

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

Francisco Eliseu Aquino

**CONEXÃO CLIMÁTICA ENTRE O MODO ANULAR DO  
HEMISFÉRIO SUL COM A PENÍNSULA ANTÁRTICA  
E O SUL DO BRASIL**

Porto Alegre  
2012

Francisco Eliseu Aquino

**CONEXÃO CLIMÁTICA ENTRE O MODO ANULAR DO  
HEMISFÉRIO SUL COM A PENÍNSULA ANTÁRTICA  
E O SUL DO BRASIL**

ORIENTADOR: Dr. Jefferson Cardia Simões

COORIENTADOR: Dr. Alberto Waingort Setzer

BANCA EXAMINADORA: Dra. Denise Cybis Fontana

Dr. Jandyr de Menezes Travassos

Dr. Nelson Jesuz Ferreira

**Tese de Doutorado apresentada como  
requisito parcial para a obtenção do título  
de Doutor em Ciências.**

Porto Alegre

2012

Aquino, Francisco Eliseu

Conexão climática entre o Modo Anular do Hemisfério Sul com a Península Antártica e o Sul do Brasil. / Francisco Eliseu Aquino. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2012.

121 f.] il.

Tese (Doutorado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2012.

Orientador: Prof. Dr., Jefferson Cardia Simões

Co-Orientador: Prof. Dr. Alberto Waingort Setzer

1. Climatologia. 2. Variabilidade Climática. 3. Modo Anular do Hemisfério Sul. 4. Sul do Brasil. 5. Península Antártica I. Título.

---

Catálogo na Publicação  
Biblioteca Geociências - UFRGS  
Renata Cristina Grun CRB 10/1113



Nuvens sobre os Montes Patriot, 80° S - Antártica, ao deslocarem-se na direção do mar de Weddell.  
(dezembro de 2004).

*The Antarctic anticyclone, so much discussed in the past, is a pressure distribution peculiar to the lower atmospheric strata only, appearing with distinctness only in the sea-level pressure distribution. On the other hand the low Antarctic temperature must produce such a rapid vertical decrease in pressure that above a certain level the Antarctic pressure must be lower and not higher than that of surrounding regions. Thus the sea-level anticyclone must be overlain by a cyclone, the so-called "polar whirl" in the general circulation of the globe.*

*Wilhelm Meinardus (German Geographer), 1909.*

*Citado por Arnold Court,*

*Antarctic Atmospheric Circulation in:*

*Compendium of Meteorology, AMS, 1951.*

*Dedico esta tese*

*aos meus pais,*

*ao professor de climatologia Gilberto Lazare da Rocha,*

*e a equipe do NOTOS.*

## AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Prof. Dr. Jefferson C. Simões pela orientação e estímulo constante dedicado a esta tese. Pelo amplo acesso ao Centro Polar e Climático do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS. E também, pelas oportunidades criadas em seus projetos de pesquisa e nas expedições de campo (2004/2005, 2008/2009 e 2010/2011) ao interior do Continente Antártico.

Agradeço o Programa de Pós-Graduação em Geociências – PPGGeo/UFRGS, em especial aos professores Léo Afraneo Hartmann e Elírio Ernestino Toldo Jr., coordenadores deste programa durante o desenvolvimento desta tese. Ao secretário Roberto M. Pereira, à assistente administrativa Letícia M. Barbosa e aos bolsistas, agradeço a presteza e dedicação a nós e ao PPGGeo.

Ao Coorientador e amigo Dr. Alberto W. Setzer (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos – CPTEC do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE), que me acolheu e oportunizou total integração ao seu Projeto de Meteorologia Antártica e ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia do CPTEC/INPE.

Agradeço o PGMET do CPTEC/INPE, e aos seus pesquisadores que tive a oportunidade de conviver. Em especial agradeço V. B. Rao (não esquecerei as tardes de conversas e ensinamentos), Regina C. dos Santos Alvalá, Mary Kayano, Clóvis Sansigolo e Nelson J. Ferreira pela oportunidade ímpar de aprendizado e qualificação na área de climatologia, e que já é proveitoso na Geografia/UFRGS.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq, pela concessão de bolsa de doutorado sanduíche no país (Processo Número 300788/2005-3) ao longo de 09 meses. Essa bolsa permitiu ter tranquilidade para desenvolver parte desta tese no CPTEC/INPE.

Aos colegas do PGMET/CPTEC/INPE pelo apoio nas disciplinas (como nos ajudamos e nos divertimos principalmente nos churrascos e festas de aniversário!), discussões e sugestões apontadas durante o transcorrer deste trabalho. Em especial a parceria das colegas Luciana B. M. Pires e Ana C. Vasques que resultou em trabalhos extras em congressos e ao Mateus da Silva Teixeira e João Gerd por me ajudarem no GrADS, entre outros scripts importantes! Ao César pelo incansável suporte técnico.

Aos grandes amigos e família do Projeto de Meteorologia Antártica (Meteoro 24H). Adriana P. Mattedi, pelas inúmeras discussões e sugestões sobre parte desta tese. Marilene A. da Silva e Heber R. Passos (HB) pelo inestimável auxílio, durante nossa estada em SJG e no CPTEC/INPE, obrigado por tudo! Débora, você acompanhou e ajudou desde o começo! Marcelo Romão, obrigado pelo agradável convívio e apoio pessoal e profissional, durante a minha estada no CPTEC/INPE. A Isabel C. D. Oliveira pelo companheirismo, paciência e dedicação nessa jornada. Meus amigos, foram muito felizes e proveitosos os dias que compartilhei com vocês.

Aos colegas do Departamento de Geografia e do Instituto de Geociências que acreditaram no meu plano de doutoramento, pelas palavras motivadoras e pela confiança. Em especial, à Profa. Eliana L. da Fonseca pelo gentil apoio científico e metodológico principalmente na fase da defesa do projeto de qualificação desta tese, ao Prof. Norberto Dani, que desde o início me incentivou, à Profa. Venisse Schossler pelo apoio e incentivo na fase final, e ao colega e amigo Prof. Ulisses F. Bremer que sempre ouviu e me aconselhou nesse e em outros projetos.

A equipe do NOTOS, Denilson R. Viana, Camila B. Carpenedo, Ricardo B. Braga, Candida de F. Dewes e Ildo Parnow, sem vocês eu não teria chegado até aqui. Denilson e Camila vocês são responsáveis por conselhos e dicas que me ajudaram a encontrar importantes caminhos e resultados nesse trabalho, muito obrigado.

À minha família, pelo estímulo e carinho sempre dedicados ao longo da minha formação pessoal e profissional.

## RESUMO

Este trabalho investigou as conexões climáticas entre o sul do Brasil (SB) e a região da Península Antártica (PA), sob a influência do Modo Anular do Hemisfério Sul (SAM). Assim, analisou-se por meio de Funções Ortogonais Empíricas (EOF), análise de correlações e composições as seguintes variáveis: pressão ao nível médio do mar (PNM), geopotencial em 500 ( $Z_{500}$ ) e 850 ( $Z_{850}$ ) hPa, componente meridional do vento ( $v$ ) a 10 m, e temperatura média mensal (TMM) a 2 m do banco de dados do ERA-Interim (*European Reanalysis Agency*), entre 1979 e 2010; e de TMM a 2 m da base de dados CRU/BADC (*Climatic Research Unit/British Atmospheric Data Centre*), entre 1961 e 2009. Ocorreu um aumento de  $0,56^{\circ}\text{C}$  (i.e.,  $0,0114^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ) na série de anomalias de temperatura média anual no SB, entre 1961 e 2009. A temperatura média sazonal apresentou tendência de aumento estatisticamente significativa ( $\alpha < 1\%$ ) somente no outono ( $+0,0179^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ), enquanto o SAM apresentou tendência positiva (1979 – 2009), estatisticamente significativa ( $\alpha < 5\%$ ), nas estações de verão e outono. A primavera foi a estação predominante de ocorrência da fase (-) do SAM, 18 casos, e o inverno da fase (+), com 20 casos. Os modos de variabilidade dos campos atmosféricos (TMM, PNM,  $Z_{850}$  e  $Z_{500}$ ) mostram que as principais EOF exibem um padrão de dipolo entre as regiões subtropical e polar no Hemisfério Sul. A EOF1 dos campos associados à PNM,  $Z_{850}$  e  $Z_{500}$  revela essa característica marcante do SAM. Salienta-se que esse dipolo é observado nas três primeiras EOFs da TMM. O SAM possui impacto importante na TMM e sazonal no SB e na PA, com correlação negativa no outono ( $r = -0,44$ ;  $\alpha < 1\%$ ), onde anomalias negativas (positivas) de TMM no SB e positivas (negativas) na PA estão associadas com a fase positiva (negativa) do SAM. As correlações entre as séries temporais das EOFs dos campos atmosféricos e o SAM revelaram que existem conexões estatisticamente significativas ( $\alpha < 1\%$ ) com o padrão espacial de dipolo observado. Portanto, salienta-se que os extremos negativos e positivos na variabilidade da TMM e sazonal no SB resultam, em parte, de variações na circulação atmosférica a milhares de quilômetros de distância na região da PA.

## ABSTRACT

This study investigates climatic connections between the south of Brazil (SB) and the Antarctic Peninsula region (AP), under the influence of the Southern Hemisphere Annular Mode (SAM). Thus, we analyzed by Empirical Orthogonal Function (EOF), correlations and composite analysis the following variables: pressure at mean sea level (MSLP); geopotential at 500 ( $Z_{500}$ ) and 850 ( $Z_{850}$ ) hPa; meridional wind ( $v$ ) at 10 m, and mean monthly temperature (MMT) at 2 m of the ERA-Interim (*European Reanalysis Agency*) database, from 1979 to 2010; and MMT at 2 m of the CRU/BADC (*Climatic Research Unit/British Atmospheric Data Centre*) database, from 1961 to 2009. The annual mean temperature anomaly in SB increased by  $0.56^{\circ}\text{C}$  from 1961 to 2009 (*i.e.*,  $0.0114^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ). The seasonal average temperature shows a positive trend (statistically significant,  $\alpha < 1\%$ ) only in autumn ( $+0.0179^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ). The SAM showed a positive trend (1979–2009), statistically significant ( $\alpha < 5\%$ ) in summer and autumn. Spring is the prevailing season for the SAM (-) phase, 18 cases, and in winter prevails the (+) phase, 20 cases. The variability modes of atmospheric fields (TMM, PNM,  $Z_{850}$  and  $Z_{500}$ ) showed that the first EOF exhibits a dipole pattern between the subtropical and polar regions in the Southern Hemisphere. The EOF1 fields associated with PNM,  $Z_{850}$  and  $Z_{500}$  reveal this remarkable SAM feature. It is noticeable that this dipole is observed in the first three EOFs of MMT. The SAM has a major impact on the SB and AP seasonal and mean monthly temperatures, showing an autumn negative correlation ( $r = -0,44$ ;  $\alpha < 1\%$ ), where MMT negative (positive) anomalies in SB and positive (negative) in the AP are associated with SAM positive (negative) phases. Correlations between the time series of the atmospheric fields EOFs and the SAM revealed that there are statistically significant connections ( $\alpha < 1\%$ ) with the observed dipole spatial pattern. Therefore, we point that the positive and negative extremes in seasonal and mean monthly temperatures variability in SB result, in part, from atmospheric circulation changes thousands of kilometers away, in the AP region.

## SUMÁRIO

---

	<b><u>Pág.</u></b>
1	INTRODUÇÃO ..... 17
1.1.	Relevância do Tema de Estudo..... 18
1.2.	O papel da Antártica no sistema climático do Hemisfério Sul ..... 19
1.2.1.	A Antártica e a variabilidade climática no Hemisfério Sul ..... 20
1.2.2.	Teleconexões entre o clima antártico e o sudeste da América do Sul ..... 23
1.2.3.	As mudanças climáticas e a Antártica ..... 24
1.3.	Objetivos ..... 26
1.3.1.	Objetivos específicos ..... 26
1.4.	Área de estudo ..... 27
1.4.1.	Características geográficas da região antártica ..... 28
1.4.2.	Aspectos climáticos da temperatura do Sul do Brasil..... 39
2	DADOS E METODOLOGIA..... 42
2.1.	Conjuntos de Dados ..... 43
2.1.1.	Reanálises do Era-Interim..... 43
2.1.2.	Dados de temperatura média mensal do CRU ..... 44
2.1.3.	O índice SAM ..... 46
2.2.	Metodologia ..... 46
2.2.1.	Análise de Componentes Principais ..... 46
2.2.2.	Análise de Correlação ..... 51
2.2.3.	Análise de Composições ..... 51
3	ASPECTOS CLIMATOLÓGICOS ..... 53

3.1.	Climatologia e variabilidade da temperatura no sul do Brasil.....	53
3.2.	Climatologia e variabilidade do SAM .....	55
4	MODOS DE VARIABILIDADE DOS CAMPOS ATMOSFÉRICOS .....	60
4.1.	Anomalias .....	60
4.1.1.	Anomalia de temperatura média mensal.....	60
4.1.2.	Anomalia de pressão no nível do mar.....	66
4.1.3.	Anomalia de geopotencial em 850 hPa.....	75
4.1.4.	Anomalia de geopotencial em 500 hPa.....	81
4.2.	Análises de Correlação .....	87
4.2.1.	Temperatura média sazonal do sul do Brasil e o SAM.....	87
4.2.2.	Correlações entre os campos atmosféricos e o SAM.....	89
4.3.	Composições das anomalias dos campos atmosféricos .....	90
4.3.1.	Composições das anomalias sazonais da temperatura.....	91
4.3.2.	Composições das anomalias sazonais do vetor vento $v$ .....	92
4.3.3.	Composições das anomalias sazonais de pressão ao nível médio do mar .....	93
5	DISCUSSÃO .....	95
5.1.	Aspectos climatológicos e de variabilidade da temperatura no sul do Brasil..	95
5.2.	Aspectos climatológicos e de variabilidade do SAM .....	97
5.3.	Modos de EOF entre a Península Antártica, o sul do Brasil e o SAM .....	100
5.4.	Correlações entre a temperatura, campos atmosférico e o SAM .....	102
5.5.	Padrões de anomalias da circulação atmosférica .....	103
6	CONCLUSÕES .....	106
	REFERÊNCIAS .....	109

## LISTA DE FIGURAS

---

	<u>Pág.</u>
Figura 1: Imagens de satélite da Península Antártica identificando a desintegração e o desprendimento dos setores da plataforma de gelo denominados de Larsen A e B.....	25
Figura 2: Mapa de localização da área de estudo. ....	27
Figura 3: Mapa da Antártica destacando suas principais regiões e o Oceano Austral. ...	28
Figura 4: Temperatura média anual (°C) na Antártica em 925 hPa.....	31
Figura 5: Temperatura média do ar (°C) em 925 hPa no verão e inverno. ....	31
Figura 6: Campo médio anual de pressão atmosférica (hPa) reduzido ao nível do mar. ....	32
Figura 7: Imagem de um ciclone extratropical na região da Península Antártica. ....	33
Figura 8: Mosaico de imagens de satélites de alguns ciclones extratropicais ao redor da Antártica. ....	33
Figura 9: Concentração média do gelo marinho nos meses de fevereiro e setembro entre 1979 e 2006. ....	35
Figura 10: Mapa da Península Antártica. ....	37
Figura 11: Mapa da distribuição espacial do conjunto de dados do ERA-Interim.....	44
Figura 12: Regiões homogêneas de temperatura média mensal.....	45
Figura 13: Série temporal da anomalia de temperatura média anual do sul do Brasil. ...	54
Figura 14: Séries sazonais das anomalias de temperatura média (1961 – 2009). ....	55
Figura 15: Índice mensal do SAM (1979 – 2009). ....	57
Figura 16: Índice sazonal do SAM (1979 – 2009). ....	58
Figura 17: Índice mensal do SAM e destaque do desvio padrão (1979 – 2009). ....	59

Figura 18: Percentual da variância explicada pelos quarenta e quatro primeiros modos das EOF das anomalias da temperatura média mensal.....	61
Figura 19: Primeiro modo da EOF das anomalias de temperatura média mensal e série temporal normalizada (1979 – 2010).....	63
Figura 20: Segundo modo da EOF das anomalias de temperatura média mensal e série temporal normalizada (1979 – 2010).....	64
Figura 21: Terceiro modo da EOF das anomalias de temperatura média mensal e série temporal normalizada (1979 – 2010).....	65
Figura 22: Percentual da variância explicada pelos vinte e seis primeiros modos da EOF das anomalias da pressão ao nível do mar.....	66
Figura 23: Primeiro modo da EOF das anomalias de pressão ao nível do mar e série temporal normalizada (1979 – 2010).....	68
Figura 24: Segundo modo da EOF das anomalias de pressão ao nível do mar e série temporal normalizada (1979 – 2010).....	70
Figura 25: Terceiro modo da EOF das anomalias de pressão ao nível do mar e série temporal normalizada (1979 – 2010).....	71
Figura 26: Quarto modo da EOF das anomalias de pressão ao nível do mar e série temporal normalizada (1979 – 2010).....	73
Figura 27: Quinto modo da EOF das anomalias de pressão ao nível do mar e série temporal normalizada (1979 – 2010).....	74
Figura 28: Percentual da variância explicada pelos vinte e cinco primeiros modos das EOF de geopotencial em 850 hPa.....	75
Figura 29: Primeiro modo da EOF das anomalias de geopotencial em 850 hPa (a) e (b) série temporal normalizada (1979 – 2010).....	77
Figura 30: Segundo modo da EOF das anomalias de geopotencial em 850 hPa e série temporal normalizada (1979 – 2010).....	78

Figura 31: Terceiro modo da EOF das anomalias de geopotencial em 850 hPa e série temporal normalizada (1979 – 2010).....	79
Figura 32: Quarto modo da EOF das anomalias de geopotencial em 850 hPa e série temporal normalizada (1979 – 2010).....	81
Figura 33: Percentual da variância explicada pelos vinte e nove primeiros modos das EOF de geopotencial em 500 hPa.....	82
Figura 34: Primeiro modo da EOF das anomalias de geopotencial em 500 hPa e série temporal normalizada (1979 – 2010).....	83
Figura 35: Segundo modo da EOF das anomalias de geopotencial em 500 hPa e série temporal normalizada (1979 – 2010).....	85
Figura 36: Terceiro modo da EOF das anomalias de geopotencial em 500 hPa e série temporal normalizada (1979 – 2010).....	86
Figura 37: Correlação do índice SAM e da anomalia temperatura média mensal no outono no sul do Brasil (1979 – 2009). ....	88
Figura 38: Variabilidade do índice SAM e da anomalia de temperatura média mensal no outono no sul do Brasil (1979 – 2009). ....	88
Figura 39: Composições das anomalias sazonais de temperatura (°C). ....	92
Figura 40: Composições das anomalias sazonais do vetor vento $v$ ( $m s^{-1}$ ). ....	93
Figura 41: Composições das anomalias sazonais de pressão ao nível do mar (hPa). ....	94

## LISTA DE TABELAS

---

	<u>Pág.</u>
Tabela 1: Numero de meses selecionados para as fases negativa (-), neutra (0) e positiva (+) do SAM em cada uma das estações (1979 – 2009). .....	59
Tabela 2: Total da variância explicada pelos primeiros seis modos de EOF selecionados das anomalias da temperatura média mensal.....	62
Tabela 3: Total da variância explicada pelos primeiros quatro modos de EOF selecionados das anomalias da pressão atmosférica ao nível do mar.....	67
Tabela 5: Total da variância explicada pelos primeiros quatro modos de EOF selecionados das anomalias de geopotencial em 500 hPa. ....	82
Tabela 6: Correlação entre o índice sazonal do SAM com a anomalia da temperatura média sazonal (1979 – 2009).....	87
Tabela 7: Correlação dos modos de EOF de: TMM, PNM, Z850 e Z500 com o índice do SAM (1979 – 2009).....	89
Tabela 8: Casos selecionados para elaboração das composições negativas e positivas sazonais de temperatura média mensal (1979 – 2009).....	91

## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

---

CE	Ciclone extratropical
CRU	<i>Climate Research Unit, University of East Anglia, Reino Unido</i>
COADS	<i>Comprehensive Ocean - Atmosphere Data Set</i>
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecast, Reading, Reino Unido</i>
ENOS	El Niño – Oscilação Sul
EOF	<i>Empirical Orthogonal Function</i>
ERA-Interim	<i>European Reanalysis Agency – Interim é a proposta de integração e continuidade do ERA-40 e a nova geração de reanálises em processo de construção pela ECMWF</i>
hPa	Hector Pascal
HS	Hemisfério Sul
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
LASG	<i>National Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Beijing, China.</i>
MEI	<i>Multivariate ENSO Index, produzido pelo COADS/NOAA</i>
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research, University Corporation for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, EUA</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NSIDC	<i>National Snow and Ice Data Center, University of Colorado, Boulder, Colorado, EUA</i>
PA	Península Antártica
PSA	<i>Pacific South American</i>
PNM	Pressão atmosférica ao nível do mar
SAM	<i>Southern Hemispheric Annular Mode</i>
SB	Sul do Brasil

TMA	Temperatura média anual
TMM	Temperatura média mensal
VC	Vórtice circumpolar
WMO	<i>World Meteorological Organization</i>
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

# 1 INTRODUÇÃO

---

*The word is catching on among a new breed of scientists who study Earth systems-how our planet functions. Not just climate systems, but also related features, such as the carbon cycle on land and at sea, the stratosphere and its ozone layer, ocean circulation, and the ice of the cryosphere.*

*Fred Pearce, 2007.*

*With Speed and Violence,*

*Why scientists fear tipping points in climate change*

O sistema climático não depende somente dos processos atmosféricos, mas também dos físicos, químicos e biológicos que envolvem outros componentes do complexo geossistema do nosso planeta. O interesse no tempo e no clima da região Antártica e sua variabilidade não são recentes e nas últimas duas décadas ganhou destaque por ser um laboratório natural para monitorar e compreender as variações ambientais tanto no Hemisfério Sul (HS) e no Planeta como um todo. Já a compreensão das conexões meteorológicas e climáticas entre a Antártica (marítima e continental) e a América do Sul (subtropical) ainda são pouco exploradas. E é nesse contexto de compreender e explorar o atual quadro de mudanças ambientais globais e seus impactos na região Antártica que se vislumbrou que o principal modo de variabilidade do HS, alterado naturalmente ou não, possui importante influência na variabilidade climática mensal, sazonal e decenal no HS e por consequência na América do Sul meridional, controlando alguns eventos da circulação de massas de ar extratropical para a região Antártica e dessa para as regiões extratropical e tropical da América do Sul.

## 1.1. Relevância do Tema de Estudo

O quadro de mudanças climáticas apresentado pelo Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC, 2007), prevê um aumento da temperatura média anual (TMA) global entre 1,5°C e 4°C nos próximos 100 anos. O elemento do clima mais empregado na avaliação de mudanças climáticas é a TMA, mas outros parâmetros também permitem essa avaliação. A precipitação pluvial, pressão atmosférica, ventos, umidade relativa do ar, além das informações indiretamente derivadas pela dendrocronologia, testemunhos de fundo marinho, sedimentação de lagos, testemunhos de gelo e do monitoramento do comportamento de massas de gelo glacial e marinha devem também ser considerados em avaliações desta natureza (Linacre e Geerts, 1997; Harvey, 2000).

Ressalta-se neste contexto de mudanças ambientais globais, as estimativas de elevação da TMA nas regiões polares e subpolares (Doran *et al.*, 2002; King e Turner, 1997; Doake, 1982; Turner e Marshall, 2011), fenômeno já constatado por diferentes autores na região da Península Antártica (PA) a partir da segunda metade do século XX (Vaughan e Doake, 1996; Jacka e Budd, 1998; King e Harangozo, 1998; Turner *et al.*, 2005a; Ding *et al.*, 2011). Destaca-se que a PA apresentou um aquecimento de 3°C entre 1952 – 2002, assim como em todo o entorno do continente antártico (Turner *et al.*, 2005a). Porém, no interior do continente, não se registra essa tendência, mas sim uma pequena diminuição quando avaliadas as medições feitas nas poucas estações científicas existentes (Turner *et al.*, 2005a; Turner *et al.*, 2009).

Conexões climáticas entre os trópicos e as altas latitudes podem promover mudanças ou variabilidade climática na região antártica, assim como mudanças no clima nessa região podem influenciar o clima no HS, contribuindo na variabilidade climática na América do Sul meridional. Gillett *et al.* (2006) demonstraram que parte da variabilidade climática do HS está associada ao Modo

anular do HS (*Southern Hemispheric Annular Mode* - SAM<sup>1</sup>), que na sua fase positiva implica em aumento na TMA e diminuição da precipitação pluvial na América do Sul meridional. Reboita *et al.* (2009) encontraram que na fase negativa do SAM é observado uma migração para norte na trajetória dos ciclones extratropicais (CE) em todo o HS, comparada à fase positiva, e há intensa atividade frontogênica e anomalias positivas de precipitação no sudeste da América do Sul e no oeste do Atlântico Sul. De maneira geral, na fase positiva do SAM, são observadas condições inversas (Reboita *et al.*, 2009). Silvestri e Vera (2003) identificaram significativa associação entre o SAM e a precipitação no inverno e no final da primavera no sudeste da América do Sul.

## 1.2. O papel da Antártica no sistema climático do Hemisfério Sul

Segundo Barry e Carleton (2001) o clima pode ser definido como uma síntese do tempo meteorológico em um intervalo de tempo, que possibilite a sua descrição estatística de médio e longo prazo. Variações climáticas são também o resultado de interações não lineares muito complexas que ocorrem em diversos modos e escalas, fazendo com que o clima seja caracterizado por uma alta dimensionalidade. Destaca-se nesse estudo além da importância da atmosfera no sistema climático a influência dos oceanos e da criosfera.

---

<sup>1</sup> SAM, modo anular do Hemisfério Sul, é um modo hemisférico de variabilidade climática. É descrito como o gradiente meridional de pressão entre as latitudes extratropical e a região polar. O SAM tem mantido tendência positiva desde 1960, caracterizando assim, um aumento médio na pressão atmosférica em latitudes médias e uma diminuição em alta latitude.

### 1.2.1. A Antártica e a variabilidade climática no Hemisfério Sul

No atual cenário de mudanças e variabilidade climática do planeta destaca-se o HS – o qual possui um importante controle na circulação atmosférica nas médias e altas latitudes, em resposta à marcante presença do vórtice circumpolar-antártico (VC) que por sua vez decorre da presença da maior massa de gelo existente na atualidade (a Antártica). Esse VC condiciona uma circulação média atmosférica de oeste que se estende da superfície até a estratosfera no HS (King e Turner, 1997; Linacre e Geerts, 1997; Bromwich e Parish, 1998; Thompson e Solomon, 2002; Turner *et al.*, 2009).

Thompson e Solomon (2002) apontam que tendências observadas no comportamento do VC condicionam o comportamento da circulação atmosférica da superfície até altos níveis entre as altas latitudes e os extratropicos no HS, denominado de SAM. Este VC exhibe considerável variabilidade intranual e interanual. No seu estado de madura formação e atuação (durante o final do inverno no HS), o VC contribui para um alto índice de SAM (também denominado de fase positiva do SAM), que é caracterizado por baixíssima temperatura polar, nível geopotencial rebaixado sobre o continente antártico e um forte fluxo atmosférico circumpolar de oeste, aproximadamente em 60° S. Já os meses correspondentes a um baixo SAM (também chamado de fase negativa do SAM) são marcados por anomalias em sentido oposto. O alto índice do SAM é acompanhado por movimentos verticais atmosféricos, termicamente indiretos, nas latitudes polares. Isto favorece um resfriamento em quase todo o interior da Antártica (Thompson e Solomon, 2002). Pode-se afirmar que a oscilação entre as fases positiva e negativa do SAM contribuem para a variabilidade interanual dos ventos de oeste (Trenberth, 1980; Hall e Visbeck, 2001)

De acordo com Reynolds (1981), a PA é uma barreira física para a circulação troposférica nesta região. Centros de baixa pressão do mar de Bellingshausen afetam áreas centrais e oeste da PA. Massas de ar frio se movimentam na direção oeste cruzando o mar de Weddell e influenciando regiões abrigadas a leste. A combinação

desses dois regimes de tempo produzem um clima marítimo nas regiões central e oeste, e um clima pseudo-continental, mais frio, na costa leste da PA.

O comportamento climático da PA tem sofrido alterações, pois, o fortalecimento dos ventos de oeste promove um decréscimo da incidência de massas de ar polar. Esse novo padrão favorece uma advecção de ar mais quente, proveniente do sudeste do Oceano Pacífico Sul, o que seria responsável pelo aumento recente e amplificado na temperatura média do ar na região da PA e na América do Sul meridional (Thompson e Solomon, 2002, Marshall *et al.*, 2005).

Assim a ligação entre o VC, o SAM, o comportamento dos CE e o comportamento da temperatura do ar ao nível do mar controlam a variação na extensão do gelo marinho (*e.g.*, a diminuição do campo de gelo marinho na região da PA, acompanhada pelo aumento da cobertura de gelo marinho no setor leste da Antártica; Thompson e Solomon, 2002; Doake *et al.*, 1998). A diminuição na TMA nas estações meteorológicas continentais da Antártica, já observada por Turner *et al.* (2005a) e Marshall (2007) e associadas por esses autores com o SAM e a redução da concentração do ozônio na estratosfera polar do HS [camada de ozônio] podem ser responsáveis por um aumento na velocidade do jato subpolar (fase positiva do SAM). Esta aceleração promove interferências nos elementos do clima do HS tais como: precipitação pluvial, temperatura superficial do ar, extensão do gelo marinho, variabilidade na intensidade e posição dos CE e incremento da circulação oceânica superficial – induzida e/ou governada pelo vento (Thompson e Solomon, 2002; Marshall *et al.*, 2004; Gillett *et al.*, 2006; Son *et al.*, 2008; Turner *et al.*, 2009; Carpenedo, 2012).

Karoly (1989) descreve que o modo Pacífico-América do Sul (*Pacific South American* – PSA) é constituído a partir de um trem de ondas de Rossby normalmente originado por mudanças na convecção tropical, ocorrendo em várias escalas temporais. No HS o PSA é caracterizado pela alternância de três centros de pressão anômalos no Oceano Pacífico Sul, mares polares no sudeste do Pacífico Sul e América do Sul (Yuan e Li, 2008). O PSA está estruturado pelo segundo e terceiro modo da EOF (*Empirical Orthogonal Function*) de anomalia da altura geopotencial em 500 hPa (Mo e Ghil, 1987). A principal característica do PSA, que é diretamente

relacionado à variabilidade do ENOS (El Niño – Oscilação Sul), é de influenciar a extensão do gelo marinho no setor do Oceano Pacífico (mares de Ross, Amundsen e Bellingshausen) e do Oceano Atlântico Sul (mar de Weddell) em escala interanual.

Já o padrão de onda de 3, Rossby, (quase estacionária) é um modo que ocorre preferencialmente no inverno, influenciando os campos de pressão ao nível do mar e vento meridional em superfície (Raphael, 2004; Yuan e Li, 2008). A fase positiva do padrão de onda 3 estrutura uma circulação meridional de sul para norte de ar frio e de norte para sul de ar quente, influenciando na extensão do gelo marinho, temperatura do ar, além de uma intensificação na formação de tempestades severas na áreas de interação entre mar, ar e borda do gelo marinho (Raphael, 2004; Yuan e Li, 2008).

Importante também é o comportamento da Onda Circumpolar Antártica (*Antarctic Circumpolar Wave* - ACW). White e Peterson (1996) encontraram significativas variações interanuais no campo de pressão ao nível do mar, atrito do vento em superfície, temperatura da superfície do mar (TSM) e extensão do gelo marinho no Oceano Austral. Como esse oceano é o único que circunda o globo (ao redor da Antártica), construindo a forte corrente Circumpolar Antártica (de oeste), resulta na troca de massas d'água entre todos os oceanos e que são importantes no controle do clima médio global. Portanto, nesse caso a sua influência da ACW é direta na propagação das “anomalias” climáticas no globo, e um importante controle da variabilidade interanual na temperatura do ar e extensão do gelo marinho. Dentre as anomalias constatadas por White e Peterson (1996) está a marcante retração do gelo marinho próximo ao meridiano 90° W (mar de Bellingshausen), especialmente no verão ao longo do período 1988-1991, e uma diminuição do gelo marinho ao longo da costa das ilhas Orcadas do Sul, localizada mais a oeste, 35° W.

Existem evidências que o comportamento da ACW pode estar acoplado com a climatologia mensal dos CE, no setor oeste e leste da PA. Onde, pelo menos em 1983 e 1984, King e Turner (1997) encontraram uma frequência média de 7,6 - 9,0 a 6,1 - 7,5 CE a oeste da PA, o que pode ser um dos mecanismos responsáveis pela advecção de ar mais quente e úmido nessa região, colaborando assim por um aumento da TMA.

### 1.2.2. Teleconexões entre o clima antártico e o sudeste da América do Sul

Gillett *et al.* (2006) demonstraram que as atuais alterações no comportamento da circulação atmosférica entre 45° S e 60° S, estão associadas ao SAM. Esse modo atualmente está na sua fase positiva e resulta no aumento na TMA na PA, Nova Zelândia, Argentina, sul do Chile e do continente africano. Também nessa fase é observado um decréscimo na precipitação pluvial na Argentina e ao sul do paralelo 40° S no Chile. Conexões climáticas entre os trópicos e as altas latitudes podem promover mudanças ou variabilidade climática na região antártica, assim como mudanças no clima na região antártica podem influenciar o clima no HS, contribuindo na variabilidade climática na América do Sul meridional (Turner *et al.*, 2005a; Aquino *et al.*, 2006b, 2006c). Salienta-se que poucos são os estudos que examinam as relações do clima antártico e da América do Sul (King e Turner, 1997; Jones e Allan, 1998; Renfrew *et al.*, 2005; Gillett *et al.*, 2006).

Um exemplo dessas teleconexões entre a Antártica e o RS pode ser observado na análise dos anos de 2004 e 2005 (Aquino *et al.*, 2006). No ano de 2004 foram registrados seis meses com desvios negativos de temperatura média mensal (TMM), que só não tornaram todo o ano frio na média devido aos fortes desvios positivos de TMM nos outros seis meses daquele ano (Aquino *et al.*, 2006). O ano de 2005 destacou-se como quente, com +0,5°C acima da climatologia, tendo sete meses de temperatura acima da média, a maior com +3,5°C em junho, e cinco meses com temperatura abaixo da média, a menor com -2°C em setembro (Viana *et al.*, 2006). Segundo Aquino *et al.* (2006), nesses anos os meses frios tiveram marcada influência da circulação meridional de sul para norte, principalmente entre o mar de Weddell e o RS quando analisado o comportamento médio mensal do vento em 925 hPa entre 30° W – 80° W e 20° S – 65°S. Nos meses de anomalias positivas de temperatura, esta circulação não ocorreu ou foi escassa sendo observado o inverso nos meses com anomalia inversa.

### 1.2.3. As mudanças climáticas e a Antártica

No presente, recebem atenção os recordes na TMA global de superfície, desde que os primeiros registros sistemáticos iniciaram 150 anos atrás (desde 1850). No relatório sobre o clima do ano de 2011, a Organização Meteorológica Mundial (*World Meteorological Organization* - WMO) classifica-o como o décimo primeiro ano mais quente desde o início dos registros em 1880,  $+0,40^{\circ}\text{C} \pm 0,09^{\circ}\text{C}$  acima da TMA global de  $14^{\circ}\text{C}$  (normal climatológica de 1961-1990). O ano mais quente desses registros (1880 a 2011) foi 1998, onde a TMA apresentou anomalia de  $+0,55^{\circ}\text{C}$  (WMO, 2007). Destaca-se também que os dez anos mais quentes dos últimos 150 anos ocorreram no período 2001-2011 (últimos dez anos). Cabe dizer que essa tendência de aquecimento é observada tanto em áreas continentais como oceânicas, e nos dois hemisférios (Kelly e Jones, 1999; WMO, 2011; NASA, 2012; NOAA, 2012).

Essas observações da Terra e o fato desse aquecimento recente não ser explicado adequadamente somente por fenômenos naturais, levou a comunidade científica a associar tal aumento da TMA ao aumento na concentração de gases de efeito estufa (*e.g.*,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ , entre outros). Também, supõe-se que esses gases sejam produtos diretos ou indiretos das atividades humanas associada à industrialização, aumento da área agrícola, entre outros (Cicerone, 1999; Le Treut *et al.*, 2007).

Estudos realizados por Thompson e Solomon (2002), Ferron *et al.* (2004) e Marshall (2004) correlacionando o comportamento da circulação atmosférica, CE em latitudes médias e a temperatura do ar no HS, demonstraram que este aquecimento de até  $3,0^{\circ}\text{C}$  na região da PA decorre das alterações no comportamento da circulação atmosférica. Marshall (2006) discute uma clara relação entre o aumento na intensidade nos ventos de oeste ao redor da Antártica, entre os paralelos  $55^{\circ}\text{S}$  e  $60^{\circ}\text{S}$ , uma maior advecção de ar mais aquecido e a desintegração de plataformas de gelo no norte da PA. Os ventos de oeste mais intensos, ao serem barrados no lado oeste da PA (mar de Bellingshausen), são forçados a ultrapassarem a barreira montanhosa da PA, e ao descerem pela encosta leste (mar de Weddell), ver Figura 10, sofrem um aquecimento

adiabático. Observando os valores de temperatura média para as Estações de Esperanza ( $63^{\circ} 24' S$ ;  $57^{\circ} 00' W$ ) e Marambio ( $64^{\circ} 12' S$ ;  $56^{\circ} 42' W$ ) no norte da PA, nota-se claramente um aumento da temperatura do ar, principalmente no verão, efeito este que teria condições de contribuir para a rápida desintegração de parte da plataforma de gelo Larsen (Marshall, 2006). Rack *et al.* (2006) corroboram estes resultados após a análise de imagens de satélite LANDSAT (01/03/1986), Figura 1a, e ENVISAT/ASAR (18/03/2002), Figura 1b, e de modelos de fluxo do gelo na plataforma de Larsen, que estão se desintegrando em várias partes (Larsen A, B) desde a década de 1980. As áreas em vermelho na Figura 1b identificam as geleiras de descarga que recuaram após o desprendimento da plataforma Larsen A.

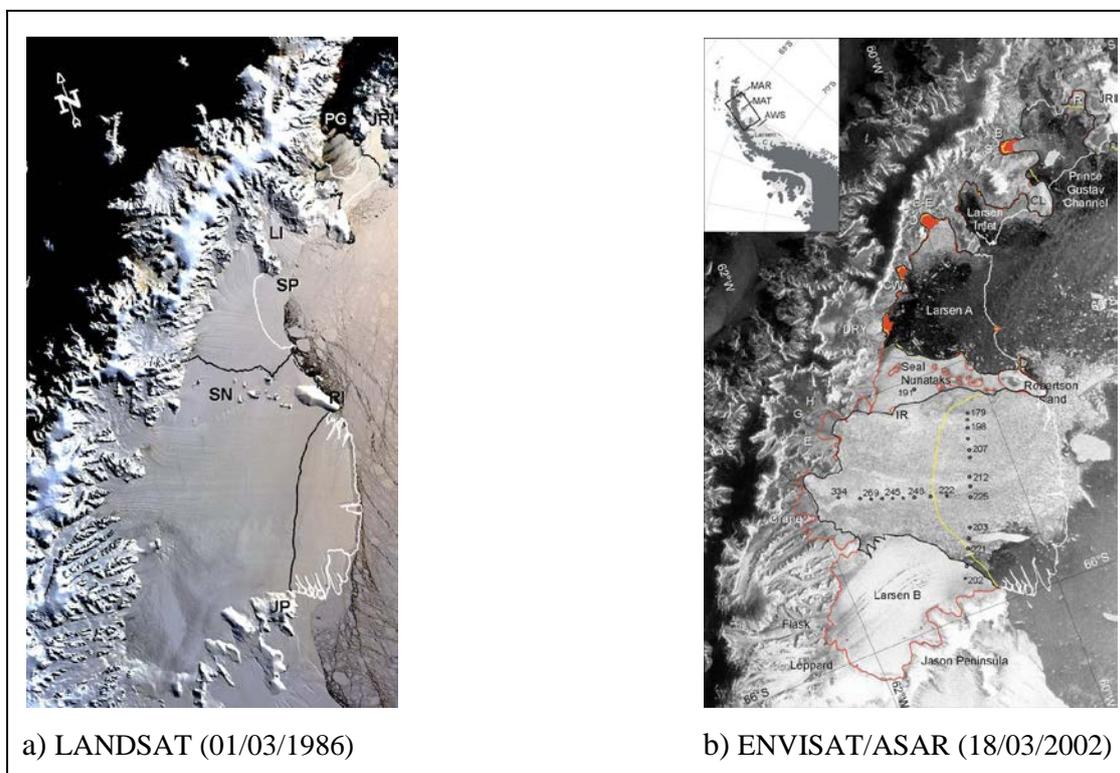


Figura 1: Imagens de satélite da Península Antártica identificando a desintegração e o desprendimento dos setores da plataforma de gelo denominados de Larsen A e B. Fonte: adaptado de Rack *et al.*, 2006.

Estudos e análises feitas em modelos de circulação geral da atmosfera realizados por Marshall (2004), Gillett *et al.* (2006, 2008), indicam que o aquecimento observado nas regiões polares, em específico na Antártica, é bem marcado e pode ser

atribuído às mudanças climáticas decorrentes das atividades antropogênicas, as quais nos últimos 50 anos supera as forçantes naturais. No trabalho realizado por Steig *et al.* (2009) sobre comportamento da TMA no interior do continente antártico, combinando diferentes fontes de dados ambientais para esta vasta região, encontraram um aumento de 0,5°C entre 1957 e 2006. Segundo esses autores o aumento na TMA, até o momento observado somente na PA, provavelmente também decorre do aumento na velocidade dos ventos de oeste e da diminuição na concentração do ozônio estratosférico no HS (Turner e Marshall, 2011). É importante destacar que o atual quadro de mudanças climáticas implica em alterações e efeitos climáticos na Antártica, e como este continente é um importante controlador do clima no Planeta, o HS deverá apresentar mudanças no clima que serão observadas na América do Sul e no Brasil.

### **1.3. Objetivos**

O objetivo geral desta tese é investigar se existem conexões entre as variações da temperatura média mensal e sazonal no sul do Brasil (SB) com a região da Península Antártica (PA) e adjacências. Além disso, investiga-se a relação do SAM com a circulação meridional do vento, com a temperatura média do ar e com a variabilidade na temperatura média mensal e sazonal entre a PA e o SB.

#### **1.3.1. Objetivos específicos**

- Avaliar os aspectos climatológicos e de variabilidade da TMM no SB e do índice SAM;

- Avaliar os modos de variabilidade dos campos atmosféricos da TMM a 2 m, pressão em superfície, 850 e 500 hPa, respectivamente, na área de estudo;
- Investigar as associações entre a TMM no SB, o SAM e os campos atmosféricos na área de estudo;
- Obter os padrões típicos da circulação atmosférica dos eventos extremos de TMM e sazonal no SB e PA e adjacências.

#### 1.4. Área de estudo

A área de estudo desta pesquisa (Figura 2) compreende um setor do sul do Brasil (SB), localizado no sudeste da América do Sul e sob influência do sudoeste do Oceano Atlântico Sul, e a região da PA, que inclui os mares de Bellingshausen e Weddell (entre os meridianos 20° E – 130° W e paralelos 10° S – 80° S).

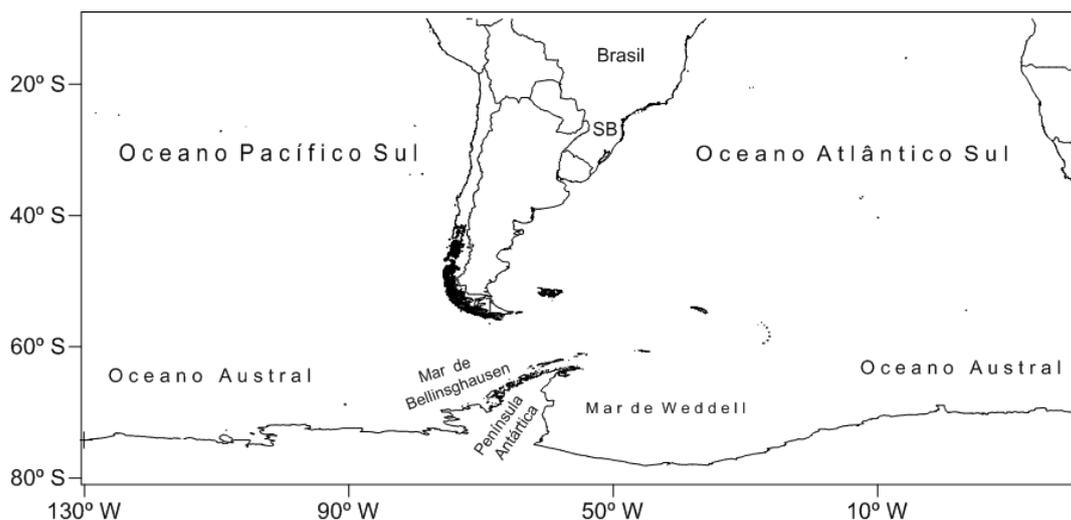


Figura 2: Mapa de localização da área de estudo.



Cabe salientar que é o único oceano não limitado por dois ou mais continentes, e circunda completamente o continente antártico, e é facilmente identificado pelas características físicas e químicas, e.g., temperatura e salinidade de suas massas de água. Suas águas podem propagar-se até latitudes de 35° S a 40° S em alguns setores como no Oceano Atlântico Sul e ao sul da Austrália (Groves e Hunt, 1980; OPEN UNIVERSITY, 1993). Neste trabalho adota-se a delimitação acima mencionada, não só por simplicidade e facilidade, mas também por coincidir com a região do Tratado da Antártica, isto é, terras e mares ao sul do paralelo 60° S (PROANTAR, 2001) [Figura 3].

A Antártica é coberta por um manto de gelo, ou seja, uma massa de neve e gelo com grande espessura e volume de  $25 \cdot 10^3 \text{ km}^3$  (Simões, 2004). Esse manto de gelo (Figura 3) pode ser dividido em três zonas morfológicas distintas: oriental, que é o mais extenso, ocidental e a região montanhosa da PA. Cabe destacar que atualmente só existem dois mantos de gelo no Planeta, o Antártico e o Groenlandês (o qual cobre  $1,7 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ ).

Por suas características físico-geográficas únicas, o continente antártico é entre todos o que possui maior altitude média (2.500 m), o mais frio, sendo adicionalmente o mais ventoso e o mais seco, características estas que reforçam seu papel como um regulador fundamental do clima na Terra (King e Turner, 1997; Bromwich e Parish, 1998; Wallace e Hobbs, 2006; SCAR, 2008).

O setor oriental da Antártica cobre  $10,2 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  e é dominado pelo extenso platô Antártico, que se estende amplamente acima da cota de 3.000 m e gradiente de inclinação suave. Já o setor ocidental tem somente  $3,4 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  e elevação média de 850 m. As montanhas Transantárticas dividem a Antártica oriental da ocidental (Figura 3). A terceira região morfológica, a PA, possui  $0,52 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  e se estende para o norte por mais de 1.300 km a partir de sua origem na Antártica ocidental, até a latitude 63° S. Trata-se de uma região montanhosa com cerca de 70 km de largura e 1.500 m de altitude média, impondo condições climáticas distintas sobre os mares de Bellingshausen e de Weddell, respectivamente a oeste e a leste da PA (King e Turner, 1997).

#### 1.4.1.1. O clima na Antártica

A Antártica possui um papel importante no balanço de energia do Planeta, pois influencia e/ou controla a circulação atmosférica nas regiões de latitudes altas e médias do HS. A Antártica e o Ártico são os dois sorvedouros de energia da Terra, sendo o papel da Antártica mais destacado devido às suas dimensões continentais, à elevação e ao albedo ( $\approx 80$  a  $90\%$ ) decorrente da sua cobertura permanente de neve e gelo. Sua elevada altitude média e localização quase centrada no Polo Sul geográfico, reduzem a temperatura atmosférica na região e reforçam a condição de sorvedouro de energia (King e Turner, 1997; Wallace e Hobbs, 2006).

A distribuição da temperatura média anual na Antártica está apresentada na Figura 4, com o predomínio de baixas temperaturas médias no interior do continente (entre  $-25^{\circ}\text{C}$  e  $-45^{\circ}\text{C}$ ) onde se registram as temperaturas mais baixas do Planeta. Nota-se também que sobre a Antártica oriental ocorrem as menores temperaturas, graças à sua maior elevação, superior a  $4.000\text{ m}$ . Enquanto que nas latitudes mais baixas do norte da PA e das ilhas mais afastadas a temperatura está próxima de  $0^{\circ}\text{C}$ . Na costa antártica as temperaturas médias anuais estão entre  $-7^{\circ}\text{C}$  e  $-15^{\circ}\text{C}$  (Ferron *et al.*, 2004; King e Turner, 1997; Bromwich e Parish, 1998).

As médias sazonais da temperatura atmosférica marcam os contrastes no período de verão e inverno, como se vê nas Figuras 5a e 5b. No verão, encontra-se temperaturas médias de  $-35^{\circ}\text{C}$  no platô Antártico e  $0^{\circ}\text{C}$  na costa. Já no período de inverno, registra-se no interior do continente, temperaturas médias em torno de  $-55^{\circ}\text{C}$ , e próximas a  $-20^{\circ}\text{C}$  nas áreas costeiras (King e Turner, 1997).

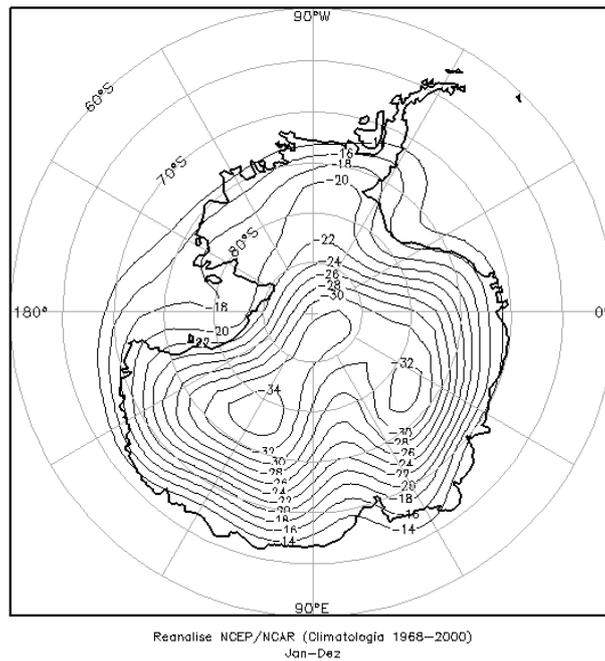
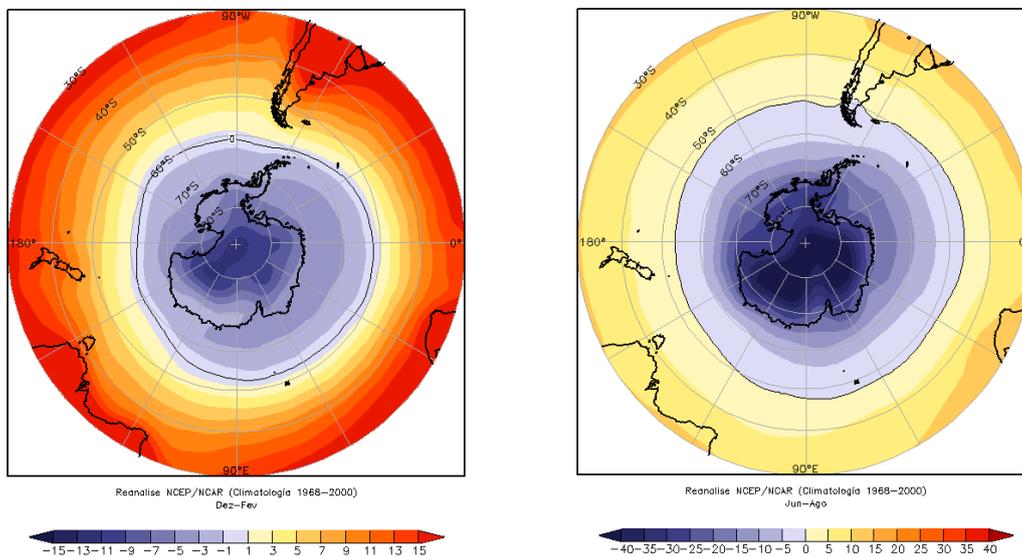


Figura 4: Temperatura média anual (°C) na Antártica em 925 hPa.



a) Verão

b) Inverno

Figura 5: Temperatura média do ar (°C) em 925 hPa no verão e inverno.

O campo de pressão médio da atmosfera, reduzido ao nível médio do mar (PMM), consiste em um amplo cinturão de centros de baixas pressões, centrados no paralelo 65° S (Figura 6), de forma semipermanente. Neste cinturão de baixas pressões os valores médios anuais estão entre 985 e 995 hPa, onde encontram-se sempre de quatro a seis centros de baixa pressão bem destacados. Entre eles, os mais importantes estão situados, respectivamente, nos mares de Ross, Bellingshausen, Weddell e Davis (Figura 3), sendo a baixa do mar de Ross a mais intensa e desenvolvida (Bromwich e Parish, 1998). Este campo de baixas pressões ao redor do continente é resultante da constante formação, intensificação e dissipação de CE em sua passagem pela região. Os CE têm diâmetro médio de 2.500 km, com ventos convergindo em sentido horário, no HS, que apresenta a pressão atmosférica mais baixa, podendo chegar a 945 hPa, na periferia do continente (King e Turner, 1997; Bromwich e Parish, 1998). Na Figura 7 identifica-se na imagem do satélite NOAA 14 (04/02/2001), um ciclone extratropical na fase madura na região da Península Antártica, enquanto que na Figura 8 (19/08/2006), observa-se alguns ciclones extratropicais ao redor da Antártica, em distintos estágios evolutivos.

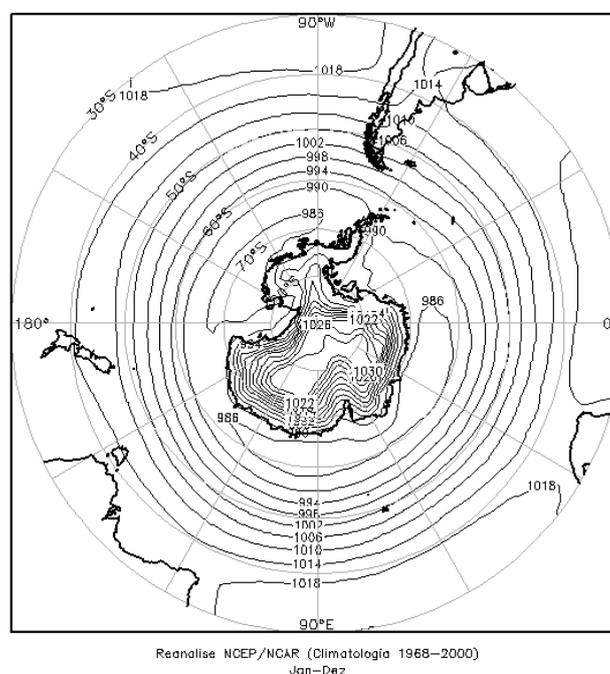


Figura 6: Campo médio anual de pressão atmosférica (hPa) reduzido ao nível do mar.

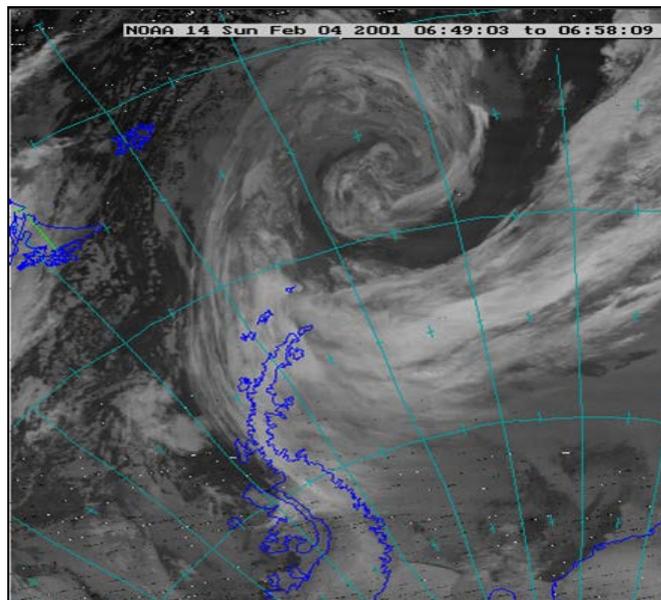


Figura 7: Imagem de um ciclone extratropical na região da Península Antártica.

Fonte: [www.cptec.inpe.br/antartica](http://www.cptec.inpe.br/antartica)

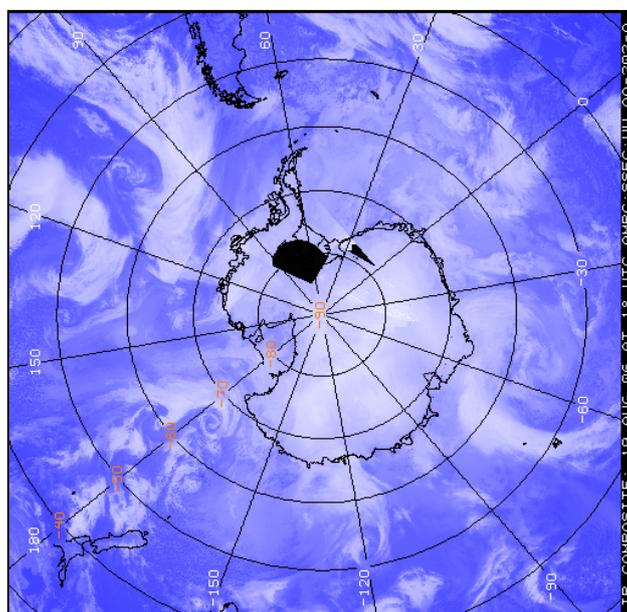


Figura 8: Mosaico de imagens de satélites de alguns ciclones extratropicais ao redor da Antártica.

Fonte: <http://uwamrc.ssec.wisc.edu/realtime.html>

No interior do continente existe um anticiclone permanente, com valor médio de 1038 hPa no centro (Figura 6). Sazonalmente, esse anticiclone apresenta uma variação de até 30 hPa, sendo que nos meses de verão as pressões diminuem e no inverno aumentam. Esse anticiclone é responsável pela estabilidade atmosférica no interior da Antártica, resultando na escassa precipitação durante o ano e em ventos constantes, que mesmo fracos, sopram sempre do interior para a costa, sentido anti-horário no HS (King e Turner, 1997; Bromwich e Parish, 1998). Cabe destacar que devido à posição geográfica, à altitude do platô e às temperaturas médias inferiores a  $-40^{\circ}\text{C}$ , os valores da pressão atmosférica observada ficam exagerados e/ou incorretos quando corrigidos à PMM (King e Turner, 1997).

A precipitação na Antártica ocorre predominantemente na forma de neve, com exceção das chuvas na região antártica marítima, entre a costa do continente e os mares circundantes, e principalmente no setor oeste da PA nos meses de verão, aonde as temperaturas chegam a pouco acima de  $0^{\circ}\text{C}$ . A média de precipitação de neve no interior do platô Antártico é de aproximadamente  $50 \text{ mm a}^{-1}$ , típica de regiões desérticas, contrastando com a precipitação de  $1.260 \text{ mm a}^{-1}$  no clima marítimo do norte da PA (King e Turner, 1997; Bromwich e Parish, 1998). O comportamento dessa precipitação é diretamente relacionado ao campo médio de pressão existente no interior do continente e na região antártica marítima (Bromwich e Parish, 1998).

#### **1.4.1.2. O Oceano Austral**

É importante mencionar o congelamento da água do mar que ocorre, em média, a  $-1,83^{\circ}\text{C}$  no Oceano Austral ao redor da Antártica e a grande variação sazonal na sua extensão, respondendo ao intenso resfriamento nos meses de inverno e aquecimento nos meses de verão - contraste sazonal (Figura 9). Geralmente, a extensão máxima de gelo marinho ocorre na primavera, nos meses de setembro e outubro (área média de  $19 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ ), e a extensão mínima no final do verão, no mês de fevereiro com

área média de  $2,9 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  (King e Turner, 1997; Parkinson, 1997; Cavalieri e Parkinson, 2008). A diferença entre a máxima e a mínima extensão do gelo marinho é, portanto, superior à própria dimensão do continente antártico (Walton, 1987), determinando variações climáticas no HS e por consequência no Planeta.

Cavalieri e Parkinson (2008) encontraram tendência de aumento na concentração do gelo marinho no oceano austral de  $9,1 \cdot 10^3 \text{ km}^2 \text{ ano}^{-1}$  no verão e  $10,8 \cdot 10^3 \text{ km}^2 \text{ ano}^{-1}$  no inverno entre 1979 a 2006. Contudo, destacam que no setor dos mares de Bellingshausen-Amundsen houve tendência de diminuição no inverno ( $-12,5 \cdot 10^3 \text{ km}^2 \text{ ano}^{-1}$ ) e no verão ( $-4,1 \pm 4,9 \cdot 10^3 \text{ km}^2 \text{ ano}^{-1}$ ).

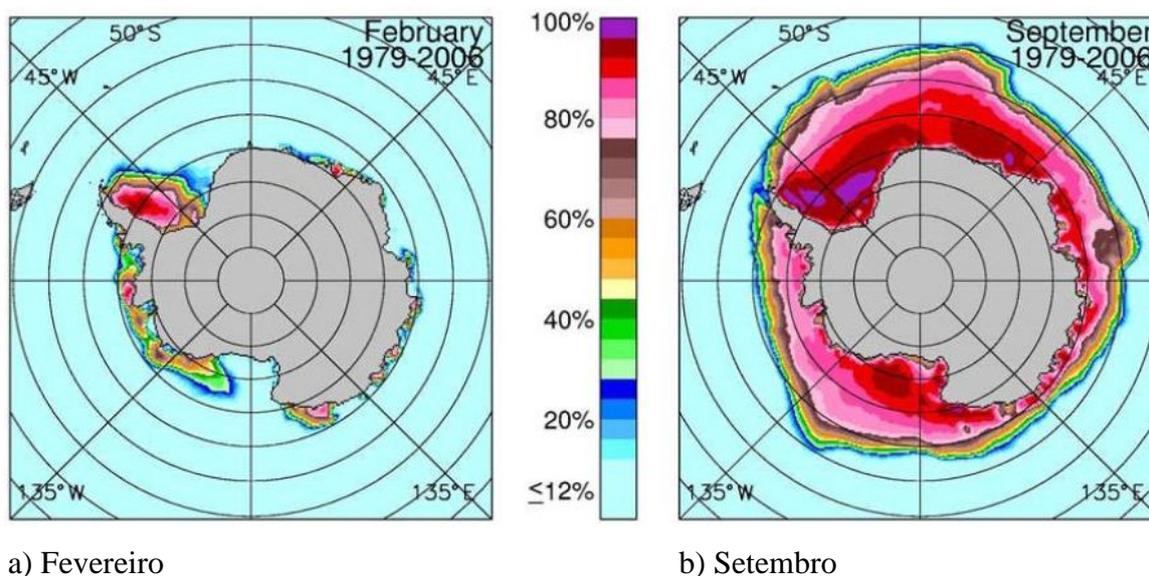


Figura 9: Concentração média do gelo marinho nos meses de fevereiro e setembro entre 1979 e 2006.

Fonte: Cavalieri e Parkinson, 2008.

A espessura média do gelo marinho na Antártica é de aproximadamente 50 cm, inferior à média encontrada no Ártico, já que praticamente todo o mar que congela durante o inverno descongela no verão seguinte. Enquanto que no Ártico grande parte do mar congelado permanece por mais de dois anos, possibilitando assim um aumento na espessura, que pode chegar a 3,5 m (King e Turner, 1997; Parkinson, 1997). Quando o gelo marinho na região Antártica apresenta sua máxima extensão,

chega a atingir até 7,4% da área do HS. Comparativamente essa área de gelo é 5% maior do que a área máxima coberta pelo gelo no inverno Ártico. O limite do gelo marinho antártico pode chegar a latitudes (mais baixas) de até cerca de 55° S em alguns setores; em comparação, o gelo marinho ártico está limitado a 70° N, já que se encontra confinado por extensas áreas continentais, ao contrário do HS (Parkinson, 1997).

O mar ao congelar ao redor da Antártica exerce um papel importante no clima regional e no do HS. A distribuição do gelo marinho ao redor do continente é controlada pela circulação atmosférica e oceânica, preferencialmente zonal nessa região, bem como pela distribuição de temperatura do ar (Schwerdtfeger e Amaturro, 1979; Gloersen *et al.*, 1992). A Frente Polar Antártica (FPA), antigamente conhecida como Convergência Antártica, é caracterizada pelos fortes gradientes de temperatura, salinidade e densidade encontrados entre as latitudes 50° S e 65° S. Próximo à FPA as temperaturas superficiais das águas estão entre 3 e 8°C no verão e entre 1 e 5°C no inverno (King e Turner, 1997). Assim o gelo marinho implica em um importante papel no sistema climático da região Antártica e do HS, na modificação sazonal do balanço radiativo, energético e na troca de massa.

O gelo marinho controla e interfere na troca de calor e umidade entre o oceano e a atmosfera. De fato durante os meses de inverno o gelo marinho é tão eficiente como isolador térmico que o fluxo de calor para a atmosfera vindo do oceano aberto pode ser duas ordens de magnitude maior que aquele sobre o oceano coberto de gelo marinho. Taljaard (1972) enfatiza a importância do gelo marinho na formação de massas de ar em altas latitudes no HS. Durante o verão, devido à marcada retração sazonal do gelo marinho, a massa de ar formada sobre o Oceano Austral (entre a convergência subtropical e a borda do gelo marinho) é denominada de marítima polar. Já no inverno, com a expansão do gelo marinho, a massa marítima polar forma-se ao norte (acompanhando o limite do gelo marinho), e sobre o mar congelado forma-se a massa de ar marítima antártica (mais fria). Ambas as massas de ar afetam significativamente o tempo na América do Sul, principalmente ao associar-se ou influenciar a formação de sistemas frontais mais intensos ou com os ciclones e

anticiclones migratórios que podem interagir com o SB tanto no inverno como no verão (Taljaard, 1972; Marengo *et al*, 1994; Souza, 2002; Pezza, 2003)

### 1.4.1.3. A Península Antártica

A PA é uma cordilheira com 1.500 m de altitude média e mais de 1.300 km de extensão no sentido norte-sul. Logo, a PA é uma barreira física natural para a circulação troposférica, principalmente para o fluxo zonal, na baixa e média troposfera, onde os ventos e os CE deslocam-se, preferencialmente, de oeste para leste (King e Turner, 1997). Na Figura 10, podemos observar sua topografia, mares, ilhas e arquipélagos adjacentes.



Figura 10: Mapa da Península Antártica.

Os CE do mar de Bellingshausen afetam áreas centrais e oeste da PA. Sob o ponto de vista meteorológico, Schwerdtfeger (1984) atribui à PA e a passagem de Drake, os seguintes aspectos: o Drake localiza-se na rota de centros de baixa pressão atmosférica, associados em geral a ventos fortes de norte a oeste, precipitação e mau tempo. Centros de alta pressão também migram rotineiramente por esta região e são associados a massas de ar frio do sul ou quentes do norte, e ventos apenas ocasionalmente fortes. Esses sistemas sinóticos distintos ocorrem com frequência relativamente alta se comparado com latitudes mais baixas, até mesmo algumas vezes por semana, e propiciam constantes variações do tempo, que podem se tornar dramáticas, com gradientes de pressão intensos, e quedas de até 40 hPa em 24h e ventos com velocidade superiores a  $150 \text{ km h}^{-1}$ .

As regiões da PA e da passagem de Drake estão também associadas a outros eventos com efeitos meteorológicos significativos. As correntes de jato, situadas acerca de 8 km de altitude (nestas latitudes) e ventos fortes, circundam sinuosamente o planeta e passam comumente sobre a PA, afetando diretamente o tempo na superfície.

Nesta região encontra-se também a FPA, onde águas frias do Oceano Austral, formadas sob as plataformas de gelo do continente antártico submergem sob as águas mais quentes dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico, produzindo gradientes locais de temperatura de até  $1^\circ\text{C}$  em poucos quilômetros na superfície do mar. Assim, a propagação e as características de sistemas sinóticos e as condições locais de tempo são afetados. Reynolds (1981) descreve que as temperaturas na costa leste da PA são  $7^\circ\text{C}$  mais baixas do que em pontos situados na mesma latitude e altitude no lado oeste (Figura 5a e b). Griffith e Anderson (1989) fazem referência à posição da isoterma de  $-3^\circ\text{C}$ , localizada logo ao norte da PA, que limita o clima relativamente ameno das ilhas Shetland do Sul do clima mais frio ao sul.

O fato de a temperatura ao norte da PA ser próxima de  $0^\circ\text{C}$ , mesmo em alguns eventos no inverno, cria regularmente condições para a formação de nuvens, nevoeiros e ocorrência de precipitação na forma de chuva ou neve. Durante os meses de verão, quando a temperatura do ar se eleva acima do ponto de congelamento, ocorre fluxo d'água de derretimento das geleiras e da neve sazonal nas áreas costeiras.

#### 1.4.2. Aspectos climáticos da temperatura do Sul do Brasil

O SB está localizado numa posição geográfica singular do ponto de vista climático e meteorológico na América do Sul. O SB está sujeito a uma circulação atmosférica determinada pela dinâmica dos ventos de oeste de latitudes médias e dos centros de ação que movimentam as massas de ar. Nessa zona latitudinal também se verifica a atuação dos anticiclones permanentes, marcando a transição entre as latitudes baixas e médias. Devido ao seu posicionamento, o SB é atingido tanto por sistemas atmosféricos de baixa, média e alta latitude. Os centros de alta pressão semipermanentes, tanto do Atlântico Sul, quanto do Pacífico Sul, agem de maneira importante no quadro de circulação atmosférica do SB. Em especial o anticiclone de Santa Helena, Atlântico Sul, frequentemente faz intrusões ao longo do continente, determinando as condições meteorológicas da região (Serra e Ratisbona, 1942; Taljaard, 1972; Satyamurty *et al.*, 1998).

A localização do SB reforça a influência das massas de ar oriundas das regiões tropical, subtropical e subpolar – continental e marítima. A movimentação e os encontros dessas massas definem as características do tempo no SB (Vianello e Alves, 1991; Satyamurty *et al.*, 1998).

Segundo Grimm (2009a) a situação geográfica da Região Sul do Brasil, nos subtrópicos, garante a maior amplitude do ciclo anual de temperatura no Brasil, com o maior contraste entre inverno e verão. Além disso, o planalto meridional e as serras produzem contrastes marcantes na distribuição de temperaturas, sendo essa a única região do Brasil com precipitação em forma de neve. Esta situação garante uma grande amplitude térmica anual de temperatura, com a maior diferença observada entre inverno e verão, entre as regiões brasileiras. O ciclo anual de temperaturas possui amplitude maior no sul da região (com diferença em torno de 11°C entre as médias de janeiro e julho) do que no norte (com diferença em torno de 7°C), o que é coerente com a maior diferença entre radiação solar recebida no verão e no inverno em latitudes mais altas do

que em latitudes mais baixas. O fator mais evidente é a topografia, que determina as regiões mais frias do Sul e as únicas em que há precipitação sob a forma de neve, além de ser a principal responsável pelo componente zonal do gradiente da temperatura em todas as estações do ano. O outro fator é a advecção de ar quente do norte durante praticamente o ano todo. Além disso, as temperaturas do litoral norte do Sul do Brasil são influenciadas pela corrente marítima quente do Brasil, que estende o clima quente e úmido dos trópicos para o sul (Grimm, 2009a).

Durante o inverno, o gradiente de temperatura aproxima-se mais da direção meridional do que nas outras estações do ano, refletindo melhor a diferente quantidade de radiação solar recebida em cada latitude. A TMM de julho varia desde 11°C ao sul até 18°C no norte. Há, contudo, um efeito muito significativo do relevo, com menores temperaturas nas mais altas elevações, produzindo também um componente zonal nesse gradiente. Na serra catarinense, a temperatura média em julho é tão baixa quanto no extremo sul. As altitudes produzem frequente ocorrência de geadas no inverno e, em certos locais, precipitação em forma de neve. O efeito do relevo sobre o padrão de temperaturas é até mais notável nas outras estações do ano (Grimm, 2009a).

No verão, o gradiente de temperatura é predominantemente zonal, pois então diferenças entre o aquecimento do continente e do oceano tem mais importância que diferenças de radiação. Enquanto no litoral a TMM de janeiro está em torno de 22°C, no extremo oeste da região sobe para aproximadamente 25°C. No entanto, as regiões mais frias são aquelas com maiores altitudes, cuja TMM é menor que 20°C (Grimm, 2009a).

No SB as estações de transição possuem TMM semelhantes entre si, mas há diferenças: na parte sul é um pouco mais quente em abril que em outubro, enquanto no extremo norte é um pouco mais quente em outubro que em abril (Grimm, 2009a).

Os padrões de teleconexões também influenciam a variabilidade intrasazonal e interanual da região. Cavalcanti e Ambrizzi (2009) salientam que, além do ENOS, a oscilação Pacífico-América do Sul (PSA) exerce influência na atividade convectiva da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS); enquanto o SAM

influencia o deslocamento dos jatos subtropical e polar, alterando a trajetória dos ciclones extratropicais.

Ainda sobre teleconexões é importante destacar que, segundo Grimm (2009b) o efeito do ENOS sobre a temperatura não é tão forte quanto sobre a precipitação. Este efeito foi estudado detalhadamente sobre o sudeste da América do Sul por Barros *et al.* (2002) incluindo o Sul do Brasil, onde o efeito mais forte foi constatado no inverno. Durante o inverno de episódios El Niño (La Niña) há significativas anomalias positivas (negativas) de temperatura nos subtrópicos da América do Sul, com centro no norte da Argentina, mas estendendo-se sobre o SB. Estas anomalias estão devidas à advecção por vento em baixos níveis de temperatura mais quente do norte e mais fria do sul.

Berlato e Fontana (2003) descrevem que os efeitos do El Niño e da La Niña no Rio Grande do Sul tendem a serem maiores na TMM mínima, com desvios médios iguais ou superiores a 1°C em vários meses do ano. Já com relação à TMM máximas, esses desvios, na maioria dos meses do ano, não ultrapassam 0,5°C.

## 2 DADOS E METODOLOGIA

---

*“Reality is not an exhibit for man’s inspection, labeled  
“Do not touch”. Science, like art, is not a copy of nature  
but a recreation of her. We remake by the act of discovery,  
in the poem or in the theorem.”*

*Bronowski, J., 1956.*

Este capítulo tem como propósito apresentar os conjuntos de dados e descrever os procedimentos e metodologias utilizados na elaboração das climatologias nesse estudo. A área de estudo (Figura 2) foi caracterizada pela climatologia mensal, sazonal e anual de cada uma das variáveis ou campos analisados. Ressalta-se que a técnica estatística multivariada de Funções Ortogonais Empíricas foi empregada para identificar padrões espaciais de variabilidade e a sua variação no tempo. A determinação da associação entre variáveis foi feita pela correlação de Pearson. E com a técnica de composições se construiu o estado médio dos campos de anomalia de TMM, vetor vento  $v$  e PNM para as quatro estações do ano.

## 2.1. Conjuntos de Dados

### 2.1.1. Reanálises do Era-Interim

A reanálise de dados é o processo pelo qual os dados observados são assimilados num modelo numérico, para obtenção de uma interpolação física em uma grade regular a ser usada para estudos que exijam o cálculo de diferentes parâmetros, em particular o cálculo de derivadas espaciais e temporais. Diferente da interpolação matemática, a interpolação física leva em conta a topografia, a cobertura vegetal e a evolução temporal dos processos como radiação solar, turbulência, convecção e os processos de dinâmica de fluídos associados (Barry e Carleton, 2001; Biazeto *et al.*, 2006).

Os dados utilizados para os estudos climatológicos e da circulação atmosférica na área de estudo (Figura 2), para um período de 32 anos, de janeiro de 1979 a dezembro de 2010, pertencem às reanálises do conjunto de dados atmosféricos do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) e da *European Reanalysis Agency* (ERA), denominado ERA-Interim [[http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim\\_moda/](http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_moda/)] descrito por Dee *et al.* (2011). O conjunto de dados do ERA-Interim possui distribuição global e espaçamento horizontal de 1,5° de latitude e de longitude (Figura 11). As variáveis utilizadas foram as seguintes: pressão ao nível médio do mar (PNM); geopotencial em 500 ( $Z_{500}$ ) e 850 ( $Z_{850}$ ) hPa; componente meridional ( $v$ ) do vento a 10 m; e temperatura média mensal (TMM) em 2 m.

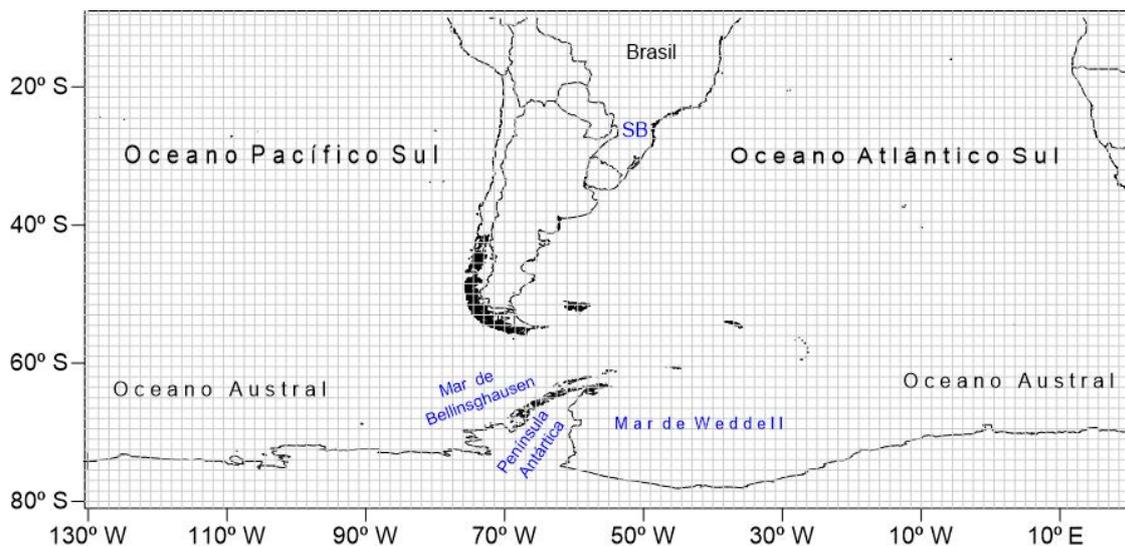


Figura 11: Mapa da distribuição espacial do conjunto de dados do ERA-Interim.

### 2.1.2. Dados de temperatura média mensal do CRU

Foram utilizados dados mensais de TMM em 2 m do banco de dados do CRU/BADC (*Climatic Research Unit/British Atmospheric Data Centre*), versão TS3.1 e espaçamento horizontal de 0,5° latitude e de longitude, para o período de janeiro de 1901 a dezembro de 2009. Mitchell e Jones (2005) descrevem a metodologia de construção da versão 2.1 do banco de dados do CRU, ressalta-se que o artigo final descrevendo a versão TS3.1 está em fase final de elaboração (CRU, 2008). Os autores relacionam as seguintes fontes que foram combinadas para a formação do referido banco: dados do GHCN – *Global Historical Climatology Network*, MCDW – *Monthly Climatic Data for the World* e CLIMAT/UK Met Office; além de dados de outras fontes como: Eischeid *et al.* (1991), Hahn e Warren (1999), Hulme *et al.* (1998), Jones (1994), Jones e Moberg (2003), e New *et al.* (2000).

A porção territorial que corresponde ao SB neste trabalho foi definida por Viana (2012) através de Análise de Agrupamentos Hierárquicos pelo método de Ward, a partir dos dados de TMM da base CRU, do período de janeiro de 1901 a dezembro de 2009. A análise de agrupamentos ou *cluster* tem como objetivo separar os dados em grupos, cujas identidades não são conhecidas previamente. Assim, espera-se que os elementos pertencentes a um mesmo grupo sejam similares entre si em relação a um dado atributo medido, enquanto os elementos em diferentes grupos sejam heterogêneos, com relação ao mesmo atributo (Mingoti, 2005). O SB, ilustrado na Figura 12 como a Região 1, compreende os estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina e setores sul e leste do Paraná.

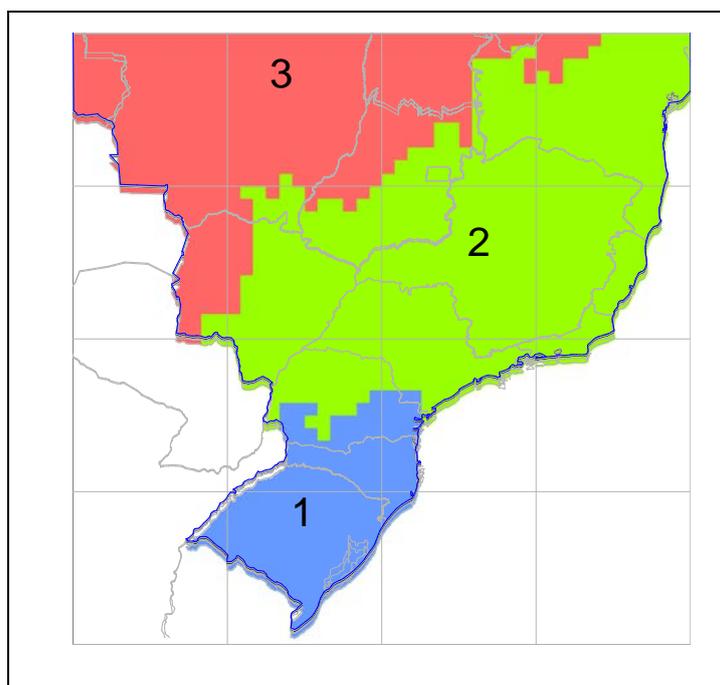


Figura 12: Regiões homogêneas de temperatura média mensal.

Fonte: Adaptado de Viana, 2012.

A série temporal de TMM e TMA e suas respectivas anomalias utilizadas nesse estudo para o SB correspondem ao período de janeiro de 1961 a dezembro de 2009.

### 2.1.3. O índice SAM

Nesse estudo é utilizado o índice SAM proposto por Nan e Li (2003), com dados disponíveis de 1948 até o presente, obtidos do *National Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics* (LASG), *Institute of Atmospheric Physics*, Beijing, China (<http://ljp.lasg.ac.cn/dct/page/65572>). O período utilizado compreende os anos de 1979 a 2010. Esse índice é definido como a diferença normalizada da PNM mensal entre 40° S e 70° S. Esses autores preferem adotar essa diferença ao invés da proposta por Gong e Wang (1999), obtida entre 40° S e 65° S, porque a correlação negativa da média zonal de PNM entre 40° S e 70° S é maior do que entre 40° S e 65° S (Ho *et al.*, 2012).

## 2.2. Metodologia

Nesse tópico serão apresentados os métodos e técnicas adotados na elaboração desse trabalho: Análise de Componentes Principais, Análise de Correlação e Análise de Composições.

### 2.2.1. Análise de Componentes Principais

Uma das técnicas da estatística multivariada possivelmente mais utilizada nas ciências atmosféricas é a *Principal Component Analysis* (Análise de Componentes Principais – ACP). Essa técnica tornou-se popularmente conhecida após a publicação do trabalho de Lorenz em 1956, sendo denominada no referido trabalho de *Empirical Orthogonal Function* - EOF (Funções Ortogonais Empíricas). Ambas as nomenclaturas são amplamente utilizadas e se referem ao mesmo esquema de procedimentos

(Björnsson e Venegas, 1997; Wilks, 2006). Adota-se a denominação EOF como o padrão nesse trabalho.

A EOF é um método que analisa uma variável de campo singular (*i.e.*, um campo com somente uma variável escalar), procurando padrões espaciais de variabilidade e a sua variação no tempo, fornecendo a magnitude da “importância” de cada padrão (Björnsson e Venegas, 1997).

Para este estudo, foram utilizadas - como dado de entrada - as anomalias, que foram subtraídas da média climatológica do respectivo mês de cada valor mensal da série temporal para eliminar o ciclo anual e obter uma série de anomalias (Equação 1). Estas anomalias foram padronizadas a partir da divisão de cada valor pelo desvio-padrão da série (Equação 2).

$$\mu(j) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y(i, j) \quad (1)$$

$$P = \frac{x(i, j) - \mu(j)}{\sigma} \quad (2)$$

Com as anomalias padronizadas dos dados iniciou-se a análise das componentes principais, segundo o método proposto por Björnsson e Venegas (1997). Primeiramente, as anomalias foram transpostas para uma matriz  $t \times p$ , onde cada linha representa um ponto de grade  $p$  e cada coluna o tempo  $t$ . A partir dessa matriz é calculada a matriz de covariância segundo a Equação 3, onde  $Y'$  é a matriz  $t \times p$  das anomalias padronizadas,  $Y'^T$  é a matriz transposta de  $Y'$ , e  $R$  é uma matriz quadrada  $p \times p$  cujos elementos diagonais são as variâncias dos  $p$  pontos e os demais elementos são as covariâncias entre os  $p$  pontos.

$$R = \frac{1}{n-1} Y'^T Y' \quad (3)$$

O principal objetivo desse método é achar uma combinação linear entre todas as variáveis que justifica a variância máxima (Hannachi, 2004). Isso significa encontrar uma direção  $c = (c_1, \dots, c_p)^T$  onde  $Y'c$  tenha máxima variabilidade, com a variância dada por:

$$\text{var}(Y'c) = \frac{1}{n-1} \|Y'c\|^2 = \frac{1}{n-1} (Y'c)^T (Y'c) = c^T R c \quad (4)$$

Logo, a questão é maximizar  $c^T R c$  ao limite tal que  $c^T c = I$  (*i.e.*, que o vetor  $c$  seja unitário; e  $I$  é a matriz-identidade). Para resolver este problema deve-se resolver o problema de autovalor (Equação 5), onde  $\lambda$  é a matriz diagonal que contem os autovalores  $\lambda_i$  de  $R$  (a matriz de covariância que por definição é simétrica e, por conseguinte diagonalizável), e os vetores-coluna  $c_i$  de  $c$  são os autovetores de  $R$  correspondentes aos autovalores  $\lambda_i$ .

$$R = \lambda_1 c_1 c_1^T + \lambda_2 c_2 c_2^T + \dots + \lambda_p c_p c_p^T \quad (5)$$

Tanto  $\lambda$  quanto  $c$  têm dimensões  $p \times p$ . Para cada autovalor  $\lambda_i$  escolhido, acha-se um autovetor  $c_i$  correspondente. Esses autovetores são as EOF e sempre se assume que os autovetores são ordenados de acordo com o tamanho dos autovalores. Assim, a EOF1 é o autovetor associado com o maior autovalor e a EOF2 estaria associada ao segundo maior autovalor, etc. (Björnsson e Venegas, 1997). Conforme foi definido para a resolução do problema de autovalor, a matriz  $c$ , de autovetores, tem a propriedade  $c^T c = I$ . Isto implica que os autovetores sejam ortogonais entre si, ou seja, são linearmente independentes, o que implica fisicamente que as EOF não estão correlacionadas no espaço. Cada um desses autovetores pode ser observado como um mapa. O padrão aí obtido representa uma oscilação permanente, portanto, a evolução temporal de uma EOF demonstra como esse padrão oscila no tempo. Esta evolução é

dada pelo coeficiente de expansão da EOF, ou a componente principal, que vem a ser a projeção dos  $t$  campos de anomalias (os dados originais) na EOF, ou seja:

$$a_i = Y' C_i \quad (6)$$

sendo  $a_i$  um vetor com  $t$  componentes. Assim como as EOF não são correlacionadas no espaço, os seus coeficientes de expansão não são correlacionados no tempo. Decorrente do fato da matriz de dados  $Y'$  ser real, a matriz de covariância  $R$  é definida positiva. Logo, todos os autovalores são positivos, sendo que cada um deles dá a medida da variância explicada pela EOF a ele associado, dada por:

$$Var_{explicit} = \frac{\lambda_i}{\sum \lambda_i} 100\% \quad (7)$$

Se  $R$  é simétrica, segue que os autovalores  $\lambda_i$  e os autovetores  $c_i$  (as EOFs) decompõem  $R$  de acordo com

$$R = \lambda_1 c_1 c_1^T + \lambda_2 c_2 c_2^T + \dots + \lambda_p c_p c_p^T \quad (8)$$

É nessa decomposição que se baseiam constatações como “a 1ª EOF explica x% da variância dos dados”. Geralmente os primeiros poucos autovalores dominam os demais, significando que a maior parte do comportamento da matriz de dados pode ser explicada por alguns poucos vetores (Björnsson e Venegas, 1997). É exatamente isto que se espera da análise por EOF – reduzir os dados para poucos modos de variabilidade.

É importante enfatizar que os elementos das matrizes resultantes dependem da disposição dos dados na matriz de entrada. Richman (1986) destaca que, em estudos climatológicos, os dados são representados por três parâmetros: variável (temperatura, vento, pressão, etc.), tempo (dias, meses, anos e etc.) e espaço (localização). Nessas aplicações os modos mais utilizados são:  $S$  (espacial), em que as

variáveis são os pontos de grade, e  $T$  (temporal), em que as variáveis representam o tempo.

O modo  $S$  isola subgrupos espaciais que covariam similarmente. Nesse modo os autovetores e *loadings* mostram o comportamento espacial da variável, enquanto os *scores* indicam a série temporal. Já o modo  $T$  isola subgrupos de observações com características espaciais semelhantes, de modo que os autovetores e *loadings* representam a série temporal e os *scores* indicam o padrão espacial (Richman, 1986). A aplicação da EOF no modo  $S$  é indicada se o objetivo é encontrar agrupamentos espaciais ou teleconexões, enquanto a aplicação no modo  $T$  é sugerida se o objetivo é localizar padrões espaciais sinóticos ou de fluxo (Compagnucci e Richman, 2008).

Toda a análise de EOF nesse trabalho foi maximizada pelo método rotacional ortogonal Varimax, que segundo Compagnucci e Richman (2008), trata-se do critério de maximização mais utilizada em pesquisas atmosféricas. Hair *et al.* (2009) afirmam que na prática, o objetivo de todos os métodos de rotação é simplificar as linhas e colunas da matriz fatorial para facilitar a interpretação. Assim, neste estudo, de uma análise climatológica de vários campos e sua influência/conexão entre a PA e o SB, esse método possui especial vantagem por objetivar o encontro dos padrões sinóticos ou os padrões de fluxo atmosféricos na área em estudo.

Segundo Hair *et al.* (2009) com a aplicação do método rotacional Varimax a simplificação máxima possível é conseguida se houver apenas 1s e 0s em uma coluna. Ou seja, o método Varimax maximiza a soma de variâncias de cargas exigidas da matriz fatorial.

Segundo Compagnucci e Richman (2008), varimax é uma formulação analítica que incorpora algumas das principais “estruturas simples” na tentativa de encontrar uma matriz rotacional ortonormal –  $\mathbf{T}$ , tal que a soma das variâncias nas colunas de  $-\mathbf{B}$  é máxima, onde  $\mathbf{B} = -\mathbf{A}\mathbf{T}$ . Uma estrutura simples é a ideia de que os *loadings* da EOF são mais facilmente interpretados quando são simplificados tanto quanto os dados permitem (isto é, a rotação das EOF numa dada posição com quantos

*loadings* próximos de zero foram possíveis com relativamente poucos *loadings* maiores em cada EOF). O varimax parte da definição de Thurstone de uma estrutura simples na medida em que define simplicidade em função das variâncias (portanto, *loadings* próximos de zero e próximos de um). As formulações e propriedades das vantagens e desvantagens das rotações podem ser encontradas em Richman (1986 e 1987), Jolliffe (1987 e 2002) e Mestas-Nuñez (2000).

### 2.2.2. Análise de Correlação

Um objetivo comum da pesquisa climática é determinar se duas variáveis estão associadas. Para o cálculo de correlação entre as variáveis analisadas, foi utilizado o coeficiente de correlação linear ( $r$ ) [Equação 9] que mede o quão bem a reta de regressão de mínimos quadrados se ajusta aos dados amostrais, onde  $r$  é o coeficiente de correlação de Pearson e  $N$  é o número de pares de dados presentes. Se a variação total é toda ela explicada pela reta de regressão, *i.e.*, se  $r = \pm 1$ , dizemos que há *correlação linear perfeita*. Por outro lado, se a variação explicada é zero, *i.e.*, se a variação total é toda ela não-explicada,  $r = 0$  (Spiegel, 1977). Portanto, o  $r$  entre duas variáveis ( $x$  e  $y$ ) encontra-se entre o intervalo  $-1 \leq r_{xy} \leq +1$ .

$$r = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N \frac{(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum (y_i - \bar{y})^2}} \quad (9)$$

### 2.2.3. Análise de Composições

Outra etapa importante da pesquisa climática é a identificação, descrição e entendimento dos processos atmosféricos (*e.g.*, El Niño/La Niña, Oscilação de

Madden-Julian, entre outros). Índices univariados e bivariados são frequentemente utilizados para identificar e caracterizar tais sinais (Storch e Zwiers, 1999).

A ideia geral é construir conjuntos  $\Theta$  de índices e estimar o valor condicional esperado de  $\vec{V}$  em  $\vec{z} \in \Theta$ . Formalmente, a composição  $-\vec{V} \Theta$  é dada por:

$$\vec{V}_{\Theta} = \mathcal{E}(\vec{V}_t | \vec{z}_t \in \Theta) \quad (10)$$

Com as composições basicamente se constrói um estado “típico” de  $\vec{V}$  condicionado ao valor do índice externo. O método alcança esse objetivo no sentido de que obtemos estimativas do estado médio. Contudo pode haver uma considerável variabilidade em torno de cada composição e, assim, a composição não pode ser representativa do estado típico de  $\vec{V}$  quando  $\vec{z} \in \Theta$ .

Composições dos campos de anomalia de TMM, vetor vento  $v$  e PNM para as quatro estações do ano (verão, outono, inverno e primavera) foram calculadas para os meses em que ocorreram as cinco maiores anomalias mensais negativas *menos* os meses com as cinco maiores anomalias mensais positivas de TMM do SB, respectivamente, para toda a região de estudo, PA e Sul do Brasil (Figura 2), conforme a metodologia proposta por Pezza *et al.* (2008). Esses autores mostraram que dado o tamanho e distribuição da amostra de anomalias, este critério é aproximadamente equivalente a encontrar casos anômalos longe da média de 1,5 desvios padrões. Assim, para garantir o mesmo número de meses para cada composição utilizou-se essa metodologia ao invés de utilizar um limite absoluto baseado em desvios padrões. Como a resposta dos campos é relativamente linear entre casos extremos e, com a finalidade de maximizar os padrões físicos aqui discutidos, serão apresentadas as diferenças entre os cinco meses com maiores anomalias interanuais negativas e positivas dos campos de anomalia de temperatura média mensal (Pezza *et al.*, 2008).

### 3 ASPECTOS CLIMATOLÓGICOS

---

*I am the daughter of Earth and Water,  
And the nursling of the Sky;  
I pass through the pores of the ocean and shores;  
I change, but I cannot die.  
Percy Bysshe Shelley, 1792 – 1822.*

Neste capítulo é abordada a climatologia e a variabilidade da TMA e TMM no SB entre 1961 e 2009 e do índice SAM (1979 – 2009).

#### 3.1. Climatologia e variabilidade da temperatura no sul do Brasil

A Figura 13 ilustra o comportamento da série de anomalias de TMA do SB nos últimos 49 anos (1961 – 2009). A TMA no SB é de 19°C no período 1961 – 2009 e, a título de comparação, nos períodos de 1961 – 1990 e 1991 – 2009 registrou-se 18,9°C e 19,3°C, respectivamente.

É importante destacar que a variabilidade máxima nessa série está entre 0,8 e -0,7°C e, após o final da década de 1980, as anomalias passaram a ter tendência predominantemente positiva (Figura 13). Essa série apresentou tendência de 0,0114°C a<sup>-1</sup>, estatisticamente significativa a 99% de confiança, perfazendo um aumento de 0,56°C na TMA durante todo o período. Os anos de 2001 e 2002 foram os anos mais

quentes em toda a série, ambos com 20,0°C, enquanto que o ano mais frio foi 1976 com 18,2°C. Cabe ressaltar que os anos que registraram os menores valores de TMA ocorreram até 1988 (18,4°C) e de 1988 até 2009, predominaram anomalias iguais ou superiores a 18,9°C.

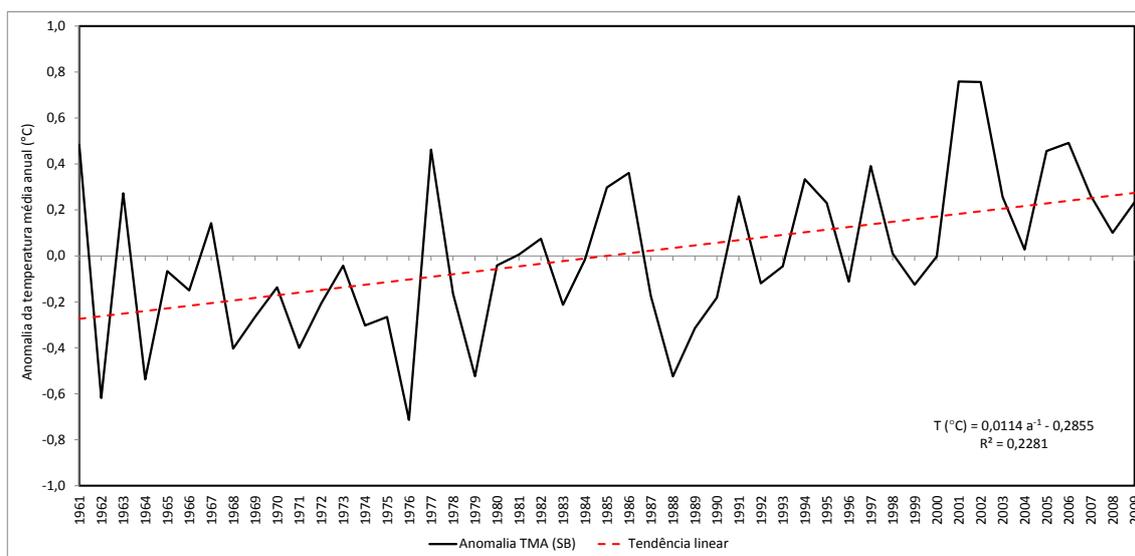


Figura 13: Série temporal da anomalia de temperatura média anual do sul do Brasil. Note a tendência linear entre 1961 e 2009.

A Figura 14 ilustra as séries sazonais das anomalias de temperatura média (1961-2009) para as estações de verão, outono, inverno e primavera.

As temperaturas médias das estações de verão (23,3°C), outono (19,4°C), inverno (14,6°C) e primavera (18,8°C) entre 1961 e 2009 são semelhantes as da normal 1961-1990 (verão 23,2°C; outono 19,2°C; inverno 14,4°C e primavera 18,6°C). Ressalta-se que na série de 1991 a 2009 (verão 23,5°C; outono 19,8°C; inverno 14,8°C e primavera 19,1°C) todas as estações registraram valores superiores às duas séries anteriores. O aumento na temperatura média sazonal da série de 1961 a 2009 foi de +0,35°C no verão, +0,88°C no outono, +0,42°C no inverno e +0,52°C na primavera. No

entanto somente a tendência registrada no outono ( $+0,0179^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ) é estatisticamente significativa a 99% de confiança.

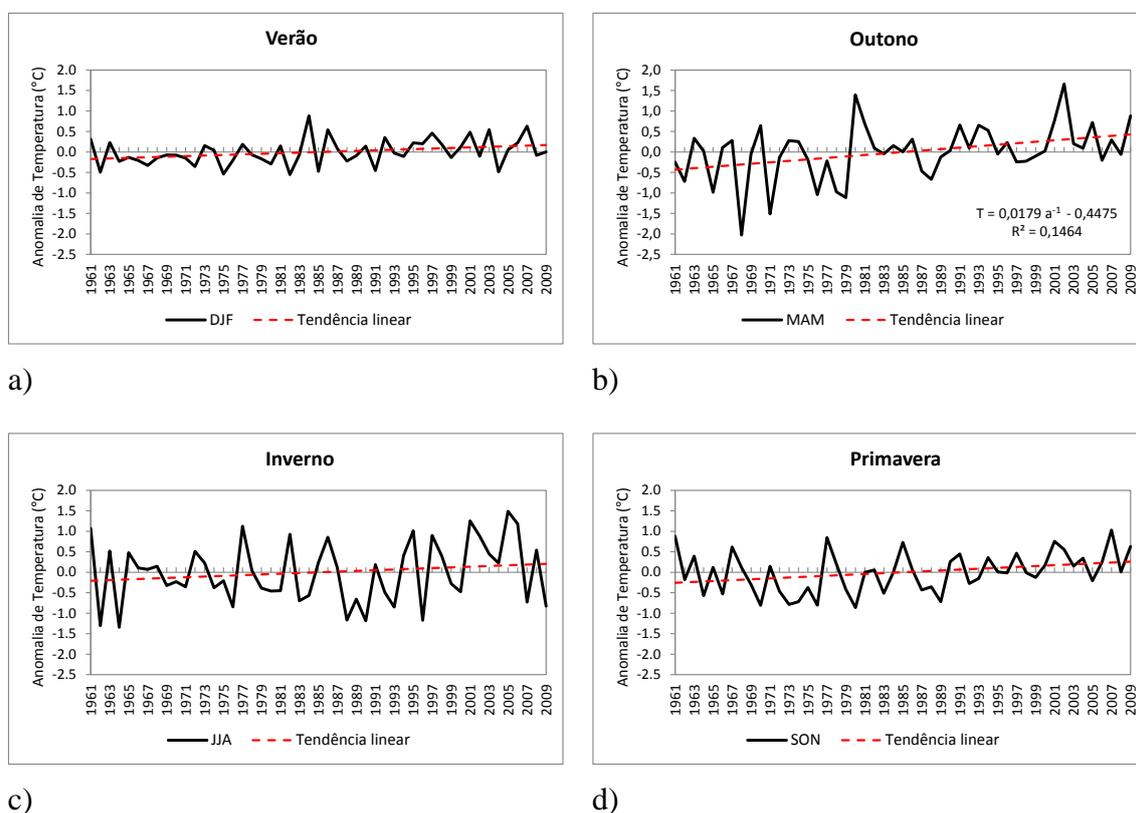


Figura 14: Séries sazonais das anomalias de temperatura média (1961 – 2009).

### 3.2. Climatologia e variabilidade do SAM

Segundo Turner e Marshall (2011), a distribuição geográfica dos continentes e oceanos no HS contribui para uma clara estruturação física desse modo anular (SAM) no HS, o que não ocorre tão claramente no hemisfério oposto – Oscilação Ártica. Assim, o SAM é o principal modo de variabilidade da circulação atmosférica do HS, em latitudes altas e extratropicais, e esta variabilidade gera efeitos de muitos

aspectos no clima da Antártica, do Oceano Austral, na América do Sul, África e Austrália. As mudanças no SAM são resultantes da variabilidade interna da dinâmica atmosférica, assim como de fatores antropogênicos, tais como aumento nas concentrações de gases de efeito estufa e diminuição do ozônio estratosférico (Turner e Marshall, 2011).

Marshall (2003) revisa a tendência positiva observada na Oscilação Antártica (*Antarctic Oscillation* – AO), entre 1977 e 1999. O índice da AO foi definido por Gong e Wang (1999) como a diferença da média zonal da PNM entre 40° S e 65° S (AOI= PNM40° S – PNM65° S). Cabe destacar que índice da AO é o mesmo índice do SAM definido inicialmente por Limpasuvan e Hartmann (1999) e atualmente é amplamente adotado, inclusive nesta tese. Assim, Marshall (2003) utiliza dados observados em 12 estações meteorológicas localizadas entre 40° S e 65° S, comparando-os com dados zonais médios de PNM obtidos das reanálises do NCEP/NCAR e do ECMWF (ERA-40). Marshall (2003) e Gillett *et al.* (2006) apontam que desde 1958 estamos em uma fase positiva do SAM, e que os resultados das simulações nos modelos de circulação geral da atmosfera, por eles realizados, indicam que as causas dessa tendência estão correlacionadas ao aumento na concentração dos gases de efeito estufa, pois superam a variabilidade natural do sistema climático.

Marshall (2003) produziu um índice para o SAM a partir de dados de PNM de estações de superfície a partir de 1957, permitindo investigar mudanças no comportamento desse índice antes do período de dados de satélite (1979). Esse índice apresenta tendência de aumento iniciando na metade da década de 1960, e é consistente com a intensificação do VC e dos ventos de oeste, como observado em radiossondagens no norte da PA. A troca para essa tendência positiva foi relacionada com o aumento na concentração de gases de efeito estufa segundo Hartmann *et al.* (2000) e Kushner *et al.* (2001). No entanto, Arblaster e Meehl (2006) sugerem que a diminuição da concentração do ozônio estratosférico é o principal responsável pela atual tendência positiva do SAM.

Ao analisamos na Figura 15 o comportamento do índice SAM adotado nesta tese, *cf.* seção 2.1.3, observamos uma tendência positiva desde o início da série mensal utilizada, janeiro de 1979 a dezembro de 2009. Este comportamento é coerente com os descritos por Gong e Wang (1999), Tompson e Solomon (2002), Marshall (2003), Marshall *et al.* (2004) e Turner *et al.* (2009).

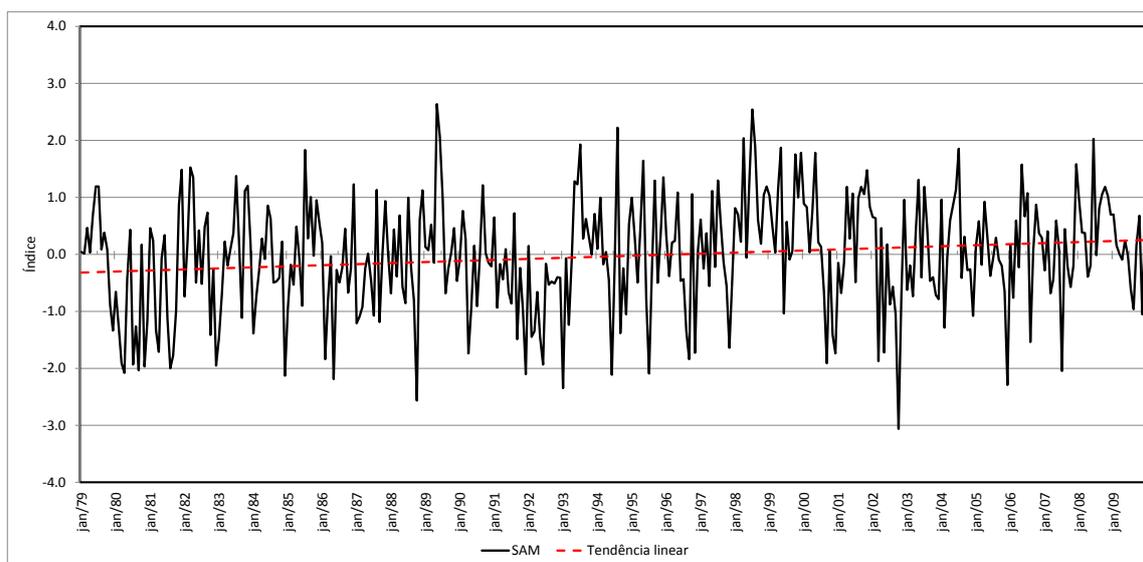


Figura 15: Índice mensal do SAM (1979 – 2009).

Sazonalmente o SAM também apresenta tendências positivas entre 1979 e 2009, onde, em ordem decrescente, o verão apresenta a maior tendência seguida pelo outono, primavera e o inverno que é a estação que possui a menor tendência no período (Figura 16).

A tendência positiva do SAM é estatisticamente significativa (95%) nas estações de verão e outono, que são as estações onde ocorreram as maiores mudanças. Observamos (Figura 16) que as maiores tendências do SAM entre 1979 e 2009 são exatamente nas mesmas estações do ano mencionadas por Marshall (2007). E logo no início da década de 1990 é observada uma tendência para a fase positiva no verão e outono. Apenas as tendências no verão e no outono são estatisticamente significativas a

95% de confiança. O SAM mensal também não é significativo ( $r = 0,2131$ ;  $p = 0,00003$ ;  $r^2 = 0,0454$ ).

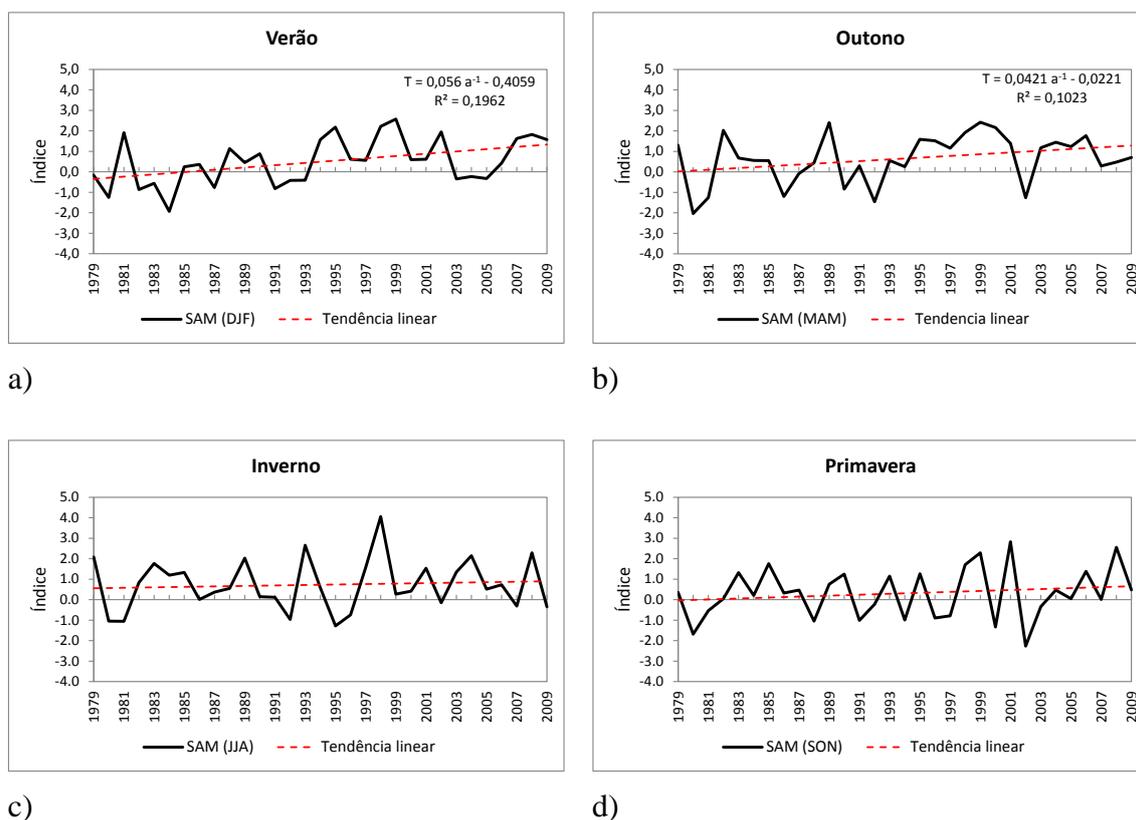


Figura 16: Índice sazonal do SAM (1979 – 2009).

Após a observação do comportamento mensal e sazonal do SAM (Figuras 15 e 16), respectivamente optou-se por aplicar a quantificação do número de meses na fase positiva (+) quando o valor do índice foi superior a  $1 \sigma$  e o número de meses na fase negativa (-) inferior a  $-1 \sigma$ . Todos os meses em que o índice esteve entre esses dois desvios são considerados neutros (0). O número de meses em que ocorreram desvios acima e baixo de  $1 \sigma$  são apresentados na Figura 17. Após, essa etapa de identificação elaborou-se a Tabela 1, em que estão listados todos os desvios sazonais mencionados.

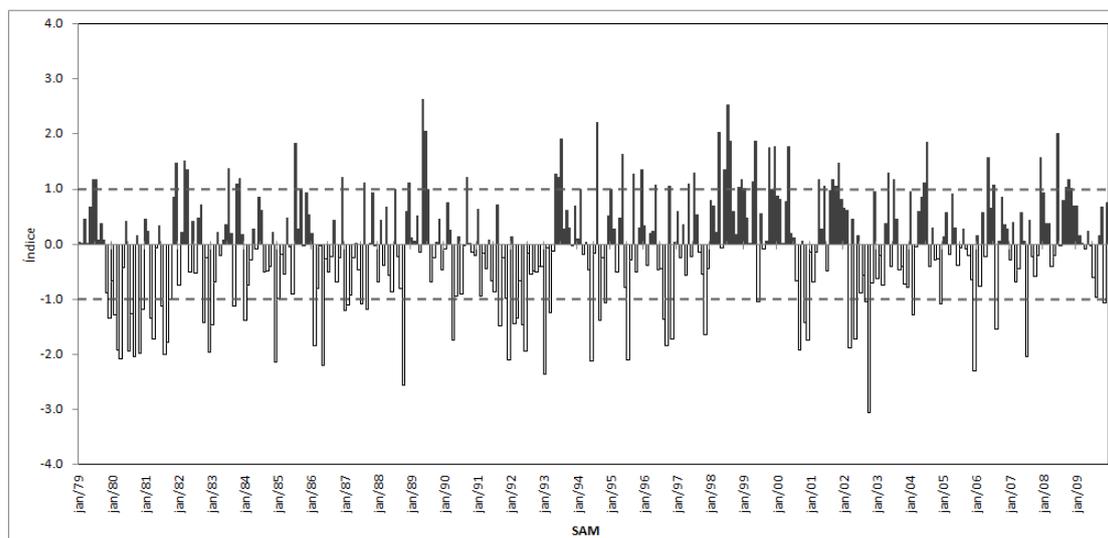


Figura 17: Índice mensal do SAM e linha de destaque do desvio padrão (1979 – 2009).

Foram encontrados 54 meses em que o SAM é (-), o que corresponde a 14,5% do período, já os valores de SAM (+) totalizaram 63 meses (17%) e no restante do período (255 meses) obteve-se SAM neutro (0), que corresponde a 68,5% do período (Tabela 1).

Tabela 1: Numero de meses selecionados para as fases negativa (-), neutra (0) e positiva (+) do SAM em cada uma das estações (1979 – 2009).

Estação	SAM (-)	SAM (0)	SAM (+)
Verão (DJF)	14	67	12
Outono (MAM)	11	67	15
Inverno (JJA)	11	62	20
Primavera (SON)	18	59	16
Total (meses)	54	255	63
Total (%)	14,5%	68,5%	17%

## 4 MODOS DE VARIABILIDADE DOS CAMPOS ATMOSFÉRICOS

---

*"In the discovery of secret things, and in the investigation of hidden causes, stronger reasons are obtained from sure experiments and demonstrated arguments than from probable conjectures and the opinions of philosophical speculators."*

*William Gilbert, 1544 – 1603.*

### 4.1. Anomalias

Nesse capítulo são apresentados os campos de EOF de TMM, PNM,  $Z_{850}$  e  $Z_{500}$ , maximizados pelo método rotacional ortogonal Varimax, o que permitiu uma análise climatológica de vários campos atmosféricos e sua conexão entre a PA e o SB. Também são apresentadas as correlações obtidas entre esses campos de EOF com o SAM, e as composições dos campos de anomalias negativas e positivas de TMM, vetor vento  $v$ , PNM para as estações de verão, outono, inverno e primavera da área de estudo.

#### 4.1.1. Anomalia de temperatura média mensal

A Figura 18 apresenta o percentual da variância explicada pelos primeiros quarenta e quatro modos das EOF da TMM no período de 1979 a 2010. A

partir da análise da Figura 18 observou-se a distância da variância explicada entre o grupo das seis primeiras EOF e do grupo restante de EOF. Assim, foram selecionados os seis primeiros modos das EOF cujos percentuais da variância explicada foram superiores a 4% (Tabela 2).

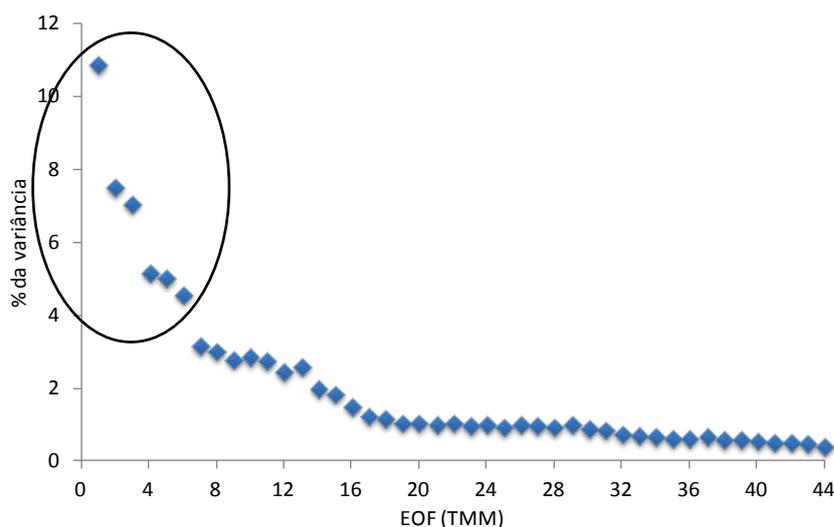


Figura 18: Percentual da variância explicada pelos quarenta e quatro primeiros modos das EOF das anomalias da temperatura média mensal.

A elipse destaca os seis primeiros modos selecionados.

Os seis primeiros modos de EOF da TMM totalizam 40,3% da variância acumulada, onde a EOF1 representa 10,9% da variância, seguida por 7,5% da EOF2, 7,1% da EOF3, 5,2% da EOF4, 5,0% da EOF5 e 4,6% da EOF6 (Tabela 2).

Após a análise espacial dos seis primeiros campos de EOF da TMM selecionados na Figura 18 observou-se que as EOF4, 5 e 6 não apresentaram campos com coerência espacial nas anomalias de TMM, isso é decorrente da grande variabilidade natural da TMM no tempo e espaço. Assim, a representação espacial do comportamento e as respectivas séries temporais das três primeiras componentes, EOF1, 2 e 3, que correspondem por 25,5% da variância acumulada são apresentadas nas Figuras 19, 20 e 21, respectivamente.

Tabela 2: Total da variância explicada pelos primeiros seis modos de EOF selecionados das anomalias da temperatura média mensal.

EOF	Variância explicada	% da variância	Variância acumulada %
1	39,1	10,9	10,9
2	27,0	7,5	18,4
3	25,4	7,1	25,5
4	18,6	5,2	30,7
5	18,0	5,0	35,7
6	16,4	4,6	40,3

No primeiro modo da EOF de TMM (Figura 19a) observa-se um padrão de dipolo entre a região da PA, mares de Weddell e Bellingshausen, extremo sul da América do Sul e o SB (região sul/sudeste do Brasil), apresentando 10,9% da variância total. Este padrão indica que quando são observadas anomalias positivas de temperatura do ar na região da PA, simultaneamente ocorrem anomalias negativas no SB, e vice-versa.

Na serie temporal (Figura 19b) observa-se que os casos mais representativos do padrão observado na EOF 1 (superiores a  $r = 0,7$ ) ocorreram nos meses de: julho/89, setembro/89, outubro/89, junho/90, abril/99, maio/06, junho/10, outubro/10 e novembro/10. Já o padrão oposto, onde anomalias de TMM negativas ocorreram na PA e positivas no SB observado na EOF1 (inferiores a  $r = -0,7$ ), ocorreram nos meses de: julho/80, dezembro/91, março/92, maio/92, outubro/94, agosto/95, setembro/97, novembro/97, maio/02, junho/02, outubro/02 e agosto/06. O padrão da EOF1 (Figura 19a) teve como preferência de ocorrência as estações de inverno e primavera, inclusive no seu padrão oposto.

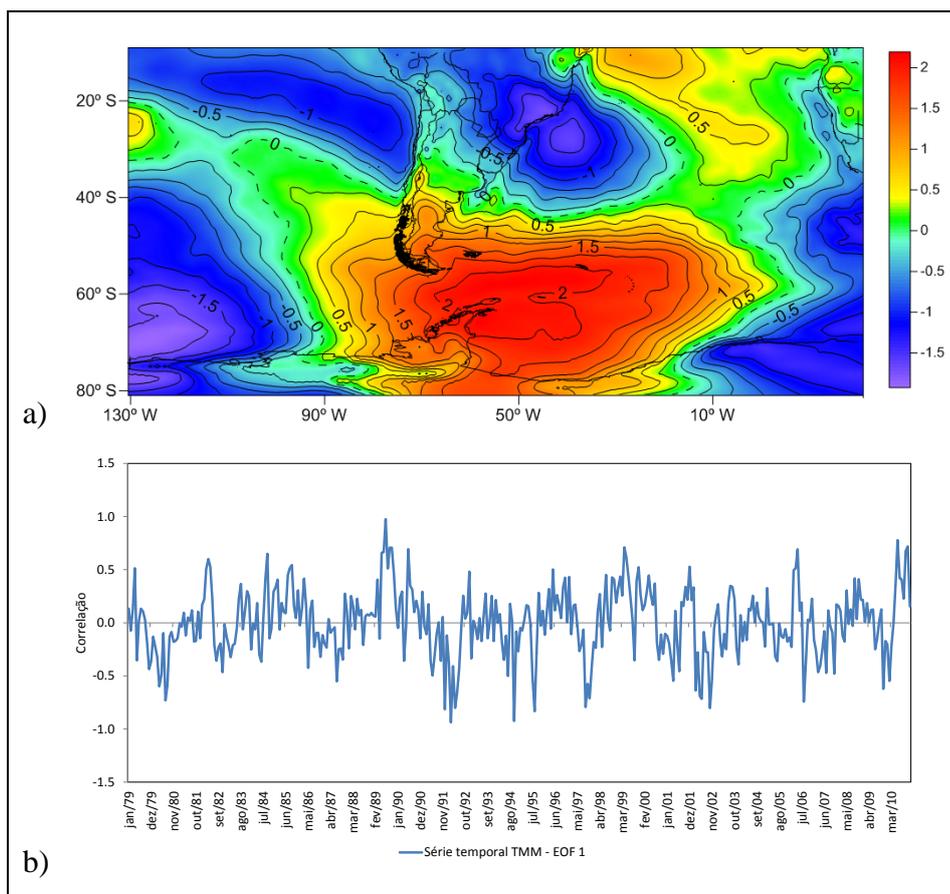


Figura 19: Primeiro modo da EOF das anomalias de temperatura média mensal (a) e (b) série temporal normalizada (1979 – 2010).

O segundo modo da EOF de TMM apresenta um padrão semelhante ao de um trem de ondas, indicando que quando há anomalias negativas sobre a PA, mar de Bellingshausen e sul da América do Sul, concomitantemente há anomalias positivas no sudoeste do Oceano Atlântico Sul e no SB, e vice-versa (Figura 20a). Também é de certa forma um padrão de dipolo entre a região da PA e o SB, porém oposto ao da EOF1. Esse modo corresponde a 7,53% da variância total das anomalias mensais na região.

Na serie temporal (Figura 20b) observa-se que os casos mais representativos do padrão observado na EOF2 (superiores a  $r = 0,7$ ) ocorreram nos

meses de: janeiro/97, fevereiro/97 e dezembro/10. Já o padrão oposto, onde as anomalias de TMM positivas ocorreram na PA, mar de Bellingshausen e sul da América do Sul, e anomalias de TMM negativas no sudoeste do Oceano Atlântico Sul e no SB (inferiores a  $r = -0,7$ ), ocorreram nos meses de: janeiro/83, agosto/87, abril/98, maio/98 e junho/98. O padrão da EOF2 (Figura 20a) teve preferência de ocorrência no verão e o padrão oposto foi no outono.

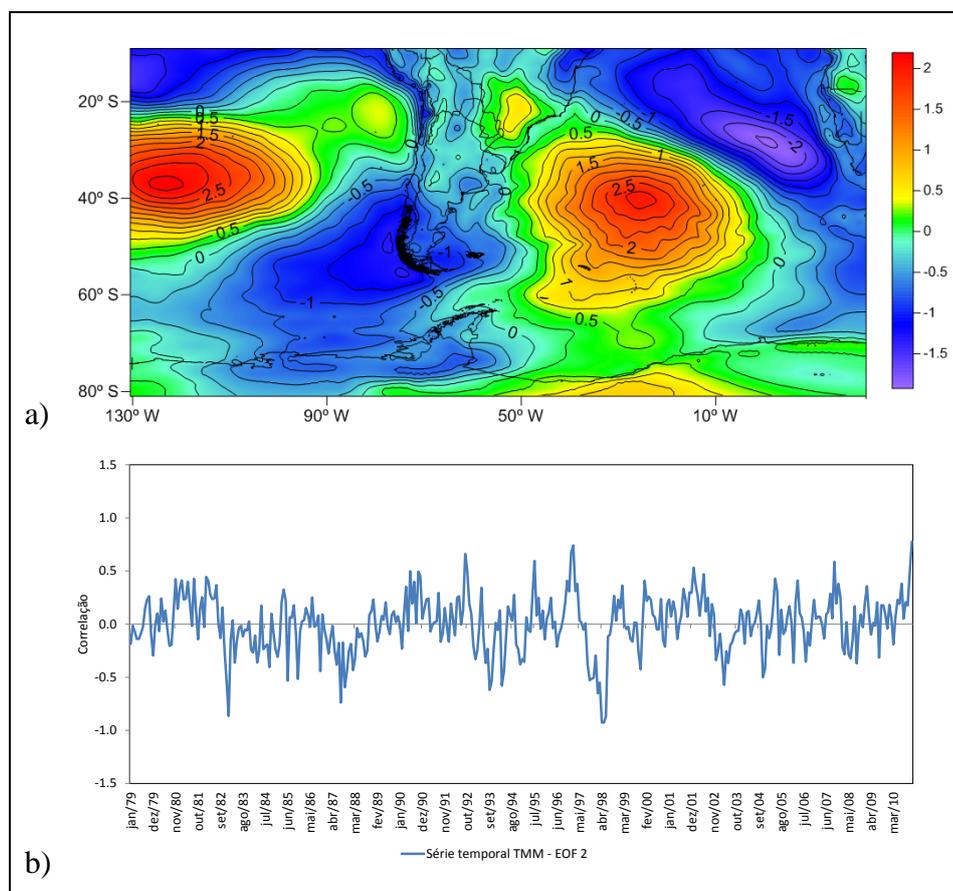


Figura 20: Segundo modo da EOF das anomalias de temperatura média mensal (a) e (b) série temporal normalizada (1979 – 2010).

O terceiro modo da EOF de TMM apresenta um padrão de anomalias negativas na região da PA, mar de Bellingshausen e no setor oeste do mar de Weddell, e

anomalias positivas no sul da América do Sul, incluindo o SB (Figura 21a). É também um padrão de dipolo entre a região da PA e o SB semelhante ao da EOF2, porém também oposto ao da EOF1 (anomalias negativas no SB e positivas na PA). Esse modo representa 7,07% da variância total explicada.

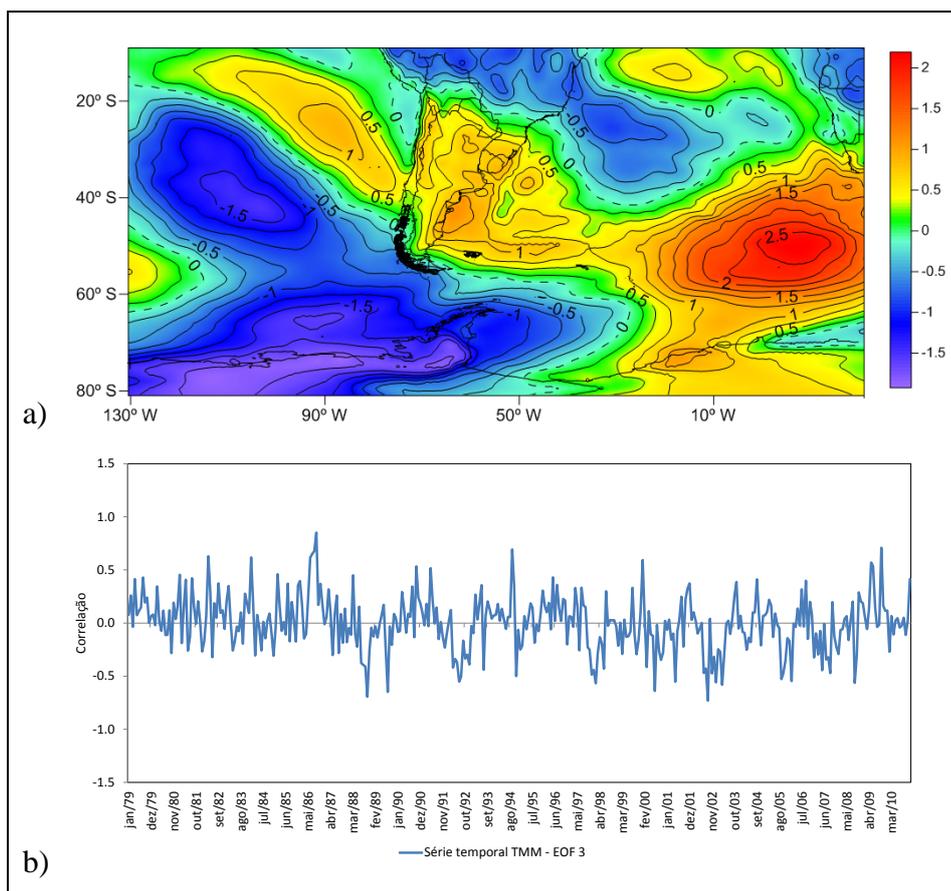


Figura 21: Terceiro modo da EOF das anomalias de temperatura média mensal (a) e (b) série temporal normalizada (1979 – 2010).

Observa-se na serie temporal (Figura 20b) que os casos mais representativos do padrão da EOF3 (superiores a  $r = 0,7$ ), ocorreram nos meses de: agosto e setembro/86, setembro/94 e outubro/09. Já o padrão oposto ao da Figura 21a, as anomalias de TMM positivas ocorreram na região da PA, mar de Bellingshausen e no

setor oeste do mar de Weddell, e anomalias negativas no sul da América do Sul, incluindo o SB (inferiores a  $r = -0,7$ ), ocorreu nos meses de: outubro/88 e setembro/02. O padrão da EOF3 (Figura 21a) teve preferência de ocorrência na primavera, assim, como o padrão oposto.

#### 4.1.2. Anomalia de pressão no nível do mar

A Figura 22 apresenta o percentual da variância explicada pelos primeiros vinte e seis modos de EOF da PNM no período de 1979 a 2010. Após a análise da Figura 22 observou-se a distância da variância explicada entre o grupo das cinco primeiras EOF e do grupo dos 21 modos de EOF. Assim, após essa análise foram selecionados os cinco primeiros modos de EOF cujos percentuais da variância explicada foram superiores a 8% (Tabela 3).

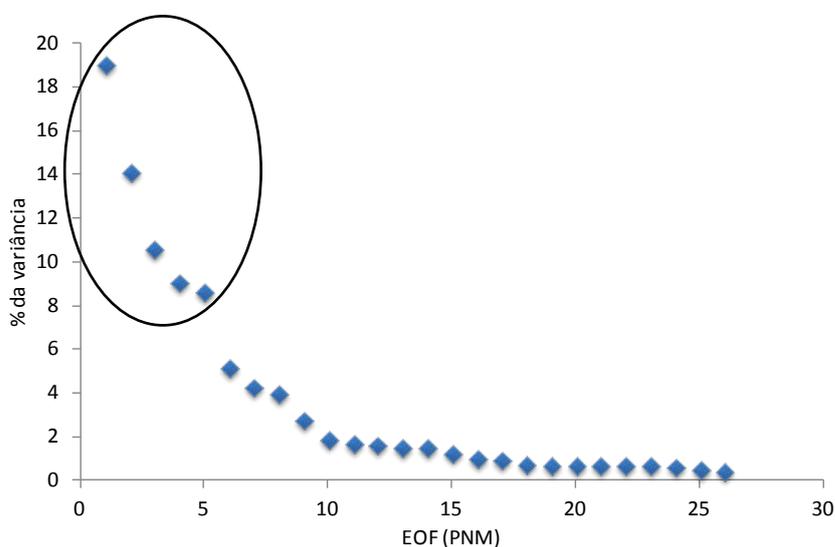


Figura 22: Percentual da variância explicada pelos vinte e seis primeiros modos da EOF das anomalias da pressão ao nível do mar. A elipse destaca os cinco primeiros modos selecionados.

Os cinco primeiros modos das EOF da PNM totalizam 61,5% da variância acumulada (Tabela 3), onde a EOF1 representa 19% da variância, seguida por 14,1% da EOF2, 10,6% da EOF3, 9,1% da EOF4 e 8,7% da EOF5.

A representação espacial do comportamento das cinco primeiras EOF de PNM e as respectivas séries temporais, EOF1, 2, 3, 4 e 5, são apresentadas nas Figuras 23, 24, 25, 26 e 27, respectivamente.

Tabela 3: Total da variância explicada pelos primeiros quatro modos de EOF selecionados das anomalias da pressão atmosférica ao nível do mar.

EOF	Variância explicada	% da variância	Variância acumulada %
1	65,1	19,0	19,0
2	43,8	14,1	33,1
3	36,3	10,6	43,7
4	31,0	9,1	52,8
5	29,6	8,7	61,5

O primeiro modo da EOF de PNM (Figura 23a) apresenta 19,0% da variância total e possui um padrão de anomalias negativas nas altas latitudes, principalmente no sul dos mares de Amundsen, Bellingshausen e de Weddell, e positivas nas latitudes médias (Oceano Pacífico Sul e Atlântico Sul), na América do Sul (a partir do sul da Bolívia, Paraguai e norte da Argentina) incluindo o SB. Esse modo é muito semelhante ao padrão SAM, marcado por anomalias de pressão zonalmente simétricas e fora de fase entre as latitudes médias e altas, sendo a principal EOF de muitos campos atmosféricos, *e.g.*, pressão e temperatura em superfície, altura geopotencial e vento zonal (Marshall, 2003; Gillett *et al.*, 2006).

Observa-se na Figura 23b a série temporal desse modo. Os casos mais representativos do padrão observado na EOF1 de PNM (superiores a  $r = 0,7$ ) ocorreram em: março e abril/82, julho/85, setembro/86, novembro/87, maio/89, junho/89, janeiro/91, agosto/97, abril/98, abril/99, outubro/99, dezembro/99, janeiro/00, agosto/01, outubro/01, fevereiro/02, janeiro/04, fevereiro/05, maio/06, dezembro/08, janeiro/09 e julho/10. O índice SAM em todos os meses foi positivo, variando de 0,214 a 2,870, o que indica anomalias negativas de PNM nas altas latitudes e anomalias positivas nas latitudes médias.

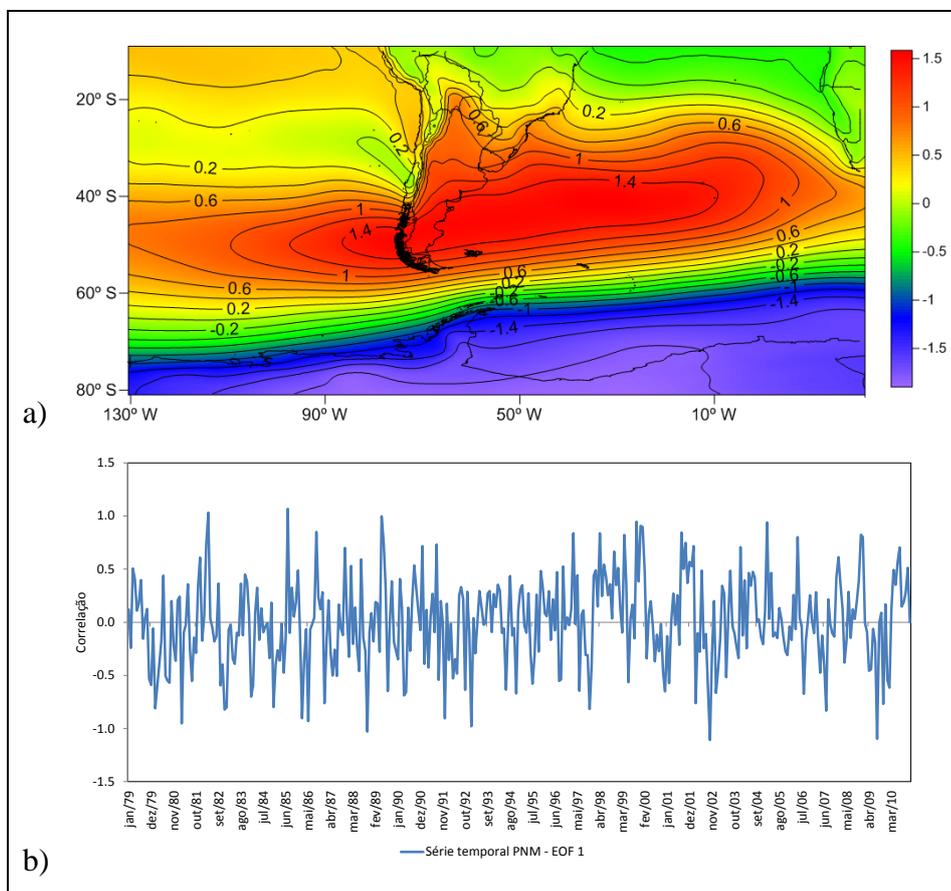


Figura 23: Primeiro modo da EOF das anomalias de pressão ao nível do mar (a) e (b) série temporal normalizada (1979 – 2010).

Ao interpretarmos o padrão oposto da EOF1 de PNM, encontramos um padrão de anomalias positivas nas altas latitudes, principalmente no sul dos mares de Amundsen e Bellingshausen, mar de Weddell, e negativas nas latitudes médias, na América do Sul (a partir do sul da Bolívia, Paraguai e norte da Argentina), incluindo o SB. Os casos representativos do padrão oposto (inferiores a  $r = -0,7$ ) ocorreram nos meses de: fevereiro/80, março/81, dezembro/82, janeiro/83, janeiro/84, dezembro/84, fevereiro/86, maio/86, janeiro/87, outubro/88, abril/90, dezembro/91, janeiro/93, novembro/97, março/02, outubro/02, julho/07 e agosto/09. Em todos esses meses o índice SAM foi negativo, entre -0,964 e -3,061, indicando um padrão de anomalias positivas de PNM nas altas latitudes e negativas nas latitudes médias. O padrão da EOF1 de PNM (Figura 23a) registou no mínimo cinco ocorrências em cada estação, já o padrão oposto teve uma única ocorrência no verão, outono e inverno, respectivamente.

O segundo modo da EOF de PNM (Figura 24a) apresenta 14,1% da variância total e identifica-se um padrão de anomalias negativas nos mares de Amundsen e Bellingshausen até a PA, positivas no norte do mar de Weddell e em parte do sul da América do Sul incluindo o sul do SB, e anomalias negativas no setor oeste do Oceano Atlântico Sul e no leste e nordeste do Brasil (Figura 24a). Identifica-se um padrão de trem de ondas muito semelhante ao padrão PSA1 (Pacific South American), o qual aparece como resposta ao fenômeno do Oceano Pacífico tropical El Niño – Oscilação Sul (ENOS) no HS (Mo e Paegle, 2001).

Na série temporal (Figura 24b) observa-se uma tendência positiva ao longo do período. Os casos mais representativos do padrão observado na EOF2 de PNM (superiores a  $r = 0,7$ ) ocorreram em: março/89, agosto/07, setembro/08, maio/10, julho/10, outubro/10, novembro e dezembro/10. Todos esses meses apresentaram um índice MEI (*Multivariate ENSO Index*) entre -1,822 e -0,433, que representa a fase fria do ENOS (La Niña). Esse índice é obtido do COADS (Comprehensive Ocean - Atmosphere Data Set) da NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/table.html>), usando a EOF não rotacionada dos seis principais campos observados e combinados no Pacífico tropical, que são a pressão ao nível médio do mar, componente zonal e meridional do vento em superfície,

temperatura da superfície do mar, temperatura do ar em superfície e fração de nebulosidade. O MEI é calculado separadamente, para cada um dos doze meses do ano e expresso como médias bimestrais (dez-jan, jan-fev, ..., nov-dez) [Wolker, 1998].

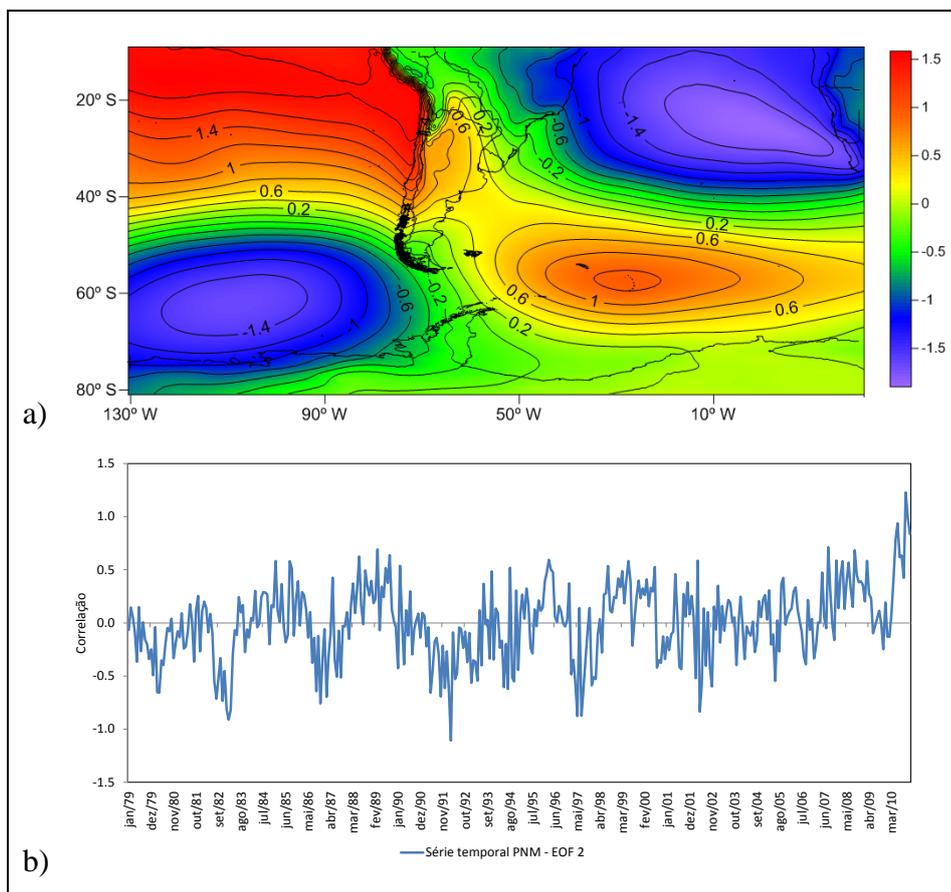


Figura 24: Segundo modo da EOF das anomalias de pressão ao nível do mar (a) e (b) série temporal normalizada (1979 – 2010).

Ao interpretarmos o padrão oposto das anomalias da EOF2 de PNM, encontramos um padrão de anomalias negativas sobre a PA, mar de Weddell e em quase toda a América do Sul incluindo o SB, e anomalias positivas no oeste do Oceano Atlântico Sul e no leste e nordeste do Brasil. Os casos representativos do padrão oposto (inferiores a  $r = -0,7$ ) ocorreram nos meses de: agosto/82, novembro/82, janeiro/83,

fevereiro e março/83, novembro/86, fevereiro/87, outubro/91, março/92, maio/97, julho/97 e maio/02. Todos os meses com padrão de sinal oposto ao da Figura 23a apresentaram índice MEI variando entre 0,864 e 3,037, o que representa a fase quente do ENOS (El Niño). O padrão da EOF2 de PNM (Figura 24a) teve preferência de ocorrência na primavera, já o padrão oposto foi no outono, primavera e verão.

O terceiro modo da EOF de PNM (Figura 25a) apresenta 10,6% da variância total e possui um padrão de anomalias negativas entre a PA, mares de Bellingshausen e Weddell, e o extremo sul da América do Sul; e anomalias positivas no restante da área, até a latitude de 10° S, incluindo o SB (Figura 25a).

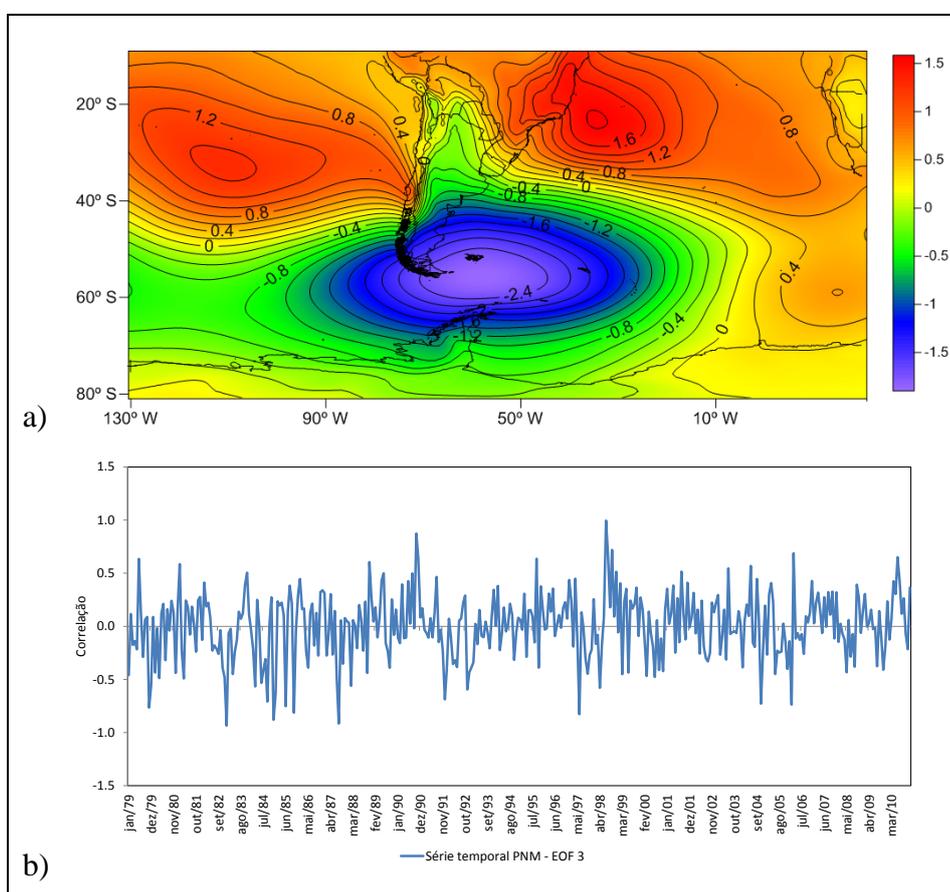


Figura 25: Terceiro modo da EOF das anomalias de pressão ao nível do mar (a) e (b) série temporal normalizada (1979 – 2010).

Observa-se na Figura 25b a série temporal da EOF3 de PNM. Os casos mais representativos desse padrão (superiores a  $r = 0,7$ ) ocorreram em: outubro/90, julho/98, agosto/98, outubro/98 e março/06. Ao interpretarmos o padrão oposto das anomalias da EOF3 de PNM, encontramos campos de anomalias positivas entre a PA, mares de Bellingshausen e Weddell, e o extremo sul da América do Sul e anomalias negativas no restante da área, até a latitude de  $10^\circ$  S, incluindo o SB. Os casos representativos do padrão oposto (inferiores a  $r = -0,7$ ) ocorreram nos meses de: novembro/79, janeiro/83, setembro/84, dezembro/84, julho/85, outubro/85, agosto/87, dezembro/91, junho/97, novembro/04 e fevereiro/06. O padrão da EOF3 de PNM (Figura 25a) teve preferência de ocorrência nas estações de inverno e primavera, já no padrão oposto a preferência foi no inverno, primavera e verão.

O quarto modo da EOF de PNM (Figura 26a) apresenta 9,1% da variância total e possui um padrão de anomalias negativas nos mares de Amundsen e Bellingshausen e no sudeste do Oceano Pacífico, e anomalias positivas no norte do mar de Weddell, região central e norte da América do Sul incluindo o SB (Figura 26a).

Observa-se na Figura 26b a série temporal da EOF4 de PNM, e os casos mais representativos desse padrão (superiores a  $r = 0,7$ ) ocorreram em: junho/79, novembro/83, e agosto/92. Ao interpretarmos o padrão oposto das anomalias da EOF4 de PNM, encontramos campos de anomalias positivas nos mares de Amundsen e Bellingshausen e sudeste do Oceano Pacífico, e anomalias negativas no norte do mar de Weddell, região central e norte da América do Sul, incluindo o SB. Os casos representativos do padrão oposto (inferiores a  $r = -0,7$ ) ocorreram nos meses de: maio/84, janeiro/88, agosto/88, abril/90, outubro/94, julho e agosto/95, novembro/09 e fevereiro/10. O padrão da EOF4 de PNM (Figura 26a) teve preferência de ocorrência nas estações de inverno assim, como no padrão oposto.

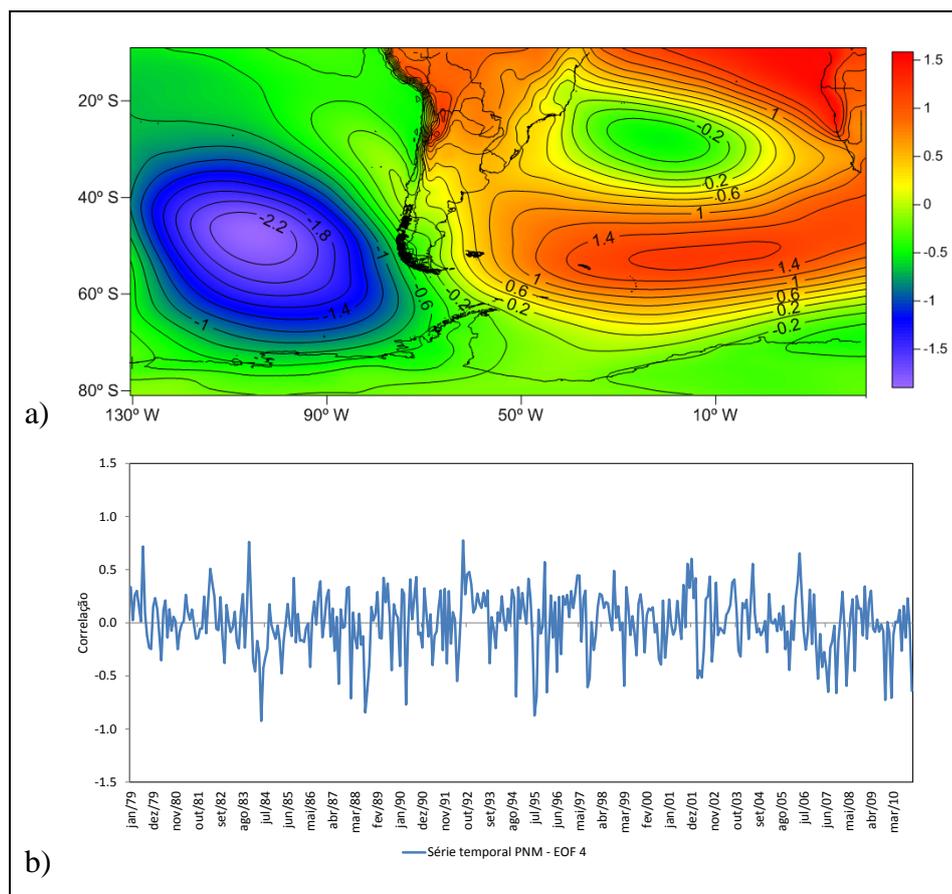


Figura 26: Quarto modo da EOF das anomalias de pressão ao nível do mar (a) e (b) série temporal normalizada (1979 – 2010).

O quinto modo da EOF de PNM (Figura 27a) identifica-se um padrão de anomalias positivas (crista de alta pressão) que se projeta do norte da América do Sul até os mares de Amundsen e Bellingshausen, PA e oeste do mar de Weddell, enquanto que as anomalias negativas localizam-se no Oceano Pacífico Sul e no sul do Oceano Atlântico Sul (Figura 27a). Esse modo representa 8,7% da variância explicada.

Na série temporal (Figura 27b) encontram-se os casos mais representativos do padrão observado (superiores a  $r = 0,7$ ) que ocorreram em: maio e junho/98. Ao interpretarmos o padrão oposto das anomalias da EOF5 de PNM, encontramos campos de anomalias negativas (baixa pressão) que se projeta do norte da

América do Sul até os mares de Amundsen e Bellingshausen, PA e oeste do mar de Weddell, enquanto que as anomalias positivas (altas pressões) localizam-se no Oceano Pacífico Sul e no sul do Oceano Atlântico Sul. Os casos representativos do padrão oposto (inferiores a  $r = -0,7$ ) ocorreram nos meses de: agosto/79, julho/83, julho e agosto/86, agosto/08, outubro e novembro/09, e dezembro/10. O padrão da EOF5 de PNM (Figura 27a) teve ao menos uma ocorrência nas estações de inverno e outono, e o padrão oposto à preferência é no inverno.

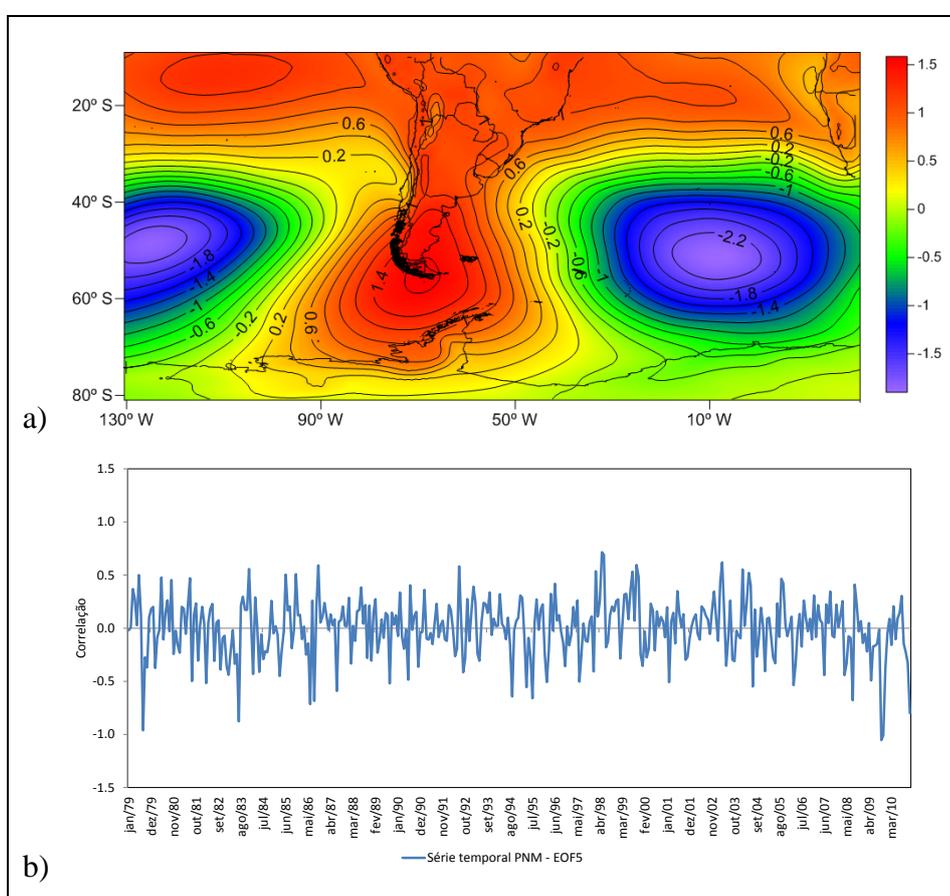


Figura 27: Quinto modo da EOF das anomalias de pressão ao nível do mar (a) e (b) série temporal normalizada (1979 – 2010).

### 4.1.3. Anomalia de geopotencial em 850 hPa

A Figura 28 apresenta o percentual da variância explicada pelos primeiros vinte e cinco modos das EOF de geopotencial em 850 hPa no período de 1979 a 2010. A partir da análise da Figura 28 identificou-se a distância da variância explicada entre o grupo das quatro primeiras EOF e do grupo das 21 componentes de EOF restantes. Assim, selecionou-se os quatro primeiros modos das EOF cujos percentuais da variância explicada foram superiores a 11% (Tabela 4).

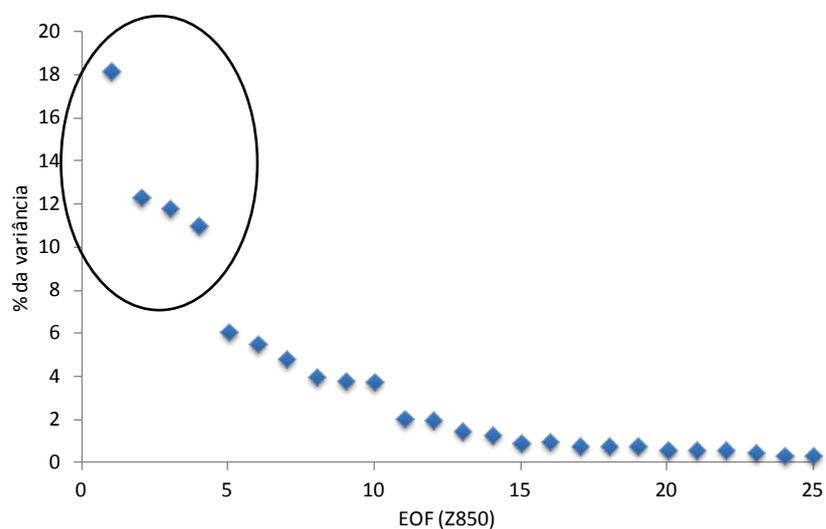


Figura 28: Percentual da variância explicada pelos vinte e cinco primeiros modos das EOF de geopotencial em 850 hPa. A elipse destaca os quatro primeiros modos selecionados.

Os quatro primeiros modos de EOF de  $Z_{850}$  totalizam 53,4% da variância acumulada (Tabela 4), onde a EOF1 representa 18,2% da variância, seguida por 12,3% da EOF2, 11,8% da EOF3 e 11% da EOF4.

Tabela 4: Total da variância explicada pelos primeiros quatro modos de EOF selecionados das anomalias de geopotencial em 850 hPa.

EOF	Variância explicada	% da variância	Variância acumulada
1	62,7	18,2	18,2
2	42,4	12,3	30,5
3	40,7	11,8	42,4
4	38,0	11,0	53,4

A representação espacial do comportamento das quatro primeiras EOF de  $Z_{850}$  e as respectivas séries temporais (EOF1, 2, 3 e 4) são apresentadas nas Figuras 29, 30, 31 e 32 respectivamente.

O primeiro modo da EOF de  $Z_{850}$  (Figura 29a) apresenta 18,2% da variância total e possui um padrão de anomalias negativas (positivas) nas altas latitudes, principalmente no mar de Weddell, e positivas (negativas) nas latitudes médias, do centro da América do Sul até o SB (Figura 29a). Da mesma forma que o primeiro modo de PNM (Figura 21a), também é observado um padrão semelhante ao SAM.

Na série temporal (Figura 29b) identificam-se os casos mais representativos do padrão observado na EOF1 de  $Z_{850}$  (superiores a  $r = 0,7$ ) ocorreram em: março e abril/82, julho/85, setembro/86, maio e junho/89, março/97, abril/98, abril/99, outubro/99, dezembro/99, janeiro/00, agosto/01, outubro/01, fevereiro/02, janeiro/04, fevereiro/05, maio/06, dezembro/08 e janeiro/09. Todos esses meses apresentaram índice SAM positivo, variando entre 0,381 e 2,635. Os casos representativos do padrão oposto (inferiores a  $r = -0,7$ ) ocorreram nos meses de: março/81, dezembro/82, janeiro/83, dezembro/84, fevereiro/86, maio/86, janeiro/87, outubro/88, abril/90, dezembro/91, janeiro/93, novembro/97, março/02, outubro/02, janeiro/03, agosto/06, julho/07, agosto/09, novembro/09 e fevereiro/10. Em todos os meses foi observado índice SAM negativo, com valores variando entre -0,632 e -3,061.

O padrão da EOF1 de  $Z_{850}$  (Figura 29a) teve como preferência de ocorrência as estações de outono e verão, já o padrão oposto foi o verão.

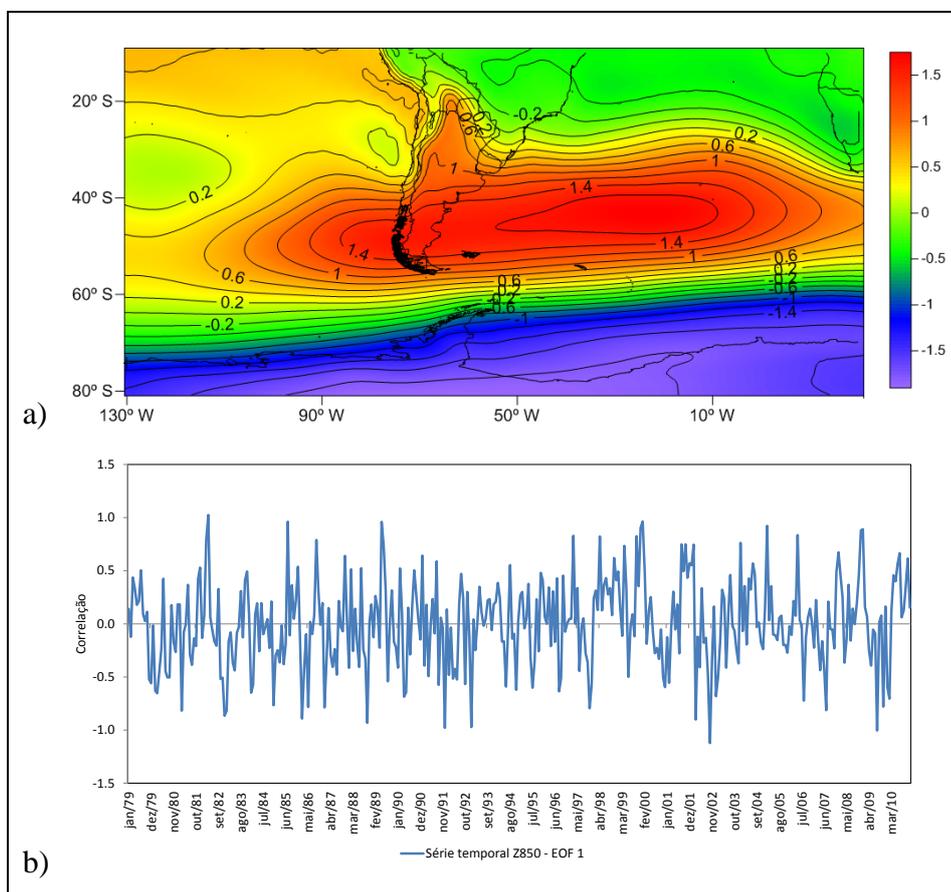


Figura 29: Primeiro modo da EOF das anomalias de geopotencial em 850 hPa e série temporal normalizada (1979 – 2010).

No segundo modo da EOF de  $Z_{850}$  (Figura 30a) identifica-se um padrão de anomalias negativas (positivas) em  $Z_{850}$  no mar de Bellingshausen e Amundsen, positivas (negativas) sobre a PA e mar de Weddell até o sul da América do Sul e anomalias negativas (positivas) no sudoeste do Oceano Atlântico Sul e América do Sul, incluindo o SB (Figura 30a). Esse modo representa 12,3% da variância explicada. Como

observado no segundo modo de PNM (Figura 24a), há um padrão de trem de ondas muito semelhante ao padrão PSA1.

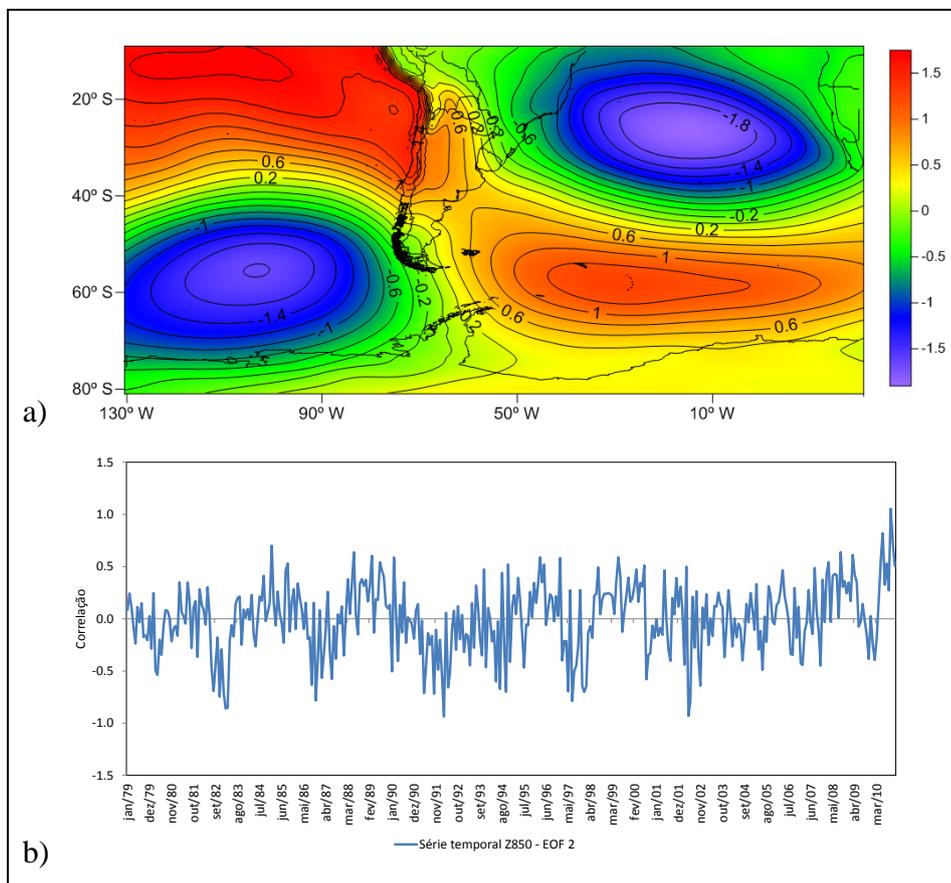


Figura 30: Segundo modo da EOF das anomalias de geopotencial em 850 hPa (a) e (b) série temporal normalizada (1979 – 2010).

Na série temporal (Figura 30b) estão os casos mais representativos do padrão observado na EOF2 de  $Z_{850}$  (superiores a  $r = 0,7$ ) ocorreram em: janeiro/85, junho/10, outubro e novembro/10, apresentando índice MEI variando entre -1,606 e -0,601 (ENOS negativo – La Niña). Os casos representativos do padrão oposto (inferiores a  $r = -0,7$ ) ocorreram nos meses de: agosto/82, novembro/82, janeiro, fevereiro e março/83, novembro/86, maio/91, outubro/91, março/92, outubro/94,

maio/97, julho/97, janeiro/98, maio e junho/02. O índice MEI foi positivo, variando de 0,596 a 3,037 (ENOS positivo – El Niño). O padrão da EOF2 de  $Z_{850}$  (Figura 30a) teve ao menos uma ocorrência nas estações de inverno, verão e primavera. Já o padrão oposto ocorreu em todas as estações.

O terceiro modo da EOF de  $Z_{850}$  (Figura 31a) apresenta 11,8% da variância total e possui um padrão de anomalias negativas entre a PA (mares de Bellingshausen e Weddell) e o extremo sul da América do Sul e anomalias positivas no restante da área, até a latitude de  $10^{\circ}$  S, incluindo o SB (Figura 31a).

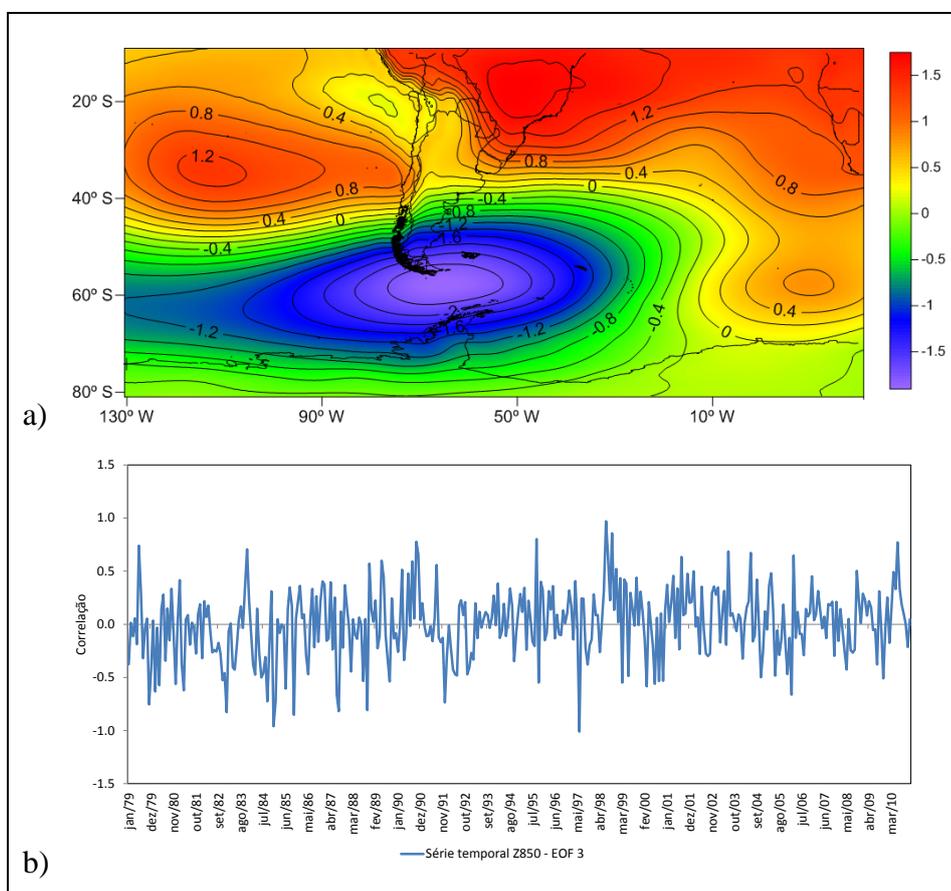


Figura 31: Terceiro modo da EOF das anomalias de geopotencial em 850 hPa (a) e (b) série temporal normalizada (1979 – 2010).

Na Figura 31b apresenta-se a série temporal da EOF3 de  $Z_{850}$ , e os casos mais representativos desse padrão (superiores a  $r = 0,7$ ) ocorreram em: junho/79, novembro/83, outubro/90, setembro/95, julho/98, outubro/98, julho/03 e junho/10. Ao interpretarmos o padrão oposto das anomalias da EOF3 de  $Z_{850}$ , encontramos campos de anomalias positivas entre a PA, mares de Bellingshausen e Weddell, e o extremo sul da América do Sul e anomalias negativas no restante da área, até a latitude de  $10^\circ$  S, incluindo o SB. Os casos representativos do padrão oposto (inferiores a  $r = -0,7$ ) ocorreram nos meses de: novembro/79, janeiro/83, setembro/84, dezembro/84, janeiro/85, outubro/85, agosto/87, outubro/88, dezembro/88, dezembro/91 e junho/97. O padrão da EOF3 de  $Z_{850}$  (Figura 31a) teve preferência de ocorrência nas estações de inverno e primavera, já no padrão oposto a preferência foi para a primavera e o verão.

No quarto modo da EOF de  $Z_{850}$  (Figura 32a) identifica-se um padrão de anomalias positivas (crista), que se projeta do norte da América do Sul até os mares de Amundsen e Bellingshausen, PA e oeste do mar de Weddell, enquanto que as anomalias negativas localizam-se no Oceano Pacífico Sul, a partir do leste do mar de Weddell até o centro do Oceano Atlântico Sul (Figura 32a). Esse modo representa 11% da variância explicada.

Os casos mais representativos do padrão observado na EOF4 de  $Z_{850}$  (superiores a  $r = 0,7$ ), Figura 32b, ocorreram em: outubro/86, fevereiro/98, maio/98, junho/98 e abril/03. Ao interpretarmos o padrão oposto das anomalias da EOF4 de  $Z_{850}$ , encontramos campos de anomalias negativas (cavado), que se projeta do norte da América do Sul até os mares de Amundsen e Bellingshausen, PA e oeste do mar de Weddell, enquanto que as anomalias positivas localizam-se no Oceano Pacífico Sul, a partir do leste do mar de Weddell até o centro do Oceano Atlântico Sul. Os casos representativos do padrão oposto (inferiores a  $r = -0,7$ ) ocorreram nos meses de: agosto/79, julho/83, maio/84, março/85, setembro/89, julho/95, outubro e, novembro/09, e dezembro/10. O padrão da EOF4 de  $Z_{850}$  (Figura 32a) teve ao menos uma ocorrência nas quatro estações, com uma tendência de preferência para o outono, já no padrão oposto a preferência é para inverno, primavera e outono.

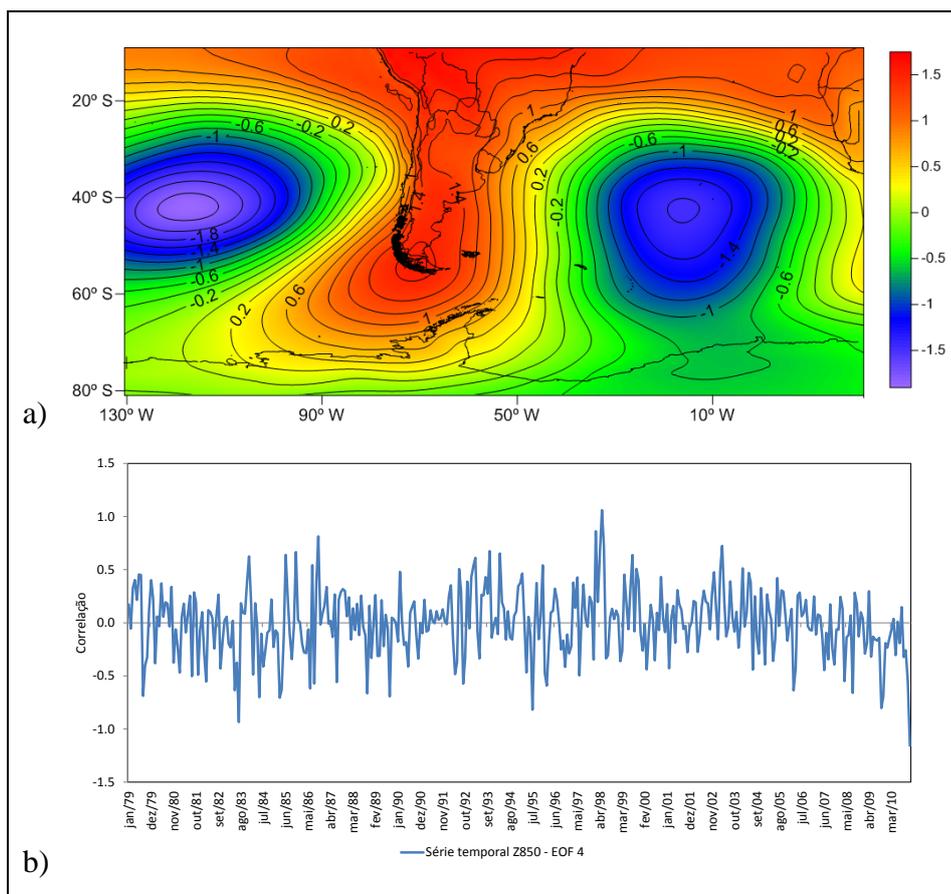


Figura 32: Quarto modo da EOF das anomalias de geopotencial em 850 hPa (a) e (b) série temporal normalizada (1979 – 2010).

#### 4.1.4. Anomalia de geopotencial em 500 hPa

A Figura 33 apresenta o percentual da variância explicada pelos primeiros vinte e nove modos das EOF das anomalias de geopotencial em 500 hPa ( $Z_{500}$ ) no período de 1979 a 2010. Após a análise da Figura 33 observou-se a distância da variância explicada entre o grupo das três primeiras EOF e do grupo dos 26 modos de EOF. Assim, após essa análise foram selecionados os três primeiros modos de EOF cujos percentuais da variância explicada foram superiores a 12% (Tabela 5).

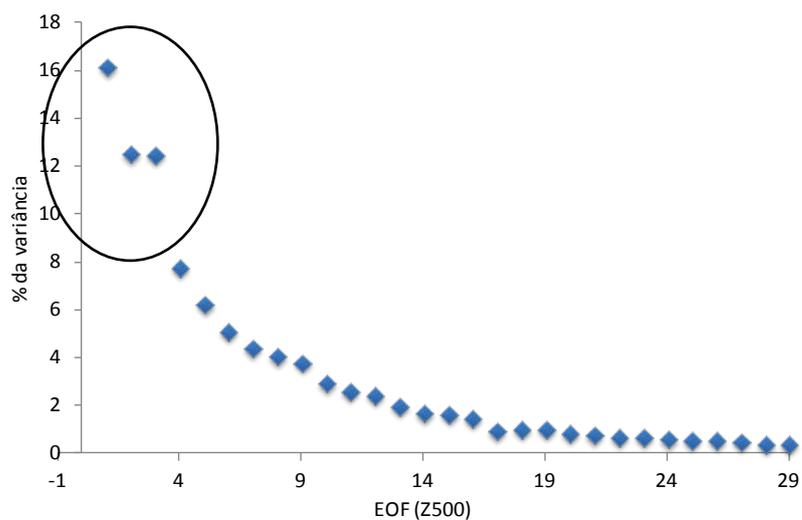


Figura 33: Percentual da variância explicada pelos vinte e nove primeiros modos das EOF de geopotencial em 500 hPa. A elipse destaca os três primeiros modos selecionados.

Os três primeiros modos de EOF de  $Z_{500}$  totalizam 41,2% da variância acumulada (Tabela 5), onde a EOF1 representa 16,2% da variância, seguida por 12,6% da EOF2 e 12,5% da EOF3.

Tabela 5: Total da variância explicada pelos primeiros quatro modos de EOF selecionados das anomalias de geopotencial em 500 hPa.

EOF	Variância explicada %	% da variância	Variância acumulada %
1	56,2	16,2	16,2
2	43,7	12,6	28,7
3	43,7	12,5	41,2

A representação espacial do comportamento das três primeiras EOF de  $Z_{500}$  e as respectivas séries temporais, EOF1, 2, e 3, são apresentadas nas Figuras 34, 35 e 36, respectivamente.

O primeiro modo da EOF de  $Z_{500}$  (Figura 34a) apresenta 16,2% da variância total e possui um padrão de anomalias negativas (positivas) de  $Z_{500}$  nas altas latitudes, principalmente no mar de Bellingshausen e sul de Weddell, e positivas (negativas) nas latitudes médias, com um núcleo de anomalias negativas (positivas) no SB e em parte do sudeste do Brasil (Figura 34a). O padrão espacial é muito semelhante ao observado na EOF1 de PNM e  $Z_{850}$  (Figuras 23a e 29a, respectivamente), ou seja, um padrão parecido com o SAM.

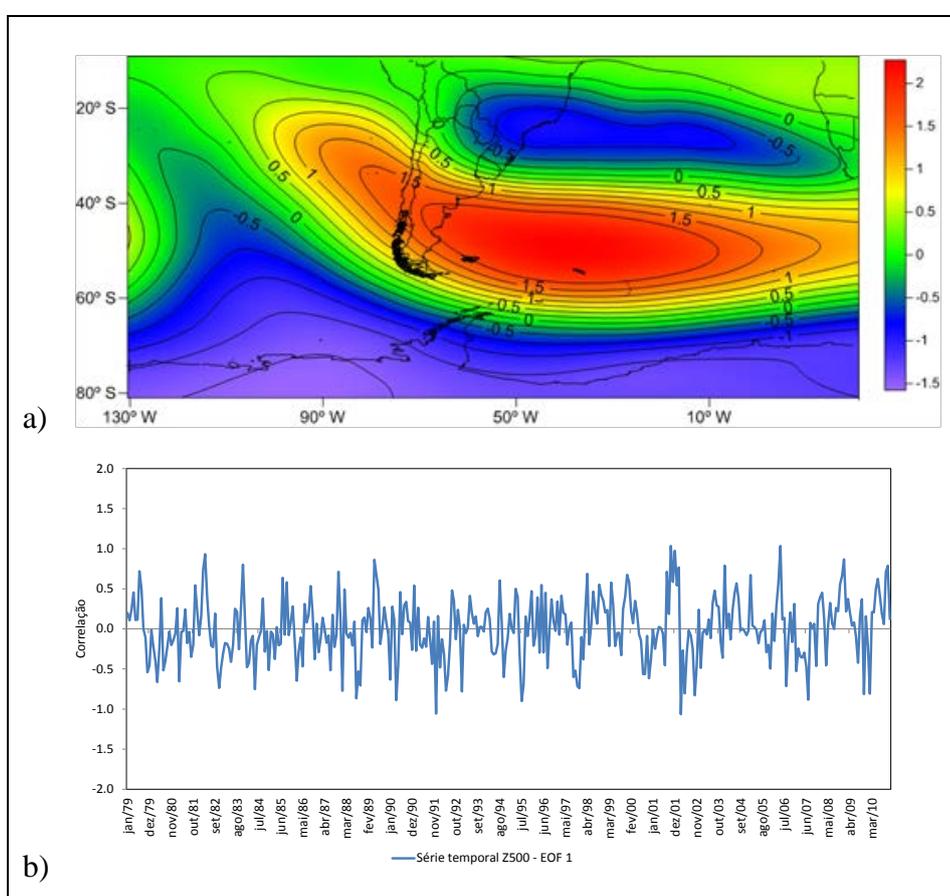


Figura 34: Primeiro modo da EOF das anomalias de geopotencial em 500 hPa (a) e (b) série temporal normalizada (1979 – 2010).

Na serie temporal (Figura 34b) observa-se que os casos mais representativos do padrão observado na EOF1 de  $Z_{500}$  (superiores a  $r = 0,7$ ) ocorreram

nos meses de julho/79, março e abril/82, novembro/83, novembro/87, maio/89, abril/98, dezembro/99, agosto/01, outubro/01, dezembro/01, fevereiro/02, janeiro/04, maio/06, janeiro/09, outubro e novembro/10. Todos esses meses apresentaram índice SAM positivo, variando entre 0,632 e 2,635. Ao interpretarmos o padrão oposto das anomalias de Z500 encontramos um padrão de anomalias positivas nas altas latitudes, principalmente no mar de Bellingshausen e no sul do mar de Weddell e negativas nas latitudes médias, com um núcleo de anomalias positivas no SB e em parte do sudeste do Brasil (inferiores a  $r = -0,7$ ), ocorreram nos meses de novembro/82, maio/84, janeiro/88, agosto/88, outubro/88, abril/90, dezembro/91, maio/92, janeiro/93, julho e agosto/95, novembro e dezembro/97, novembro/00, março/02, maio/02, outubro/02, agosto/06, julho/07, novembro/09, fevereiro/10. O índice SAM foi negativo em todos esses meses, com valores entre -0,082 e -3,061. O padrão da EOF1 de Z500 (Figura 34a) teve como preferência de ocorrência as estações de outono, primavera e verão e o seu padrão oposto apresenta quase que um equilíbrio entre todas as estações do ano.

No segundo modo da EOF de Z<sub>500</sub> (Figura 35a) verifica-se um padrão de trem de ondas muito semelhante ao padrão PSA1, como também observado na EOF2 de PNM e Z<sub>850</sub>. Observam-se anomalias positivas (negativas) de geopotencial em Z<sub>500</sub> no mar de Bellingshausen e Amundsen, negativas (positivas) sobre a PA e mar de Weddell e anomalias positivas (negativas) no sudoeste do Oceano Atlântico Sul e América do Sul, incluindo o SB (Figura 35a). Esse modo representa 12,6% da variância explicada.

Na Figura 35b observa-se a série temporal da EOF2 de Z<sub>500</sub>. Os casos mais representativos desse padrão (superiores a  $r = 0,7$ ) ocorreram nos meses de setembro/87, maio e junho/91, outubro/94, janeiro/98, janeiro/00 e junho/02. Todos os meses apresentaram índice MEI positivo, variando entre 0,596 e 2,777, correspondendo ao ENSO positivo (El Niño). Ao interpretarmos o padrão oposto das anomalias da EOF2 de Z<sub>500</sub> encontramos um padrão de anomalias negativas de Z<sub>500</sub> no mar de Bellingshausen e Amundsen, positivas sobre a PA e mar de Weddell e anomalias negativas no sudoeste do Oceano Atlântico Sul e América do Sul, incluindo o SB (Figura 35a). Os casos mais representativos dessas anomalias (inferiores a  $r = -0,7$ ) ocorreram em: junho/82, setembro/84, dezembro/84, janeiro/85, outubro/88, agosto/89, abril/92, novembro/94, junho/99, março/00, julho/00, maio/01 e setembro/08. O índice

MEI foi predominantemente negativo às correlações negativas de  $Z_{500}$ , ou seja, ENSO negativo. O padrão da EOF2 de  $Z_{500}$  (Figura 35a) ocorreu de forma equilibrada entre as estações de primavera, verão e inverno e o seu padrão oposto apresentou um equilíbrio entre as estações de inverno e primavera com quatro ocorrências em cada estação, e o outono com três ocorrências.

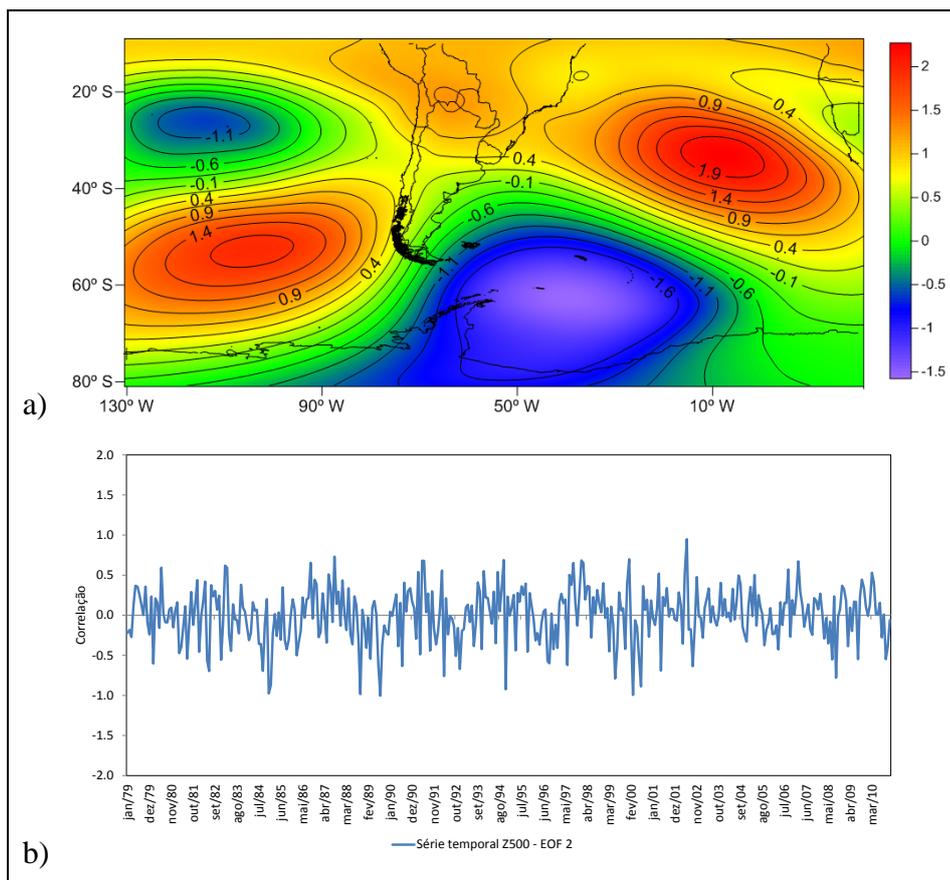


Figura 35: Segundo modo da EOF das anomalias de geopotencial em 500 hPa (a) e (b) série temporal normalizada (1979 – 2010).

O terceiro modo da EOF de  $Z_{500}$  (Figura 36a) apresenta 12,5% da variância total e possui um padrão de anomalias negativas entre a PA, o mar de Bellingshausen e o extremo sul da América do Sul; e anomalias positivas no restante da área, até a latitude de aproximadamente de 20° S, incluindo o SB (Figura 36a).

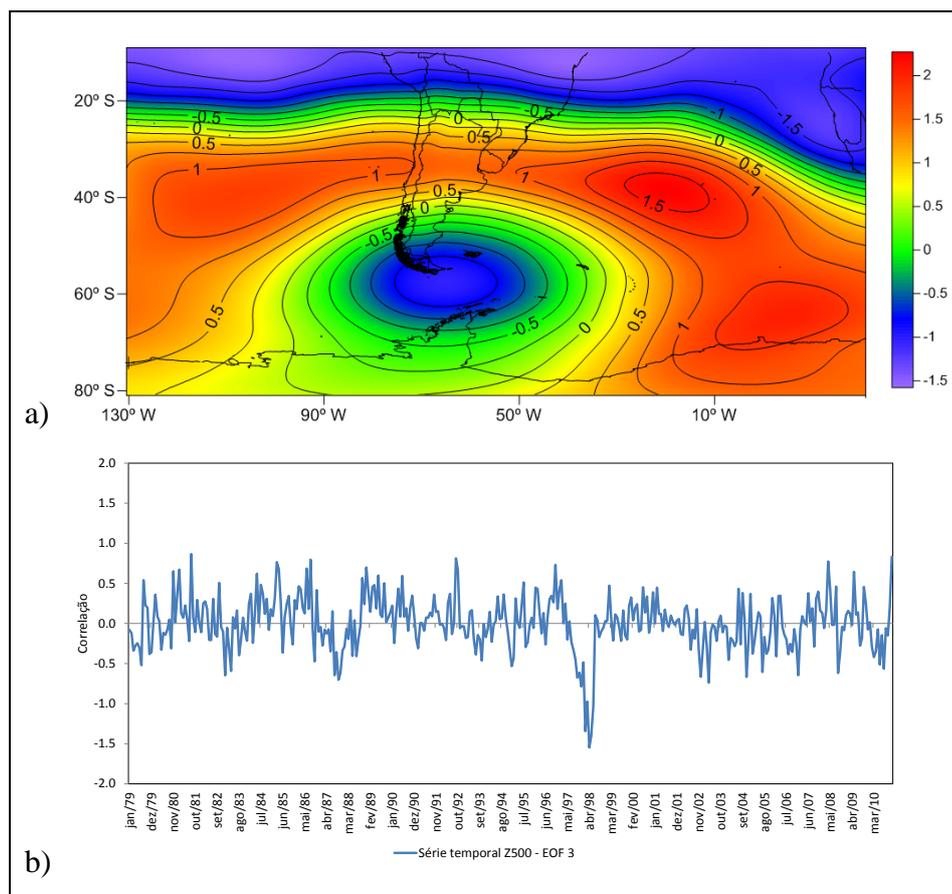


Figura 36: Terceiro modo da EOF das anomalias de geopotencial em 500 hPa (a) e (b) série temporal normalizada (1979 – 2010).

Observa-se na Figura 36b a série temporal da EOF3 de  $Z_{500}$  e uma marcada correlação negativa no período de julho de 1997 a julho de 1998. Os casos mais representativos do padrão da EOF3 (superiores a  $r = 0,7$ ) ocorreram em: agosto/81, março e abril/85, junho/86, agosto/86, dezembro/88, setembro/92, novembro/96, abril/08 e dezembro/10. Ao interpretarmos o padrão oposto das anomalias da EOF3 de  $Z_{500}$ , encontramos campos de anomalias positivas entre a PA, o mar de Bellingshausen e o extremo sul da América do Sul e anomalias negativas no restante da área, até cerca de 20° S, incluindo o SB. Os casos mais representativos dessas anomalias (inferiores a  $r = -0,7$ ) ocorreram em: outubro/87, outubro/97, dezembro/97, fevereiro, março, abril, maio e junho/98 e abril/03. O padrão da EOF3 de  $Z_{500}$  (Figura 36a) não teve clara estação de preferência e o seu padrão oposto apresenta preferência de ocorrência no outono.

## 4.2. Análises de Correlação

Nas análises de correlação entre os campos de EOF de TMM, PNM,  $Z_{850}$ ,  $Z_{500}$  e o índice SAM foram considerados significativos quando  $r > 0,4$  e nível de significância de 1%.

### 4.2.1. Temperatura média sazonal do sul do Brasil e o SAM

A análise de correlação de Pearson (*cf.* seção 2.2.2) entre as anomalias de TMM no SB (Figura 12) com o SAM foi feita para todas as estações do ano no período de estudo (1979 – 2009). A Tabela 6 apresenta os valores das correlações, e destaca-se que a estação que obteve correlação significativa (99%) foi o outono (-0,440).

Tabela 6: Correlação entre o índice sazonal do SAM com a anomalia da temperatura média sazonal (1979 – 2009).

SAM		Anomalia de temperatura média sazonal			
		DJF	MAM	JJA	SON
DJF	$r$	0,041			
	$\alpha$	0,828			
MAM	$r$		-0,440		
	$\alpha$		0,013		
JJA	$r$			0,111	
	$\alpha$			0,552	
SON	$r$				0,084
	$\alpha$				0,655

\*Valores em vermelho são significativos ao nível de 1%.

Na Figura 37 podemos observar o comportamento da correlação negativa do SAM com a TMM no período de outono entre 1979 e 2009 no SB. Ressalta-se que essa correlação indica que as anomalias negativas de TMM no SB estão associadas com a fase positiva do SAM, e vice-versa. Na Figura 38 identificamos o referido comportamento anti-fase das anomalias de TMM e do SAM no SB.

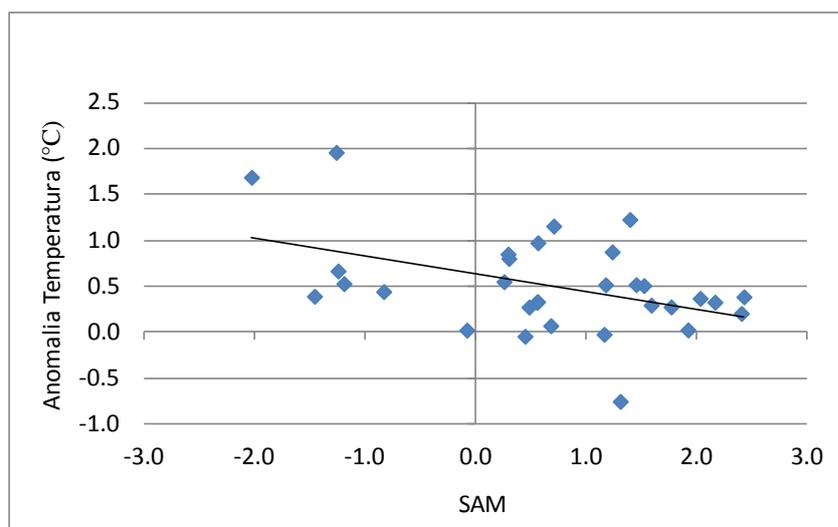


Figura 37: Correlação do índice SAM e da anomalia temperatura média mensal no outono no sul do Brasil (1979 – 2009).

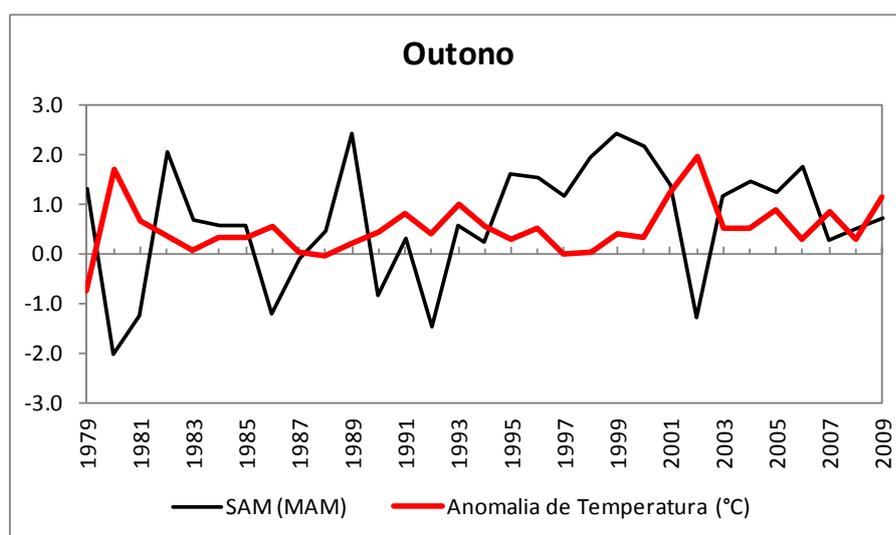


Figura 38: Variabilidade do índice SAM e da anomalia de temperatura média mensal no outono no sul do Brasil (1979 – 2009).

#### 4.2.2. Correlações entre os campos atmosféricos e o SAM

É importante identificar quais foram os campos de anomalias de EOF de TMM, PNM, Z850 e Z500 com o índice SAM investigados nessa pesquisa. A Tabela 7 apresenta as referidas correlações.

A correlação entre o primeiro modo da EOF de anomalia de TMM e o SAM apresenta correlação de 0,480 com significância estatística  $< 1\%$ . Já a correlação entre a EOF2 e EOF3 de anomalia de TMM e o SAM são inferiores a 0,4 e não apresentam significância estatística.

Tabela 7: Correlação dos modos de EOF de: TMM, PNM, Z850 e Z500 com o índice do SAM (1979 – 2009).

		TMM	PNM	Z850	Z500
EOF1	<i>r</i>	0,480	0,782	0,792	0,710
	$\alpha$	$< 0,001$	$< 0,001$	$< 0,001$	$< 0,001$
EOF2	<i>r</i>	0,007	0,391	0,286	0,221
	$\alpha$	0,888	$< 0,001$	$< 0,001$	$< 0,001$
EOF3	<i>r</i>	0,066	0,413	0,509	-0,159
	$\alpha$	0,196	$< 0,001$	$< 0,001$	0,002
EOF4	<i>r</i>	–	0,338	0,068	–
	$\alpha$	–	$< 0,001$	0,183	–
EOF5	<i>r</i>	–	0,067	–	–
	$\alpha$	–	0,192	–	–

\*Valores em vermelho são significantes ao nível de 1%, e os campos que não possuem informações estão indicados com (–).

O campo da EOF1 do modo PNM é semelhante ao padrão do SAM, apresentando correlação linear de 0,782 com significância estatística. O campo da EOF2 de PNM apresenta correlação inferior a 0,4, mas possui significância estatística com o SAM. A correlação linear entre a EOF3 de PNM foi inferior a 0,4 e não teve significância estatística. A correlação linear entre a EOF4 e EOF5 de PNM e o índice SAM apresentam significância estatística ( $< 1\%$ ).

O campo da EOF1 de  $Z_{850}$  também é semelhante ao padrão SAM, apresentando correlação linear de 0,792 com significância estatística. A EOF2 do modo  $Z_{850}$  teve correlação inferior a 0,4 com SAM com significância estatística. A correlação linear da EOF3 e o índice SAM foi de 0,509 com significância estatística. A correlação linear entre a EOF4 de  $Z_{850}$  e o índice SAM foi inferior a 0,4, e sem significância estatística.

O campo da EOF1 de  $Z_{500}$  é semelhante ao padrão do SAM, apresentando correlação linear de 0,710 com significância estatística. O campo das EOF2 e EOF3 apresenta correlação inferior a 0,4 com o SAM, mas possuem significância estatística.

### **4.3. Composições das anomalias dos campos atmosféricos**

As composições dos campos de anomalias negativas e positivas de TMM, vetor vento  $v$ , PNM para as estações de verão, outono, inverno e primavera foram calculados segundo a metodologia proposta por Pezza *et al.* (2008), *cf.* seção 2.2.3. Os casos foram selecionados a partir dos meses em que ocorreram as cinco maiores anomalias mensais negativas *menos* os meses com as cinco maiores anomalias mensais positivas da série temporal de TMM do SB. Todos os casos selecionados e submetidos a essa metodologia são apresentados na Tabela 8.

Tabela 8: Casos selecionados para elaboração das composições negativas e positivas sazonais de temperatura média mensal (1979 – 2009).

<b>Estação</b>	<b>Anomalias negativas de TMM selecionadas</b>	<b>Anomalias positivas de TMM selecionadas</b>
Verão	dez/84, fev/88, jan/82, dez/81, jan/79	fev/84, dez/94, dez/06, fev/01, jan/86
Outono	mai/88, mai/87, mai/07, mai/79, mai/06	mai/81, mai/94, jul/02, mar/02, abr/04
Inverno	jul/00, jul/96, jul/92, ago/84, jun/88	jun/05, jul/06, jul/87, jul/08, jun/03
Primavera	set/80, set/83, set/90, set/87, set/89	set/07, set/04, out/02, nov/09, out/07

#### 4.3.1. Composições das anomalias sazonais da temperatura

Ao analisarmos as composições dos campos de anomalias de TMM dos casos selecionados na Tabela 8, observa-se um padrão de anomalias negativas de TMM na região SB, sudeste da América do Sul, e de anomalias positivas na região da PA (Figura 39). No verão e inverno as anomalias positivas de TMM são bem definidas na PA e nos mares de Bellingshausen e Weddell, ao mesmo tempo em que anomalias negativas ocorrem no SB (Figura 39a e c). Destaca-se que as anomalias negativas são até 2°C mais intensas no inverno (atingindo até -5°C) do que no verão (chegando até -3°C) e as positivas na PA de 2°C e 4°C, respectivamente. No outono e primavera o padrão é semelhante ao citado nas estações anteriores, contudo apresenta-se distinto do observado na região da PA para verão e outono. Observam-se ainda anomalias negativas de TMM de até -5°C no outono e primavera no SB e positivas (+1°C) na PA e mar de Bellingshausen. Somente no mar de Weddell esse comportamento não é observado nessas duas estações (Figuras 39b e d), já que nesse período há um predomínio de anomalias negativas de TMM de até -4°C em Weddell.

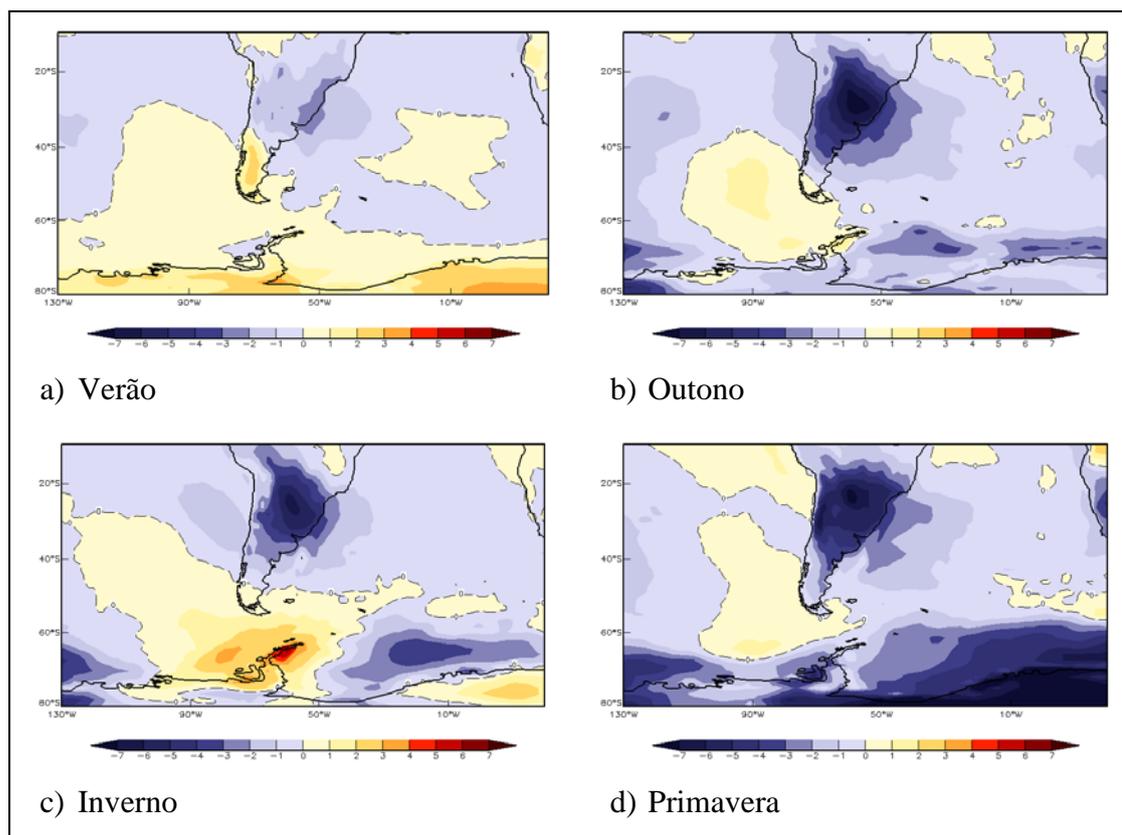


Figura 39: Composições das anomalias sazonais de temperatura (°C).

#### 4.3.2. Composições das anomalias sazonais do vetor vento $v$

Nos campos de anomalias do vetor vento  $v$  em 10 m dos casos selecionados na Tabela 8, observa-se um padrão de advecção meridional de sul para norte a partir do mar de Weddell em todas as estações do ano (Figura 40). Essas anomalias do vetor vento meridional de Weddell para o SB ocorre em todas as estações, mas é mais intensa no outono (até  $4 \text{ m s}^{-1}$ ), *cf.* Figura 40b. Enquanto que anomalias negativas no vetor vento predominam no sudeste do Oceano Pacífico Sul, advectando ar de norte/noroeste para sul/sudeste, atingindo os mares de Bellingshausen e Amundsen, a costa oeste da PA e o oeste do mar de Weddell (Figura 40). A média do vetor vento é de  $3 \text{ m s}^{-1}$  nas estações de verão e primavera, de  $4 \text{ m s}^{-1}$  no inverno e de mais de  $5 \text{ m s}^{-1}$  no outono.

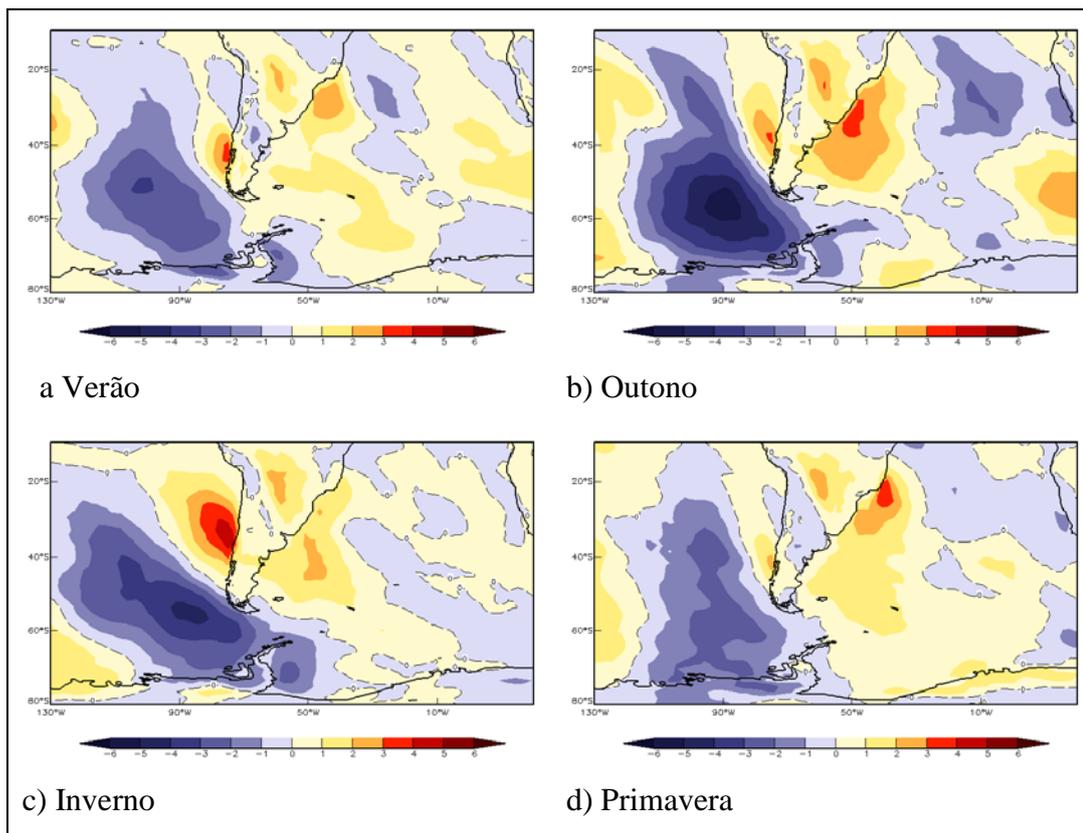


Figura 40: Composições das anomalias sazonais do vetor vento  $v$  ( $\text{m s}^{-1}$ ).

#### 4.3.3. Composições das anomalias sazonais de pressão ao nível médio do mar

Identificam-se de modo geral nas composições de PNM, selecionadas na Tabela 8, anomalias positivas no sudeste e sul da América do Sul e anomalias negativas no sudeste do Oceano Pacífico Sul e mares de Amundsen e Bellingshausen (Figura 41). As anomalias positivas de PNM, anticiclônica, são responsáveis pela advecção de sul para norte de massas de ar da região da PA, mares de Bellingshausen e/ou Weddell para o SB. Nota-se que os valores mais baixos de PNM ocorrem no outono (superiores a  $-100$  hPa) e no inverno no mar de Bellingshausen. Identifica-se uma marcada atividade ciclônica no Oceano Atlântico sudoeste (Figura 41b), o que contribui para a advecção de massas de ar frio da região subpolar antártica para o SB.

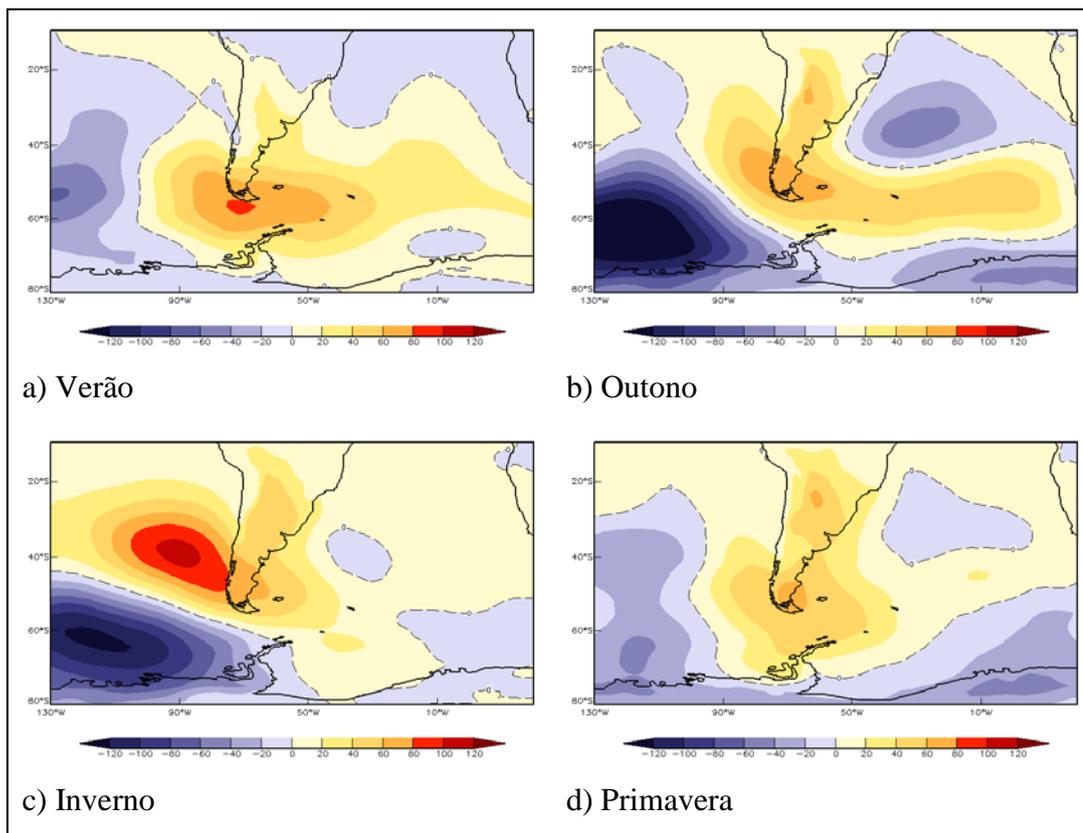


Figura 41: Composições das anomalias sazonais de pressão ao nível do mar (hPa).

Anomalias positivas de PNM (maiores que 120 hPa) também ocorrem no inverno, orientada de noroeste para sudeste, entre o sudeste do Oceano Pacífico Sul e sudoeste do Oceano Atlântico Sul marcando claramente a característica de “cemitério” de baixas pressões (CE) localizado a oeste da PA nos mares de Amundsen e Bellingshausen (*cf.* seção 1.3.1.1). O padrão identificado na primavera (Figura 41d) é semelhante ao do outono, porém, os valores de anomalias de PNM são menos marcados.

## 5 DISCUSSÃO

---

*Based on the climate system erratic behavior during glacial time, in my lectures and writings I frequently refer to the Earth's climate system as an "angry beast."*

*Wally S. Broecker, 2010.*

*The Great Ocean Conveyour,*

*Discovering the trigger for abrupt climate change*

### 5.1. Aspectos climatológicos e de variabilidade da temperatura no sul do Brasil

A TMA do SB obtida neste estudo, entre 1961 e 2009, foi de  $19^{\circ}\text{C} \pm 0,42^{\circ}\text{C}$ , e os extremos das anomalias de TMA nesta série ficaram entre 0,8 e  $-0,7^{\circ}\text{C}$ . Após o final da década de 1980, observou-se que as anomalias passaram a ser predominantemente positivas, perfazendo um aumento de  $0,56^{\circ}\text{C}$  no período ( $0,0114^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ). Essa tendência de aumento na TMA na Região Sul do Brasil, assim como o maior aumento registrado nas duas últimas décadas, também foi constatada pelos trabalhos do IPCC (2007), Marengo e Camargo (2008), e Sansigolo e Kayano (2010). As séries sazonais das anomalias de TMM entre 1961 e 2009, apresentam os seguintes valores médios e desvios: verão ( $23,3^{\circ}\text{C} \pm 0,47^{\circ}\text{C}$ ), outono ( $19,4^{\circ}\text{C} \pm 0,72^{\circ}\text{C}$ ), inverno ( $14,6^{\circ}\text{C} \pm 0,78^{\circ}\text{C}$ ) e primavera ( $18,8^{\circ}\text{C} \pm 0,62^{\circ}\text{C}$ ), e são semelhantes à normal climatológica 1961 – 1990. Ressalta-se que na série de 1991 a 2009 todas as estações do ano registraram valores superiores à série 1961 – 1990. O aumento na temperatura média sazonal da série de 1961 a 2009 foi de  $+0,35^{\circ}\text{C}$  no verão,  $+0,88^{\circ}\text{C}$  no outono,  $+0,42^{\circ}\text{C}$  no inverno e  $+0,52^{\circ}\text{C}$  na primavera. No entanto, somente a tendência registrada

no outono ( $+0,0179^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ) foi estatisticamente significativa a 99% de confiança. Esse comportamento de aumento na temperatura média sazonal no Rio Grande do Sul, localizado no sul do SB, foi observado por Sansigolo e Kayano (2010) ao analisarem o comportamento das longas séries de dados de seis estações climatológicas regionalmente bem distribuídas no Estado entre 1913 e 2006.

É importante destacar que os aumentos na TMM, TMA e sazonal e na sua variabilidade, principalmente nas estações de outono, inverno e primavera, encontrados neste estudo na série de 1960 a 2009 no SB, são semelhantes ao observado por Marengo e Camargo (2008). Esses autores, ao analisarem detalhadamente o comportamento da TMM, TMA, sazonal e a temperatura máxima e mínima nas noites de inverno e verão entre 1960 e 2002 para a Região Sul do Brasil (Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul), constataram tendência positiva nessas séries após a década de 1960 e um incremento maior após 1990, principalmente nas temperaturas mínimas anuais e de inverno. Quanto as tendência nas temperaturas máxima e mínima nas noites de inverno e verão, observaram um maior aumento na temperatura nas noites de inverno do que no verão. Marengo e Camargo (2008) concluem que esse aumento nas tendências da temperatura anual, sazonal e na variabilidade pode estar associado ao aumento na temperatura da superfície do mar, principalmente após a década de 1990, nos oceanos Atlântico Sul e Pacífico Sul e na circulação atmosférica, porém destacam que ainda é necessário mais estudos sobre modos de variabilidade atmosférica regional e de grande escala que podem estar associados com essas tendências e variabilidade.

Observando as séries climatológicas das anomalias de TMM e TMA obtidas nesta tese e referências citadas entre outros diversos trabalhos sobre o assunto, entende-se que o atual cenário de mudanças climáticas e variabilidade no SB é muito coerente como os recentes resultados previstos pelo Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas (PBMC, 2012) onde projeções para o Bioma de Mata Atlântica localizado nos Estados do Paraná e Santa Catarina apontam, até o ano de 2040, um aumento relativamente baixo de temperatura, entre  $0,5^{\circ}$  e  $1,0^{\circ}\text{C}$ , com intensificação nos padrões de chuva em torno de 5% a 10%. Em meados do século (2041 – 2070), continuariam as tendências de aumento gradual de  $1,5^{\circ}$  a  $2,0^{\circ}\text{C}$  na temperatura e de 15% a 20% nas

chuvas, sendo que essas tendências se acentuariam no final do século (2071 – 2100), com padrões de clima entre 2,5° e 3,0°C mais quentes e entre 25% a 30% mais chuvoso. Já para o bioma Pampa, localizado no Rio Grande do Sul, até 2040 prevalecerão condições de clima regional de 5% a 10% mais chuvoso e até 1°C mais quente, mantendo a tendência de aquecimento entre 1,0° e 1,5°C e intensificação das chuvas entre 15% e 20% até meados do século (2041-2070). No final do século (2071 – 2100), as projeções são mais agravantes, com aumento de temperatura de 2,5° a 3,0°C e chuvas de 35% a 40% acima do normal (PBMC, 2012).

## 5.2. Aspectos climatológicos e de variabilidade do SAM

É oportuno mencionar que, em estudos climatológicos, elaborar índices climáticos, *e.g.* SAM, é um modo prático de se compreender e se aproximar de fenômenos climáticos de grande escala. Esses índices podem ser utilizados em estudos empíricos voltados para uma melhor compreensão das causas de processos que estão por de trás da variabilidade climática de TMM, TMA e ventos, entre outros (Barry e Carleton, 2001; Ho *et al.*, 2012).

O índice SAM utilizado nesta tese, proposto por Nan e Li (2003), *cf.* seção 2.1.3, apresentou tendência positiva desde o início da série utilizada, janeiro de 1979 a dezembro de 2009. Esse comportamento é coerente com os descritos por Gong e Wang (1999), Tompson e Solomon (2002), Marshall (2003) e Turner *et al.* (2009). Esses autores apontam que a principal consequência dessa tendência positiva é a intensificação dos ventos de oeste nas latitudes médias do HS, que influenciam e intensificam os CE no Oceano Austral e arredores da Antártica. Marshall *et al.* (2004) e Gillett *et al.* (2006) demonstraram que as atuais alterações no comportamento da circulação atmosférica entre 40° S e 60° S estão associadas ao SAM (+), e resultam no aumento na TMA na PA, Tasmânia, sul da Austrália, Nova Zelândia, sul da Argentina e Chile, e do continente africano. Quanto à precipitação, a fase positiva do SAM é

associada, assim como ENSO, com a diminuição da chuva sobre regiões específicas da Austrália, predominantemente no oeste da Tasmânia e sul da Austrália, sul da América do Sul (Gillett *et al.*, 2006; Meneghini *et al.*, 2007). Já a fase negativa do SAM exhibe um comportamento inverso no campo de pressão descrito anteriormente, implicando em uma desintensificação dos ventos de oeste e uma migração para norte dos CE (*storm track*) e sistemas meteorológicos associados em direção as latitudes subtropicais (Marshall, 2003; Carvalho *et al.*, 2005; Justino e Peltier, 2008; Reboita *et al.*, 2009).

Sazonalmente o SAM também apresenta tendências positivas no mesmo período (1979 – 2009), porém estatisticamente significativa (95%) nas estações de verão e outono, sendo estas as estações em que ocorreram as maiores mudanças. Observamos (Figura 16) que as maiores tendências do SAM entre 1979 e 2009 são exatamente nas mesmas estações do ano mencionadas por Marshall (2007), e logo no início da década de 1990 é observada uma tendência para a fase positiva no verão e outono. Carvalho *et al.* (2005) identificaram um comportamento preferencial de ocorrência da fase (-) do SAM quando haviam anomalias positivas na temperatura da superfície do mar no Pacífico central e para a fase (+) do SAM quando essas águas tinham anomalias negativas no período de 1979 e 2005, no verão do HS.

Após a observação do comportamento mensal do SAM (Figura 17) optou-se por comparar os resultados obtidos nesta tese com a quantificação feita por Reboita *et al.* (2009) para o período de janeiro de 1980 a dezembro 1999, no qual esses autores consideraram também os meses na fase positiva (+) quando o valor do índice foi superior a  $1 \sigma$  e na fase negativa (-) inferior a  $-1 \sigma$ . Todos os meses em que o índice esteve entre esses dois valores foram considerados neutros (0). Reboita *et al.* (2009) encontraram, nos 20 anos analisados, os seguintes totais percentuais de meses para cada estação nas seguintes fases do SAM: (-) 15,42% (37 meses), (0) 68,75% (165 meses) e (+) 15,83% (38 meses). Nesta tese obteve-se 54 meses com SAM (-), o que corresponde a 14,5% do período, 255 meses com SAM (0), que representa 68,5% do período e para o SAM (+) foram 63 meses (17%) de janeiro de 1979 a dezembro de 2009 (Tabela 1). É importante lembrar que a série utilizada neste estudo é maior (31 anos) e mais recente do que a utilizada por Reboita *et al.* (2009). O aumento no número de meses do SAM

(+) obtidos neste estudo foi previsto por Reboita *et al.* (2009), já que esses autores haviam observado uma pequena tendência positiva do índice a partir de 1993. Essa tendência também foi identificada por Gong e Wang (1999), Tompson e Solomon (2002), Marshall (2003), Marshall *et al.* (2004) e Turner *et al.* (2009).

O inverno foi a estação de maior ocorrência das fases (-) e (+) do SAM para Reboita *et al.* (2009), registrando-se 12 e 11 casos, respectivamente. Porém esses autores não encontram claramente uma preferência entre as distintas fases do SAM com as estações do ano. Nesta tese, a primavera foi à estação de preferência do SAM (-), 18 casos, e o inverno, também, foi estação de maior ocorrência do SAM (+), com 20 casos.

É sabido que o SAM exibe um padrão de grande escala e de variabilidade temporal semanal, mensal e sazonal. Provavelmente a maior ocorrência de casos do SAM (-) encontrados por Reboita *et al.* (2009) no inverno, e que agora ocorrerem na primavera, seja consequência das características de transição desta estação no HS (intensificação da instabilidade atmosférica provocada pelo encontro de massas de ar subtropicais e extratropicais, ajustes do campo de pressão e circulação atmosférica) e de uma possível intensificação frontogenética na região, que é uma característica do setor sudeste da América do Sul, e da própria tendência do SAM (+) no inverno. Marshall (2003) também comenta que a tendência para um SAM (+) no inverno pode atrasar a entrada das características de PNM de primavera no HS, porque o VC somente inicia o seu enfraquecimento na estação da primavera. Já a preferência do SAM (+) ocorrer no inverno pode ser uma resposta à tendência positiva do SAM observada no início da década de 2000, associada ao fortalecimento do VC do HS. Sabe-se que esse fortalecimento ocorre preferencialmente e com maior intensidade no inverno austral. Considerando que os trabalhos de Hall e Visbeck (2001), Tompson e Solomon (2002), Marshall (2004) e Turner *et al.* (2009) indicavam um fortalecimento do VC e um aumento da pressão em latitudes subtropicais e extratropicais do HS entre 1979 e 2000, a preferência de ocorrência do SAM (+) no inverno é esperada. Essa preferência (SAM + no inverno) aparece e é plausível nos resultados das simulações com modelos climáticos complexos de Tompson *et al.* (2011), onde os resultados apontam para uma manutenção do SAM (+) a partir de 2010 até 2090 nas estações de inverno e verão no

HS, considerando uma recuperação da camada de ozônio na região antártica e o atual cenário de emissões antropogênicas de gases de efeito estufa.

### **5.3. Modos de EOF entre a Península Antártica, o sul do Brasil e o SAM**

Ao analisarmos os três primeiros modos (EOF1, 2 e 3) dos campos de TMM, PNM,  $Z_{850}$  e  $Z_{500}$ , identificamos que existe um padrão de dipolo nesses campos entre as regiões subtropicais e polar no HS, principalmente quando observamos o SB e a região da PA. É importante destacar que esse comportamento de dipolo no HS, entre as referidas latitudes, é o reflexo o próprio SAM descrito por Gong e Wang (1999), Thompson e Wallace (2000), Thompson e Solomon (2002) e Justino e Peltier (2006 e 2008) que é o principal modo de variabilidade na atmosfera do HS.

É oportuno comentar quão semelhantes são os campos de EOF1, 2 e 3 de PNM,  $Z_{850}$  e  $Z_{500}$  entre si. De certa forma, evidenciam a influência do SAM, principal modo de variabilidade climática do HS entre as regiões subtropical e polar.

Os campos de EOF1, 2 e 3 de PNM apresentam 43,6% da variância total acumulada, com um padrão geral de anomalias positivas de PNM nas latitudes subtropicais e extratropicais e negativas na região polar. Destaca-se a EOF1, com 19% da variância, que é muito semelhante ao padrão do SAM, onde anomalias na PNM são zonalmente simétricas e fora de fase entre essas latitudes. Já na EOF2 de PNM (14,1% da variância total) identifica-se um padrão de anomalias negativas nos mares de Amundsen e Bellingshausen até a PA, positivas no norte do mar de Weddell e em parte do sul da América do Sul (incluindo o sul do SB), identificando-se com um padrão de trem de ondas muito semelhante ao padrão da PSA. Esse padrão de PSA, segundo Mo e Paegle (2001), é uma resposta à influência do fenômeno do El Niño no HS. A EOF3 de PNM (10,6% da variância total) possui um padrão de anomalias negativas entre a PA, mares de Bellingshausen e Weddell, e o extremo sul da América do Sul; e anomalias positivas no restante da área, até a latitude de  $10^{\circ}$  S, incluindo o SB.

Os campos de EOF1, 2 e 3 de  $Z_{850}$  possuem 42,3% da variância total e são muito semelhantes aos campos de EOF1, 2 e 3 de PNM, tanto nos seus padrões espaciais como na variabilidade explicada, respectivamente.

Em relação aos campos de  $Z_{500}$ , verifica-se que a EOF1 apresenta 16,16% da variância total, com um padrão de anomalias negativas (positivas) nas altas latitudes e positivas (negativas) nas latitudes médias, com um núcleo de anomalias negativas (positivas) no SB e parte do sudeste do Brasil. Esse modo é semelhante ao padrão SAM. Na EOF2 (12,56% da variância explicada) observa-se um padrão de trem de ondas muito semelhante ao padrão PSA, com anomalias negativas (positivas) de  $Z_{500}$  sobre a PA e mar de Weddell e anomalias positivas (negativas) no sudoeste do Oceano Atlântico Sul/América do Sul (Figuras 34, 35 e 36). E a EOF3 (12,48% da variância explicada) apresenta um núcleo de anomalias negativas (positivas) entre a PA e o extremo sul da América do Sul e anomalias positivas (negativas) no restante da área, até a latitude de cerca de 20° S.

Nos três primeiros modos da EOF de TMM foi observado um padrão de dipolo entre a região da PA e o sul do Brasil, explicando 25,48% da variância total acumulada. No primeiro modo da EOF de TMM (Figura 19a) observa-se um padrão de dipolo entre a região da PA e extremo sul da América do Sul e o SB e sudeste do Brasil, apresentando 10,88% da variância total. Esse padrão indica especificamente que quando são observadas anomalias positivas de TMM na região da PA, simultaneamente ocorrem anomalias negativas no SB, e vice-versa. Esse comportamento de dipolo pode ser identificado nos campos de EOF1 de TMM com SAM (+) para as estações de inverno e verão no estudo de Justino e Peltier (2008). Esses autores encontraram os referidos padrões em simulações climáticas utilizando um modelo acoplado da atmosfera-oceano-gelo marinho com o comportamento do SAM nos dias de hoje e durante o Último Máximo Glacial (há aproximadamente 21.000 anos). A EOF2 de TMM apresenta um padrão de trem de ondas, indicando que quando há anomalias negativas sobre a PA e no mar de Bellingshausen e sul da América do Sul, concomitantemente há anomalias positivas no sudoeste do Oceano Atlântico Sul e no SB, e vice-versa. Esse modo corresponde a 7,53% da variância total das anomalias

mensais na região. Por fim, a EOF3 também apresenta um padrão de anomalias negativas (positivas) na região da PA, mar de Bellingshausen e setor oeste do mar de Weddell, e positivas (negativas) no sul da América do Sul e no SB, destacando-se o estado do Rio Grande do Sul (Figura 21a). Esse modo representa 7,07% da variância total explicada. Portanto, mudanças na TMM no SB, e principalmente anomalias positivas ou negativas marcantes na TMM, podem resultar de variações na circulação atmosférica a milhares de quilômetros de distância, influenciadas por esse dipolo.

Quando comparamos os valores da variância explicada pelas EOF1, 2 e 3 de todos os campos analisados (TMM, PNM,  $Z_{850}$  e  $Z_{500}$ ) com os valores apresentados em outros estudos, por exemplo, Gong e Wang (1999), Thompson e Wallace (2000), Thompson e Solomon (2002) e Justino e Peltier (2008), observamos diferenças nos valores porém, encontramos os mesmos resultados nos padrões espaciais. A diferença da variância explicada é decorrente do método Varimax empregado nas EOF de todos os campos (*cf.* seção 2.2.1) e pela climatologia ser baseada nas anomalias mensais nesta tese. Verificamos que se utilizarmos médias sazonais para o cálculo das EOF, as diferenças são decorrentes dos diferentes bancos de dados, período, etc.

#### **5.4. Correlações entre a temperatura, campos atmosférico e o SAM**

Ao analisarmos a correlação (*cf.* seção 4.2.1) entre as anomalias de TMM no SB (Figura 12) e o SAM, identificamos que a estação que obteve melhor correlação significativa (99%) foi o outono (-0,440). Assim, quando o SAM é (+) observamos uma diminuição nas anomalias de TMM e quando o SAM é (-) registram-se anomalias positivas na TMM no SB. Reboita *et al.* (2009) encontrou o mesmo padrão entre precipitação e SAM no verão e outono no sudeste da América do Sul, setor que inclui o SB, e ressalta que a estação que melhor configura esse padrão inverso é o outono.

Na análise das correlações entre o SAM e as séries temporais dos campos atmosféricos de TMM, PNM,  $Z_{850}$  e  $Z_{500}$ , foi possível identificar que a EOF1 desses

campos foi a que melhor se correlacionou como SAM (Tabela 7). O resultado obtido para os campos de PNM,  $Z_{850}$  e  $Z_{500}$  era esperado pois os trabalhos de Hall e Visbeck (2001), Turner e Marshall (2011) e Ho *et al.* (2012) identificaram que a EOF1 desses campos refletem o comportamento do SAM.

As séries temporais da EOF2, 3 e 4 de PNM e EOF2 e 3 de  $Z_{850}$  também são correlacionadas com o SAM com significância estatística ( $\alpha < 1\%$ ). Esses padrões também refletem o comportamento do SAM, um dipolo de pressão entre  $40^\circ$  S –  $70^\circ$  S. Esse comportamento dos campos evidencia que o SAM é um modo de variabilidade climática dominante no HS. Os padrões espaciais das séries temporais serão discutidos na próxima seção.

É importante mencionar a correlação (0,48) entre a série temporal de EOF1 de TMM e o SAM, também é significativa ( $\alpha < 1\%$ ), o que demonstra que os padrões espaciais de TMM exibem um comportamento associado ao do SAM.

## **5.5. Padrões de anomalias da circulação atmosférica**

Estudo prévios de Aquino *et al.* (2006a) indicavam que conexões climáticas ocorriam nas anomalias da TMM e sazonal, entre o setor sul da costa do Brasil (CSB) e o mar de Weddell. Esses autores, ao analisarem o comportamento médio do vento em 925 hPa entre  $30^\circ$ W e  $80^\circ$ W e  $20^\circ$ S e  $65^\circ$ S, observaram que os meses frios tiveram marcada influência da circulação meridional de sul para norte, principalmente entre o mar de Weddell e a CSB. Constataram ainda que a região acima atuava como um “corredor” preferencial para essa circulação entre a região subantártica e a CSB. Também observaram que os meses de verão e inverno apresentaram variação significativa com a circulação meridional de sul para norte, implicando na queda na TMM na CSB. Quando essa circulação foi escassa, registraram-se anomalias positivas de temperatura no sul do Brasil para inverno e verão. Ao compararem os mapas dos campos de anomalias mensais da circulação meridional, destacaram-se os meses de

janeiro de 1979 e julho de 2000 como exemplos desses campos de anomalias, onde a TMM teve anomalias de até  $-3,0^{\circ}\text{C}$ . É importante mencionar que foram registrados sete dias com circulação meridional de sul para norte nos dois meses. O número de dias com circulação sul-norte afetando a TMM varia entre cinco e dez dias ao mês, e não necessariamente em um único evento, enfatiza-se que o efeito de queda na temperatura também depende da intensidade da massa de ar advectada (Aquino *et al.*, 2006a).

Assim, a elaboração de análises das composições dos campos de anomalia de TMM, vetor vento  $v$  e PNM (ver Figuras 39, 40 e 41) para as estações de verão, outono, inverno e primavera (Tabela 8) permitiria identificar o comportamento dos campos atmosféricos entre essas regiões. Tais composições foram calculadas para os meses em que ocorreram as cinco maiores anomalias mensais negativas *menos* os meses com as cinco maiores anomalias mensais positivas de TMM do SB, respectivamente, para toda a região de estudo, PA e SB (Figura 2). Ressalta-se que nessa etapa também foram considerados os casos de janeiro de 1979 e julho de 2000 observados por Aquino *et al.* (2006a). E mais uma vez, ao analisarmos as composições dos campos de anomalias de TMM observou-se um padrão de anomalias negativas de TMM na região SB e de anomalias positivas na região da PA. No verão e inverno as anomalias positivas de TMM são bem definidas na PA e nos mares de Bellingshausen e Weddell, ao mesmo tempo em que anomalias negativas ocorrem no SB. Destaca-se que as anomalias negativas são até  $2^{\circ}\text{C}$  mais intensas no inverno (atingindo até  $-5^{\circ}\text{C}$ ) do que no verão (chegando até  $-3^{\circ}\text{C}$ ) e as positivas na PA de  $2^{\circ}\text{C}$  e  $4^{\circ}\text{C}$ , respectivamente. No outono e primavera o padrão é semelhante ao citado nas estações anteriores, contudo apresenta-se distinto do observado na região da PA para verão e outono. Observam-se ainda anomalias negativas de TMM de até  $-5^{\circ}\text{C}$  no outono e primavera no SB e positivas ( $+1^{\circ}\text{C}$ ) na PA e mar de Bellingshausen.

Nos campos de anomalias do vetor vento  $v$  (10 m) desses casos extremos identifica-se, em todas as estações do ano, a advecção meridional de sul para norte a partir do mar de Weddell até o SB (Figura 40), sendo que ela é mais intensa no outono. Já as anomalias negativas no vetor vento predominam no sudeste do Oceano Pacífico

Sul, advectam ar de norte/noroeste para sul/sudeste, atingindo os mares de Bellingshausen e Amundsen, a costa oeste da PA e o oeste do mar de Weddell.

Identificou-se nas composições de PNM anomalias positivas no sudeste e sul da América do Sul e negativas no sudeste do Oceano Pacífico Sul e nos mares de Amundsen e Bellingshausen. As anomalias positivas de PNM são responsáveis pela advecção de sul para norte de massas de ar da região da PA até o SB. Nota-se que os valores mais baixos de PNM ocorrem no outono e no inverno no mar de Bellingshausen. Nessas mesmas estações do ano, identificou-se a presença de uma atividade ciclônica no Oceano Atlântico sudoeste, mais intensa no outono, e que colabora para a advecção de massas de ar frio da região da PA para o SB. As anomalias positivas de PNM também ocorrem no inverno, orientada de noroeste para sudeste, entre o sudeste do Oceano Pacífico Sul e sudoeste do Oceano Atlântico Sul (como esperado para essa época do ano – anticiclones móveis) marcando claramente a característica de “cemitério” de CE localizado a oeste da PA nos mares de Amundsen e Bellingshausen.

Os resultados das composições elaboradas nesta tese corroboram os estudo prévios realizados por Aquino *et al.* (2006a, b e c) e os padrões dos campos de PNM, vetor vento  $v$  e TMM podem ser utilizados conforme Tompson e Solomon (2002), Marshall (2003), Marshall *et al.* (2004), Carvalho *et al.* (2005), Gillett *et al.* (2006), Justino e Peltier (2008), Reboita *et al.* (2009) e Turner *et al.* (2009), para explicar como parte da circulação atmosférica associada o SAM colaboraram para o marcado aquecimento na TMM e TMA no leste e no oeste da PA, além do aumento na variabilidade climática na PA e no SB associados. É importante destacar que a conexão climática, principalmente nas anomalias de TMM e sazonal, ocorre preferencialmente no corredor no Oceano Atlântico Sul entre o mar de Weddell e o SB. Esta conexão aparenta ter sua origem nas teleconexões entre as regiões tropical, extratropical e polar do HS, onde o SAM aparentemente modula parte da variabilidade climática entre o SB e a região da PA, principalmente no outono.

## 6 CONCLUSÕES

---

*The poles or the tropics? Who leads the climatic dance?*

*Fred Pearce, 2007.*

*With Speed and Violence,*

*why scientists fear tipping points in climate change*

O objetivo deste estudo foi investigar as conexões climáticas da temperatura média mensal e sazonal do ar entre o sul do Brasil (SB) e a região da Península Antártica (PA). As principais conclusões obtidas nesta tese serão apresentadas a seguir:

Observou-se um aumento de  $0,56^{\circ}\text{C}$  (*i.e.*,  $0,0114^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ) estatisticamente significativa a 99% de confiança na série de anomalias de TMA do SB nos últimos 49 anos (1961 – 2009). A temperatura média sazonal também registrou tendência de aumento em todas as estações do ano, porém, somente no outono essa tendência ( $+0,0179^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ) foi estatisticamente significativa ( $\alpha < 1\%$ ).

Com relação ao SAM, o índice apresentou tendência positiva desde o início da série, entre janeiro de 1979 a dezembro de 2009. Sazonalmente o SAM apresentou tendência positiva (1979 – 2009), porém estatisticamente significativa ( $\alpha < 5\%$ ) nas estações de verão e outono, sendo essas as estações em que ocorreram as maiores mudanças. A primavera foi à estação preferencial de ocorrência do SAM (-), 18 casos, e o inverno do SAM (+), com 20 casos. Possivelmente a maior ocorrência de casos do SAM (-) que ocorreram na primavera seja consequência das características de transição dessa estação no HS (intensificação da instabilidade atmosférica provocada pelo encontro de massas de ar subtropicais e extratropicais, ajustes do campo de pressão

e circulação atmosférica) e de uma possível intensificação frontogenética na região, que é uma característica do setor sudeste da América do Sul, e da própria tendência do SAM (+) no inverno. Já a preferência do SAM (+) ocorrer no inverno deve ser uma resposta à tendência positiva observada desde o início da década de 2000, associada ao fortalecimento do VC do HS.

A avaliação dos modos de variabilidade dos campos atmosféricos analisados (TMM, PNM,  $Z_{850}$  e  $Z_{500}$ ) mostrou que os principais modos exibem um padrão de dipolo entre as regiões subtropical e polar no HS. A primeira componente dos campos associados à PNM,  $Z_{850}$  e  $Z_{500}$  revela a característica marcante do modo anular do Hemisfério Sul, e as demais componentes significativas também caracterizam o referido dipolo. Salienta-se ainda que esse dipolo também foi observado nas três primeiras componentes da TMM. A análise desses diferentes campos permitiu a identificação desse padrão.

Observou-se que o SAM possui um impacto importante na TMM e sazonal no SB e na PA, apresentando uma correlação negativa significativa no outono. Essa correlação indica que as anomalias negativas (positivas) de TMM no SB e positivas (negativas) na PA estão associadas com a fase positiva (negativa) do SAM. As correlações entre as séries temporais dos modos de variabilidade dos campos atmosféricos e o SAM revelaram que existem conexões estatisticamente significativas ( $\alpha < 1\%$ ) com o padrão espacial de dipolo observado na análise dos modos de variabilidade.

Nas composições de PNM, observou-se anomalias positivas no sudeste e sul da América do Sul e negativas no sudeste do Oceano Pacífico Sul e nos mares de Amundsen e Bellingshausen. Essas anomalias foram responsáveis pela advecção de sul para norte de massas de ar da região da PA até o SB. Verificou-se que os valores mais baixos de PNM ocorreram no outono e no inverno no mar de Bellingshausen. Nessas mesmas estações do ano, identificou-se a presença de uma atividade ciclônica no Oceano Atlântico sudoeste, mais intensa no outono, e que colaborou para a advecção de massas de ar frio da região da PA para o SB. Nos campos de anomalias do vetor vento  $v$

(10 m) desses casos extremos identificou-se que em todas as estações do ano, a advecção meridional de sul para norte a partir do mar de Weddell até o SB, foi também mais intensa no outono. Portanto, salienta-se que os extremos negativos e positivos na variabilidade da TMM e sazonal no SB resultam, em parte, de variações na circulação atmosférica a milhares de quilômetros de distância, na região da PA, principalmente do mar de Weddell.

## REFERÊNCIAS

---

- Aquino, F. E. 1999. **Sedimentação moderna associada à geleira de maré Lange**. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 106 f.
- Aquino, F. E. e Setzer, A. 2005. O clima na Amazônia Azul. In: SIMÕES, Carlos F.; CHAVES, Paulo de Tarso (ed.) **Geografia: ensino fundamental e médio: O mar no espaço geográfico brasileiro**. Brasília: Ministério da Educação, Secretaria da Educação Básica, p. 226-230. (Coleção Explorando o Ensino, v. 8).
- Aquino, F. E.; Setzer, A. e Simões, J. C. 2006a. Conexões Climáticas entre o Rio Grande do Sul e o Mar de Weddell. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 14, 2006, Florianópolis. **A Meteorologia a Serviço da Sociedade**. Florianópolis, Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2006. 1 CD-ROM.
- Aquino, F. E.; Setzer, A. e Simões, J. C. 2006b. The sub-Antarctic atmospheric circulation between 15W and 90W and its effects on the climates of the Antarctic Peninsula and Southern South America. In: **Antarctic Peninsula Climate Variability: Observations, Models and Plans for IPY Research**, 2006. University of Colorado, Boulder, Colorado, EUA. p. 19.
- Aquino, F. E.; Setzer, A.; Simões, J. C.; Viana, D. R. e Romão, M. O. 2006c. **Climatological links between the Antarctic Peninsula and South America**. In: SCAR – Standing Scientific Group in Physical Sciences, Hobart, Austrália, 2006. Joint AGCS; ACE; EBA Workshop on Atmospheric, Oceanic, Cryospheric and Biological Variability over decadal to millennial timescales, 2006.
- Arblaster, J. e Meehl, G. A. 2006. Contributions of external forcings to Southern Annular Mode trends. **Journal of Climatology**, 19: 2896-2905.
- Barry, R. G. e Carleton, A. M. 2001. **Synoptic and Dynamic Climatology**. Londres, Routledge, 620 p.

- Berlato, M. A. e Fontana, D. C. 2003. **El niño e La niña: Impactos no clima, na vegetação e na agricultura do Rio Grande do Sul. Aplicações de previsões climáticas na agricultura.** Porto Alegre, Editora da UFRGS. 110 p.
- Biazeto, B.; Silva Dias, M. A. F. e Dias, P. L. 2006: Impacto da precipitação no ciclo de assimilação em modelos de mesoescala. In: **Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 14., 2006, Florianópolis: Sociedade Brasileira de Meteorologia. 1 CD-ROM.
- Björnsson, H. e Venegas S. A. 1997. A manual for EOF and SVD analyses of climatic data. **CCGCR Report**, 97-1. McGill University, Montreal, Québec. 52 p.
- Bremer, U. F. 1998. **Morfologia e bacias de drenagem da cobertura de gelo da Ilha Rei George, Antártica.** Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Centro Estadual de Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 119 f.
- Bromwich, D. J. e Parish, T. R. 1998. Meteorology of the Antarctic. In: Karoly, D. J. e Vicent, D. G. **Meteorology of the Southern Hemisphere.** Boston, American Meteorological Society, Meteorological Monographs, 27 (49): 175-200.
- Brohan, P.; Kennedy, J. J.; Harris, I.; Tett, S. F. B. e Jones, P. D. 2006. Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850. **Journal of Geophysical Research**, 111.
- Burroughs, W. J. 2007. **Climate Change, A Multidisciplinary Approach.** Cambridge, University Press, 378 p.
- Carpenedo, C. B. 2012. **Interações entre os ciclones extratropicais e a variabilidade extrema do gelo marinho nos mares de Bellingshausen-Amundsen e no mar de Weddell, Antártica.** Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - IAG/USP, São Paulo, 180 f.
- Carvalho, L. M. V.; Jones, C. e Ambrizzi, T. 2005. Opposite phases of the Antarctic Oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the austral summer. **Journal of Climate**, 18 (8): 702-718. DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-3284.1>.

- Cavalieri, D. J. e Parkinson, C. L. 2008. Antarctic sea ice variability and trends, 1979-2006. **Journal Geophysical Research**, 113: 1-19. DOI: 10.1029/2007JC004564.
- Cavalcanti, I. F. A. e Ambrizzi, T. Teleconexões e suas influências no Brasil. In: Cavalcanti, I. F. A.; Ferreira, N. J.; Silva, M. G. A. J. e Silva Dias, M. A. F. (Org.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo, Oficina de Textos, 2009. p. 317-335.
- Compagnucci, R. H. e Richman, M. B. 2008. Can principal component analysis provide atmospheric circulation or teleconnection patterns? **International Journal of Climatology**, 28 (6): 703-726. DOI: 10.1002/joc.1574.
- Cicerone, R. J. 1999. Atmospheric Chemistry and the Earth System. In: Brasseur, G. P.; Orlando, J. J. e Tyndall, G. S. ed. **Atmospheric Chemistry and Global Change**. New York, Oxford University Press. p. 1-20.
- Critchfield, H. J. 1966. **General Climatology**. Englewood Cliffs, Prentice Hall. 464 p.
- Ding, Q.; Steig, E. J.; Battisti, D. S. e Küttel, M. 2011. Winter warming in west Antarctica caused by central tropical Pacific warming. **Nature Geoscience**, 4: 398-403. DOI:10.1038/NGEO1129.
- Doake, C. S. M. 1982. State of balance of the ice sheet in the Antarctic Peninsula. **Annals of Glaciology**, 3: 77-82.
- Doake, C. S. M.; Corr, H. F. J.; Rott, H.; Skvarca, P.; Young, N. W. 1998. Breakup and conditions for stability of the northern Larsen Ice Shelf, Antarctica. **Nature**, 391: 778-780.
- Domack, E.W.; Ishman, S. 1993. Oceanographic and physiographic controls on modern sedimentation within antarctic fjords. **Geological Society of American Bulletin**, 105: 1175-1189.
- Doran, P. T.; Priscu, J. C.; Lyons, W. B.; Walsh, J. E.; Fountain, A. G.; Mcknight, D. M.; Moorhead, D. L.; Virginia, R. A.; WallL, D. H.; Clow, G. D.; Fritsen, C. H.; Mackay, C. P. e Parsons, A. N. 2002. Antarctic climate cooling and terrestrial ecosystem response. **Nature**, 415: 517-520.

- Ferron, F. A.; Simões, J. C.; Aquino, F. E. e Setzer, A. 2004. Air temperature time series for King George Island, Antarctica. **Pesquisa Brasileira Antártica**. Academia Brasileira de Ciências, 4: 155-169.
- Gillett, N. P., Kell, T. D. e Jones, P. D. 2006. Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. **Geophysical Research Letters**, 33, L23704, DOI: 10.1029/2006GL027721.
- Gillett, N. P., Stone, D. A., Stott, P. A., Nozawa, T., Karpechko, A. Yu., Hegerl, G. C., Wehner, M. F. e Jones, P. D. 2008. Attribution of polar warming to human influence. **Nature Geoscience**, 1: 750-754. DOI: 10.1038/ngeo338.
- Gloersen, P.; Campbell, W.J.; [Cavalieri, D.J.; Comiso, C.; Parkinson, C.L.; Zwally, H.J. (colaboradores)]. (Eds.). 1992. **Arctic and antarctic sea ice: satellite passive-microwave observations and analysis**. Washington D.C., NASA. (NASA Special Publication, 511), 290 p.
- Gong, D. e Wang, S. 1999. Definition of Antarctic Oscillation Index. **Geophysical Research Letters**, 26 (4): 459-462.
- Griffth, T. W. e Anderson, J. B. 1989. Climatic control of sedimentation in bays and fjords of the northern Antarctic Peninsula. **Marine Geology**, 85: 181-204.
- Grimm, A. M. 2009a. Clima da Região Sul do Brasil. In: Cavalcanti, I. F. A.; Ferreira, N. J.; Silva, M. G. A. J. e Silva Dias, M. A. F. (Org.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo, Oficina de Textos, p. 260-275.
- Grimm, A. M. 2009b. Clima da Região Sul do Brasil. In: Cavalcanti, I. F. A.; Ferreira, N. J.; Silva, M. G. A. J. e Silva Dias, M. A. F. (Org.). **Variabilidade interanual do clima do Brasil**. São Paulo, Oficina de Textos, p. 354-374.
- Groves, D. G.; Hunt, L. M. 1980. **The Ocean World Encyclopedia**. New York, McGraw-Hill, 443 p.
- Hall, A. e Visbeck, M. 2001. Ocean and Sea Ice response to the Southern Hemisphere Annular Mode: Results from a coupled climate mode. **Clivar Exchanges**, 6 (4): 4-6.

- Hanachi, A. 2004. **A primer for EOF analysis of climate data**. Department of Meteorology, University of Reading, Reino Unido, 33 p.
- Harvey, D. L. D. 2000. **Global Warming: The Hard Science**. 1<sup>a</sup>. ed. Singapore: Person Education Asia, 336 p.
- Hartmann, D. L. 1994. **Global Physical Climatology**. San Diego, Academic Press, 411 p.
- Hartmann, D. L.; Wallace, J. M.; Limpasuvan, V.; Thompson, D. W. J. e Holton, J. R. 2000. Can ozone depletion and global warming interact to produce rapid climate change? **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, 97: 1412-1417.
- Hair, J. F. Jr.; Black, W. C. ; Babin, B.J.; Anderson, R. E. e Tatham, R. L. 2009. **Análise Multivariada de Dados**. 6<sup>a</sup> ed. Porto Alegre, Bookman. 688 p.
- Ho, M., Kiem, A. S. e Verdon-Kidd, D. C. 2012. The Southern Annular Mode: a comparison of indices. **Hydrology and Earth System Sciences**, 16: 967-982. DOI: 10.5194/hess-16-967-2012.
- IPCC, 2007: Summary for Policymakers. In: Solomon, S.; Qin, D.; Manning, M.; Chen, Z.; Marquis, M.; Averyt, K. B.; Tignor, M. e Miller, H. L. ed. **Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. Cambridge, Cambridge University Press. p. 1-17.
- Jacka, T. H. e Budd, W. F. 1998. Detection of temperature and sea-ice-extent changes in the Antarctic and Southern Ocean, 1949-96. **Annals of Glaciology**, 27: 553-559.
- Jones, P. D. e Allan, R. 1998. Climate change and long-term climate variability. In: Karoly, D. J. e Vincent, D. G. ed. **Meteorology of the Southern Hemisphere**. Meteorological Monographs, American Meteorological Society, 27 (49): 337-363.
- Justino, F. e Peltier, W. R. 2006. 2006: Influence of present day and glacial surface conditions on the Antarctic Oscillation/Southern Annular Mode. **Geophysical Research Letters**, 33, L22702, DOI:10.1029/2006GL027001.

- Justino, F. e Peltier, W. R. 2008. Climate anomalies induced by the Arctic and Antarctic Oscillations: glacial maximum and present-day perspectives. **American Meteorological Society**, 21(3): 459-475. DOI:10.1175/2007JCLI1703.1.
- Kalnay, E. e Co-autores. 1996. The NCEP/NCAR Reanalysis 40-Years Project. **Bulletin of American Meteorological Society**, 77: 437-431.
- Karoly, D. J. 1989. Southern Hemisphere circulation features associated with El Niño-Southern Oscillation events. **Journal of Climate**, 2: 1239-1252.
- Kelly, P. M. e Jones, P. D. 1999. Spatial patterns of variability in the global surface air temperature data set. **Journal of Geophysical Research**, 104: 24.237-24.256.
- King, J. C. e Turner, J. 1997. **Antarctic Meteorology and Climatology**. 5<sup>a</sup> ed. Cambridge, Cambridge University Press, 409 p.
- King, J. C. e Harangozo, S. A. 1998. Climate change in the western Antarctic Peninsula since 1945: observations and possible causes. **Annals of Glaciology**, 27: 571-575.
- Kushner, P. J.; Held, I. M. e Delworth, T. L. 2001. Southern Hemisphere atmospheric circulation response to global warming. **Journal of Climate**, 14: 2238-22349.
- Le Treut, H.; Somerville, R.; Cubasch, U.; Ding, Y.; Mauritzen, C.; Mokssit, A.; Peterson, T. e Prather, M. 2007. Historical Overview of Climate Change. In: Solomon, S.; Qin, D.; Manning, M.; Chen, Z.; Marquis, M.; Averyt, K. B.; Tignor, M. e Miller, H. L. ed. **Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. Cambridge, Cambridge University Press, p. 93-127.
- Linacre, E. e Geerts, B. 1997. **Climates & Weather Explained**. New York, Routledge, 432 p.
- Limpasuvan, V. e Hartmann, D. L. 1999. Eddies and the annular modes of climate variability. **Geophysical Research Letters**, 26: 3133-3133.

- Lüthi, D.; Le Floch, M.; Bereiter, B.; Blunier, T.; Barnola, Jean-Marc; Siegenther, U.; Raynaud, D.; Jouzel, J.; Fischer, H.; Kawamura, K. e Stocker, T. F. 2008. High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000-800,00 years before present. **Nature**, 453: 379-382. DOI:10.1038/nature06949.
- Marengo, J. A.; Cornejo, A.; Satyamurty, P.; Nobre, C. e Sea, W. 1997. Cold surges in the tropical and extratropical South America. The strong event in June 1994. **Monthly Weather Review**, 125: 2759-2788.
- Marengo, J. A. e Camargo, C. G. 2008. Surface air temperature trends in southern Brazil for 1960 – 2002. **International Journal of Climatology**, 28: 893-904.
- Marshall, G. J. 2003. Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. **Journal of Climate**, 16: 4134-4143.
- Marshall, G. J.; Stott, P. A.; Turner, J.; Conmolley, W. M; King, J. e Lachlan-Cope, T.A. 2004. Causes of exceptional atmospheric circulation changes in the Southern Hemisphere. **Geophysical Research Letters**, 31, L1405, DOI:10.1029/1004GL019952.
- Marshall, G. J.; Orr, A.; Van Lipzig, N. P. M. e King, J. C. 2005. The impact of a changing Southern Hemisphere Annular Mode on Antarctic Peninsula summer temperatures. **Journal of Climate**, 19: 5388-5404.
- Marshall, G. J.; Orr, A.; Lipzing, N.V. e King, J.C. 2006. The role of a changing summer Southern Annular Mode (SAM) in warming the Larsen ice shelf region. **Antarctic Peninsula Climate Variability: Observations, models, and plans for IPY research**. University of Colorado, Boulder, de 14 a 16 de maio de 2006. Disponível em <[http://nsidc.org/news/events/IPY\\_APCV/IPY-APCV\\_booklet.pdf](http://nsidc.org/news/events/IPY_APCV/IPY-APCV_booklet.pdf)>. Acesso em 22 de agosto de 2012.
- Meneghini, B.; Simmonds, I. e Smith, I. N. 2007. Association between Australian rainfall and the southern annular mode. **International Journal of Climatology**, 27:109-121. DOI: 10.1002/joc.1370.
- Mingoti, S. A. 2005. **Análise de dados através de métodos de estatística multivariada: uma abordagem aplicada**. Belo Horizonte, Editora UFMG. 297 p.

- Mitchell, T. D. e Jones, P. D. 2005. An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. **International Journal of Climatology**, 25 (6): 693-712.
- Mo, K. C. e Ghil, M. 1987. Statistics and dynamics of persistent anomalies. **Journal of Atmospheric Science**, 44: 877-902.
- Mo, K. C. e Paegle, J. N. 2001. The Pacific-South American modes and their downstream effects. **International Journal of Climatology**, 21 (10): 1211-1229.
- NASA. 2012: Hansen, J.; Ruedy, R.; Sato M. e Lo, K. **Global temperature in 2011, trends and prospects**. NASA - Goddard Institute for Space Studies and Columbia University Earth Institute. New York, NY 10025, EUA. Disponível em <<http://data.giss.nasa.gov/gistemp/2011/>>. Acesso em 18 de setembro de 2012.
- NOAA, 2012: National Oceanic and Atmospheric Administration, **State of the Climate: Global Analysis for annual 2011**. Publicado online dezembro de 2011, Disponível em <<http://www.ncdc.noaa.gov/sotc/global/2011/13>>. Acesso em 18 de setembro de 2012.
- OPEN UNIVERSITY COURSE TEAM. 1989. **Ocean Circulation**. Oxford, Pergamon Press, 238 p.
- PBMC, 2012: Sumário Executivo do Volume 1 - Base Científica das Mudanças Climáticas. Contribuição do Grupo de Trabalho 1 para o **1 Relatório de Avaliação Nacional do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas**. Ambrizzi, T., Araújo, M., Silva Dias, P.L., Wainer, I., Artaxo, P., Marengo, J.A. PBMC, Rio de Janeiro, Brasil, 34 pp.
- Parkinson, C. L. 1997. **Earth From Above: using color-coded satellite images to examine the global environment**. Sausalito, University Science Books, 175 p.
- Pezza, A. 2003. **Ondas de frio na América do Sul e as trajetórias dos ciclones e anticiclones extratropicais: climatologia sinótica**. 369 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – IAG/USP, São Paulo.
- PROANTAR. 2001. **Tratado da Antártica e Protocolo de Madri**. Brasília, Secretaria da Comissão Interministerial para os Recursos do Mar, 64 p.

- Rack, W.; Roth, H.; Jansen, D.; Sandhaerger, H. e Riedl, C. Satellite observations of ice acceleration and numerical studies of the flow regime at Larsen ice shelf. **Antarctic Peninsula Climate Variability: Observations, models, and plans for IPY research**. University of Colorado, Boulder, de 14 a 16 de maio de 2006. Disponível em <[http://nsidc.org/news/events/IPY\\_APCV/IPY-APCV\\_booklet.pdf](http://nsidc.org/news/events/IPY_APCV/IPY-APCV_booklet.pdf)>. Acesso em 22 de agosto de 2012.
- Raphael, M. N. 2004. A zonal wave 3 index for the Southern Hemisphere. **Geophysical Reserch Letters**, 31, L23212.
- Reboita, M. S.; Ambrizzi, T. e da Rocha, R. P. 2009. Relationship between the southern annular mode and Southern Hemisphere atmospheric systems. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 24 (1): 48-55.
- Renfrew, I.; Speer, K.; Rintoul, S.; Thompson, D. e Sparrow, M. 2005. The modes of Southern Hemisphere climate variability workshop. **The CLIVAR Newsletter Exchanges**, 35 (10-4): 2-4.
- Reynolds, J. 1981. The distribution of mean annual temperatures in the Antarctic Peninsula. **British Antarctic Survey Bulletin**, 54: 123-133.
- Sansigolo, C. A. e Kayano, M. T. 2010. Trends of seasonal maximum and minimum temperatures and precipitation in Southern Brazil for the 1913 – 2006 period. **Theoretical Applied Climatology**, 101: 209-216. DOI: 10.1007/s00704-010-270-2.
- Satyamurty, P.; Nobre, C. A.; Silva Dias, P. L. 1998. South America. **Meteorological Monographs**, 27 (49): 119-139.
- SCAR, 2008: **Antarctica in numbers**. Scientific Committee on Antarctic Research. Disponível em <<http://www.scar.org/information/statistics/>>. Acesso em 05 de abril de 2007.
- Schwerdtfeger, W. 1984. **Weather and Climate of the Antarctic**. Amsterdam, Elsevier. 261 p.

- Schwerdtfeger, W. e Amaturro, L. R. 1979. **Wind and weather around the Antarctic Peninsula**. Technical Report 79.00.S1, Department of Meteorology, University of Wisconsin, Madison. 65 p.
- Serra, A. e Ratisbonna, L. 1942. **As massas de ar da América do Sul**. Rio de Janeiro, Serviço de Meteorologia do Ministério da Agricultura, 138 p.
- Siegenthler, U., Stocker, T. F., Monnin, E., Lüthi, D., Schwander, J., Stauffer, B., Raynaud, D., Barnola, Jean-Marc, Fischer, H. Masson-Delmotte, V. e Jouzel, J. 2005. Stable carbon cycle-climate relationship during the late Pleistocene. **Science**, 310: 1313-1317.
- Silvestri, G. E. e Vera, C. S. 2003. Antarctic oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America. **Geophysical Research Letters**, 30: DOI:10.1029/2003GL018277.
- Simões, J. C. e Bremer, U. F. 1995. Investigation of King George Island ice cover using ERS-1/SAR and SPOT imagery. **Revista SELPER**, 11 (1-2): 56-60.
- Simões, J. C. 2004. Glossário da língua portuguesa da neve, do gelo e termos correlatos. *In Pesquisa Brasileira Antártica*. Rio de Janeiro, Academia Brasileira de Ciências, 4: 119-154.
- Simmonds, I. e Jacka, T. H. 1995. Relationships between the interannual variability of Antarctic sea ice and the Southern Oscillation. **Journal of Climate**, 8: 637-647.
- Solman, S. A. e Menéndez, C. G. 2003. Weather regimes in the South American sector and neighboring oceans during winter. **Climate Dynamics**, 21 (1): 91-104.
- Son, S. W.; Polvani, L. M.; Waugh, D. W.; Akiyoshi, H.; Gracia, R.; Kinnison, D.; Pawson, S.; Rozanov, E.; Shepherd, T. G. e Shibata, K. 2008. The impact of stratospheric ozone recovery on the Southern Hemisphere westerly jet. **Science**, 320 (5882): 1486-1489.
- Souza, R. O. 2002. **Caracterização dos invernos no sul do Brasil em função dos dias de neve e da participação das massas de ar**. 148 p. Tese (Doutorado em Geografia) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, USP, São Paulo.

- Stamp, D. 1970. **A Glossary of Geographical Terms**. Committee of the British Association for the Advancement of Science. 2 ed. 1966, Cambridge, Longman Group.
- Steing, E. J.; Schneider, D. P.; Rutherford, S. D.; Mann, M. E.; Comiso, J. C. e Shindell, D. T. 2009. Warming of the Antarctic ice-sheet surface since the 1957 International Geophysical Year. **Nature**, 459: 457-463. DOI: 10.1038/nature07669.
- Storch, H. V. e Zwiers, F. W. 1999. **Statistical Analysis in Climate Research**. 1<sup>a</sup> ed. Cambridge, University Press, 484 p.
- Taljaard, J. J. 1972. Topics: Synoptic meteorology of the Southern Hemisphere. **Meteorology Monographs**, 13 (35): 139-213.
- Thompson, D. W. J. e Wallace, J. M. 2000. Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability. **Journal of Climate**, 13: 1000-1016.
- Thompson, D. W. J. e Solomon, S. 2002. Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. **Science**, 296: 895-899.
- Thompson, D. W. J.; Solomon, S.; Kushner, P. J.; England, M. H.; Grise, K. M. e Karoly, D. J. 2011. Signatures of the Antarctic ozone hole in Southern Hemisphere surface climate change. **Nature Geoscience**, Outubro. DOI: 10.1038/NGEO1296.
- Trenberth, K. E. 1980. Interannual variability of the Southern Hemisphere 500 mb flow: regional characteristics. **Monthly Weather Review**, 109: 127-136.
- Turner, J.; Colwell, S. R.; Marshall, G. J.; Lachlan-Cope, T. A.; Carleton, A. M.; Jones, P. D.; Lagun, V.; Reid, P. A. e Iagovkina, S. 2005a. Antarctic climate change during the last 50 years. **International Journal of Climatology**, 25: 279-294.
- Turner, J.; Aquino, F. E.; Connolley, W. M. e Lachlan-Cope, T. A. 2005b. Links between ENSO and the climates of Antarctica and Southern South America. In: **XIII Simpósio Brasileiro Sobre Pesquisa Antártica – Programa e Resumos**. Universidade de São Paulo, São Paulo, 79-80.

- Turner, J.; Lachlan-Cope, T. A.; Colwell, S. R.; Marshall, G. J. e Connolley, W. M. 2006. Significant warming of the Antarctic winter troposphere. **Science**, 311: 1914-1917.
- Turner, J.; Bindshadler, R.; Convey, P.; Di Prisco, G.; Fahrbach, E.; Gutt, J.; Hodgson, D.; Mayewski, P. e Summerhayes, C. 2009. **Antarctic Climate Change and the Environment – a contribution to the International Polar Year 2007-2008**. SCAR, Scott Polar Research Institut, Cambridge. 526 p.
- Turner, J. e Marshall, G. J. 2011. **Climate Change in the Polar Regions**. Cambridge, Cambridge University Press, 433 p.
- Vaughan, D. G. e Doake, C. S. M. 1996. Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves on the Antarctic Peninsula. **Nature**, 379: 328-331.
- Viana, D. R.; Matzenauer, R. e Aquino, F. E. 2006: Desvios de temperatura média no Estado do Rio Grande do Sul em 2005. In: **Encontro Sul-Brasileiro de Meteorologia, 1; Jornada de Palestras dos Estudantes de Meteorologia – UFPEL, 3, 2006. Anais**. Pelotas, Universidade Federal de Pelotas – UFPEL. 1 CD-ROM.
- Viana, D. R. 2012. **Sistema de Reconhecimento de Padrões Aplicado à Previsão Climática de Temperatura e Precipitação no Centro-Sul do Brasil**. Proposta de Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 68 p.
- Vianello, R. L. e Alves, A. R. 1991. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa, Universidade Federal de Viçosa, 449 p.
- Wallace, J. M. e Hobbs, P.V. 2006. **Atmospheric Science – an introductory survey**. International Geophysics Series, 2<sup>a</sup> ed. Toronto, Elsevier, 483 p.
- Walton, D. W. H. 1987. Sea ice and icebergs. In: Walton, D.W.H. (Ed.) **Antarctic Science**. Cambridge, Cambridge University Press. p. 140-150.
- Wilks, D. S. 2006. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. International Geophysics Series, 2<sup>a</sup> ed. Burlington, Academic Press, Elsevier, 627 p.

White, W. B. e Peterson, R. G. 1996. An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent. **Nature**, 380: 699-702.

Wolter, K., e Timlin, M. S. 1998. Measuring the strength of ENSO events: how does 1997/98 rank? **Weather**, 53: 315-324.

World Meteorological Organization. 2011. **WMO statement on the status of the global climate in 2011**. WMO - N° 1085, 24 p.

Yuan, X e Li, C. 2008. Climate modes in southern high latitudes and their impacts on Antarctic sea ice. **Journal of Geophysical Research**, 113, C06S91, DOI:10.1029/2006JC004067.

**ANEXO I**

Título da Dissertação/Tese:

**"Conexão Climática entre o Modo Anular do Hemisfério Sul com a Península Antártica e o sul do Brasil"**

Área de Concentração: Geologia Marinha

Autor: **FRANCISCO ELISEU AQUINO**

Orientador: Jefferson Cardia Simões

Examinador: Denise Cybis Fontana

Data: 14/12/2012

Conceito: A




**PARECER:**

A tese aborda tema atual e importante. O acúmulo de conhecimento do autor transparece ao longo do texto, tornando o texto coerente e com fluidez. Os métodos utilizados são adequados e bem empregados e analisados. Os resultados são apresentados na forma de figuras e tabelas bem elaboradas. As legendas devem ser complementadas. É feita a discussão dos resultados confrontando com outros autores. Sugiro a introdução de hipótese motivadora da pesquisa e revisão das conclusões.

O candidato apresentou e defendeu seu trabalho de forma qualificada.

Meu parecer é, portanto, pelo aprovação do candidato e documento.

[Lined area with a diagonal slash through it]

Assinatura:  Data: 14/12/2012  
Ciente do Orientador:   
Ciente do Aluno: 

## ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

**"Conexão Climática entre o Modo Anular do Hemisfério Sul com a Península Antártica e o sul do Brasil"**

Área de Concentração: Geologia Marinha

Autor: FRANCISCO ELISEU AQUINO

Orientador: Jefferson Cardia Simões

Examinador: Jandyr de Menezes Travassos

Data:

14 de dezembro de 2012

Conceito:


A

## PARECER:

O candidato, Francisco E. Aquino, apresentou a sua dissertação de mestrado da maneira clara e adequada do ponto de vista técnico. A sua apresentação oral foi excelente, tendo agradado muito os jurados da sua dissertação.

A dissertação, por sua vez, trata-se um profissional com domínio do problema a ser abordado e com ótimo planejamento e escolha do referencial metodológico. As etapas fundamentais de um trabalho científico, a identificação do problema e sua abordagem, a escolha da metodologia e dos sujeitos dos resultados, a análise de sua interpretação e dos conhecimentos, todos estão claramente reportados. Trata-se de um trabalho original, pouco abordado.


Assinatura:



Data:

14/12/2012

Ciente do Orientador:



Ciente do Aluno:



ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

**"Conexão Climática entre o Modo Anular do Hemisfério Sul com a Península Antártica e o sul do Brasil"**

Área de Concentração: Geologia Marinha

Autor: FRANCISCO ELISEU AQUINO

Orientador: Jefferson Cardia Simões

Examinador: Nelson Jesus Ferreira

Data: 14/12/2012

Conceito: A

PARECER:

A tese tem mérito e constitui importante contribuição para o avanço do conhecimento das conexões da Antártica e o clima no Brasil. Essa <sup>tese</sup> deveria ser naturalmente sintetizada para ser publicada em revistas especializadas da área. Sugere-se aprimorar as legendas das figuras para facilitar a interpretação das mesmas e discutir as limitações e vantagens dos dados utilizados.

Lined area for text or notes, crossed out with a diagonal line.

Assinatura: Wilson J. Ferreira

Data: 14/12/2012

Ciente do Orientador: Adriano C. ...

Ciente do Aluno: Adriano