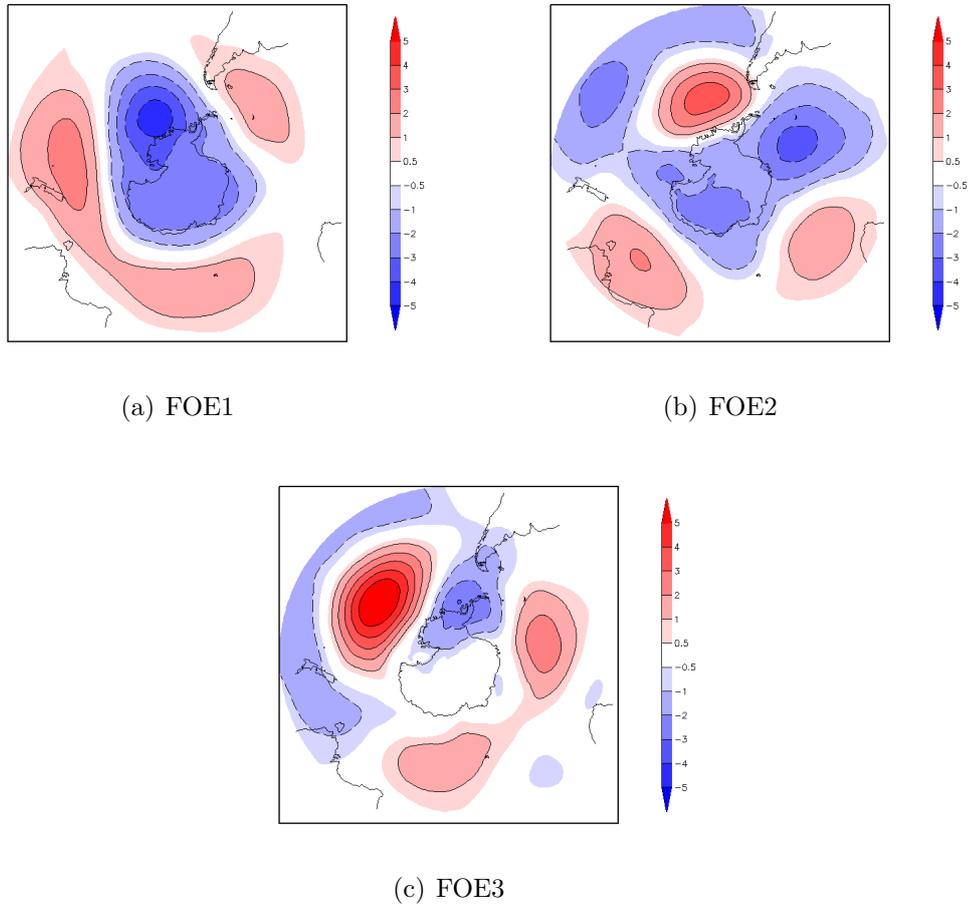
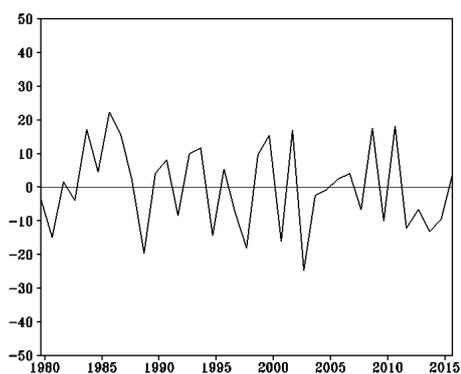
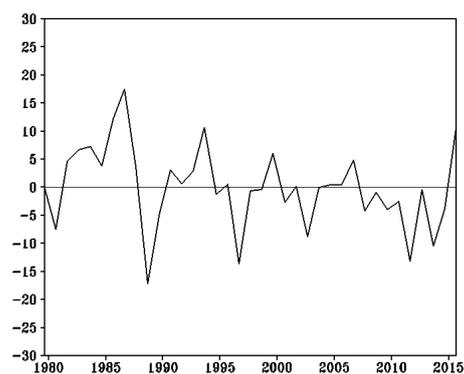


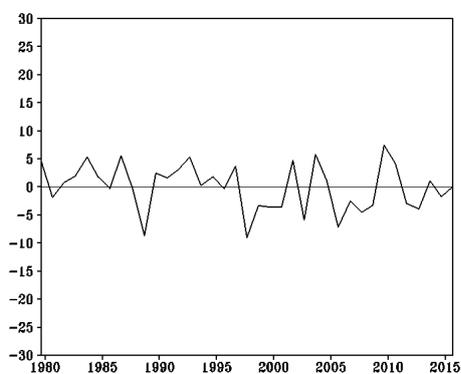
Figura A.15 - Padrão espacial dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de AGP de SON sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).



(a) FOE1



(b) FOE2



(c) FOE3

Figura A.16 - Séries temporais dos três primeiros autovetores das anomalias não normalizadas de AGP de SON sobre os setores do Oceano Austral (1979 - 2015).